

Contenu

Contenu.....	1
1)Diagramme des phases	2
1) Rappel	2
2) Cas d'un diagramme présentant une phase intermédiaire	2
La fusion congruente.....	2
La fusion incongruente.....	2
2) Système avec solution solide limitée.	3
3) Système à trois composants	5
1 Textures des roches ignées.....	7
1) Introduction	7
2) La cristallisation des roches ignées.....	7
3) La nucléation et croissances des minéraux.....	7
4) Les textures.....	7
a) La vitesse de refroidissement élevée et super saturation.	8
b) Le liquide résiduel (verre).	8
c) La structure fluidale.....	9
2 La différenciation Magmatique	10
1) Introduction.....	10
2) La fusion partielle.....	11
3) La fusion fractionnée.....	11
Les éléments en trace comme indices de différents degrés de fusion.....	12
4) La cristallisation fractionnée.....	13
a) La Série réactionnelle de Bowen.....	13
b) La représentation graphique de la cristallisation fractionnée.....	14
c) La cristallisation fractionnée et éléments en traces.....	15
d) Les mécanismes de la cristallisation fractionnée.....	16
2.1.1 5) L'Assimilation/ la contamination.....	17
3 Origine du basalte.....	17
1) Composition minéralogique des roches sources dans le manteau.....	18
L'aluminium.....	18
Les Alcalins.....	19
Les Volatils.....	19
2) Les enclaves ultramafiques.....	19
3.1.1 On distingue quatre groupes :.....	19
4 Les ophiolites.....	21
4.1 Introduction	21
4.2 Remontée de la péridotite	25
4.3 Profils géophysiques	26

5 Objets géologiques	27
5.1 Les Radiolarites	27
5.2 Les Terre D'ombre	27
5.3 Produits volcaniques.....	28
5.4 Dykes ou complexes filoniens	28
5.4.1 - Gabbros foliés :	29
5.4.2 - Gabbros lités :	29
5.5 Conclusion	30

1) DIAGRAMME DES PHASES

1) RAPPEL

- a) Diagramme binaire simple (Quartz-Albite)
- b) Diagramme binaire solution solide (Anorthite- Albite)

2) CAS D'UN DIAGRAMME PRESENTANT UNE PHASE INTERMEDIAIRE

Dans certains systèmes binaires, les deux composants peuvent réagir entre eux pour donner une phase cristalline intermédiaire. Deux cas peuvent se présenter.

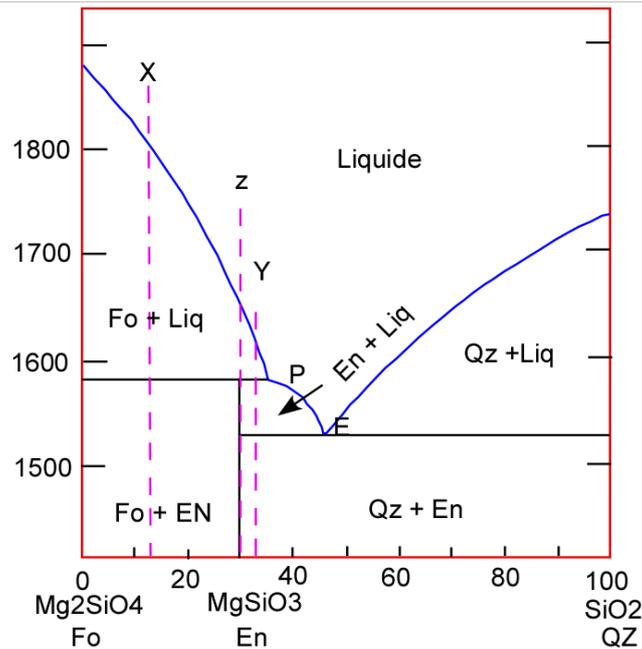
LA FUSION CONGRUENTE.

En augmentant la température, la phase intermédiaire O reste solide jusqu'à la température T_0 ou il y a formation d'un liquide qui a la même composition que la phase O. comme exemple nous avons l'albite dans le système quartz-néphéline

Remarque: Il faut noter que M et N sont deux phases incompatibles, l'une des deux coexiste avec O mais pas les deux à la fois.

LA FUSION INCONGRUENTE.

Le phénomène est examiné en détail suivant les cas X, Y et Z.



La fusion incongruente

A une température T° donnée le composé En (de composition intermédiaire) donne la forstérite et un liquide de composition différente. Au point P, nommé péritectique, trois phases présentes sont en équilibre (En, Fo, et le liquide). Comme exemple de fusion incongruente nous avons le Feldspath (FK) et les Opx magnésiens (Enstatite).

Au point Y

Le système de composition Y reste liquide durant le refroidissement jusqu'au liquidus à la température où les premiers cristaux de Forstérite commencent à se former. Au point P, température de péritectique, tous les cristaux d'olivine qui viennent de cristalliser, réagissent avec le liquide qui a une composition péritectique (Le point P est plus riche en silice que le point Y). La température reste constante jusqu'à la transformation totale de la forstérite en Enstatite. Après la consommation de la forstérite, le liquide qui reste continue à cristalliser l'Enstatite jusqu'au solidus (au point E). A ce point la température reste constante jusqu'à la cristallisation de la dernière goutte du liquide en cristallisant l'Enstatite et le quartz.

Au point X

La cristallisation de la forstérite commence à la température f. Au point P température de péritectique, le liquide de composition P réagit avec la forstérite formée, à la différence de l'exemple précédant, il n'y a pas assez de liquide pour transformer tous les cristaux, donc le liquide est consommé par la réaction de transformation au péritectique.

Au point Z

C'est le cas où la composition du liquide coïncide avec celle du composant intermédiaire l'Enstatite. En chauffant le système, la phase O reste solide jusqu'à la température de fusion, où elle se transforme en liquide L et en cristaux de forstérite. La température reste constante jusqu'à la transformation totale de d'Enstatite en Forstérite, à ce moment la phase forstérite commence à fondre avec l'augmentation de la température.

2) SYSTEME AVEC SOLUTION SOLIDE LIMITEE.

Dans certains minéraux qui forment des solutions solides, la structure cristalline des pôles purs agit sur la quantité de substitution des composants. Ce qui donne une solution solide limitée. Comme exemple nous avons les pyroxènes **monocliniques** (CPX) et **orthorhombiques** (OPX) et les feldspaths alcalin **monoclinique** (Orthoclase) et **triclinique** (Albite).

Le système montre dans la figure le point m à la température minimal à l'intersection des deux loupes de SS.

Le point m est différent du point eutectique du système binaire sans S.S. par le fait que le liquide n'arrive pas à ce point que s'il y a fractionnement (c'est à dire sans réaction d'équilibre entre et le liquide et les cristaux précoces. Aussi au moment de la fusion ce n'est pas le premier liquide qui se forme que dans le cas où la

composition du cristal coïncide avec celle du point minimal. Dans ce cas le premier liquide qui se forme a une température nettement supérieure à celle du point m.

La S.S. entre deux minéraux à différente structure cristalline diminue avec la diminution de la température, donc le minéral qui était homogène à haute température peut se séparer en deux formes de structure et de composition différente. Ceci se produit au-dessous du solidus suivant le solvus.

Exemple de refroidissement d'un liquide de composition X :
 Un liquide de composition X, en se refroidissant cristallise initialement le minéral de composition (n) qui peut se refroidir (s'il n'y a pas d'équilibre avec le liquide) sans coupé la solvus et on obtient à la fin un seul cristal de composition homogène. Le liquide qui reste descend suivant le liquidus et va cristalliser des cristaux plus riches en B que (n). Ce solide en traversant le solvus par refroidissement, va exolover une phase plus riche en Ab que le (n).

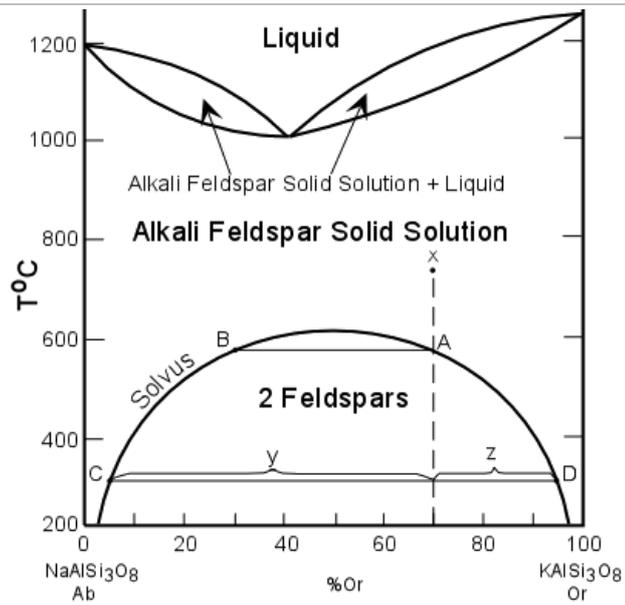
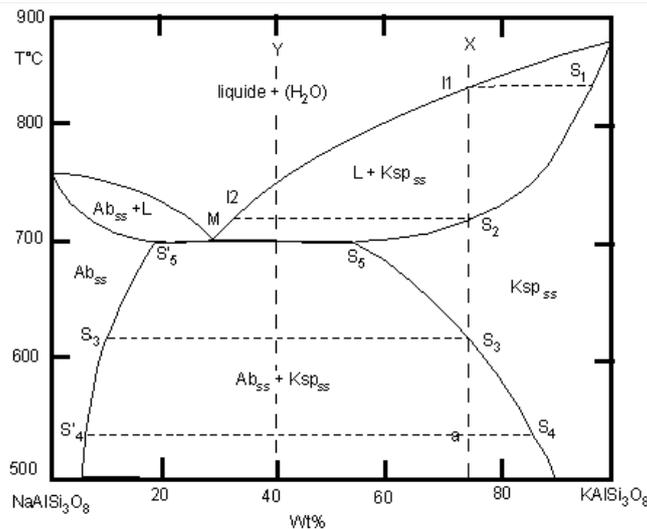


Figure 4

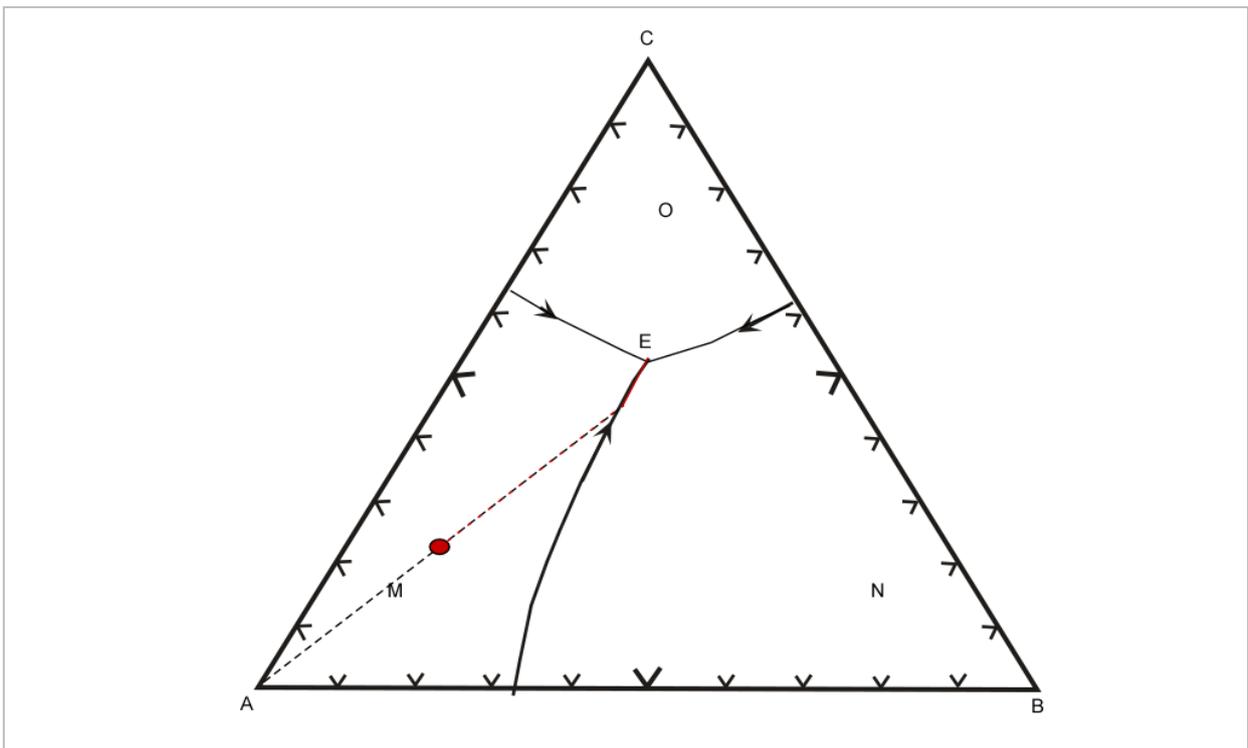
Exemple où le solvus coupe le solidus



Quand Le liquide X arrive au point II par refroidissement, il donne des cristaux de composition S1 riche en feldspaths potassique. La diminution de la température augmente la cristallisation et en même temps la composition du liquide migre vers I2 et parallèlement le solide formé initialement change de composition par équilibre avec le liquide. Donc il change sa composition suivant le solidus de S1 vers S2. Et puisque cette composition du solide se trouve sur isopleth de X (la projection) normalement tout le liquide doit être épuisé par la cristallisation à ce stade. Quand la température du système baisse le S2 arrive S3 sur le solvus, il y a exsolution (démixion) d'une solution solide riche en albite. Le refroidissement appauvrie le cristal en K (en changeant sa composition suivant le solvus) et enrichie les lamelles d'exsolution en Ab. A n'importe quelle température la composition des deux feldspaths alcalin est donnée par la projection sur la courbe du solvus comme S4 et S'4 à 530°C.

