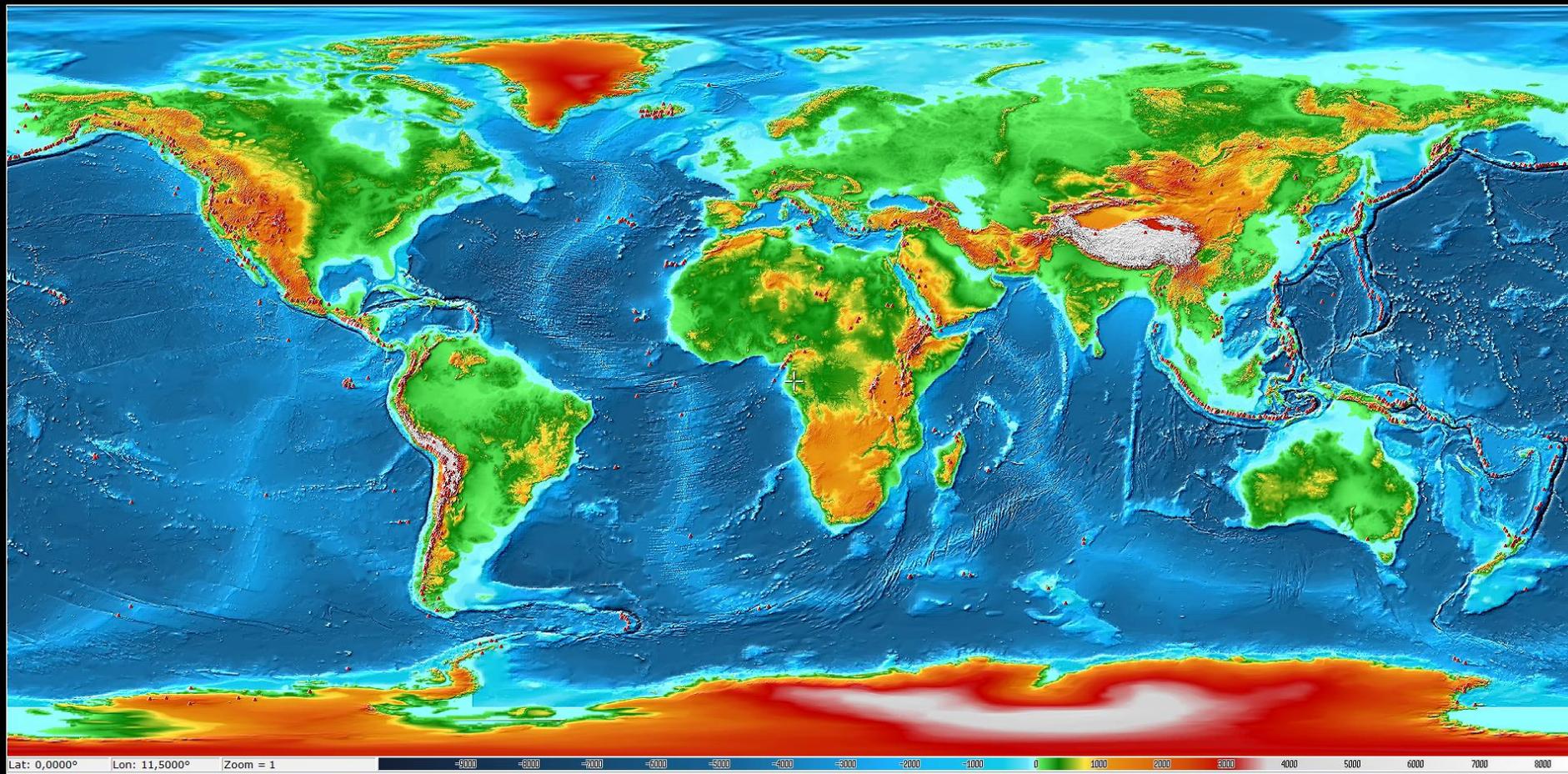


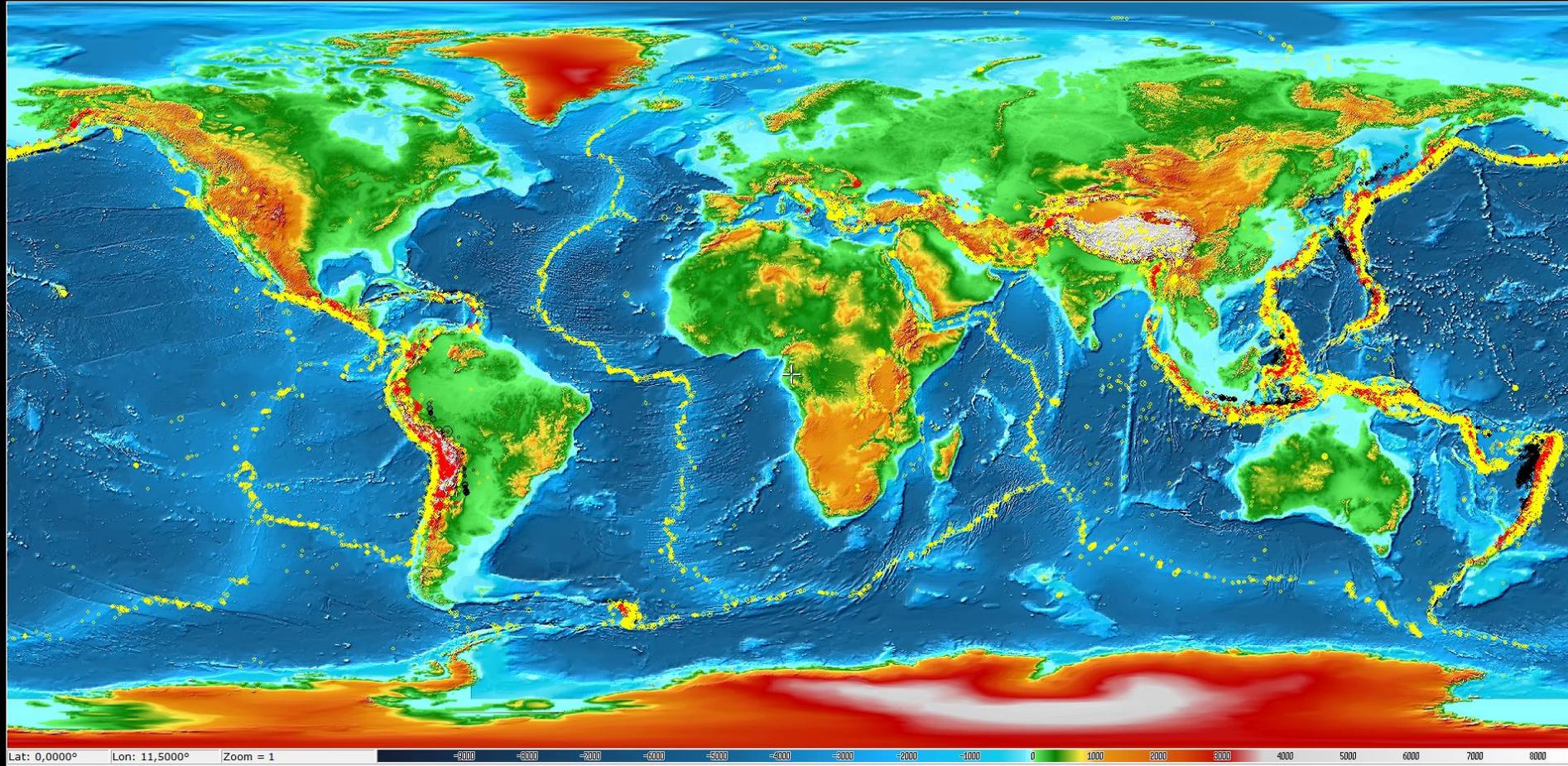


Magmatisme et tectonique des plaques

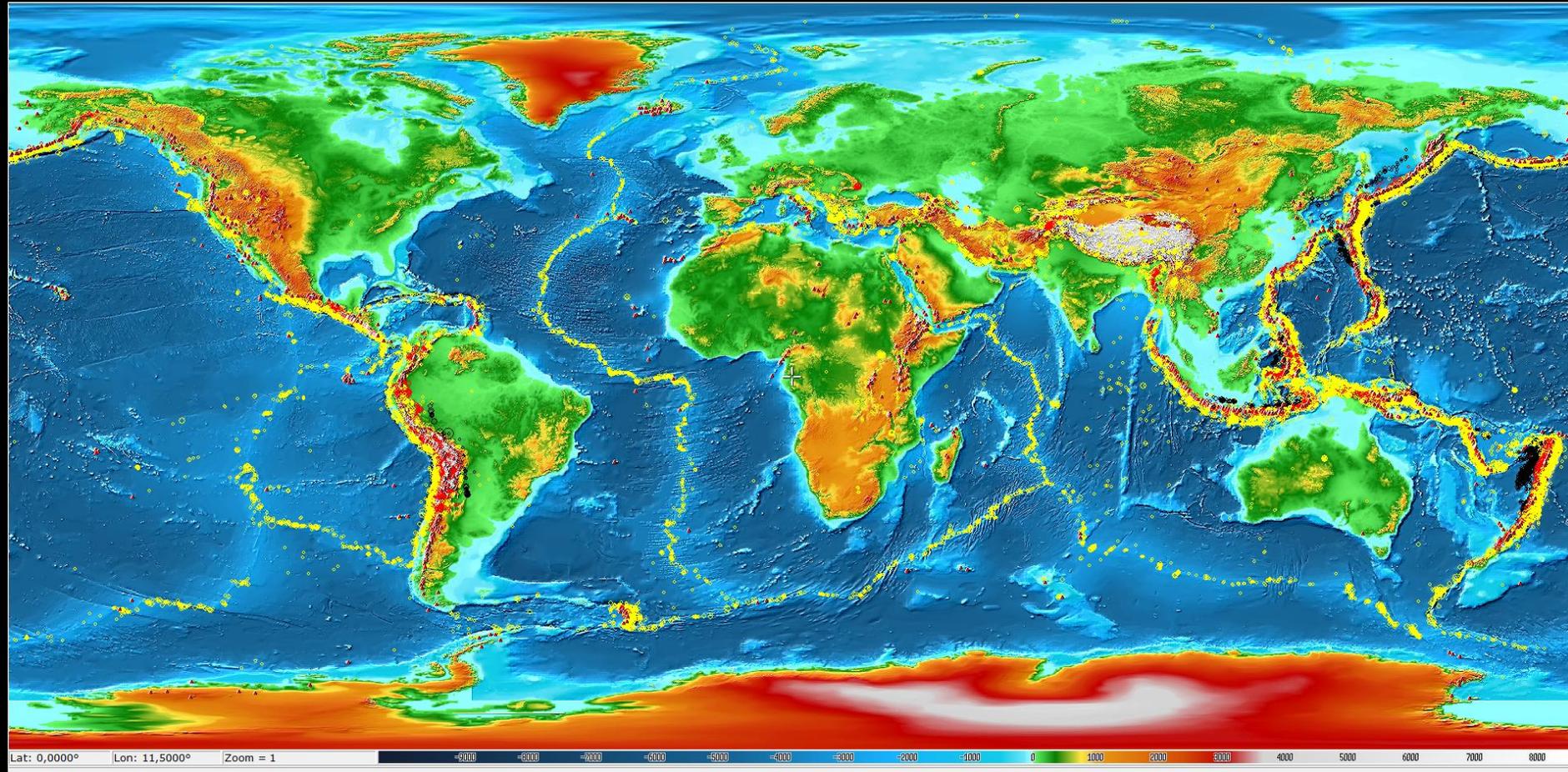
Répartition du volcanisme à la surface du globe



Répartition des séismes à la surface du globe



Répartition du volcanisme et des séismes à la surface du globe



Quand on examine la répartition des volcans à la surface de la Terre, on constate qu'ils se concentrent :

- tout autour du Pacifique : c'est la fameuse « Ceinture de Feu » circum-pacifique,
- le long des dorsales bien qu'ils se font plus rares car ce volcanisme est essentiellement sous-marin,
- au niveau du rift Est-africain,
- le long d'une ligne s'étendant des Açores et de la Méditerranée jusqu'à l'Indonésie : la zone mésogéenne ou zone transasiatique.

Seule exception qui confirme la règle ! Quelques volcans sont isolés au milieu des océans ou des continents : ils correspondent aux points chauds.

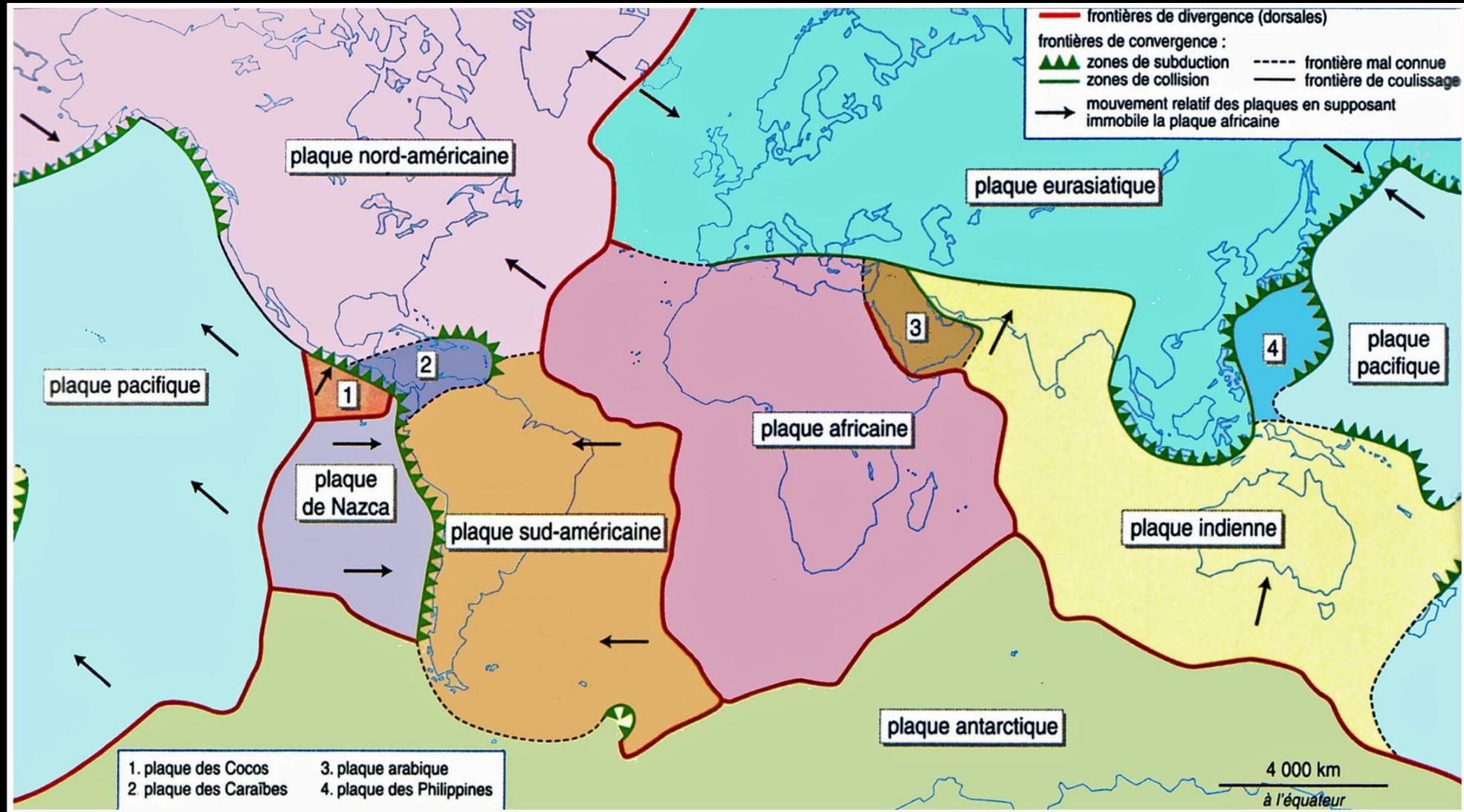
Les séismes montrent exactement la même répartition.

Quand on examine alors la surface de notre planète, on a l'impression de voir de grandes surfaces, de grandes aires dépourvues de séismes (asismiques) et de volcanisme donc stables, tranquilles tectoniquement. Ce sont nos célèbres plaques !

Ce sont en fait les frontières de plaques qui sont actives.

Pour quelle raison ?

Les principales plaques



Réponse

Les frontières de plaques sont actives parce qu'elles se déplacent (voir le sens des flèches).

Au niveau des dorsales, elles s'écartent : les dorsales sont des frontières de divergence ou d'extension ou de distension.

Tout autour du Pacifique, au contraire, elles se télescopent. Par exemple, la plaque Pacifique heurte la plaque eurasiatique à l'Ouest et la petite plaque Nazca heurte la plaque Sud-américaine à l'Est. La « Ceinture de Feu » est une frontière de convergence.

En se télescopant, les plaques peuvent générer du relief (zones de collision) ; en même temps, en fonction de leur densité relative, les plus « lourdes » peuvent passer sous les plus « légères » (zones de subduction avec comme marqueur, la formation des grandes fosses océaniques).

Partie pédagogie

On peut facilement montrer que des zones de divergence sont sismiques.

On prend un élastique entre les deux mains et on le tire : les deux mains s'écartant, on reproduit les forces de divergence.

En s'étirant, l'élastique accumule de l'énergie. Montrons-le ! Fabriquons un lance-pierre ou un lance-morceaux de papier, c'est moins dangereux ! Si l'élastique est au repos, pas d'éjection ! Si on le tend, le morceau de papier part ! Dans le second cas, le papier est animé d'une énergie cinétique qui lui a été communiquée par l'élastique qui a été tendu.

Si l'on tire de trop, l'élastique finit par se casser : c'est le séisme et l'élastique libère alors d'un seul coup toute l'énergie qu'il a accumulée et ça peut faire mal ... aux mains !

Il en est de même des roches au niveau des zones de divergence ; elles sont étirées pendant des millions d'années, accumulent de la tension et soudain, elles se cassent. En quelques secondes ou minutes, elles libèrent alors toute cette énergie sous la forme d'ondes mécaniques, vibratoires : les ondes sismiques.

On peut de la même façon montrer que les zones de convergence sont sismiques.

On prend une règle type double-décimètre (50 cm c'est mieux avec un petit trou au bout) entre les deux mains et on la comprime en rapprochant les deux mains : on reproduit donc des forces de convergence.

Là aussi, quand on comprime la règle, cette dernière accumule de l'énergie. On peut le monter ! On met une petite bille dans le trou de la règle. Si la règle est au repos, pas d'éjection ! Si on la comprime et qu'on lâche, la bille part, catapultée ! La bille a là aussi reçu de l'énergie qui lui a été transmise par la règle comprimée.

Si l'on comprime de trop, la règle casse : c'est le séisme !

De même, dans les zones de convergence, les roches comprimées pendant des millions d'années accumulent de l'énergie. Puis lorsqu'elles cassent brusquement, toute cette énergie est libérée là aussi en quelques secondes sous la forme d'ondes sismiques.

En anticipant un peu sur la suite, on peut montrer facilement l'intérêt d'enregistrer ces ondes sismiques pour l'étude de la structure interne du globe.

Prenons l'exemple d'une personne qui vient d'acheter une maison. Elle veut fixer un tableau ou un petit meuble sur un mur dont elle ne connaît pas la nature : placo, brique, parpaing...?

Que fait-elle ?

Avec son poing, elle cogne la cloison. En cognant, elle la fait vibrer comme un séisme fait vibrer la roche. La cloison communique ensuite (en fait en même temps) ses vibrations à l'air de la pièce qui se met à vibrer à son tour. Naissent alors des ondes sonores que l'oreille du nouveau propriétaire va capter et que son cerveau va interpréter ! C'est de la brique !

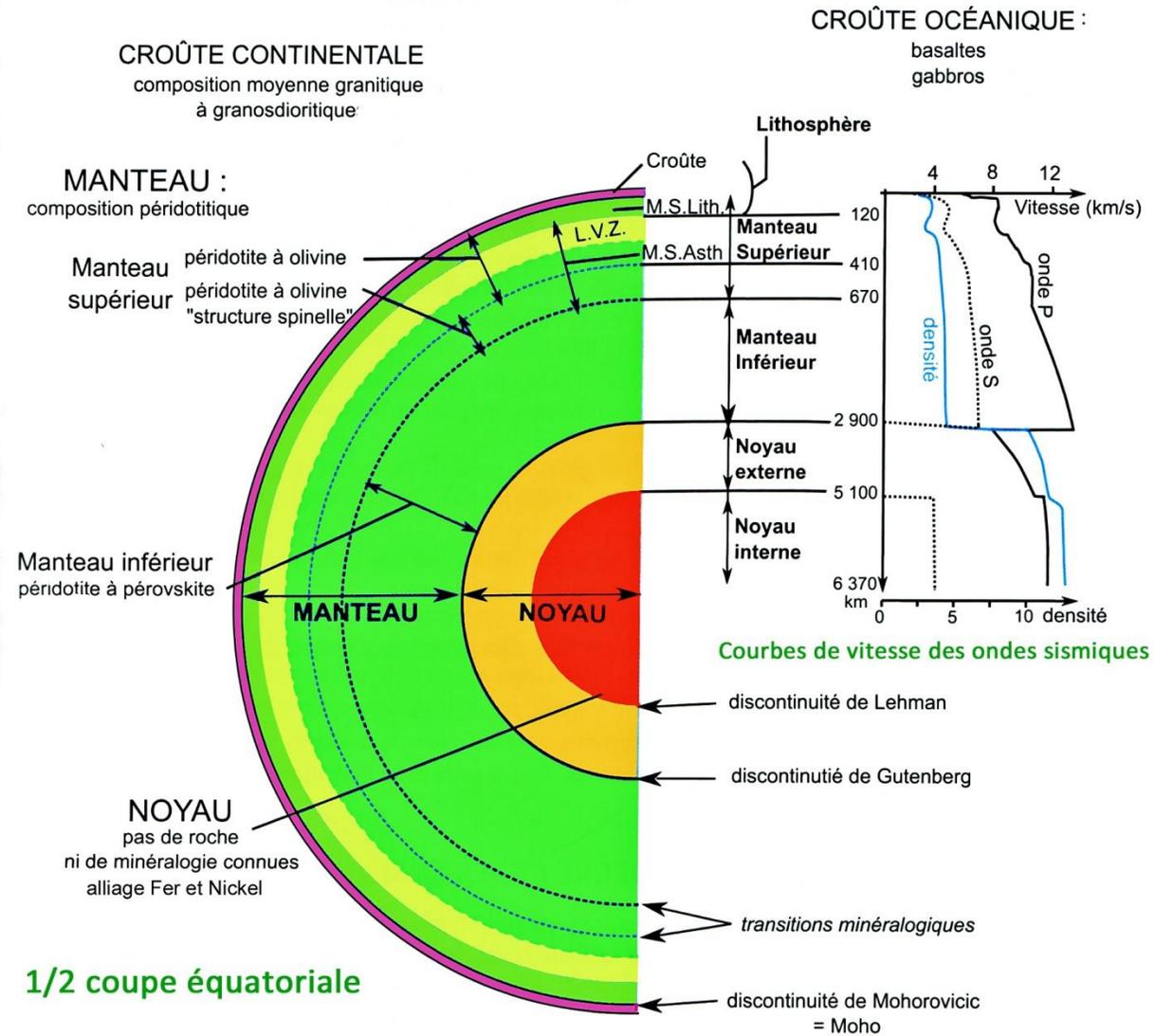
En effet, quand on cogne sur de la brique ou du placo ou du parpaing, on n'entend pas le même son car ces matériaux, sous l'effet du choc, ne vibrent pas de la même façon. Les ondes de vibrations qui les parcourent n'ont pas la même amplitude, la même fréquence, la même vitesse... Conséquence : l'air ne vibrera pas non plus de la même façon et le son enregistré sera différent.

Il en est de même avec les roches. Quand un séisme se produit, les roches qui cassent instantanément libèrent toute l'énergie qu'elles ont accumulée pendant des millions d'années sous la forme d'ondes sismiques. Ces ondes vont ensuite se propager dans toutes les directions de l'espace à partir du foyer ou hypocentre : vers le bas, le haut... mais avec des caractéristiques physiques différentes en fonction de la nature du, des matériaux traversés.

L'étude des ondes sismiques permettra par conséquent d'établir une véritable échographie de l'intérieur de la Terre !

Mais sur quoi se déplacent les plaques ?

Structure interne et composition de la Terre



La sismique a montré qu'à l'exception du noyau externe qui a un comportement de liquide vis-à-vis des ondes S (il les arrête), tout l'intérieur du globe est solide.

A la limite inférieure de la croûte, la vitesse de propagation des ondes P passe brusquement de 5,5 km/s à 8 km/s lorsqu'elles pénètrent dans le manteau ; ce « saut » de vitesse correspond à la discontinuité de Mohorovicic ou « Moho ».

On remarque ensuite que globalement, la vitesse de propagation des ondes P et S augmente avec la profondeur jusqu'à la discontinuité de Gutenberg.

Cependant, dans la partie supérieure du manteau, entre 100 et 400 km de profondeur environ, on met en évidence une zone où la vitesse des ondes sismiques est ralentie : cette zone est l'asthénosphère. Ce ralentissement est interprété comme résultant d'un état particulier du manteau supérieur à cet endroit : il est solide mais ductile, « mou » ; d'ailleurs, le mot « asthénosphère » vient de « asthénie » = manque d'énergie.

Et on constate également que c'est surtout la partie supérieure de l'asthénosphère, entre 100 et 200 km, qui est particulièrement ductile : on lui donne le nom de LVZ pour Low Velocity Zone. 1% de la péridotite du manteau s'y trouverait à l'état fondu.

On admet aujourd'hui que les plaques se déplacent tels des radeaux (expression de Wegener) sur cette asthénosphère ductile.

En conséquence, les plaques ont l'épaisseur de tout ce qui se trouve au-dessus de la LVZ, c'est-à-dire de la lithosphère (croûte + manteau lithosphérique) à comportement rigide ; donc une épaisseur d'environ 100 km (dimension d'un département français). C'est pour cette raison que l'on parle de plaques lithosphériques.

Réponse

Les plaques se déplacent sur l'asthénosphère ductile. Elles ont une épaisseur moyenne de 100 km, épaisseur de la lithosphère. On leur donne le nom de plaques lithosphériques.

Pédagogie !

On peut comparer la rigidité de la lithosphère à celle d'un chewing-gum à la chlorophylle qu'on vient de sortir du frigidaire ou du congélateur : dur et cassant (les géologues disent fragile) et la ductilité de l'asthénosphère à celle d'un même chewing-gum à la température ambiante : mou et déformable.

The background of the image is a close-up, high-contrast photograph of a lava flow. The lava is in a state of intense, turbulent motion, with bright yellow and orange highlights where it is hottest, transitioning to deep red and black as it cools. The texture is highly irregular and jagged, with many small, sharp peaks and valleys. The overall appearance is one of raw, powerful heat and energy.

L'origine des magmas

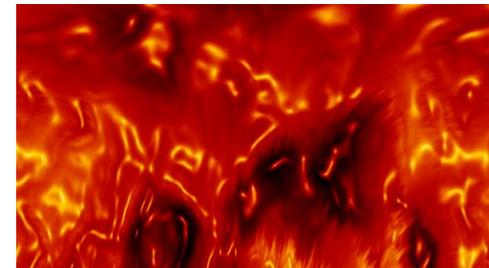
Quelle peut-être la source des magmas ?



Magma :

bain silicaté naturel (SiO_2 : 40 à 75%), très chaud (de 700°C pour un magma granitique à plus de 1200°C pour un magma basaltique) constitué de 3 phases :

- **une phase liquide** (10% à 70% et plus en fonction de la composition chimique du magma) ;
- **une phase solide** (enclaves de roches mères solides, enclaves des roches étrangères de l'encaissant, phénocristaux) ;
- **une phase gazeuse** (% gaz très variable : 7% /magmas andins rhyolitiques, 1% /magmas hawaïens)



À l'intérieur du globe, la pression tend à solidifier la matière, la température et l'eau tendent à la liquéfier

La matière est constituée d'atomes plus ou moins liés entre eux.

S'ils sont liés solidement, la matière est solide ; s'ils sont liés faiblement, la matière est liquide.

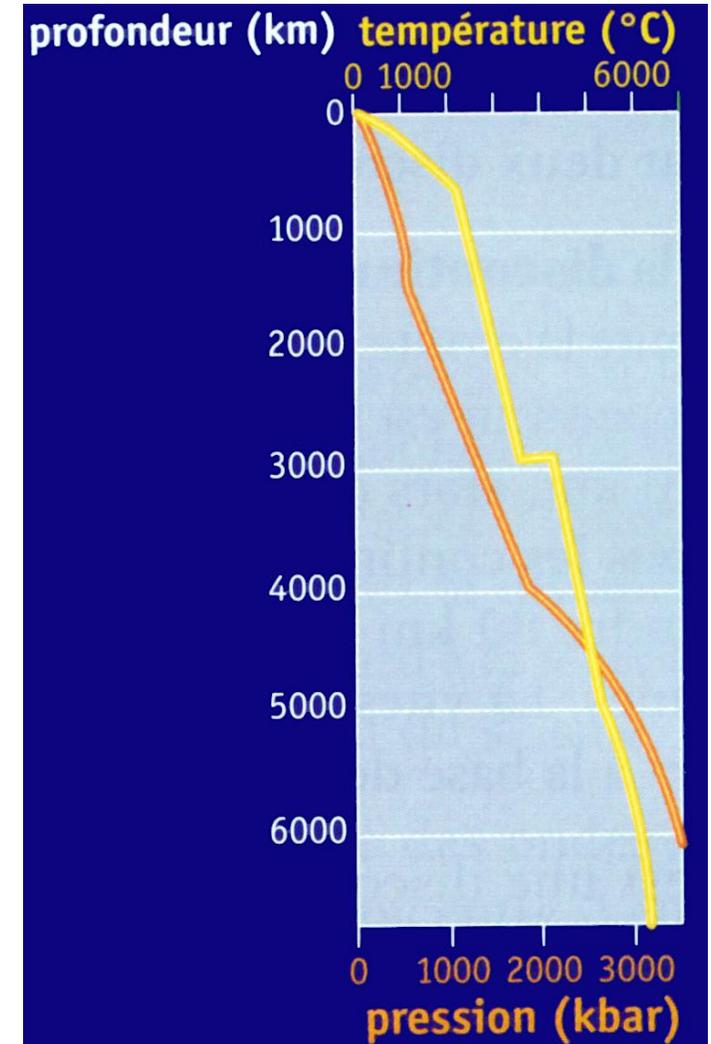
La pression pousse les atomes les uns contre les autres et tend à rendre la matière solide.

La température, qui agite les atomes, tend à les écarter les uns des autres et à rendre la matière liquide. Le passage de l'état solide à l'état liquide s'accompagne généralement d'un gain de volume, l'eau étant une exception.

L'eau, qui peut s'insinuer entre les atomes, tend aussi à les écarter et à rendre la matière liquide.

Quand on s'enfonce à l'intérieur du globe, la pression et la température augmentent. Et pression qui solidifie et température qui liquéfie se livrent donc une lutte formidable. Mis à part le noyau externe, la pression l'emporte toujours.

Cependant, et on l'a vu, il existe une petite zone située entre 100 et 400 kilomètres de profondeur : l'asthénosphère, moins rigide que le reste, où la température l'emporte presque.



L'asthénosphère sur laquelle se déplacent les plaques lithosphériques est donc une bonne candidate au titre de pourvoyeuse de magmas !

Elle fait partie du manteau supérieur qui est constitué de péridotites.

Les péridotites du manteau : des roches mères de magmas

Arguments pétrographiques

- Certaines roches volcaniques renferment **des enclaves de péridotites**, preuve que le magma a traversé une partie de l'enveloppe mantellique.
- On peut observer des **traces de fusion** très localisées sur des « **semelles péridotitiques** » de certaines ophiolites (Oman, Corse).

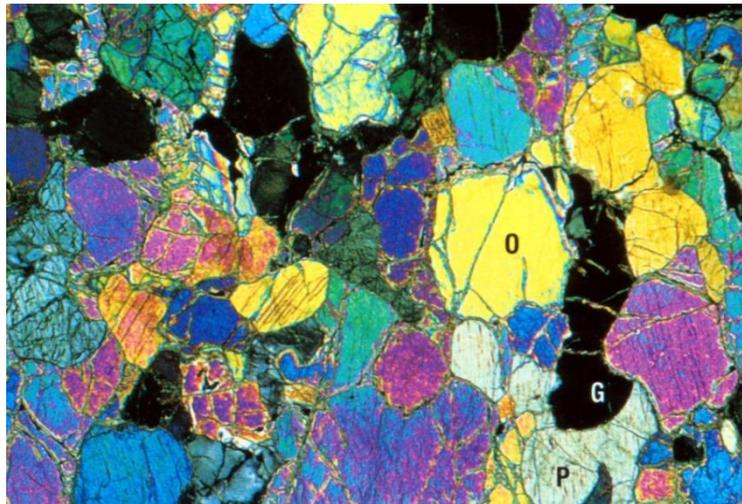
Arguments géophysiques et géochimiques

- La **tomographie sismique** détecte des zones de plus faible vitesse des ondes sismiques, donc moins denses et plus chaudes (matériel moins visqueux) à l'aplomb des dorsales, entre 10 et 75 km de profondeur.
- Les péridotites du manteau sont des roches silicatées comme les roches volcaniques.

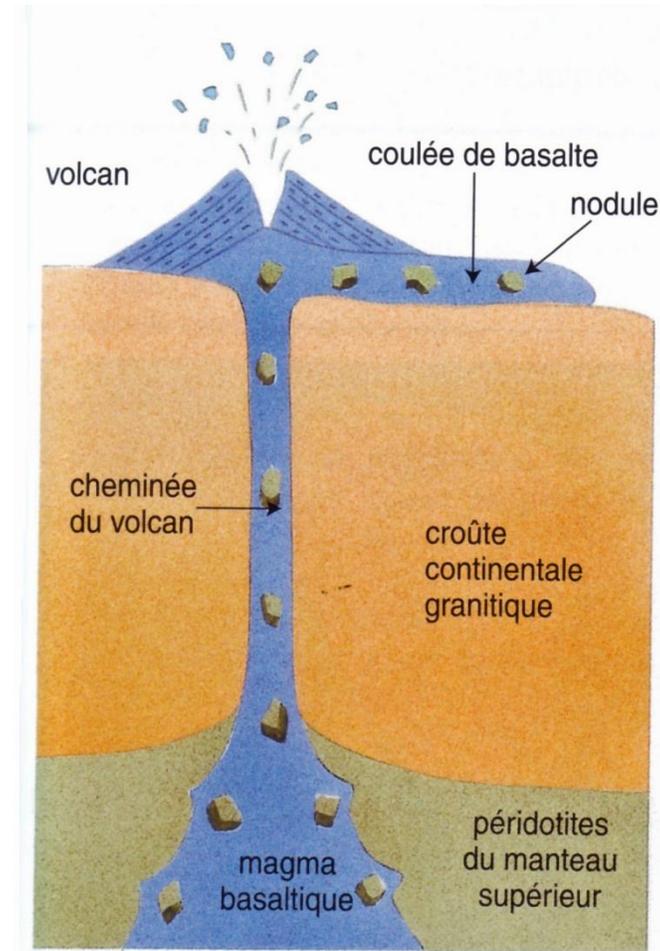
Enclaves de péridotite dans du basalte



Enclave de péridotite dans du basalte



Lame mince de péridotite en LPA
⇒ La péridotite est une roche holocristalline.



Des traces de fusion partielle des péridotites en Corse



Le Monte Maggiore (NE du Cap Corse) est une portion de manteau océanique qui chevauche de la croûte Continentale (CC).



