

Le contexte de subduction et les marges actives

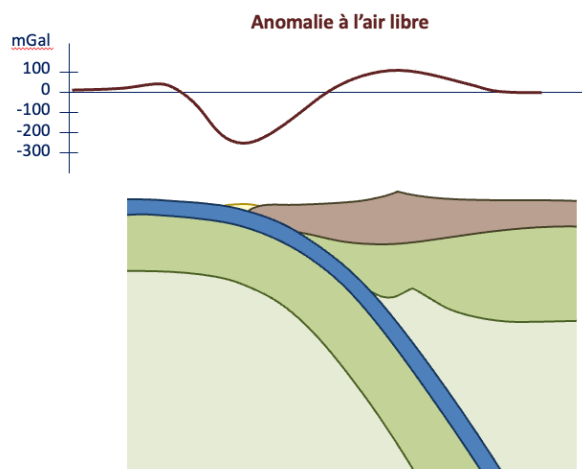
Signature sismique

- La localisation des foyers des séismes dessine un plan oblique, le **plan de Wadati-Benioff**, que l'on peut suivre parfois jusqu'à la limite du manteau inférieur.
- Ce plan correspond à l'enveloppe du **sommet de la plaque plongeante**.
- Les **séismes** sont dus au **frottement** de la plaque plongeante avec la marge, à la rupture de la plaque soumise à une **flexion** et, pour les séismes profonds (plus de 300 km), à des **transitions de phase** dans la lithosphère plongeante lorsque la pression dépasse une certaine valeur.

Signature thermique

- La tomographie sismique révèle une **anomalie rapide** : du matériel qui **conduit plus vite les ondes** que le manteau à la profondeur considéré, donc **plus dense, donc plus froid**.
- Il s'agit de la plaque plongeante, qui descend trop vite (vitesse du même ordre de grandeur que le mouvement des plaques, en cm/an) pour **s'équilibrer thermiquement avec son environnement**.
- **L'intensité de cette anomalie** dépend de la **vitesse de descente** (plus la plaque descend lentement, plus elle a le temps de s'équilibrer), de **l'angle de plongement** (plus il est vertical, plus la plaque atteint vite le manteau inférieur) et bien sûr de **l'âge de la plaque qui plonge** (plus elle est jeune, plus elle est chaude et moins l'anomalie sera forte).

