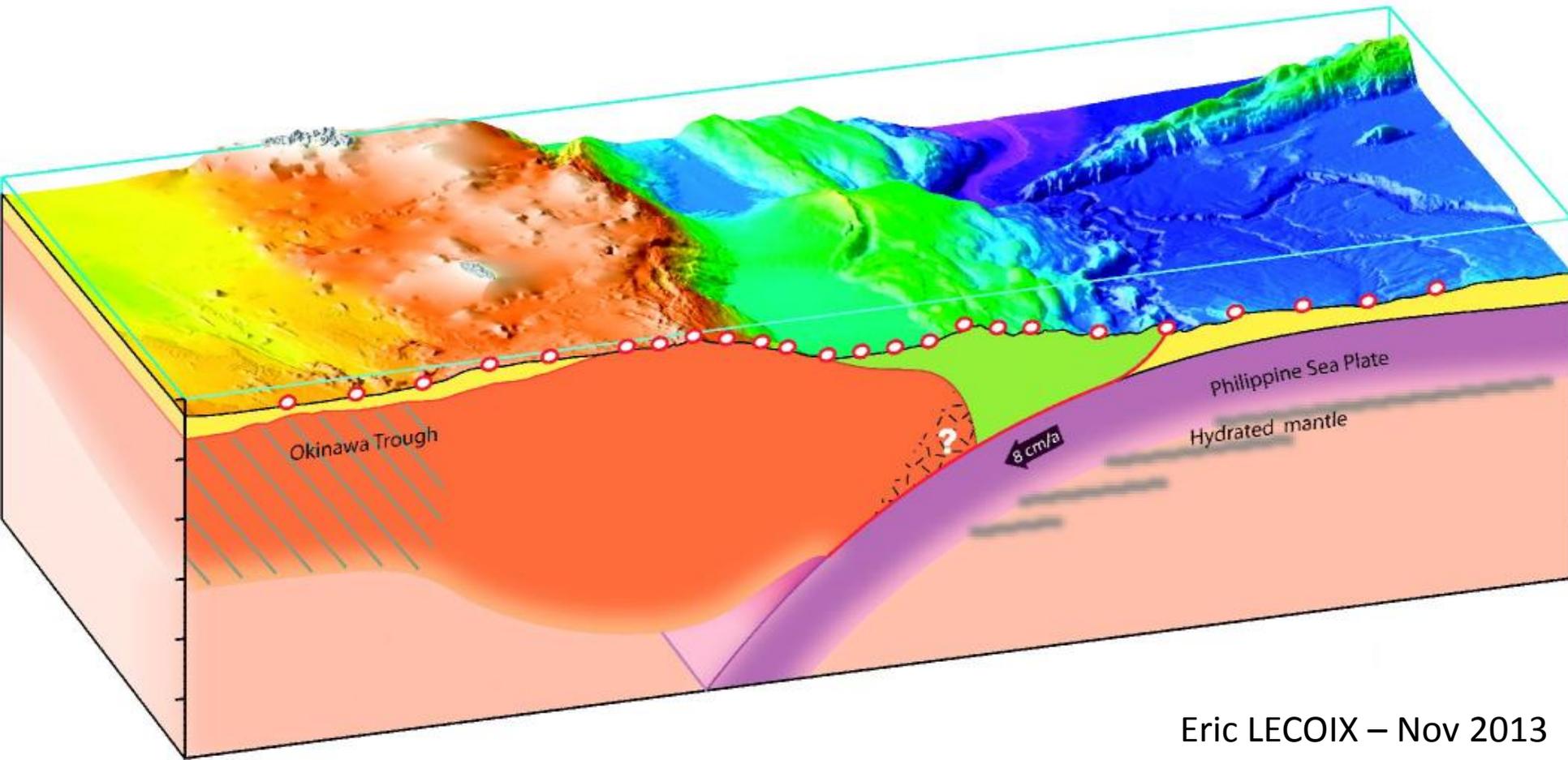


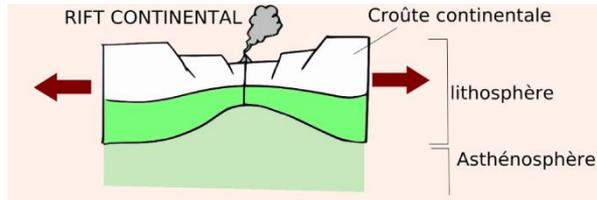
Subduction océanique



Aperçu des différents type de frontières des plaques lithosphériques

FRONTIERES EN DIVERGENCE

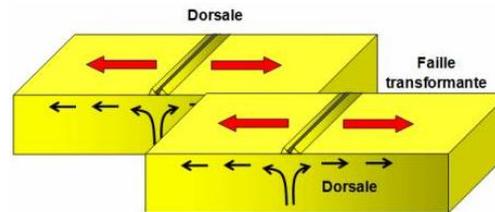
Rift continental



Exemple : Rift Africain

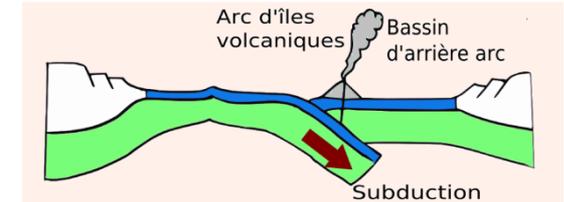
FRONTIERES EN DECROCHEMENT

Failles transformantes océaniques



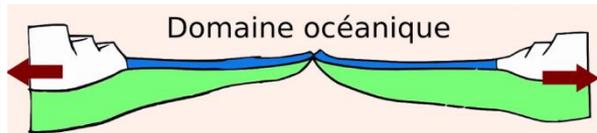
FRONTIERES EN CONVERGENCE

Subduction entre 2 lithosphères océaniques



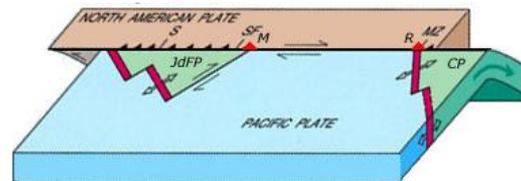
Exemple : Antilles

Accrétion océanique



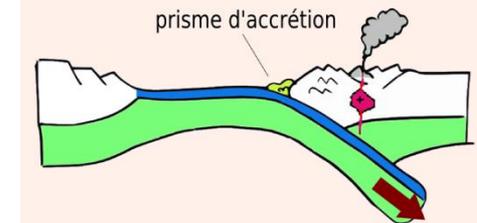
Exemple : Dorsale Atlantique

Failles transformantes continentales



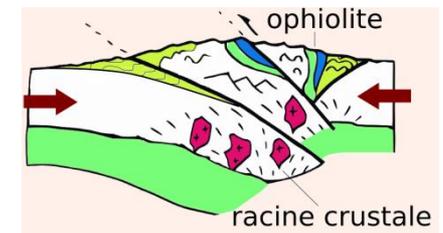
Exemple : Faille de San Andrés

Subduction entre lithosphère océanique et continentale



Exemple : Côte Ouest Amérique

Collision continentale



Exemple : Alpes

I – Aspects mécaniques de la subduction oc.

II – Caractères généraux de la subduction oc.

III – Les marqueurs de la subduction oc.

- Marqueurs topographiques
- Marqueurs sismiques
- Marqueurs thermiques
- Marqueurs gravimétriques
- Déformations
- Epaississement crustal
- Sédimentation
- Notion de chenal de subduction

IV - Le magmatisme des zones de subduction oc.

- Le volcanisme des zones de subduction oc.
- Principales roches magmatiques
- Signatures géochimiques, isotopiques et caractéristiques des magmas d'arc
- Différenciations magmatiques
- Magmatisme d'arrière arc
- Conditions de fusion partielle de la péridotite

V - Le métamorphisme des zones de subduction oc.

- Caractéristiques générales
- Marqueurs d'une paléosubduction dans les Alpes
- Compléments

Aspects mécaniques de la subduction

Les forces agissant dans le processus de subduction

Selon le modèle de Orowan-Elsasser (1965 – 1971), le mouvement des plaques est le résultat des **actions et réactions de toutes les forces qui s'appliquent aux plaques** (forces aux limites).

On distinguera en particulier:

-Poussée à la ride (ridge push) = F_{rp}

D'après Turcotte et Schubert (1982), l'élévation de la bathymétrie, de l'ordre de 300m, au voisinage des dorsales induit une surpression des zones les plus jeunes vers les plus âgées. On peut raisonnablement négliger l'effet de cette force sur la dynamique de la plupart des zones de subduction : plusieurs milliers de kilomètres séparent souvent les dorsales des zones de subduction.

-Les flux mantelliques

Ces forces seront **motrices** ou **résistantes** en fonction de l'orientation du flux mantellique et de celle de la subduction.

A noter que le manteau, de part sa viscosité, s'oppose à tout mouvement de la lithosphère. Il existe ainsi une résistance du manteau au déplacement horizontal des plaques. Cette résistance se fait sous la forme d'un cisaillement visqueux ou « **mantle drag** »

Aspects mécaniques de la subduction

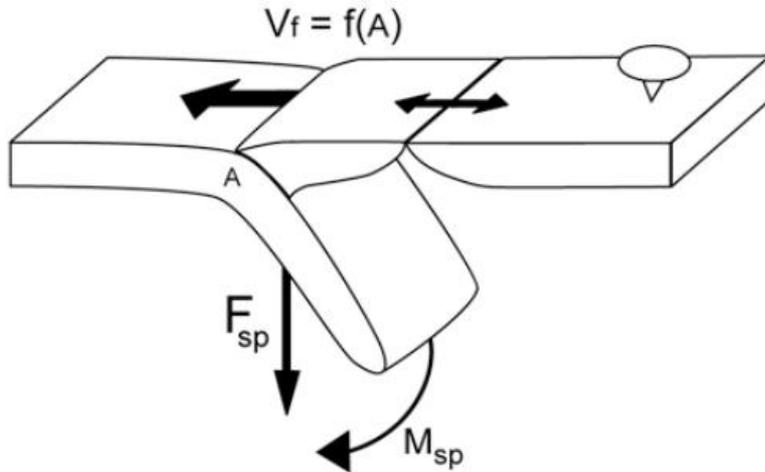
Les forces agissant dans le processus de subduction

-La traction du panneau plongeant (slab pull)= F_{sp}

Correspond à l'enfoncement de la plaque plongeante sous l'effet de son propre poids.

Elle doit être considérée comme la **principale force motrice** de la tectonique des plaques.

L'intensité du slab pull est essentiellement fonction de la densité du slab (donc de son âge).



V_f : mouvement absolu de la fosse ;

A : âge du slab à la fosse ;

F_{sp} et M_{sp} : force de slab pull et moment fléchissant associé.

La plaque supérieure est supposée fixe.

En même temps qu'ils tirent la plaque subduite dans les profondeurs du manteau, F_{sp} et le moment fléchissant M_{sp} qui lui est associé génèrent un recul spontané (= **roll-back**) et une augmentation du **pendage** du slab.

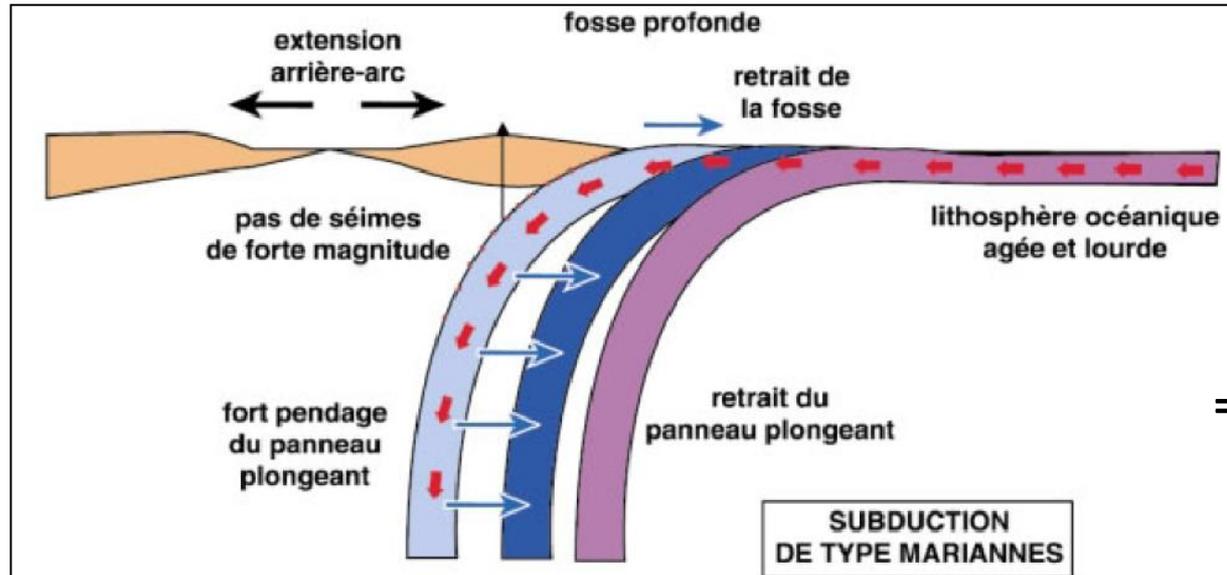
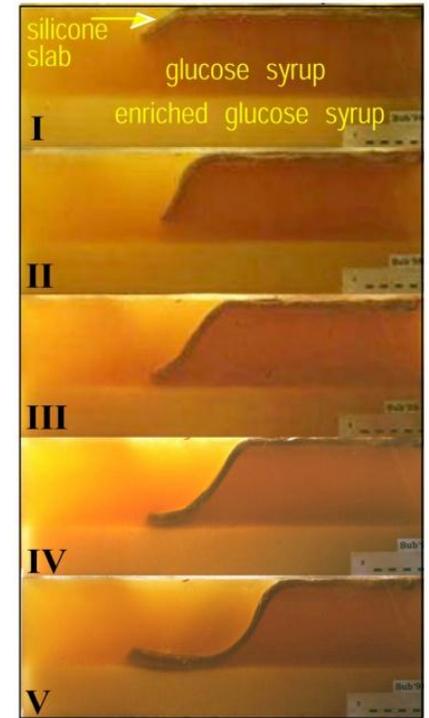
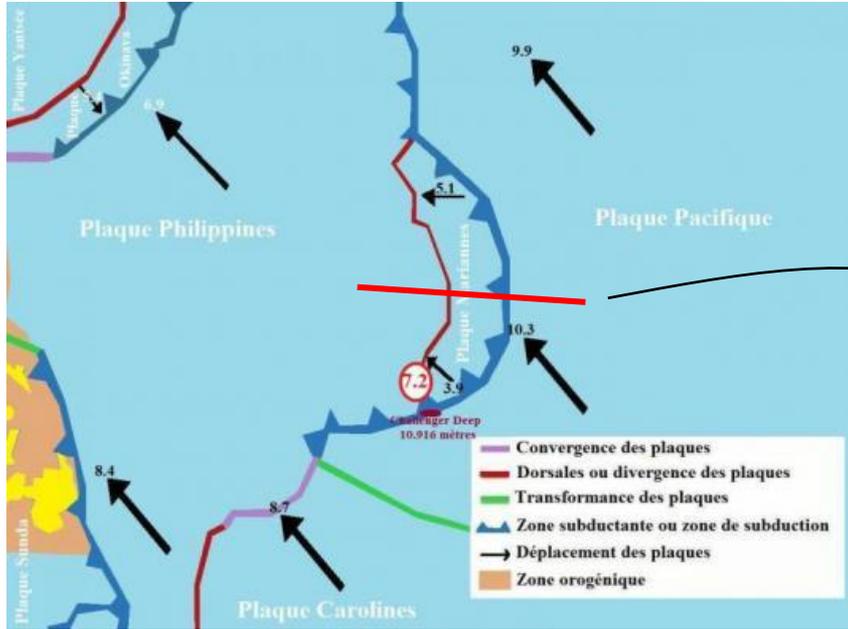
Recul et **verticalisation** du slab augmentent avec le poids du slab et, donc, son âge.

La plaque supérieure est supposée passive. Si elle suit le slab dans son recul, de l'**extension arrière arc** apparaît dans la plaque supérieure .

→ Les **extensions d'arrière arc** dans la plaque supérieure sont préférentiellement associées aux slabs les plus âgés.

Aspects mécaniques de la subduction

Les forces agissant dans le processus de subduction



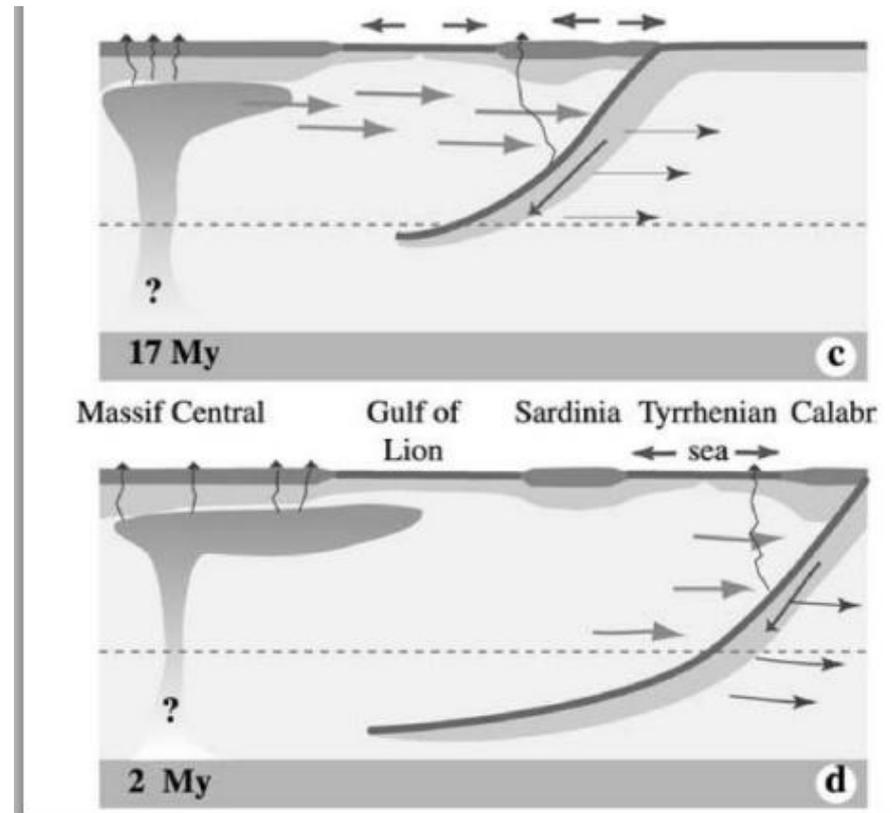
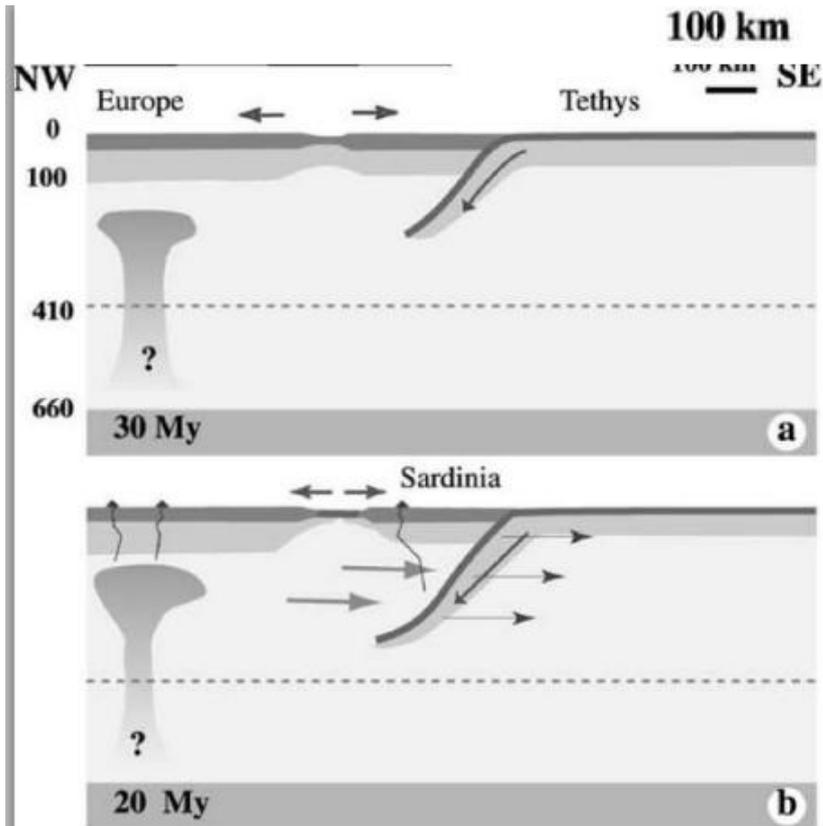
= Roll-back

Aspects mécaniques de la subduction

Les forces agissant dans le processus de subduction

Exemple: Un **roll-back** de la lithosphère ionienne serait responsable de l'**extension d'arrière arc Oligo-Miocène** à l'origine de l'ouverture du **Golfe du Lyon**.

Selon Barruol et Granet (2002), il aurait également induit un **flux asthénosphérique** sous le massif central de type point chaud (→ volcanisme alcalin de la chaîne de Puy)



Aspects mécaniques de la subduction

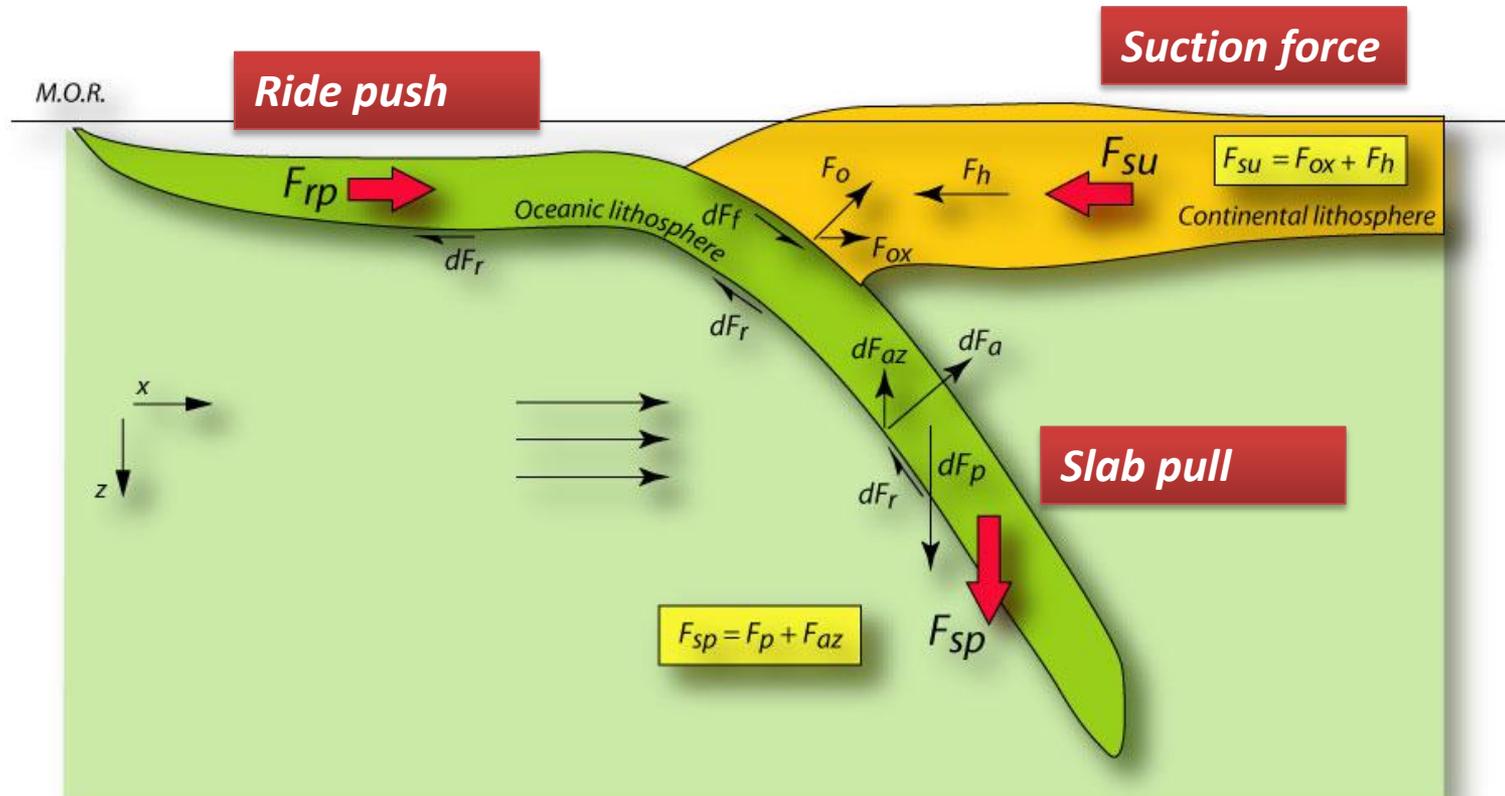
Les forces agissant dans le processus de subduction

Signalons enfin :

-**Force de succion (suction force)= F_{su}**

Force qui pousse la plaque supérieure vers la fosse.

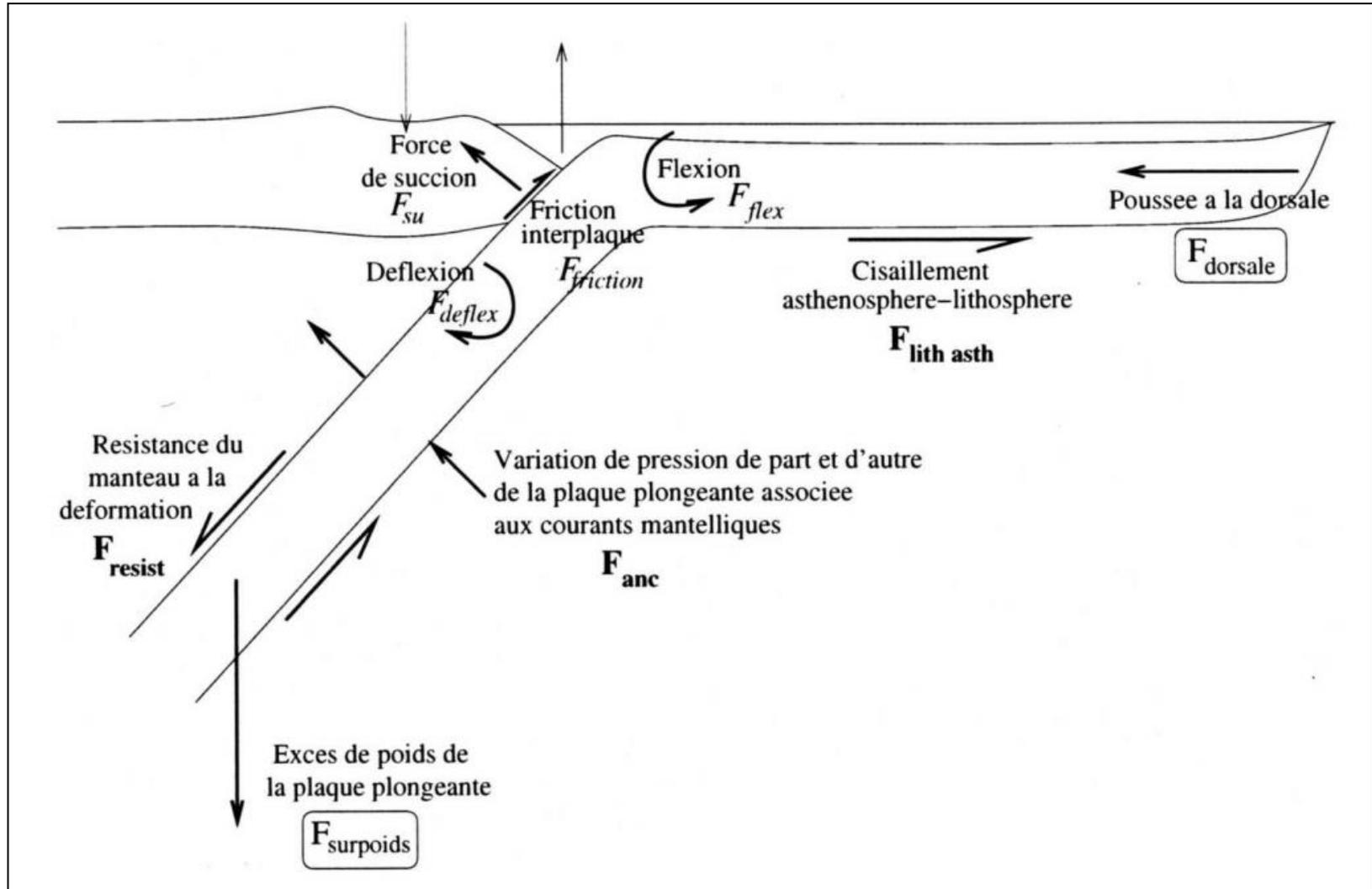
BILAN: modèle des forces aux limites



Aspects mécaniques de la subduction

Pour en savoir plus (forces motrices, forces résistantes)

Bilan des forces agissant dans le processus de subduction



D'après Arcay (2005), Forsyth et Uyeda (1975), Shemenda (1993), Scholz et Campos (1995), Uyeda et Kanamori (1979)

Aspects mécaniques de la subduction

Les forces motrices:

une force de traction ($F_{traction}$) : l'état thermique relativement froid de la plaque plongeante, ainsi que sa densification au cours du temps lui induisent une flottabilité négative vis à vis de l'asthénosphère et provoquent son enfoncement. Au poids de la plaque s'ajoute la poussée d'Archimède par réaction du manteau asthénosphérique. La résultante des deux forces est donc une force verticale qui a été définie par Carlson et al. [1983] selon :

$$F_{traction} = K \cdot \Delta\rho \cdot l \cdot \sqrt{A}, \quad (I.1)$$

avec $\Delta\rho$, le contraste de densité entre lithosphère et asthénosphère, l , la longueur du panneau plongeant, A , l'âge de la plaque en subduction et K , une constante.

la "poussée" de la dorsale ($F_{dorsale}$) : Le différentiel de topographie entre le point haut situé au niveau de la dorsale océanique et un point bas appartenant au plancher océanique subsident, induit des variations de pression à la surface de la plaque et génère l'équivalent d'un glissement gravitaire des points les plus hauts vers les points les plus bas. Cette force gravitaire s'exerce donc horizontalement à la surface de la plaque océanique et peut se définir selon Lallemand [1999] comme :

$$F_{dorsale} = \Delta\rho \cdot g \cdot \chi \cdot A, \quad (I.2)$$

avec $\Delta\rho$, le contraste de densité entre lithosphère et asthénosphère, g , la gravité, χ , la diffusivité thermique et A , l'âge de la plaque au point considéré.

Aspects mécaniques de la subduction

Les forces résistantes:

le couplage basal lithosphère-asthénosphère ($F_{lith-asth}$) : dans la mesure où la vitesse de déplacement de la plaque plongeante en surface est plus rapide que la convection du manteau asthénosphérique, l'asthénosphère résistera au déplacement lithosphérique. Cela se traduit donc par une force cisailante appliquée à l'interface lithosphère-asthénosphère et s'exprime selon :

$$F_{lith-asth} = \int_S \tau_{la} \cdot dS, \quad (I.3)$$

où le cisaillement lithosphère-asthénosphère τ_{la} , peut se définir selon :

$$\tau_{la} = -\frac{2 \cdot \eta \cdot v}{h} \left(2 + 3 \frac{h_l}{h_a} \right), \quad (I.4)$$

avec η , la viscosité de l'asthénosphère, v , la vitesse de la plaque lithosphérique, h_l , l'épaisseur lithosphérique et h_a , l'épaisseur de l'asthénosphère [Turcotte and Schubert, 1982].

Aspects mécaniques de la subduction

la résistance visqueuse à l'enfoncement de la plaque ($F_{résist}$) : l'augmentation avec la profondeur de la viscosité au sein de l'asthénosphère, s'oppose à la pénétration du panneau plongeant et se traduit par un cisaillement visqueux sur toute la surface de la plaque subduite. Elle se définit donc comme :

$$F_{résist} = \int_S \tau_{asth} \cdot dS, \quad (I.5)$$

Par analogie entre le déplacement d'un ellipsoïde dans un fluide visqueux et celui du panneau plongeant dans l'asthénosphère, cette force de résistance a été définie par Scholz and Campos [1995] selon :

$$F_{résist} = 6 \cdot \pi \cdot \eta \frac{R_d \cdot v}{\lambda}, \quad (I.6)$$

avec η , le viscosité moyenne du fluide (l'asthénosphère), R_d , le rayon effectif de l'ellipsoïde (ou du panneau plongeant) [Lamb, 1993], v , la vitesse de subduction et λ , le grand axe horizontal de l'ellipsoïde (parallèle à la fosse de subduction et qui équivaldrait à la largeur du panneau plongeant).

Aspects mécaniques de la subduction

la force d'ancrage (F_{anc}) : elle résulte d'un déplacement relatif subhorizontal entre le panneau plongeant et l'asthénosphère. Cette force induit un différentiel de pression de part et d'autre de la plaque plongeante, qui serait responsable du maintien du pendage du panneau plongeant en y exerçant une suction au-dessus du panneau plongeant. Ces forces de pression s'expriment en effet [Turcotte and Schubert, 1982] :

$$F_{coin\ asth} = -\frac{8.558.\mu.v}{r} \text{ et } F_{océan} = \frac{0.462.\mu.v}{r}, \quad (I.7)$$

avec μ , la viscosité du manteau, v , la vitesse de subduction, r , la longueur du plaque subduite depuis la fosse, $F_{coin\ asth}$, la pression s'exerçant dans le coin asthénosphérique au-dessus du panneau plongeant et $F_{océan}$, la pression s'exerçant dans le coin asthénosphérique en-dessous du panneau plongeant, côté océan. La convection du manteau inhibera ou renforcera évidemment l'intensité de $F_{coin\ asth}$ et de $F_{océan}$.

Aspects mécaniques de la subduction

le couplage interplaque (F_P) : les forces générées à l'interplaque agissent principalement sur le régime tectonique de la plaque supérieure. Elles sont majoritairement contrôlées par le comportement de la plaque en subduction sous l'effet des forces qui lui sont appliquées décrites ci-dessus. A l'interplaque, on distingue une composante hydrostatique liée à la poussée d'Archimède et une composante non-hydrostatique liée à la rigidité flexurale de la plaque subduite. L'enveloppe de pression non hydrostatique normale au plan (σ_n) détermine le régime de la plaque supérieure (fig. I.15) [Shemenda, 1993, Tang, 2000].

La force de friction est quant à elle définie comme :

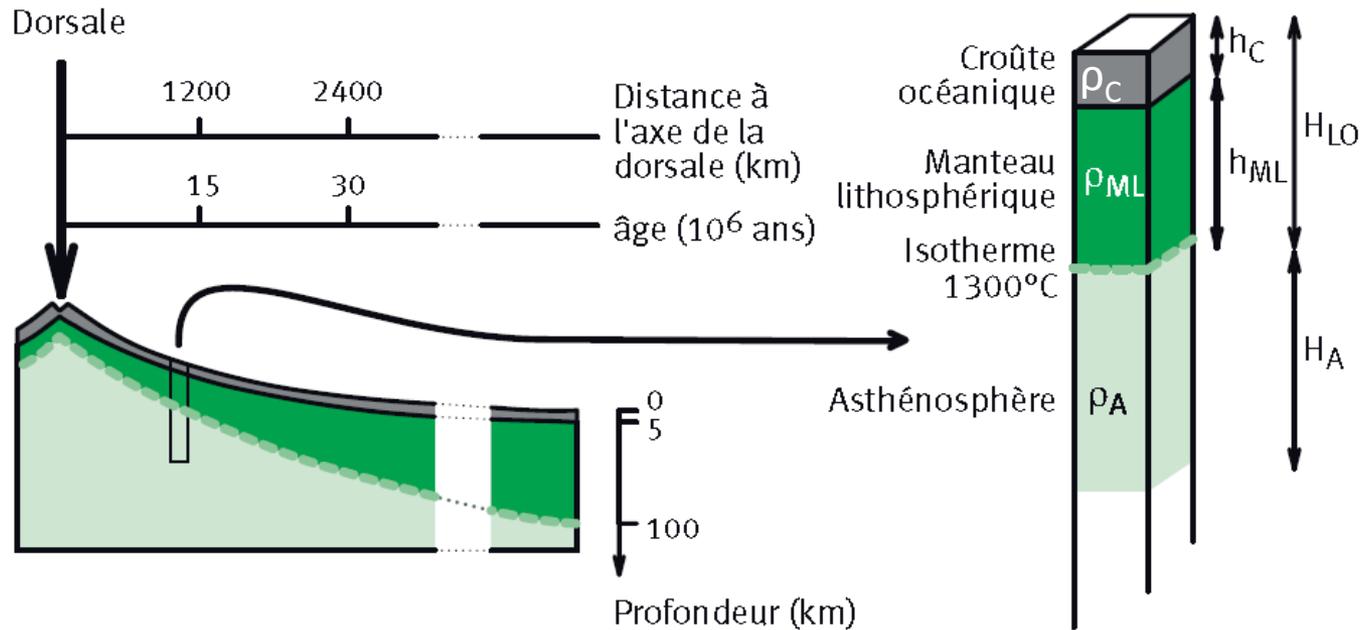
$$F_{friction} = \frac{1}{2} \cdot \mu \cdot \rho_l \cdot g \cdot z^2 \cdot \cot \phi \quad (I.8)$$

avec μ , le coefficient de friction à l'interplaque, ρ_l , la masse volumique de la lithosphère, z , la profondeur maximale du plan interplaque et ϕ , le pendage moyen de ce plan.

Aspects mécaniques de la subduction

Le moteur principal de la subduction

Au niveau des dorsales, la lithosphère océanique est mince et chaude. En s'éloignant de l'axe de la dorsale, la lithosphère océanique se refroidit. La limite manteau lithosphérique–asthénosphère étant une limite thermique, ce refroidissement se traduit par un **abaissement de l'isotherme 1 300 °C**. La **lithosphère océanique s'épaissit par le bas** : le sommet de l'asthénosphère, en se refroidissant, se transforme en manteau lithosphérique plus froid et plus rigide.

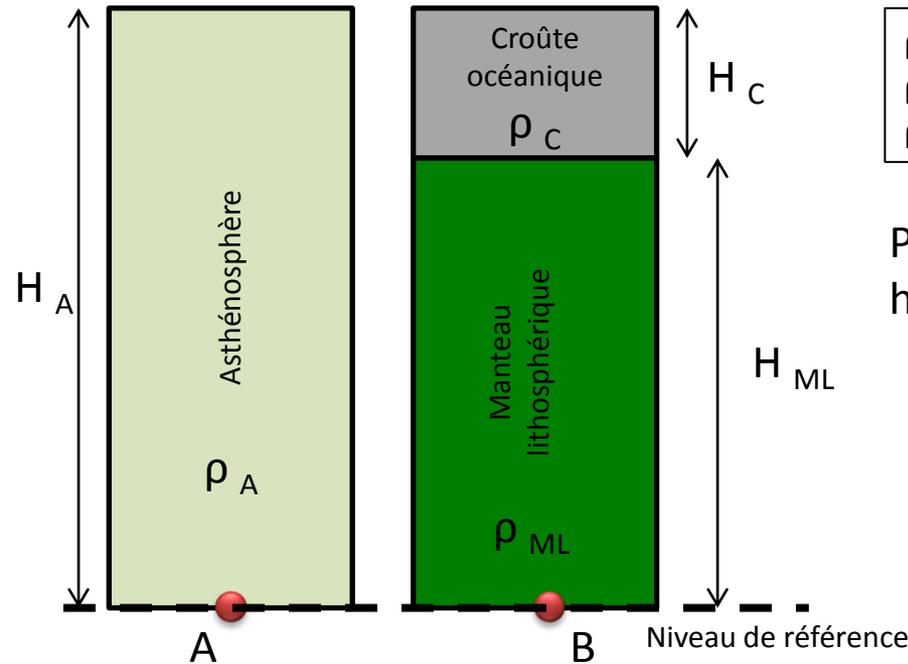


H_C = épaisseur de la croûte.
 H_{ML} = épaisseur du manteau lithosphérique.
 H_{LO} = épaisseur de la lithosphère océanique.
 H_A = épaisseur de l'asthénosphère dans la colonne considérée.

→ Pour qu'il y ait subduction, il faut le poids d'une colonne lithosphérique soit plus élevé que le poids d'une colonne asthénosphérique de même hauteur.

Aspects mécaniques de la subduction

→ Pour qu'il y ait subduction, il faut le poids d'une colonne lithosphérique (ou la pression exercée en A) soit plus élevé que le poids d'une colonne asthénosphérique de même hauteur (ou que la pression exercée en B).



ρ_A = masse volumique de l'asthénosphère
 ρ_{ML} = masse volumique du manteau lithosph
 ρ_C = masse volumique de la croûte océanique

Pour simplifier, en considérant que largeur et hauteur sont égales à l'unité, on a:

$$P_A = \rho_A \cdot g \cdot H_A$$

$$P_B = (\rho_C \cdot g \cdot H_C) + (\rho_{ML} \cdot g \cdot H_{ML})$$

$$\text{Comme } H_A = H_C + H_{ML}$$

$$\text{On a } P_A = \rho_A \cdot g \cdot (H_C + H_{ML})$$

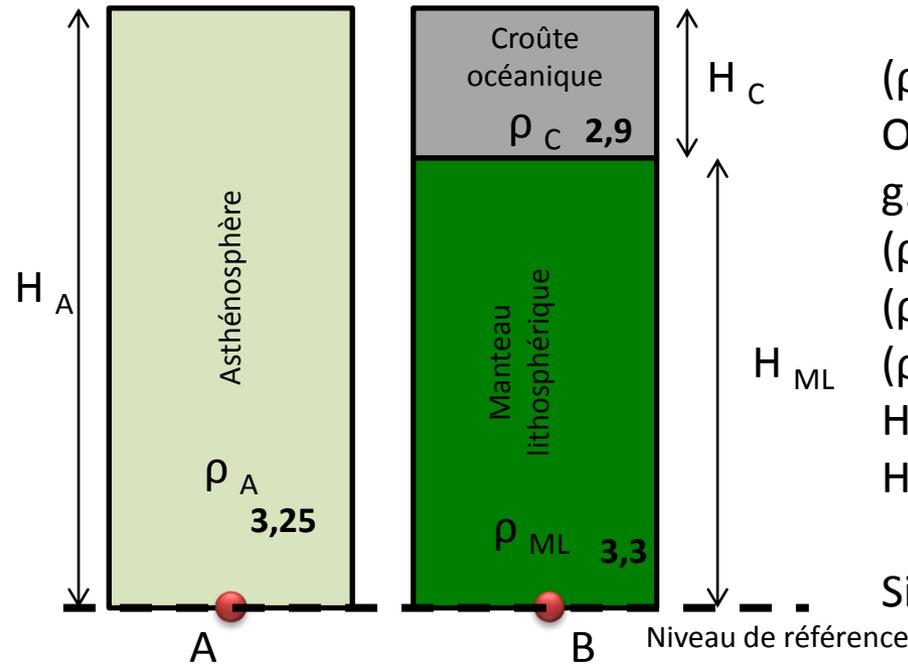
Il y a subduction dès que $P_B > P_A$

$$\text{C'est à dire : } (\rho_C \cdot g \cdot H_C) + (\rho_{ML} \cdot g \cdot H_{ML}) > \rho_A \cdot g \cdot (H_C + H_{ML})$$

H_C = épaisseur de la croûte.
 H_{ML} = épaisseur du manteau lithosphérique.
 H_{LO} = épaisseur de la lithosphère océanique.
 H_A = épaisseur de l'asthénosphère dans la colonne considérée.

Aspects mécaniques de la subduction

→ Pour qu'il y ait subduction, il faut le poids d'une colonne lithosphérique (ou la pression exercée en A) soit plus élevé que le poids d'une colonne asthénosphérique de même hauteur (ou que la pression exercée en B).



$$(\rho_C \cdot g \cdot H_C) + (\rho_{ML} \cdot g \cdot H_{ML}) > \rho_A \cdot g \cdot (H_C + H_{ML})$$

On peut simplifier en:

$$g \cdot (\rho_C \cdot H_C) + (\rho_{ML} \cdot H_{ML}) > \rho_A \cdot g \cdot (H_C + H_{ML})$$

$$(\rho_C \cdot H_C) + (\rho_{ML} \cdot H_{ML}) > \rho_A (H_C + H_{ML})$$

$$(\rho_C \cdot H_C) + (\rho_{ML} \cdot H_{ML}) > \rho_A \cdot H_C + \rho_A \cdot H_{ML}$$

$$(\rho_{ML} \cdot H_{ML}) - \rho_A \cdot H_{ML} > (\rho_A \cdot H_C) - (\rho_C \cdot H_C)$$

$$H_{ML}(\rho_{ML} - \rho_A) > H_C (\rho_A - \rho_C)$$

$$H_{ML} > H_C (\rho_A - \rho_C) / (\rho_{ML} - \rho_A)$$

Si $\rho_{ML} = 3,3$ $\rho_A = 3,25$ $\rho_C = 2,9$

On a $H_{ML} > 7 \cdot H_C$

H_C = épaisseur de la croûte.
 H_{ML} = épaisseur du manteau lithosphérique.
 H_{LO} = épaisseur de la lithosphère océanique.
 H_A = épaisseur de l'asthénosphère dans la colonne considérée.

→ Si $H_C = 9$ Km, la subduction débute lorsque l'épaisseur du manteau lithosphérique est de $7 \times 9 = 63$ Km

I – Aspects mécaniques de la subduction oc.

II – Caractères généraux de la subduction oc.

III – Les marqueurs de la subduction oc.

- Marqueurs topographiques
- Marqueurs sismiques
- Marqueurs thermiques
- Marqueurs gravimétriques
- Déformations
- Epaississement crustal
- Sédimentation
- Notion de chenal de subduction

IV - Le magmatisme des zones de subduction oc.

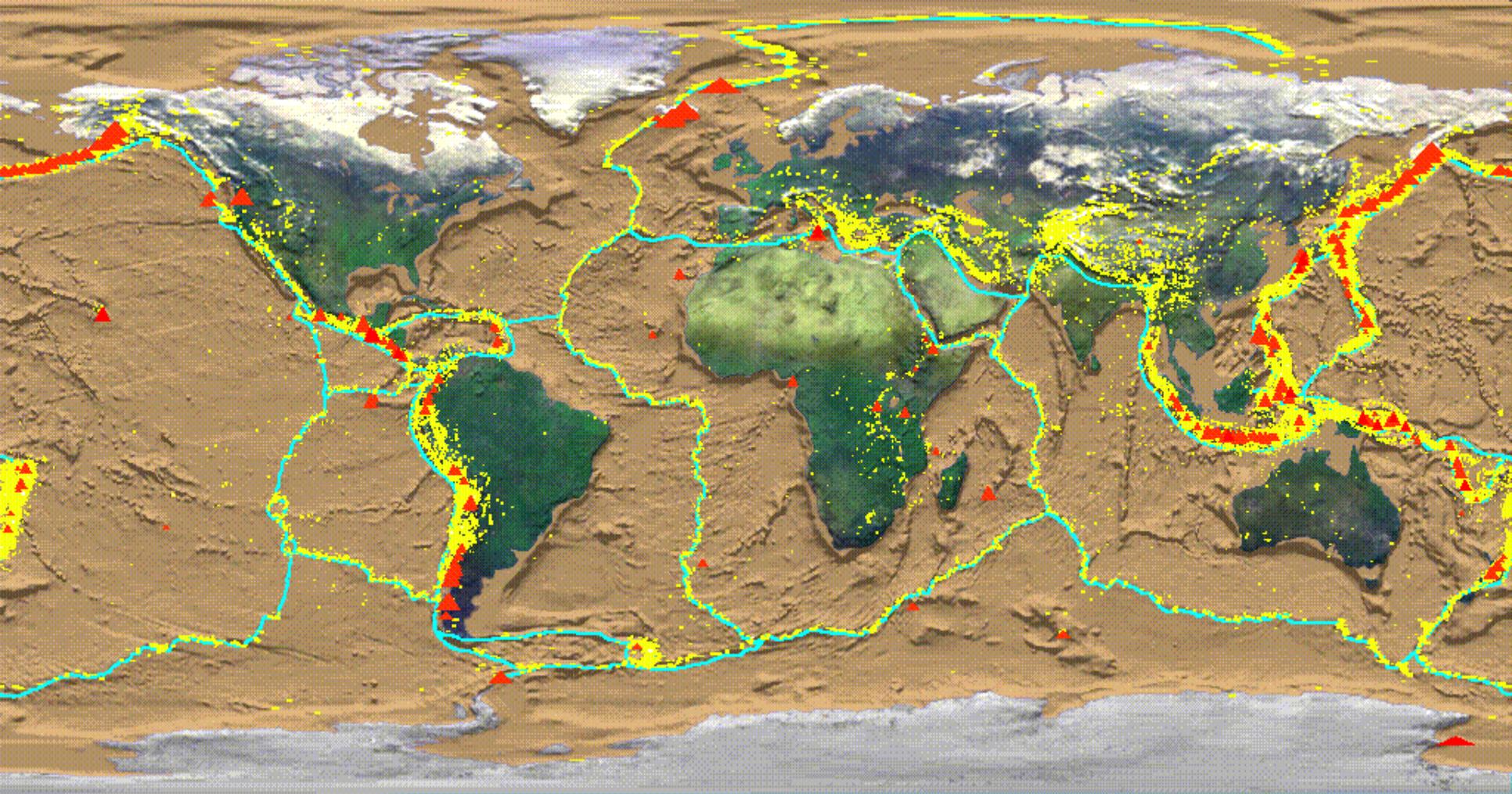
- Le volcanisme des zones de subduction oc.
- Principales roches magmatiques
- Signatures géochimiques, isotopiques et caractéristiques des magmas d'arc
- Différenciations magmatiques
- Magmatisme d'arrière arc
- Conditions de fusion partielle de la péridotite

V - Le métamorphisme des zones de subduction oc.

- Caractéristiques générales
- Marqueurs d'une paléosubduction dans les Alpes
- Compléments

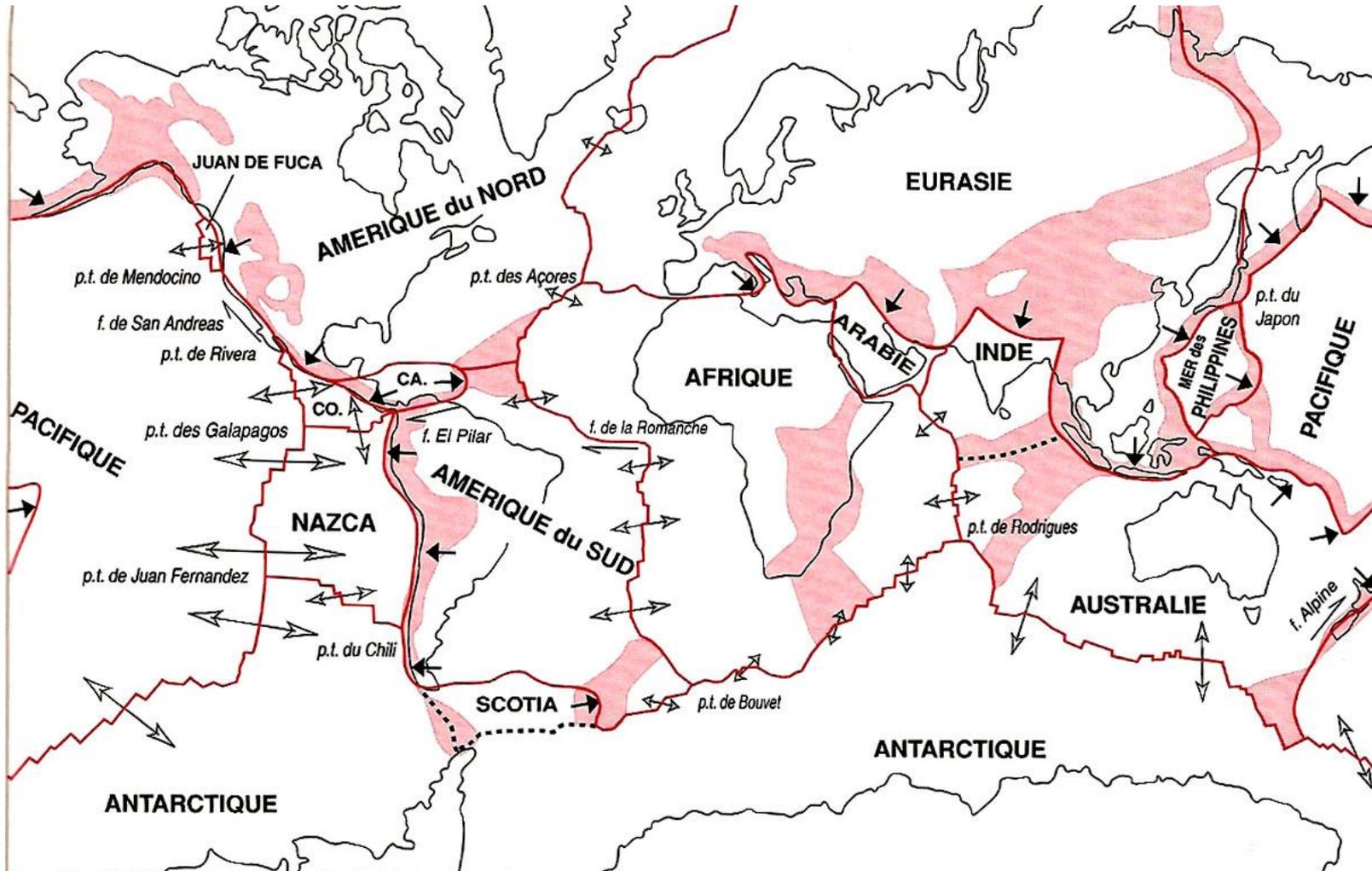
Caractères généraux de la subduction

Limites de plaques en convergence → Instabilités mécaniques et thermiques



Caractères généraux de la subduction

Lorsqu'on étudie la répartition de la sismicité et de la déformation au niveau des frontières de plaques → **frontières diffuses** au niveau des zones de convergence (alors qu'on a généralement des **frontières étroites** au niveau des frontières extensives (sauf Rift Africain))



Caractères généraux de la subduction

Relation vitesse absolue des plaques / pourcentage de leur frontière qui subduit

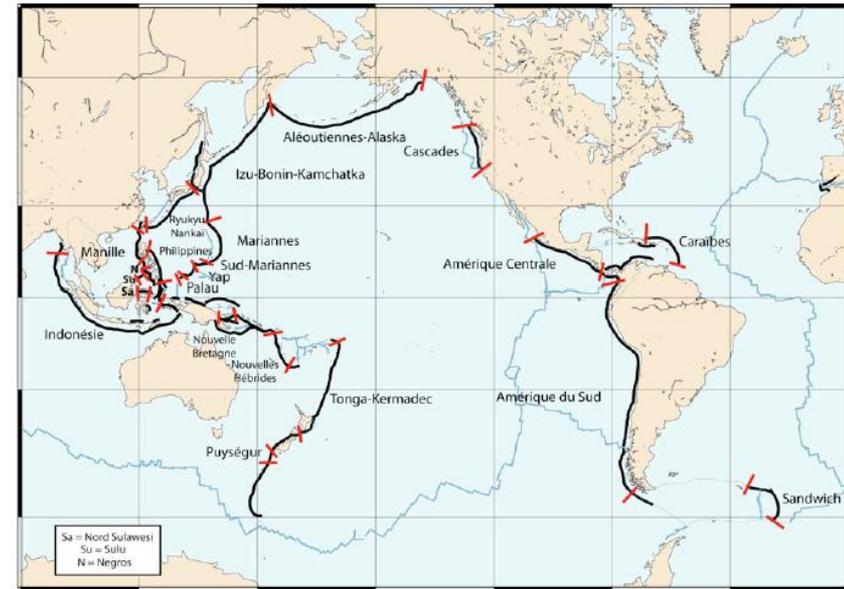
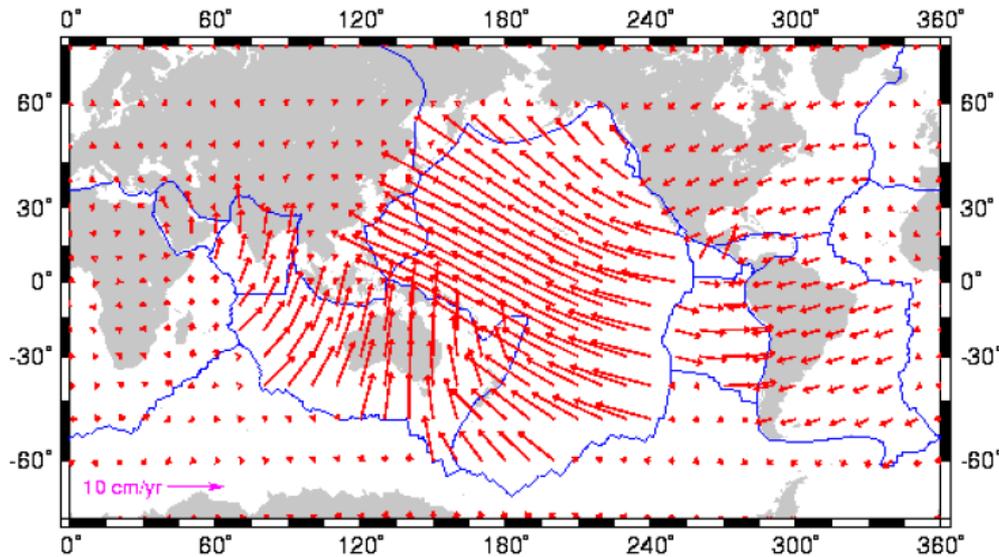


Figure II.14 : Les différentes zones de subduction océanique qui couvrent le globe. Les traits rouges délimitent les bordures de slab.

Les vitesses de déplacement de plaques les plus rapides correspondent à celles qui présentent un **pourcentage élevé de frontières en subduction**. A l'inverse, les **plaques lentes ne subduisent peu ou pas** → confirme bien l'importance de la **subduction** comme **moteur** du déplacement des plaques.

Caractères généraux de la subduction

Subduction océanique, subduction continentale

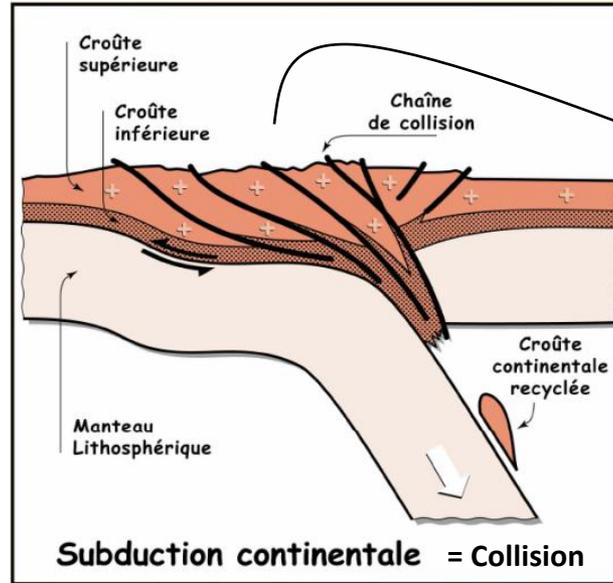
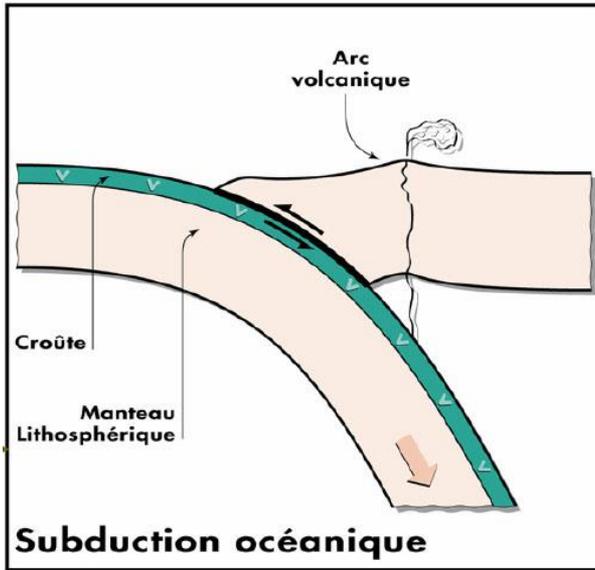


Répartition des zones de subduction (en rouge subduction continentale, en noir subduction océanique)

Caractères généraux de la subduction

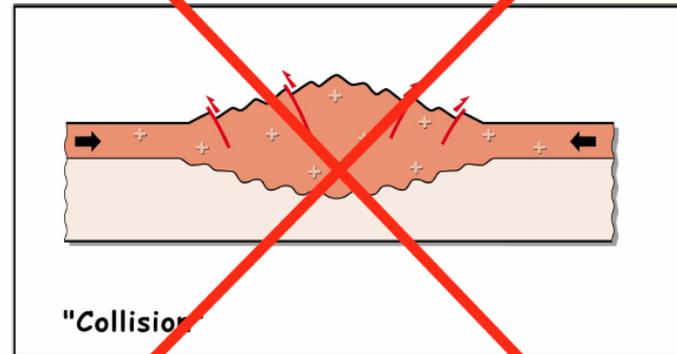
Subduction océanique, subduction continentale

Deux grands types de convergence lithosphérique : fonction de la nature de la plaque sus-jacente



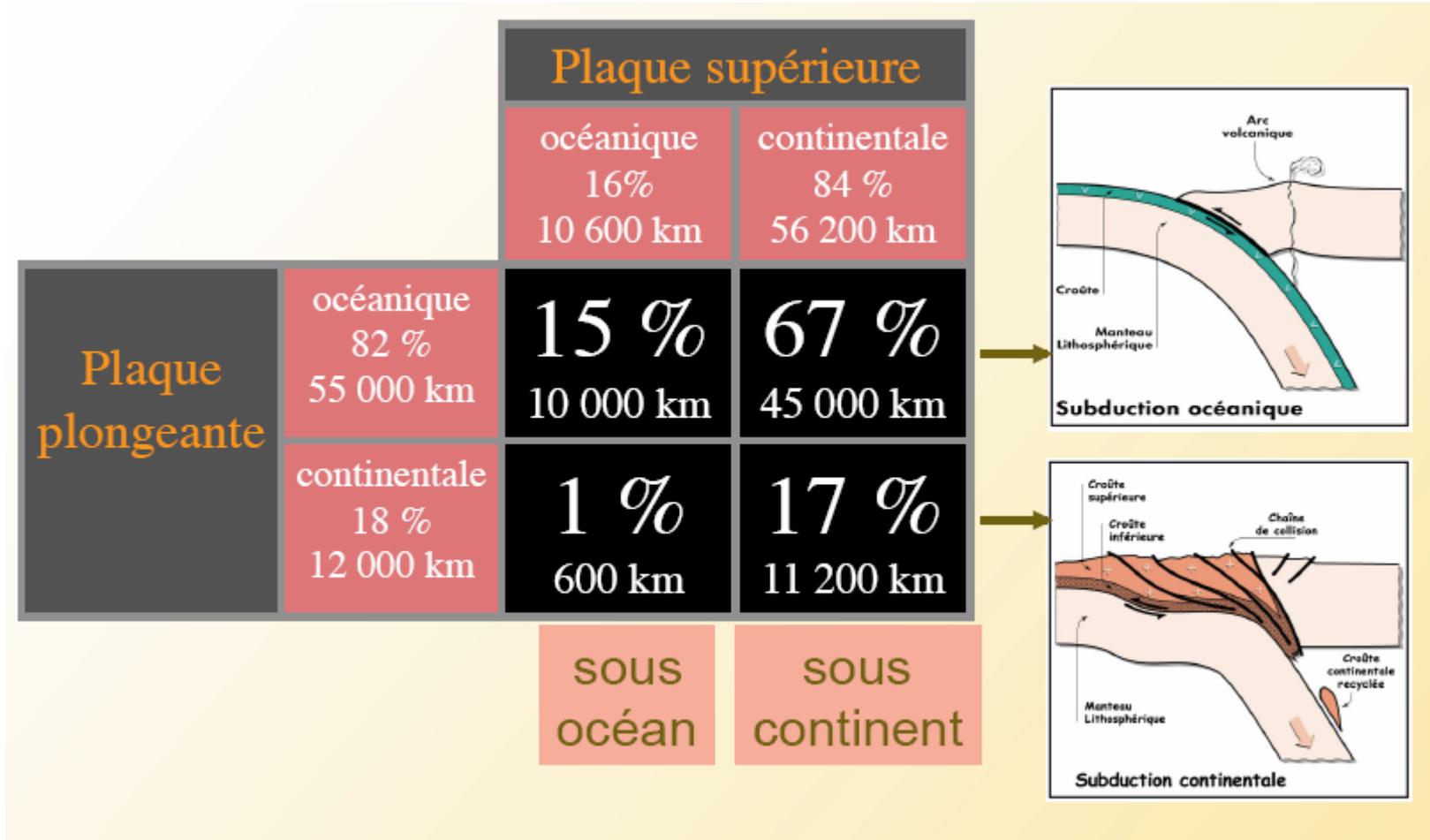
Remarquer l'écaillage de la croûte continentale légère au front de la marge active à la faveur d'une croûte inférieure plus ductile → **orogénèse**

Ce type de représentation doit être absolument évité !



Caractères généraux de la subduction

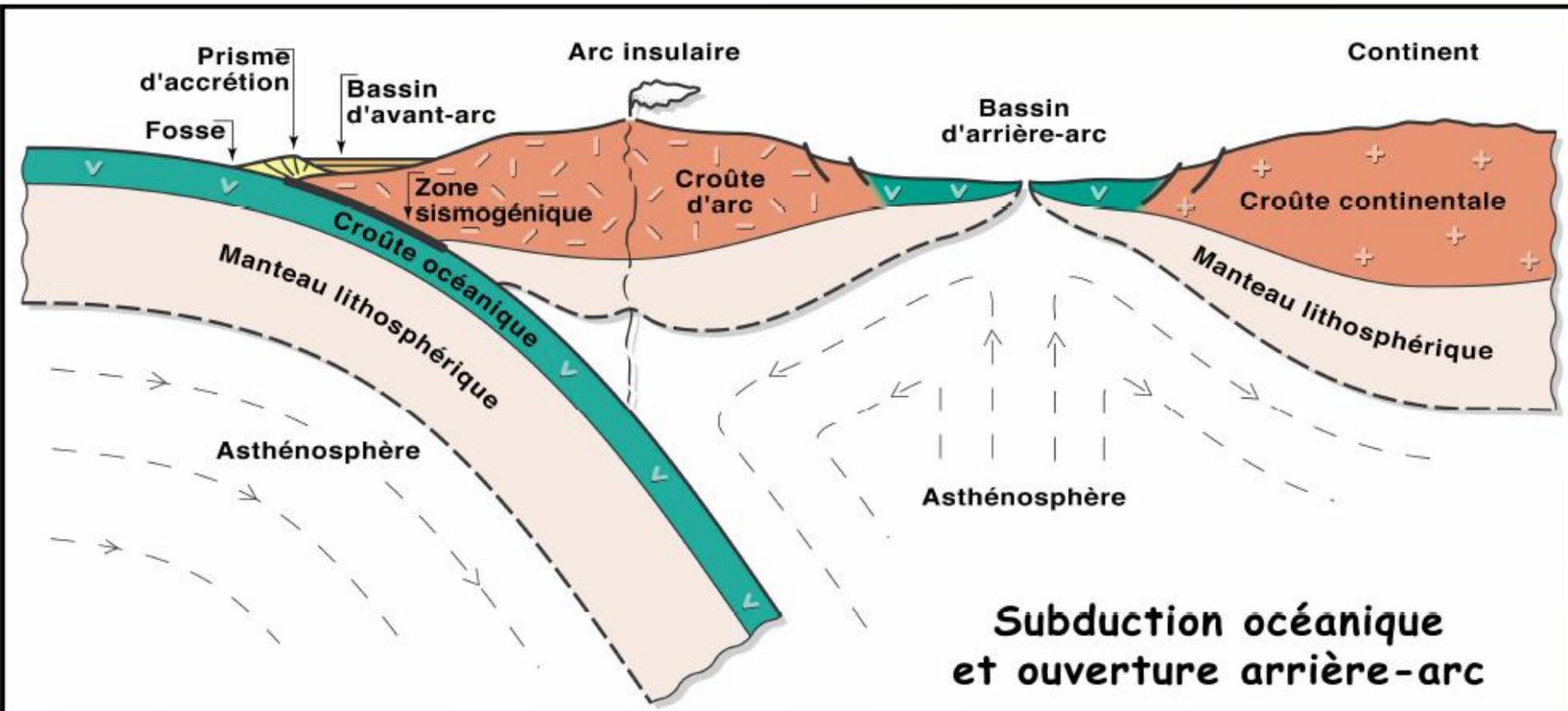
Subduction océanique, subduction continentale



Dans le cas des subductions continentales, l'essentiel concerne les continents engagés sous d'autres continents. On compte seulement 600 Km de frontières actives le long desquelles un continent passe en subduction sous une plaque océanique → Taiwan et extrémité orientale de la Nouvelle Guinée

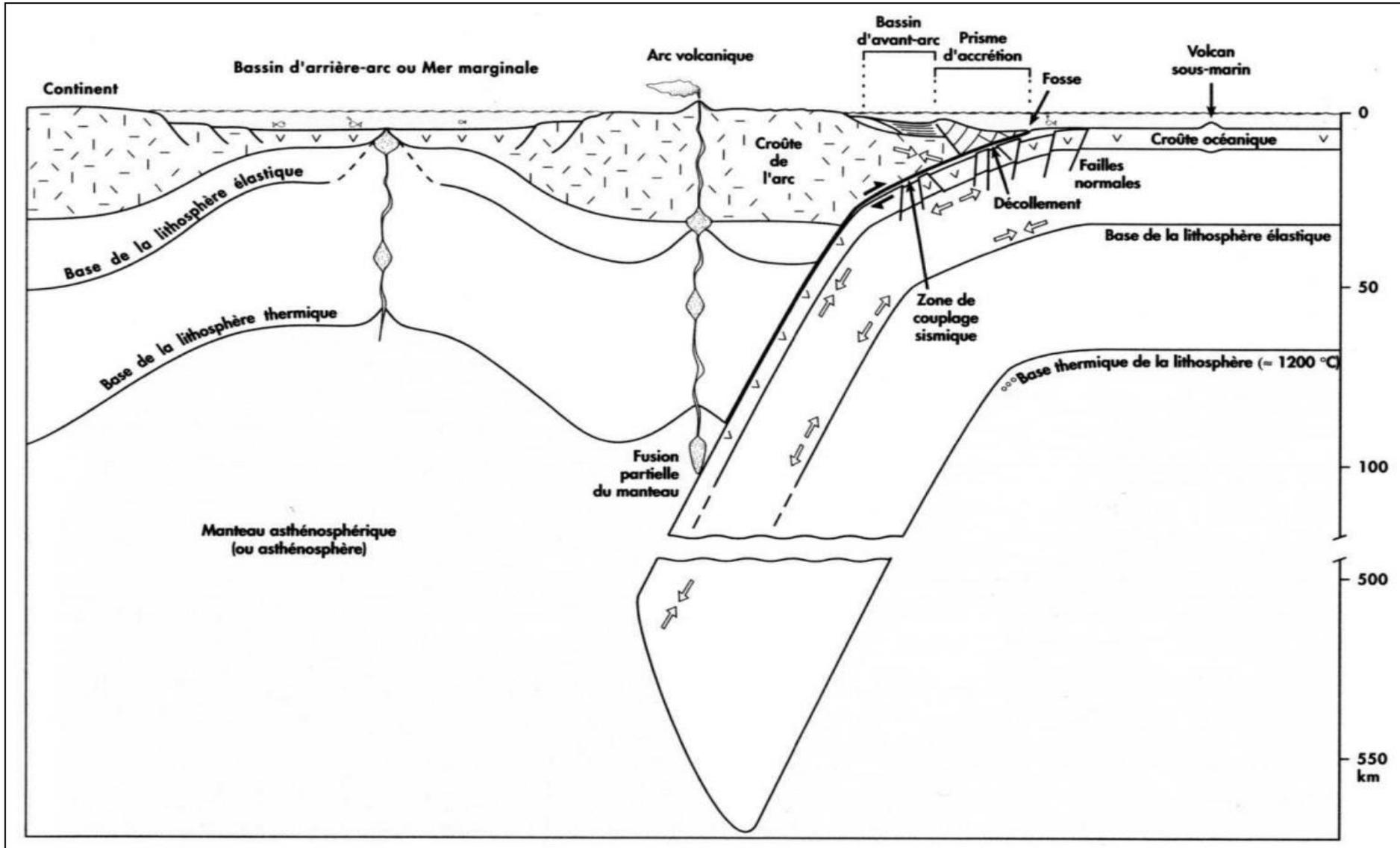
Caractères généraux de la subduction

Coupe simplifiée d'un système de subduction avec ouverture d'un bassin d'arrière arc



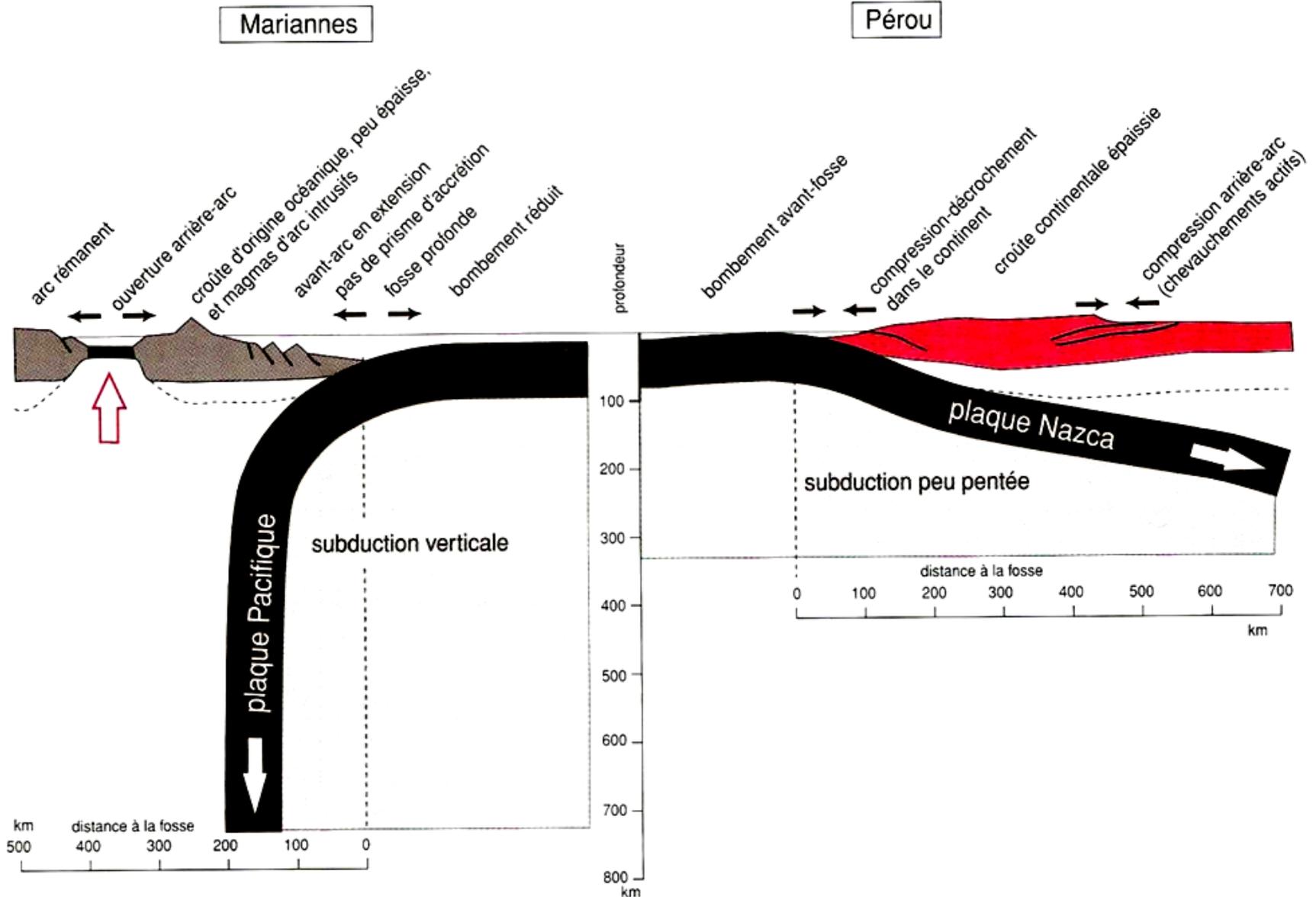
Caractères généraux de la subduction

Coupe schématique d'une zone de subduction indiquant les principales caractéristiques morphologiques, ainsi que le régime tectonique de la plaque plongeante



Caractères généraux de la subduction

Deux types « extrêmes » de subduction



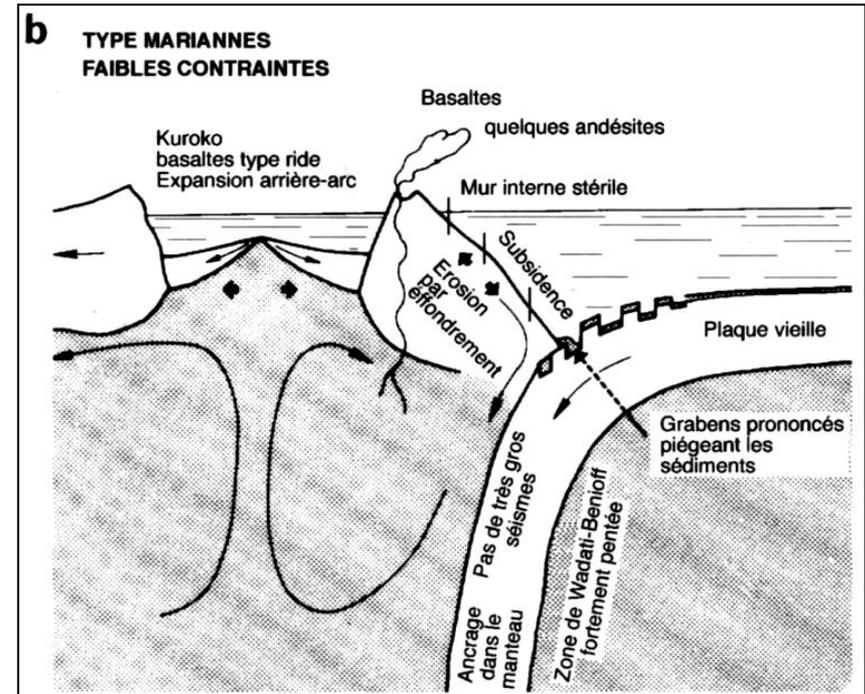
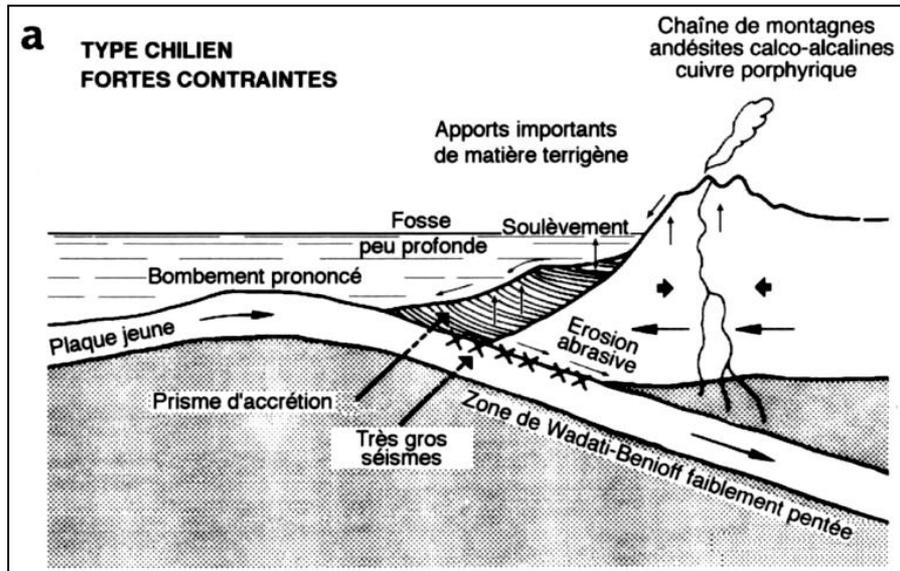
Caractères généraux de la subduction