Si le liquide initial a une composition proche de celle du minimum m comme dans le cas de Y sur la figure, le liquide résiduel peut atteindre le point m. A ce point deux types de feldspaths vont se cristalliser directement de ce liquide, un feldspath forme une SS riche en K S5 et l'autre forme une SS riche en Ab S'5. Chacun des deux va développer par la suite des exsolutions en se refroidissant. La cristallisation dans un système feldspath anhydre donne un seul feldspath primaire alors que dans un système saturé en eau certains liquides cristallisent deux feldspaths. Dans le premier cas la cristallisation se fait au-dessus du solvus et elle est dite hypersolvus. Dans le second cas elle se fait au-dessous du solvus et on a une cristallisation subsolvus. Ces termes sont utilisés aussi dans la description des granites. Une roche hypersolvus est caractérisée par un seul feldspath qui aura par la suite une exsolution en perthite. C'est une roche qui se forme dans des conditions relativement sèches et chaudes. Par contre un granite subsolvus est caractérisé par deux feldspaths primaires qui se forment dans des conditions plus humides et moins chaudes

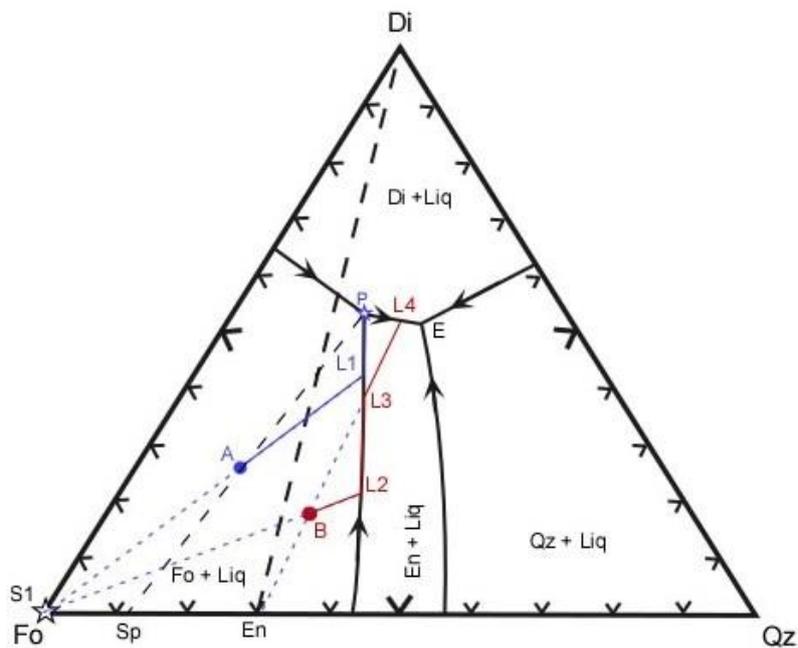
3) SYSTEME A TROIS COMPOSANTS



Le principe de base observé dans le système binaire est toujours le même, mais la représentation graphique est plus restreinte. La composition du système ternaire est normalement représentée par un diagramme triangulaire. Pour représenter la température il faut utiliser un diagramme dans les trois dimensions. Chaque face du prisme triangulaire correspond à un diagramme binaire simple avec son eutectique. A partir de chaque eutectique binaire part une ligne (appelée cotectique) vers l'intérieur du triangle marquant la composition du liquide qui est en équilibre avec les minéraux. Les trois cotectiques se croisent au point eutectique du système ternaire, il correspond à la température la plus basse à laquelle persiste le liquide. Le liquidus qui est une courbe dans le système binaire, devient une surface dans le système ternaire.

Le liquide de composition X cristallise le minéral M quand la température arrive au liquidus. Et puisque A est retranché, le liquide qui reste, change de composition en s'éloignant de A. Quand il arrive au cotectique (point d) le liquide devient saturé en B et les cristaux N commencent à cristalliser. Maintenant M et N cristallisent, et le liquide prend une nouvelle direction suivant le cotectique vers le point E (eutectique ternaire) où la phase O va se former.

Di – Fo- SiO₂ (avec une phase de composition intermédiaire)



Soit le liquide **decomposition** A qui se pointe dans le subtriangle D-Fo-En

La cristallisation du premier minéral la forstérite appauvrit le liquide A de ce composant. Et la composition du liquide s'éloigne de Fo et en arrivant au point L1 sur la courbe réactionnelle point où l'olivine commence à réagir avec le liquide en se transformant en **En**. Puisque la forstérite est le seul minéral formé à ce stade la composition du solide est représentée par le solide **S1**. Le liquide suit la courbe en se dirigeant vers le point **P** où il y a début de cristallisation de **Di**. La composition du solide se déplace vers **En** et quand la liquide arrive à P le solide arrive à Sp.

Au point P la composition du liquide ne change plus et il cristallise le Di + En et transforme la Fo en En

Le solide va évoluer de Sp vers A et en arrivant à **A** il y aura plus du liquide.

Les cristaux de forstérite qui se forment en premier à partir du liquide A sont automorphes et ils deviennent arrondis et entourés d'enstatite quand le liquide arrive à la courbe réactionnelle (cette réaction est décrite dans les roches tholeiitiques)

Liquide de composition B.

Le point B se trouve dans le triangle Di-En-SiO₂ ==> le liquide arrive à l'eutectique Ternaire

La cristallisation de l'olivine change la composition de B vers L2

Quand le liquide arrive à L3 tous les cristaux de forstérite formés seront transformés en Enstatite. L3 est obtenu par projection qui passe par B et En.

Le liquide arrive à L4 où il y a cristallisation de Di en suite à E ternaire il y a cristallisation de En, Di et Qz

On obtient à la fin une roche composée de phénocristaux En et des petits cristaux Di petit car elle se forme à la fin et à l'eutectique formation de la mésostase En, Di, et Qz.

1 TEXTURES DES ROCHES IGNEES

1) INTRODUCTION

Les textures des roches volcaniques (comme celle des roches plutoniques) sont contrôlées par de nombreux facteurs tels que la composition chimique du magma, les conditions de pression et de température, la vitesse de refroidissement. Les paramètres ayant un rôle sur la cristallisation des roches volcaniques étant multiples et variés, ceci implique une multitude de texture possible.

2) LA CRISTALLISATION DES ROCHES IGNEES.

La grande variété de composition et de texture des roches ignées atteste du large champ des conditions sous lesquelles le magma cristallise. La nucléation, la croissance des minéraux dépendent de la vitesse de refroidissement du magma et des propriétés physiques et chimiques du système.

3) LA NUCLEATION ET CROISSANCES DES MINERAUX.

Certains magmas se mettent en place avec des phénocristaux qui ont commencé leur croissance aux niveaux inférieurs ou pendant leur ascension. L'origine de certains phénocristaux peut avoir lieu par défragmentation de la roche source du magma ou du mur de la cheminée que traverse la lave, mais la plupart précipitent du liquide magmatique par le changement des conditions tel que la diminution de la température et de la pression et les pertes des volatils (gaz) du liquide magmatique. Pendant le refroidissement le liquide précipite un cristal à la température à laquelle il devient saturé en ce minéral.

La croissance des cristaux dépend aussi de la diffusion des éléments chimiques dans le liquide magmatique. La diffusion des ions dans le magma (complexe silicaté) varie en fonction de la température, et la viscosité et aussi elle dépend de la taille et la charge des ions. Les ions monovalents diffusent plus rapidement que les ions larges avec une valence supérieure. Et aussi lorsque les ions forment des chaînes complexes constituées d'atome lié de silice, d'aluminium et d'oxygène, ils auront une faible mobilité que les cations séparés.

La diffusion est un facteur important dans la croissance des cristaux seulement quand le cristal est statique par rapport au liquide qui l'entoure. (Un mouvement du liquide par rapport au cristal réduit l'effet de la diffusion par le fait de rapporter un liquide chargé en ion à la surface du cristal. (Comme on touille le sucre dans le café pour qu'il se dissolve rapidement). Les cristaux qui coule ou flotte ou croit dans un endroit adjacent à écoulement de liquide saturé seront plus avantagés que ceux qui se trouvent dans un magma stagnant (qui ne bougent pas). Le processus de croissance des cristaux ne s'arrête pas nécessairement au liquidus ou solidus. La température des larges plutons, reste des milliers d'années à des températures équivalentes à celle du métamorphisme de haut degré où ces roches acquièrent leur texture distincte et leur assemblage minéralogique. La tendance pour établir un équilibre continu pour réajuster la composition, la taille et la forme des cristaux et donner éventuellement de nouvelles phases. Les grands cristaux se développent aux dépend des plus petits, quant aux minéraux à solution solide limitée s'approche d'avantage au pôle pures par exsolution. Comme le cas de la magnétite qui exsolve l'ilménite, le feldspath alcalin qui exolve l'albite (la perthite) et le pyroxène calcique et non calcique.

Théoriquement, un assemblage de cristaux à refroidissement lent doit recristalliser en une roche avec seulement un seul cristal de grande taille pour chaque phase, parce que ça correspond à l'état d'énergie la plus faible. Mais dans les conditions naturelles la diffusion est assez lente et les cristaux auront une taille de 0.5cm.

Les cristaux de grande taille sont généralement expliqués par un refroidissement lent mais la vitesse de croissance ne dépend pas seulement du refroidissement. Les roches à grands cristaux correspondent aux pegmatites. Ces roches doivent cette texture à une cristallisation avec la présence de fluide riche en eau. Les fluides facilitent le transport des éléments aux cristaux qui poussent. Soit par le transport direct soit par le fait de que la diffusion des cations est plus importante dans le magma hydraté. Le fluor et le chlore ont le même effet.

4) LES TEXTURES.

Les facteurs qui contrôlent la nucléation et la croissance des cristaux se reflètent dans les textures des roches volcaniques ou plutoniques. Les principaux effets se trouvent dans plusieurs catégories

A) LA VITESSE DE REFROIDISSEMENT ELEVEE ET SUPER SATURATION.

Donnent une croissance rapide des cristaux fins et allongés suivant une direction cristallographique. Parfois les cristaux ont disposition radiale.

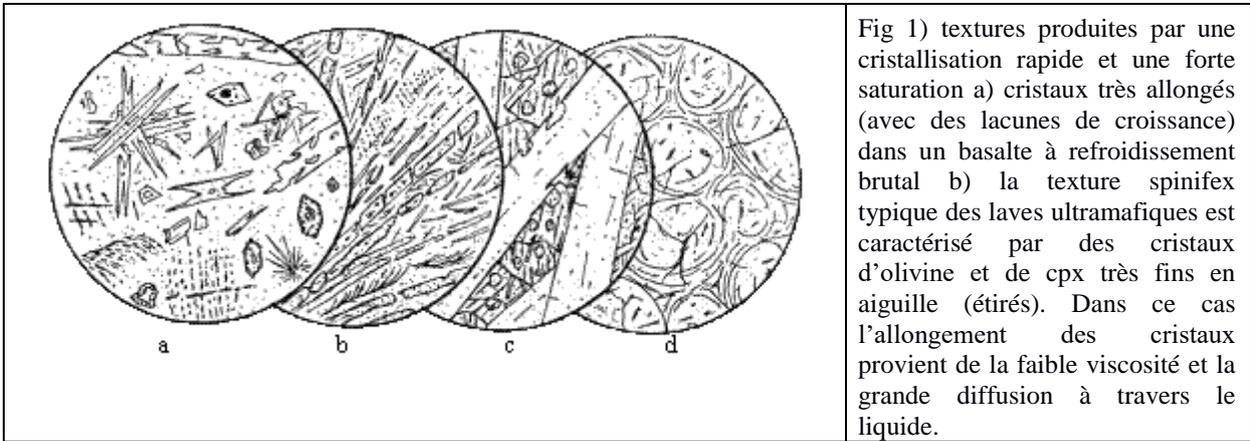


Fig 1) textures produites par une cristallisation rapide et une forte saturation a) cristaux très allongés (avec des lacunes de croissance) dans un basalte à refroidissement brutal b) la texture spinifex typique des laves ultramafiques est caractérisé par des cristaux d'olivine et de cpx très fins en aiguille (étirés). Dans ce cas l'allongement des cristaux provient de la faible viscosité et la grande diffusion à travers le liquide.