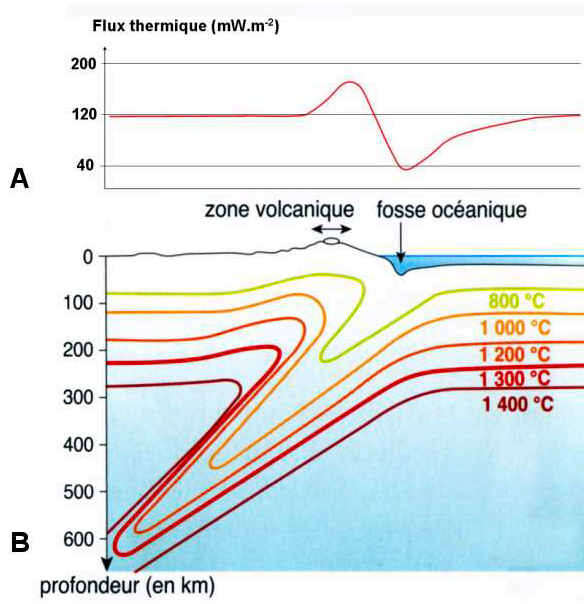
Anomalie gravimétrique à l'air libre



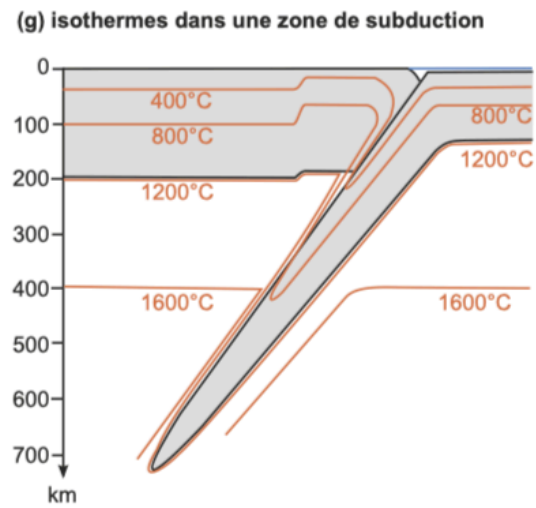
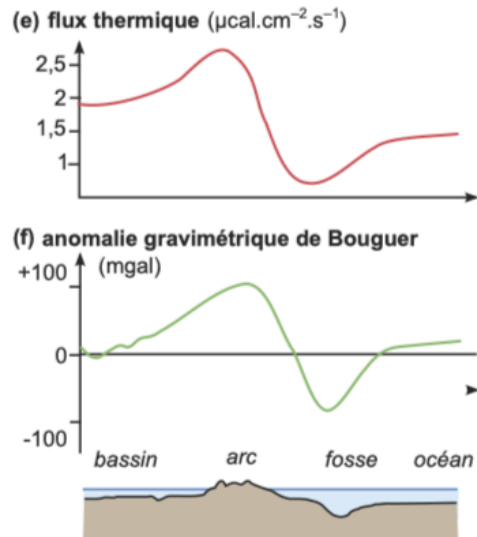
Signature gravimétrique

- Dans l'hypothèse d'un **système statique**, on est à **l'équilibre isostatique au niveau régional**. On ne l'est pas localement :
 - **Anomalie à l'air libre négative** au niveau de la **fosse**, qu'elle soit vide ou remplie de sédiments peu denses : déficit de masse.
 - **Anomalie à l'air libre positive** au-delà de la fosse : excès de masse dû à la **plaque plongeante** froide et dense sous la plaque chevauchante.
- Mais bien sûr, une zone de subduction n'est pas statique : il faut donc ajouter des **effets dynamiques**.