Deux types « extrêmes » de subduction

Ces deux styles de subduction ont été introduits par Uyeda en 1984. Ils présentent des caractères opposés qu'il est commode de rapprocher de telle ou telle zone de subduction

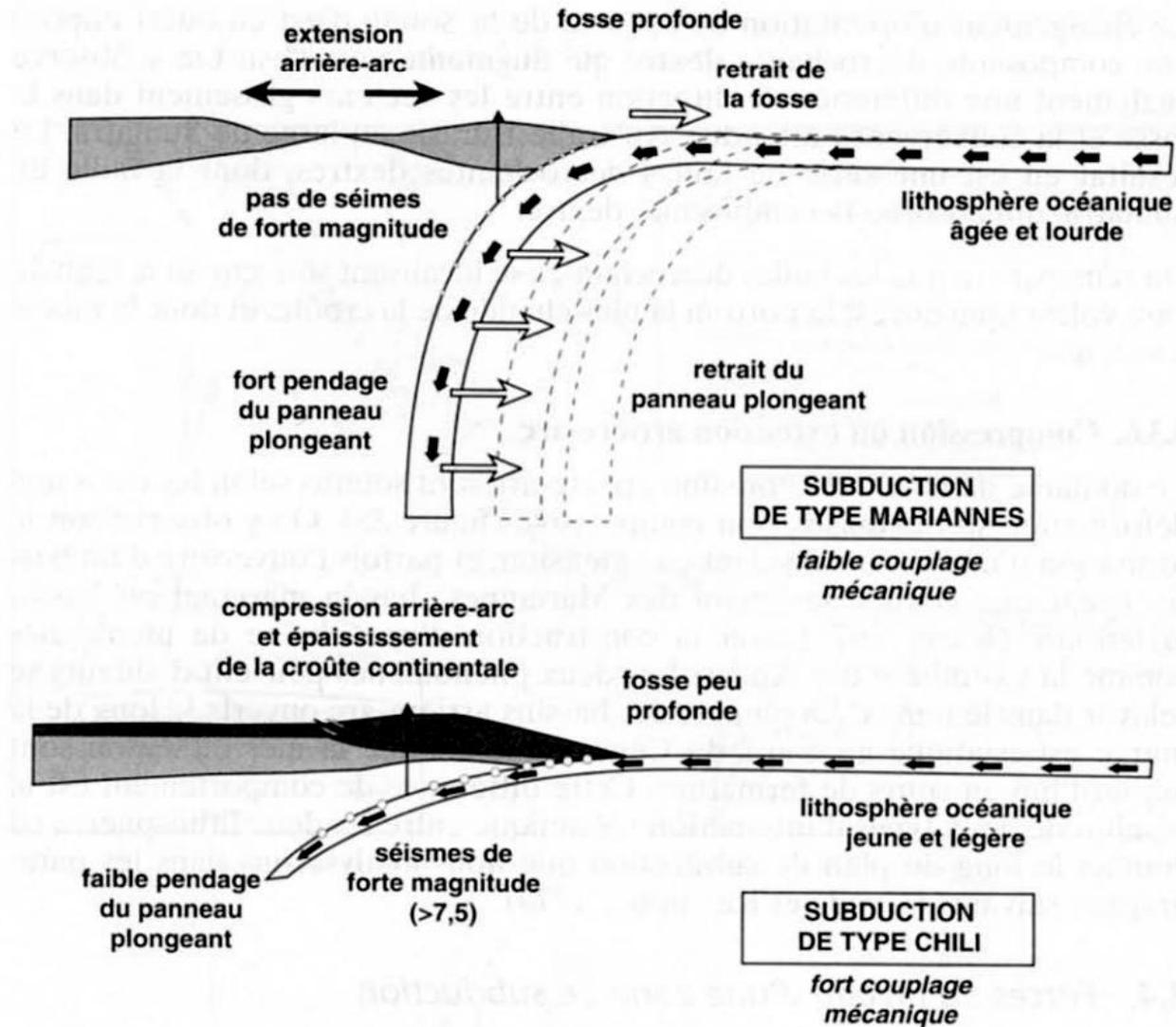
a: Type Chili: Subduction faiblement pentée d'une plaque jeune générant un régime compressif dans la plaque supérieure

b: Type Mariannes: Subduction fortement pentée d'une vieille plaque jeune associé à des contraintes extensives dans la plaque supérieure



Caractères généraux de la subduction

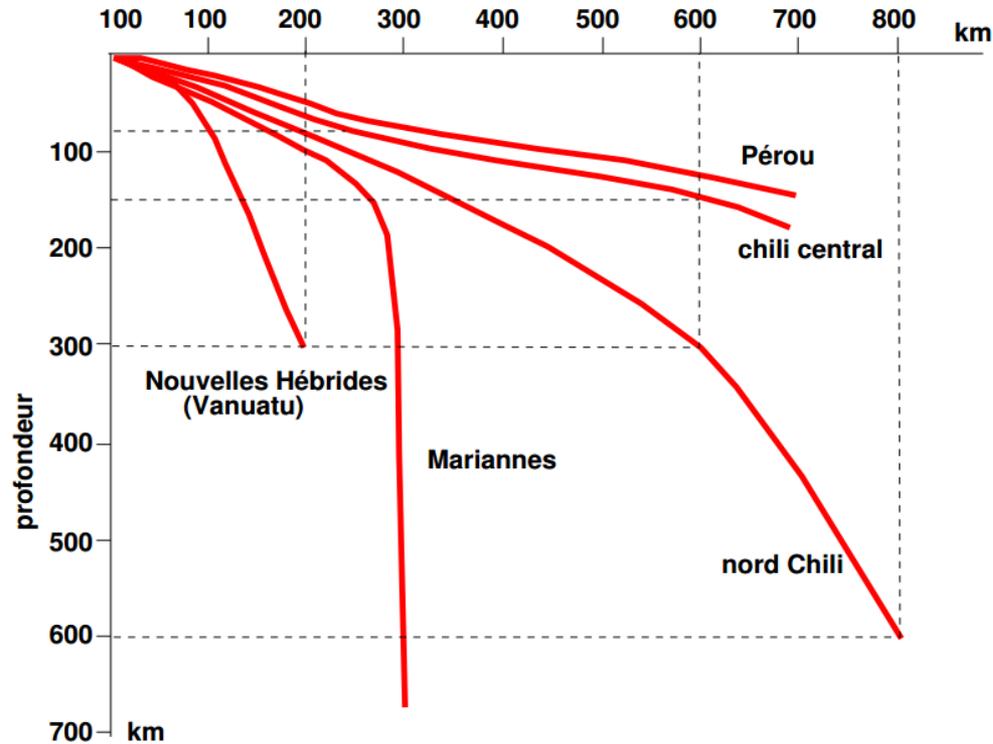
Deux types « extrêmes » de subduction



Caractères généraux de la subduction

Deux types « extrêmes » de subduction

Il existe toutefois une grande variabilité des zones de subduction (et notamment des pendages de subduction)

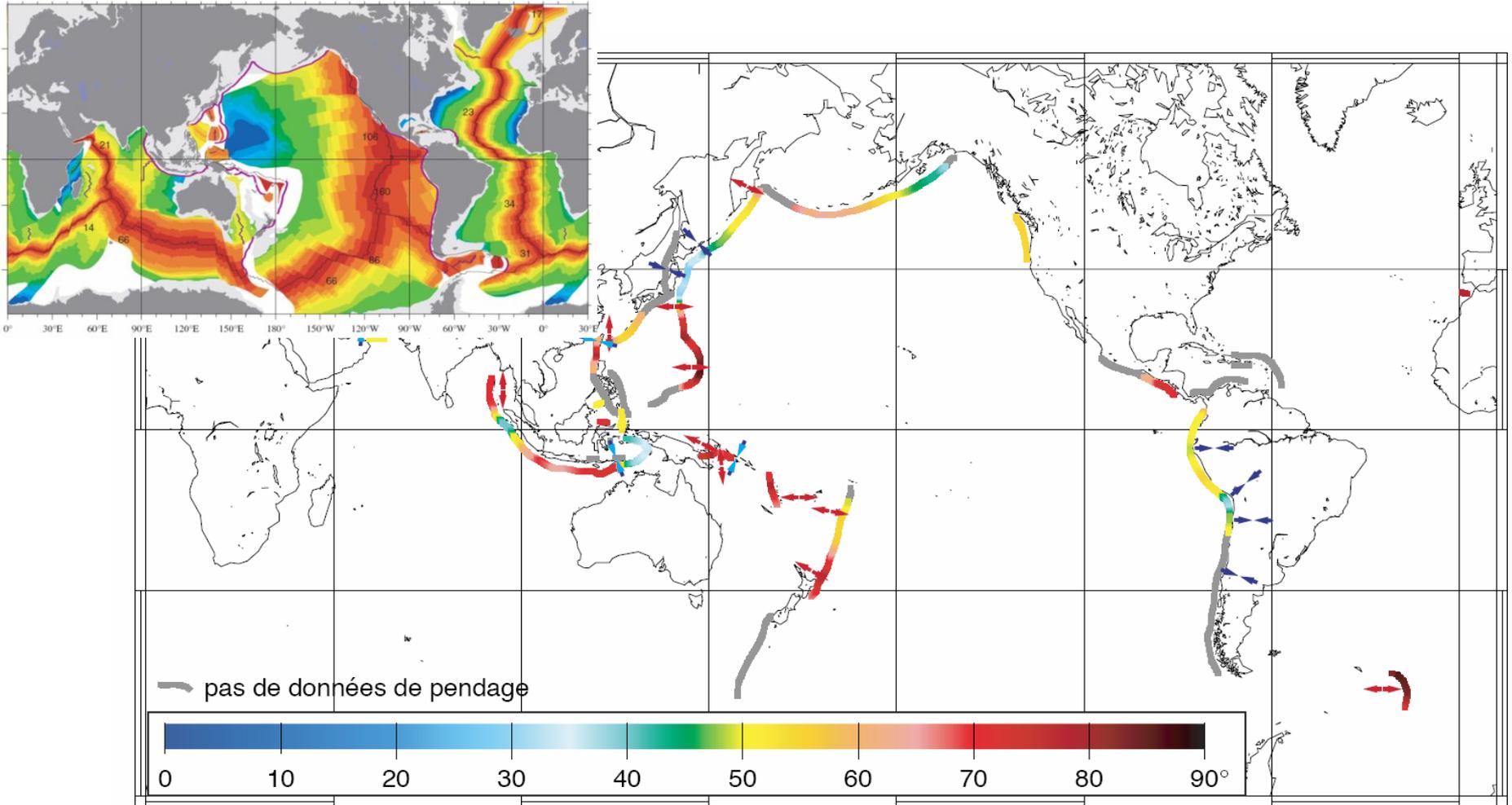


Les études récentes, réalisées à partir d'observations et de mesures sur l'ensemble des zones de subduction soulignent la variabilité des zones de subduction... la plus grande prudence s'impose donc vis-à-vis de toute tentative de classification !

Caractères généraux de la subduction

Des concept qu'il faut revoir !!!

Le pendage d'un slab dépendrait il de son âge ?



Pendage moyen du slab profond (125-670 km)

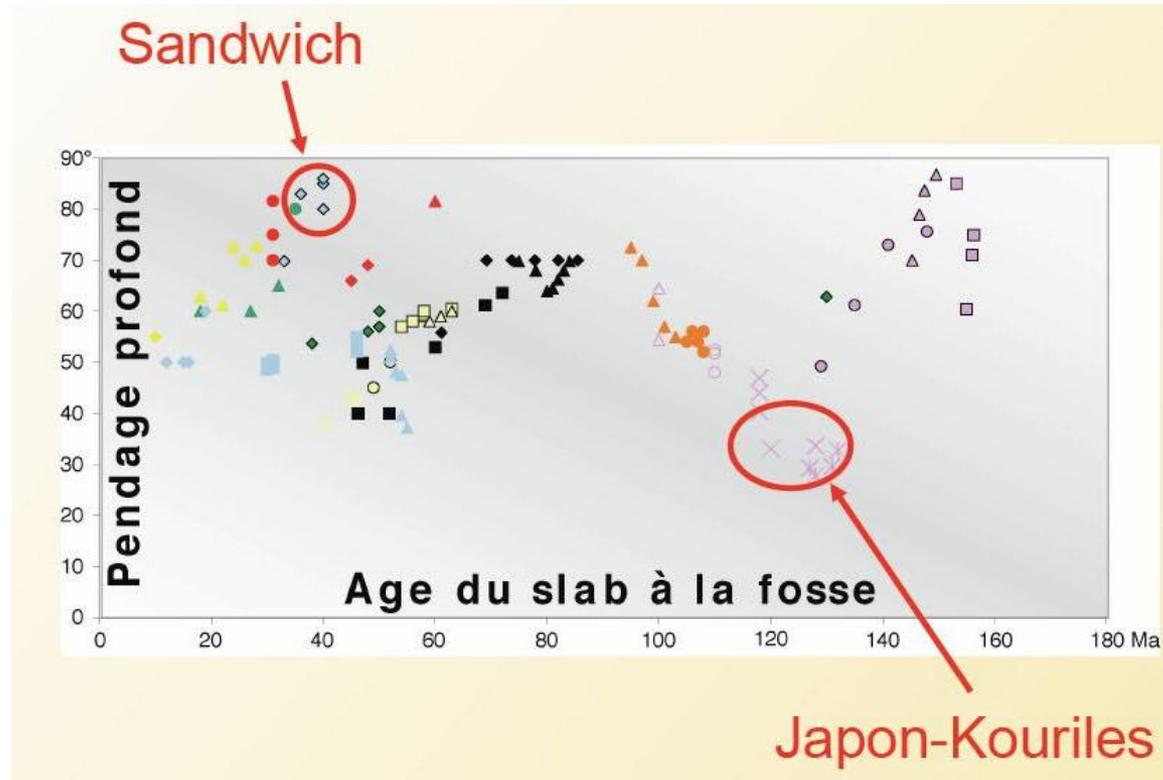
Pour une même frontière de subduction, on a des variations latérale du pendage.

Caractères généraux de la subduction

Des concept qu'il faut revoir !!!

Le pendage d'un slab dépendrait il de son âge ?

Lorsqu'on cherche à établir une corrélation entre la pendage du slab profond son âge, la distribution des points n'est pas linéaire !



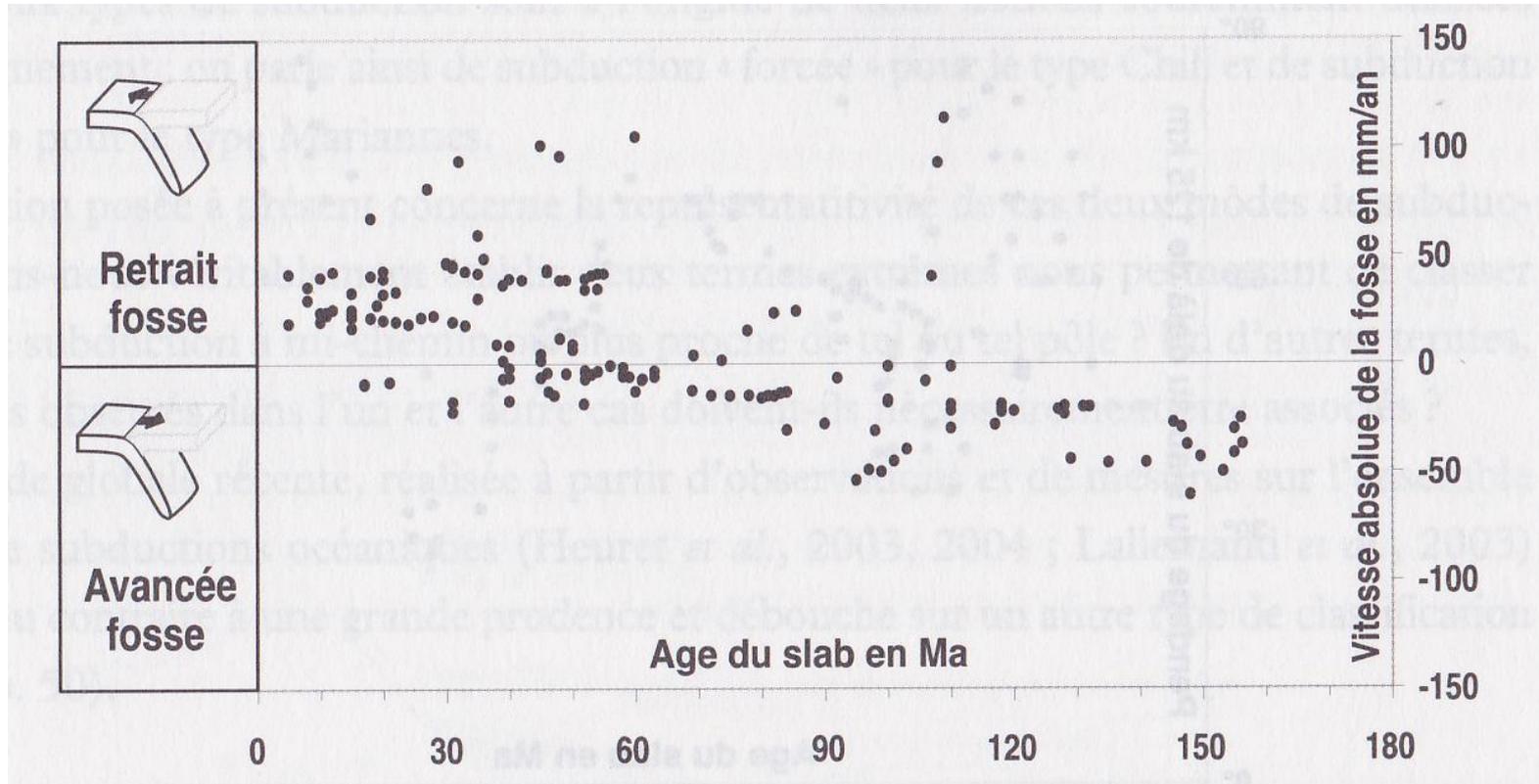
Japon : Pendage = 30° et âge = 140 MA → un slab âgé peut très bien avoir un pendage faible !

Caractères généraux de la subduction

Des concept qu'il faut revoir !!!

Le retrait de la fosse (roll-back) dépend-il de l'âge du slab?

Certains auteurs ont suggéré que le retrait de la fosse (et donc l'extension d'arrière arc) est d'autant plus efficace que l'âge du slab est grand...



Là encore, cette corrélation n'est pas flagrante ! Le graphique ci-dessus semble même montrer une corrélation inverse !!!

Caractères généraux de la subduction

Des concept qu'il faut revoir !!!

Le régime tectonique de la plaque supérieure dépend-il de l'âge du slab?



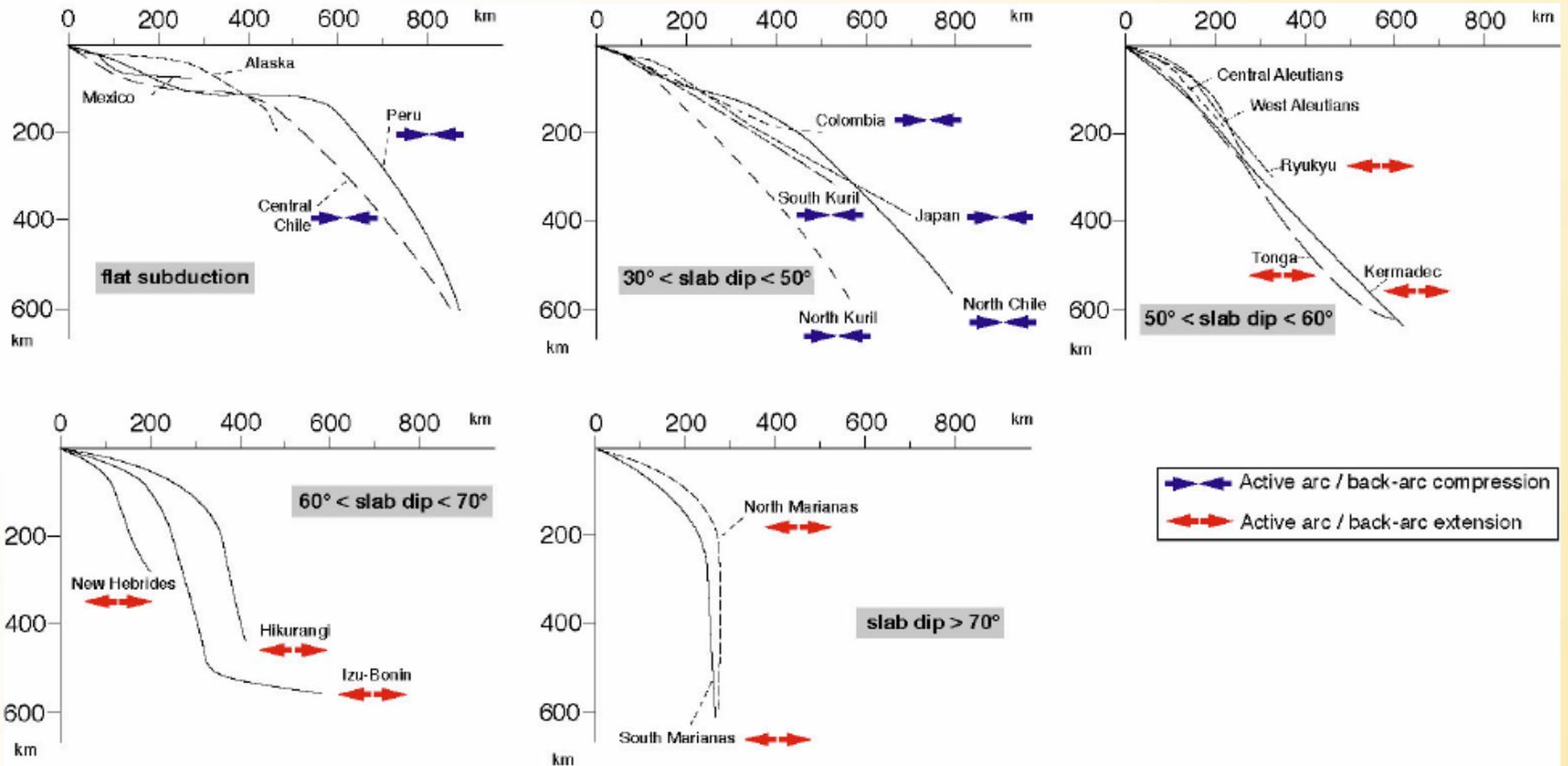
Encore une absence de corrélation ! On voit que pour un contexte tectonique donné (exemple, l'extension), l'âge du slab peut varier.

Caractères généraux de la subduction

Des corrélations possibles

Le régime tectonique de la plaque supérieure peut être corrélé avec le pendage du slab

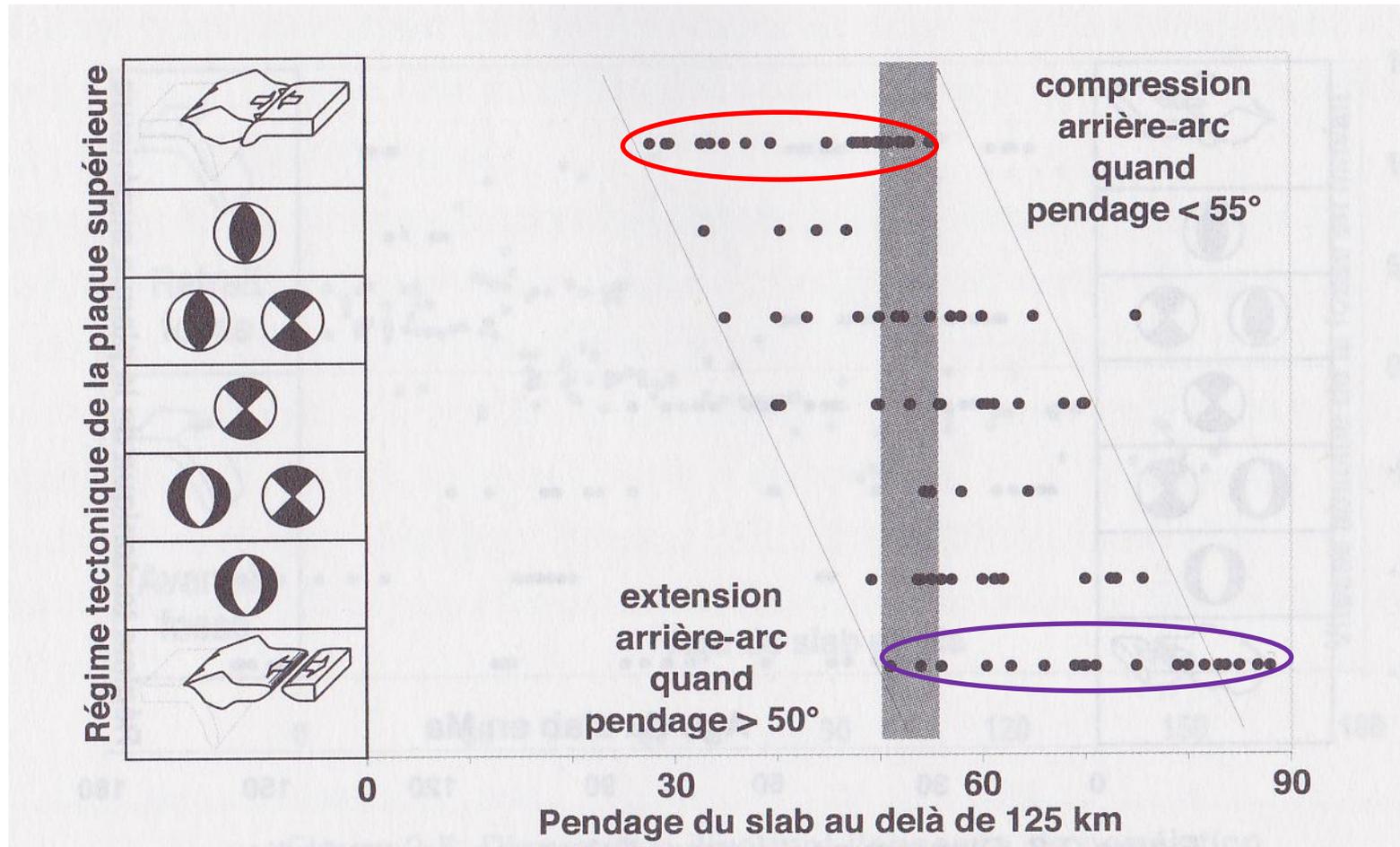
Profils de slabs classés en fonction de leur pendages



Caractères généraux de la subduction

Des corrélations possibles

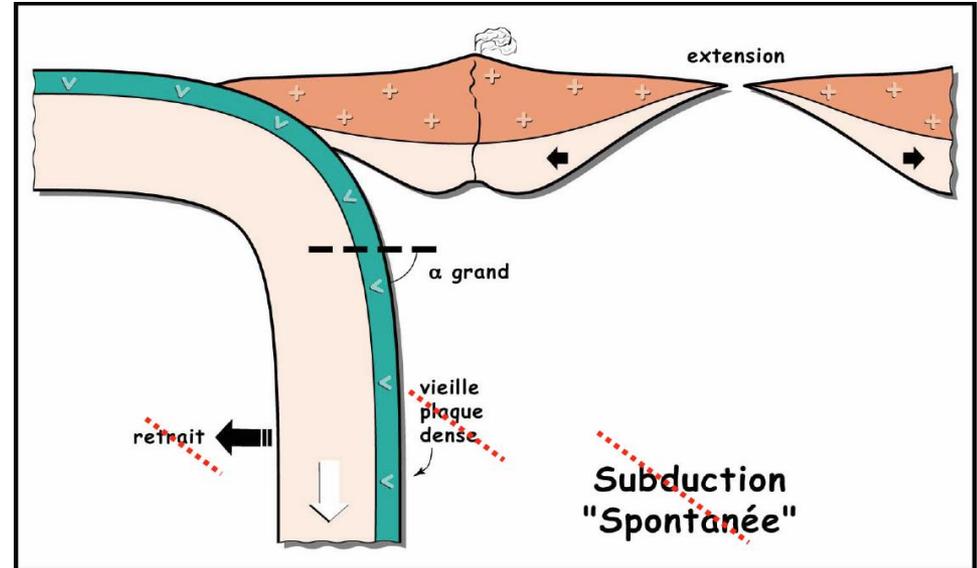
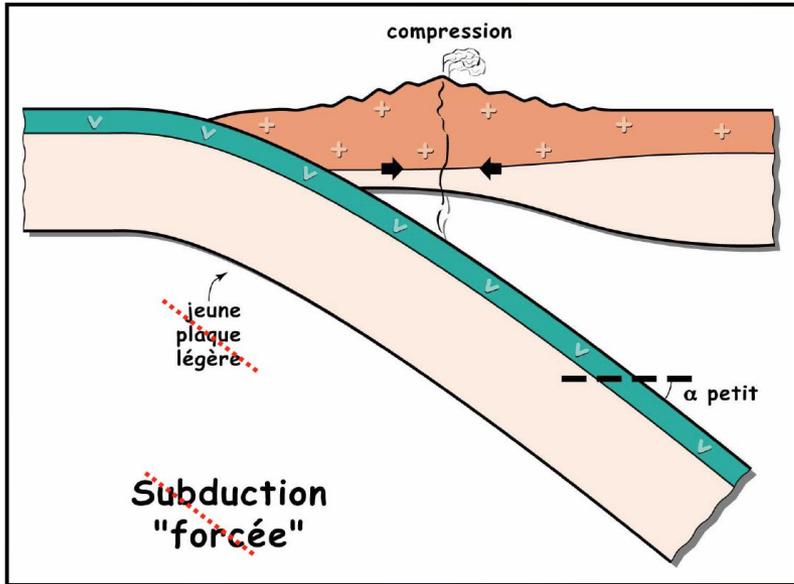
Le régime tectonique de la plaque supérieure peut être corrélé avec le pendage du slab



On peut donc dire qu'un **pendage faible** génère sur la plaque supérieure des **contraintes compressives**, alors qu'un **pendage fort** génère des **contraintes extensives**

Caractères généraux de la subduction

Subduction forcée / spontanée : à éviter !!!

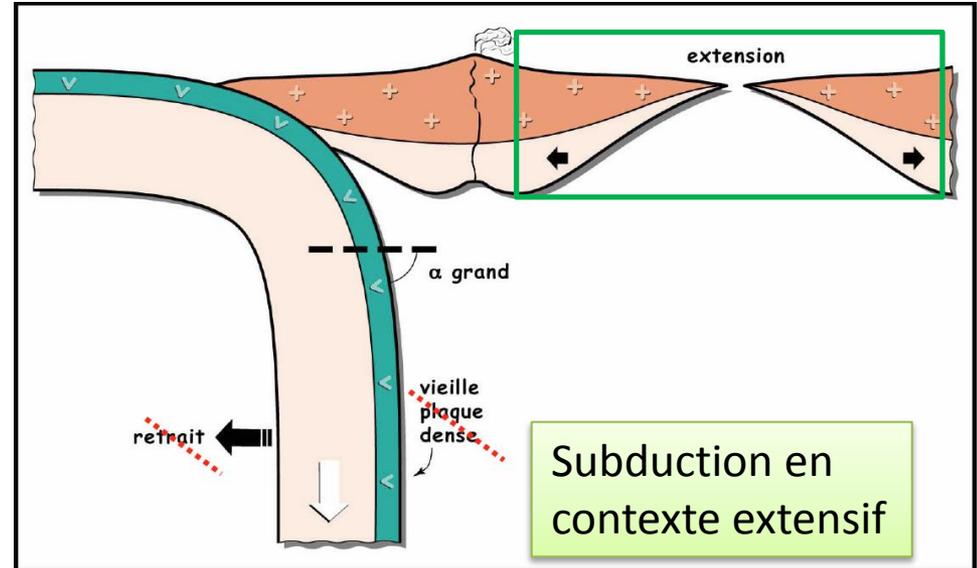
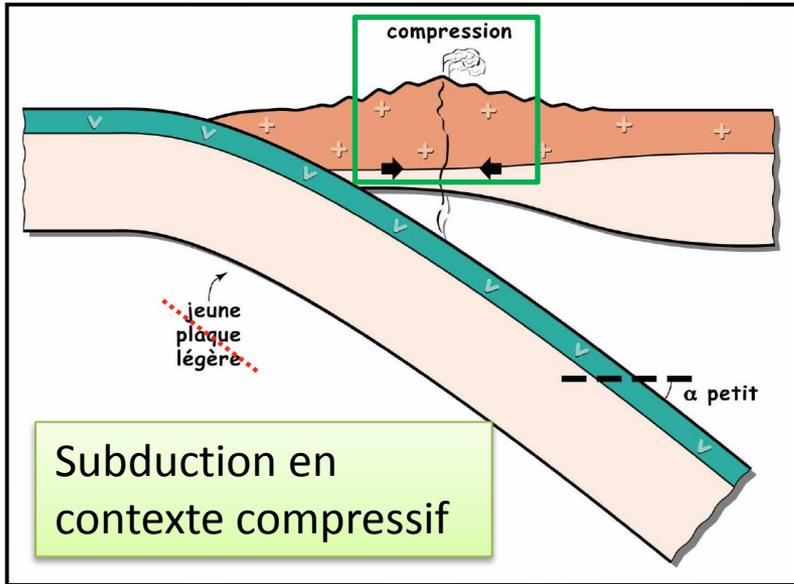


Les termes « forcée » et « spontanée » sous entendent que l'on connaisse parfaitement les forces tectoniques ou gravitationnelles responsables de la subduction... or ce n'est pas le cas !

Pour éviter toute ambiguïté, on préférera les termes de **subduction en contexte extensif** ou **compressif** qui font références à des **déformations mesurables**.

Caractères généraux de la subduction

Subduction forcée / spontanée : à éviter !!!

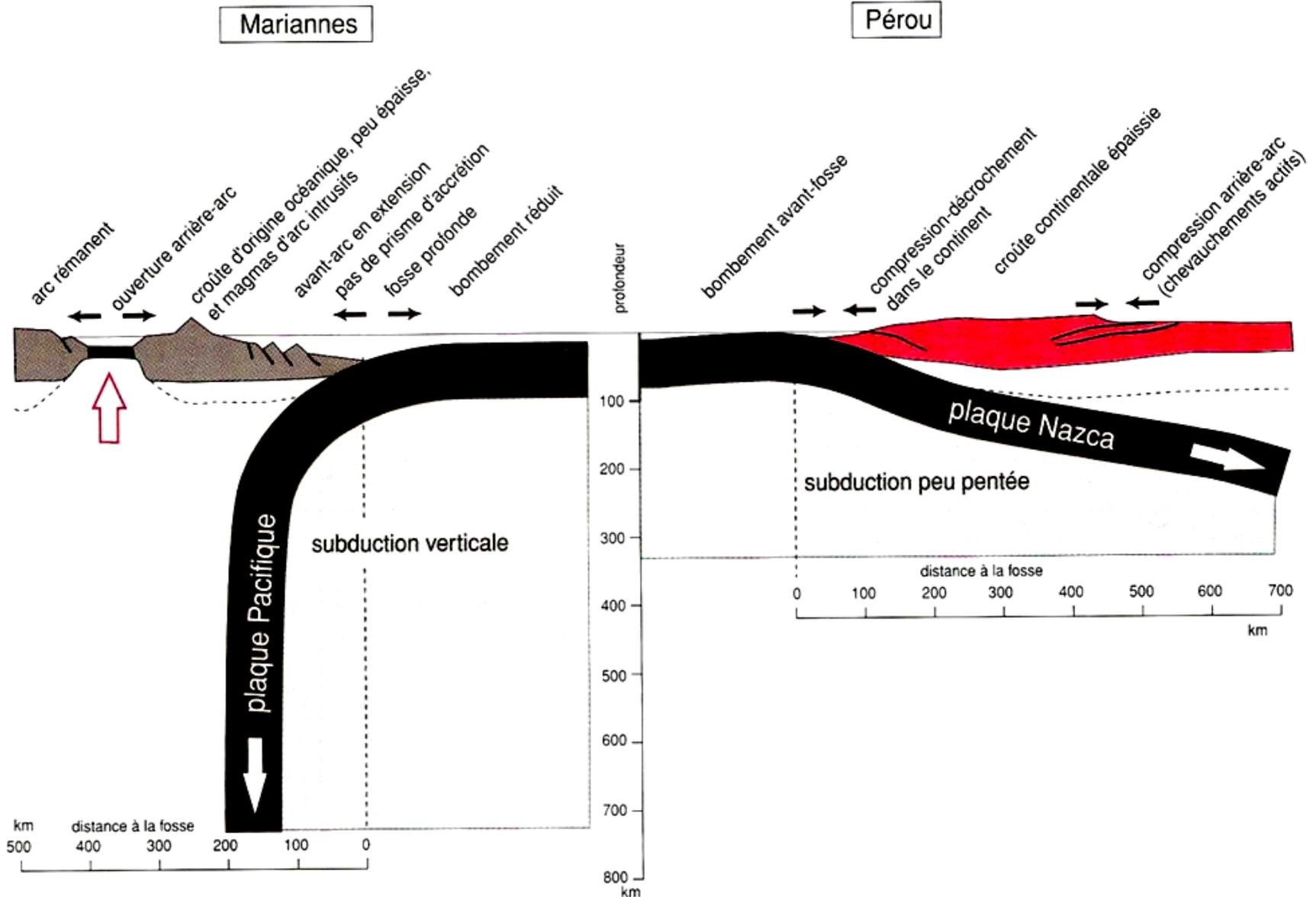


Les termes « forcée » et « spontanée » sous entendent que l'on connaisse parfaitement les forces tectoniques ou gravitationnelles responsables de la subduction... or ce n'est pas le cas !

Pour éviter toute ambiguïté, on préférera les termes de **subduction en contexte extensif** ou **compressif** qui font références à des **déformations mesurables**.

Caractères généraux de la subduction

Hypothèse pour expliquer la dissymétrie des subductions de l'océan Pacifique



Caractères généraux de la subduction

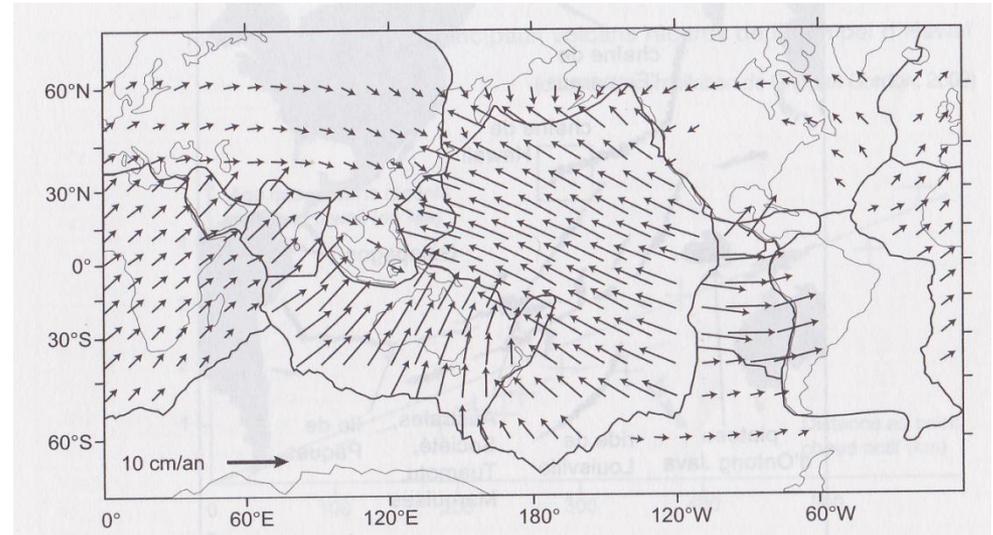
Hypothèse pour expliquer la dissymétrie des subductions de l'océan Pacifique

Pour étudier la cinématique des plaques, on peut utiliser 2 référentiels absolus :

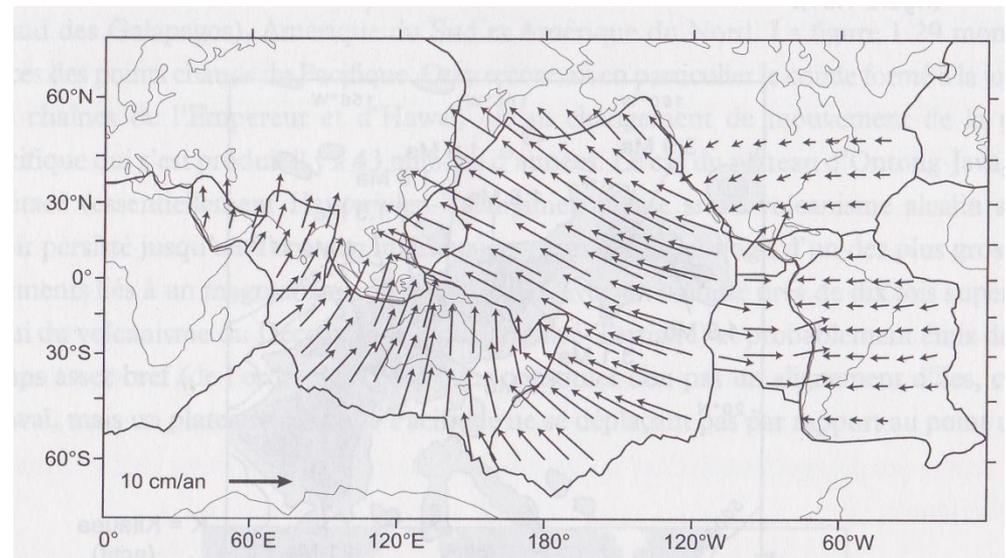
Référentiel NNR

(No Net Rotation)

Repère absolu qui intègre la prise en compte du mouvement de l'ensemble des plaques



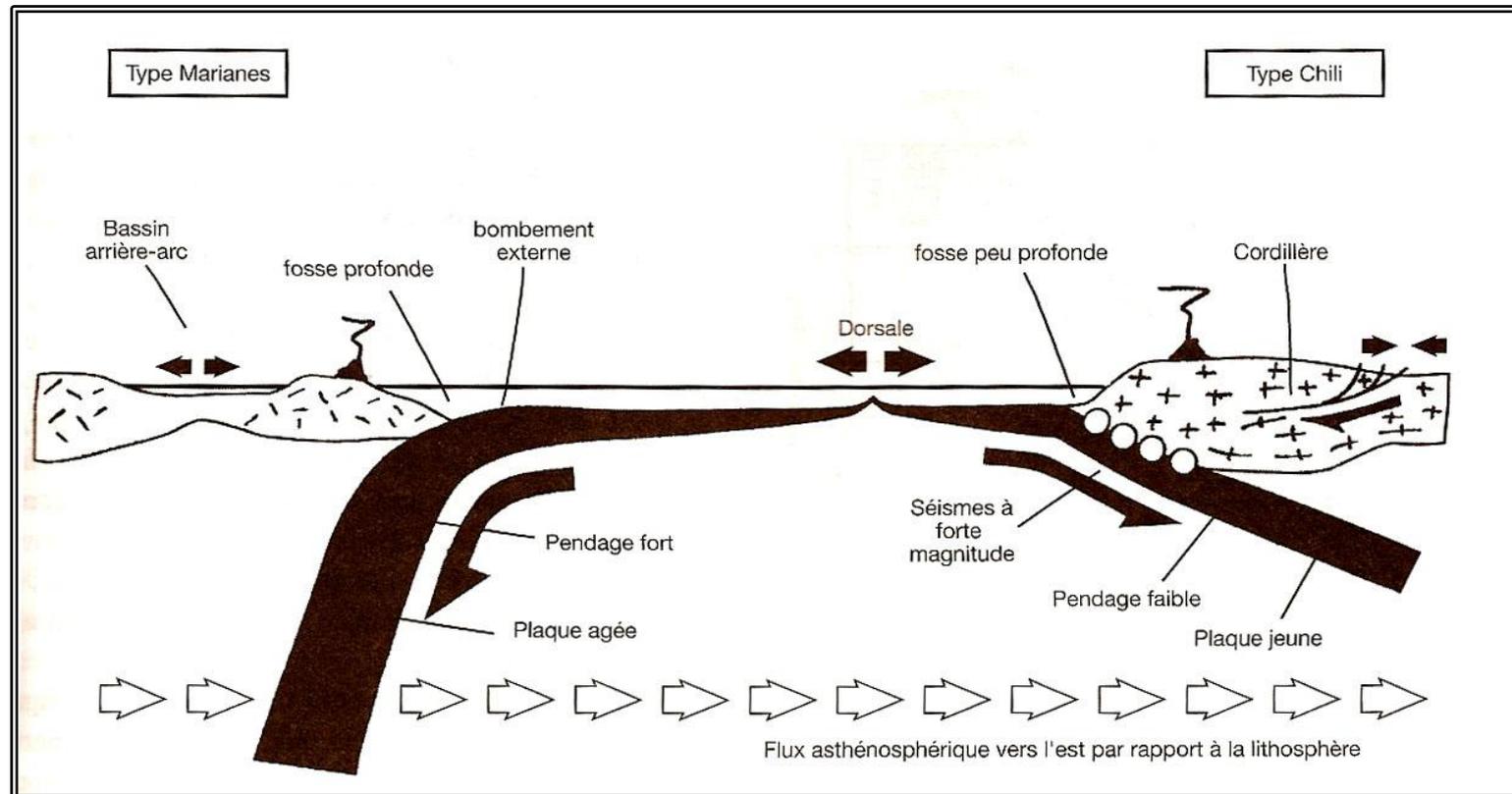
Référentiel des points chauds que l'on situe donc dans le manteau.



Caractères généraux de la subduction

Hypothèse pour expliquer la dissymétrie des subductions de l'océan Pacifique

La comparaison des mouvements des 2 repères absolus (NNR et points chauds) fait apparaître un déplacement général vers l'Est du manteau par rapport à la lithosphère.
→ Il est possible que ce mouvement relatif joue un rôle dans la dissymétrie de l'océan Pacifique au niveau des subductions.



I – Aspects mécaniques de la subduction oc.

II – Caractères généraux de la subduction oc.

III – Les marqueurs de la subduction oc.

- Marqueurs topographiques
- Marqueurs sismiques
- Marqueurs thermiques
- Marqueurs gravimétriques
- Déformations
- Epaississement crustal
- Sédimentation
- Notion de chenal de subduction

IV - Le magmatisme des zones de subduction oc.

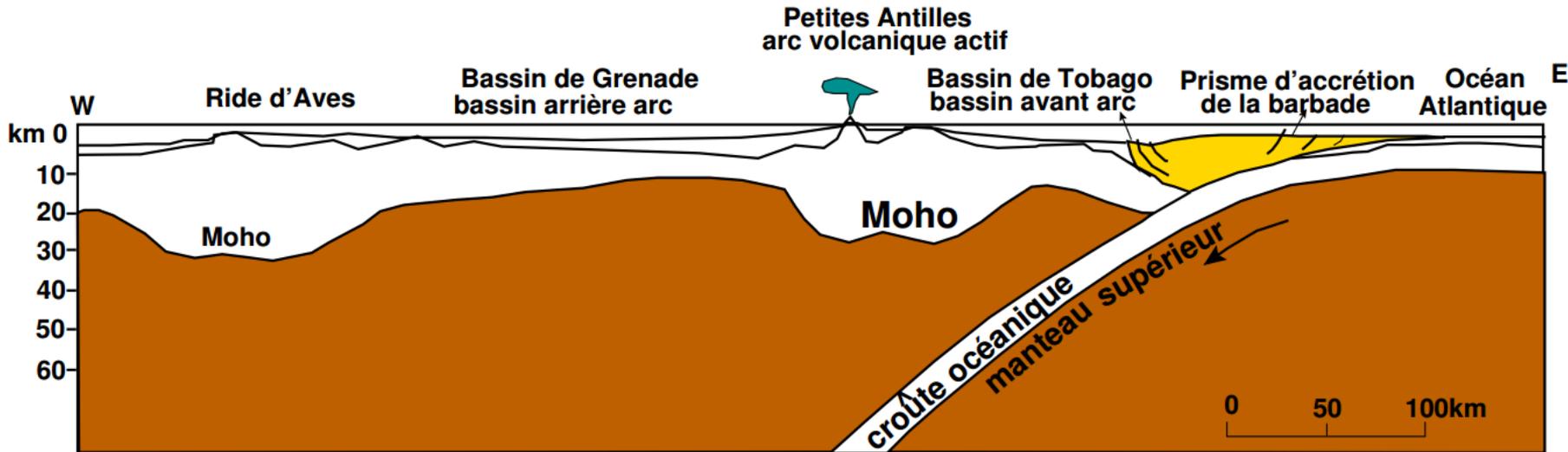
- Le volcanisme des zones de subduction oc.
- Principales roches magmatiques
- Signatures géochimiques, isotopiques et caractéristiques des magmas d'arc
- Différenciations magmatiques
- Magmatisme d'arrière arc
- Conditions de fusion partielle de la péridotite

V - Le métamorphisme des zones de subduction oc.

- Caractéristiques générales
- Marqueurs d'une paléosubduction dans les Alpes
- Compléments

Les marqueurs de la subduction océanique

En bref:



- **La fosse océanique**: profondeur moyenne 8000 m avec un mur externe (côté océan) à faible pente et un mur interne toujours plus escarpé
- **Le prisme d'accrétion**: constitué de sédiments, déformés et accumulés en écaillages chevauchants dû à la convergence, en avant du **domaine avant-arc**.
- **L'arc volcanique**: volcans actifs sur le bord de la plaque chevauchante, à quelque centaines de km de la fosse.
- **Le bassin arrière-arc**: présent au-delà de l'arc insulaire avec croûte continentale amincie ou croûte océanique (anomalie magnétique)
- **Le bombement externe**: à l'approche de la zone de subduction le plancher océanique présente un bombement de quelques centaines de mètres de hauteur.

Les marqueurs de la subduction océanique

Les marqueurs topographiques (marges actives)

-**Bombement du plancher océanique** à l'approche de la zone de subduction (quelques centaines de mètres). La distension sur cette lithosphère bombée entraîne la formation d'un système de horsts et de grabens sur le slab.

-**Fosse océanique :**

10 915m pour la fosse des Mariannes

Profil transverse dissymétrique (plus faible pente côté océan)

-**Prisme d'accrétion** (pas toujours présent):

Sédiments déformés et accumulés en écailles chevauchantes contre la plaque supérieure.

Ce prisme peut parfois porter un **bassin sédimentaire d'avant arc**.

-Reliefs positifs en bordure de la plaque supérieure:

Volcans actifs (arc insulaire si plaque supérieure océanique; arc continental si plaque supérieure continentale)

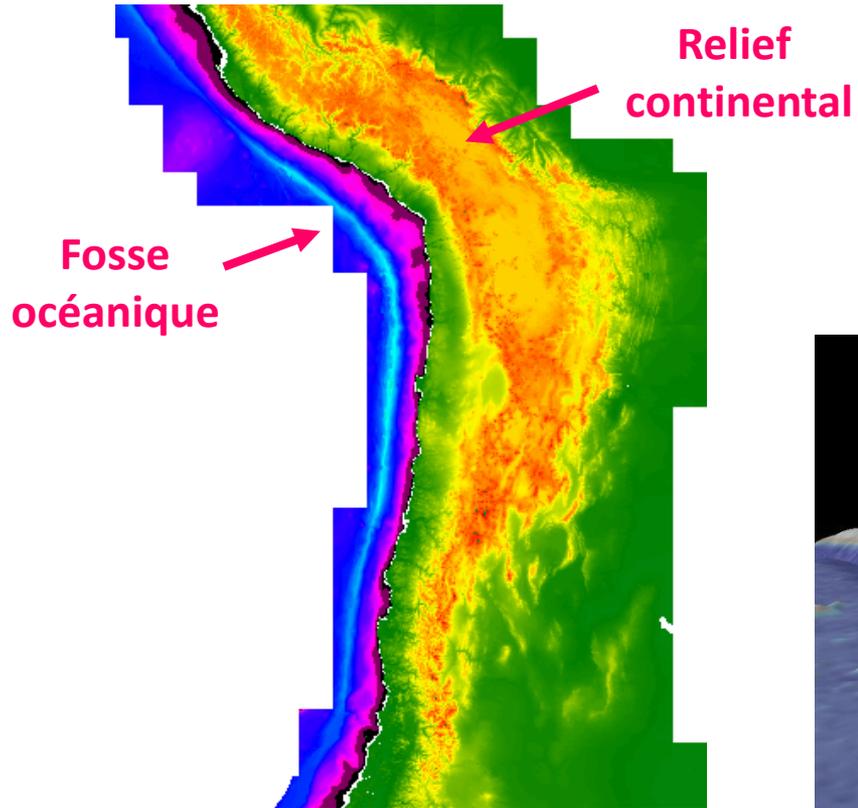
Chaines de montagne au sein avec déformations essentiellement compressives

-**Bassin d'arrière arc:**

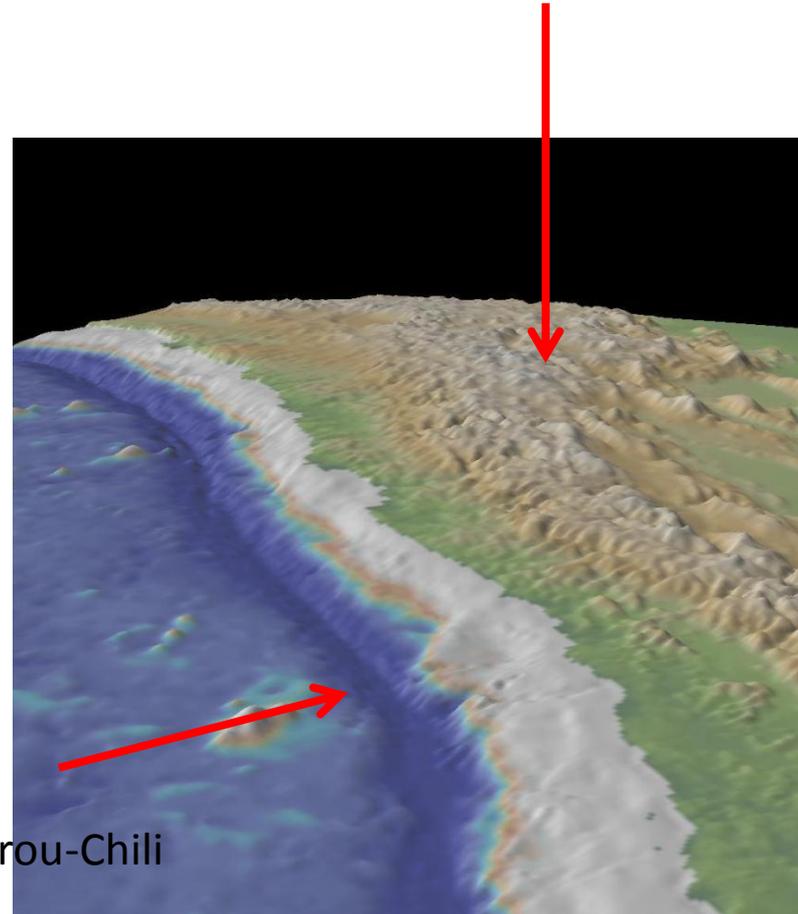
Croûte océanique ou continentale étirée, amincie, généralement recouverte de sédiments volcano détritiques.

Les marqueurs de la subduction océanique

Les marqueurs topographiques (marges actives)

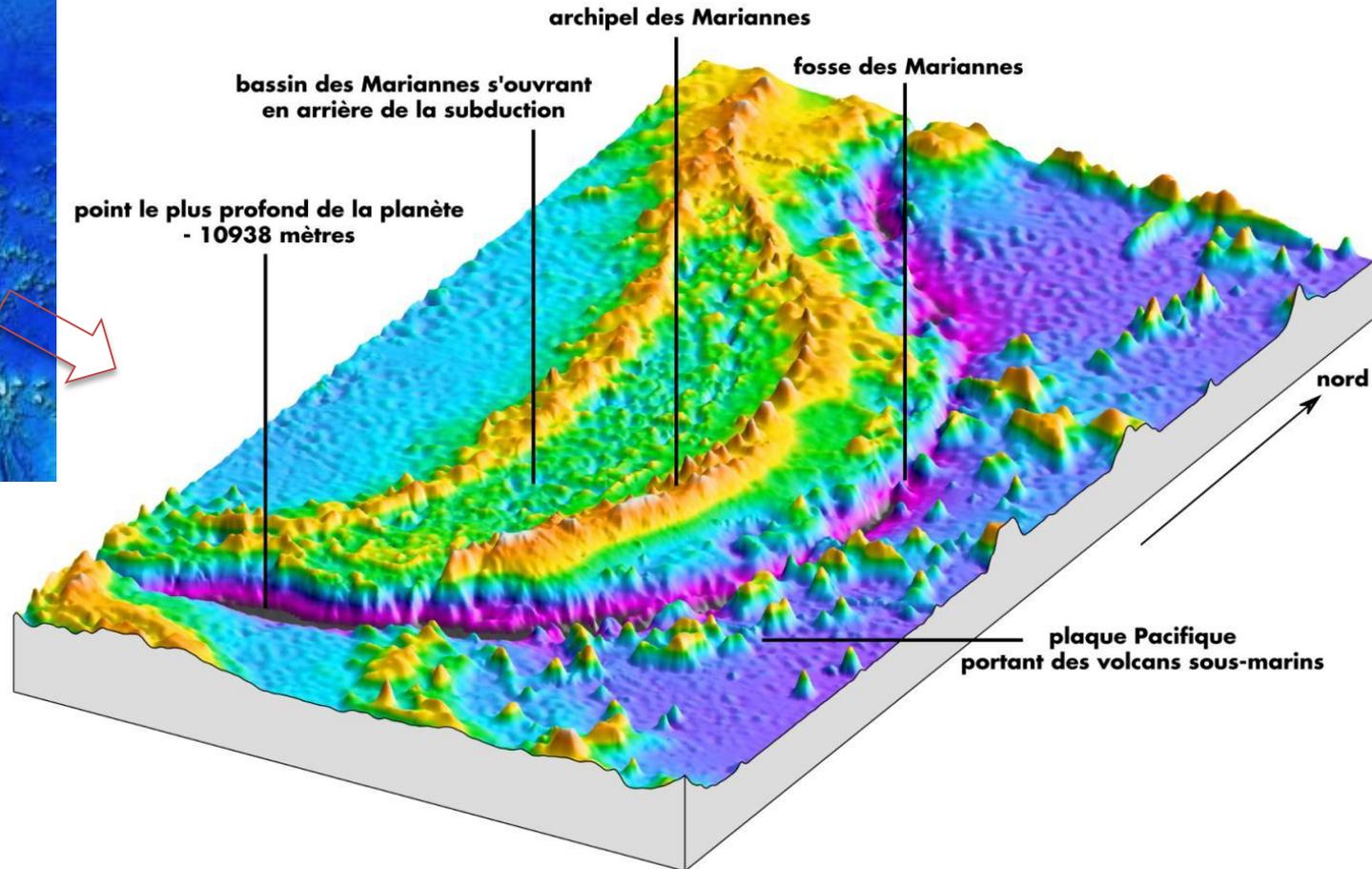
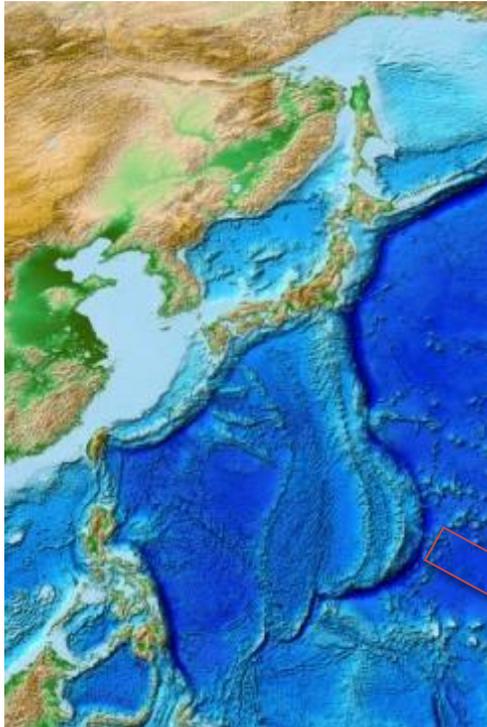


chaîne de montagnes
(sommets des Andes
Aconcagua 6962 m)



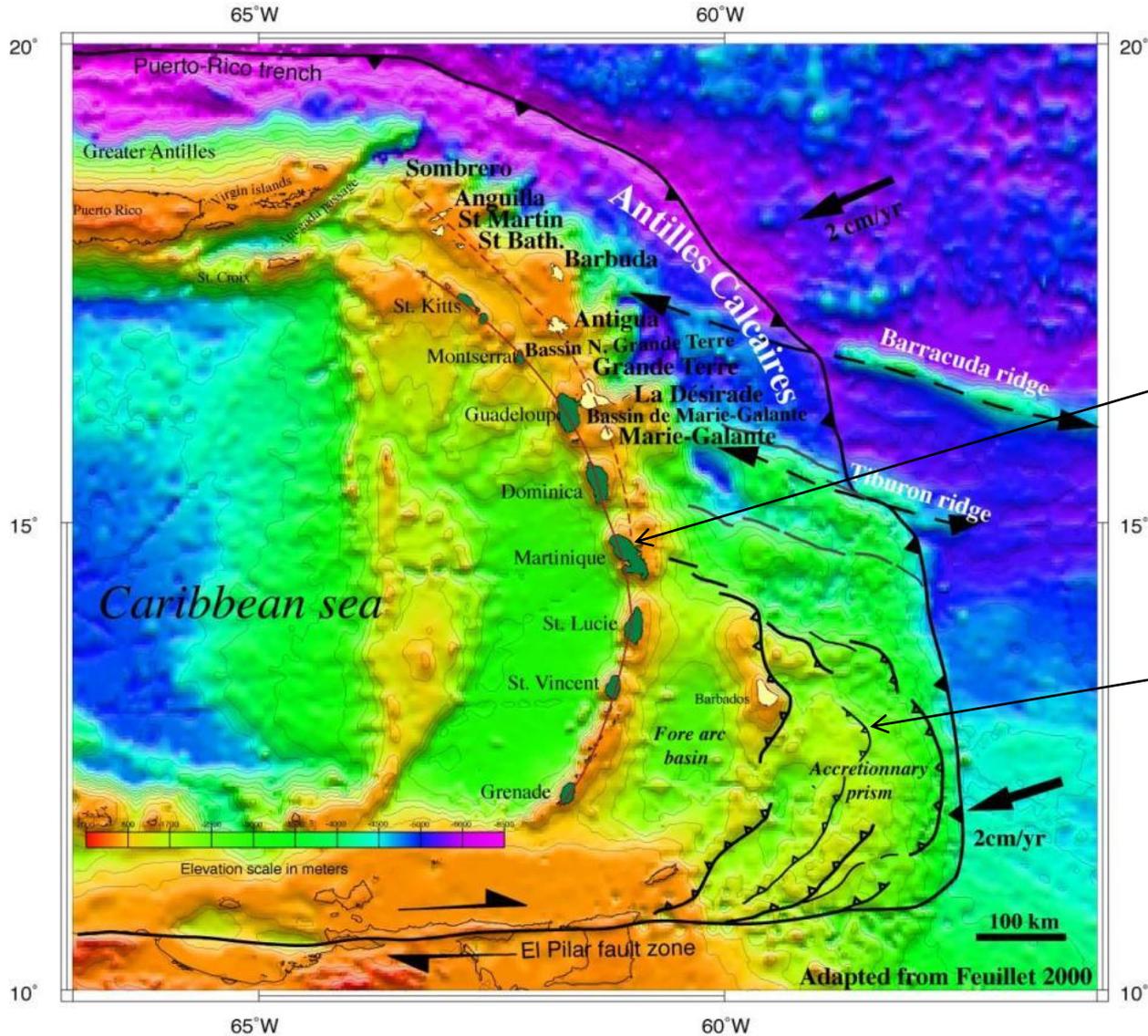
Les marqueurs de la subduction océanique

Les marqueurs topographiques (marges actives)



Les marqueurs de la subduction océanique

Les marqueurs topographiques (marges actives)

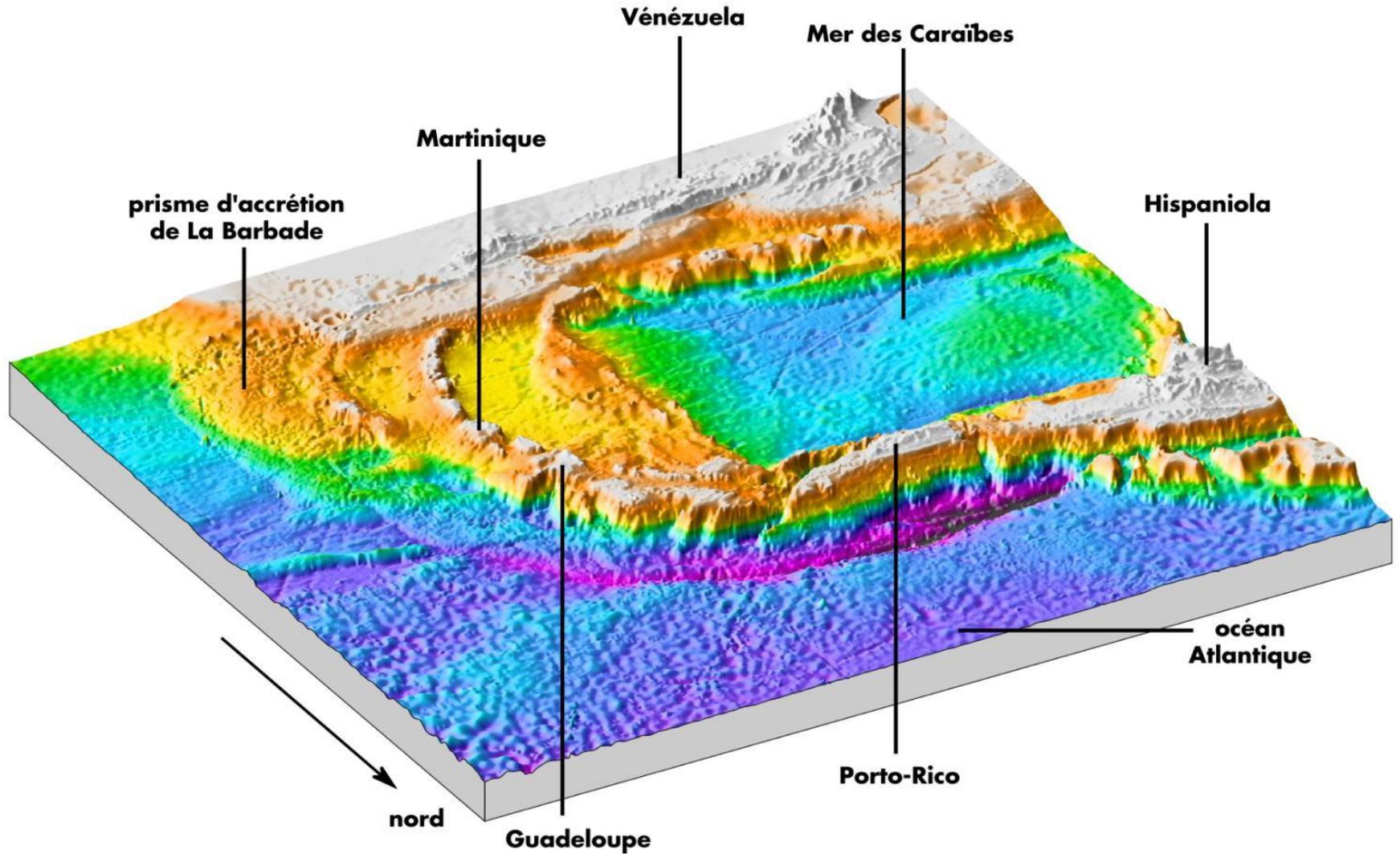


Arc insulaire des Antilles

Prisme d'accrétion
de la Barbade
(recouvre la fosse)

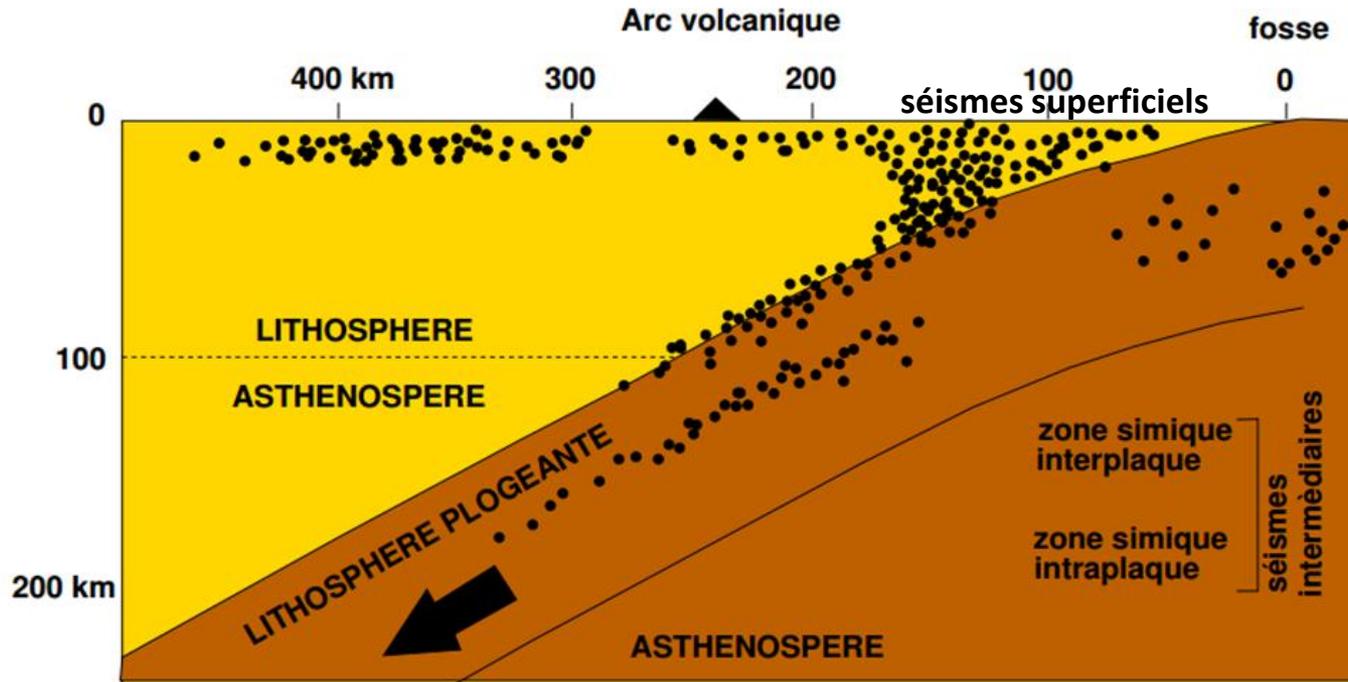
Les marqueurs de la subduction océanique

Les marqueurs topographiques (marges actives)



Les marqueurs de la subduction océanique

Les marqueurs sismiques



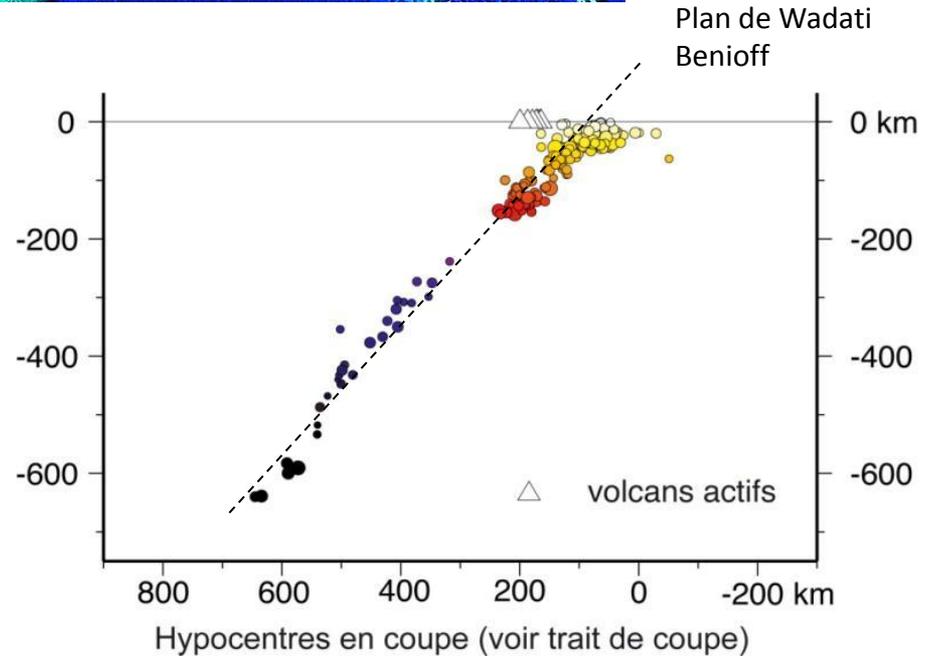
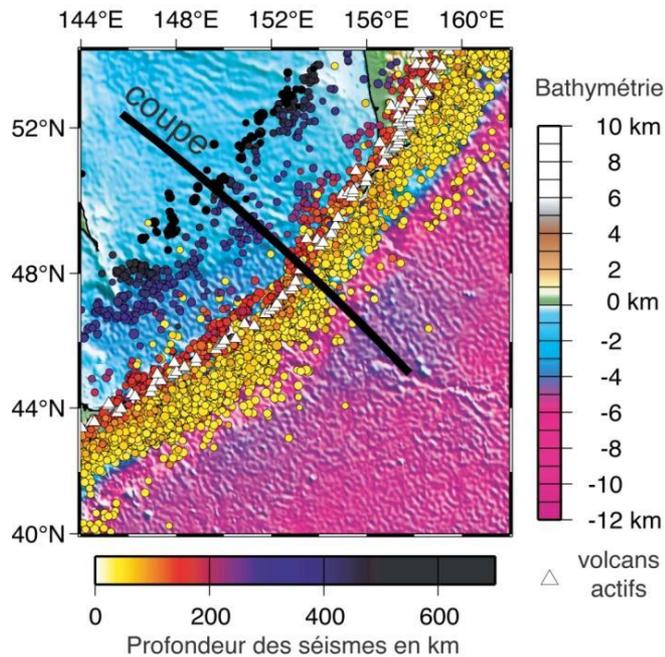
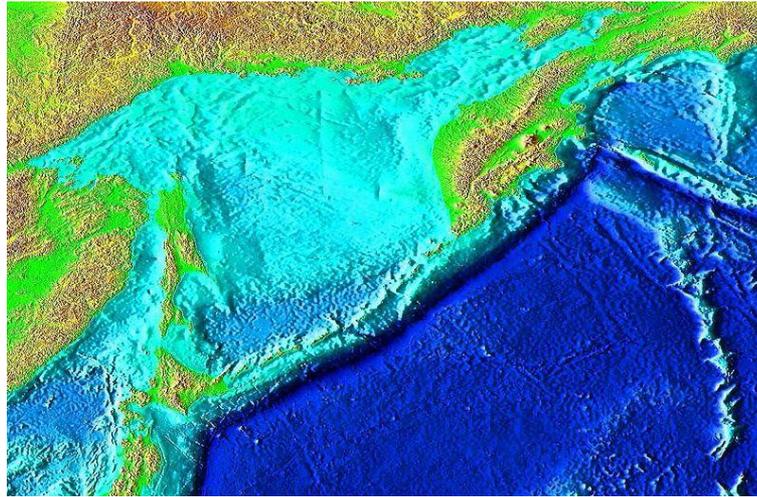
- Alignement de séisme = Plan de Wadati-Benioff
- Sismicité superficielle (moins de 50 km) essentiellement dans la plaque sup.
- Sismicité interplaquée liée à l'activité tectonique et sismicité intraplaquée au sein de la plaque inférieure ou supérieure
- Séismes intermédiaires et profonds en arrière de la fosse à partir de 200 km.
- Plus de séismes après 700km de profondeur ce qui ne veut pas dire que les plaques ne continue pas de s'enfoncer (tomographie)

Les marqueurs de la subduction océanique

Les marqueurs sismiques



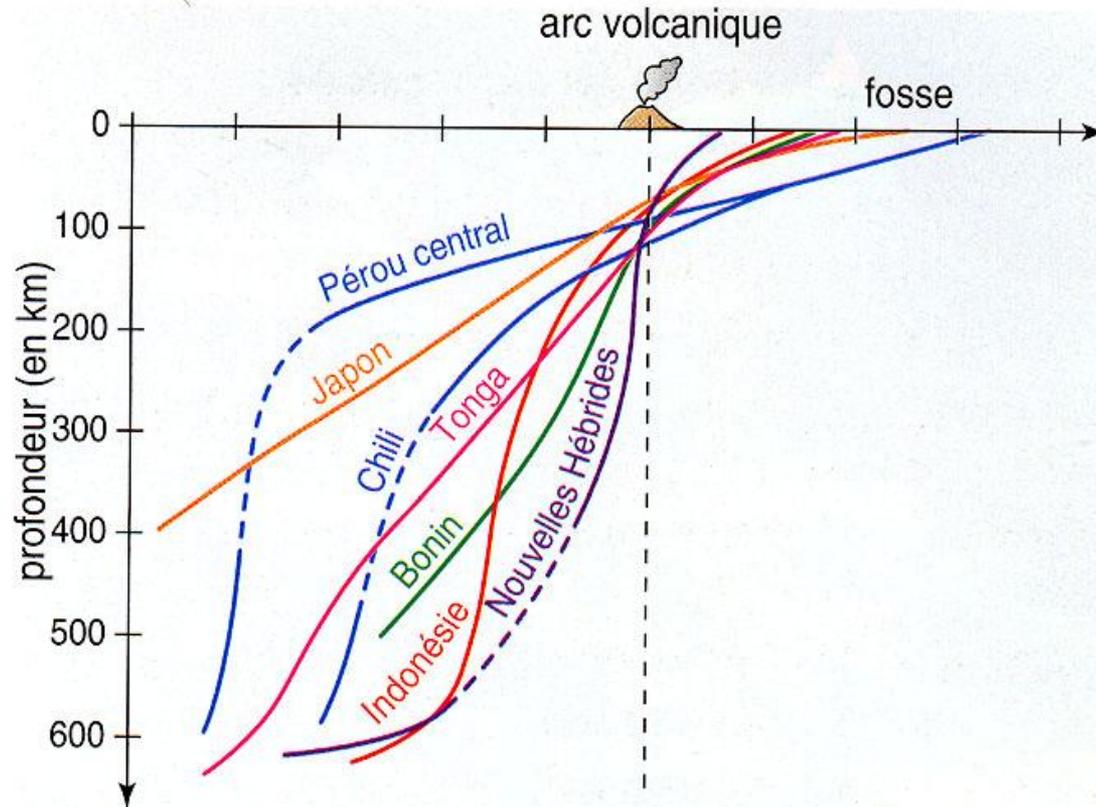
Exemple des Kouriles



Les marqueurs de la subduction océanique

Les marqueurs sismiques

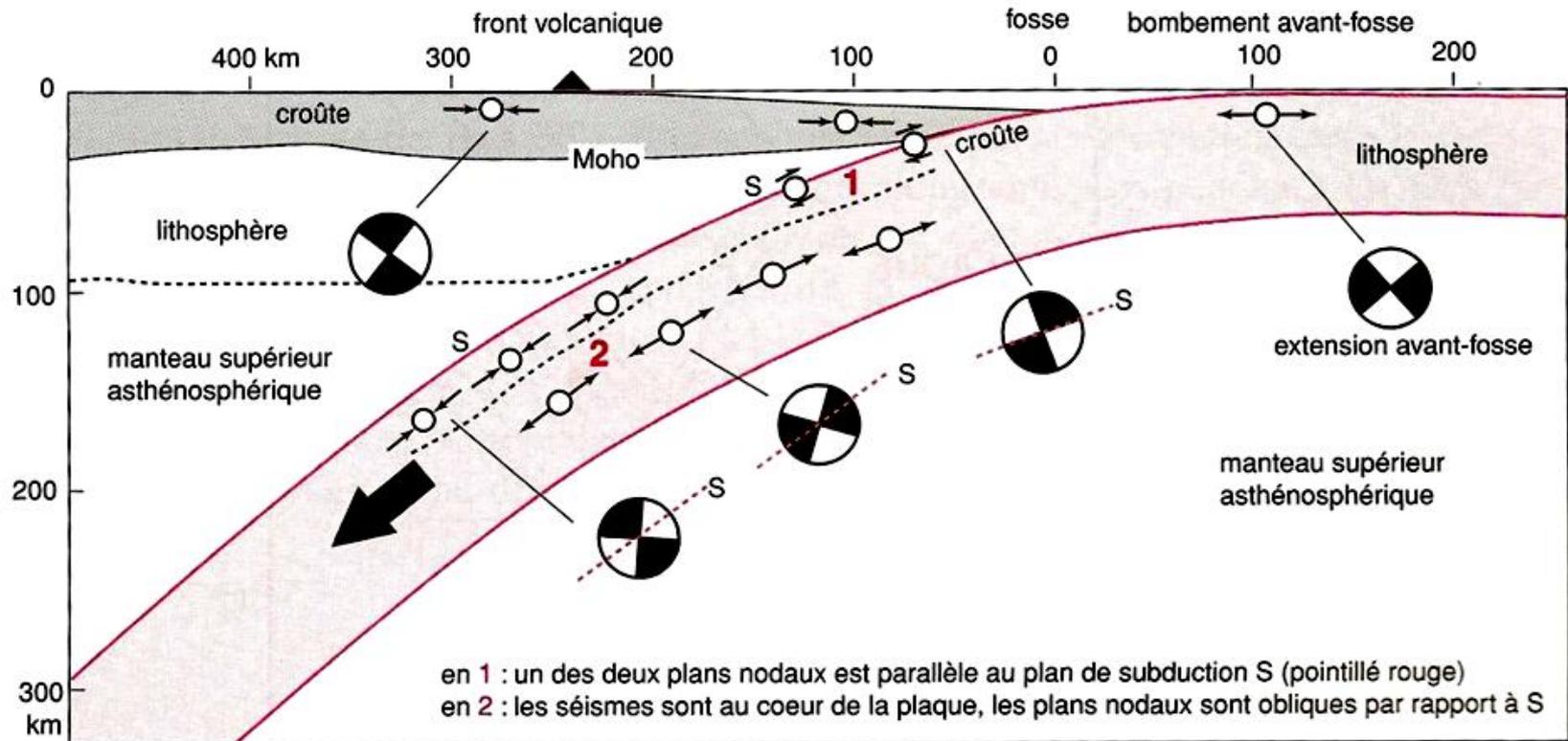
Variations de pendage du panneau plongeant pour différentes zones de subduction



Les marqueurs de la subduction océanique

Les marqueurs sismiques

Des variations de régime tectonique le long du slab



REMARQUES:

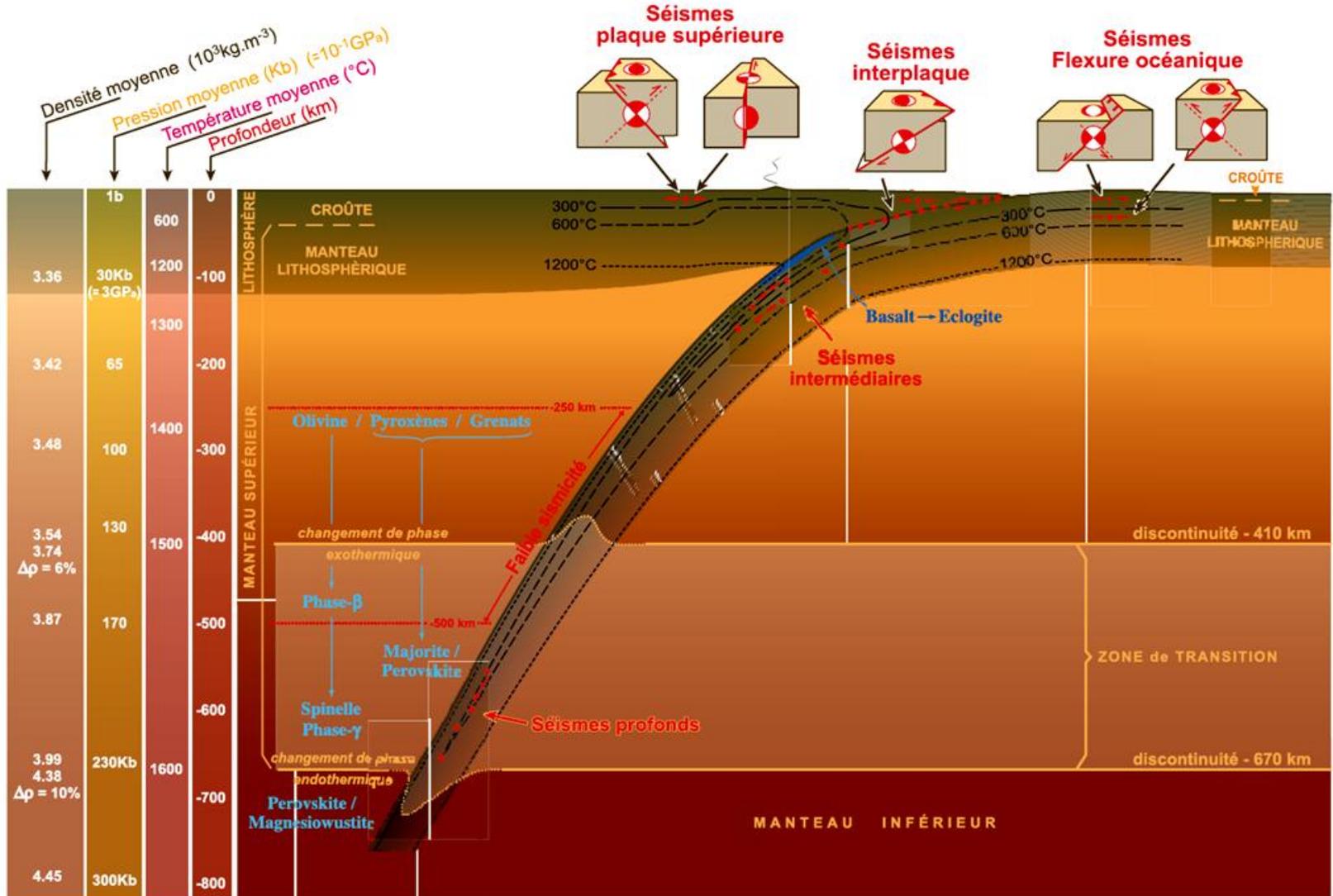
Les séismes en extension au niveau du bombement (jusqu'à 25 Km de prof.) sont une réponse à la flexure de la lithosphère qui amorce son plongement.

