

Chapitre I. Introduction à la pétrographie

I.1. Définitions

La pétrographie (du grec *petra*, pierre, et *graphein*, écrire) est une des Sciences de la Terre qui s'intéresse à la description et à la classification des roches.

La pétrogenèse cherche à comprendre les mécanismes de formation des roches.
Pétrographie + pétrogenèse = Pétrologie.

La pétrologie (du grec *logos*, discours, parole) est donc la science qui s'intéresse à la description, classification et interprétation de la genèse des roches.

Une roche est un agrégat naturel de **minéraux**, de verre et/ou de matière organique qui compose l'écorce terrestre.

Le **granite** est une roche magmatique composée principalement des minéraux suivants : feldspaths, quartz et micas.

Le **calcaire** est une roche sédimentaire composée de fossiles et d'une matrice carbonatée.

Le **charbon** est une roche sédimentaire composée de matériel végétal lithifié.

L'**obsidienne** est une roche magmatique composée surtout de verre volcanique.

Un minéral est un solide (*ce n'est pas un liquide, ni un gaz*), naturel (*il se forme sans l'intervention de l'homme*), possédant une composition chimique définie (*exprimée par sa formule chimique*) et une structure atomique ordonnée (*cristal*).

Intérêt de la pétrographie

Scientifique : les roches sont aux géologues ce que les archives sont aux historiens. Elles nous permettent de reconstituer l'histoire des derniers 4 milliards d'années de la Terre.

Economique : les matières premières minérales sont toutes extraites des roches. Les matériaux de construction sont pour la plupart à base de roches.

Technologique : la construction des ouvrages d'art ne peut se réaliser sans une étude géologique des terrains qui se base sur les propriétés physiques et mécaniques des roches. Ces propriétés sont intimement liées à la pétrographie des roches.

I.2. Méthodes d'identification en Pétrographie

I.2.1. Méthodes descriptives

Les méthodes descriptives se basent sur :

L'identification des minéraux dans les roches ;
La détermination de la proportion des minéraux dans les roches ;
La détermination de la structure et la texture des roches.

La structure d'une roche désigne l'aspect ou la forme que prend la roche tel qu'on peut l'observer à l'oeil nu sur un affleurement rocheux (échelle macroscopique). Exemple : structure litée, massive, rubanée.

La texture d'une roche désigne l'agencement, la granulométrie et la forme géométrique des minéraux tel qu'on peut les observer au *microscope polarisant* (échelle microscopique).

La pétrographie est basée sur l'examen des lames minces des roches sous le *microscope polarisant* pour déterminer avec précision les minéraux et leurs proportions dans les roches.

Le *microscope polarisant* (appelé aussi microscope pétrographique) est l'outil de base de la pétrographie. C'est un microscope spécialisé conçu pour déterminer les propriétés optiques des minéraux. Son grossissement permet d'identifier les grains des minéraux très petits.

I.2.2. Méthodes géochimiques

Les méthodes géochimiques consistent à déterminer à l'aide de différents instruments analytiques la composition chimique de la roche.

Cette composition chimique servira à classifier les roches selon des critères internationaux. Les méthodes géochimiques sont plus fiables que les méthodes descriptives. Par contre, elles sont plus coûteuses et ne permettent pas une identification instantanée des roches sur le terrain, les échantillons doivent être ramenés au laboratoire.

Exemple d'appareillage de mesures utilisées par les méthodes géochimiques : spectromètre de fluorescence X, spectromètre à émission plasma, microsonde électronique.

1.4. Le cycle des roches (Figure 1)

Dans le cycle des roches, le magma occupe une position centrale : il en est le point de départ et le point d'arrivée du cycle.

La première phase du cycle est constituée par la **crystallisation** du magma, un processus qui conduit à la formation des roches **magmatiques**. Le magma peut cristalliser en surface, et les roches magmatiques formées sont dites : **volcaniques**. Les roches volcaniques sont donc exposées à la surface de la Terre. Si le magma cristallise en profondeur, il donnera des roches **plutoniques**. Les roches plutoniques sont amenées à la surface lors du **soulèvement** et l'**érosion** des terrains par les processus dynamiques de la tectonique des plaques, lors de la formation de chaînes de montagnes par exemple.

