

Chapitre 1

La tectonique des plaques et ses moteurs

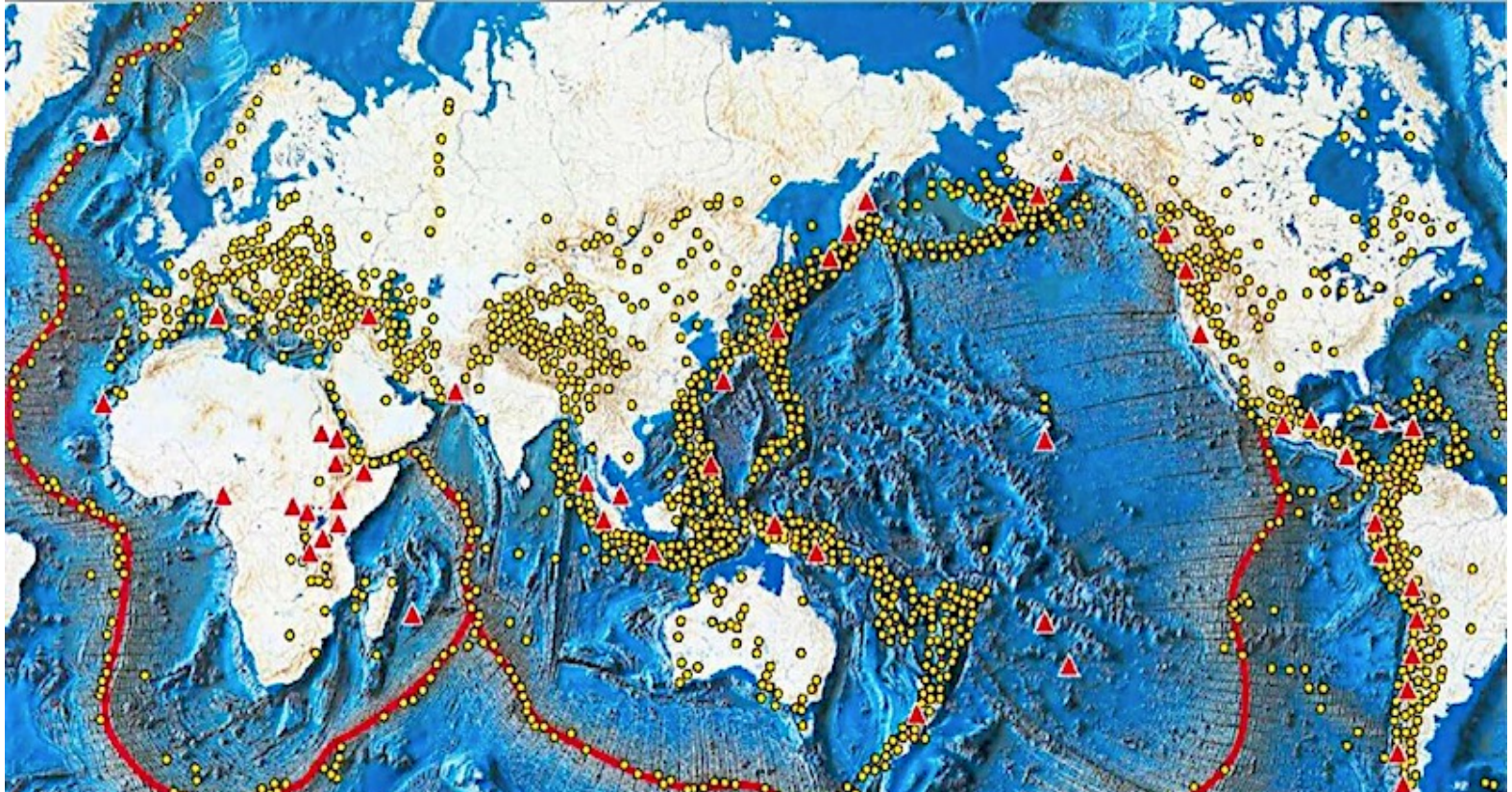


L'Islande, une dorsale
à pieds secs

(Source : Halldor Kolbeins AFP)

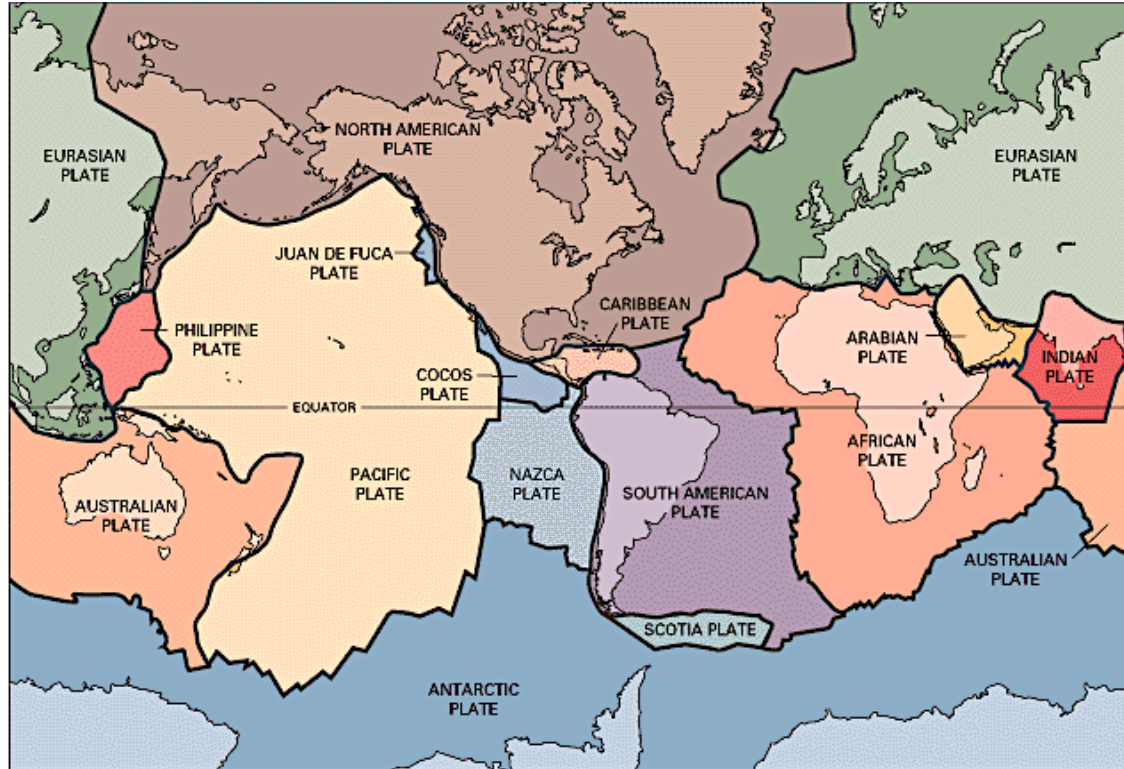
1. Les plaques lithosphériques

L'activité sismique du globe



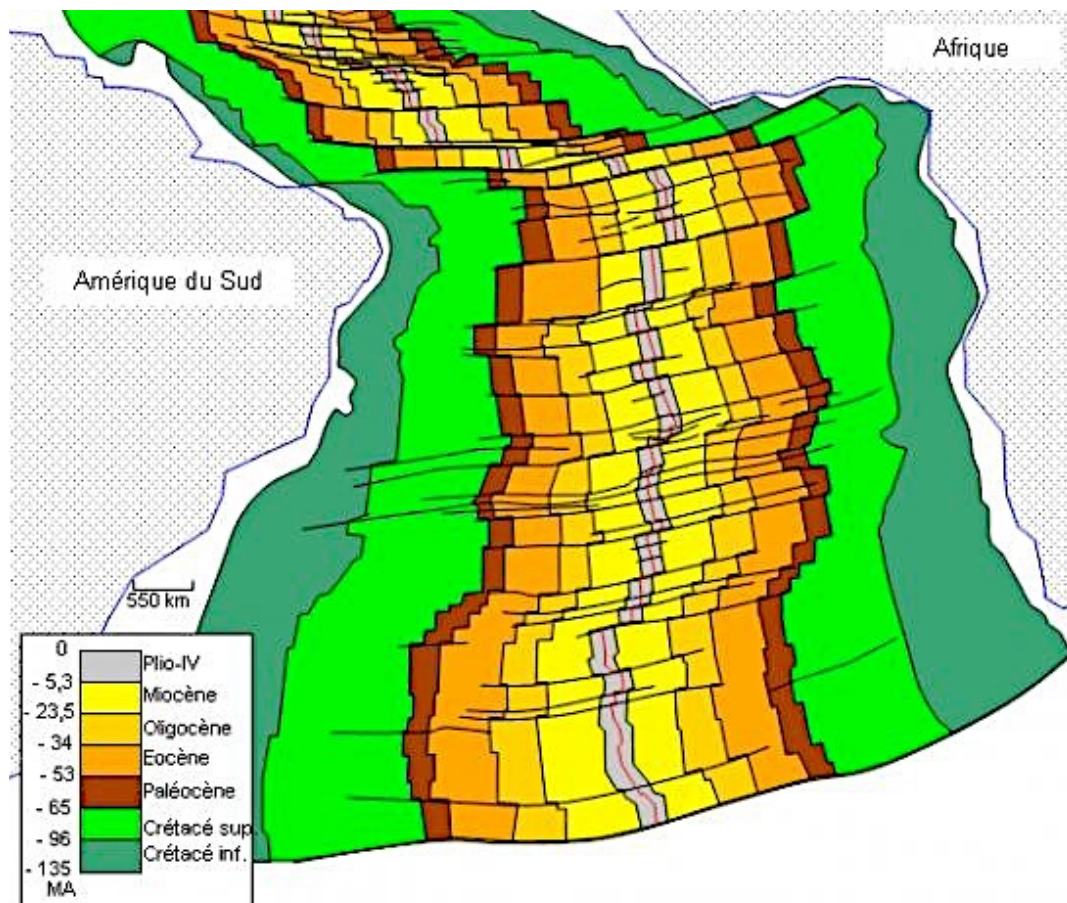
Carte des séismes (épicentres localisés par des points jaunes), des volcans actifs (triangles rouges) et des dorsales (trait rouge). Source : IGP

Les plaques tectoniques majeures

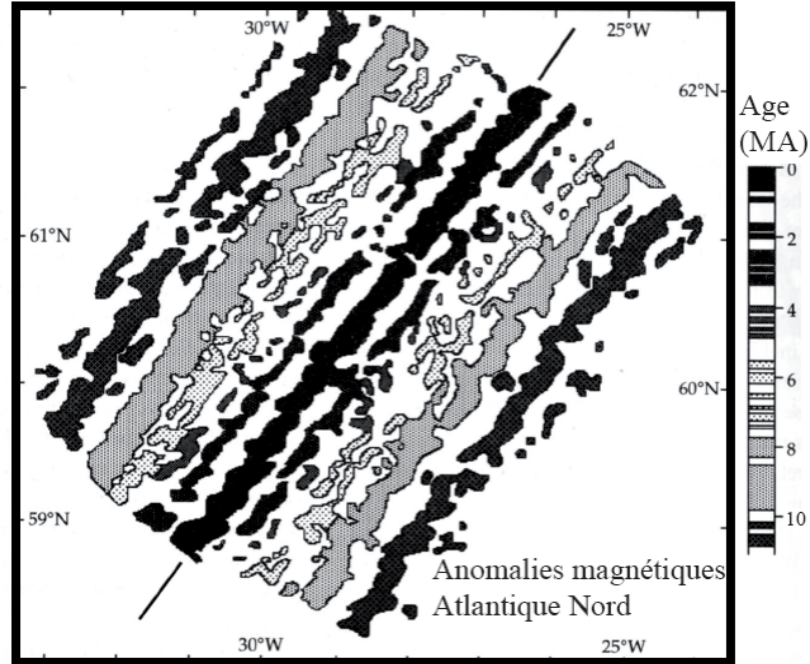
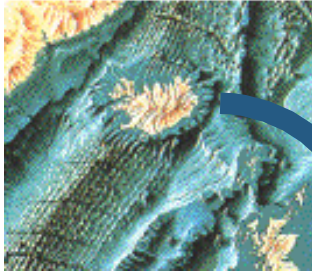


Carte des principales plaques tectoniques (Source : USGS
<https://www.usgs.gov/media/images/tectonic-plates-earth>)

Fonds océaniques

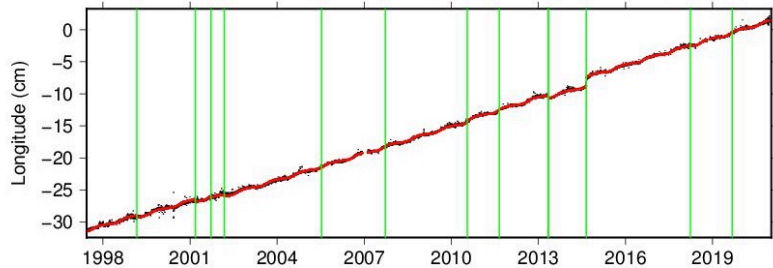
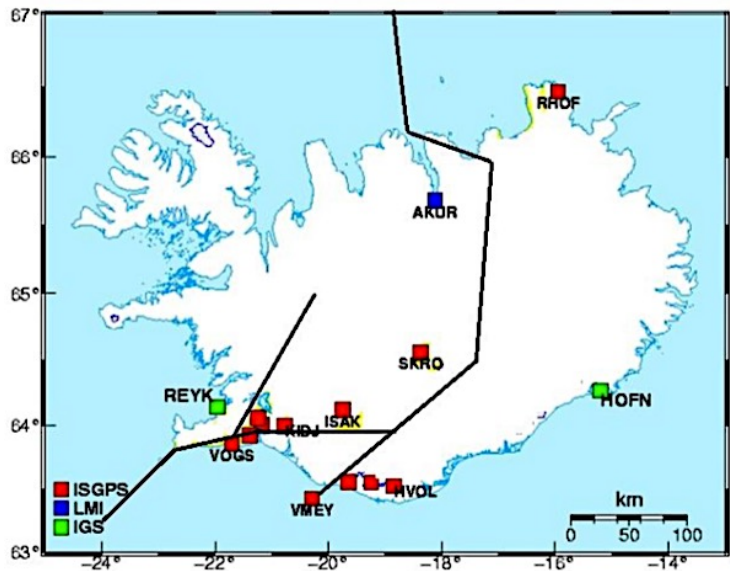


Les anomalies magnétiques

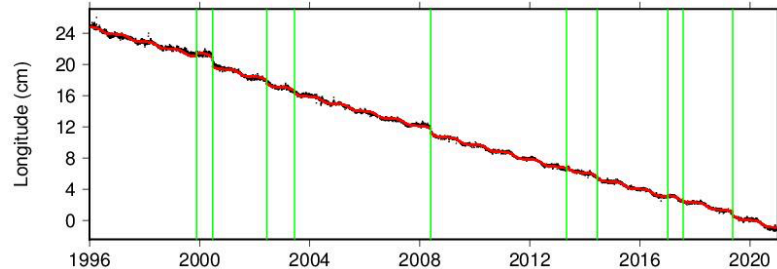
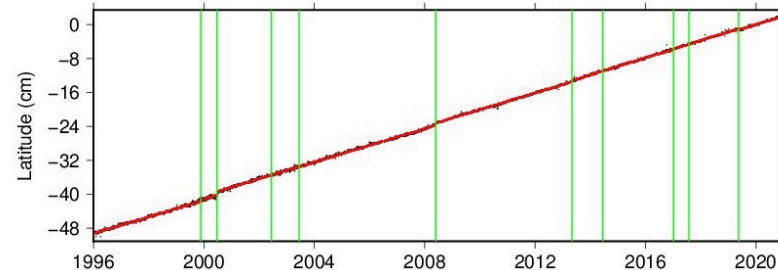


Exercice 2

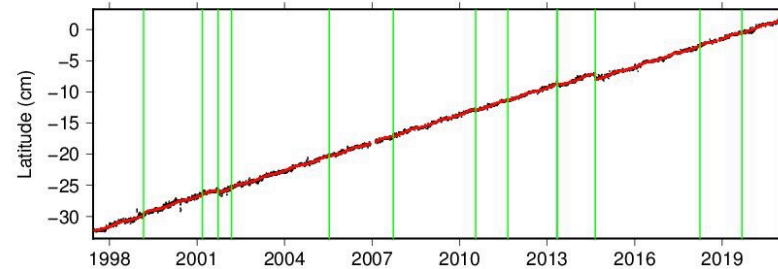
GPS en Islande



Time series for REYK.