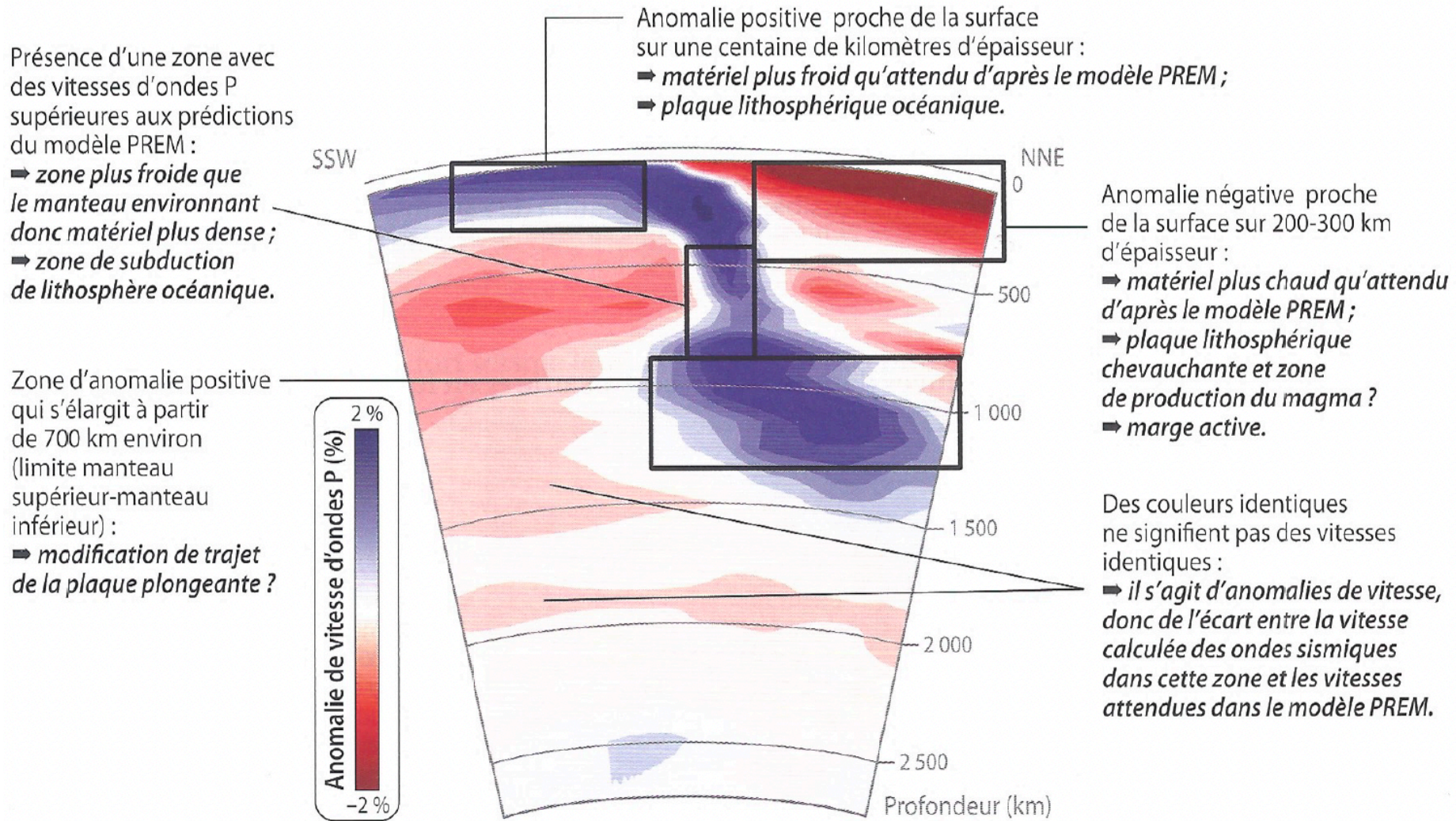
Flux géothermique au niveau d'une zone de subduction et son interprétation : répartition des isothermes