Cette texture très rare se trouve dans les komatiites qui sont des laves à 1700°C avec MgO > 18 %. Ces laves sont riches en olivines de forme spinifex. Ce sont des laves anciennes archéennes (2,5 milliards d'années)c)une texture similaire est produite par les plagioclases et olivines dans le gabbro qui avait une forte concentration d'eau qui facilité la diffusion. d) le liquide siliceux à refroidissement brutal produit rarement des nucléations, mais il peut avoir des microlites. La texture perlitique (perlite) est fréquente dans les rhyolites qui se mettent dans un environnement humide, probablement est le résultat d'une hydratation et l'expansion du verre qui va donner des craquelures courbées après le refroidissement de la roche

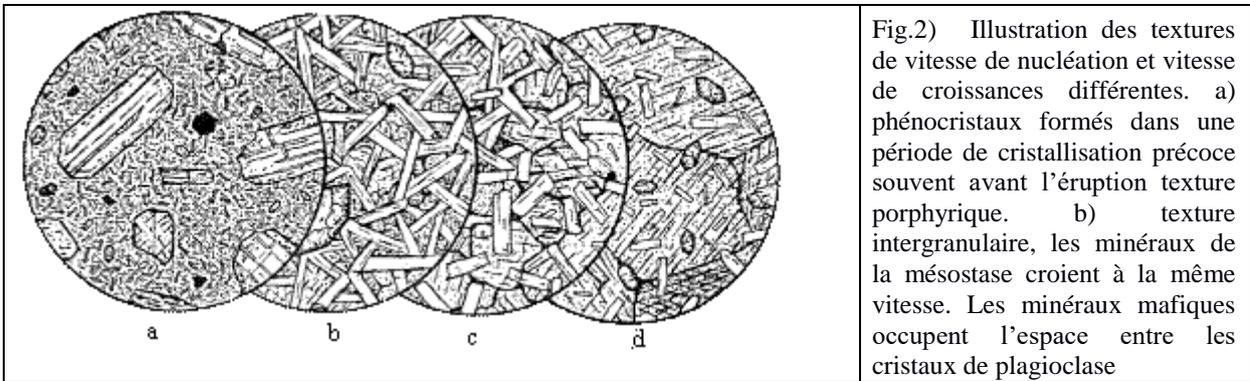


Fig.2) Illustration des textures de vitesse de nucléation et vitesse de croissances différentes. a) phénocristaux formés dans une période de cristallisation précoce souvent avant l'éruption texture porphyrique. b) texture intergranulaire, les minéraux de la mésostase croient à la même vitesse. Les minéraux mafiques occupent l'espace entre les cristaux de plagioclase

c) texture ophitique si le pyroxène développe des larges cristaux à partir de quelques noyaux et contient en inclusion des plagioclases comme le cas de la dolérite. d) texture poecilitique : des cristaux très larges qui englobent en inclusion tous les autres cristaux moins grands

B) LE LIQUIDE RESIDUEL (VERRE).

Le volume du verre peut varier entre des extrêmes très larges. Si un petit volume de verre occupe les interstices entre les cristaux, la texture est dite interstitielle. Mais si le verre est en continue dans toute la mésostase la texture est dite hyalophitique, dans laquelle le verre entoure en partie les cristaux. La texture hyalophitique est fréquente dans les laves siliceuses comme la dacite et le trachyte. Elles se caractérisent par une matrice vitreuse entassée par de nombreux microlites. Les roches qui ont une matrice avec le verre seule qui entoure les phénocristaux ont une texture vitrophyrique

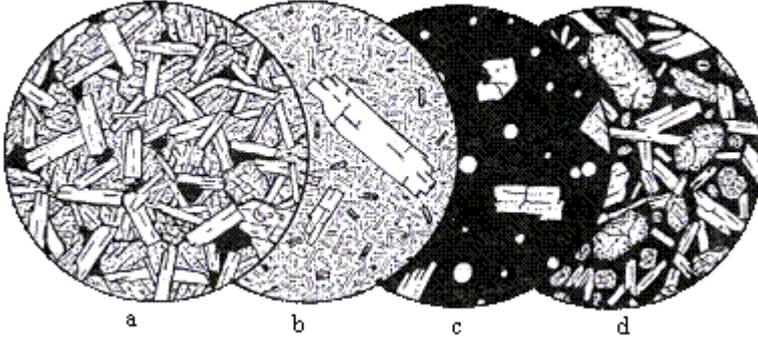


Fig3) Texture résultante du liquide résiduel. a) texture interstitielle le verre se localise dans les poches entre les cristaux de plagioclases, pyroxène et olivine. b) la mésostase de certaines andésites et dacites est composée du verre clair avec des microlites sans orientation précise, texture hyalophitique. c) texture vitrophyrique des phénocristaux qui baignent dans une mésostase de verre, c'est fréquent dans les roches pyroclastiques.

Dans cet exemple, le verre a des petites cavités de gaz qui donne une roche vacuolaire. d) texture hyalophitique avec des phénocristaux entouré complètement ou en partie par le verre.

c) LA STRUCTURE FLUIDALE.

Les magmas très visqueux qui coulent pendant la cristallisation peuvent aligner les cristaux suivant des couches planes ou onduleuses. Certaines laves d'andésites ou du dacite ont ces figures dans lesquelles la mésostase pilotaxitique est remplie par des microlites alignés. L'alignement des feldspaths peut être assez prononcé ce qui donne à la roche un aspect, feutré ce qui est connu sous le nom de texture trachytique. Si la roche possède assez de verre le plissement se développe suivant le plan de cisaillement et s'il y a des vacuoles elles seront étirées suivant le sens de l'écoulement

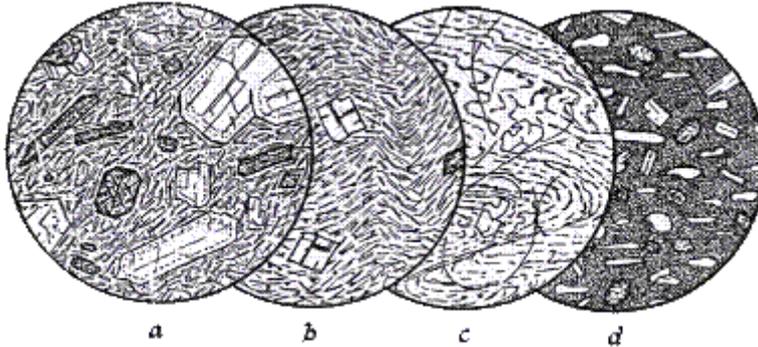


Fig4) Structure de flux des laves visqueuses : a) texture pilotaxitique dans certaines andésites et dacites, les microlites alignés qui suivent le contour des phénocristaux. b) dans les roches trachytiques alignement des microcristaux est plus prononcé ce qui donne à la roche un aspect feutré. c) plis d'écoulement dans une rhyolite. d) Les vacuoles dans le basalte vacuolaire, sont étirées si la lave est assez visqueuse

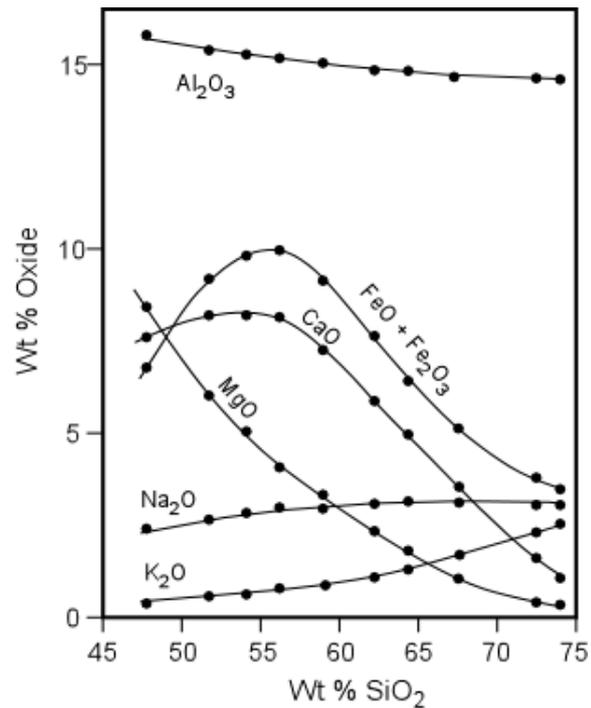
2 LA DIFFERENCIATION MAGMATIQUE

1) INTRODUCTION.

Variation chimique des suites de roche

Les analyses chimiques des roches plutoniques d'une même région permettent de dire que ces roches proviennent de la même origine magmatique.

L'allure de ces courbes dans le diagramme montre comment la teneur des éléments chimiques dans les roches d'une série magmatique change en fonction de celle de la silice. C'est le silicium qui montre la plus grande variation dans une série magmatique comme le montre l'exemple ci-contre. Le processus qui peut engendrer le changement de la composition du magma correspond à la **différentiation magmatique**



Plusieurs explications ont été suggérées pour expliquer la variation de la composition du magma observé dans des régions restreintes:

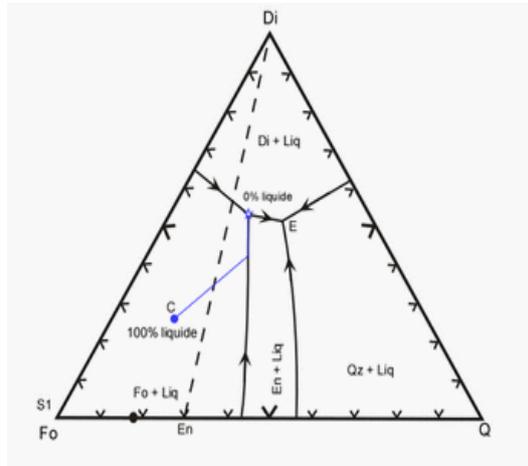
- 1° Différente source de fusion.
- 2° Différents degrés de fusion partielle de la même source.
- 3° La cristallisation fractionnée.
- 4° Assimilation ou contamination du magma par les roches de la croûte.
- 5° Immiscibilité des liquides.

Chaque processus peut jouer seul ou bien combiné avec un autre pour changer la composition du magma.

2) LA FUSION PARTIELLE.

Nous avons vu dans notre étude des diagrammes de phase simples que pendant la fusion d'une roche à plusieurs composants dans un système, à part la composition de l'eutectique, elle fond sur une gamme de température et de pression, et pendant cette fusion, la composition liquide change. Ainsi, on peut obtenir des différents liquides de composition variée de la même roche source (divers degrés de fusion partielle).

Soit l'exemple d'un système de trois composants contenant les minéraux : le système Fo-SiO₂ et Di. L'équivalent d'une péridotite qui est représentée par le point C. Cette roche commence à fondre au point peritectique, où le Di, l'En, l'Ol, et le liquide sont en équilibre. La composition du liquide reste au point peritectique (marqué 0% liquide) jusqu'à la fusion complète du Di. Ceci se produit après la fusion de 23%. Le liquide suit alors un chemin montré par la courbe bleu, se déplaçant d'abord le long de la limite En-Ol, et après l'absorption totale de l'Enstatite, le changement du liquide prend la direction de la composition de la péridotite.