Au-delà de 500 Km jusqu'à 700 Km de profondeur, les séismes sont plutôt compressifs et semblent traduire la résistance qu'oppose le manteau à l'enfouissement de la plaque

Les marqueurs de la subduction océanique

Les marqueurs sismiques

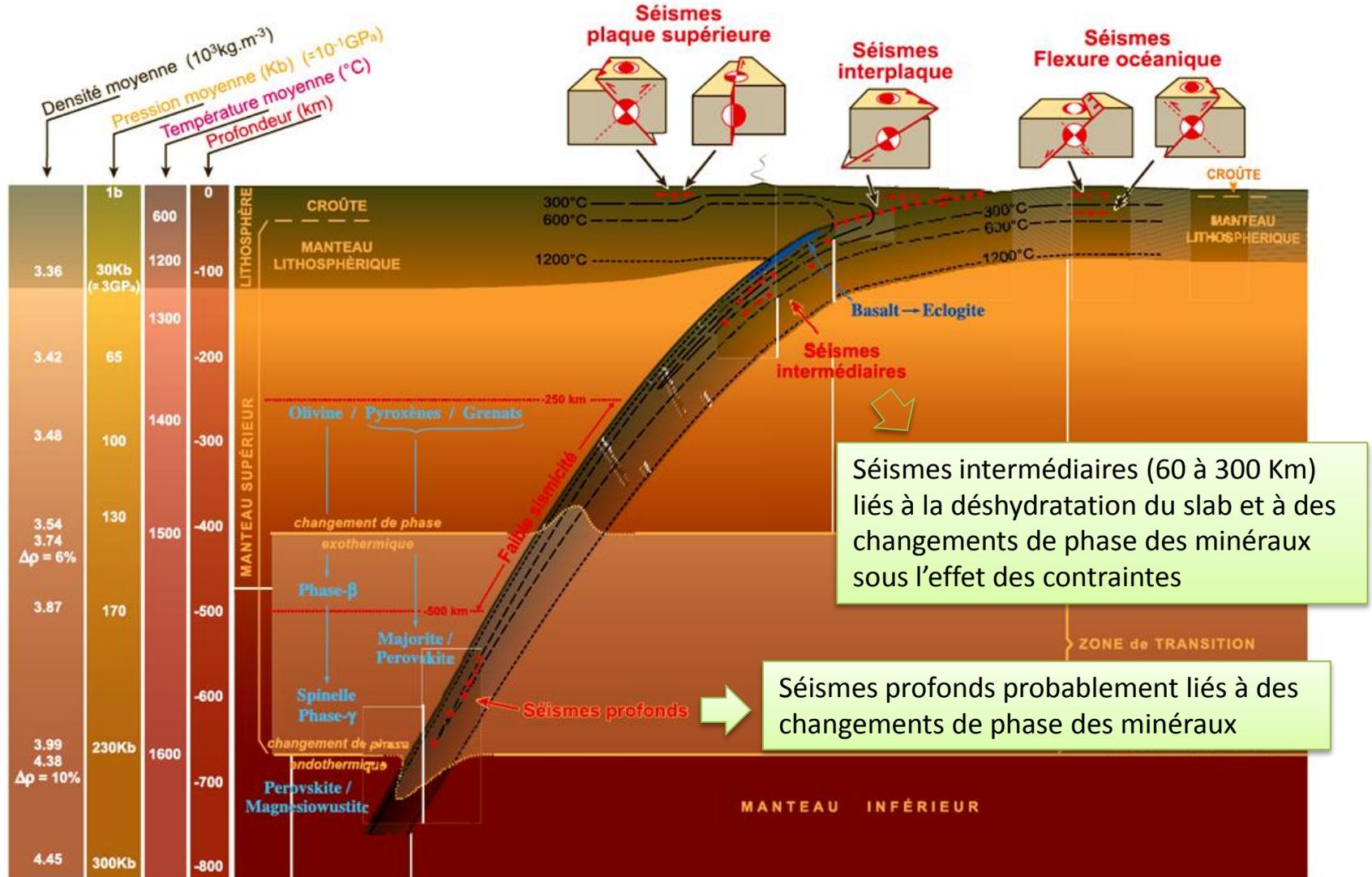
Des variations de régime tectonique le long du slab



Les marqueurs de la subduction océanique

Les marqueurs sismiques

Des variations de régime tectonique le long du slab

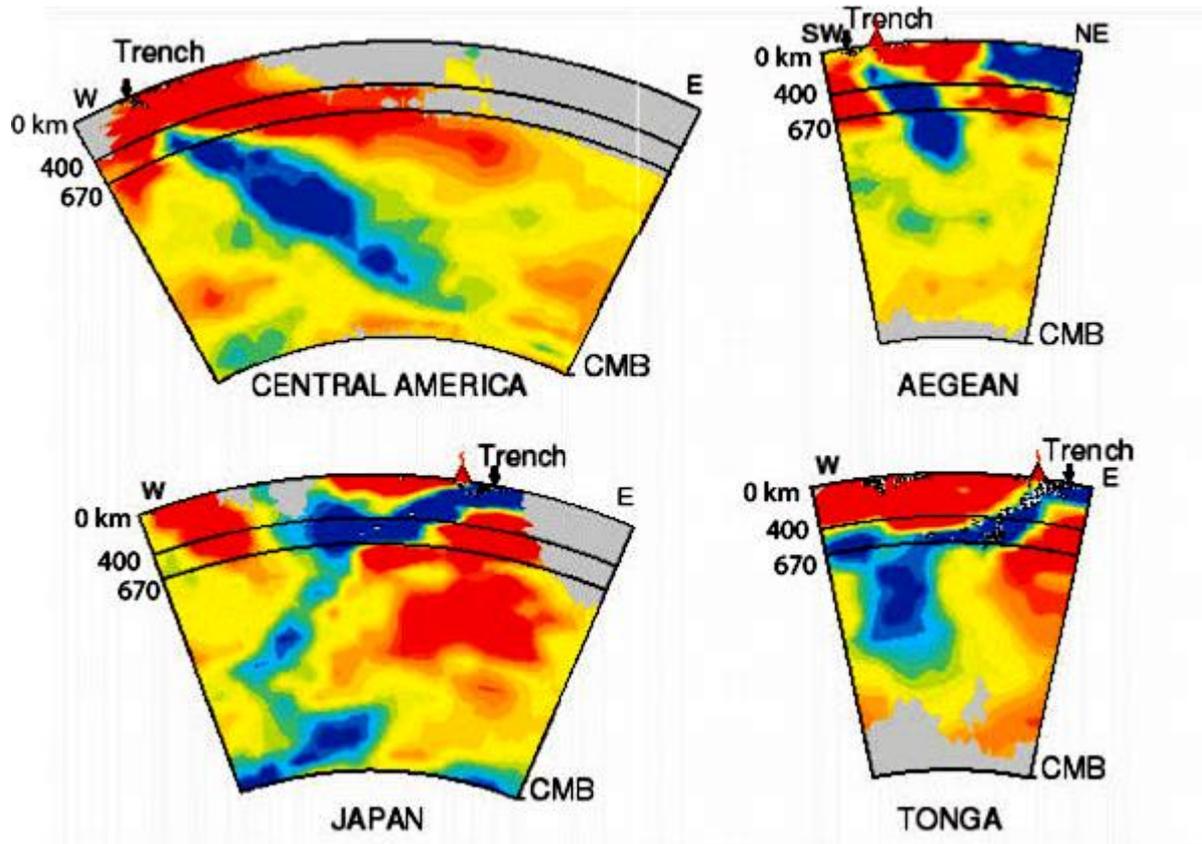


Les marqueurs de la subduction océanique

Les marqueurs sismiques

Séismes et tomographie

Comparaison des tomographies de différentes zones de subduction
→ Variations dans les pendages du slab



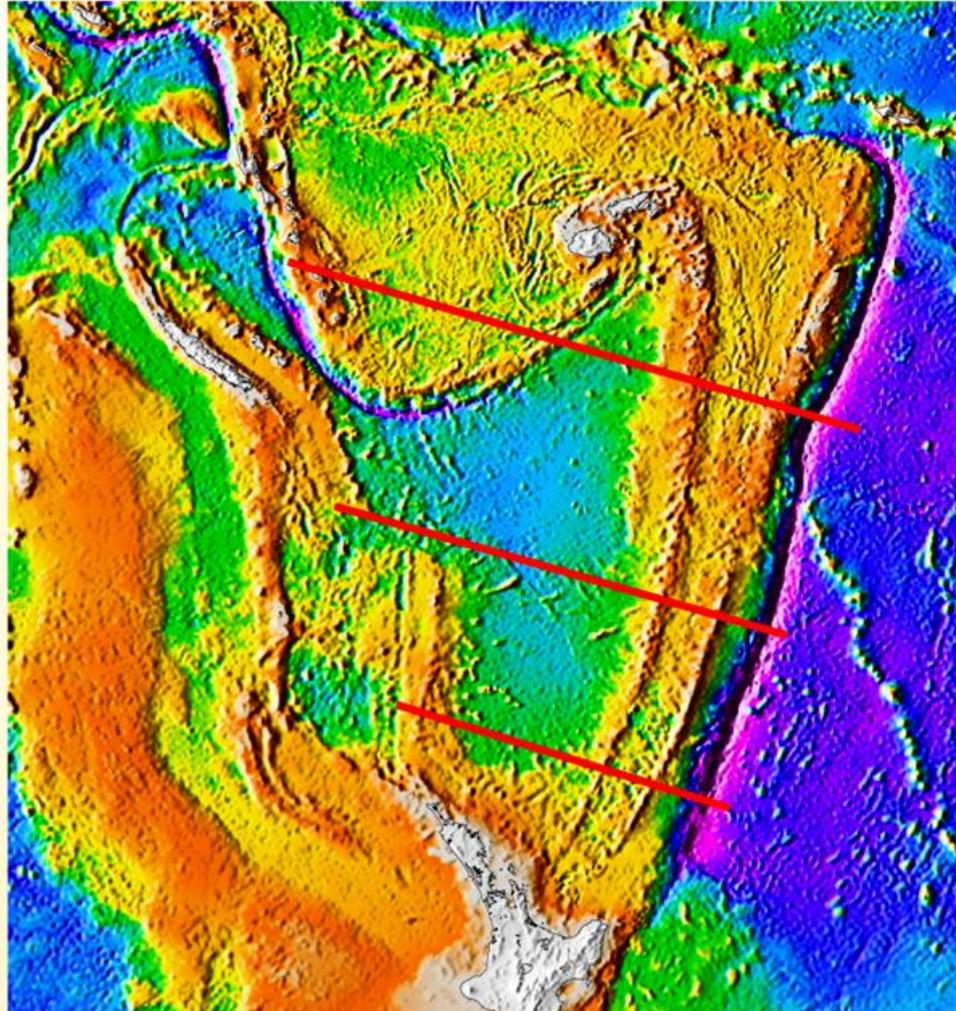
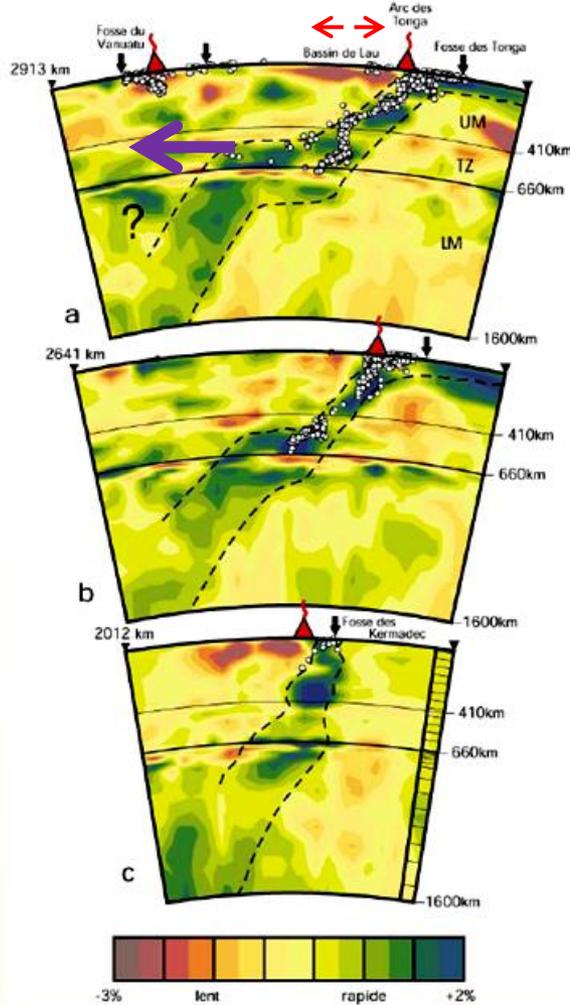
Les marqueurs de la subduction océanique

Les marqueurs sismiques

Séismes et tomographie

Fosse des Tonga

La déviation du slab au niveau de la zone de transition (660 Km) dans la partie Nord pourrait être liée à l'ouverture rapide de bassin d'arrière arc de Lau

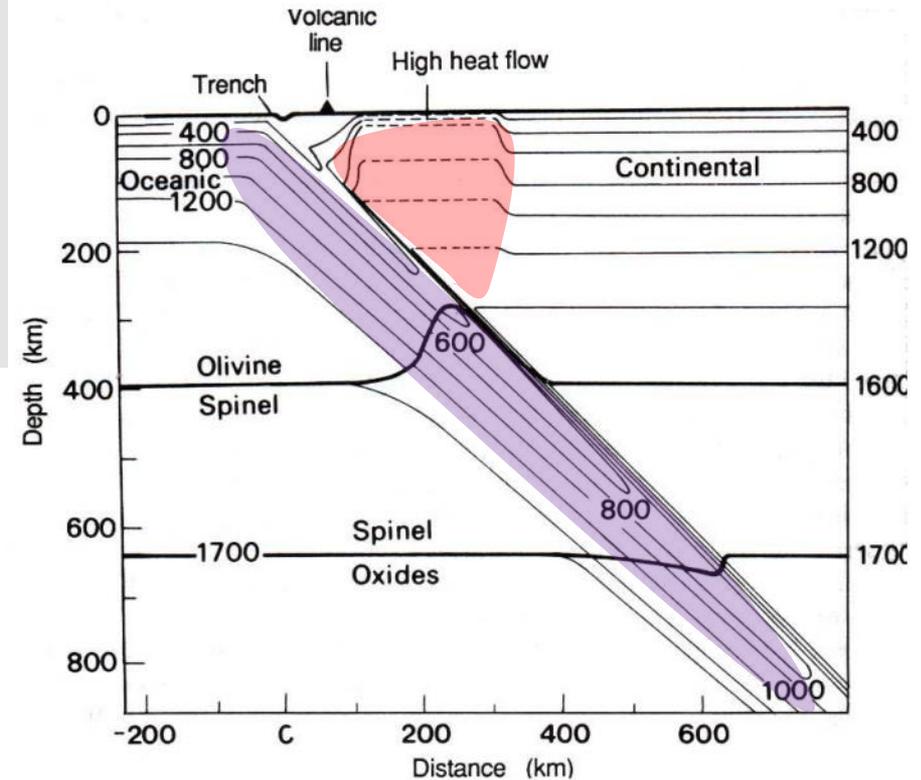
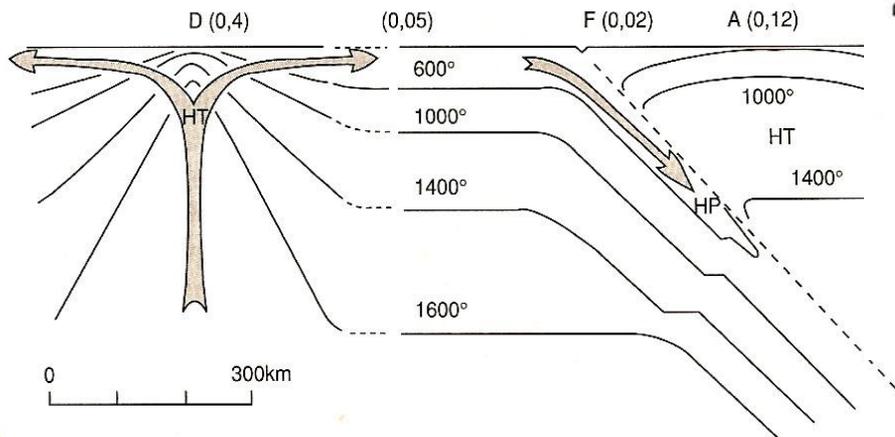
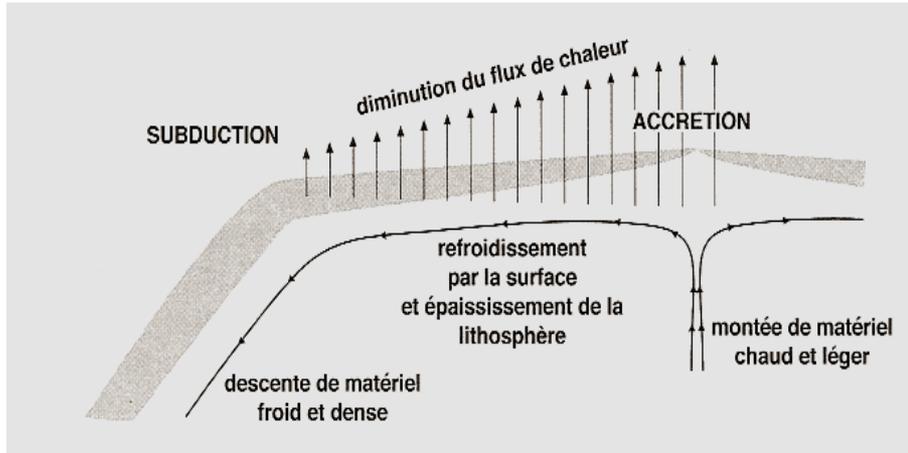


Les marqueurs de la subduction océanique

Les marqueurs thermiques

Enfoncement de la lithosphère froide qui plonge dans le manteau plus chaud.

Réchauffement lié à l'activité magmatique

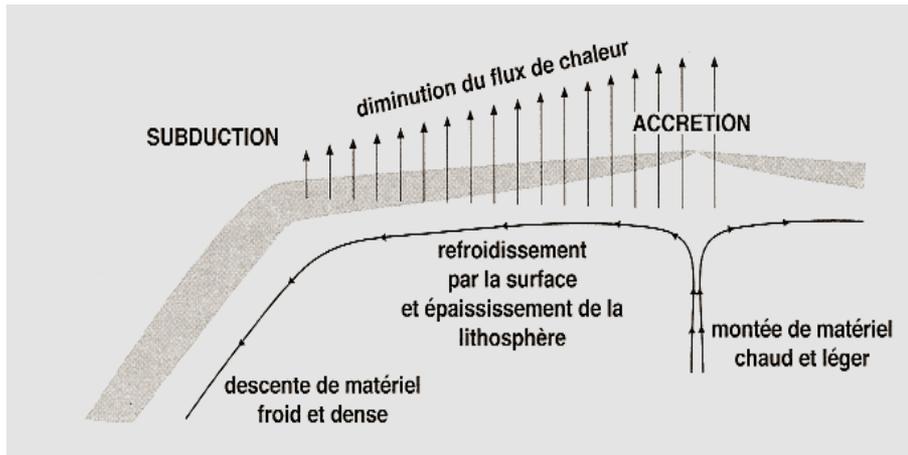


Les marqueurs de la subduction océanique

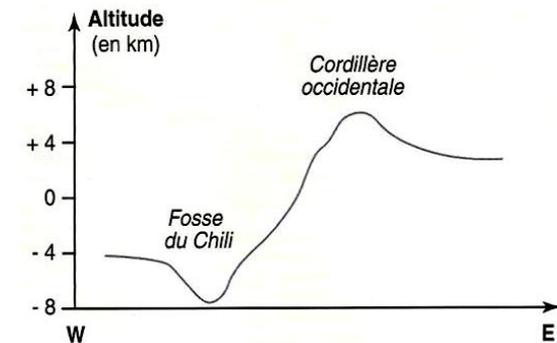
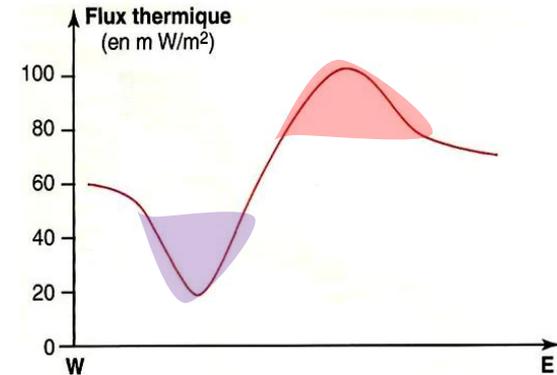
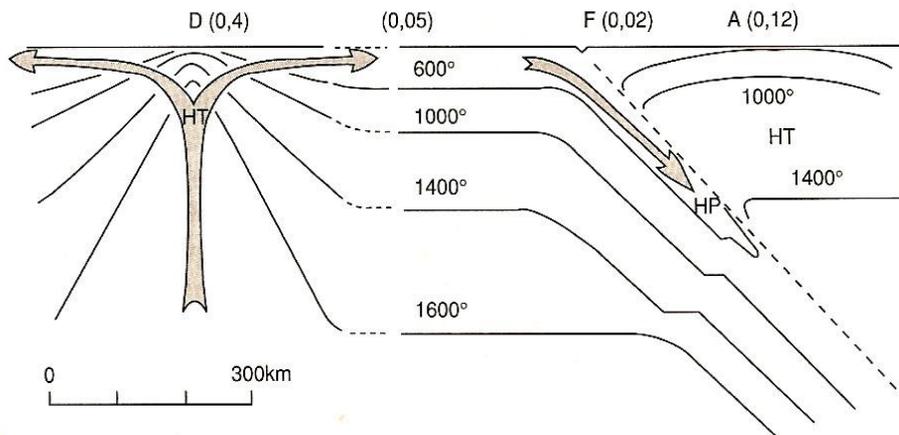
Les marqueurs thermiques

Enfoncement de la lithosphère froide qui plonge dans le manteau plus chaud.

Réchauffement lié à l'activité magmatique



Distribution du flux thermique au niveau de la subduction Andine (en 10^{-3} watts par m^2).

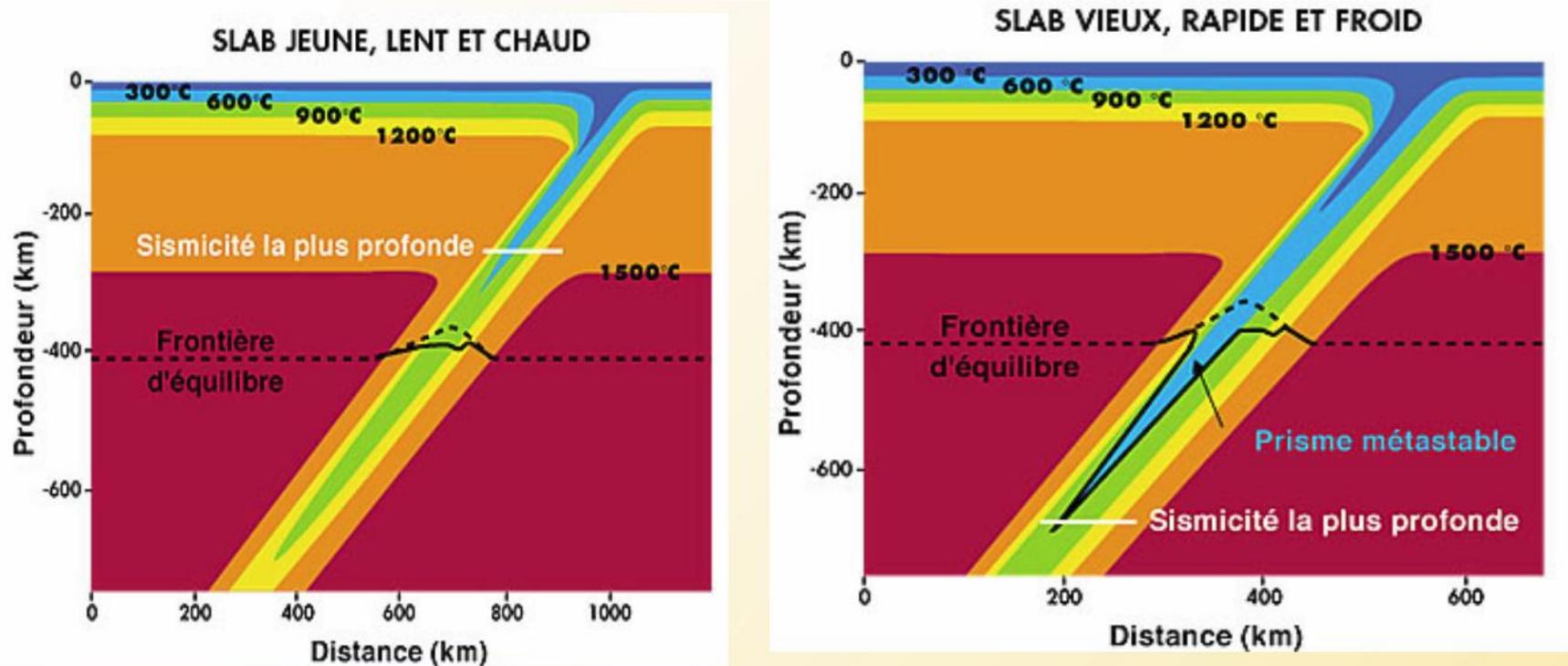


Les marqueurs de la subduction océanique

Les marqueurs thermiques

L'état thermique du slab dépend de son état thermique initial (lié à son âge) et de la vitesse de descente dans le manteau.

Stein et Stein (1996) proposent 2 cas extrêmes:

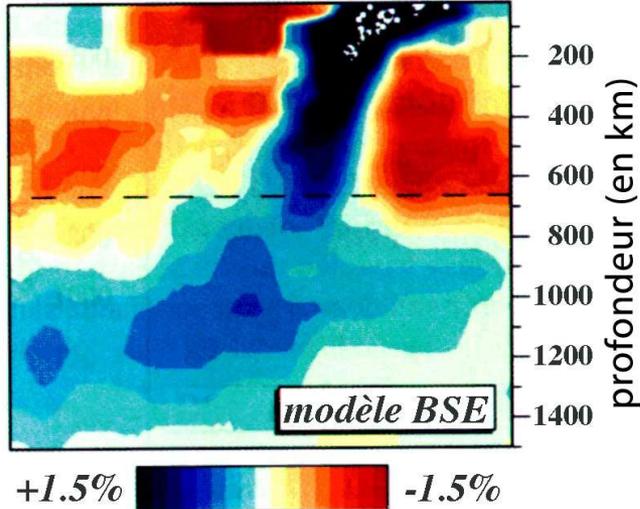


En fonction de l'état thermique initial et la vitesse de réchauffement, l'isotherme 600° atteint des profondeurs variant de 300 à 700 Km

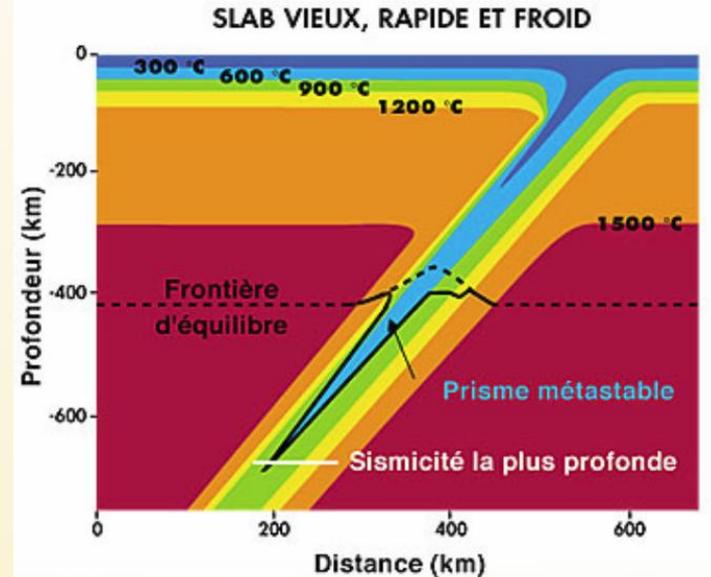
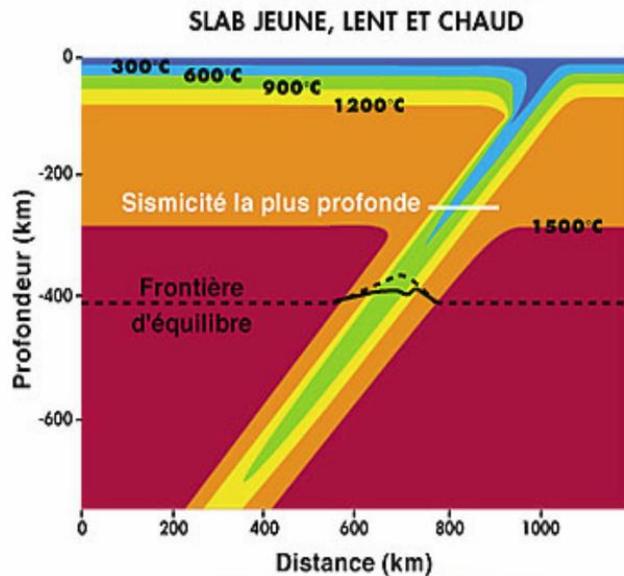
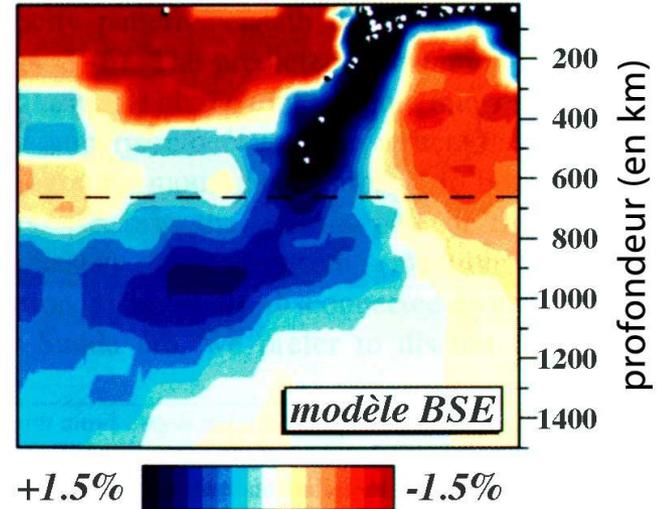
Les marqueurs de la subduction océanique

Les marqueurs thermiques

Subduction de l'Océan Indien
sous Sumatra



Subduction de l'Océan Indien
sous Java

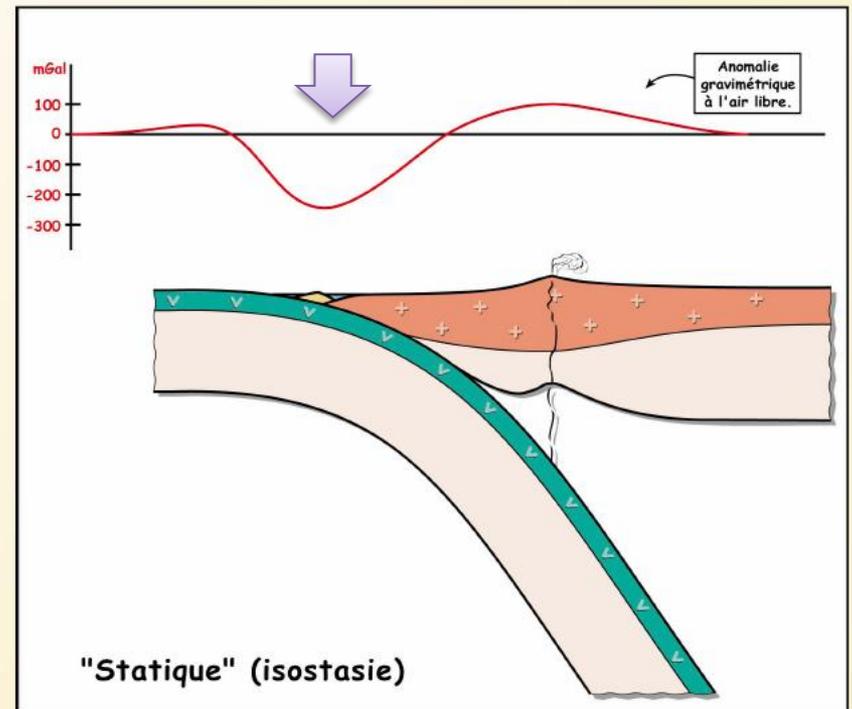
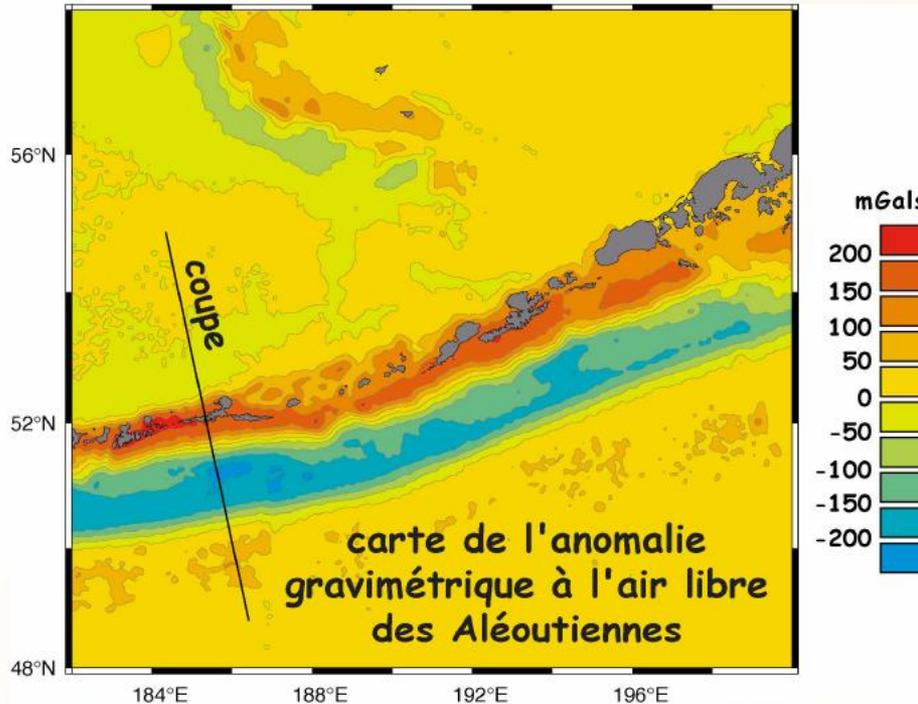


Les marqueurs de la subduction océanique

Les marqueurs gravimétriques

A l'équilibre isostasique:

→ Anomalie à l'air libre **négative** au niveau de la **fosse** car dépression topographique (fosse) et présence de matériaux de faible densité (sédiments du prisme d'accrétion)

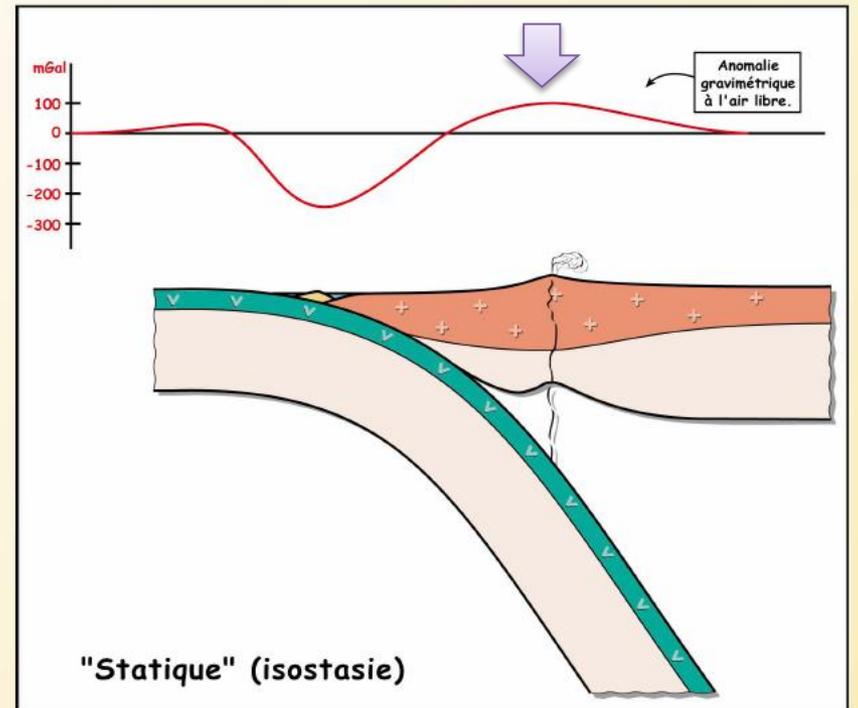
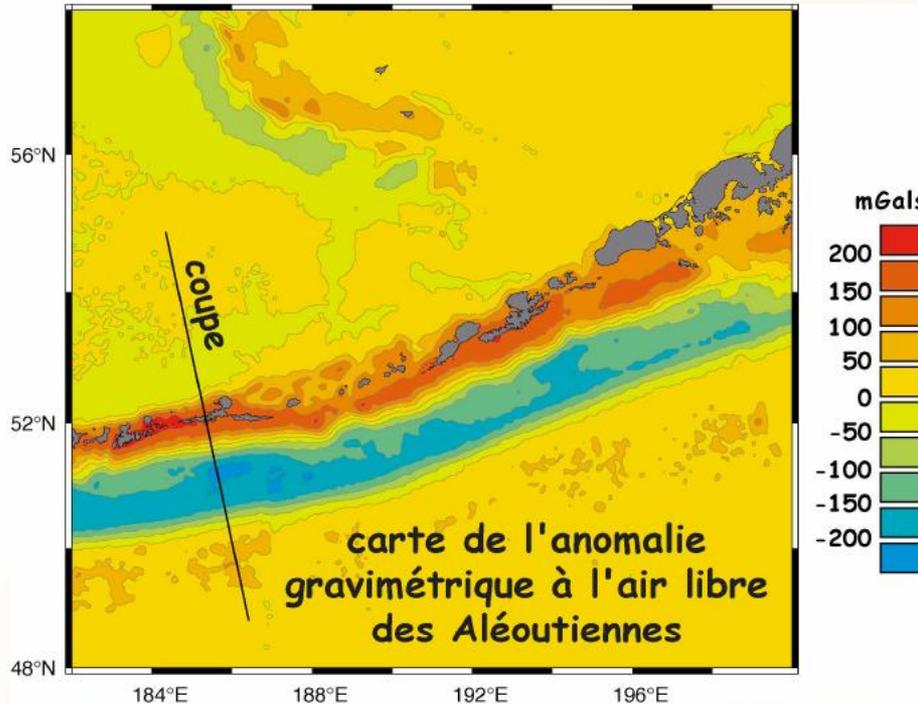


Les marqueurs de la subduction océanique

Les marqueurs gravimétriques

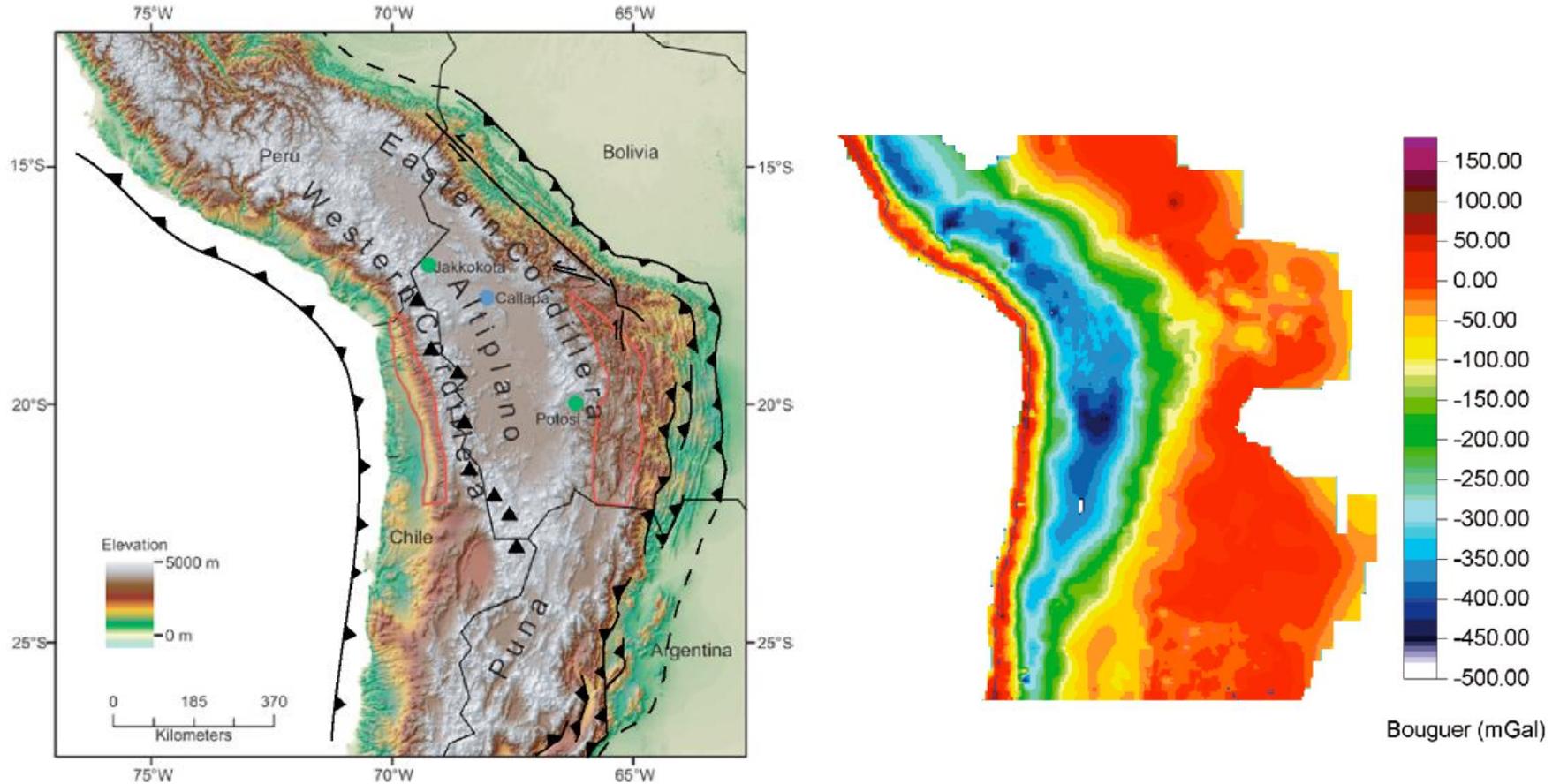
A l'équilibre isostatique:

→ Anomalie à l'air libre **positive** là ou les reliefs sont les mieux exprimés (cordillère).
L'excès de masse s'explique par la présence du panneau lithosphérique plongeant.



Les marqueurs de la subduction océanique

Les marqueurs gravimétriques

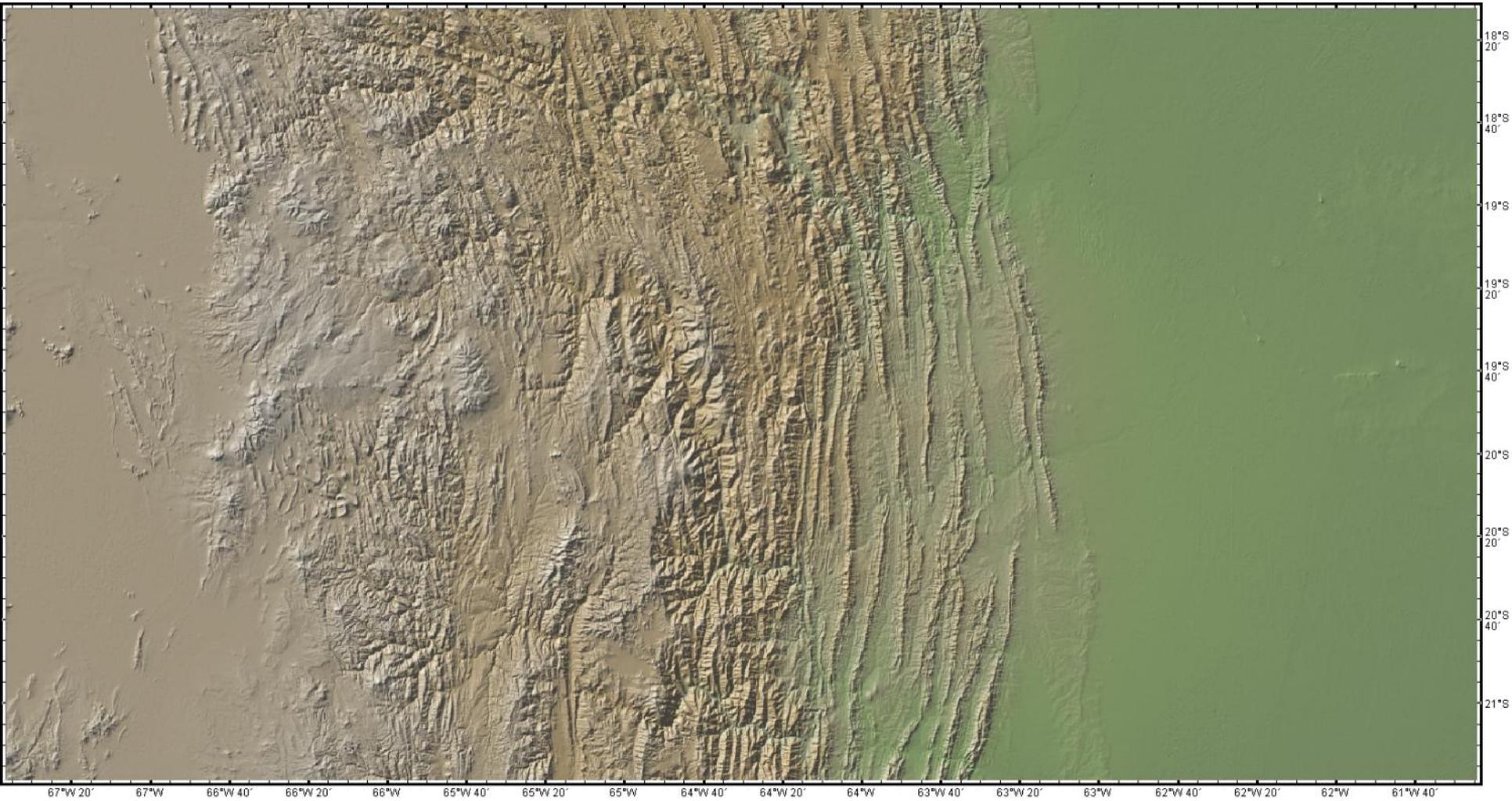


Après corrections (anomalie de Bouger) → Forte **anomalie négative** au niveau de la cordillère dû à l'excès de matériel crustal de **faible densité** (croûte épaissie par la tectonique ou le sous placage magmatique)

Les marqueurs de la subduction océanique

Les marqueurs géologiques : déformations

Exemple de la subduction andine



Les marqueurs de la subduction océanique

Les marqueurs géologiques : déformations

Exemple de la subduction andine

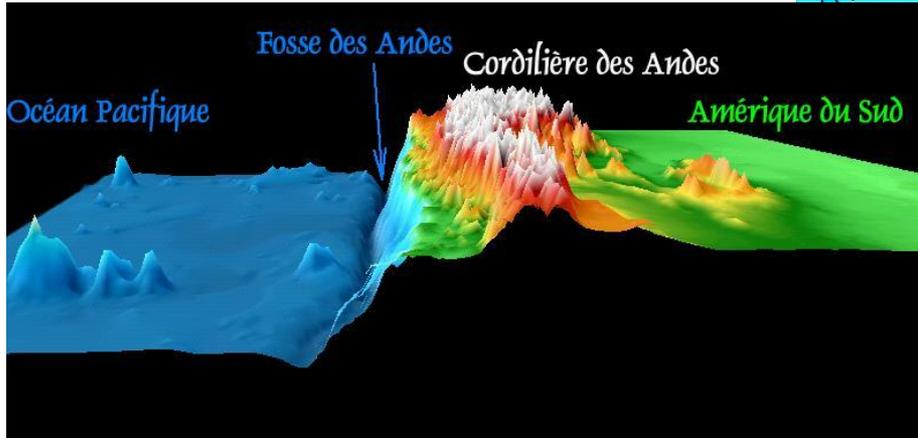
Point culminant de la chaîne Andine = l'Aconcagua (6 962m)



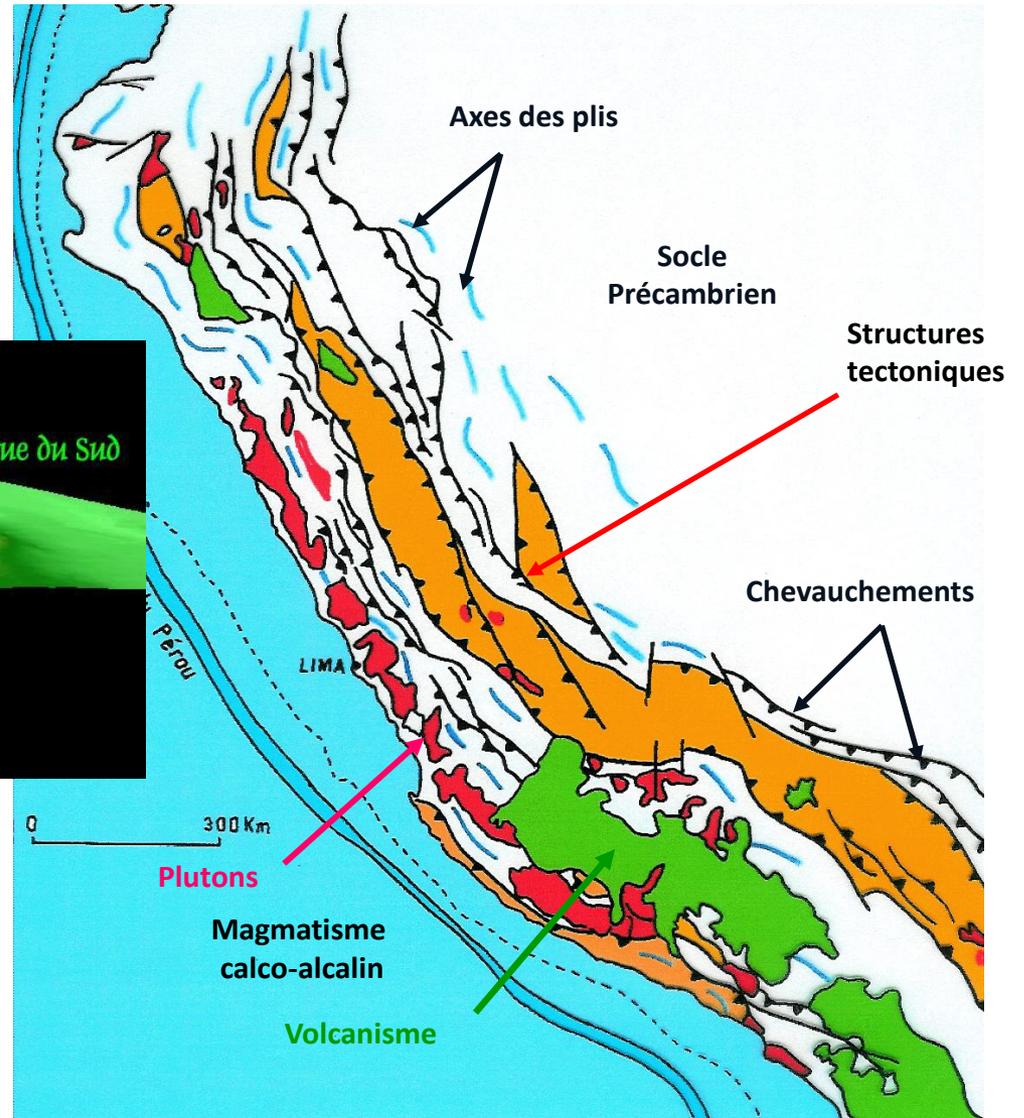
Les marqueurs de la subduction océanique

Les marqueurs géologiques : déformations

Chevauchements et plissements parallèles à la fosse et perpendiculaires à la direction de convergence



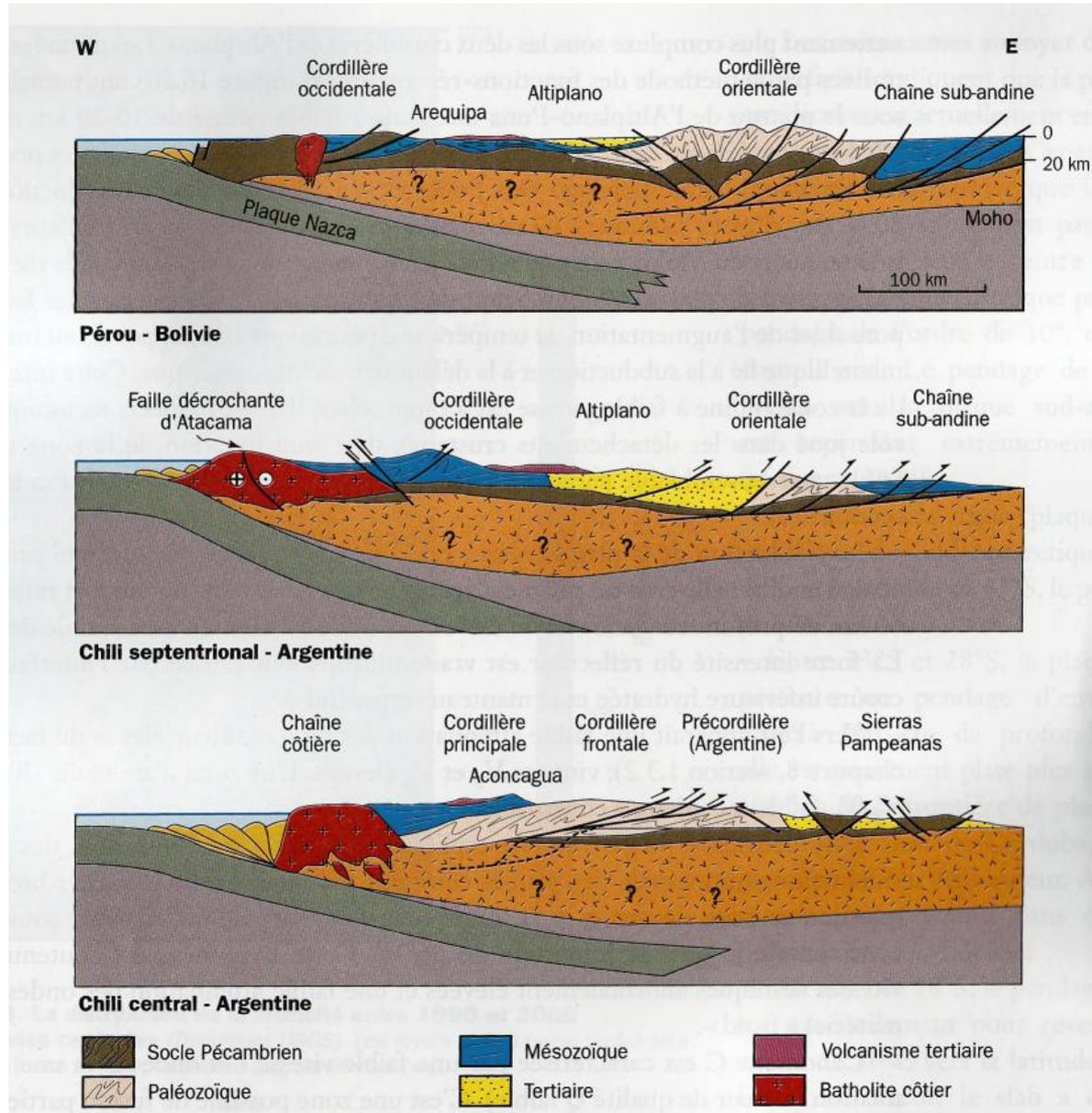
Exemple de la subduction andine



Les marqueurs de la subduction océanique

Les marqueurs géologiques : déformations

Exemple de la subduction andine



Les marqueurs de la subduction océanique

Les marqueurs géologiques : déformations

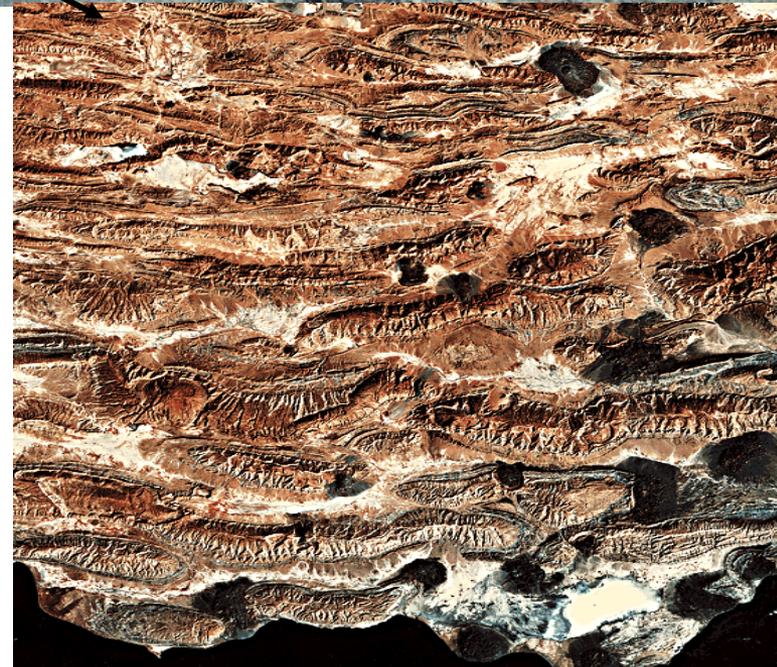
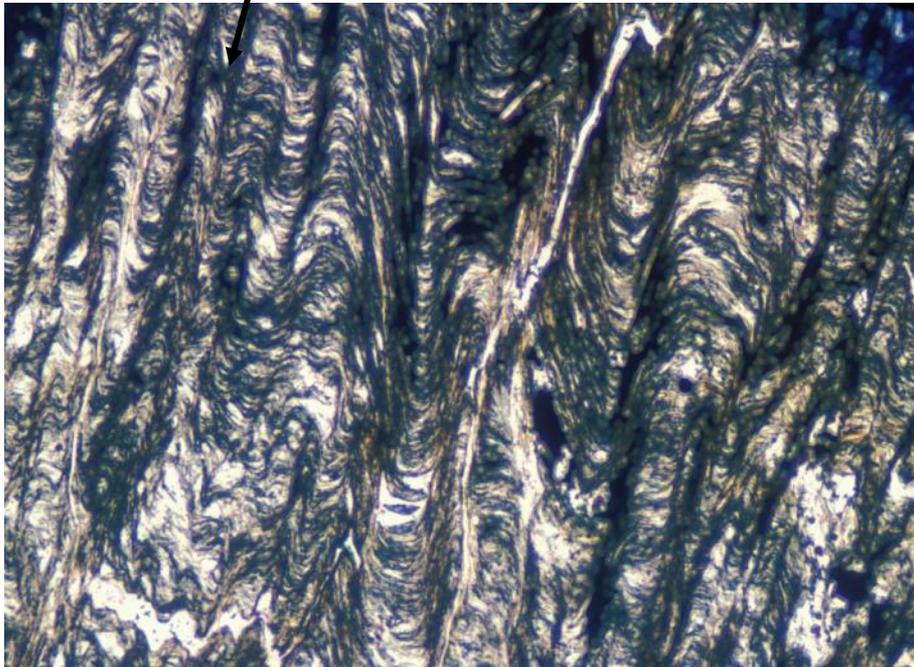
Des plissements à toutes les échelles

Terrain

Lame mince

Chaîne (image satellitale)

Exemple de la subduction andine



Les marqueurs de la subduction océanique

Les marqueurs géologiques : déformations

Exemple de la subduction andine

Les **reliefs andins** sont essentiellement dus à:

-un **épaississement crustal d'origine tectonique** (raccourcissement qui induit des chevauchements). Processus superficiel affectant surtout la couverture sédimentaire pouvant faire l'objet d'un décollement basal.

-Un **amincissement du manteau lithosphérique** qui contribue à l'élévation des hauts plateaux andins, d'origine thermique, ou par délamination de la base de la lithosphère.

REMARQUES :

-Le **volcanisme** ne contribue qu'à 10 % maxi à l'épaississement crustal

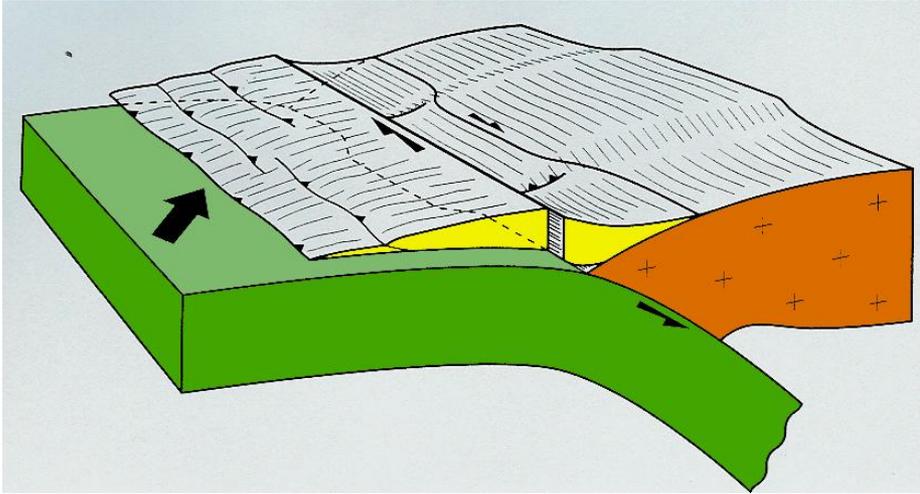
-Le **sous placage magmatique** intervient probablement davantage dans l'épaississement crustal.

-Certains secteurs de la chaîne font actuellement l'objet d'une **déformation extensive et décrochante** (lié probablement à une convergence oblique)

Les marqueurs de la subduction océanique

Les marqueurs géologiques : déformations

Schéma d'une convergence oblique



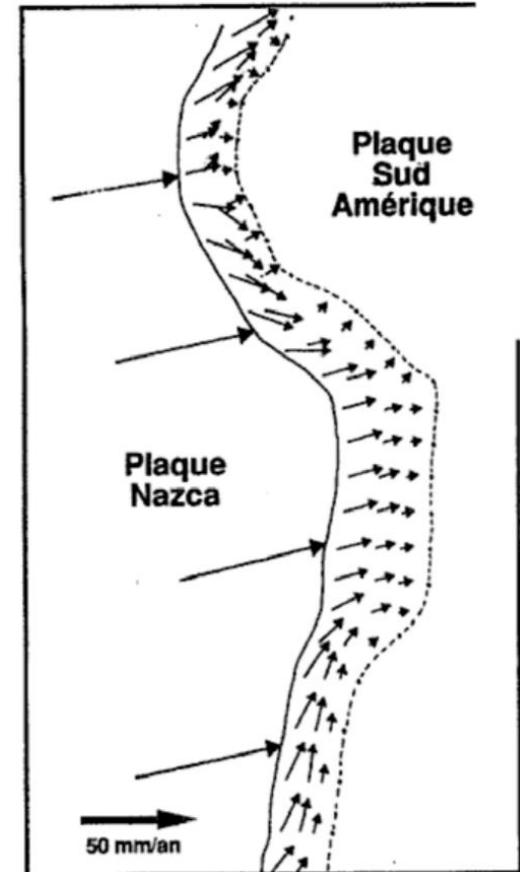
La zone de subduction andine présente des variations d'obliquité.

Certains segments (Nord Chili, Nord Pérou) sont en convergence frontale (→ déformation coaxiale)
D'autres sont en convergence oblique. Dans ce cas, la convergence est accomodée par une partie décrochante à l'intérieur de la plaque chevauchante.

Exemple de la subduction andine

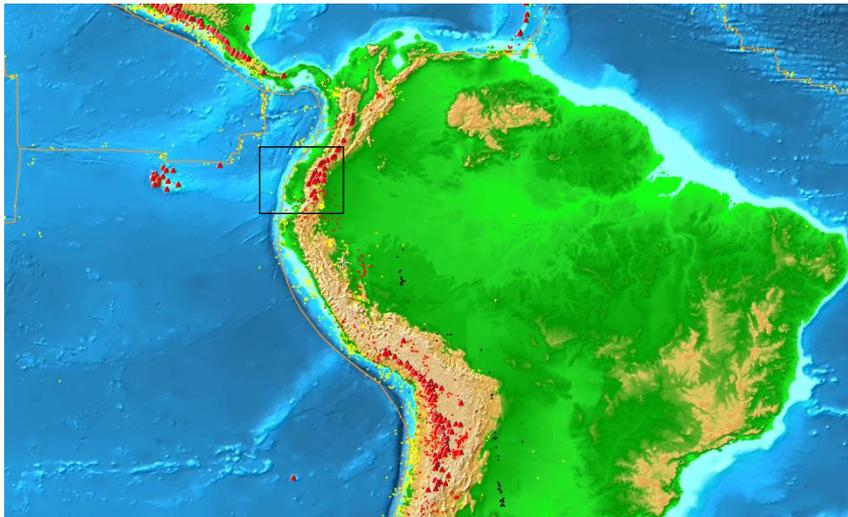
Déplacement dans la plaque chevauchante déduits des mécanismes aux foyers (d'après Jolivet)

Les déplacements au contact entre les 2 plaques ne sont pas représentés.



Les marqueurs de la subduction océanique

Les marqueurs géologiques : déformations



Exemple de la subduction andine

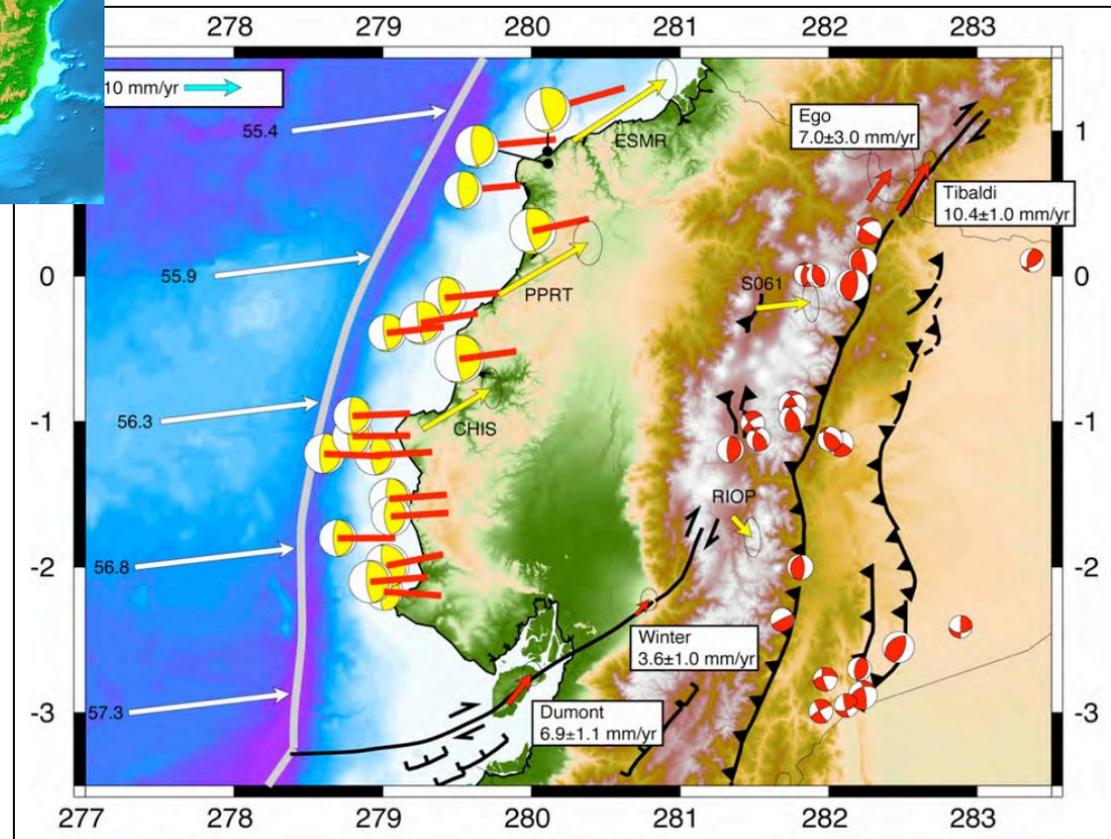
Données disponibles pour la détermination de la cinématique du bloc nord andin (Equateur)

Les flèches blanches = vitesse de convergence Nazca/Amérique du Sud prédite par le modèle CAP10 de Kendrick et al. (2003).

Les flèches jaunes = référentiel Amérique du Sud fixe.
Les flèches rouges = les vecteurs glissements sur les failles délimitant la bordure est du bloc nord-andin.

Les mécanismes au foyer jaunes = séismes de subduction de magnitude supérieure à 5 avec en rouge la projection horizontale du vecteur glissement.

Mécanismes au foyer rouge = séismes crustaux.