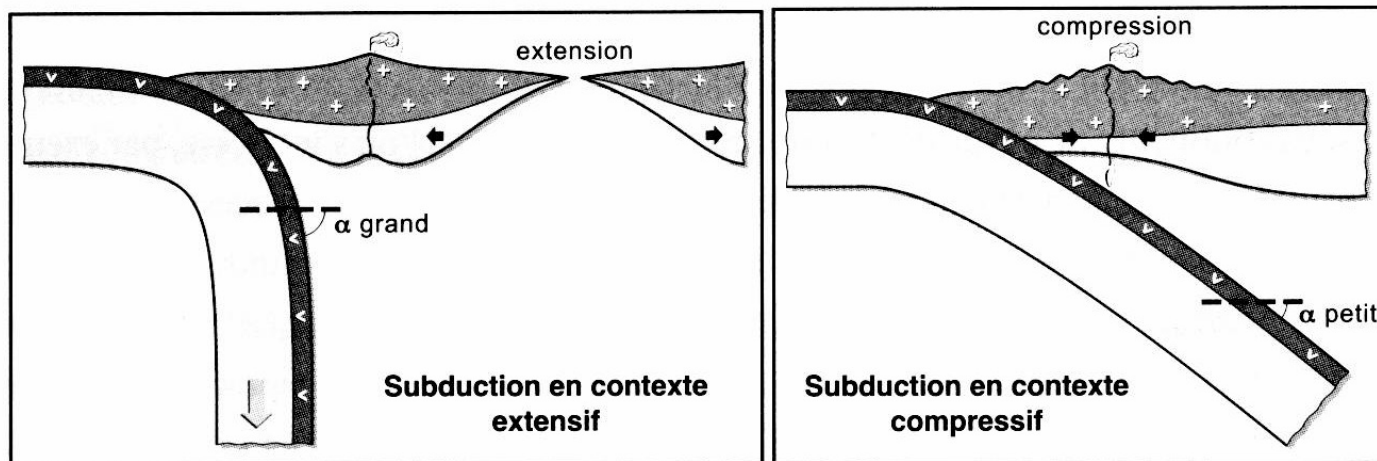
BILAN



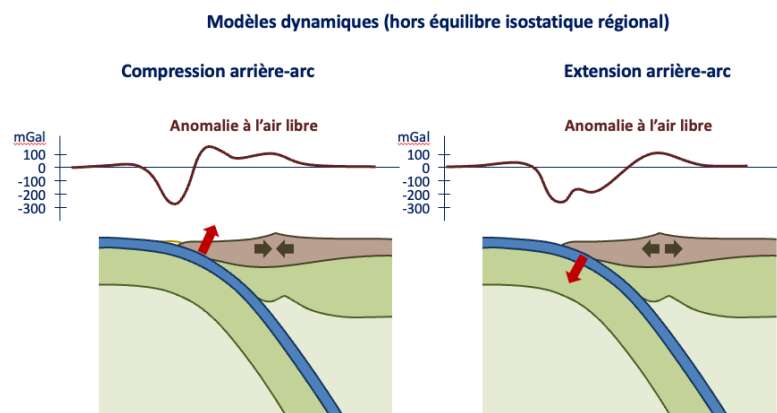
TOMOGRAPHIE SISMIQUE et interprétation



Diversité des subductions



Signature gravimétrique des contextes compressif ou extensif



- Les subductions diffèrent par **l'état des contraintes** en arrière de la fosse. Dans certains cas, on a une **compression arrière arc**, ce qui est le cas le plus facile à comprendre, lorsque la plaque est réticente à plonger. Mais on peut aussi avoir une **extension arrière-arc**, qui peut aller jusqu'à l'ouverture d'un **bassin arrière arc**. (Attention à ne pas confondre convergence - toujours le cas pour une zone de subduction - et compression, ce qui n'est pas toujours le cas).
- En effet, on peut avoir un **recul de la zone de subduction (slab roll-back)** du point de vue de la plaque sus-jacente (mais pas forcément du point de vue de la dorsale...).
- Les subductions diffèrent aussi par **l'angle de plongement**. On trouve que les **pendages faibles** (inférieur à 55°) sont associés à une **compression arrière-arc**, tandis que les **pendages forts** (supérieur à 55° et pouvant même être vertical !) sont associés à une **extension arrière-arc** (et donc, souvent, à l'ouverture d'un bassin arrière-arc).
- En revanche, on ne trouve pas de **corrélation entre l'angle de plongement et l'âge de la plaque plongeante**, comme on le lit parfois (il est en effet tentant de penser que les plaques qui plongent à la verticale sont les plus vieilles et froides, mais ce n'est pas forcément le cas).

Un magmatisme calco-alcalin avec volcanisme souvent explosif et plutonisme abondant.

- Cette série est caractéristique du volcanisme de subduction : arcs insulaires évolués et cordillères des marges actives. De façon caractéristique, on trouve des basaltes, des andésites, des dacites, des rhyolites (BADR).
- On observe souvent une augmentation de la teneur en K_2O des laves en fonction de l'éloignement par rapport à la fosse de subduction.
- L'influence des libérations de fluides (par métamorphisme de la plaque subduite) est capitale car ils provoquent la fusion partielle du manteau au dessus. Du fait de la forte teneur en eau, les laves sont riches en minéraux hydroxylés (biotite et amphiboles, ces dernières incorporant calcium et alcalins lors de leur formation, d'où le nom de la série).
- Le taux de fusion partielle est important (jusqu'à 30%), la présence de volatils (eau) est importante, la température du magma est faible (sa faible viscosité initiale est due en partie à la présence d'eau, qui dégazera). Le magma va en outre traverser une grande épaisseur de lithosphère et s'enrichir en Si et incompatibles : le magma qui arrive en surface est visqueux, le dynamisme est explosif.

- Les roches magmatiques de subduction : des indices d'un magma hydraté

L'analyse minéralogique des roches magmatiques d'arc révèle une richesse en biotites et amphiboles, minéraux hydroxylés.