A la surface, les roches magmatiques subissent les processus associés à l'**énergie solaire** - chauffage, refroidissement, vent, pluie - et la circulation d'eau météorique. Ces roches s'altèrent et se décomposent en grains individuels qui sont **transportés** par l'eau, la glace et le vent pour former un dépôt meuble, un **sédiment** (graviers, sables, boues). Ce processus est appelé **sédimentation**. Puis ce sédiment se transforme progressivement en **roche sédimentaire** selon un ensemble de processus qu'on appelle la **diagenèse**. Les roches sédimentaires sont les plus communes à la surface terrestre parce qu'elles forment une couche mince au-dessus de la croûte terrestre.

L'enfouissement de cette roche sédimentaire (dans les chaînes de montagnes par exemple) implique des changements de la température et de la pression ambiantes. Les roches sédimentaires se transforment alors en **roches métamorphiques**. On appelle **métamorphisme**, le processus de transformation d'une roche sous l'effet de températures et de pressions élevées. Les roches magmatiques peuvent aussi être soumises aux processus du métamorphisme et produire des roches métamorphiques.

L'érosion des roches métamorphiques et des roches sédimentaires produira aussi des sédiments et éventuellement des roches sédimentaires.

Le retour au magma par la **fusion** des roches boucle le cycle.

Chapitre II. Les roches magmatiques : Introduction et caractères généraux des magmas

II.1. Définitions

Les roches **magmatiques** résultent de la solidification (cristallisation, refroidissement) d'un **magma**. Comme le magma est en général à une température relativement élevée (650 à 1250° C), ces roches sont aussi appelées roches **ignées** (ou roche de feu).

Le magma est un bain silicaté fondu, constitué d'une phase liquide, d'une phase solide (cristaux) et d'une phase gazeuse.

La solidification du magma peut se faire à l'intérieur de la lithosphère où le refroidissement est lent, et les roches formées sont alors appelées roches **plutoniques**. Elles n'apparaissent donc à la surface que par le jeu des déformations de l'écorce terrestre et de l'érosion.

Le magma peut aussi subir un refroidissement rapide s'il est émis à la surface de la Terre, à l'air libre ou sous l'eau : les roches ainsi formées sont appelées roches **volcaniques** (dites aussi **extrusives** ou **effusives**).

Entre les deux extrêmes, il existe des intermédiaires, et les roches formées sont nommées selon le contexte, roche de **semi-profondeur**, roches **périplutoniques**, roches **hypovolcaniques**.

II.2. Caractères généraux des magmas

II.2.1. Types de magma

Les types de magmas sont déterminés par leurs compositions chimiques, et plus spécialement par leur teneur en silice. Ainsi, on distingue trois grands types de magmas :

1- Les magmas basaltiques ou gabbroïques (basiques) : 45-52 % SiO₂, riche en Fe, Mg, Ca, pauvre en K, Na.

2- Les magmas andésitiques ou dioritiques (intermédiaires) : 52 -65 % SiO₂, intermédiaire en Fe, Mg, Ca, K, Na.

3- Les magmas rhyolitiques ou granitiques (acides) : 65-75 % SiO₂, pauvre en Fe, Mg, Ca, riche en K, Na.

Environ 80% des magmas émis par des volcans sont basaltiques, et les magmas andésitiques et rhyolitiques représentent ~10% chacun du total.

II.2.2. Gaz

La plupart des magmas contiennent des gaz (0,2 à 4% en poids) dissous dans le liquide. Bien qu'ils soient présents en faible quantité, les gaz ont un effet énorme sur les propriétés physiques du magma (la présence des gaz donne au magma leur caractère explosif). La composition des gaz dans les magmas est la suivante :

Principalement H₂O (vapeur d'eau) avec un peu de CO₂ (dioxyde de carbone) A eux deux, ils comptent pour plus de 98% de tous les gaz émis par les volcans.

Les autres gaz incluent N, Cl, S et Ar sont rarement présents à plus de 1%.

La présence de gaz dans les magmas est liée à leurs compositions chimiques. Ainsi, les magmas rhyolitiques ont une teneur en gaz dissous plus élevée que les magmas basaltiques.

II.2.3. Température des magmas

La température d'un magma est difficile à mesurer parce que les volcans actifs sont évidemment des endroits dangereux. Les géologues emploient donc des appareils optiques pour mesurer la température d'un magma loin d'une éruption ou ils font des expériences en laboratoires pour déterminer les températures des roches en fusion.