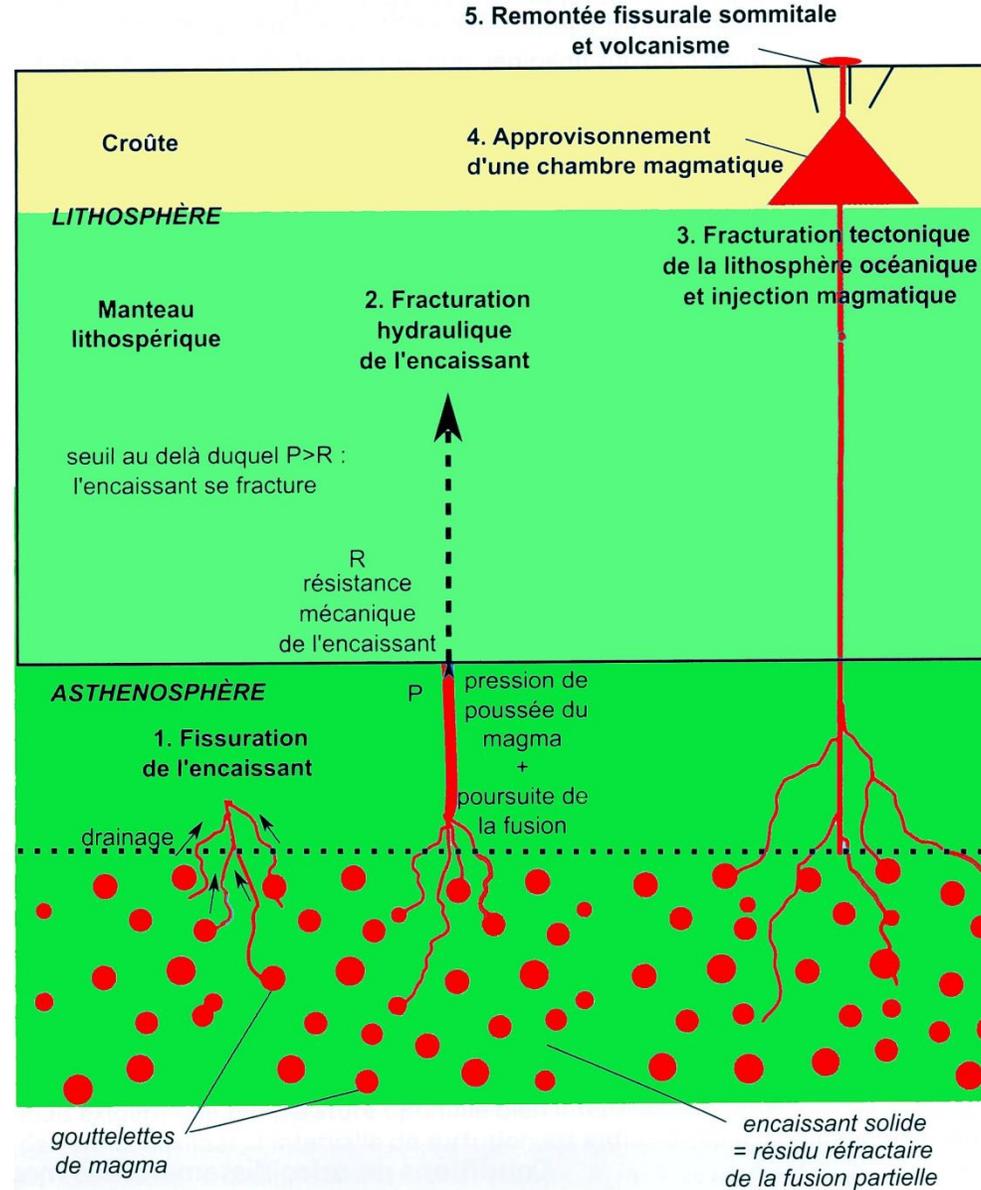
Des filonnets blancs de plagioclase imprègnent la péridotite : ils représentent le liquide de composition gabbroïque qui se forme par **fusion partielle de la lherzolite** qui est la péridotite du manteau.

Quand la fusion débute, des minces films de liquide (magma) apparaissent entre les cristaux de la lherzolite.

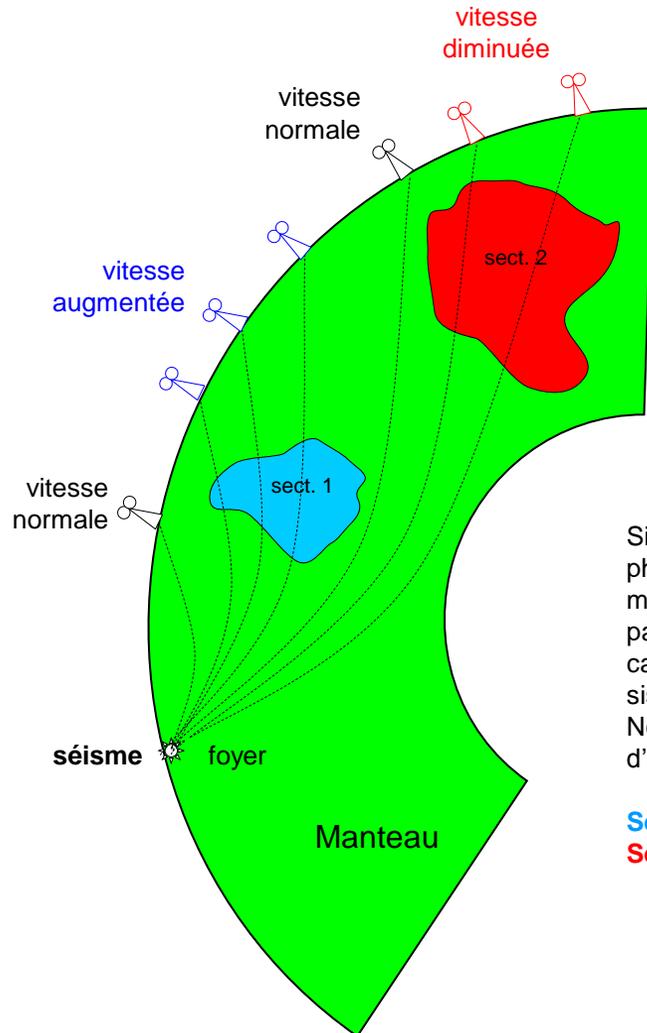


Lorsque la fusion partielle augmente, les films de liquide se rassemblent en petites poches millimétriques de magma qui se connectent entre elles et forment les **filonnets**.

Extraction et ascension des magmas



Des zones plus chaudes du manteau révélées par la Tomographie sismique

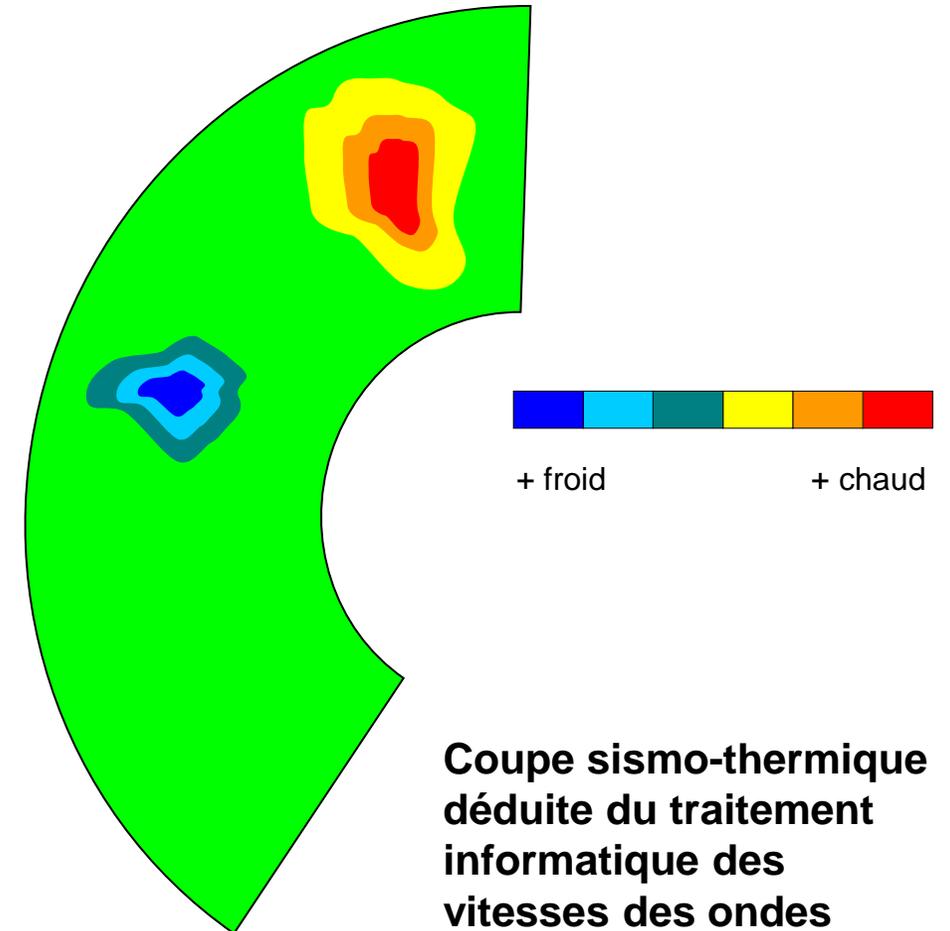


Le principe de la tomographie

Si une onde sismique traverse un milieu dont les propriétés physiques (densité, modules élastiques) diffèrent du modèle moyen (par exemple PREM), elle arrivera en retard ou en avance par rapport aux prédictions de ce modèle. On en déduit alors des cartes de variations de la vitesse de propagation des ondes sismiques P et S par rapport au modèle. Notons que l'établissement de ces cartes nécessite la donnée d'un grand nombre de temps de parcours.

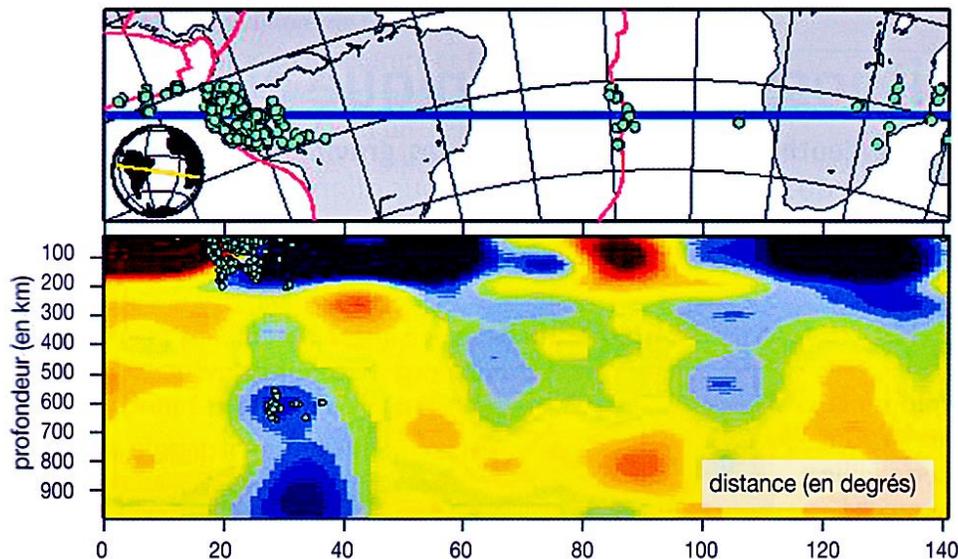
Secteur 1 : secteur où les ondes sont accélérées.

Secteur 2 : secteur où les ondes sont ralenties.



Coupe sismo-thermique déduite du traitement informatique des vitesses des ondes

Résultats de Tomographie sismique

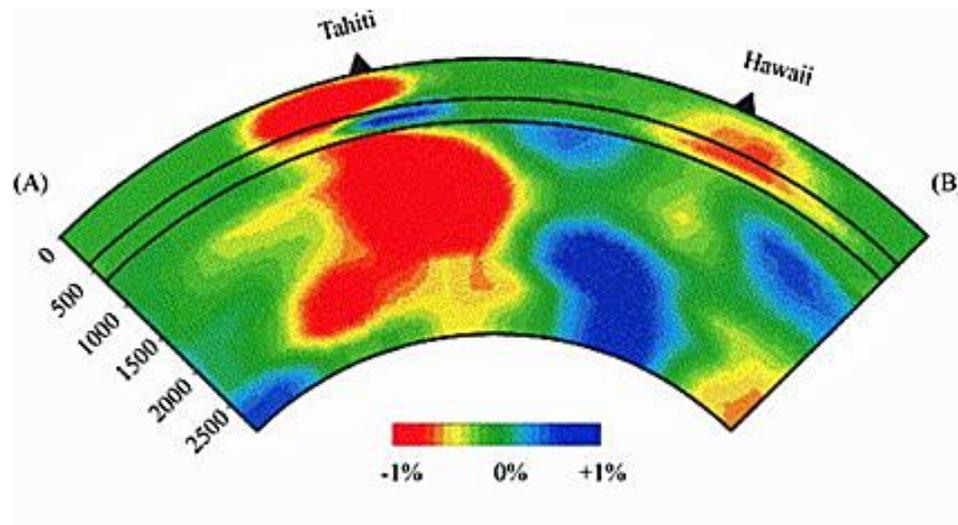


Au niveau de la dorsale médio-atlantique

La tomographie sismique met en évidence une zone chaude immédiatement sous la dorsale (entre 0 et 200 km de profondeur sur le cliché de gauche), c'est-à-dire dans l'asthénosphère.

Au niveau d'un point chaud : Tahiti

Là aussi, présence d'une zone chaude sous Tahiti entre 0 et 500 km qui affecte donc également l'asthénosphère.

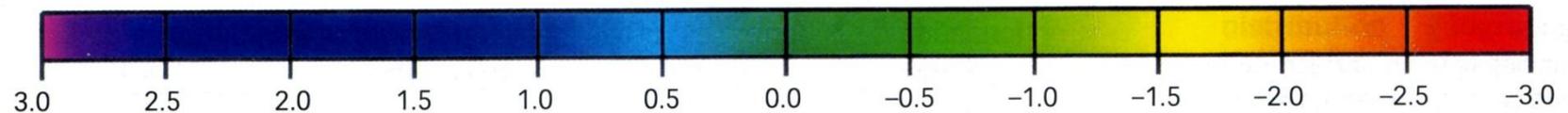
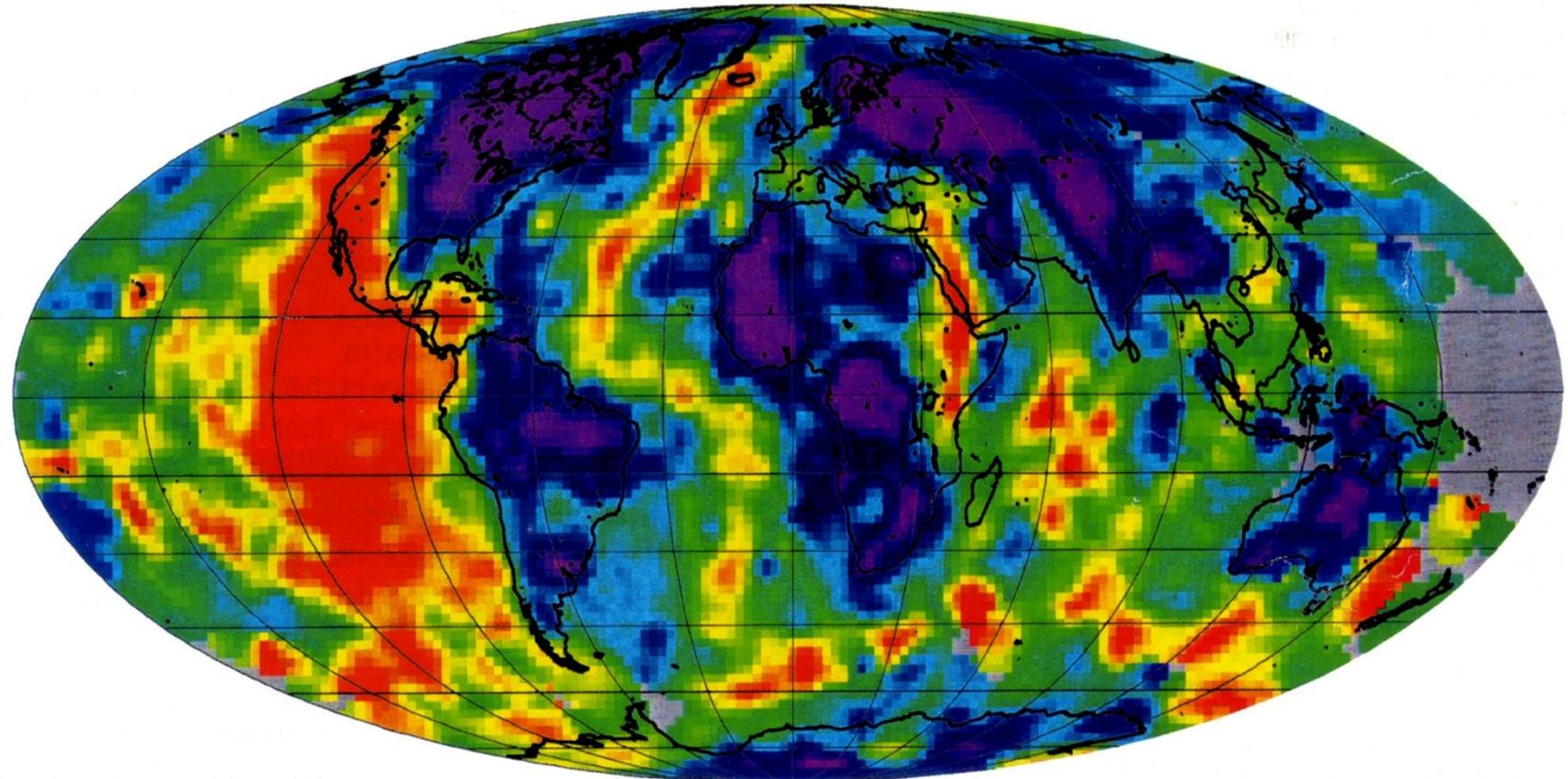


Zones chaudes et zones froides du manteau à 150 km de profondeur

A 150 km de profondeur, la tomographie montre que sous les masses continentales, l'asthénosphère est froide ; en revanche, sous les dorsales, elle est chaude.

On peut également remarquer que sous la dorsale Pacifique, l'asthénosphère est chaude sur une grande surface, ce qui va de pair avec le fait que la dorsale Pacifique est une dorsale rapide : importante fabrication ou accrétion de croûte océanique et taux d'expansion océanique de l'ordre de 20 cm/an.

Au contraire, la dorsale atlantique est une dorsale lente : taux d'expansion océanique d'environ 4 cm/an.



Tomographie sismique du manteau à 150 km de profondeur. Les anomalies de vitesse sont données en pourcentage (GRAND, 1997).

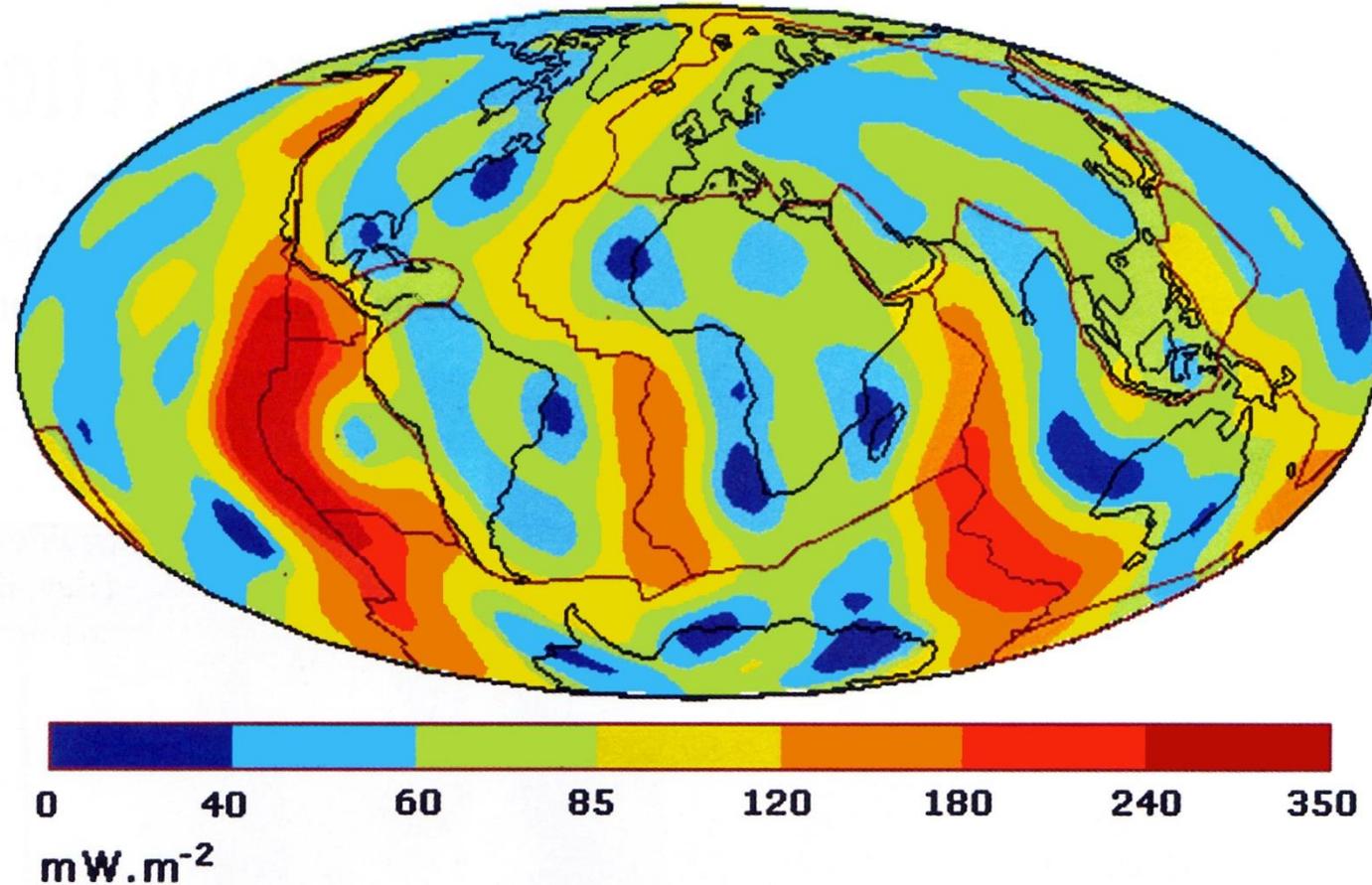
Flux de chaleur mesuré en surface

Par les dorsales, la Terre évacue l'essentiel de sa chaleur interne.

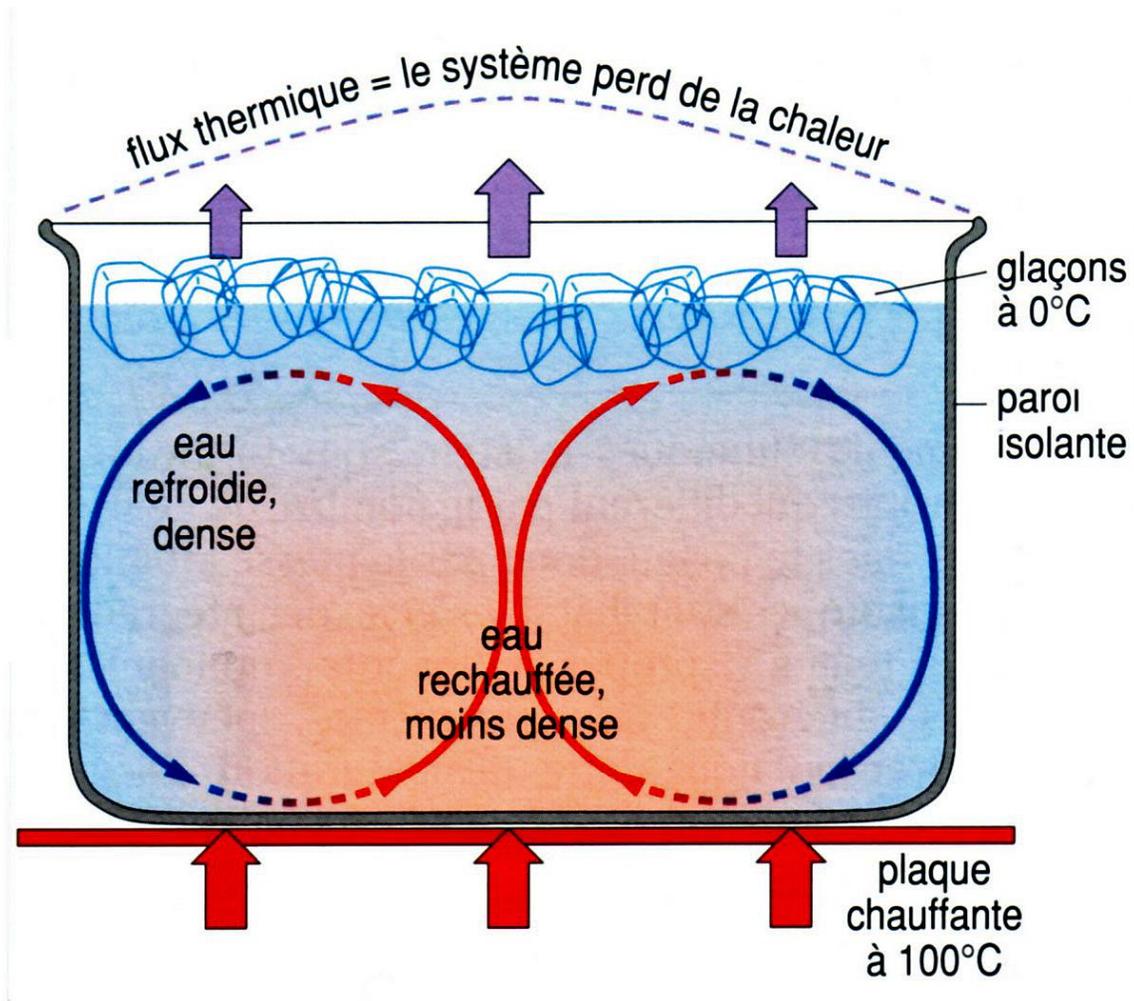
On met donc en évidence, en s'appuyant sur la diapo précédente, un mouvement ascendant de chaleur dans l'asthénosphère entière (entre 0 et 150 km) sous la dorsale.

Or, la dorsale est une zone de divergence.

Cela suggère par conséquent non pas un simple transfert de chaleur par conduction mais plutôt un transfert de matière chaude du bas vers le haut de l'asthénosphère (transfert de chaleur par convection) responsable ensuite en surface de l'écartement des plaques (voir modèle diapo suivante).



Un modèle analogique de convection

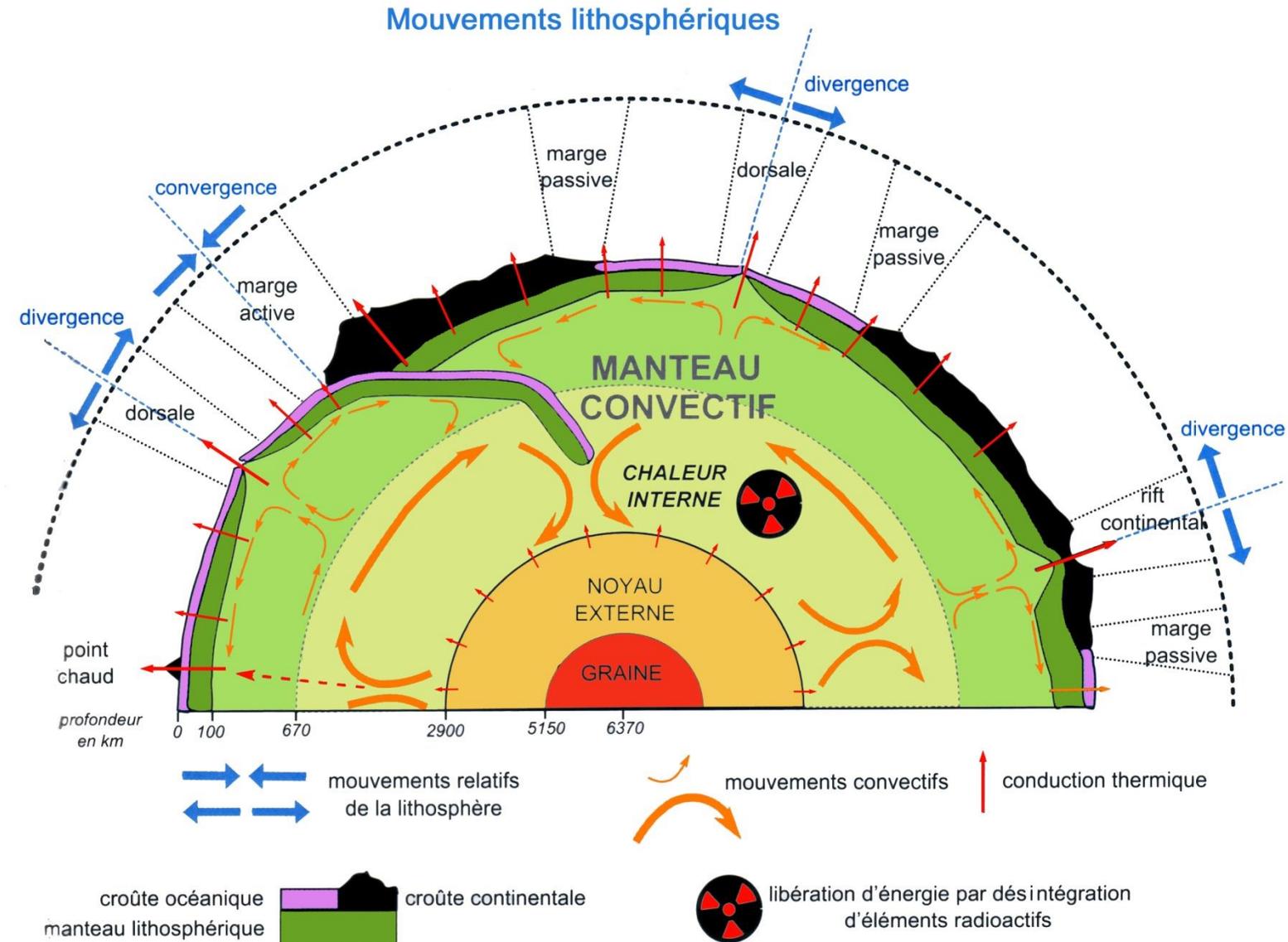


La convection est un moyen d'évacuer la chaleur par mise en mouvement de molécules ou de matériaux.

A l'inverse, la conduction évacue la chaleur sans déplacement de matière.

Remarquer qu'en surface, au milieu de la casserole, il y a divergence (expérience analogique à faire avec des spaghettis !)

Synthèse : Volcanisme, tectonique des plaques et dissipation de la chaleur interne



Synthèse

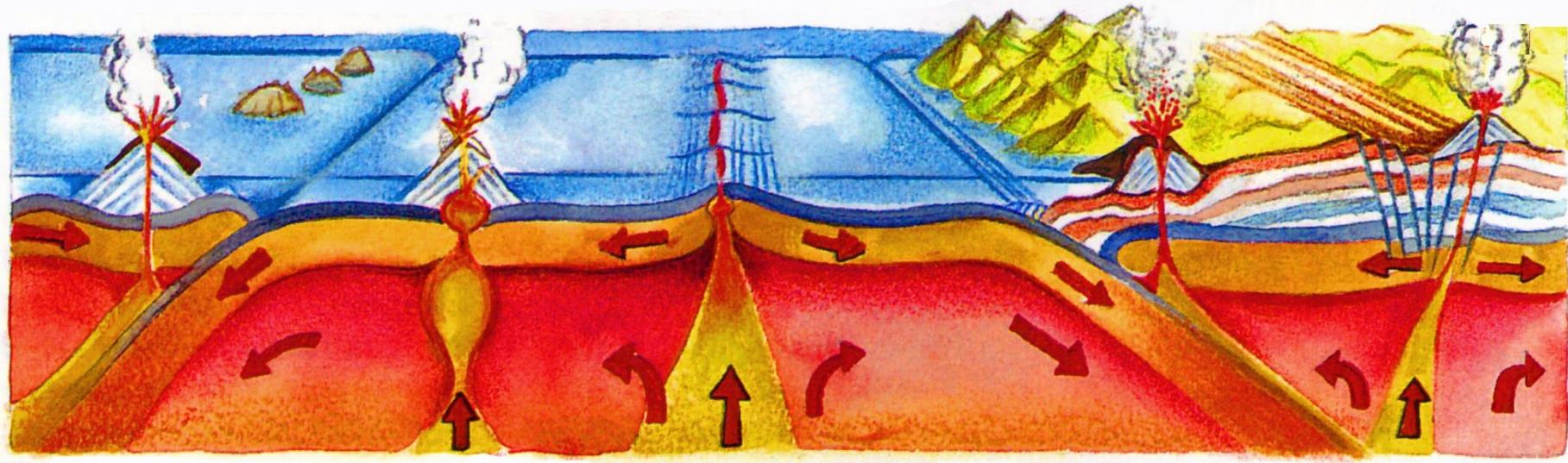
Au niveau des dorsales, le volcanisme est une manifestation essentielle de la dissipation de l'énergie interne du globe.

Le jour où l'intérieur du globe sera complètement refroidi, que la Terre n'aura plus de chaleur à évacuer, l'absence de courants de convection dans le manteau conduira à une immobilisation des plaques. Plus aucun relief ne se créera, plus aucun océan n'apparaîtra et s'élargira ; en revanche, l'érosion se poursuivra. La surface de la Terre ressemblera alors à une vaste pénéplaine.

Partout où il y a du volcanisme : sous les dorsales, au niveau des points chauds, des zones de subduction..., la tomographie sismique montre que c'est l'asthénosphère qui fond partiellement et est à l'origine des magmas.

L'asthénosphère étant constituée de péridotite solide, quels sont les facteurs susceptibles de faire fondre cette roche, là où il y a du volcanisme ?

Les types de volcanisme



Zone de subduction
P.océanique/P.océanique

Volcanisme
d'arc insulaire

Ex: Antilles

Point chaud

Volcanisme
intraplaque océanique

Ex: Hawaii, La Réunion

Zone d'expansion

Volcanisme
des dorsales océaniques

Les dorsales

Zone de subduction
P.océanique/P.continentale

Volcanisme
de cordillère

Ex: Amérique du sud

Rift intracontinental

Volcanisme
associé à un rift continental

Ex: Afrique orientale

Fusion expérimentale de la péridotite

1^{RE} ÉTAPE

Prélever de la péridotite puis la réduire en poudre.



Nodules de péridotite mantellique
verts inclus dans un fragment de
basalte noir

Broyage de la péridotite

2^E ÉTAPE

Faire fondre cette poudre dans une cellule à enclumes de diamant.

Principe de l'expérience : on fait fondre des fractions infimes des échantillons en les chauffant et en les comprimant dans une chambre formée par deux diamants taillés. Les diamants résistent à la pression et à la chaleur ; leur transparence permet de recueillir des informations et d'observer l'état de l'échantillon.

