

Document 1 : quelques rappels de thermodynamique

Système

On appelle système géochimique une fraction isolée de l'univers dont on analyse les modifications à l'occasion de changements tels que des variations de T et de P.

Un système est fermé lorsqu'il échange uniquement de l'énergie avec l'extérieur, inversement un système est ouvert lorsqu'il échange au moins de la matière.

Equilibre

Un système est en équilibre lorsqu'il est à son état d'énergie minimum dans des conditions données, il est alors stable.

Phase

On appelle phase une partie d'un système qui peut en être extraite mécaniquement. C'est une partie homogène du système.

Les gaz étant miscibles, il n'y aura donc qu'une seule phase dans un système gazeux à l'équilibre.

Pour deux liquides tout dépend s'ils sont miscibles (une seule phase) ou non (plusieurs phases comme l'huile et l'eau par exemple).

Chaque espèce cristalline représente une phase, chaque phase est définie pour une condition P et T donnée, c'est le cas de la silice SiO_2 . Certains solides peuvent réaliser des associations ne formant qu'une seule phase on les dit miscibles, ils forment alors des solutions solides, c'est le cas des plagioclases (albite, anorthite) et des olivines (forstérite, fayalite). On pourra par exemple trouver un cristal de plagioclase zoné, dont la composition varie en différents points, en raison de l'existence d'une unique phase (cf. infra).

Diagramme de phase

On représente dans un diagramme la répartition des phases en fonction de la variation de certains paramètres : pression, température, composition chimique.

Un diagramme de phase se caractérise par :

Des domaines d'états stables qui correspondent à l'énergie libre de Gibbs minimum pour les valeurs des variables considérées ;

Les limites entre les domaines stables représentent des zones d'équilibre entre les phases.

Les diagrammes de phase sont généralement binaires, mais il est possible de représenter des diagrammes ternaires à l'aide de projections.

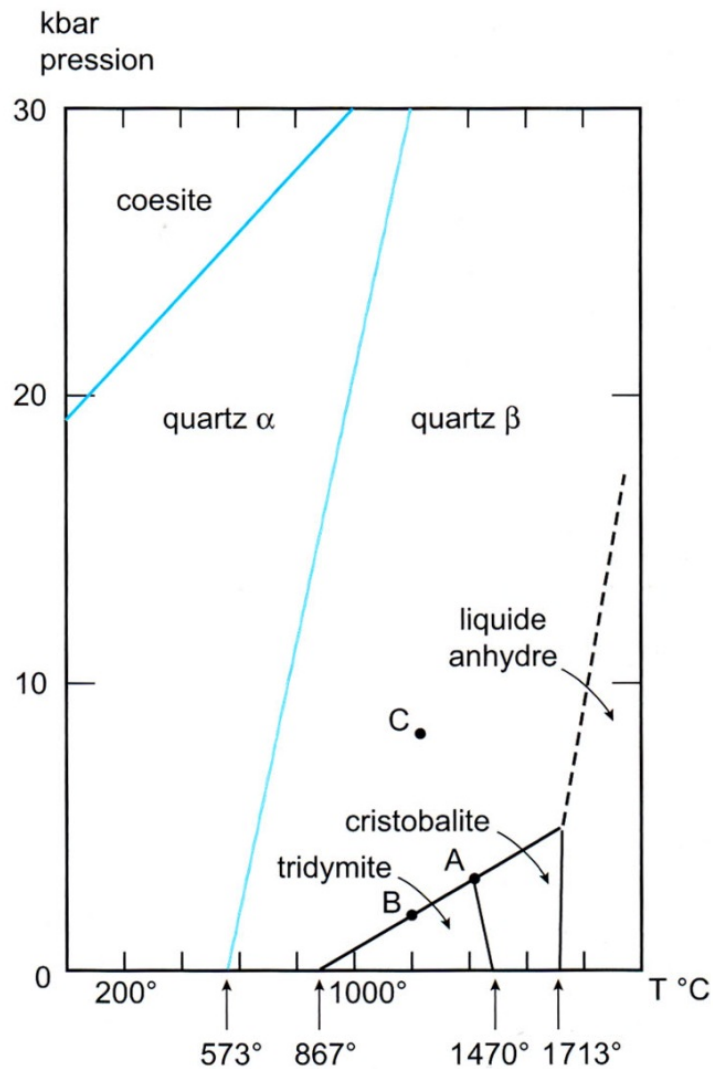
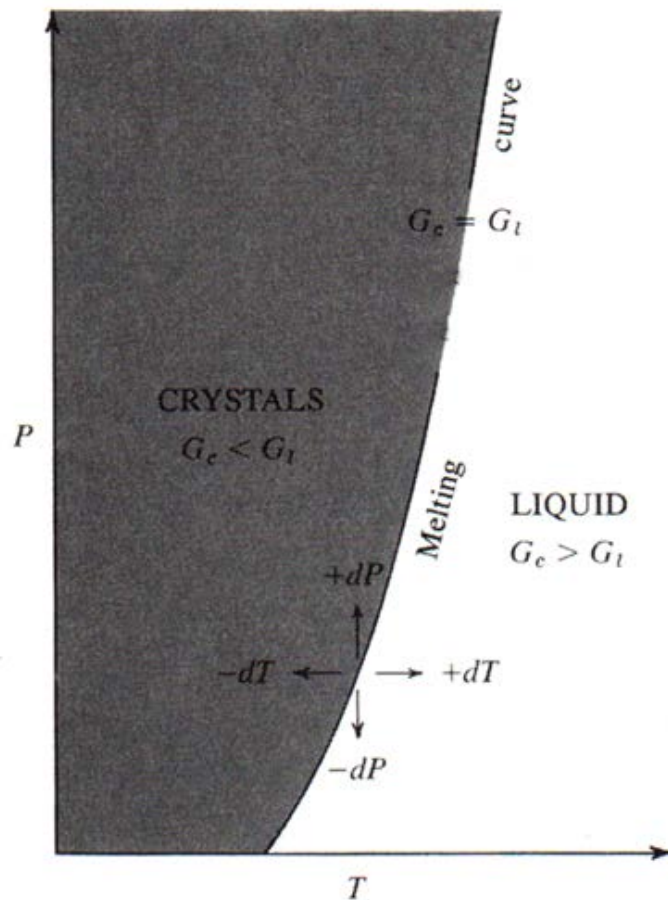


Diagramme de phases de SiO_2 .

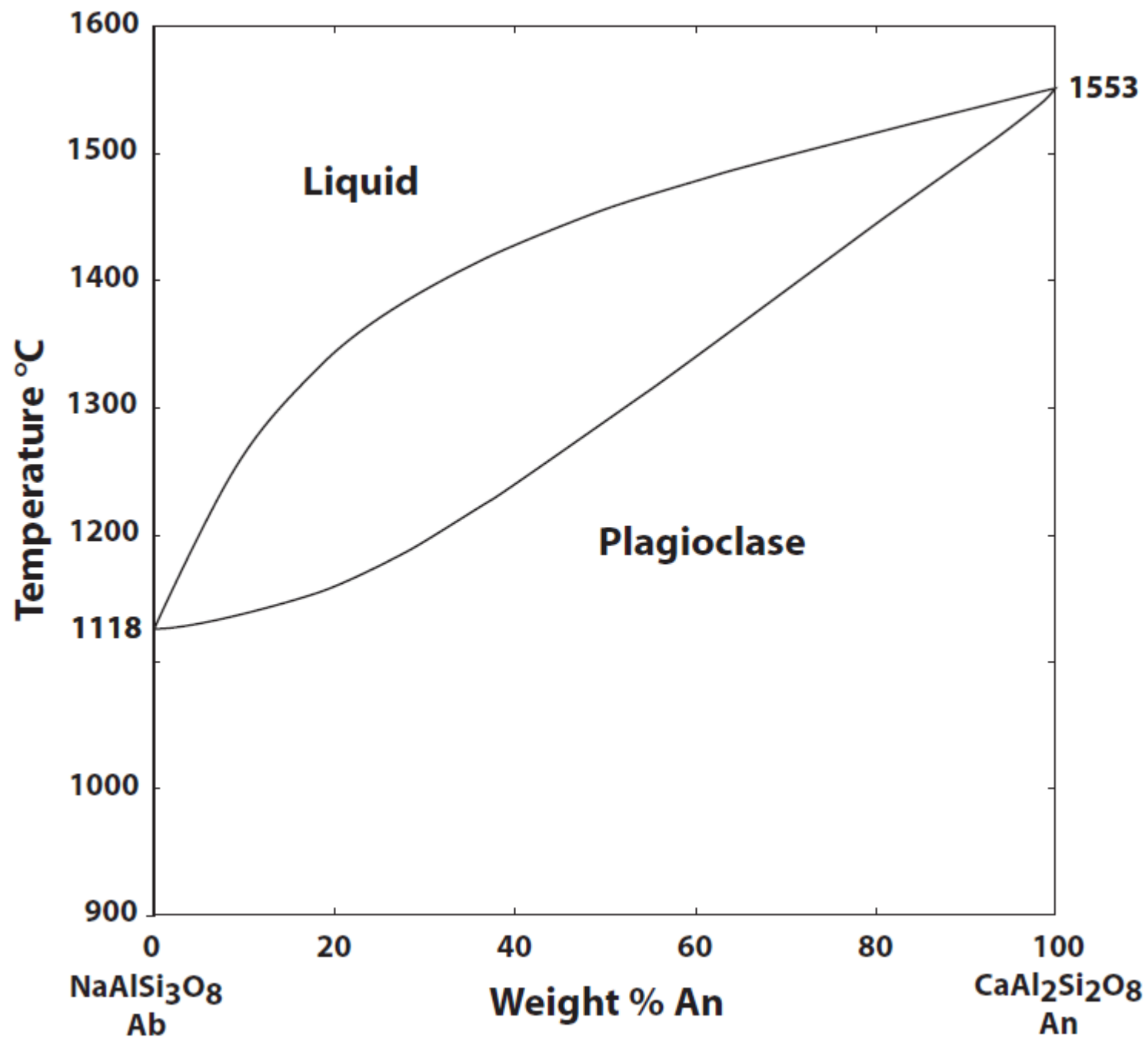
Différentes formes minérales existent à l'état solide selon les conditions de pression et de température : quartz α , quartz β , tridymite, cristobalite, coesite. À très haute pression (> 60 kbar) : stishovite.

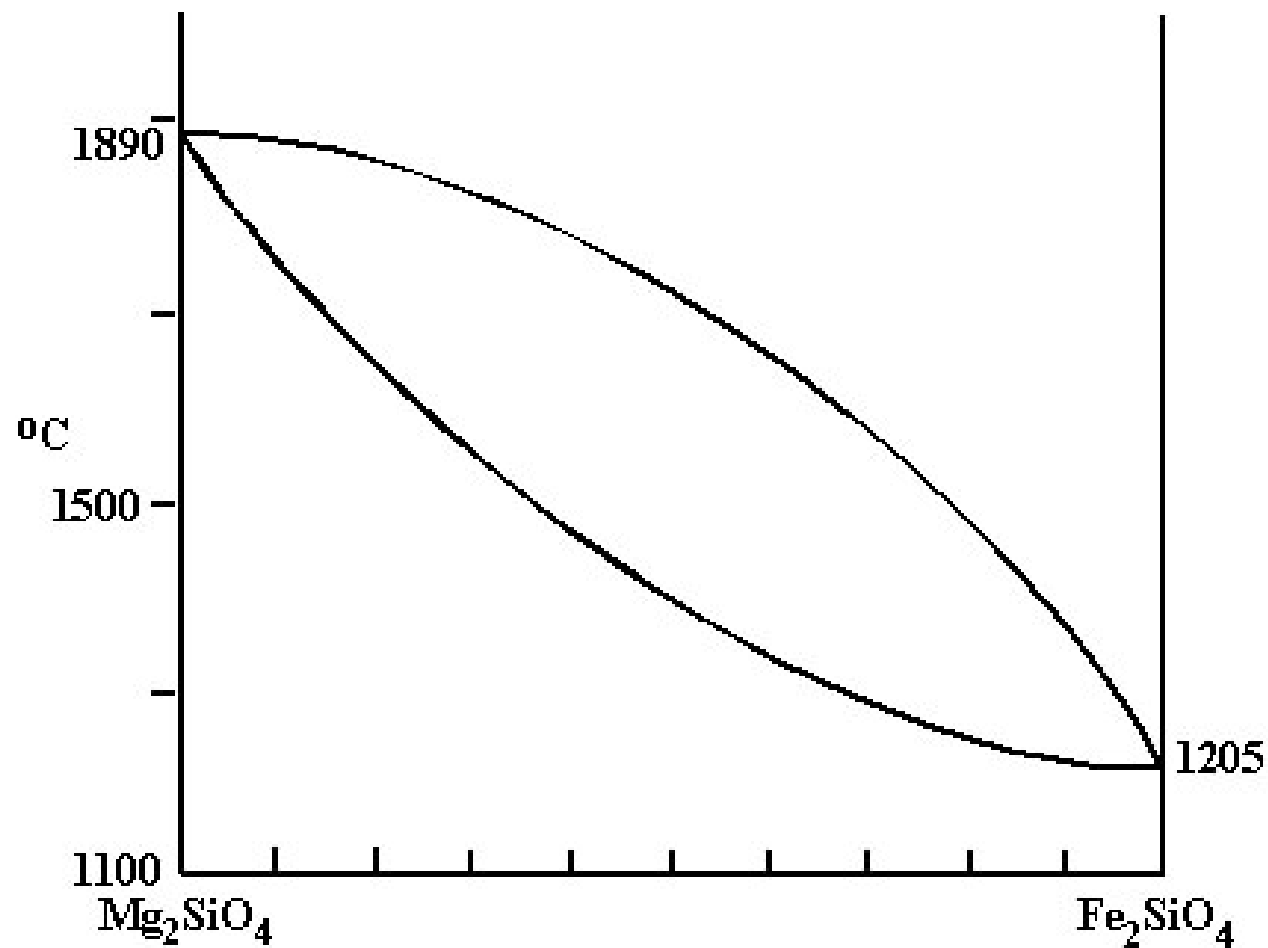
1 kb = 1 000 bars ; 1 bar = 10^5 Pa (1 Pa = 1 N.m^{-2}) ; 1 kb = 100 MPa. Pour mémoire, 1 atmosphère = 101 325 Pa.



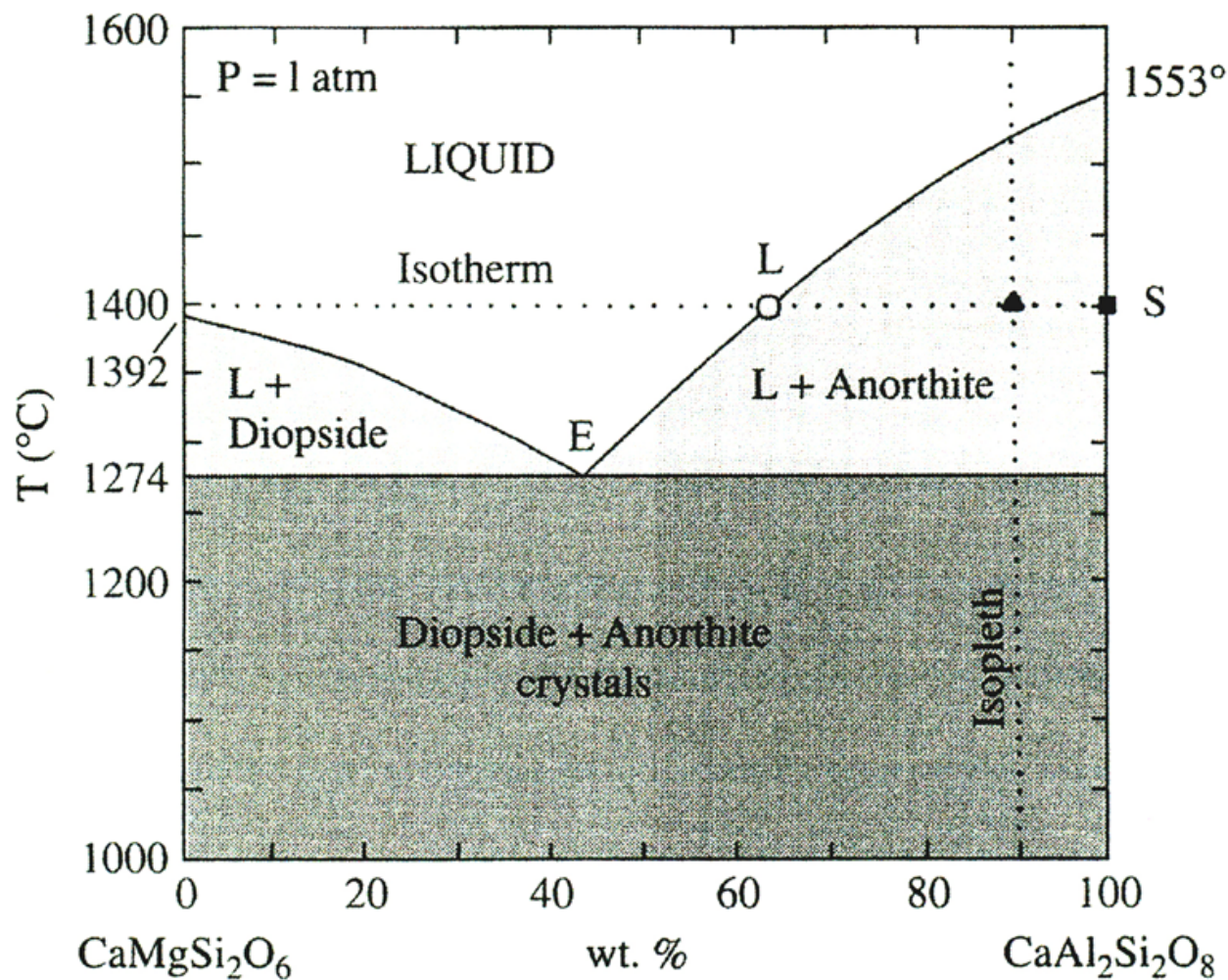
Document 3 : diagramme de phase P-T schématique d'une réaction de fusion.

En fonction des conditions de pression et de température, la variation d'énergie libre de Gibbs accompagnant la fusion d'un cristal peut être négative ou positive. On peut alors déterminer des champs de conditions P-T dans lesquels les formes solides ou liquides sont les plus stables.



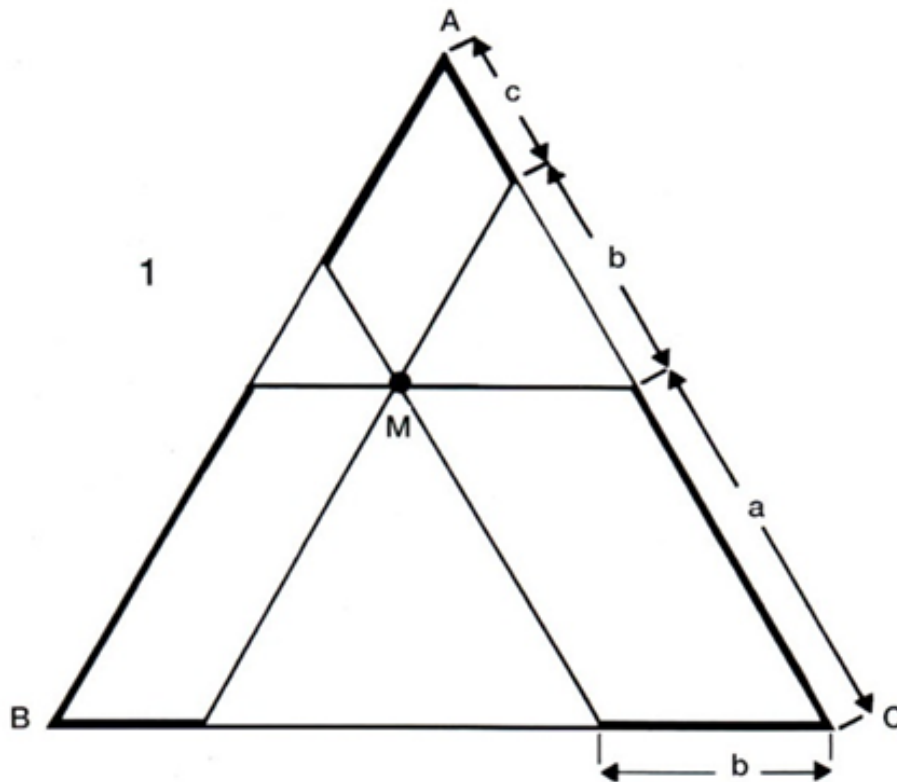


*Document 4 : diagramme de
phase binaire forstérite (pôle
Mg) / fayalite (pôle Fe).
A savoir exploiter ****

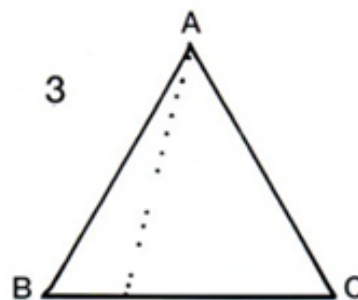
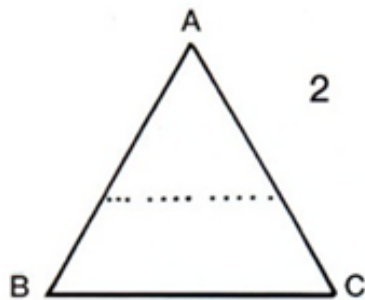


Document 5 : diagramme
de phase binaire avec
eutectique diopside (cpx) /
anorthite (plagioclase
calcique).

A savoir exploiter ***

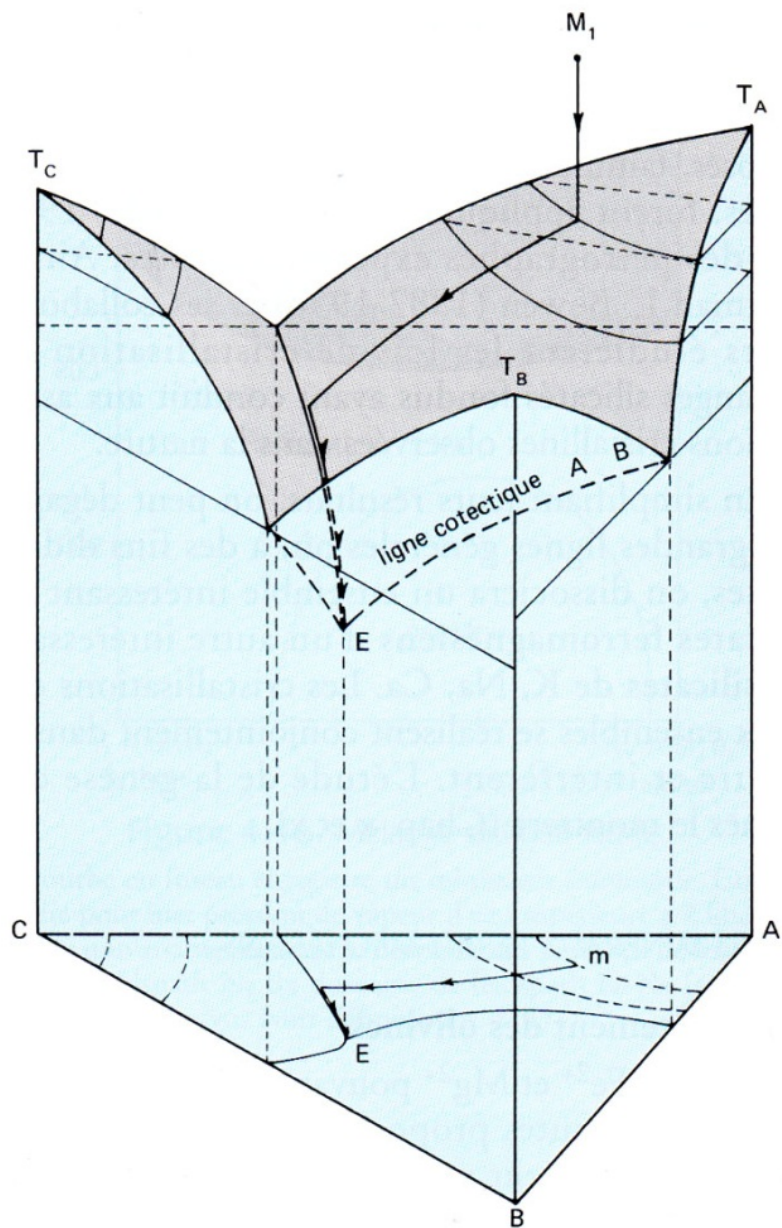


$$M = a \% \text{ de } A + b \% \text{ de } B + c \% \text{ de } C = 100$$

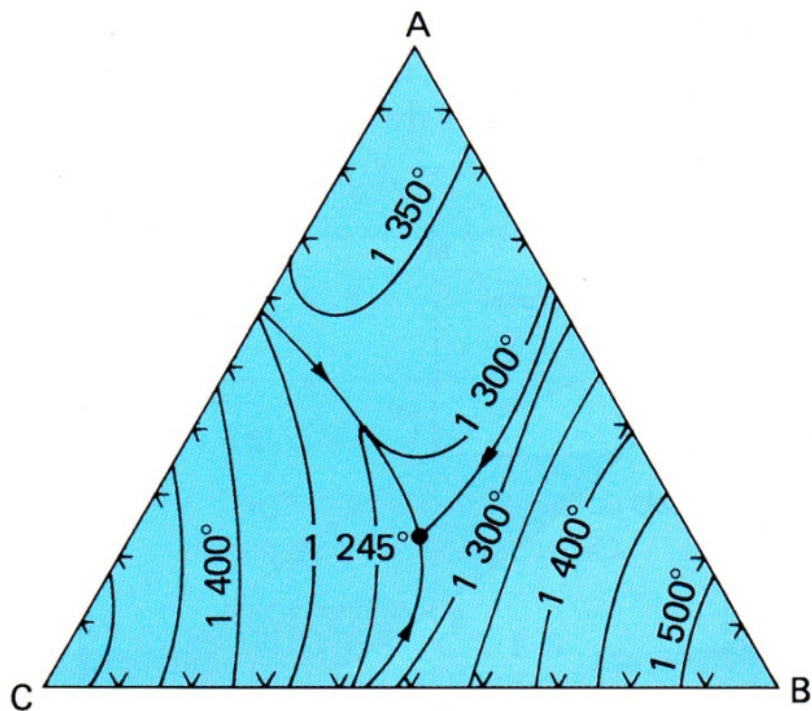


Représentation triangulaire
de la composition d'un mélange de 3 composants.

1. Chaque pourcentage de composant est situé sur un segment parallèle au côté opposé au pôle 100 % du composant (en A, il y a 100 % de A). Les intersections de ce segment avec deux côtés du triangle correspondent au pourcentage.
2. Tous les points situés sur un segment parallèle à un côté sont caractérisés par un pourcentage constant (ici de A).
3. Tous les points situés sur un segment passant par un sommet sont caractérisés par la même proportion des 2 autres composants à l'opposé du sommet considéré (ici B / B+C).



Document 7 : représentation tridimensionnelle d'un diagramme ternaire.



Document 8 : représentation de la surface
du liquidus dans un mélange ternaire.