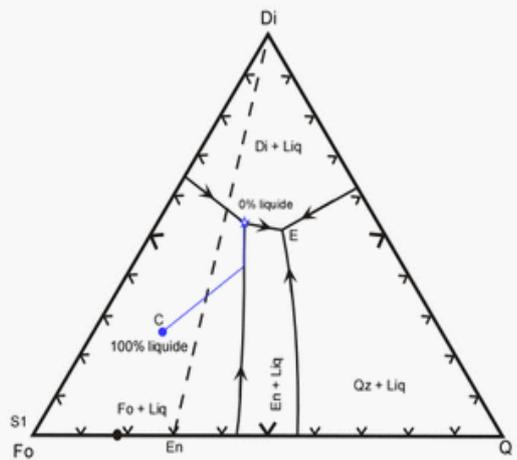


À 100% de la fusion le liquide aura la composition de la péridotite. Les liquides peuvent être extraits à tout moment pendant la fusion et avoir des compositions entre 0 et 100% de la fusion. (noter que la composition du liquide située entre 0% l'intersection courbe bleu et le joint En-Di est sursaturé en silice, alors que le liquide de composition située à droit du joint En-Di est sous-saturé en silice).

3) LA FUSION FRACTIONNEE.

Dans le cas précédant une partie du liquide doit être laissée. Si tout le liquide est extrait on aura le cas de la fusion fractionnée

Dans la fusion partielle le liquide est enlevé à chaque étape du processus. imaginons que nous fondons la même péridotite, et enlevant les liquides qui se forment après la fusion totale du Diopside. Le premier liquide qui se forme aura la composition du péritectique. En ce moment, le solide restant est constitué seulement d'Enstatite et de Forstérite avec la composition « solide2 ». C'est un système de deux composants. De ce fait la fusion ne peut pas avoir lieu jusqu'à ce que la température arrive à la température péritectique dans le système à deux composants Forsterite SiO₂.



La fusion produit un liquide de composition « liquide 2 ». L'extraction du liquide se fait éventuellement, après la fusion totale de l'Enstatite. A ce stade tout ce qu'il reste dans la roche est de la forsterite. Le liquide suivant apparaît à la température de fusion de la forsterite pure qui est très élevée (liquidus3)

Il est assez difficile d'obtenir dans la terre des températures au-dessus du solidus de péridotite, encore moins à des températures beaucoup plus élevées. Ainsi, la fusion partielle est peu probable de se produire dans la terre.

LES ELEMENTS EN TRACE COMME INDICES DE DIFFERENTS DEGRES DE FUSION.

Les oligo-éléments (**éléments en trace**) sont des éléments qui se trouvent en très faibles concentrations dans les roches, habituellement moins de 0.1 % (exprimés en ppm parties par million). Les oligoéléments peuvent être divisés en **éléments incompatibles**, ceux qui ne s'adaptent pas facilement dans la structure d'un cristal et les **éléments compatibles**, ceux qui s'adaptent facilement dans la structure des minéraux dans le manteau.

Éléments incompatibles - ceux-ci sont les éléments comme K, Rb, Cs, Ta, Nb, U, Th, Y, Hf, Zr, et les **terres rares** (REE) - La, Ce, Pr., Nd, Pm., Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, et Lu. La plupart ont un grand rayon ionique. Les minéraux mantéliques comme l'olivine, pyroxène, spinelle, et le grenat n'ont pas des emplacements cristallographiques pour des grands ions.

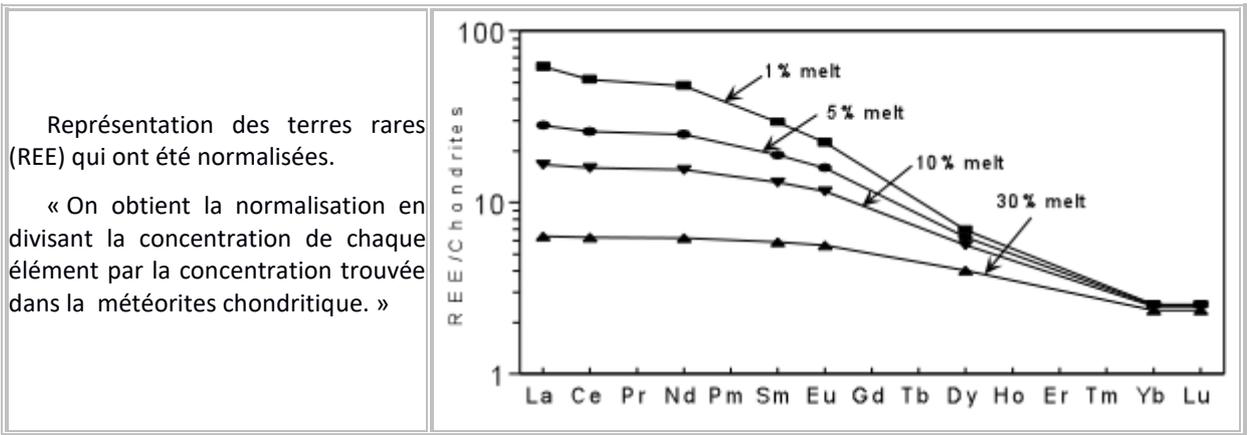
Éléments compatibles - ce sont des éléments comme le Ni, le Cr, les Co, V et Sc, qui ont de plus petits rayons ioniques et s'adaptent plus facilement dans les sites cristallographiques faites pour le magnésium, et le Fe.

Quand une roche de manteau commence à fondre, les éléments incompatibles seront éjectés préférentiellement en premiers dans le liquide. C'est parce que si ces éléments sont dans des emplacements énergétiquement non favorables dans les cristaux. Ainsi, un faible degré de fusion d'une roche de manteau donnera un liquide de concentrations élevées en éléments incompatibles. Avec la progression de la fusion la concentration de ces éléments incompatibles diminuera parce que :

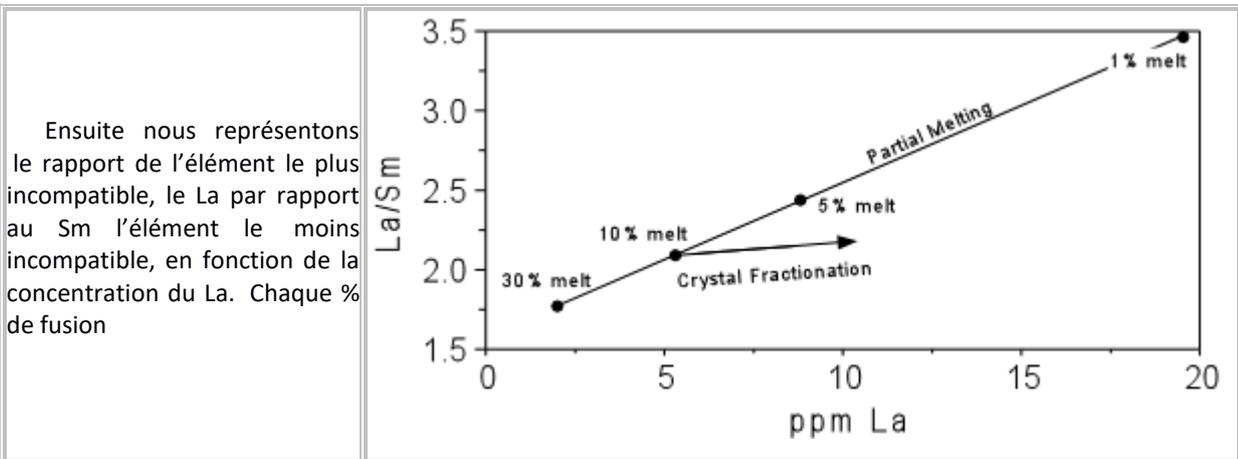
- (1) il y'a de moins en moins d'élément incompatible qui se rajoutent dans le liquide.
- (2) leur concentration deviendra de plus en plus diluée puisque le volume du liquide augmente

Ainsi, les **concentrations des éléments incompatibles diminuent avec l'augmentation du pourcentage de la fusion.**

Les terres rares sont particulièrement utiles à cet égard. Ces éléments, excepté l'Eu, ont une charge +3, mais leurs rayons ioniques diminuent avec l'augmentation du nombre atomique. c.-à-d. le La est le cation le plus large et le Lu est le plus petit. Ainsi le degré d'incompatibilité diminue du La au Lu. Ceci se voit très bien si le grenat est présent dans la roche source, puisque le grenat possède des sites qui acceptent facilement les terres rares lourdes (Ho-Lu).



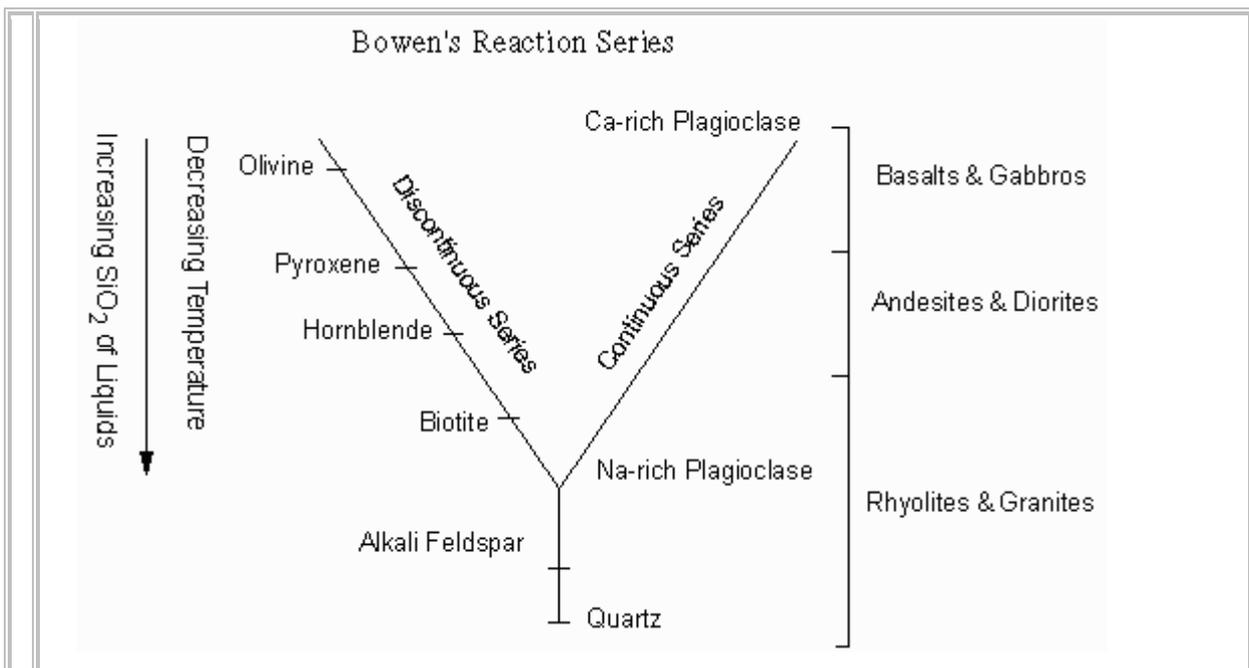
Ce qui nous donne des profils de REE. Notez qu'un faible % de fusion montre des profils enrichis en terres rares légères. Parce que les terres rares légères sont plus abondantes que les terres rares lourdes.



Comme on va le voir dans la cristallisation fractionnée, le rapport des éléments incompatibles ne change pas beaucoup avec le fractionnement et donne une pente de courbe moins forte. Ceci nous donne une méthode qui nous permet de distinguer entre la fusion partielle et la cristallisation fractionnée pour une différenciation magmatique.

4) LA CRISTALLISATION FRACTIONNEE.

Les diagrammes de phase montrent bien comment la composition du liquide peut changer si on enlève les cristaux du liquide pendant qu'ils se forment. Dans tous les cas la cristallisation provoque le changement de la composition du liquide (sauf pour la cristallisation eutectique) et si le cristal est séparé du liquide par un processus quelconque, on obtiendra un magma de composition différente du liquide initial.



A) LA SERIE REACTIONNELLE DE BOWEN.

L. Normand Bowen, un pétrographe des années 1900, a proposé. Si pendant la cristallisation d'un magma basaltique on enlève les cristaux formés avant qu'ils réagissent avec le liquide, nous aurons la formation d'une suite de roche depuis le basalte à la rhyolite. C'est ce qui correspond à la série réactionnelle de Bowen.

Bowen suggère que les minéraux cristallisant d'un magma sont divisés en série réactionnelle continue et discontinue.