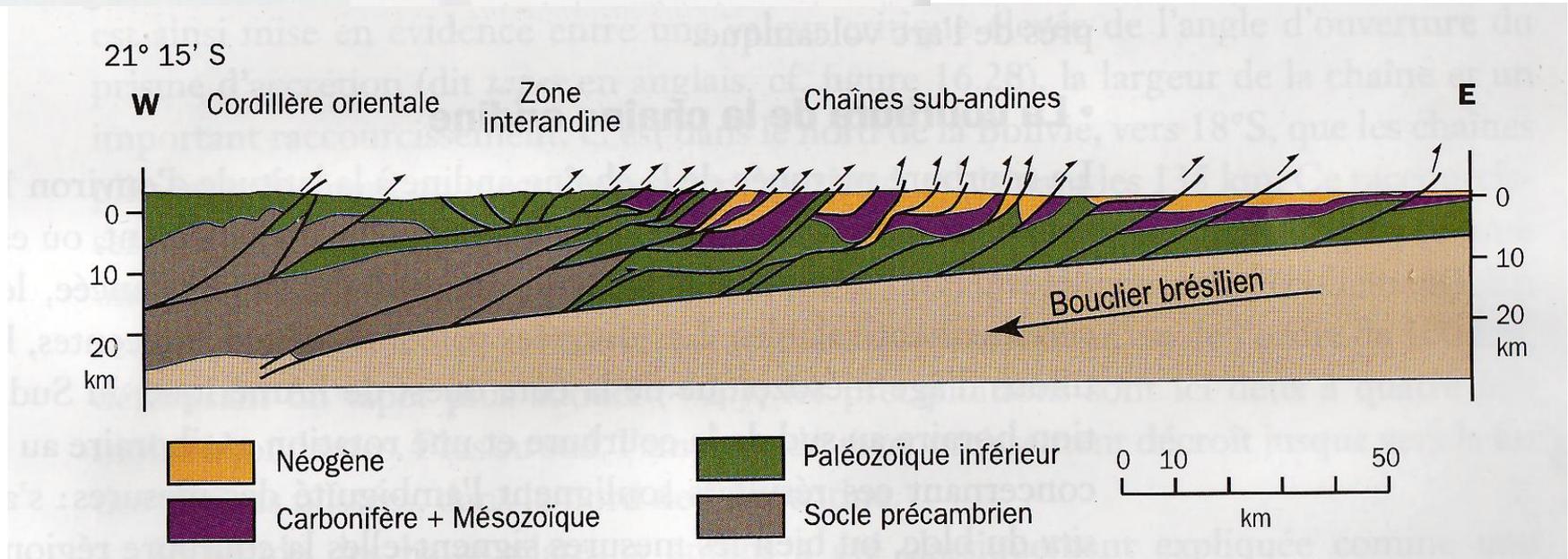
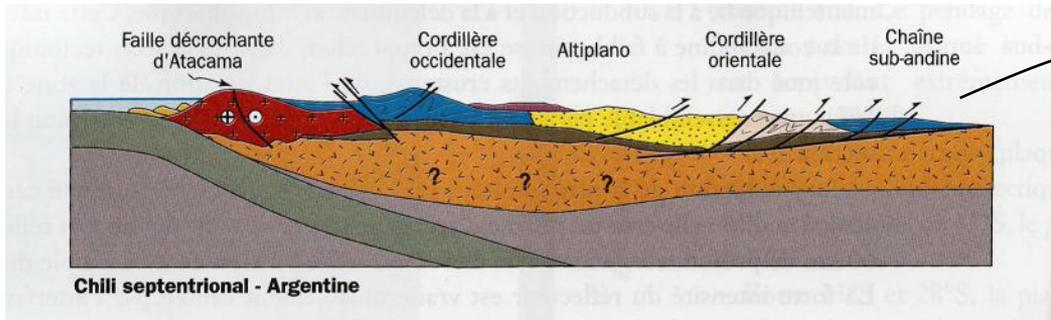


Les marqueurs de la subduction océanique

Les marqueurs géologiques : déformations

Exemple de la subduction andine

Les chaînes sub-andines : Chaînes de couverture marquée par un décollement basal dans la couverture sédimentaire. Le raccourcissement dans la couverture est compensé par d'importants chevauchements de panneaux de socle dans les zones internes de la chaîne.



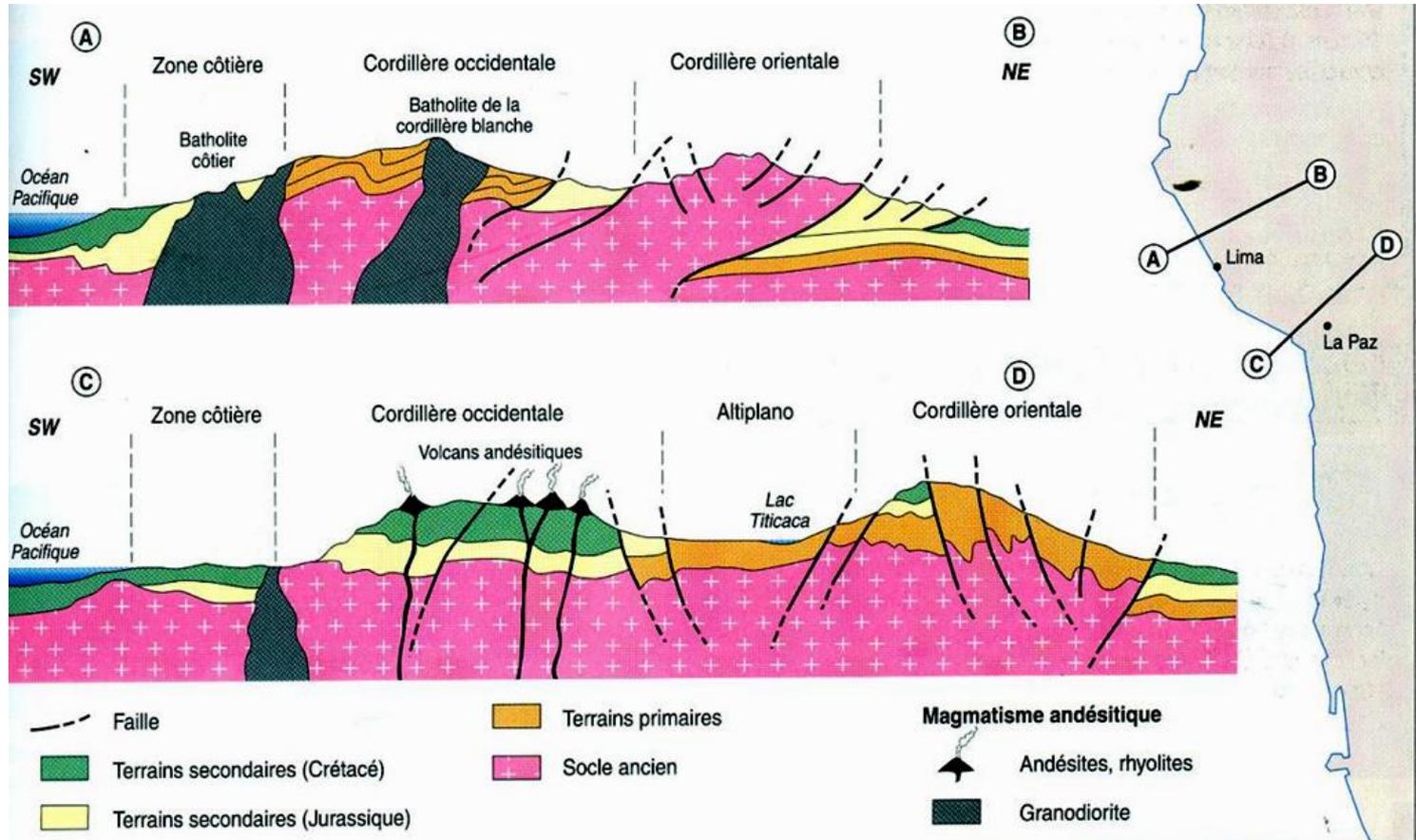
Les marqueurs de la subduction océanique

Les marqueurs géologiques : déformations

Des contextes tectoniques qui varient le long de la chaîne

AB : Coupe au Nord du Pérou

Failles inverses qui traduisent un raccourcissement E-W de la chaîne. Noter la présence de gros batholithes de granodiorite



CD : Coupe au Sud du Pérou

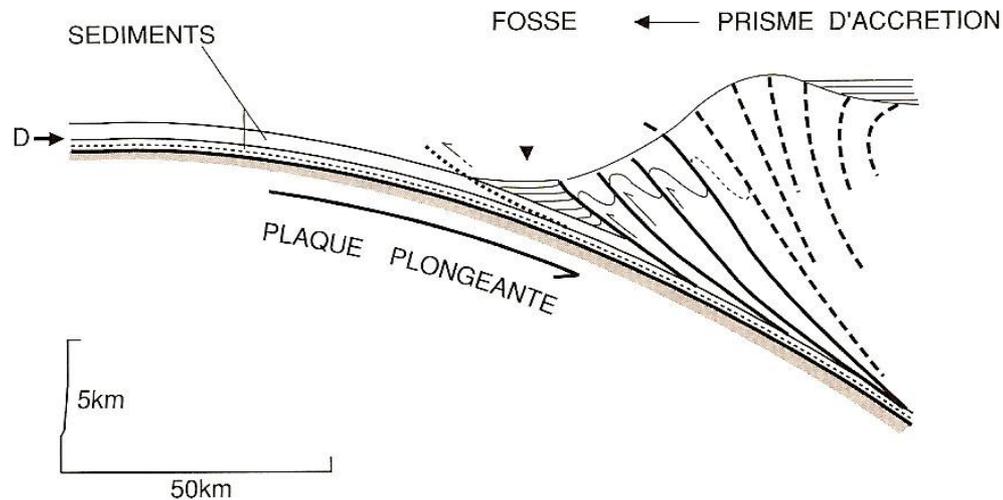
Déformations plus variées (certaines extensives) et volcanisme plus marqué.

Les marqueurs de la subduction océanique

Les marqueurs géologiques : l'épaississement crustal

L'épaississement crustal de la plaque chevauchante peut être dû essentiellement à:

-Une **accrétion tectonique** due à la croissance du prisme d'accrétion



Les **sédiments** présents sur la plaque plongeante, et en provenance de la plaque chevauchante s'**accumulent** et sont **déformés** au niveau de la fosse de subduction. Un **décollement basal** se propage vers l'avant, il émerge à la faveur du chevauchement frontal (front de déformation). Au fur et à mesure de la progression de la subduction, le chevauchement frontal est entraîné dans la fosse et un nouveau front se développe à l'avant.

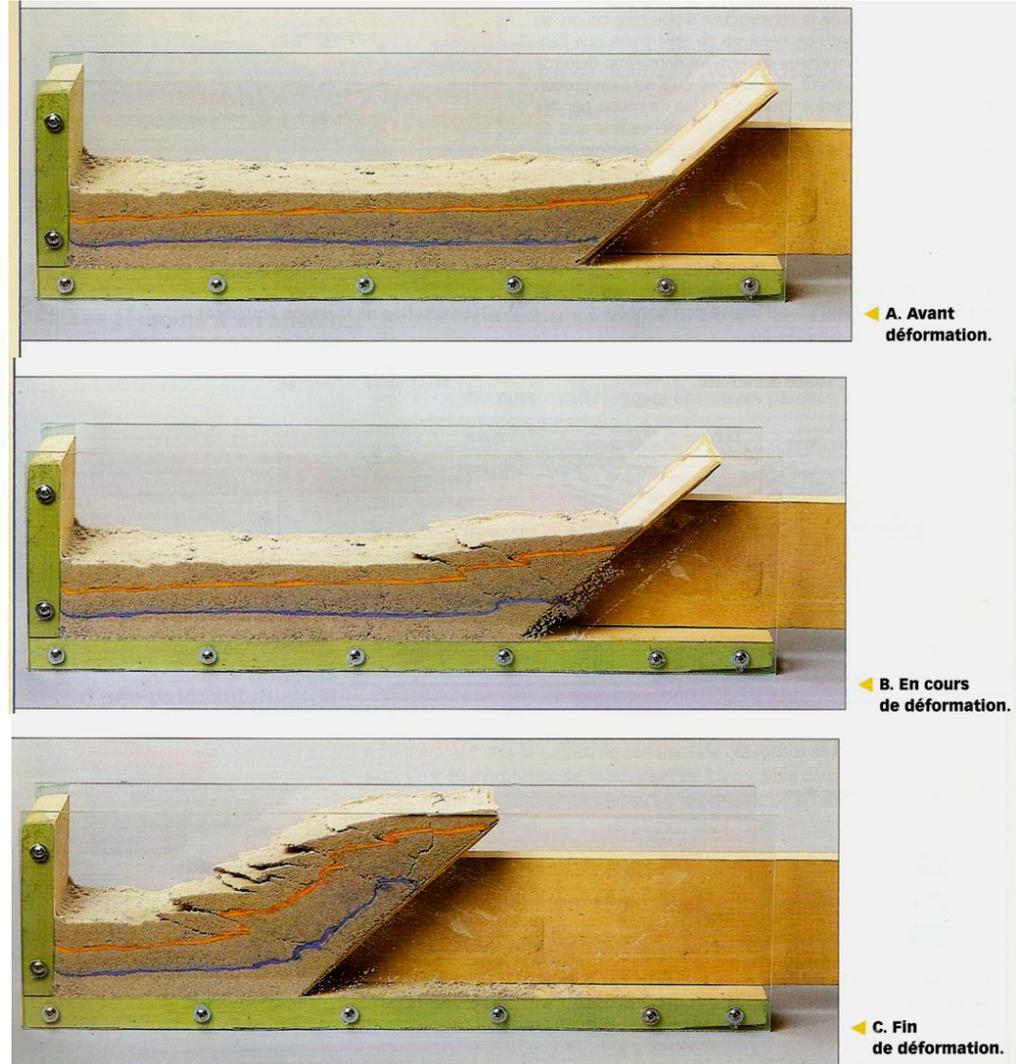
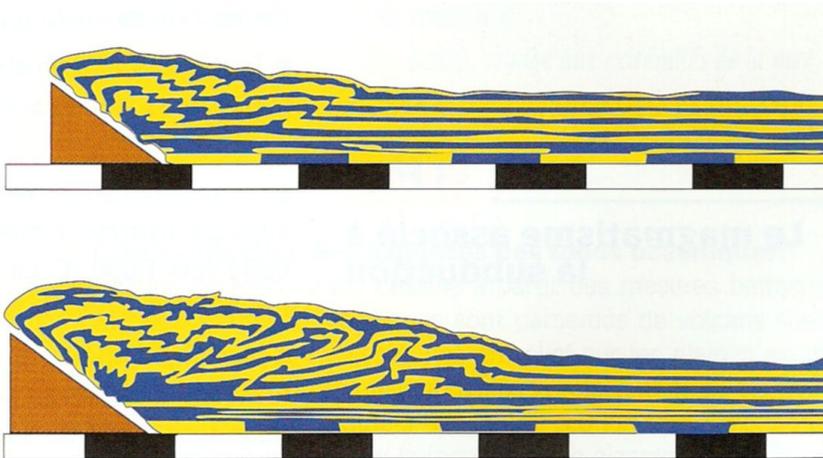
Les marqueurs de la subduction océanique

Les marqueurs géologiques : l'épaississement crustal

L'épaississement crustal de la plaque chevauchante peut être dû essentiellement à :

-Une **accrétion tectonique** due à la croissance du prisme d'accrétion

Modélisation analogique d'un prisme d'accrétion

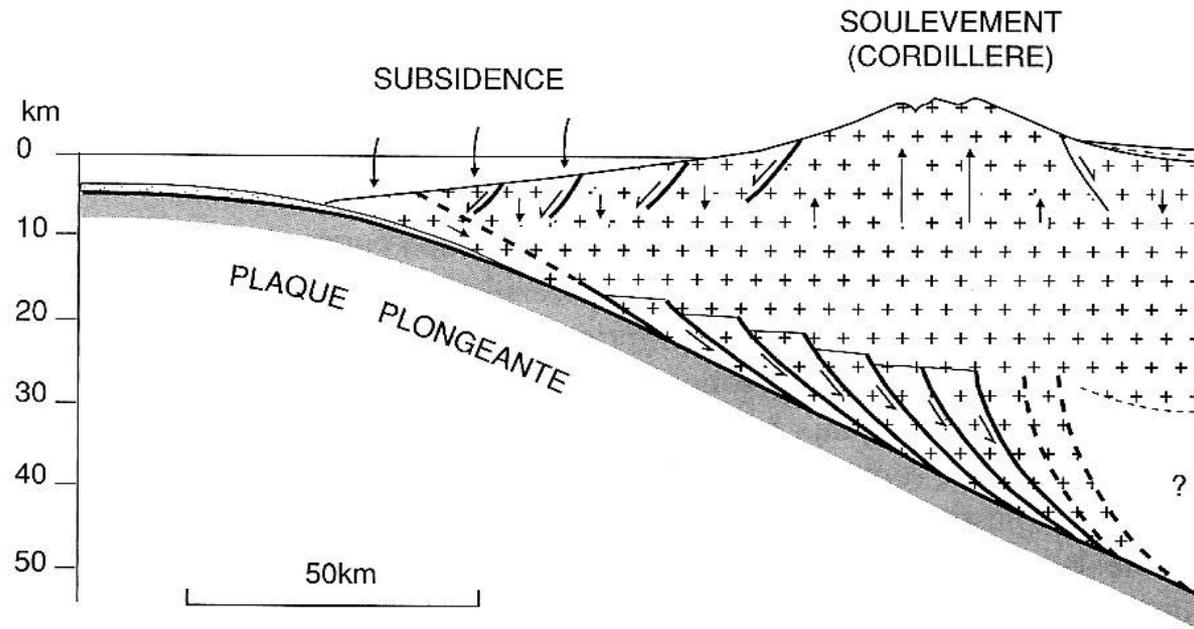


Les marqueurs de la subduction océanique

Les marqueurs géologiques : l'épaississement crustal

L'épaississement crustal de la plaque chevauchante peut être dû essentiellement à :

- Une **accrétion tectonique** due à la croissance du prisme d'accrétion
- Un épaississement par **sous placage tectonique**



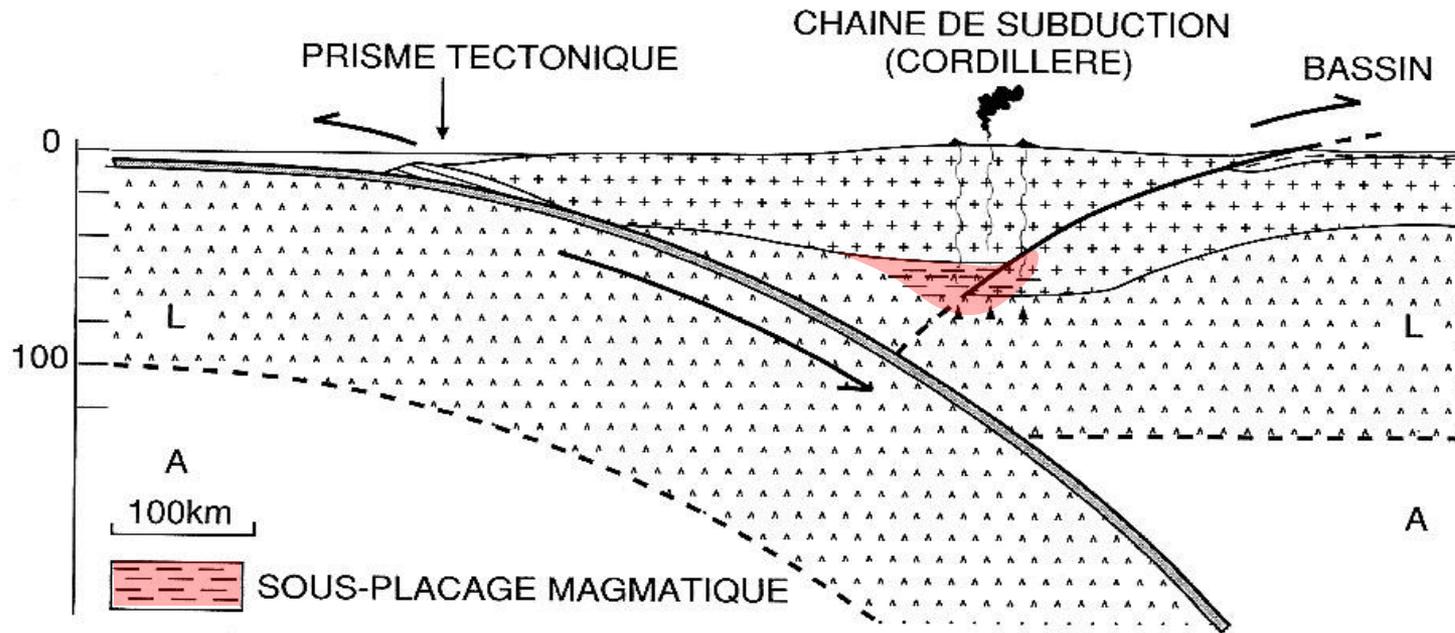
Selon ce modèle, le bord de la croûte chevauchante s'amincit et s'enfonce par érosion tectonique de sa base. Des copeaux arrachés par « rabotage basal » seraient ensuite entraînés dans la subduction pour être sous-plaqués plus bas, contribuant ainsi à l'épaississement crustal de la plaque chevauchante. Ce sous-placage reste à établir !...

Les marqueurs de la subduction océanique

Les marqueurs géologiques : l'épaississement crustal

L'épaississement crustal de la plaque chevauchante peut être dû essentiellement à :

- Une **accrétion tectonique** due à la croissance du prisme d'accrétion
- Un épaississement par **sous placage tectonique**
- Un épaississement par **sous placage magmatique**



On estime que 30% à 50% de l'épaississement peut être dû au sous placage magmatique

Les marqueurs de la subduction océanique

Les marqueurs géologiques : sédimentation

Des morphologies et des tailles qui diffèrent (quelques km à plusieurs centaines de km) mais une **unité sur le plan tectonique**:

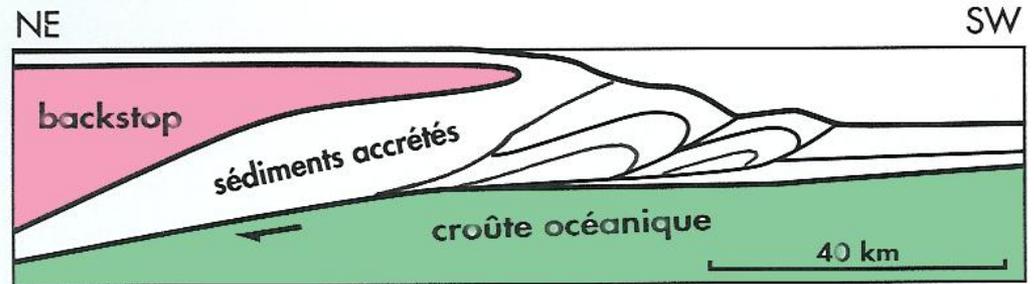
- Plis, Failles inverses
- Plis-failles,
- Chevauchements

Le prisme d'accrétion

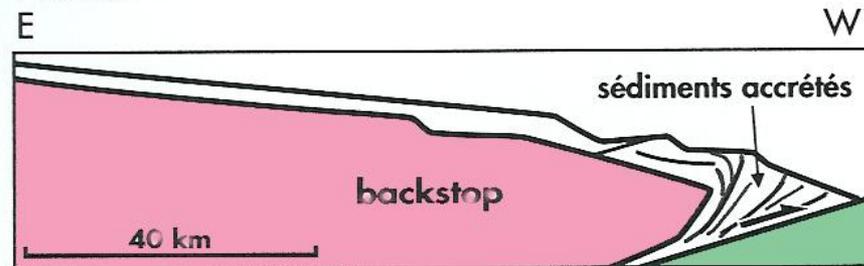
Petites Antilles



Sud Vancouver



Pérou

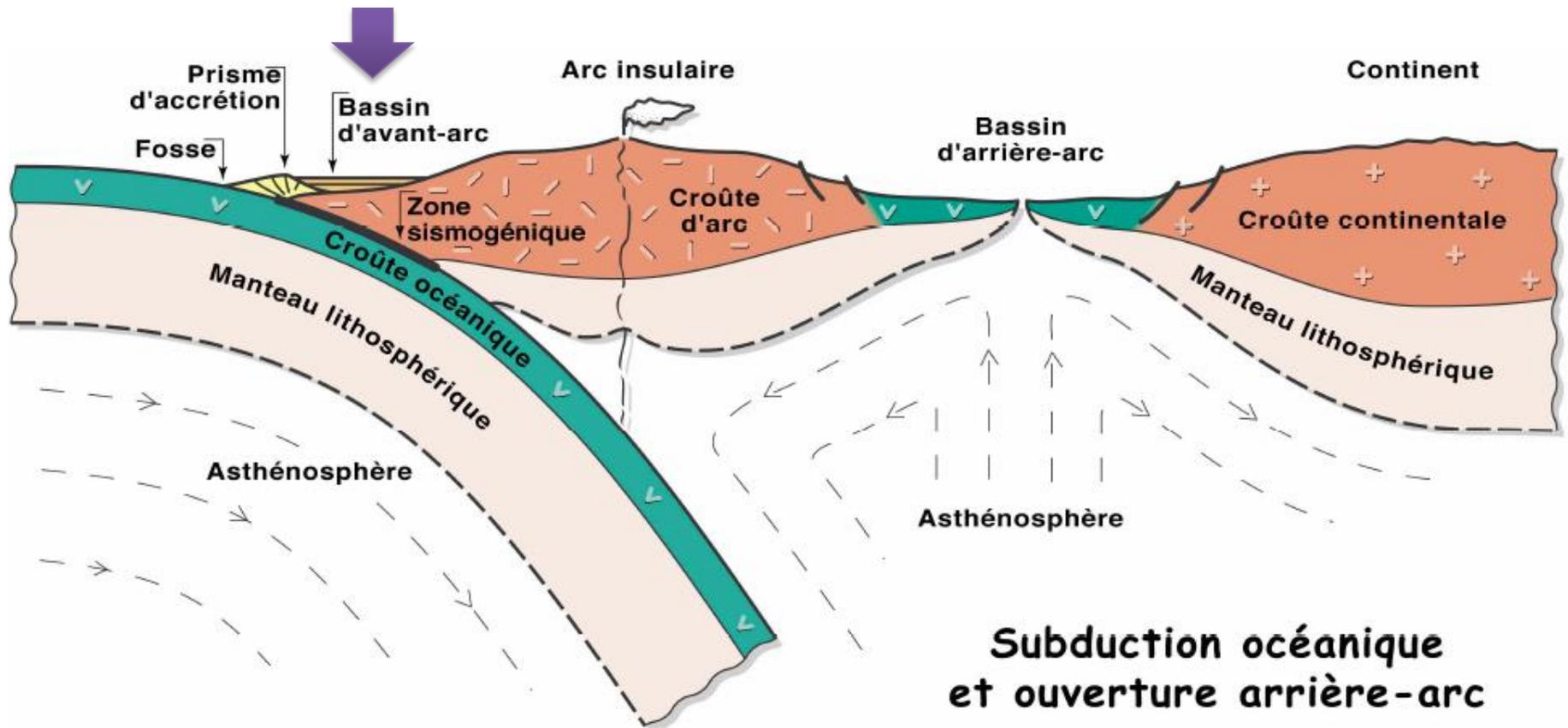


Les marqueurs de la subduction océanique

Les marqueurs géologiques : sédimentation

Le prisme d'accrétion

Le prisme d'accrétion peut constituer un barrage pour les sédiments en provenance de plaque chevauchante et piéger ces sédiments dans un **bassin d'avant arc**



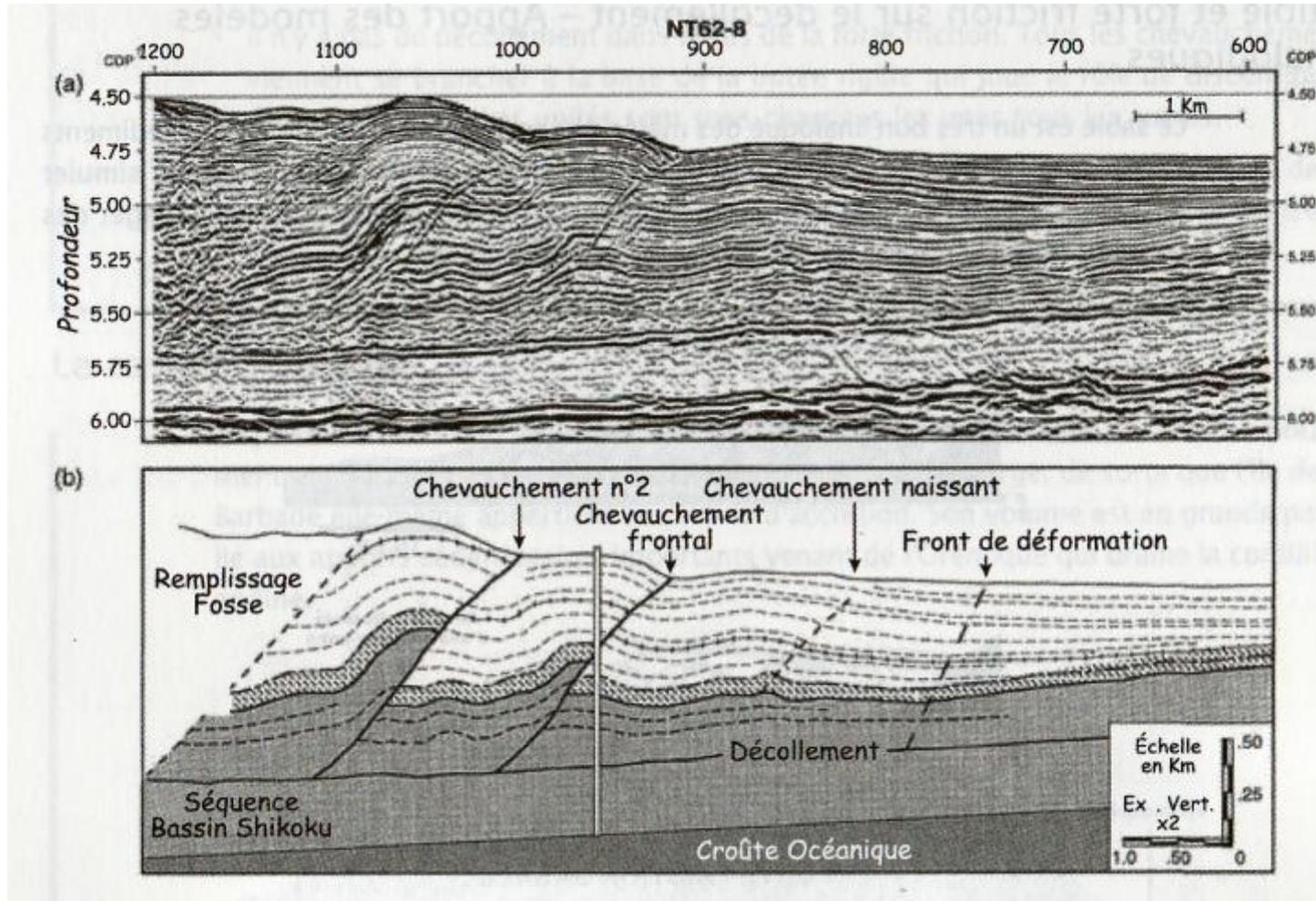
Les marqueurs de la subduction océanique

Les marqueurs géologiques : sédimentation

Le prisme d'accrétion

La structure des prismes d'accrétion peut être déduite de l'interprétation de profils sismiques

Profil sismique interprété du front du prisme d'accrétion de Nankai au large du Japon Sud Ouest



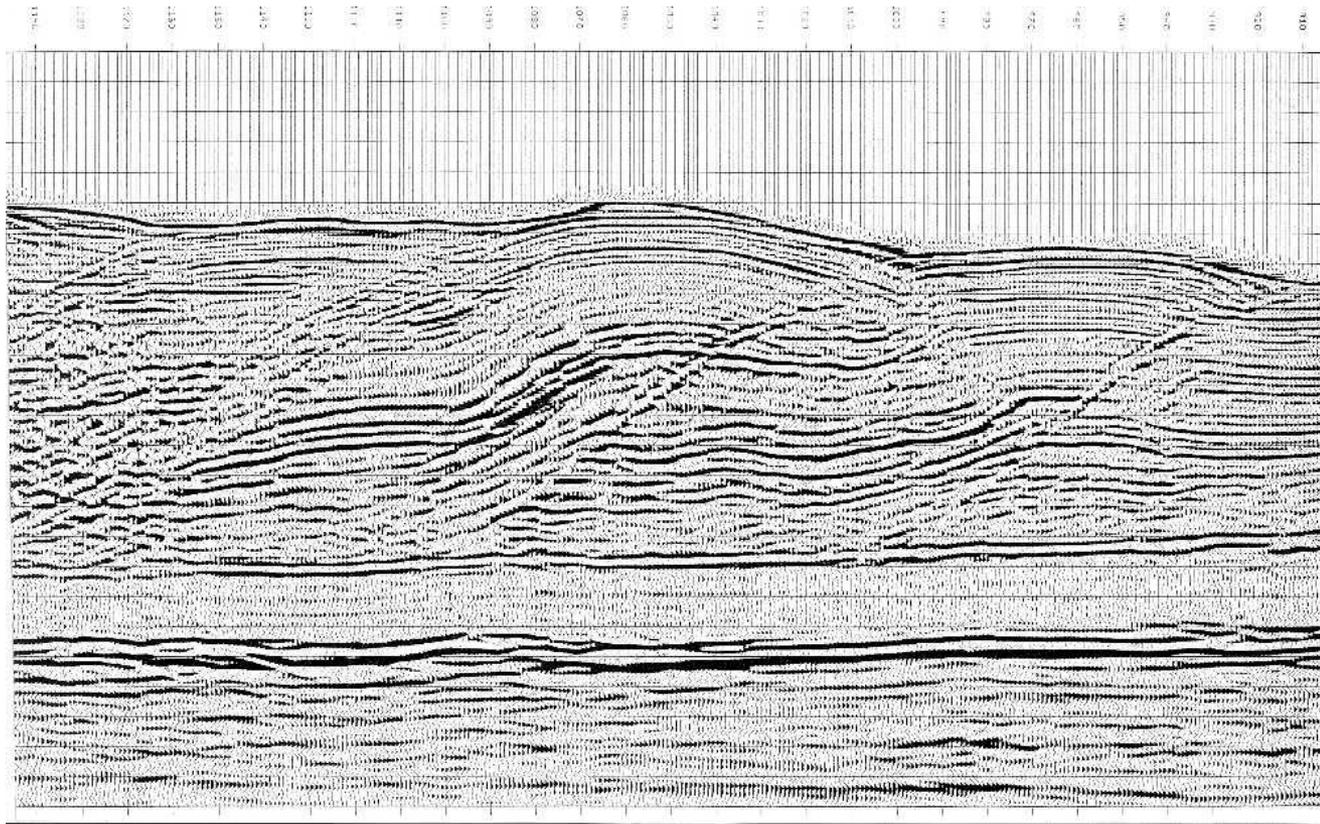
Les marqueurs de la subduction océanique

Les marqueurs géologiques : sédimentation

Le prisme d'accrétion

La structure des prismes d'accrétion peut être déduite de l'interprétation de profils sismiques

Profil sismique interprété du front du prisme d'accrétion de Nankai au large du Japon Sud Ouest



Profil : Moore et al., 1992

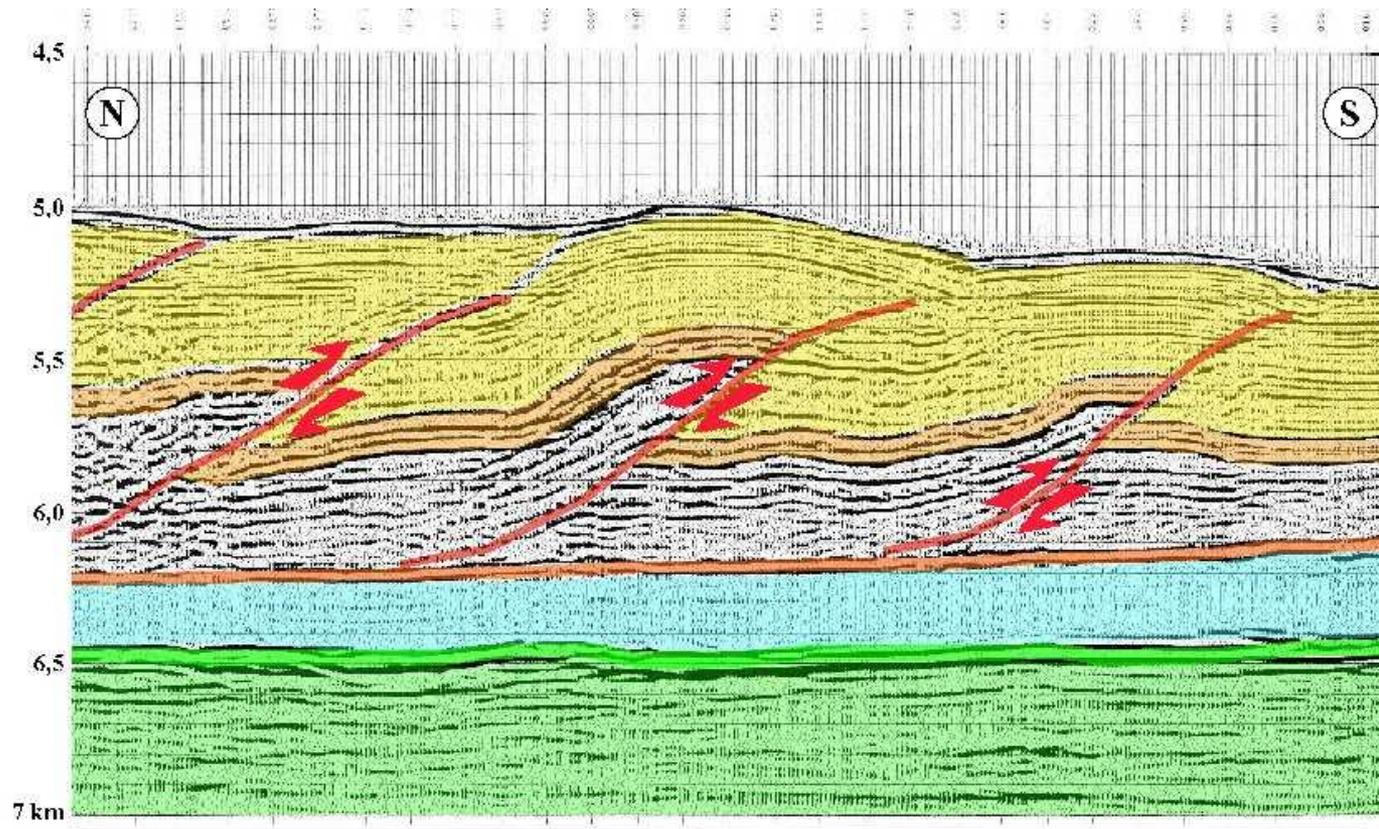
Les marqueurs de la subduction océanique

Les marqueurs géologiques : sédimentation

Le prisme d'accrétion

La structure des prismes d'accrétion peut être déduite de l'interprétation de profils sismiques

Profil sismique interprété du front du prisme d'accrétion de Nankai au large du Japon Sud Ouest



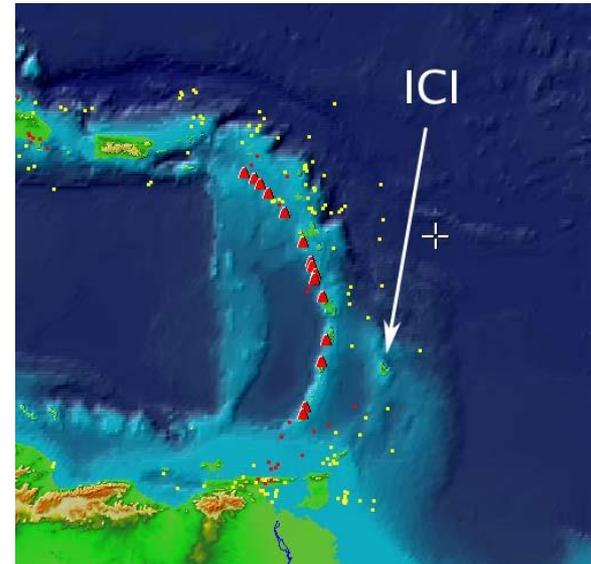
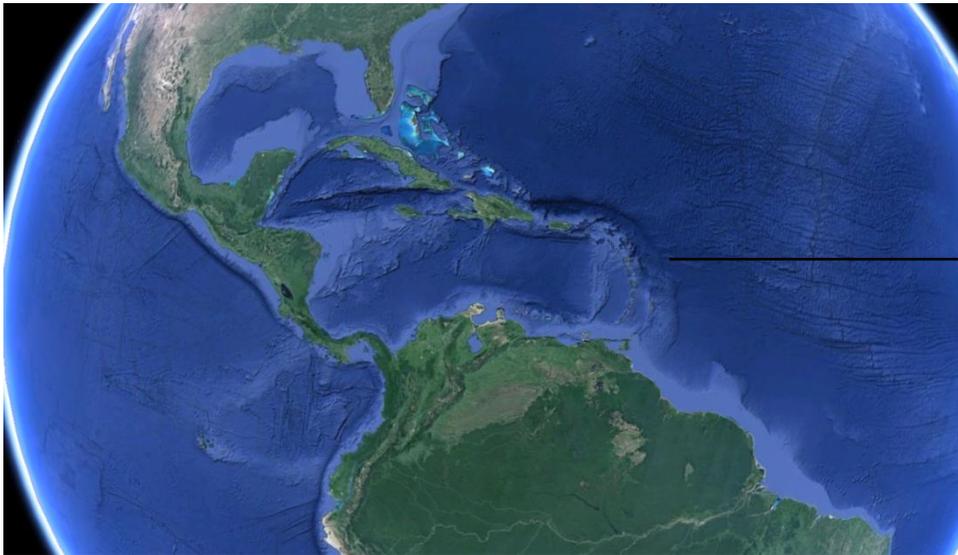
Profil : Moore et al., 1992

Les marqueurs de la subduction océanique

Les marqueurs géologiques : sédimentation

Le prisme d'accrétion

Prisme d'accrétion de la Barbade (Antilles)



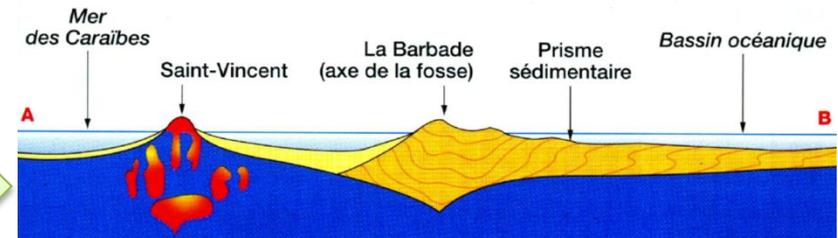
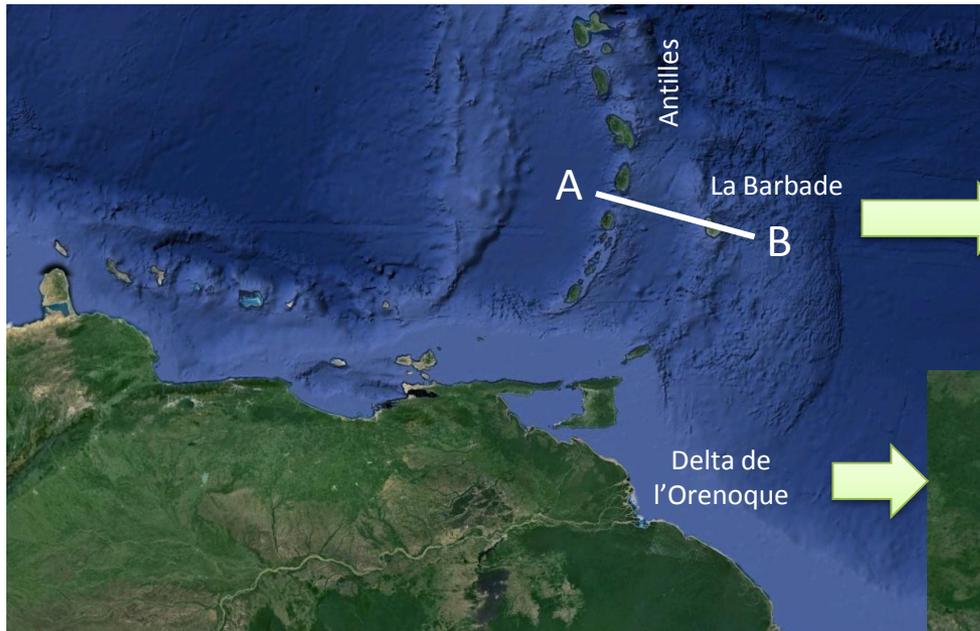
Les marqueurs de la subduction océanique

Les marqueurs géologiques : sédimentation

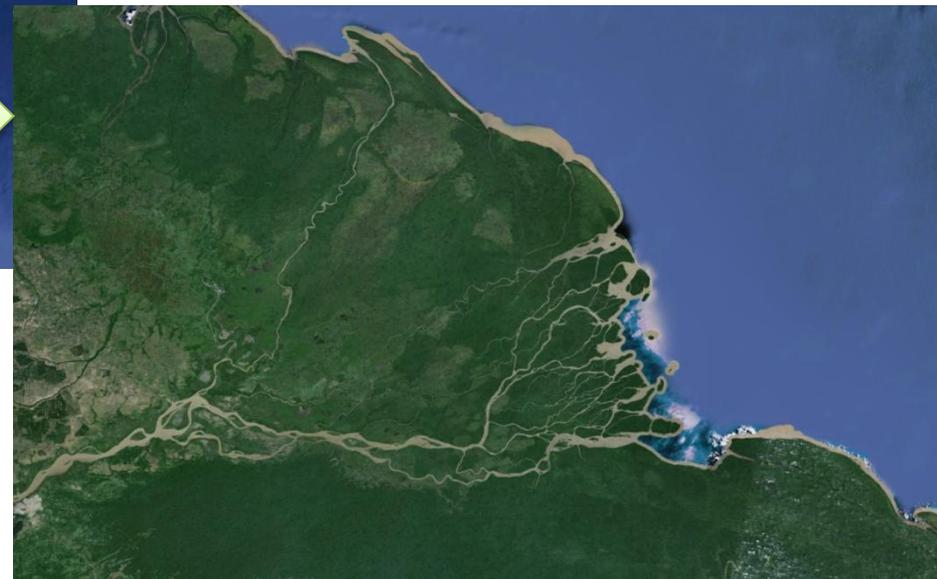
Le prisme d'accrétion

Prisme d'accrétion de la Barbade (Antilles)

L'île de la Barbade correspond à la partie émergée du prisme d'accrétion. Son volume est en partie lié aux apports sédimentaires importants venant de l'Orénoque qui draine la Cordillère Andine. On voit bien que la largeur du prisme décroît du Sud vers le Nord en fonction de l'éloignement de la source principale des apports détritiques.



Delta de l'Orénoque



Les marqueurs de la subduction océanique

Les marqueurs géologiques : sédimentation

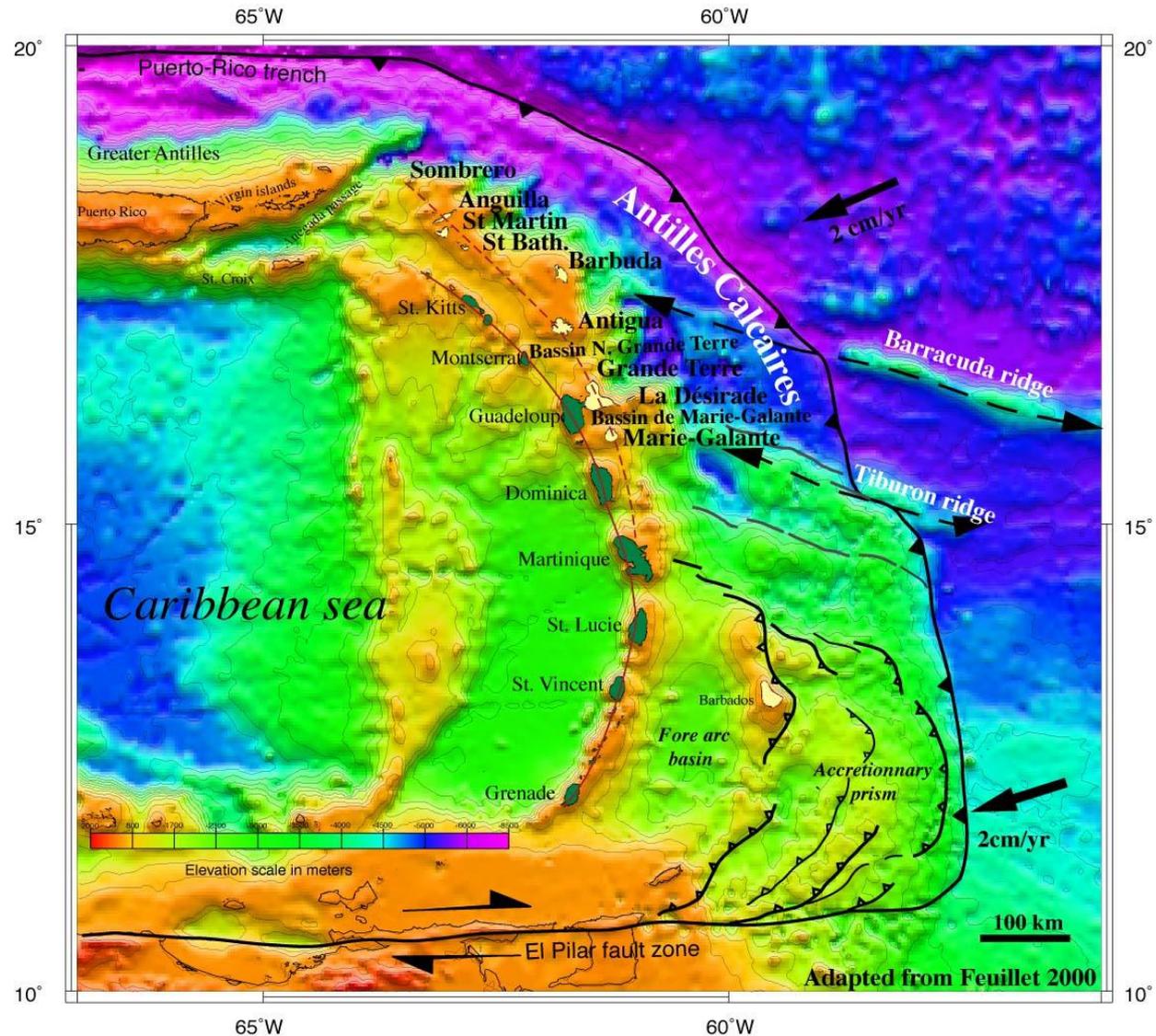
Le prisme d'accrétion

Prisme d'accrétion de la Barbade (Antilles)

L'île de la Barbade correspond à la partie émergée du prisme d'accrétion.

Son volume est en partie lié aux apports sédimentaires importants venant de l'**Orénoque** qui draine la Cordillère Andine.

On voit bien que la **largeur** du prisme **décroît du Sud vers le Nord** en fonction de l'éloignement de la source principale des **apports détritiques**.

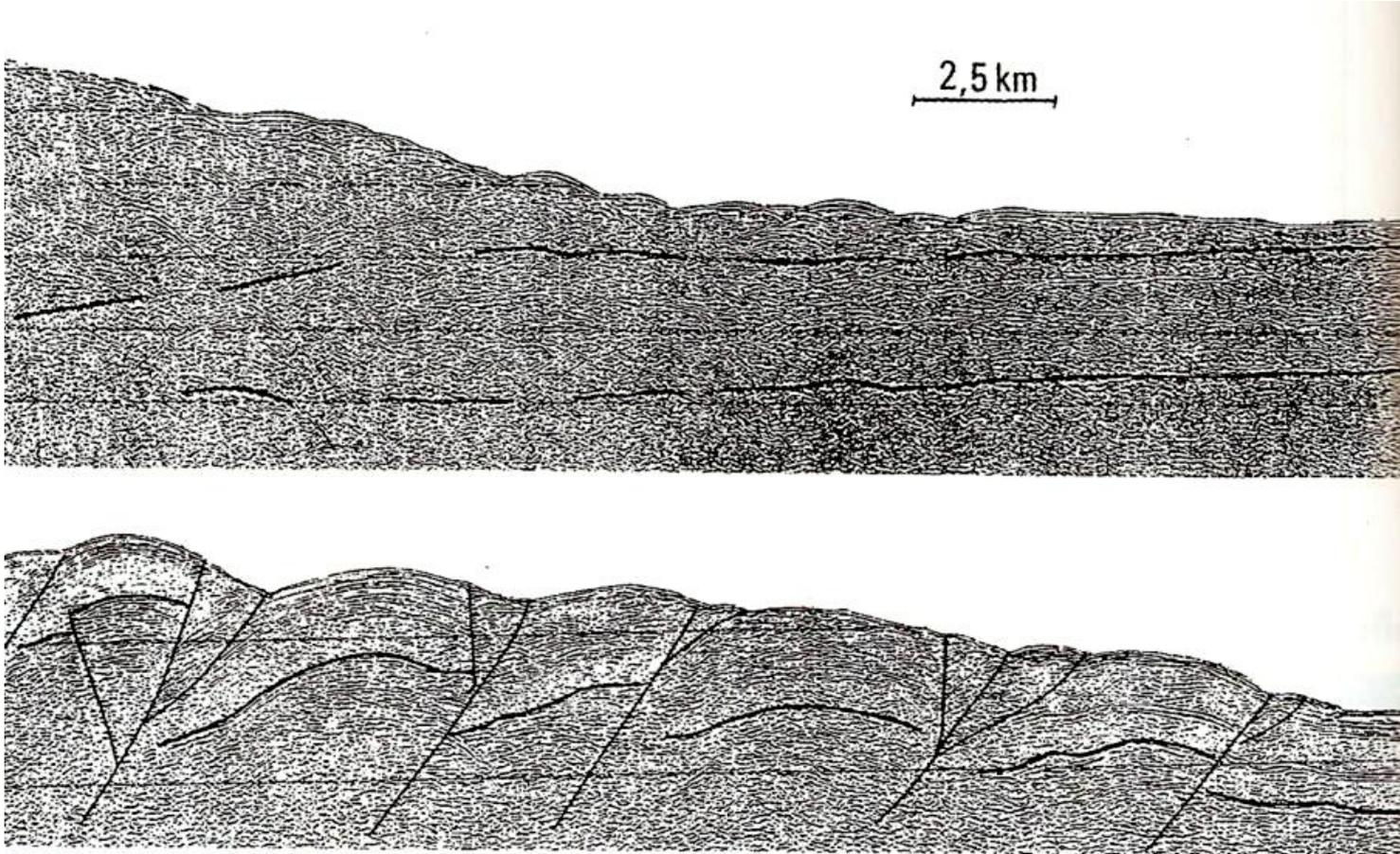


Les marqueurs de la subduction océanique

Les marqueurs géologiques : sédimentation

Le prisme d'accrétion

Profil sismique du prisme d'accrétion de la Barbade



Les marqueurs de la subduction océanique

Les marqueurs géologiques : sédimentation

Le prisme d'accrétion

Sédiments plissés sur l'île de la Barbade (Côte Est)

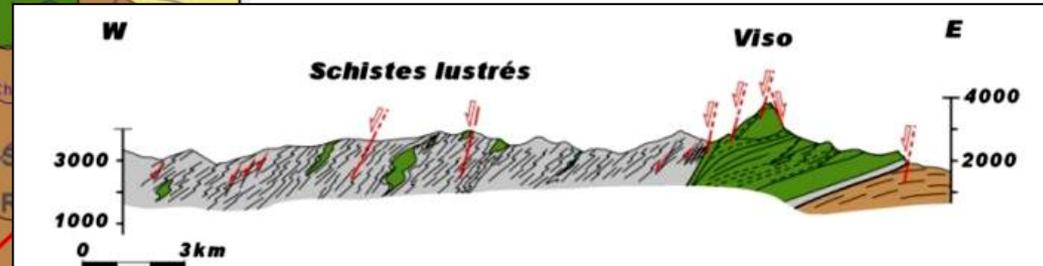
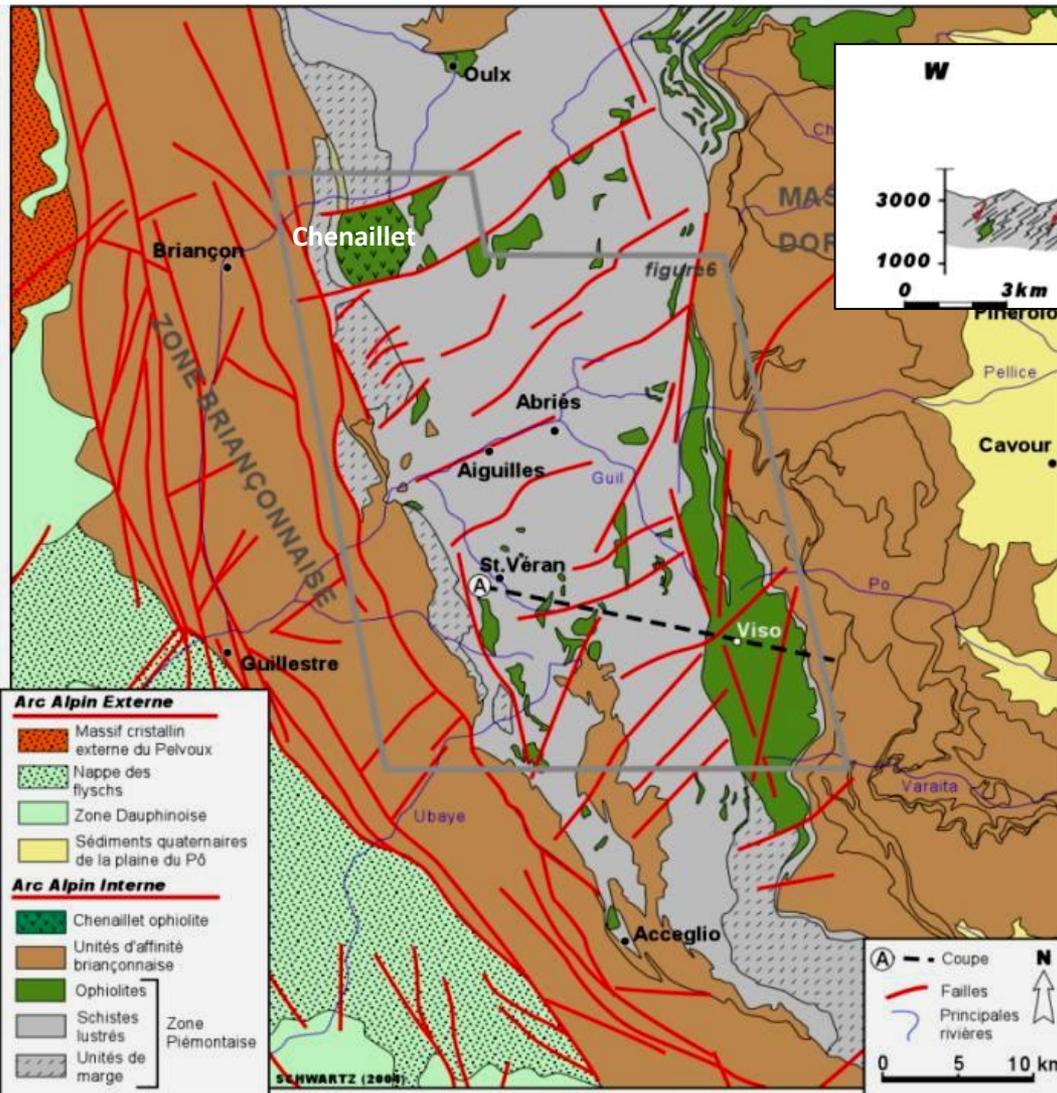


Les marqueurs de la subduction océanique

Les marqueurs géologiques : sédimentation

Le prisme d'accrétion

Les schistes lustrés: un paléo-prisme d'accrétion dans les Alpes



La zone **liguro-piémontaise** est constituée par deux ensembles juxtaposés. La partie la plus occidentale est à dominante sédimentaire et correspond aux unités de Schistes Lustrés qui peuvent être assimilées à un paléo-prisme d'accrétion. Ces unités reposent sur des **unités ophiolitiques** (Mont Viso)

Schistes Lustrés = sédiments océaniques (calcschistes) qui emballent quelques **fragments de lithosphère océanique**.

Les marqueurs de la subduction océanique

Les marqueurs géologiques : sédimentation

Le prisme d'accrétion

Les schistes lustrés: un paléo-prisme d'accrétion dans les Alpes

Schistes lustrés à Château-Queyras



Schistes lustrés près de Saint Véran



Vallon de Clausis (St Véran)

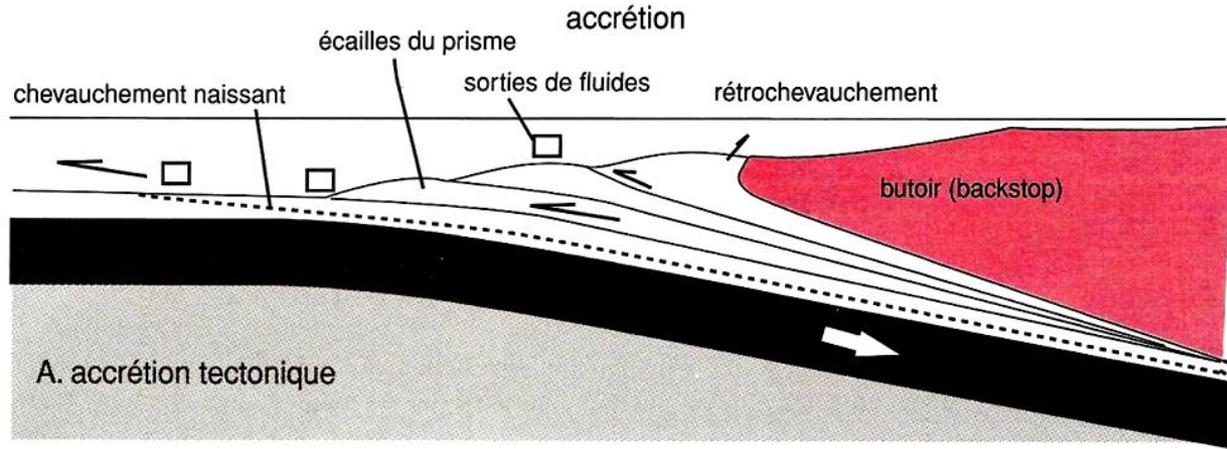
Photo : Eric LECOIX

Les marqueurs de la subduction océanique

Les marqueurs géologiques : sédimentation

Marge active en accrétion ou en érosion tectonique

Accrétion tectonique → croissance d'un prisme d'accrétion (révélé par les profils sismiques)

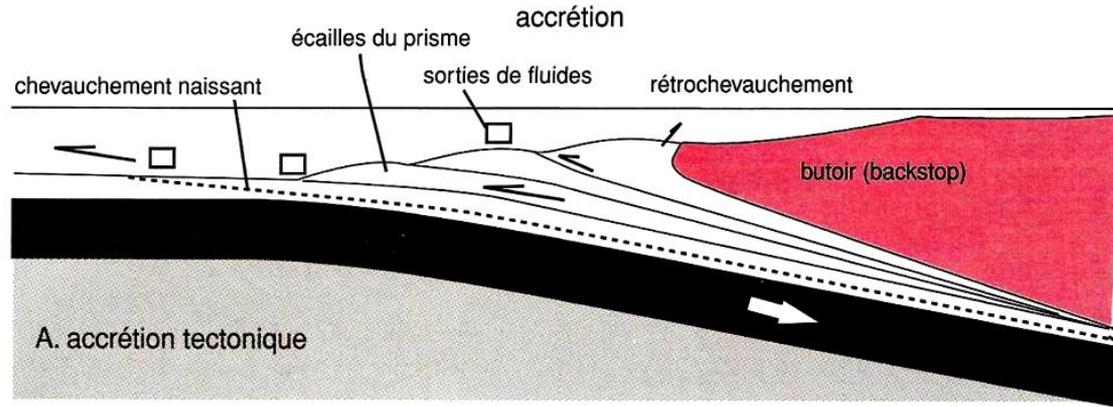


Les marqueurs de la subduction océanique

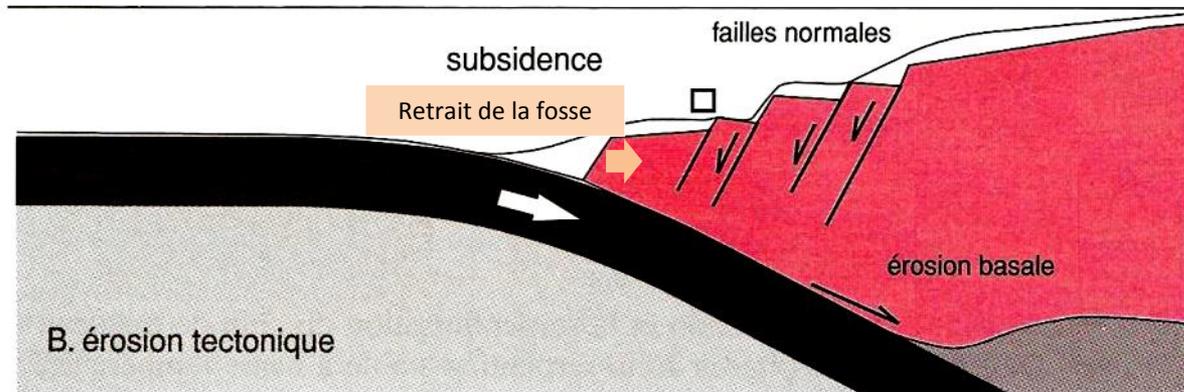
Les marqueurs géologiques : sédimentation

Marge active en accrétion ou en érosion tectonique

Accrétion tectonique → croissance d'un prisme d'accrétion (révélé par les profils sismiques)



Erosion tectonique → Erosion de la marge. Le matériel érodé est englouti dans le manteau. Pas de preuve directe. L'érosion tectonique de matériel au front de la fosse induit le retrait de la fosse vers l'arc ou le continent et une réduction de la masse du prisme.



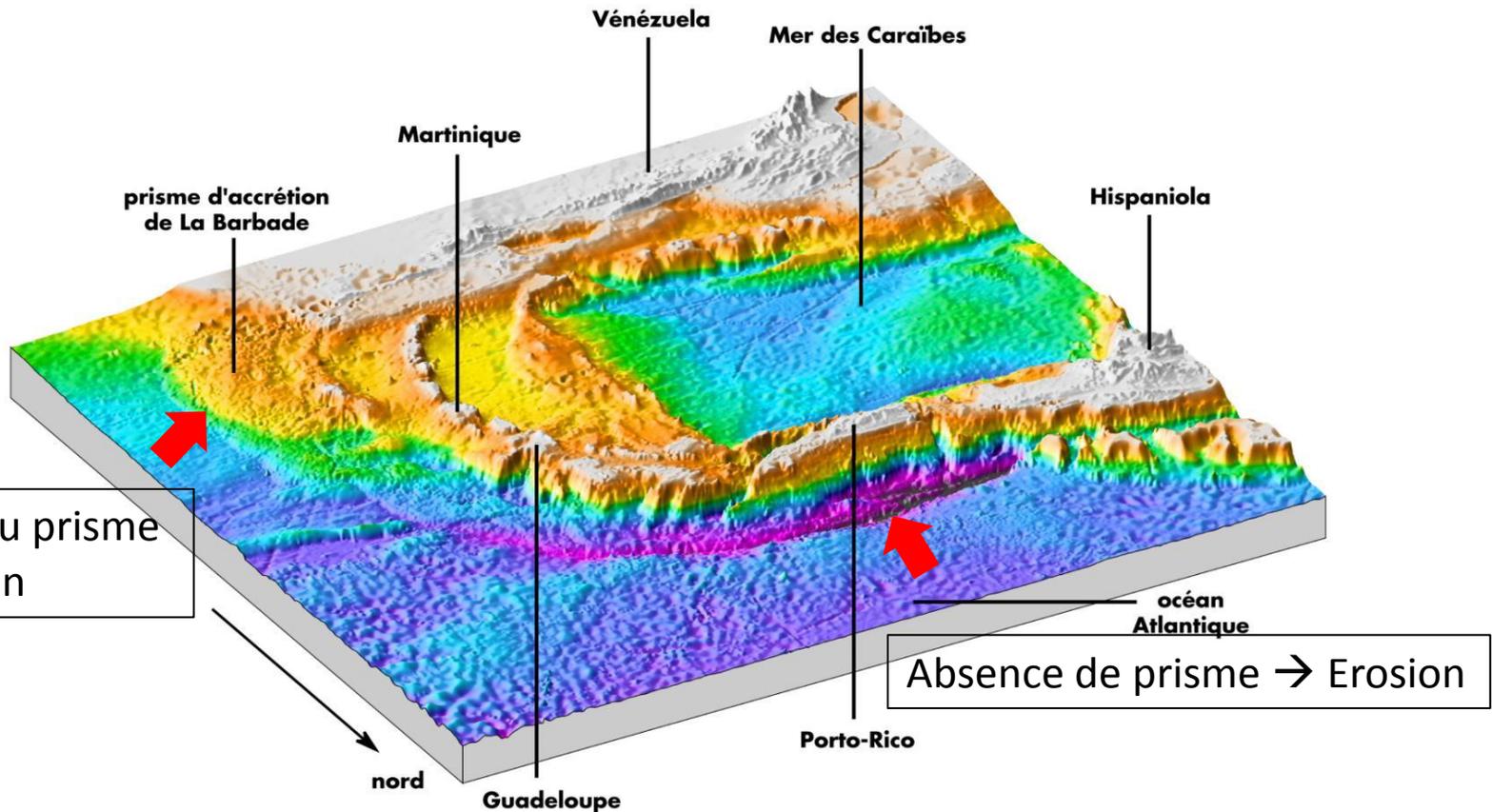
Les marqueurs de la subduction océanique

Les marqueurs géologiques : sédimentation

Marge active en accrétion ou en érosion tectonique

Exemples de marge en érosion:

- Fosse des **Mariannes**: absence du prisme d'accrétion, forte subsidence de la marge (2,5 Km au Néogène)
- Fosse de **Porto-Rico**



Les marqueurs de la subduction océanique

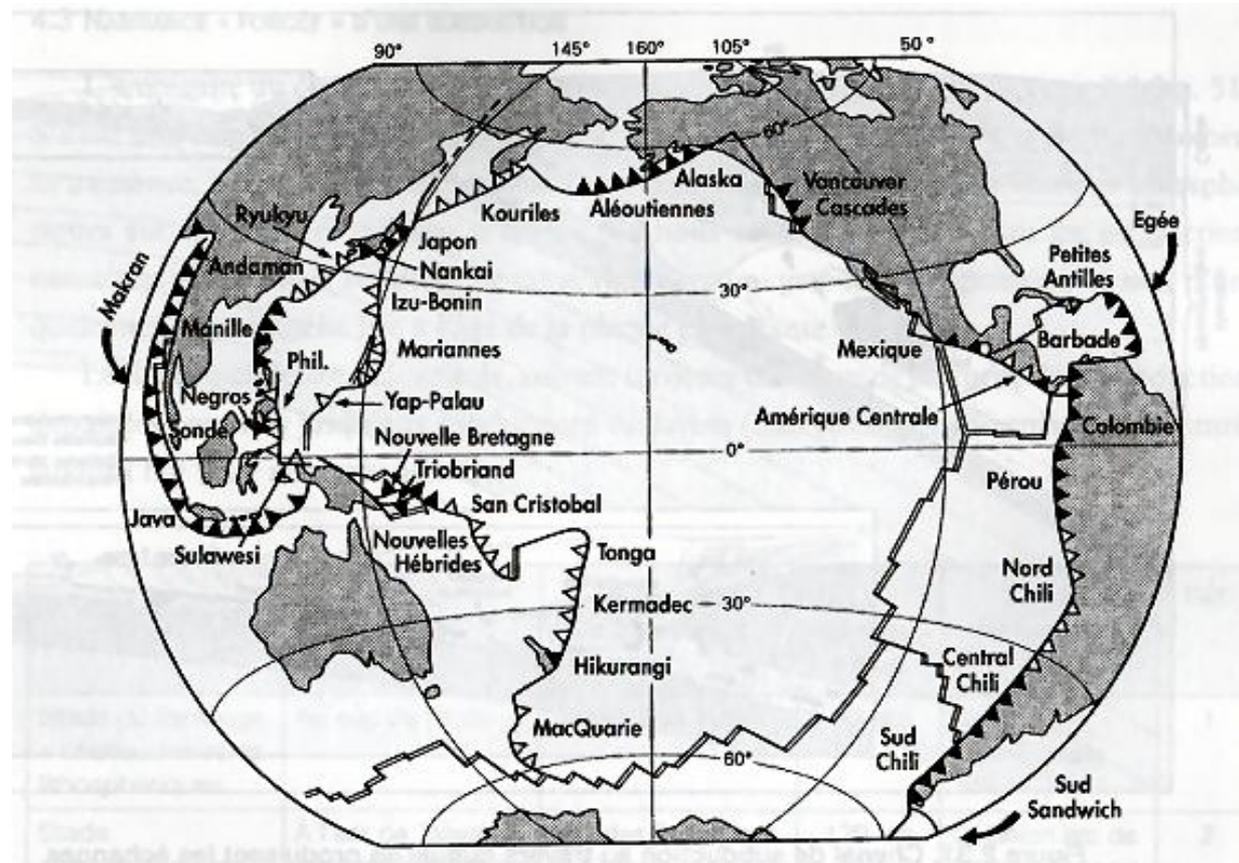
Les marqueurs géologiques : sédimentation

Marge active en accrétion ou en érosion tectonique

REMARQUES:

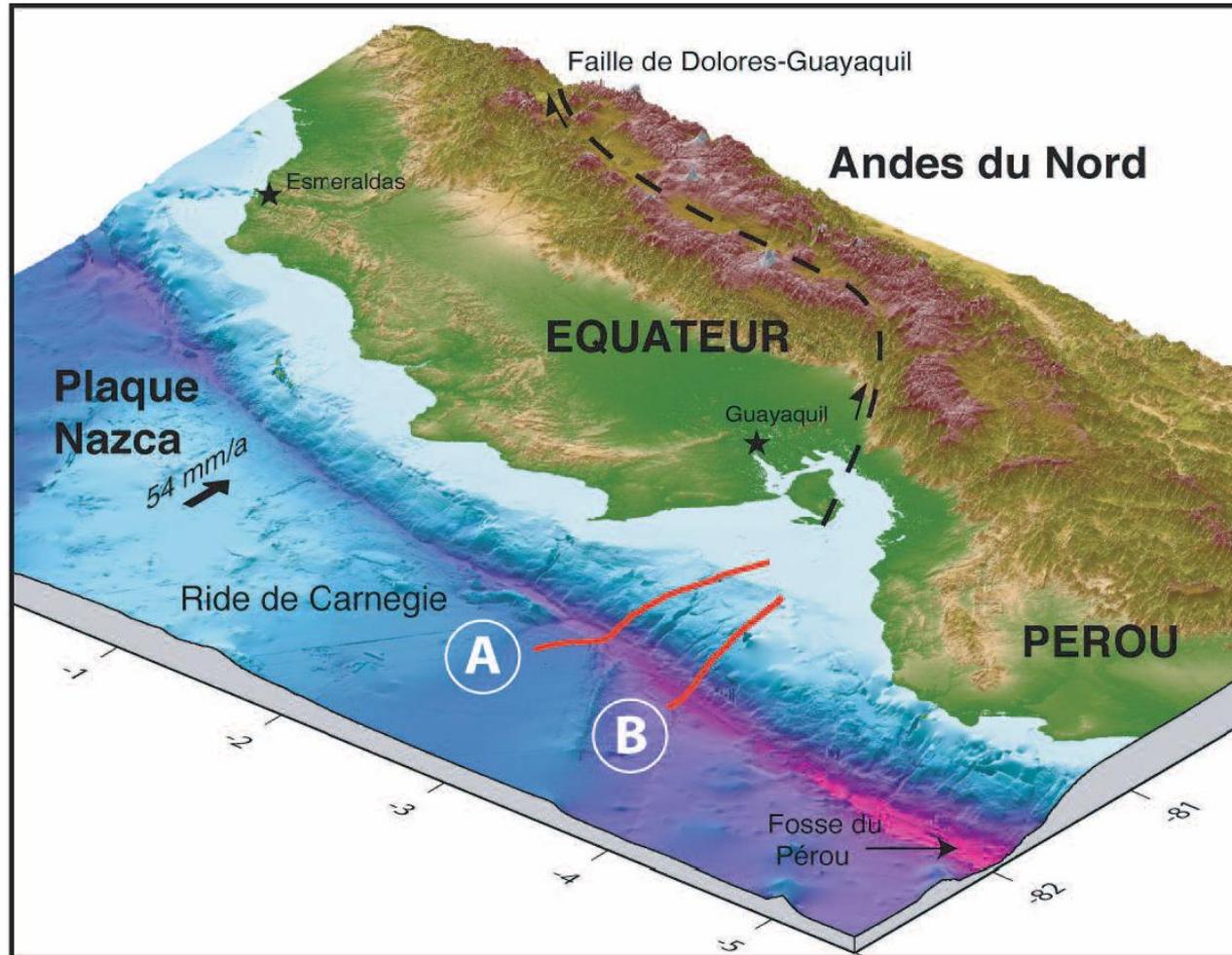
- Les **fortes vitesse de subduction** sont souvent associées au **marges en érosion** mais ce n'est pas systématique
 - La même marge peut présenter des **tronçons en érosion** ou en **accrétion**.
- Pour un segment donné, on peut avoir succession **dans le temps** de période d'accrétion et d'érosion

Répartition des marges en accrétion (triangles noirs) et en érosion (triangles blancs)



Les marqueurs de la subduction océanique

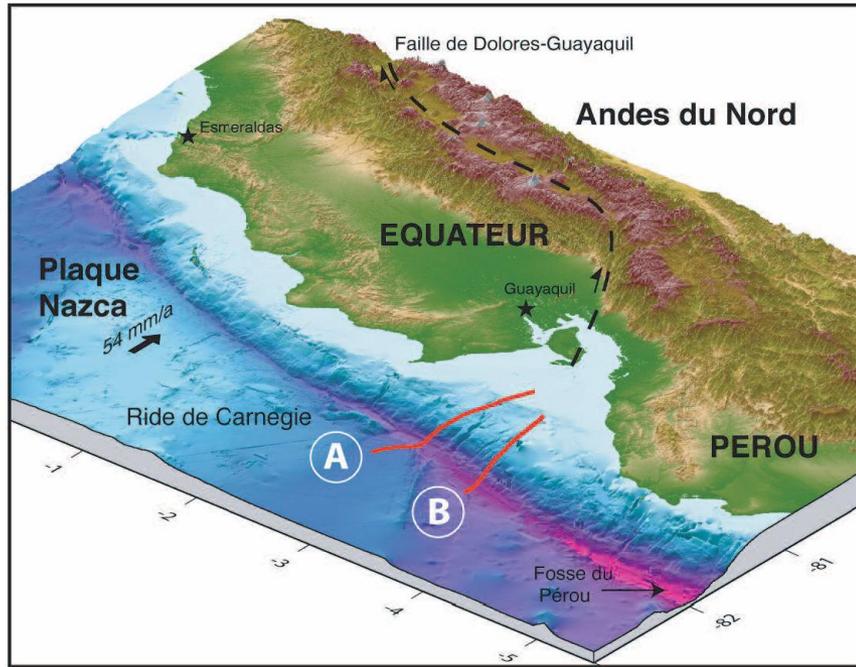
Notion de chenal de subduction



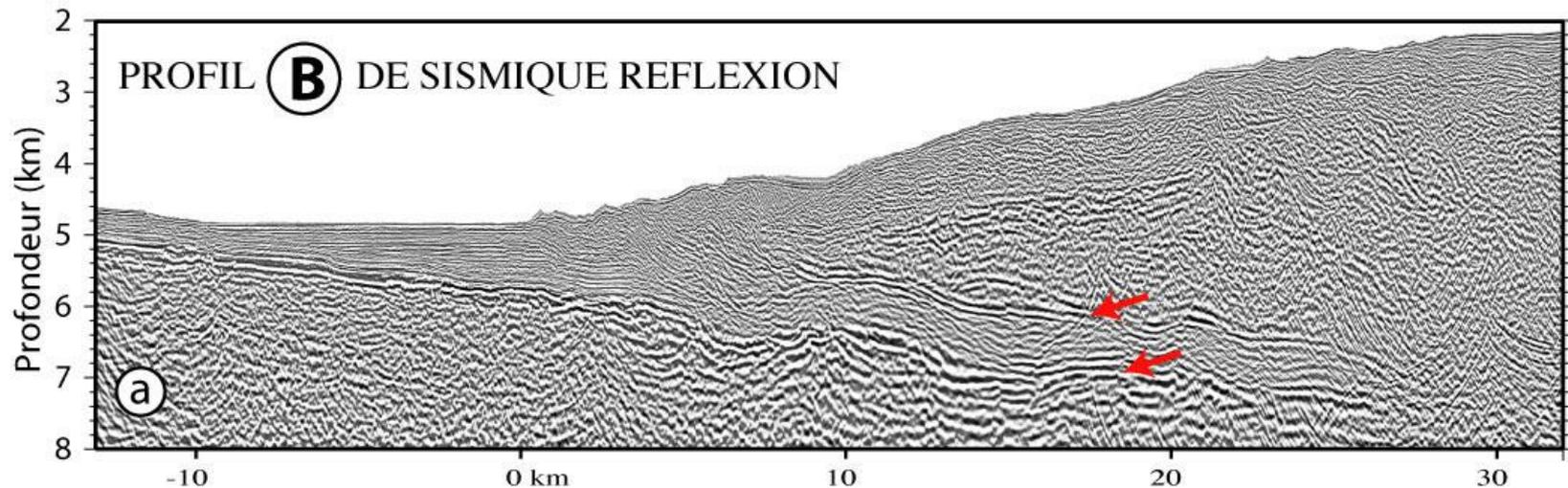
Cette notion est née de l'observation d'unités métamorphiques HP BT (schistes bleus) au sein de prismes d'accrétion fossiles ayant subi de fortes contraintes cisailantes. (Californie et Alpes)

Les marqueurs de la subduction océanique

Notion de chenal de subduction

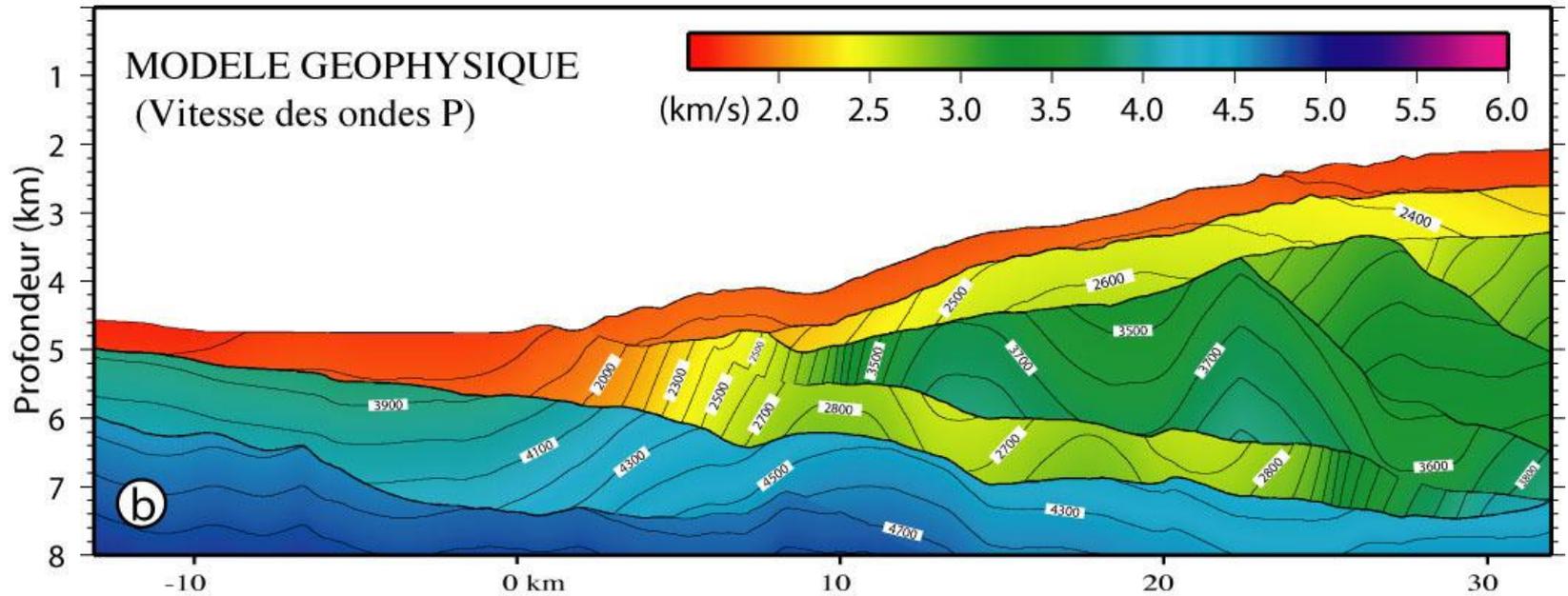
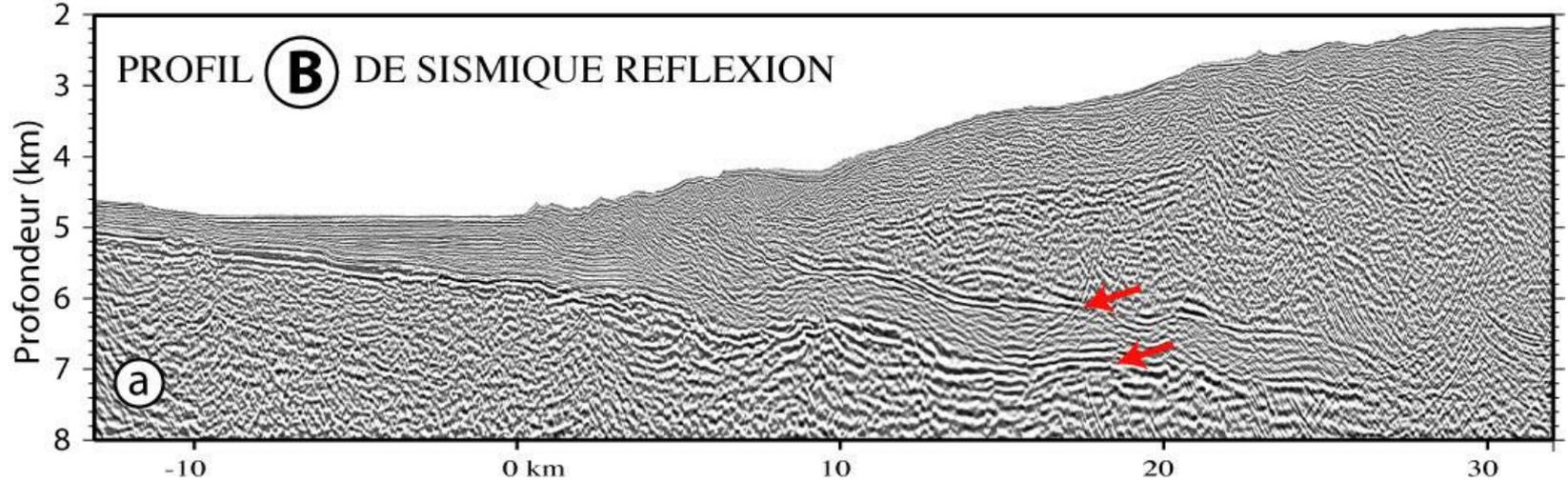


L'idée consiste à dire que la limite de plaque dans une zone de subduction, qu'elle soit océanique ou continentale, ne se résume pas à un plan mais possède une épaisseur variable (quelques dizaines de mètres à plusieurs km)



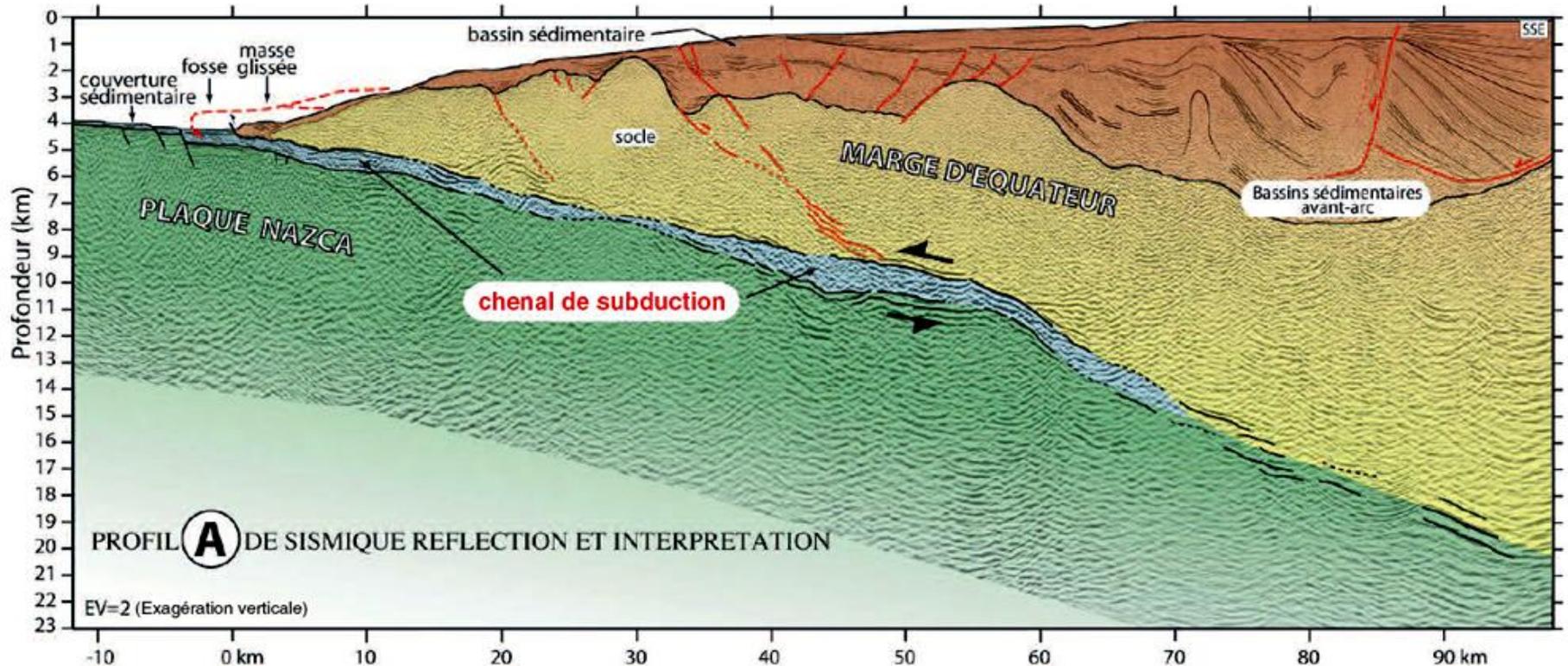
Les marqueurs de la subduction océanique

Notion de chenal de subduction



Les marqueurs de la subduction océanique

Notion de chenal de subduction



Les matériaux entraînés sont soumis à un **cisaillement** dans des conditions **HP BT** avec certainement des contre courants permettant la **remontée ou le sous placage d'unités**.