Comprendre ce qu'est une cellule à enclumes de diamant

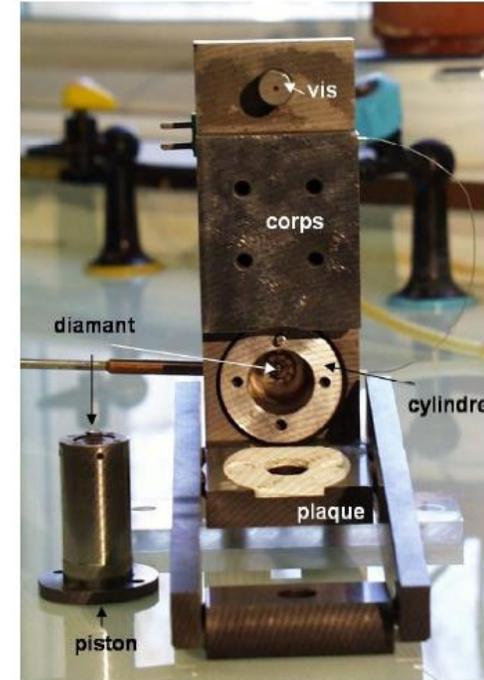
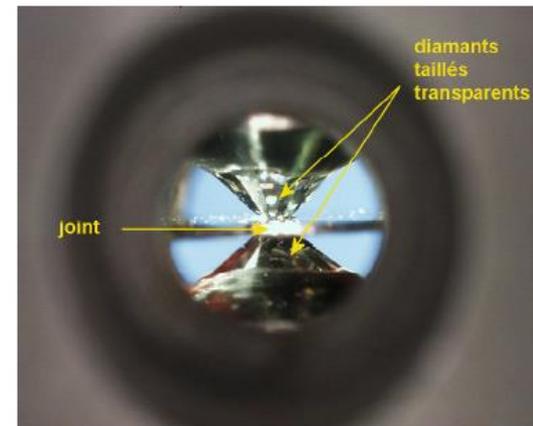


Photo d'une cellule à enclumes de diamant ouverte
NB : les arrivées de gaz situées à l'arrière-plan donnent une idée de l'échelle.



La cellule à enclumes de diamant
observée de profil

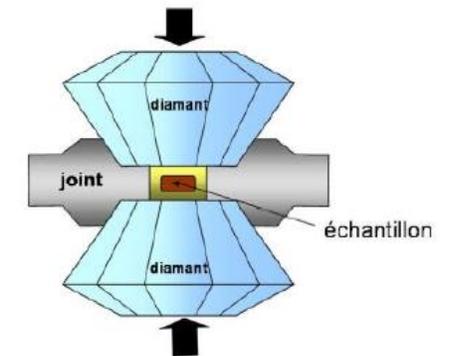


Schéma de la cellule
à enclumes de diamant

Méthode

On fait fondre l'échantillon (2) grâce à un rayon laser (1) et on mesure la **température** de façon précise grâce au spectre thermique émis alors par l'échantillon (3).

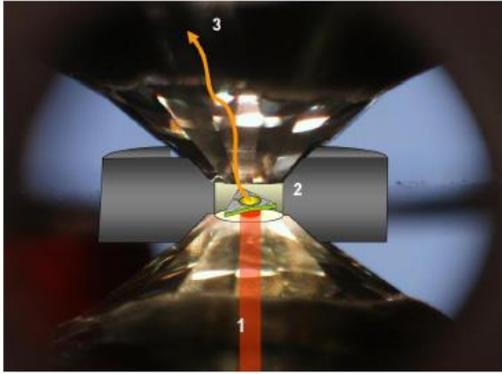
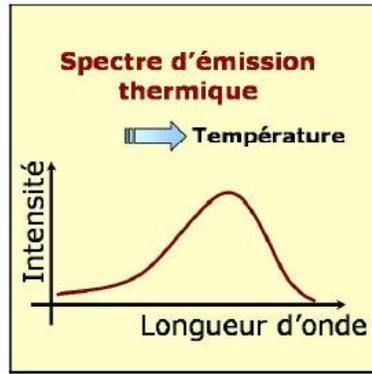
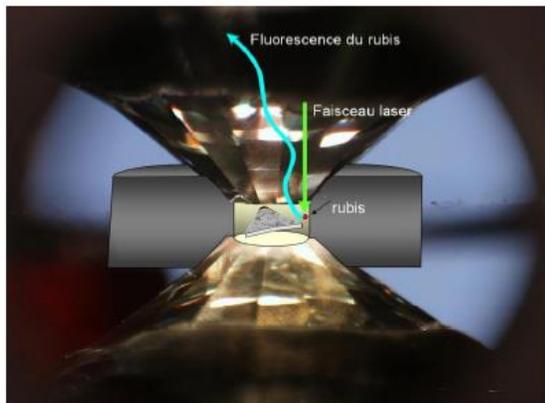


Schéma de principe du chauffage d'un échantillon comprimé en cellule à enclumes de diamant.

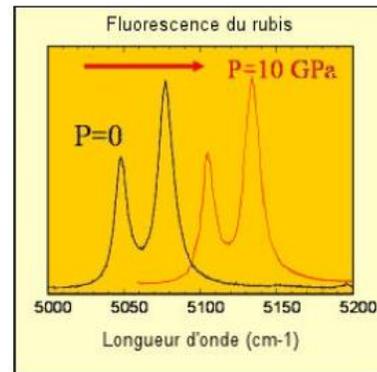


Analyse par spectromètre du rayonnement émis par la partie chauffée de l'échantillon

On mesure la **pression** grâce à un cristal de rubis présent dans la chambre. Le rubis est fluorescent sous l'effet du laser et la longueur d'onde de cette fluorescence augmente avec la pression. On obtient ainsi une mesure précise de la pression.



Coupe schématique d'une cellule à enclumes de diamants et fluorescence du rubis



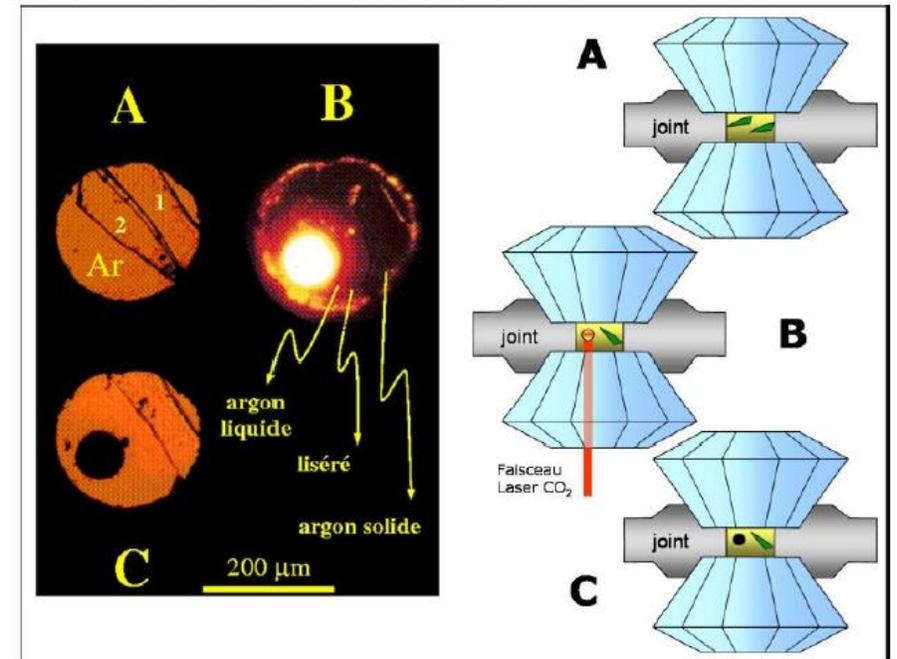
Décalage des raies de fluorescence du rubis avec la pression

3^E ÉTAPE : OBSERVER DES RÉSULTATS D'UNE EXPÉRIENCE SUR L'OLIVINE

En A, 1 et 2 sont deux cristaux d'olivine.

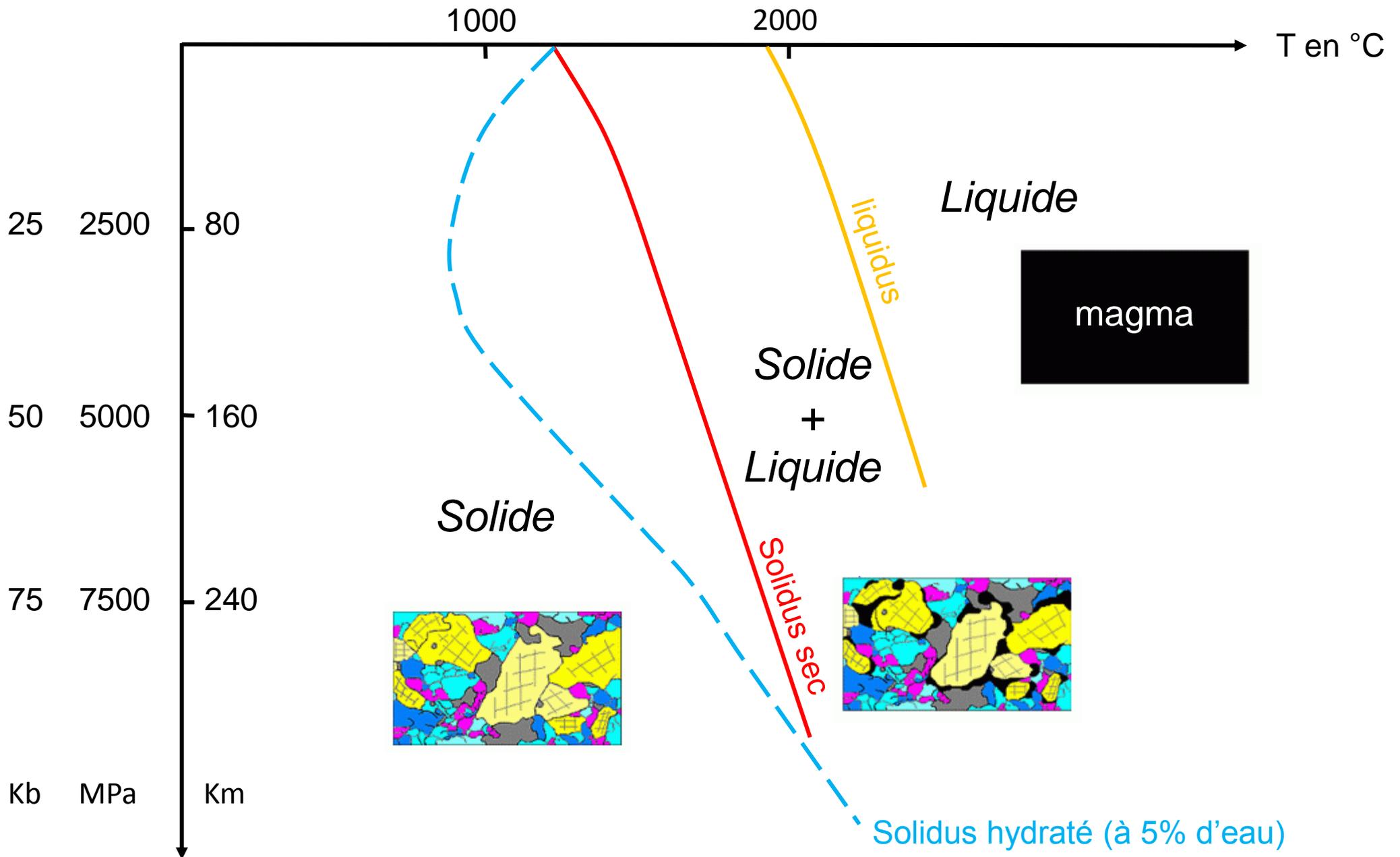
En B, le pinceau laser fait fondre le cristal d'olivine n° 2.

En C, le cristal d'olivine n° 1 non fondu est resté transparent, le cristal d'olivine fondu est devenu une gouttelette ronde et noire de magma.



*Expérience de fusion à haute pression de l'olivine en cellule à enclumes de diamant
Note : les images de gauche sont prises au travers des diamants.*

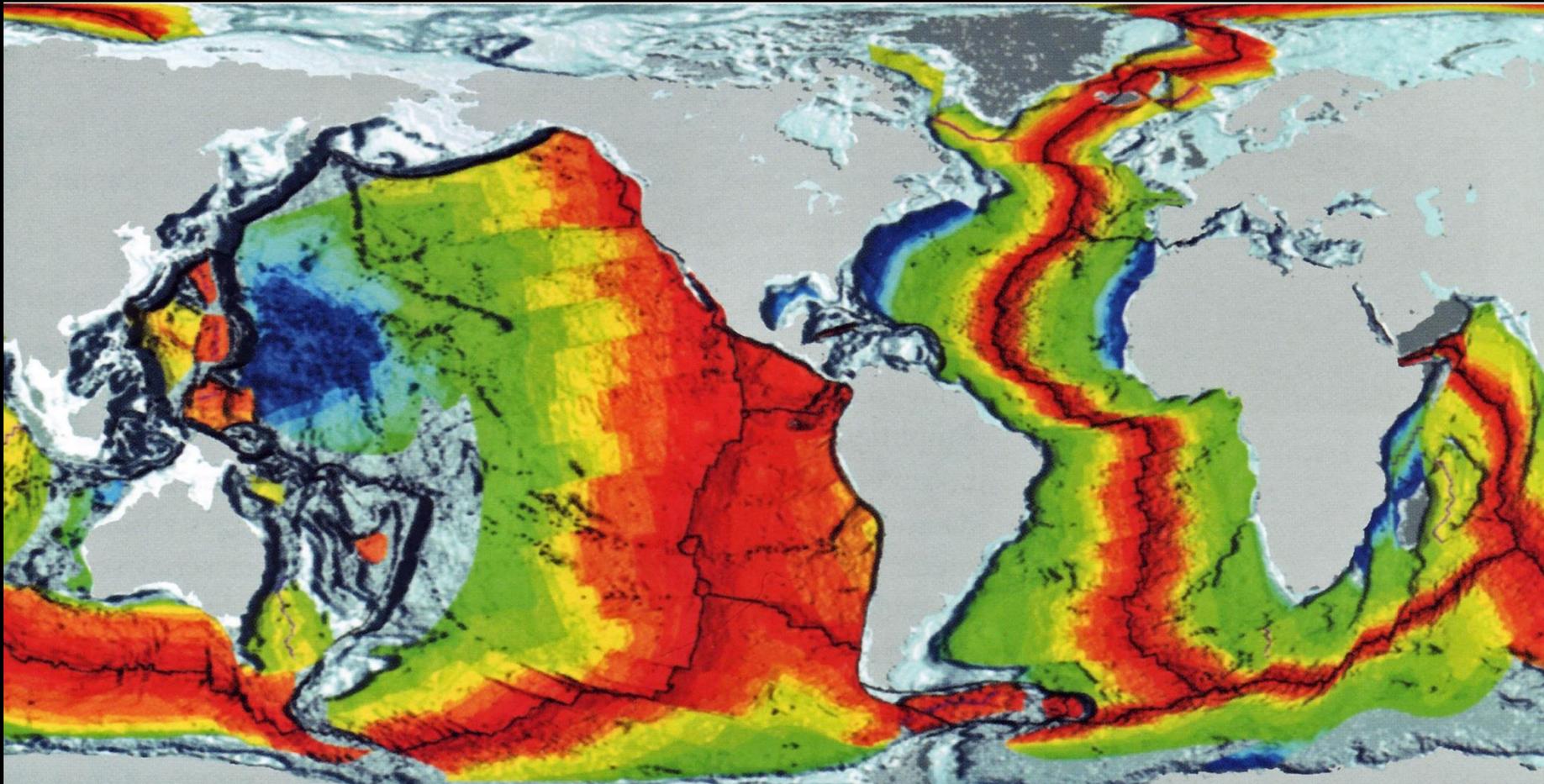
Remarque : l'argon est utilisé ici comme milieu de transmission de la pression.



Profondeur ou Pression lithosphérique

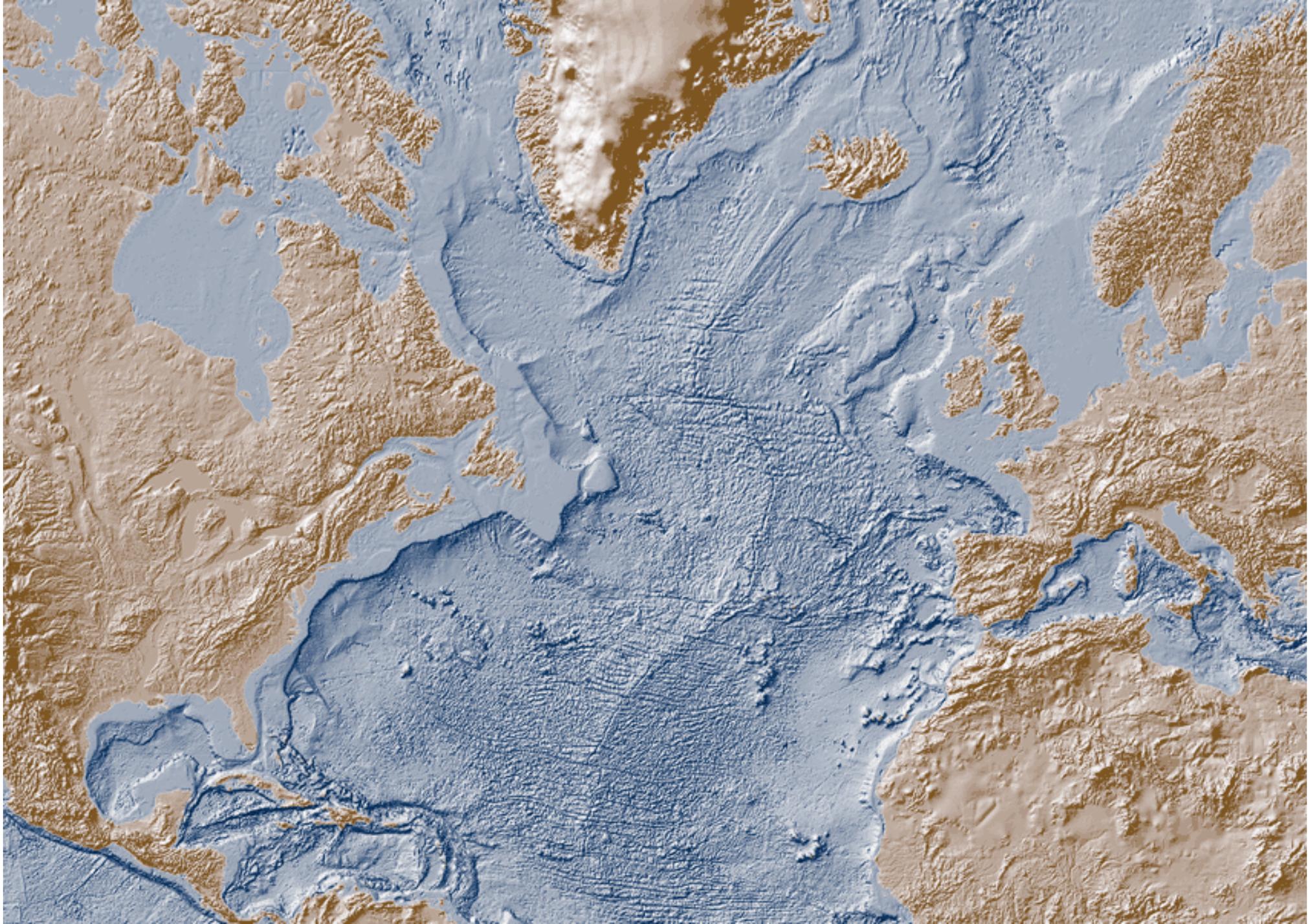
Le volcanisme de dorsale

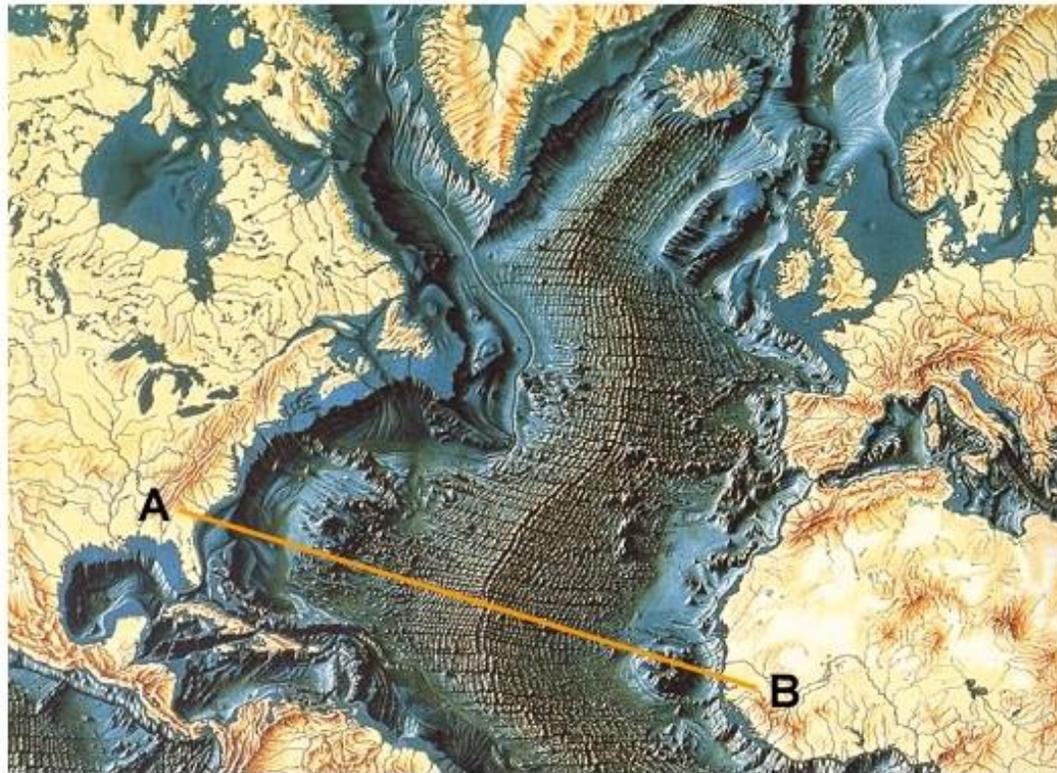
Le volcanisme de dorsale



Morphologie de la dorsale

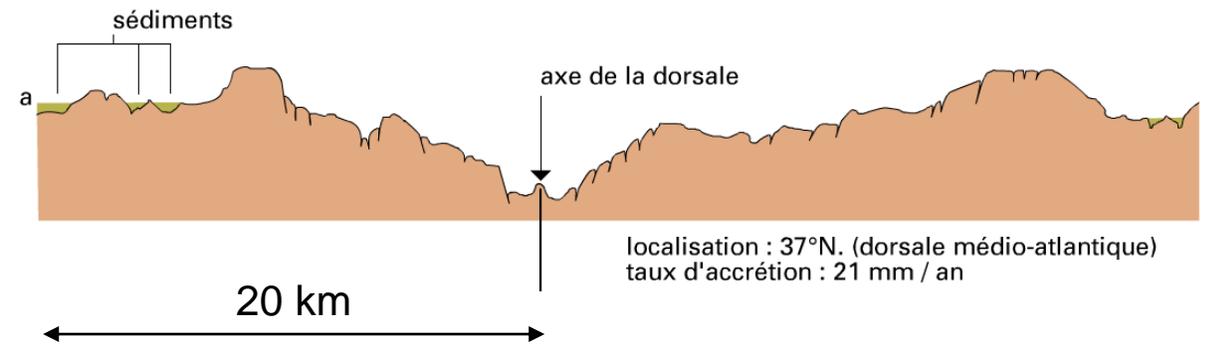
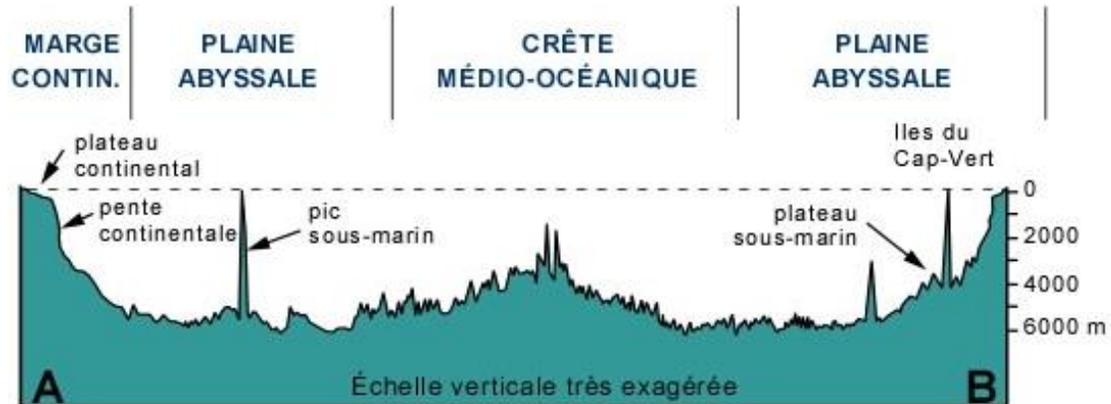






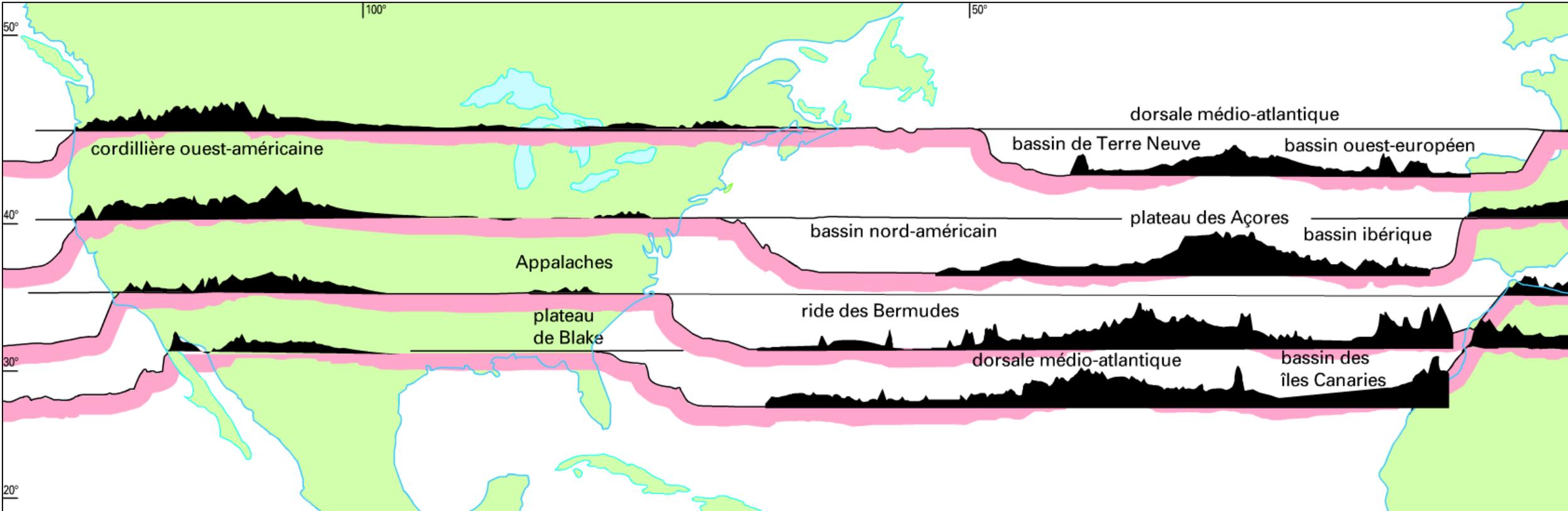
Carte des fonds océaniques de l'Atlantique Nord

Le profil AB va du Cap Hatteras (USA) au Cap Vert (Afrique)



Détail de la vallée axiale ou « rift » de la dorsale

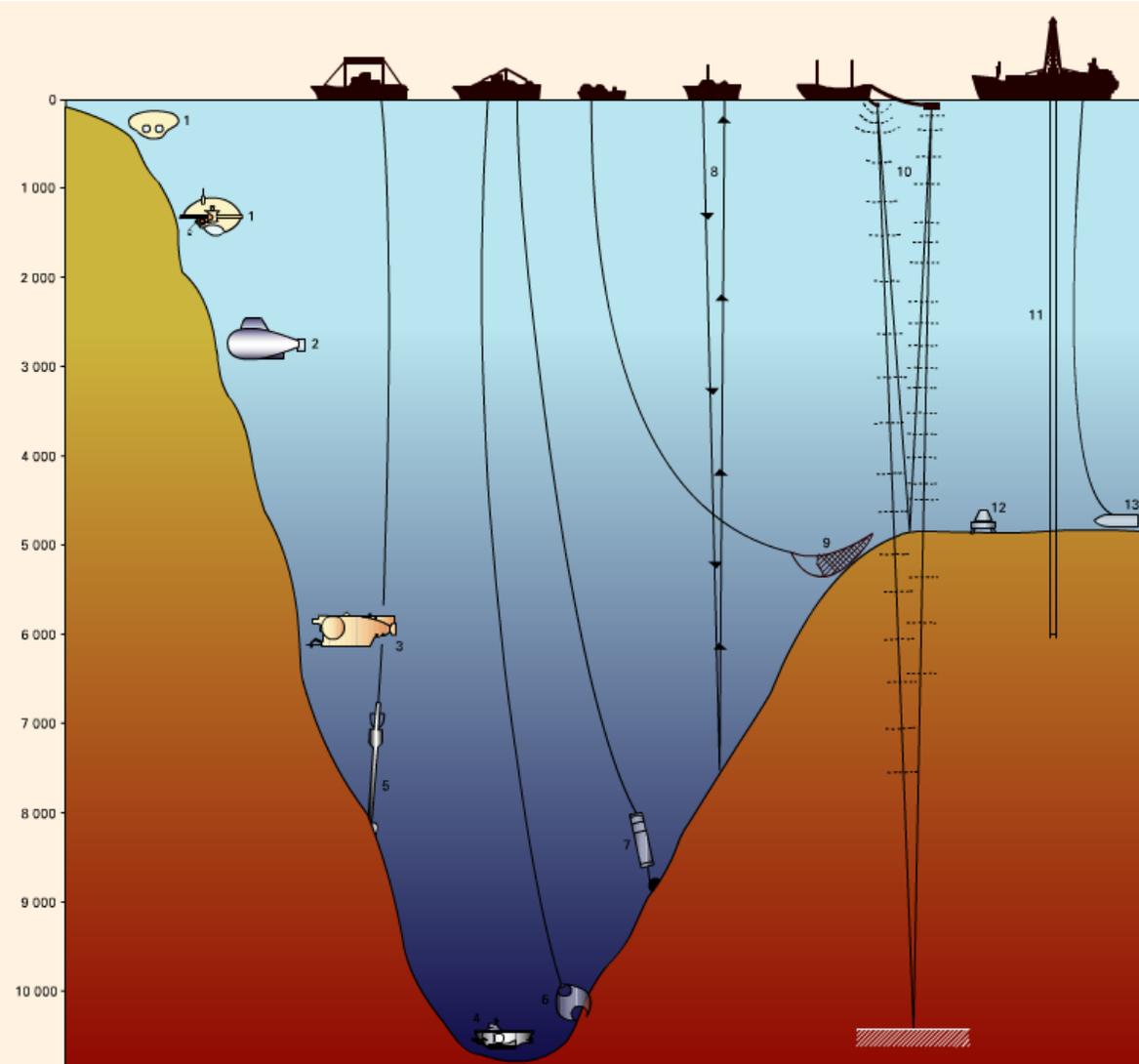
Profils topographiques à travers l'océan Atlantique central et le continent nord-américain



© Encyclopædia Universalis 2004, tous droits réservés

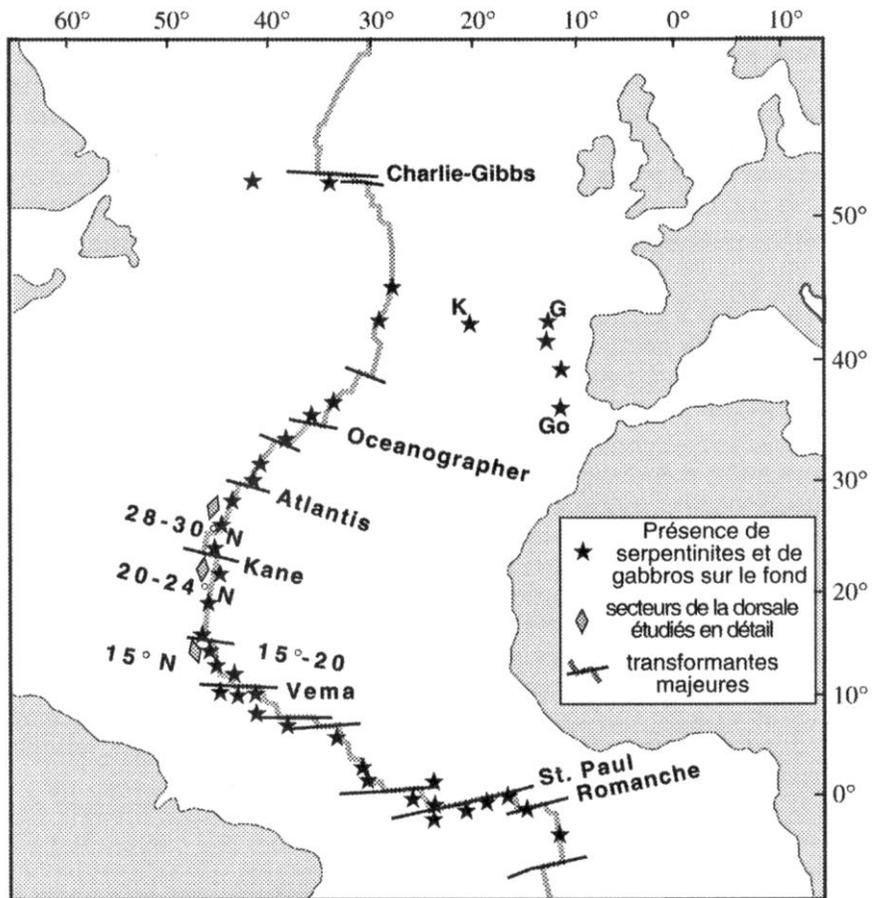
Différentes méthodes de prélèvement et d'observation des fonds océaniques

© Encyclopædia Universalis 2004,
tous droits réservés

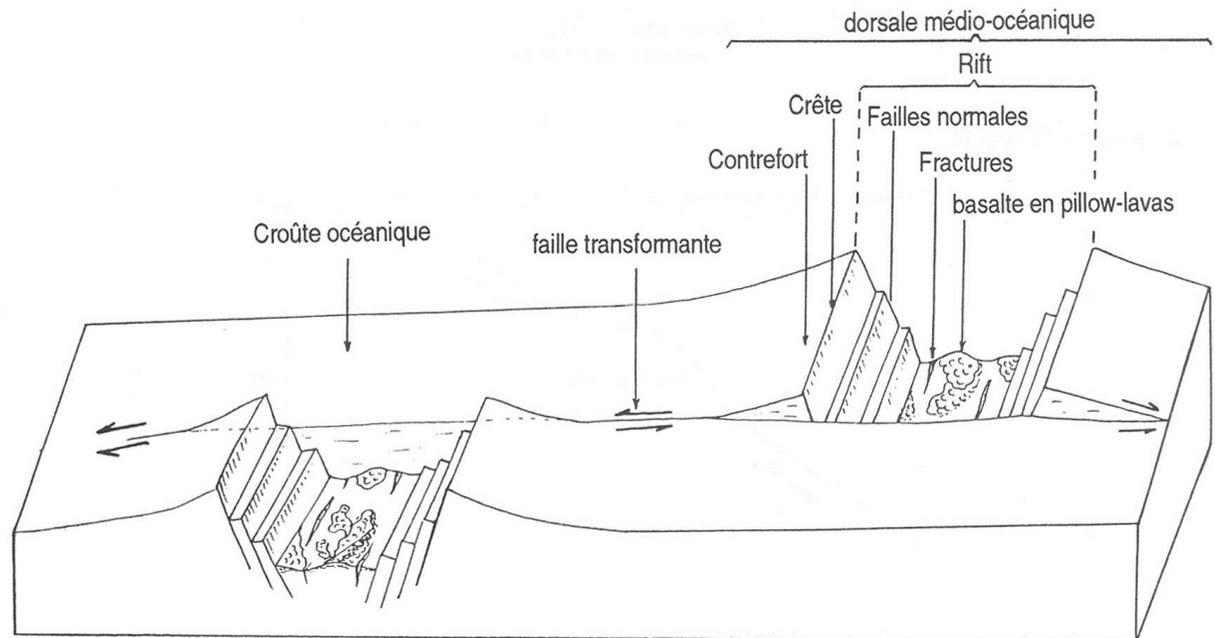


- 1- soucoupes
- 2- Alvin, Cyana
- 3- Nautil
- 4- bathyscaphe
- 5- carottage
- 6- prélèvement par benne
- 7- photographie et vidéo sous-marines

- 8- écho-sondage
- 9- dragage
- 10- sismique-réflexion
- 11- forage en mer profonde
- 12- instrumentation sur le fond
- 13- engins inhabités téléguidés



Localisation des lieux de dragages, forages ou prélèvements en submersible sur le fond de l'Atlantique



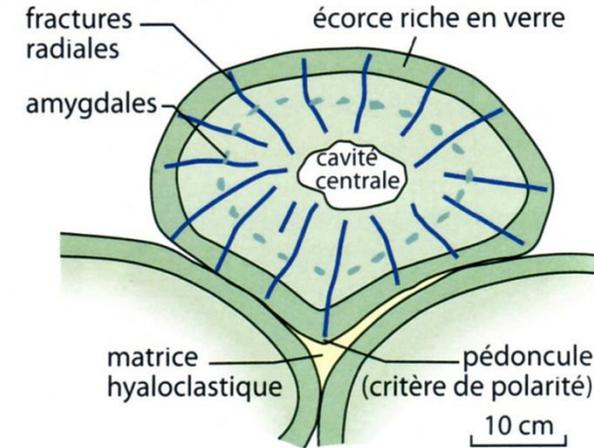
Détail d'une faille transverse

Un volcanisme sous-marin profond



Coussins récents de forme allongée (1 à 3 m) **Coussins anciens de Reykjanes, Islande**

Les photographies sous-marines de cette planche ont été prises par Arnaud Agranier lors de la campagne ©PARISUB-UMR 6538 (UBO-CNRS)-Ifremer en 2010, sur la dorsale rapide (10 cm/an) Est-Pacifique (14 à 15 °N), entre 2 000 et 2 500 m de profondeur. Champ des photos : 2 m environ.