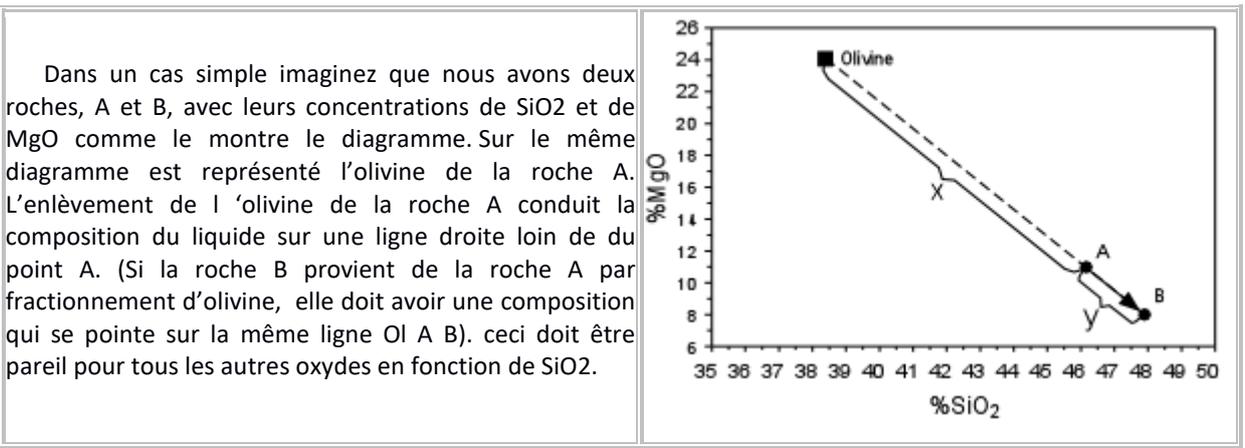
La série continue de réaction se compose de la solution solide des plagioclases. Le magma basaltique forme en premier un plagioclase riche de Ca et lors du refroidissement ils réagissent d'une façon continue avec le liquide pour produire du plagioclase riche en Na. Si le plagioclase calcique précoce est retiré le magma donne des plagioclases sodiques comme ceux qui se forment dans une rhyolite

La série discontinue est constituée des minéraux qui réagissent avec le liquide pendant le refroidissement et forment des nouvelles phases minéralogiques. Ainsi la cristallisation des olivines dans le liquide basaltique peut éventuellement réagir avec le liquide pour donner l'orthopyroxène.

Si les phases qui cristallisent tôt sont enlevées avant que les réactions d'équilibre se fassent, donc les liquides deviennent de plus en plus siliceux

B) LA REPRESENTATION GRAPHIQUE DE LA CRISTALLISATION FRACTIONNEE.

Les changements de composition chimique du magma (roche) provoqué par le fractionnement des cristaux peuvent se voir sur les diagrammes suivants



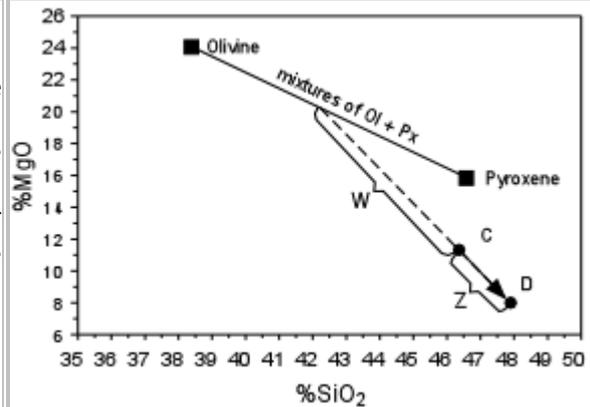
Exactement comme dans des diagrammes de phase nous pouvons appliquer la règle de levier pour déterminer la quantité d'olivine qui a été fractionné du magma de composition A pour produire la roche B :

Le % d'Olivine fractionné = $[y/(x + y)] * 100$

Si le fractionnement de l'olivine étaient le processus responsable du changement du magma A au magma B, alors ces proportions devraient être les mêmes sur tous autres diagrammes de variation. Dans un cas plus compliqué, nous regardons ce qui se passet si deux phases de composition différente étaient fractionnée. Encore la règle appliquée est la même que celle utilisée dans les diagrammes des phases

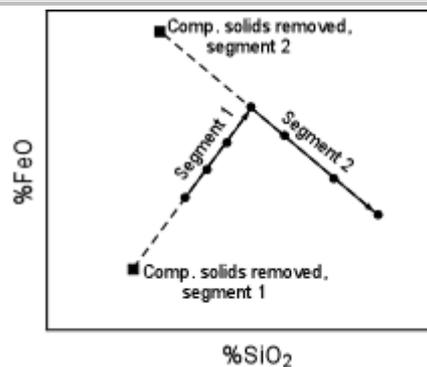
Dans ce cas-ci, 50% d'olivine et 50% de pyroxène de 50% sont enlevé du magma C pour produire le magma D. Noter que la composition de liquide change suivant une ligne qui s'éloigne de C (la ligne passe par D C et le milieu du segment olivine pyroxène. Encore la règle du levier nous indique que le pourcentage des solides fractionnés serait :

$$\% \text{ de solides fractionnés} = [z/(W + z)] * 100$$



Ceci fonctionne bien pour de petites étapes dans l'ordre de fractionnement. En réalité nous constatons que beaucoup de minéraux cristallisés d'un magma sont des solutions solides dont les compositions changent quand le liquide évolue et la température baisse. .

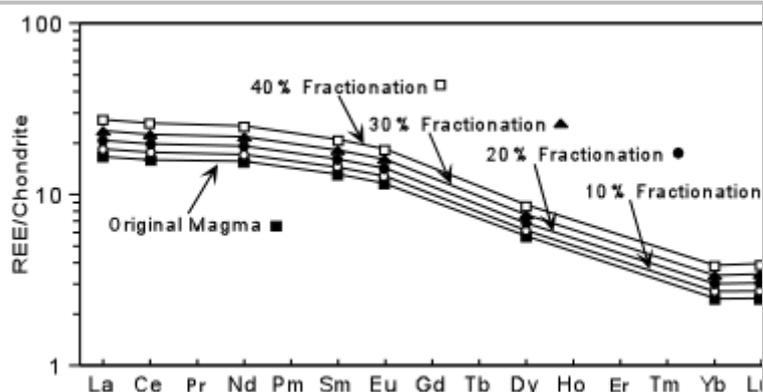
Cet exemple montre une série magmatique produite par le fractionnement d'un minéral pauvre en fer et en silice suivant le segment I. Puis suivant le segment II par le fractionnement des minéraux riches en fer comme la magnétite et l'ilménite. La séparation de ce minéral provoque une déviation brusque de la tendance de la variation de la composition chimique.



C) LA CRISTALLISATION FRACTIONNEE ET ELEMENTS EN TRACES.

Les éléments qui ne sont pas utilisés par les cristaux fractionnés devraient avoir une augmentation de leur concentration dans le magma fractionné (liquide résiduel). Ceci est vrai aussi pour les éléments en traces. Donc la concentration des éléments en traces incompatibles augmente avec le fractionnement des cristaux. Et vis versa la concentration des éléments compatibles diminue.

Le diagramme montre comment les REE se comportent dans un profil. Notez que le profil de REE produit par un fort pourcentage de fractionnement montre les concentrations les plus élevés, cependant les profils restent étroitement parallèles. Donc si nous avons une suite de roches formées par fractionnement elles doivent montrer des profils de terre rares parallèles et rapprochés.



Rappelez-vous que nous avons dit que pendant la cristallisation fractionnée les rapports des éléments incompatibles montrent peu de changement, et que nous pouvons employer ce facteur pour distinguer la cristallisation fractionnée et la fusion partielle

D) LES MECANISMES DE LA CRISTALLISATION FRACTIONNEE.

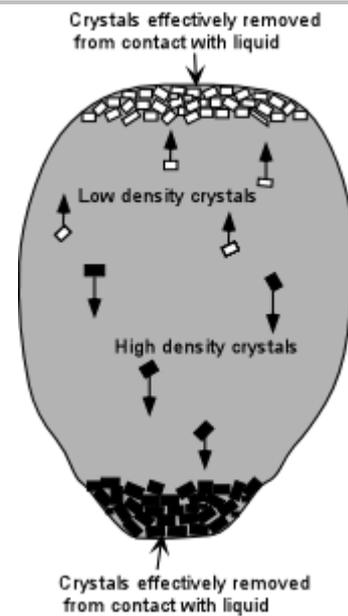
Pour que la cristallisation fractionnée s'effectue, il faut un mécanisme naturel qui permet de retirer les cristaux du magma ou bien au moins de les séparer pour qu'ils ne réagissent plus avec le liquide. Dans la nature ils existent plusieurs mécanismes.

Décantation flottation.

- généralement les cristaux formés dans un magma ont des densités différentes que le liquide.

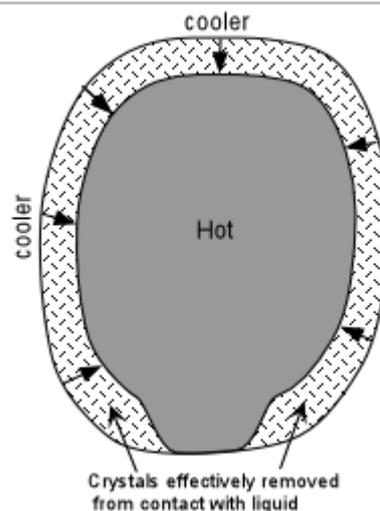
Si les cristaux ont une densité plus élevée que le liquide, ils tendront à se décanter au fond de la chambre magmatique. La première couche qui se dépose sera toujours en contact avec le magma, mais deviendra plus tard couverte par les cristaux qui se décanteront postérieurement de sorte qu'ils soient complètement isolés du liquide.

Si les cristaux ont une densité plus faible que le magma, ils tendront à flotter vers le haut de la chambre magmatique. Encore la première couche qui s'accumule au sommet au début est en contact avec le liquide, mais les cristaux qui viennent par la suite vont former des couches qui isolent les premiers cristaux du liquide :



Cristallisation centripète (vers l'intérieur)

Lors de la mise en place d'un massif magmatique chaud, les roches de la périphérie sont à une température beaucoup plus faible. Donc les bords du massif vont se refroidir plus rapidement que le centre. Donc la cristallisation début dans ces parties du magma refroidi en premier près des limites. On parle de cristallisation centripète puisqu'elle se fait du bord vers le centre. Comme l'exemple précédant la première couche de cristaux précipités qui est en contact du liquide deviendra isolée par la suite.



2.1.1 5) L'ASSIMILATION/ LA CONTAMINATION.

Le magma généralement traverse la croûte qui a une composition différente de celle du magma, et il y'a toujours des possibilités d'avoir des échange entre la croûte et le magma. Si un fragment de la croûte est arraché il sera incorporé dans le magma et absorbé et il devient une partie intégrante du magma. On dira alors que le fragment est assimilé par le magma. Et on dit que le magma est contaminé par le fragment de la croûte. Il y'a un changement de la composition chimique du magma sauf si le matière rajouté a la même composition que le magma.

Évidence de l'assimilation/contamination

Pendant la montée du magma à travers la croûte, des fragments peuvent être arrachés et assimilés par le magma. Les différentes étapes peuvent être préservées parfois dans le magma. Les xénolites sont parfois trouvées enclavées dans d'autres roches. La présence de xénolites n'indique pas qu'il y'a toujours assimilation, parfois les xénolites présentent un assemblage minéralogique en déséquilibre. Si l'assimilation est complète la seule évidence qui reste est la composition chimique.

Peut-être la meilleure évidence de l'assimilation/contamination vient des études des isotopes radiogéniques. Ici nous donnons un exemple en utilisant le rapport Rb Sr.

^{87}Rb est un isotope radioactif qui se désintègre en ^{87}Sr avec une demi-vie de 47 milliards d'années.

Puisque le Rb est un élément incompatible, il a été extrait à partir du manteau par des magmas et accumulé dans la croûte. Ainsi la concentration du Rb est plus élevée dans la croûte (environ 100 ppm) que dans le manteau (environ 4 ppm).

^{86}Sr est un isotope stable et non radiogénique dont la concentration ne change pas avec du temps.

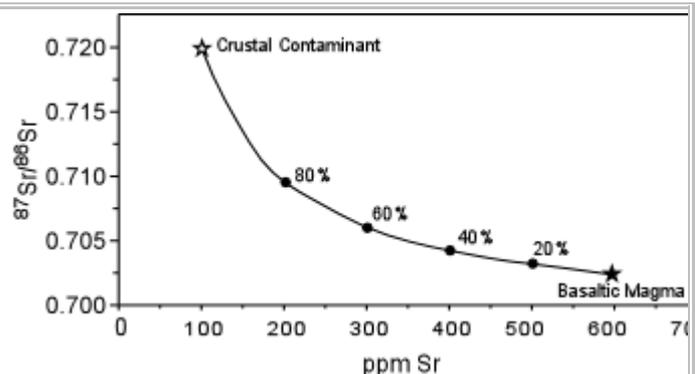
Puisque ^{87}Rb se transforme en ^{87}Sr et puisque qu'il y a plus de Rb dans la croûte que dans le manteau, le $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dans la croûte change avec le temps, vers des valeurs beaucoup plus élevées que le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dans le manteau.