Time series for HOFN.



Les données GPS

Question 1 - Déterminer la vitesse de déplacement de la balise REYK en cm.a^{-1} .

Prenons le déplacement de la balise entre 2000 et 2020, ce qui va simplifier les calculs.

Le déplacement selon l'axe nord-sud est de 40 cm et selon l'axe est-ouest de 20 cm.

Cela représente donc une distance totale qu'on peut évaluer :

soit à la règle, en traçant sur sa feuille un triangle rectangle de 4 cm sur 2 cm et en mesurant l'hypoténuse à la règle puis en multipliant par 10 ; je trouve 44,7 cm.

soit en utilisant Pythagore et donc en calculant distance au carré = $40^2 + 20^2 = 1600 + 400 = 2000$ donc la distance vaut environ 45 cm.

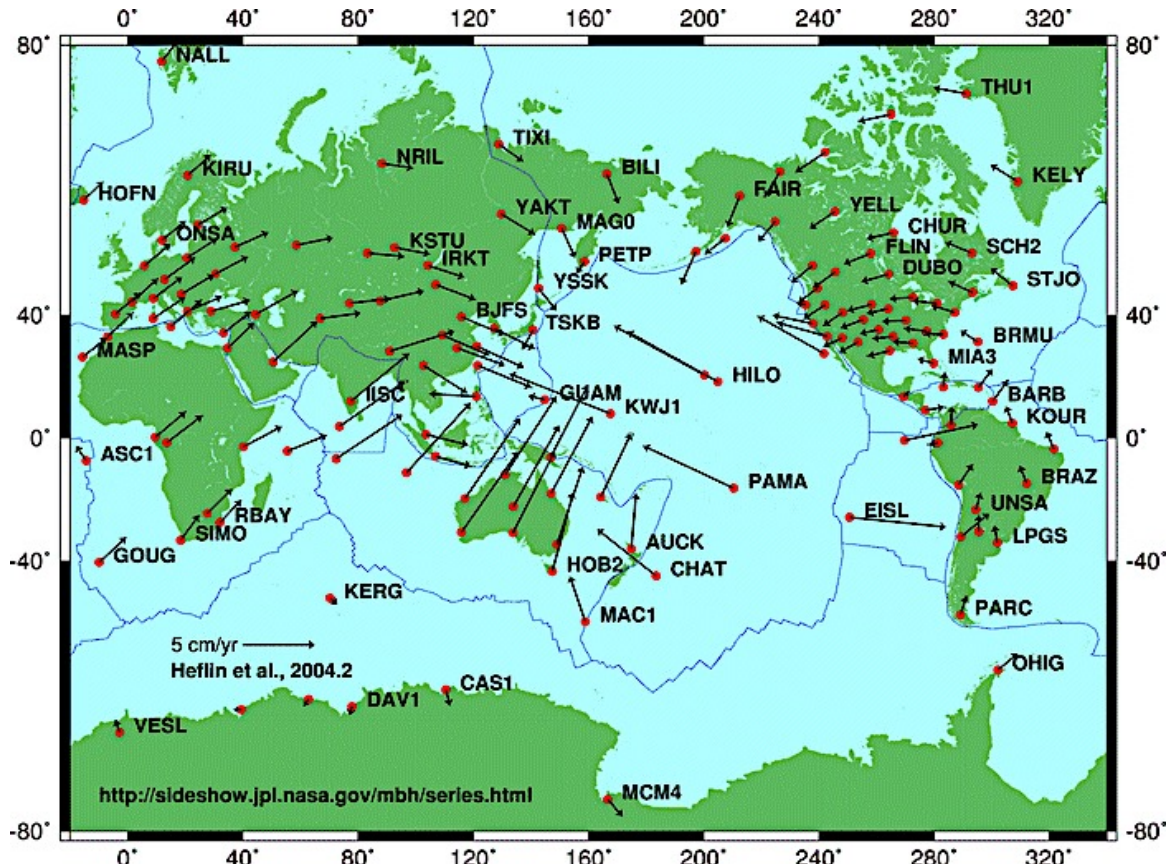
La période valant 20 ans, le déplacement est d'environ $2,25 \text{ cm.a}^{-1}$.

Question 2 - Discuter la valeur de 9 m obtenue à Krafla entre 1975 et 1984.

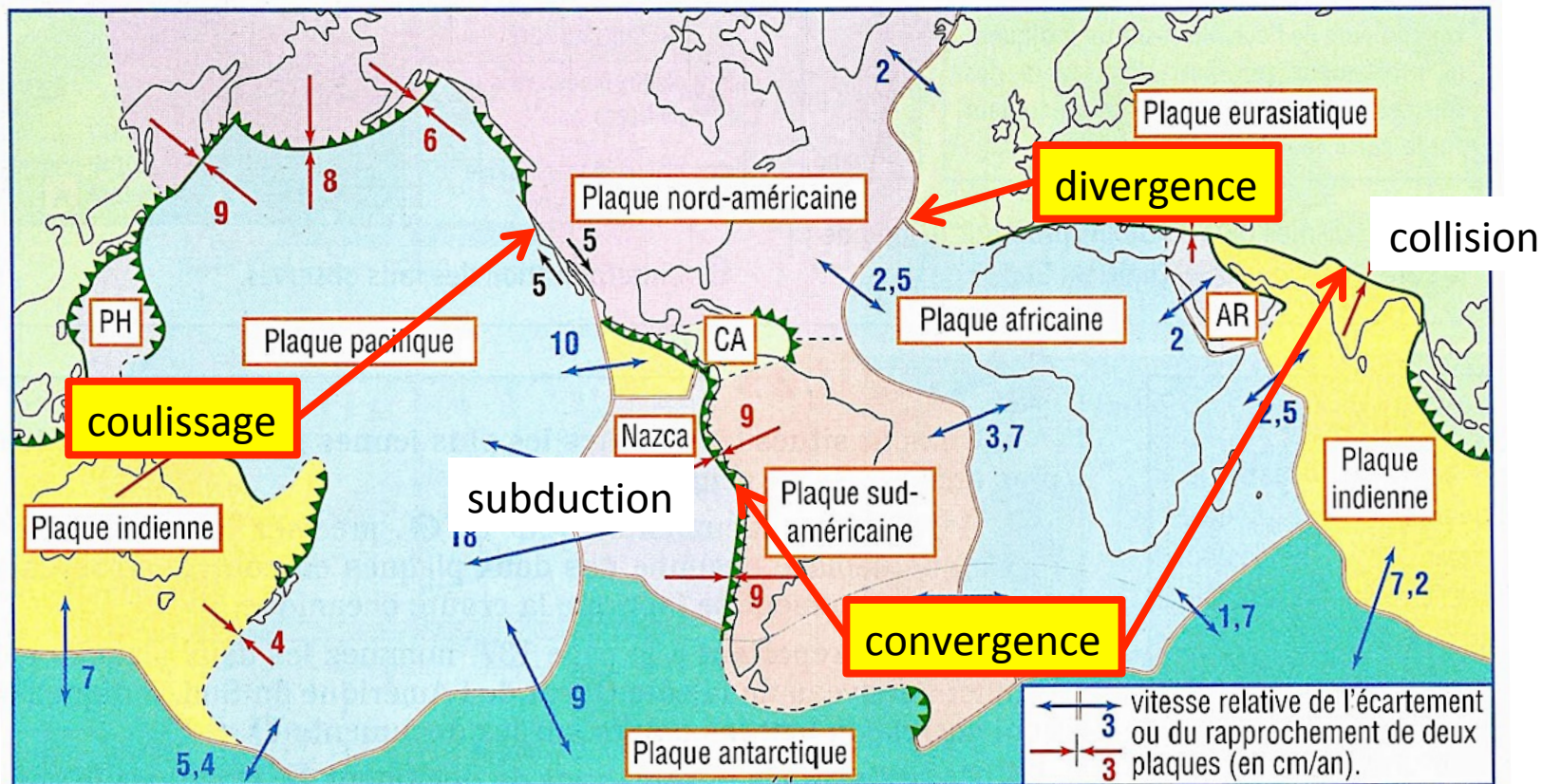
La vitesse obtenue est de 9 m en 9 ans soit 1 m.a^{-1} ! Le déplacement n'est donc pas régulier mais se fait par à-coups, lors d'activités sismiques ou volcaniques intenses.

Déplacements à l'échelle mondiale

1	PACIFIQUE	10 cm/an vers le N-W
2	EURASIE	1 cm/an vers l'E
3	AFRIQUE	2 cm/an vers le N
4	ANTARCTIQUE	Tourne sur elle même
5	INDE-AUSTRALIE	7 cm/an vers le N
6	AMERIQUE DU NORD	1 cm/an vers l'W
7	AMERIQUE DU SUD	1 cm/an vers le N
8	NAZCA	7 cm/an vers l'E
9	PHILIPPINE	8 cm/an vers l'W
10	ARABIE	3 cm/an vers le N-E
11	COCO	5 cm/an vers le N-E
12	CARAIBE	1 cm/an vers le N-E

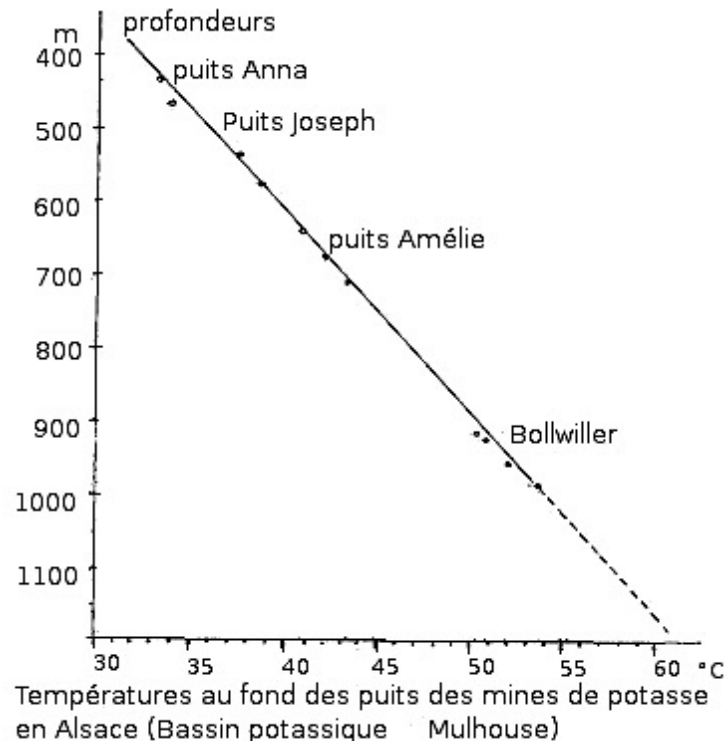
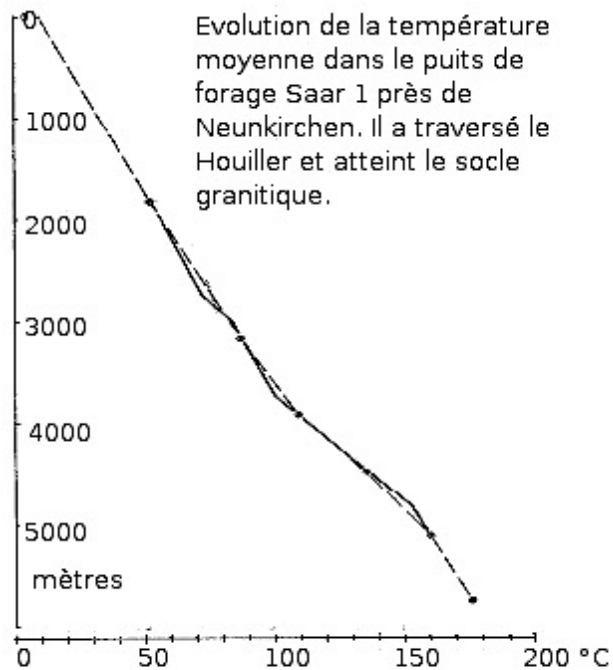


Différents types de mouvements



2. Les moteurs de la tectonique des plaques

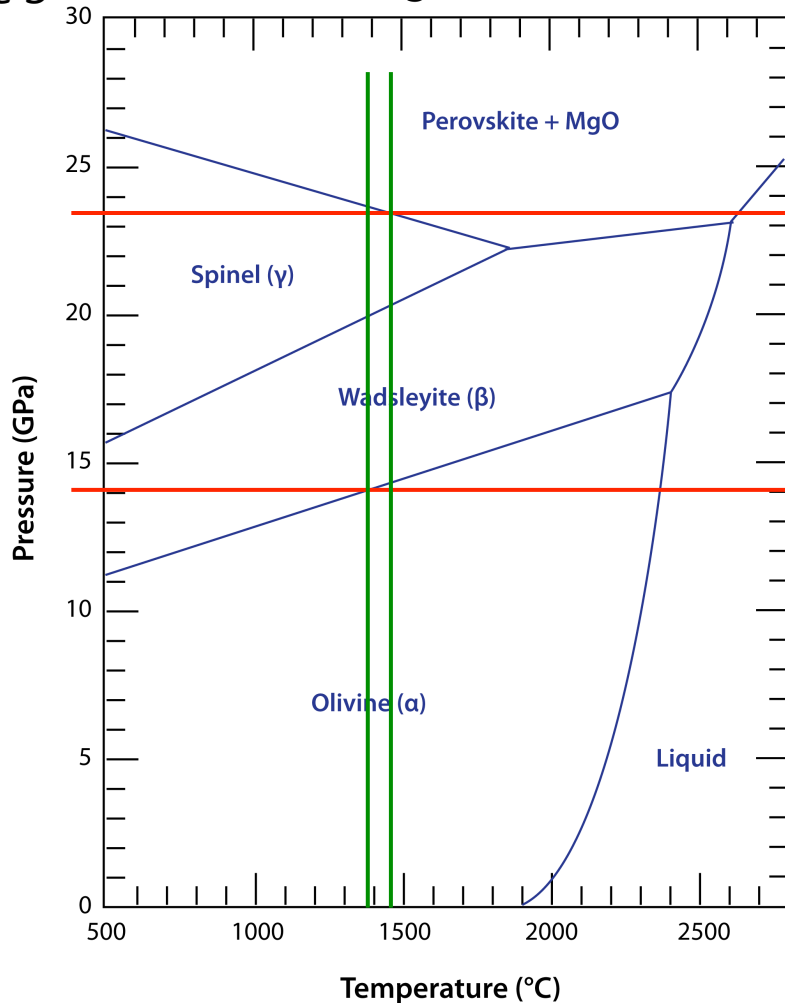
Le géotherme crustal



La référence :
environ $30^{\circ}.\text{km}^{-1}$

Environ $55^{\circ}.\text{km}^{-1}$

Exercice 3



Il y a une hausse de température de 80°C pour 260 km soit $0,31^{\circ}\text{C.km}^{-1}$