Coupe d'un coussin de lave (pillow-lava)

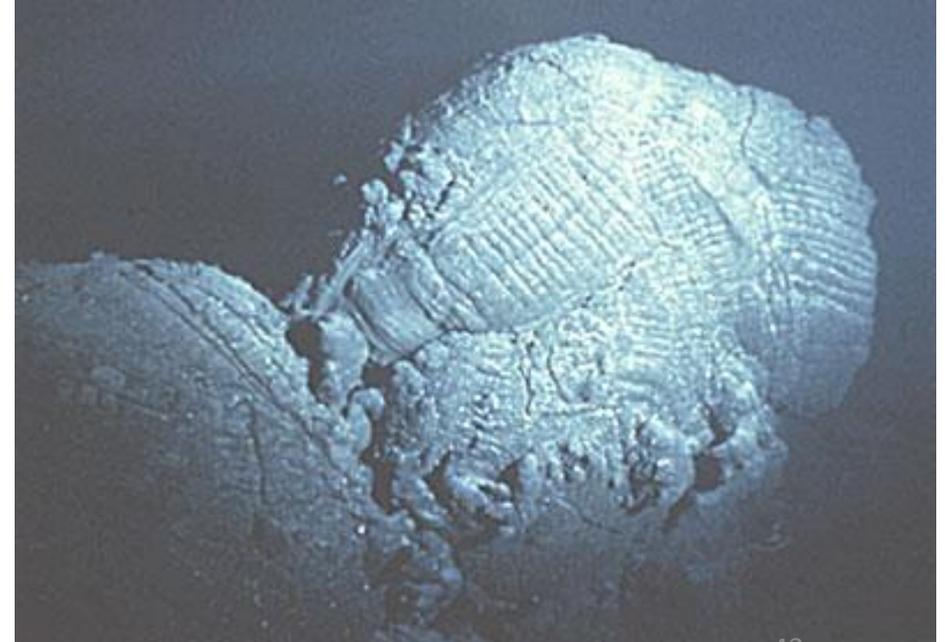
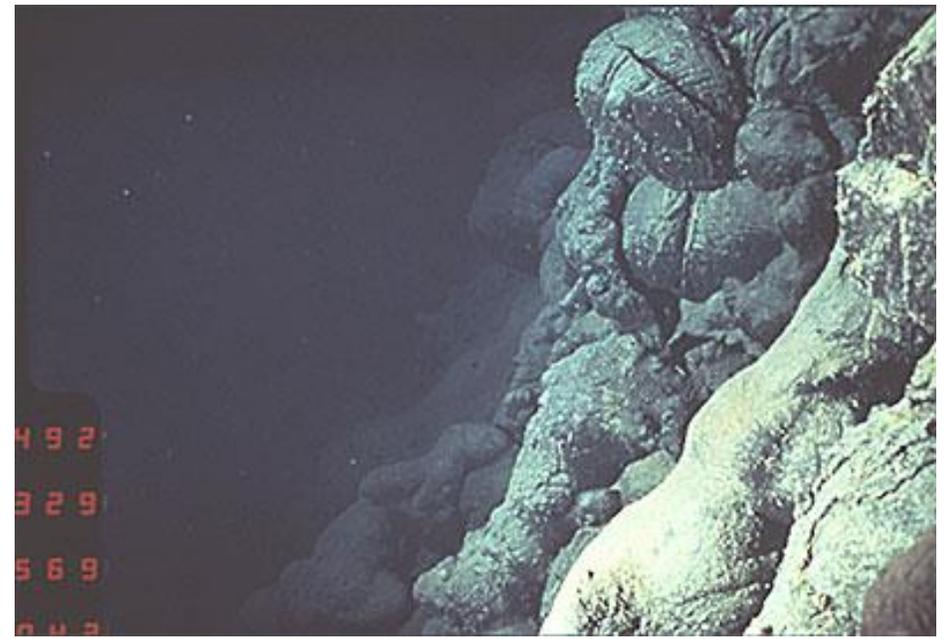
Coulées drapées

Elles correspondent à des taux d'émission plus importants (dorsales rapides). Leur pellicule vitreuse est très développée.

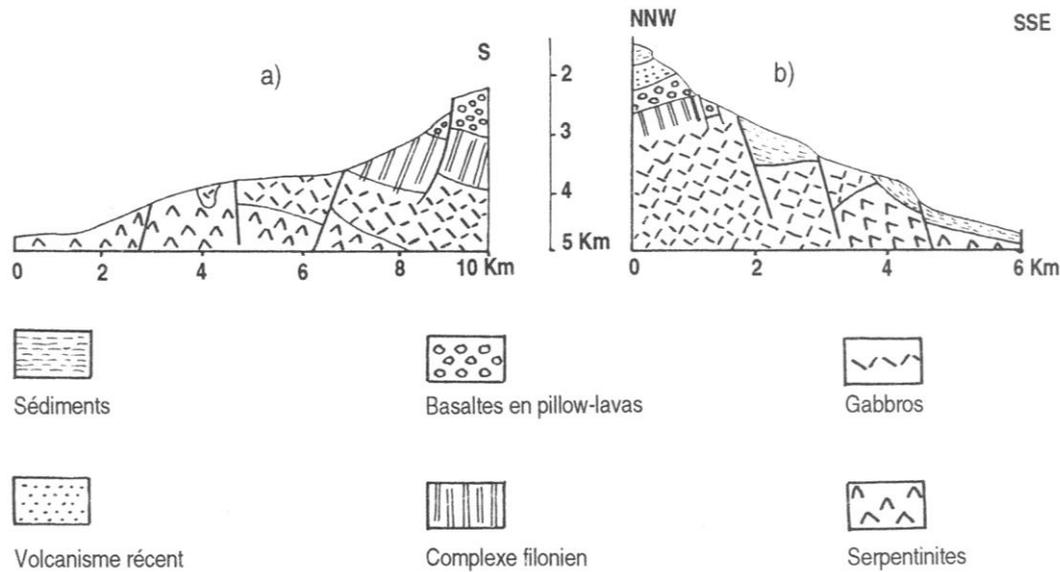


Coulées de laves « en pavés »

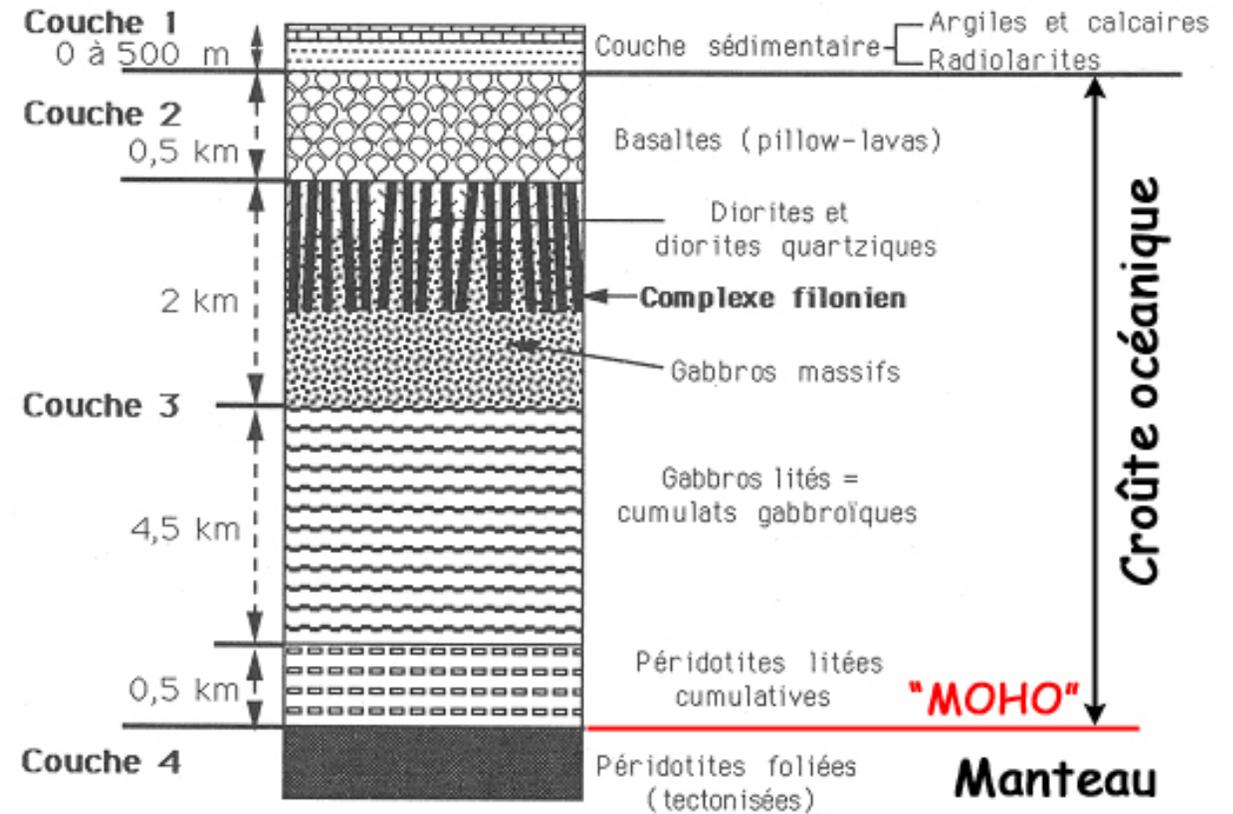
Leur sommet s'est fragmenté en blocs au contact de l'eau.



Structure et composition de la croûte océanique

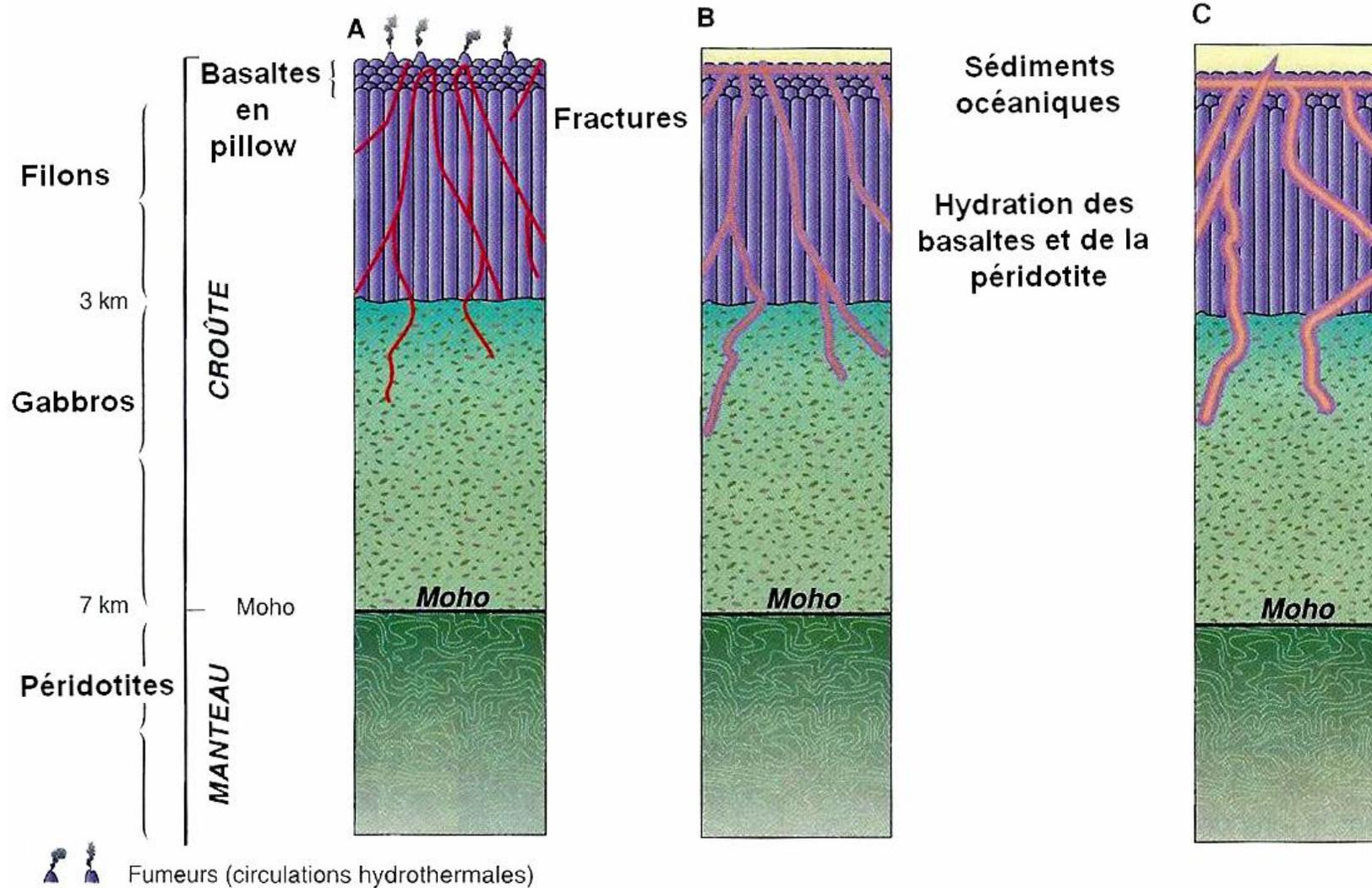


Coupes naturelles de la croûte océanique au niveau de failles transverses



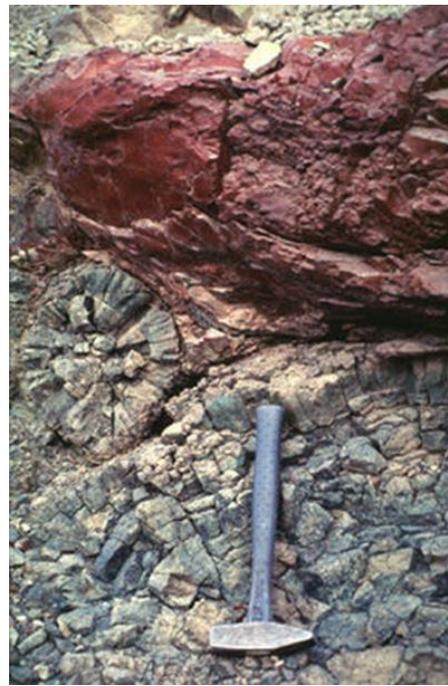
Structure simplifiée de la croûte océanique

Structure et composition de la croûte océanique





Le Complexe ophiolitique d'Oman



Pillow de basalte



Pillows en boudin



Contact Péridotite - Gabbros



Filons de dolérite



Gabbros lités

Le Chenaillet



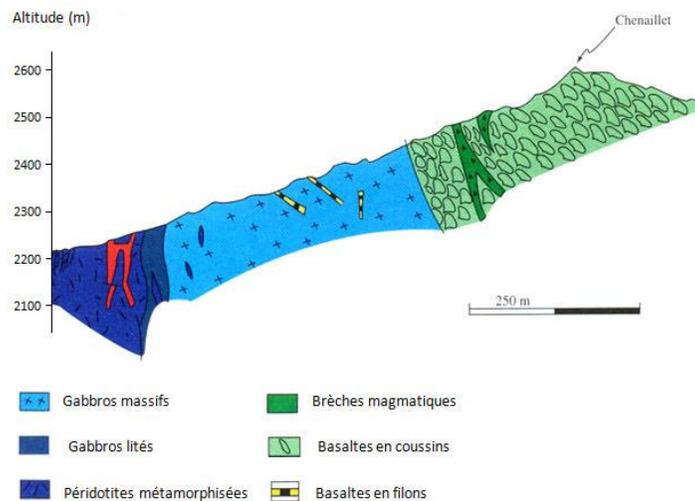
Contact Péridotite - Gabbros



Pillows au sommet du Chenaillet



Gabbros



Coupe géologique du Complexe ophiolitique du Chenaillet



Filons de dolérite

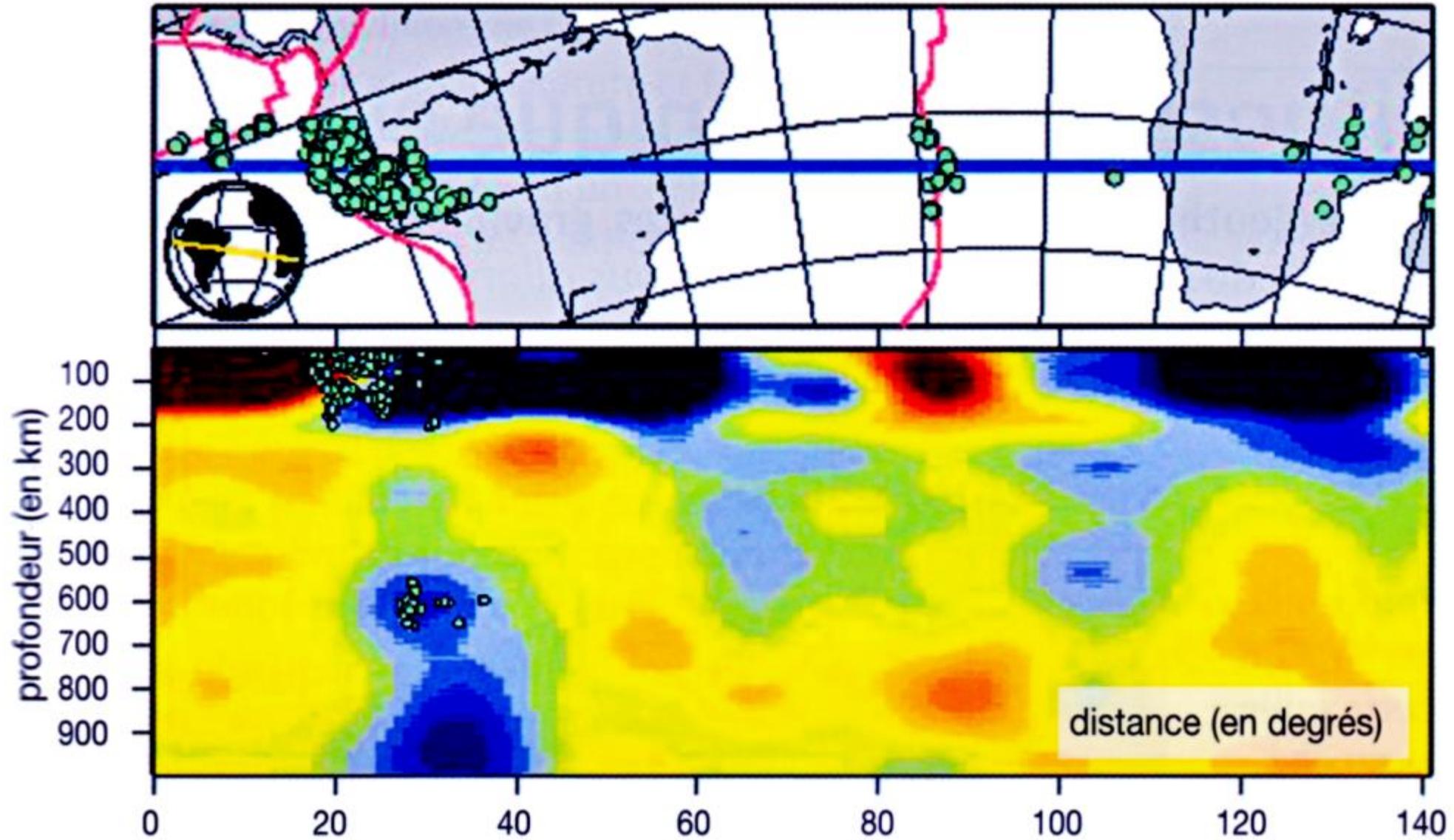
Au Chenaillet, tout n'est pas que gabbros !

**Plagiogranite ou
albitite du
Chenaillet**

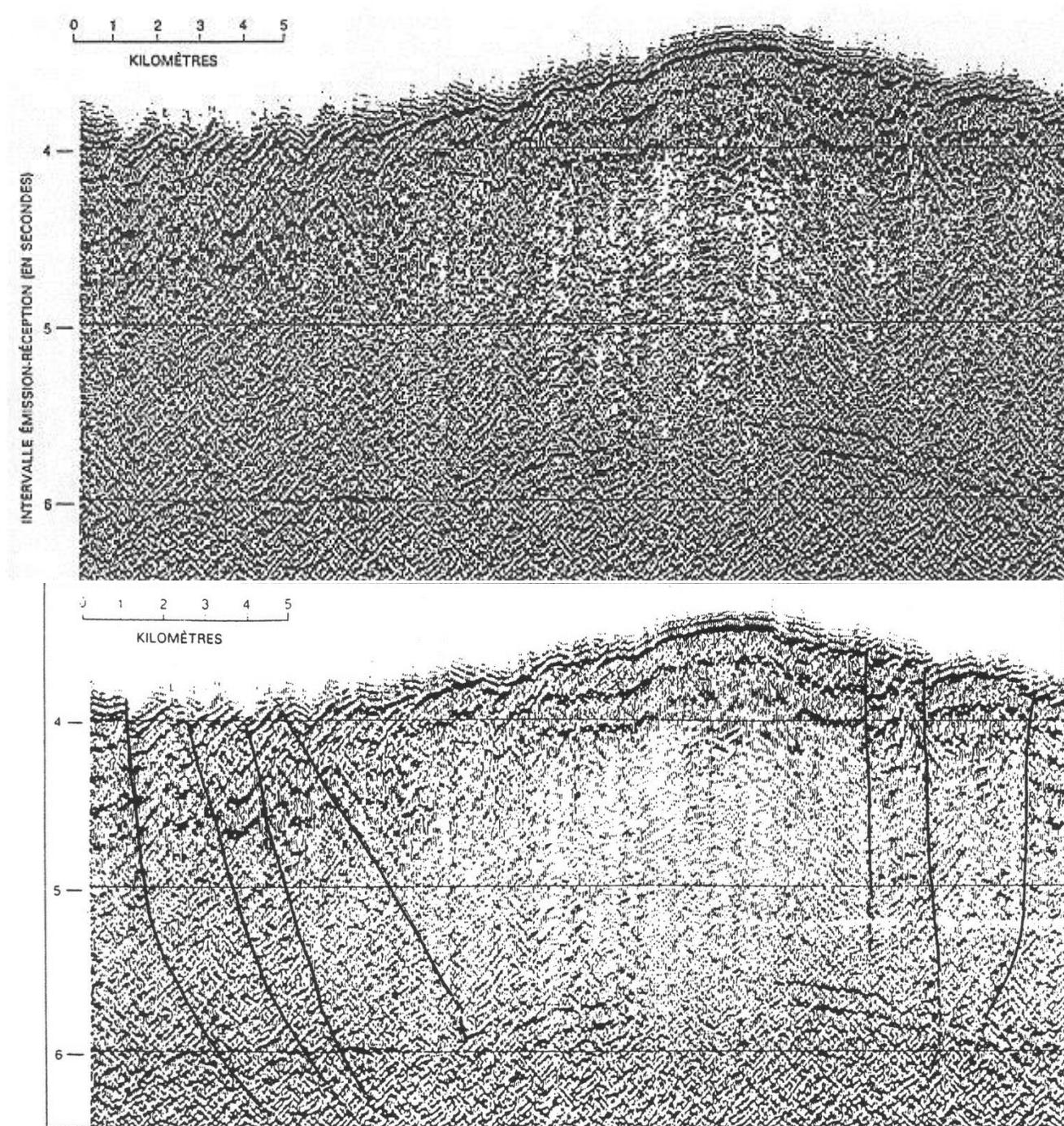
Photo Christian Nicollet

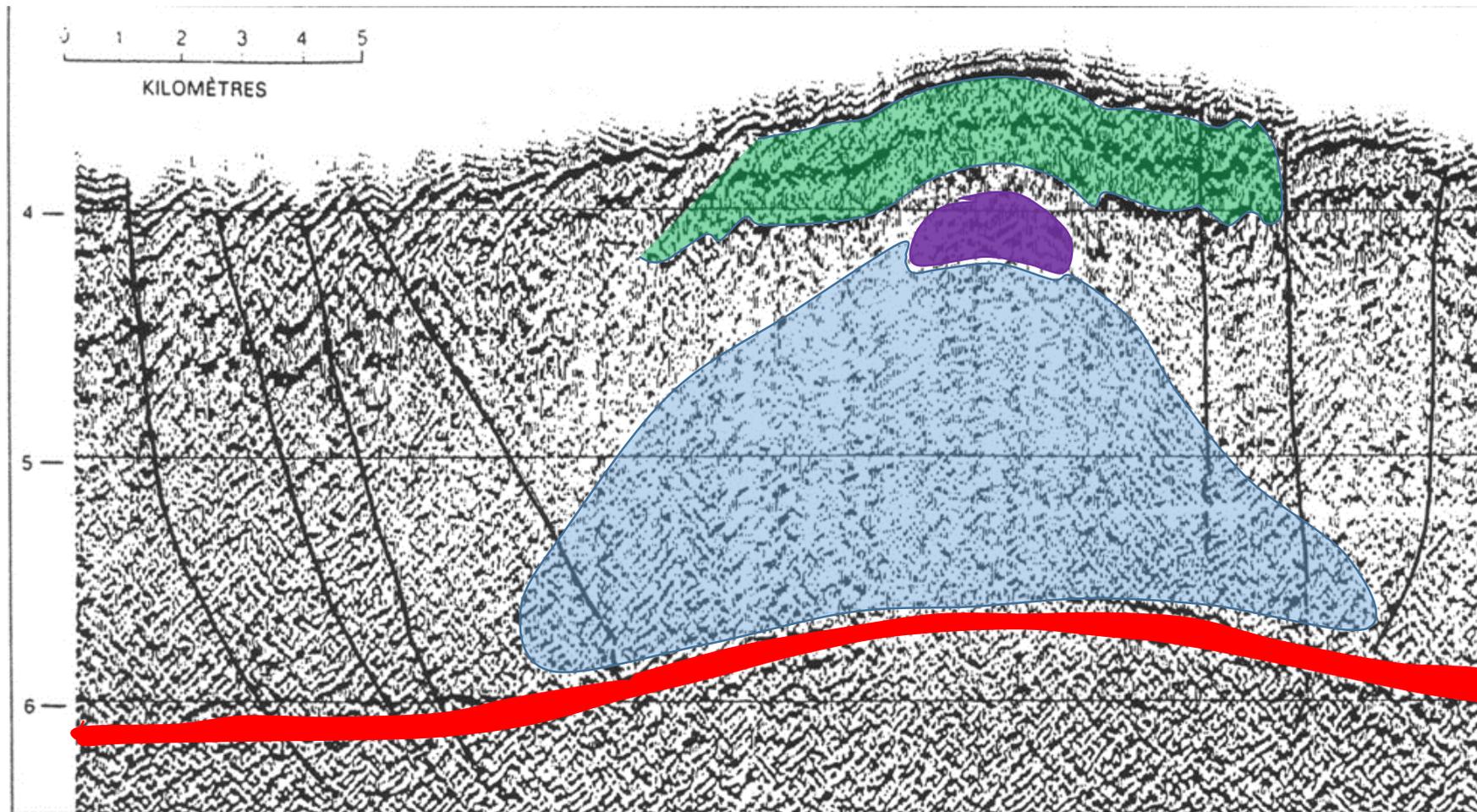


Tomographie de la dorsale atlantique



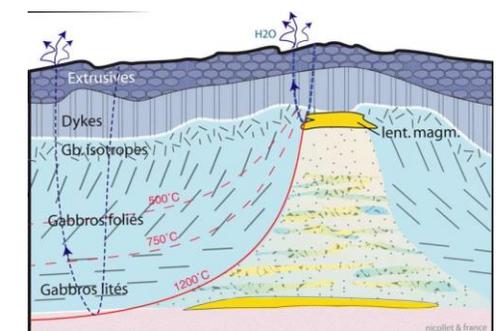
**Profil de sismique
réflexion de la dorsale
Est-Pacifique**

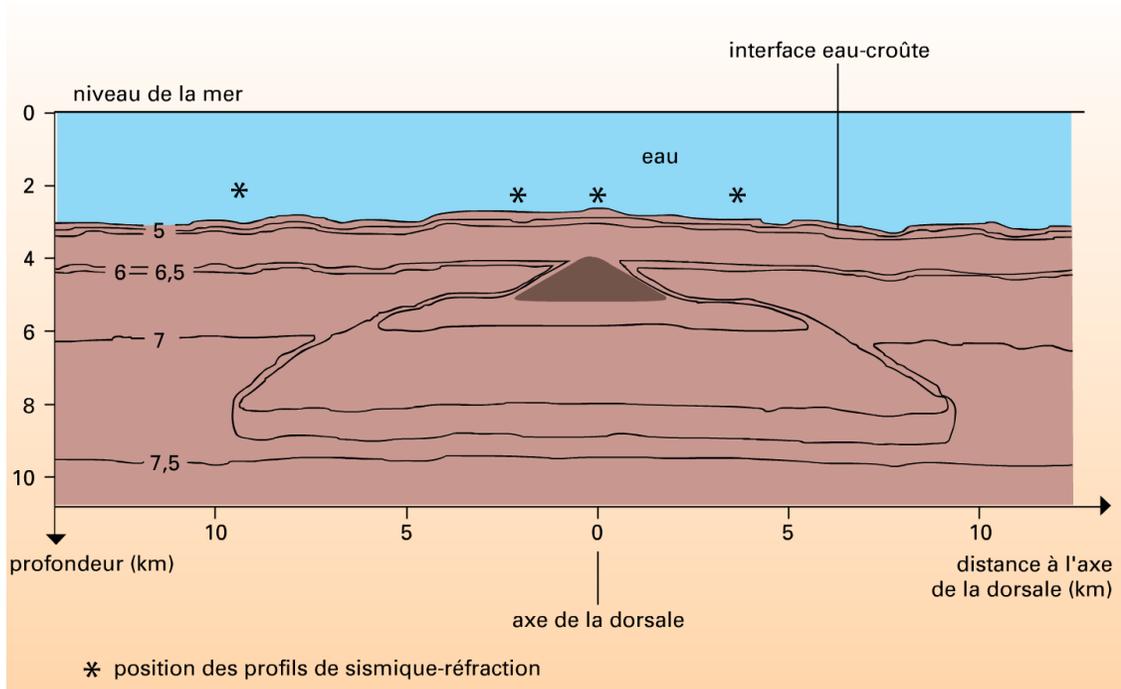




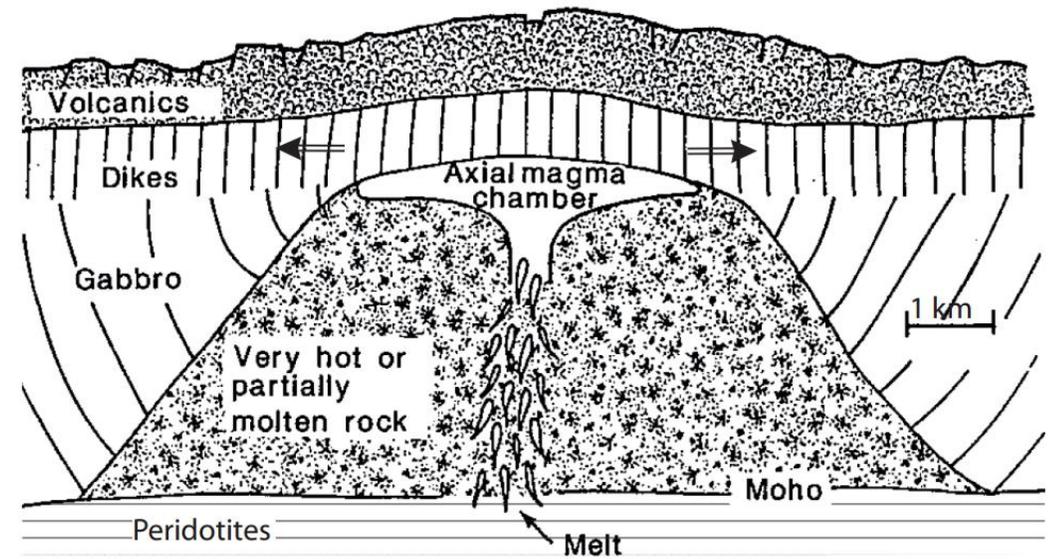
Profil de sismique réflexion de la dorsale Est-Pacifique

