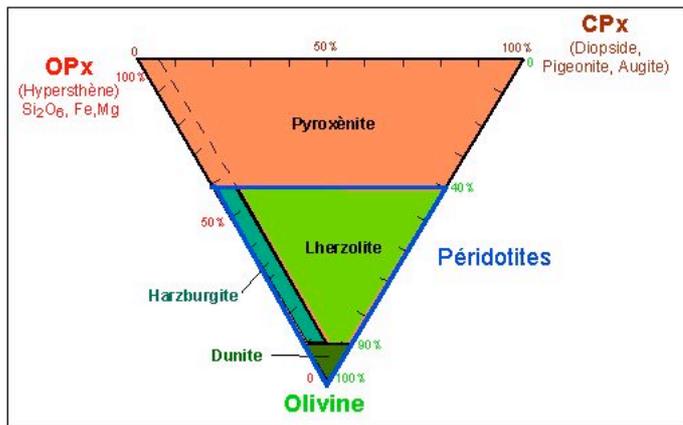


# TD6 - Le magmatisme de dorsale

## 1 - Qu'est-ce qu'une péridotite ?



**Classification des roches ultrabasiques**  
 (très pauvres en Si (moins de 45% en masse de SiO<sub>2</sub>)  
 et riches en ferro-magnésiens: Fe, Mg).

Le terme **péridotite** recouvre des roches ultrabasiques riches en **olivine** (l'olivine est un péridot (groupe de silicates): péridotite signifie donc roche très riche en péridots; remarquez qu'il est légitime de nommer une roche à partir du minéral majoritaire qu'elle contient). On distingue différents types de péridotites aux doux noms de dunite, harzburgite et lherzolite, du noms de certains massifs péridotitiques (*Dun mountains* en Nouvelle Zélande, *Harzburg* en Allemagne et *Lherz* (actuellement Lers) en Ariège (France)...

**OPx** signifie **Orthopyroxènes**. C'est un groupe de silicates dont l'**hypersthène** est un minéral représentatif car il est intermédiaire entre les OPx ferreux et les OPx magnésiens). Ils se distinguent des **CPx** ou **Clinopyroxènes** (calco-ferro-magnésiens ou alcalins) par deux orientations de clivages (des traces de "rayures" qui apparaissent au microscope optique et qui correspondent à des discontinuités régulières dans l'édifice cristallin) orthogonales pour les OPx et obliques pour les CPx, ce qui permet de les déterminer.

Les **olivines** l.s. forment un groupe de **péridots** dont la composition varie entre un pôle magnésien Mg<sub>2</sub>SiO<sub>4</sub> (la fostérite) et un pôle ferreux Fe<sub>2</sub>SiO<sub>4</sub> (la fayalite); l'olivine s.s. est un minéral de formule (Fe, Mg)<sub>2</sub>SiO<sub>4</sub>.; Pyroxènes et olivines peuvent s'altérer en **serpentine** (Bordas pp318-319), silicate en feuillets de formule Mg<sub>6</sub>[Si<sub>4</sub>O<sub>10</sub>(OH)<sub>2</sub>](OH)<sub>6</sub>.

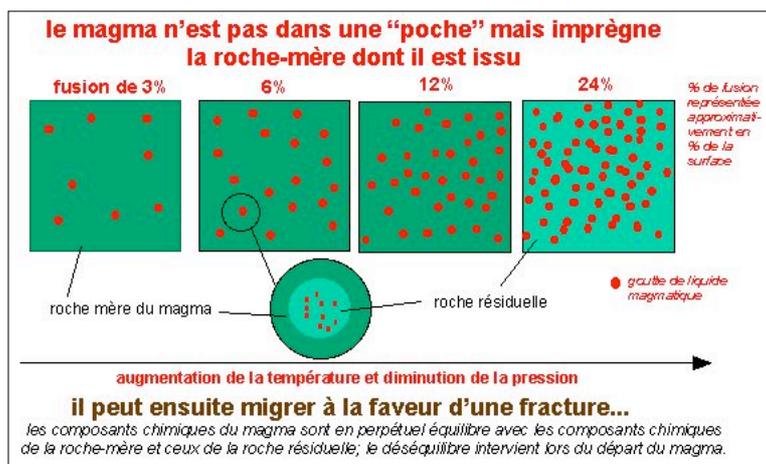
Que recouvre exactement (chiffrez à l'aide du diagramme triangulaire ci-dessus) le terme de péridotite ?

Sachant que l'olivine est le premier minéral à fondre lorsque l'on chauffe une péridotite, pourquoi appelle-t-on "péridotite" aussi bien la roche-mère qui donne le magma que la roche résiduelle une fois que le magma est parti ?