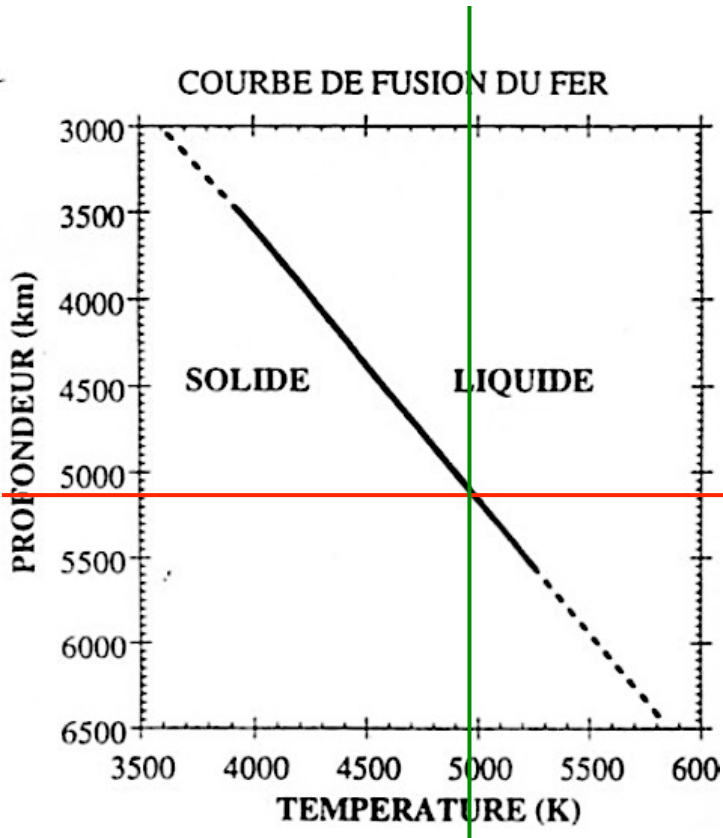
23,5 Gpa et 1470°C

14 Gpa et 1390°C

À 100 km, T vaut donc
 $1390 - 0,31 \times (410 - 100) = 1\ 295^{\circ}\text{C}$

À 2 900 km, T vaut donc
 $1470 + 0,31 \times (2900 - 670) = 2\ 150^{\circ}\text{C}$

Exercice 3



$$T = 4950 \text{ K} = 4677 \text{ }^\circ\text{C}$$

$$\frac{T_{z1}}{T_{z2}} = \left(\frac{\rho_{z1}}{\rho_{z2}} \right)^\gamma$$

$$\frac{T_{z1}}{4950} = \left(\frac{9,9}{12,17} \right)^{1,5} \Rightarrow T = 3630 \text{ K}$$

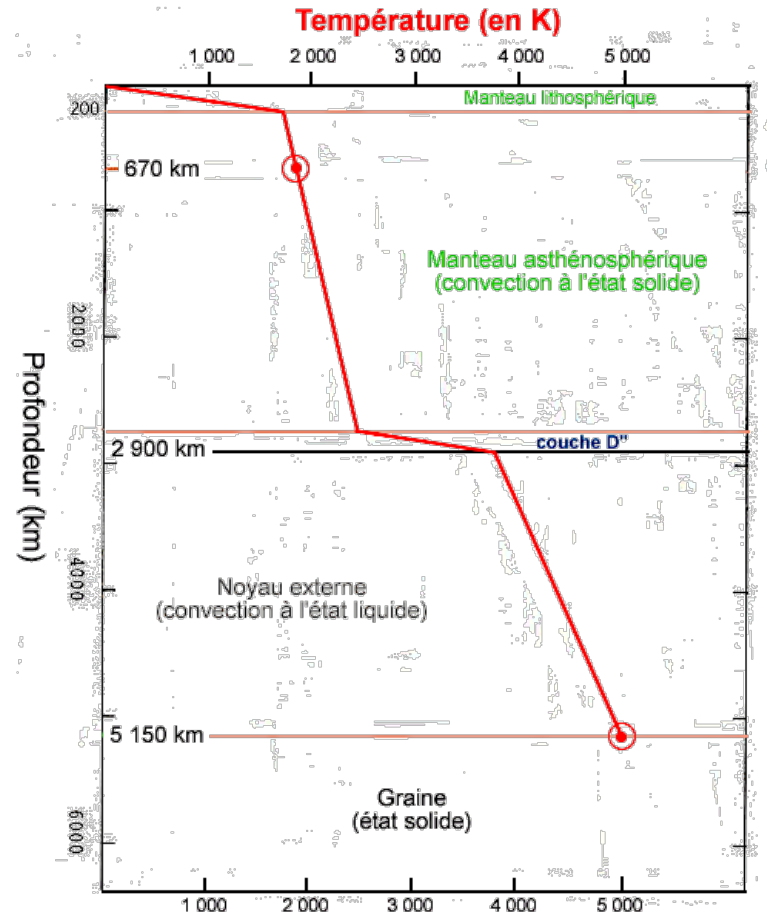
$$\Rightarrow \text{gradient} = 0,58 \text{ }^\circ\text{C.km}^{-1}$$

Dans la graine, le gradient vaut $0,3^\circ.\text{km}^{-1}$ donc en prolongeant T depuis 5150 km, on obtient :

$$T(\text{centre}) = 4950 + (6370 - 5150) \times 0,3$$

$$T(\text{centre}) = 5316 \text{ K} = 5040^\circ\text{C}$$

Le géotherme terrestre



La chaleur terrestre

	croûte continentale	croûte océanique	manteau	noyau
U (ppm)	1,6	0,9	0,015	
Th (ppm)	5,8	2,7	0,08	
K (%)	1,7 - 3,0	0,4	0,1	
Chaleur produite en $\mu\text{W}\cdot\text{m}^{-3}$	1,0 à 1,1	0,5	0,02	
volume en km^3	$4,5 \cdot 10^9$	$4,0 \cdot 10^9$	$890 \cdot 10^9$	$102 \cdot 10^9$
Chaleur totale en W	$4,5 \cdot 10^{12}$	$2,0 \cdot 10^{12}$	$17,8 \cdot 10^{12}$	10^{12}

Parts des énergies thermiques

Nature de la source d'énergie	Lieu de dissipation	Quantité d'énergie dissipée en TW	
Radioactivité	Croûte continentale	4,5	25,3
	Croûte océanique	2,0	
	Manteau	17,8	
	Noyau	1	
Chaleur initiale	Manteau	7 – 14	35 %
	Noyau	4 - 8	
Chaleur de différenciation	Noyau liquide	2 – 3,8	5 %
Mouvements différentiels	Manteau	0 - 7	
Processus tectoniques et séismes	Lithosphère	0,3	
Météorites	Surface	?	
Total		38,6 – 58,4	

La valeur retenue est de 42 TW

Dissipation de chaleur

- Rappeler les 4 modes de transferts thermiques.

conduction – convection – émission d'infra-rouges – vaporisation de l'eau

- Calculer le flux géothermique moyen à la surface de la Terre, pour 1 m².

La surface de la Terre vaut $S = 4\pi(6\,370\,000)^2 = 510.10^{12} \text{ m}^2$

Le flux de chaleur total est de 42.10^{12} W donc le flux moyen vaut $0,082 \text{ W.m}^2 = 82 \text{ mW.m}^2$

- Comparer la valeur obtenue au flux thermique reçu par la surface de la Terre : 340 W.m^{-2} .

C'est bien inférieur !

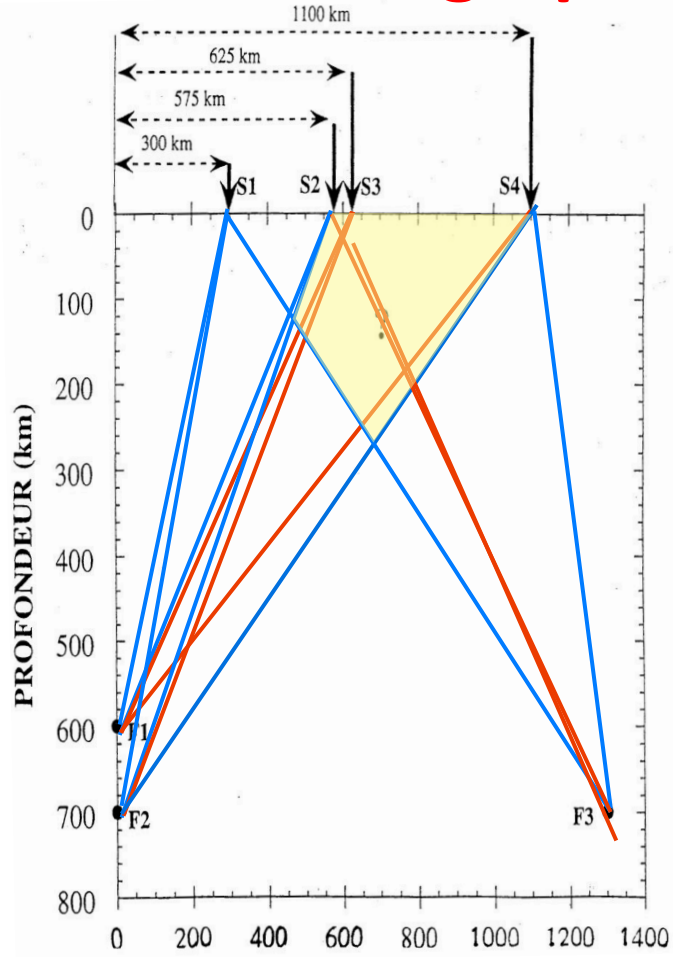
- Décrire la répartition du flux thermique. Comparer notamment océans et continents.

Le flux est maximal au niveau des limites de plaques et plus particulièrement les dorsales océaniques. Les continents semblent dégager moins de chaleur : ils forment un « bouclier thermique » à l'évacuation de la chaleur terrestre.

- En déduire le mode de transfert de chaleur montré par cette carte.

La chaleur dégagée en surface de la Terre montre de la **conduction thermique**.

La tomographie sismique



rai non
ralenti

rai ralenti

zone
anormale

Étude du rai sismique F3-S3

Longueur du rai sismique = vitesse x temps théorique = $8 \times 121,2 = 972$ km

D'après les courbes, il y a $\frac{3}{4}$ du trajet qui est dans la zone non ralentie et $\frac{1}{4}$ dans la zone anormale.

Donc le temps observé correspond à

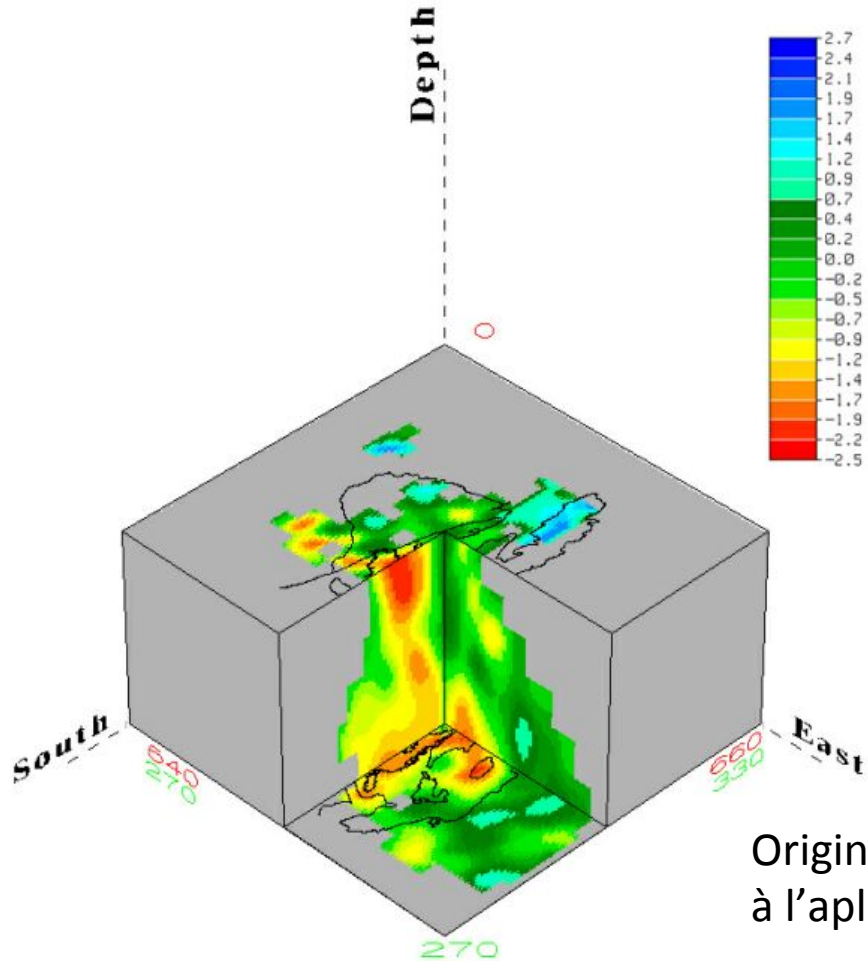
temps observé = $700 \text{ km} / 8 \text{ km.s}^{-1} + 272 \text{ km} / x \text{ km.s}^{-1} = 126$ secondes

par le calcul, on a $x = 7 \text{ km.s}^{-1}$.

Anomalie de vitesse : $dV_p/dt = -5.10^{-3} \text{ km.s}^{-1}.\text{K}^{-1}$

On a calculé une diminution de 1 km.s^{-1} donc une hausse de T de 200 K.

Exercice 5b



Origine profonde de chaleur
à l'aplomb des volcans d'Auvergne.

Convection et conduction thermique

- Calculer R_a dans le cas du manteau terrestre.

$$R_a = \frac{\text{poussée d'Archimède}}{\text{dissipation}} = \frac{\rho g \alpha \Delta T d^3}{\kappa \eta}$$

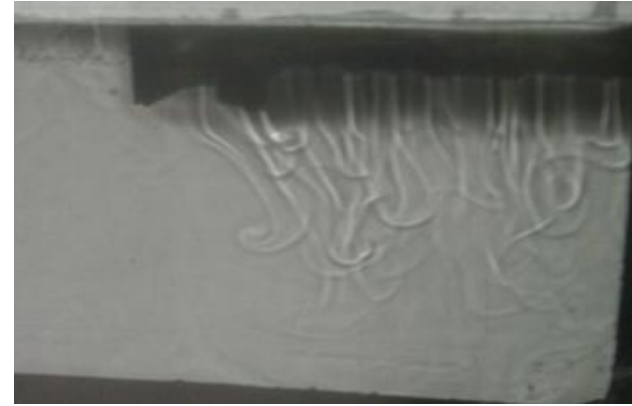
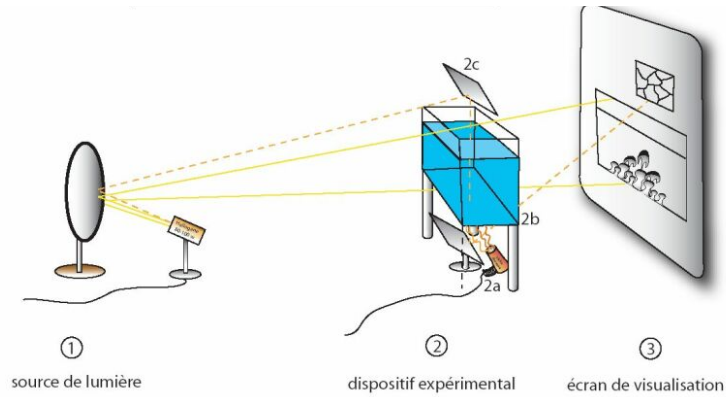
$$R_a = \frac{3\,300\,000 \times 9,81 \times 3 \cdot 10^{-5} \times 1\,200 \times (2\,800\,000)^3}{3 \times 10^{22}} = \frac{2,56 \cdot 10^{25}}{3 \times 10^{22}} \approx 1\,000 : \text{il y a } \mathbf{convection}$$

- Discuter la part relative des deux modes de dissipation de la chaleur terrestre.