On fond une péridotite $\text{Fo}_{75}\text{Di}_{20}\text{An}_5$ qui n'a pas la composition de l'eutectique

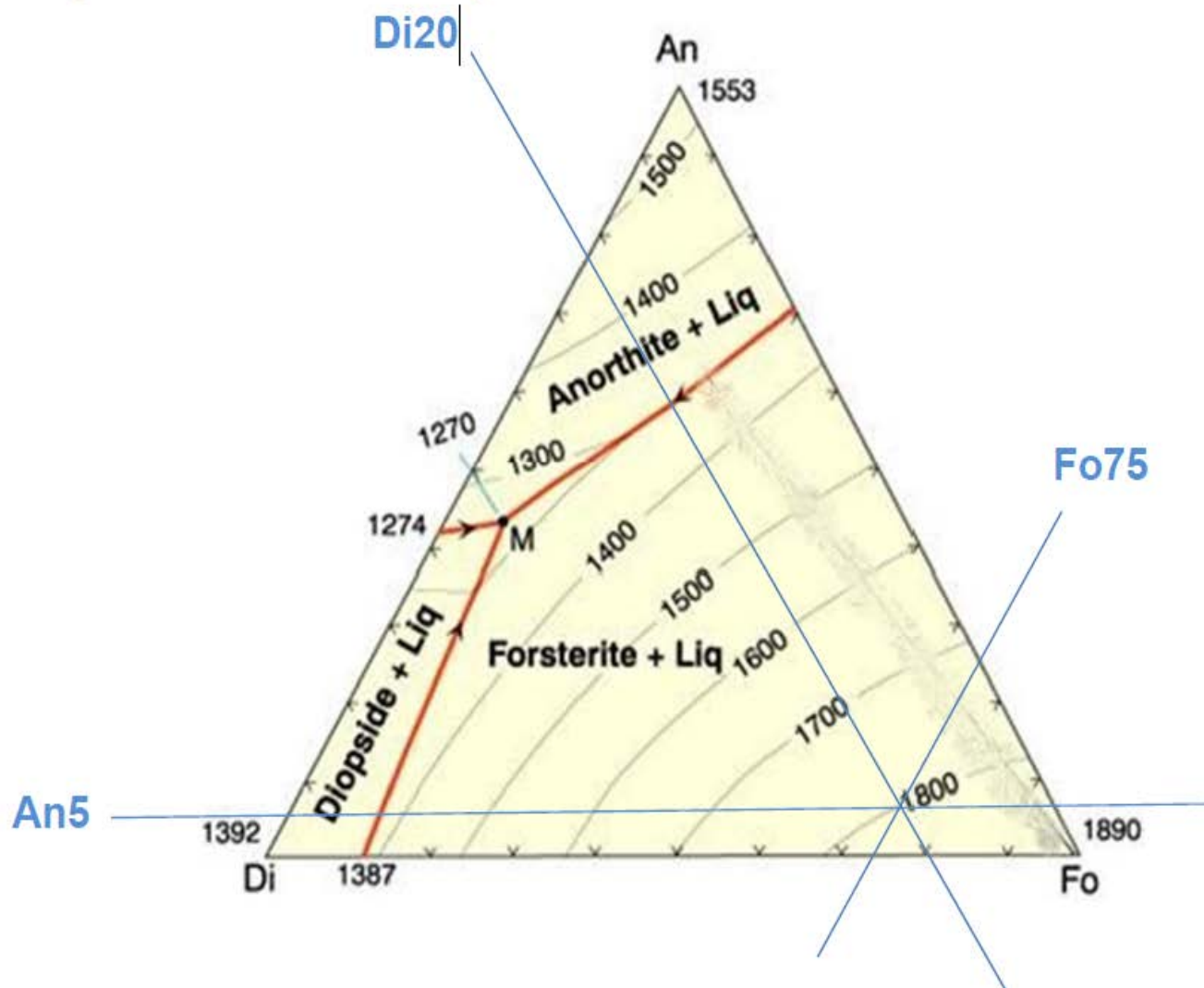
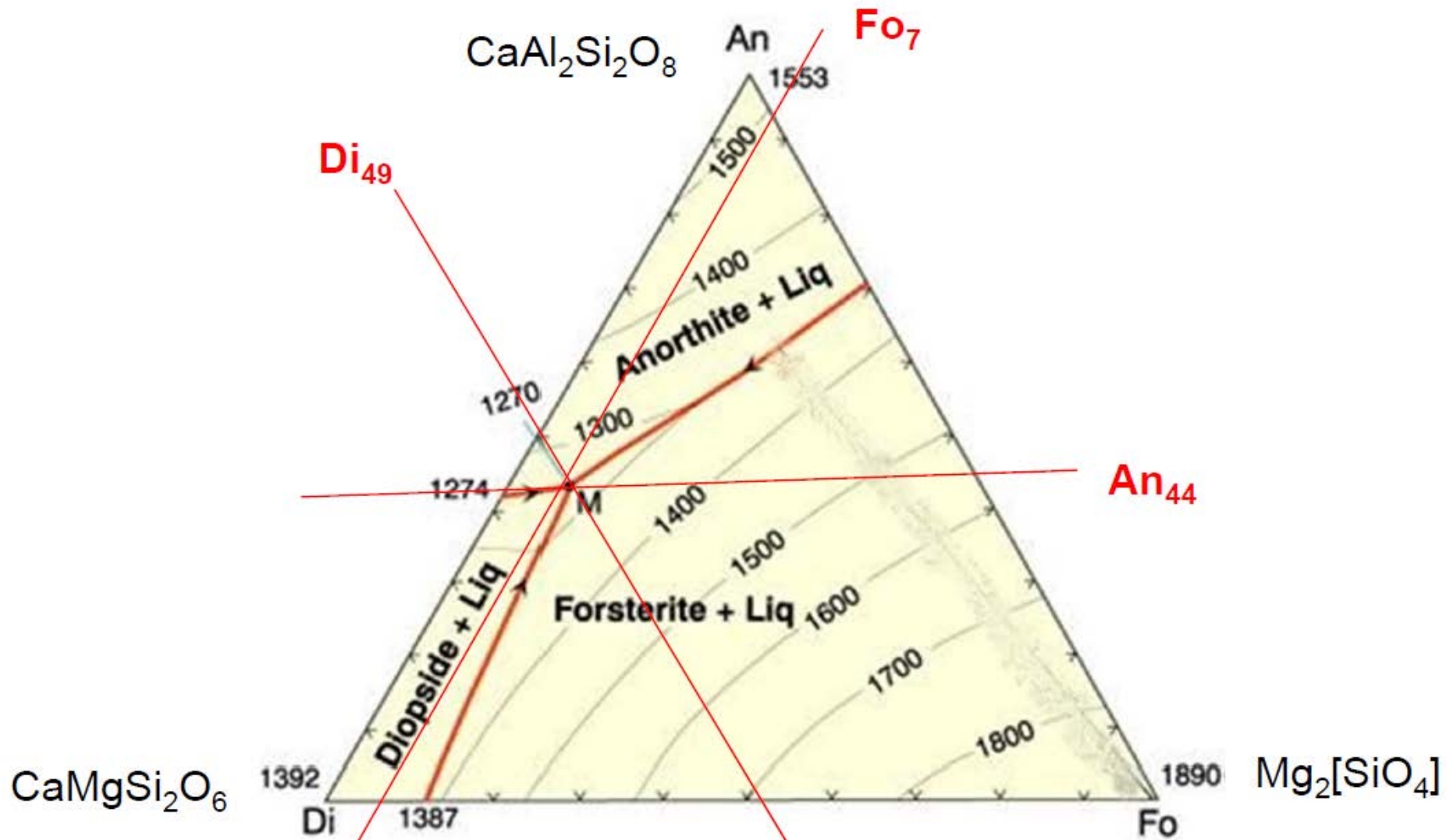
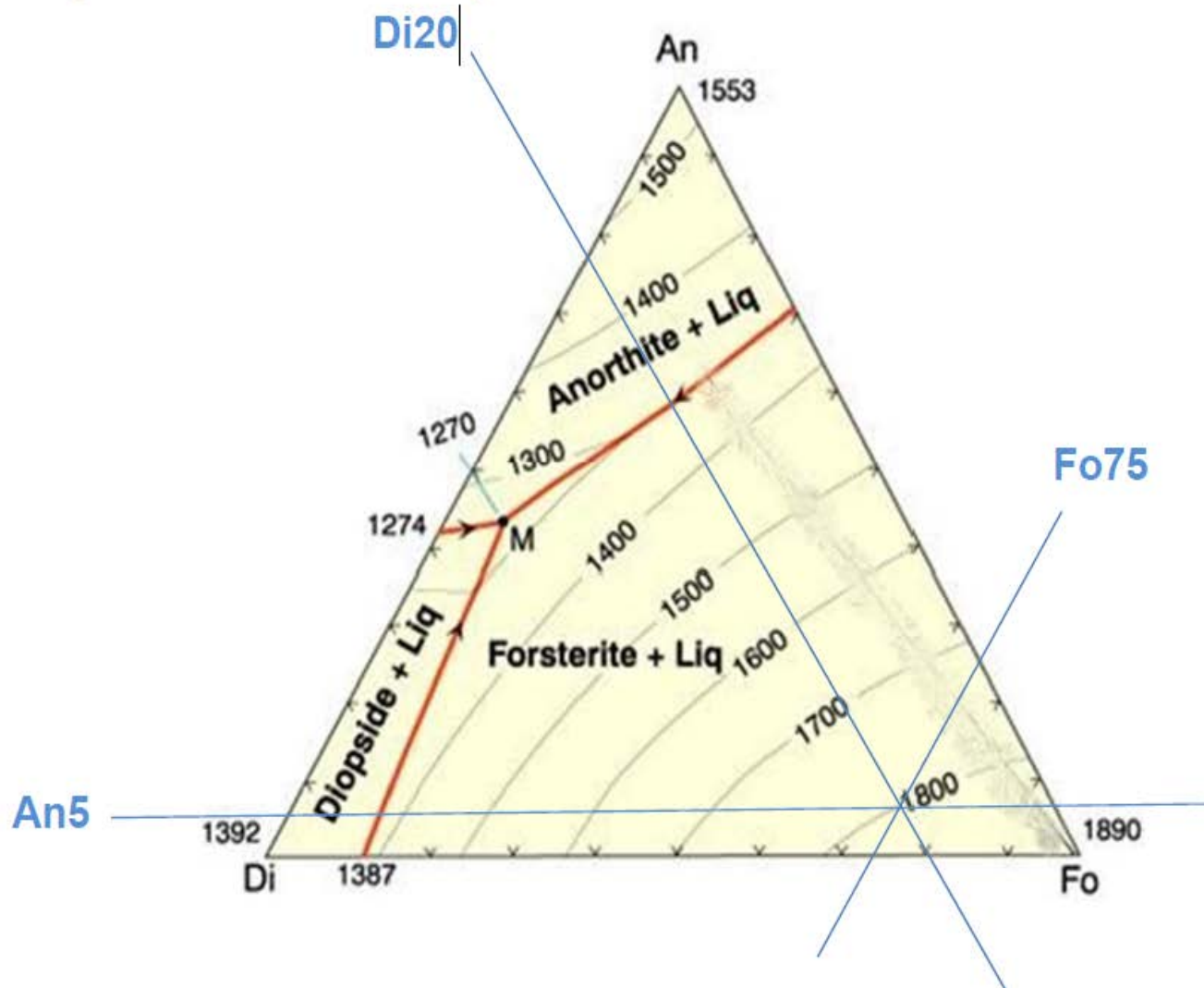


Diagramme FoDiAn (péridotite)

Le mélange eutectique = $\text{Fo}_7\text{Di}_{49}\text{An}_{44}$ = puits de T°



On fond une péridotite $\text{Fo}_{75}\text{Di}_{20}\text{An}_5$ qui n'a pas la composition de l'eutectique



La fusion de $\text{Fo}_{75}\text{Di}_{20}\text{An}_5$ commence à l'eutectique ($\text{Fo}_7\text{Di}_{49}\text{An}_{44}$)

La T° reste constante tant qu'il y a 3 phases

Tout le plagioclase An fond $\rightarrow$ passent dans le liquide $5\text{An} + 5,7\text{Di} + 0,8\text{Fo}$

Tout l'An fond

Pour Di

$$5 / 44 = x / 49$$

$$x = 5 \cdot 49 / 44 = 5,7$$

Pour Fo

$$5 / 44 = y / 7$$

$$y = 5 \cdot 7 / 44 = 0,8$$

Fraction de liquide

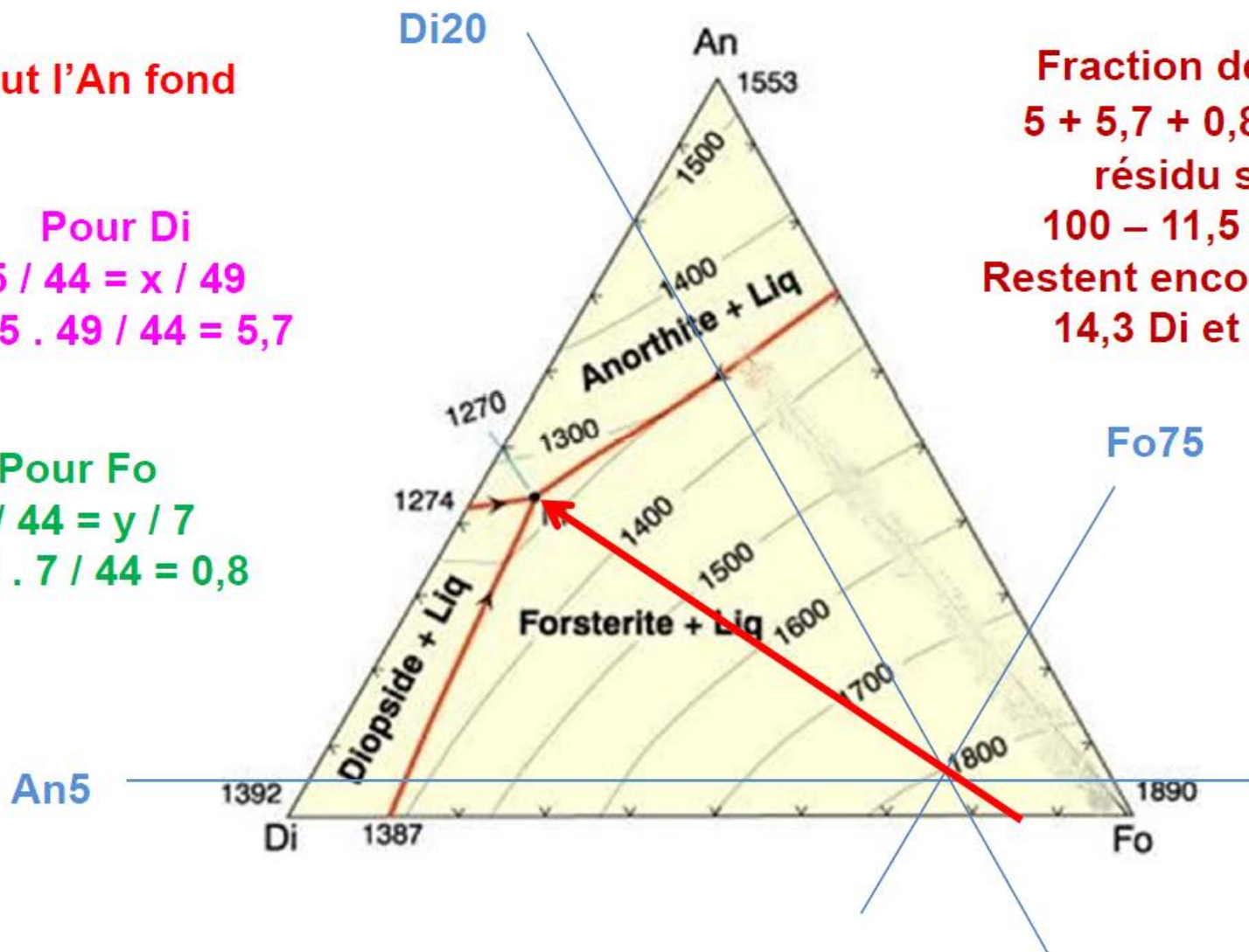
$$5 + 5,7 + 0,8 = 11,5\%$$

résidu solide

$$100 - 11,5 = 88,5\%$$

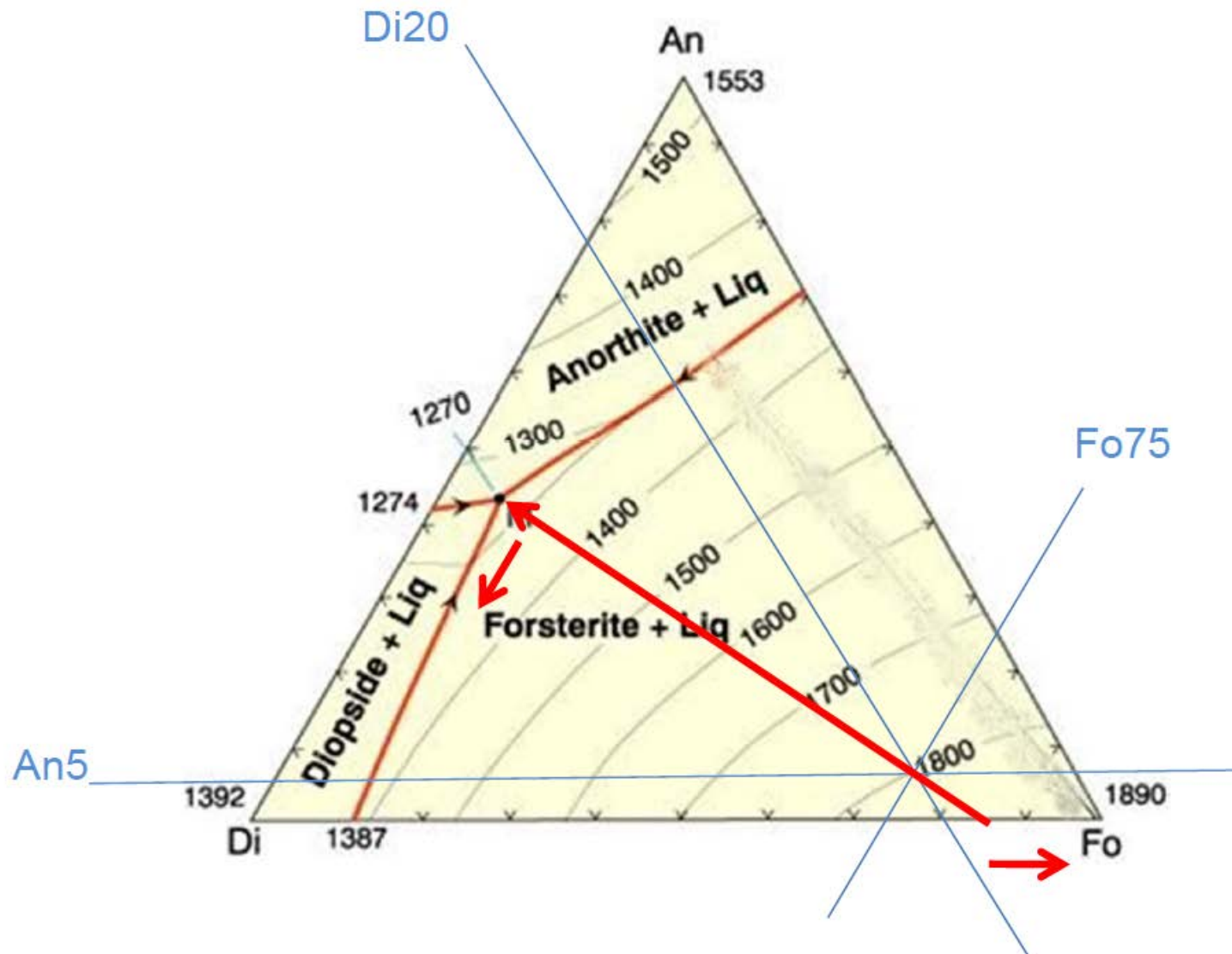
Restent encore à fondre

14,3 Di et 74,2 Fo



Il faut porter le résidu entre 1300° et 1400° sur la ligne cotectique opposée au pôle An.

La fusion suit la ligne Di/Fo (vallée de T°) et la fusion continue: la droite bascule

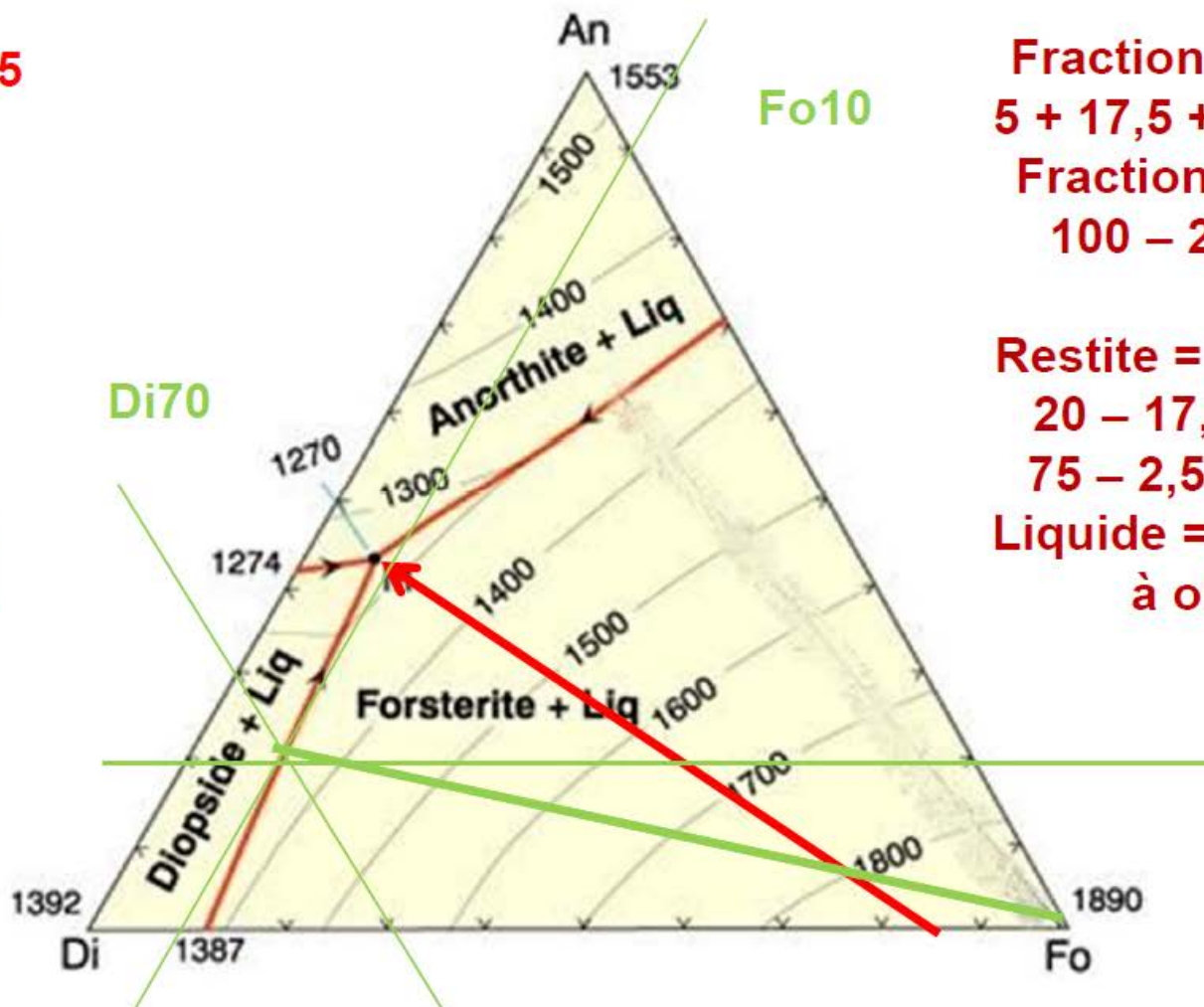


Nouveau liquide $An_{20}Di_{70}Fo_{10}$

Ont fondu:
Tout l'An soit 5

Pour Di:
 $5 / 20 = x / 70$
 $x = 5 \cdot 70 / 20$
 $= 17,5$

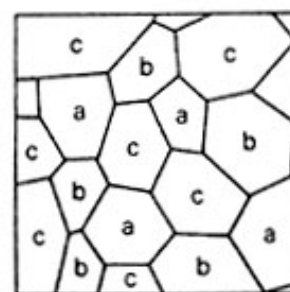
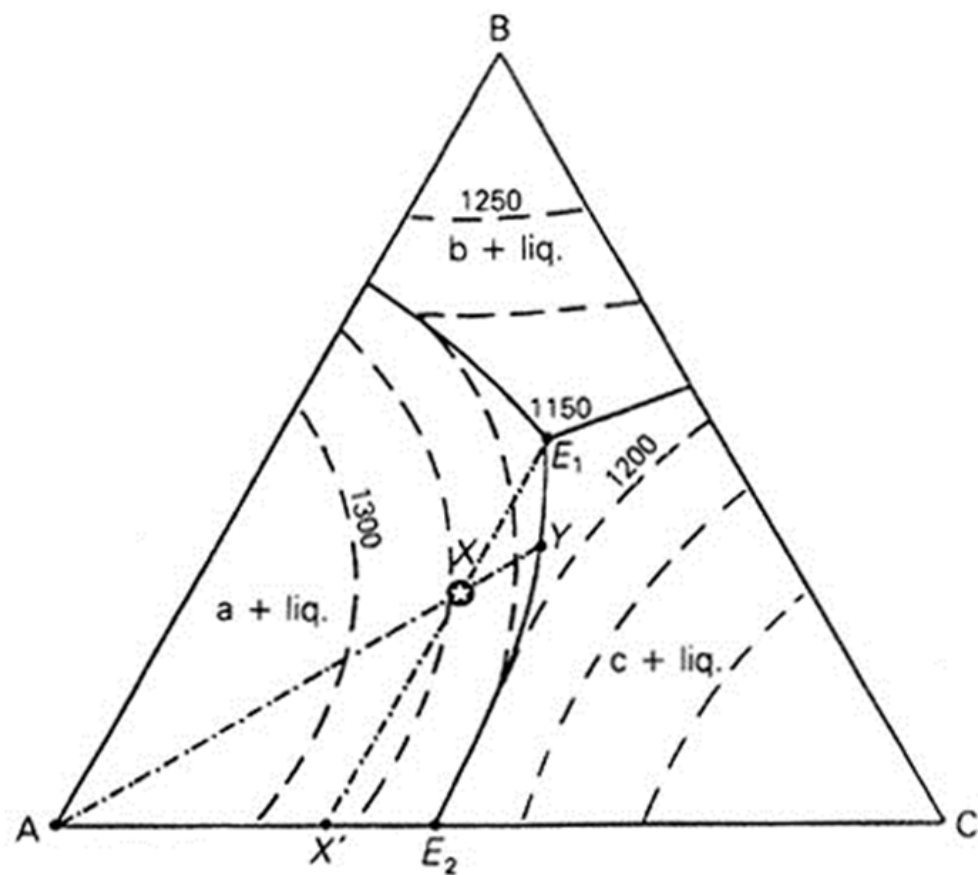
Pour Fo:
 $5 / 20 = y / 10$
 $Y = 5 \cdot 10 / 20$
 $= 2,5$



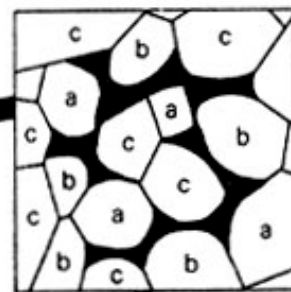
Fraction de liquide
 $5 + 17,5 + 2,5 = 25 \%$
Fraction de résidu
 $100 - 25 = 75 \%$

Restite = une dunite
 $20 - 17,5 = 2,5$ Di
 $75 - 2,5 = 72,5$ Fo
Liquide = un basalte
à olivine

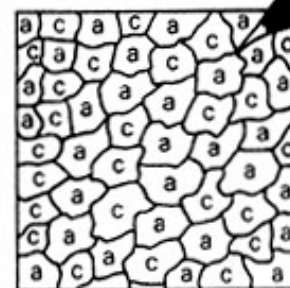
An20



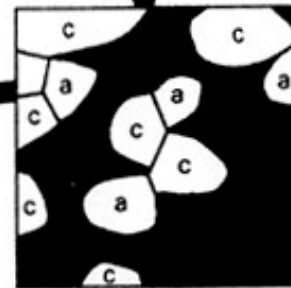
(1)



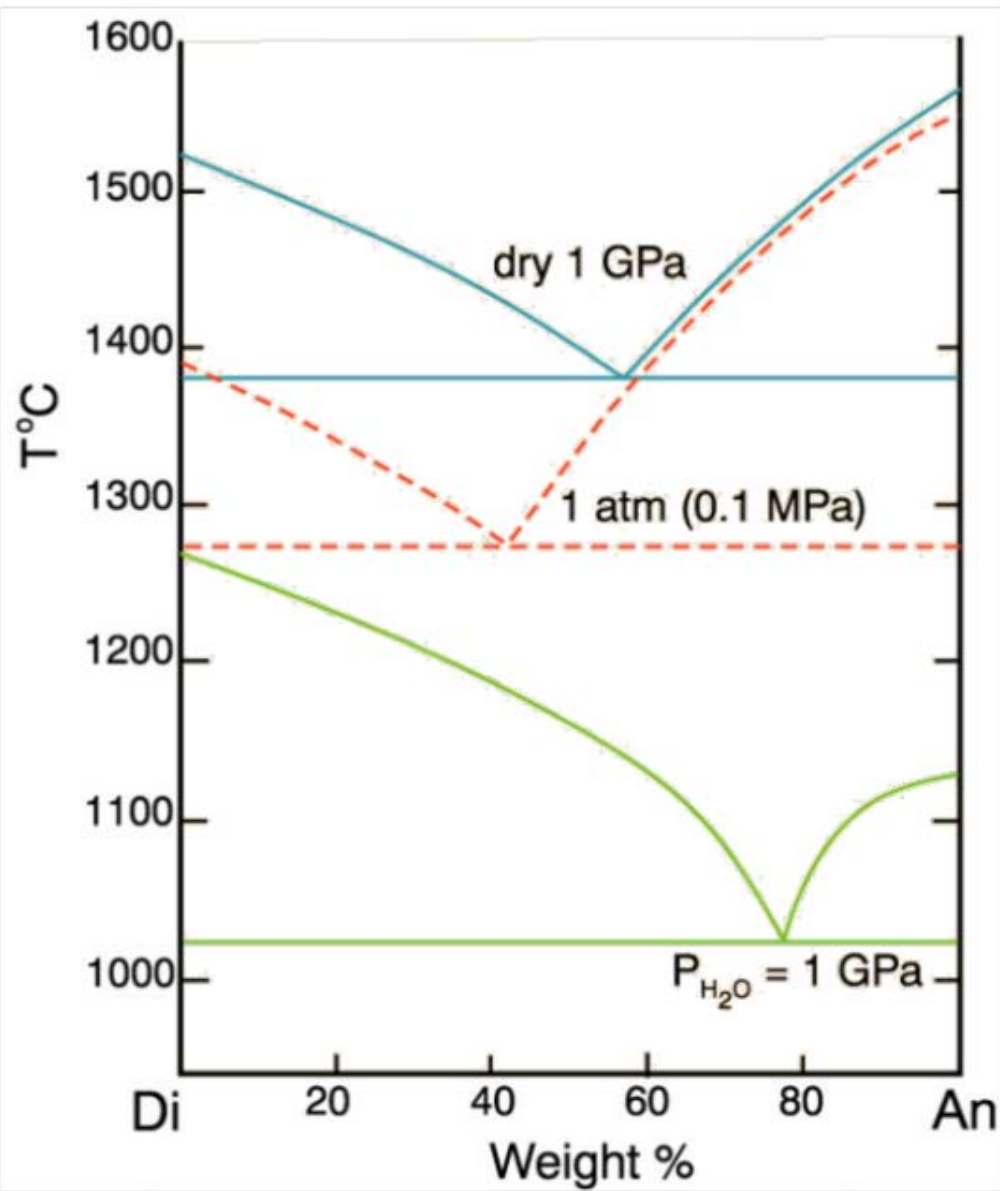
(2)



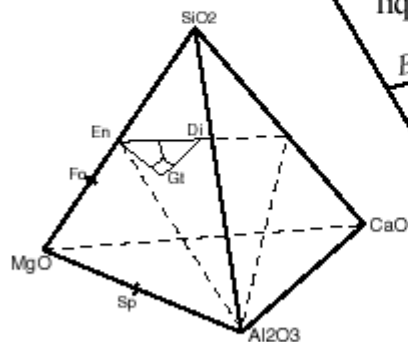
(4)



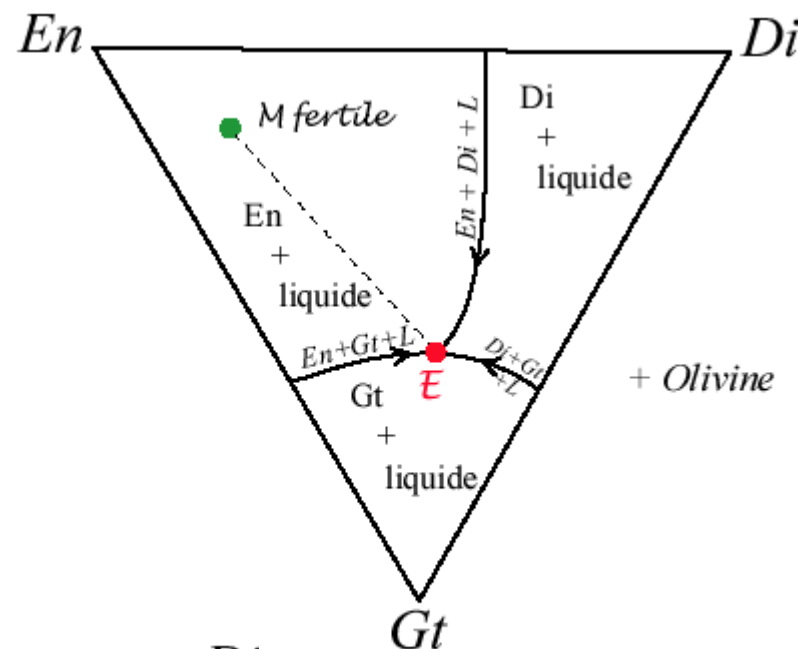
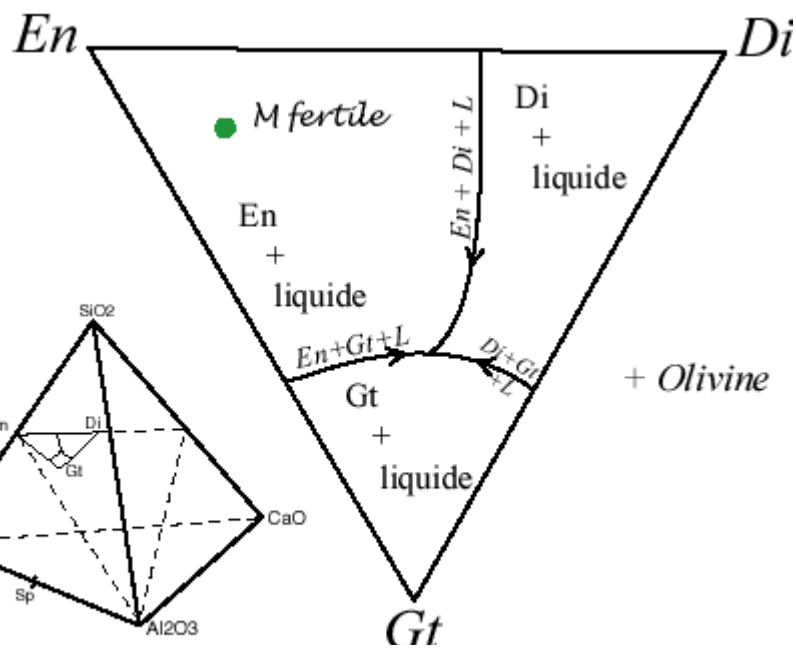
(3)



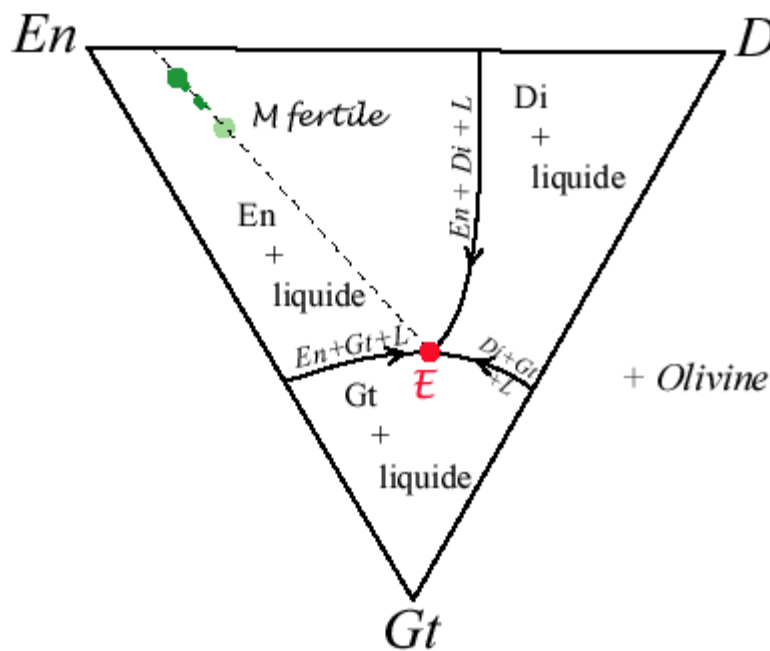
Document 10 : paramètres influençant la fusion d'un mélange binaire.