Le chenal de subduction peut être alimenté par les **sédiments** portés par la plaque plongeante et ceux résultant du démantèlement du prisme ou du socle chevauchant.

Dans le cas d'une subduction continentale, cela peut être même des **écailles de croûte continentale** enfouies puis exhumées au sein du chenal. Les serpentinites du manteau hydraté participeraient au processus d'exhumation (Guillot et al. 2000)

I – Aspects mécaniques de la subduction oc.

II – Caractères généraux de la subduction oc.

III – Les marqueurs de la subduction oc.

- Marqueurs topographiques
- Marqueurs sismiques
- Marqueurs thermiques
- Marqueurs gravimétriques
- Déformations
- Epaississement crustal
- Sédimentation
- Notion de chenal de subduction

IV - Le magmatisme des zones de subduction oc.

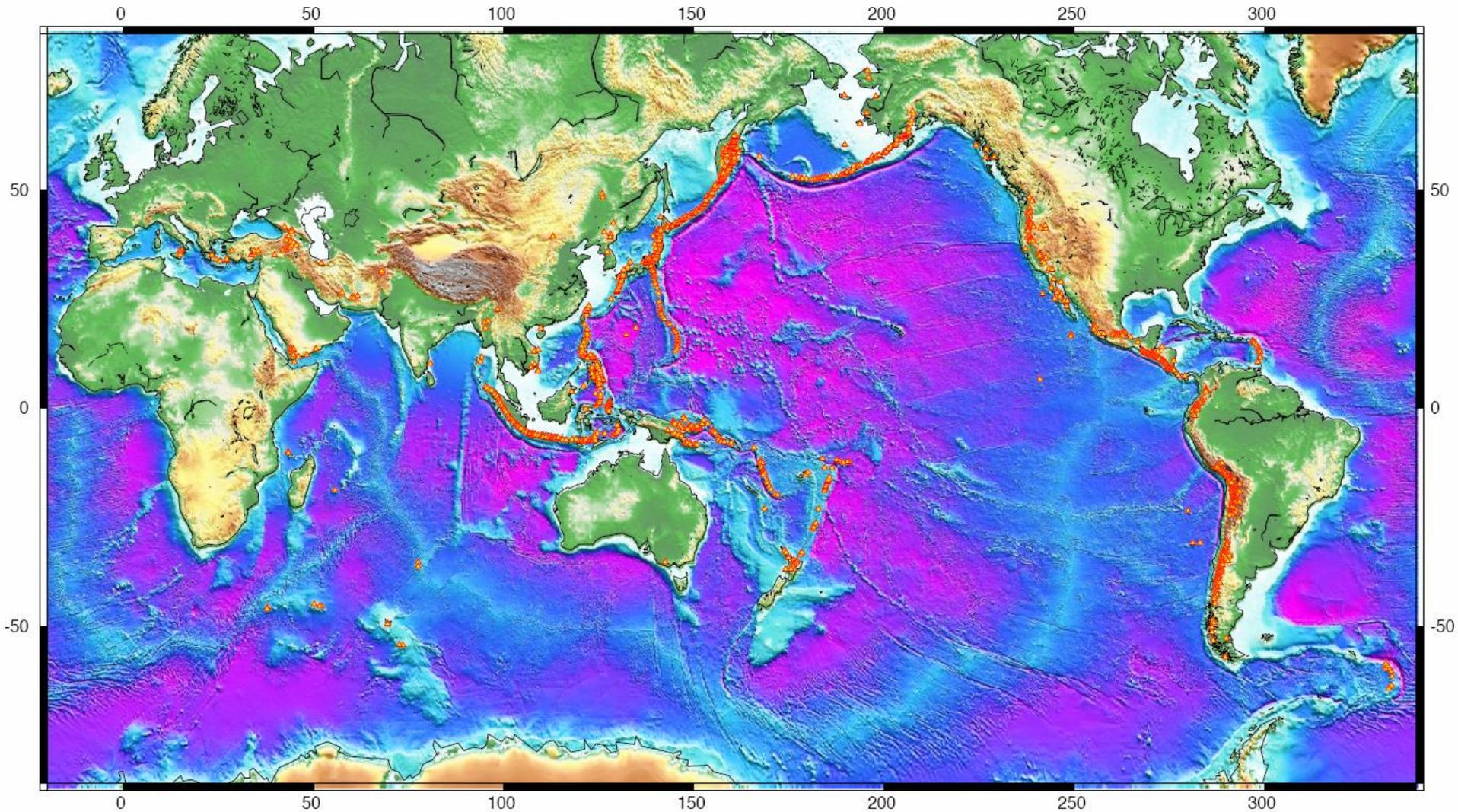
- Le volcanisme des zones de subduction oc.
- Principales roches magmatiques
- Signatures géochimiques, isotopiques et caractéristiques des magmas d'arc
- Différenciations magmatiques
- Magmatisme d'arrière arc
- Conditions de fusion partielle de la péridotite

V - Le métamorphisme des zones de subduction oc.

- Caractéristiques générales
- Marqueurs d'une paléosubduction dans les Alpes
- Compléments

Le magmatisme des zones de subduction

Carte de répartition du volcanisme de subduction



Le magmatisme des zones de subduction

Evaluation de la production annuelle de magmas (d'après Wilson, 1989)

| Site géodynamique | Roches volcaniques (en Km ³ /an) | Roches plutoniques (en Km ³ /an) |
|---------------------------|--|--|
| Dorsale océanique | 3.0 | 18.0 |
| Zone de subduction | 0.4-0.6 | 2.5-8.0 |
| Intraplaque continental | 0.03-0.1 | 0.1-1.5 |
| Intraplaque océanique | 0.3-0.4 | 1.5-2.0 |
| Production totale | 3.7-4.1 | 22.1-29.5 |

Le magmatisme des zones de subduction

Le volcanisme des zones de subduction

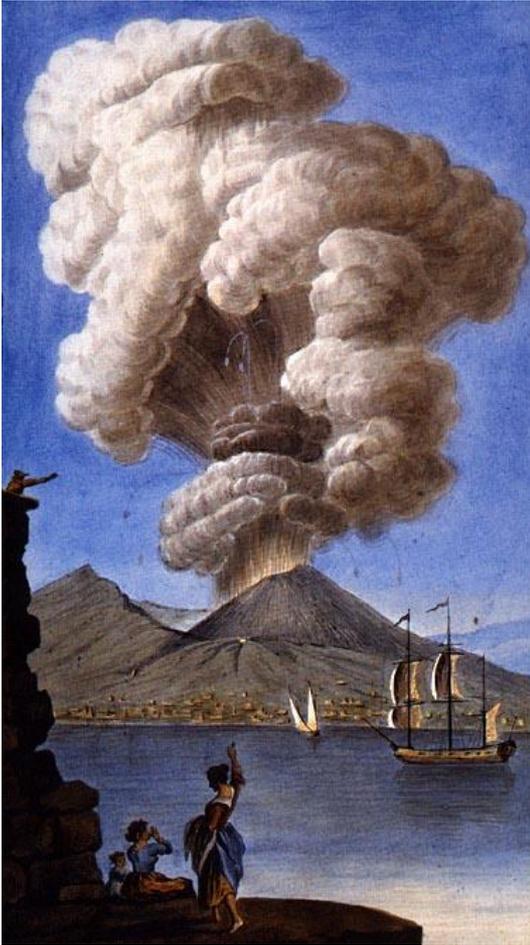
William Hamilton (1730–1803)



View of an eruption of Mount Vesuvius which began the 23rd of December 1760, and ended the 5th of January 1761, Plates X and XII in Sir William Hamilton, *Campi Phlegraei*, 1776

Le magmatisme des zones de subduction

Le volcanisme des zones de subduction



- Dynamique éruptive : volcanisme très explosif → grands **strato-volcans**
- Caractéristiques des produits : fragmentation et différenciation en **série calco-alcaline**
- Eruptions **pliniennes** : panache de **cendres**, dépôt des retombées aériennes
- Coulées **pyroclastiques** : coulées de cendres + blocs de ponces

Le magmatisme des zones de subduction

Le volcanisme des zones de subduction

Le Popocatepetl (la montagne qui fume), Mexique, 5 215 m



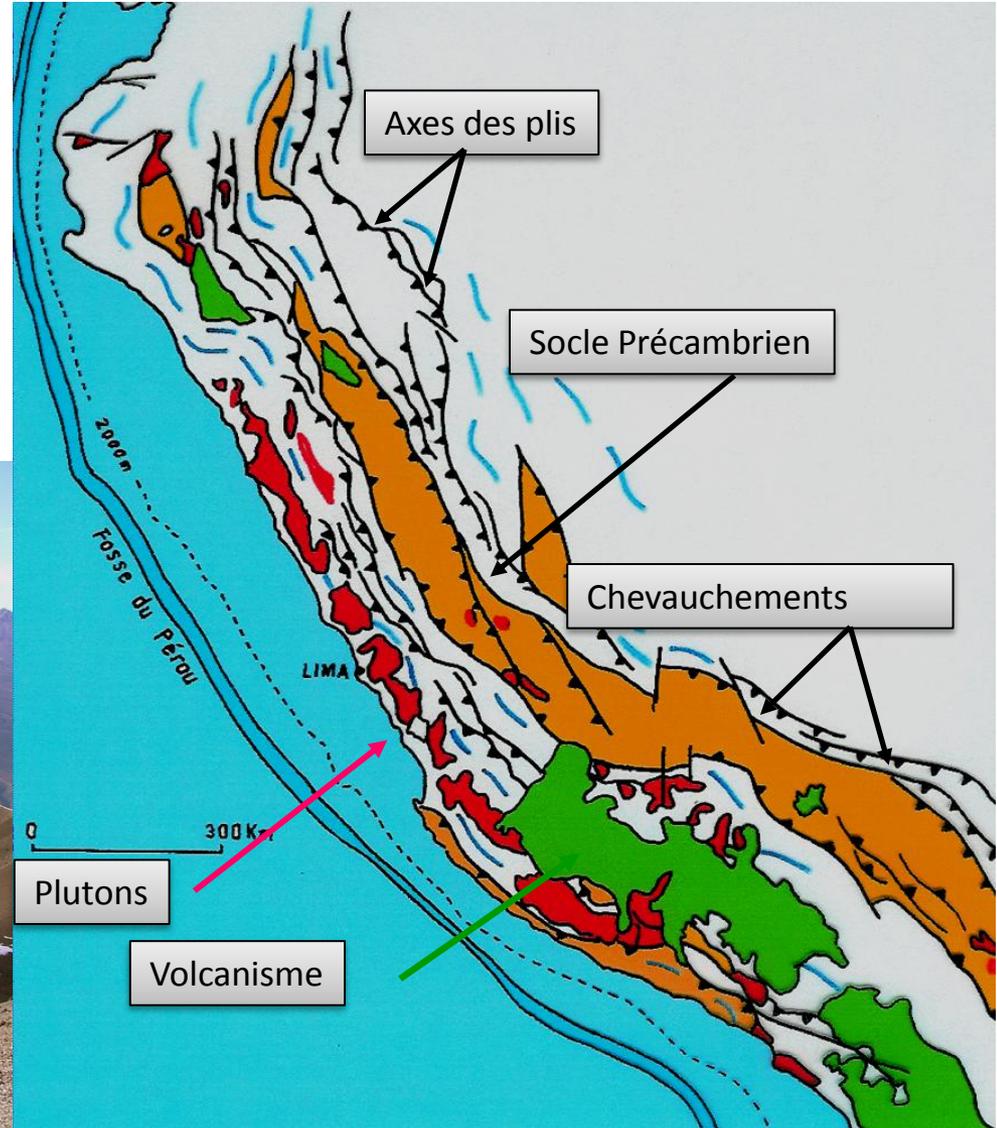
Le magmatisme des zones de subduction

Le volcanisme des zones de subduction

Volcan El Misti (Pérou)



Répartition du magmatisme calco-alcalin au niveau des Andes



Le magmatisme des zones de subduction

Le volcanisme des zones de subduction

Cotopaxi, Equateur (Cordillère andine)

Volcan de type **explosif**, avec émission de **cendres**, de **lapillis** (parfois sous forme de **coulées pyroclastiques**), voire de laves de type **andésitiques**. Il a aussi émis des ponces constituées de **rhyolite**.

À une altitude de plus de 5 500 mètres, le caractère glaciaire de la crête rend les éruptions extrêmement dangereuses (lave + neige → coulées de boue (lahars))



Le magmatisme des zones de subduction

Le volcanisme des zones de subduction

Cotopaxi, Equateur (Cordillère andine)

Vue du cratère du Cotopaxi



Le magmatisme des zones de subduction

Le volcanisme des zones de subduction



Image satellite d'un panache volcanique s'élevant du volcan Sarytchev (Kouriles) le 12 juin 2009



Ile Matoua (Kouriles)

Le magmatisme des zones de subduction

Le volcanisme des zones de subduction

Eruption du Pinatubo (Philippines), 1991

Vue aérienne du Pinatubo le 29 juin 1991 : la vallée Marella (au premier plan) est obstruée par les matériaux émis par les nuées ardentes au cours d'explosions.



Le magmatisme des zones de subduction

Le volcanisme des zones de subduction

Coulée pyroclastique à blocs de ponces



Le magmatisme des zones de subduction

Le volcanisme des zones de subduction

Coulée pyroclastique à blocs de ponces



Le magmatisme des zones de subduction

Le volcanisme des zones de subduction

Eruption du Pinatubo (Philippines), 1991

L'éruption s'inscrit dans le type éruptif plinien du volcan avec la formation de **dômes de lave** générant des **nuées ardentes** et de **fortes explosions** produisant de grandes quantités de **cendres volcaniques** qui, une fois mêlées aux pluies, peuvent donner naissance à des **lahars**.

Roches : Andésites et dacites essentiellement

Vue aérienne d'une des premières explosions dans le cratère du Pinatubo



Vue aérienne du cratère après l'éruption



Le magmatisme des zones de subduction

Le volcanisme des zones de subduction

Vue actuelle du lac qui occupe la caldera du Pinatubo



Le magmatisme des zones de subduction

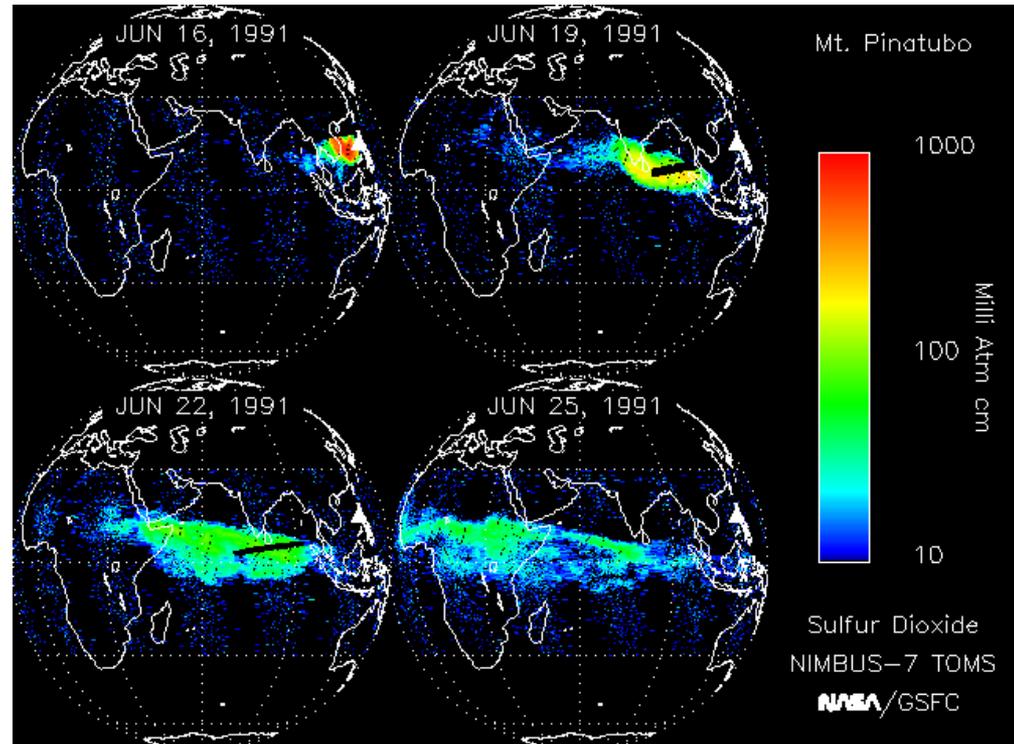
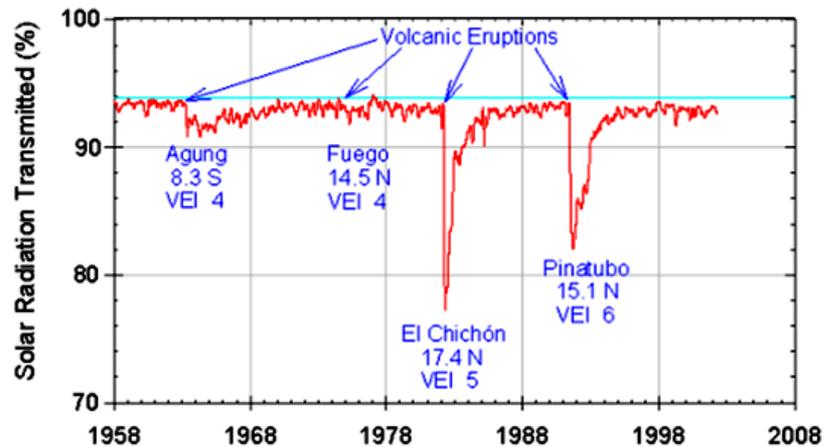
Le volcanisme des zones de subduction

Eruption du Pinatubo (Philippines), 1991

Cette éruption volcanique est une des plus importantes du xx^e siècle avec des conséquences à l'échelle planétaire. Le volume de matériaux émis est estimé à 10 km³ dont une grande partie est éjectée dans l'atmosphère, provoquant un **refroidissement général de 0,6 °C** de moyenne pendant deux à trois ans, le reste retombant sur une bonne partie de l'Asie du Sud-Est. Par ailleurs, en 1991, la quantité de SO₂ dispersée dans l'atmosphère a été estimée à 20 millions de tonnes.

Mesures TOMS du satellite Nimbus 7 a partir du 16 juin 1991. L'échelle en "Milli Atm cm" indique l'épaisseur de la colonne verticale de SO₂, ramenée à une température de 0°C et une pression moyenne de 1 atm.

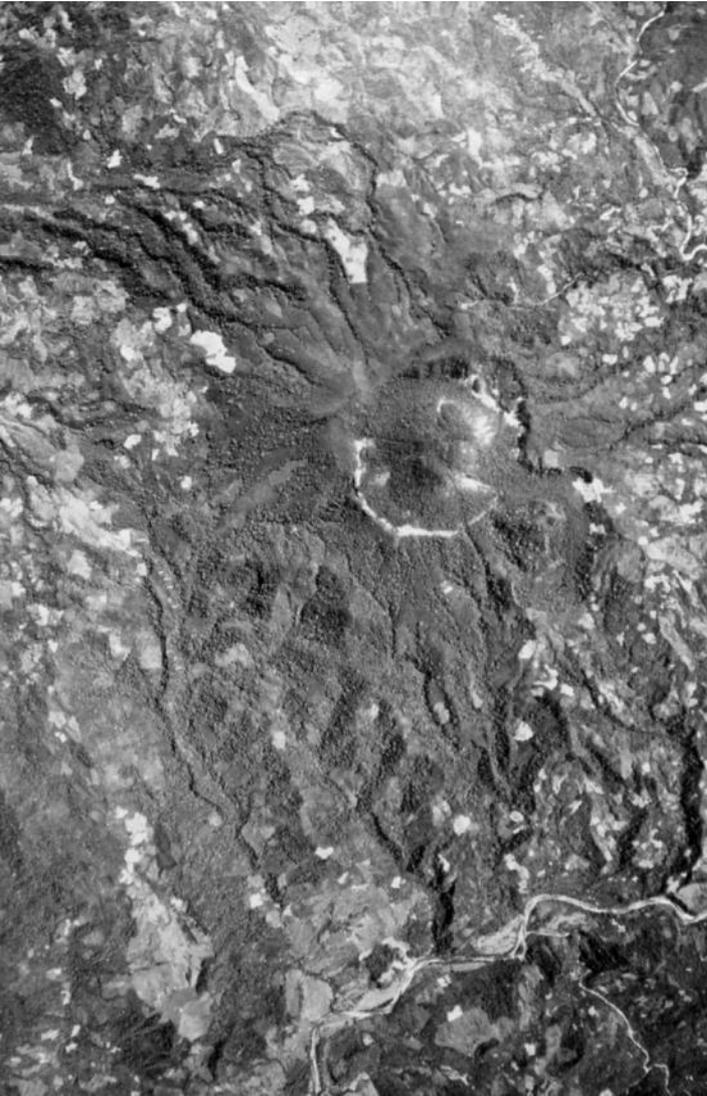
Graphique des mesures du rayonnement solaire (courbe rouge) effectuées à l'observatoire du Mauna Loa à Hawaï.



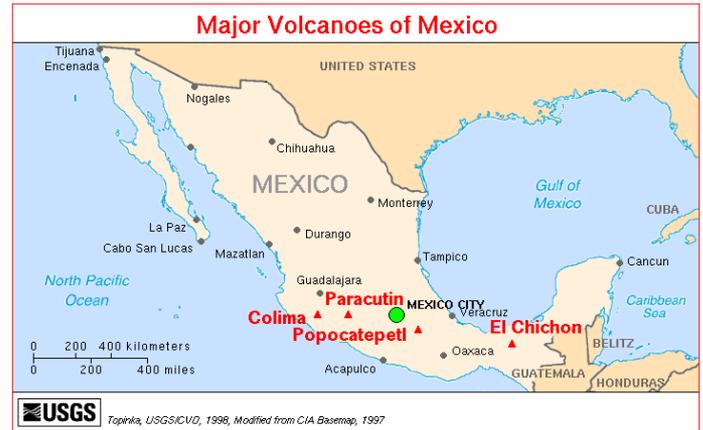
Le magmatisme des zones de subduction

Le volcanisme des zones de subduction

L'éruption du volcan El Chichón en 1982



Avant...



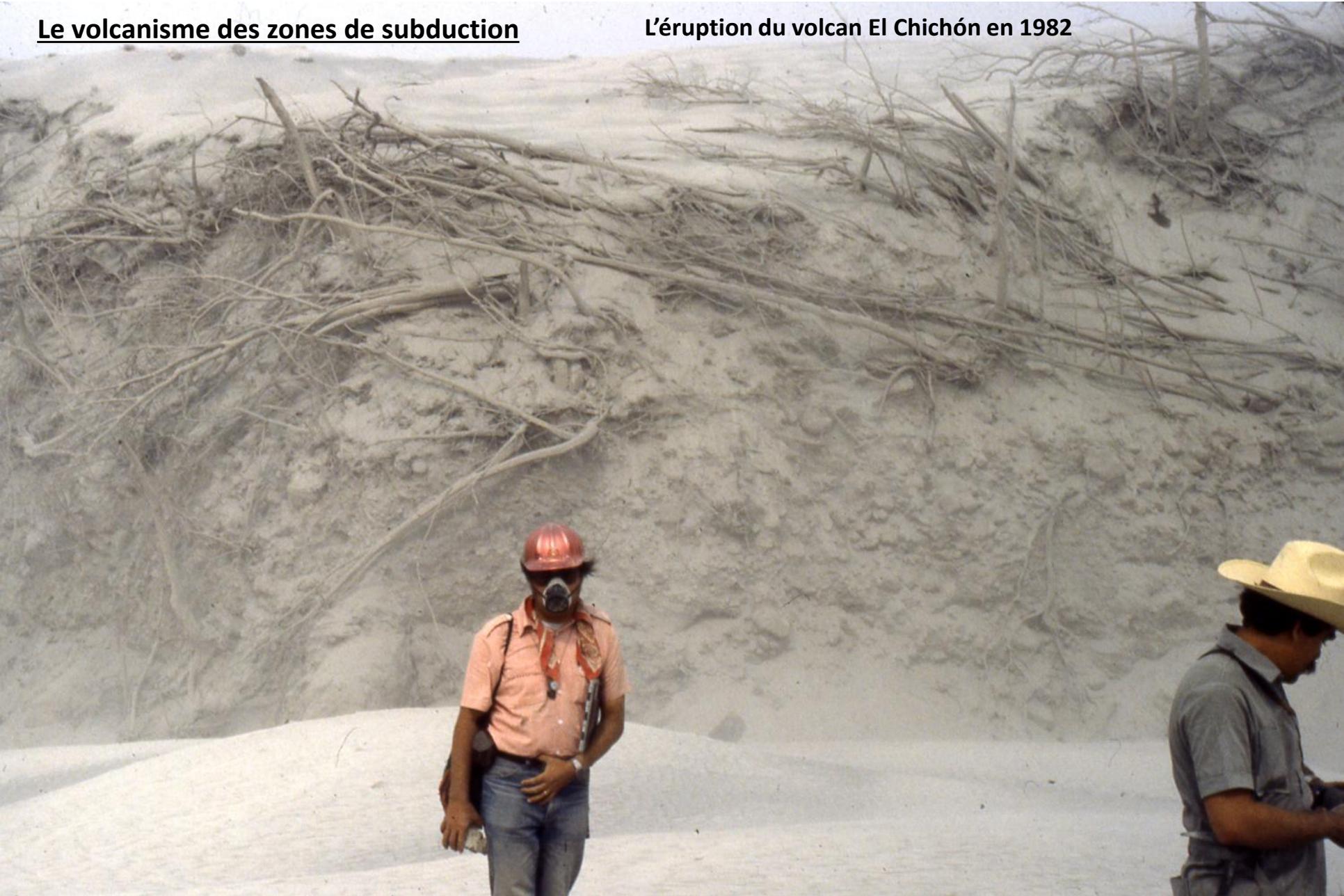
...et après l'éruption



Le magmatisme des zones de subduction

Le volcanisme des zones de subduction

L'éruption du volcan El Chichón en 1982



Le magmatisme des zones de subduction

Le volcanisme des zones de subduction

L'éruption du volcan El Chichón en 1982



Érosion des coulées pyroclastiques, 3 mois après l'éruption

Le magmatisme des zones de subduction

Le volcanisme des zones de subduction

La Montagne Pelée en Martinique



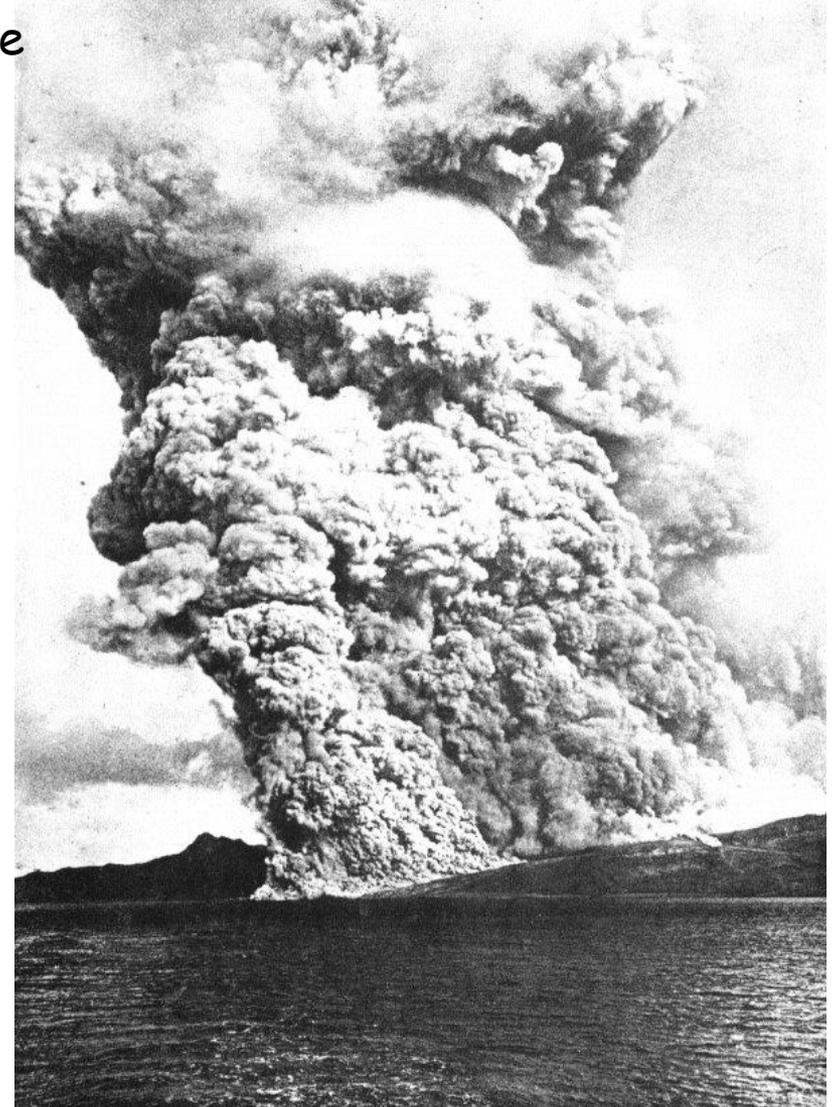
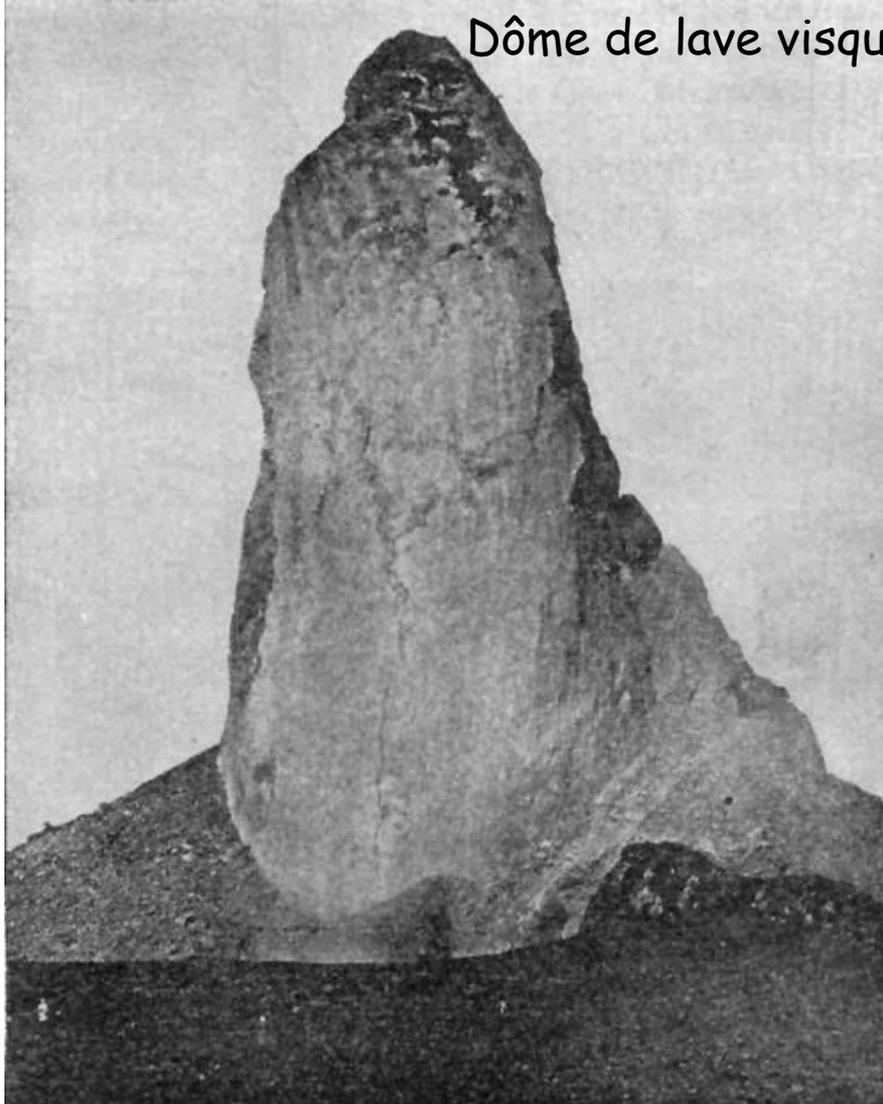
Le magmatisme des zones de subduction

Le volcanisme des zones de subduction

La Montagne Pelée en Martinique

L'éruption de la montagne Pelée du 8 mai 1902 (la plus meurtrière du Xxe siècle) a détruit entièrement Saint-Pierre, faisant environ 30 000 morts.

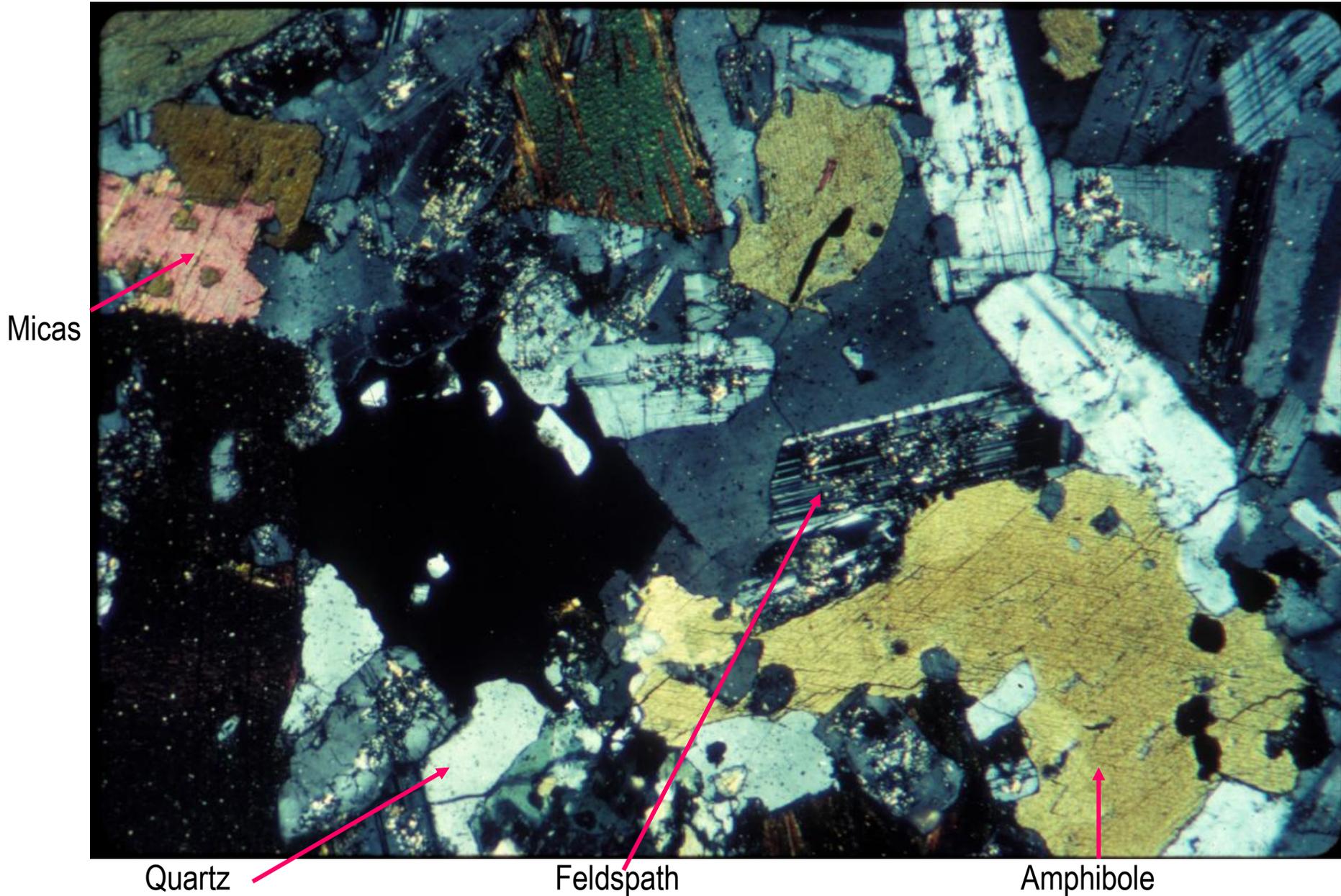
Dôme de lave visqueuse



Le magmatisme des zones de subduction

Principales roches magmatiques

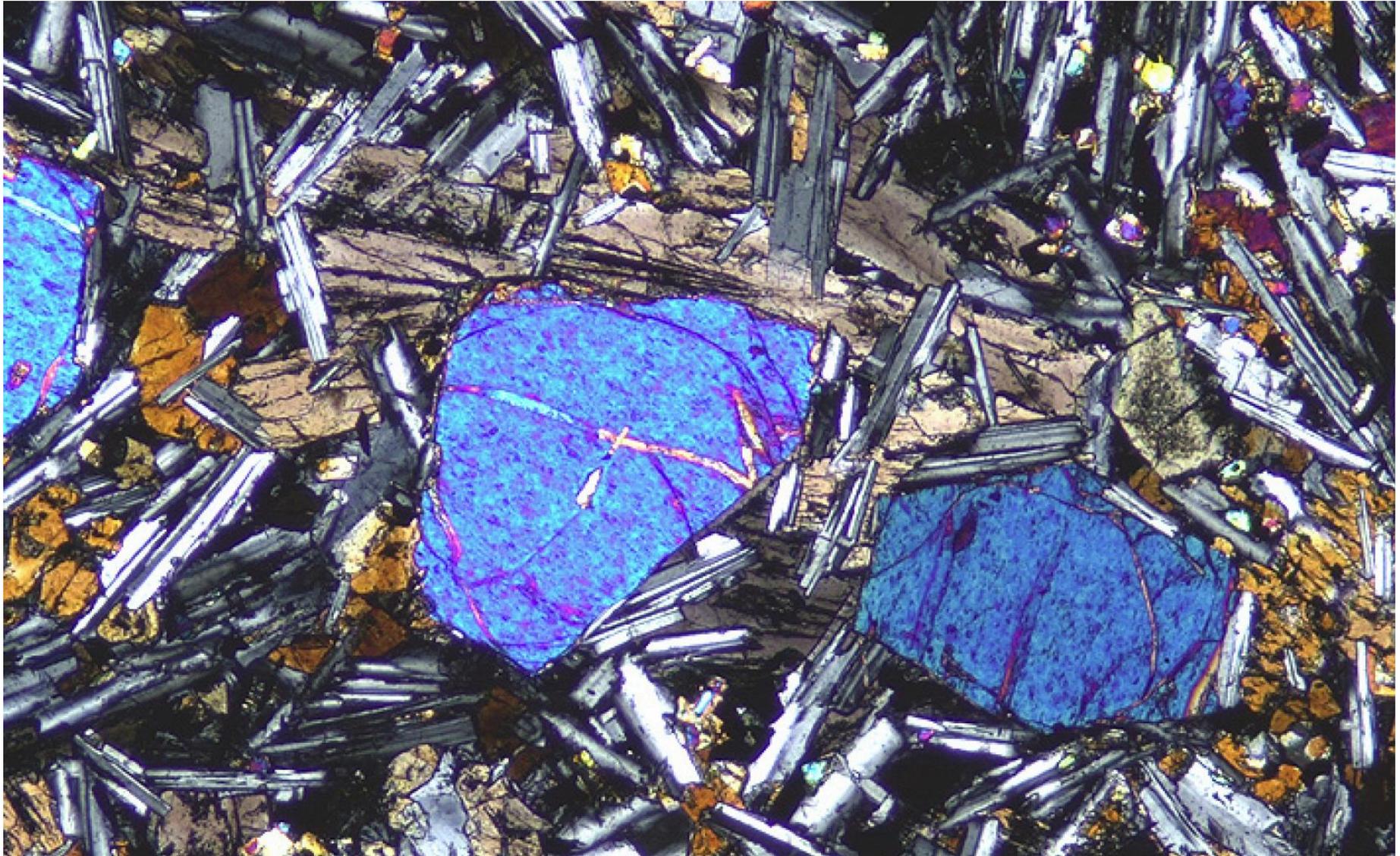
Granodiorite : lame mince (L.P.A.)



Le magmatisme des zones de subduction

Principales roches magmatiques

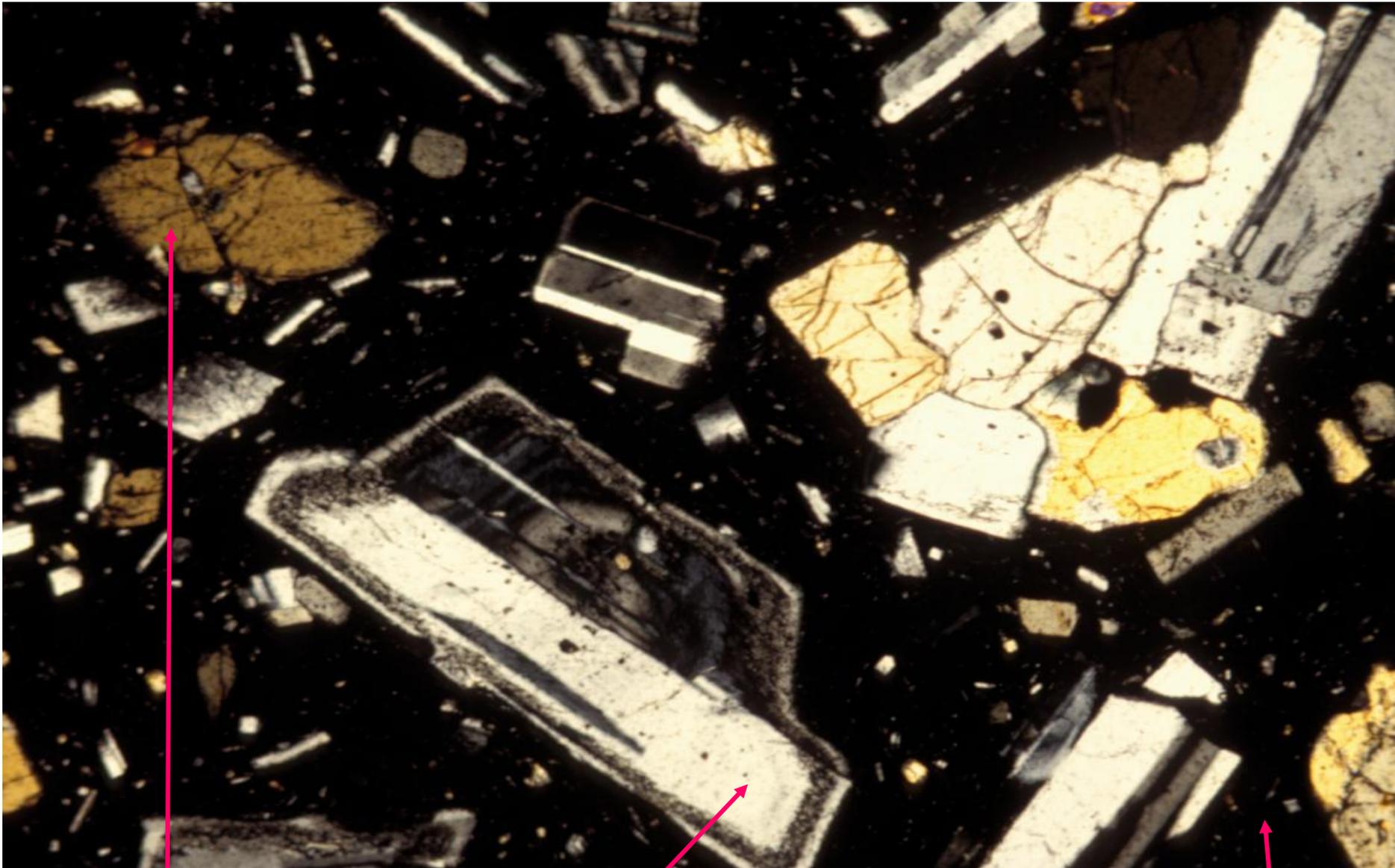
Basalte : lame mince (L.P.A.)



Le magmatisme des zones de subduction

Principales roches magmatiques

Andésite : lame mince (L.P.A.)



Amphibole

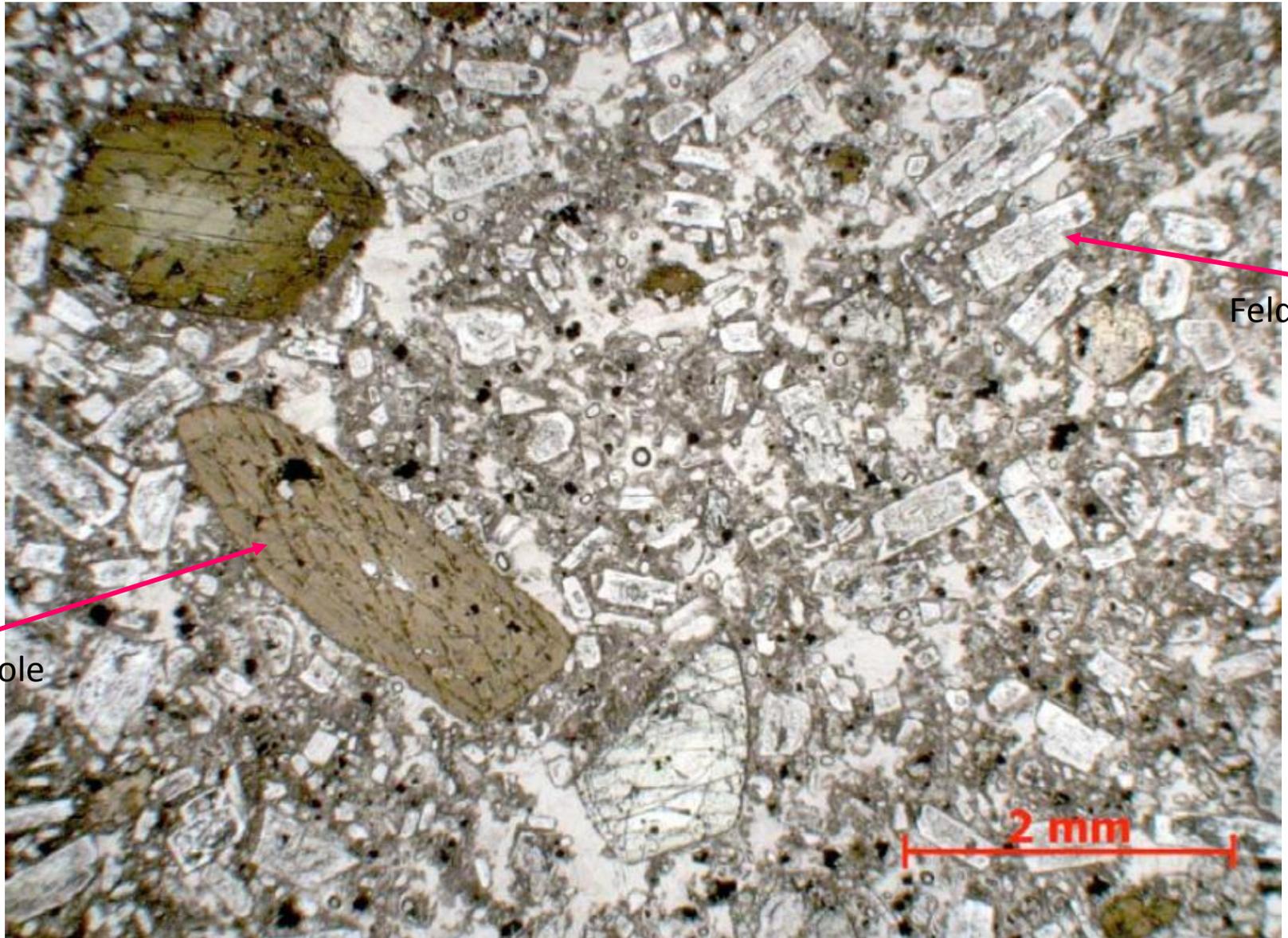
Feldspath

Verre

Le magmatisme des zones de subduction

Principales roches magmatiques

Andésite : lame mince (L.P.N.A.)



Feldspath

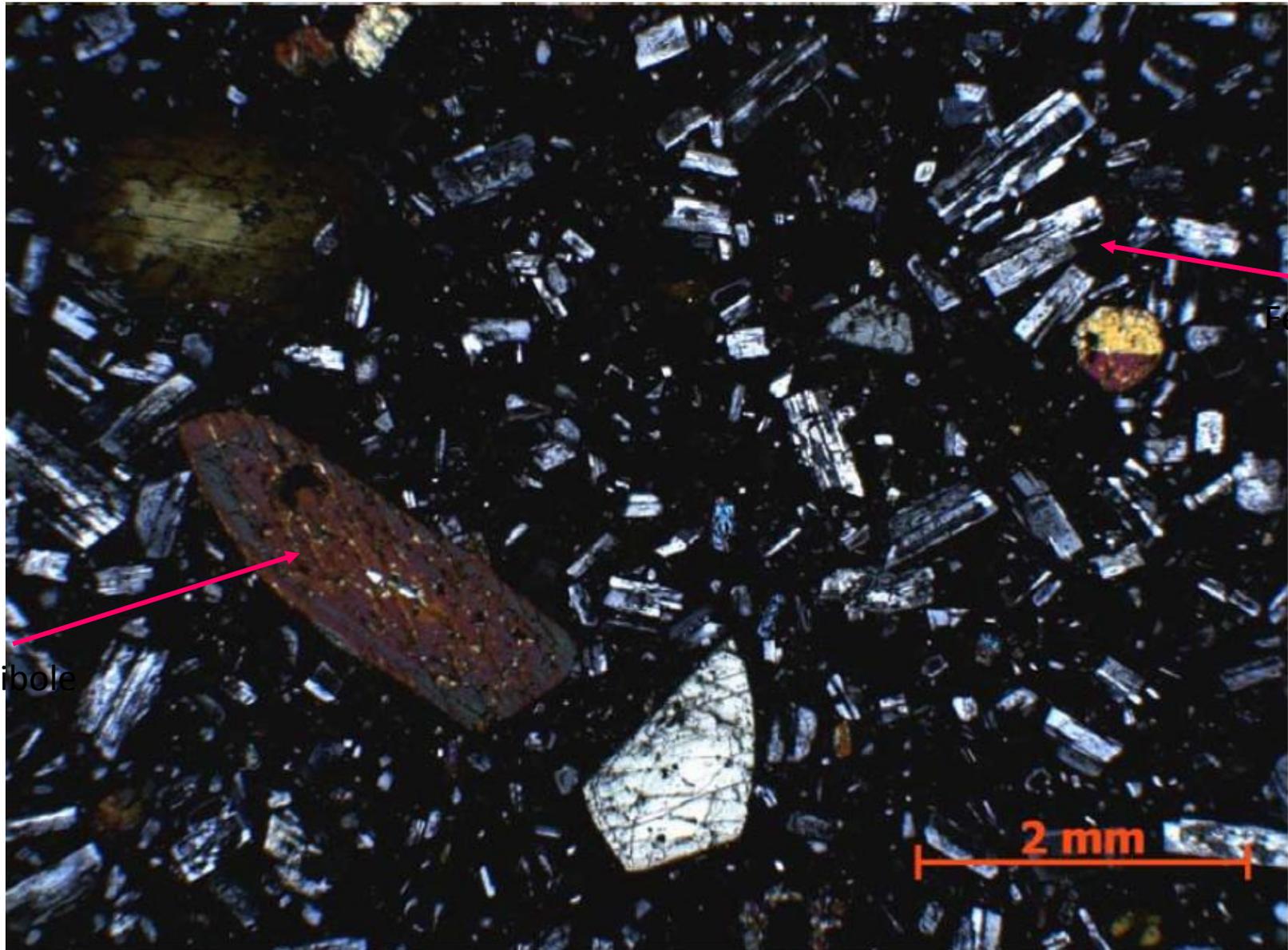
Amphibole

2 mm

Le magmatisme des zones de subduction

Principales roches magmatiques

Andésite : lame mince (L.P.A.)



Feldspath

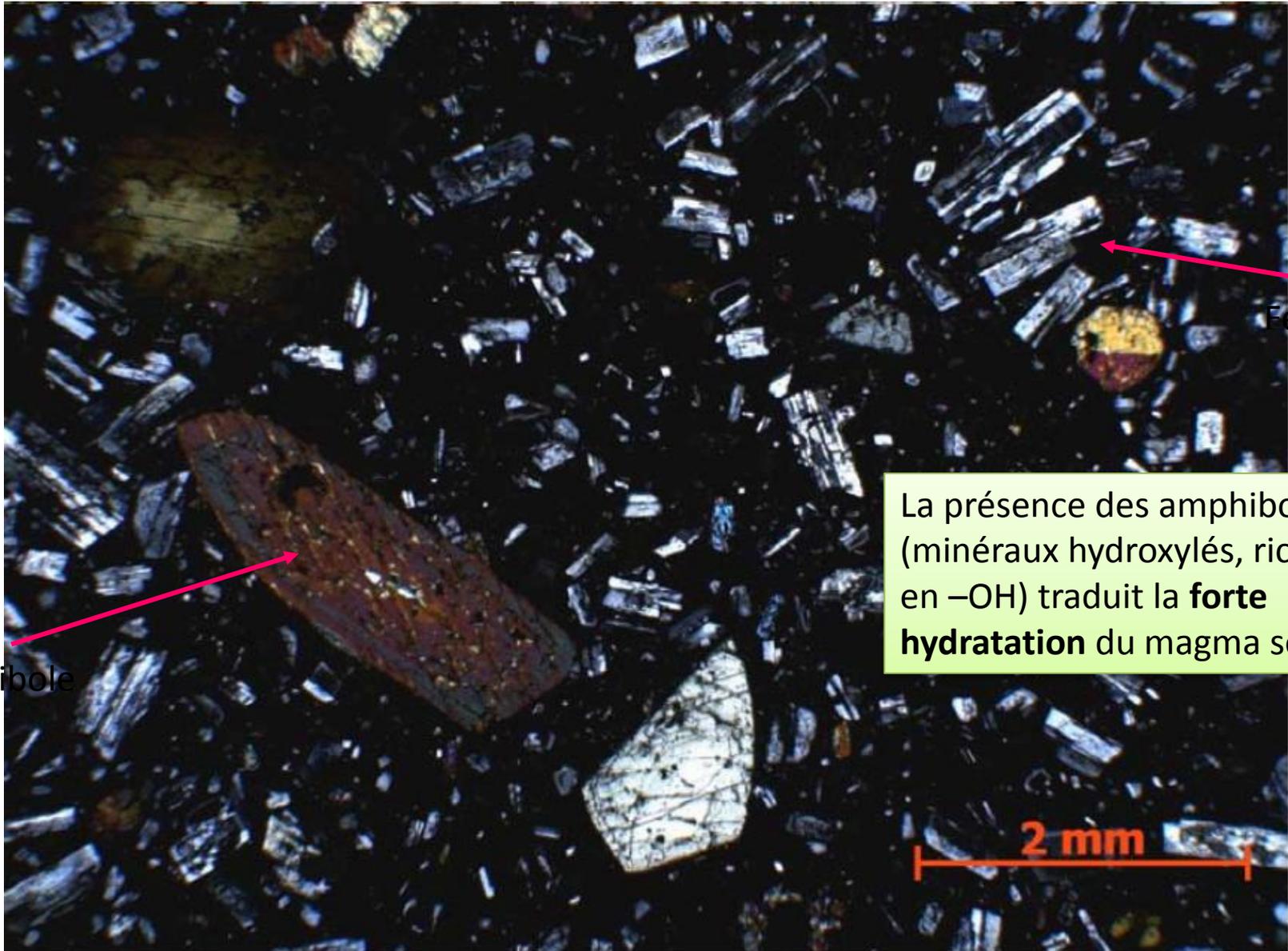
Amphibole

2 mm

Le magmatisme des zones de subduction

Principales roches magmatiques

Andésite : lame mince (L.P.A.)



Feldspath

La présence des amphiboles (minéraux hydroxylés, riches en $-OH$) traduit la **forte hydratation** du magma source

2 mm

Amphibole

Le magmatisme des zones de subduction

Principales roches magmatiques

Andésite : lame mince (L.P.A.)

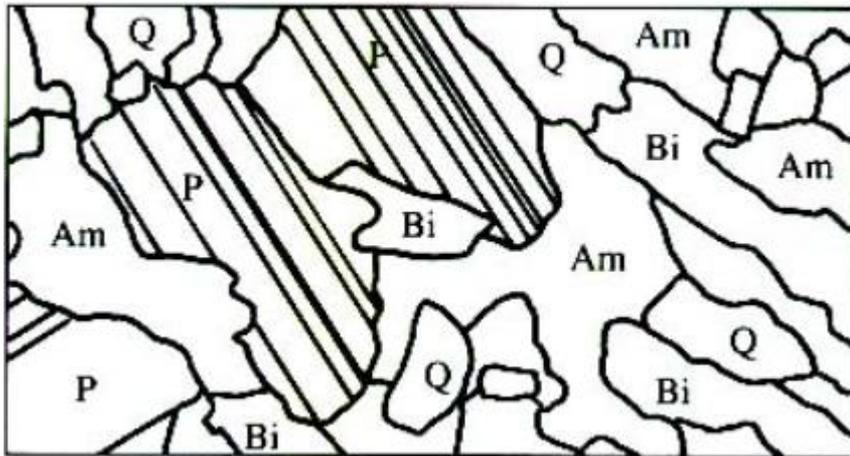


Le magmatisme des zones de subduction

Principales roches magmatiques

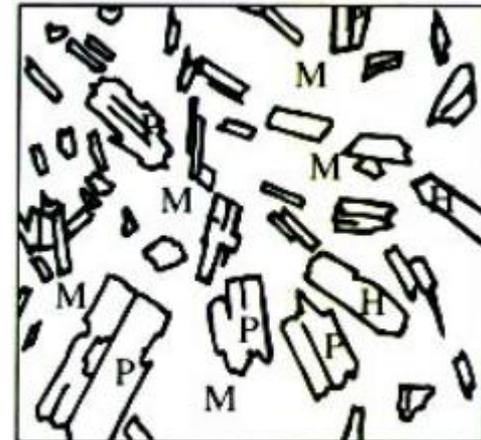
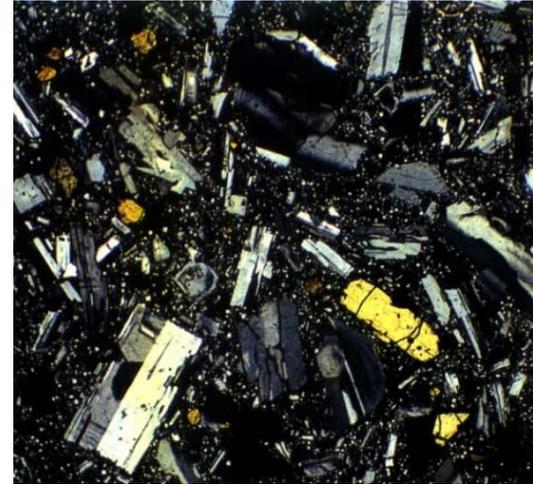
Comparaison de la structure d'une diorite et d'une andésite (même composition chimique globale mais conditions de refroidissement différentes)

Diorite (LPA)



Q = quartz; Bi = Biotite; Am = amphibole; P = Feldspath plagioclase

Andésite (LPA)

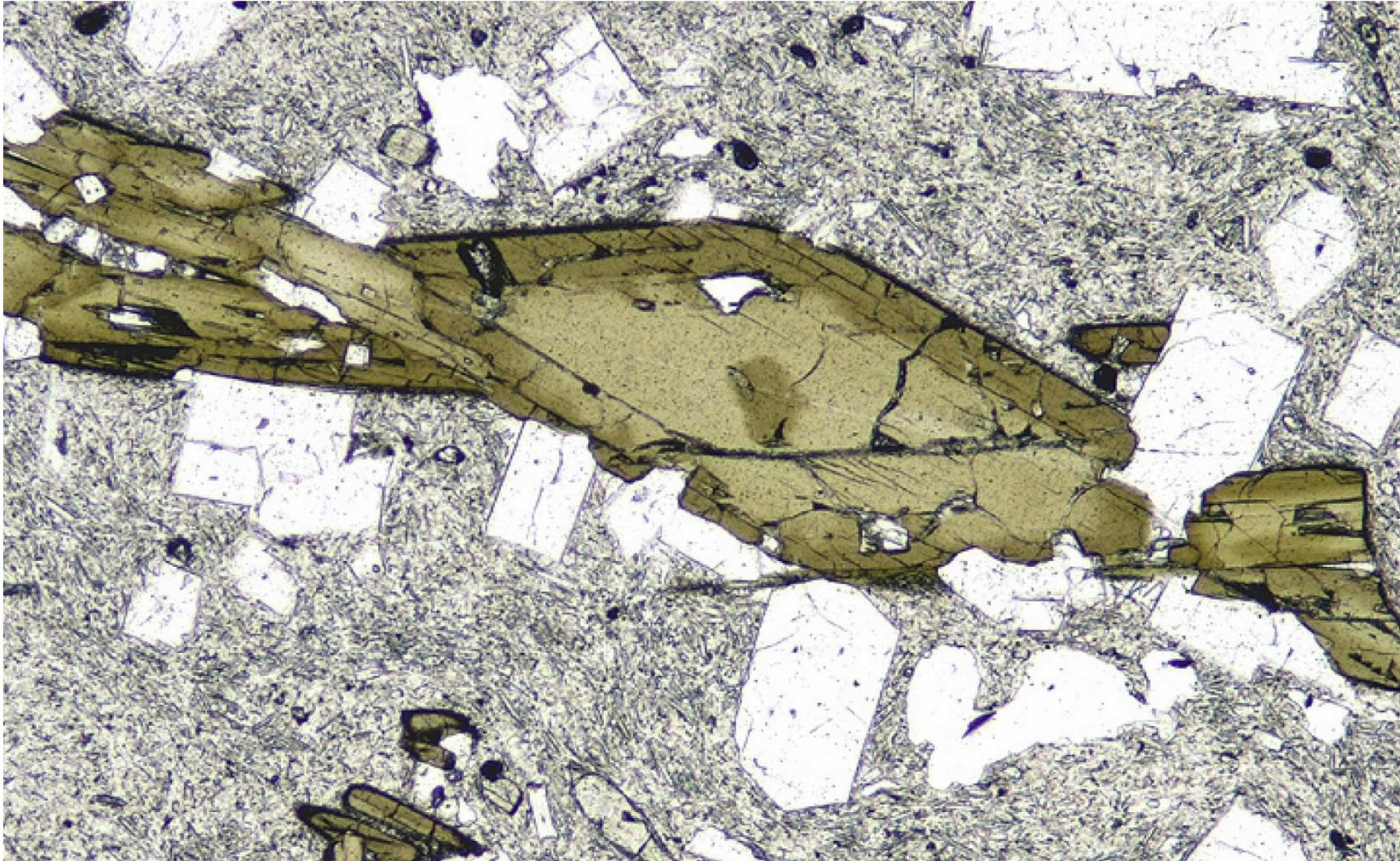


M = Verre + microlites; H = Hornblende (amphibole); P = Feldspath plagioclase

Le magmatisme des zones de subduction

Principales roches magmatiques

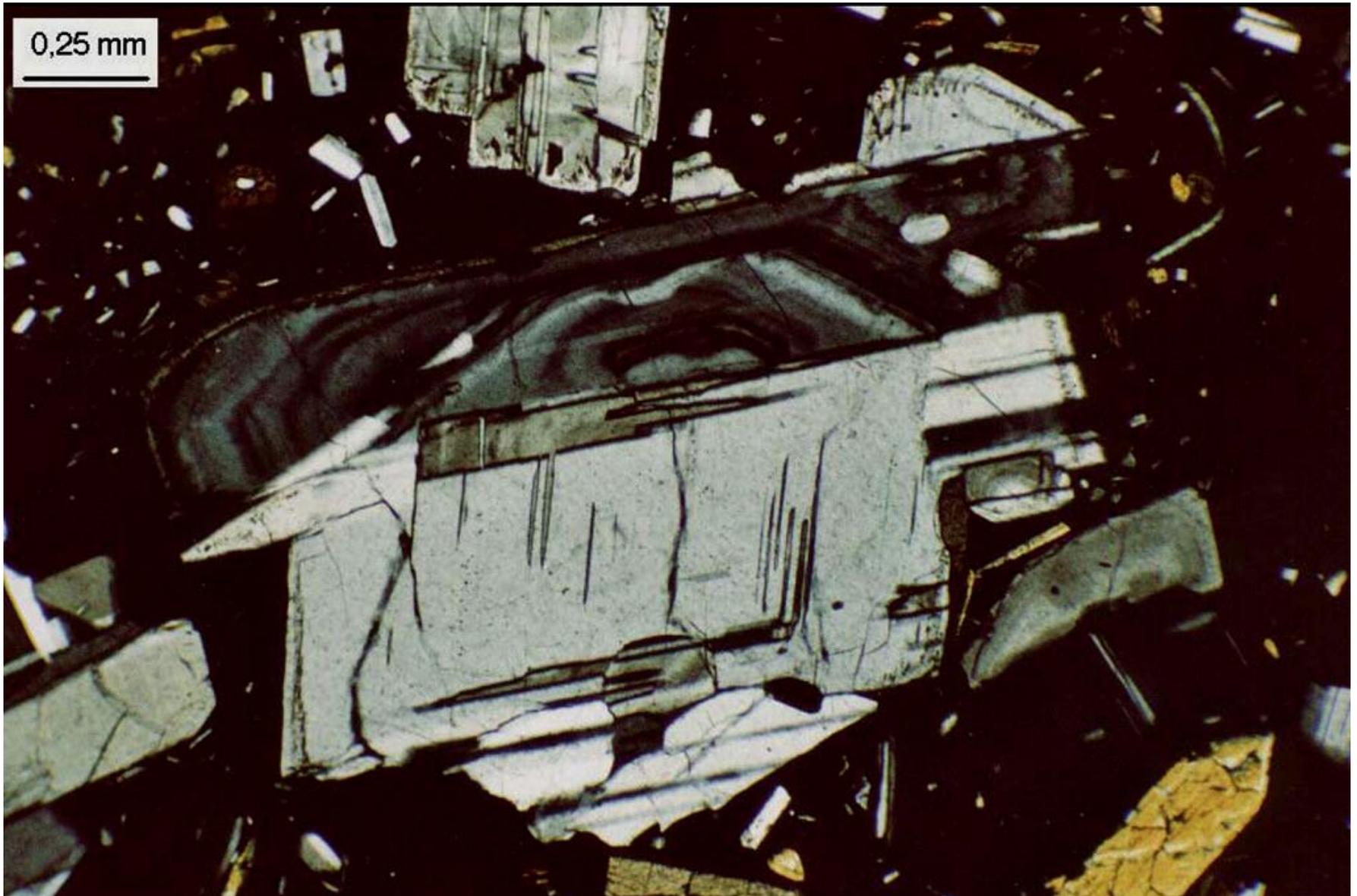
Dacite : lame mince (L.P.N.A.)



Le magmatisme des zones de subduction

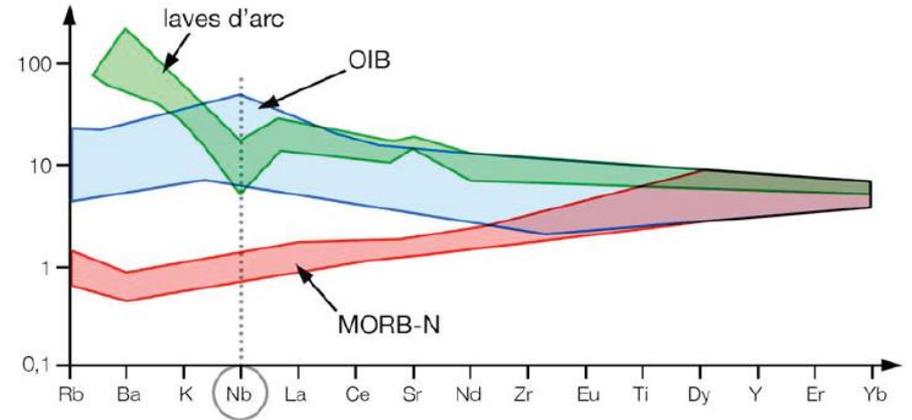
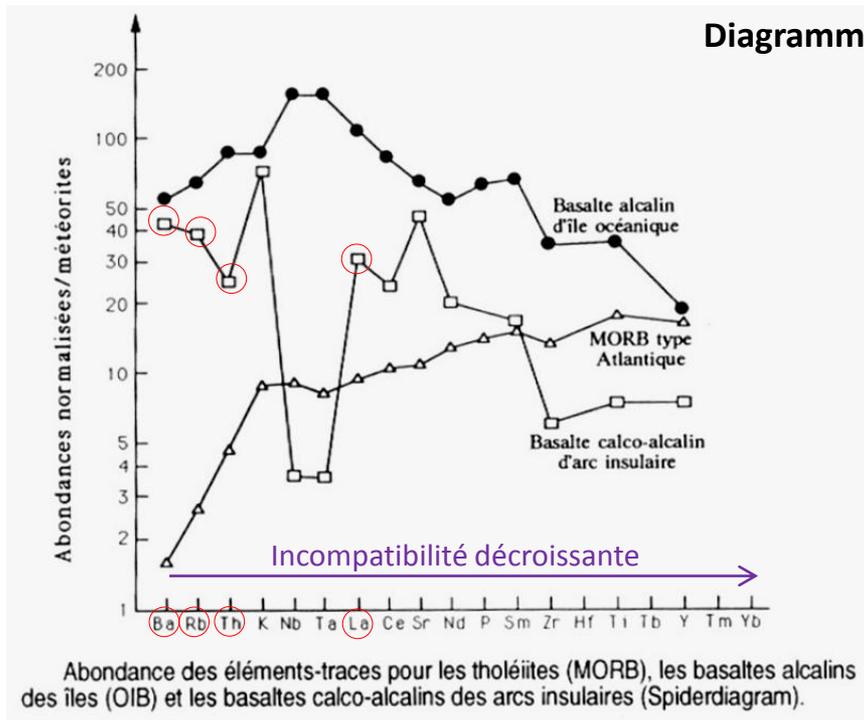
Principales roches magmatiques

Dacite : lame mince (L.P.A.)