Le coefficient de conduction thermique dans les roches est faible et nous avons vu que les continents conduisent peu la chaleur. La conduction semble un mode mineur en domaine continental.

La convection est possible dans le manteau. Elle va dominer par rapport à la conduction.

L'ombroscopie



dispositif expérimental (gauche) et panaches descendants par refroidissement de la surface

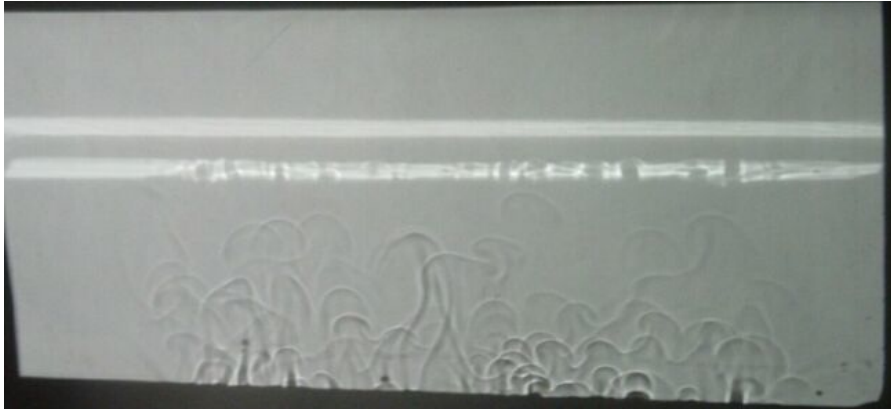
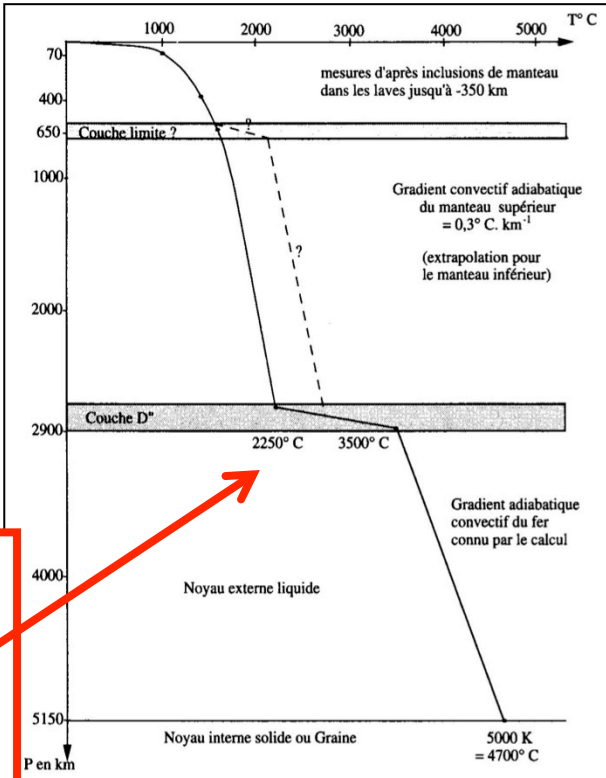
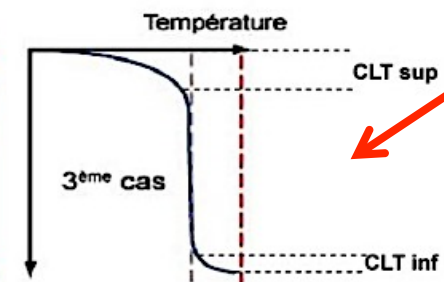
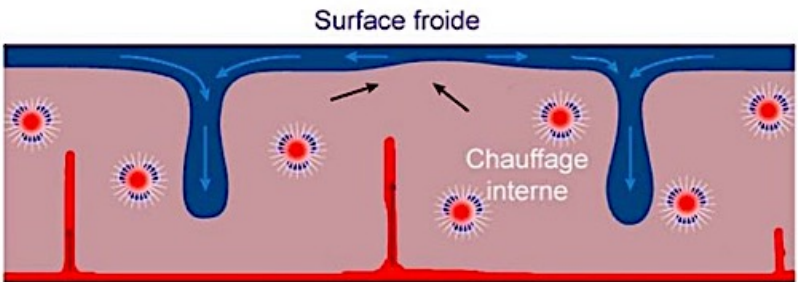
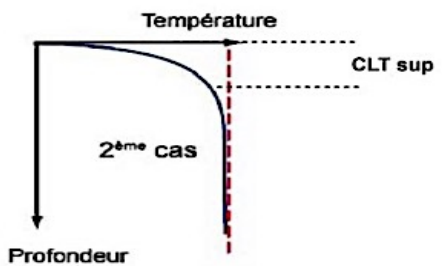
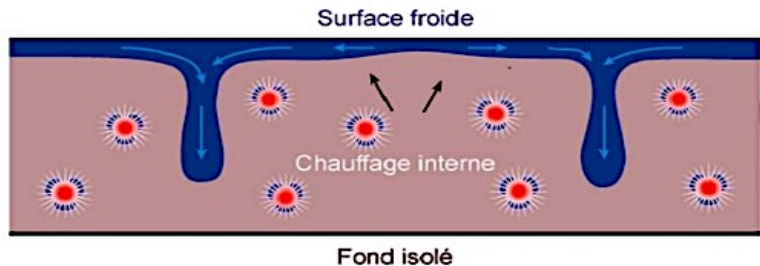
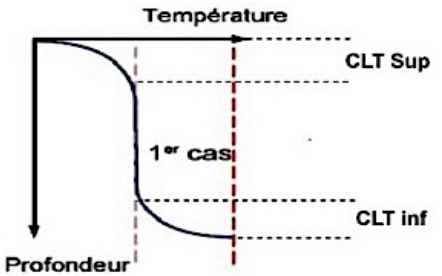
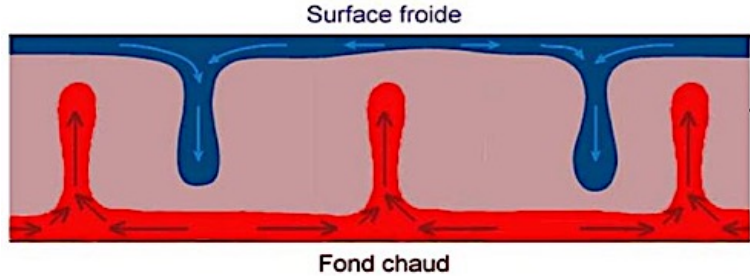


Image de panaches ascendants (détail d'un panache à droite)

Les modèles analogiques



Le géotherme mesuré

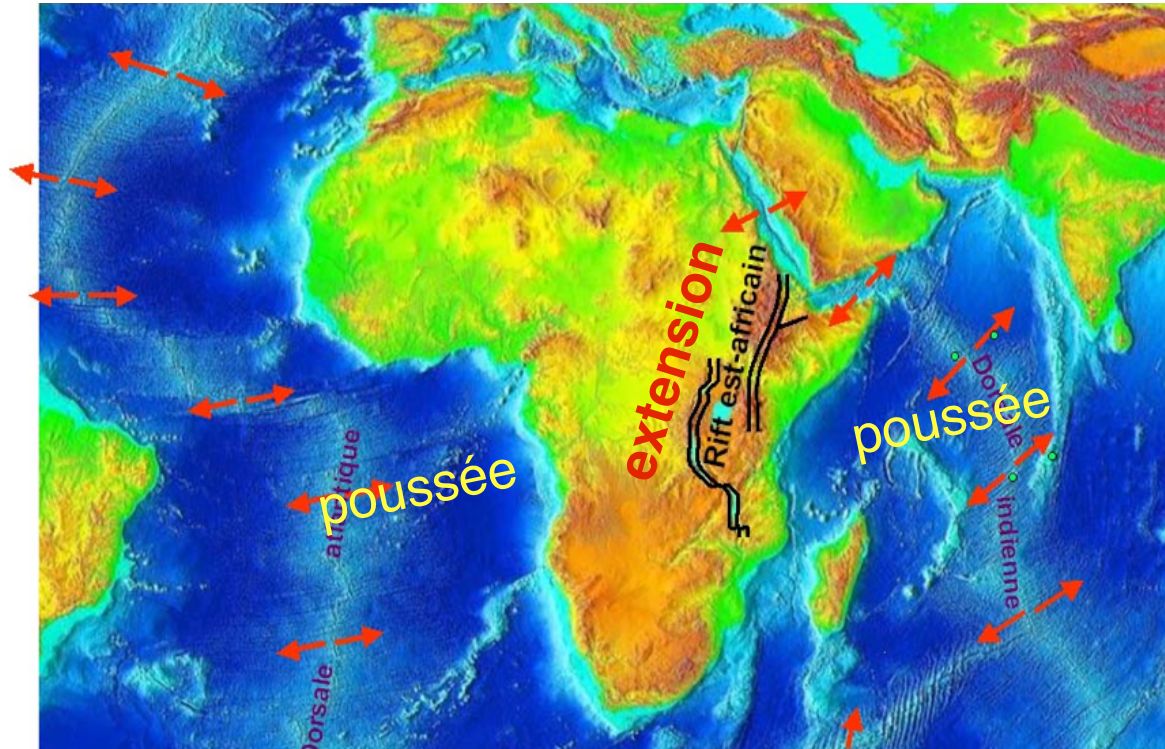
(Source : planet-terre.ens-lyon.fr)

Les mouvements gravitaires

Océan	Subduction		Vitesse d'expansion moyenne en cm.a^{-1}
	oui	non	
Pacifique	X		15 cm.a^{-1}
Atlantique		X	4 – 6 cm.a^{-1}
Indien	X		8 – 10 cm.a^{-1}

Les océans qui présentent une subduction ont une plus grande vitesse d'expansion. Le déplacement de la lithosphère océanique pourrait être favorisé par l'enfoncement gravitaire de la plaque au niveau de la zone de subduction.

La plaque africaine et la poussée des dorsales



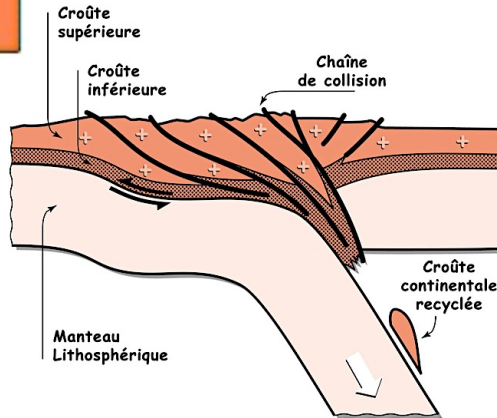
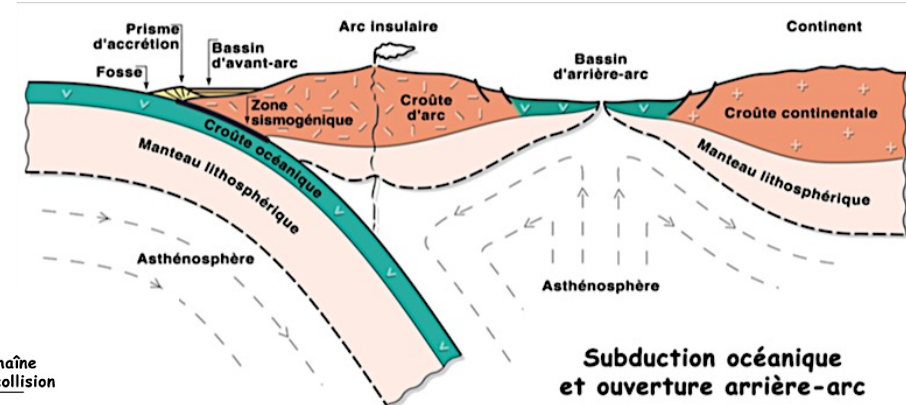
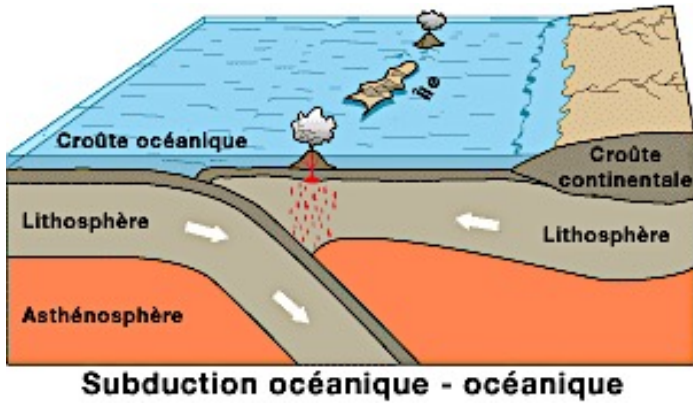
La poussée des dorsales devrait induire une compression est-ouest de l'Afrique. Or la plaque est en contexte d'extension. La poussée des dorsales serait donc une force faible

3. Un modèle dynamique de la Terre

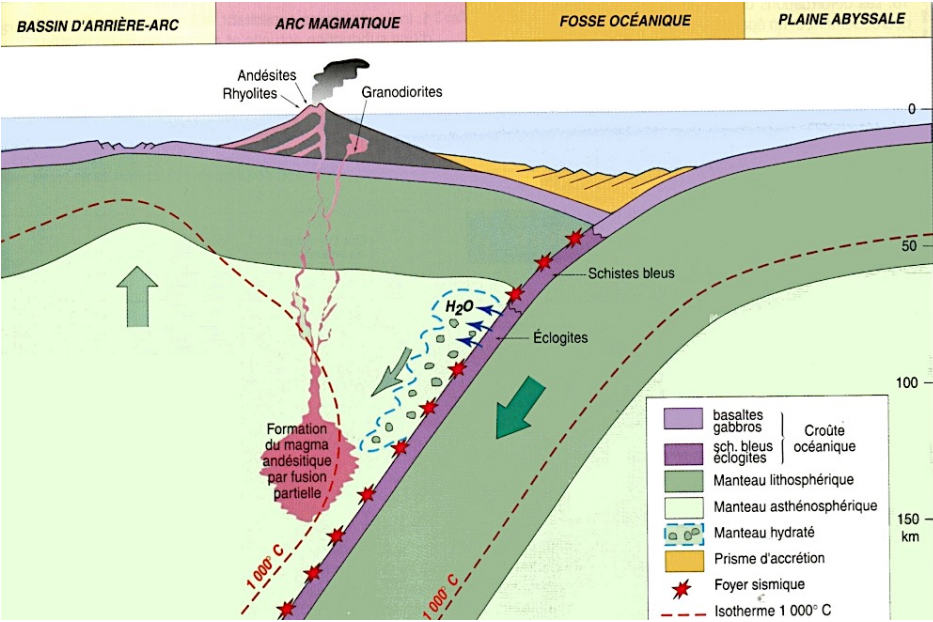
3.1. Les marges actives

Les différentes subductions et collision

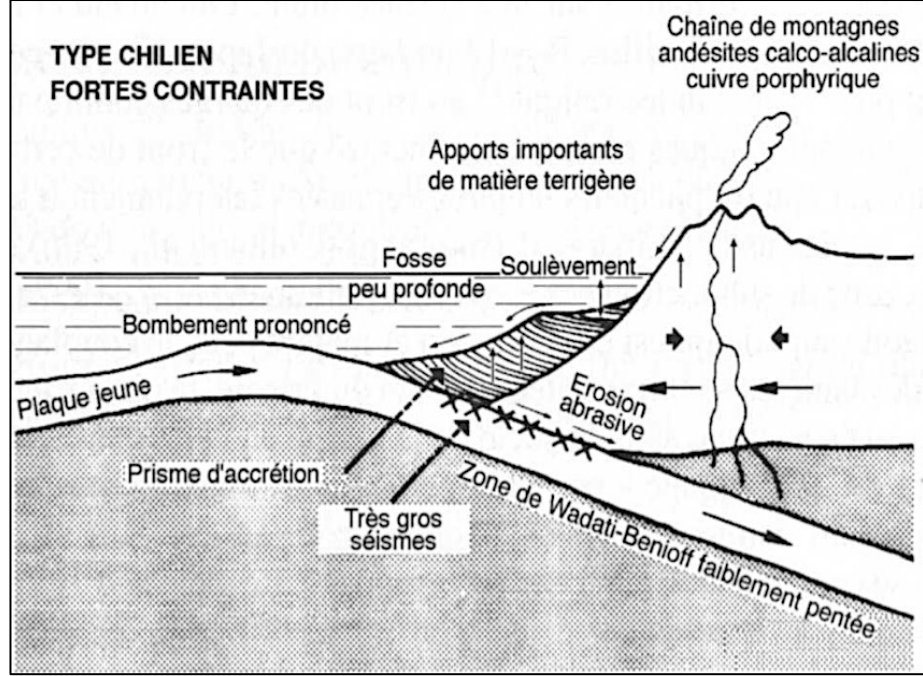
	Lithosphère chevauchante	
Lithosphère en subduction	océanique	continentale
océanique	15 %	67%
continentale	1%	17% (collision)