Magma basaltique : 1000 – 1200°C.

Magma andésitique : 800-1000°C.

Magma rhyolitique : 650-800°C.

II.2.4. Viscosité des magmas

La **viscosité** est la résistance du magma à l'écoulement (plus un magma est visqueux, et moins il se comporte comme un fluide). La viscosité du magma dépend de sa composition (de la teneur en silice et du contenu en gaz dissous) et de la température.

Les magmas riches en SiO₂ (silice) ont une viscosité plus élevée que ceux pauvres en SiO₂ (la viscosité augmente avec l'augmentation de la teneur en SiO₂ du magma).

Les magmas de faible température ont une viscosité plus élevée que les magmas de haute température (la viscosité d'un magma diminue rapidement quand la température augmente). Ainsi, les magmas basaltiques ont tendance à être très fluides (faible viscosité), mais leur viscosité est encore 10 000 à 100 000 fois plus élevée que celle de l'eau. Les magmas rhyolitiques ont tendance à avoir une viscosité très élevée, qui est de l'ordre de 1 million à 100 millions plus élevée que celle de l'eau. La viscosité est une propriété très importante qui détermine le caractère éruptif des magmas.

Tableau récapitulatif						
Type de magma	Roche volcanique formés	Roche plutonique formée	Composition chimique	Température	Viscosité	Teneur en gaz
Basaltique	Basalte	gabbro	45-52 % SiO ₂ , riche en Fe, Mg, Ca, pauvre en K, Na.	1000 -1200°C	Faible	Faible
Andésitique	Andésite	Diorite	52-65 % SiO ₂ , intermédiaire en Fe, Mg, Ca, K, Na	800-1000°C	Intermédiaire	Intermédiaire
Rhyolitique	Rhyolite	granite	65-75 % SiO ₂ , pauvre en Fe, Mg, Ca, riche en K, Na.	650-800°C	élevé	élevé

Chapitre III. Les minéraux des roches magmatiques

III. Introduction

La composition minéralogique d'une roche magmatique est fonction de la **composition chimique du magma** et de ses **conditions de cristallisation**. Elle s'exprime quantitativement par le pourcentage (ordinairement en volume) des différents minéraux réellement observés dans la roche : c'est la **composition modale** ou **mode**, évidemment différente de la composition normative (minéraux virtuels).

La composition modale est déterminée par l'analyse macroscopique et microscopique des roches. Il faut pour cela identifier les différents minéraux de la roche et exprimer le pourcentage du volume occupé par chaque minéral.

Bien qu'il existe plus de mille espèces minéralogiques, les minéraux qui constituent plus de 99 % des roches magmatiques appartiennent à 8 groupes de minéraux (principalement des **silicates** et d'**alumino-silicates**) : quartz, feldspaths, feldspathoïdes, olivines, pyroxènes, amphiboles, biotites (micas), oxydes de fer et de titane.

III.1 Le quartz (ancien terme de mineurs allemands)

Le quartz (silice, SiO_2) représente environ 12 % de l'ensemble des minéraux des roches magmatiques. C'est le minéral caractéristique des roches acides ; il est peu représenté dans les roches intermédiaires et absent des roches basiques.

Le quartz appartient à la famille des tectosilicates. Il possède six variétés polymorphiques, chacune cristallisant dans des conditions de pression et de température bien définies (figure 1) : quartz α , quartz β , tridymite, cristobalite, coesite et stishovite. Le quartz stable aux conditions de température et de pression de la surface de la Terre est le quartz α .