## 2 - De la péridotite au magma puis du magma à la roche magmatique

La composition théorique de la **roche-mère mantellique idéale** qui pourrait donner dans différentes conditions de température, pression et hydratation tous les magmas d'origine profonde observés varie bien sûr selon les auteurs. Les données présentées ici restent scolaires mais voici quelques éléments de réflexions issus de Géologie, objets et méthodes, Jean Dercourt et Jacques Paquet, Dunod, 1990 et de Dictionnaire de Géologie, A. Foucault et J.-F. Raoult, Masson, 1992.

\* la science qui étudie les roches magmatiques par des expériences est la **pétrologie** magmatique expérimentale. Elle s'efforce de comprendre la formation des **magmas** et l'obtention des divers **assemblages de roches magmatiques** en profondeur (roches plutoniques) et en surface (roches volcaniques). Elles relie ensuite les conditions obtenues en laboratoire au **contextes géodynamiques**, c'est-à-dire à un lieu géologique présentant une histoire magmatique particulière (comme une zone de subduction...). C'est ce que nous allons essayer de faire.



La formation d'une roche magmatique englobe trois étapes principales:

### 1ère étape

de la péridotite mantellique au magma: c'est un phénomène de **fusion**;

\* certaines éléments du solide passent dans la phase liquide.

Si l'on fond une roche de type silicate, la première goutte de liquide qui apparaît n'a pas la même composition chimique que le solide. Certains éléments ont une affinité supérieure pour le liquide que pour le solide et inversement. (voir Bordas p317)

Pour un élément chimique très dilué on utilise le coefficient de partage (D) pour chiffrer son affinité pour telle ou telle phase (comme D est le rapport de la concentration de l'élément dans la phase solide sur celle de cet élément dans la phase liquide ( $D = C_S/C_L$ ), on a par exemple pour  $D=0,01$  un élément qui se concentre dans le liquide sans entrer dans le solide et pour  $D=100$  un élément qui au contraire entre très facilement dans le solide mais ne reste pas dans le liquide). Ce coefficient change avec la température, la pression et la teneur en eau du magma. Ces coefficients ont été obtenus pour des solidifications à partir de liquides mais on considère qu'ils sont aussi valables pour des fusions (la première goutte de magma est enrichie en éléments dans le coefficient de partage est minimal).

Voici des résultats expérimentaux de fusion partielle d'une péridotite-mère:

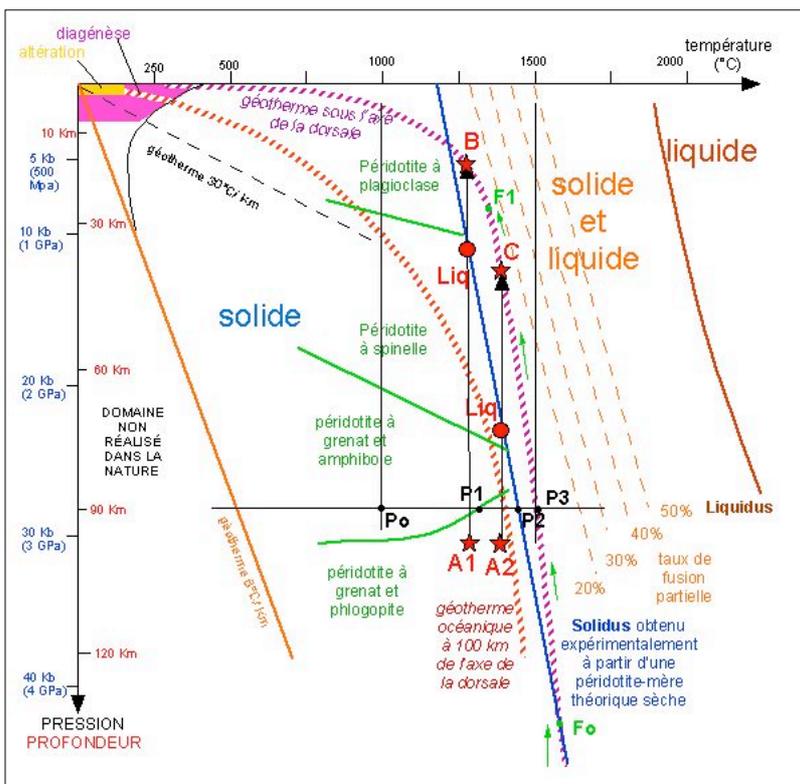
Oxydes	Composition chimique exprimée en poids d'oxydes (d'après Nathan, p. 325)							basalte de dorsale
	péridotite-mère utilisée lors de l'expérience	% de fusion						
		5%	15%	20%	25%	30%	40%	
SiO <sub>2</sub>	44,9	47	48	48,6	50,1	50,5	51,6	48
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,2	15,7	13,2	12,8	11,8	10,5	7,8	14,3
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,6	13,9	12,1	8,9	8,3	8,9	8,4	11
MgO	40	10,4	12	15,4	18,8	19,2	23,9	12
CaO	3	9,2	12,6	13,2	10,1	9,9	7,4	12
Na <sub>2</sub> O	0,2	2,6	1,5	1,1	0,8	0,9	0,8	2,2
K <sub>2</sub> O	0,1	1,2	0,6	0,1	0,1	0,1	0,1	0,5

Comparez qualitativement le comportement du potassium et de calcium lors de la fusion à l'aide des coefficients de partage.