Le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ du manteau est généralement dans la gamme entre 0.702 - 0.705. Ainsi, les roches dérivées de la fusion du manteau devraient avoir les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dans cet intervalle.

le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des roches dans la croûte dépend de leur âge et de la concentration du Rb. Les anciennes roches de la croûte ont des valeurs élevées de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dans la gamme 0.705 - 0.720, alors que les roches récentes de la croûte dérivée récemment manteau ont un rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ semblables à celui du manteau.

Si le magma mantellique est contaminé par une roche ancienne, on doit s'attendre à avoir un rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ plus élevé à celui trouvé ans le manteau.

Pour une suite de roches contaminées, le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ tracé en fonction du Sr une courbe hyperbolique.



3 ORIGINE DU BASALTE.

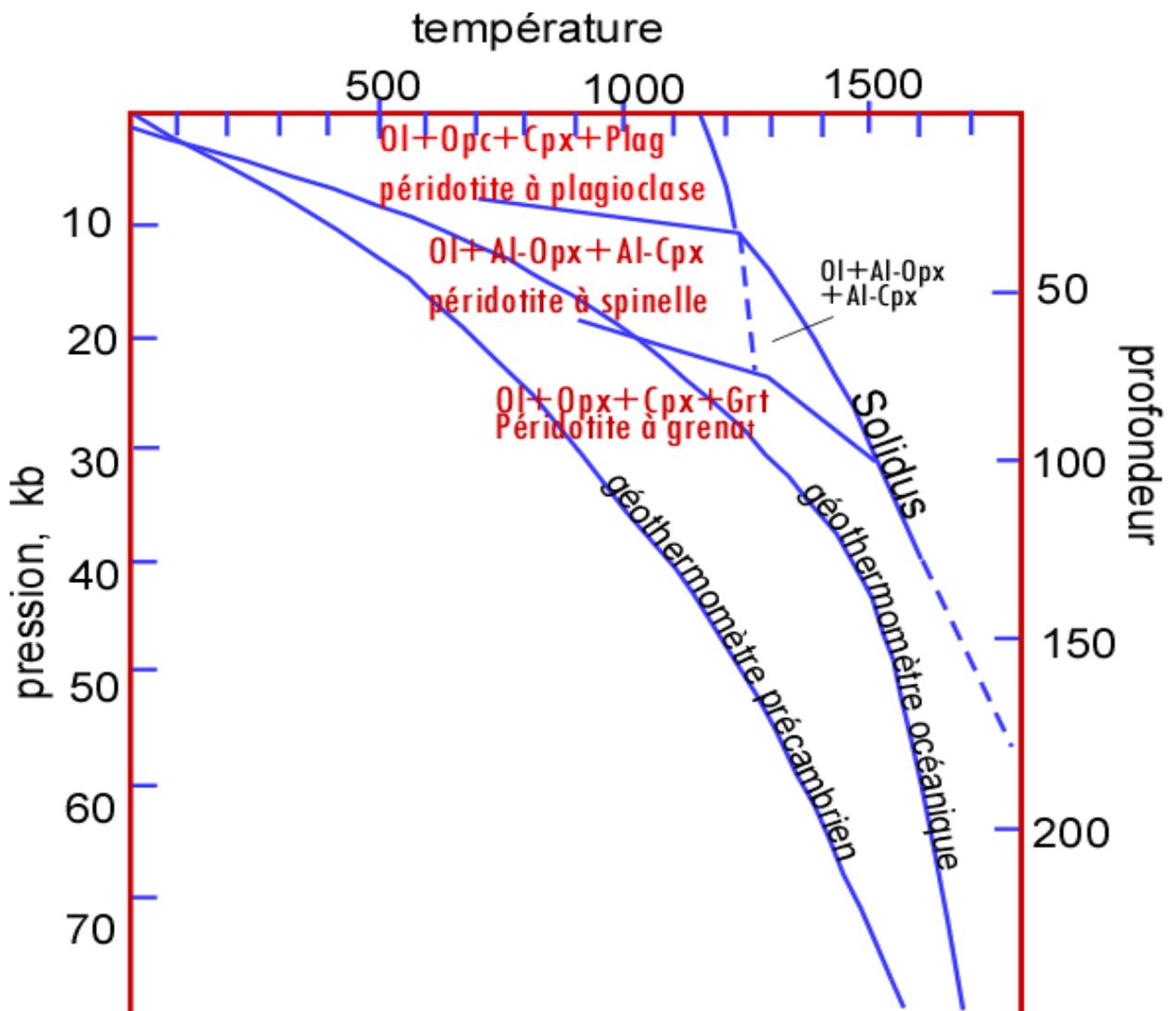
1) COMPOSITION MINÉRALOGIQUE DES ROCHES SOURCES DANS LE MANTEAU.

Les études géochimiques et géophysiques indiquent que les minéraux les plus importants dans le manteau sont l'olivine et le pyroxène. Ces minéraux contiennent les éléments chimiques de Si, Mg, Ca et Fe en quantité suffisante pour satisfaire la composition du liquide basaltique, mais dans le basalte il y a d'autres éléments chimiques présents comme l'Al, Na, K, les éléments mineurs et les éléments en traces. Certains éléments présentent des phases mineures et d'autres sont sous forme d'impuretés dans des phases majeures.

L'ALUMINIUM.

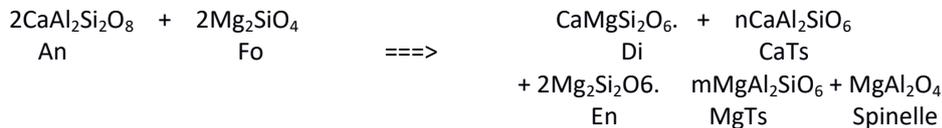
A faible pression, la grande partie d'aluminium des roches magmatiques se trouve dans les plagioclases. Sous des HP, ce composant rentre dans les pyroxènes comme le Ca-tschermak, ($\text{CaTs-CaAl}_2\text{Si}_1\text{O}_6$) et jadéite ($\text{Jd NaAlSi}_2\text{O}_6$).

Les expériences montrent que la teneur d'Al dans les pyroxènes augmente avec la pression et la température, et atteint une teneur de 4.5% à une pression de 20Kb et à une température de la fusion du basalte. Au-delà de cette limite l'aluminium supplémentaire va donner une phase séparée comme le spinelle et le grenat. Ces minéraux deviennent importants en profondeur. Les études expérimentales déterminent les champs de stabilité des phases alumineuses fig.1. Les limites sont approximatives car elles sont affectées par la composition réelle des roches

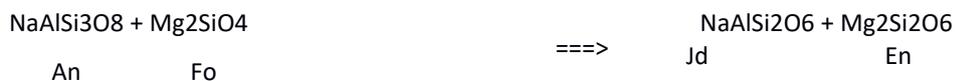


Le grenat est une phase alumineuse stable à des pressions supérieures à 15 kb, et à des températures inférieures à la température du liquide basaltique. Quand la température s'approche du solidus, où il y'a début de fusion, l'expansion du réseau cristallin des pyroxènes lui permet d'incorporer plus d'aluminium, et par conséquent la stabilité du grenat diminue. Pour cette raison, qu'il est difficile de dire à partir relations des phases, si le grenat est une phase stable ou non avec le liquide magmatique dans le manteau.

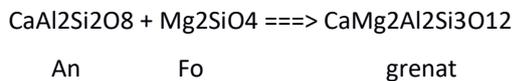
Les réactions successives de la transformation d'une phase alumineuse à l'autre



Et pour le composant albitique.



A des hautes pressions une seule réaction



LES ALCALINS.

Le sodium : La jadéite est la phase **sodique** la plus importante dans les enclaves basiques ou ultrabasiques trouvées dans le basalte. Le pyroxène riche en Ca peut contenir plus de jadéite en solution solide sous des fortes pressions.

Le potassium : Il ne se trouve ni dans le pyroxène, ni dans l'olivine, ni dans la spinelle, ou grenat. Et les teneurs de K contenus dans le liquide du basalte ne se trouvent que dans des phases séparés comme les micas magnésiennes phlogopites. Ce phlogopite se trouve dans certaines enclaves de péridotite continentale.

LES VOLATILS.

L'eau est le plus important volatil dans le manteau, il a une grande influence sur la température de la génération du magma. La pargasite, amphibole magnésienne hydratée se trouve dans les enclaves ultramafique des volcans continentaux. Elle est stable relativement à des faibles profondeurs moins de 100 Km. Le phlogopite est probablement le seul minéral contenant de l'eau stable à des HP dans le manteau.

Le Co₂ est un important volatil dans le manteau, il est contenu dans la calcite et la dolomite qui se trouve en phase mineure mais assez répandue dans les enclaves ultramafiques d'origine profonde. La découverte de la dolomite en inclusion dans un diamant montre sa stabilité à des HP.

2) LES ENCLAVES ULTRAMAFIQUES.

Ces enclaves se trouvent dans certains magmas basaltiques, elles ont une composition minéralogique variée (gabbro, dunite, péridotite). Elles se trouvent dans les volcans explosifs comme les pipes diamantifères, les tufs et les maars. Ces enclaves sont abondantes dans ce type de volcans c'est peut-être à cause de la montée rapide et le refroidissement brutal du magma explosif qui leur permet d'arriver à la surface dans des conditions relativement intactes (non transformé). Dans un magma similaire non explosif et fluidal les enclaves sont moins fréquentes et montrent des figures de rééquilibration sous des conditions de faible pression.

3.1.1 ON DISTINGUE QUATRE GROUPES :

I) Des roches gabbroïques composées de plagioclase calcique, augite et olivine.

II) Des dunités et wherlites composées de différents % d'olivine magnésienne et de diopside. Avec des minéraux accessoires de spinelle ou du plagioclase ou bien les deux.

III) Des Lherzolites et harzburgite contiennent en plus des minéraux du groupe II de l'Opx magnésienne et l'enstatite. L'aluminium se trouve dans le spinelle.

IV) Des Péridotites à grenat: contiennent le pyroxène riche en Ca et le pyroxène pauvre en Ca, l'olivine et le grenat riche en pyrope (magnésien)

Les inclusions Gabbroïques du groupe GI sont les plus fréquentes suivies du groupe GII.

Dans les régions océaniques le GIII et GIV sont moins fréquentes GIV. Alors que dans le continent le GIII et GIV sont largement répandus dans la croûte continentale.

Les grandes profondeurs

La séquence de l'assemblage GI à G IV pourrait être le résultat d'une augmentation de P. la composition du pyroxène en Ca n'est pas la même si le pyroxène se trouve avec le plagioclase, spinelle ou grenat, elle est donc fonction de T et P.

La teneur de CA ou d'Al de ces pyroxènes forme une grille dans le diagramme TP. Donc par la détermination de la composition de la composition de pyroxène dans une péridotite donné on peut estimer la température et la profondeur d'équilibre de l'assemblage minéralogique.

La figure 2 résume l'estimation de PT pour deux suites d'enclave de péridotite.

4 LES OPHIOLITES

4.1 INTRODUCTION

Les ophiolites tirent leur nom du grec : pierre de serpent. Il s'agit d'un ensemble de roche dont la couleur dominante est verte et qui peut donc faire penser à cet animal. D'abord décrite dans les Alpes et les Appenins, ces structures ont ensuite été trouvées en de nombreux endroits du globe : en Grèce, à Chypre, au Québec, en Nouvelle Calédonie etc...