Morphologie des zones de subduction



océan – océan



océan – continent

Les Andes, chaîne de subduction

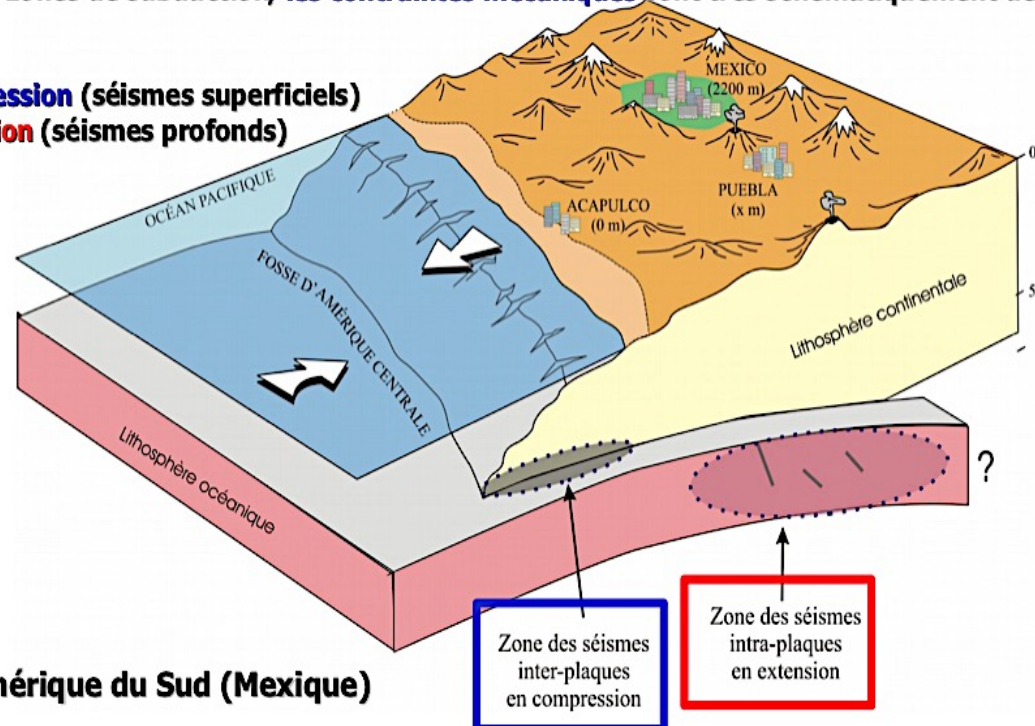


Le volcan Chimborazo (Equateur)

Signature sismique

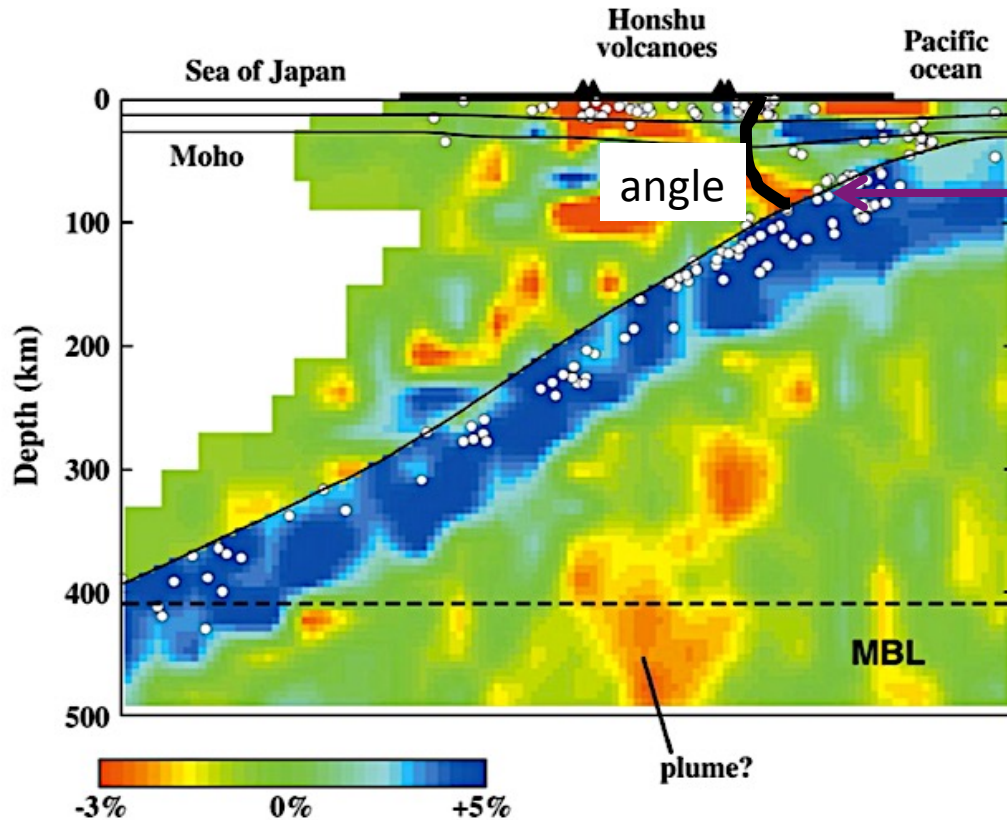
Dans les zones de subduction, les contraintes mécaniques sont très schématiquement de deux types :

- **Compression** (séismes superficiels)
- **Extension** (séismes profonds)



Ex : Amérique du Sud (Mexique)

Subduction au Japon



Foyers sismiques

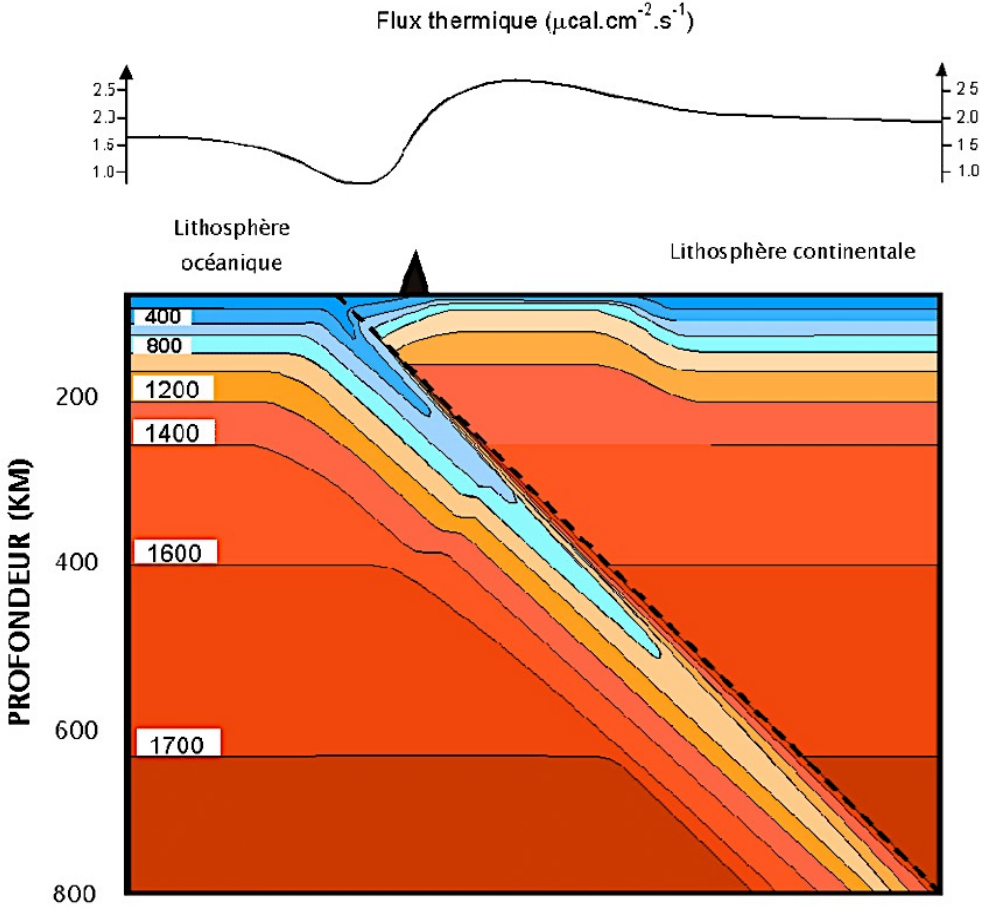
$$\text{angle } a : \tan a = \frac{380 \text{ km}}{650 \text{ km}}$$

$$a = 30,3^\circ$$

En bleu : plaque lithosphérique froide qui plonge.

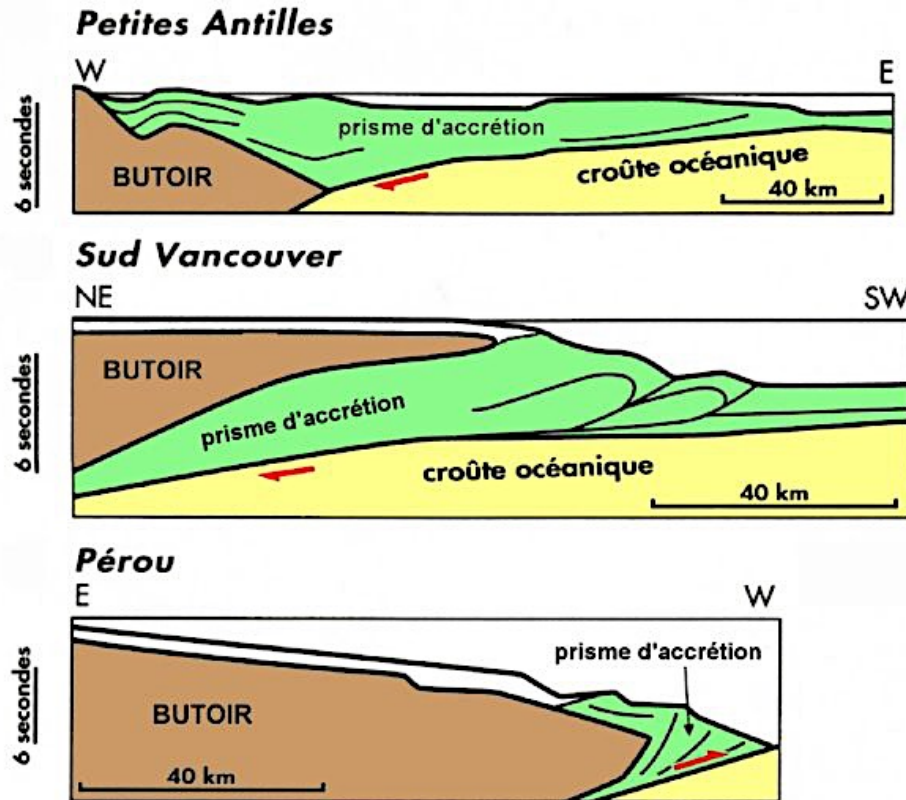
En surface : arc volcanique plus chaud que dans le modèle PREM.

Goutte froide



(d'après Stein & Stein, 1996)

Les prismes d'accrétion



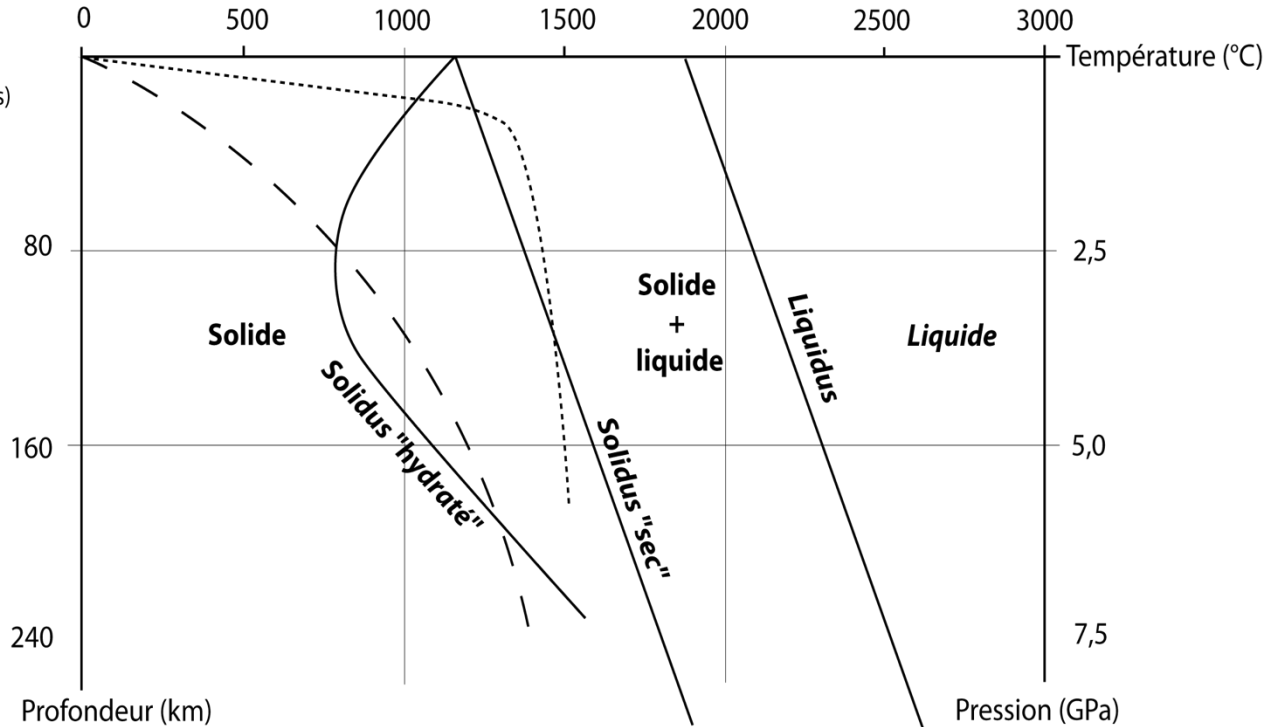
Exercice 7

Fusion partielle

Diagramme montrant les conditions de fusion des péridotites du manteau (péridotites sèches ou hydratées) déterminées expérimentalement.