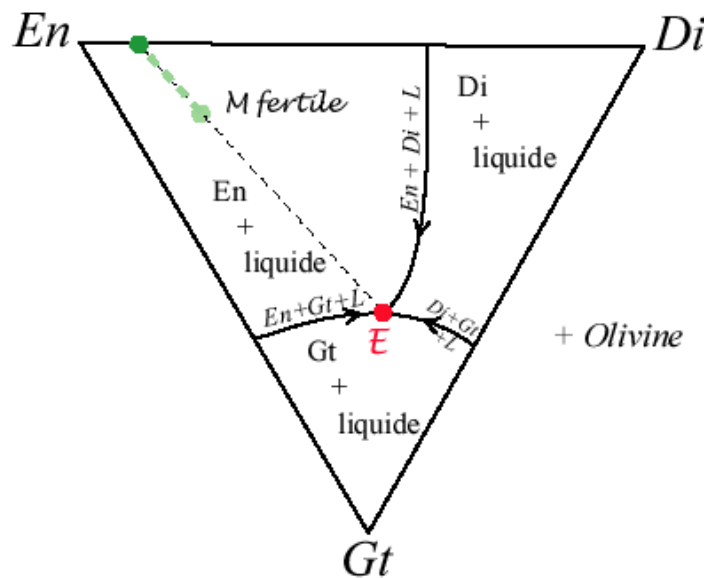
Fusion partielle des Lherzol



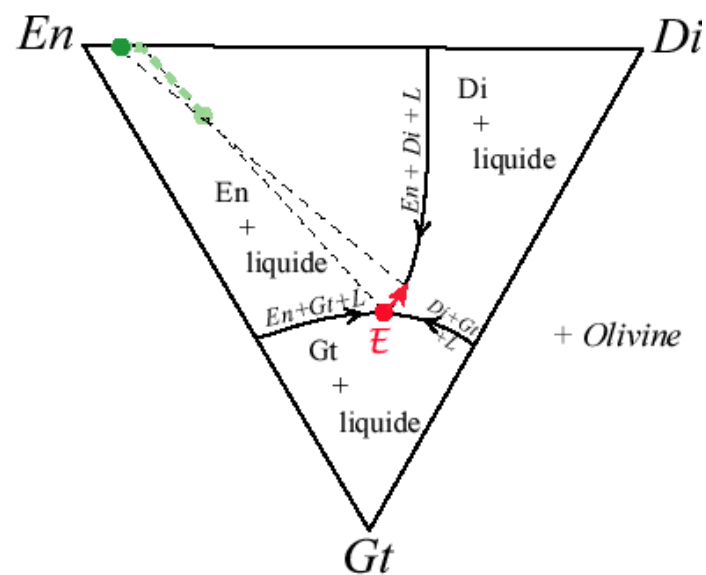
erzolites du Manteau fertile (Mf)



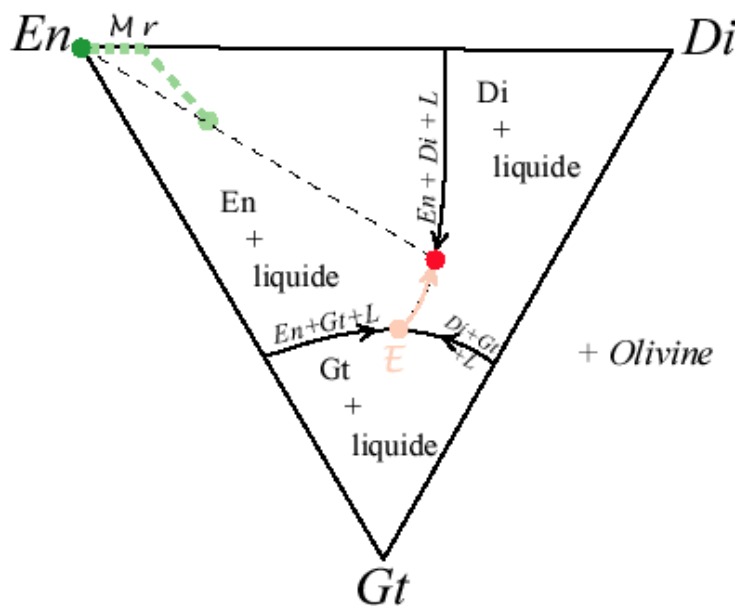
Fusion partielle des Lherzolites du Manteau fertile (Mf)



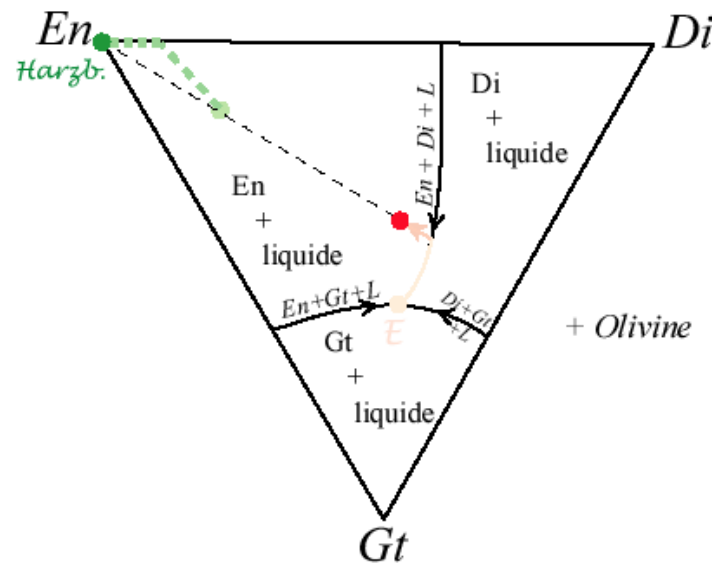
Fusion partielle des Lherzolites du Manteau fertile (Mf)



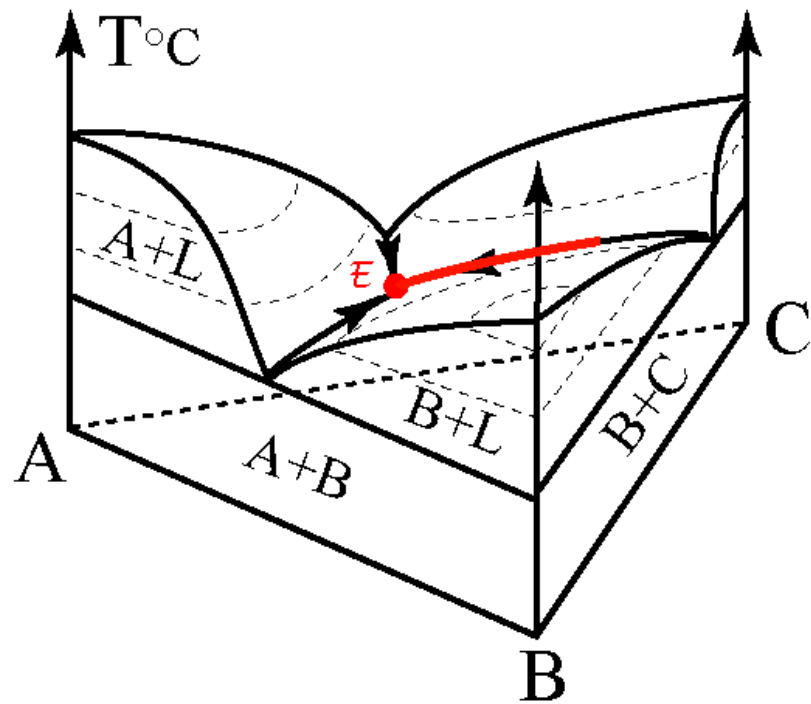
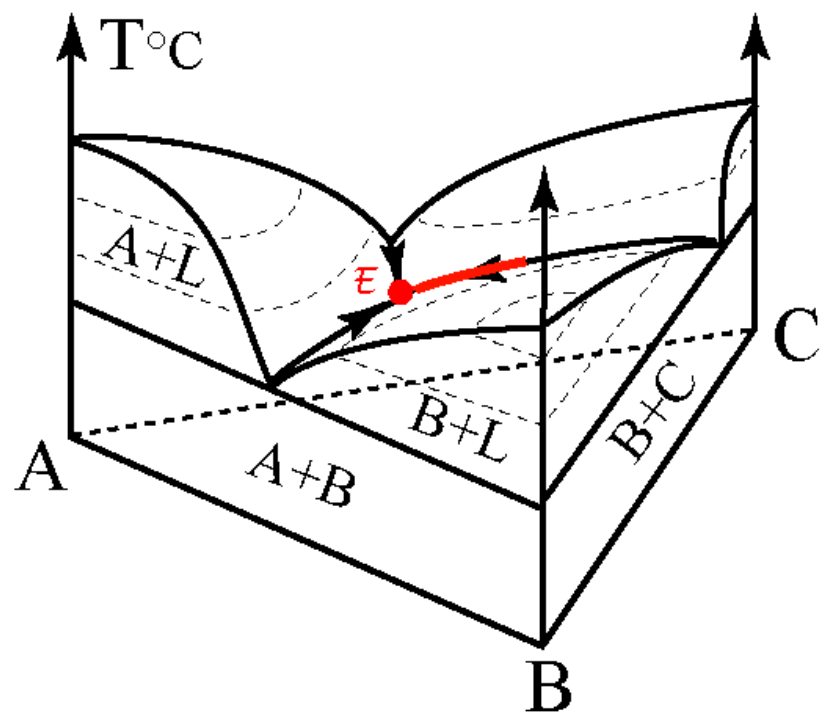
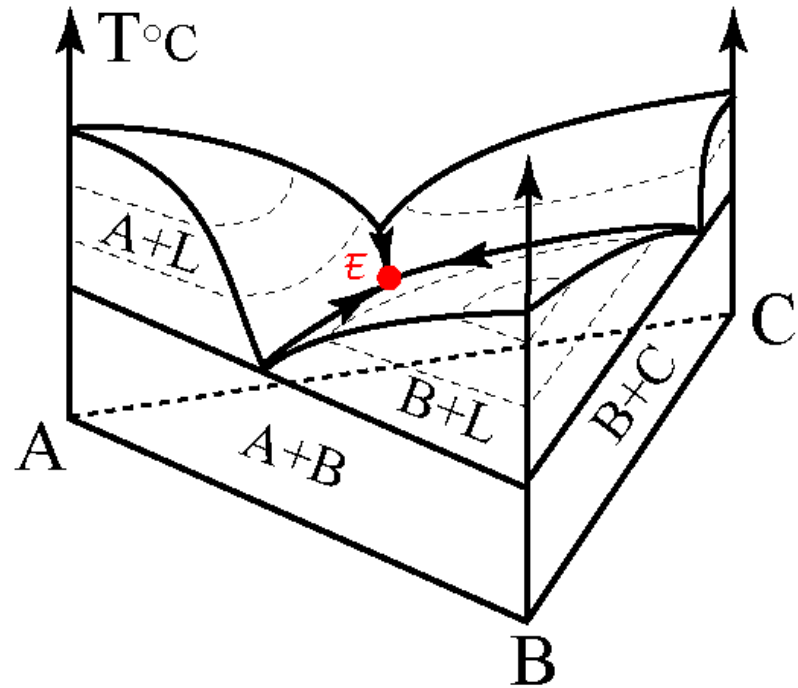
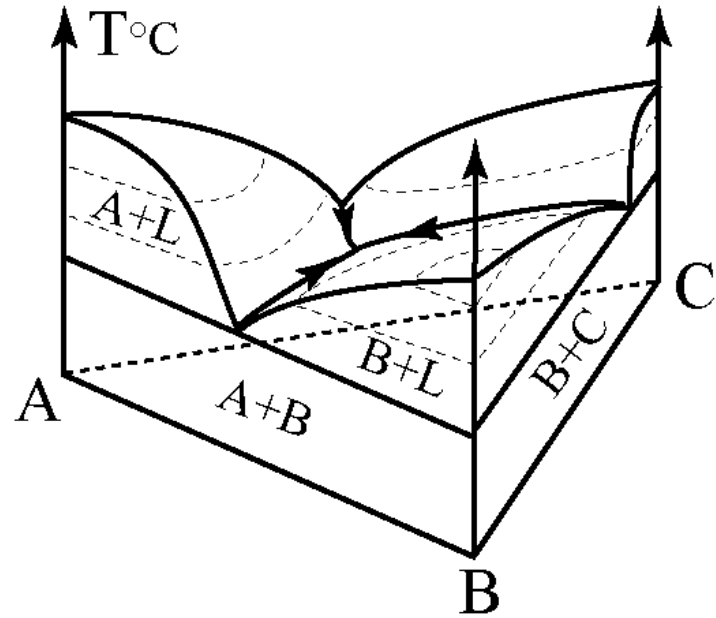
Fusion partielle des Lherzolites du Manteau fertile (Mf)

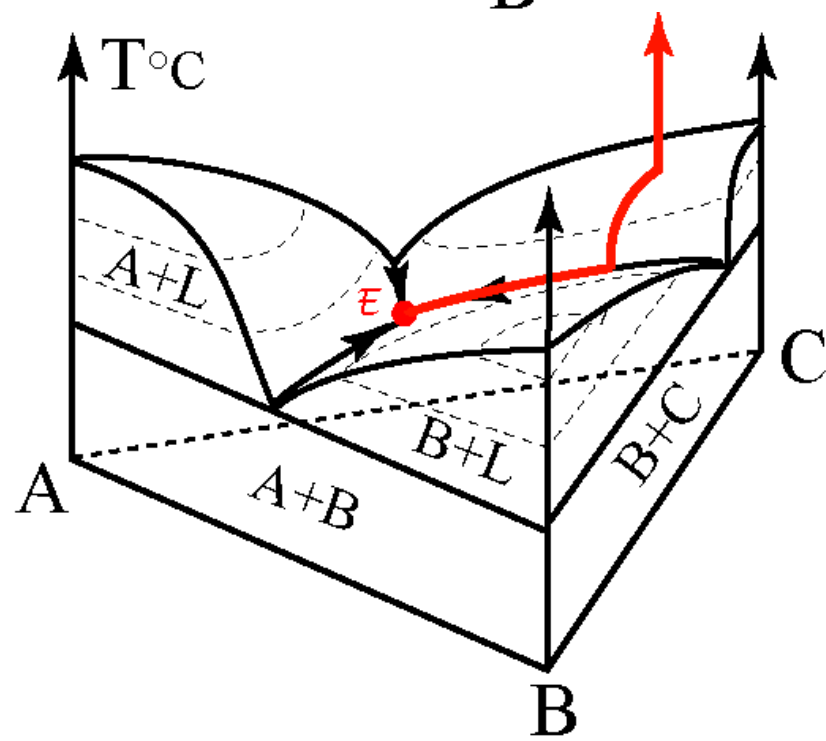
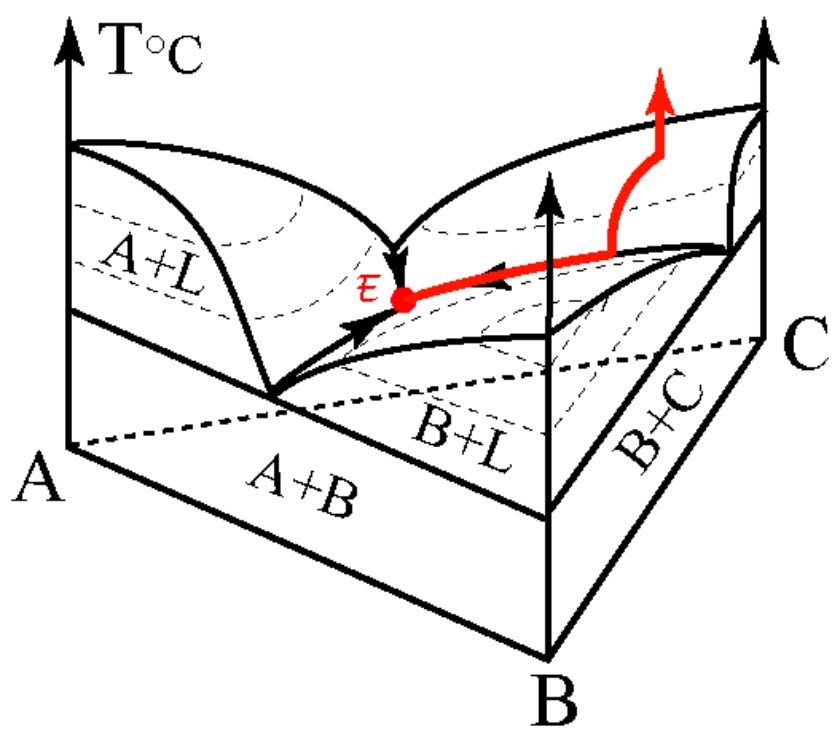
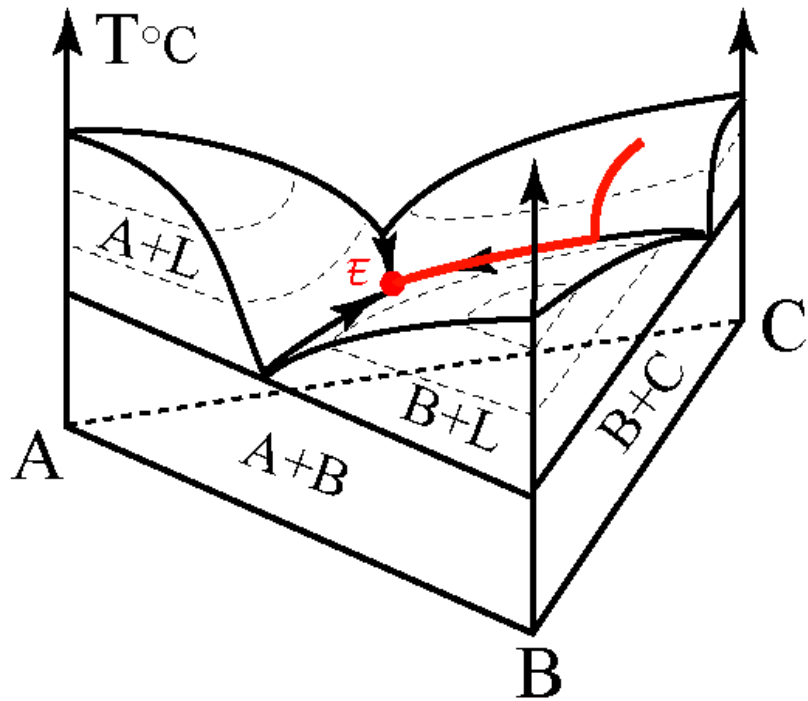
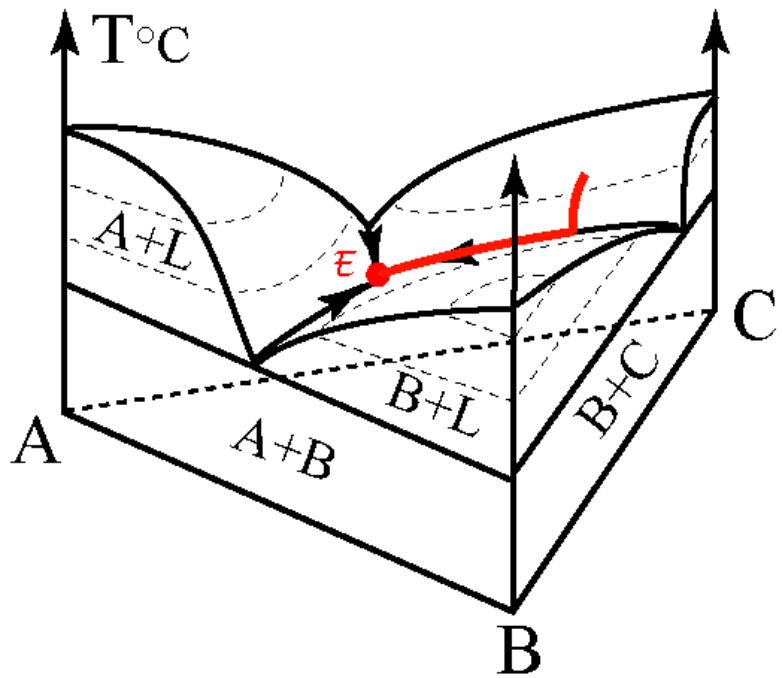


Fusion partielle des Lherzolites du Manteau fertile (Mf)



Fusion partielle des Lherzolites du Manteau fertile (Mf)





<http://christian.nicollet.free.fr/page/enseignement/LicenceSN/ani3/animation3.html>

<http://christian.nicollet.free.fr/page/enseignement/LicenceSN/ani3/animation3.html>

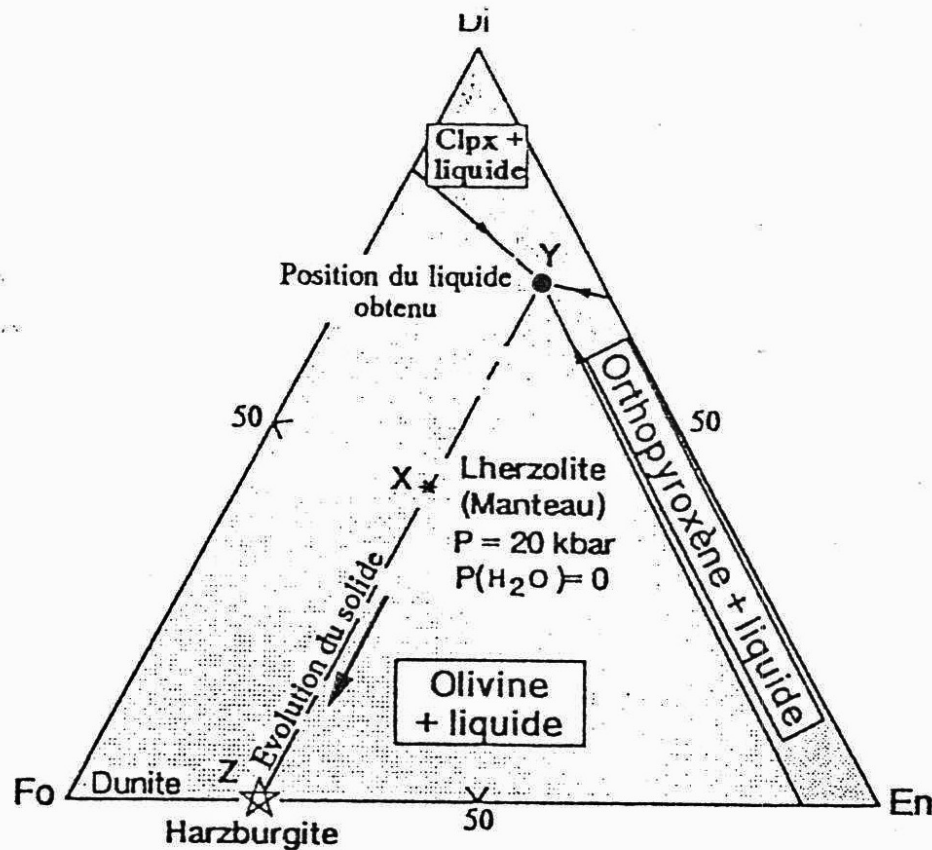


Fig. II-8 : Diagramme de phase du système anhydre forstérite-diopside-enstatite sous une pression de 20 kbar. Ce système est équivalent au manteau ; (la phase alumineuse n'est pas prise en compte : spinelle, grenat).

Ces taux de fusion, variables d'un point à un autre, expliquent en partie comment, à partir d'une roche mantellique, la lherzolite (péridotite), on puisse obtenir une grande variété de roches magmatiques. C'est ce qu'exprime la figure II-9, extraite du livre de Caron et al (Éditions Ophrys), modifiée pour faire apparaître le magma basaltique calco-alcalin.