Les roches volcaniques appartiennent (dans la majorité des cas) à la série dite calco-alcaline domaine subalcalin du diagramme TAS

D'un point de vue chimique, les séries calco-alcalines sont proches des séries tholéiitique et seul le diagramme AFM (alcalin, fer, magnésium) permet de faire la distinction sans ambiguïté entre les deux séries.

La série tholéiitique montre en effet un enrichissement puis un appauvrissement en fer, tandis que la série calcoalcaline ne fait que s'appauvrir en fer.

La molécule d'eau, abondante dans le magma, se dissocie en perdant du H_2 (mobile, il quitte le magma par diffusion). L' O_2 moins mobile, reste dans le magma et favorise la cristallisation précoce d'oxyde de fer (hématite Fe_2O_3 et magnétite Fe_3O_4) ; le magma résiduel s'appauvrit donc rapidement en fer.

- Le manteau à l'aplomb de l'arc : une roche source également hydratée

L'étude du manteau à l'aplomb de l'arc magmatique est possible par l'observation d'enclaves de péridotite présentes dans les roches volcaniques. Leur analyse microscopique révèle la présence de minéraux hydroxylés (micas, amphiboles, serpentines) inhabituels dans une lherzolite classique. Le manteau est donc lui-même particulièrement hydraté en zone de subduction.

Cette caractéristique est fondamentale dans le déclenchement de la fusion des péridotites mantelliques. L'eau a donc un pouvoir magmatogène, abaissant la température de fusion du manteau.

Comment expliquer l'hydratation importante du manteau situé à l'aplomb de l'arc magmatique? Le plongement du slab induit un déséquilibre thermique important, détectable notamment par tomographie sismique. La plaque plongeante correspond effectivement à du matériel froid qui s'enfonce dans le manteau en se réchauffant peu. Ainsi les roches de la plaque plongeante sont portées à des conditions de pression importantes pour des températures relativement modestes.

C'est l'inertie thermique des roches (faible conductivité) qui induit ce décalage entre l'enfoncement de la plaque et son réchauffement. La lithosphère s'enfonce plus vite qu'elle ne se réchauffe !

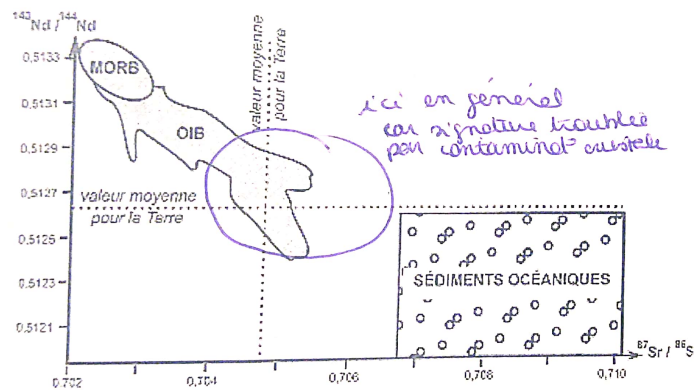
- Au cours de la subduction, c'est l'ensemble de la lithosphère qui se déshydrate

En plus de la croûte océanique basaltique, les sédiments ainsi que le manteau lithosphérique subissent également une déshydratation progressive lors du plongement. L'eau issue de cette déshydratation participe aussi à l'hydratation du manteau de la plaque chevauchante.

Les compositions isotopiques des basaltes d'arc sont intermédiaires entre celles des basaltes de dorsales (MORB) et celles des sédiments océaniques. Ainsi, le manteau à l'origine des magmas d'arc a été « contaminé » chimiquement (métasomatisé) par les fluides issus de la déshydratation des sédiments. Les basaltes d'arc conservent la trace de cette métasomatose.