Le magmatisme des zones de subduction

Signature géochimique des magmas d'arc



Laves d'arc = Anomalie en **Nb** caractéristique

Les magmas orogéniques (ou laves d'arc) sont **enrichis en certains éléments incompatibles à faible potentiel ionique** (U, Th, La, Rb, Ba), préférentiellement **entraînés par l'eau** (qui peut provenir de la croûte océanique en subduction). Les fluides, qui lessivent sélectivement la C.O et ses sédiments, transmettent donc leur signature géochimique au manteau, et donc aux magmas d'arc.

La percolation du manteau par les fluides a donc **deux conséquences**:

- Enrichir la source en éléments incompatibles
- Provoquer sa **fusion partielle** en abaissant sa température de fusion

La modification de la composition du manteau par transfert de fluides s'appelle la **métasomatose**

Le magmatisme des zones de subduction

Signature géochimique des magmas d'arc

Diagrammes multi-élémentaires

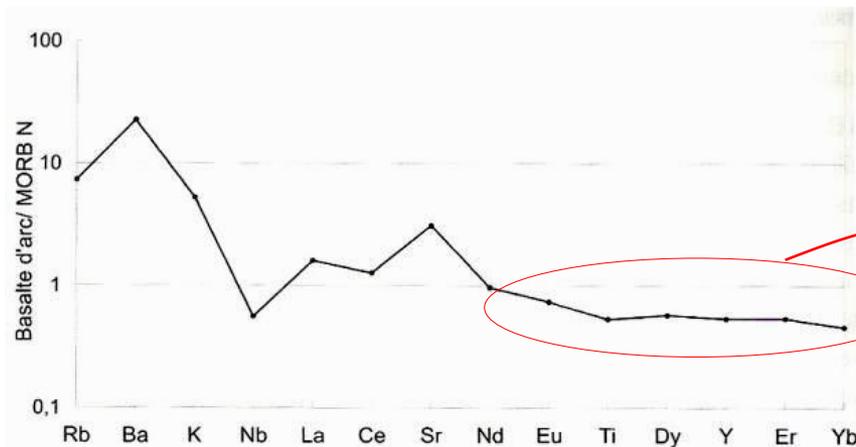


Figure 3.5. Diagramme multi-élémentaire normalisé aux MORB N d'un basalte de l'arc de Vanuatu

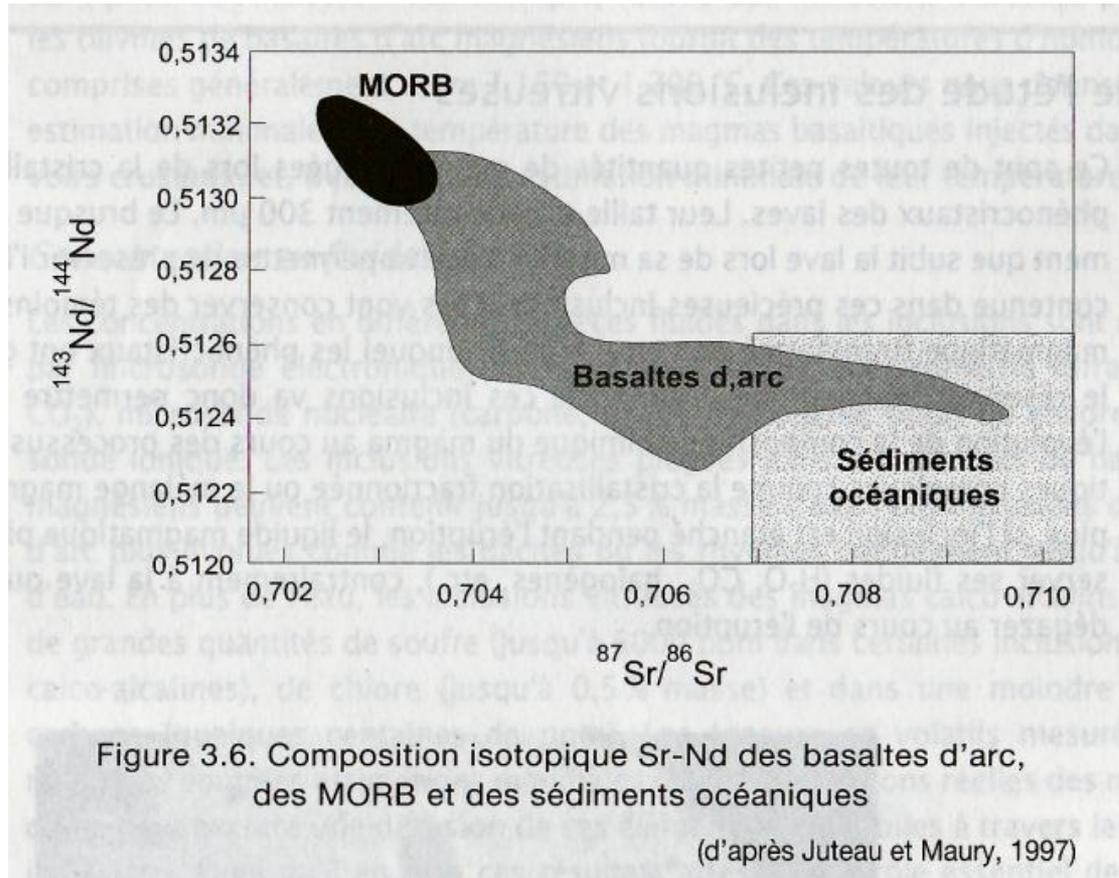
Les éléments sont classés de la gauche vers la droite par ordre d'incompatibilité décroissante. L'échelle verticale est logarithmique.

Les éléments les moins mobiles et les **moins incompatibles** (à droite du diagramme), avec des valeurs de normalisation proches de 1, indiquent un manteau source de même qualité chimique que celui qui fournit les MORB.

Les basaltes d'arc proviennent donc bien d'une **fusion mantellique** (sommets de l'asthénosphère ou base du manteau lithosphérique)

Le magmatisme des zones de subduction

Signature isotopique des magmas d'arc



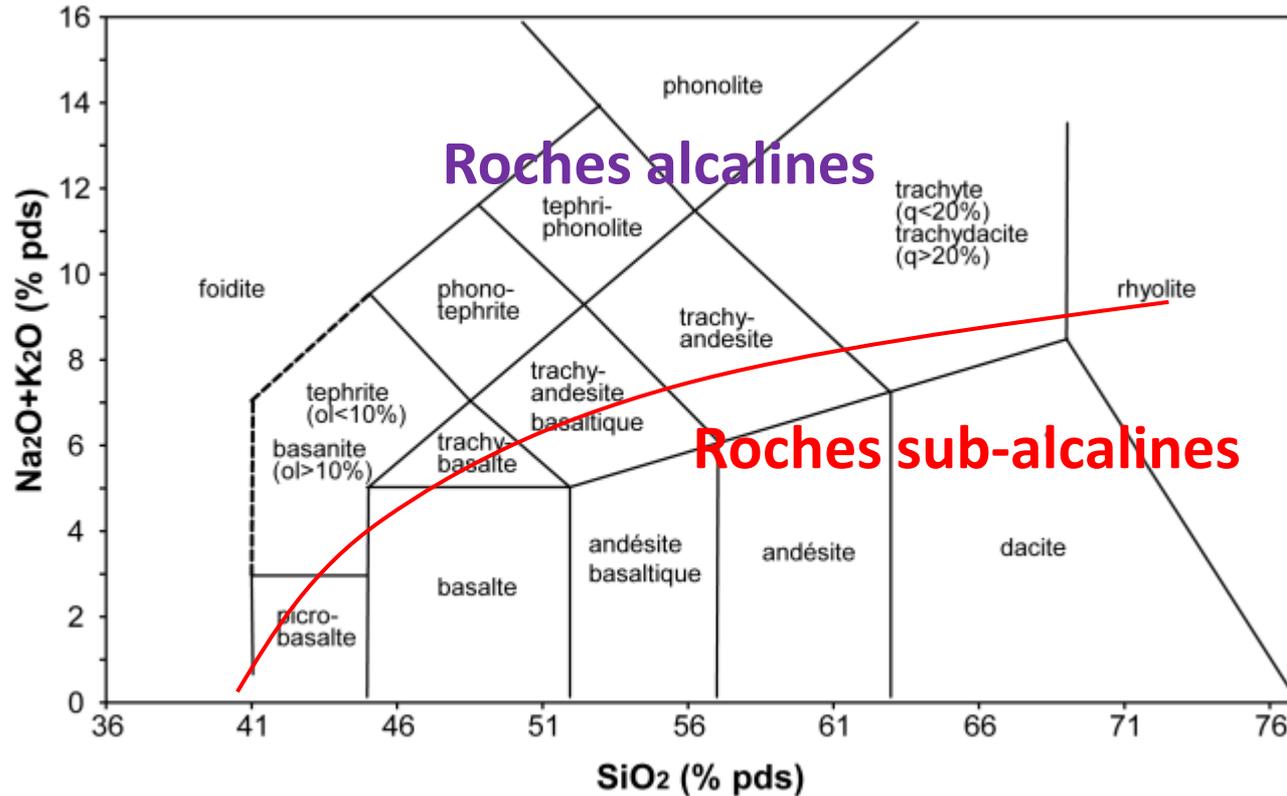
Tandis que la composition isotopique des basaltes de dorsale (MORB) est homogène, celle des basaltes d'arc **varie énormément**.

Ils sont cependant **intermédiaires** entre ceux des MORB et ceux des sédiments → Cela implique l'intervention dans la source d'un **composant sédimentaire** (sédiments enfouis par subduction)

Le magmatisme des zones de subduction

Caractéristiques des magmas d'arc

Les basaltes d'arc proviennent essentiellement de magmas **sub-alkalins**

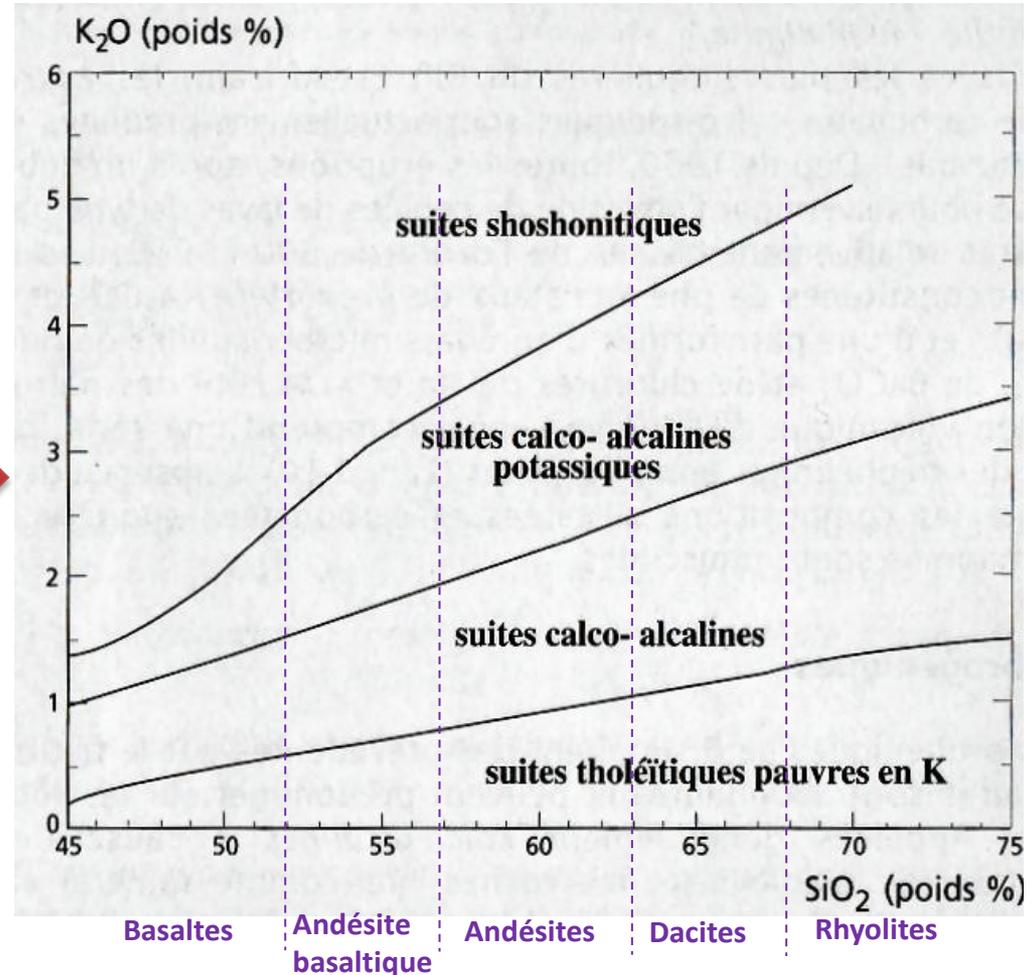
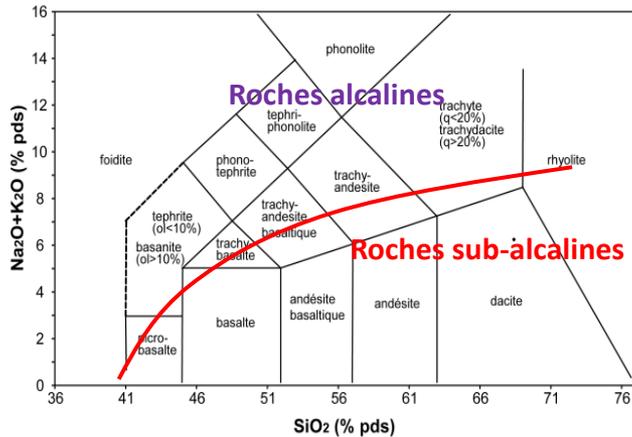


Le magmatisme des zones de subduction

Caractéristiques des magmas d'arc

Les magmas sub-alcalins peut différer en fonction de la teneur en K_2O .

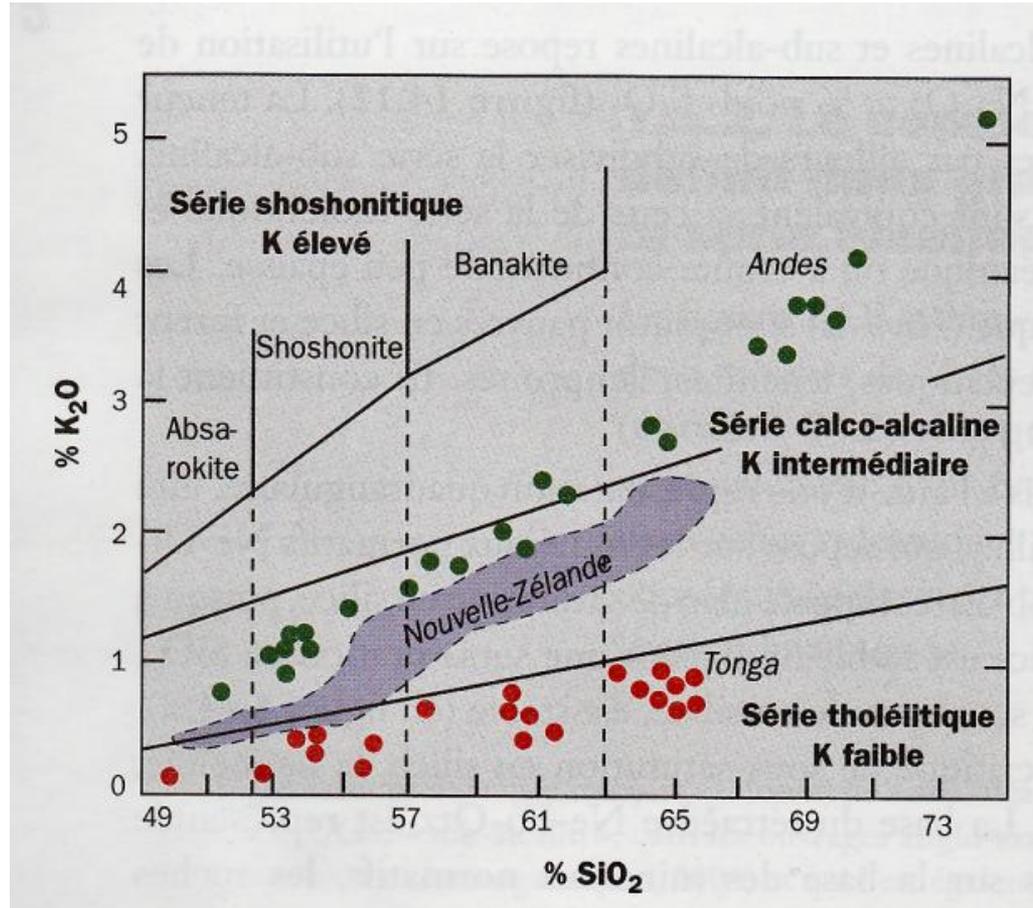
→ Subdivisions en différentes séries selon la richesse en K_2O



Le magmatisme des zones de subduction

Caractéristiques des magmas d'arc

Variabilité en fonction du type de subduction



Les laves **faiblement potassiques** (série tholéitique) caractérisent généralement des zones à **croûte océanique** (arc insulaire) ou des zones à croûte continentale mince. La subduction sous une **croûte continentale** → série **calco-alcaline** voire shoshonitique plus fréquentes... mais cela n'est pas systématique !!!

Le magmatisme des zones de subduction

Caractéristiques des magmas d'arc

Variabilité en fonction du type de subduction

| Substratum TYPES DE SÉRIE | ARCS INSULAIRES | | | MARGES CONTINENTALES ACTIVES |
|------------------------------|--|---|----------------------------|------------------------------|
| | Sur croûtes océaniques | Sur croûtes intermédiaires | Sur fragments continentaux | |
| THOLEÏTIQUES D'ARC | [Large dark shaded area spanning all three subcolumns] | | | |
| CALCO-ALCALINES | | [Large dark shaded area spanning both subcolumns] | | |
| CALCO-ALCALINES POTASSIQUES | | | [Large dark shaded area] | |
| SHOSHONITIQUES | | | [Large dark shaded area] | |
| ANATECTIQUES (RHYOLITIQUES) | | | [Large dark shaded area] | |

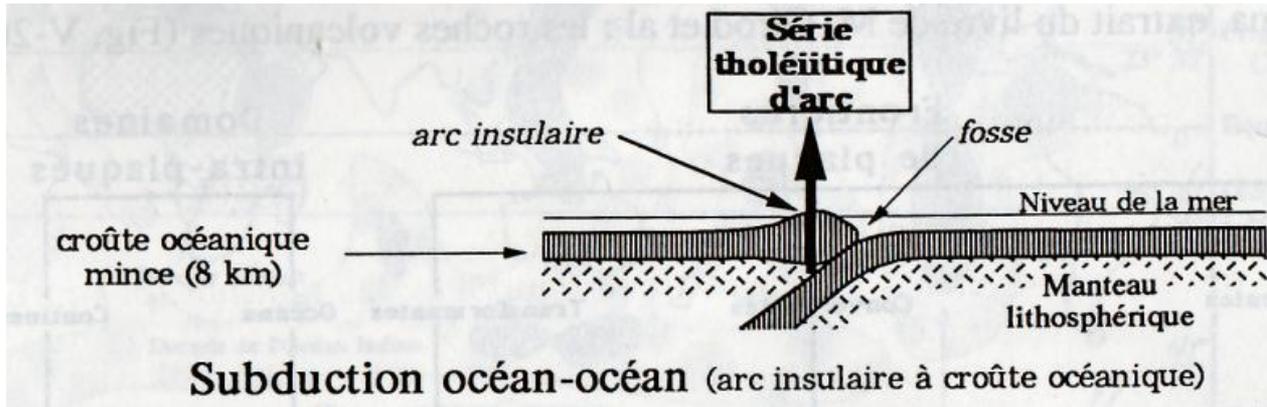
(D'après Maury, 1984, modifié).

Les laves **faiblement potassiques** (série tholéitique) caractérisent généralement des zones à **croûte océanique** (arc insulaire) ou des zones à croûte continentale mince. La subduction sous une **croûte continentale** → série **calco-alkaline** voire shoshonitique plus fréquentes... mais cela n'est pas systématique !!!

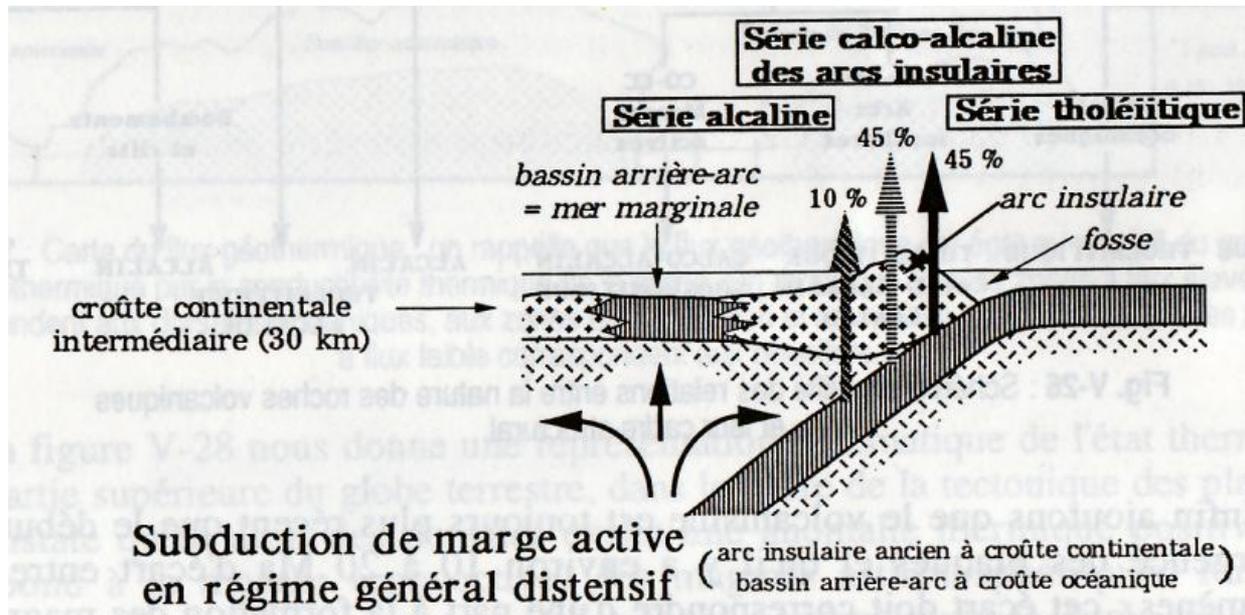
Le magmatisme des zones de subduction

Caractéristiques des magmas d'arc

Variabilité en fonction du type de subduction



↑ **série alcaline** (K = 1,5-2 %) ou **série hyperalcaline** (K = 2,5-4%)
fusion faible et contamination ("shoshonites" des continents)



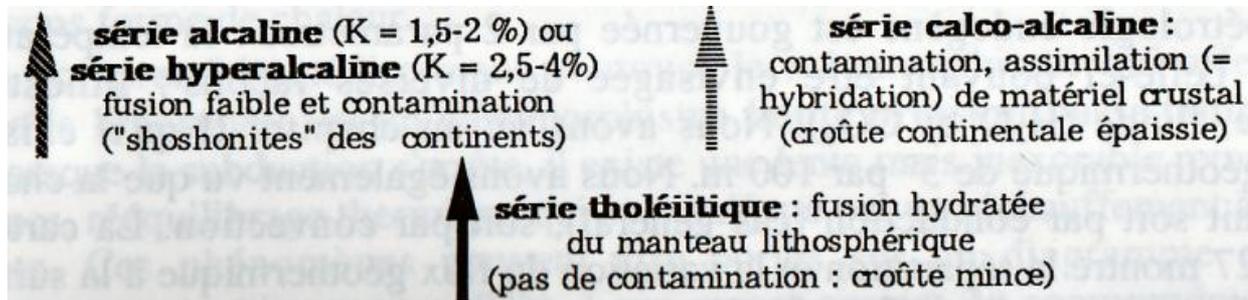
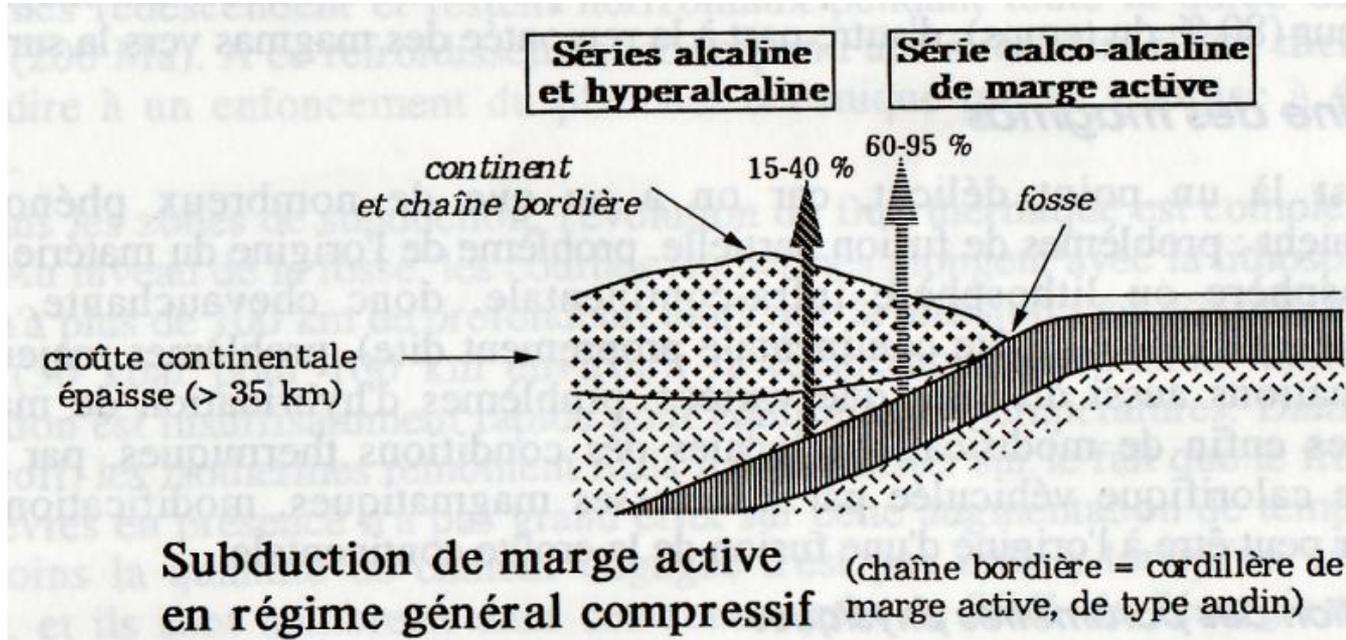
↑ **série calco-alcaline** : contamination, assimilation (= hybridation) de matériel crustal (croûte continentale épaissie)

↑ **série tholéïtite** : fusion hydratée du manteau lithosphérique (pas de contamination : croûte mince)

Le magmatisme des zones de subduction

Caractéristiques des magmas d'arc

Variabilité en fonction du type de subduction



Le magmatisme des zones de subduction

Caractéristiques des magmas d'arc

Diversité des séries magmatiques

Tableau V-10 : Composition chimique des roches volcaniques des arcs insulaires et des cordillères des marges actives.

| % pondéraux d'oxydes | Arcs insulaires | | | | Marges continentales actives | | | | |
|--------------------------------|----------------------|-----------------------|----------|--------|------------------------------|-----------------|------------|----------|----------|
| | Basalte tholéiitique | Basalte calco-alcalin | Andésite | Dacite | Basalte calco-alcalin | Basalte alcalin | Shoshonite | Andésite | Rhyolite |
| SiO ₂ | 49,20 | 49,40 | 62,39 | 66,29 | 51,05 | 43,49 | 49,80 | 59,89 | 73,29 |
| Al ₂ O ₃ | 15,30 | 13,29 | 14,12 | 13,46 | 18,57 | 13,43 | 17,59 | 17,07 | 13,30 |
| Fe ₂ O ₃ | 9,00 | 10,15 | 9,76 | 8,71 | 3,42 | 13,19 | 5,69 | 3,31 | 0,62 |
| FeO | | | | | 5,48 | | 2,96 | 3,00 | 1,08 |
| MgO | 10,10 | 10,44 | 2,13 | 1,00 | 5,54 | 9,95 | 4,90 | 3,25 | 0,30 |
| MnO | 0,18 | 0,20 | 0,18 | 0,17 | 0,16 | 0,18 | 0,18 | 0,12 | 0,07 |
| CaO | 13,00 | 12,22 | 6,16 | 4,08 | 8,87 | 12,30 | 9,39 | 5,67 | 1,13 |
| Na ₂ O | 1,51 | 2,16 | 4,06 | 4,26 | 3,98 | 3,12 | 2,43 | 3,95 | 3,66 |
| K ₂ O | 0,17 | 1,06 | 0,44 | 1,66 | 1,42 | 1,42 | 3,81 | 2,47 | 4,24 |
| TiO ₂ | 0,52 | 0,70 | 1,00 | 0,67 | 1,14 | 2,34 | 0,68 | 0,95 | 0,23 |
| P ₂ O ₅ | 0,06 | 0,20 | 0,17 | 0,23 | 0,38 | 0,74 | 0,47 | 0,31 | 0,08 |
| H ₂ O | - | 1,51 | 1,24 | 0,16 | 0,95 | 1,61 | 1,92 | 1,06 | 1,90 |

On peut noter:

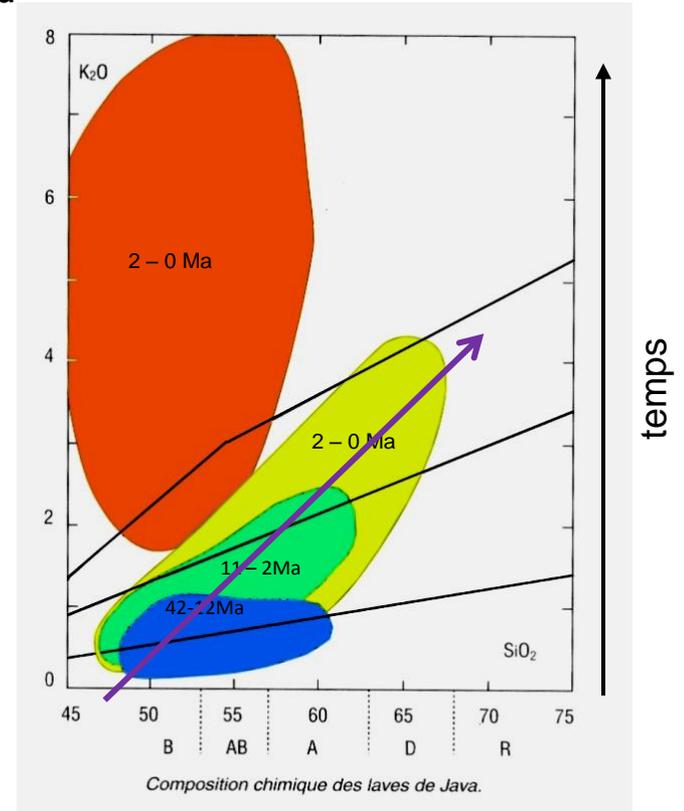
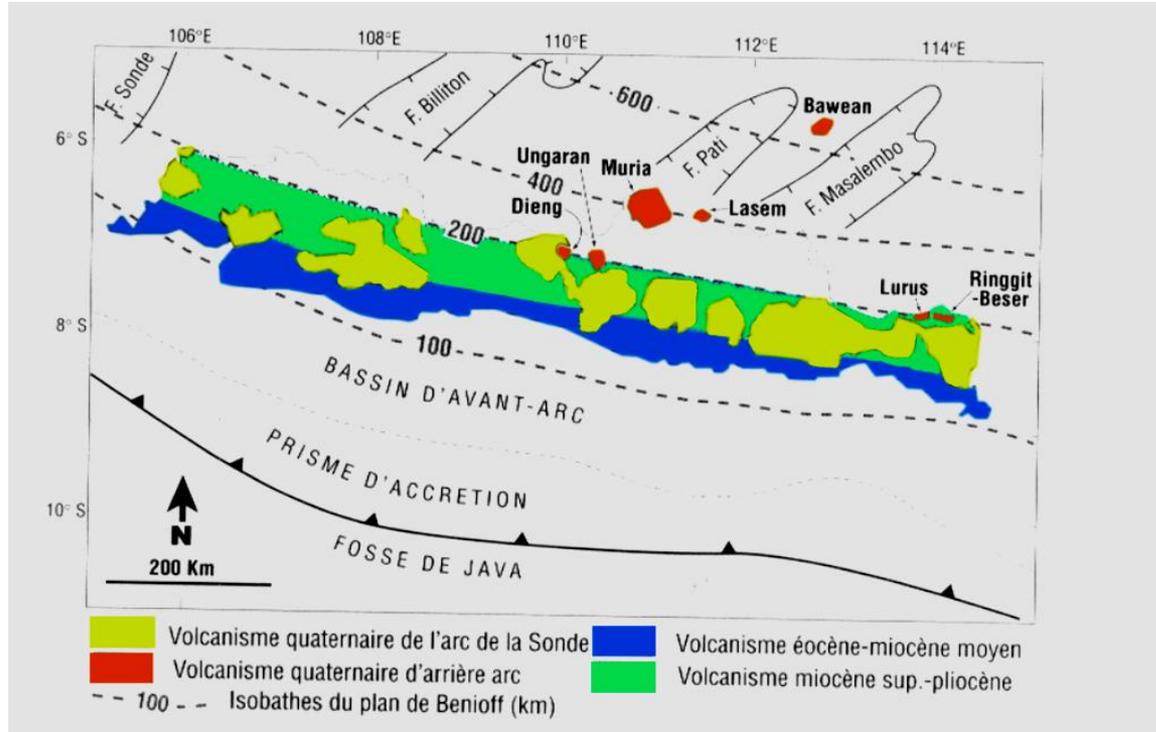
- l'enrichissement en K₂O des laves des marges continentales par rapport aux arcs insulaires
- l'enrichissement en K₂O et en silice des basaltes vers les dacites et rhyolites.

L'enrichissement en **potassium** (élément **incompatible** qui reste le plus longtemps possible dans le liquide silicaté) met en évidence un processus de **différenciation** des magmas (les moins différenciés étant les magmas basaltiques et les plus différenciés ceux qui donnent les dacites-rhyolites)

Le magmatisme des zones de subduction

Variations spatiales et temporelles du volcanisme d'arc

Exemple : Distribution du volcanisme de l'arc de la Sonde au niveau de Java

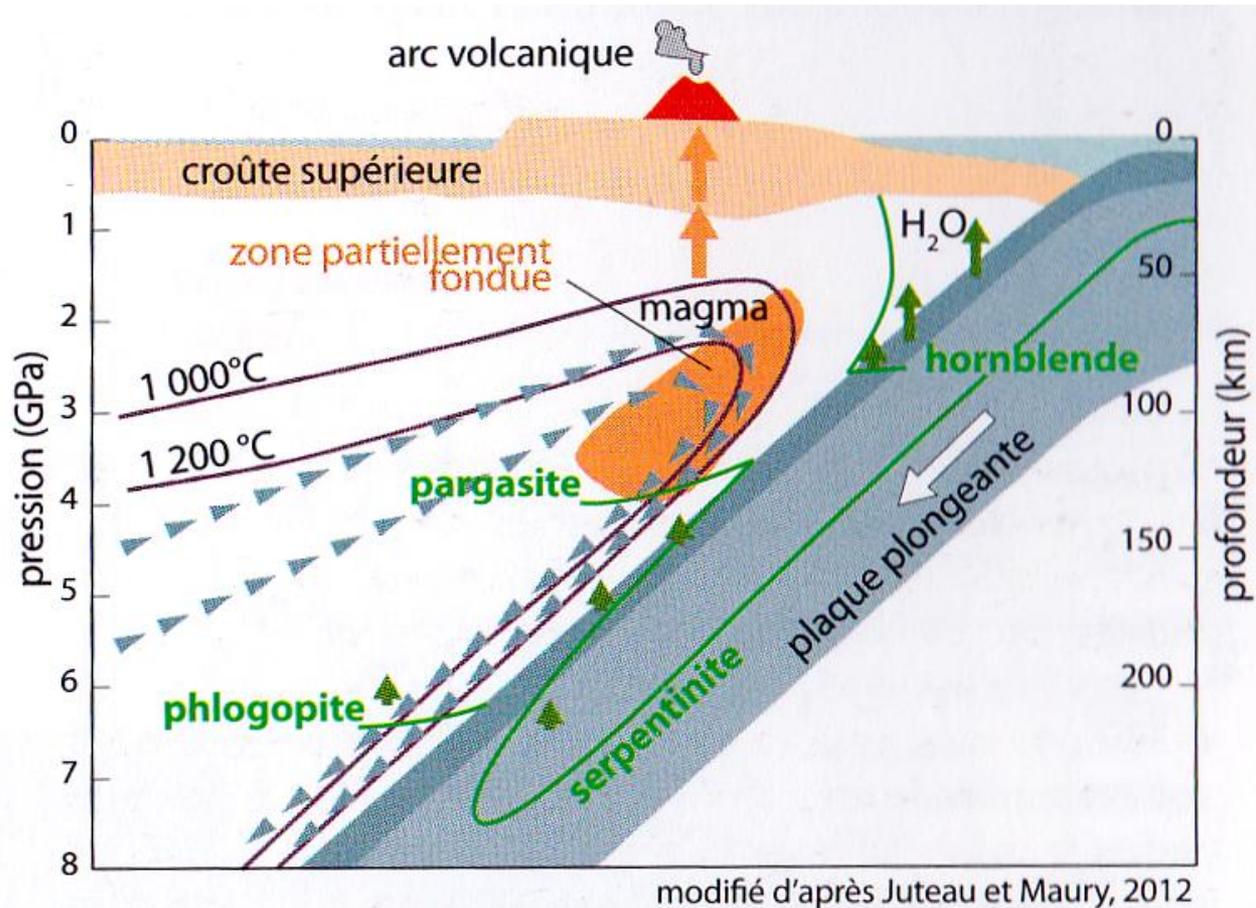


On observe une variation transversale des séries orogéniques (enrichissement en K lorsqu'on s'éloigne de la fosse)

REMARQUE : Noter la présence du volcanisme d'arrière arc, de nature différente (alcalin)

Le magmatisme des zones de subduction

Variations spatiales et temporelles du volcanisme d'arc

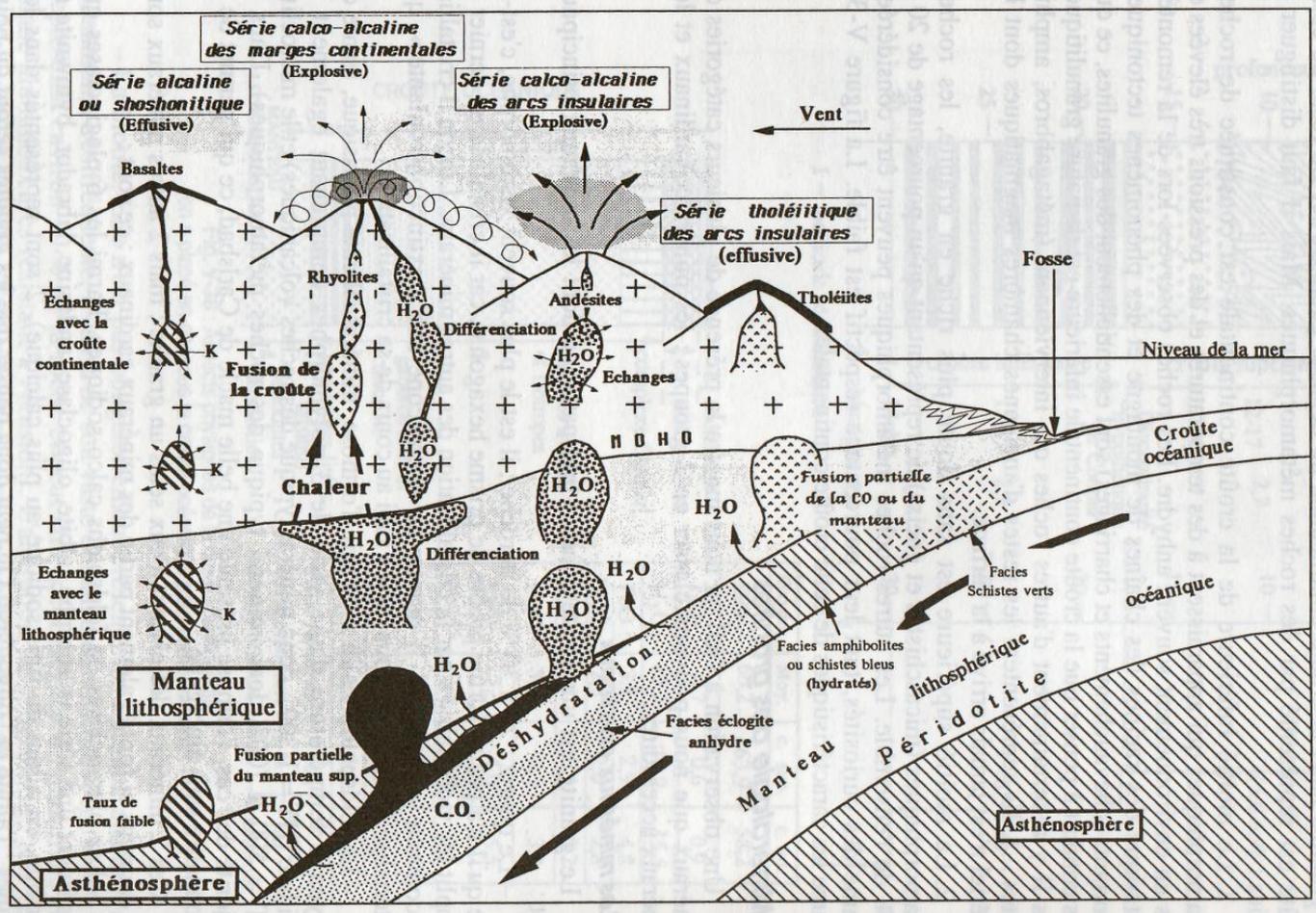


Cette variation peut s'expliquer par la nature de la source mantellique **plus ou moins métasomatisée**: plus on avance dans la fosse, plus forte est la déshydratation → fluides enrichis en alcalins → péridotite de plus en plus enrichie.

De plus, par la convection du coin mantellique, le manteau métasomatisé (pargasite et phlogopite riche en eau et en alcalins) est entraîné vers le bas (donc plus loin de la fosse)

Le magmatisme des zones de subduction

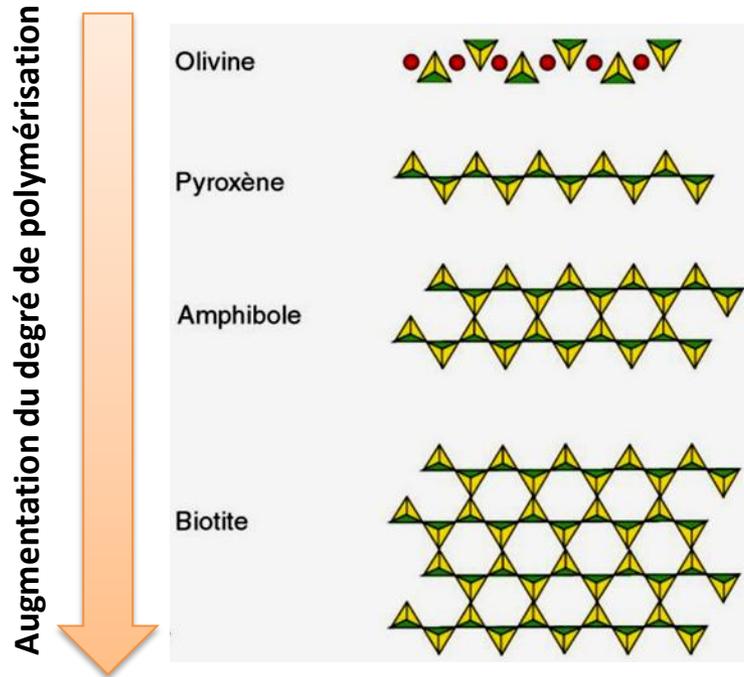
Variations spatiales et temporelles du volcanisme d'arc



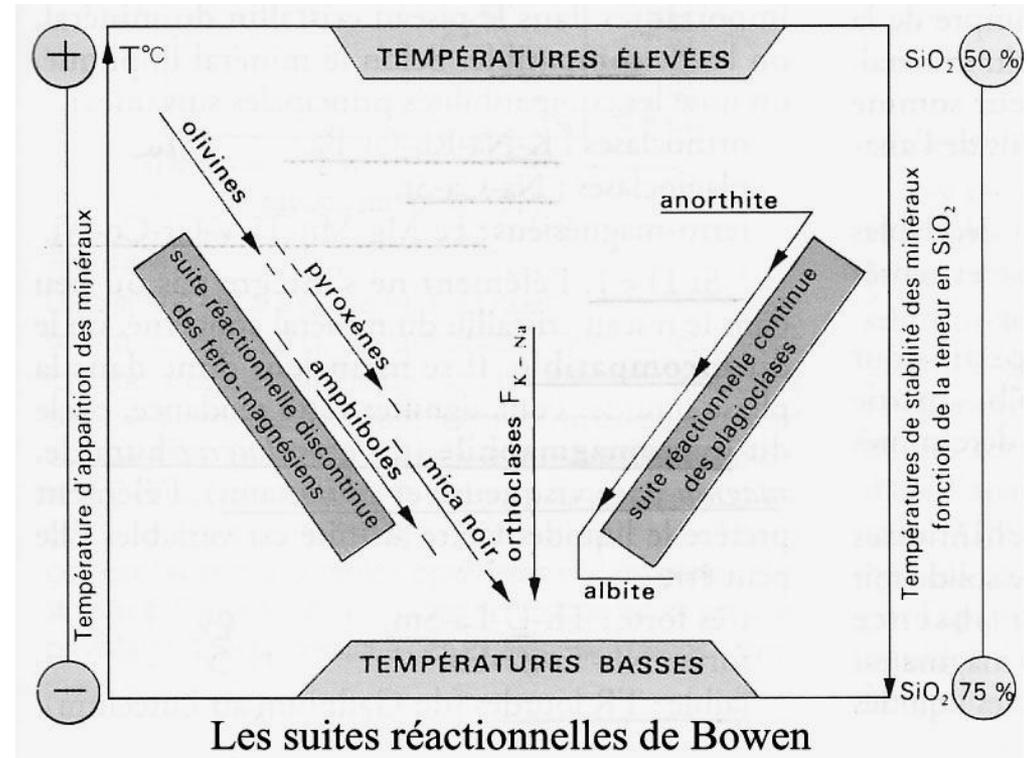
Au niveau des marges continentales actives, on observe aussi une **distribution spatiale** des séries. La **différenciation** est d'autant plus poussée que la croûte continentale est **épaisse**. La croûte continentale constitue en effet un obstacle important à la remontée des magmas profonds ; elle ralentit leur ascension, favorisant du même coup les phénomènes de **contamination et les phénomènes de différenciation**

Le magmatisme des zones de subduction

Les différenciations magmatiques



La cristallisation fractionnée



Au cours du **refroidissement du magma**, les premiers minéraux qui cristallisent sont **l'olivine et les pyroxènes**.

La teneur en eau du magma étant élevée (plus de 3,5 %), de grandes quantités d'**amphibole** apparaissent précocement dans le bain silicaté.

Une **séparation** peut alors s'opérer entre:

- L'olivine, les pyroxènes, et amphiboles → **cumulats** extraits des liquides par gravité
- Les **liquides résiduels**

On parle de **fractionnement minéralogique**.

Le magmatisme des zones de subduction

Les différenciations magmatiques

La cristallisation fractionnée

La cristallisation précoce des **minéraux ferromagnésiens** (pyroxène, amphiboles) mobilise relativement peu de silice et d'alcalins (éléments incompatibles).

L'extraction de ces minéraux du bain silicaté explique **l'enrichissement en silice et en alcalins** du liquide résiduel.

Exemple: Effet de la cristallisation de 10% d'olivine dans la composition d'un liquide magmatique

| | liquide initial ↓ | olivine ↓ | liquide résiduel ↓ | |
|------------------|----------------------|--------------|-----------------------|--|
| SiO ₂ | 47,25 | 38,00 | 43,45 | L'olivine prélève : $38 \times 10 / 100 = 3,8 \%$ SiO ₂ Il reste : $47,25 - 3,8 = 43,45 \%$ de SiO ₂ |
| FeO total | 10,25 | 20,00 | 8,25 | L'olivine prélève : $20 \times 10 / 100 = 2 \%$ FeO Il reste : $10,25 - 2 = 8,25 \%$ de FeO |
| MgO | 8,20 | 42,00 | 4,00 | L'olivine prélève : $42 \times 10 / 100 = 4,2 \%$ MgO Il reste : $8,20 - 4,2 = 4,0 \%$ de MgO |

Liquide initial
– 10% d'olivine

Le magmatisme des zones de subduction

Les différenciations magmatiques

La cristallisation fractionnée

Exemple: Effet de la cristallisation de 10% d'olivine dans la composition d'un liquide magmatique

Calcul de la composition du liquide résiduel:

Liquide initial → 10% d'olivine + 90% de liquide résiduel

Exemple
avec SiO₂

| | | | | | |
|----------------|---|----------|---|-------------------|---|
| L_0 | | Ol (10%) | | L_1 (90%) | L_1 recalculé à 100% |
| 47,25 | = | 3,8 | + | 43,45 | $L_{1r} = (43,45 \cdot 100) / 90 = 48,28$ |
| Magma primaire | | | → | Magma différencié | |

Le magmatisme des zones de subduction

Les différenciations magmatiques

La cristallisation fractionnée

Exemple: Effet de la cristallisation de 10% d'olivine dans la composition d'un liquide magmatique

En recalculant la composition du liquide résiduel à 100% :

| Composition chimique | Magma primaire (liquide basaltique) | Olivine (10%) | Liquide résiduel (90%) | Liquide résiduel recalculé à 100% |
|--------------------------------|-------------------------------------|---------------|------------------------|-----------------------------------|
| SiO ₂ | 47,25 | 38,00 | 43,45 | 48,28 |
| TiO ₂ | 0,85 | | 0,85 | 0,94 |
| Al ₂ O ₃ | 17,85 | | 17,85 | 19,83 |
| FeO total | 10,25 | 20,00 | 8,25 | 9,17 |
| MnO | 0,17 | | 0,17 | 0,19 |
| MgO | 8,20 | 42,00 | 4,0 | 4,44 |
| CaO | 9,86 | | 9,86 | 10,96 |
| Na ₂ O | 2,53 | | 2,53 | 2,81 |
| K ₂ O | 1,12 | | 1,12 | 1,24 |
| Total | 98,08 | 100,00 | | |

De ce simple calcul on déduit la **loi fondamentale de la cristallisation fractionnée** : tout élément chimique plus concentré dans le cristal que dans le liquide appauvrit le liquide résiduel en cet élément (ex MgO), tandis que tout élément chimique moins concentré dans le cristal que dans le liquide enrichit le liquide résiduel en cet élément (ex SiO₂).

Le magmatisme des zones de subduction

Les différenciations magmatiques

Le mélange magmatique

Des magmas de composition contrastée peuvent, par mélange, donner un magma fils de **composition intermédiaire**.

Si les deux magmas ont des compositions **très différentes** (basalte et rhyolite) par exemple, plusieurs facteurs s'opposent au mélange :

- **le contraste de température** : le magma basaltique, plus chaud , tend à perdre sa chaleur et à cristalliser alors que le magma rhyolitique surchauffé tend à dissoudre ses phénocristaux.
- **le contraste de densité** : le magma rhyolitique moins dense tend à flotter sur le basalte
- **Le contraste de viscosité** : pour obtenir un mélange, il faut une convection vigoureuse

→ Seuls des liquides de **compositions proches** peuvent se mélanger.

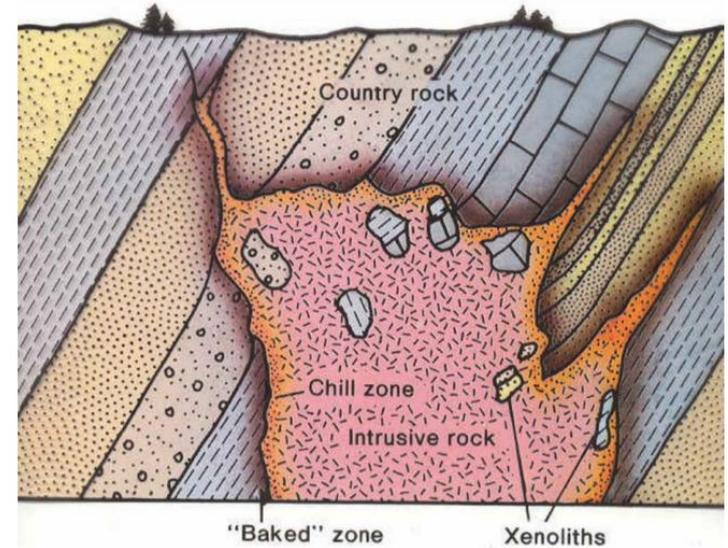
Le contraste des propriétés physiques peut être atténué dans le cas d'une convection vigoureuse.

Le magmatisme des zones de subduction

Les différenciations magmatiques

Il est courant de trouver dans les laves des arcs des marges continentales des enclaves de roches crustales, parfois partiellement fondues (verre). Cela traduit des échanges de matière avec l'encaissant se réalisant dans la chambre magmatique: de petits fragments de l'encaissant peuvent être incorporés au sein du magma et partiellement digérés, ce qui fait évoluer la chimie du magma.

L'assimilation



CONCLUSION

A partir d'un magma basaltique asthénosphérique, différentes contaminations peuvent s'envisager:

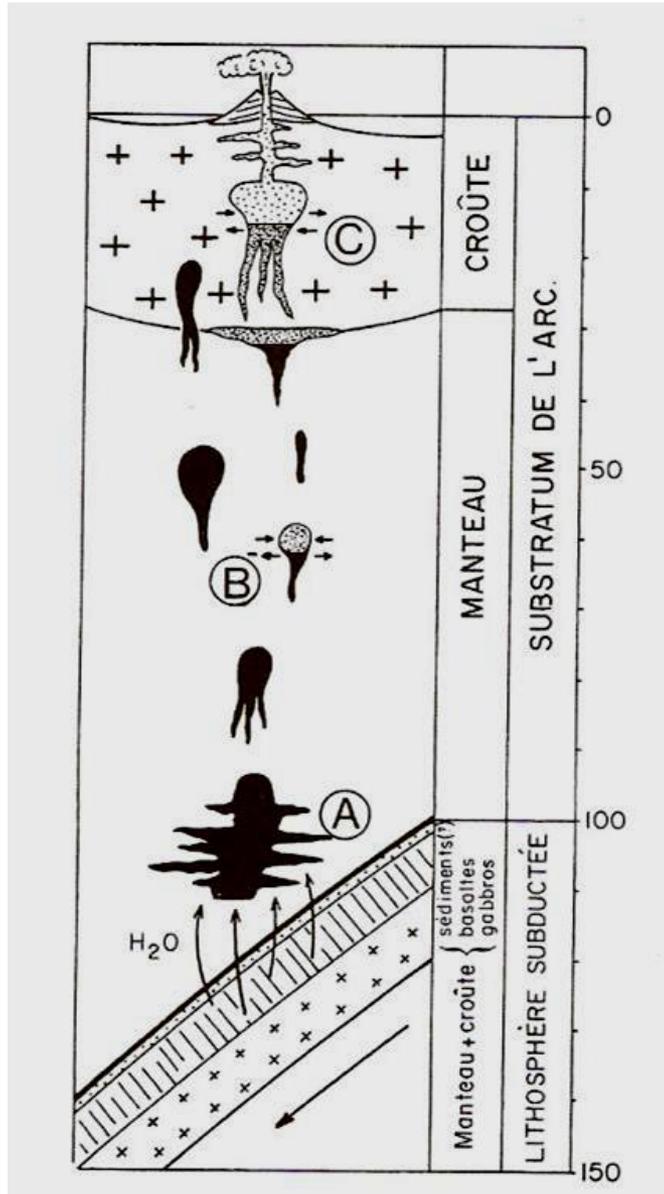
- Contamination par les **éléments de la croûte océanique** plongeante.
- Contamination par les **sédiments du prisme d'accrétion** entraînés dans la subduction par la croûte océanique.
- Contamination par la **croûte continentale traversée**, cette contamination augmentant avec le temps.

Les magmas qui se forment sont bloqués sous la croûte continentale ou à l'intérieur, ce qui favorise considérablement les échanges

Le magmatisme des zones de subduction

Les différenciations magmatiques

Schéma de l'évolution des magmas calco-alcalins dans les zones de subduction



A : Apport d'eau entraînant la fusion partielle de la péridotite mantellique sus-jacente

B : Remontée diapirique du magma dans le manteau, pouvant s'accompagner de différenciations et d'interactions magma-manteau

C : Arrivée du magma dans la croûte; séjour et différenciation dans les réservoirs magmatiques; interactions possibles croûte - magma.

Le magmatisme des zones de subduction

Le magmatisme MASH caractérise les arcs

Le magmatisme d'arc est donc complexe et très varié puisqu'il associe des sources variées (mantelliques, crustales, sédimentaires...)

M.A.S.H

```
graph TD; M[Melting] --> MASH[M.A.S.H]; A[Assimilation] --> MASH; S[Storage] --> MASH; H[Homogenisation] --> MASH;
```

Melting

= Fusion plus ou moins partielle des 2 plaques qui s'affrontent

Assimilation

= Assimilation de roches crustales situées sous l'arc

Storage

= Stockage de magmas plus ou moins contaminés, suivi de cristallisations fractionnées

Homogenisation

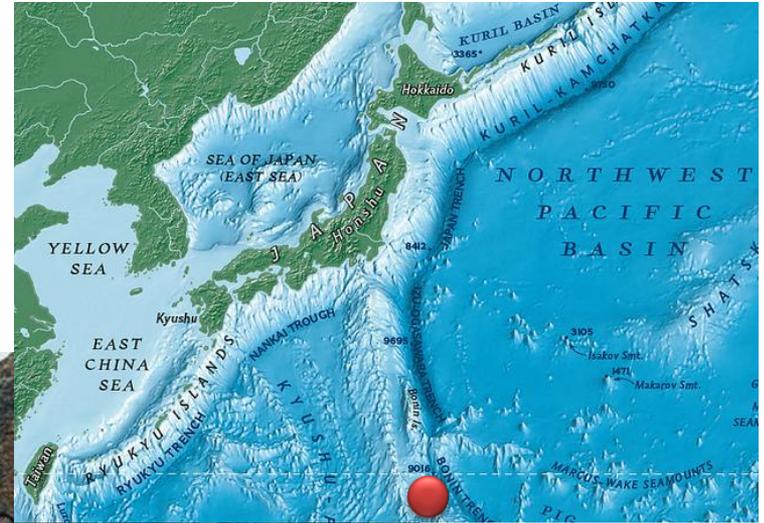
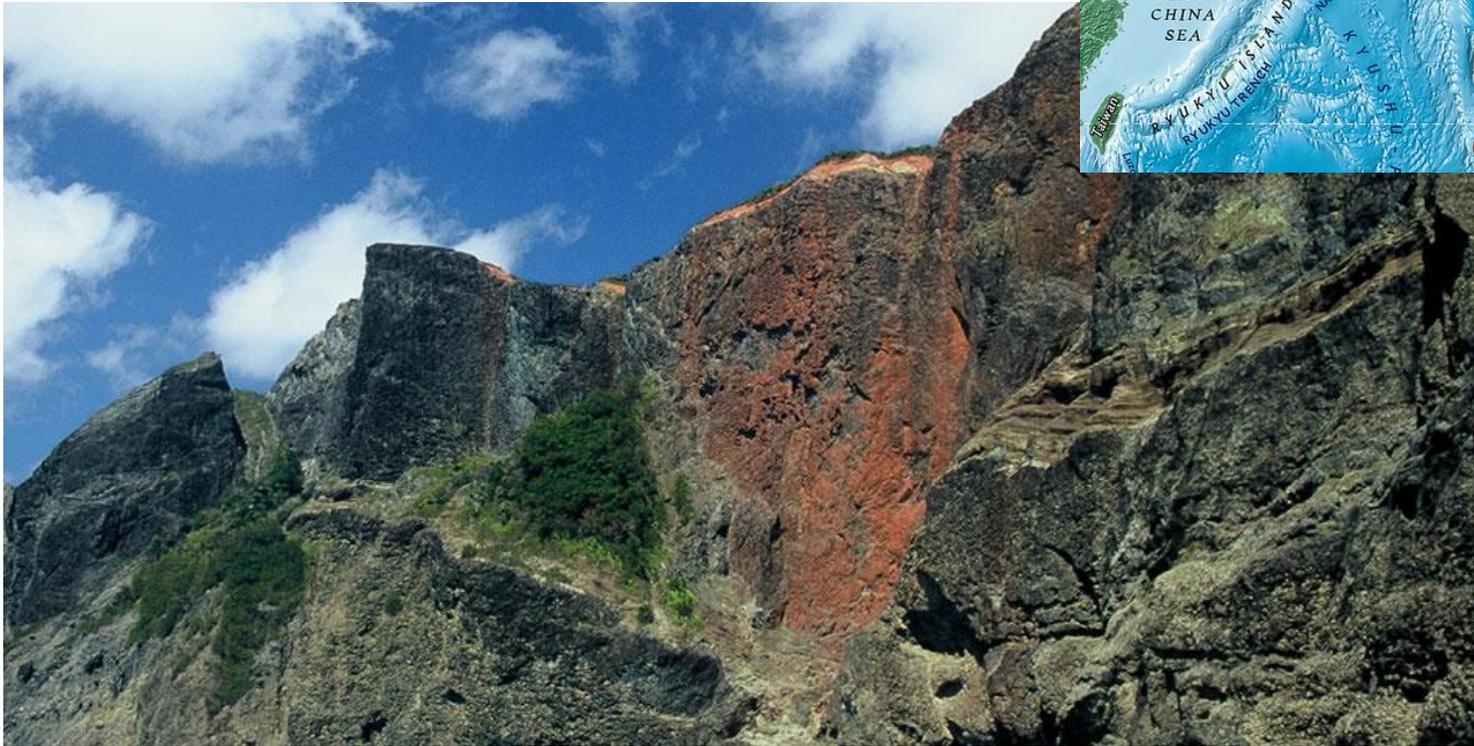
= Homogénéisation de liquides de composition différentes en raison du brassage dans la chambre magmatique

Le magmatisme des zones de subduction

Magmatisme d'arrière arc

Exemple: Série volcanique boninites – dacite de l'arc des Izu Bonin, reliant le Japon aux Mariannes

"Heart Rock", is located on Chichi-jima, a part of the Bonin Islands

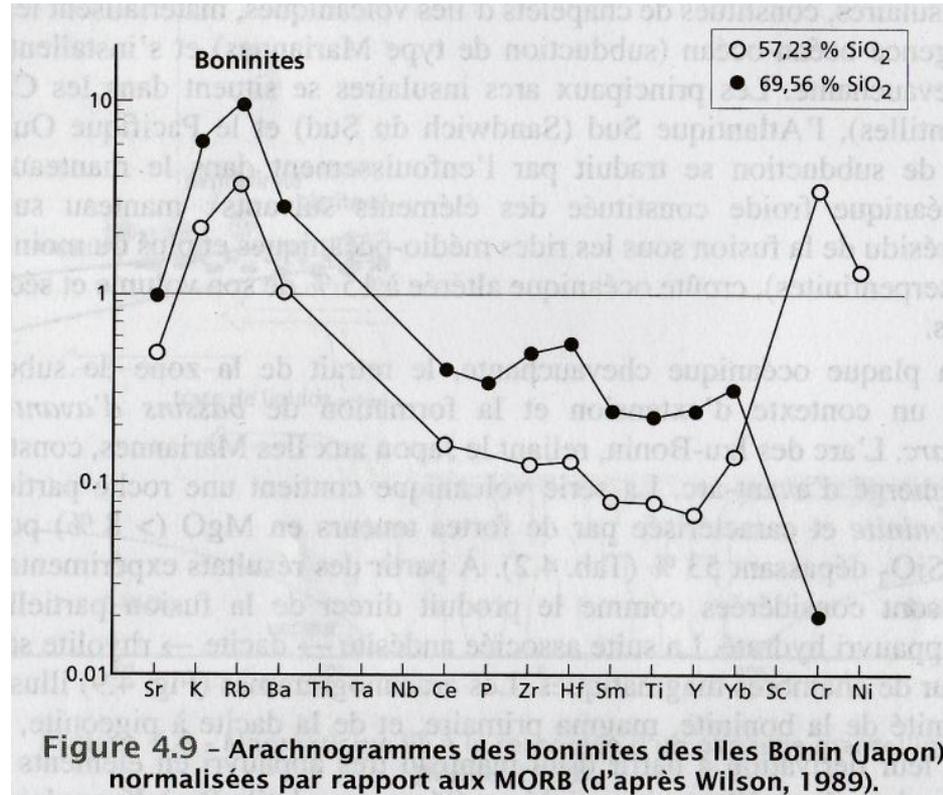


Le magmatisme des zones de subduction

Magmatisme d'arrière arc

Exemple: Série volcanique boninites – dacite de l'arc des Izu Bonin, reliant le Japon aux Mariannes

Boninite = forte teneur en MgO (> 8%) et teneur en SiO₂ > 53%



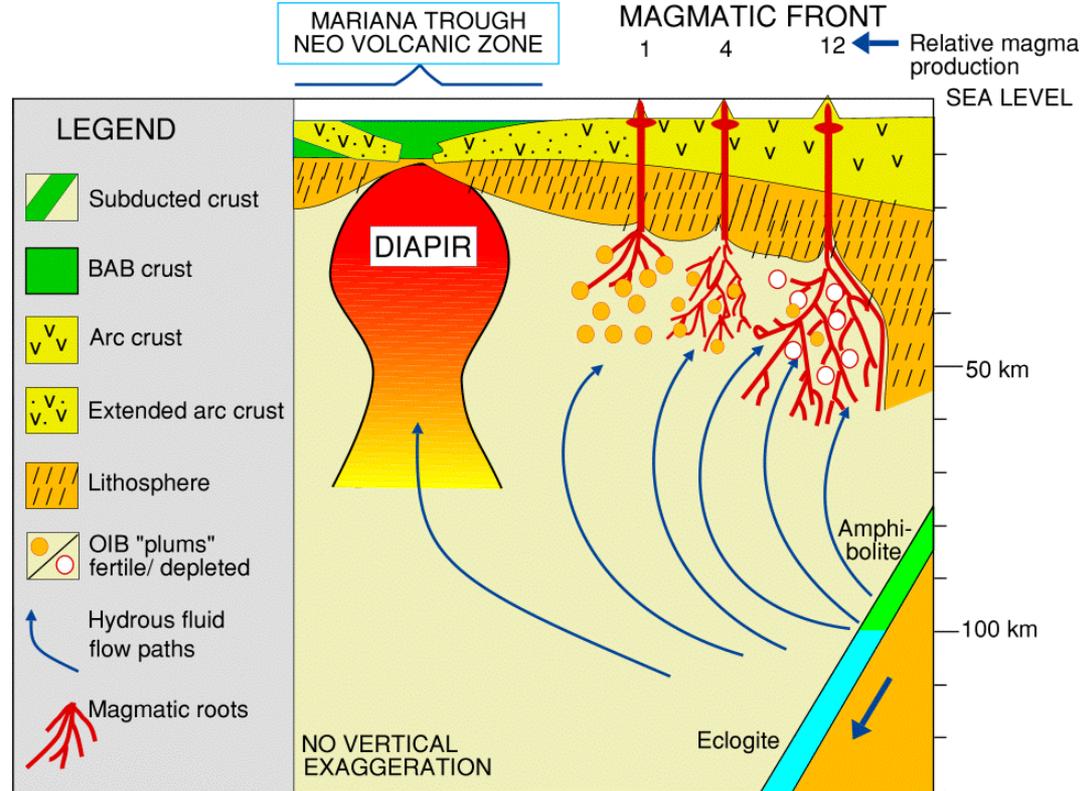
- Faible teneur en éléments faiblement incompatibles (éléments immobiles) → **manteau source lithosphérique très appauvri** (profil qui se rapproche des N-MORB de dorsale)
- Forte teneur en éléments très mobiles (K, Rb) → apportés par les fluides provenant de la plaque océanique subduite

Le magmatisme des zones de subduction

Magmatisme d'arrière arc

Exemple: Série volcanique boninites – dacite de l'arc des Izu Bonin, reliant le Japon aux Mariannes

Boninite = forte teneur en MgO (> 8%) et teneur en SiO₂ > 53%

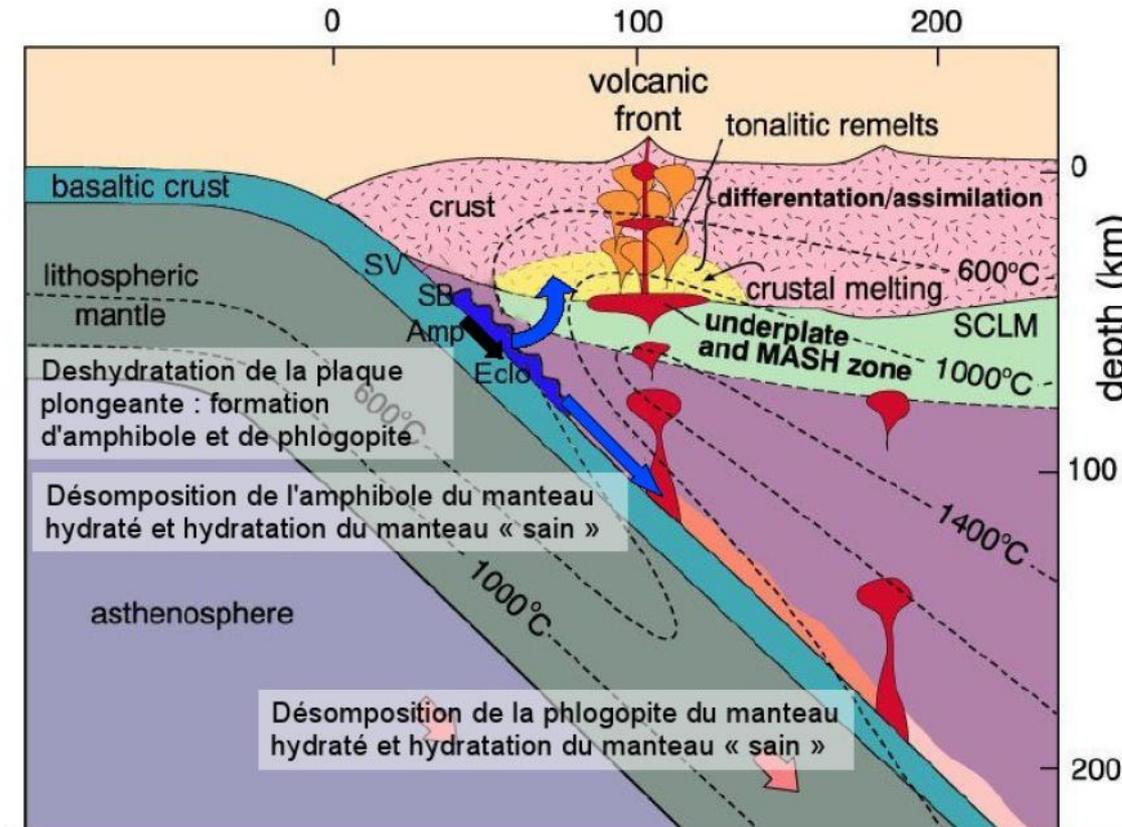


-Faible teneur en éléments faiblement incompatibles (éléments immobiles) → **manteau source lithosphérique très appauvri**

-Forte teneur en éléments très mobiles (K, Rb) → apportés par les fluides provenant de la plaque océanique subduite

Le magmatisme des zones de subduction

La fusion partielle de la péridotite dans un contexte de subduction



Métasomatose:

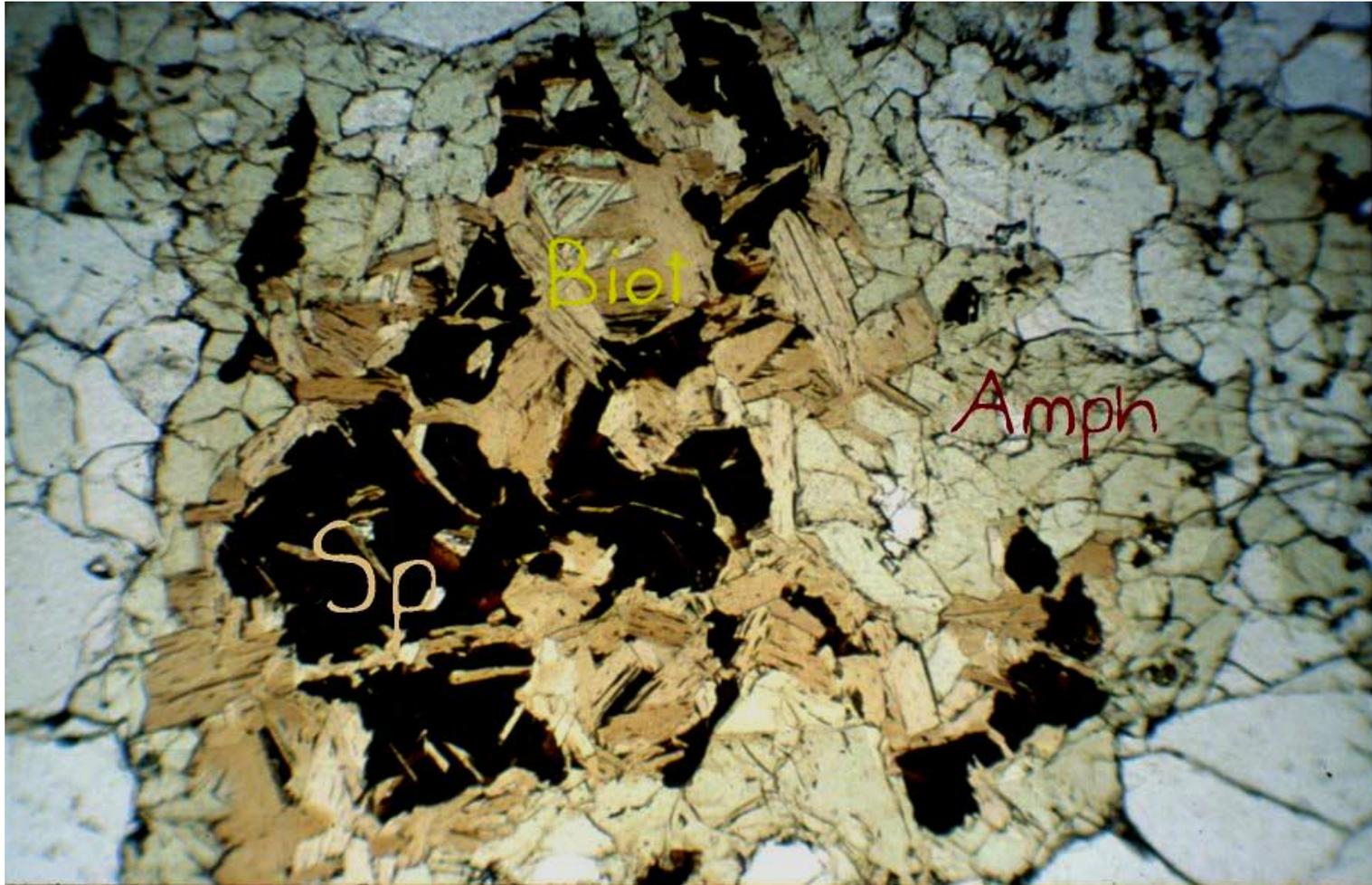
Processus diagénétique (diagenèse) ou métamorphique par lequel il y a, dans un élément au sein d'une roche, **remplacement** d'un minéral par un autre, **atome par atome, molécule par molécule**.

Ce processus est consécutif de la **circulation de fluides** réactifs dans le matériau rocheux, induisant un apport externe ou un départ de certains éléments chimiques (Na, K, Ca, Si ...). En règle générale, le phénomène est lent et permet la conservation de la forme initiale de l'élément pétrographique concerné.