Fig 28

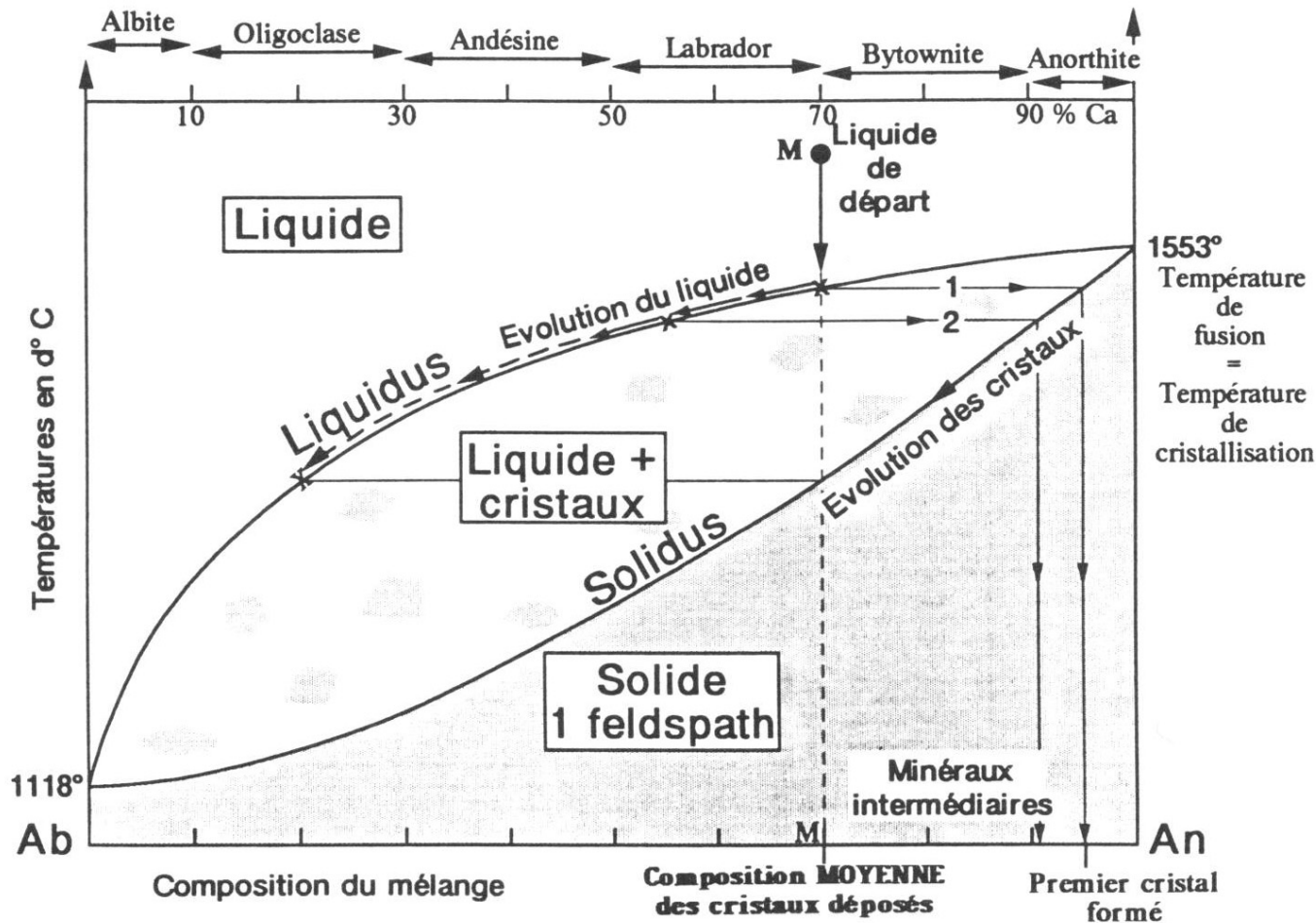
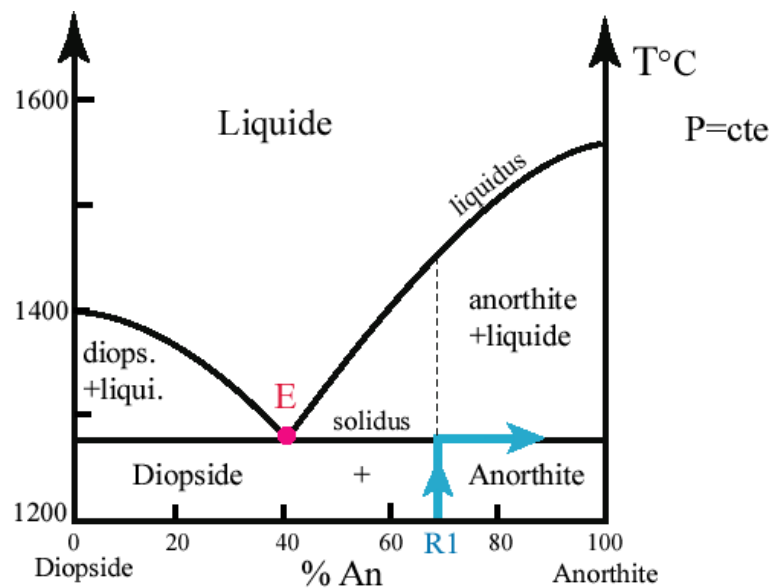
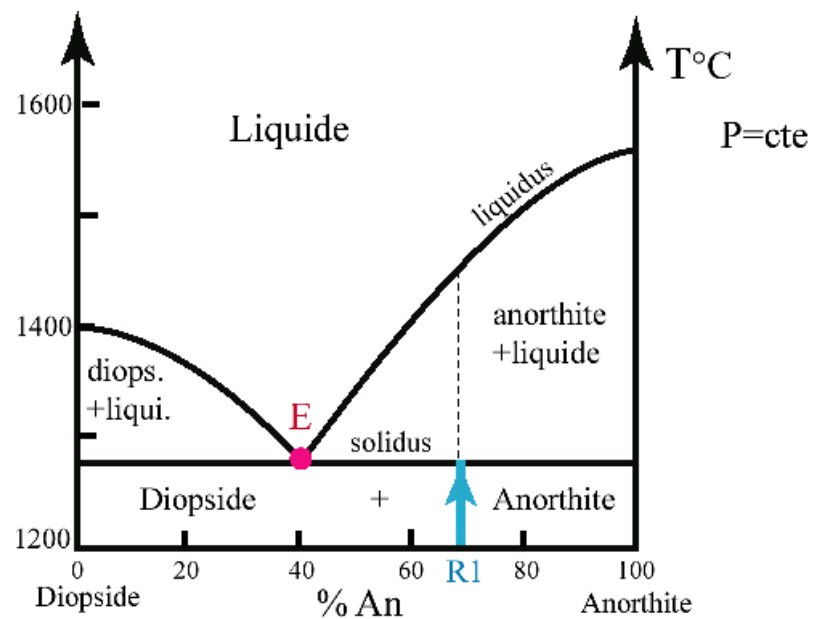
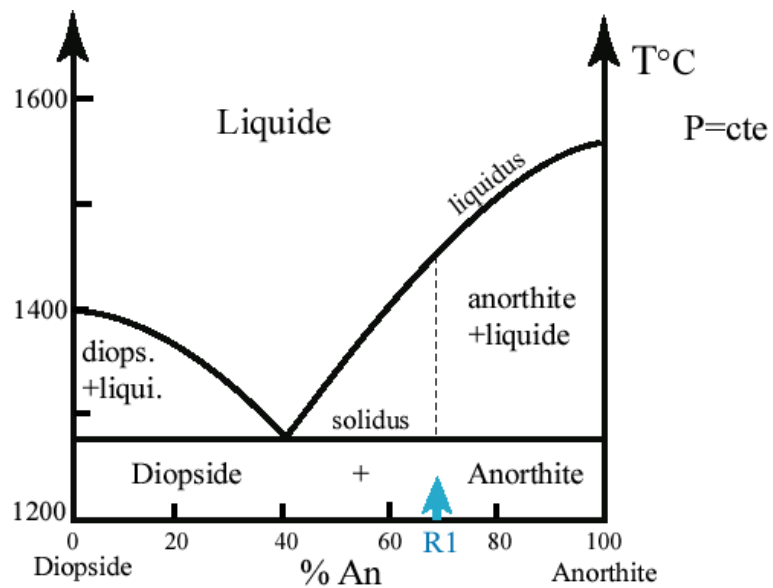
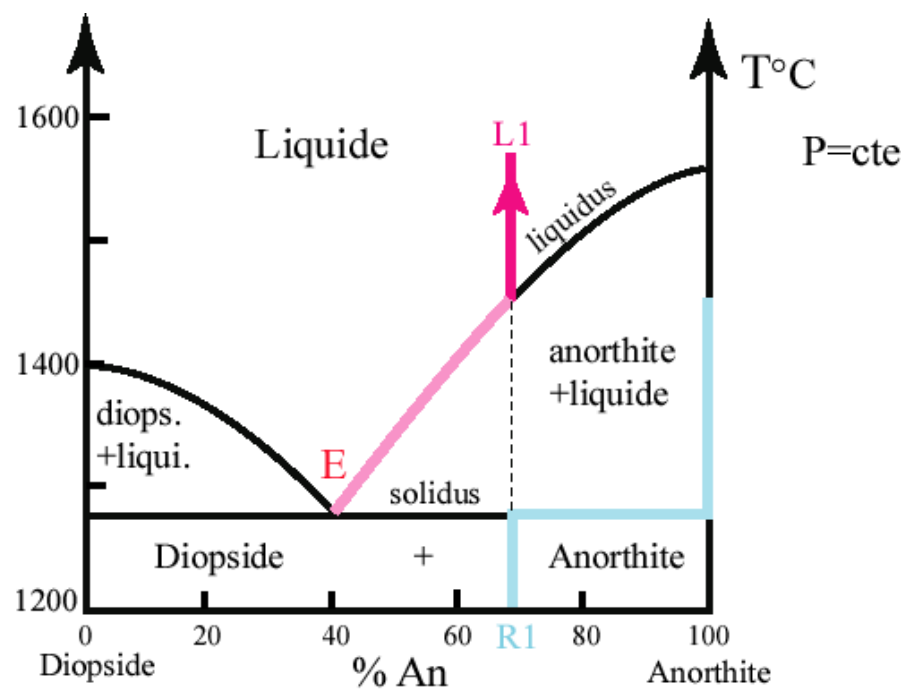
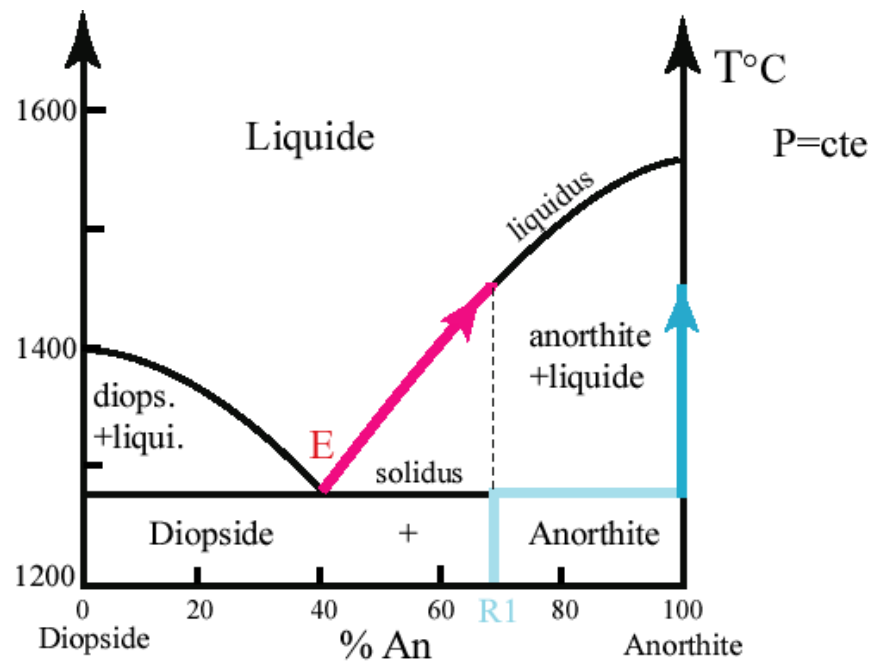
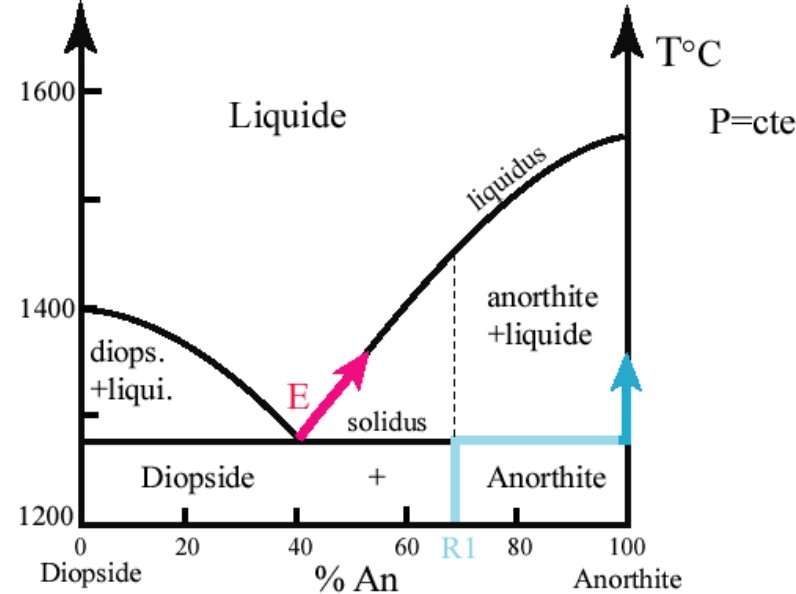
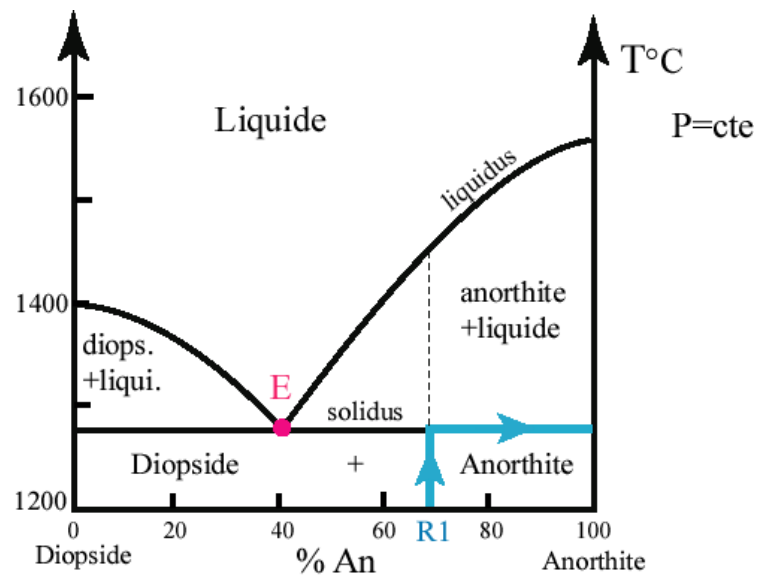
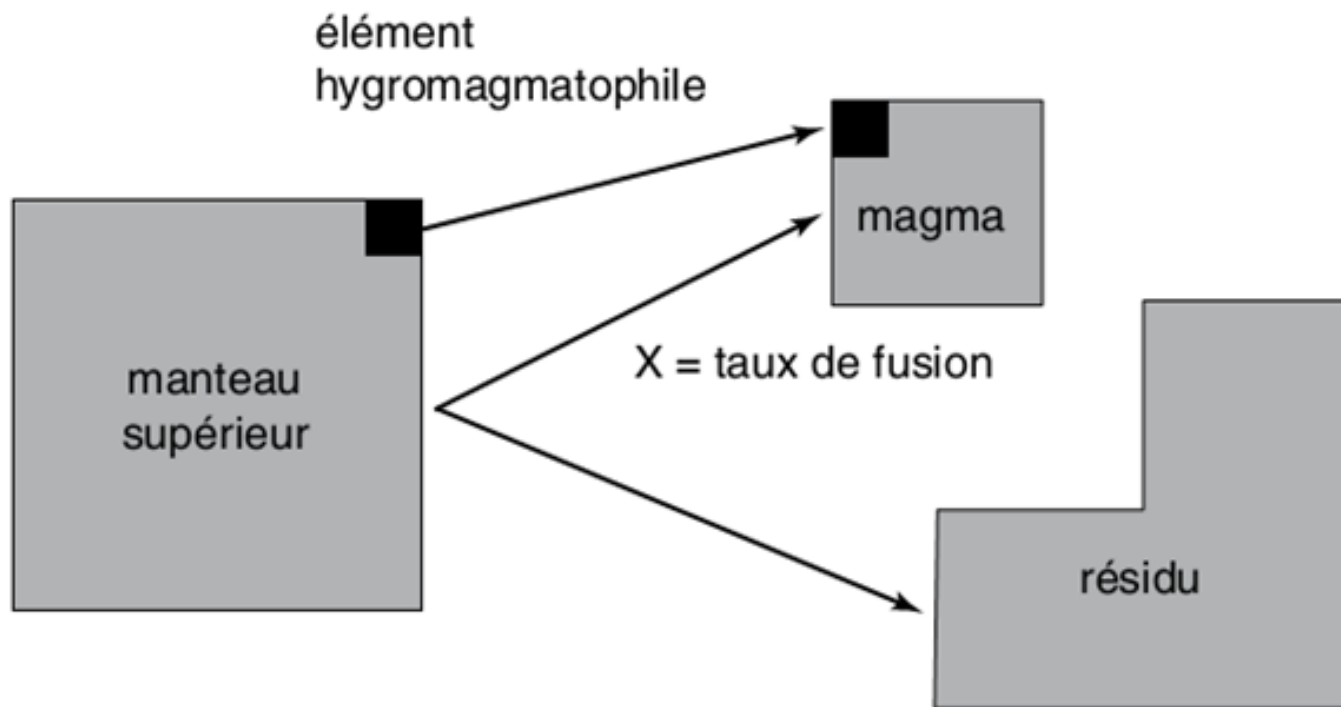


Fig. II-14 : La solution solide des plagioclases à la pression d'une atmosphère.

Si les cristaux restent en équilibre avec le bain, le système évolue jusqu'à obtention d'un solide homogène de composition **M** ; il existe en effet des phénomènes de diffusion atomique entre le cristal nouvellement formé et le bain résiduel, de sorte que des échanges plus ou moins importants ont lieu entre Na et Ca ; si le temps le permet, les échanges sont complets et on obtient un cristal homogène qui a la composition du liquide de départ ; si le temps est trop court, les échanges sont incomplets et on obtient un plagioclase zoné. Si on extrait du bain les cristaux formés au fur et à mesure de leur cristallisation, on obtient des cristaux tous différents (cas où ils sont protégés du bain par d'autres cristaux).







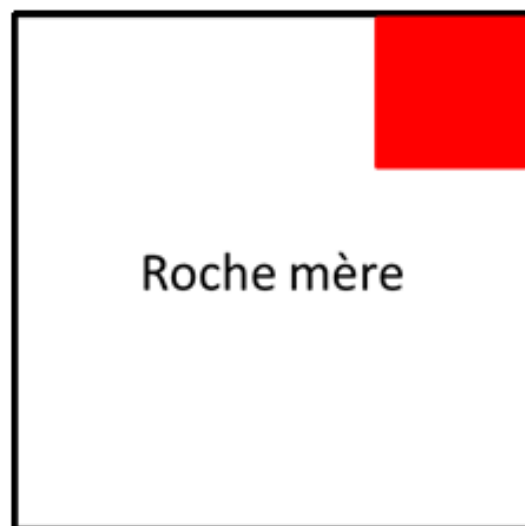
Document 11

Schéma de la fusion partielle du manteau supérieur donnant naissance à un magma « primaire ».

X = taux de fusion = quantité de magma final/quantité de manteau initial. Un élément hygromagmatophile théorique parfait (carré noir) passe intégralement dans la phase fluide en s'y concentrant $1/X$ fois.

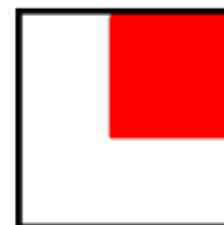
 Éléments hygromagnatophiles
(incompatibles)

 Éléments compatibles

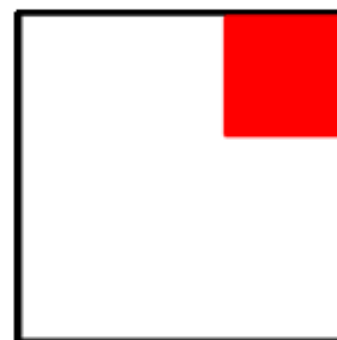


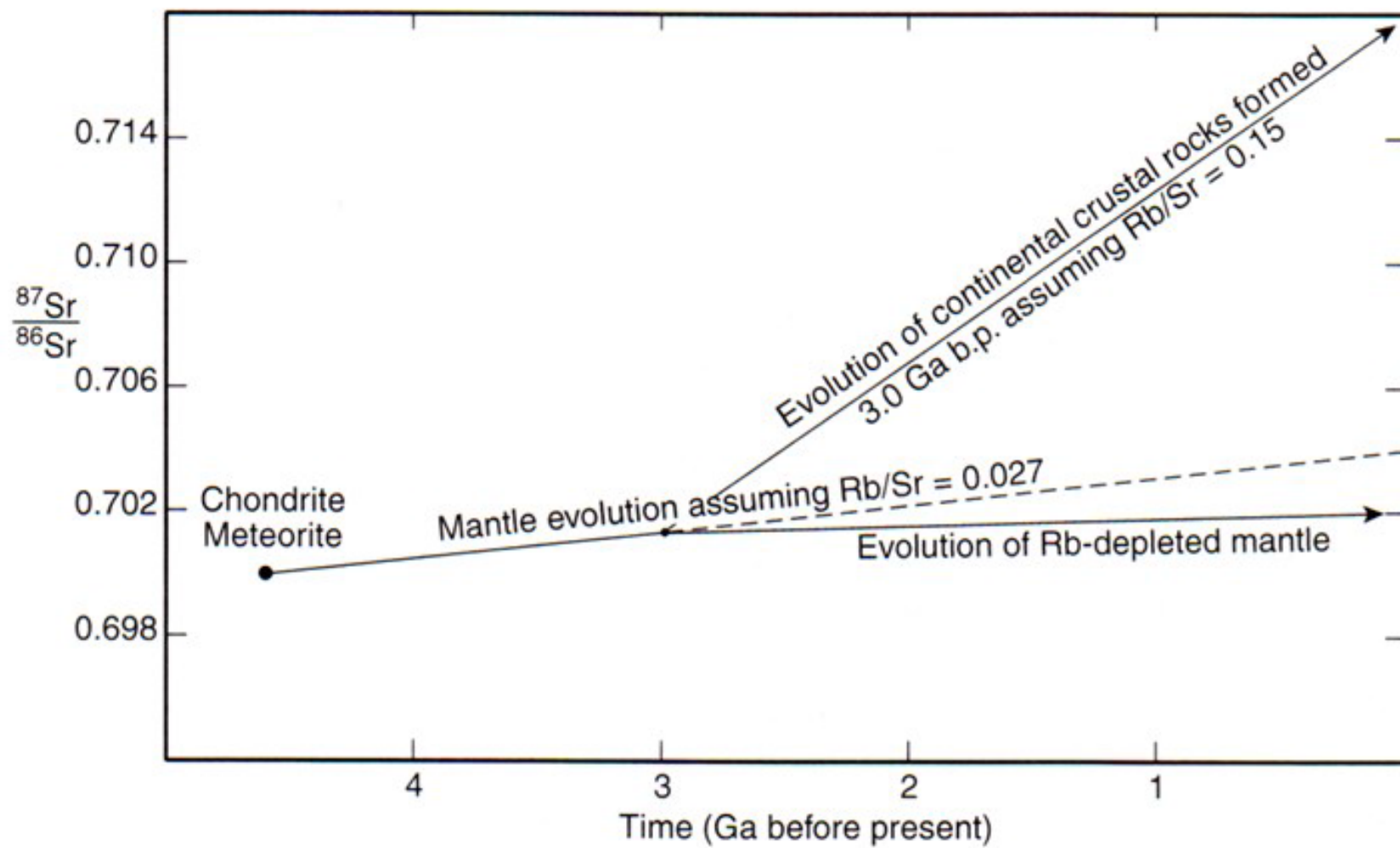
Faible taux de
fusion
partielle

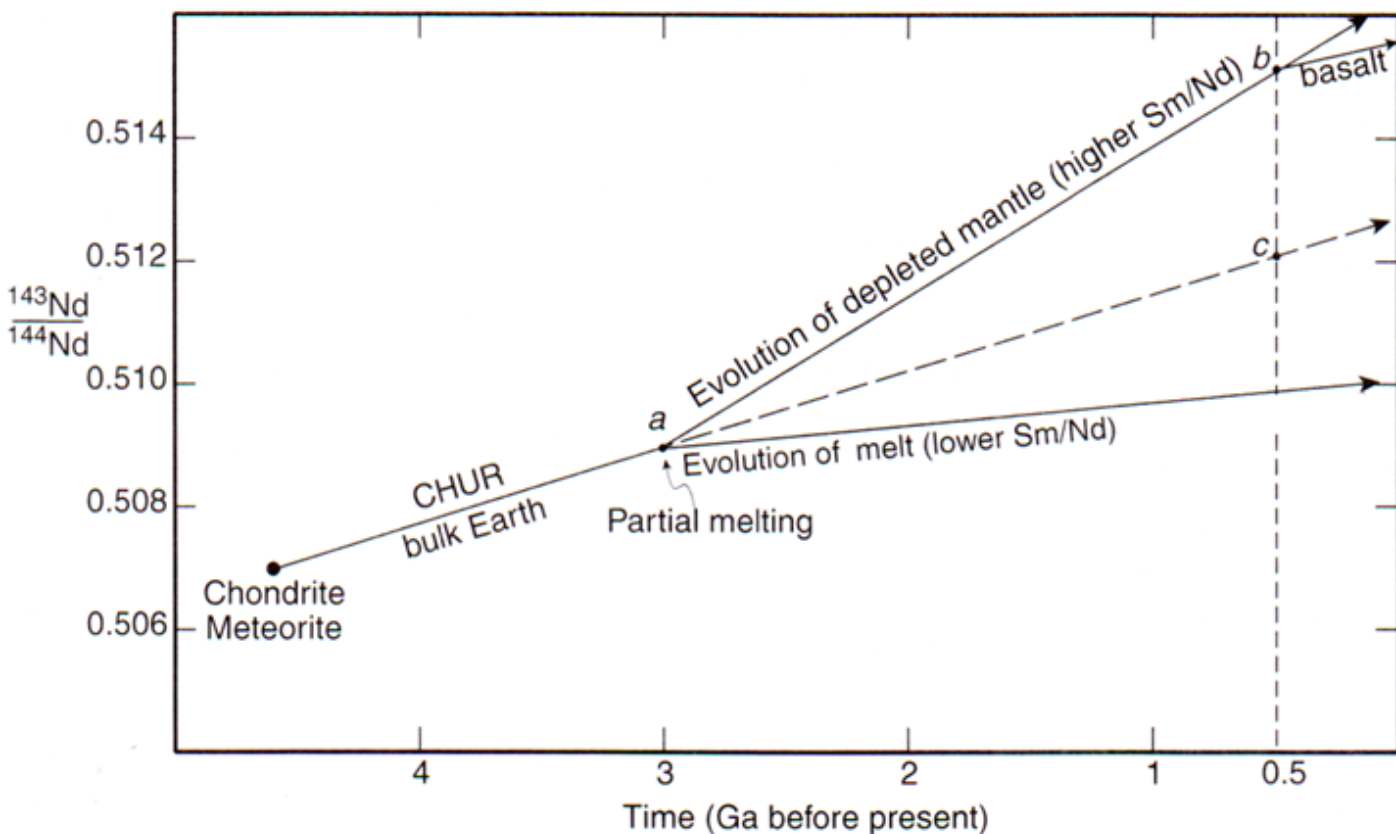
Produit de
fusion



Fort taux de
fusion
partielle

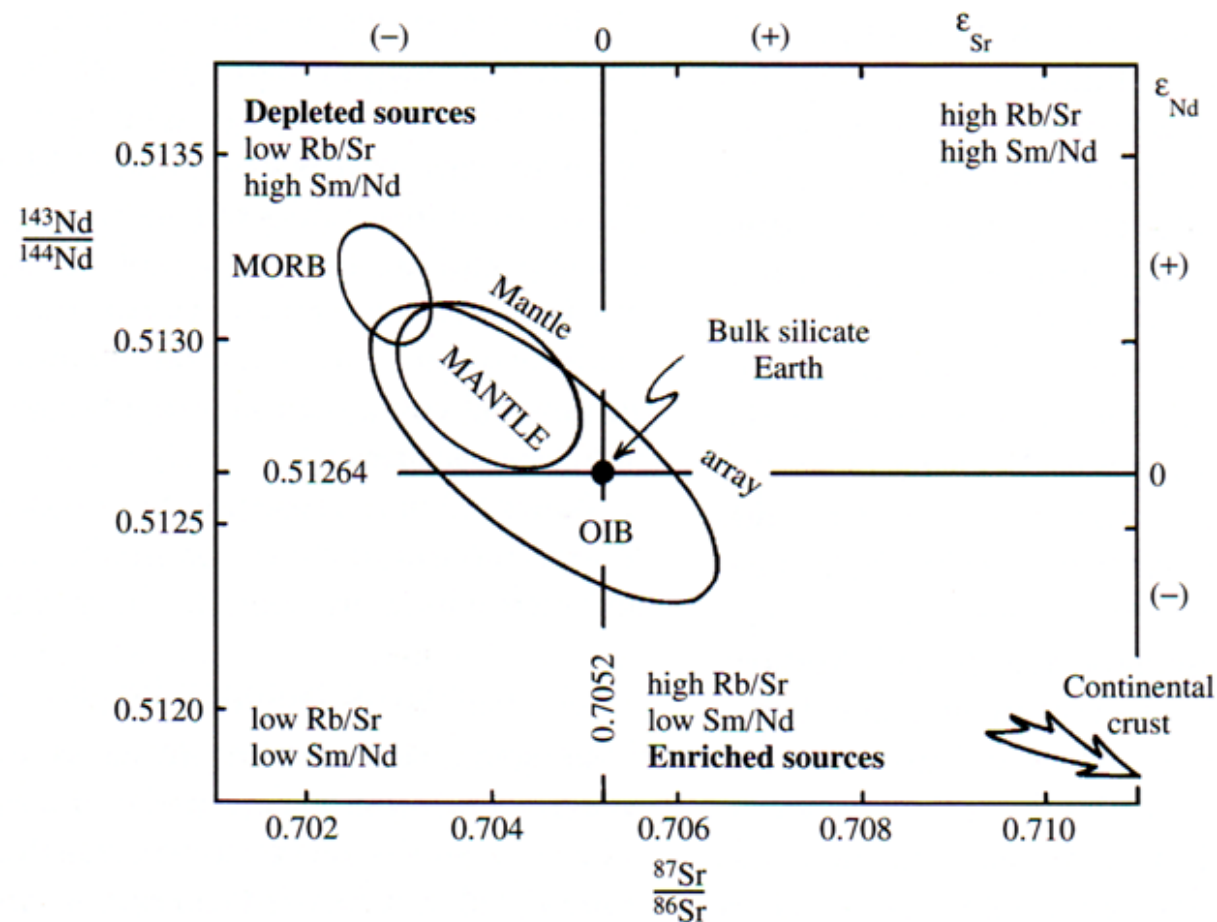






Document 14 :
estimation de
l'évolution isotopique
(Nd) du manteau après
un épisode de fusion il y
a 3Ga.

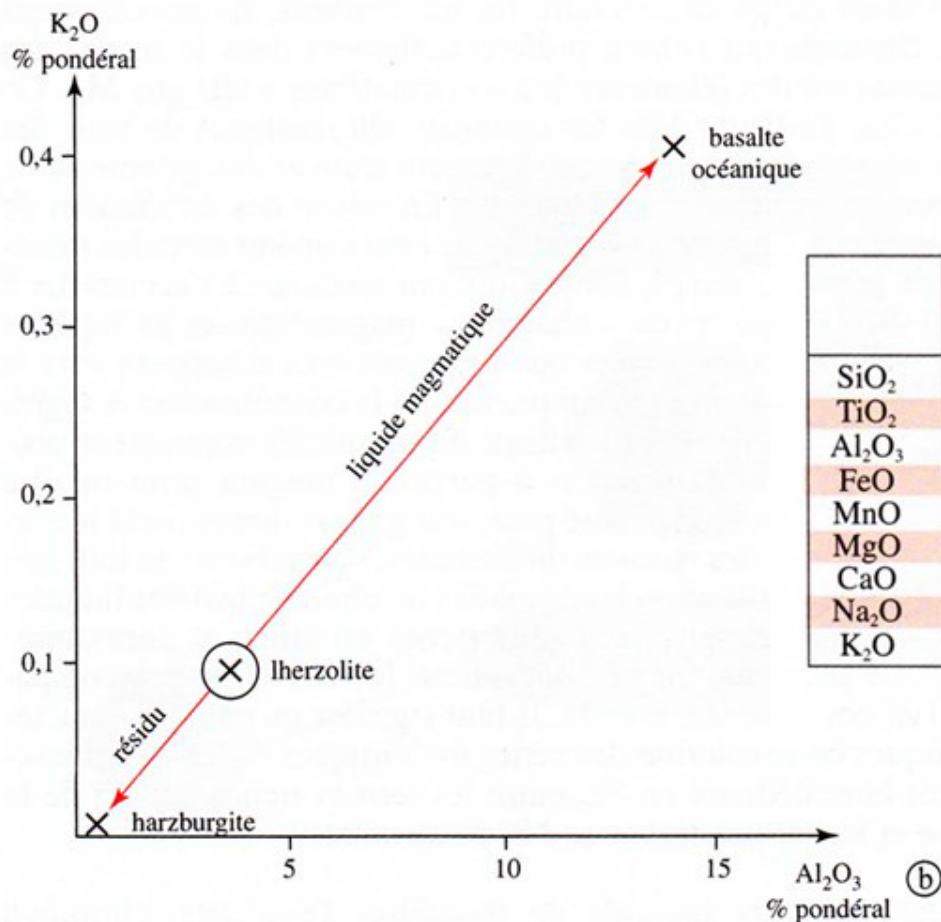
CHUR = CHondrite
Uniform Reservoir.



Document 15 : Diagramme isotopique Néodyme/Strontium.

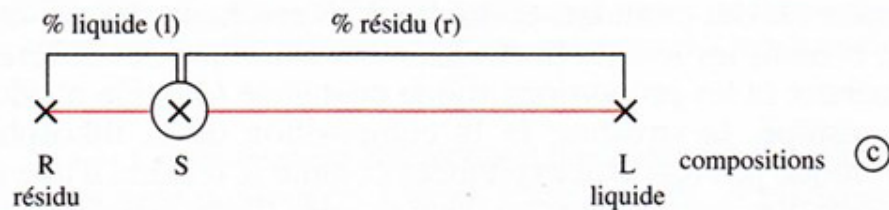
Toutes les roches terrestres dérivent d'une Terre primordiale (Bulk silicate Earth) ayant subi plusieurs épisodes de fusion partielle.

MORB : Mid-Oceanic Ridge Basalts
= basaltes des dorsales
OIB : Ocean Island Basalts
= basaltes des îles océaniques.



	Harzburgite ophiolitique	Lherzolite à grenat	Pyrolite	Basalte océanique
SiO_2	42,3	45,3	45,2	47,1
TiO_2	0,1	0,2	0,7	2,3
Al_2O_3	0,5	3,6	3,5	14,2
FeO	7,1	7,3	9,2	11,0
MnO	0,1	0,1	0,14	0,2
MgO	49,6	41,3	37,5	12,7
CaO	0,1	1,9	3,1	9,9
Na_2O	0,1	0,2	0,6	2,2
K_2O	0,005	0,1	0,13	0,4

(a)



- Péridotites, basaltes et fusion partielle.
- Analyses chimiques représentatives (d'après Brown et Mussett).
 - Diagramme Al_2O_3 - K_2O .
 - Relations entre compositions chimiques et pourcentages de fusion (règle du levier, voir fiche « Thermodynamique »).

Document 16 : détermination du taux de fusion partielle***

La « pyrolite » est un modèle établi par Green et Ringwood en 1963, il s'agit d'une roche synthétique composée de $\frac{3}{4}$ de péridotite et $\frac{1}{4}$ de basalte tholéiitique censée représenter le matériel mantellique de départ.