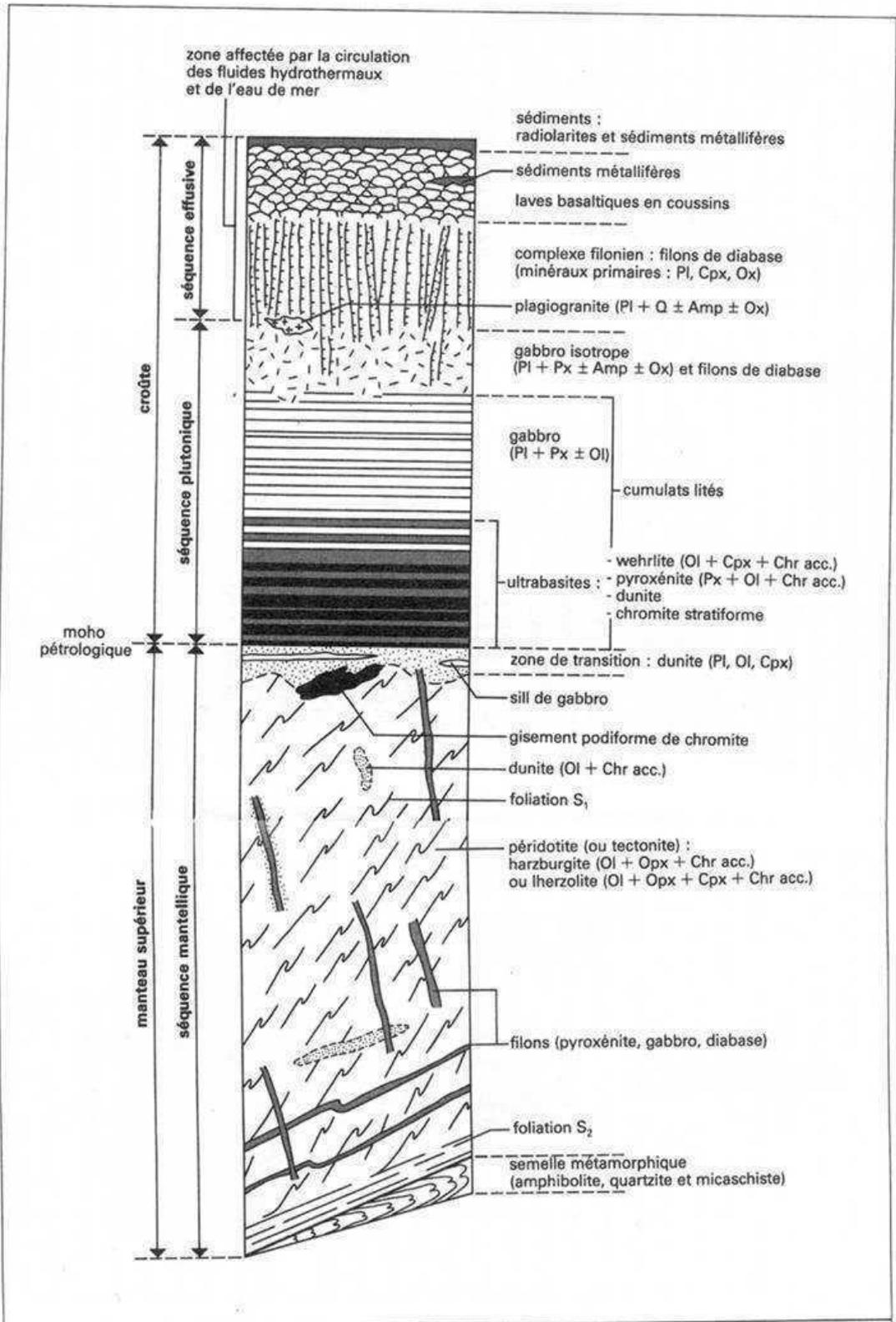
La première description d'une ophiolite aurait été réalisée par Brongniart en 1813 ; l'interprétation des ophiolites a varié avec le temps : avant les années 1960, les ophiolites étaient interprétées comme de gigantesques épanchements volcaniques sous-marins, dans lesquels des différenciations magmatiques se seraient produites

Au niveau des dorsales océaniques, il y a production de matière, la lithosphère océanique. La grande majorité de cette lithosphère est essentiellement recyclée et retourne dans le manteau par le phénomène de subduction.

Cependant, il arrive parfois que, pour le plus grand bonheur des géologues, cette lithosphère soit portée à l'affleurement : c'est ce qu'on appelle des ophiolites. Ces dernières sont en fait des lambeaux de lithosphère océanique présente à l'affleurement sur la croûte continentale.

Quelles sont les caractéristiques des ophiolites? Sont-elles toutes semblables?

Quels sont leurs apports quant à la compréhension de la mise en place et du fonctionnement de la lithosphère océanique? Quels mécanismes permettent de les retrouver à l'affleurement?



zone affectée par la circulation
des fluides hydrothermaux
et de l'eau de mer

sédiments :
radiolarites et sédiments métallifères

sédiments métallifères

laves basaltiques en coussins

complexe filonien : filons de diabase
(minéraux primaires : Pl, Cpx, Ox)

plagiogranite (PI + Q ± Amp ± Ox)

gabbro isotrope
(PI + Px ± Amp ± Ox) et filons de diabase

gabbro
(PI + Px ± Ol)

cumulats lités

ultrabasites :
- wehrlite (Ol + Cpx + Chr acc.)
- pyroxénite (Px + Ol + Chr acc.)
- dunite
- chromite stratiforme

moho
pétrologique

zone de transition : dunite (Pl, Ol, Cpx)

sill de gabbro

gisement podiforme de chromite

dunite (Ol + Chr acc.)

foliation S₁

péridotite (ou tectonite) :
harzburgite (Ol + Opx + Chr acc.)
ou lherzolite (Ol + Opx + Cpx + Chr acc.)

filons (pyroxénite, gabbro, diabase)

foliation S₂

semelle métamorphique
(amphibolite, quartzite et micaschiste)

Px	pyroxène	Ol	olivine	Amp	amphibole
Opx	orthopyroxène	Chr acc.	chromite accessoire	Ox	oxydes de fer et de titane
Cpx	clinopyroxène	Pl	plagioclase	Q	quartz

Organisation générale d'un complexe ophiolitique.

On en trouve la succession suivante :

Sédiments : radiolarites et calcaires

Complexe volcanique :

- ° Laves en coussins
- ° Complexe filonien (pendage vertical)

Séquence Gabbro.

- ° Gabbro isotrope (en haut)
- ° Gabbro folié
- ° Gabbro lité La couleur devient plus sombre en bas, le % de minéraux felsique augmente jusqu'à des roches ultrabasiques.
- ° Au sommet du gabbro, on trouve parfois du plagiogranite (système peu potassique) provenant de la différenciation du magma.

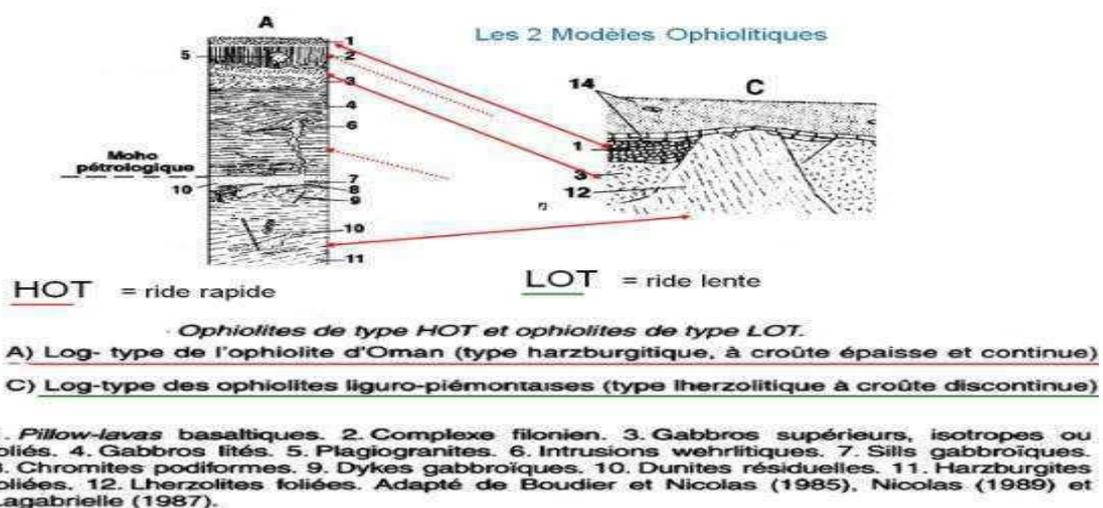
Le manteau : passage du Moho pétrologique

- ° Tectonites, dunites, pyroxénites
- ° La péridotite est de la harsburgite ou de la lherzolite
- ° A la base : semelle métamorphique correspondant à l'obduction sur une croûte continentale.

Ce schéma n'est pas unique. On distingue deux modèles :

Le modèle HOT (Harsburgite Ophiolite Type) correspondant aux rides rapides (Oman)

Le modèle LOT (Lherzolite Ophiolite Type) correspondant aux rides lentes (Alpes)



Ophiolite de Type HOT et ophiolite de Type LOT

Log type des ophiolites d'Oman (type harzburgitique, à croute &paisse et continue)

Log-type des ophiolites (type lherzolitique à croute discontinue)

HOT

Correspond au modèle de Penrose, c'est le cas l'ophiolite d'Oman où la lithosphère de ride rapide augmente de plus de 5 cm / an

LOT

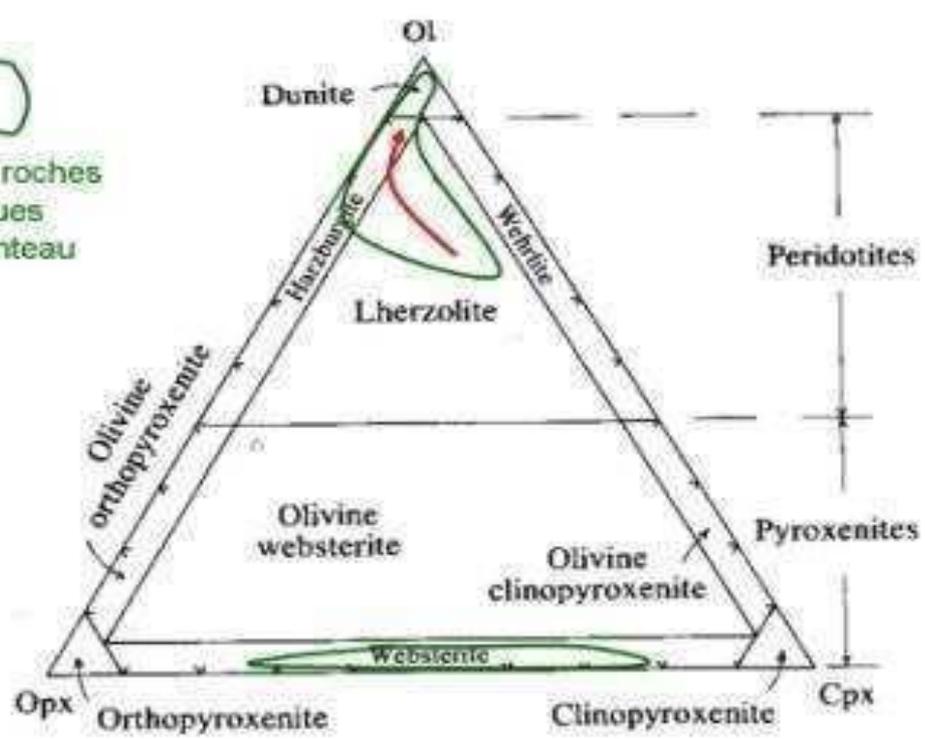
Le log est différent de celui de Penrose : on retrouve les laves en coussins, le gabbro et le manteau. Mais le complexe filonien, le gabbro isotrope, le gabbro lité et le gabbro folié sont absents. Le gabbro ou le manteau peut directement constituer le plancher. Le manteau est dans ce cas serpentinisé.

Diagramme de Streckeisen

Le manteau primitif correspond à de la lherzolite. Lors de la fusion partielle, l'évolution de la restite donne un résidu de type :

- Lherzolite si la fusion partielle est faible.
- Harsburgite si la fusion partielle est importante.
- Dunite si la fusion partielle est très importante.