- 1) La **déshydratation** des roches de la croûte océanique entrées en subduction **hydrate** le coin du manteau sus-jacent (30 à 70 Km de profondeur)
- 2) Le manteau hydraté → formation d'**amphiboles** et **phlogopite** (micas)
- 3) Ce manteau **métasomatisé** est entraîné par la subduction.
- 4) Arrivées vers 100 Km, les **amphiboles** du manteau libèrent leur eau → fusion partielle de la péridotite sus-jacente par abaissement de la t° de fusion
- 5) Vers 150 Km, c'est la **phlogopite** qui libère son eau → poursuite de la fusion partielle

Le magmatisme des zones de subduction

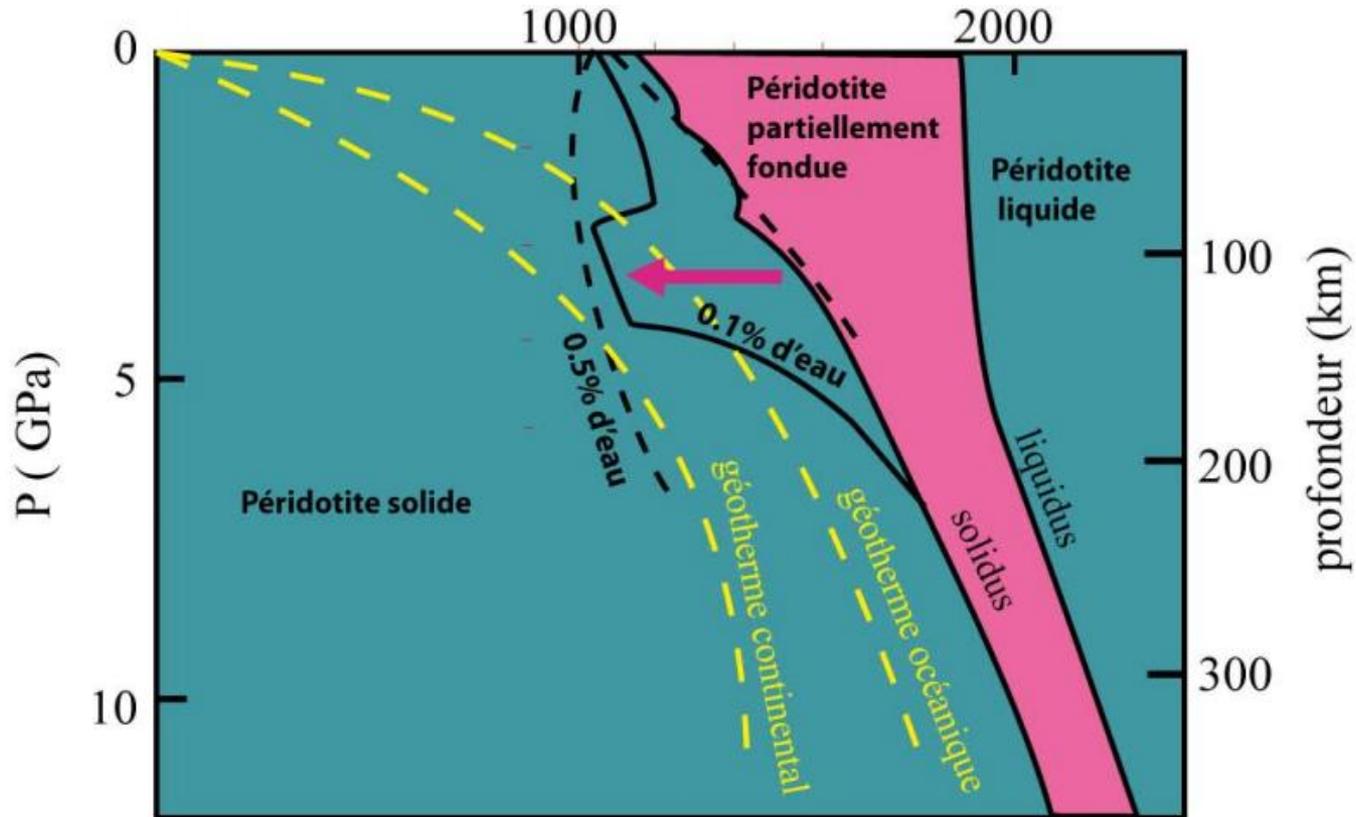
La fusion partielle de la péridotite dans un contexte de subduction



Péridotite métagénérée par apport de fluides provenant de la plaque subduite (LPNA):
Olivine et **pyroxènes** incolores. Sp = **spinel** chromifère brun. L'hydratation → auréole de **biotite**
=Biot et d'**amphibole** =Amph (minéraux hydroxylés)

Le magmatisme des zones de subduction

La fusion partielle de la péridotite dans un contexte de subduction



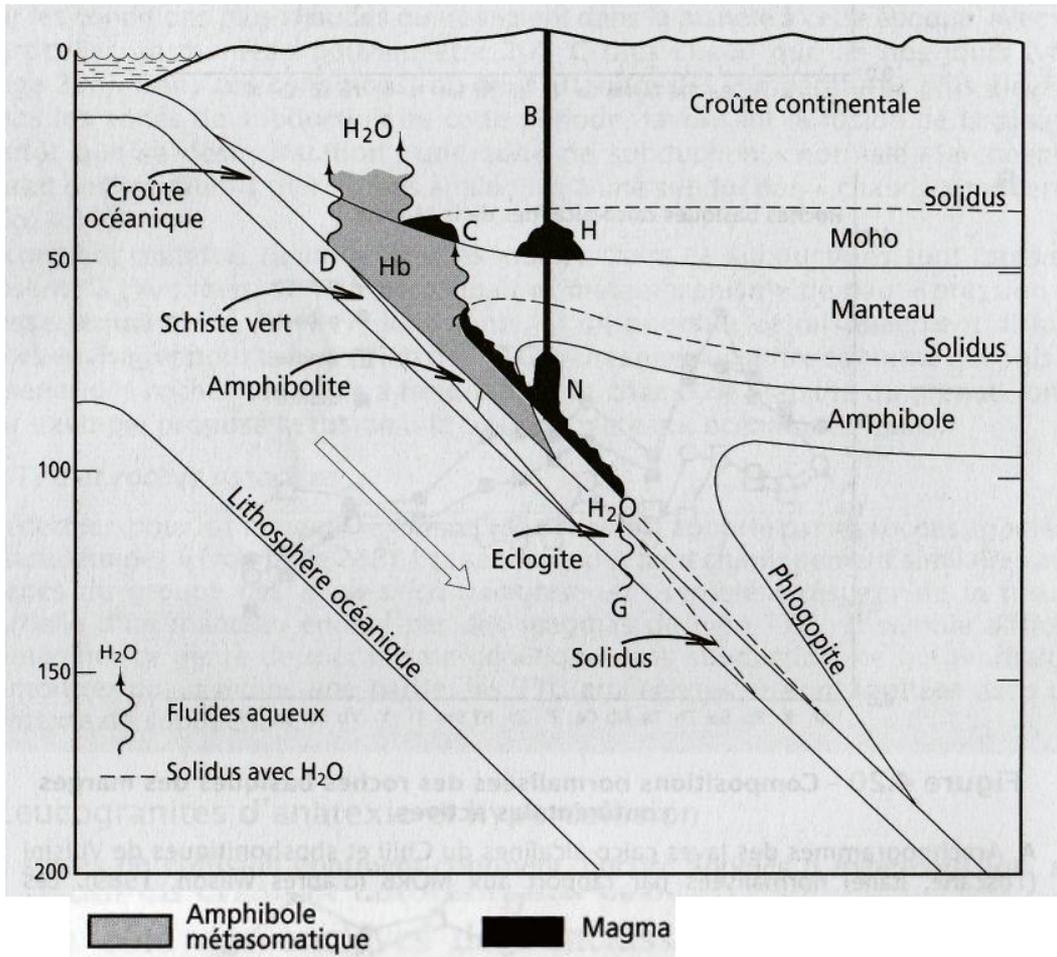
La présence d'eau abaisse la température de fusion de la péridotite.

Le magmatisme des zones de subduction

La fusion partielle de la péridotite dans un contexte de subduction

Des variations dans les processus de fusion partielle selon la température de la lithosphère subduite

Cas d'une lithosphère océanique vieille (froide)



Entre **D** et **G**, la déshydratation de la croûte oc. favorise la métasomatose du manteau (amphibole Hb) et de la croûte sus-jacente → anatexie locale de la croûte en **C**

La croûte océanique ne fond pas car son solidus ne peut être atteint.

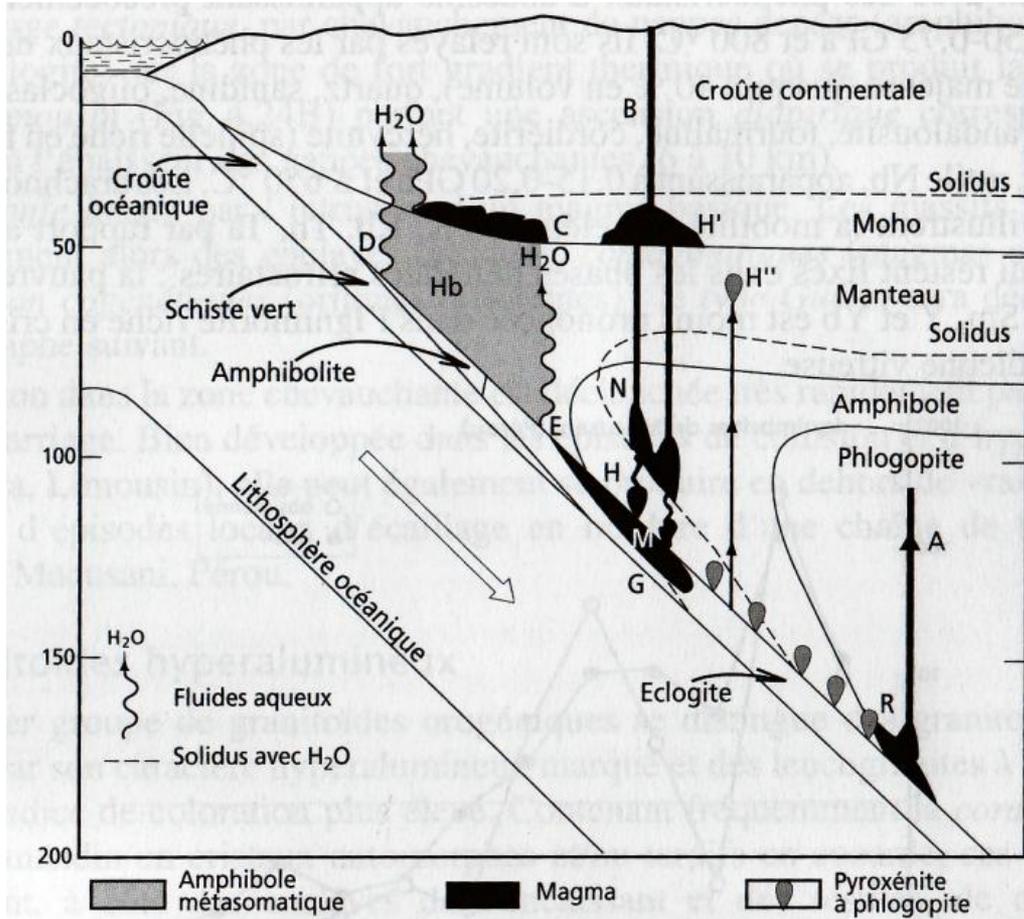
Le manteau sus-jacent subit en **N** la fusion partielle. Le magma produit s'accumule en **H** à la base de la croûte où il se différencie. Les liquides résiduels montent dans la croûte le long des filons **B**

Le magmatisme des zones de subduction

La fusion partielle de la péridotite dans un contexte de subduction

Des variations dans les processus de fusion partielle selon la température de la lithosphère subduite

Cas d'une lithosphère océanique jeune (chaude)



Entre **D et E**, la déshydratation de la croûte oc. favorise la métasomatose du manteau (amphibole Hb) et de la croûte sus jacente → anatexie locale de la croûte en **C**

La croûte océanique peut fondre entre **E et G** car son solidus peut être atteint. Les liquides H produits sont siliceux et peuvent se mélanger avec les magmas mantelliques **N**. Les magmas hybrides suivent le trajet **N-H'-B** le long duquel ils se différencient

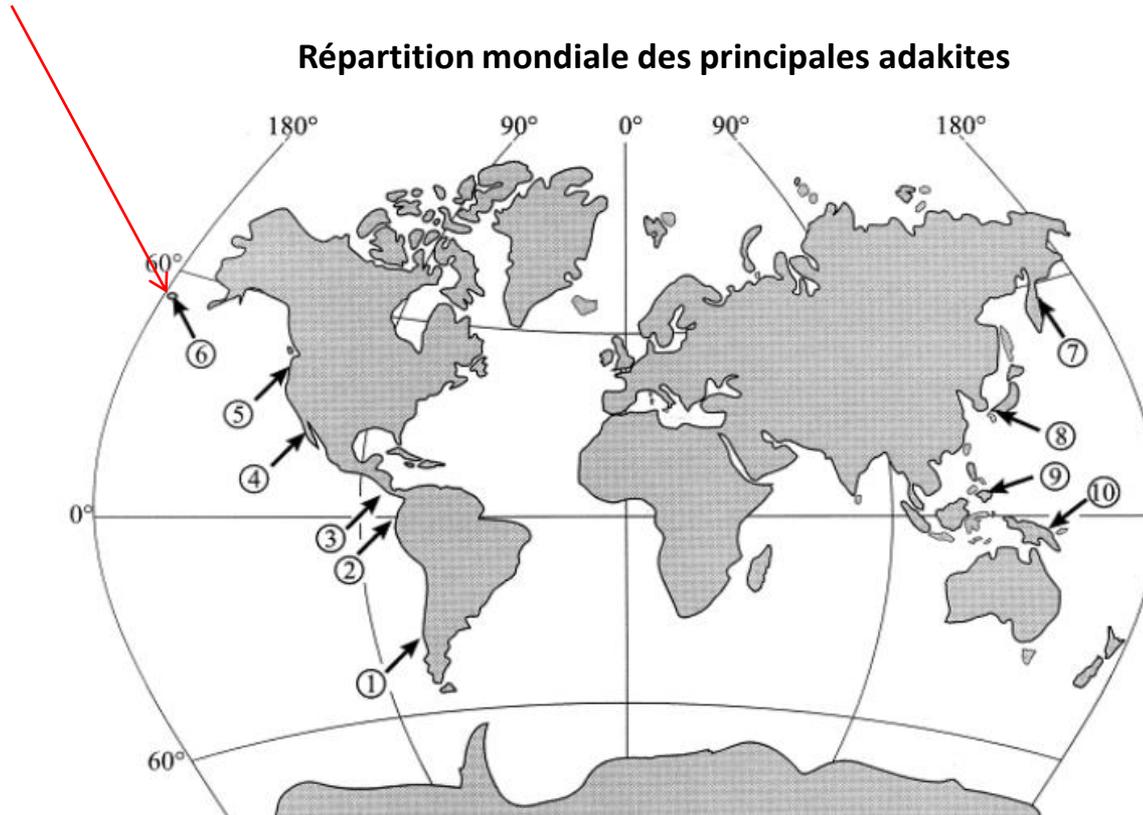
Une partie des liquides siliceux **H** se combine avec le manteau péridotitique → corps de wobstérite à grenat-phlogopite qui montent adiabatiquement en **H''**

La déstabilisation du mica en **R** provoque une fusion du manteau avec ascension des liquides en **A** vers la surface.

Le magmatisme des zones de subduction

Les adakites

Les Adakites sont des roches découvertes sur l'île d'Adak, dans les Aléoutiennes (Alaska)



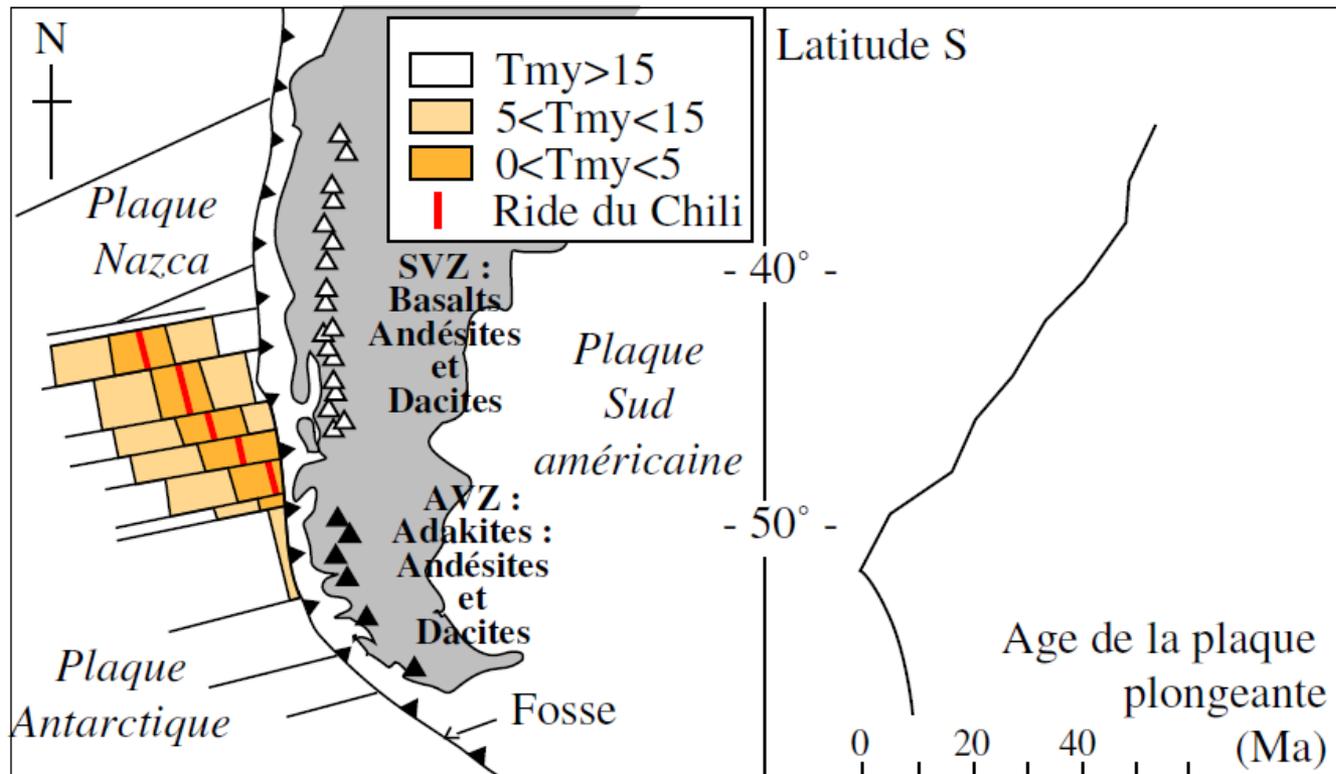
Ce sont des laves calco-alkalines pauvres en K

Le magmatisme des zones de subduction

Les adakites

Exemple: En Patagonie, la plaque Nazca (au Nord), et la plaque Antarctique (au Sud), séparées par la dorsale (active) du Chili, entrent en **subduction** sous la plaque Sud-Américaine.

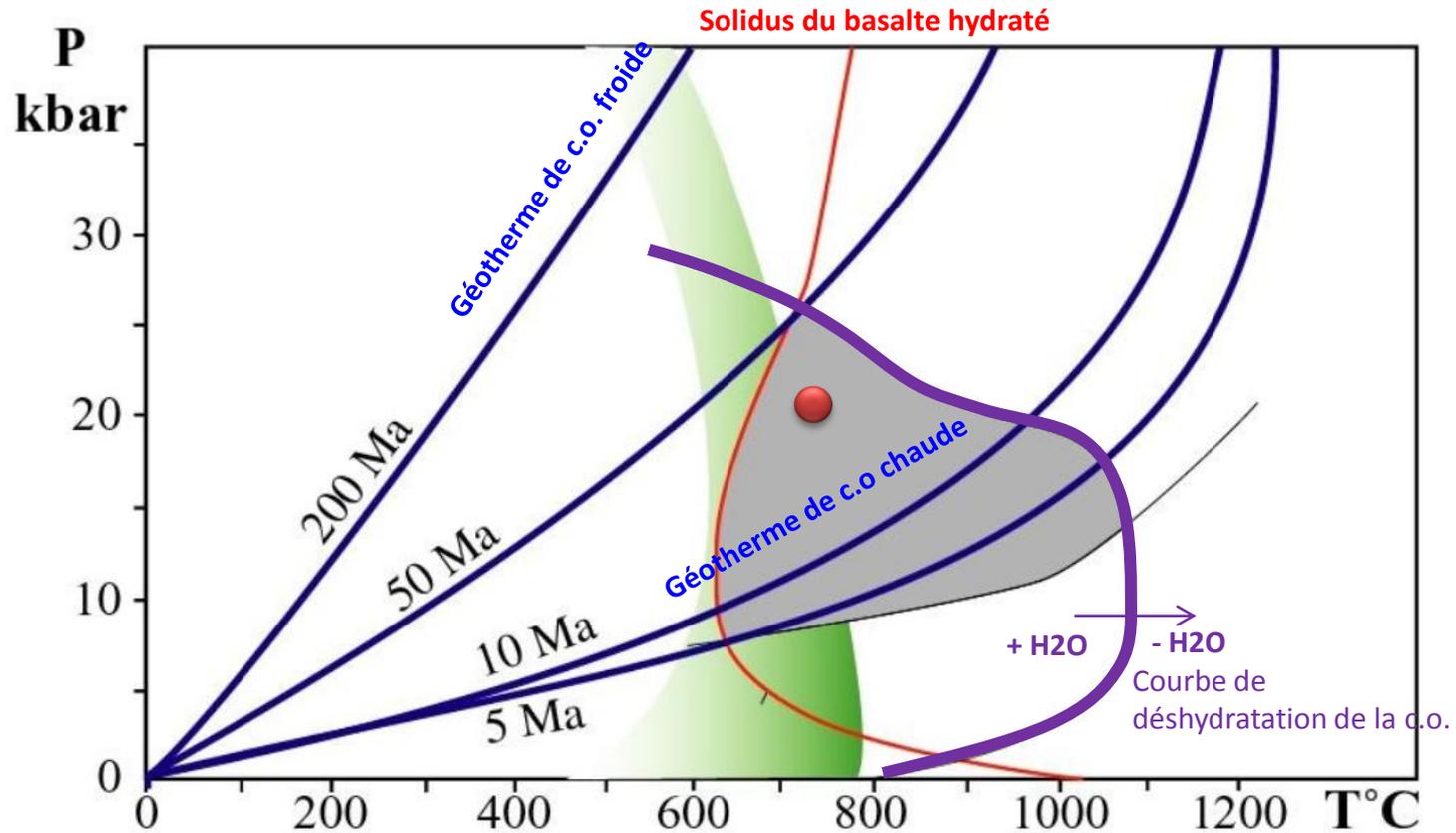
Cette subduction est oblique, ce qui fait que **l'âge de la croûte** qui rentre en subduction (ou sa distance à la dorsale) varie du Nord au Sud. Les **adakites** sont toujours associées à la subduction d'une croûte océanique **jeune** ($< 30\text{Ma}$)



Le magmatisme des zones de subduction

Les adakites

Dans ce contexte particulier, la croûte océanique, particulièrement jeune, est **anormalement chaude** → **Fusion possible** ● avant qu'elle se déshydrate complètement.

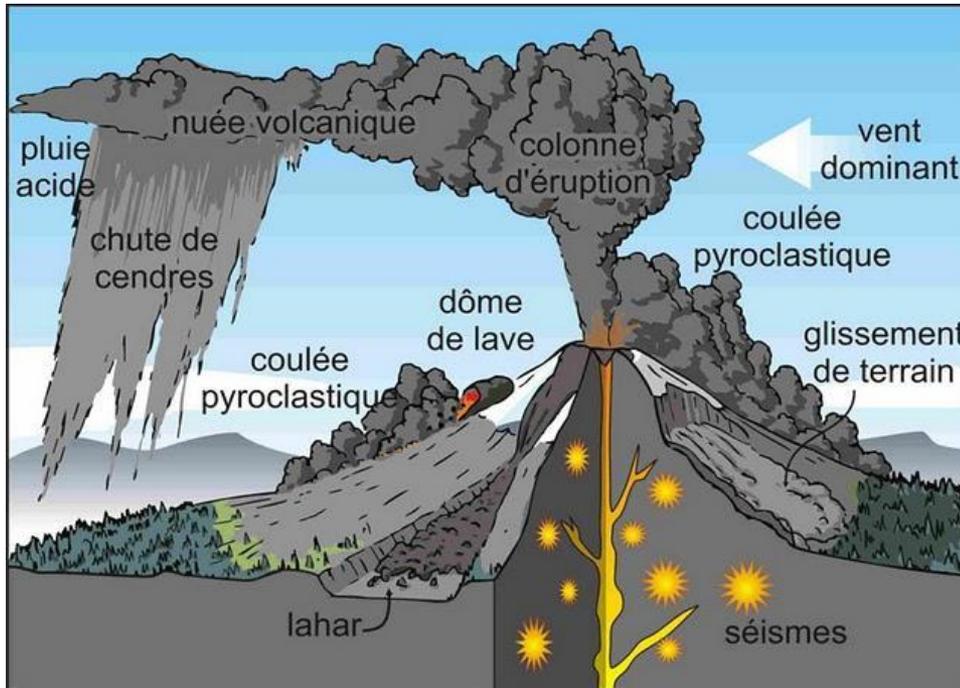


Le magmatisme des zones de subduction

Le caractère explosif du volcanisme

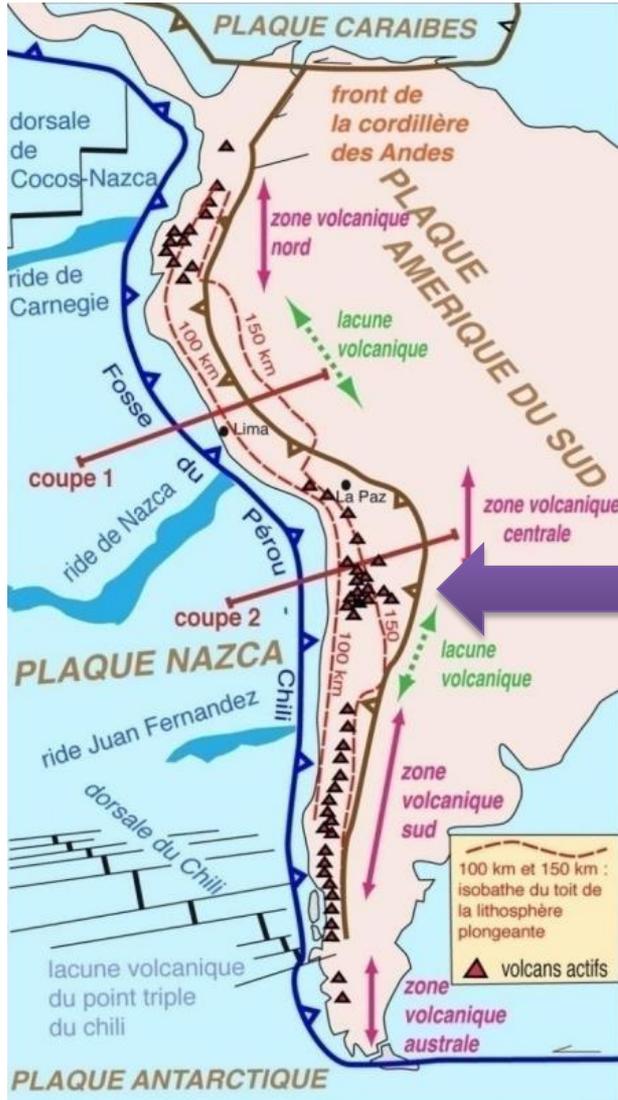
Le caractère souvent **explosif** du **magmatisme de subduction** s'explique par:

- Richesse en gaz
- Viscosité élevée des laves riches en Si
- A faible profondeur (entre 5 et 10 km), amphibole et biotite sont instables à cause de la baisse de pression → elles se transforment en pyroxène, libérant de grandes quantités d'eau → Cette eau diffuse dans le magma, provoque son ébullition, ce qui augmente considérablement son pouvoir explosif.

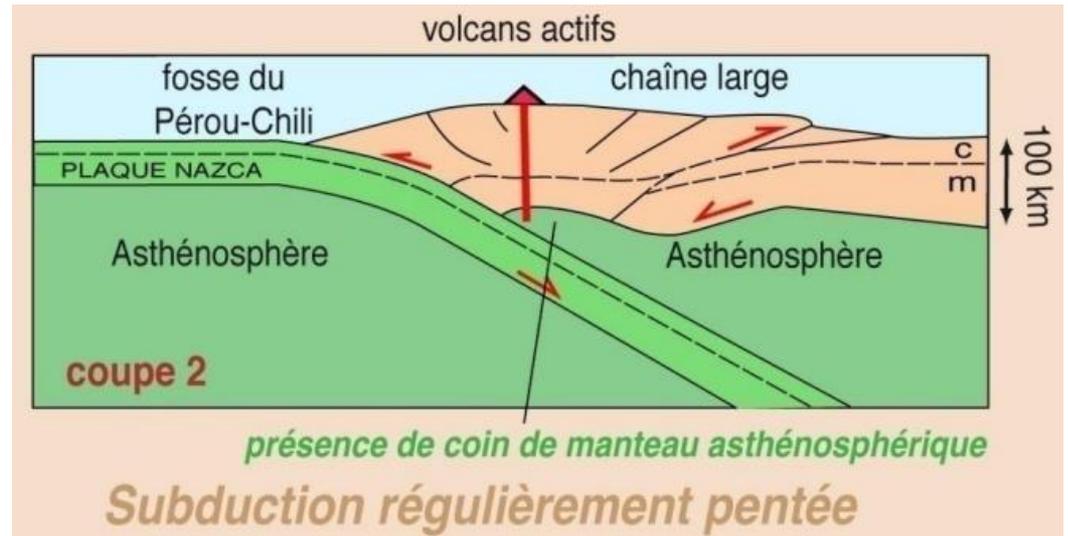


Le magmatisme des zones de subduction

Cas particulier : Expliquer l'absence de zones non-volcaniques au niveau des Andes

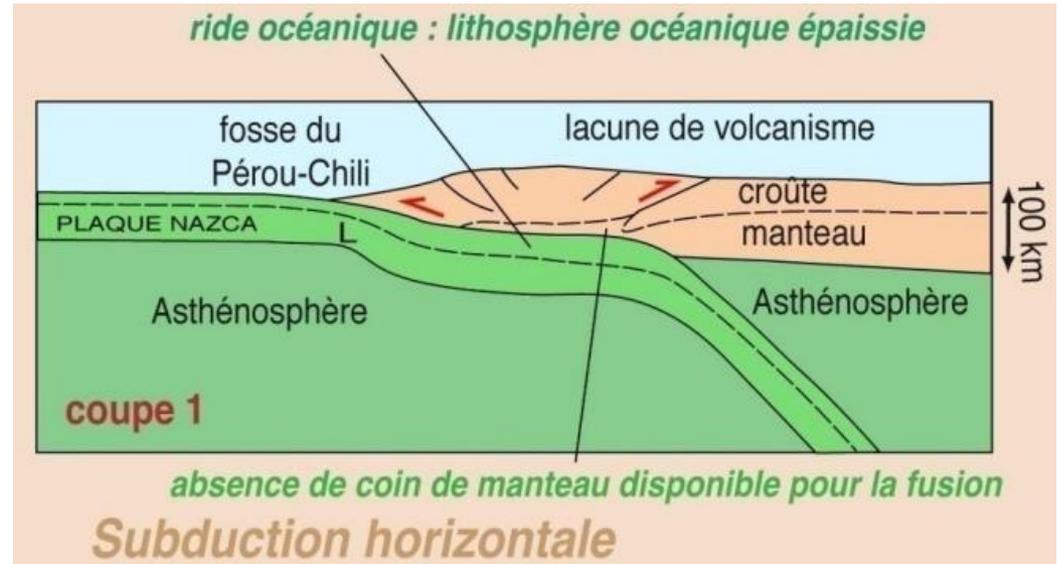
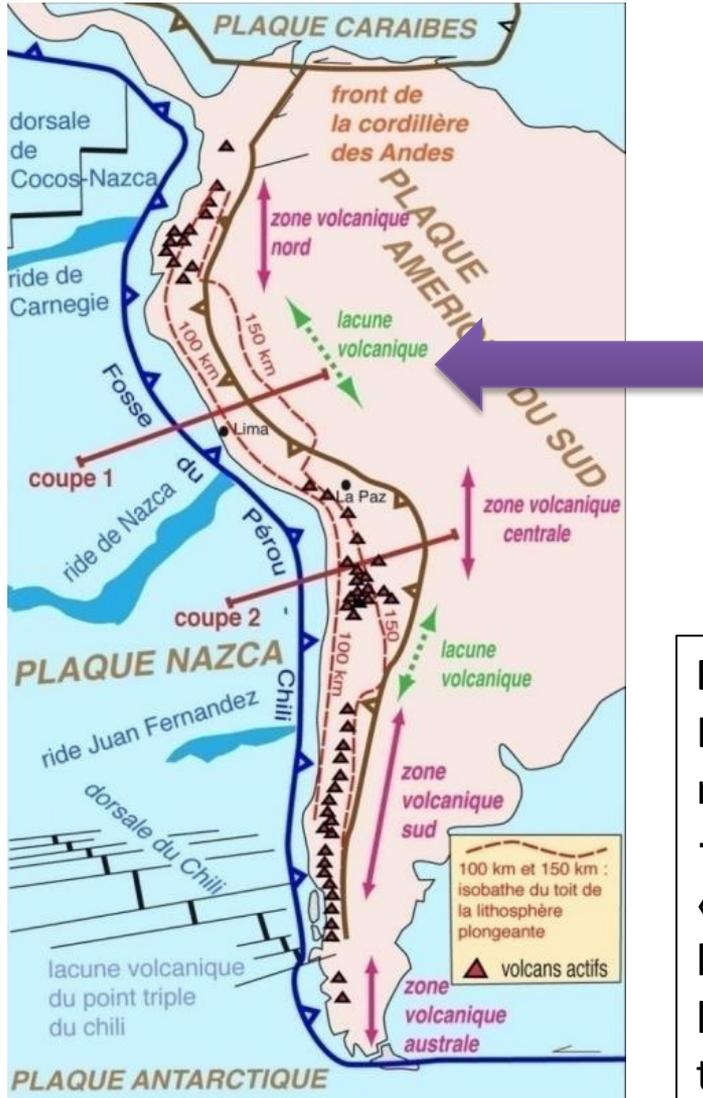


Zone volcanique = Fusion partielle du coin mantellique possible → volcanisme calco-alcalin



Le magmatisme des zones de subduction

Cas particulier : Expliquer l'absence de zones non-volcaniques au niveau des Andes



Flat slab région = zone de subduction plane

La croûte océanique est épaissie car elle comporte de nombreux reliefs volcaniques (origine = points chauds)

→ La croûte océanique se comporte comme un « flotteur » et elle plonge en restant adhérente à la lithosphère chevauchante. Ce matériel froid introduit à l'horizontale sous la lithosphère andine modifie le régime thermique et empêche la fusion partielle du coin du manteau → pas de magmatisme

I – Aspects mécaniques de la subduction oc.

II – Caractères généraux de la subduction oc.

III – Les marqueurs de la subduction oc.

- Marqueurs topographiques
- Marqueurs sismiques
- Marqueurs thermiques
- Marqueurs gravimétriques
- Déformations
- Epaississement crustal
- Sédimentation
- Notion de chenal de subduction

IV - Le magmatisme des zones de subduction oc.

- Le volcanisme des zones de subduction oc.
- Principales roches magmatiques
- Signatures géochimiques, isotopiques et caractéristiques des magmas d'arc
- Différenciations magmatiques
- Magmatisme d'arrière arc
- Conditions de fusion partielle de la péridotite

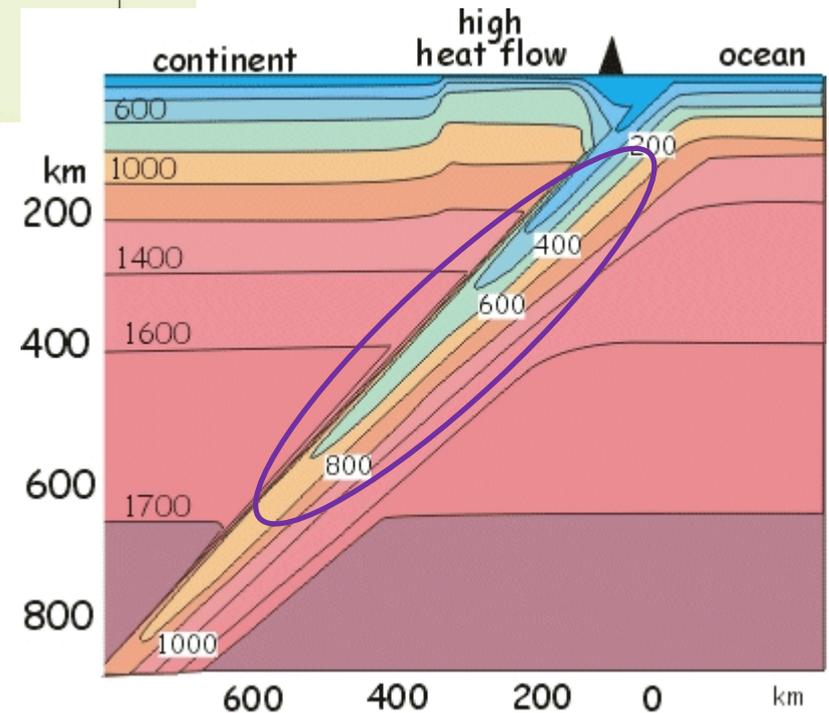
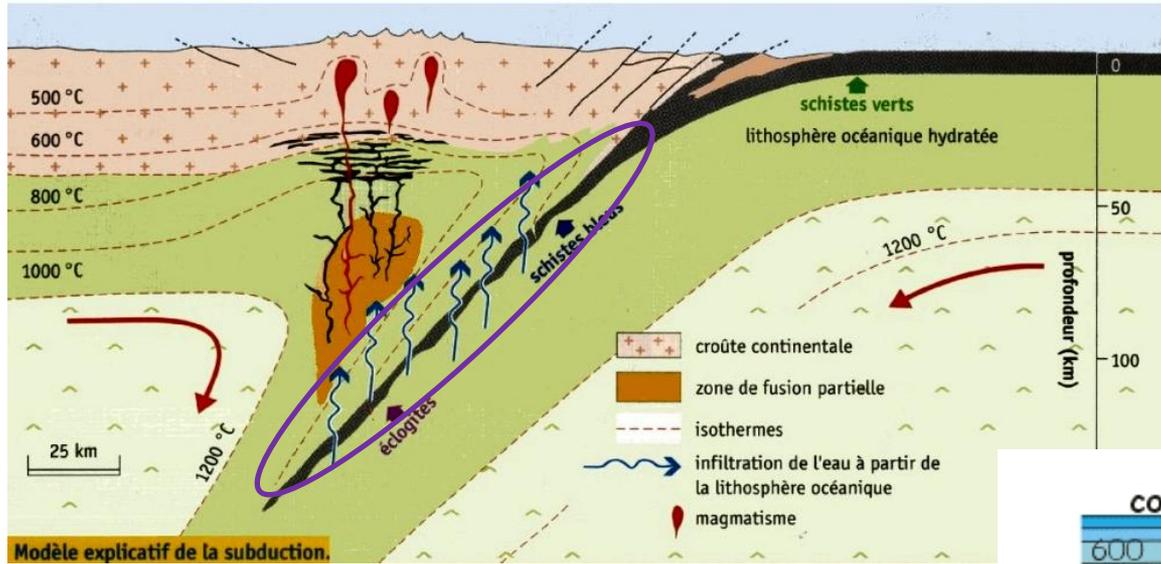
V - Le métamorphisme des zones de subduction oc.

- Caractéristiques générales
- Marqueurs d'une paléosubduction dans les Alpes
- Compléments

Le métamorphisme des zones de subduction

Caractéristiques générales

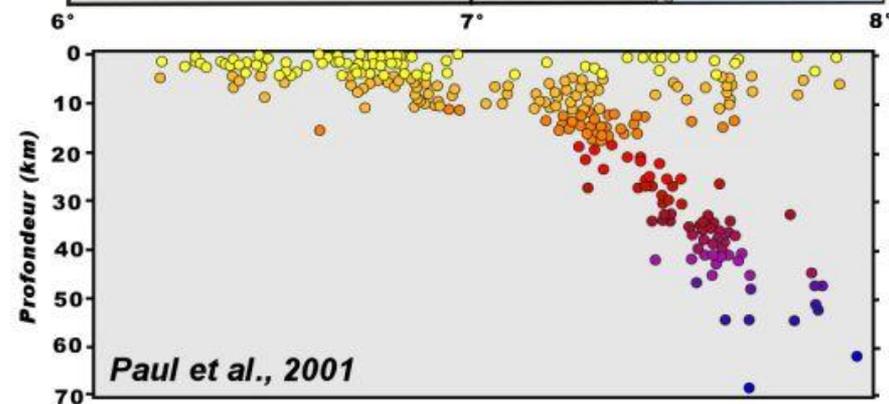
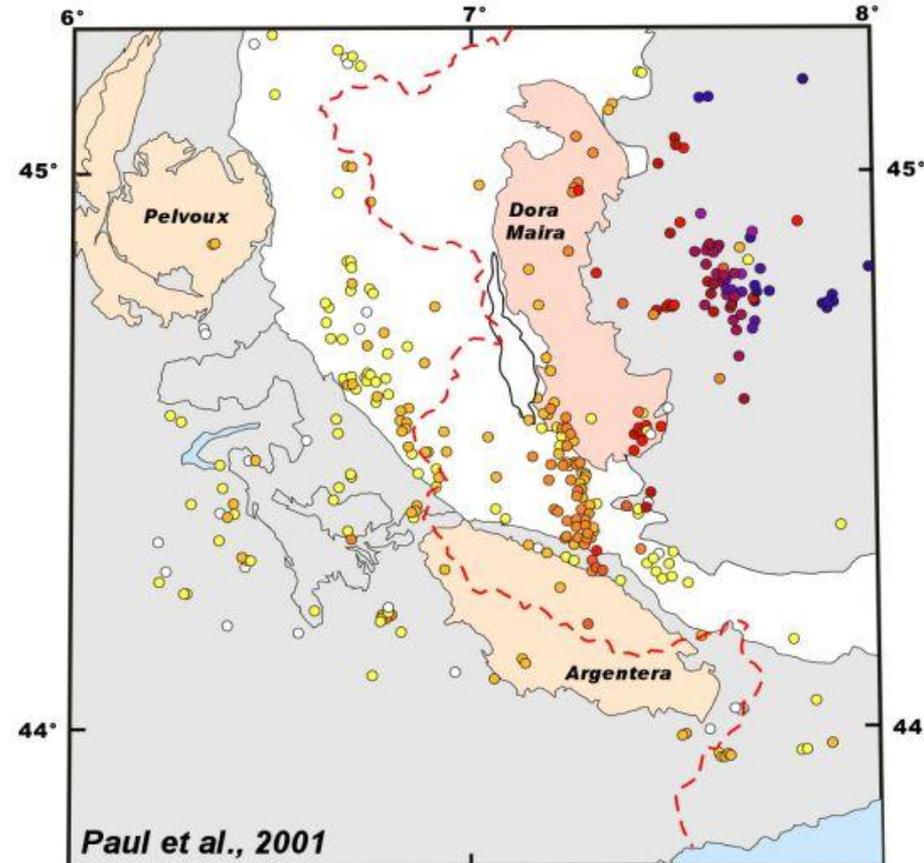
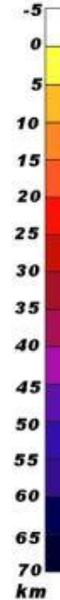
Contexte métamorphique: **Haute pression, basse température**



Le métamorphisme des zones de subduction

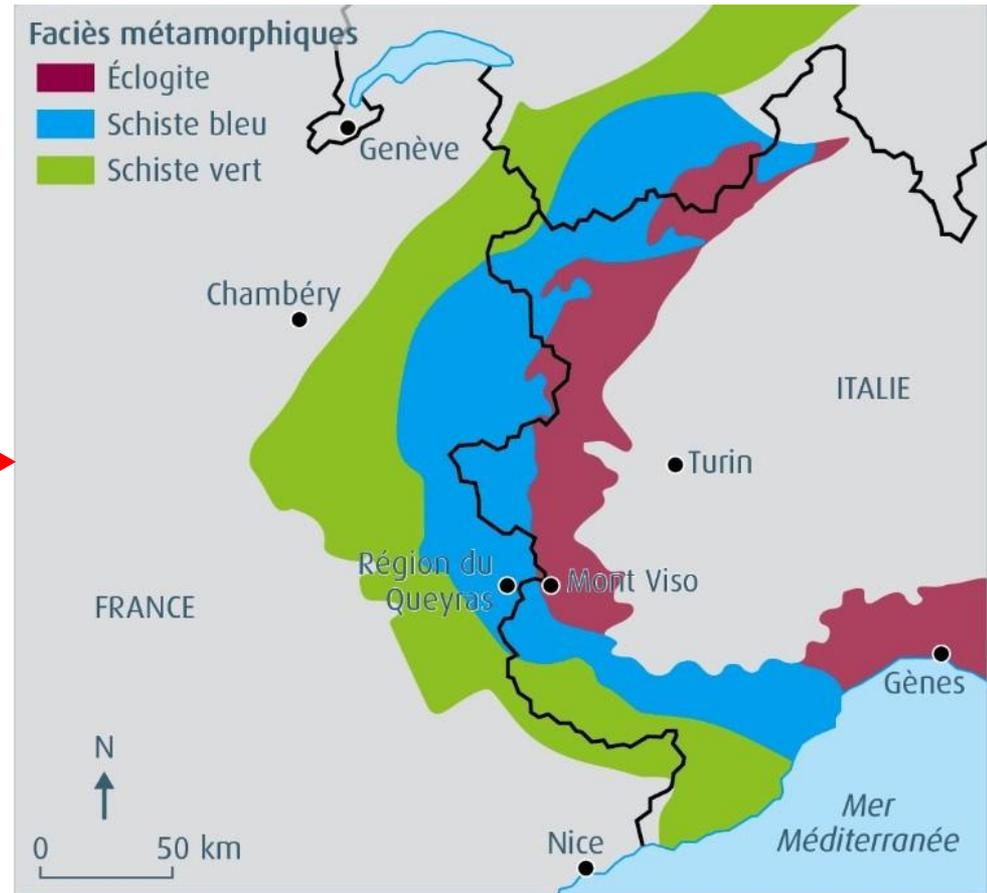
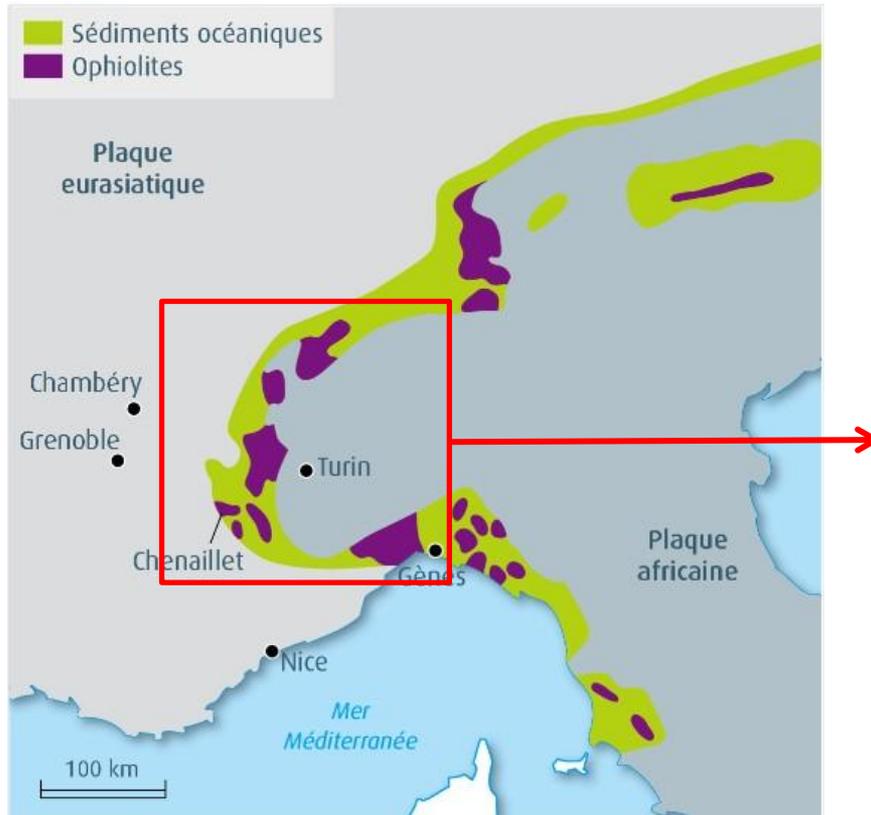
Les traces d'une paléo-subduction dans les Alpes

La répartition de la sismicité actuelle à travers l'arc alpin qui souligne le **plan de subduction** de la plaque européenne sous la plaque Apulienne.



Le métamorphisme des zones de subduction

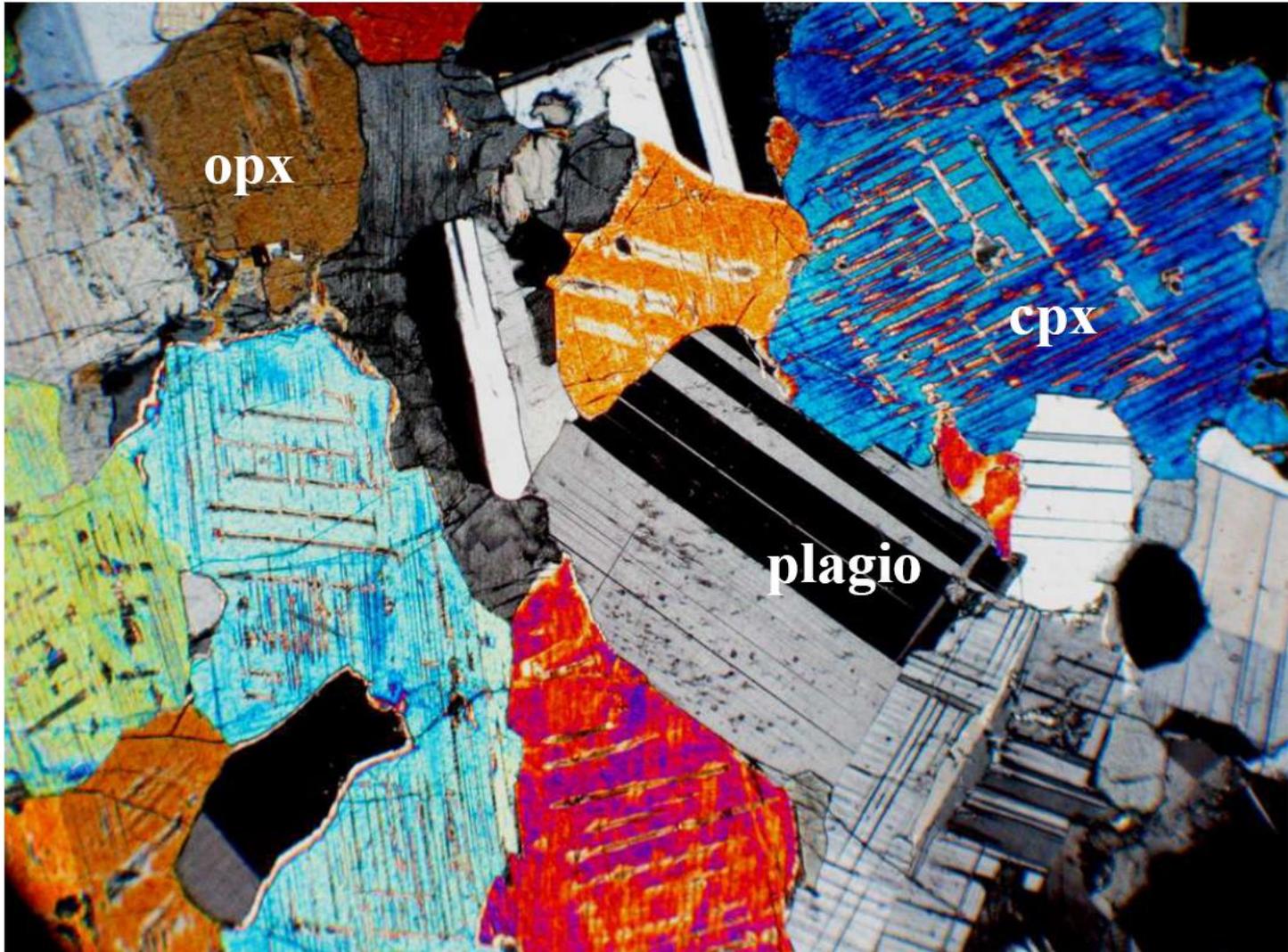
Les traces d'une paléo-subduction dans les Alpes



Le métamorphisme des zones de subduction

Les traces d'une paléo-subduction dans les Alpes

RAPPEL: lame mince d'un gabbro non métamorphisé

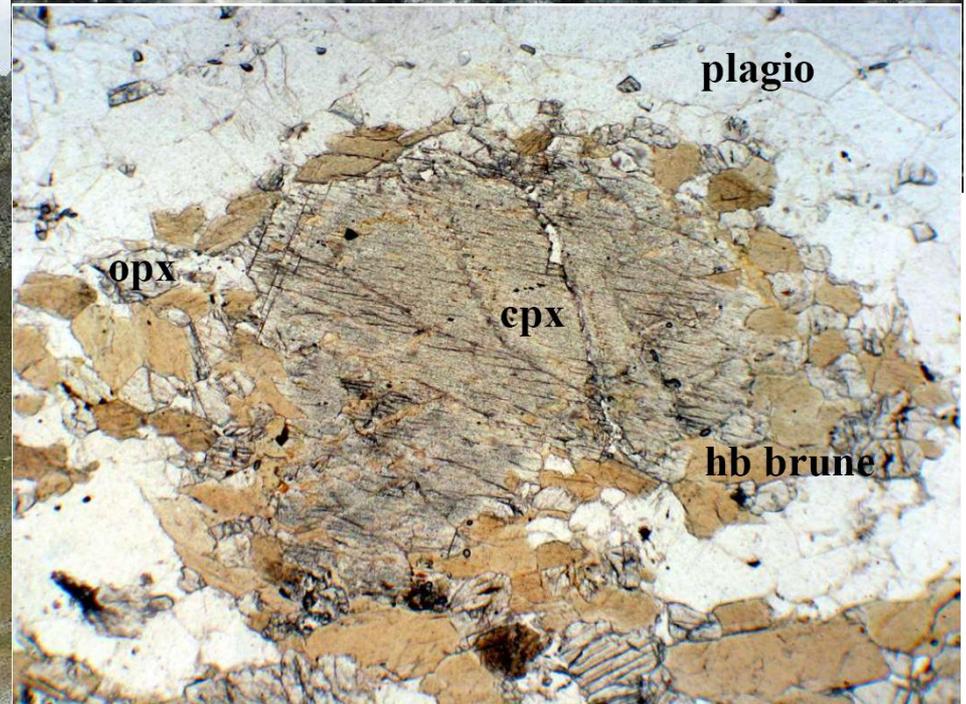


Le métamorphisme des zones de subduction

Les traces d'une paléo-subduction dans les Alpes

RAPPEL

Les gabbros océaniques du Massif du Chenaillet ont été transformée par métamorphisme hydrothermal. Ils contiennent donc une forte proportion de minéraux hydroxylés (amphiboles, actinote, chlorite)



Le métamorphisme des zones de subduction

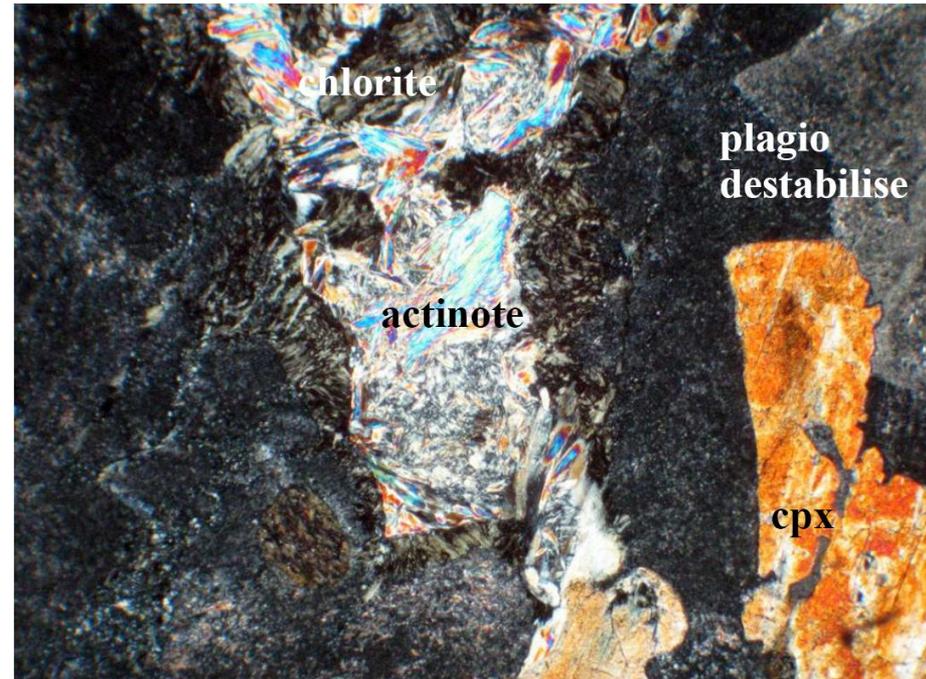
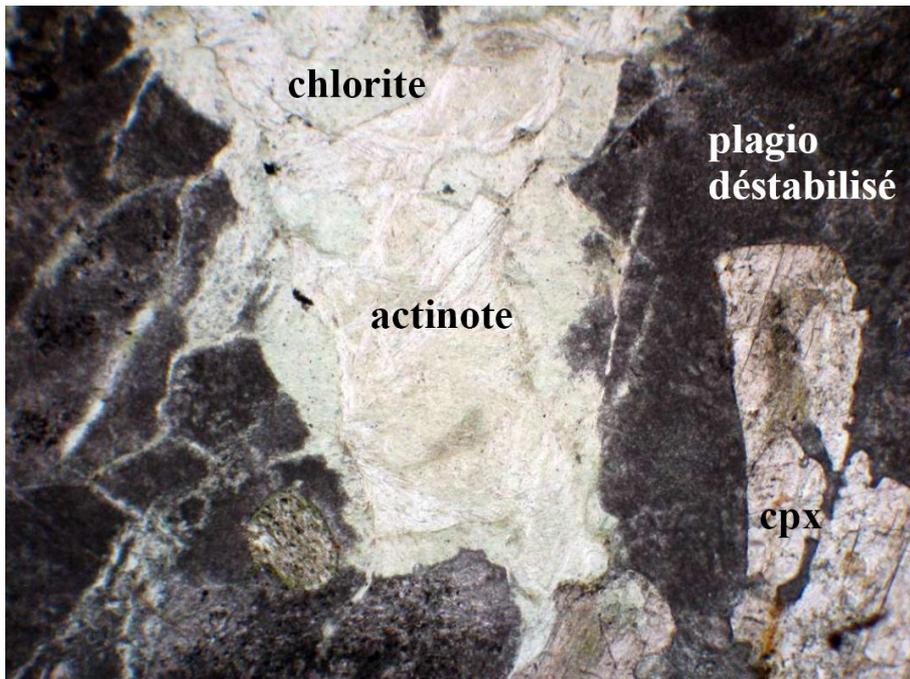
Les traces d'une paléo-subduction dans les Alpes

RAPPEL

Les gabbros océaniques du Massif du Chenaillet ont été transformés par métamorphisme hydrothermal.

Ils contiennent donc une forte proportion de minéraux hydroxylés (amphiboles, actinote, chlorite)

Métagabbro à hornblende, chlorite et actinote (LPNA et LPA)



Feldspath plagioclase + Hornblende + H₂O → Chlorite + Actinote

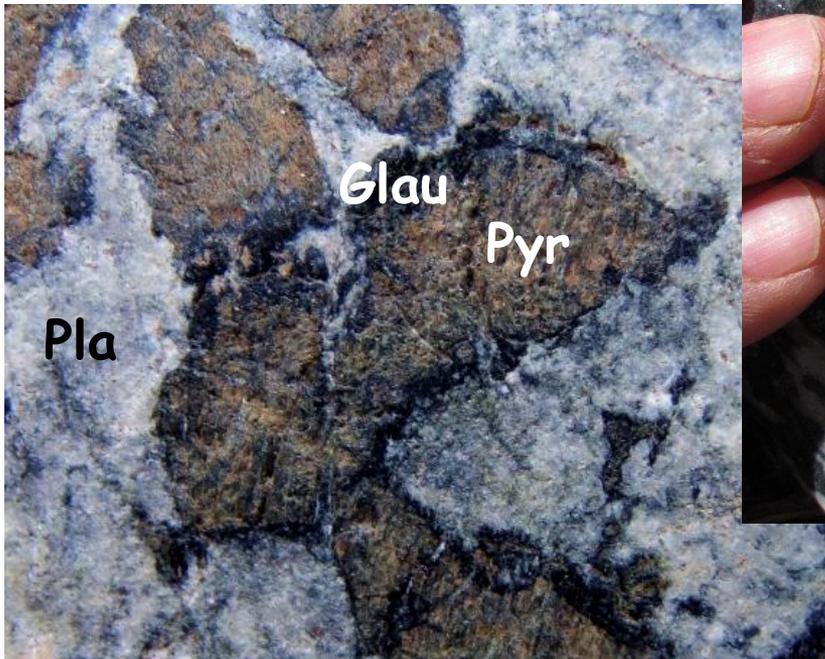
Le métamorphisme des zones de subduction

Les traces d'une paléo-subduction dans les Alpes

Vallon de Clausis, St Véran

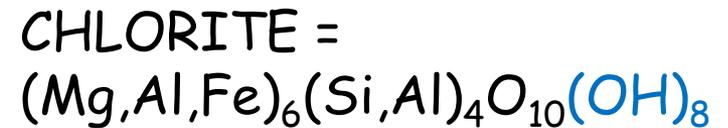
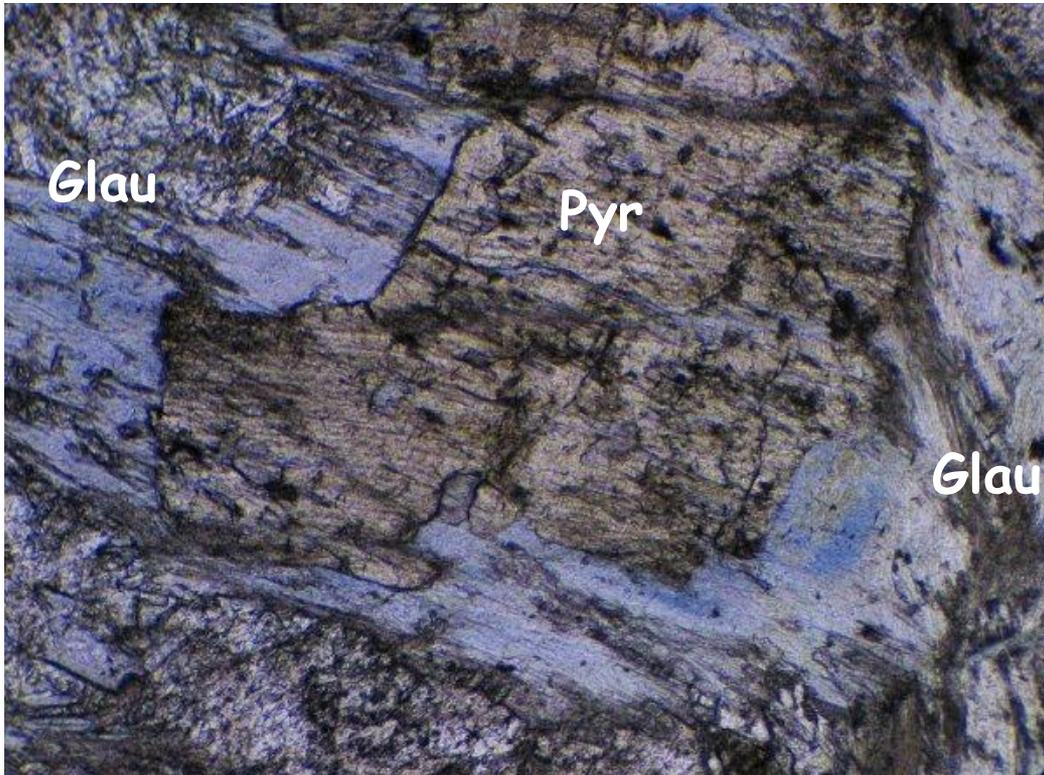


Métagabbro à Glaucophane (Queyras)



Le métamorphisme des zones de subduction

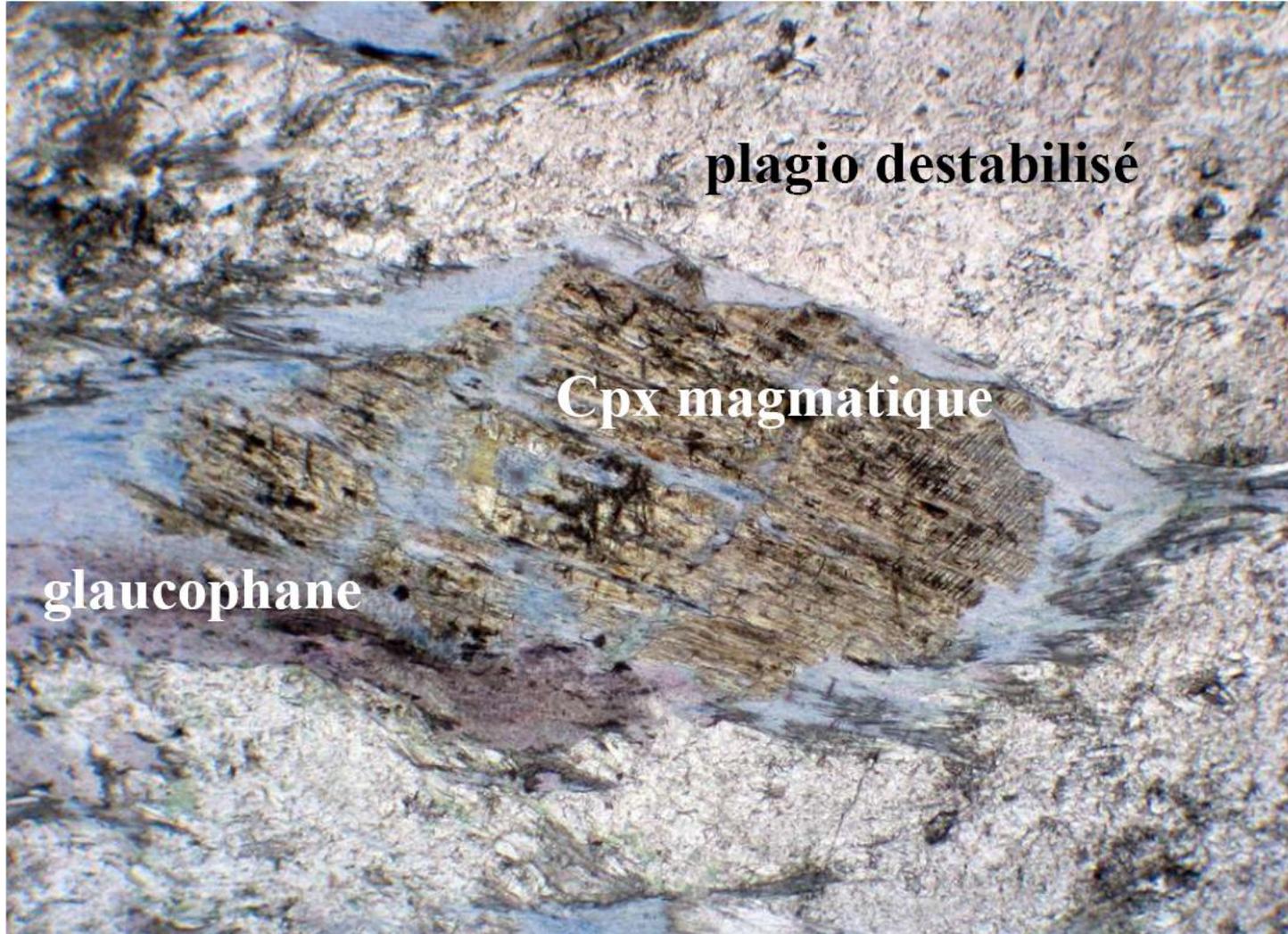
Les traces d'une paléo-subduction dans les Alpes



→ déshydratation

Le métamorphisme des zones de subduction

Les traces d'une paléo-subduction dans les Alpes



Le métamorphisme des zones de subduction

Les traces d'une paléo-subduction dans les Alpes



Métagabbro à
smaragdite
(jadéite
chromifère)

Eclogite
(métabasalte)
à grenats



Le métamorphisme des zones de subduction

Les traces d'une paléo-subduction dans les Alpes



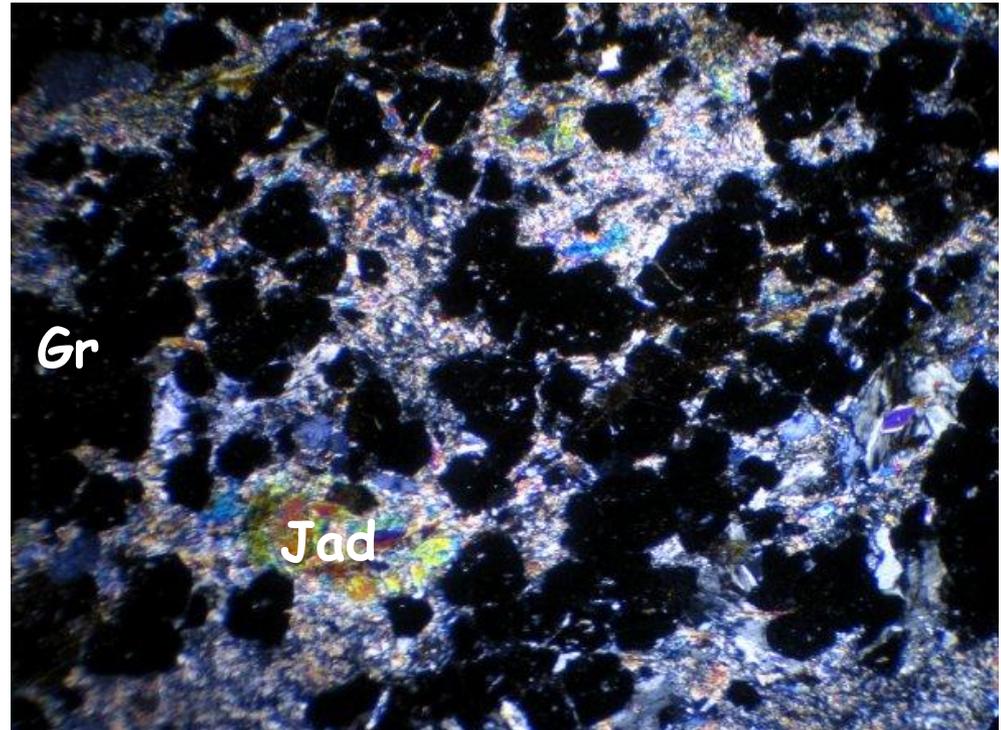
GLAUCOPHANE
 $(\text{Na}_2(\text{Mg,Fe})_3\text{Al}_2\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_3)$



GRENAT = $\text{Fe}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$
JADEITE = $\text{Na}(\text{Al,Fe})\text{Si}_2\text{O}_6$

Minéraux anhydres

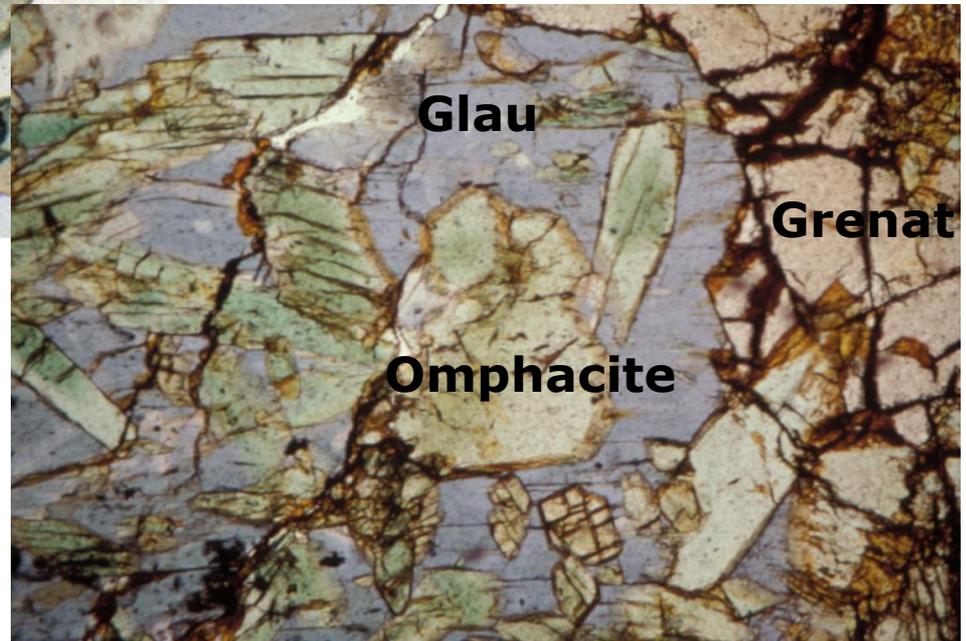
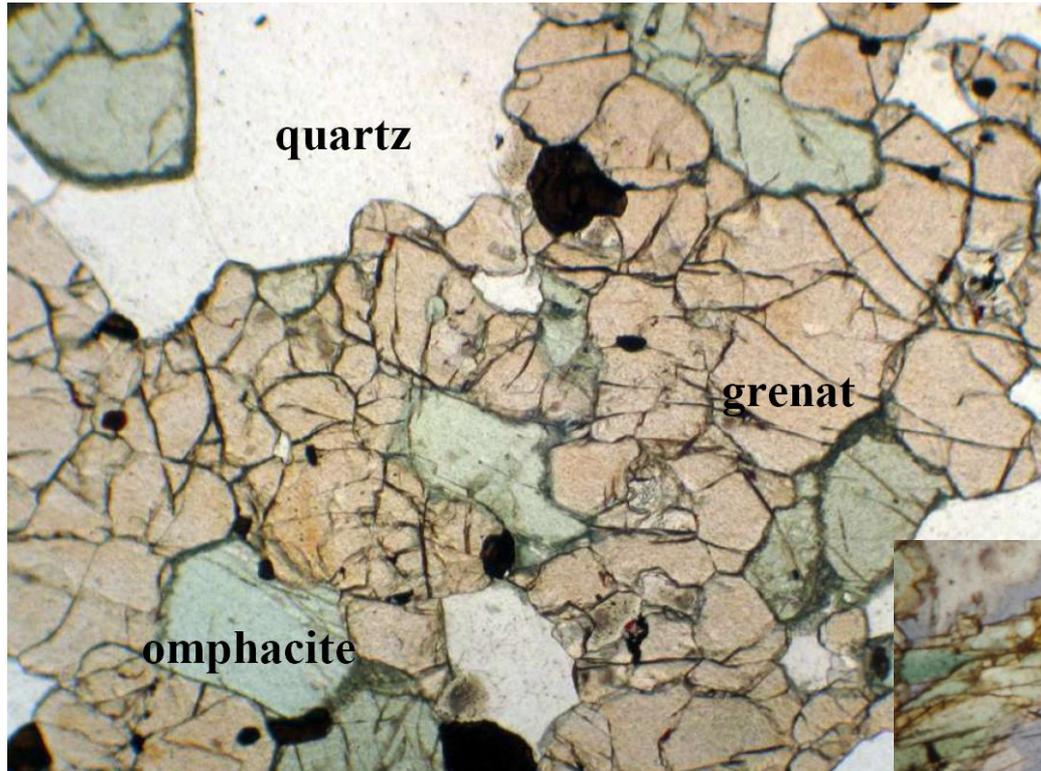
→ déshydratation



Le métamorphisme des zones de subduction

Les traces d'une paléo-subduction dans les Alpes

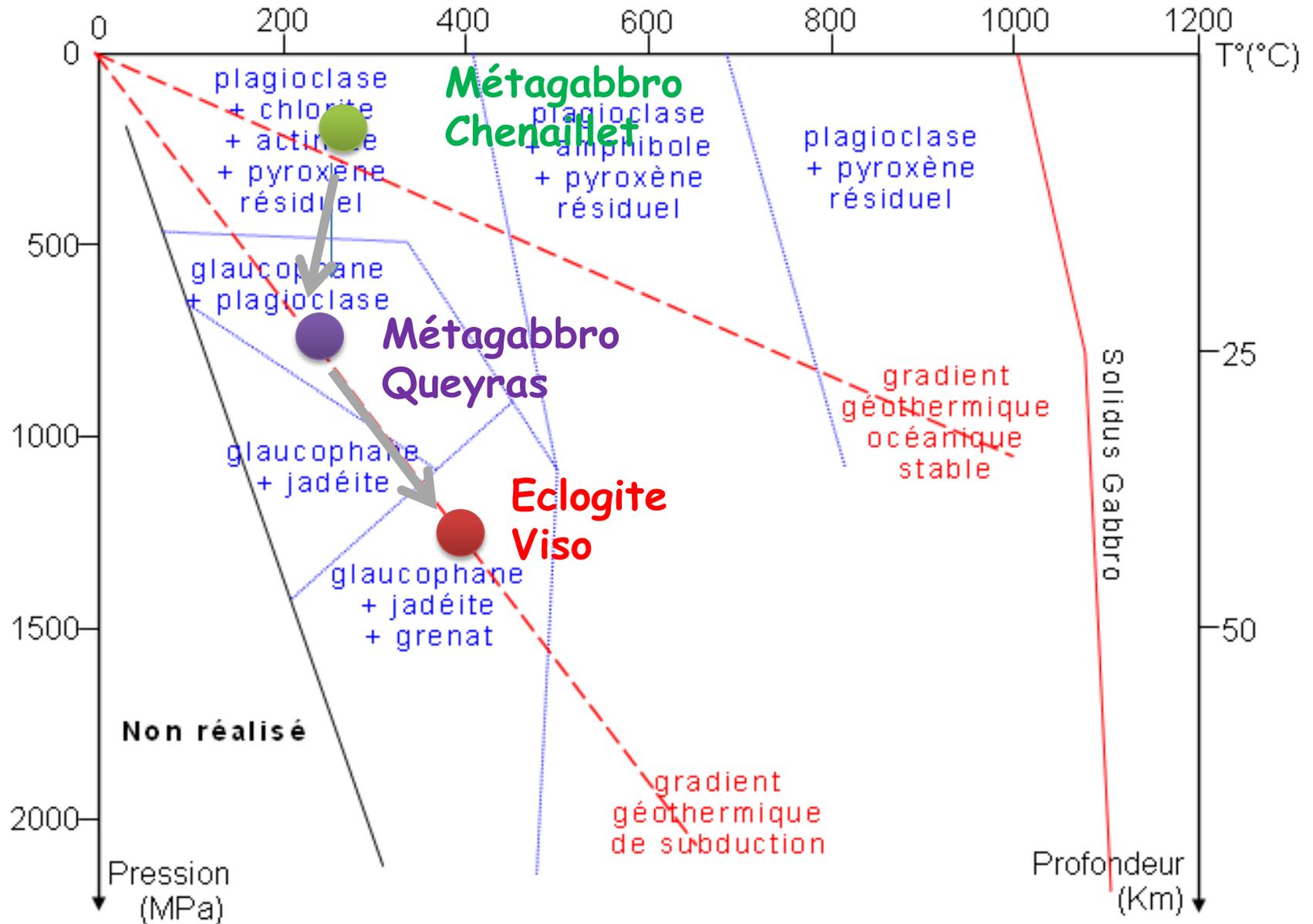
Lames minces d'éclogites du Viso (LPNA)