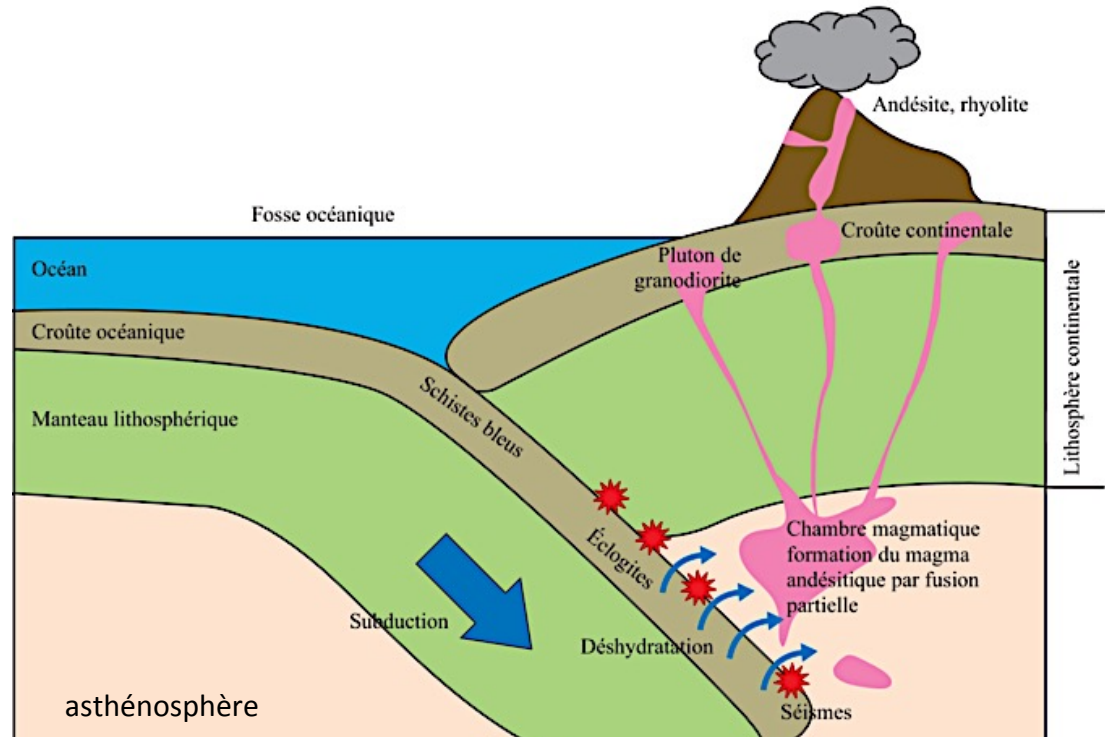
Sont placés les géothermes sous les dorsales et sous les zones de subduction.
(Géotherme = évolution réelle de la température en fonction de la profondeur).

- Géotherme sous les dorsales
- - - Géotherme de subduction

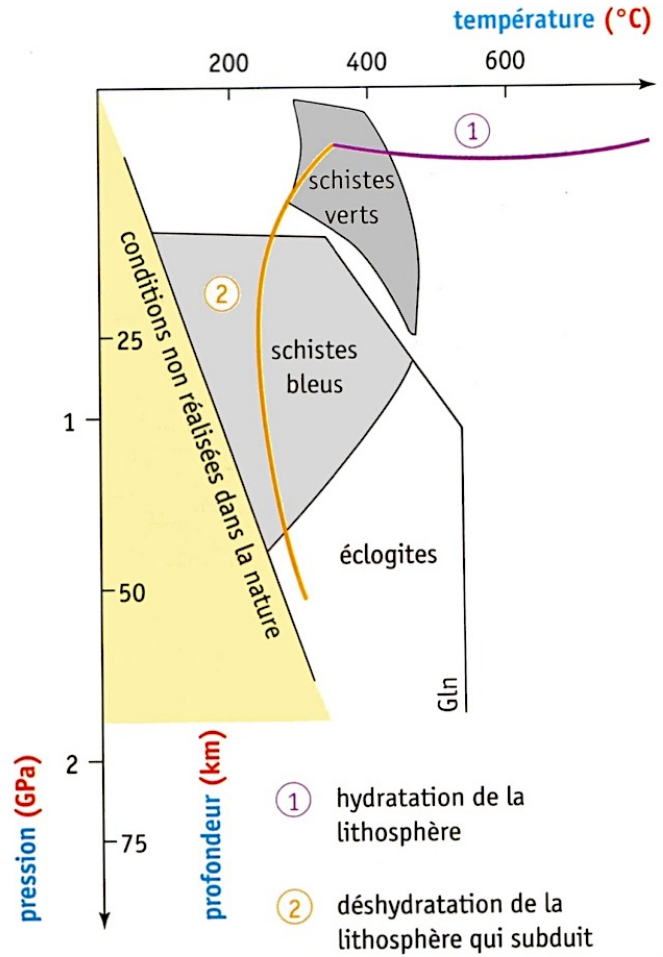


Le géotherme n'atteint pas les conditions (P,T) de fusion partielle, sauf si de l'eau est apportée au manteau de la plaque chevauchante. Cette eau peut provenir de la déshydratation du panneau plongeant.

Métamorphisme et magmatisme sont associés



Métamorphisme associé



- ① hydratation de la lithosphère
- ② déshydratation de la lithosphère qui subduit

Métamorphisme et magmatisme sont associés

Dorsale

hydratation par hydrothermalisme

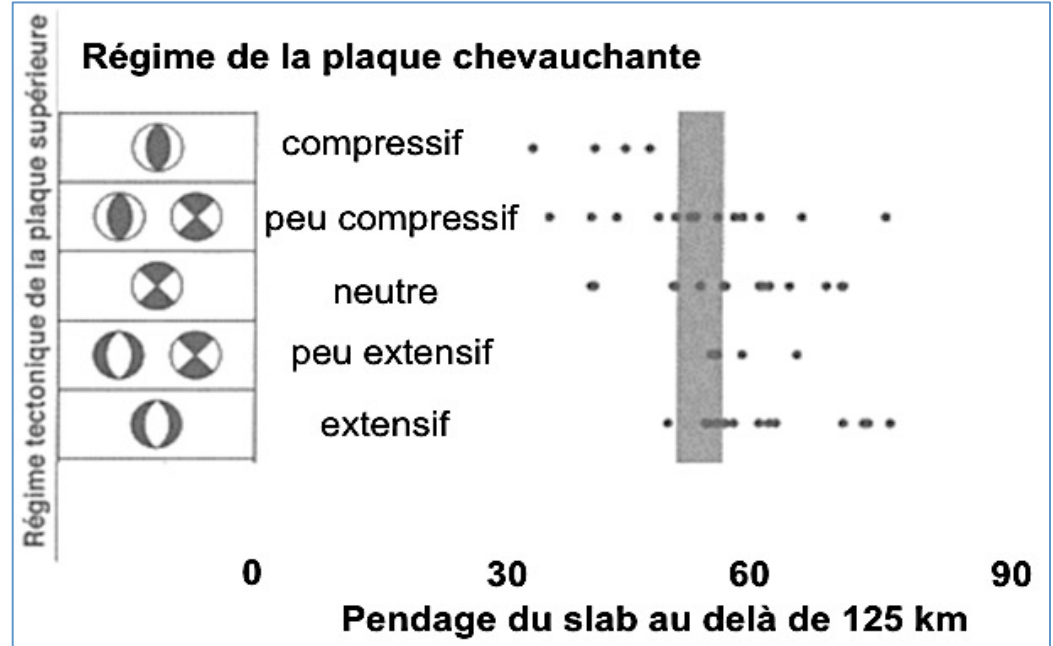
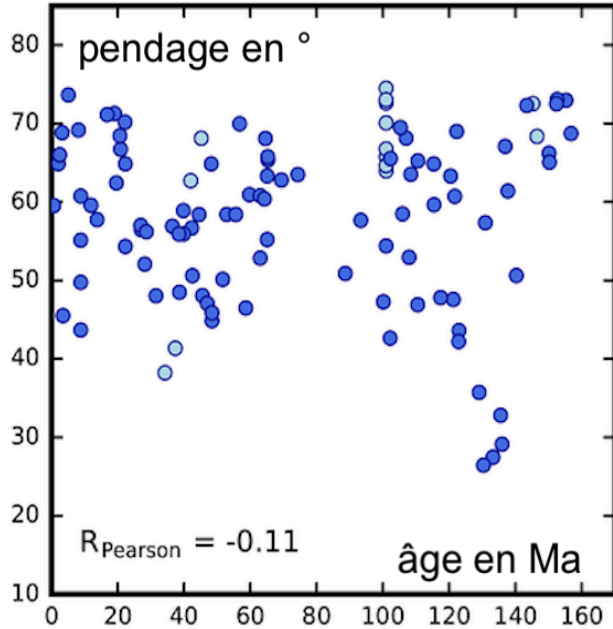
Enfoncement

C1		C2		C3		Q		V
Gabbro		Métagabbro		Métagabbro		Métagabbro		Métagabbro
Pyroxène	→	Pyroxène	→	Pyroxène	→	Pyroxène	→	Pyroxène
F.plagio	↑	F.plagio	↑	F.plagio	↓	F.plagio	↓	F.plagio
		Amphibole		Chlorite		Glaucophane		Jadéite Grenat
	gain d'eau		gain d'eau		perte d'eau		perte d'eau	

Faciès
schiste vertFaciès
schiste bleuFaciès
éclogite

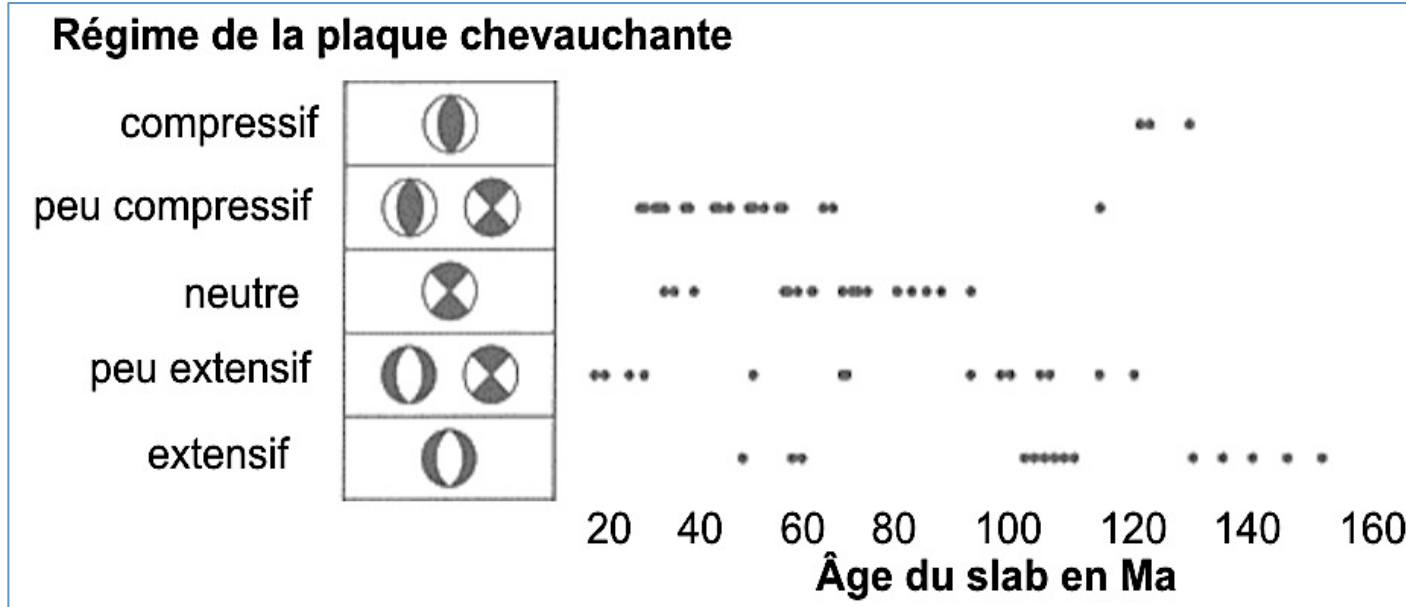
déshydratation

Influence de l'âge remise en question



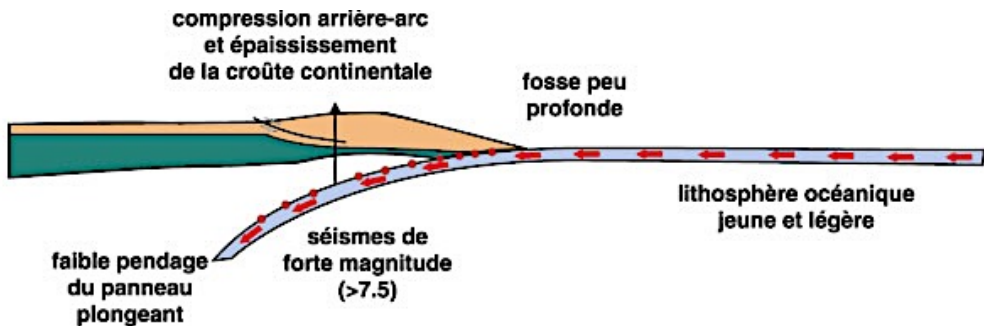
Corrélations à trouver

Influence de l'âge remise en question

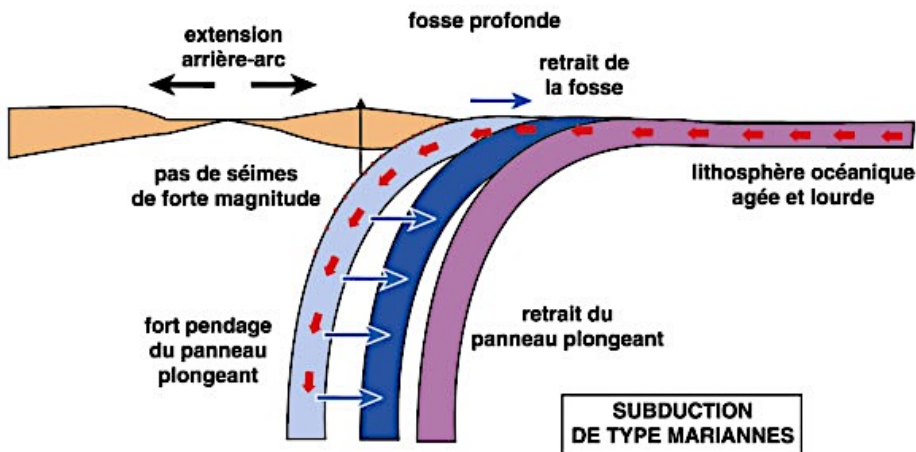


1) Pas de corrélation entre âge et pendage mais corrélation entre pendage et type de marge active (compressive ou extensive) ainsi qu'entre âge et régime de contrainte (compressive ou extensive).