Principales roches Ultra Basiques dans le manteau

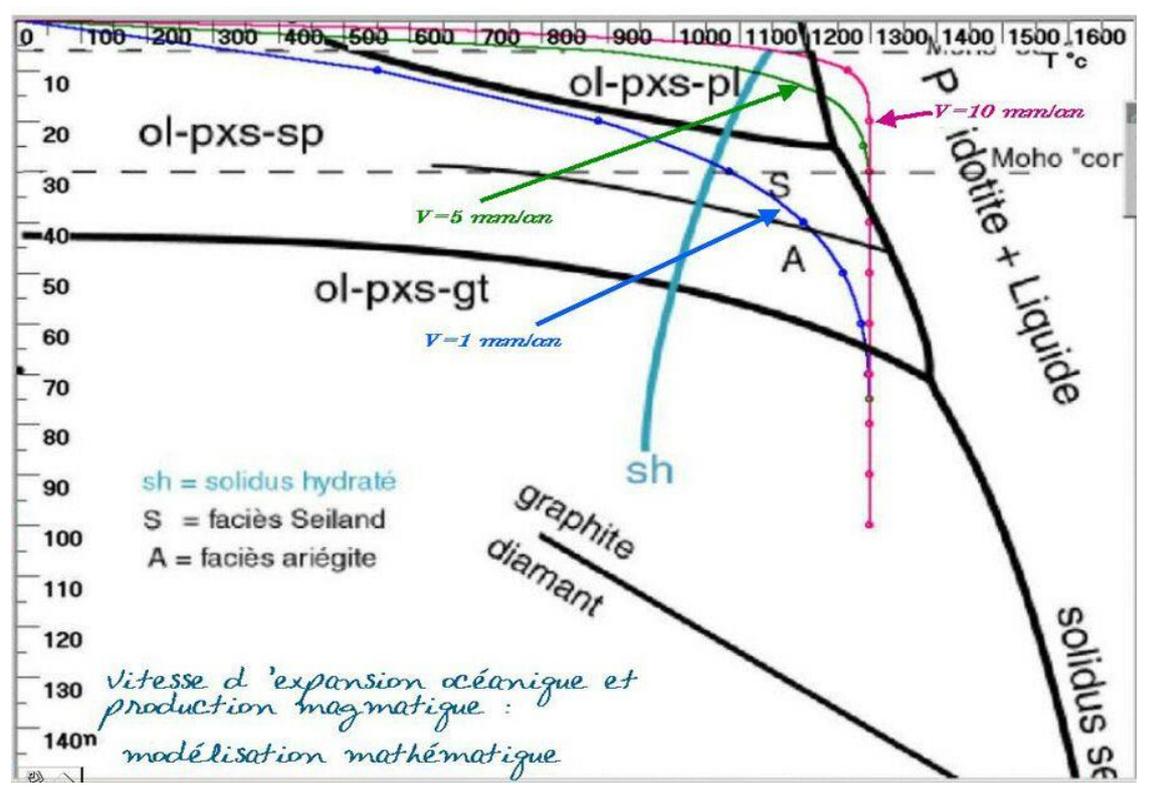


Classification des Roches Ultrabasiques (Streckeisen)

4.2

PERIDOTITE

REMONTÉE DE LA



La remonté de la péridotite peut se faire à différentes vitesses. Sur le diagramme :

v: 1 mm/an,

v: 5 mm/an et

v:10 mm/an.

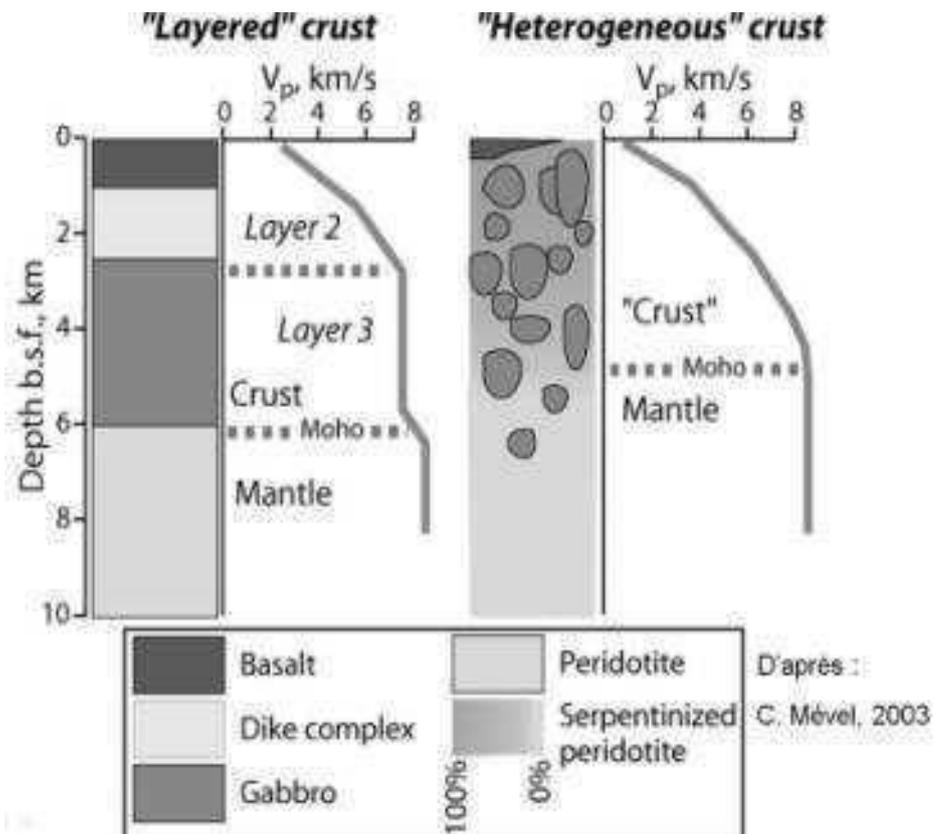
Pour v: 5 et 10 mm/an, le manteau franchit le solidus, il y a donc fusion partielle.

Pour v:10 mm/an, la fusion partielle est plus importante que pour v: 5 mm/an. Il y a donc une relation entre la vitesse d'expansion et la production magmatique.

4.3 PROFILS GEOPHYSIQUES

HOT : Croûte présentant des couches nettes : de haut en bas : sédiments, laves en coussins, gabbro, Moho et manteau : les réflecteurs sont nets.

LOT : Croûte hétérogène (type ride lente atlantique) : Le manteau serpentinisé se trouve à l'affleurement. Les masses de gabbro se trouvent dans le manteau serpentinisé. Le Moho pétrologique n'existe pas ; on parle de Moho géophysique qui correspondrait à une limite de serpentinisation à l'intérieur du manteau



Cas d'une ride lente

Les ophiolites du haut en bas (exp Oman) correspondent à une zone de subduction d'une dorsale obductée .

5 OBJETS GEOLOGIQUES

Les terres d'ombre, les coussins de basalte sous les radiolarites.

5.1 LES RADIOLARITES

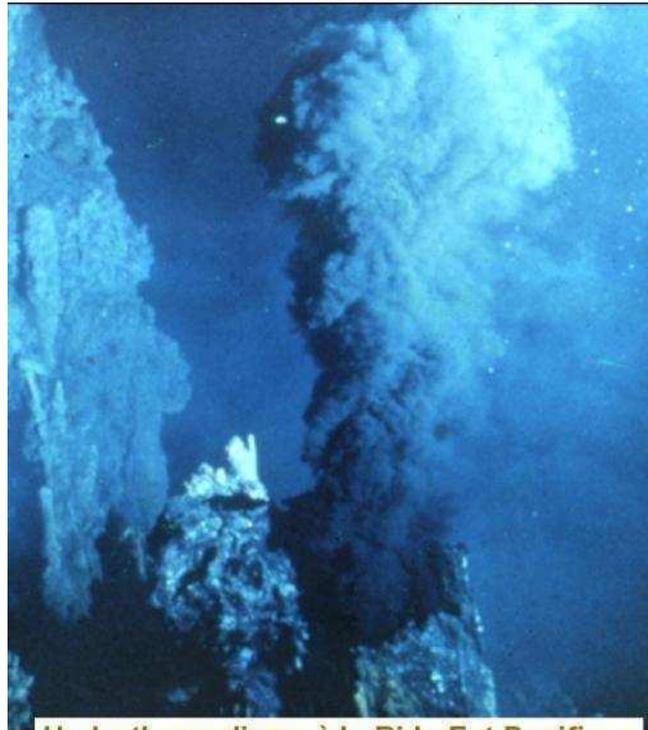


Radiolarites
sur les Laves en Coussins - Oman

5.2 LES TERRE D'OMBRE

Au-dessus des radiolarites on trouve les terres d'ombre: sédiments gris riches en métaux (FE, MN, ZN, Cu). Ce sont les restes de fumeurs noirs actifs au niveau de la dorsale océanique.

Fonctionnement du fumeur noir : L'eau pénétrant dans la croûte entraîne des dissolutions. La remontée de l'eau (rechargée) se fait à travers des fissures, et débouche au niveau du fumeur, la température diminue, les éléments précipitent et saupoudrent le voisinage ce qui donne les terres d'ombres.



Hydrothermalisme à la Ride Est Pacifique
- Fumeurs Noirs

Présence d'un métamorphisme hydrothermal. Présence de micro-fractures en grande densité jusqu'au Moho.

5.3 PRODUITS VOLCANIQUES

Coussins bien visibles, dégagés par l'eau. La polarité des coussins est donnée par la présence de pédoncules.

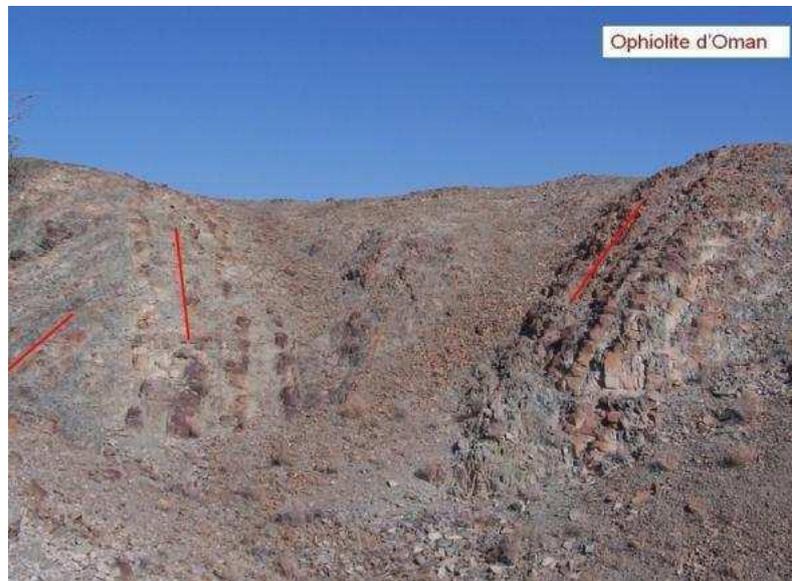


Formation de tubes : conduits dans lesquels la lave circule. Les émissions sont volumineuses, les laves sont primées sous les coussins.

5.4 DYKES OU COMPLEXES FILONIENS

Formation de tubes : conduits dans lesquels la lave circule. Les émissions sont volumineuses, les laves sont primées sous les coussins.

Les filons sont collés les uns aux autres, les bordures sont figées à cause du refroidissement, la largeur est de quelques cm jusqu'au 1 ou 2 m. Les filons peuvent être parallèles ou sécants car la ride se propage.



Les complexes s'enracinent dans le gabbro isotrope. La taille des grains du gabbro est variable (blocs de filon dans du gabbro à grains fins : enclaves en choux fleur correspondant à deux magmas liquides en même temps qui ne se sont pas mélangés). les morceaux de filon tombent dans les lentilles magmatiques.

Complexes gabbroïques.

Dans une ride rapide, on observe trois types de gabbros :

- Gabbros isotropes : pas d'orientation : structure ophitique : les plagioclases sont rectangulaires, le pyroxène se met en place autour des cristaux de plagioclase. La taille des grains est très variable, on peut avoir deux générations de grains.

5.4.1 - GABBROS FOLIES :

La structure planaire tectonique, peuvent être plissés. Inclinaison jusqu'aux gabbros lités, les cristaux sont très petits (millimétriques)

5.4.2 - GABBROS LITES :

L'alternance très régulière de bandes noires et claires, cristaux millimétriques. Présence sous forme de lentilles. Niveau ultrabasique (olivine-pyroxène) sombre et niveau plagioclasique clair. L'alternance correspond à une nouvelle alimentation avec cristallisation fractionnée (cristallisation de l'olivine en premier puis le clinopyroxène ; dans le band de liquide surnageant le plagioclase devient dominant).



A la base du complexe gabbroïque, des wherlites (Olivine + Clinopyroxène), c'est-à-dire des masses gabbroïques ultra-basiques, s'intercalent dans les gabbros lités.



5.5 CONCLUSION

Les ophiolites sont des témoins de lithosphère océanique qui ont été porté à l'affleurement soit par obduction soit par exhumation après/pendant la subduction. Ces ophiolites sont des affleurements privilégiés permettant au géologue d'étudier la formation, la mise en place et l'évolution de la lithosphère océanique. Par ailleurs, elles sont aussi des marqueurs importants de l'existence de paléo-océan. Ainsi, on peut reconstituer grâce aux sutures ophiolitiques, les différents emplacements des océans au cours des temps géologiques : océan Téthys. Enfin, les ophiolites ont aussi des intérêts économiques importants puisqu'ils sont des gisements de nickel et de chrome important.