La déshydratation du slab est progressive au cours du plongement. En revanche, la zone de fusion est ponctuelle, localisée à environ 100 km de profondeur. En effet la fusion du manteau ne dépend pas uniquement de son état d'hydratation, les conditions de pression et de température sont également déterminantes et c'est uniquement **autour de 100 km** qu'elles permettent la fusion, lorsque le géotherme croise le solidus

Remarque : Dans de rares cas, la croûte océanique elle-même peut entrer en fusion lorsque la lithosphère océanique qui subduit est particulièrement chaude (proche de l'axe de la dorsale). Roches formées = **adakites**. Cette situation, aujourd'hui exceptionnelle (ex. : arc des Aléoutiennes), était généralisée à l'Archéen (entre 4 et 2,5 milliards d'années), période durant laquelle le gradient géothermique terrestre était beaucoup plus fort.



→ Source du magma: manteau lithosphérique hydraté de la plaque chevauchante

→ Fusion partielle par hydratation (eau provenant de la déshydratation métamorphique de la plaque subduite) → présence d'eau

→ CF → termes différenciés

→ Contamination crustale dans le cas des cordillères

→ Production en parallèle de magmas par anatexis crustale

Un métamorphisme de haute pression - basse température : faciès schistes bleus puis éclogite.

Les roches de la plaque plongeante subissent donc des transformations structurales et minéralogiques dans un régime thermique « froid » (7 °C/ km) en comparaison du gradient géothermique d'une lithosphère stable (30 °C/km).

La croûte océanique subit une **déshydratation progressive** au cours de son enfouissement. Les fluides issus de cette déshydratation percolent **dans le coin de manteau et, en l'hydratant, abaissent sa température de fusion**. Le manteau subit alors une fusion partielle.

C'est donc le métamorphisme de la plaque plongeante qui est le déclencheur du magmatisme observé au niveau de la plaque chevauchante.

Attention: le faciès schistes verts n'est pas caractéristique du contexte de subduction!

Le faciès des schistes verts correspond à des gammes de pression et température faibles pouvant être acquises par les roches de différentes manières, notamment lors de la dérive latérale de la lithosphère océanique. L'hydrothermalisme permet alors de refroidir suffisamment les roches pour atteindre les conditions de ce faciès sans que celle-ci ne plonge. Ces conditions peuvent être également atteintes lors d'une collision par enfouissement (faible) d'unités continentales.

BILAN : Le magmatisme de subduction est le principal mécanisme de croissance des continents. En effet, il correspond à un transfert net de matière entre le manteau et la croûte. Pour comparaison, le magmatisme de collision n'est qu'un simple recyclage de la croûte.