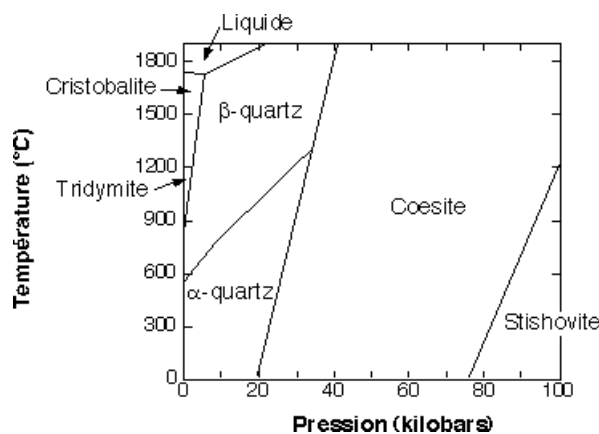


Figure 1 : Champs de stabilité des diverses formes de la silice en fonction de la température et de la pression. (D'après Stephen A. Nelson)

III.2. Les feldspaths (de l'allemand *feld*, champ et *spath*)

Les feldspaths sont les constituants essentiels des roches magmatiques, plutoniques ou effusives (59,5 % des minéraux des roches magmatiques). Leur composition chimique varie avec la nature des roches : les roches acides renferment des feldspaths alcalins, les roches intermédiaires des feldspaths alcalins et des plagioclases moyens, les roches basiques des plagioclases calciques.

Les feldspaths appartiennent à la famille des tectosilicates. L'analyse des feldspaths permet de les considérer comme des mélanges plus ou moins homogènes de trois constituants élémentaires :

- KAlSi_3O_8 : **Orthose** (Or) (Sanidine ou microcline)
- $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$: **Albite** (Ab)
- $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$: **Anorthite** (An)

KAlSi_3O_8 et $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ forment une solution solide complète, appelée **feldspaths alcalins** ; de la même manière, $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ et $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ forment une solution solide complète, appelée **plagioclases**. La composition des feldspaths est généralement représentée dans un diagramme triangulaire : KAlSi_3O_8 [Orthose (Or)] - $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ [Albite (Ab)] - $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ [Anorthite (An)] (figure 2).

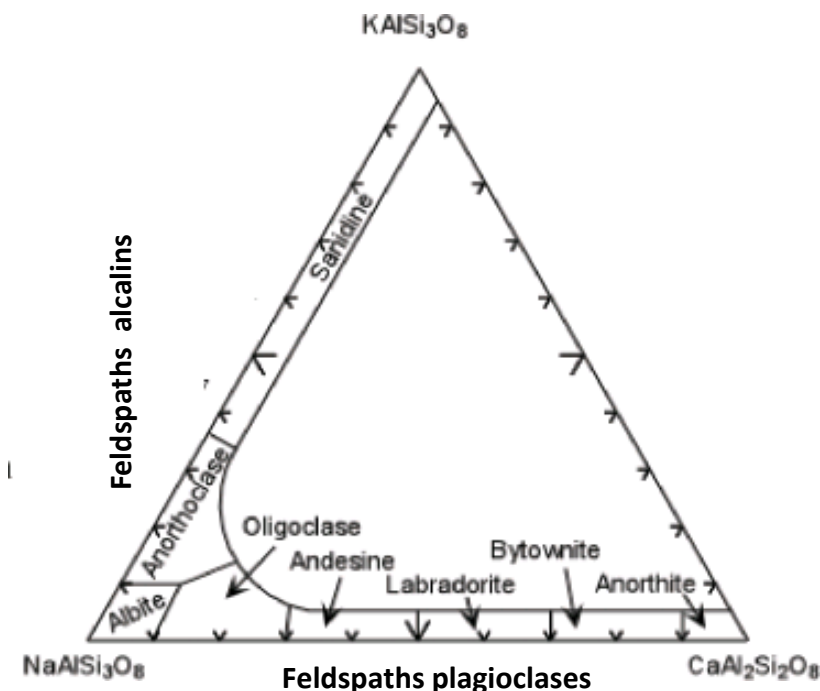


Figure 2 : Position des feldspaths dans le diagramme KAlSi_3O_8 - $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$. (D'après Stephen A. Nelson,

<http://www.tulane.edu/~sanelson/eens211/tectosilicates&others.htm>)

Les **feldspaths alcalins** comprennent deux grands types :

- Les feldspaths potassiques $(\text{K},\text{Na})\text{AlSi}_3\text{O}_8$ avec faible proportion de Na, correspondant à la série microcline-orthose-sanidine, avec un arrangement

de plus en plus désordonné des ions Si et Al dans le réseau. L'orthose est le feldspath potassique de basse température caractéristique des granites. Il cristallise dans le système monoclinique. Le microcline est la forme ordonnée du feldspath potassique stable à basse température. C'est un minéral secondaire, cristallisant dans le système triclinique. La sanidine est la variété du feldspath potassique de haute température, qui présente la structure la plus désordonnée.