Compositions chimiques des liquides produits à l'équilibre par la fusion partielle du manteau à sec (d'après Jaques et Green, 1980 ; Falloon *et al.*, 1988).

	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	54,99	52,57	52,77	49,80	46,67	49,30	49,60
TiO ₂	0,68	3,29	0,31	2,70	5,00	2,50	1,40
Al ₂ O ₃	15,18	15,07	10,63	12,50	14,66	11,70	7,00
FeO*	5,78	8,47	9,82	8,90	9,50	9,50	9,50
MnO	n.d.	n.d.	n.d.	0,10	n.d.	0,20	0,10
MgO	8,94	6,99	15,78	12,00	10,60	13,20	24,90
CaO	12,67	9,89	9,99	10,90	7,84	10,70	6,10
Na ₂ O	1,04	2,94	0,63	2,40	4,10	2,30	1,10
K ₂ O	tr.	0,63	tr.	0,60	1,63	0,50	0,30
Total	99,28	99,85	99,93	99,90	100,00	99,90	100,00
Mg/(Mg + Fe)	0,73	0,60	0,74	0,73	0,66	0,71	0,82
P (GPa)	0,2	0,5	0,2	1,0	2,0	1,5	1,5
T (°C)	1 200	1 180	1 300	1 300	1 400	1 400	1 550
source	TQ	HW	TQ	HW	HW	HW	HW
% liquide	17	20	29	23	10	25	51

FeO* : tout le fer est analysé sous forme de FeO

n.d. : non déterminé ; tr. : traces

TQ : lherzolite de Tinaquillo (Venezuela), correspondant à un manteau appauvri

HW : pyrolite d'Hawaï, correspondant à un manteau enrichi

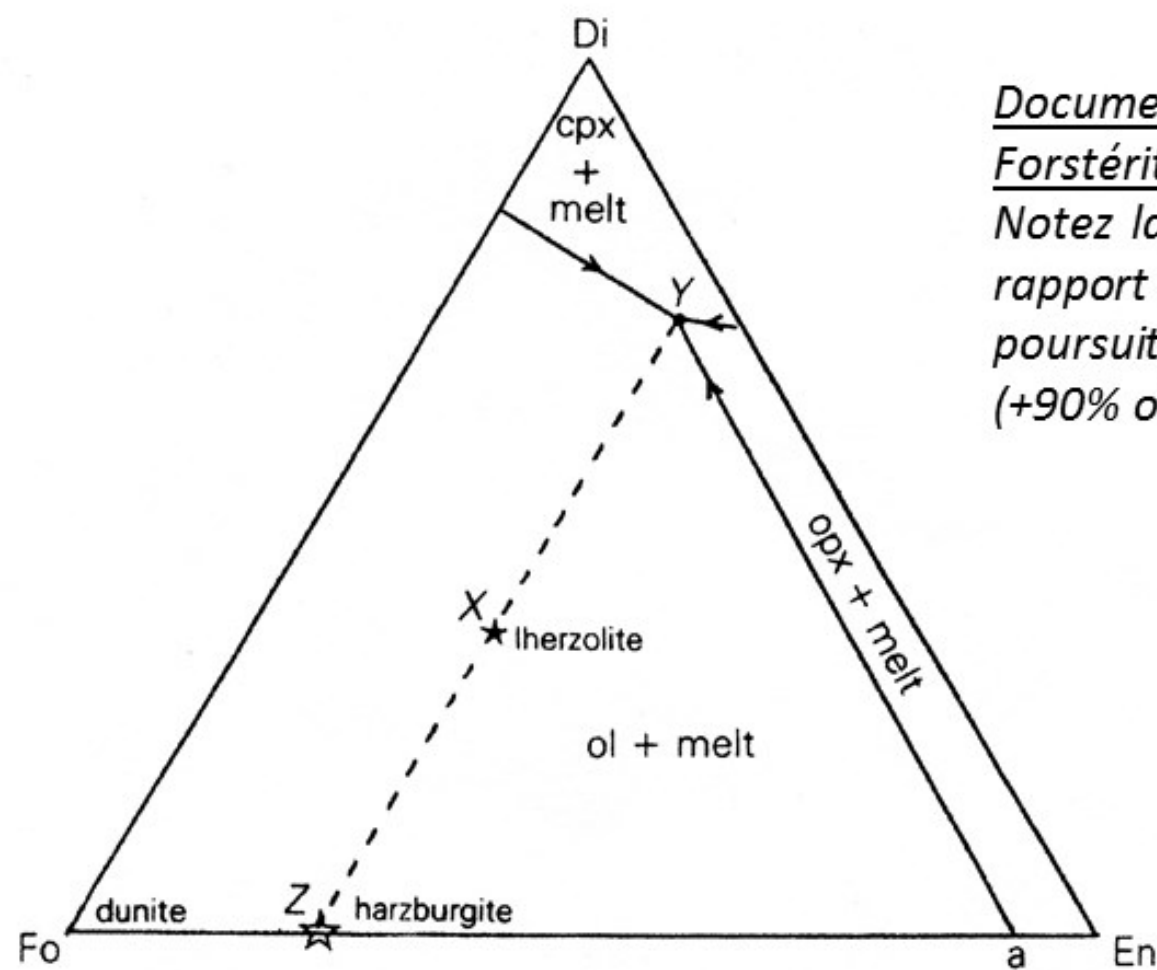
Les liquides obtenus ont des compositions proches de magmas naturels :

1, 2. tholéiites à quartz

3, 4, 6. tholéiites à olivine

5. basaltes alcalins

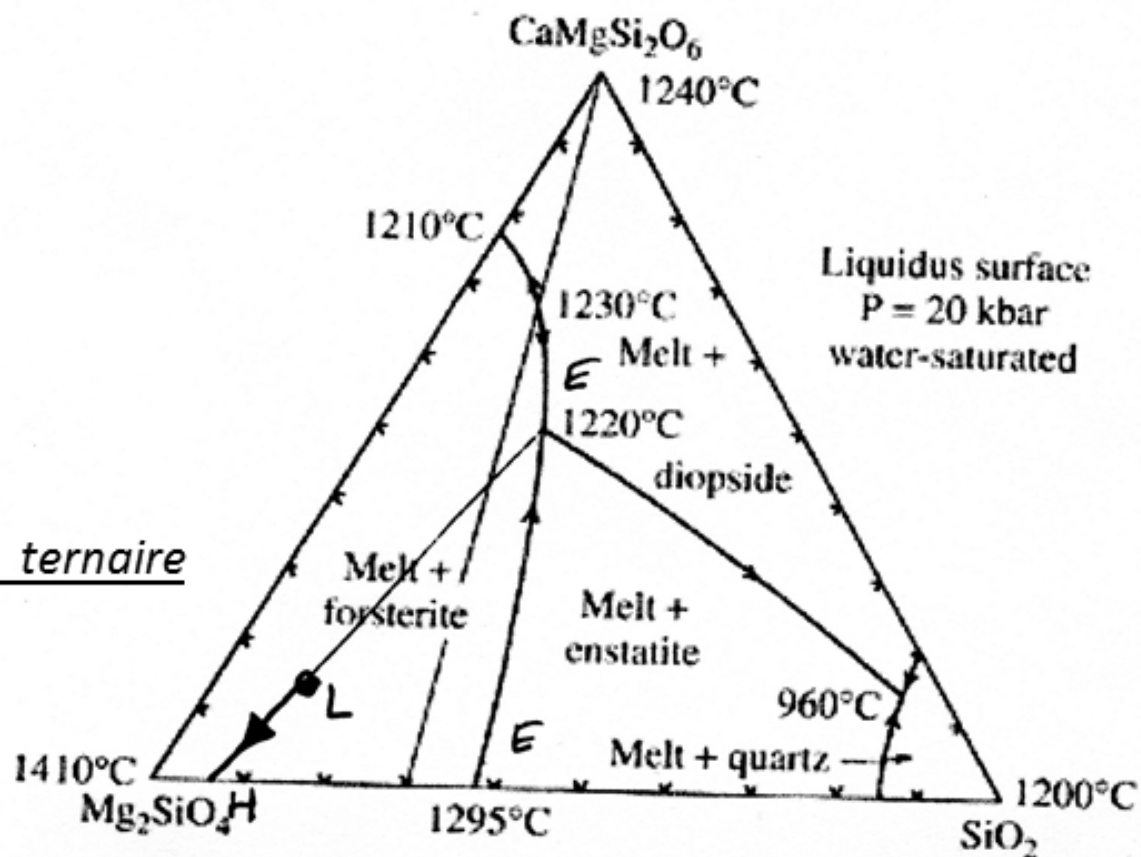
7. picrite tholéiitique et komatiite



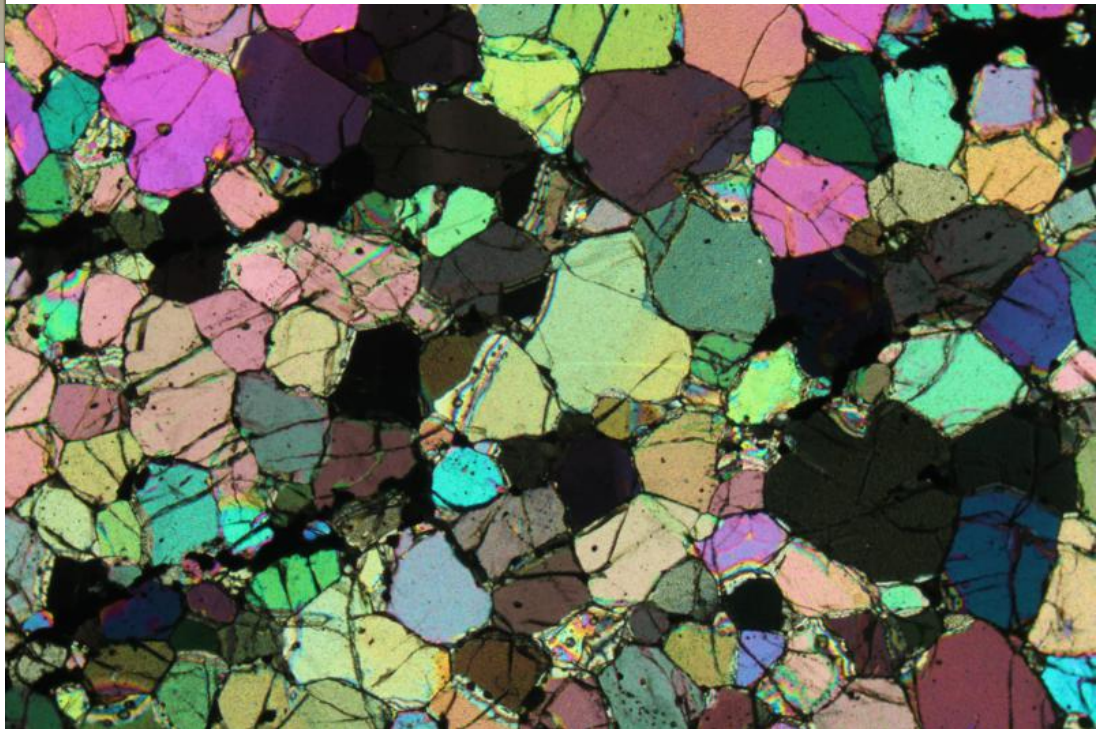
Document 18 : diagramme ternaire
Forstérite-Diopside-Enstatite

Notez la **composition de la harzburgite** par rapport à la **Iherzolite mère**, si la fusion se poursuit **le solide résiduel est une dunite (+90% olivine)**.

Document 19 : diagramme ternaire
Forstérite-Diopside-Silice



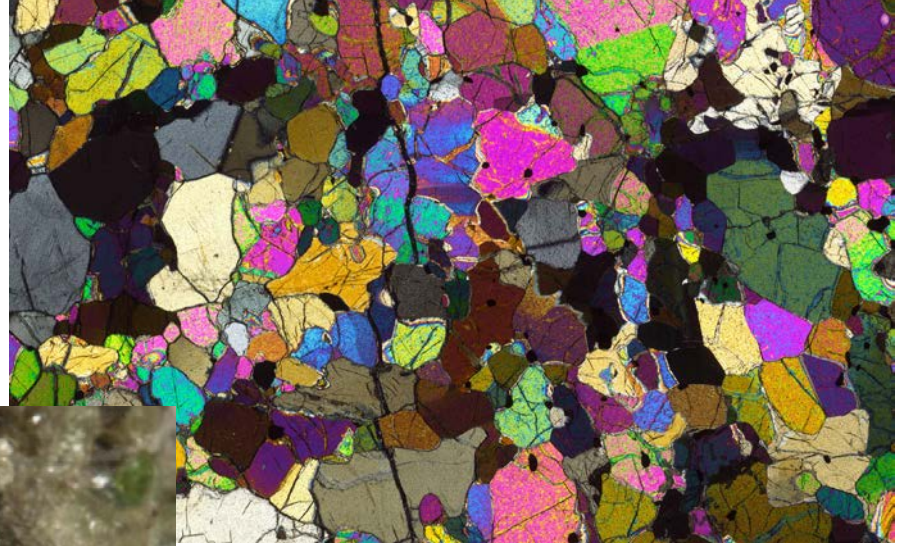
Dunite

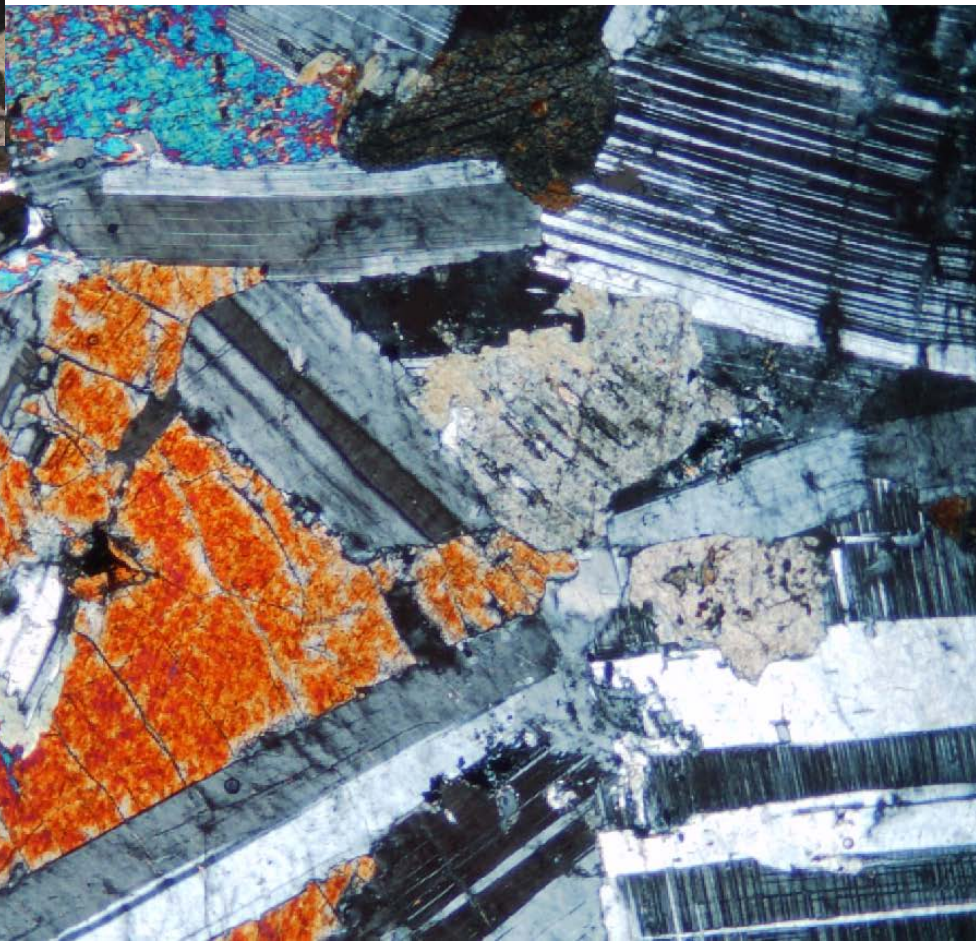


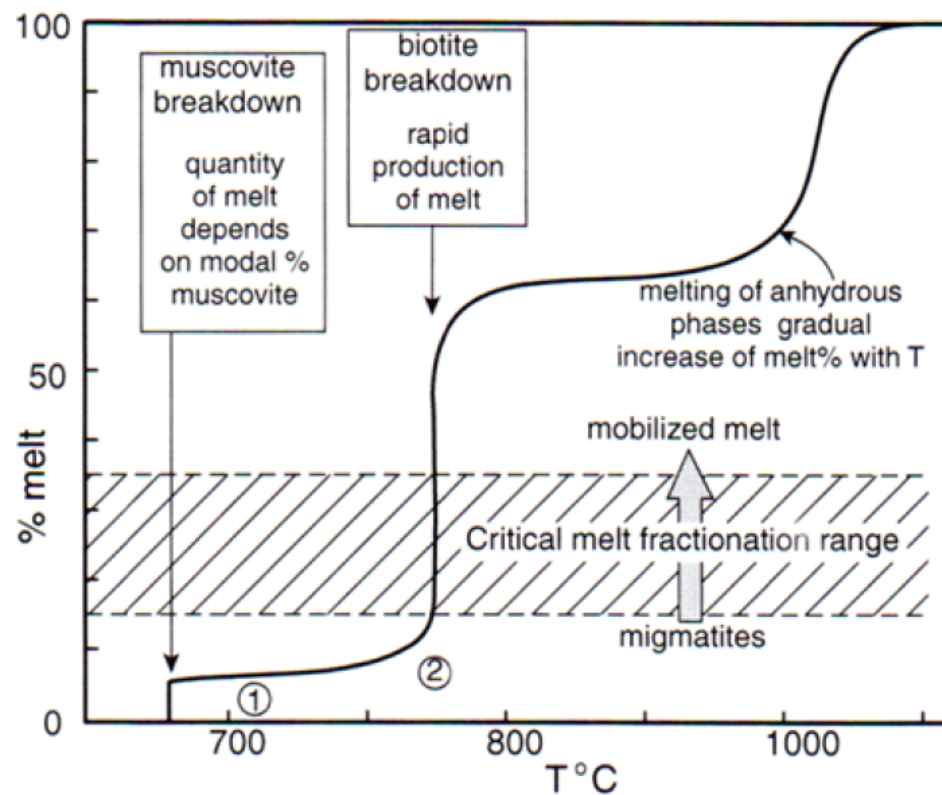
A Sauterre (Puy de Dôme), dans des xénolithes de quelques centimètres cubes, les quatre minéraux de la [lherzolite](#) à spinelle se distinguent bien : l'Olivine vert pâle, en cristaux millimétriques, est le minéral dominant, auquel s'ajoutent les Pyroxènes : orthopyroxène brun et clinopyroxène vert intense ; les petits grains noirs sont du Spinelle.



Lame mince dans l'enclave de péridotite B319 du Puy Gonnard (Beaunit, Puy-de-Dôme ; coll. D. Laporte) observée en lumière polarisée et analysée. Les principaux minéraux constitutifs de la roche sont l'olivine, l'orthopyroxène, le clinopyroxène et le spinelle.

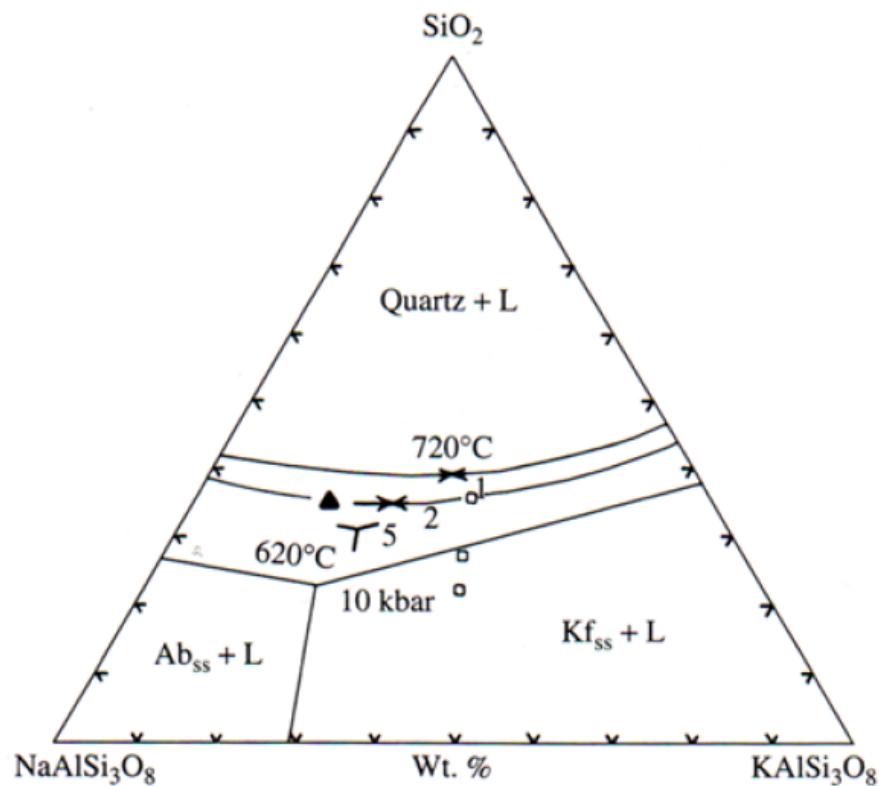






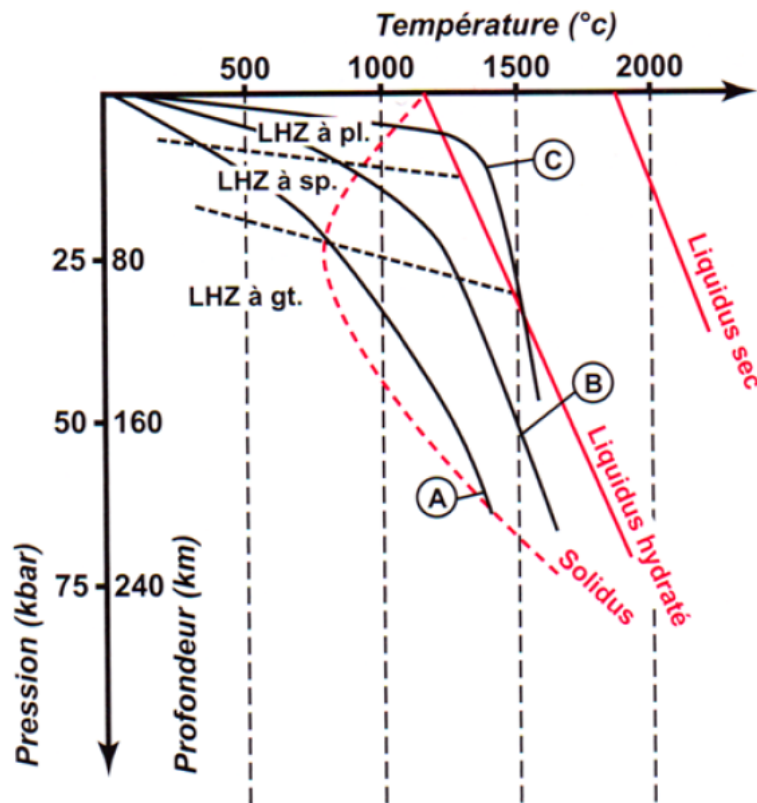
Document 21 : évolution du taux de fusion au cours du réchauffement d'une roche crustale contenant de la muscovite et de la biotite.

En dessous d'un certain taux de fusion, le liquide, riche en silice et visqueux ne peut s'échapper et reste dans la roche source, à l'origine de migmatites.



Document 22 : diagramme de phase Quartz/Albite/Orthose.

En fonction de la pression (1, 2, 5 et 10kbar), le minimum thermique du diagramme (indiqué par une double flèche) devient un point eutectique.



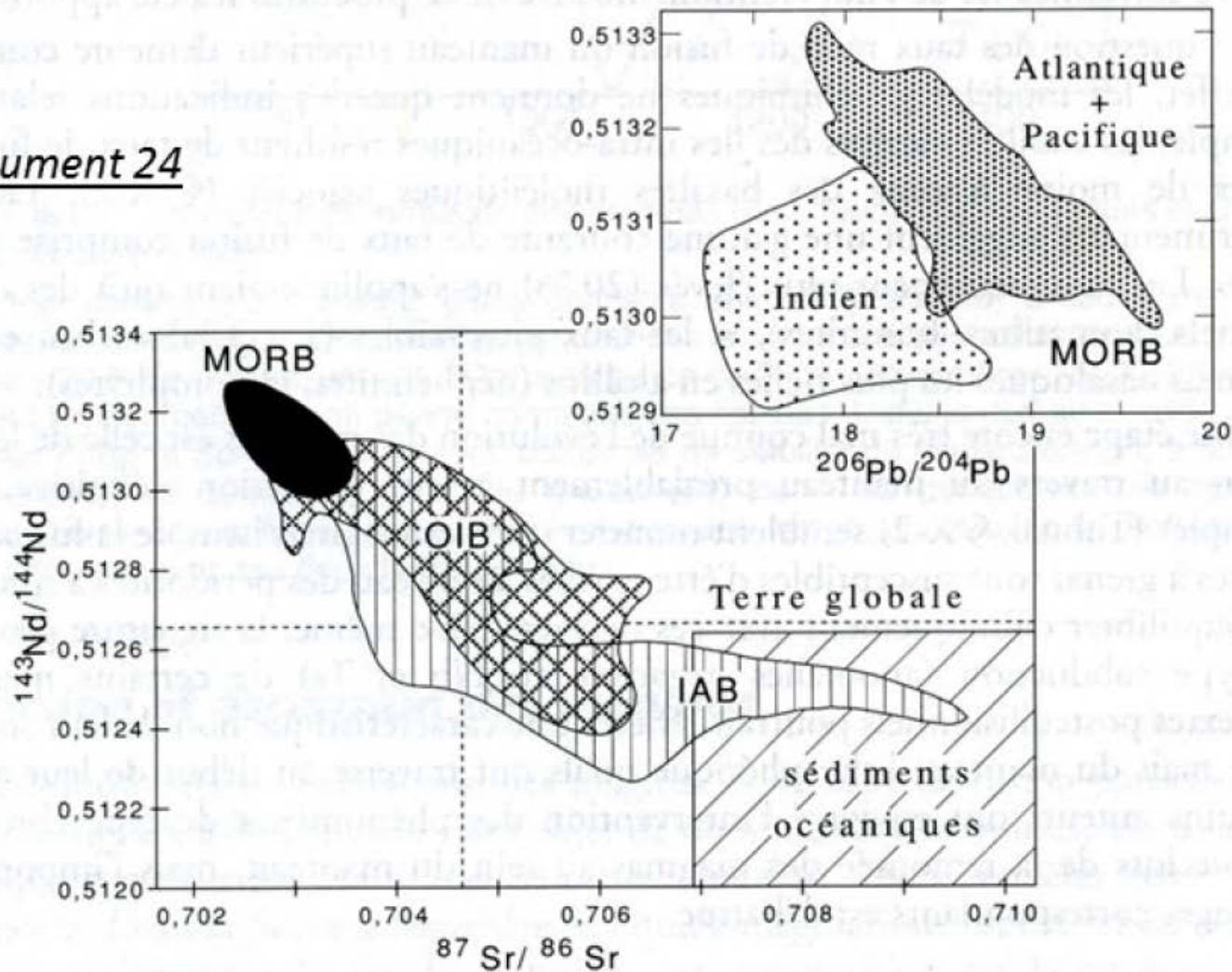
Dans les zones continentales et océaniques stables, le géotherme ne recoupe normalement pas le solidus. On recherche dans chaque contexte géodynamique, les conditions favorables à la fusion.

Document 23 : géotherme, solidus et liquidus dans divers contextes géodynamiques.

- A – géotherme sous un continent ;
- B – géotherme sous un océan ;
- C – géotherme sous une dorsale.

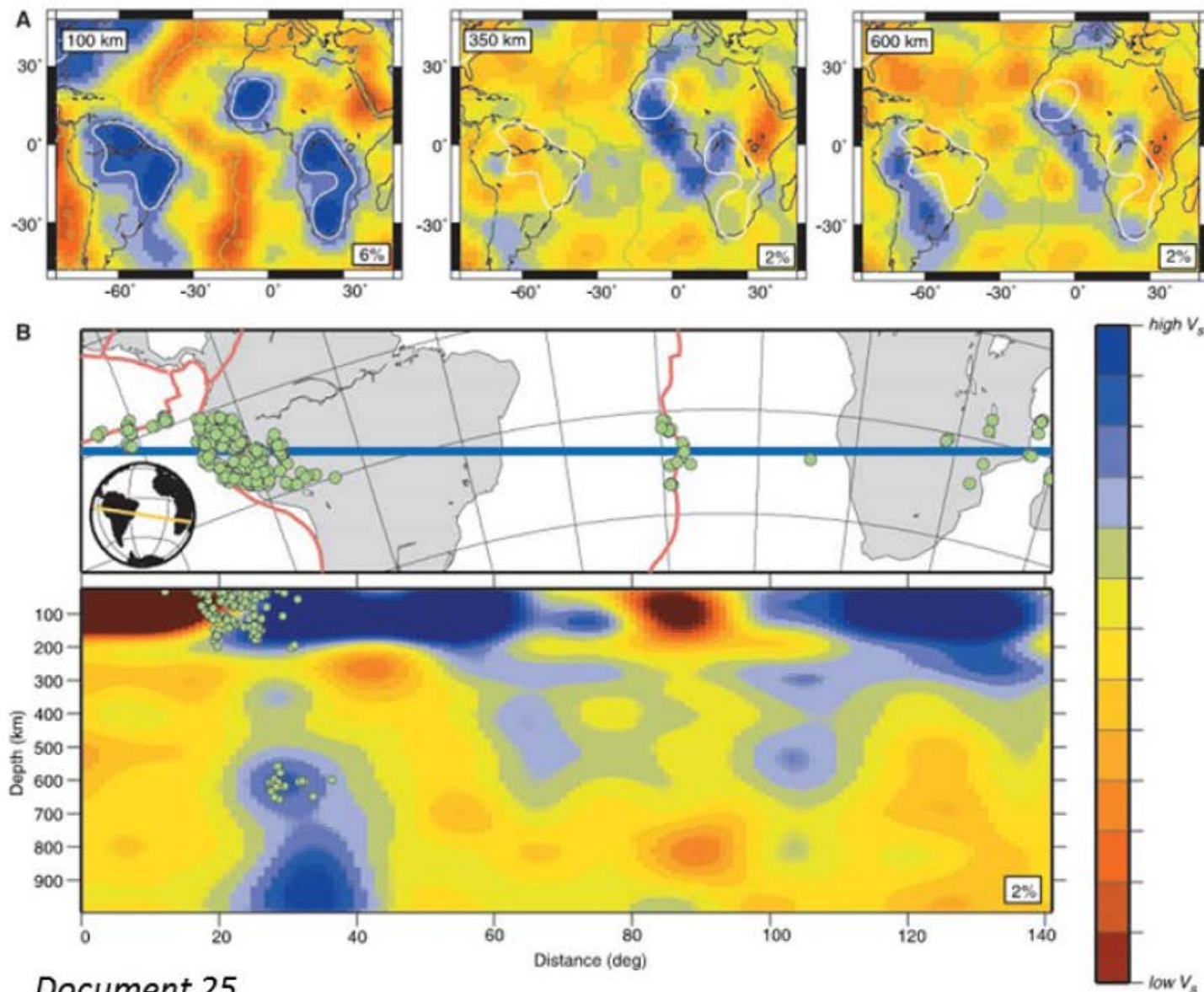
En pointillé rouge est indiqué le solidus d'une lherzolite hydratée.