- Complexe filonien
- Magma
- Chambre magmatique
- Moho





Profil de sismique-réflexion de la dorsale Est-Pacifique

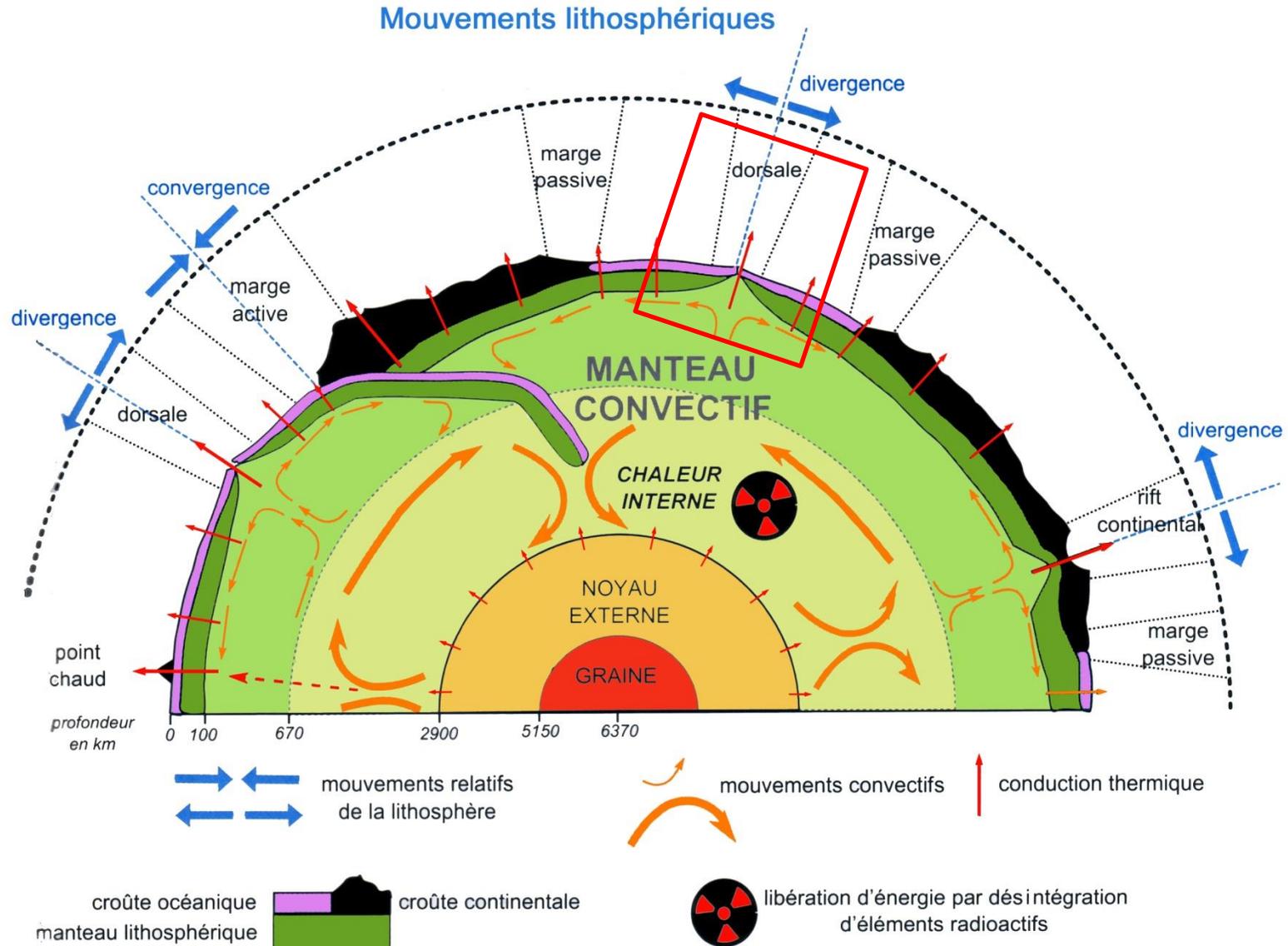


Interprétation de la structure de la même dorsale

© Encyclopædia Universalis 2004, tous droits réservés

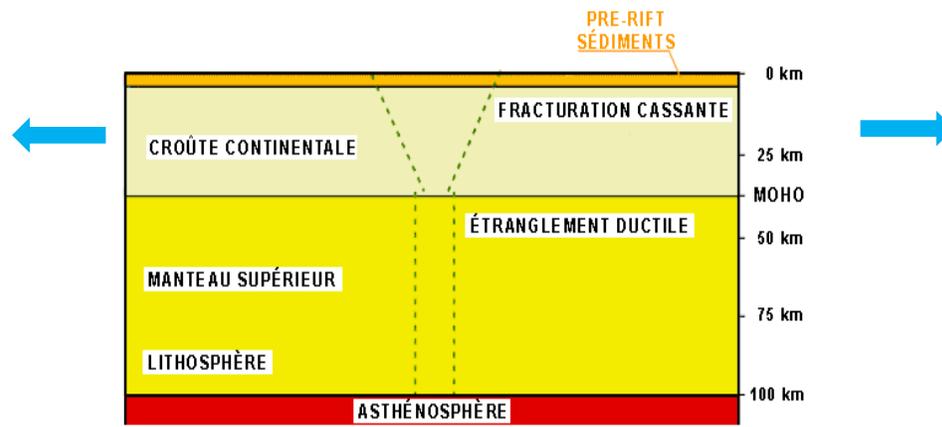
d'après Macdonald (1989)

Convection mantellique à l'aplomb des dorsales



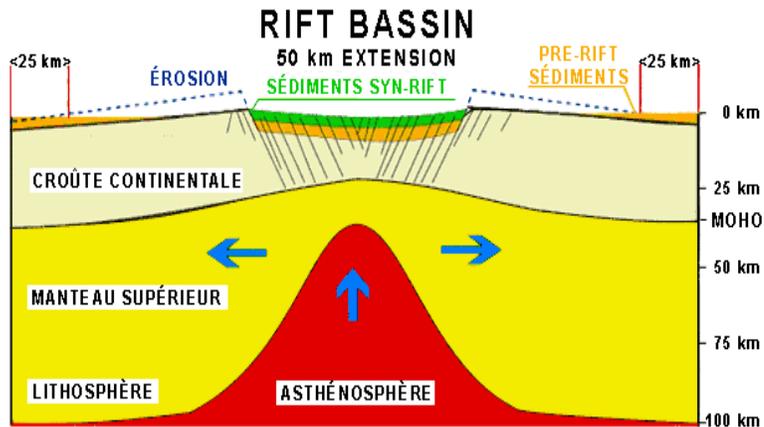
Du rifting à l'océanisation

1. Étirement, fracturation et amincissement de la croûte continentale.



2. Rifting et sédimentation.

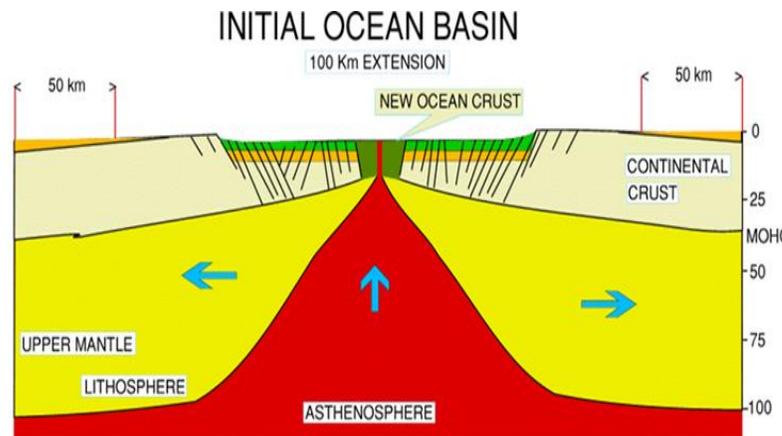
Remontée diapirique de l'asthénosphère formée de péridotites plus chaudes et plus légères que celles de la lithosphère.



3. Fusion partielle des péridotites de l'asthénosphère chaude et décomprimée.

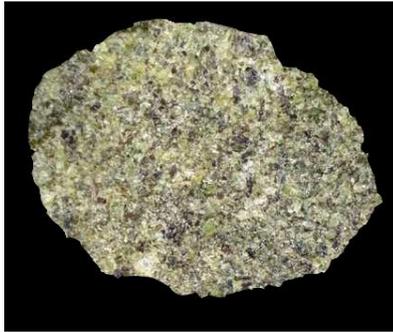
Formation d'un magma basaltique très chaud (1200°C) et de péridotites résiduelles (ou harzburgites).

Remontée du magma donnant par injection et épanchement les roches d'une nouvelle croûte océanique.



Le point important à retenir ici est qu'au niveau de la dorsale, la péridotite asthénosphérique remonte vers la surface (de -100 km à -25 km sur notre schéma). Elle va donc subir une décompression sans perte de chaleur : on parle de décompression adiabatique.

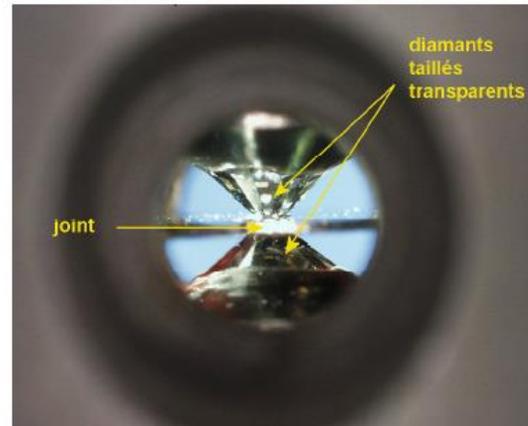
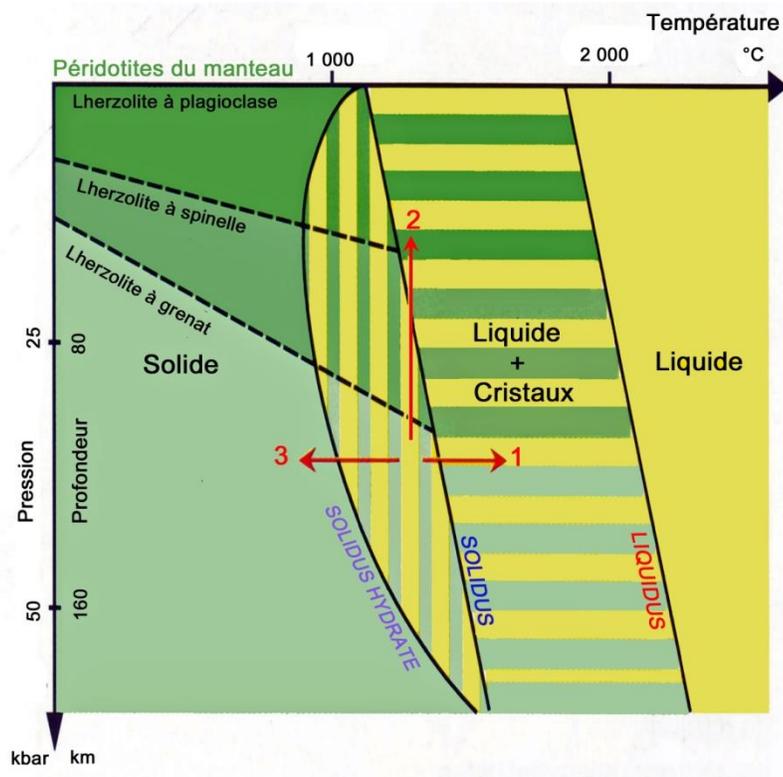
Rappels sur la fusion expérimentale des péridotites



Broyage



Fusion expérimentale
dans une cellule à enclumes de diamant
en faisant varier les facteurs
température, pression et hydratation



La cellule à enclumes de diamant observée de profil

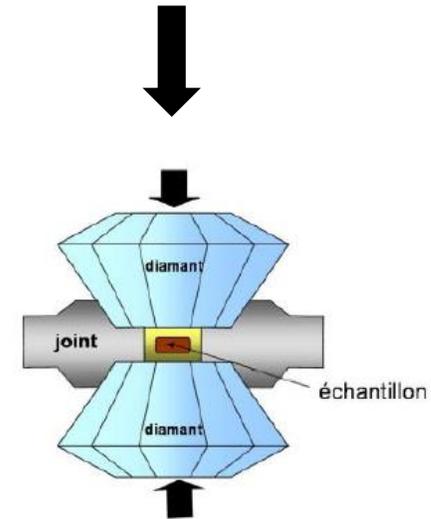
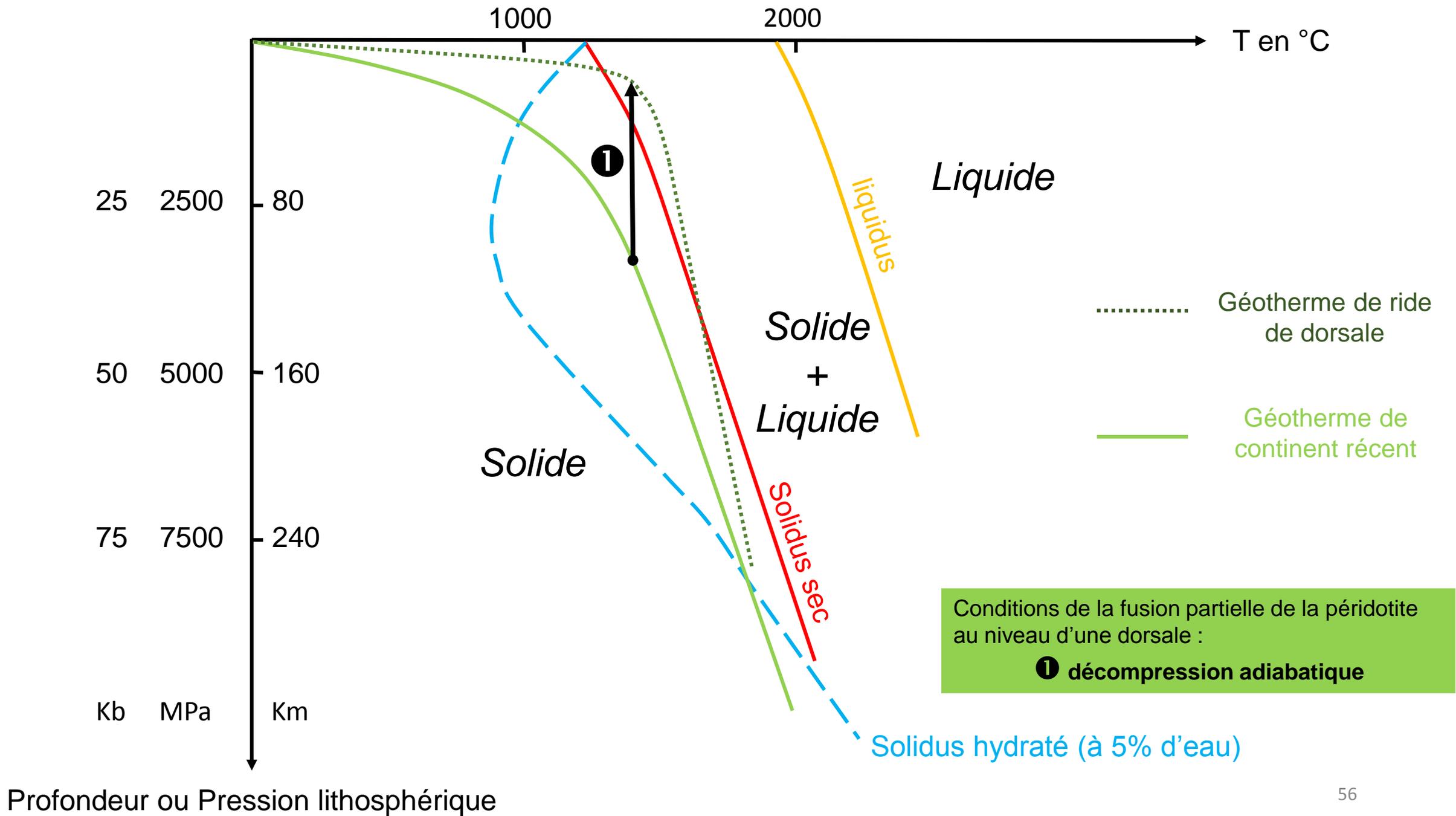
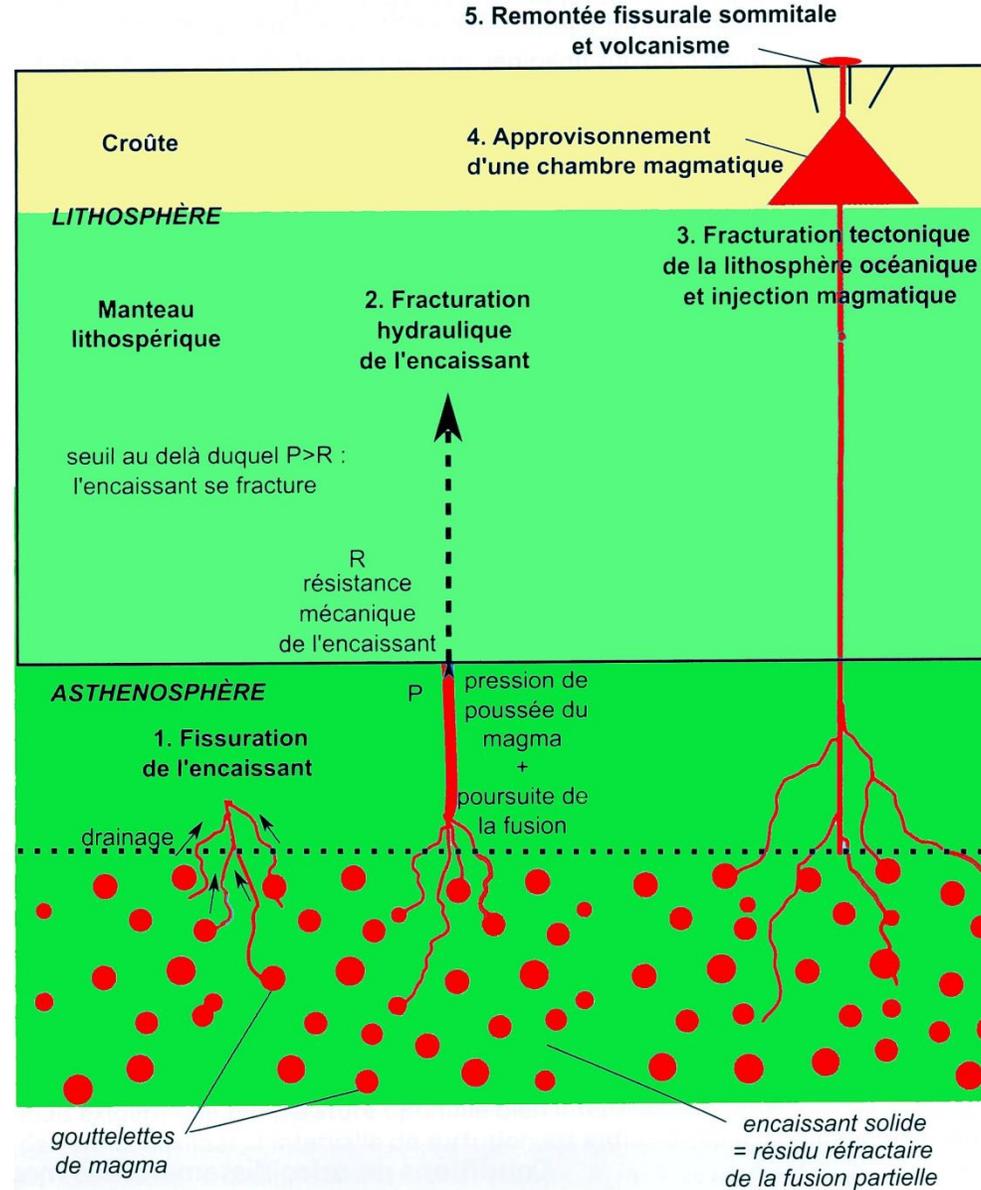


Schéma de la cellule à enclumes de diamant

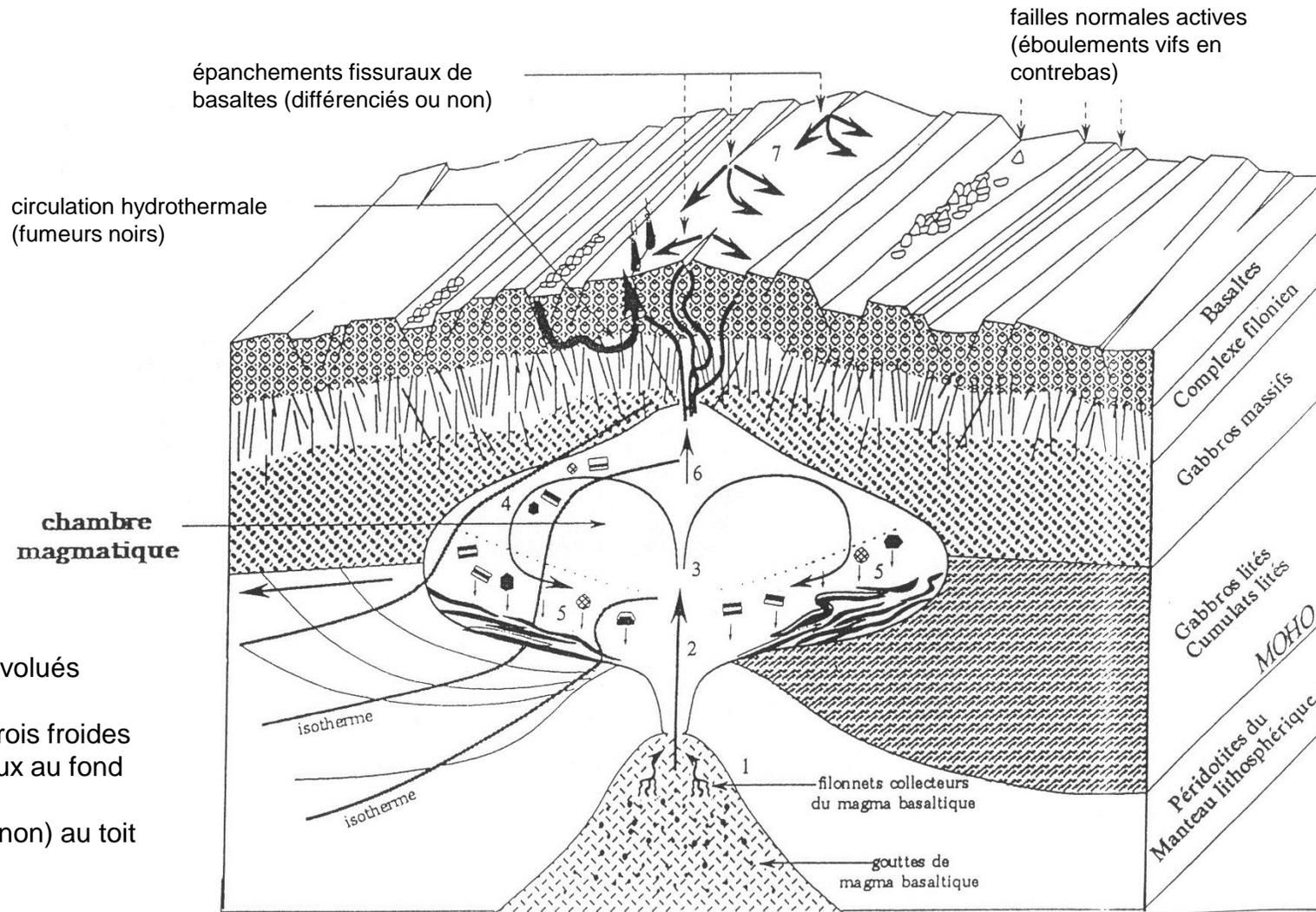
Augmentation de température par un rayon laser
Augmentation de pression par les enclumes de diamant



Extraction et ascension des magmas



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



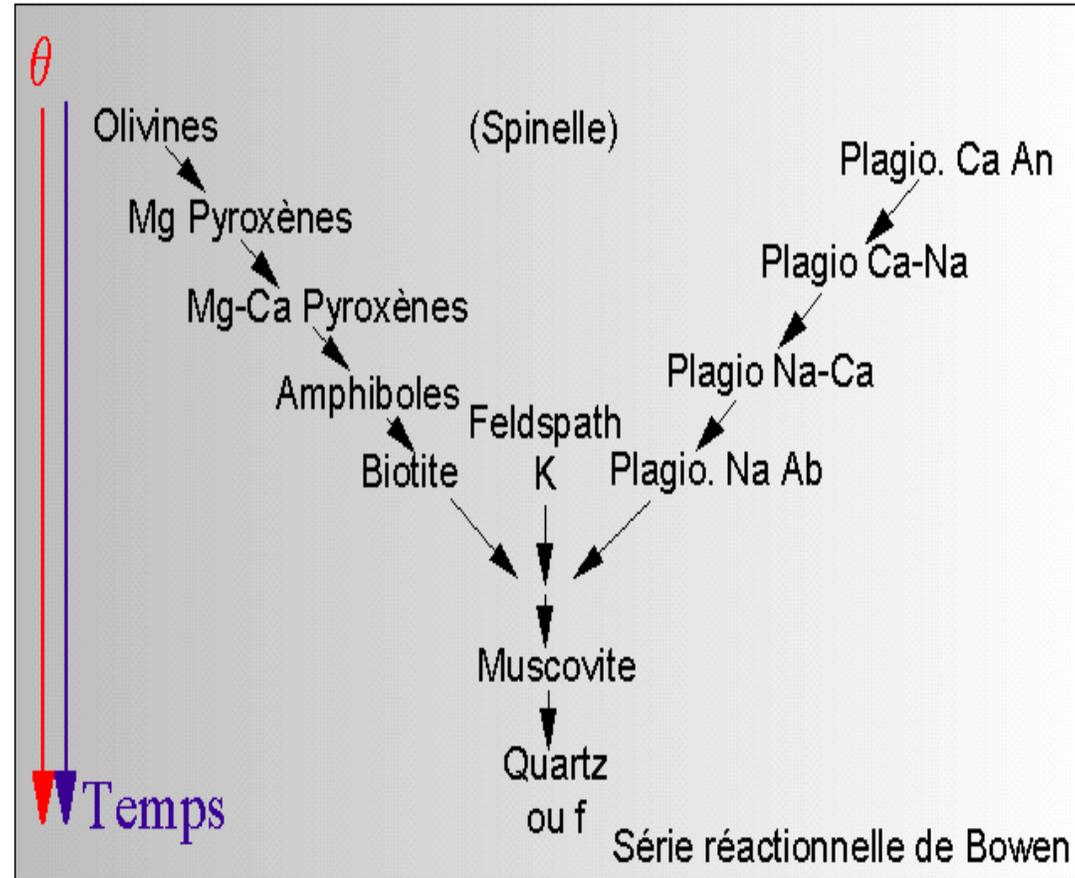
- 1- fusion partielle de l'asthénosphère
- 2- injection rythmique de magmas peu évolués
- 3- brassage par convection
- 4- cristallisation fractionnée près des parois froides
- 5- « sédimentation » de certains minéraux au fond de la chambre
- 6- injection de magmas différenciés (ou non) au toit de la chambre
- 7- épanchements basaltiques

Paramètres indicatifs sur la localisation de la chambre magmatique :

- largeur : 4 à 5 km
- profondeur du toit : 3 à 4 km

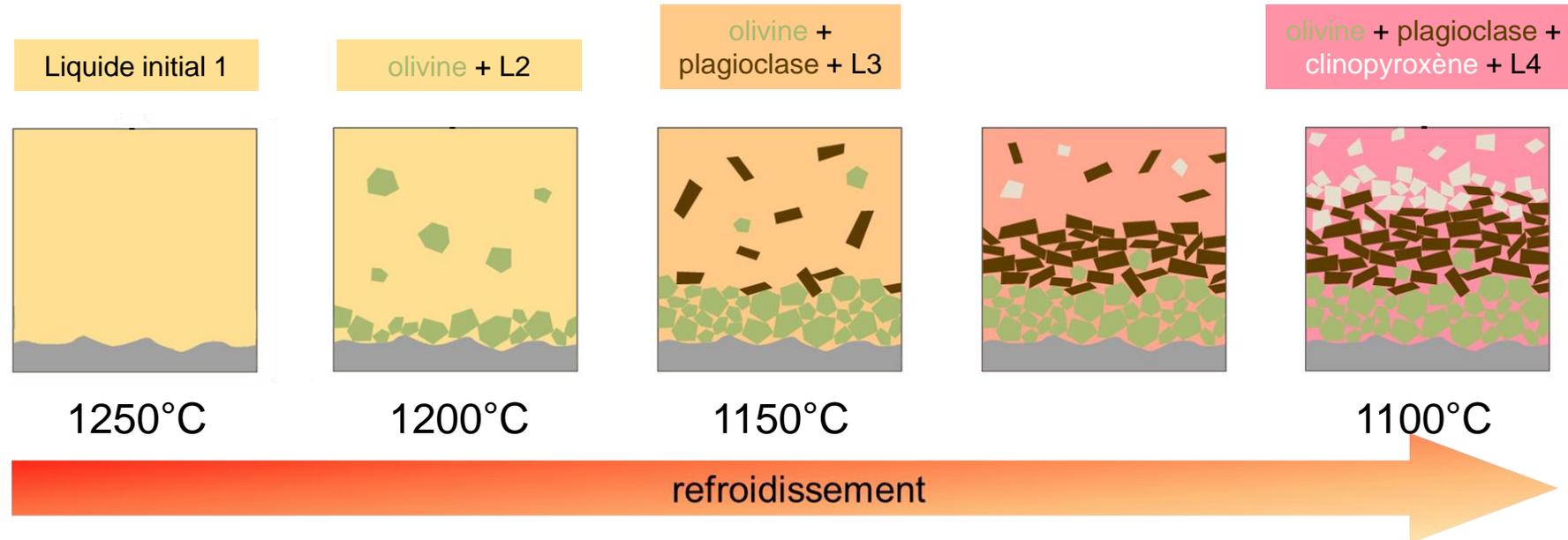
Diapir de
manteau asthénosphérique (fusion partielle)

La cristallisation fractionnée



Série réactionnelle de BOWEN

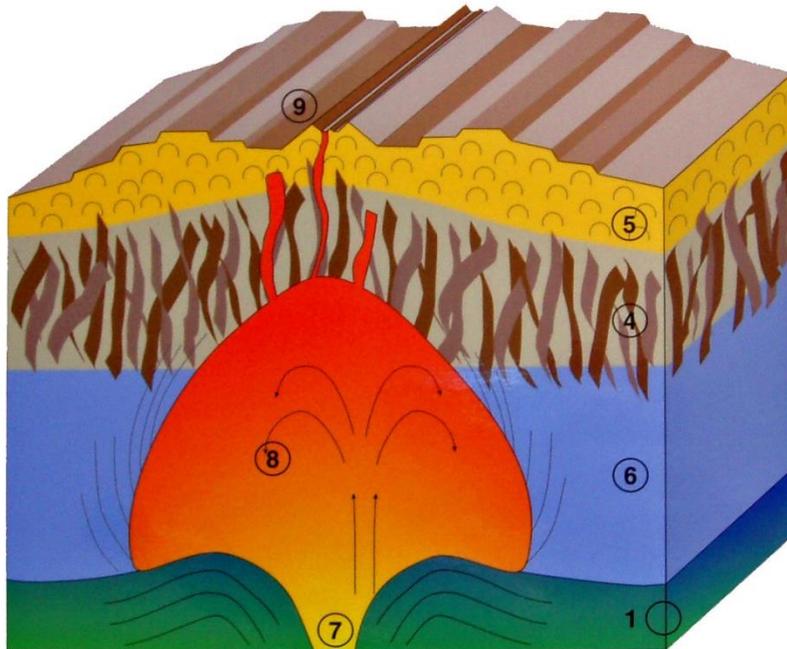
Schéma simplifié de la cristallisation fractionnée d'un magma basaltique dans une chambre magmatique



Si un processus physique sépare les cristaux solides des liquides (sédimentation) et si une petite fraction (supposée constante) de ces liquides est extraite et émise en surface, ils formeront une série volcanique comportant des quantités décroissantes des liquides de L1 à Ln, de moins en moins magnésiens et calciques et de plus en plus riches en silice et en éléments incompatibles (Na^+ et surtout K^+) non intégrés par l'olivine, les plagioclases et les pyroxènes.

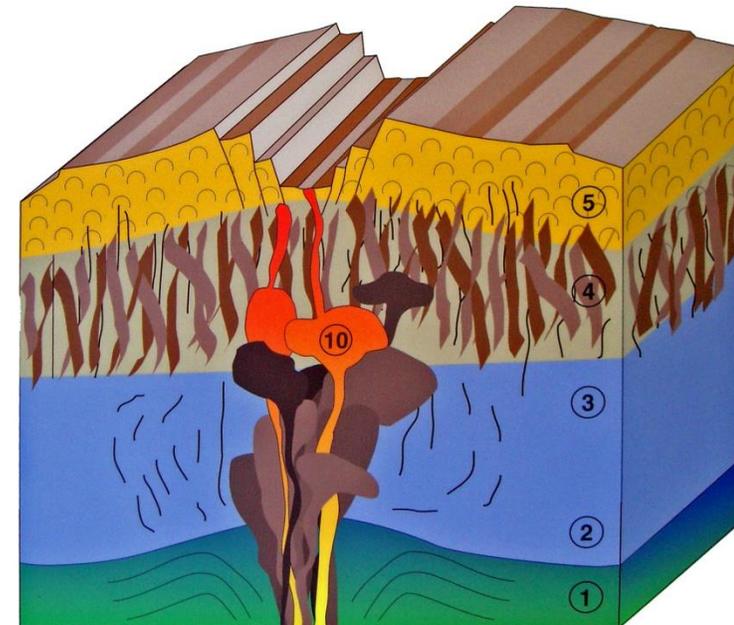
Fonctionnement des 2 types de dorsales

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

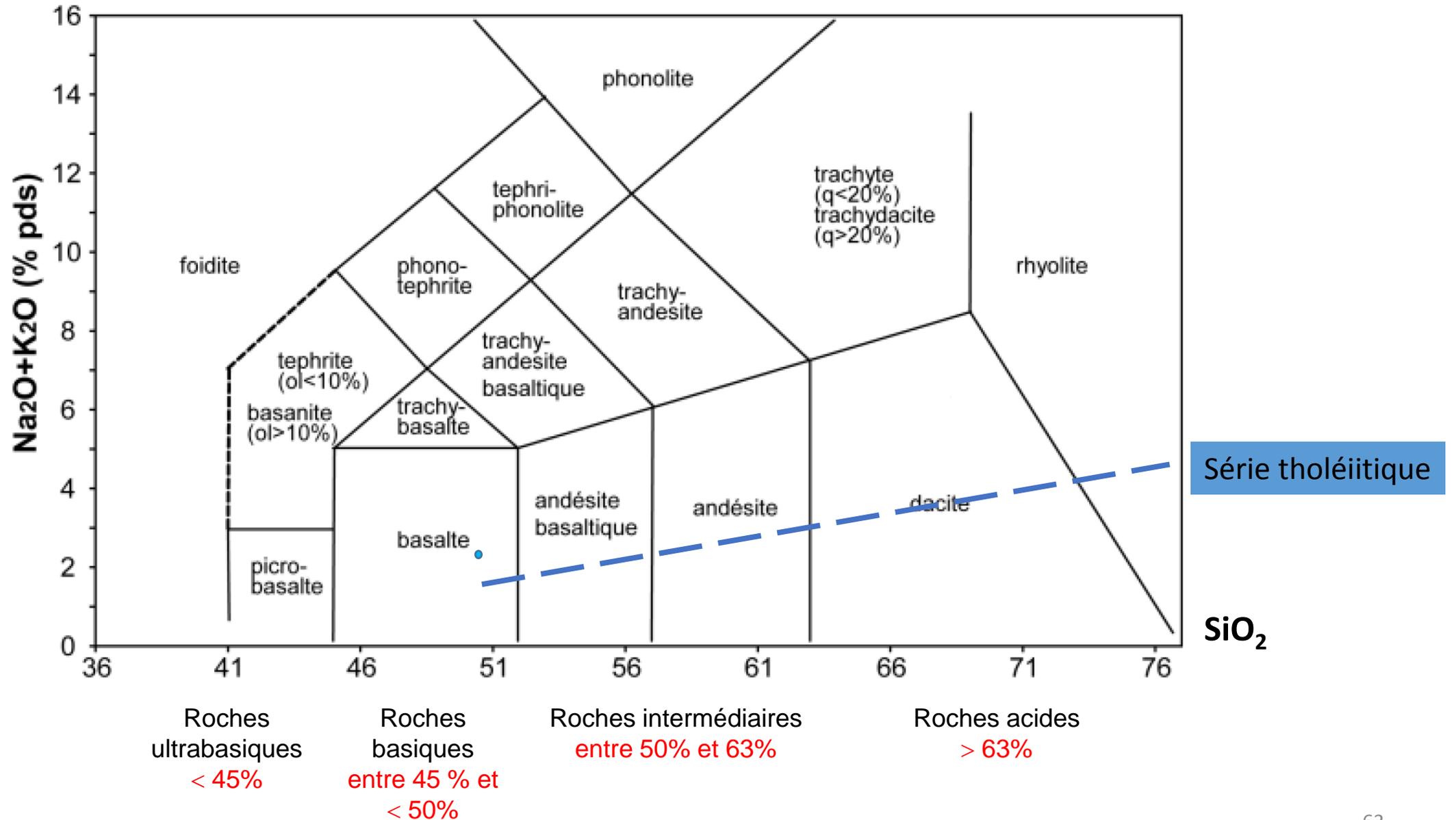
Composition chimique en éléments majeurs des basaltes de dorsale

(MORB : Mid-Ocean Ridge Basalts)

	MORB de la Dorsale Pacifique	MORB de la Dorsale Atlantique
SiO₂	50,49	50,64
TiO₂	1,78	1,43
Al₂O₃	14,55	15,17
FeO	10,87	10,45
MnO	0,20	0,19
MgO	7,22	7,53
CaO	11,58	11,62
Na₂O	2,74	2,51
K₂O	0,13	0,11
P₂O₅	0,17	0,14

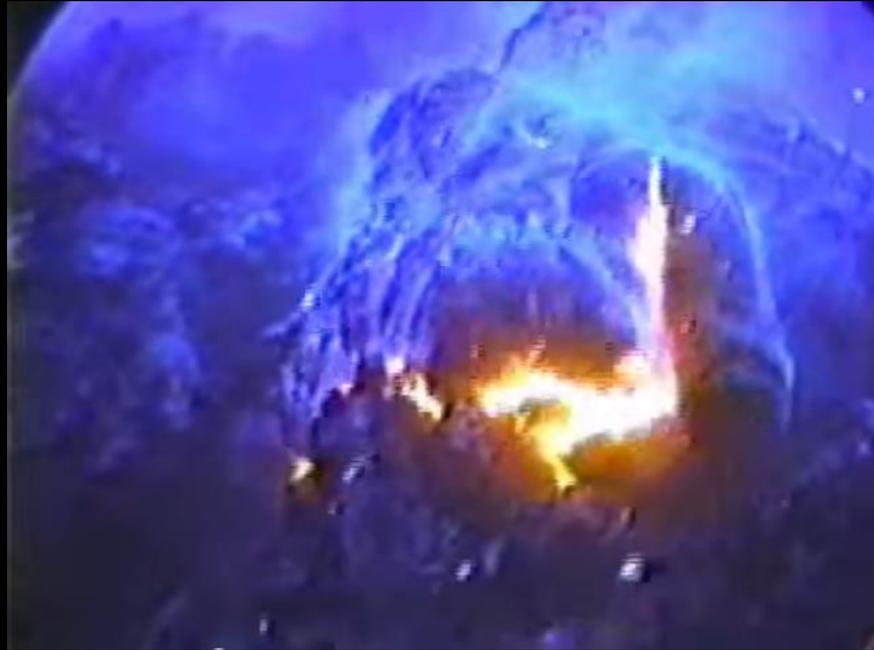
Les MORB sont relativement riches en silice, en fer et ont une faible teneur en K, en Ti et en P.