Subductions en compression et extension

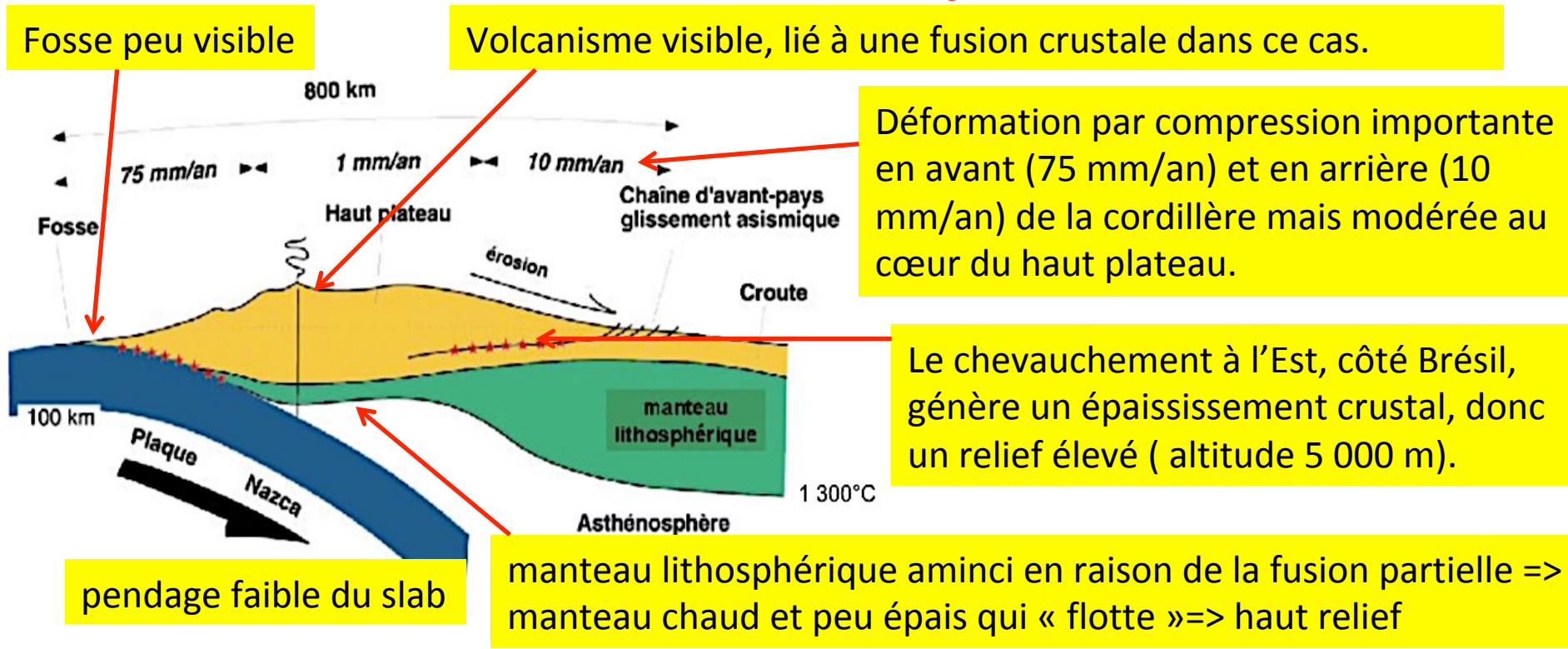


Subduction de type Chili :
angle faible de $10,5^\circ$
processus en compression



Subduction de type Mariannes :
angle fort $> 45^\circ$
recul possible de la plaque plongeante, à l'origine d'un phénomène extensif, voire d'un déplacement de la plaque chevauchante vers la dorsale.

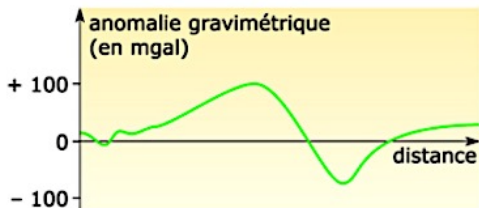
Subduction en compression



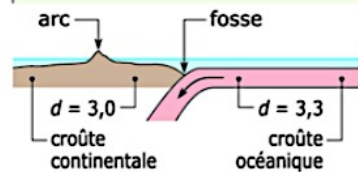
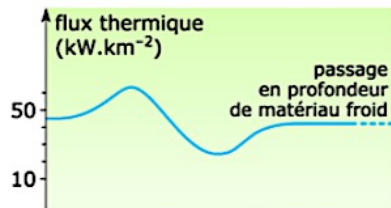
Double chevauchement : la cordillère chevauche la plaque Nazca et le bouclier brésilien.
=> deux niveaux de séismes : les séismes dont les foyers sont alignés sur le plan de Bénihoff + les séismes de la plaque chevauchante, au niveau du grand chevauchement à l'Est. (Source : Jolivet)

Bilan

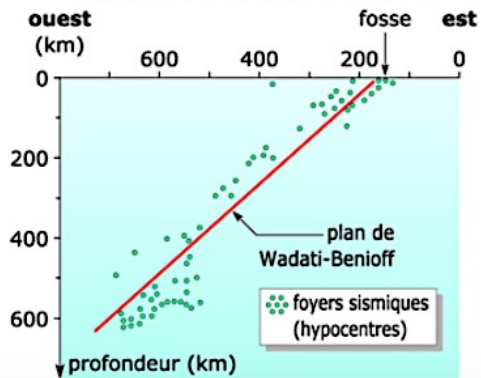
Anomalies gravimétriques



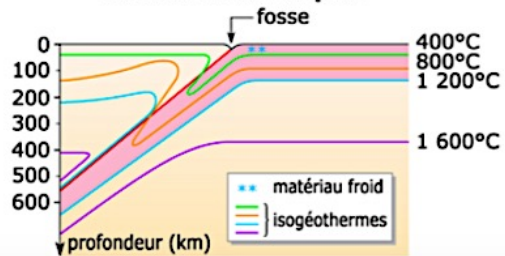
Anomalies du flux thermique



Répartition des foyers sismiques

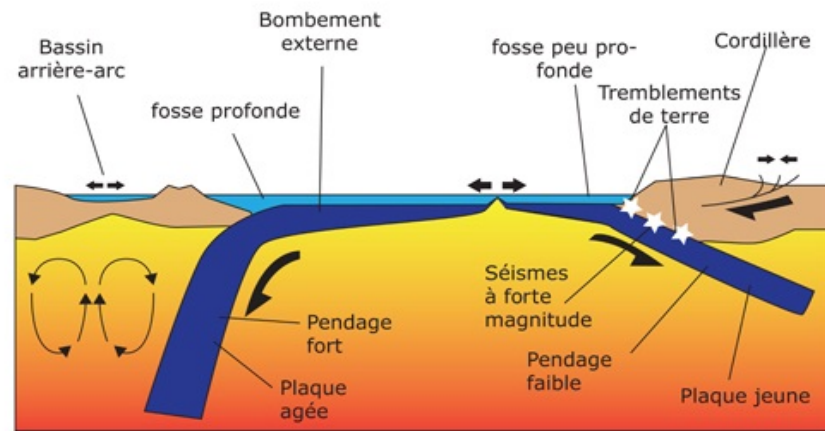


Anomalies thermiques

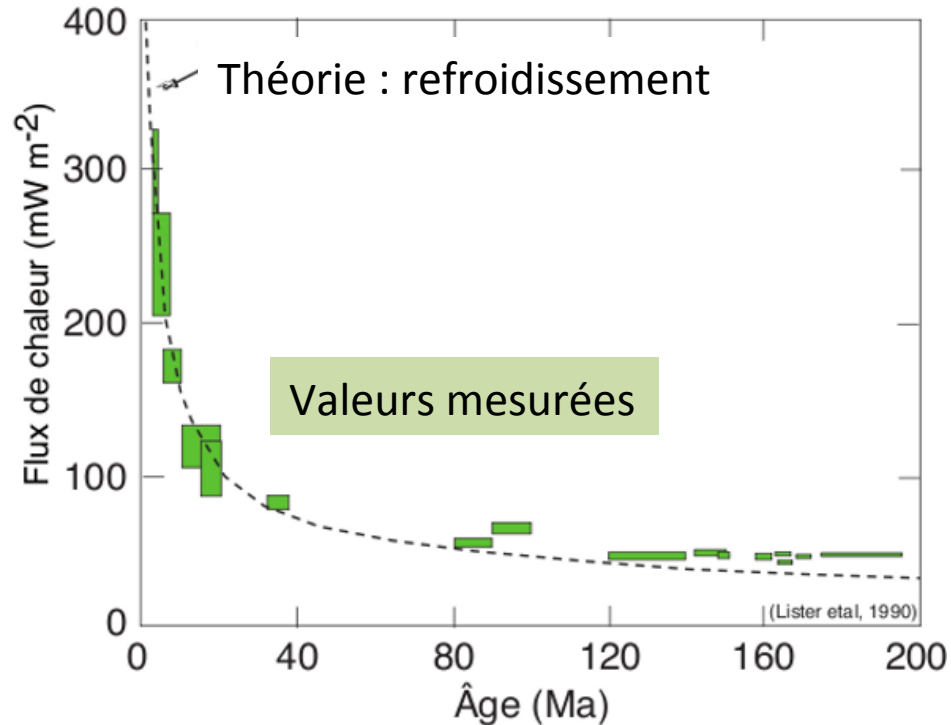


Type Mariannes

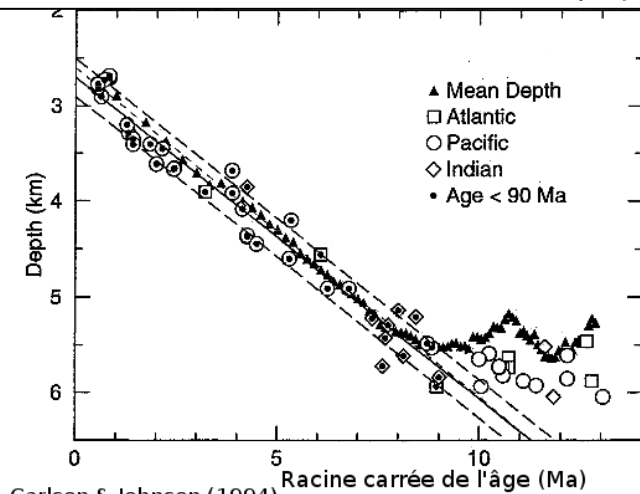
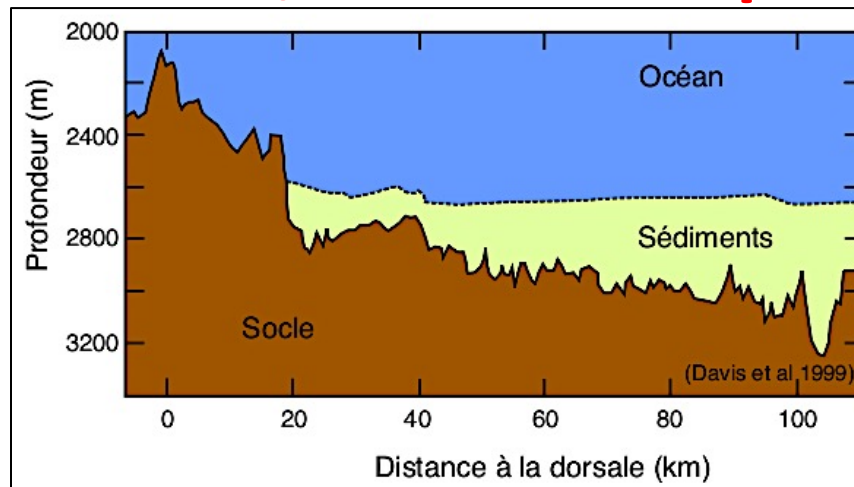
Type Chili



Relation âge, épaisseur, flux thermique



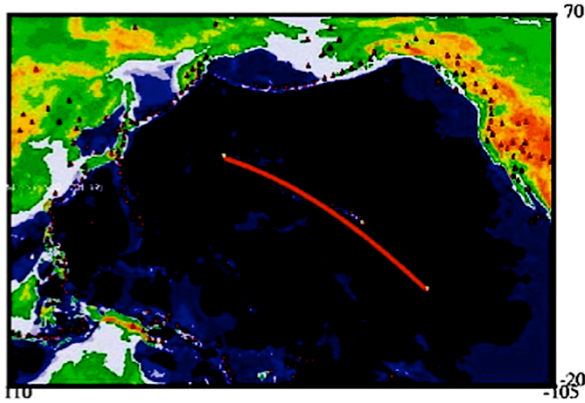
$$\text{épaisseur en km} = 9,2 \cdot \sqrt{\text{âge en Ma}}$$



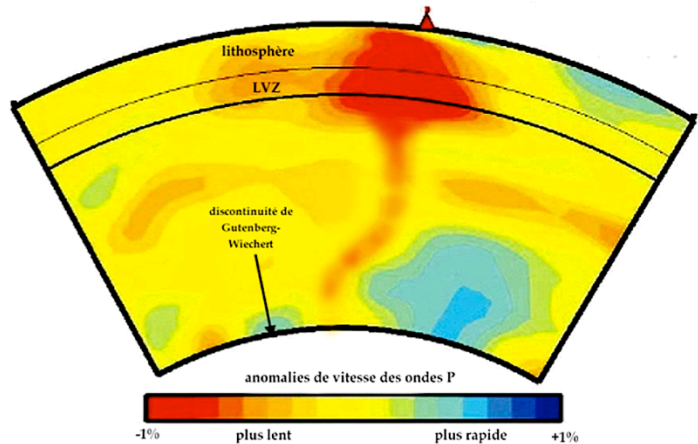
3. Un modèle dynamique de la Terre

3.2. Les points chauds

Les points chauds



Alignement des volcans dû au mouvement de la plaque océanique, qui passe au-dessus d'une zone d'anomalie thermique immobile.

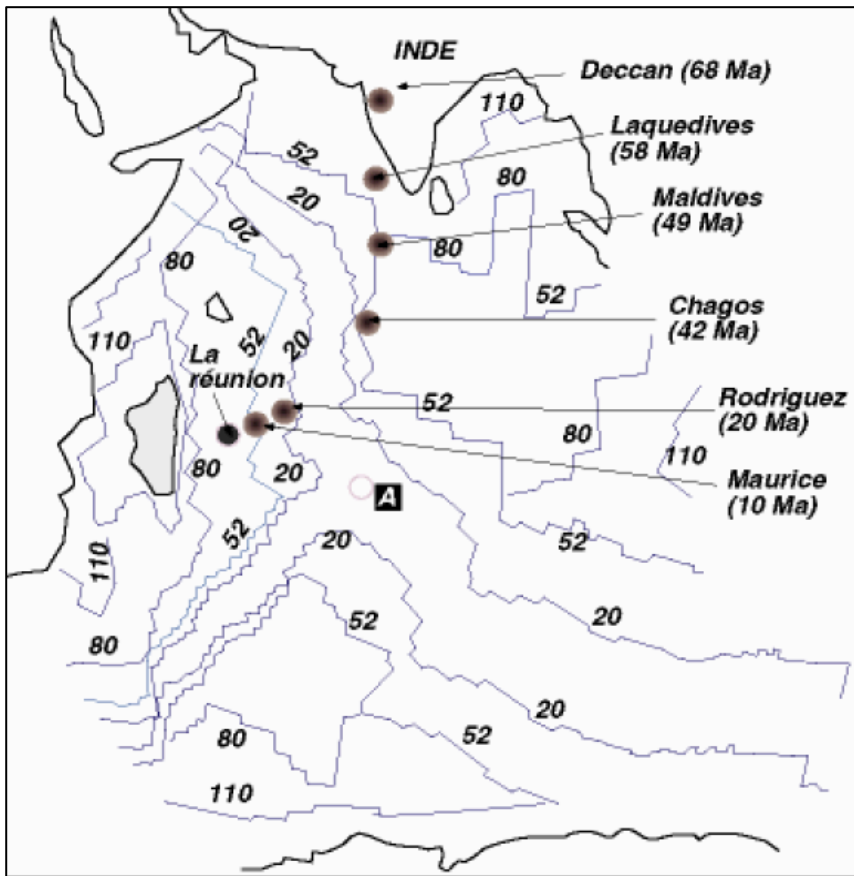


Origine profonde du panache de chaleur qui provient de la couche D''.