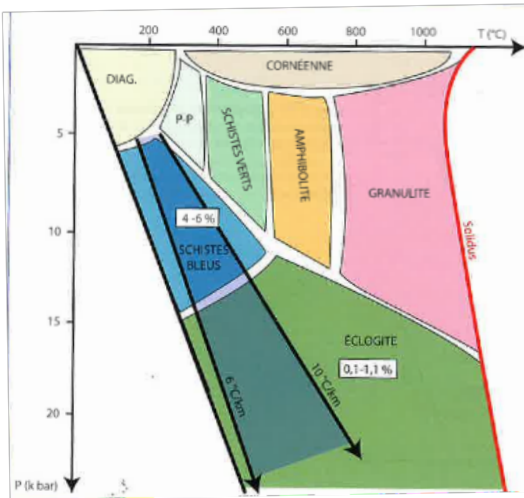
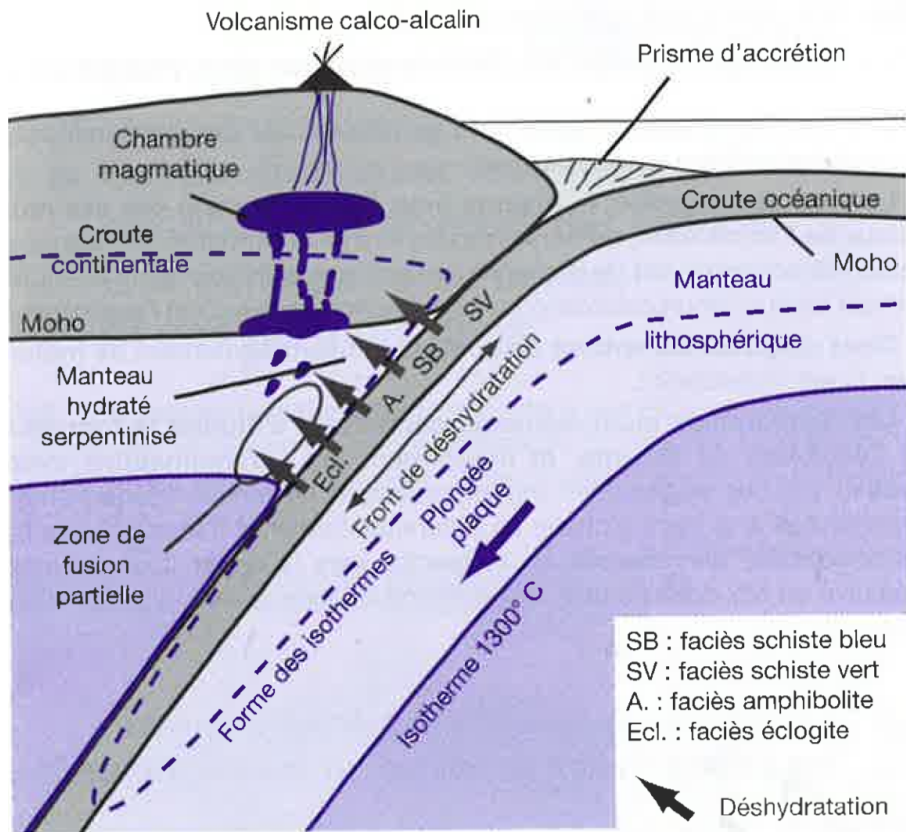


Fig. 3.13 – Métamorphisme haute pression-basse température et déshydratation du slab.

Le gradient géothermique « froid » d'une plaque plongeante (zone bleutée) traverse les faciès schistes bleus et éclogite. Les encadrés blancs montrent les teneurs en eau maximales (en %) contenue dans les minéraux hydroxylés d'un metabasalte (constituant la croûte océanique).

• **BILAN :** La série calco-alkaline caractérise les zones de subduction.

- Les magmas calco-alkalins sont issus d'une fusion partielle liée à l'hydratation du manteau lithosphérique par la plaque en subduction. En effet, le métamorphisme de haute pression auquel est soumis la lithosphère océanique plongeante est à l'origine d'une déshydratation de certains minéraux et d'une libération d'eau vers 100-120 km de profondeur
- Le manteau de la plaque chevauchante est alors hydraté et fond partiellement (taux de fusion partielle: 10 à 20 %).
- L'eau enrichit également le magma produit en hydroxyles et en éléments incompatibles solubles (notamment Rb, K et Sr)



Mécanisme de fusion dans les zones de subduction

Le plongement de la lithosphère s'accompagne de sa flexure formant une fosse océanique, partiellement comblée par un prisme d'accrétion [1]. L'enfoncement progressif de la lithosphère entraîne des transformations métamorphiques (de la croûte essentiellement) dans des conditions de haute pression-basse température [2]. Celles-ci induisent une déshydratation continue des roches en cours de plongement. Les fluides percolent le manteau sus-jacent et déclenchent sa fusion partielle (vers 100 km) par abaissement de sa température de fusion [3]. Le magma formé remonte alors vers la surface et cristallise en profondeur (plutonisme) ou s'épanche en surface (volcanisme) formant un arc magmatique [4]. La plaque chevauchante est par ailleurs soumise à une compression induisant un épaissement de la croûte et donc la formation de reliefs (cordillère) Le sous-plaquage magmatique participe à cet épaissement crustal.