Classification chimique des MORB



Video

Pillow lava, croûte océanique, basalte



<https://youtu.be/DdIUuUY0L9c>

Video

Eyiafjallajökull eruption at Iceland



<https://www.youtube.com/watch?v=F-cpIQAp9MY>

Quelques particularités du volcanisme islandais de dorsale

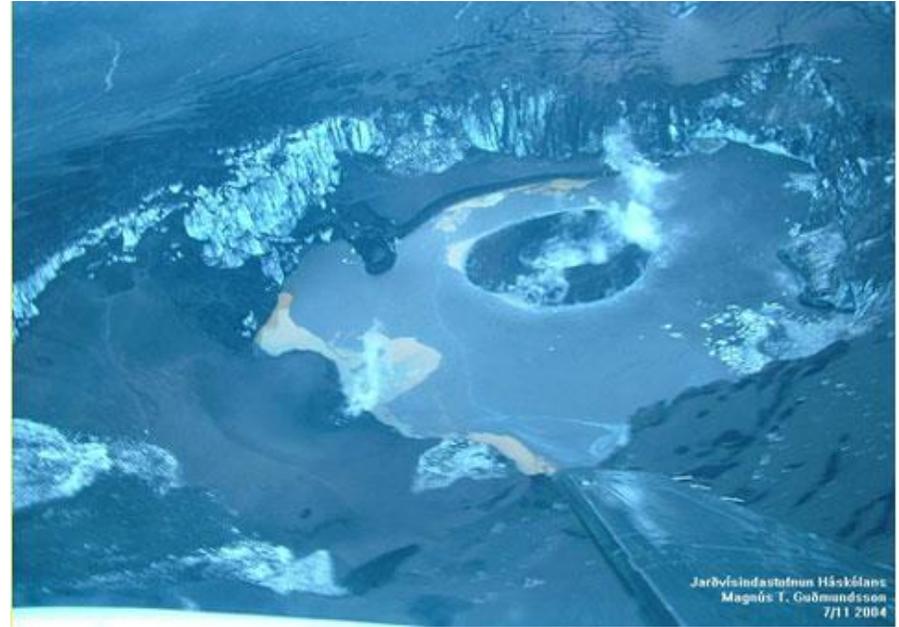


Éruption phréatomagmatique du Surtsey en Islande



AFP, samedi 23 août 2014
L'Islande interdit le trafic aérien en raison de l'éruption d'un volcan

L'Islande a interdit samedi le trafic aérien dans le secteur du plus grand volcan du pays, le Bardarbunga, en élevant le niveau d'alerte d'orange à rouge après avoir détecté une petite éruption, a annoncé le Service météorologique islandais (IMO).



Comme d'autres volcans islandais, le Bardarbunga est recouvert de glace. "Il y a une éruption en cours sous la couche de glace, probablement une petite éruption qui n'a pas pu faire fondre la couverture de glace", a déclaré Theodor Hervasson, directeur exécutif de la division des alertes et des prévisions à l'IMO.

Le volcan islandais Eyjafjallajökull a provoqué en 2010 la plus grande fermeture d'espace aérien décrétée en Europe en temps de paix, avec plus de 100.000 vols annulés sur un mois

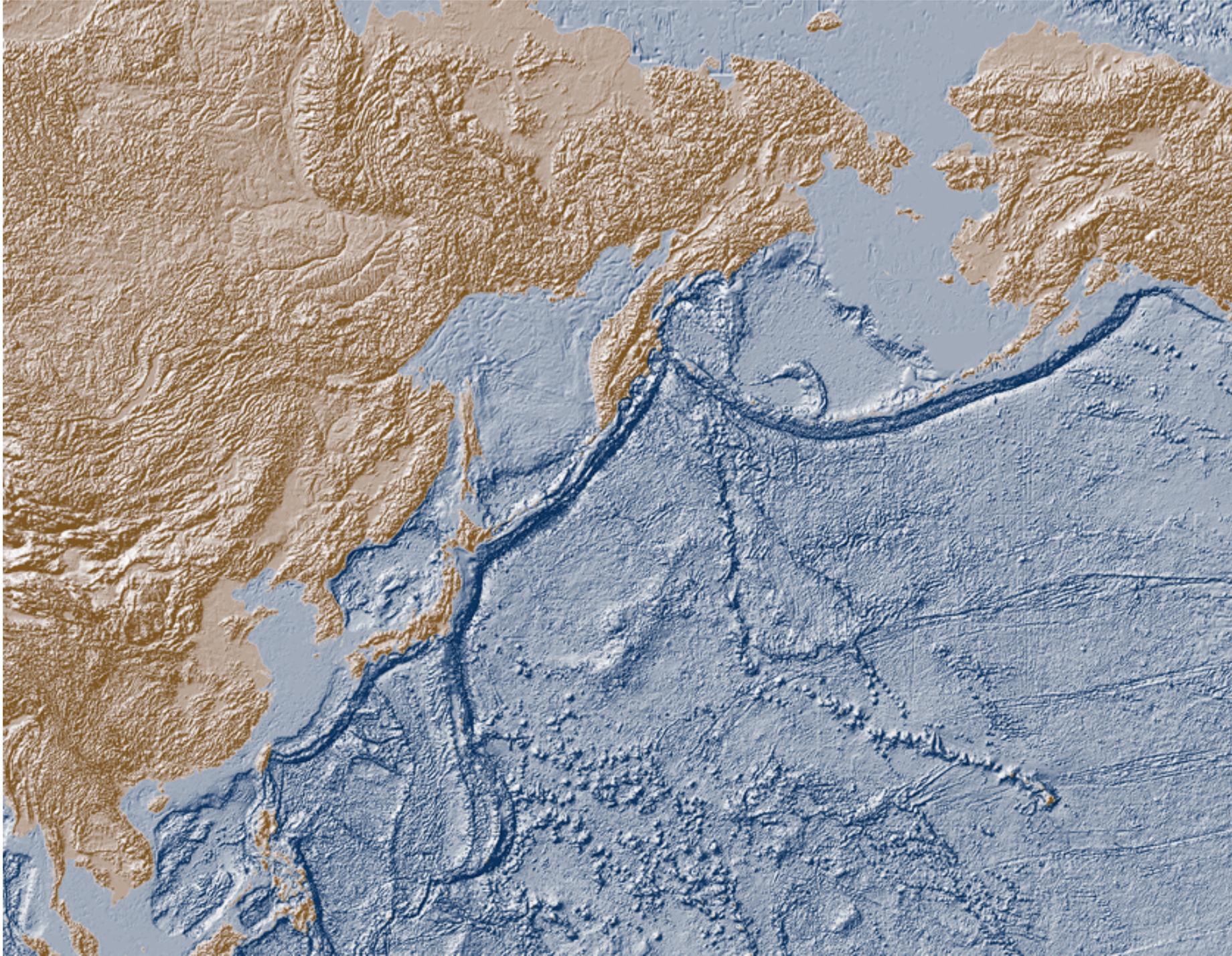
<http://terreetvolcans.free.fr/fr/news.php?id1=0&t=10&n=0>

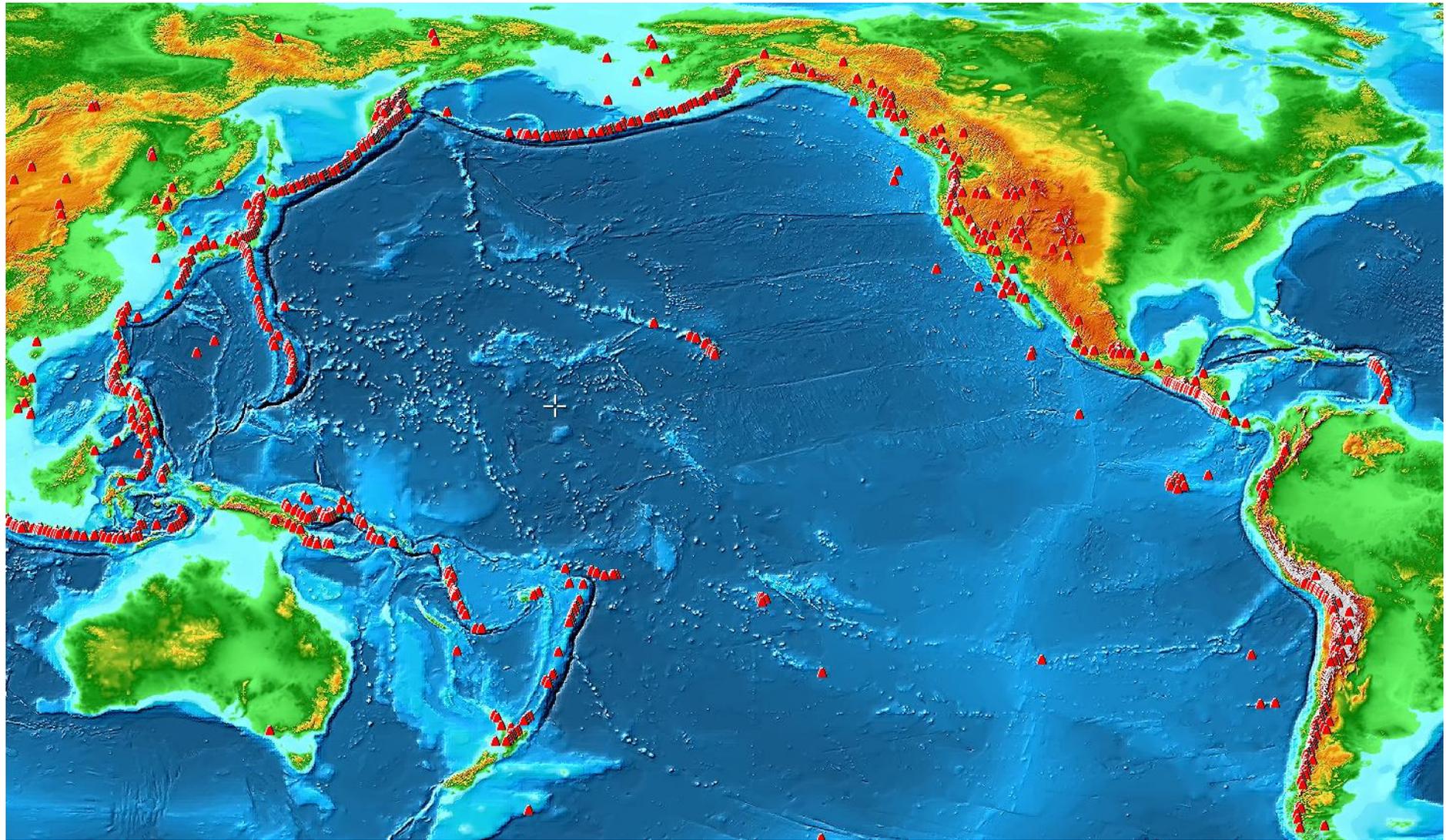
Le volcanisme de zone de subduction

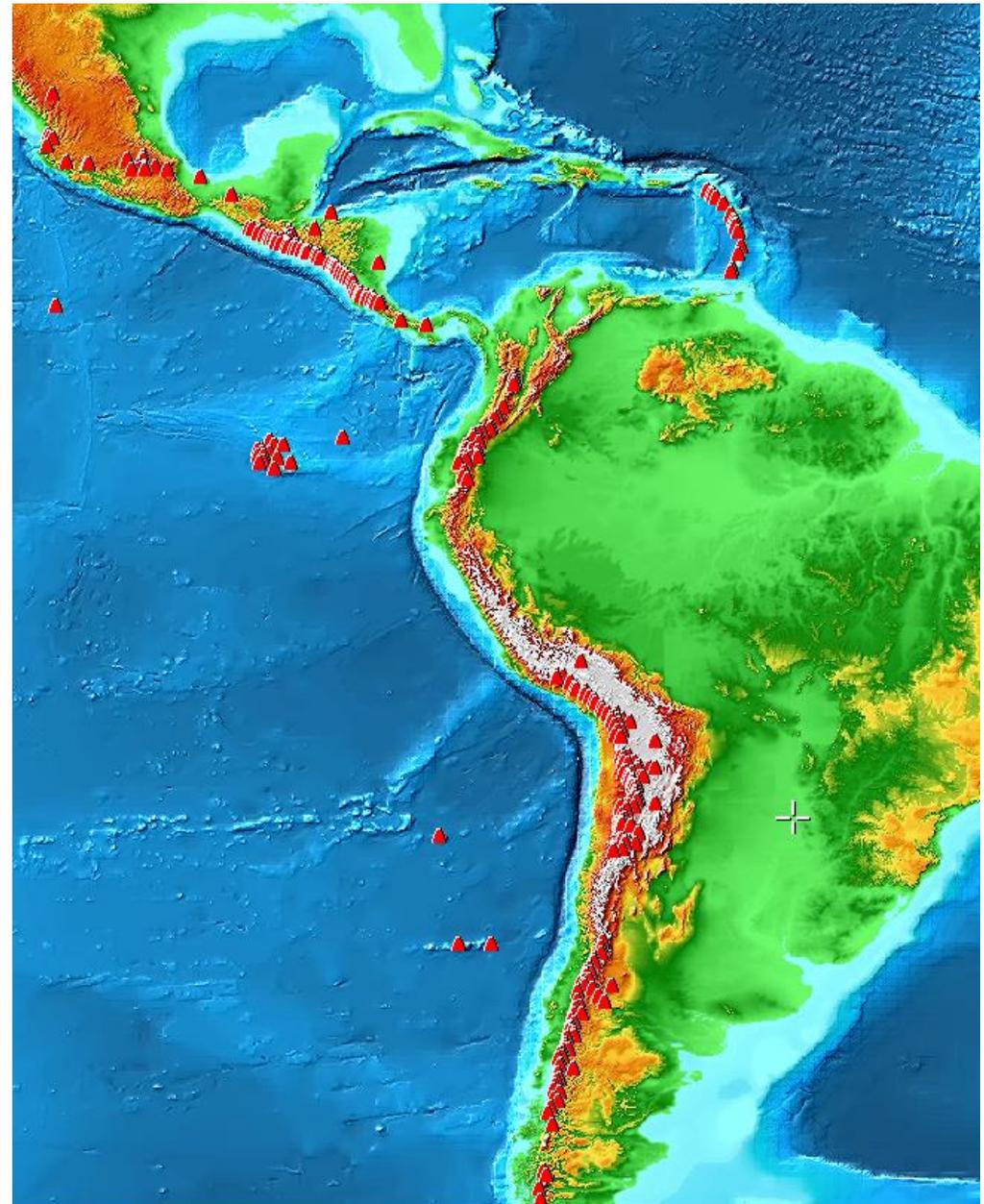
Volcanisme de zone de subduction

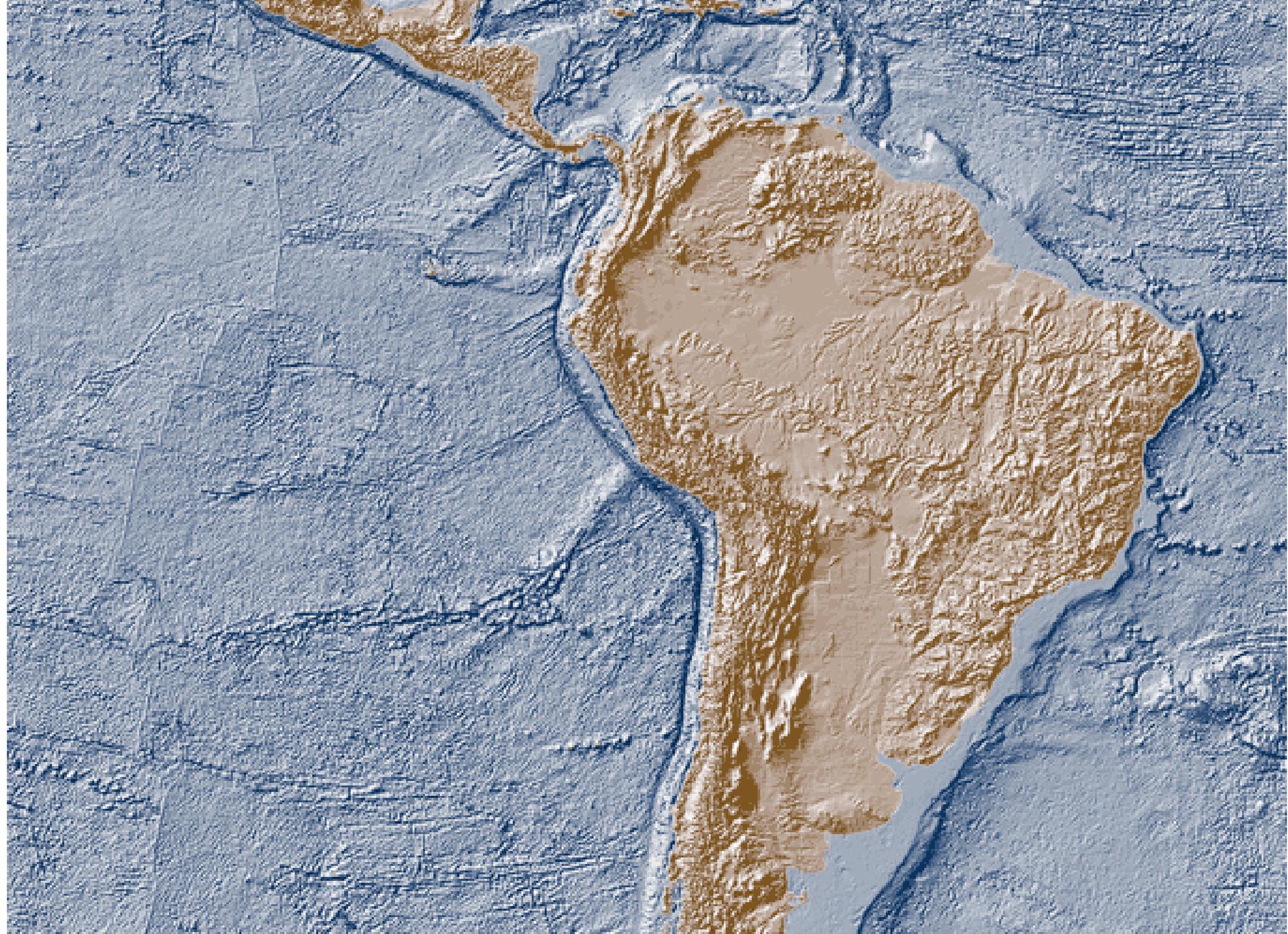




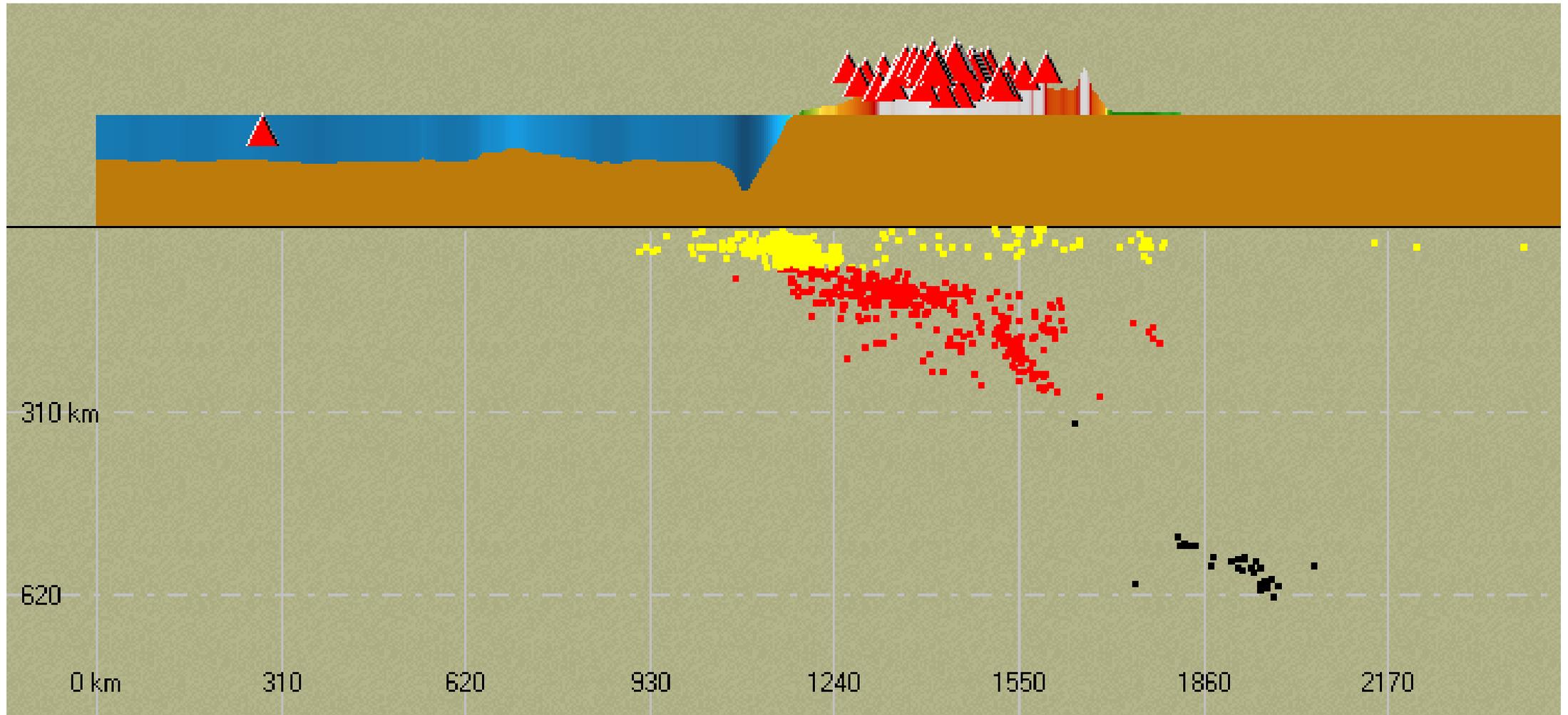








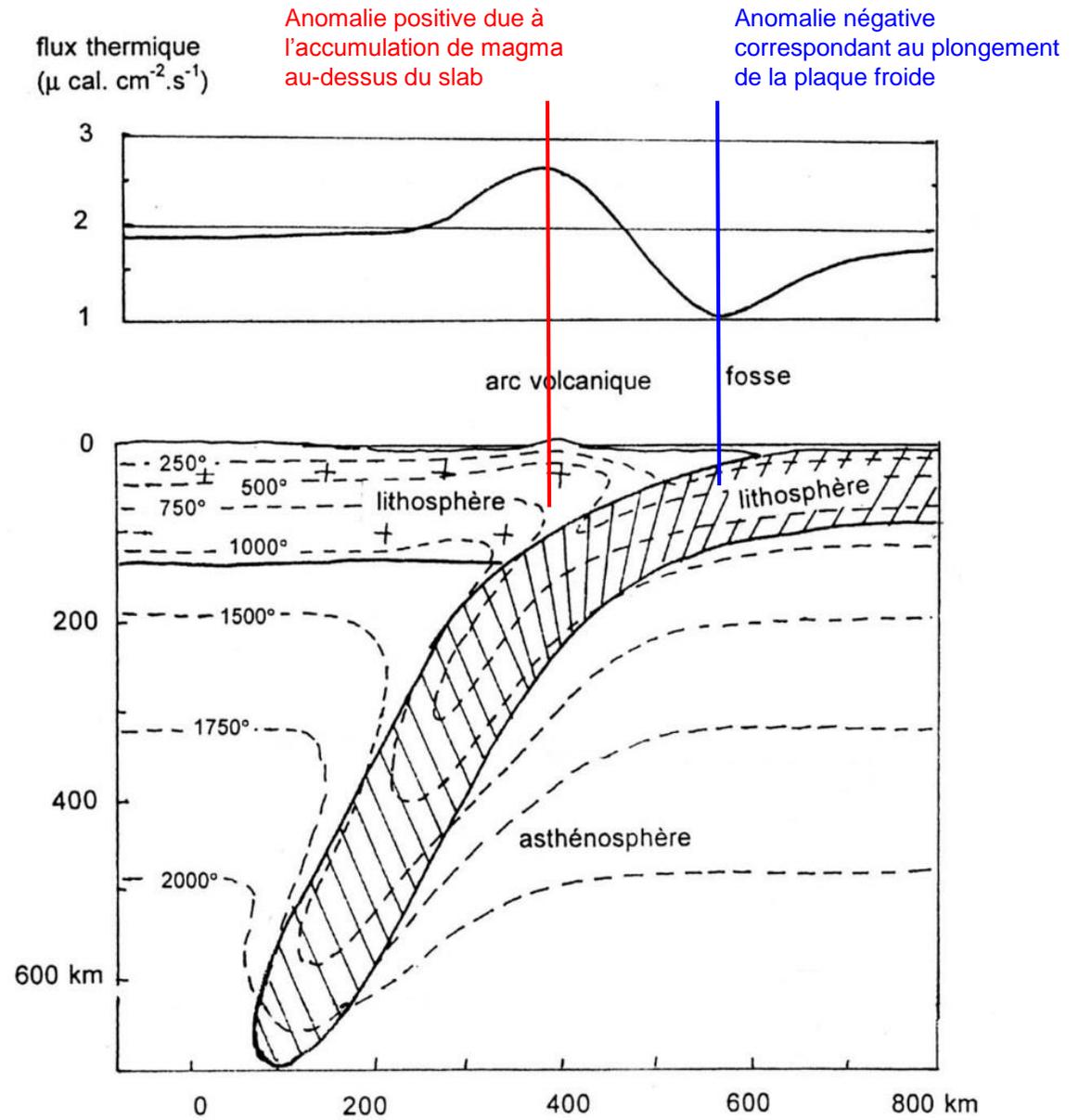
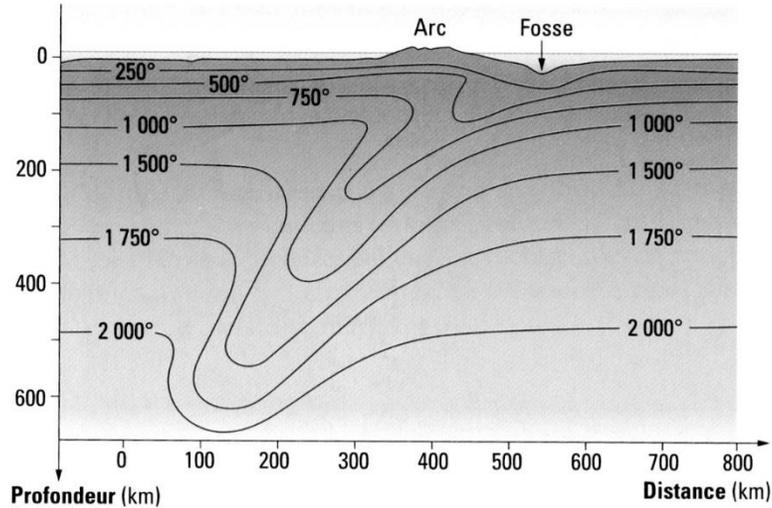
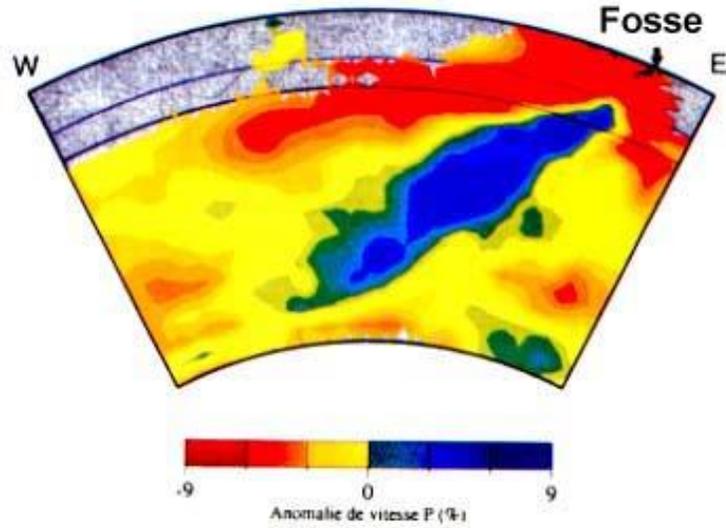
Volcanisme et séismes de zone de subduction

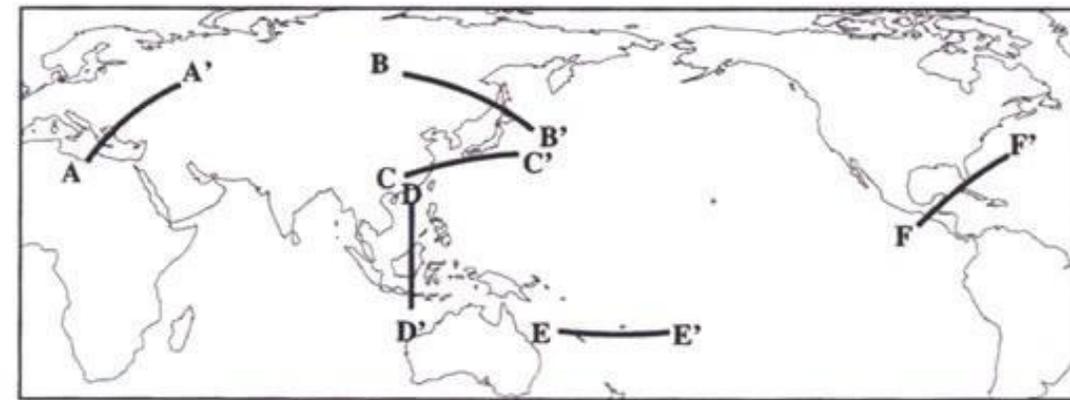
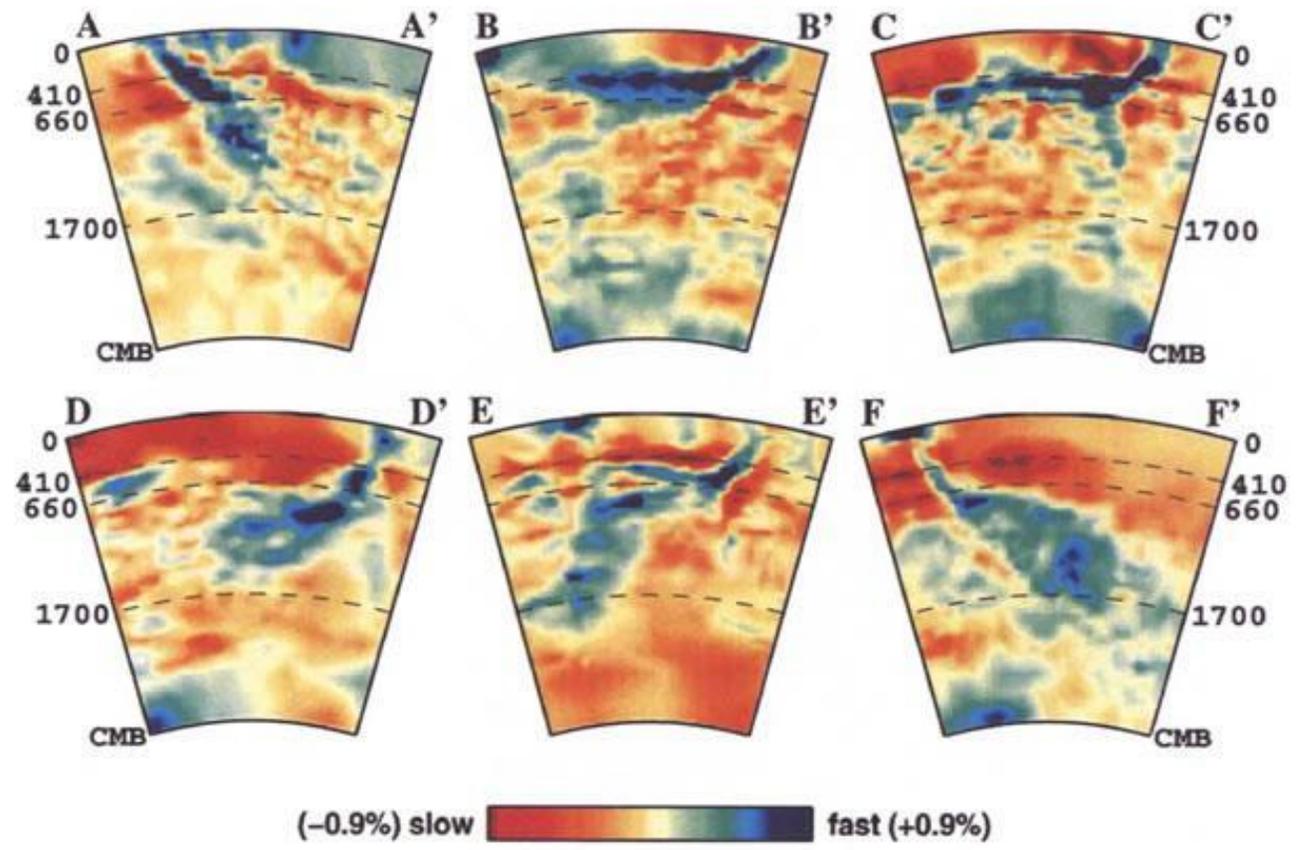


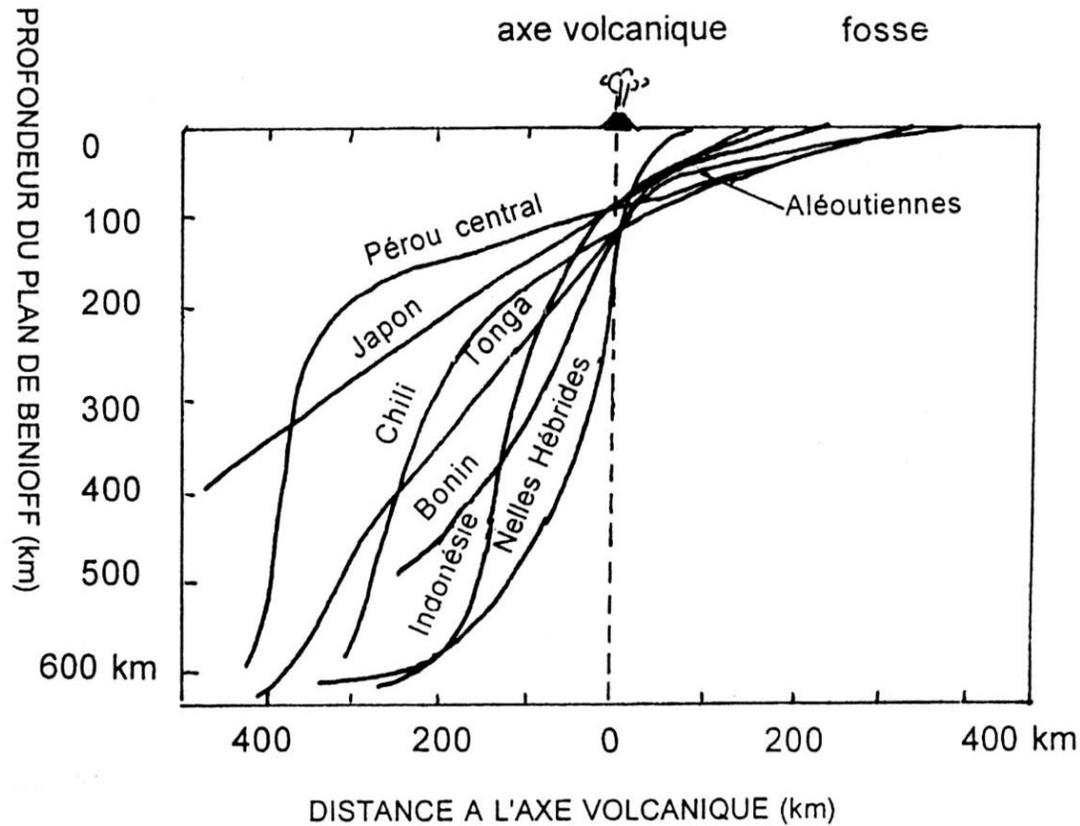
⇒ Les séismes sont à la fois superficiels, intermédiaires et profonds.