- Les feldspaths sodi-potassiques $(\text{Na,K})\text{AlSi}_3\text{O}_8$, plus riches en Na que les précédents, sont intermédiaires entre l'orthose et l'albite. L'**anorthose** est en moyenne constitué de 60% d'orthose et de 40% d'albite. C'est un minéral de haute température fréquemment associé à la sanidine.

Les **feldspaths plagioclases** (feldspaths tricliniques) forment une solution solide complète entre le pôle albite sodique (ab) et le pôle anorthite calcique (an), et peuvent contenir une petite quantité d'orthose (figure 2). Les différentes espèces distinguées sont les suivantes (An = anorthite = teneur en calcium) (voir aussi figure 2) :

- Albite : An_0 - An_{10} (0-10 % An)
- Oligoclase : An_{10} - An_{30} (10-30 % An)
- Andésine : An_{30} - An_{50} (30-50 % An)
- Labrador : An_{50} - An_{70} (50-70 % An)
- Bytownite : An_{70} - An_{90} (70-90 % An)
- Anorthite : An_{90} - An_{100} (90-100 % An)

III.3. Les feldspathoïdes (de feldspath, et du grec *eidos*, aspect)

Les feldspathoïdes sont des alumino-silicates de Na et K, appartenant à la famille des tectosilicates, très pauvres en silice, et qui se rencontrent dans des roches riches en Na_2O et K_2O (alcalines) et pauvres en SiO_2 (sous-saturées). Ces minéraux sont incompatibles avec le quartz, et sauf rares exceptions, ils ne peuvent coexister avec ce dernier dans les roches. Les feldspathoïdes ont une composition voisine de celle des feldspaths, mais ont une teneur en silice plus faible.

Les principaux feldspathoïdes sont :

- La **néphéline** $\text{Na}_3\text{K}[\text{AlSiO}_4]$: hexagonale, essentiellement sodique, et se transforme en albite en présence de quartz.
- La **sodalite** $\text{Na}_8\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}\text{Cl}_2$: cubique, minéral rare accompagnant la néphéline.
- La **leucite** KAlSi_2O_6 : quadratique à basse température, et cubique à haute température, riches en potassium, et se transforme en orthose en présence de quartz.

III.4. les olivines (de la couleur de l'olive)

Les olivines se rencontrent dans les roches basiques et ultrabasiques. Ils appartiennent à la famille des nésosilicates et forment une solution solide complète allant du pôle magnésien, la **forstérite** Mg_2SiO_4 , au pôle ferrique, la **fayalite** Fe_2SiO_4 . Les intermédiaires correspondent à l'olivine $(\text{Fe, Mg})_2\text{SiO}_4$. L'olivine se forme à haute température, dans des roches sans quartz, pauvres en SiO_2 . Les olivines magnésiennes sont les plus courantes, alors que les olivines ferriques, ou fayalites sont très rares. Ces dernières sont compatibles avec la présence de quartz et se rencontrent dans des roches acides (granites, rhyolites..).

III.5. Les pyroxènes (du grec *puros*, feu, et *xenos*, étranger)

Les pyroxènes sont les plus fréquents et les plus abondants des silicates ferromagnésiens. Ils se rencontrent surtout dans les roches basiques (gabbros et basaltes). Ils appartiennent à la famille des inosilicates.

Les pyroxènes sont pour la plupart des silicates anhydres de calcium, de magnésium ou de fer, qui renferment dans certains cas du sodium, du lithium et plus rarement du chrome et du titane. Ils cristallisent dans les systèmes orthorhombiques (*orthopyroxènes*) et monocliniques (*clinopyroxènes*).