Quel est le taux de fusion partielle le plus proche de celui qui aurait pu permettre d'obtenir un magma basaltique qui aurait ensuite cristallisé totalement et rapidement en un basalte ?

\* La fusion est progressive: le diagramme ci-dessous est incorrect car où il superpose les éléments d'un modèle (géothermes, domaines...) et des données expérimentales (fusions-cristallisations); globalement on est toujours dans le même modèle géodynamique.

C'est grâce à de tels schémas, tracés à partir d'expériences de mise sous pression et de chauffage de roches artificielles de composition déterminée, que l'on peut essayer de prévoir l'apparition de tel ou tel magma dans telle ou telle condition géologique. Le géotherme sous l'axe de la dorsale ainsi que le **géotherme océanique à 100 km de l'axe de la dorsale** sont des courbes THÉORIQUES tracées à partir des modèles et des résultats de fusion expérimentale (d'après Nathan, p. 325).



Tracez le trajet en pression température et décrivez les phases observées à partir d'une péridotite à grenat et amphibole située à 90 Km de profondeur que l'on chauffe de 1000°C à 1500°C sans changer de pression ?

\* une péridotite située en **A1**, subissant une remontée sans refroidissement ni réchauffement, voit apparaître une première goutte de liquide (point noté **Liq**) quand elle rencontre le solidus; dans l'exemple choisi ici elle atteint le point **B** avec quelques % de fusion partielle et donc une quantité très faible de magma par rapport au solide;  
 \* une péridotite située en **A2** et subissant une remontée identique voit sa première goutte de liquide apparaître à une profondeur plus basse; dans l'exemple choisi elle atteint (de façon arbitraire) le point C avec un % de fusion de 20%.  
 Remarque: dans les deux cas présentés ici (A1 et A2), la **péridotite à grenat et phlogopite** (mica noir) du départ est rapidement transformée à l'état solide en **péridotite à grenat et amphibole** par **métamorphisme**.

Replacés dans un diagramme général lithosphérique (P, T), deux chemins expérimentaux sont présentés:

Expliquez, en suivant le géotherme - qui représente la température que l'on pense régner dans la lithosphère et l'asthénosphère en fonction de la profondeur -, l'histoire d'une péridotite chaude qui proviendrait de plus de 150 km de profondeur et qui remonterait à la faveur d'un courant de convection ascendant sous la dorsale.

A l'aide du géotherme sous la croûte océanique à 100 km de l'axe de la dorsale, expliquez la différence de comportement des roches asthénosphériques et lithosphériques en cet endroit par rapport à celles situées sous l'axe de la dorsale.

En fait le magma qui apparaît à partir de la péridotite chaude qui remonte ne cristallise pas en une seule fois, comme nous allons le voir..

**2ème étape**

du magma à la roche magmatique solide : c'est un phénomène de **solidification** ou **cristallisation**; les éléments du liquide passent en phase solide, progressivement et pas tous dans le même ordre. On utilise à nouveau les coefficients de partage pour proposer des ordres de cristallisation (les éléments qui entrent dans le premier cristal ont un coefficient de partage maximal). Pendant cette phase il n'est pas rare que le solide formé soit soustrait au magma dont il est issu (par "sédimentation magmatique"), ce qui change la composition du solide qui se forme à sa suite : c'est le phénomène de cristallisation fractionnée, en milieu ouvert, qui s'oppose à la cristallisation globale en milieu fermé.

### 3ème étape:

du solide magmatique à la roche magmatique : c'est un phénomène de **différenciation**; les éléments du solide se réarrangent par **métamorphisme** (les éléments chimiques se déplacent dans le solide et forment de nouveaux cristaux: ce sont des réactions minéralogiques à l'état solide (sans apparition de liquide magmatique; même si parfois un peu d'eau peut se former ou favoriser ces réactions) ou par altération due à des fluides hydrothermaux ou par altération météorique (par la pluie, le vent, le gel, le soleil...).