Le plan incliné sur lequel s'alignent les foyers ou hypocentres de ces séismes, appelé plan de Benioff-Wadati ou encore Slab, matérialise la subduction de la lithosphère océanique de la plaque Nazca sous la lithosphère continentale de la plaque Amérique du Sud.

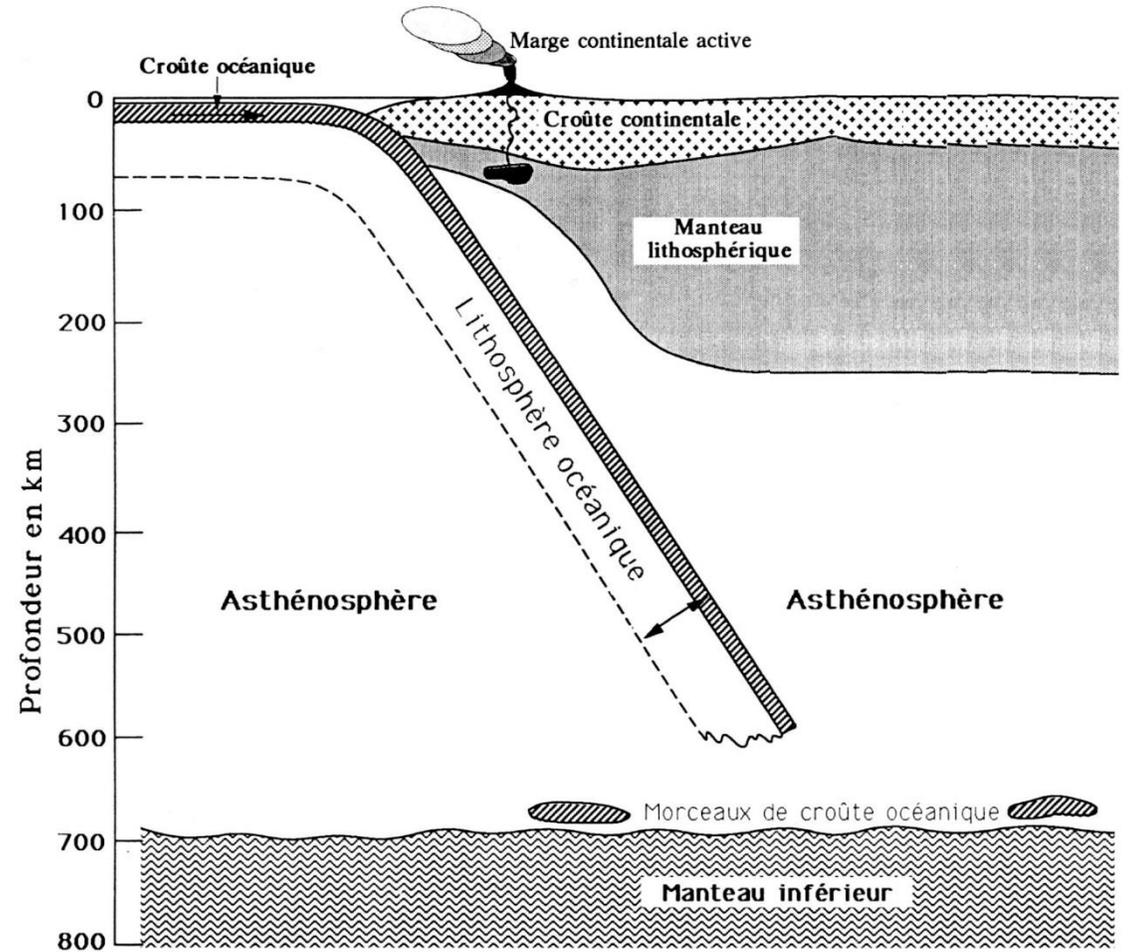
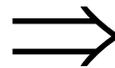
Apports de la tomographie



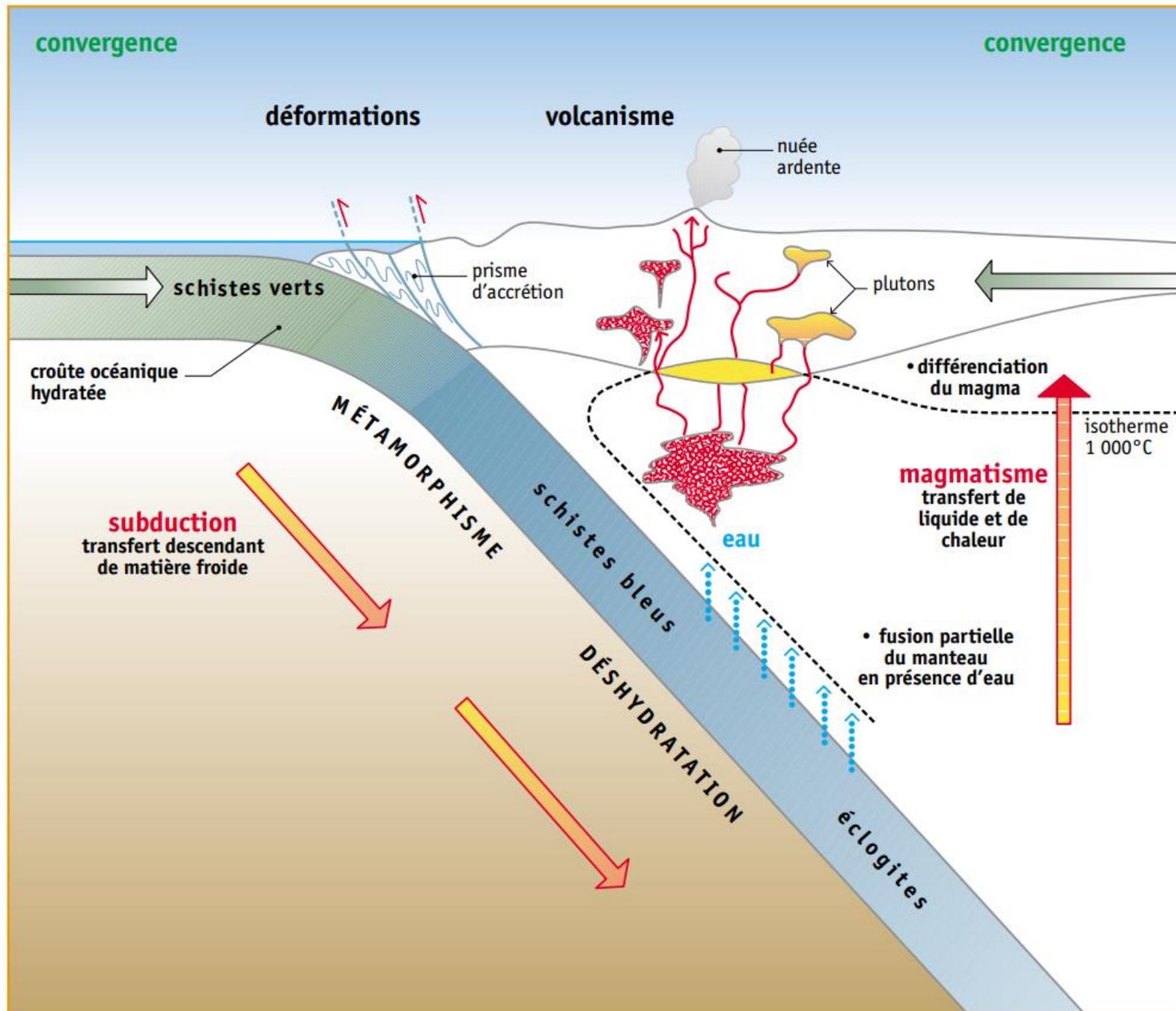


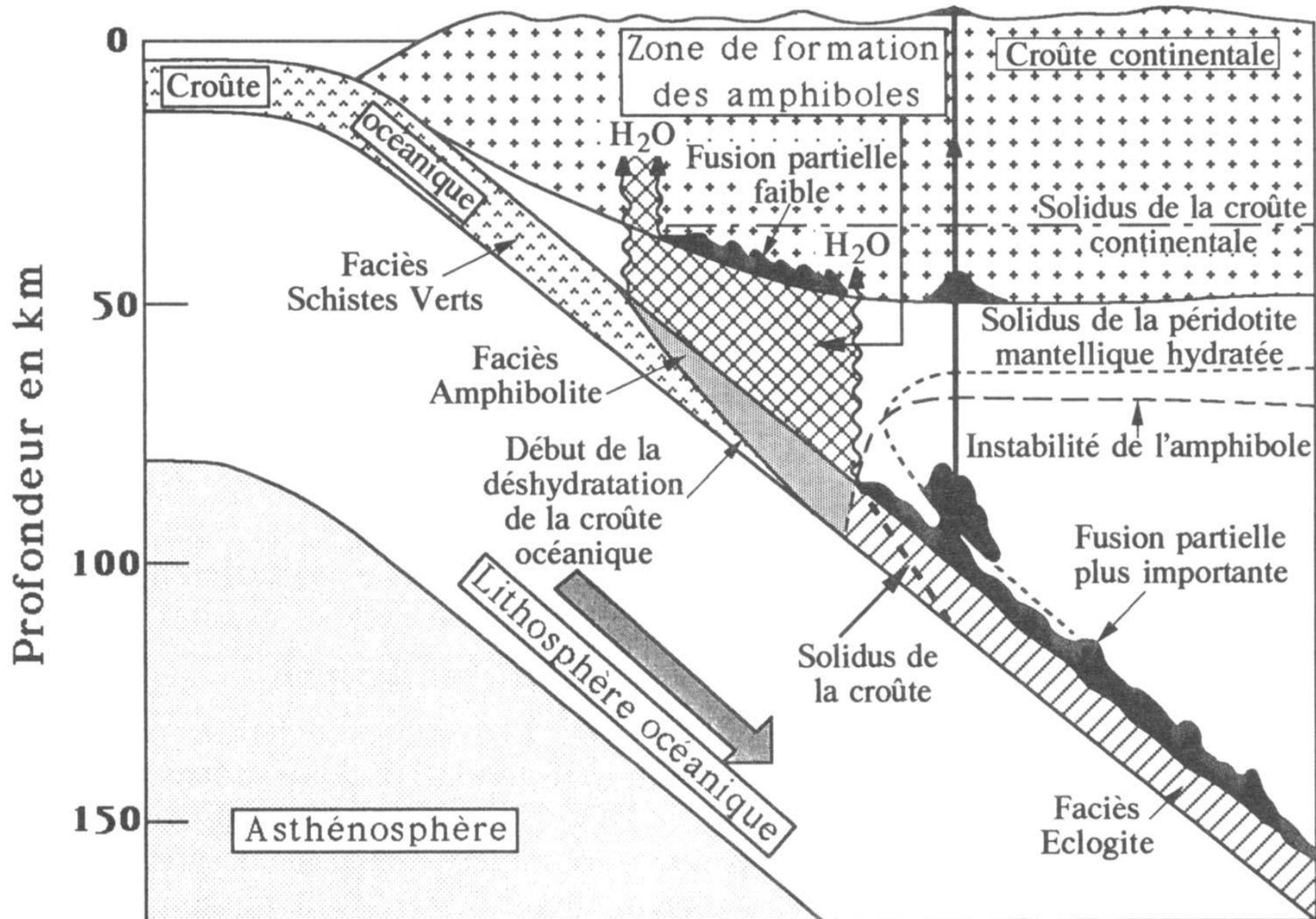


Le schéma ci-dessus montre que l'axe volcanique en zone de subduction est invariablement situé 100 km au-dessus du plan de Benioff-Wadati (slab). Le magma est donc fabriqué à cette profondeur.



Reporté sur le schéma ci-dessus, la profondeur de 100 km correspond au petit coin d'asthénosphère compris entre le manteau lithosphérique et la lithosphère plongeante. Ce n'est qu'ultérieurement que le magma monte pour traverser le manteau lithosphérique puis la croûte chevauchante.





Au niveau d'une zone de subduction, la plaque océanique qui plonge subit un métamorphisme du fait de l'augmentation de température et de pression.

Les gabbros et les basaltes de la croûte océanique de nature gabbroïque qui subducte se métamorphosent en amphibolites à glaucophane (faciès schistes bleus, la glaucophane étant une amphibole bleue) puis en éclogites à grenat.

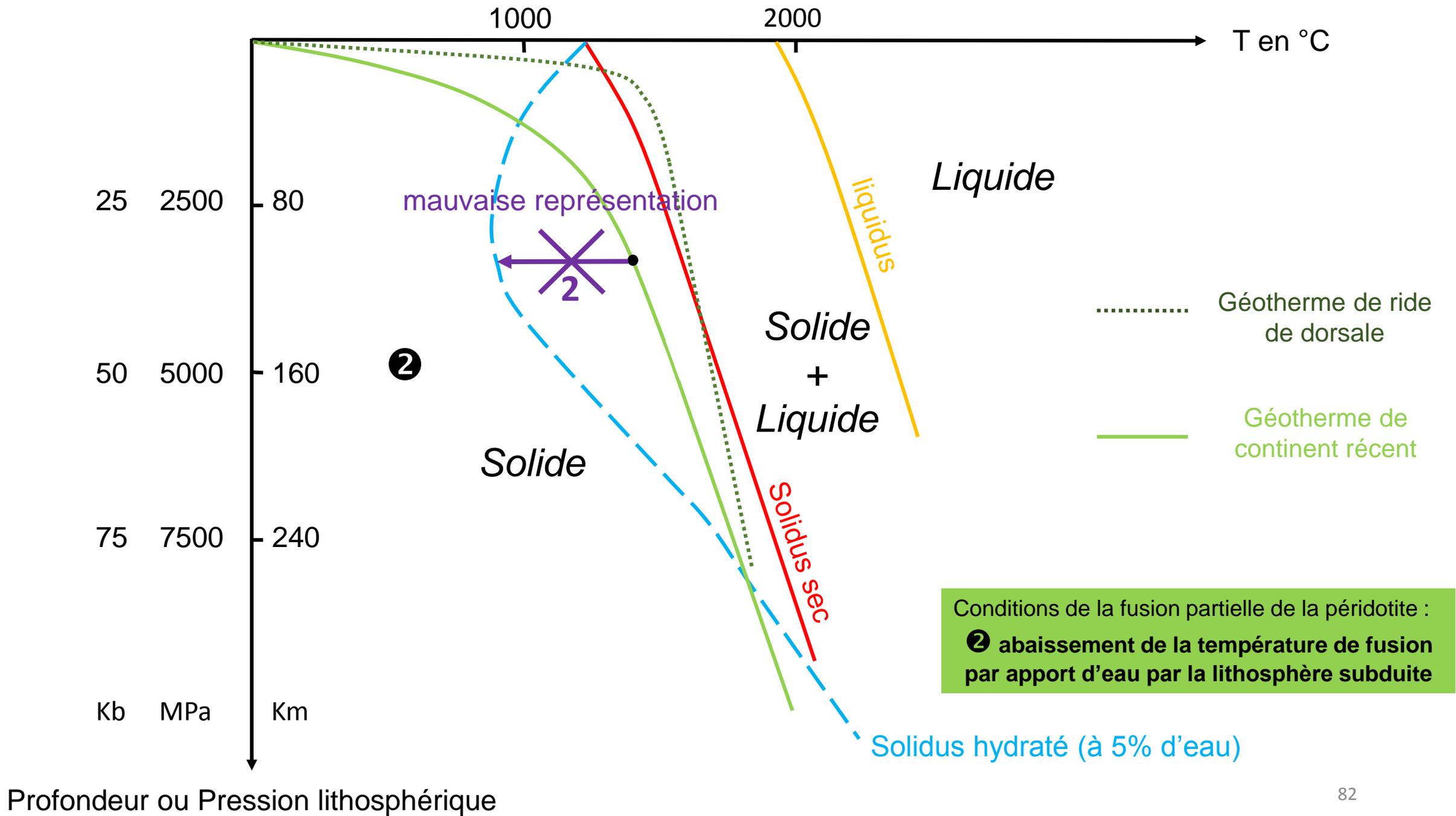
Or, la glaucophane est un minéral hydraté, riche en groupements OH, et le grenat un minéral anhydre.

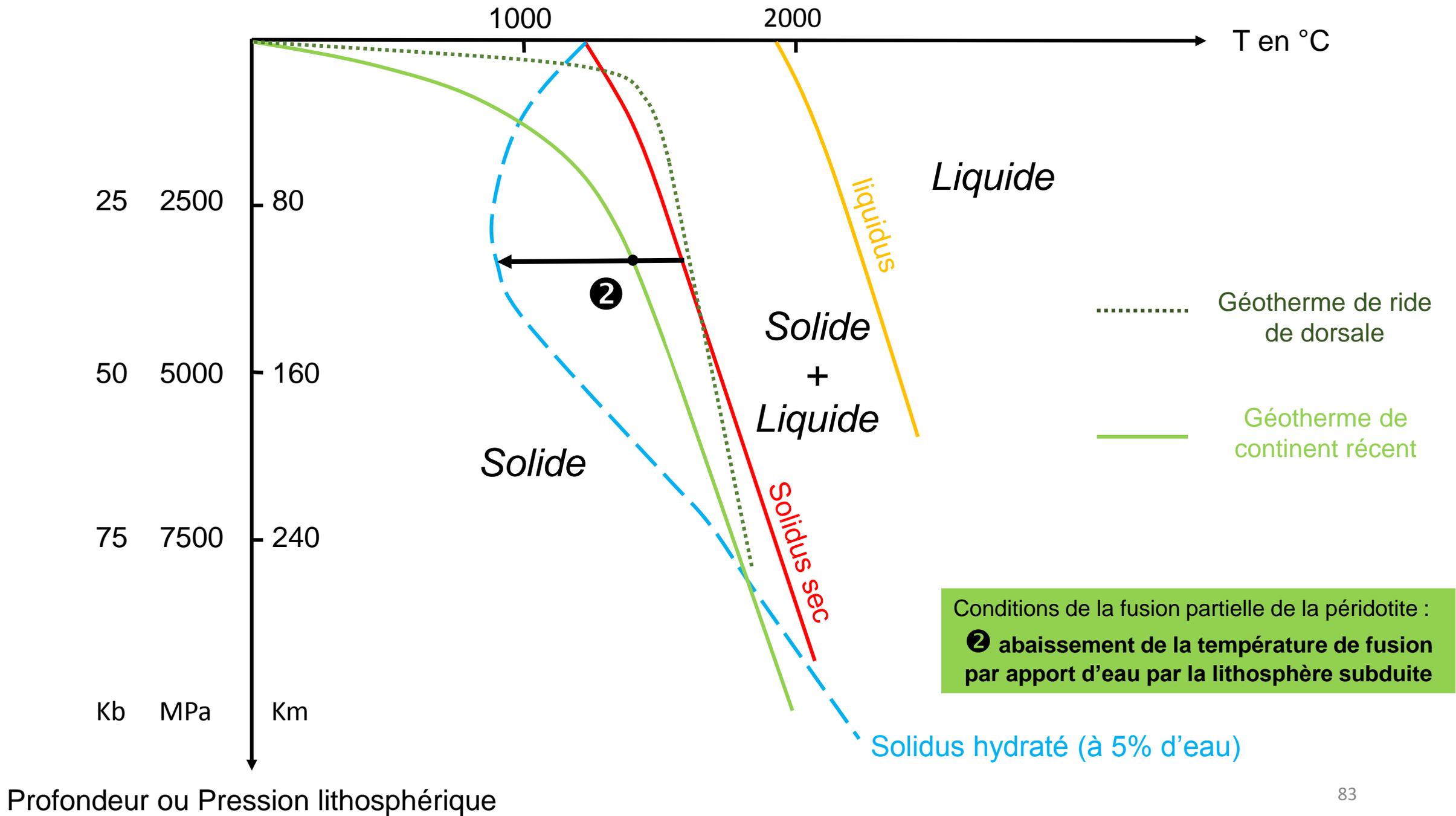
Le passage du faciès schistes bleus au faciès éclogite s'accompagne donc d'une déshydratation de la lithosphère océanique plongeante. Cette déshydratation a lieu vers 80 - 100 km de profondeur.

Et cette eau va gagner le petit coin d'asthénosphère compris entre le slab et la lithosphère continentale chevauchante.

C'est cette eau qui, en déplaçant le solidus sec vers les plus basses températures (vers la gauche - voir diapo suivante), va permettre la fusion partielle de la péridotite asthénosphérique.

Remarque : souvent, dans les ouvrages de géologie, on représente l'échantillon de péridotite (matérialisé par un point sur le diagramme P-T suivant) se déplacer selon la flèche 2 violette. Cette interprétation est fautive : la température de la péridotite reste constante. C'est le solidus qui se déplace car il est maintenant hydraté ; et notre échantillon de péridotite se retrouve alors incluse dans le nouveau champ, plus large, solide + liquide. La bonne représentation est celle de la diapositive 79.





Comment expliquer l'absence de volcanisme basaltique dans les cordillères de zone de subduction ?

Dans les Andes ou au Japon, les andésites et les rhyolites constituent l'essentiel des roches volcaniques.

La rareté des basaltes s'explique par le processus de cristallisation fractionnée qui s'opère dans le réservoir magmatique sous-lithosphérique (« under-plating ») mais aussi et surtout par la contamination crustale : le magma basaltique doit en effet traverser une croûte continentale épaisse de nature granitique pour parvenir à la surface.

Un mélange de magma basaltique issu de l'asthénosphère et de magma granitique produit par la croûte réchauffée par l'ascension du magma basaltique aboutit à la formation d'un magma de chimisme intermédiaire de nature andésitique.

Si ce magma andésitique cristallise en profondeur, il donnera une granodiorite, équivalent grenu de l'andésite.

Et dans les arcs volcaniques ?

Les basaltes d'arcs volcaniques (AIB pour Arc Island Basalts) sont émis en plus grande quantité pour deux raisons principales :

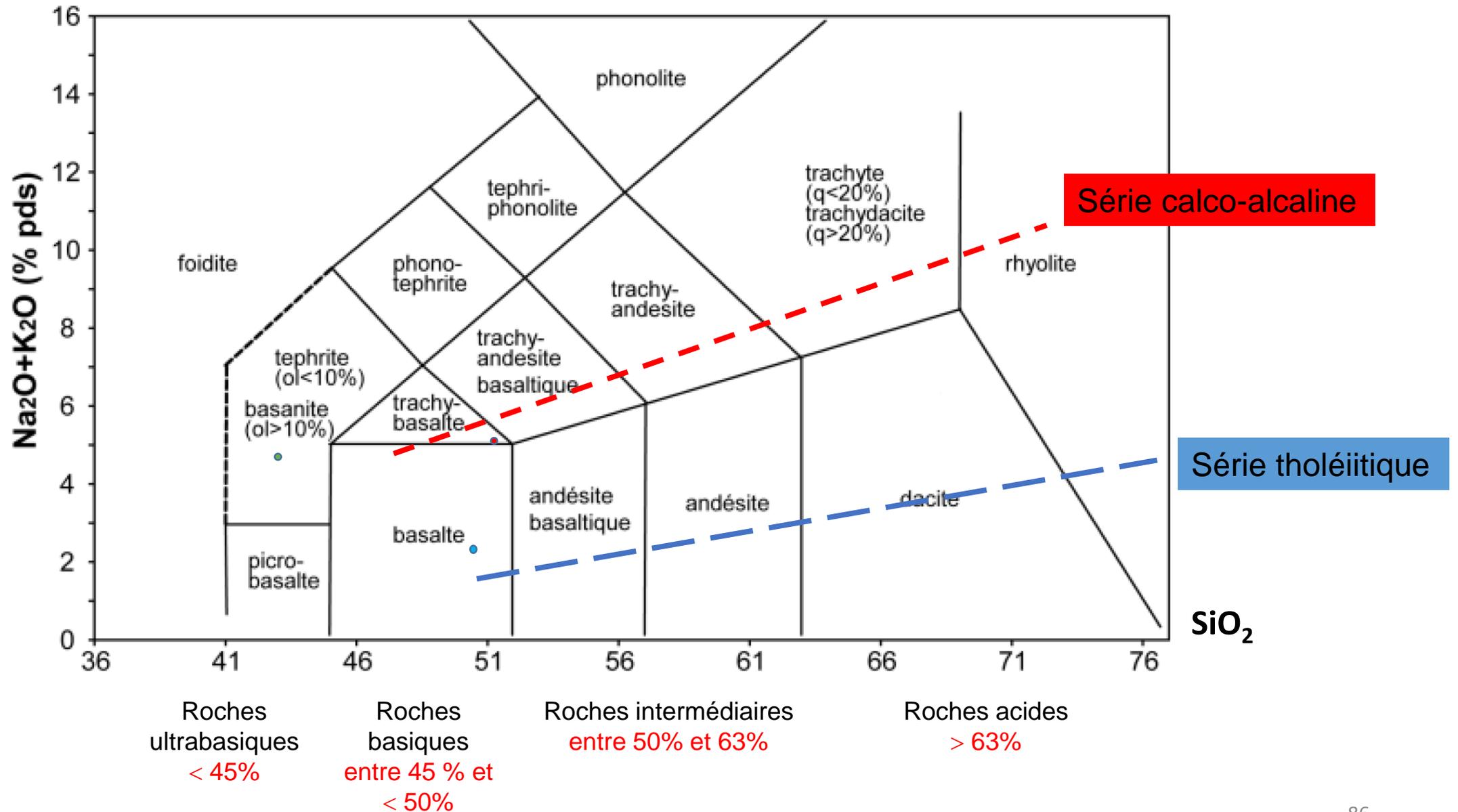
- la croûte chevauchante est surtout de nature océanique et donc basaltique, même si des lambeaux de granite sont présents,
- et son épaisseur est fine donc peu de contamination.

Composition chimique en éléments majeurs des principales roches volcaniques de marges actives

	Basalte calco-alcalin	Basalte alcalin	Andésite	Rhyolite	MORB N de la Dorsale Atlantique
SiO₂	51,05	43,49	59,89	73,29	50,64
TiO₂	1,14	2,34	0,95	0,23	1,43
Al₂O₃	18,57	13,43	17,07	13,30	15,17
FeO_t	8,90	13,19	6,31	1,70	10,45
MnO	0,16	0,18	0,12	0,07	0,19
MgO	5,54	9,95	3,25	0,30	7,53
CaO	8,87	12,30	5,67	1,13	11,62
Na₂O	3,98	3,12	3,95	3,66	2,51
K₂O	1,42	1,42	2,47	4,24	0,11
P₂O₅	0,38	0,74	0,31	0,08	0,14

Les basaltes des marges continentales actives sont plus riches en Na et surtout en K (8 fois plus) que les MORB. Cette richesse pourrait s'expliquer par une contamination du magma basaltique par les sédiments océaniques subductés.

Classification chimique des roches volcaniques de zone de subduction

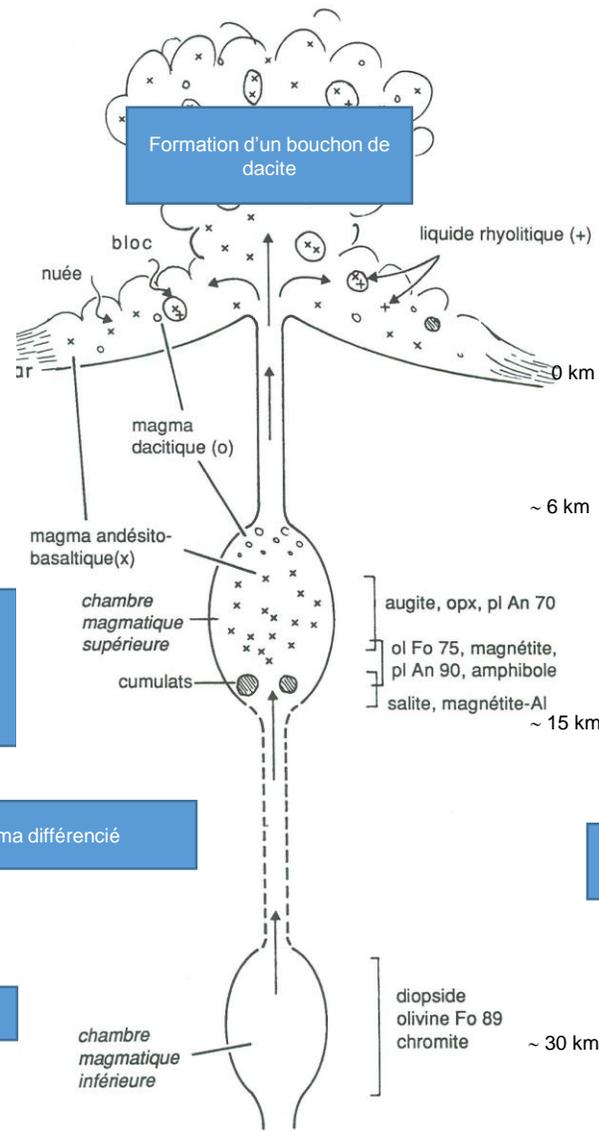




Éruption du volcan Copahue (frontière Argentine-Chili)



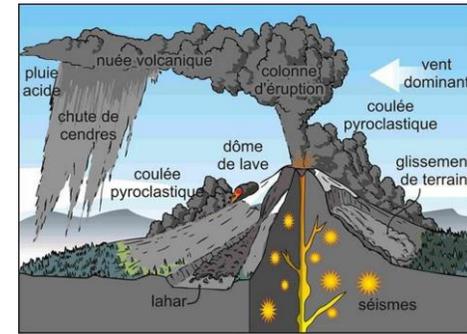
Mayon
(Philippines -
1984)



Cristallisation fractionnée + Contamination crustale ⇒ Formation de magma andésitique

Ascension du magma différencié

Cristallisation fractionnée

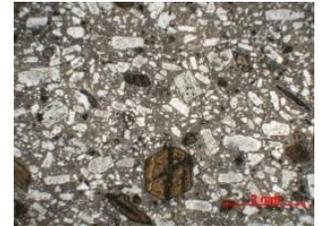


Andésite

Cristallisation en profondeur du magma andésitique ⇒ Formation de granodiorite



Granodiorite



LPNA



LPA



LPA

Video

Dome collapse and pyroclastic flow at Unzen Volcano



<https://www.youtube.com/watch?v=Cvjwt9nnwXY>

Vidéo

Pyroclastic flows on Mt Merapi Java Indonesia



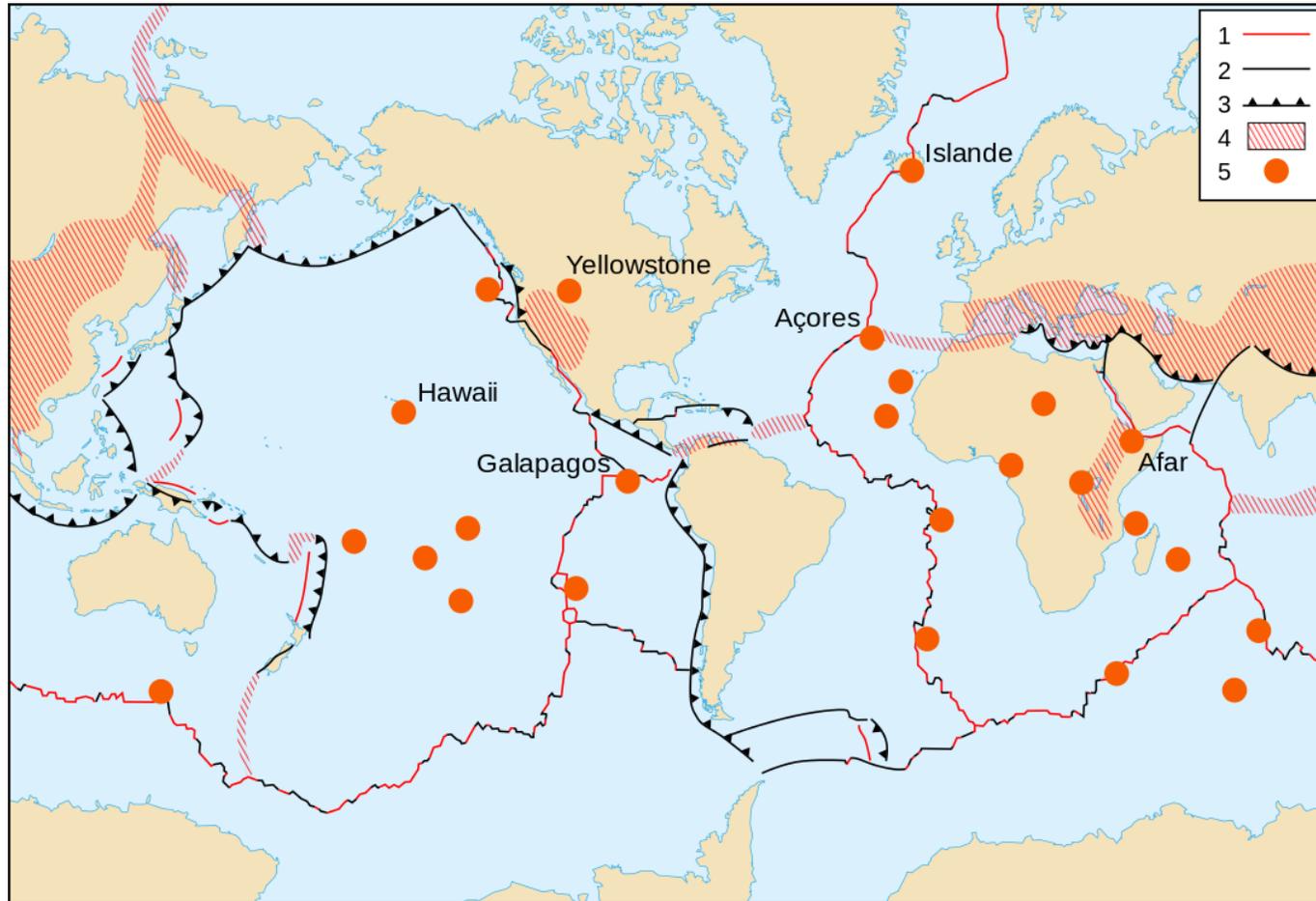
<https://www.youtube.com/watch?v=Bz7WCttwXQk>