La classification des pyroxènes est fondée en grande partie sur leurs teneurs respectives en Ca, Mg, Fe (composition chimique) et sur leurs systèmes cristallographiques, et apparaît sur un diagramme triangulaire Ca-Mg-Fe (figure 3). On distingue ainsi :

- Les **orthopyroxènes**, pratiquement dépourvus de calcium, forment une série continue entre un pôle magnésien l'*enstatite* $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ et un pôle ferreux la *ferrosilite* $\text{Fe}_2\text{Si}_2\text{O}_6$. Les intermédiaires constituent les *hypersthènes* $(\text{Mg,Fe})_2\text{Si}_2\text{O}_6$.
- Les **clinopyroxènes**, calciques, monocliniques, comprennent, d'une part la série qui va du *diopside* $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ à l'*hedenbergite* $\text{CaFeSi}_2\text{O}_6$, d'autre part le grand groupe des *augites*, plus pauvres en Ca, et enfin les *pigeonites*, très pauvres en calcium.
- Les pyroxènes riches en sodium Na et en lithium Li forment les **clinopyroxènes alcalins** (minéraux rares), du système monoclinique avec le *spodumène* $\text{LiAlSi}_2\text{O}_6$, la *jadéite* $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$ et l'*aegyrine* $\text{Fe}^{3+}\text{NaSi}_2\text{O}_6$.

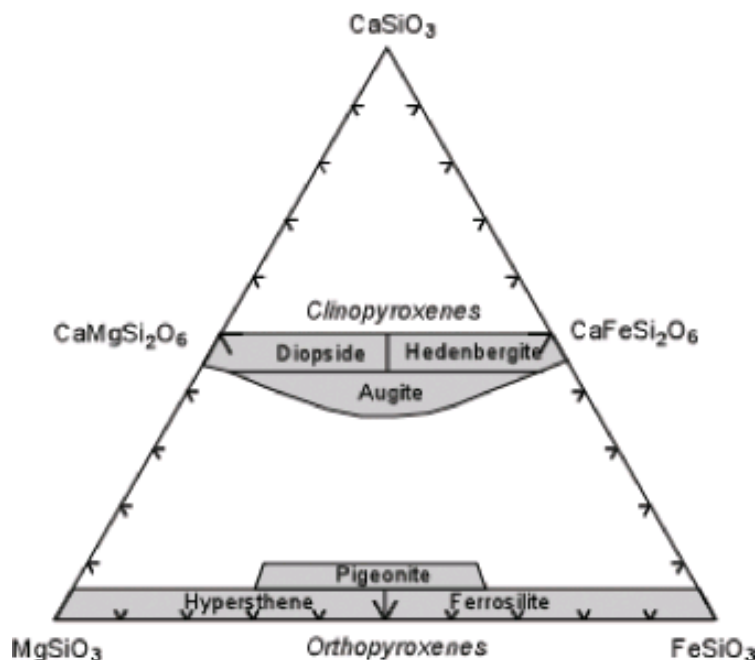


Figure 3 : Représentation des pyroxènes dans un diagramme triangulaire Ca-Mg-Fe.

(D'après Stephen A. Nelson, <http://www.tulane.edu/~sanelson/eens211/inosilicates.htm>)

III.6. Les amphiboles (du grec *amphibolos*, ambigu)

Les amphiboles sont des silicates ferromagnésiens. Ils se rencontrent surtout dans les roches plutoniques et métamorphiques. Ils appartiennent à la famille des inosilicates.

Les amphiboles sont pour la plupart des silicates hydroxylés (ion OH^-) de fer et de magnésium, qui renferment en grande quantité du calcium, de l'aluminium, du sodium, du lithium ou du titane. Ils cristallisent en général dans le système monoclinique.

La classification des amphiboles est complexe et liée en grande partie aux variations progressives des teneurs en Mg, Fe, Ca, et Na. On distingue ainsi (Figure 4) :

- Les **amphiboles ferromagnésiens** : de formule $(\text{Mg,Fe})_7[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH})_2$, qui n'existent que dans les roches métamorphiques.
- Les **amphiboles calciques** : qui peuvent être ou non alumineuses.
 - Les amphiboles calciques non alumineuses, forment une série continue entre un pôle magnésien la **trémolite** $\text{Ca}_2\text{Mg}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ et un pôle ferreux la **ferroactinote** $\text{Ca}_2\text{Fe}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$, les **actinotes** constituent les termes intermédiaires $\text{Ca}_2(\text{Mg,Fe})_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$. Ils n'existent que dans les roches métamorphiques.
 - Les amphiboles calciques **alumineuses** forment le vaste ensemble des **hornblendes**, de formule $(\text{Ca,Na,K})_2(\text{Mg,Fe,Al})_5\text{Si}_6(\text{Si,Al})_2\text{O}_{22}(\text{OH,F})_2$. C'est les plus communs des amphiboles et se rencontrent dans les roches plutoniques calcoalcalines et dans les roches métamorphiques. Signalons aussi l'existence de la hornblende basaltique, beaucoup moins fréquente.