Omphacite = pyroxène proche de la
Jadéite

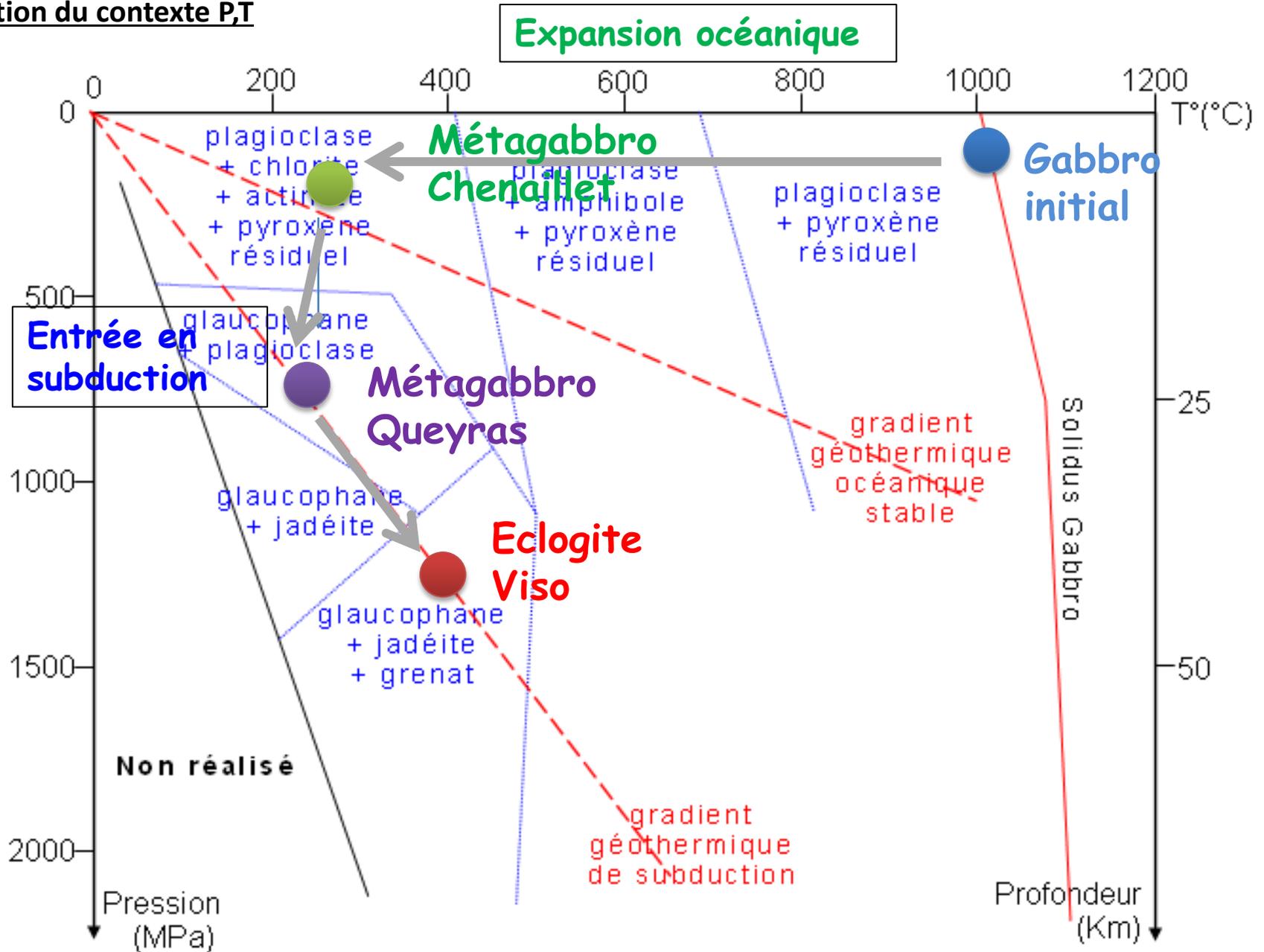
Le métamorphisme des zones de subduction

Evolution du contexte P,T



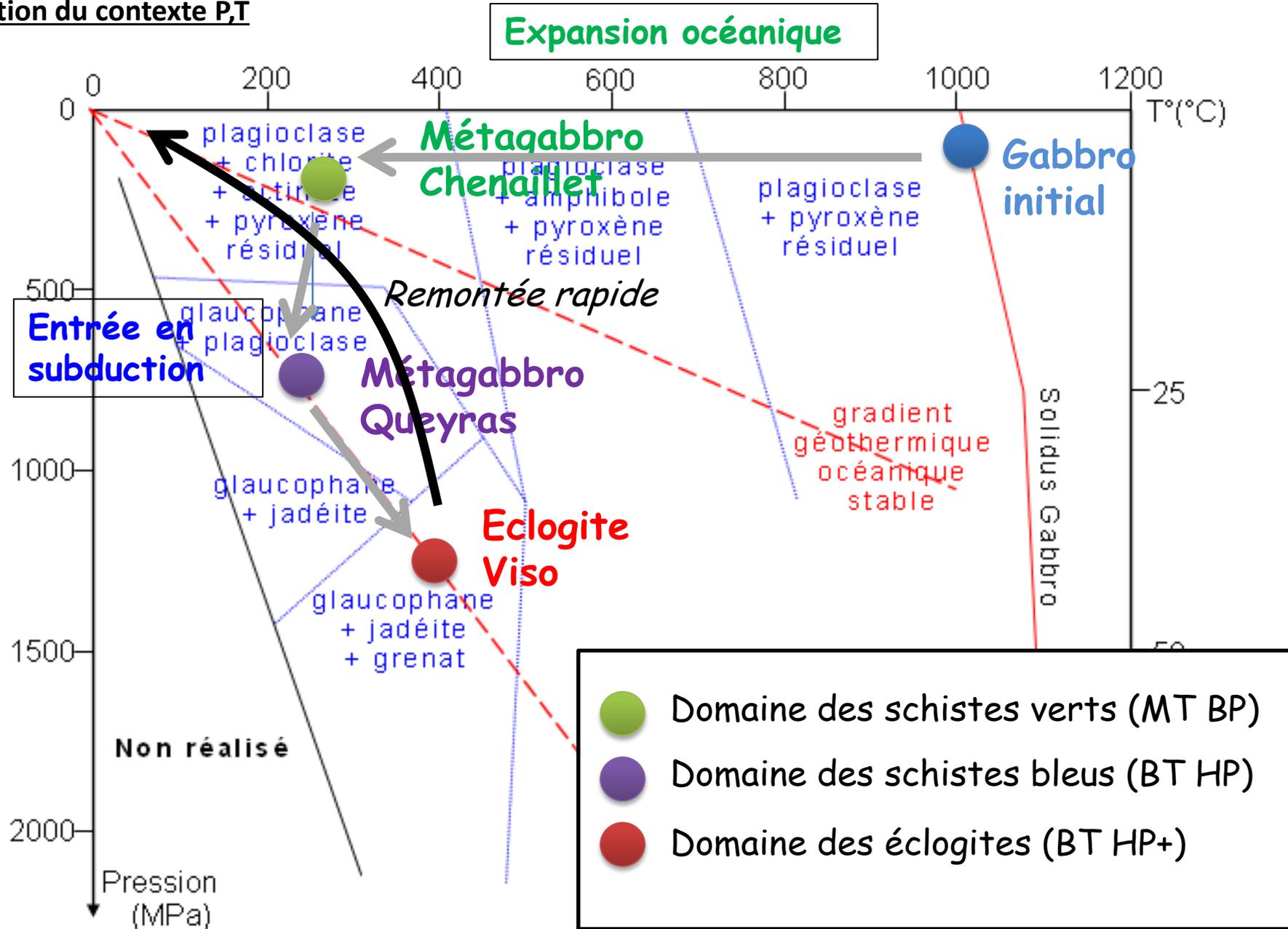
Le métamorphisme des zones de subduction

Evolution du contexte P,T



Le métamorphisme des zones de subduction

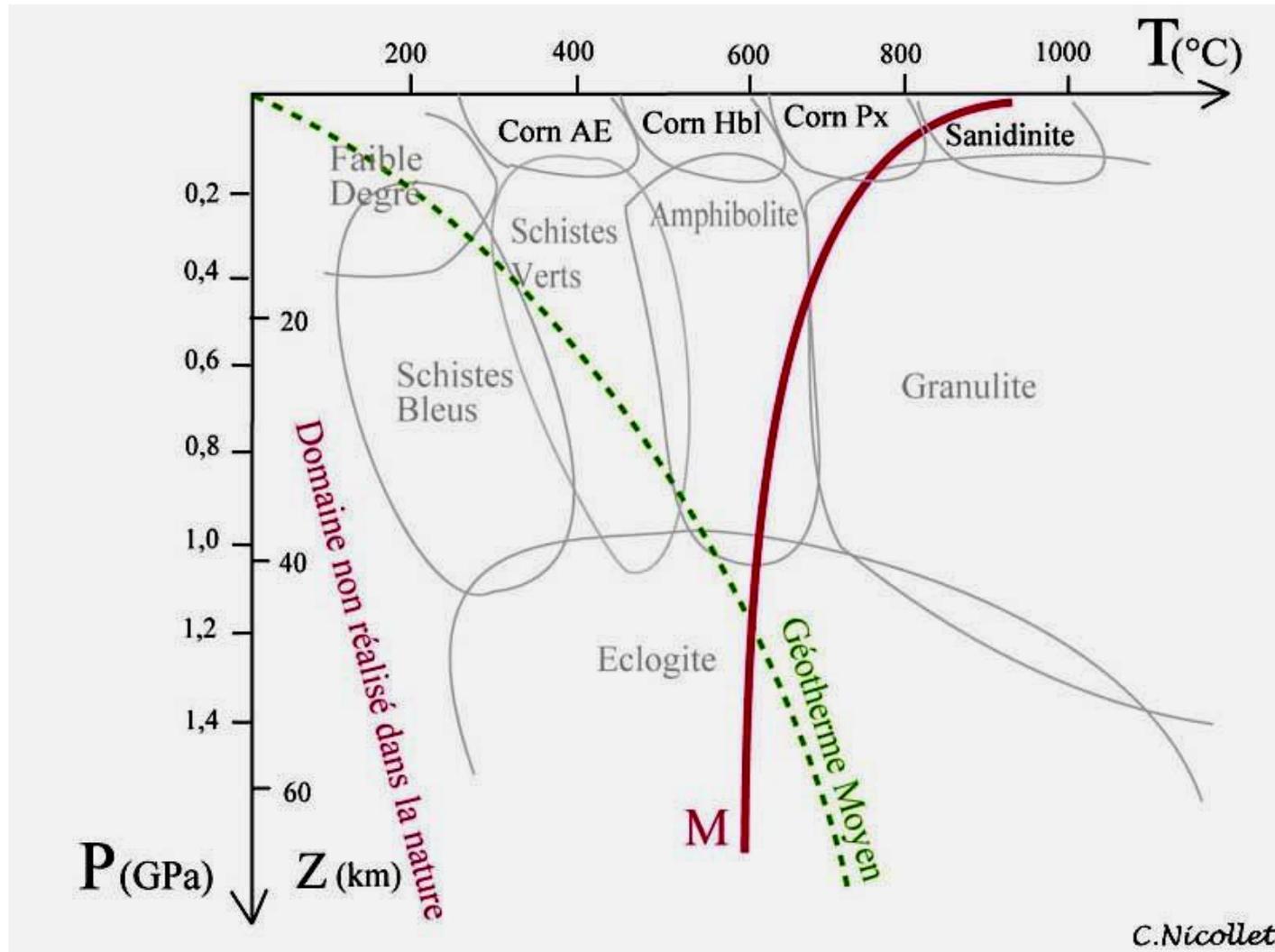
Evolution du contexte P,T



Le métamorphisme des zones de subduction

Evolution du contexte P,T

Faciès métamorphique de subduction: HP BT

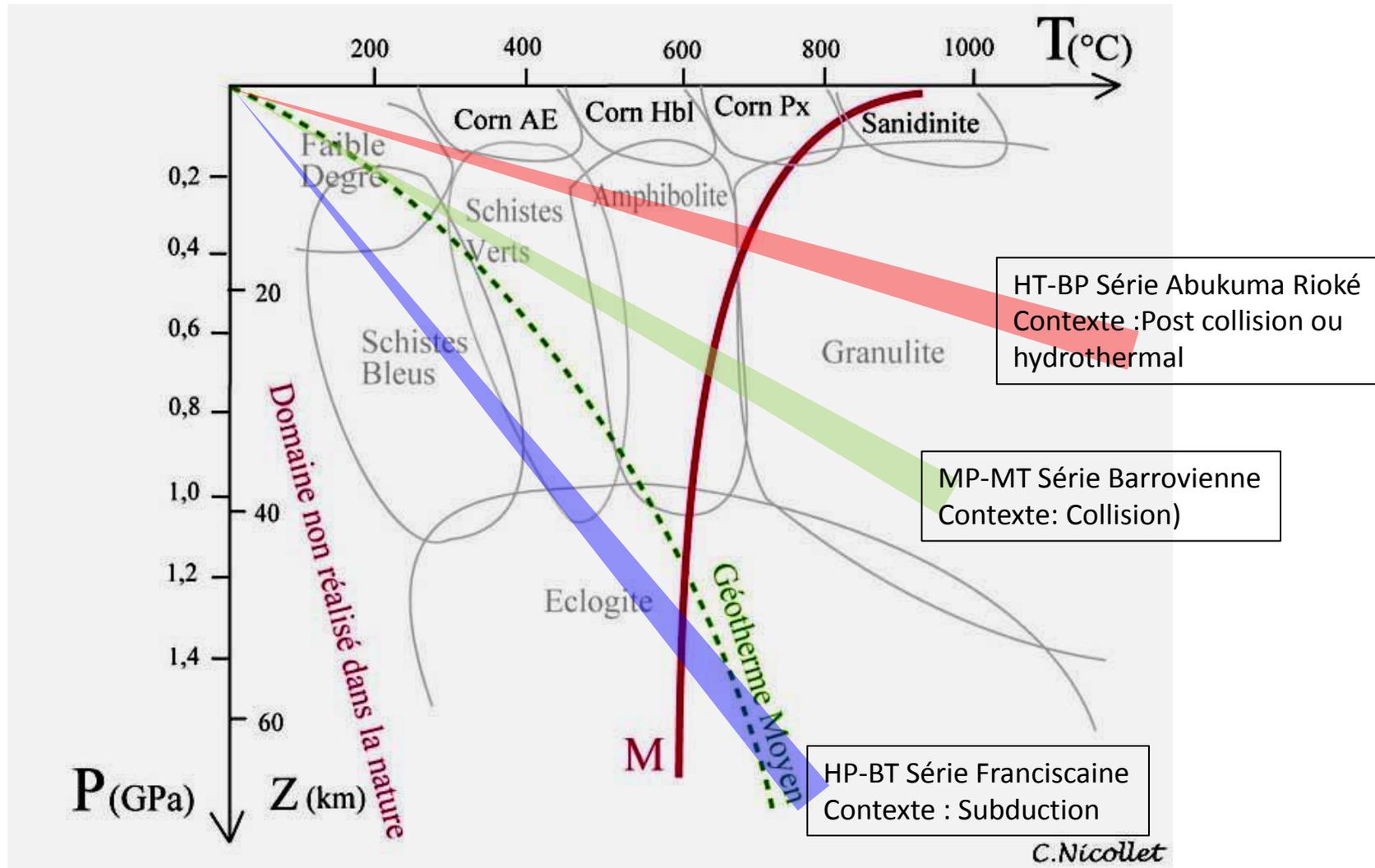


M = Anatexie

Le métamorphisme des zones de subduction

Evolution du contexte P,T

Faciès métamorphique de subduction: HP BT



M = Anatexis

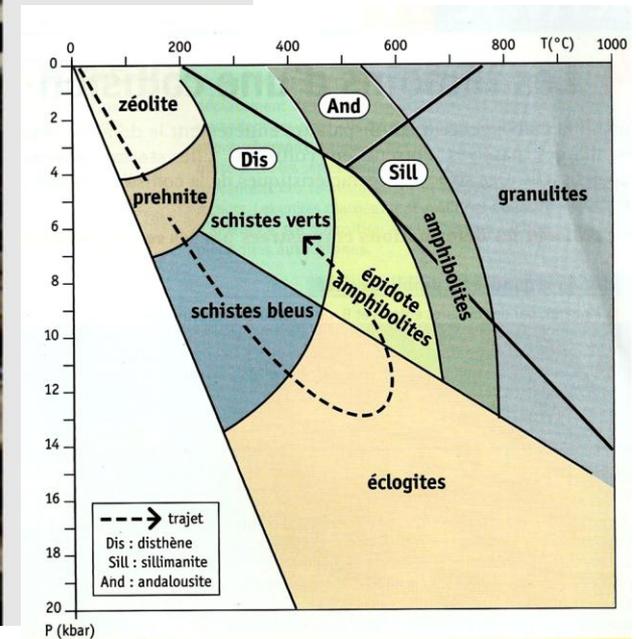
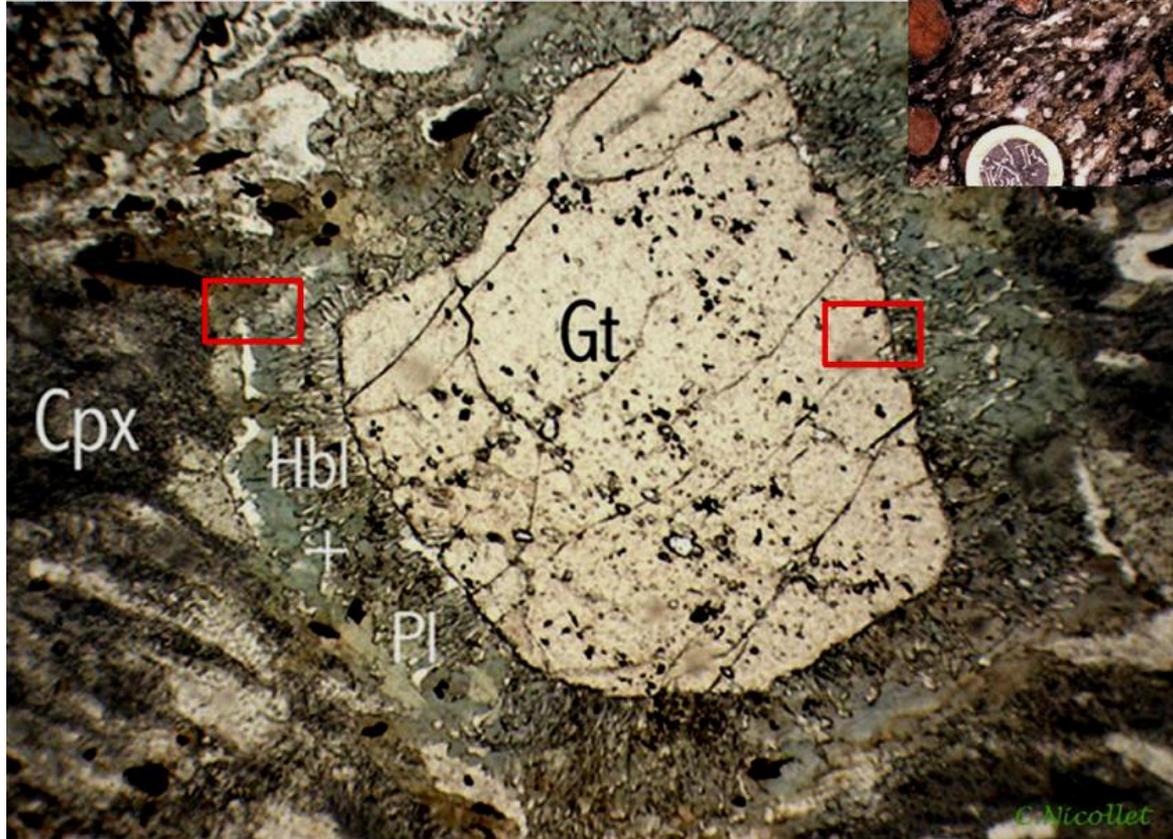
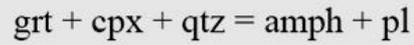
Le métamorphisme des zones de subduction

Un cas de rétro-métamorphisme

Si la remontée est plus lente, le grenat se déstabilise

→ grenat coronitique avec auréole d'Honblende (amphibole)

<http://christian.nicollet.free.fr>

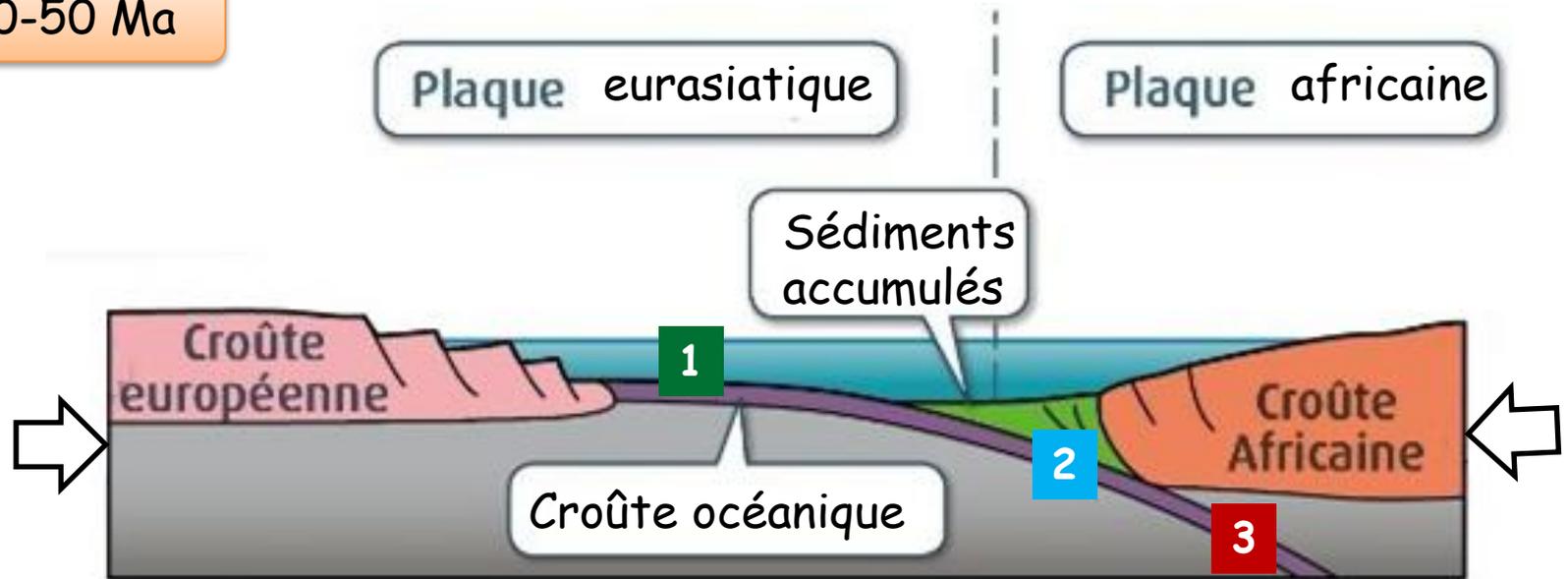


Le métamorphisme des zones de subduction

Les traces d'une paléo-subduction dans les Alpes

Reconstitution simplifiée du contexte géodynamique

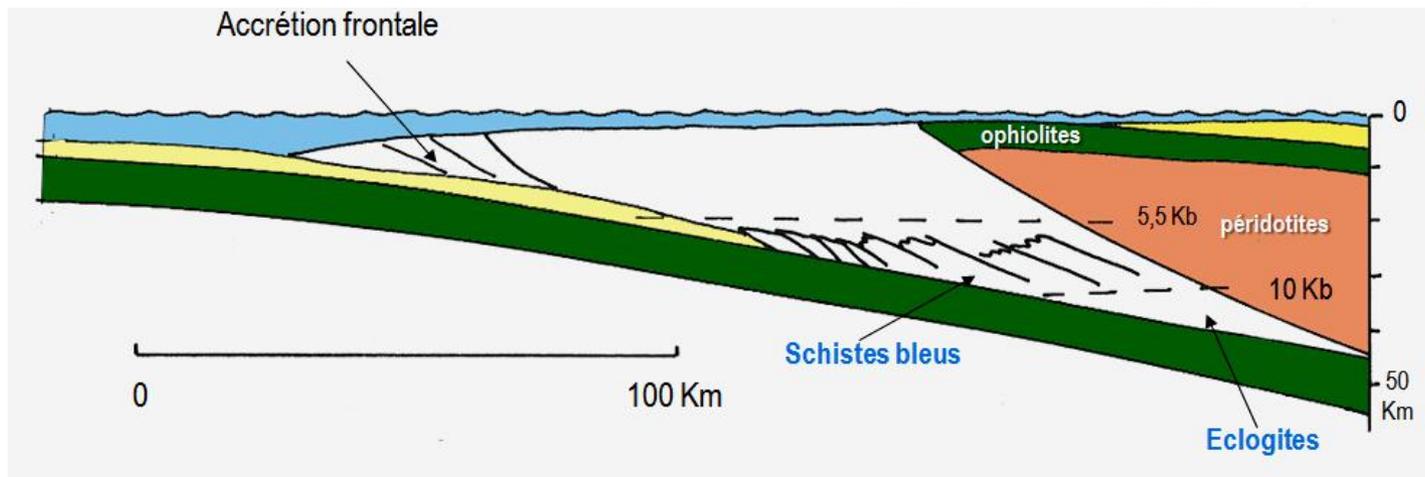
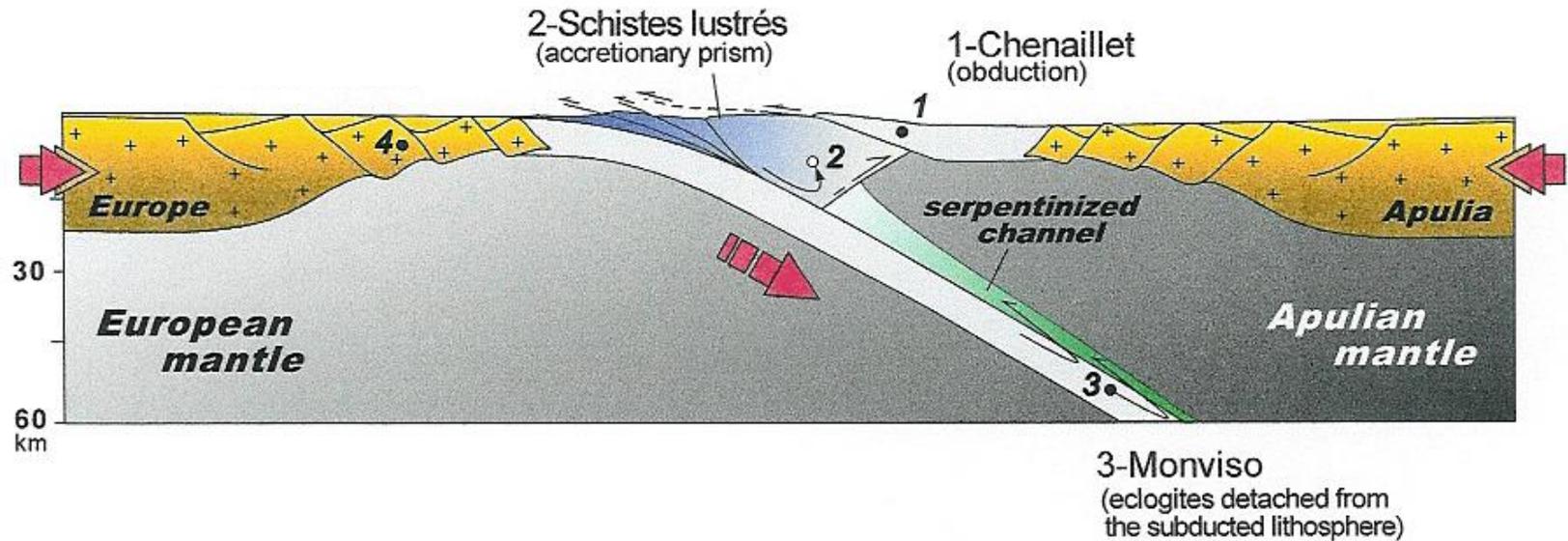
70-50 Ma



- 1** Métagabbro à hornblende
schistes verts (HT BP)
- 2** Métagabbro à glaucophane
schistes bleus (BT HP)
- 3** Éclogites à jadéite et grenat
(BT HP)

Le métamorphisme des zones de subduction

Les traces d'une paléo-subduction dans les Alpes



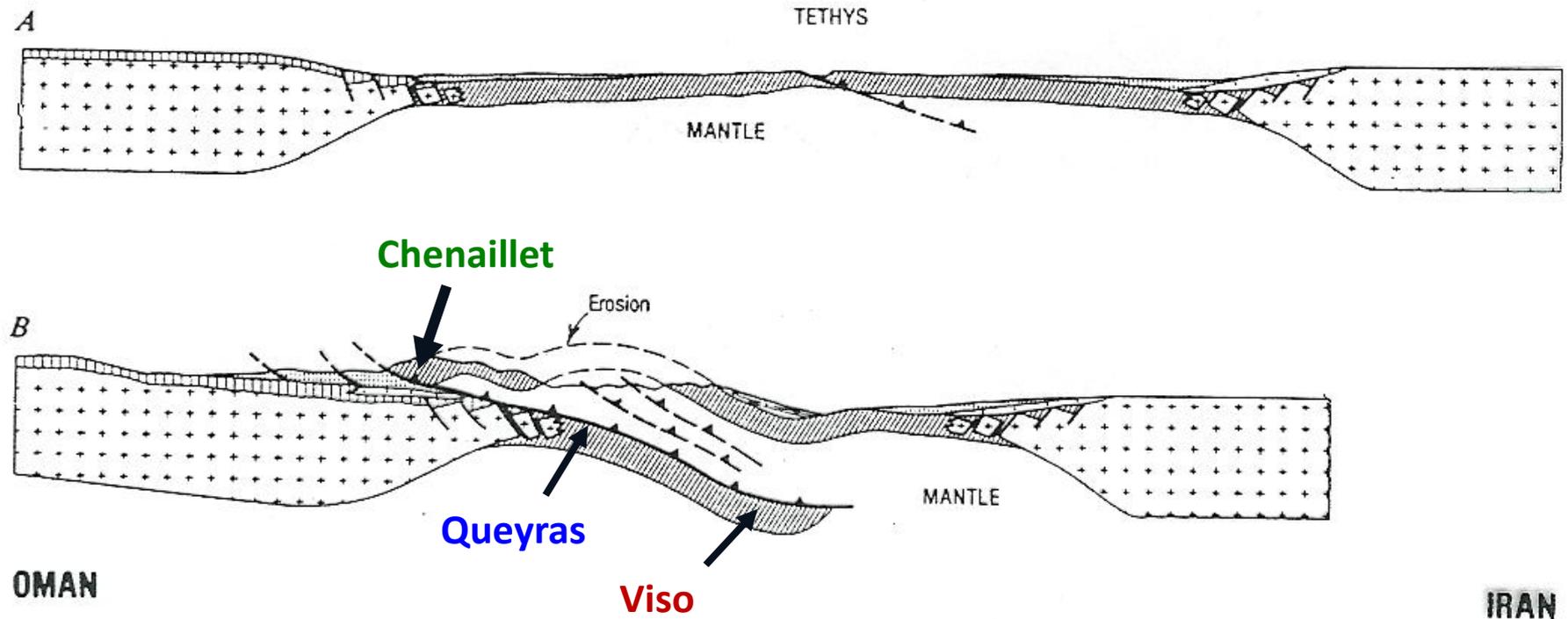
La paléo-subduction alpine correspond au type de **subduction californienne**:

3 types d'ophiolites (schistes verts – bleus – éclogites), un prisme d'accrétion avec un fort détritisme ophiolitique et des sédiments très hétérogènes.

Le métamorphisme des zones de subduction

Les traces d'une paléo-subduction dans les Alpes

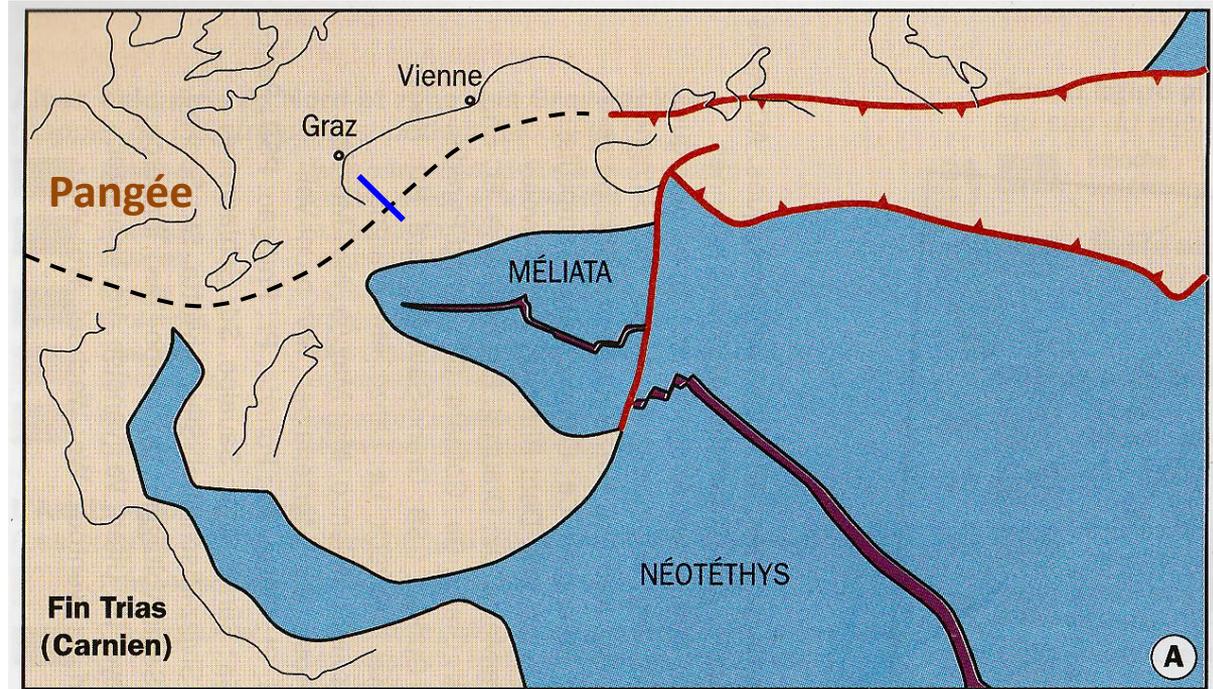
Les ophiolites du Chenaillet ne présentent aucune trace du métamorphisme BT HP de subduction → Portion de lithosphère charriée qui aurait échappé à la subduction (proche d'une obduction type Oman)



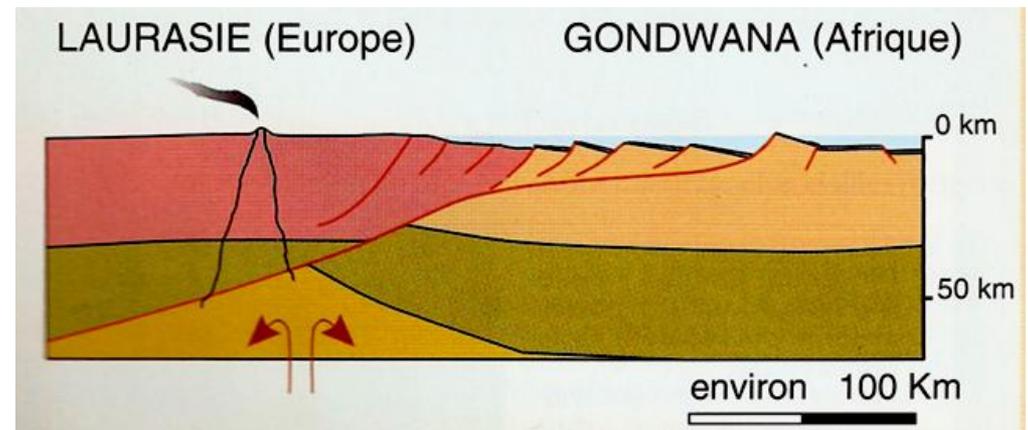
Le métamorphisme des zones de subduction

Evolution paléogéographique du secteur Alpin

Trias
- 220 MA



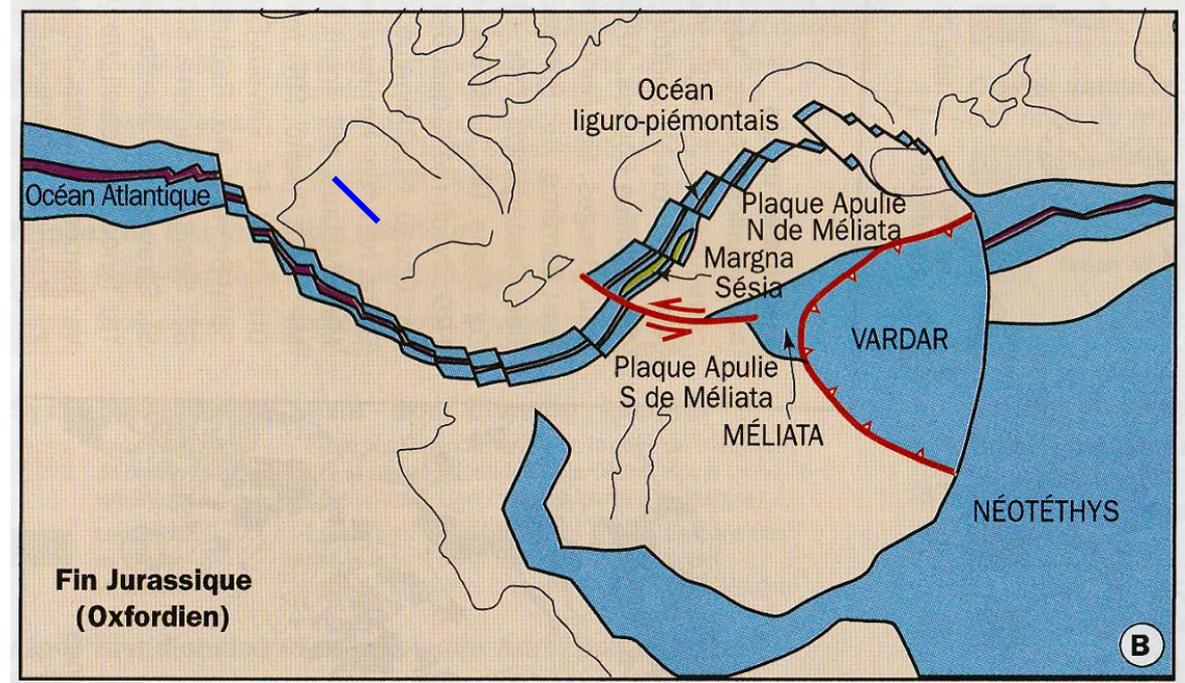
Formation d'un **rift asymétrique** avec blocs basculés côté Africain.
Volcanisme en Europe du à la remontée de l'asthénosphère



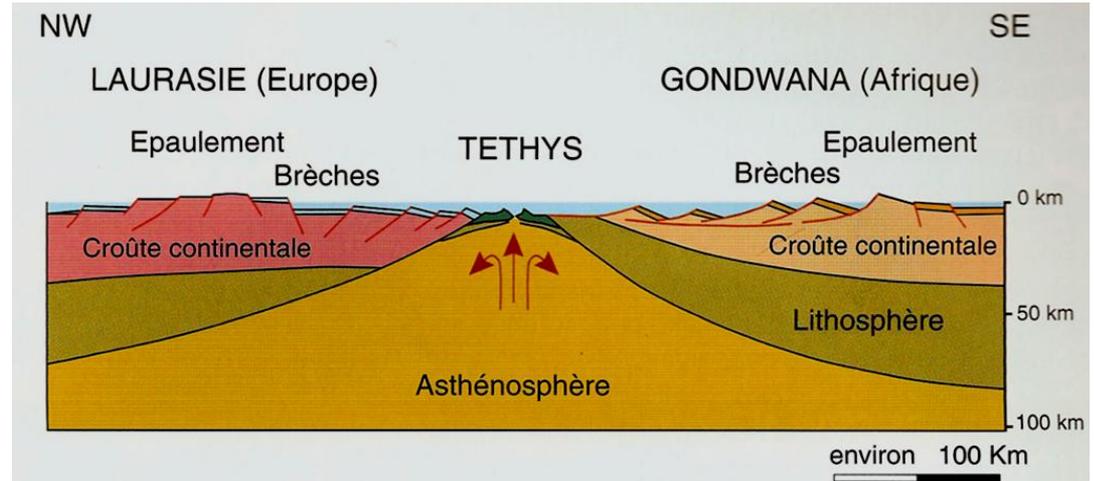
Le métamorphisme des zones de subduction

Evolution paléogéographique du secteur Alpin

Début Jurassique
- 180 MA



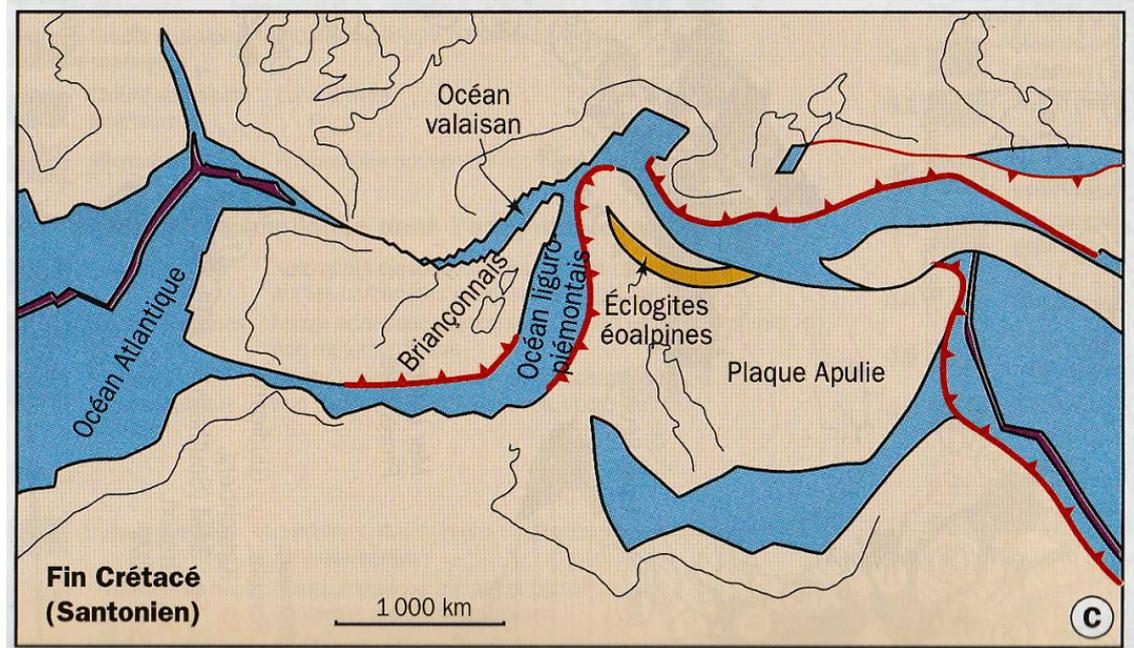
Formation d'une **ride médio-océanique** → nouvelle croûte océanique (Stade Mer Rouge)
Soulèvement des épaules du rift → falaises qui s'effondrent dans la mer pour donner des brèches.
Côté Africain, grands blocs basculés découpés par failles listriques (dont le futur Cervin)



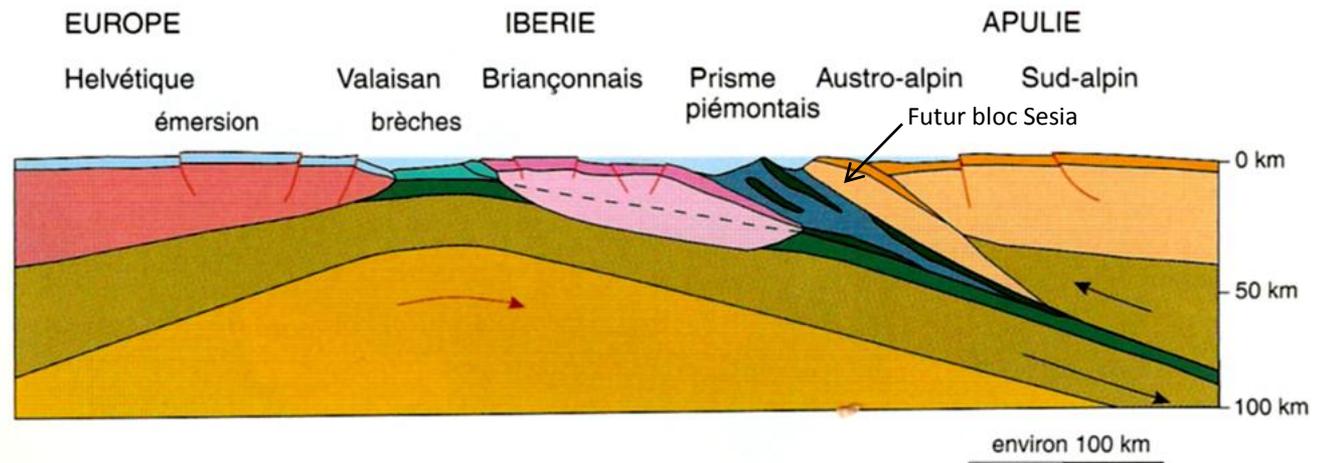
Le métamorphisme des zones de subduction

Evolution paléogéographique du secteur Alpin

Début Tertiaire
- 60 MA



Subduction et de fermeture des océans Valaisien et Liguro-Piémontais.
Soulèvement des marges → érosion → dépôts épais de **flysch** (apport terrigène)

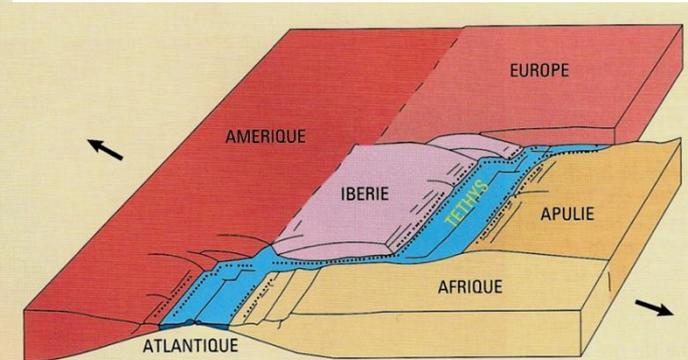
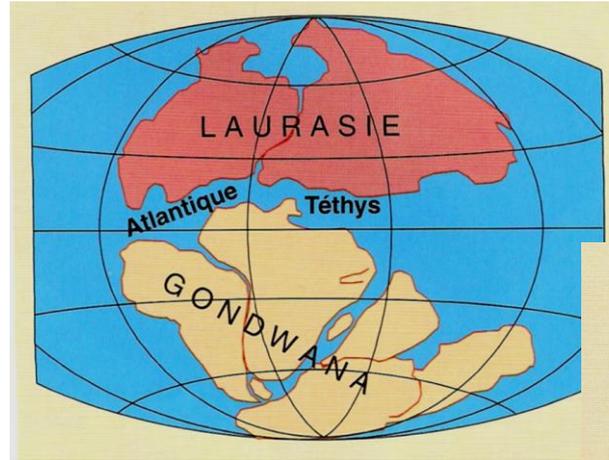


Le métamorphisme des zones de subduction

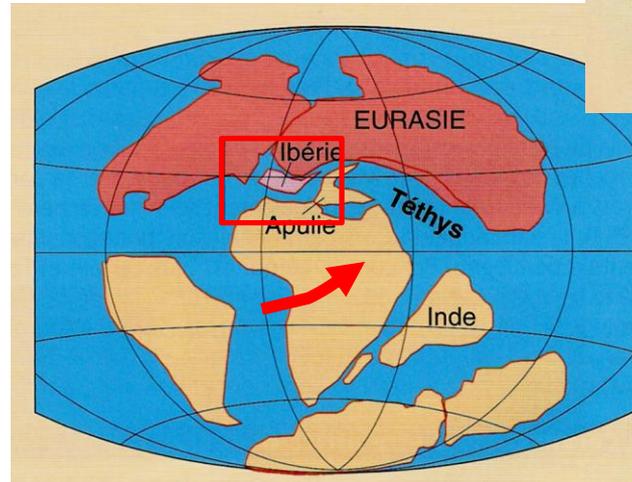
Evolution paléogéographique du secteur Alpin

La **fermeture de l'océan liguro-piémontais** est une conséquence de l'ouverture de l'atlantique Sud qui fait subir à la plaque africaine un mouvement de **rotation anti-horaire**

Jurassique (160 MA) →
Océan liguro piémontais
ouvert

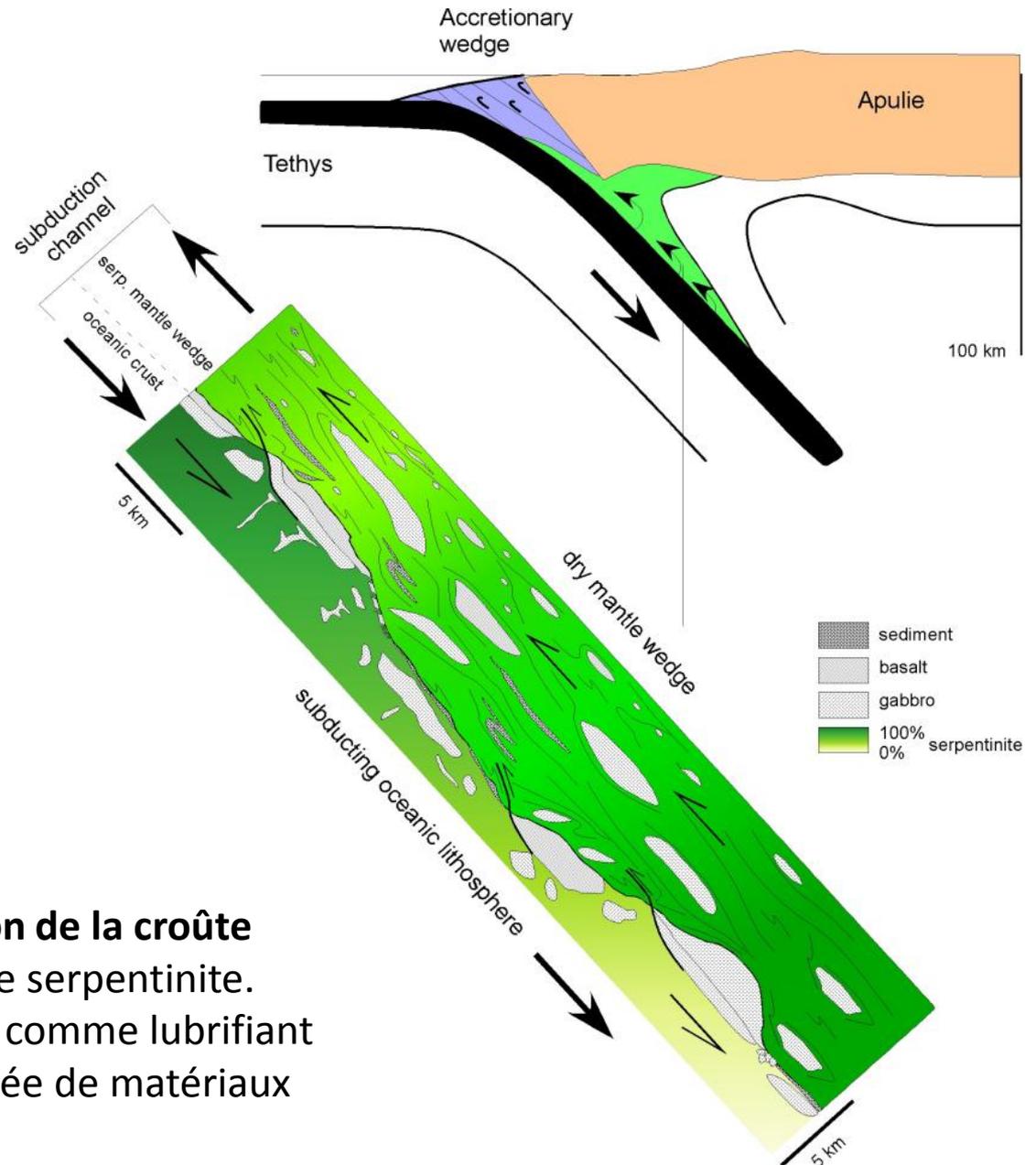


Fin crétacé → fermeture
de l'océan liguro-
piémontais par
subduction



Le métamorphisme des zones de subduction

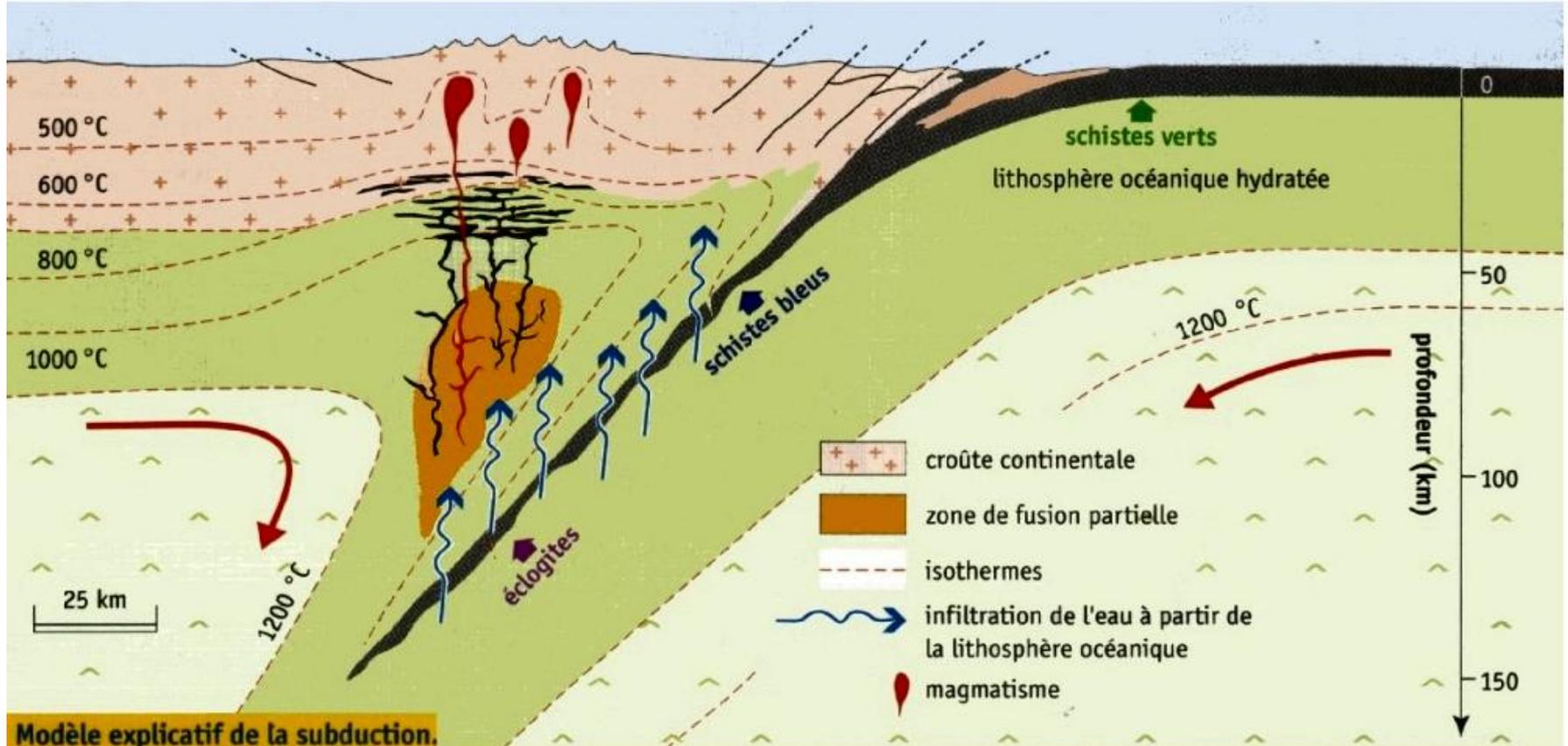
Notion de chenal de subduction



Une hypothèse pour **l'exhumation de la croûte océanique subduite** : le chenal de serpentinite.
La serpentine peut se comporter comme lubrifiant tectonique et favoriser la remontée de matériaux subduits.

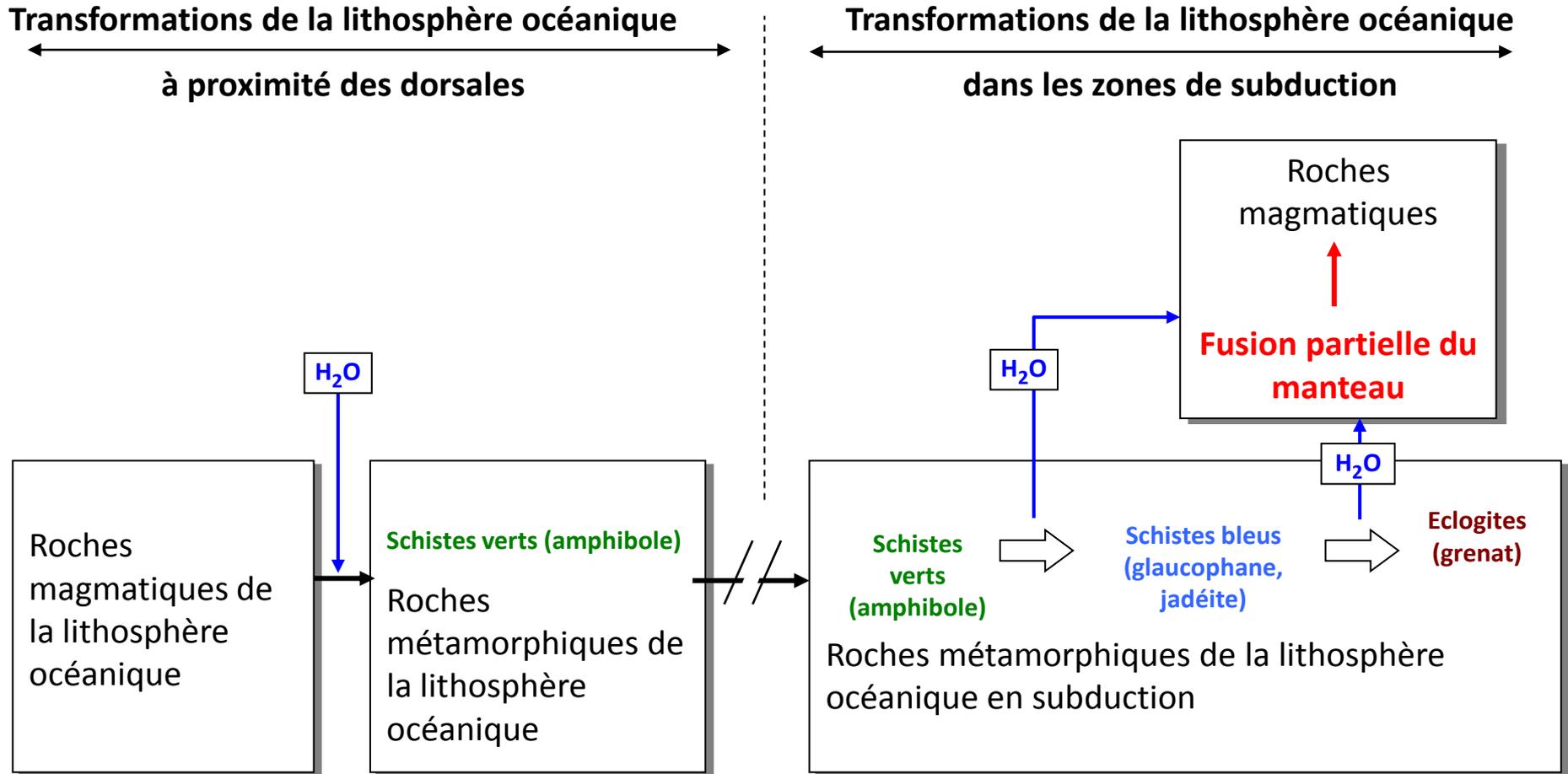
Le métamorphisme des zones de subduction

Corrélation métamorphisme – magmatisme dans les zones de subduction



Le métamorphisme des zones de subduction

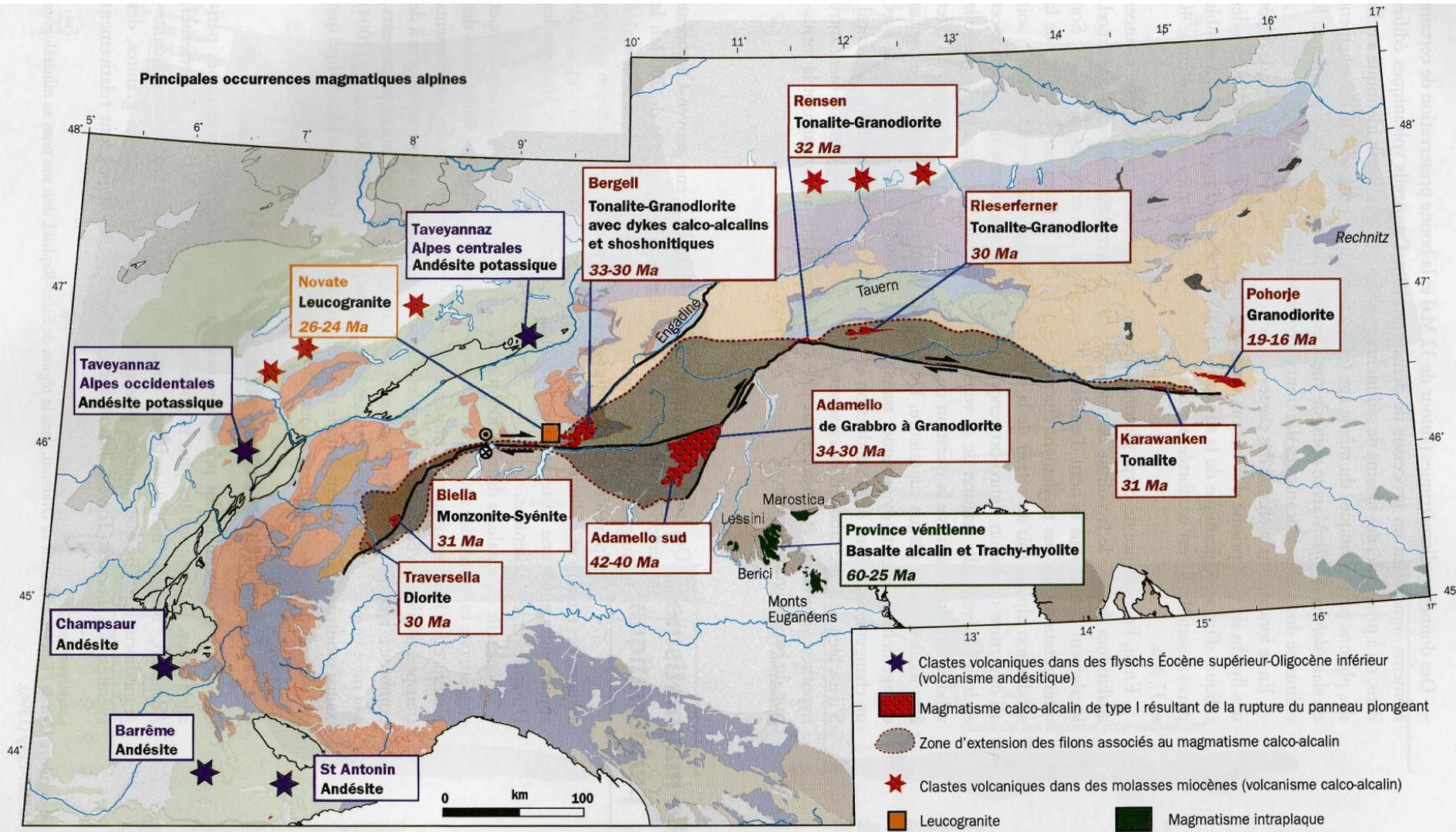
Corrélation métamorphisme – magmatisme dans les zones de subduction



Compléments

Où est le magmatisme associé à la subduction dans l'océan alpin ?

Localisation, description et âges des principales roches magmatiques associées à la convergence dans les Alpes



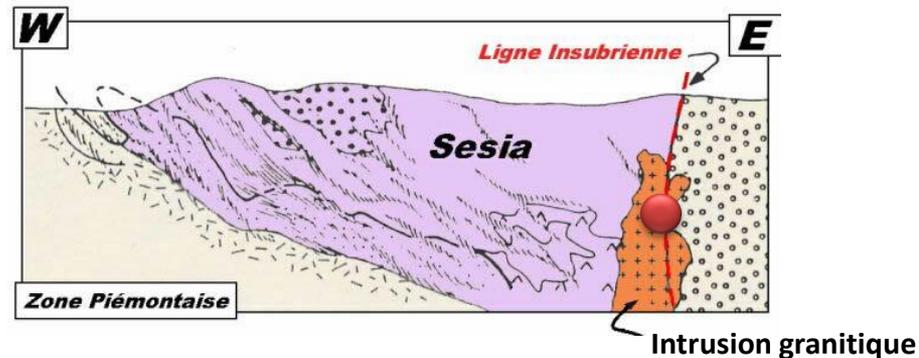
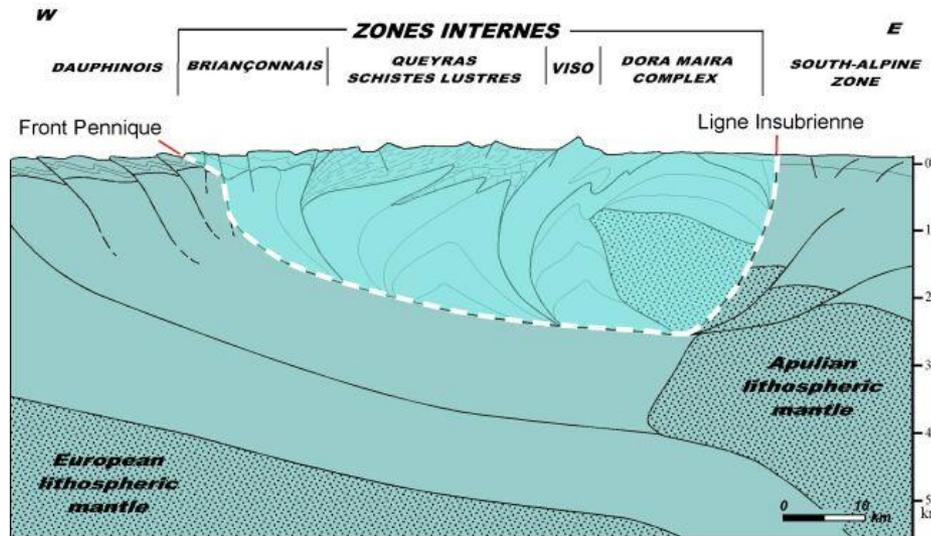
Compléments

Où est le magmatisme associé à la subduction dans l'océan alpin ?

Très peu de magmatisme calco-alkalin typique dans les Alpes...

Peu de fusion partielle péridotitique ? Effacé par l'érosion ?...

On trouve par contre des **intrusion granitiques et des dykes basiques** (riches en K) ● au niveau de l'unité de Sesia, associés à la ligne périadriatique Insubrienne.



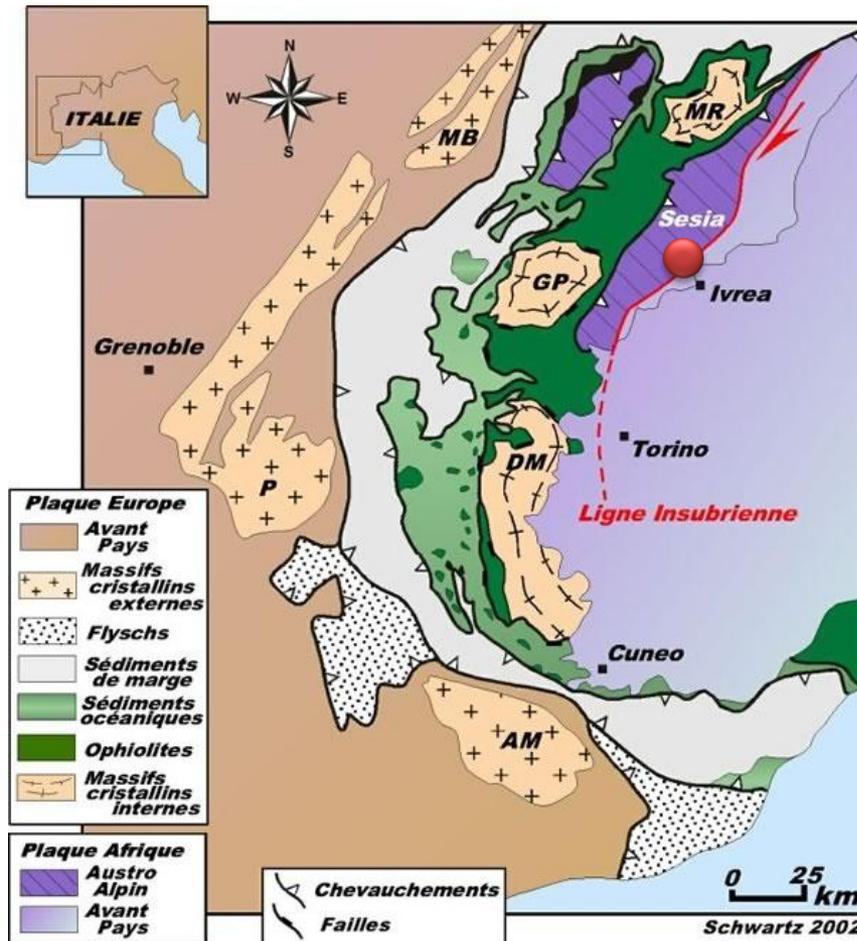
Compléments

Où est le magmatisme associé à la subduction dans l'océan alpin ?

Très peu de magmatisme calco-alkalin dans les Alpes...

Peu fusion partielle péridotitique ? Effacé par l'érosion ?...

On trouve par contre des **intrusion granitiques et des dykes basiques** (riches en K) ● au niveau de l'unité de Sesia, associés à la ligne périadriatique Insubrienne.

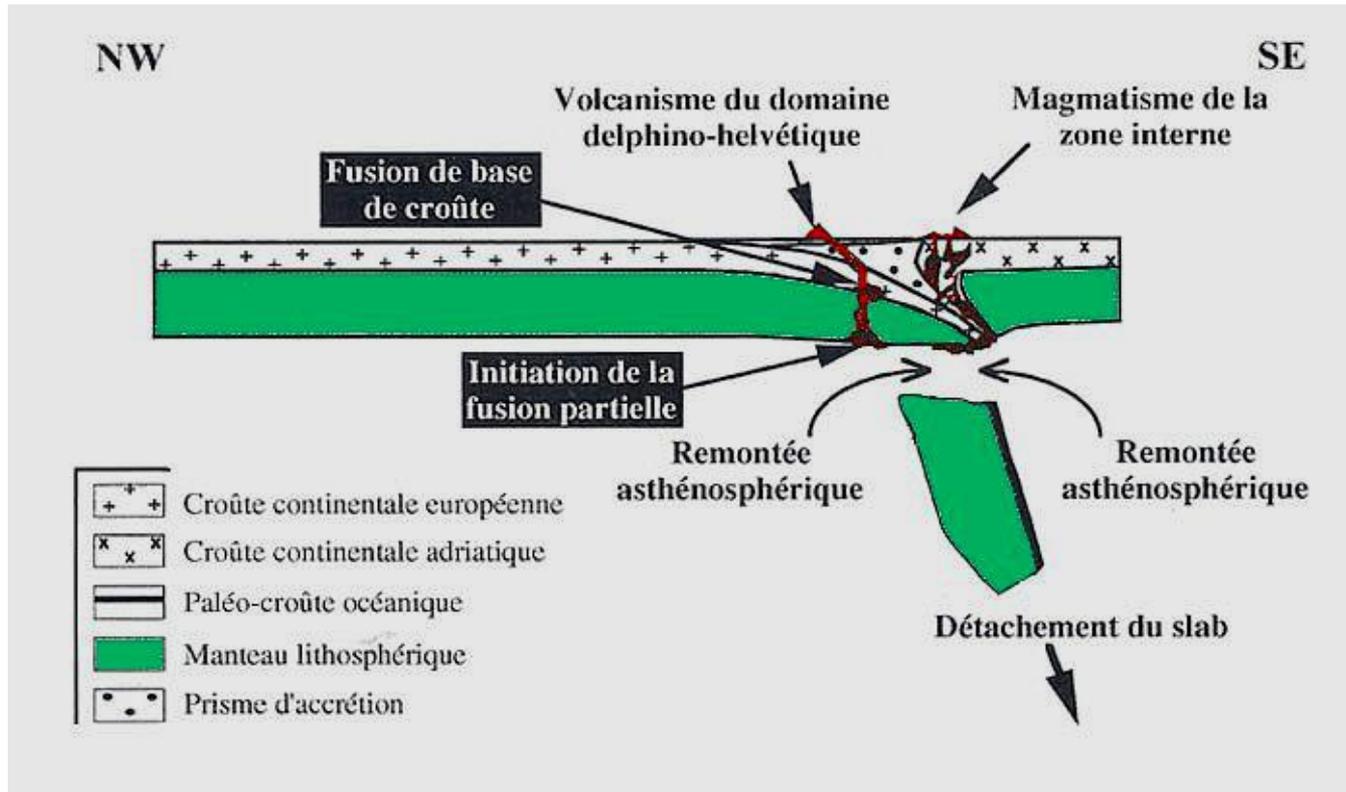


Compléments

Où est le magmatisme associé à la subduction dans l'océan alpin ?

La datation de ces intrusions montre qu'elles se sont mises en place tardivement (pic entre 33 et 29 MA), donc **après la subduction**.

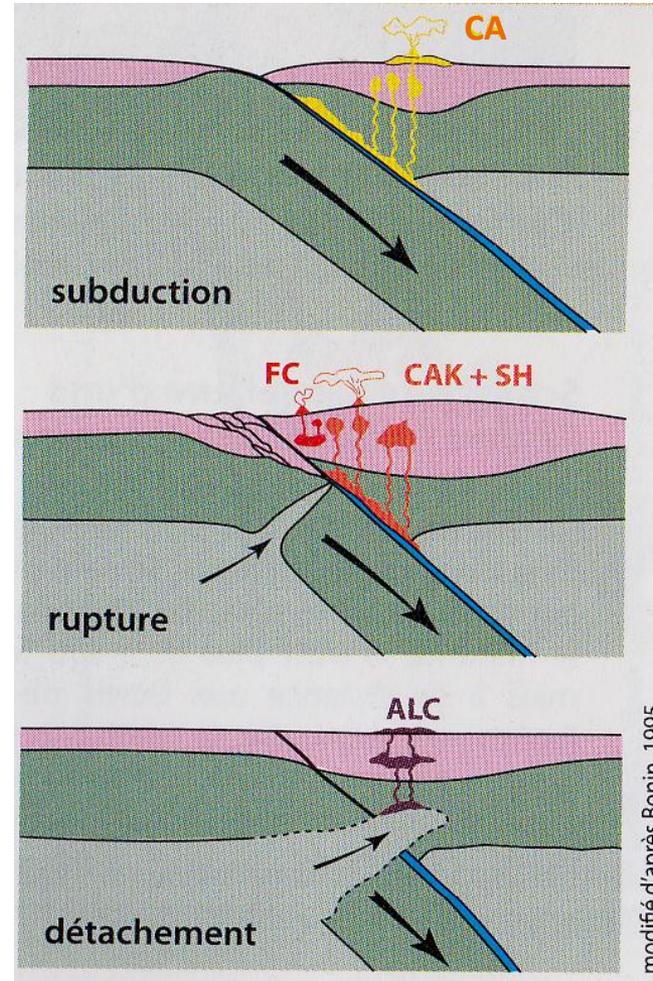
Hypothèse : Il s'agirait de magmatisme ayant une affinité orogénique. Une rupture du slab aurait entraîné un flux asthénosphérique chaud dans la déchirure → fusion du manteau et même de la base de la croûte (→ enrichissement en K et Si)



Compléments

Où est le magmatisme associé à la subduction dans l'océan alpin ?

On retrouve ce cas de magmatisme **post-subduction** (pouvant même parfois évolué en magmatisme alcalin) au niveau de la chaîne magmatique qui borde le **Maghreb** (collision Europe-Afrique qui fait suite à la subduction vers le Nord de la Néotethys occidentale).



CA = Magmatisme calco-alcalin

FC = fusion crustale

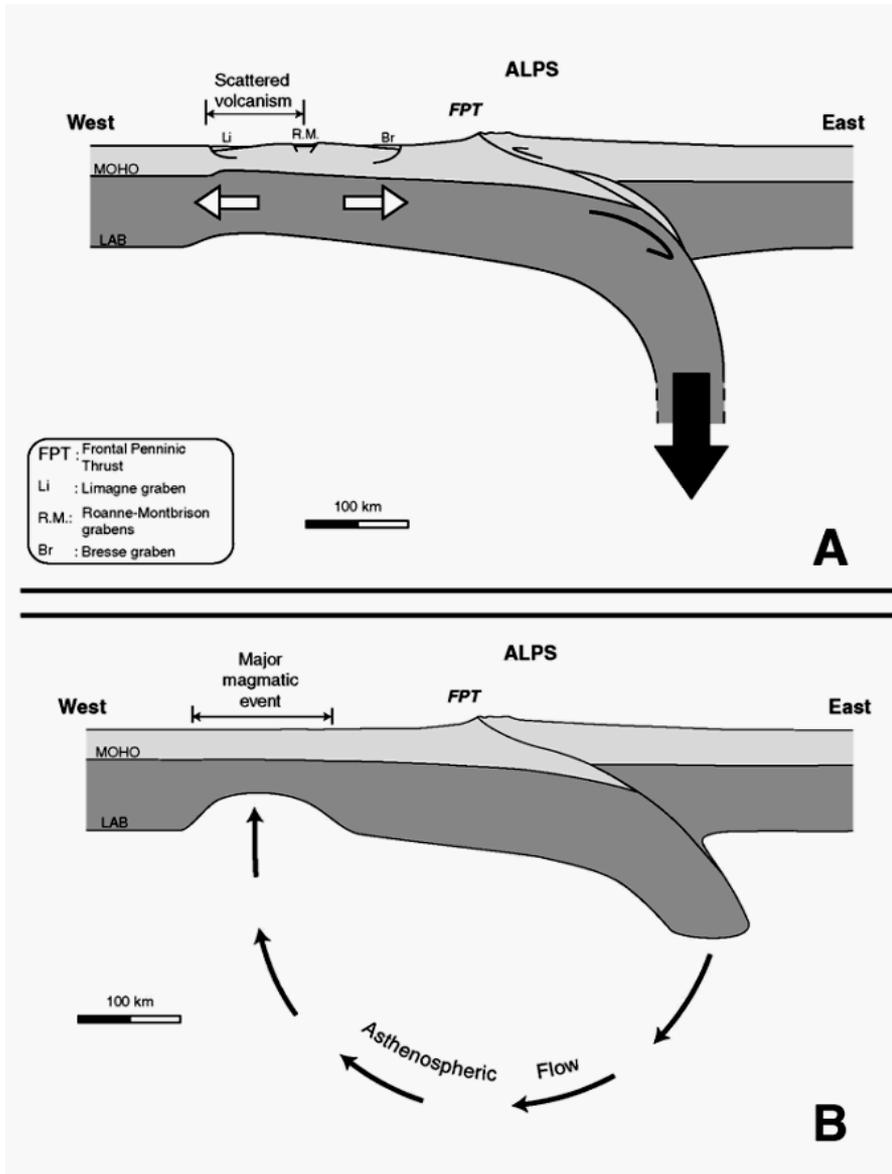
CAK = magmatisme calco-alcalin potassique

SH = magmatisme calco-alcalin shonshonitique

ALC = magmatisme alcalin de type intraplaque

Compléments

La subduction alpine pourrait expliquer, par une **extension crustale d'avant-arc**, le rifting eocène oligocène et le magmatisme du Massif Central



A) Rifting Eocène-Oligocène, contemporain de la formation de la racine lith. des Alpes -
→ Amincissement surtout dans le Nord du MC
Magmatisme seulement du Miocène Inf à Sup.
Dans le Sud : amincissement négligeable, pas de magmatisme

B) Miocène Sup.: Erosion thermo-mécanique de la base de la lithosphère
→ phase volcanique majeure (Cantal, Deves, Velay, Aubrac..) et soulèvement contemporains
Erosion thermique gagne le Nord tardivement → reprise de l'activité volc (Mont Dore, Ch des Puys, Sioule) et surrection récente

FIN