3. Un modèle dynamique de la Terre

3.3. Les dorsales

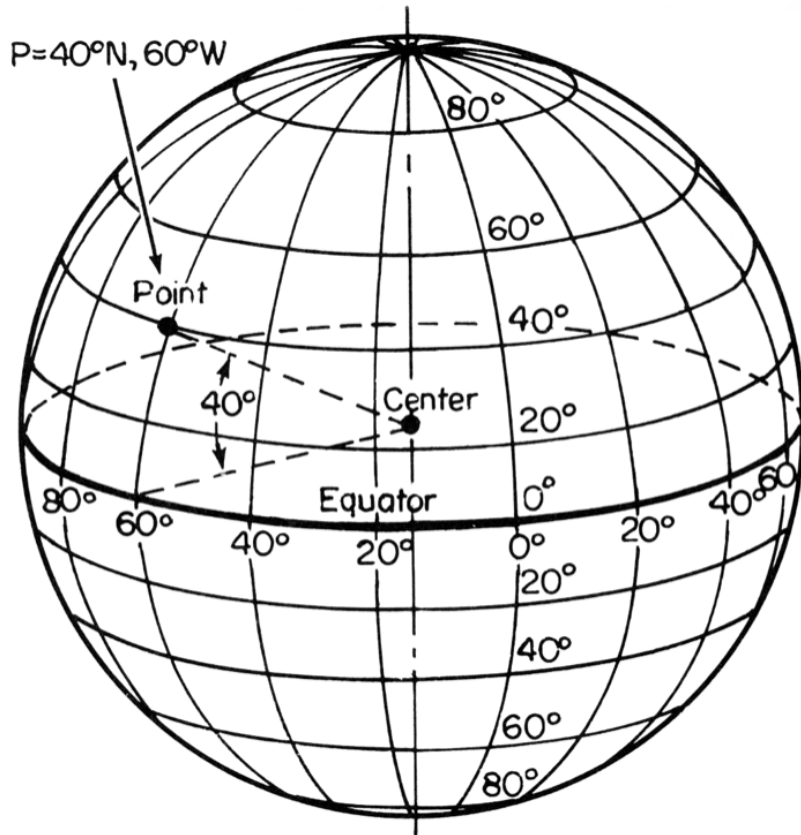
Mouvements de la plaque indienne



De Chagos au Deccan : 29° de latitude (quasi vertical). Or 1° de latitude mesure $40000 \text{ km} / 360^\circ = 111,11 \text{ km}$. Donc il y a 3200 km entre Chagos et Deccan pour $68 - 42 = 26 \text{ MA} \Rightarrow$ vitesse de 12 cm/an .

De la Réunion à Rodriguez, presque horizontal : 8° de longitude à environ 20° de latitude. Donc la distance vaut $8 \times 111,11 \cos 20^\circ$ soit 835 km en $20 \text{ MA} \Rightarrow$ vitesse de 4 cm/an .

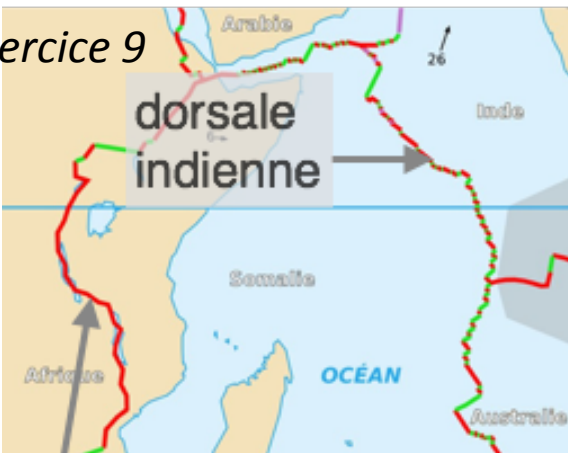
Se repérer sur une sphère



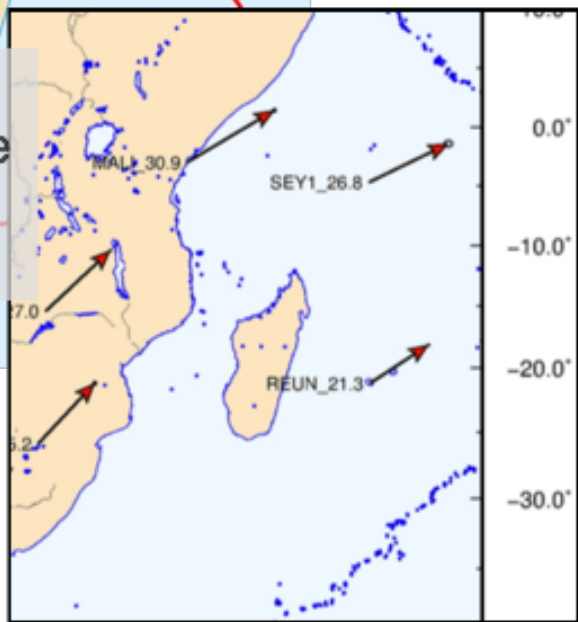
Sur une ligne verticale (**méridien**)
pour chaque degré de latitude, vers le sud
ou le nord, on parcourt
 $40\,000 \text{ km} / 360^\circ = 111 \text{ km}$

Sur une ligne horizontale (**parallèle**)
Les degrés de longitude n'ont pas la même
longueur selon le parallèle puisque le tour
de la Terre n'est pas identique à l'équateur
ou au pôle !
Le périmètre à la latitude L vaut $40\,000 \times \cos L$.
Donc un degré de longitude représente
 $111 \times \cos(\text{latitude})$ en km.

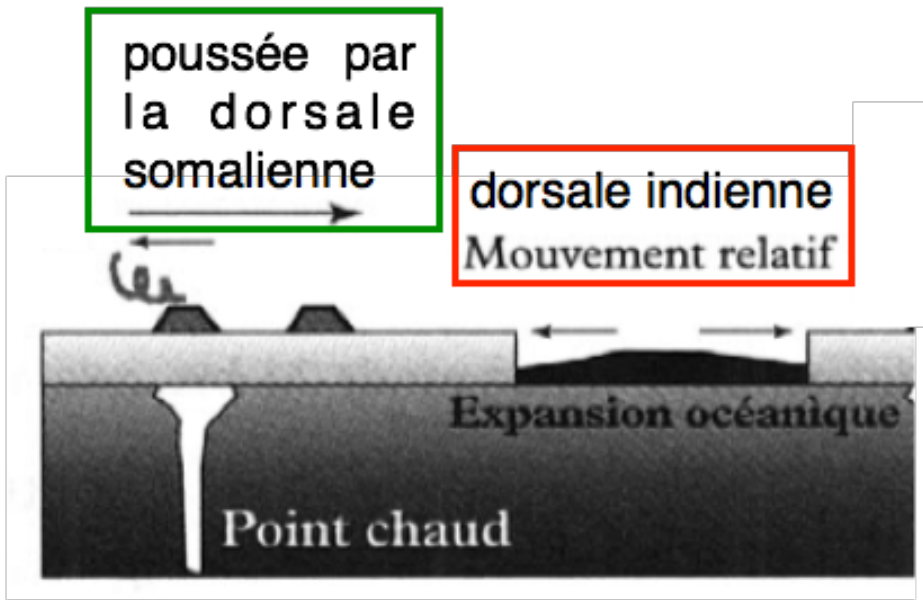
Exercice 9



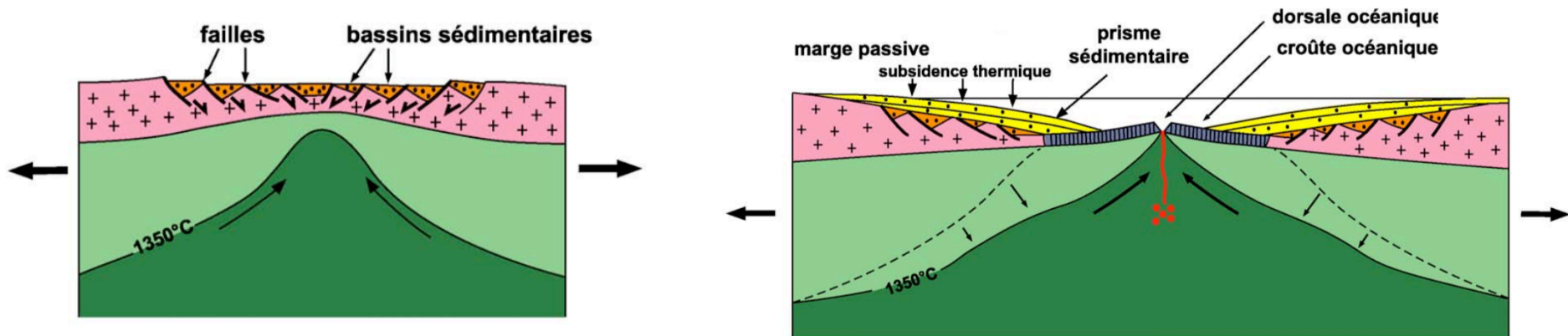
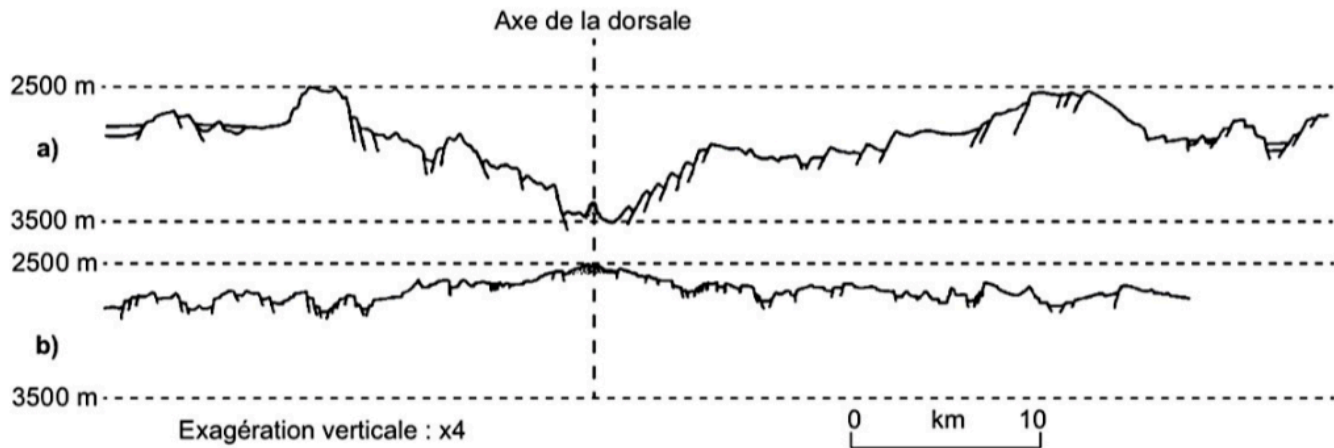
dorsale somalienne apparue il y a 20 MA



La dorsale somalienne est apparue il y a 20 MA. Des études cinématiques par GPS montrent un mouvement absolu des plaques vers l'est. Il y a donc un déplacement global des plaques et de la dorsale indienne vers l'ENE.

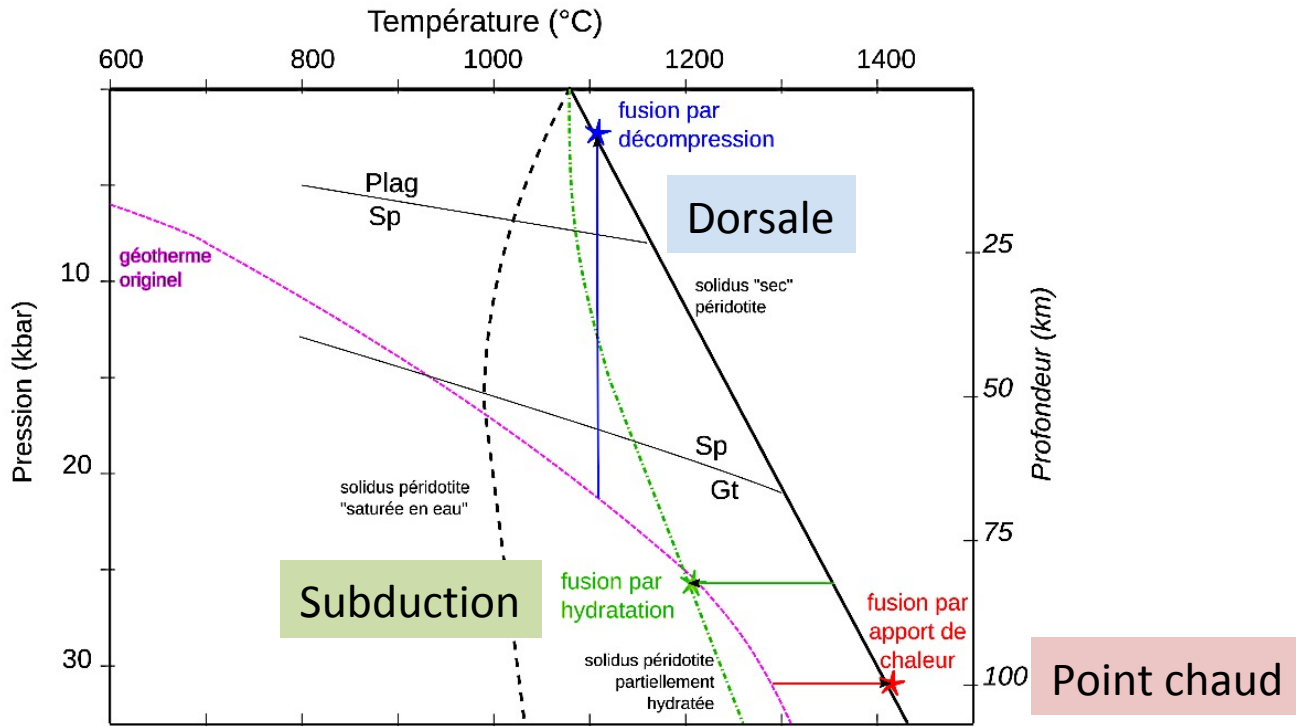


Dorsale lente, dorsale rapide



Du rift à l'océan (Source : M. Serannes, Université de Montpellier)

Magmatisme et contexte géodynamique



Conditions de fusion partielle de la périclote (Source - © 2015 Olivier Dequincey, planet-terre.ens-lyon.fr)

Bilan : moteurs de la tectonique des plaques

Les moteurs des mouvements sont des forces **gravitaires**.

Deux principales forces motrices :

- « **slab pull** » = traction gravitaire de la plaque subduite : le panneau (slab) plonge sous l'effet de la pesanteur => force de traction, transmise jusqu'à la dorsale ;
- « **ridge push** » = poussée de la dorsale = aussi indirectement un effet de la gravité. En effet, la remontée de matériel chaud induit un bombement de la lithosphère (au niveau du rift ou de la dorsale) et ce bombement provoque un glissement gravitaire de la lithosphère produite, participant à l'écartement des flancs du rift.

Force du slab pull = $4.9 \cdot 10^{13} \text{ N.m}^{-1}$

Force du ridge push = $3,9 \cdot 10^{12} \text{ N.m}^{-1}$

ce rapport de force d'un facteur 10 explique la forte vitesse d'expansion dans le cas d'océans présentant une subduction.

D'autres forces, notamment de friction ou de convection, sont aussi mises en jeu.