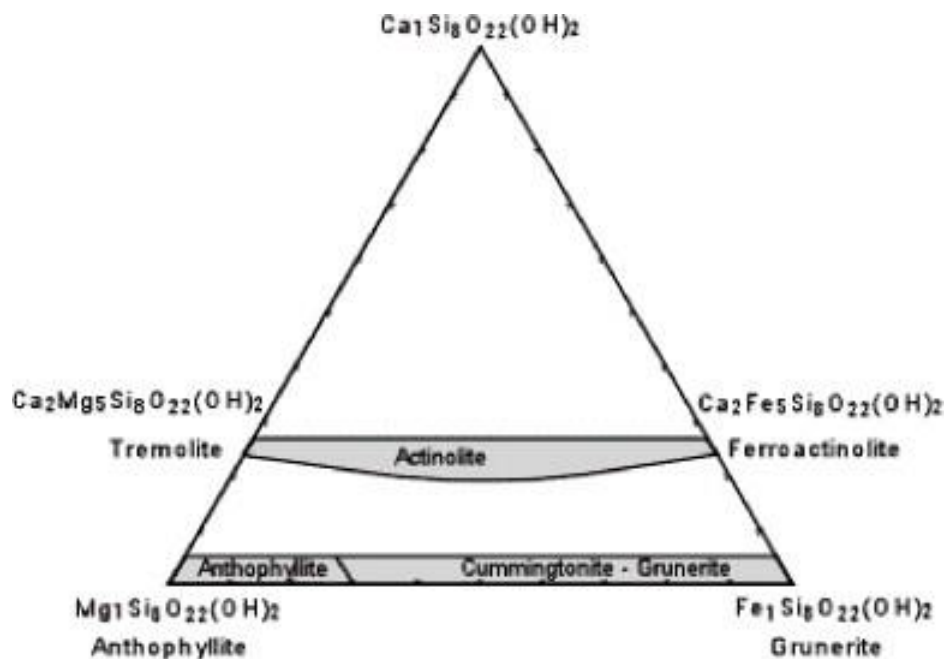


Figure 4 : Représentation des amphiboles dans un diagramme triangulaire Ca-Mg-Fe.
(D'après Stephen A. Nelson, <http://www.tulane.edu/~sanelson/eens211/inosilicates.htm>)

- Les **amphiboles sodiques** : forment une série continue entre la **glaucophane** $\text{Na}_2\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ et la **riébeckite** $\text{Na}_2\text{Fe}_2^{3+}\text{Fe}_3^{2+}\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$. La

glaucophane est limitée aux roches métamorphiques, alors que la riébeckite apparaît surtout dans les roches plutoniques alcalines.

III.7. Les micas (du latin *mica*, parcelle, miette)

Les micas sont des silicates hydratés, plus ou moins alumineux et presque toujours potassiques, qui contiennent en proportion variable du fer et du magnésium. Ils appartiennent à la famille des phyllosilicates et sont monocliniques. On distingue :

- **Les micas blancs alumineux** : avec principalement la **muscovite** $\text{KAl}_3\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$, et son équivalent sodique, la **paragonite** $\text{NaAl}_3\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$. Ces minéraux sont fréquents dans les roches plutoniques acides.
- **Les micas noirs ferromagnésiens** : représentés principalement par les **biotites**, qui sont des minéraux intermédiaires entre un pôle magnésien, la **phlogopite** $\text{KMg}_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ et un pôle ferrifère l'**annite** $\text{KFe}_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$. Les biotites sont très fréquentes dans les roches magmatiques (surtout acides et intermédiaires).
- **Les micas lithinifères**, représentés par la **lépidolite** $\text{K}(\text{Li},\text{Al})_2\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$, sont présentes dans les pegmatites.