Document 24



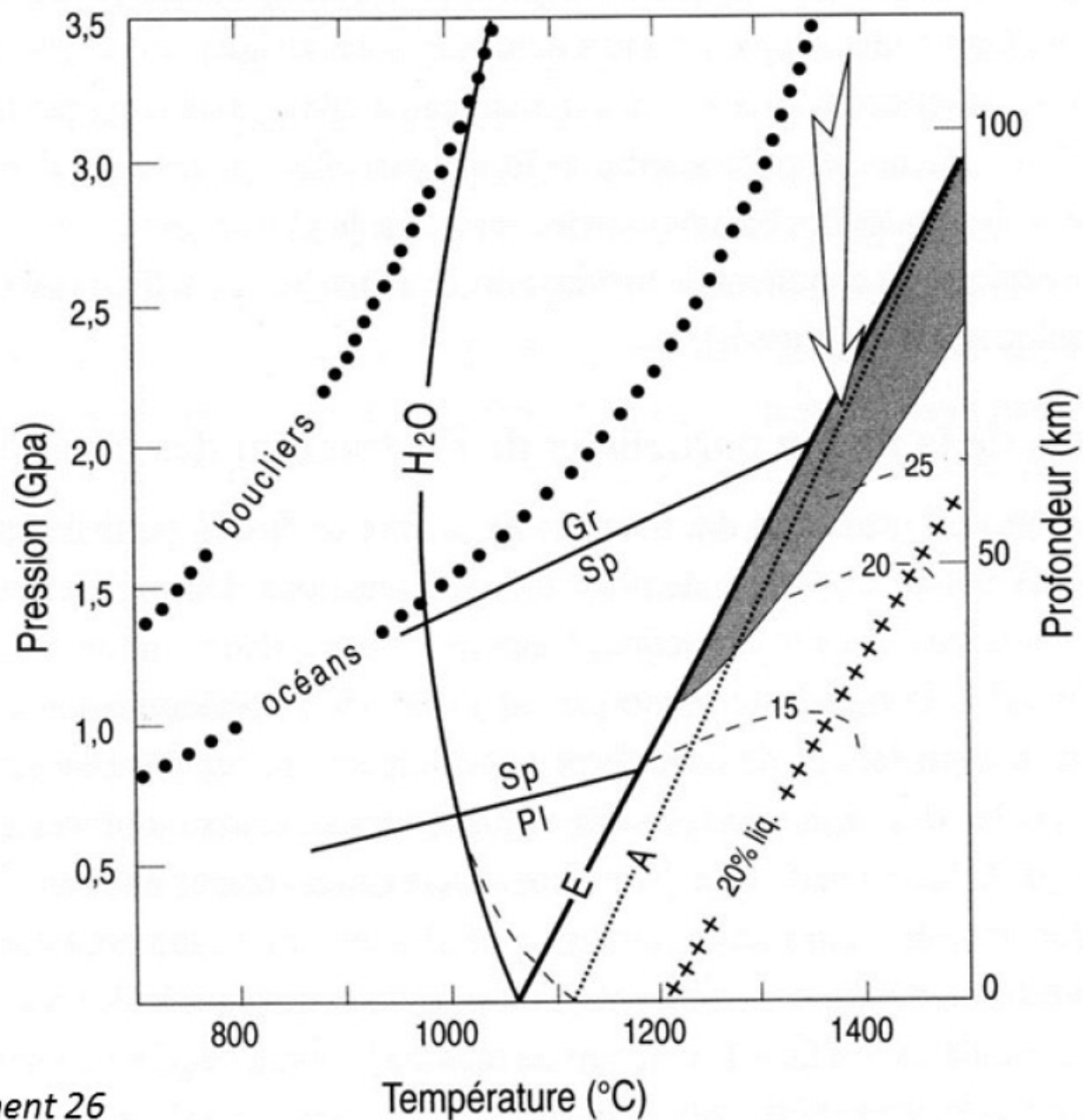
Composition isotopique Sr-Nd des magmas océaniques. D'après Hawkesworth *et al.* (1994), très simplifié.

En noir : champ des MORB; en croisillons : champ des OIB; en hachuré vertical : champ des IAB, en hachuré oblique : champ des sédiments océaniques. Le diagramme Nd-Pb associé montre les différences entre les MORB de l'océan Indien et ceux de l'Atlantique et du Pacifique.



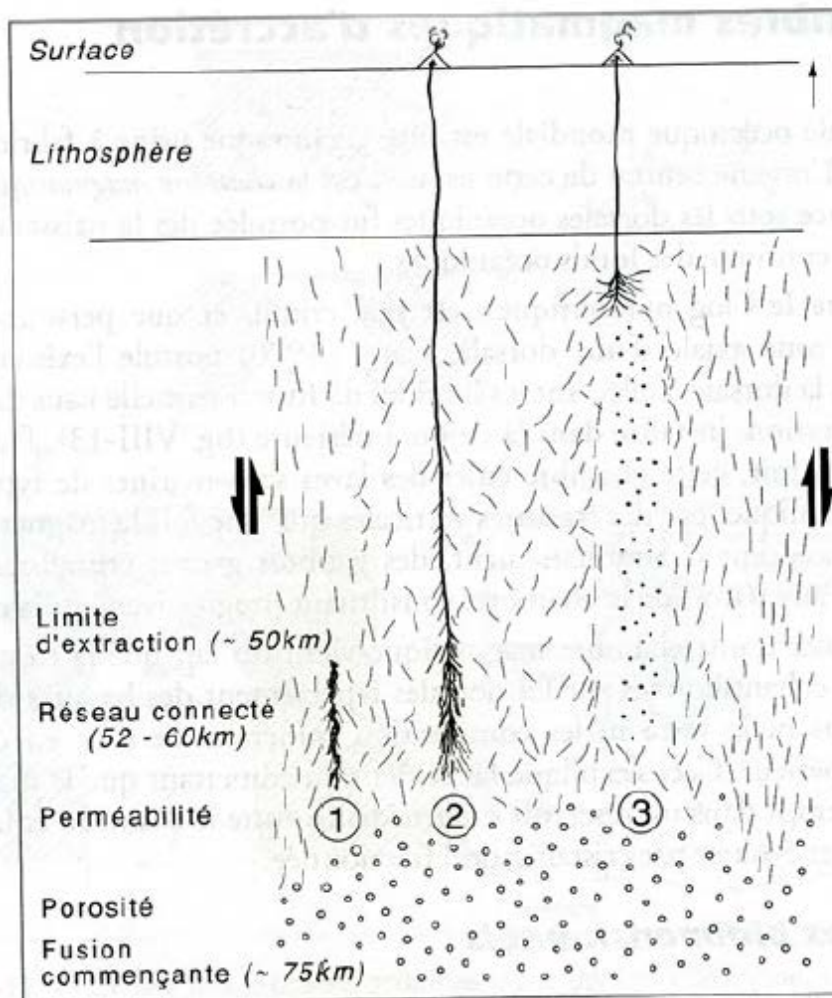
Document 25

- A. Tomographie sismique à différentes profondeurs (100, 350 et 600 km). Les lignes vertes correspondent aux limites de plaque, les lignes blanches aux anomalies majeures par rapport au modèle PREM.
- B. Tomographie sismique depuis l'Amérique du Sud à l'Afrique de l'Est.



Document 26

Conditions de formation des magmas basaltiques.
Modifié d'après Jaques et Green (1980), *in* : Maury (1993).



— Schéma résumant les différentes étapes de l'extraction des magmas d'un diapir mantellique.

Les cercles symbolisent les gouttes de magma isolées. Les tirets symbolisent les veines magmatiques. Les pointillés représentent le manteau résiduel après extraction des liquides. Les conduits magmatiques (lignes continues) suivent les trajectoires (S1-S2) et ne sont pas nécessairement verticales. D'après Nicolas (1989).

1. Création d'un réseau de veines magmatiques interconnectées majoritairement dans la dimension verticale. 2. Conduit magmatique nouvellement créé, drainant les magmas vers la surface. 3. Conduit magmatique en voie d'extinction, drainant encore des liquides superficiels, et laissant en profondeur un sillage de péridotites résiduelles (dunites). La séquence 1-2-3 se répète un certain nombre de fois dans les différentes parties du diapir.

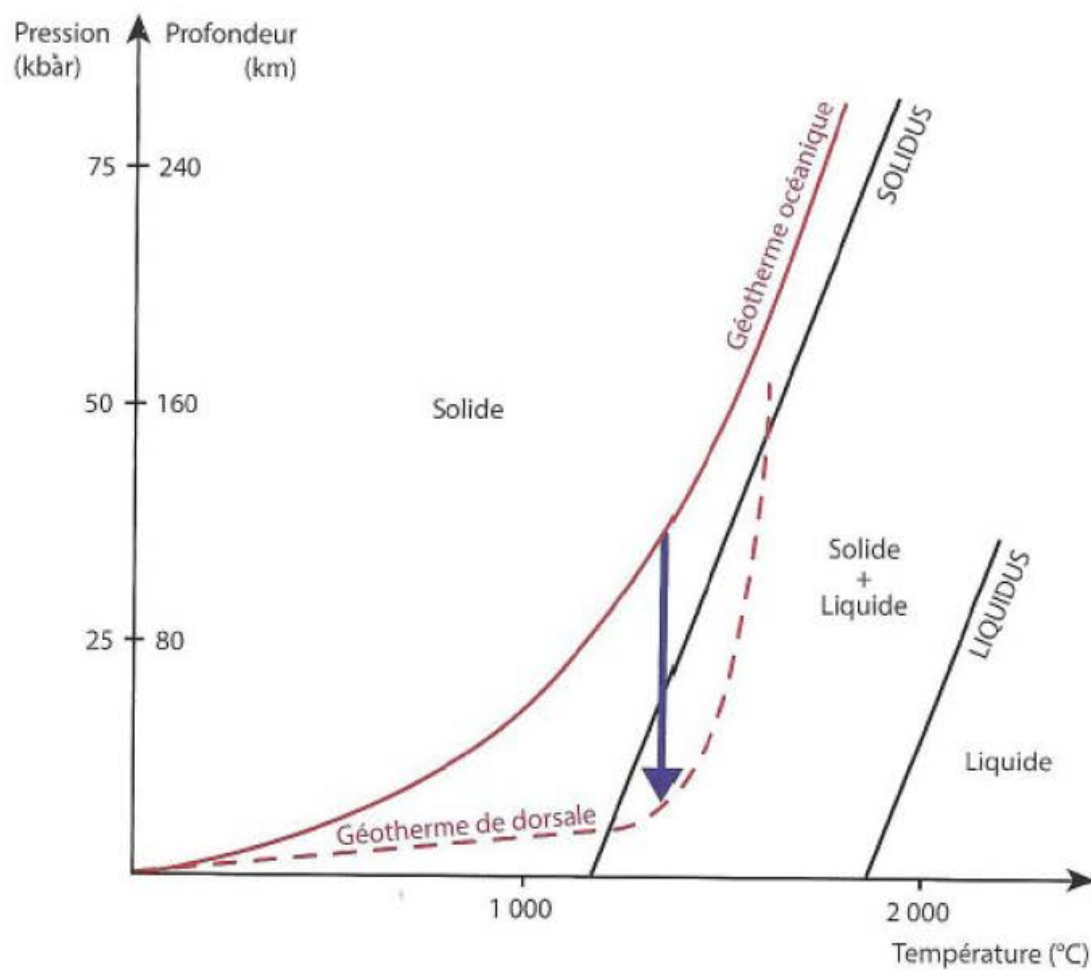
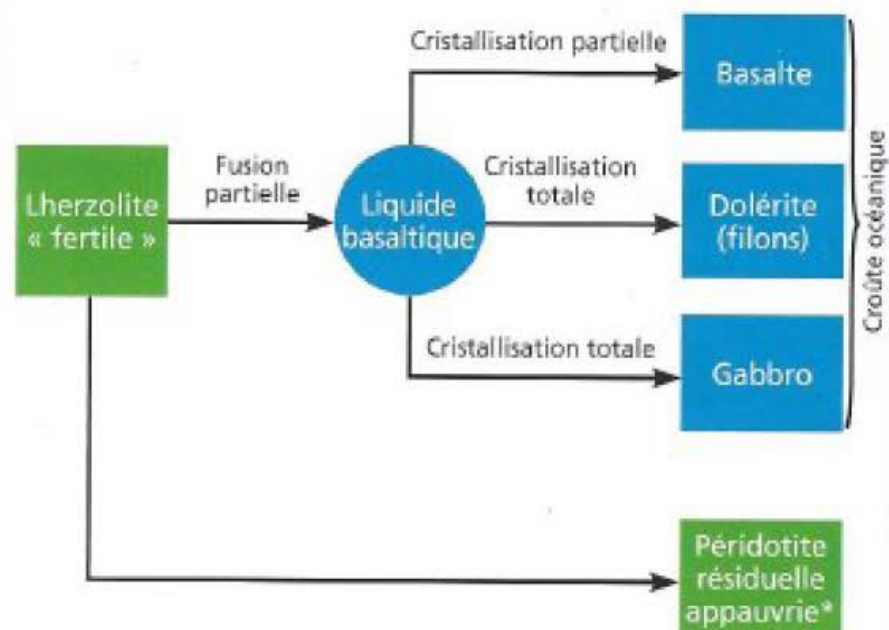


Fig. 2.8 – Origine du magmatisme de dorsale.

Lors de la remontée du manteau, celui-ci subit une diminution de pression sans perte de chaleur (flèche bleu). Le géotherme, déformé (tirets rouges), croise alors le solidus (courbe de fusion de la péridotite). Il y a fusion partielle du manteau.



* La péridotite résiduelle est une *lherzolite* (dorsale lente) ou bien une *harzburgite* (dorsale rapide).

Fig. 2.9 – Origine de la croûte océanique.

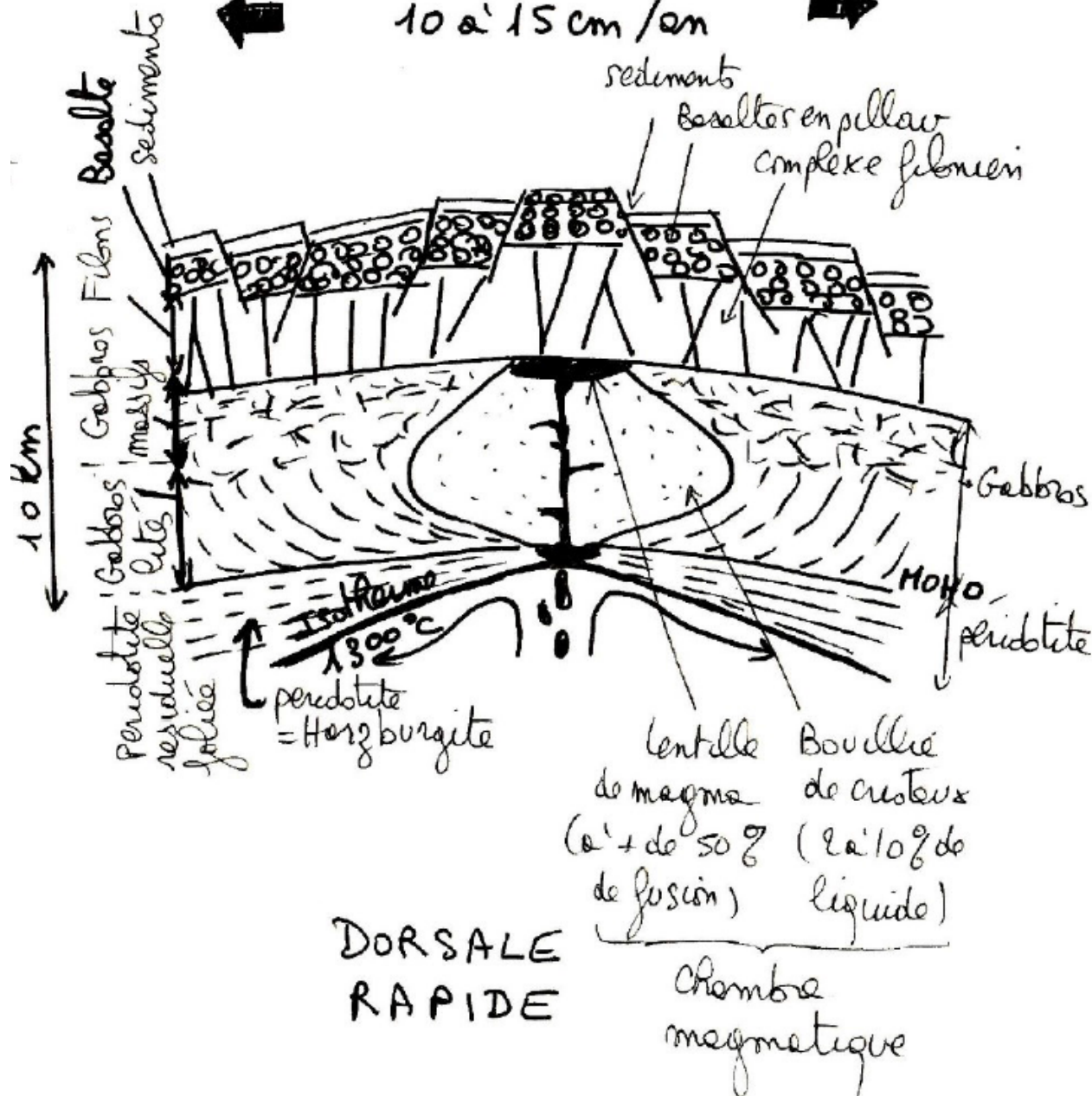
❗ **Attention : la chambre magmatique d'une dorsale ne se situe pas dans le manteau !**

Dans de nombreux schémas de vulgarisation, la chambre magmatique de la dorsale est placée dans l'asthénosphère, mais cette représentation ne correspond pas à la réalité. En effet, les études sismiques ont montré une atténuation de la vitesse des ondes entre 4 et 9 km de profondeur (pour la dorsale Pacifique), c'est-à-dire au sein de la croûte océanique. Cette atténuation correspond à l'accumulation d'un matériau liquide (au moins en partie), c'est la chambre magmatique. Le refroidissement de ce liquide en profondeur donne naissance au gabbro, roche constitutive de la croûte océanique qui dérivera latéralement. De ce fait, la chambre magmatique ne peut être située dans le manteau, elle est bien en position intracrustale !

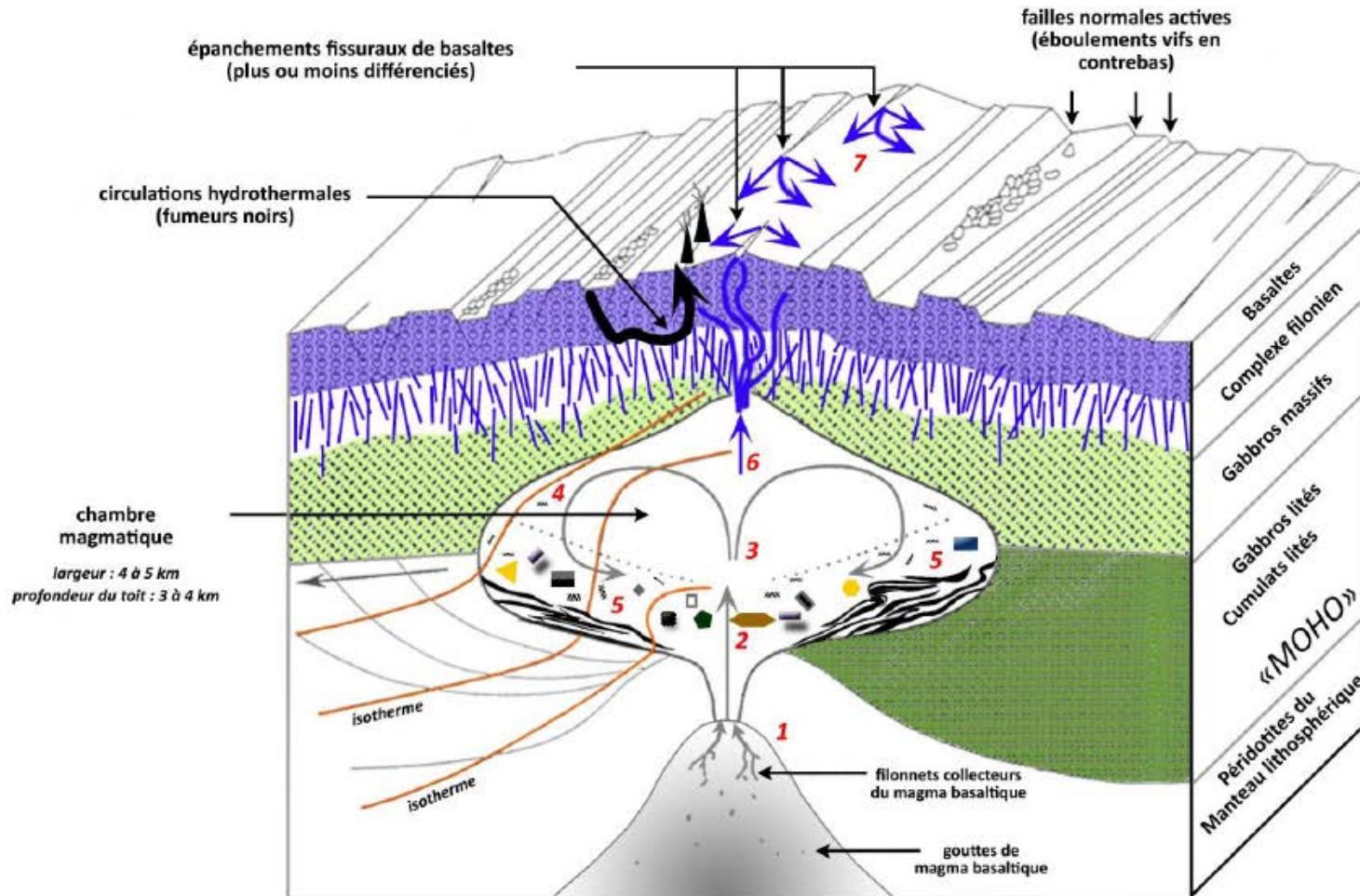
Composition chimique de deux sortes de péridotites: Lherzolite et Harzburgite

	Olivine	Orthopyroxène	Clinopyroxène	Minéral alumineux
Lherzolite	60-70%	20%	5-10%	5-10% - <u>plagioclase</u> au dessus de 30 km de profondeur - <u>spinelles</u> entre 75 et 30 km de profondeur - <u>grenat</u> en dessous de 75 km de profondeur
Harzburgite	70-80%	20%	0-5%	5% <u>spinelles</u>

Dorsale rapide 7-18 cm.an⁻¹ Est-Pacifique	Dorsale lente 2-3 cm.an⁻¹ Atlantique
profil topographique Bombement axial	Rift axial
péridotites à la base de la croûte de type harzburgite donc fortement appauvries en incompatibles (pratiquement plus de potassium) Taux de fusion partielle plus élevé 25%	péridotites à la base de type lherzolites Taux de fusion partielle plus faible (10-15%)
Approvisionnement en magma basaltique continu	Approvisionnement en magma basaltique discontinu d'où extension non compensé par genèse d'une nouvelle croûte : distension formant un rift axial.
Chambre magmatique mise en évidence par profil sismique	Chambre magmatique très transitoire, ponctuelle



Mise en place et cristallisation du magma basaltique au niveau de la dorsale



1- fusion partielle de l'asthénosphère

2- injection rythmique de magmas peu évolués

3- brassage par convection

4- cristallisation fractionnée près des parois froides

5- « sédimentation » de certains minéraux au fond de la chambre

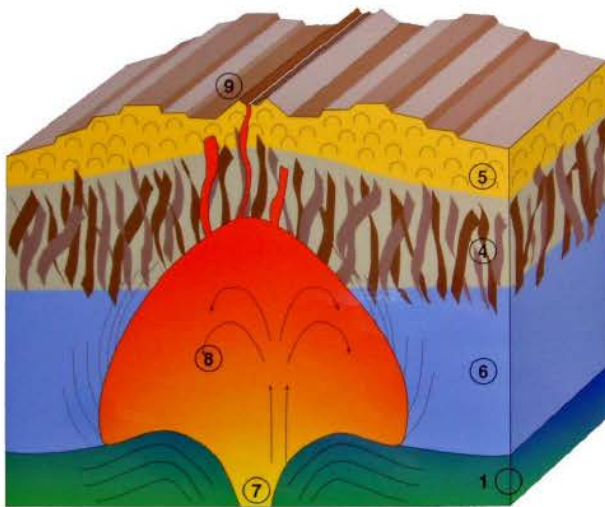
6- injection de magmas différenciés (ou non) au toit de la chambre

7- épanchements basaltiques

diapir de manteau asthénosphérique (fusion partielle)

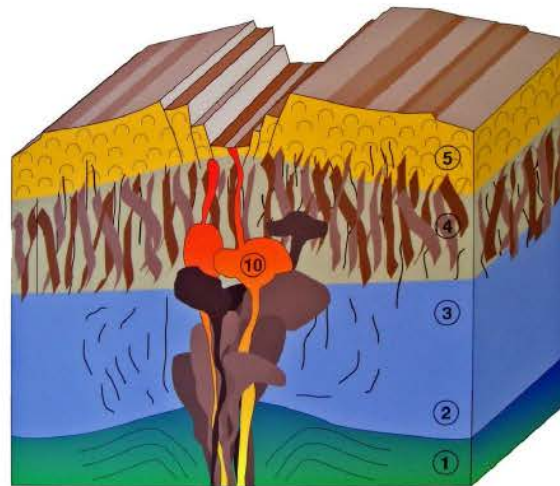
Fonctionnement des 2 types de dorsales

Dorsale rapide type Pacifique

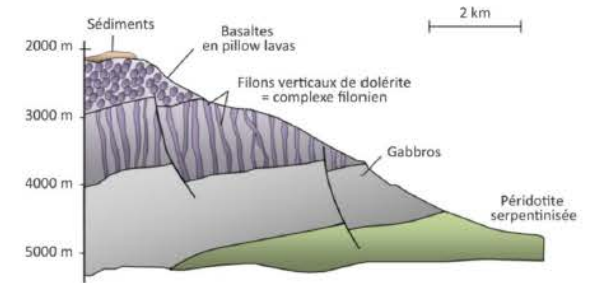


1. Péridotites appauvries
2. Gabbros lités et cumulats
3. Gabbros massifs
4. Complexe filonien
5. Basaltes en coussins

Dorsale lente type Atlantique

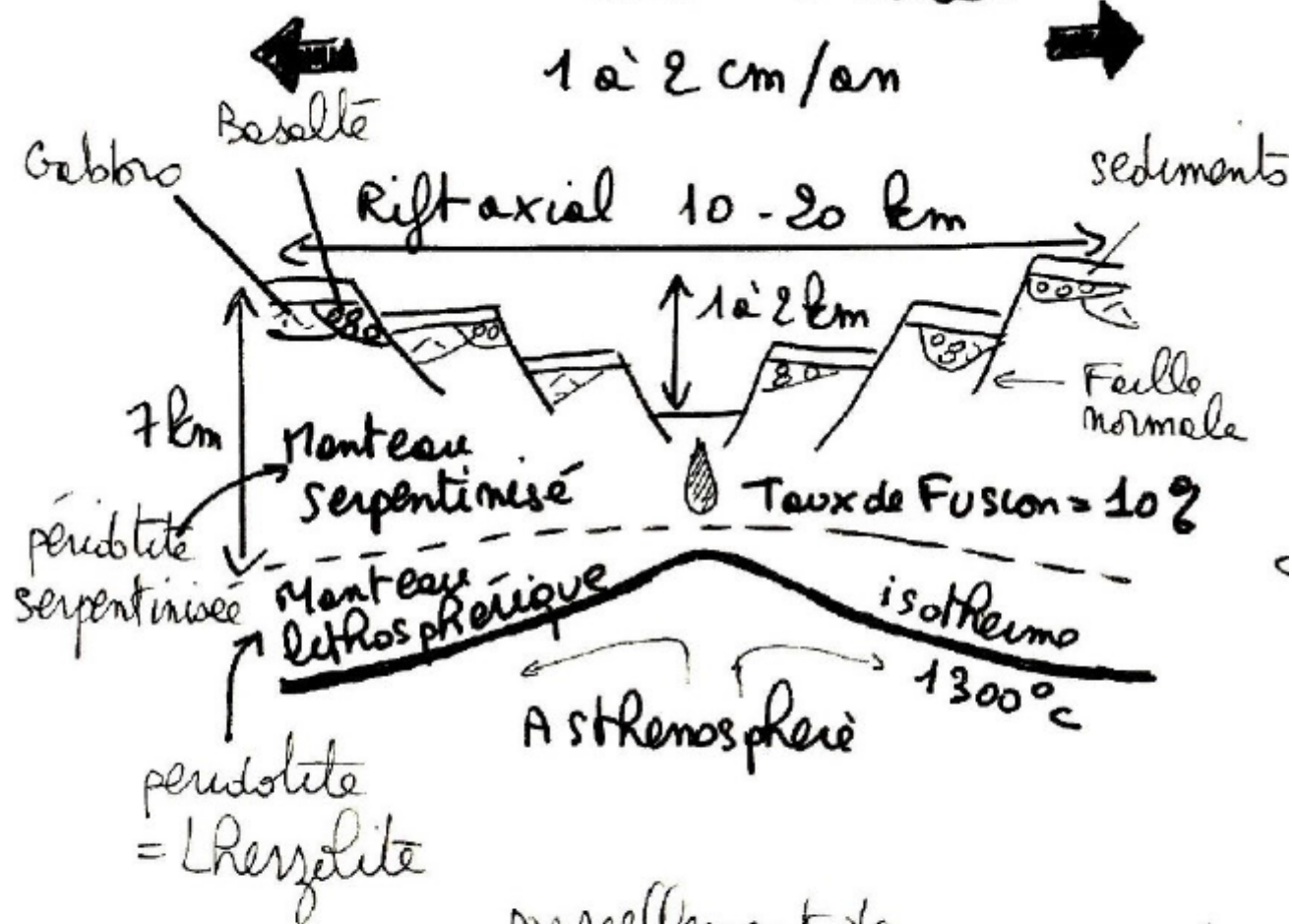


6. Gabbros et cumulats
7. Injection de magma
8. Cristallisation fractionnée
9. Epanchement magmatique
10. Petite chambre magmatique à fonctionnement intermittent

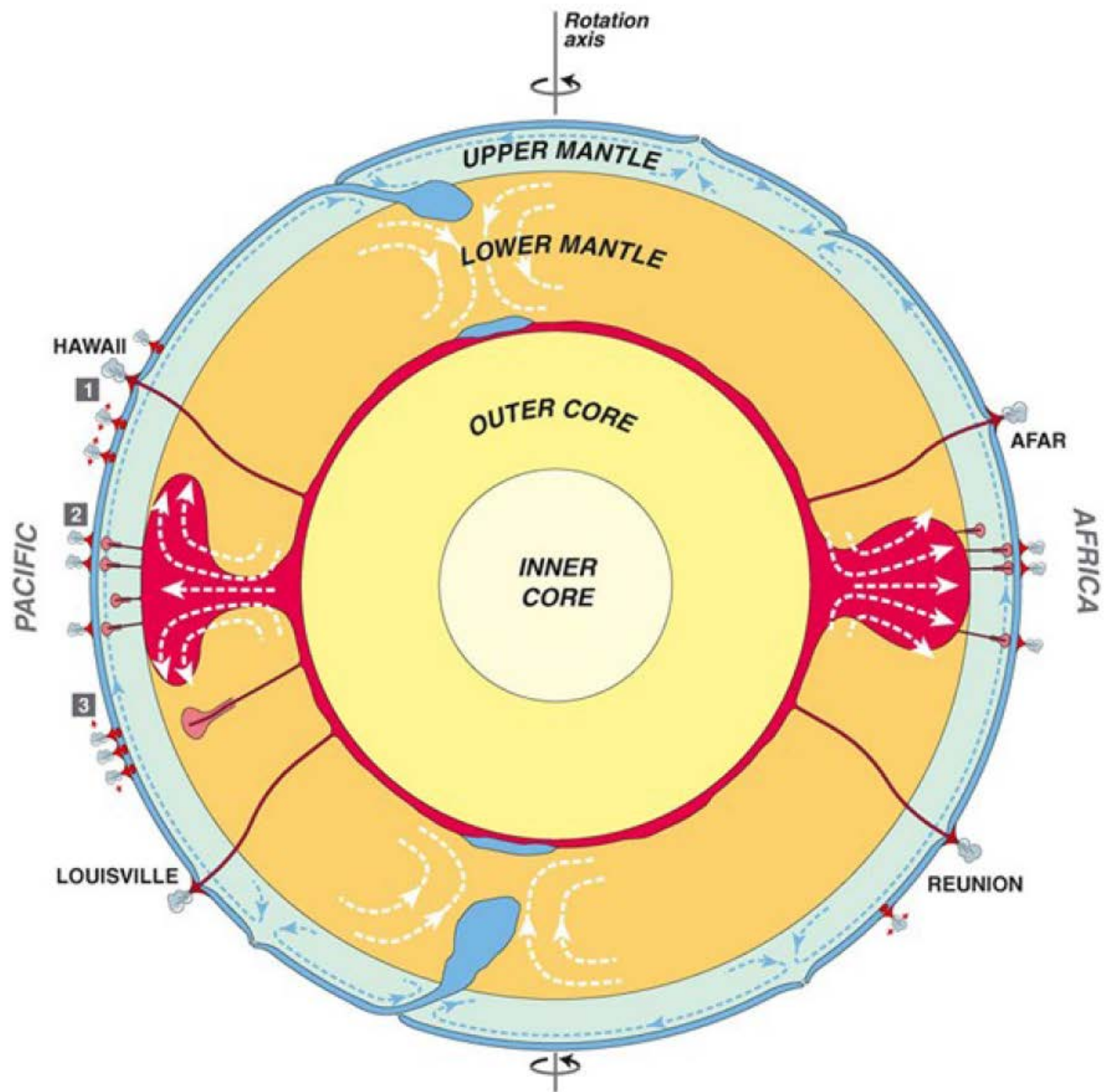


Coupe de la croûte océanique

ouverture de la dorsale

 1.2 cm/yr 

DORSALE
LENTE



Document 28 : représentation schématique de la Terre montrant l'origine des trois types de points chauds.