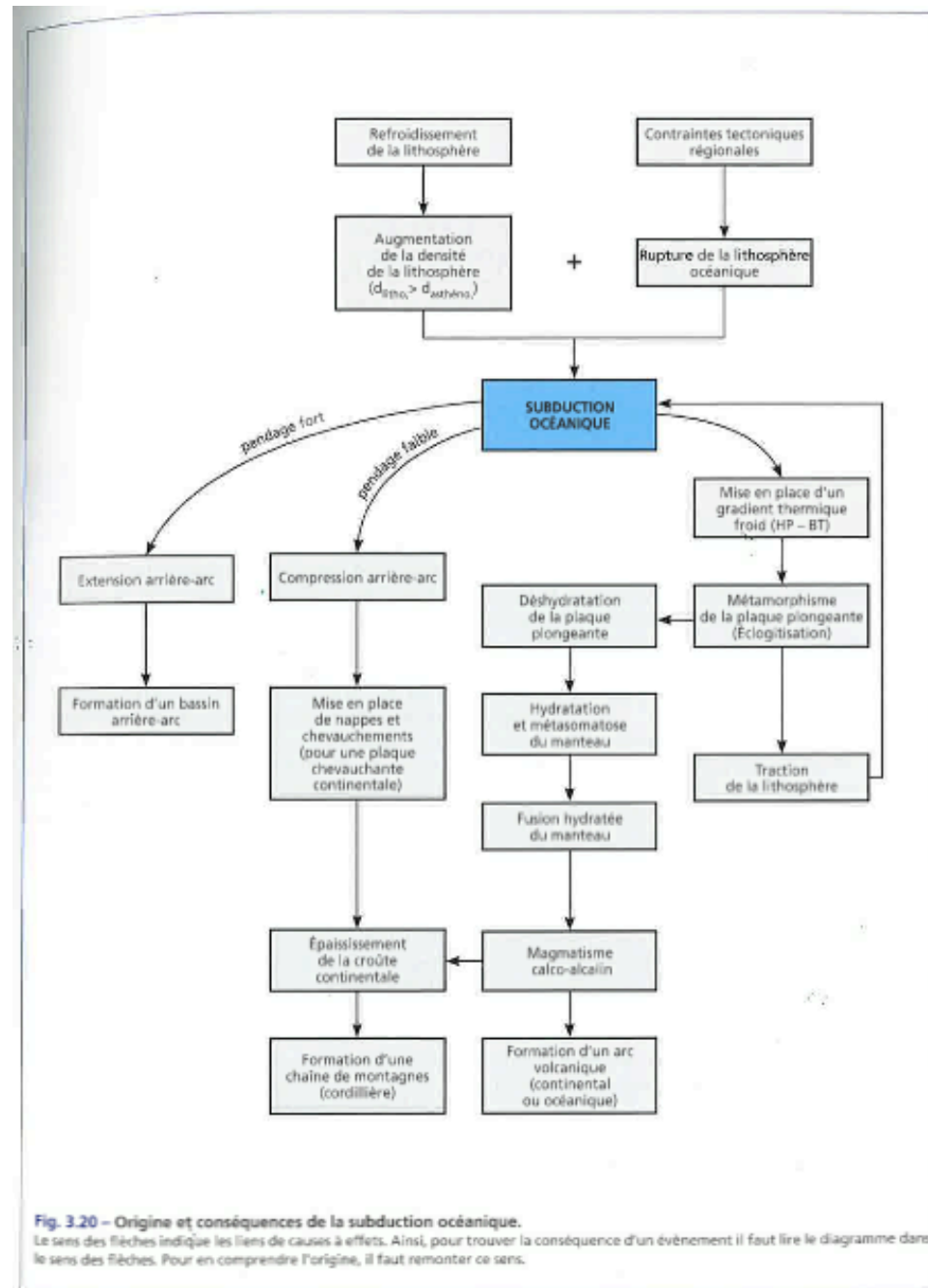


Fig. 3.20 – Origine et conséquences de la subduction océanique.

Le sens des flèches indique les liens de causes à effets. Ainsi, pour trouver la conséquence d'un événement il faut lire le diagramme dans le sens des flèches. Pour en comprendre l'origine, il faut remonter ce sens.