III.8. Les minéraux accessoires

Les minéraux accessoires comprennent :

- Les oxydes de fer et de titane :
 - La **magnétite** Fe_3O_4 : système cubique. Le plus commun des minéraux accessoires
 - L'**hématite** Fe_2O_3 : système hexagonal. Il représente fréquemment le produit d'altération de la magnétite ou forme une solution solide avec l'ilménite dans les roches magmatiques non altérées.
 - L'**ilménite** FeTiO_3 : système hexagonal. Principal minerais de titane. Fréquente dans une grande variété de roches volcaniques et plutoniques.
- Le **spinelle** MgAl_2O_4 : système cubique. Fréquent dans les roches ultrabasiques et parfois dans les basaltes.
- Le **corindon** Al_2O_3 : système hexagonal. Il est fréquent dans les roches magmatiques riches en aluminium (Al).
- L'**apatite** $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{OH},\text{F})$: système hexagonal. Très fréquent dans les roches magmatiques alcalines (granites, syénites, pegmatites et laves équivalentes).
- Le **zircon** ZrSiO_4 : système quadratique. Il est fréquent dans les roches magmatiques siliceuses (granites, granodiorites, syénites). Il contient souvent des traces d'éléments radioactifs (Th et U). Ce minéral est ainsi utilisé pour dater les roches avec la méthode U-Pb et Th-Pb.
- Le **sphène** $\text{CaTiSiO}_4(\text{OH})$: système monoclinique. Il est répandu dans de nombreuses roches magmatiques (granites, granodiorites, syénites).

- La **pyrite** FeS_2 : système cubique. Elle est répandue dans diverses roches magmatiques.
- La **calcite** CaCO_3 : système rhomboédrique. Elle est présente dans les carbonatites.
- La **fluorine** (ou fluorite) CaF_2 : système cubique (minéral du fluor). Elle est présente dans les roches magmatiques alcalines (granites, syénites, pegmatites).

Minéral	Formule chimique	Roches magmatiques
Silice Quartz, tridymite, cristobalite	SiO_2	Roches acides
Feldspaths Sanidine, orthose, microcline	KAlSi_3O_8	Volcaniques (sanidine) et plutoniques
Plagioclases <i>Albite</i> <i>Anorthite</i>	$\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ $\text{CaAlSi}_3\text{O}_8$	Roches volcaniques et plutoniques, acides et basiques.
Feldspathoïdes Népheline Leucite Sodalite	$\text{Na}_3\text{K}[\text{AlSiO}_4]$ KAlSi_2O_6 $\text{Na}_8\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}\text{Cl}_2$	Roches alcalines pauvres en SiO_2
Olivines Fayalite Forstérite	Fe_2SiO_4 Mg_2SiO_4	Roches acides Roches basiques et ultrabasiques
Pyroxènes Enstatite Hypersthène Augite Aegyrine Spodumène	$\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ $(\text{Mg,Fe})_2\text{Si}_2\text{O}_6$ $\text{Ca}(\text{Mg,Fe})\text{Si}_2\text{O}_6$ $\text{Fe}^{3+}\text{NaSi}_2\text{O}_6$ $\text{LiAlSi}_2\text{O}_6$	Roches volcaniques et plutoniques // // // // // //
Amphiboles Hornblende Riébeckite	$(\text{Ca,Na,K})_2(\text{Mg,Fe,Al})_5\text{Si}_6(\text{Si,Al})_2\text{O}_{22}(\text{OH,F})_2$ $\text{Na}_2\text{Fe}^{3+}_2\text{Fe}^{2+}_3\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	Roches plutoniques calcoalcalines Roches plutoniques alcalines
Micas Muscovite Biotite Lépidolite	$\text{KAl}_2(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_2$ $\text{K}(\text{Mg,Fe})_3(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_2$ $\text{KLi}_2\text{Al}(\text{Si}_4\text{O}_{10})(\text{OH})_2$	Roches plutoniques acides Roches magmatiques acides et inter. Pegmatites
Minéraux accessoires Apatite Corindon Sphène Fluorine Zircon Magnétite Ilménite Pyrite	$\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{OH,F,Cl})$ Al_2O_3 CaTiSiO_5 CaF_2 ZrSiO_4 FeFe_2O_4 FeTiO_3 FeS_2	Roches magmatiques alcalines Roches magmatiques riches en Al Roches magmatiques alcalines Roches magmatiques alcalines Roches magmatiques siliceuses Grande variété de roches magmatiques

Tableau 1 : Principaux minéraux des roches magmatiques.