**Panaches secondaires
(naissance à partir
d'un super-panache)**

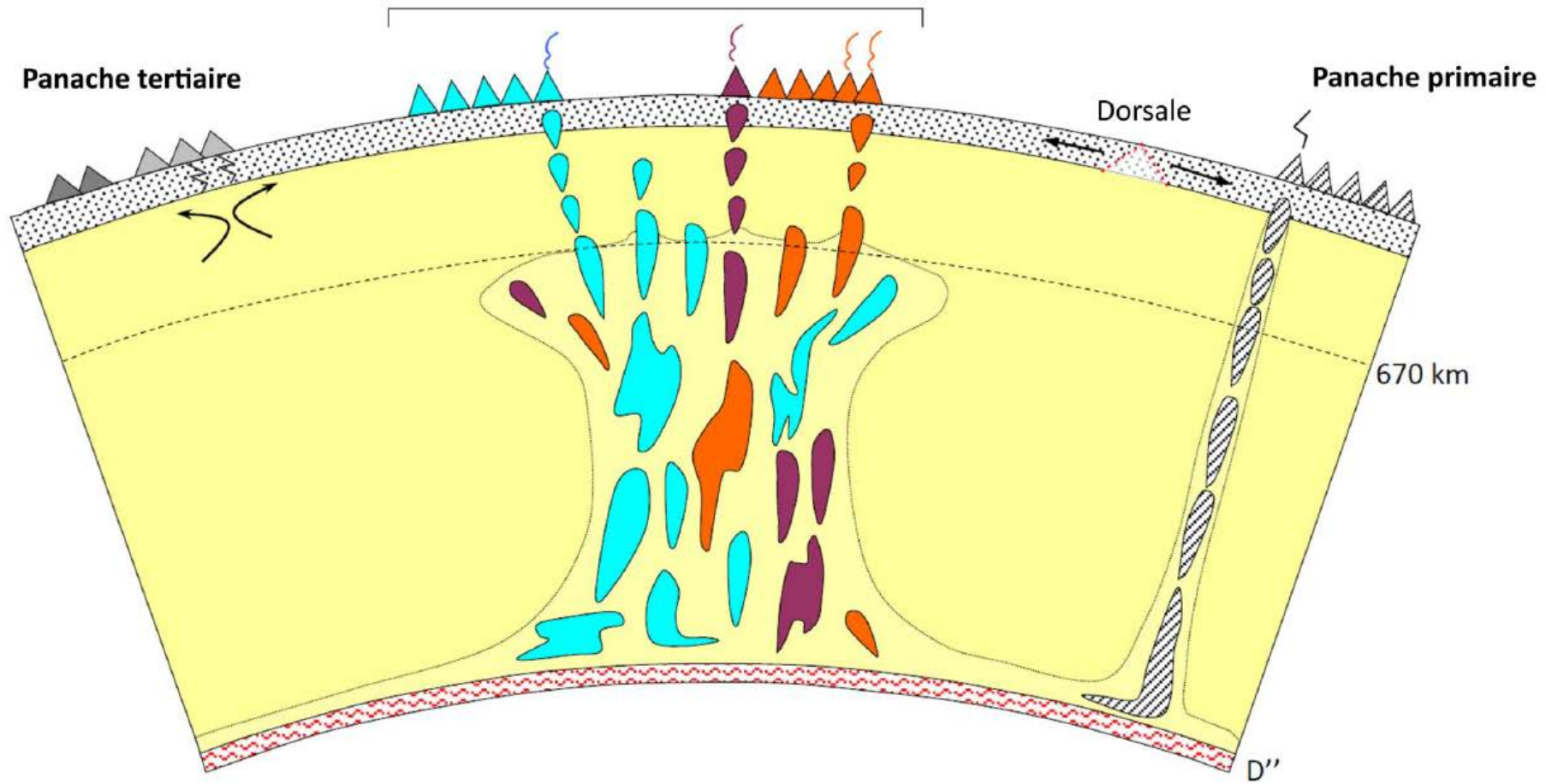
Panache tertiaire

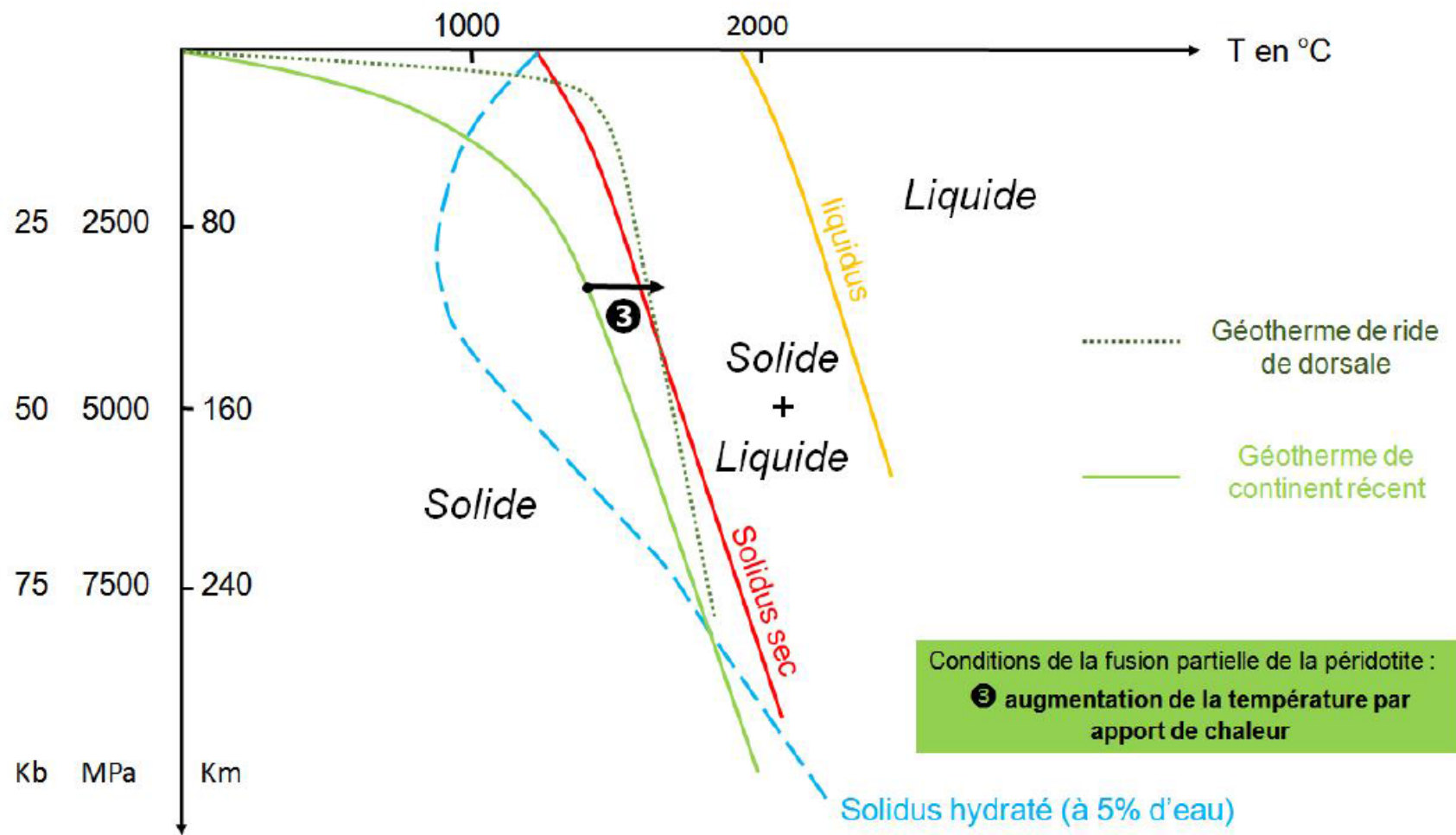
Panache primaire

Dorsale

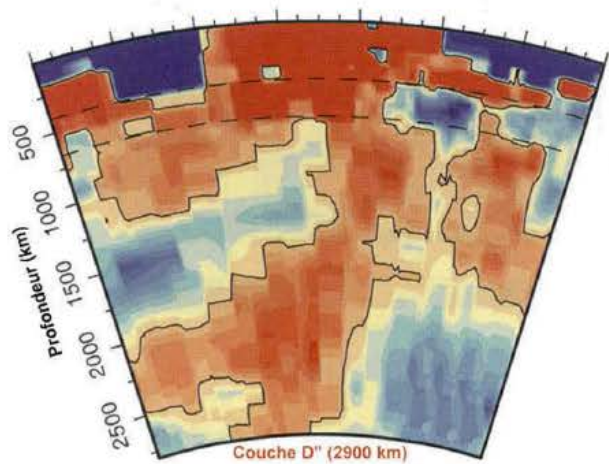
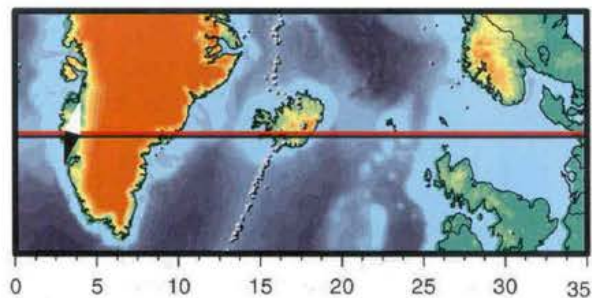
670 km

D''

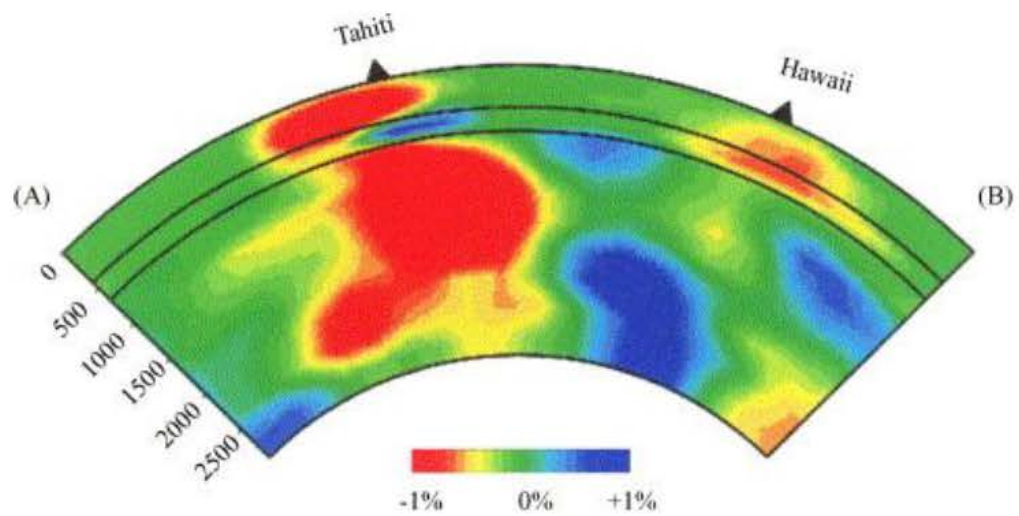




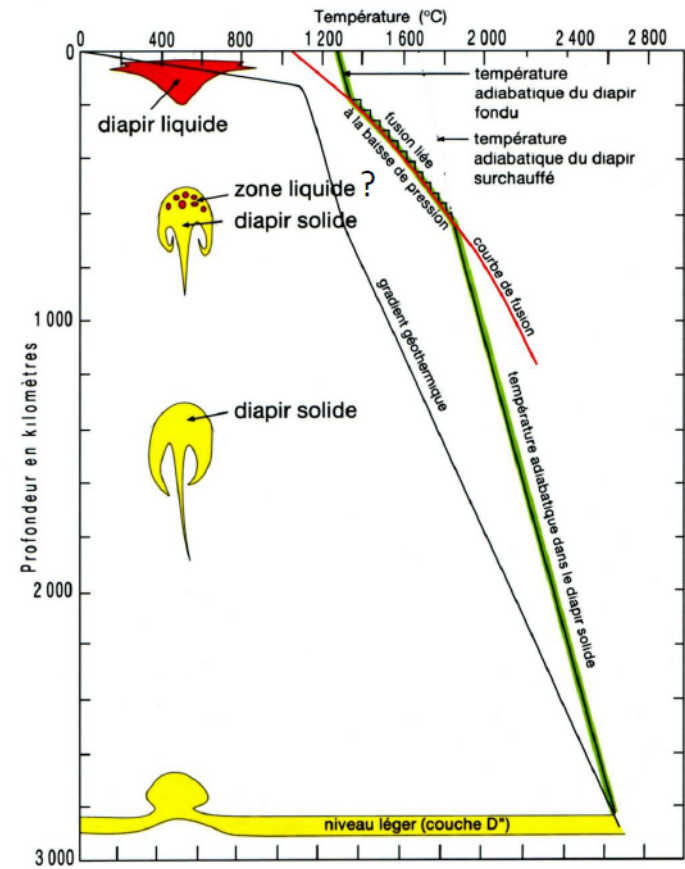
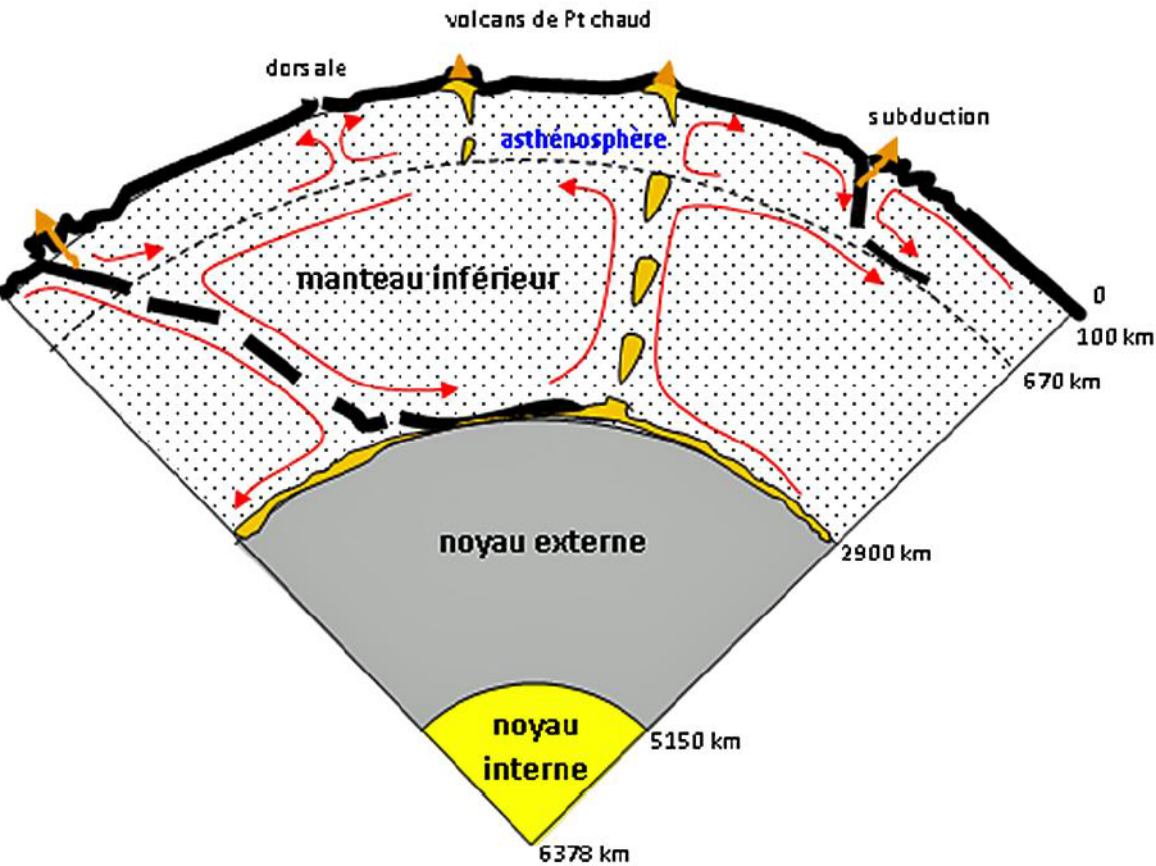
Profondeur ou Pression lithosphérique

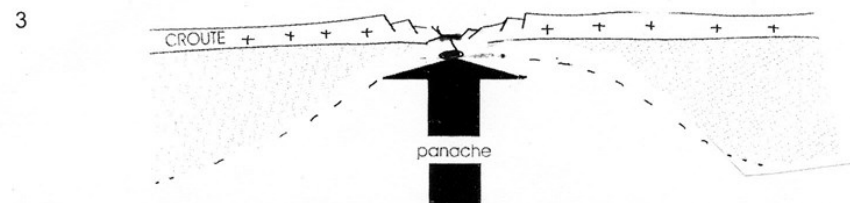
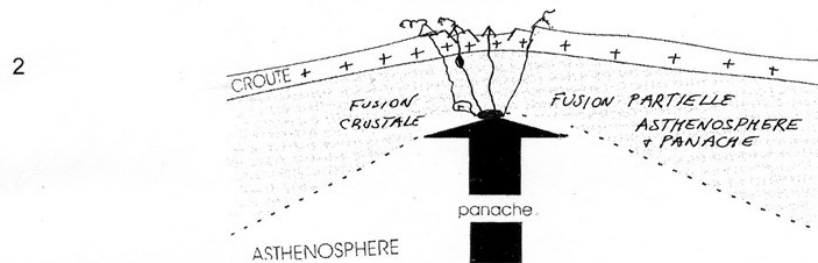
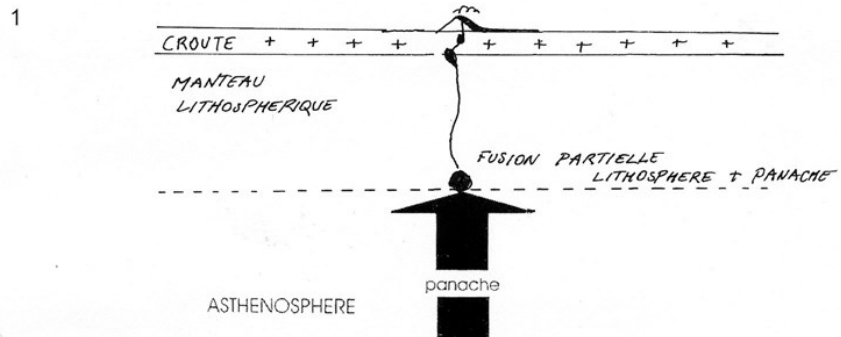


-0.5% +0.5%

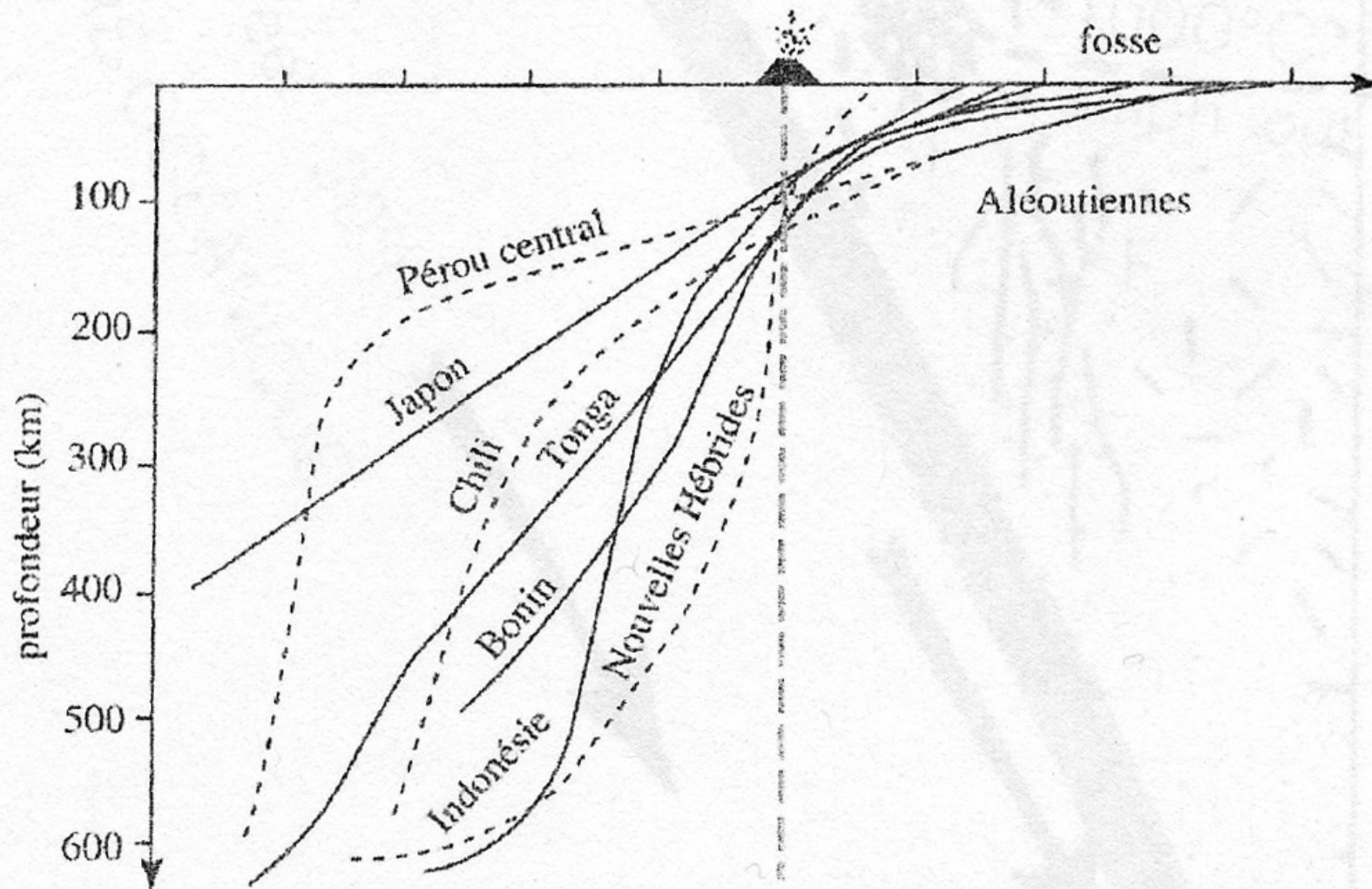


Naissance et montée des diapirs mantelliques

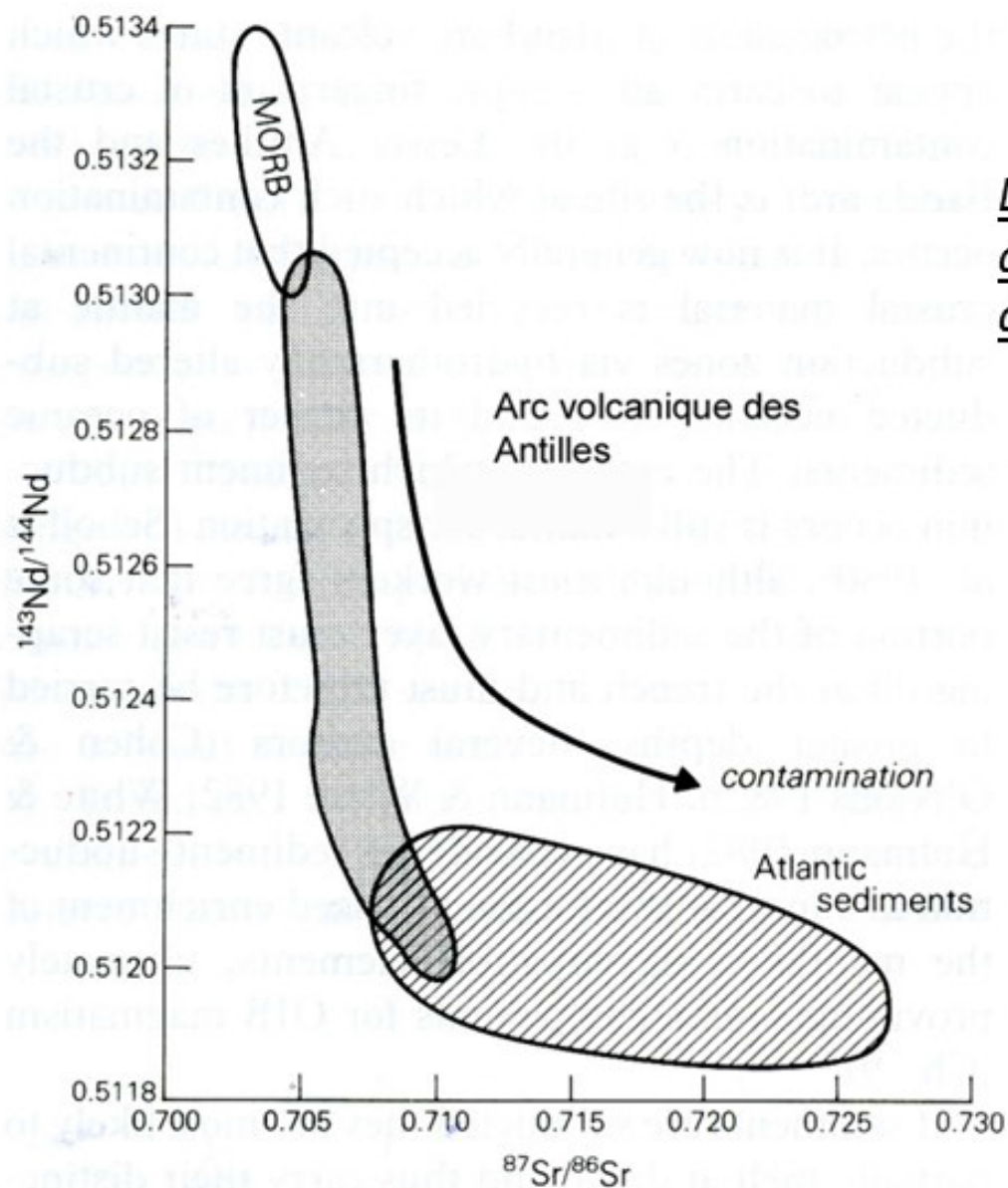




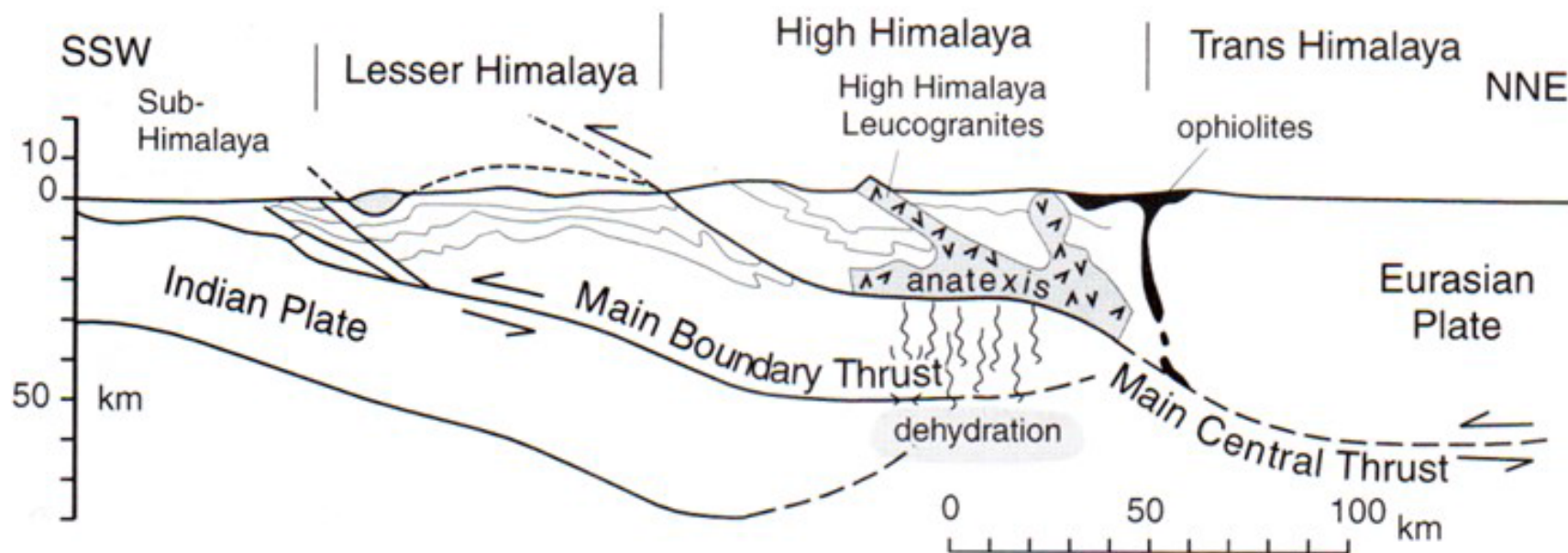
Document 29 : mise en place
d'un rift actif et magmatisme
associé.