### 3. La cristallisation fractionnée ou comment obtenir de nombreuses roches à partir d'un magma de composition chimique unique

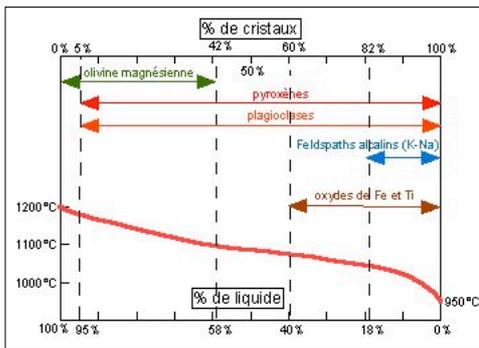
Un **magma** est une **roche en fusion** mais les magmas naturels sont tous

- **silicatés** ou riches en silicates (un magma dit "très pauvre en silicates" contient encore près de 50% de SiO<sub>2</sub> en poids d'oxydes; un magma "très riche en silicates" contient plus de 75% de SiO<sub>2</sub> en poids d'oxydes),
- **chauds** (de température comprise entre 1200 et 1500°C)
- plus ou moins **visqueux**: si la teneur en silice est déterminante (plus un magma est riche en silice plus il est visqueux), la présence de fluides (de l'eau par exemple) ou l'élévation de la température diminuent la viscosité...

La cristallisation est fondamentalement dynamique, chaque minéral formé étant toujours en équilibre avec le liquide et susceptible de réagir avec lui en échangeant des ions pour donner naissance à un nouveau minéral. Mais le solide formé peut s'isoler du liquide, notamment s'il sédimente et s'accumule en une masse solide importante.

Bowen, dans les années 1925-1930, réalisa une série de travaux expérimentaux afin de déterminer l'ordre et les conditions d'apparition des cristaux à partir d'un magma plus ou moins silicaté, chaud et sec. Lors de sa solidification, si le magma est brassé la roche obtenue est homogène (dans le sens où sa composition minéralogique est homogène pour toute la roche). Si le magma, par exemple de composition basaltique, n'est pas brassé, les premiers minéraux à se former (les plus lourds: olivine et plagioclases très calciques) sédimentent au fond de la cuve de cristallisation et le liquide résiduel est enrichi en silice (puisque les minéraux cristallisés sont encore plus pauvres en silice que ne l'est le magma de départ). La cristallisation se passe un peu comme si elle était fractionnée en plusieurs étapes discontinues donnant lieu chacune à un type de roche différent. Dans la nature, on peut imaginer que, si une partie du liquide résiduel est soustrait progressivement de la chambre de cristallisation, on peut ainsi obtenir des roches différentes à partir d'un magma unique.

L'exemple qui suit n'est pas celui d'une cristallisation fractionnée mais présente des relevés réels réalisés sur des coulées basaltiques à Hawaï.



#### Ordre d'apparition des minéraux lors de la cristallisation lente d'une coulée de basalte d'Hawaï

(in Dercourt et Paquet, p 93, fig.6.6; Bordas p 282 à corriger):

À 1200°C la coulée est liquide; à 950°C, elle est solidifiée.

Le refroidissement observé sur des culots basaltiques ou des lacs épais de quelques 50 à 75 m a duré quelques années. On a observé une accumulation des cristaux d'olivine magnésienne seuls puis associés à des plagioclases calciques et à des pyroxènes, dans le fond de cette modeste chambre de cristallisation; le liquide surnageant avait alors une composition rhyolitique (la rhyolite est l'équivalent volcanique d'un granite) exprimant du quartz à l'état de (petits) cristaux.

*A partir de quel pourcentage de liquide et de solide respectif (donc de quel degré de cristallisation) les olivines magnésiennes commencent-elles et cessent-elles de cristalliser ?*

*A-t-on vu cristalliser en même temps des cristaux d'olivine magnésienne et de feldspaths alcalins ?*

*Que cela peut-il impliquer sur les relations topologiques (spatiales) entre ces minéraux dans une lame mince réalisée à partir de la roche issue de cette cristallisation ?*

*Peut-on dire que ce magma basaltique a donné lieu à une seule roche et pourquoi ?*

*Peut-on trouver, dans une même roche, des minéraux identiques (de même nom) mais de composition chimique différente ? (voir le Px de la photo A1p270)*

### 4. La compréhension de la formation de la croûte océanique passe par celle des ophiolites - anciens morceaux de croûte océanique métamorphisée et visibles aujourd'hui à l'affleurement -.

Les **ophiolites** (du grec *ophis* = serpent - dont les écailles de la peau sont figurées par certaines de ces roches, et *lithos* = pierre) sont des complexes de roches basaltiques associées aux chaînes de montagne.

Retrouvez à partir des documents de votre livre (Bordas, exercices 2 et 3 p333) les éléments communs aux ophiolites et à la croûte océanique. + film: **OMAN, LA PLUS BELLE OPHIOLITE DU MONDE**