Le volcanisme de Point chaud

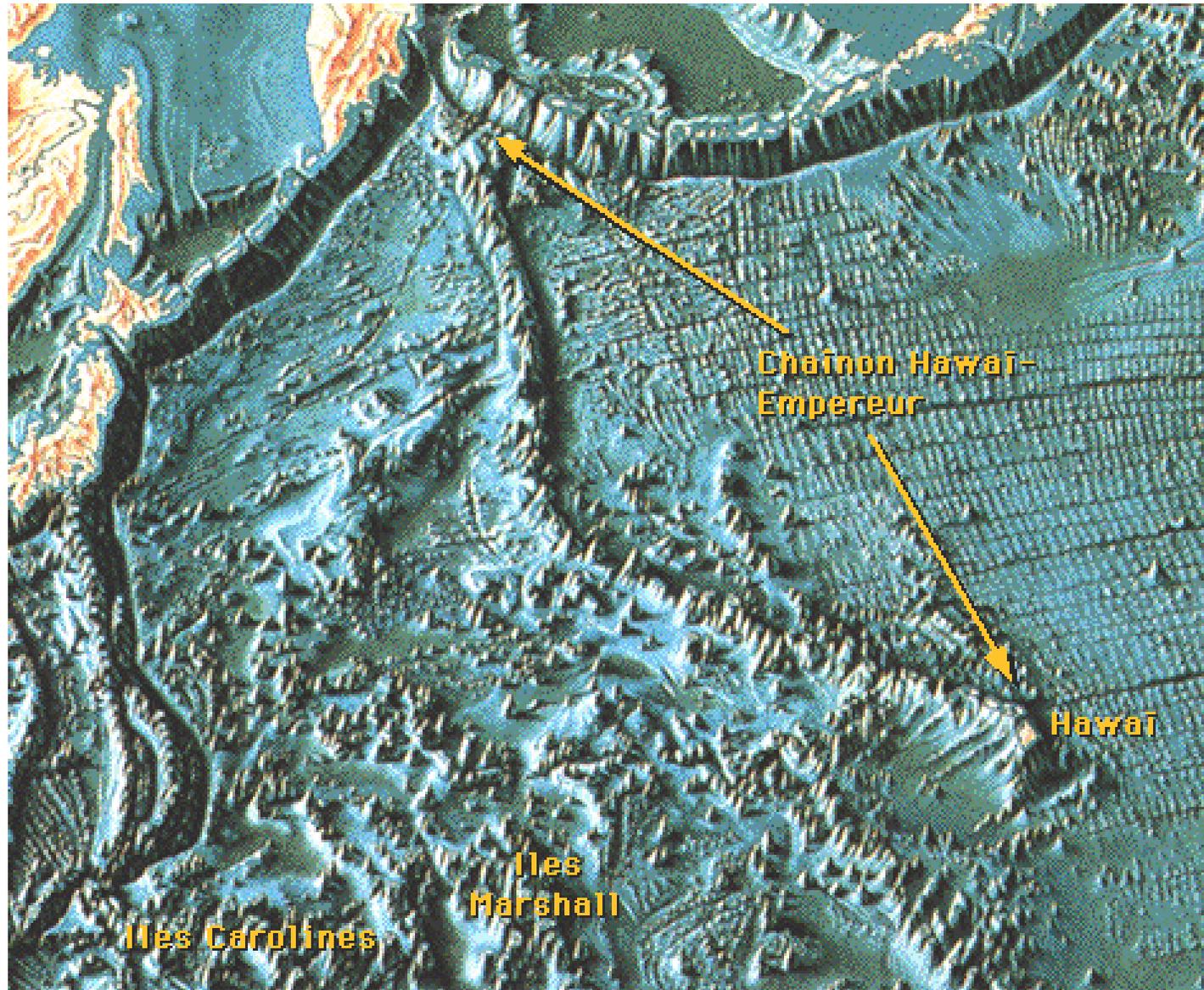
Volcanisme de point chaud

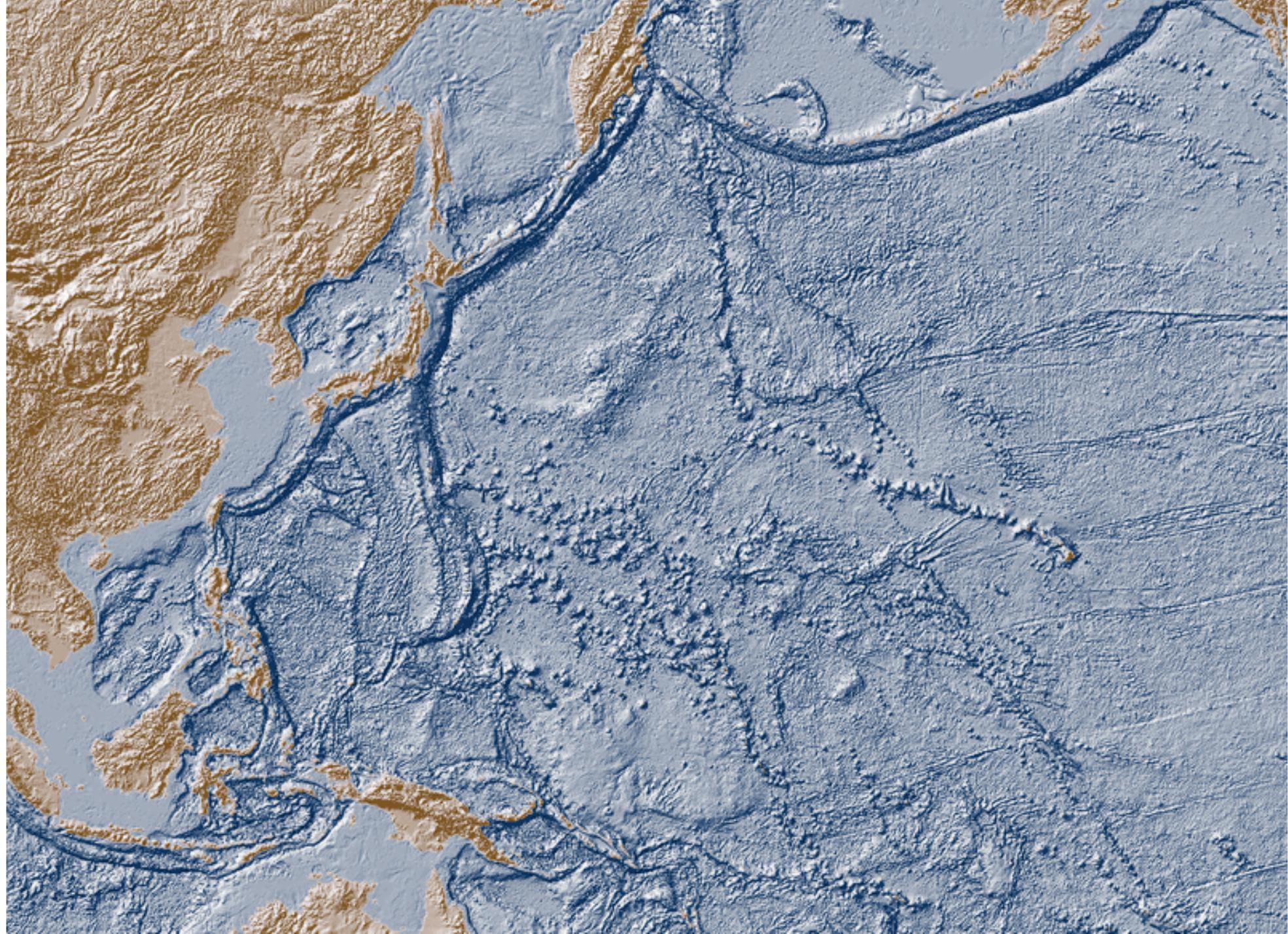


Carte des principaux points chauds mondiaux



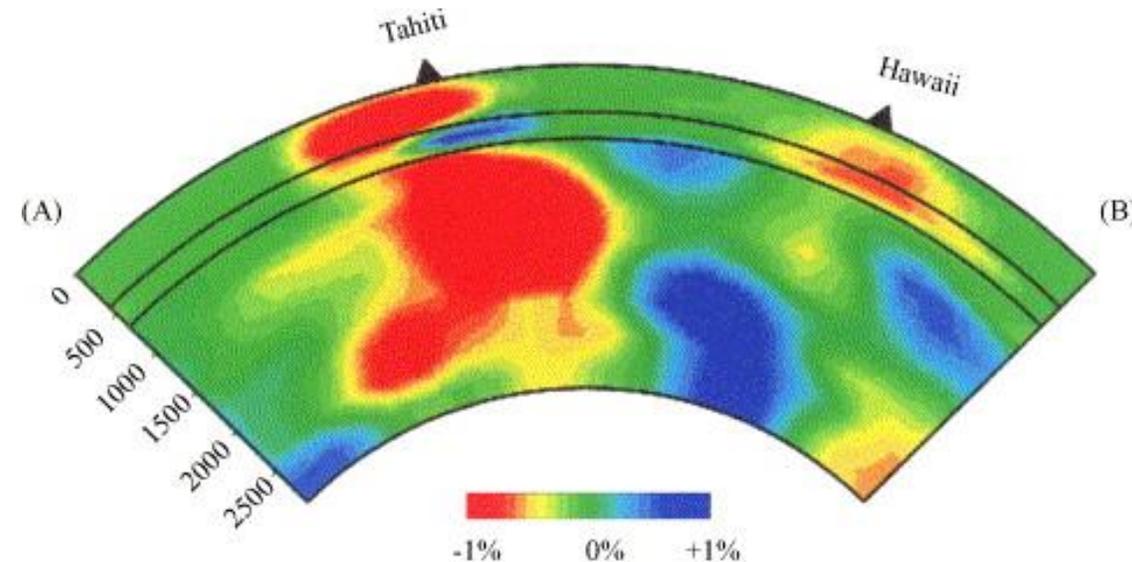
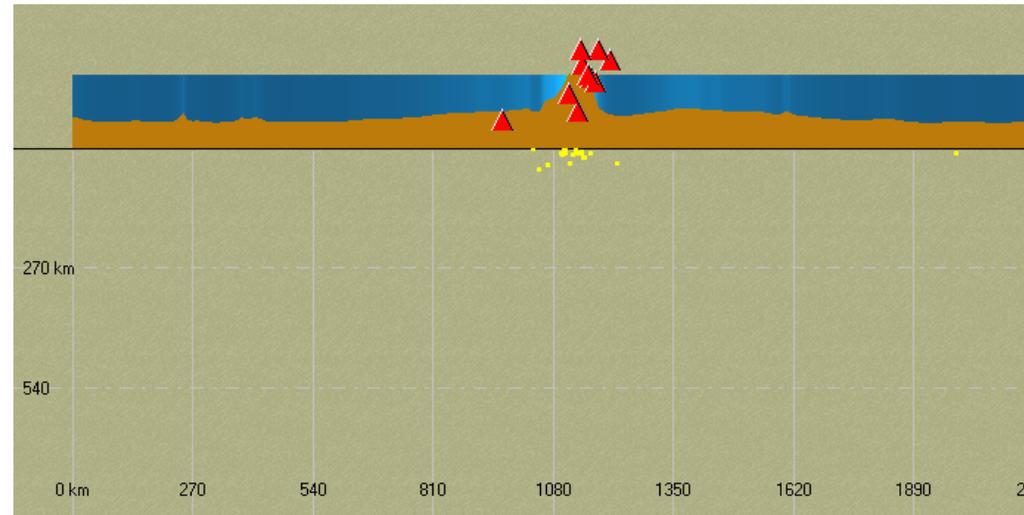
Légende : 1 : Limite de plaque divergente (dorsale), 2 : Limite de plaque transformante, 3 : Limite de plaque de subduction, 4 : Zones de limite diffuse de plaque, 5 : Sélection de principaux points chauds.

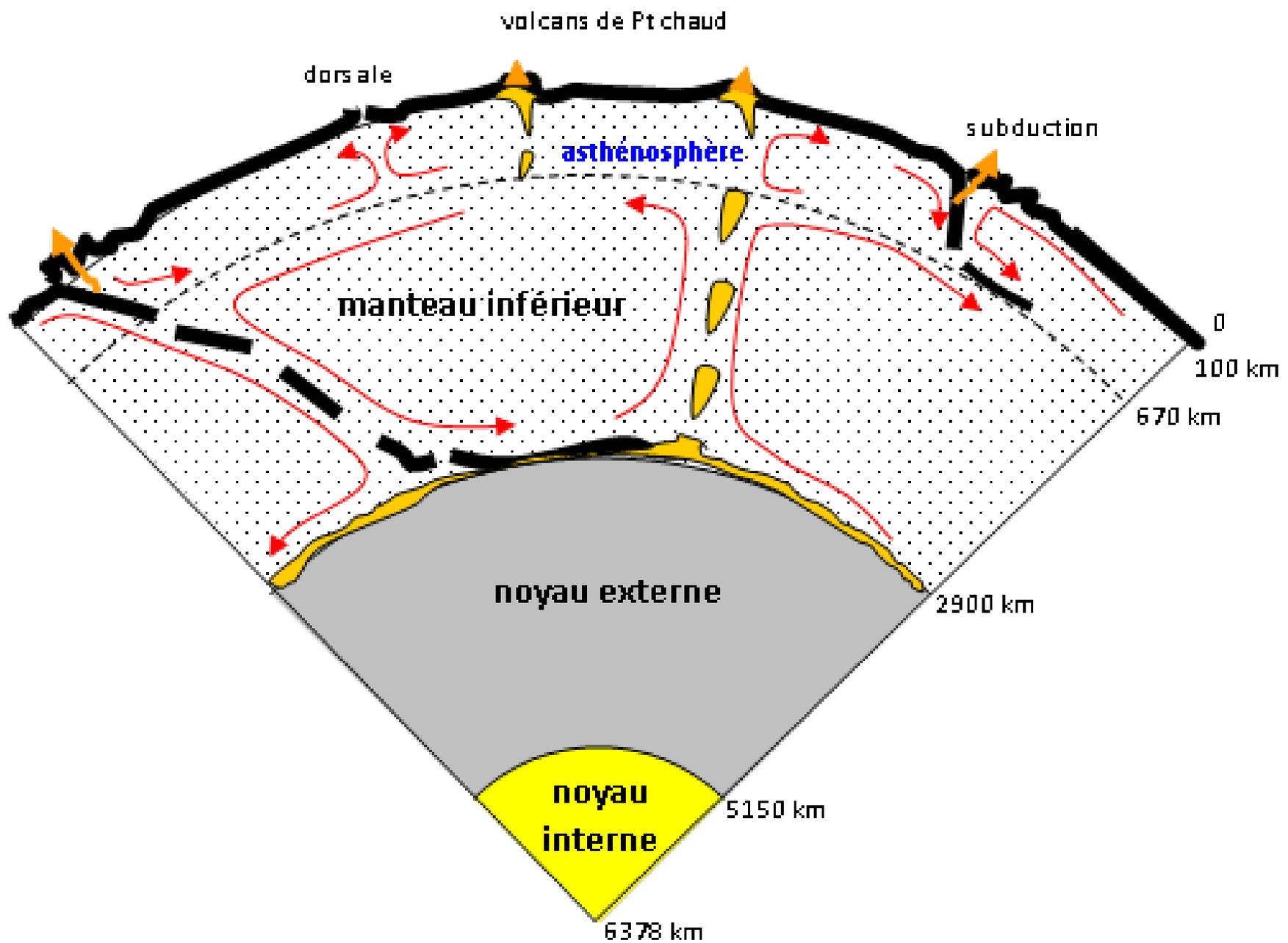




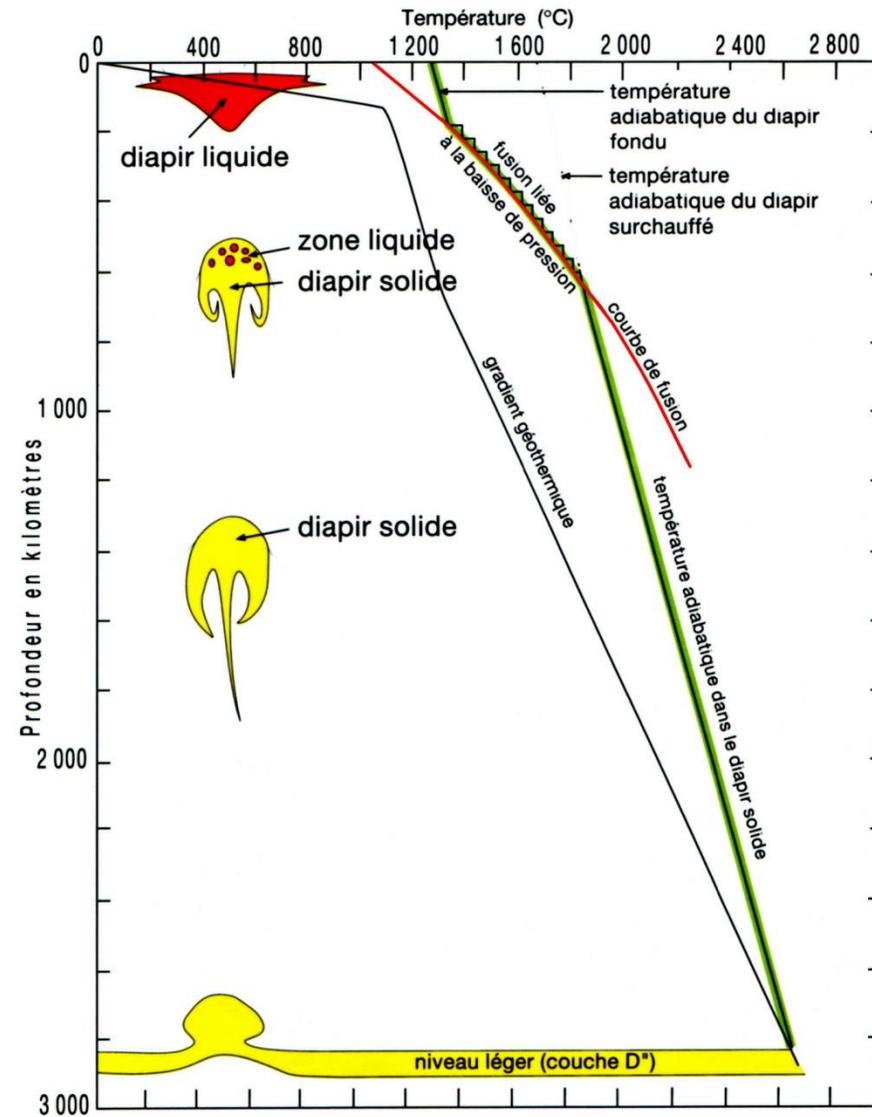
Volcanisme de point chaud ou intraplaque océanique

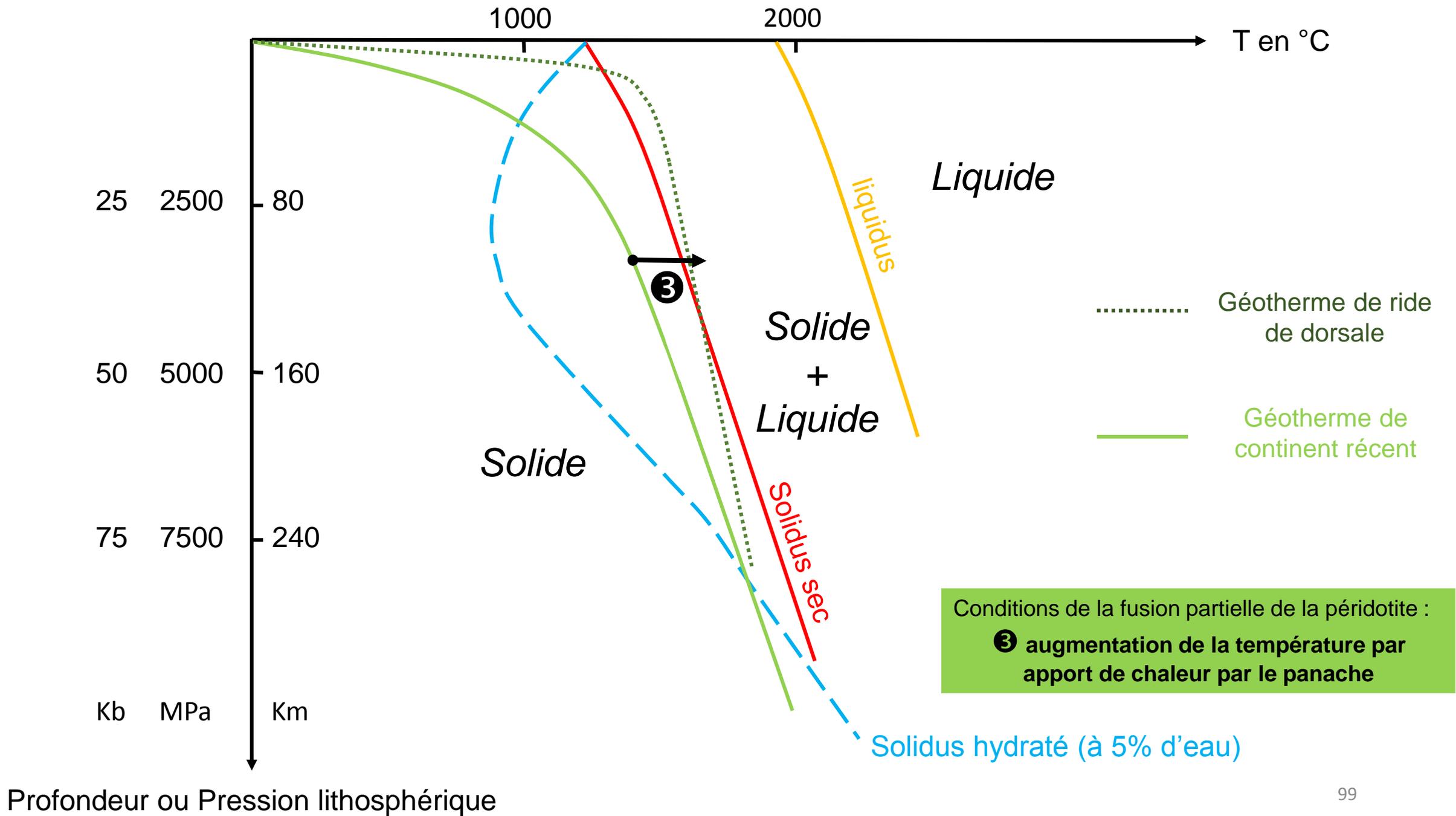
On observe bien ici que sous la masse asthénosphérique chaude à l'origine du volcanisme de Tahiti, monte un panache de matériel chaud depuis la couche D'' (limite Noyau-Manteau). C'est la chaleur de ce panache qui va en fait réchauffer la péridotite de l'asthénosphère pour la fondre partiellement.





Naissance et montée des diapirs mantelliques



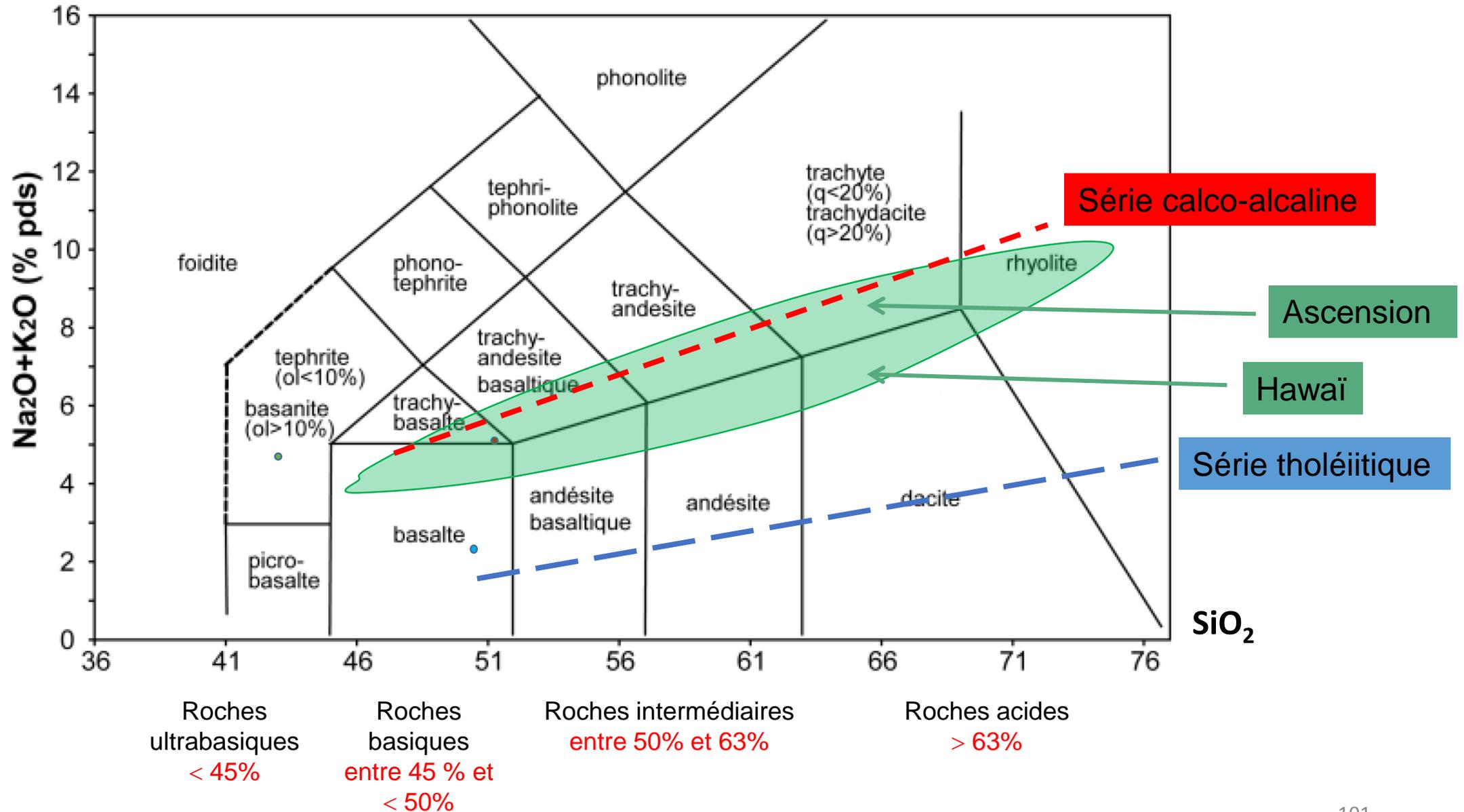


Composition chimique en éléments majeurs des basaltes d'îles océaniques (OIB)

	Basalte alcalin Hawaï (OIB)	Basalte alcalin Ascension (OIB)	Basalte alcalin de marge active	MORB N de la Dorsale Atlantique
SiO₂	46,37	48,24	43,49	50,64
TiO₂	2,40	3,15	2,34	1,43
Al₂O₃	14,18	16,33	13,43	15,17
FeO_t	13,00	11,70	13,19	10,45
MnO	0,19	0,19	0,18	0,19
MgO	9,47	5,10	9,95	7,53
CaO	10,33	8,37	12,30	11,62
Na₂O	2,85	4,01	3,12	2,51
K₂O	0,93	1,86	1,42	0,11
P₂O₅	0,28	1,02	0,74	0,14

Les OIB sont pauvres en silice (49%), plutôt riches en alcalins (3,4% Na₂O, 1,4% K₂O) et en titane.

Classification chimique des OIB





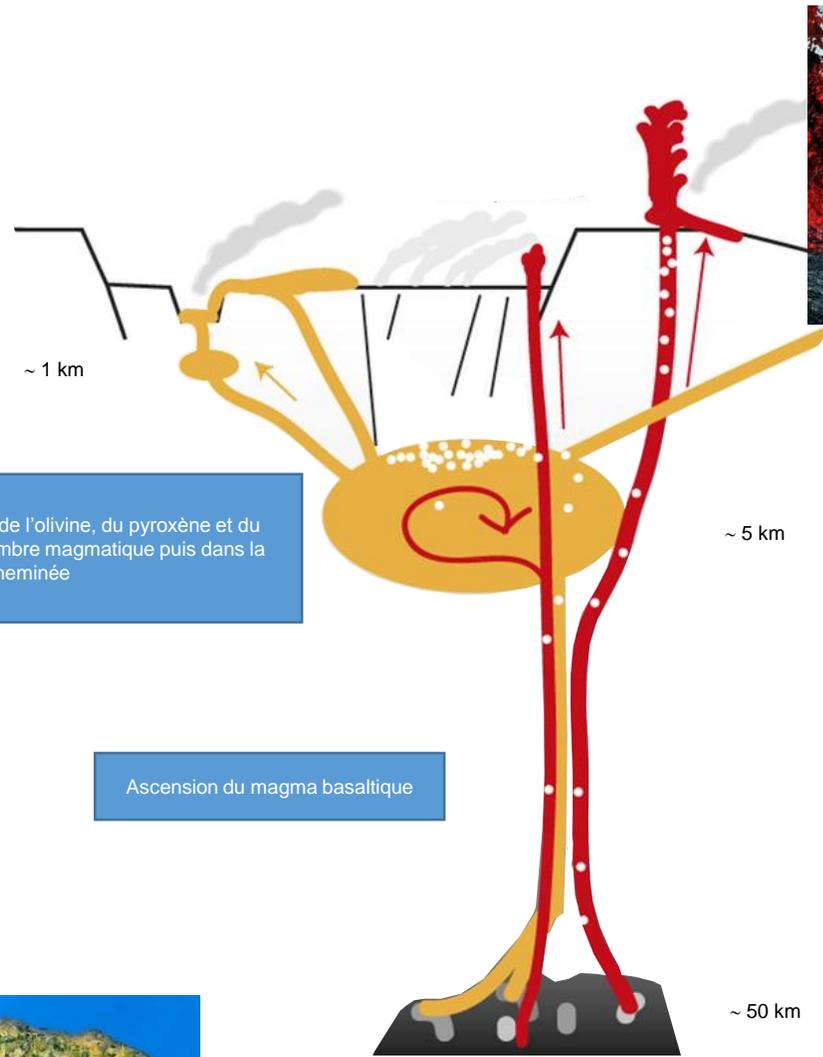
Coulée de lave



Fontaine de lave



Cheveux de Pelé

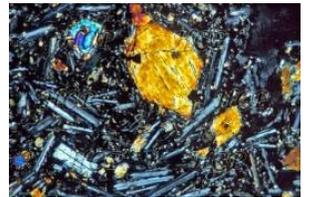
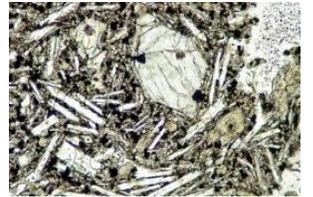


Début de cristallisation de l'olivine, du pyroxène et du plagioclase dans la chambre magmatique puis dans la cheminée

Refroidissement de la lave : aspect cordé

Ascension du magma basaltique

LPNA



LPA



Basalte



Magma basaltique

Fusion partielle

Péridotite asthénosphérique réchauffée par le panache mantellique

D'après "Eruption style at Kīlauea Volcano in Hawai'i linked to primary melt composition"

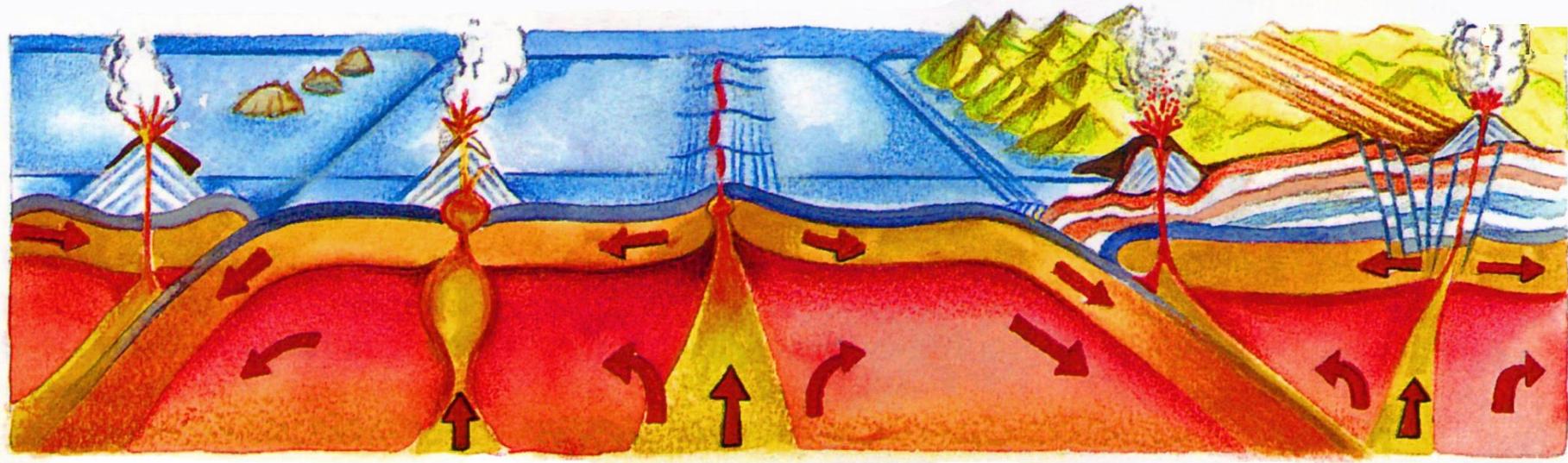
<http://www.nature.com/ngeo/journal/v7/n6/full/ngeo2140.html>

Vidéo de You tube

Lava Flow Hawaii Kilauea Volcano Lava

<https://www.youtube.com/watch?v=mgwCksh3VFs>

Les différents types de volcanisme



Zone de subduction
P.océanique/P.océanique

Volcanisme
d'arc insulaire

Ex: Antilles

Point chaud

Volcanisme
intraplaque océanique

Ex: Hawaii, La Réunion

Zone d'expansion

Volcanisme
des dorsales océaniques

Les dorsales

Zone de subduction
P.océanique/P.continentale

Volcanisme
de cordillère

Ex: Amérique du sud

Rift intracontinental

Volcanisme
associé à un rift continental

Ex: Afrique orientale

Synthèse sur les sources du magmatisme