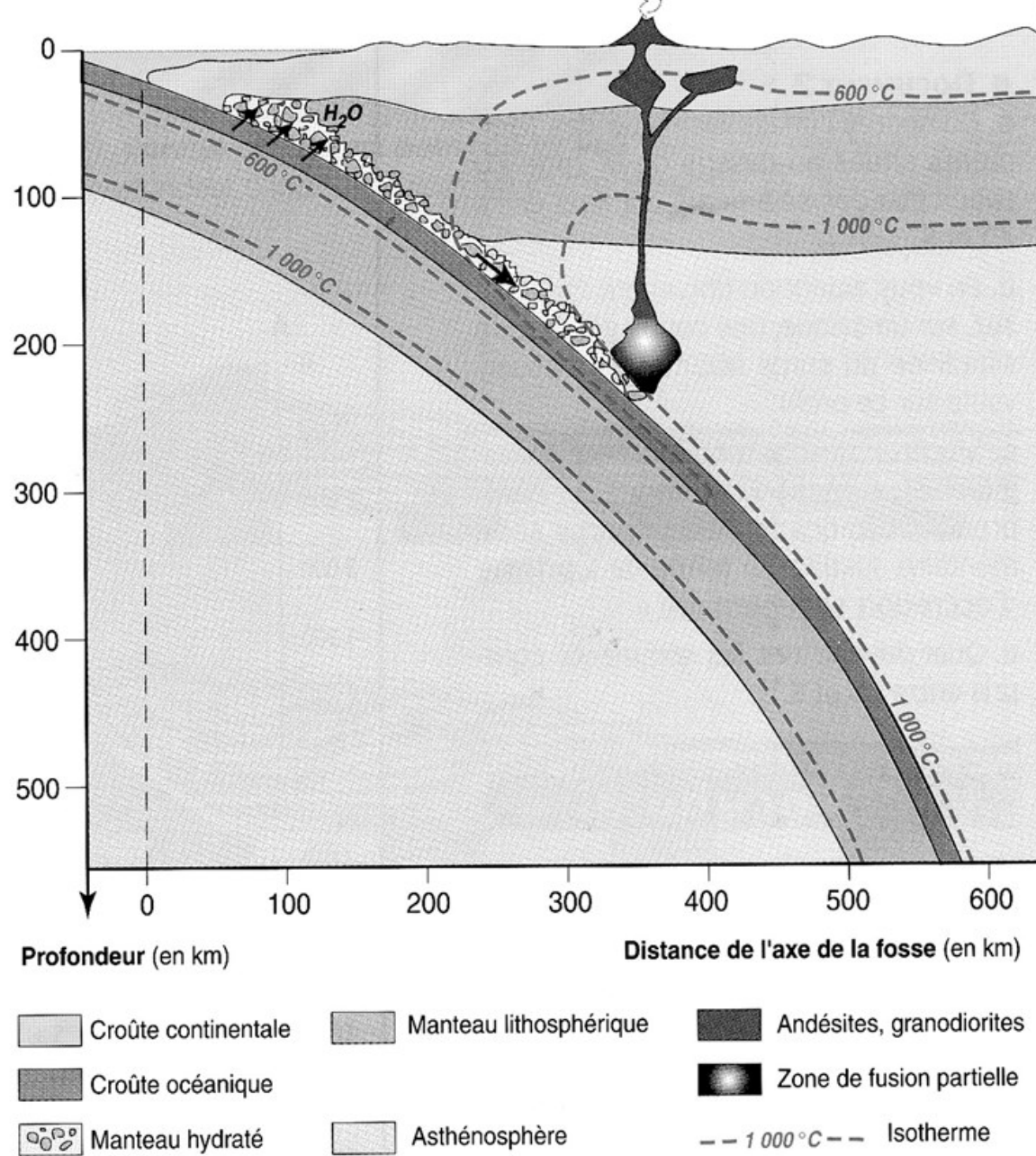
Localisation du volcanisme de subduction par rapport aux surfaces de subduction elles-mêmes (d'après Maury).



Document 31 : Composition isotopique des MORB, des roches de l'arc Antillais et des sédiments de l'Atlantique.



Document 33 : coupe schématique de l'Himalaya montrant le rôle de la déshydratation de la plaque chevauchée dans l'anatexie crustale.



Document 32 : magmatisme des zones de subduction.

Volcanisme à tendance explosive attestée par la richesse du magma en volatils et en minéraux hydroxylés

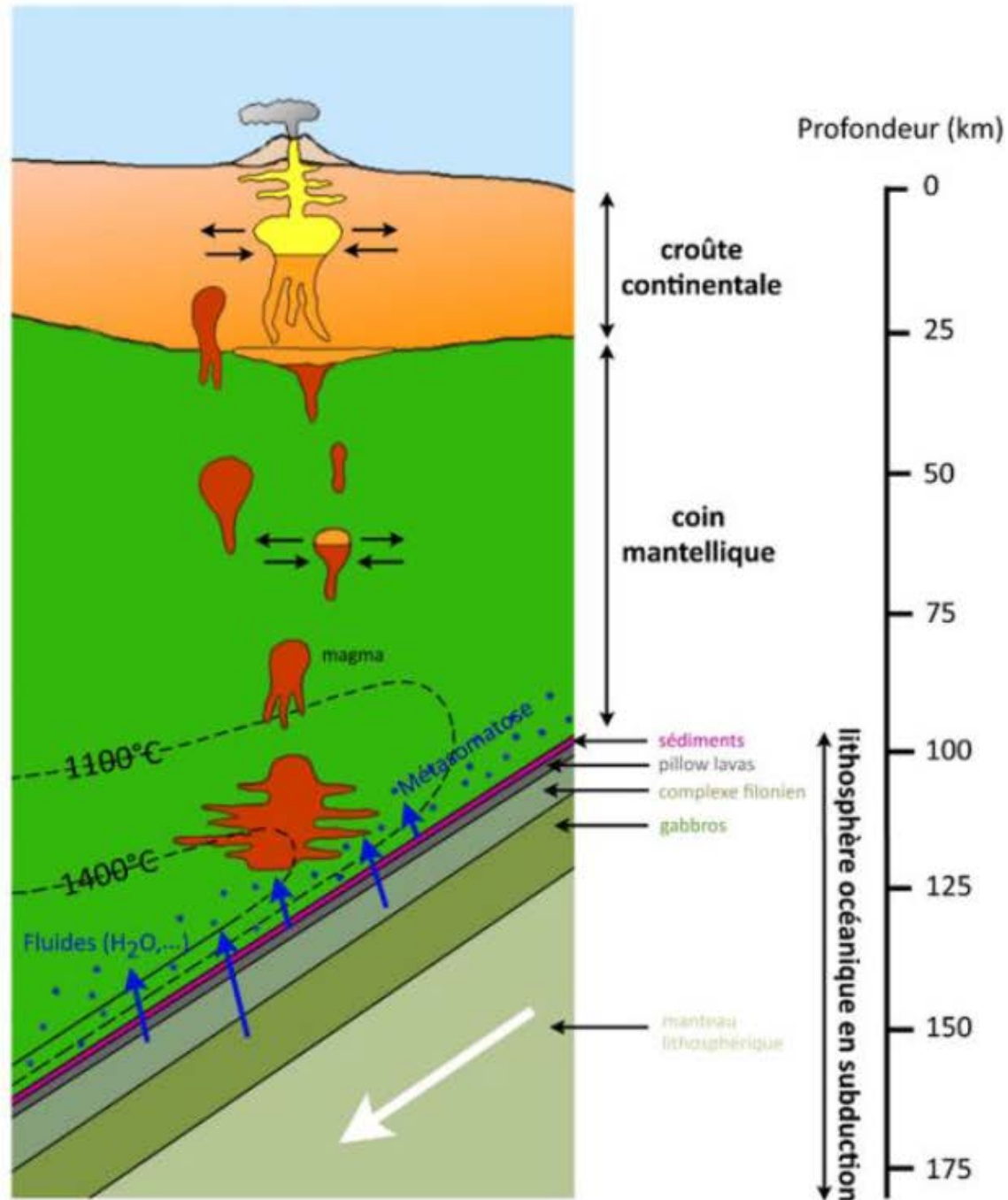
Arrivée du magma dans la croûte
Séjour et différenciation dans des réservoirs magmatiques -
Interactions possibles croûte / magma.
Stockage éventuel du magma à l'interface croûte-manteau.

Remontée diapirique des magmas hydratés dans le manteau pouvant s'accompagner de différenciation et d'interactions magmas / manteau.

Fusion partielle du manteau par « transformation » du solidus anhydre en solidus hydraté - Formation de magmas basaltiques et/ou andésitiques.

Transfert des fluides (H_2O essentiellement) dans le manteau sus-jacent du « coin mantellique » - Métasomatose du coin mantellique (l'eau y apporte avec elle des éléments chimiques volatils qui vont signer le magmatisme calco-alcalin de zone de subduction, à savoir un enrichissement en K, Cs, Rb, Ba, Sr et en magnétite ; en revanche, Nb et Ta insolubles dans l'eau continuent leur chemin dans la subduction).

Déshydratation progressive de la croûte subductée par métamorphisme prograde tout le long du Slab.
Entre 60 et 90 km de profondeur, c'est principalement l'amphibole (hornblende) qui se déstabilise pour libérer de l'eau. Au-delà, c'est la phlogopite (variété de mica).



Mécanismes d'évolution des magmas

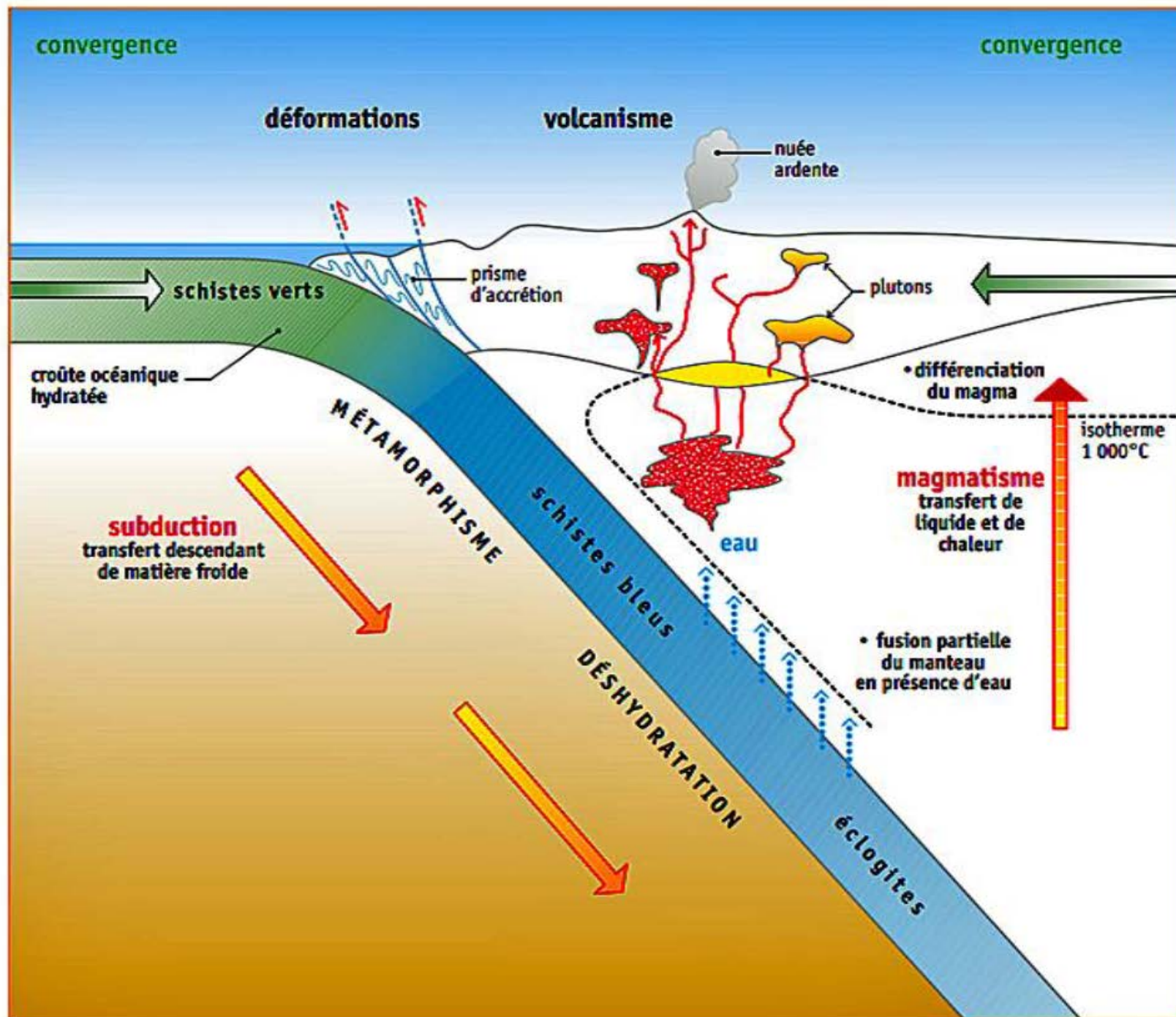
Beaucoup de choses se passent sous le « Moho ». Les magmas basaltiques produits par fusion partielle du manteau montent vers la surface en raison de leur densité plus faible ($d = 2,9$) que celle des péridotites encaissantes ($d = 3,3$).

Parvenus à la base de la croûte continentale, ils ont alors tendance à y stagner puis à s'étaler pour former des chambres magmatiques très allongées horizontalement : c'est le phénomène d'« underplating » ou « sous-placage ». Des différenciations magmatiques profondes s'opèrent à ce niveau.

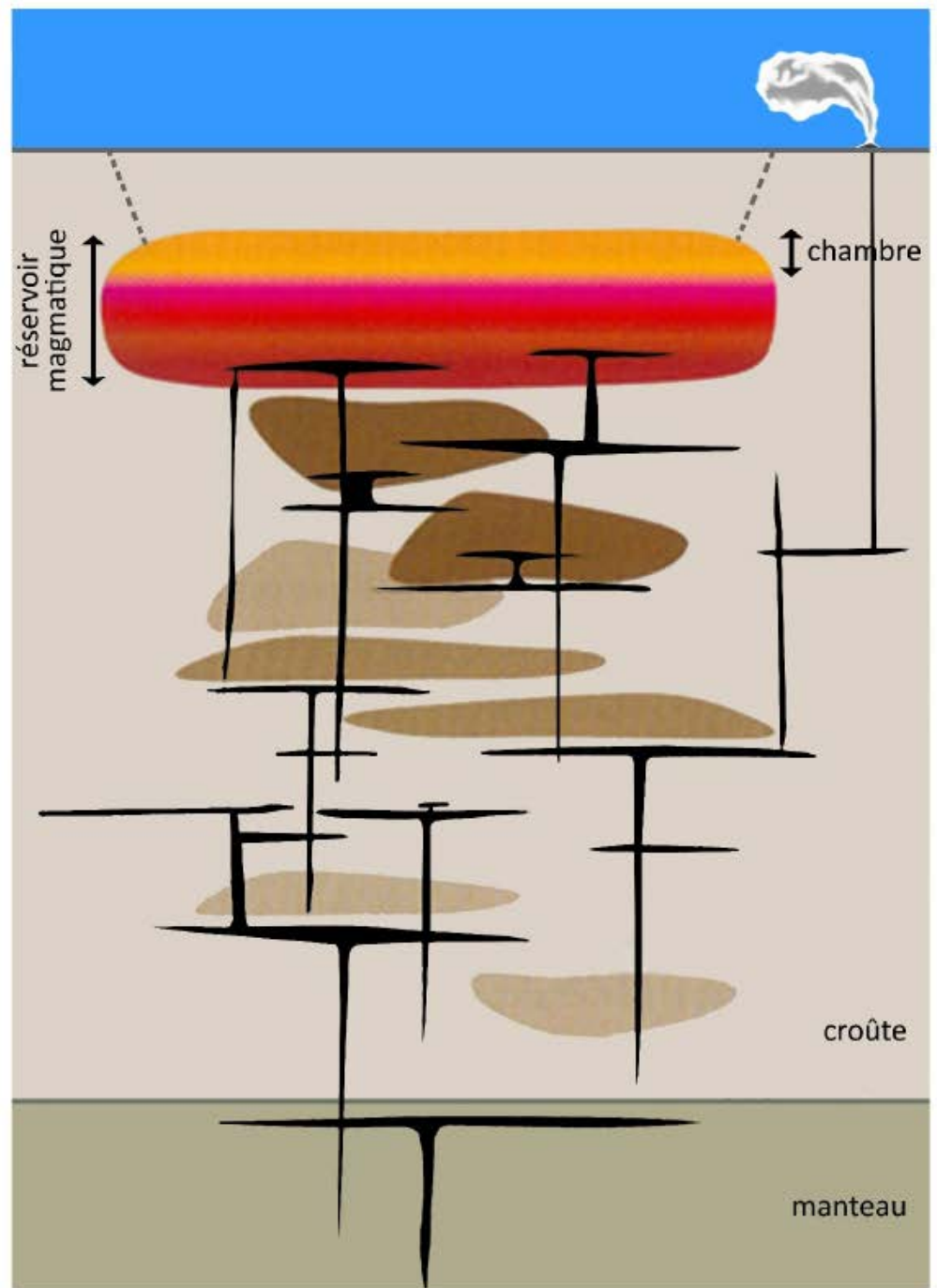
Parallèlement, la chaleur fournie par ces volumineuses masses de magmas mantelliques provoquent la fusion partielle ou anatexie de la croûte continentale située au-dessus.

Il en résulte alors la juxtaposition en base de croûte de magmas basiques de nature basaltique et d'origine mantellique et de magmas acides d'origine crustale qui vont ensuite pouvoir se mélanger au cours de leur migration vers la surface, se différencier, être contaminés par les roches de la croûte... Tous ces processus complexes à l'origine du magmatisme des zones de subduction sont désignés par l'abréviation MASH pour **M**elting (fusion en anglais, c'est-à-dire anatexie), **A**ssimilation (de l'encaissant traversé), **S**torage (stockage en anglais dans les chambres magmatiques) et **H**omogénéisation ou **H**ybridation (par mélange magmatique). Finalement, le magma résultant qui arrive à la surface est essentiellement de nature andésitique. Il a une composition proche de celle de la croûte continentale.

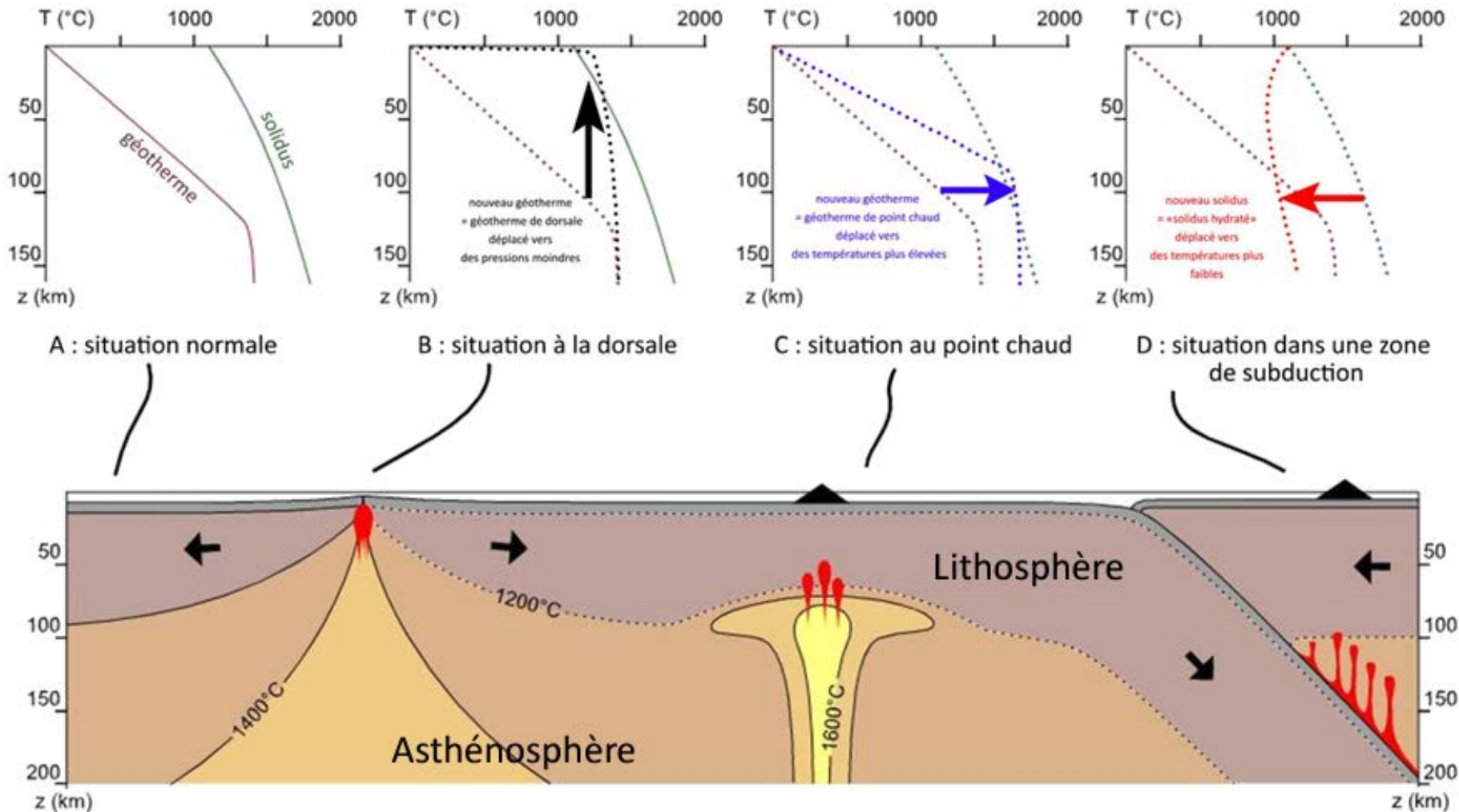
Si ce magma ne parvient pas à la surface, il cristallise en profondeur et laisse des plutons, des batholites de granodiorite.



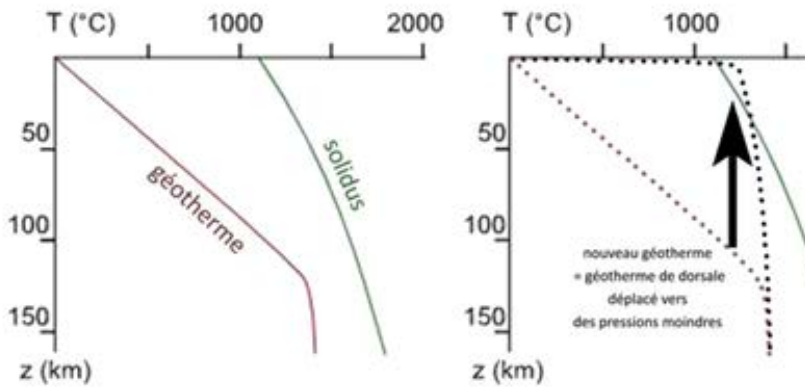
Complexité
de la « plomberie » magmatique



Les différents contextes permettant la fusion partielle de la péridotite de l'asthénosphère

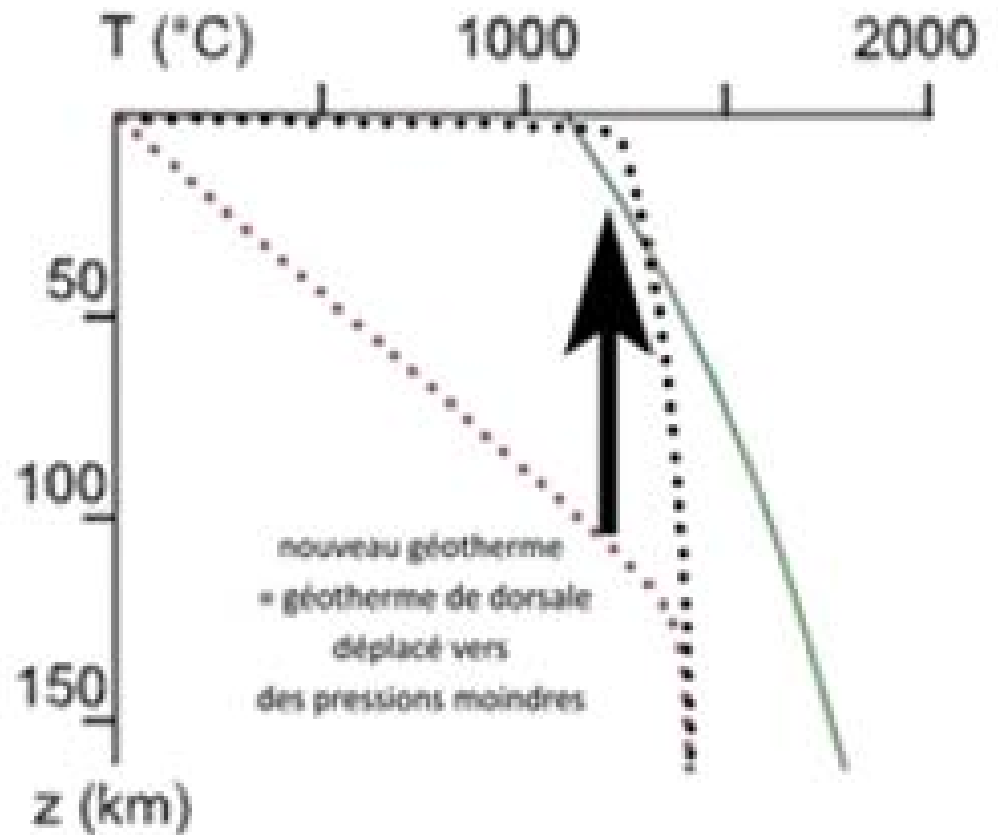
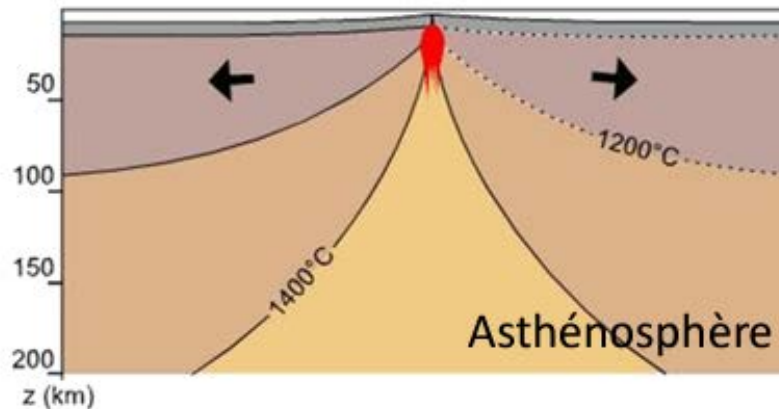


Les différents contextes permettant la



A : situation normale

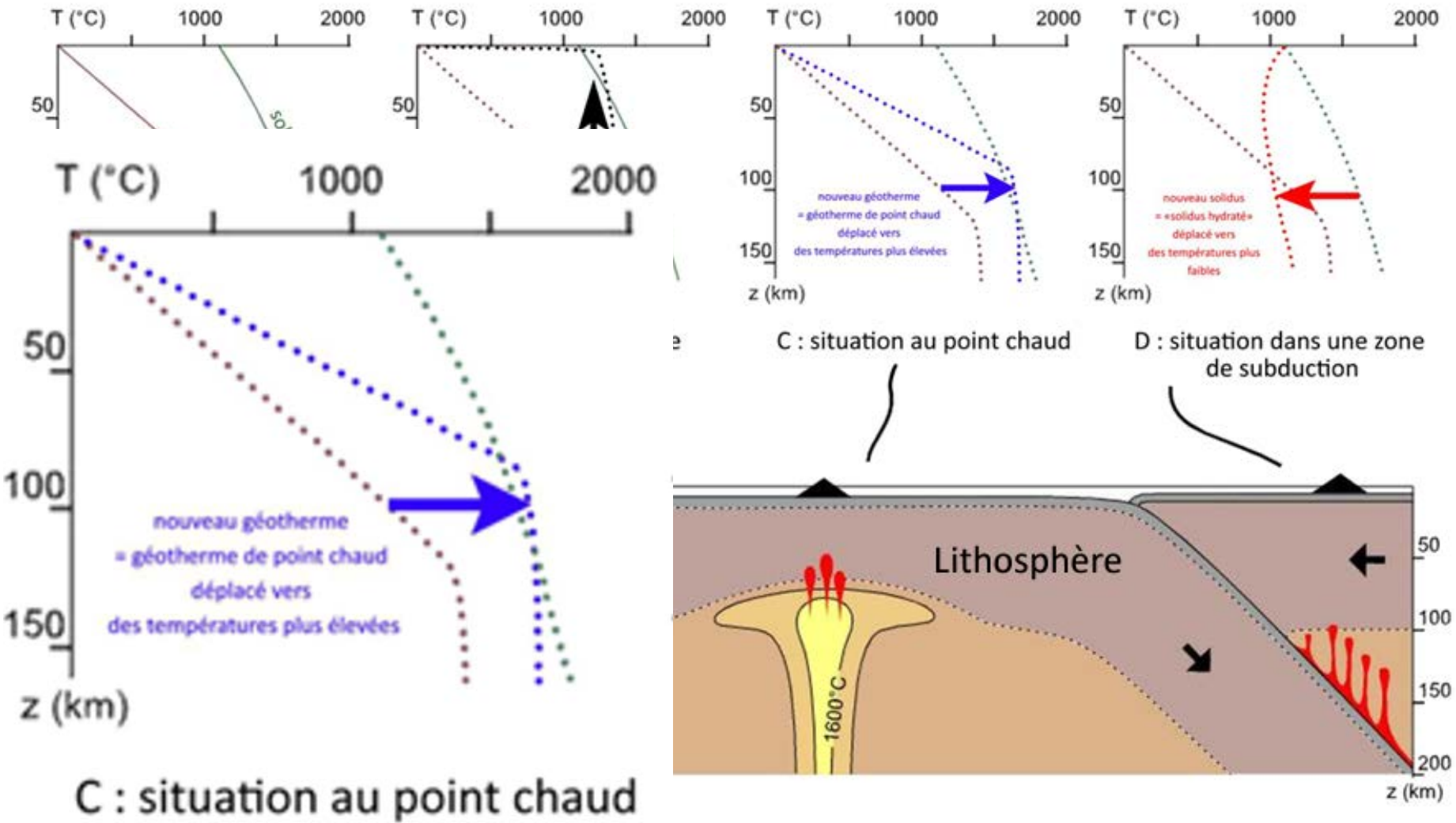
B : situation à la dorsale



B : situation à la dorsale



Les différents contextes permettant la fusion partielle de la péridotite de l'asthénosphère



Les différents contextes permettant la fusion partielle de la péridotite de l'asthénosphère

