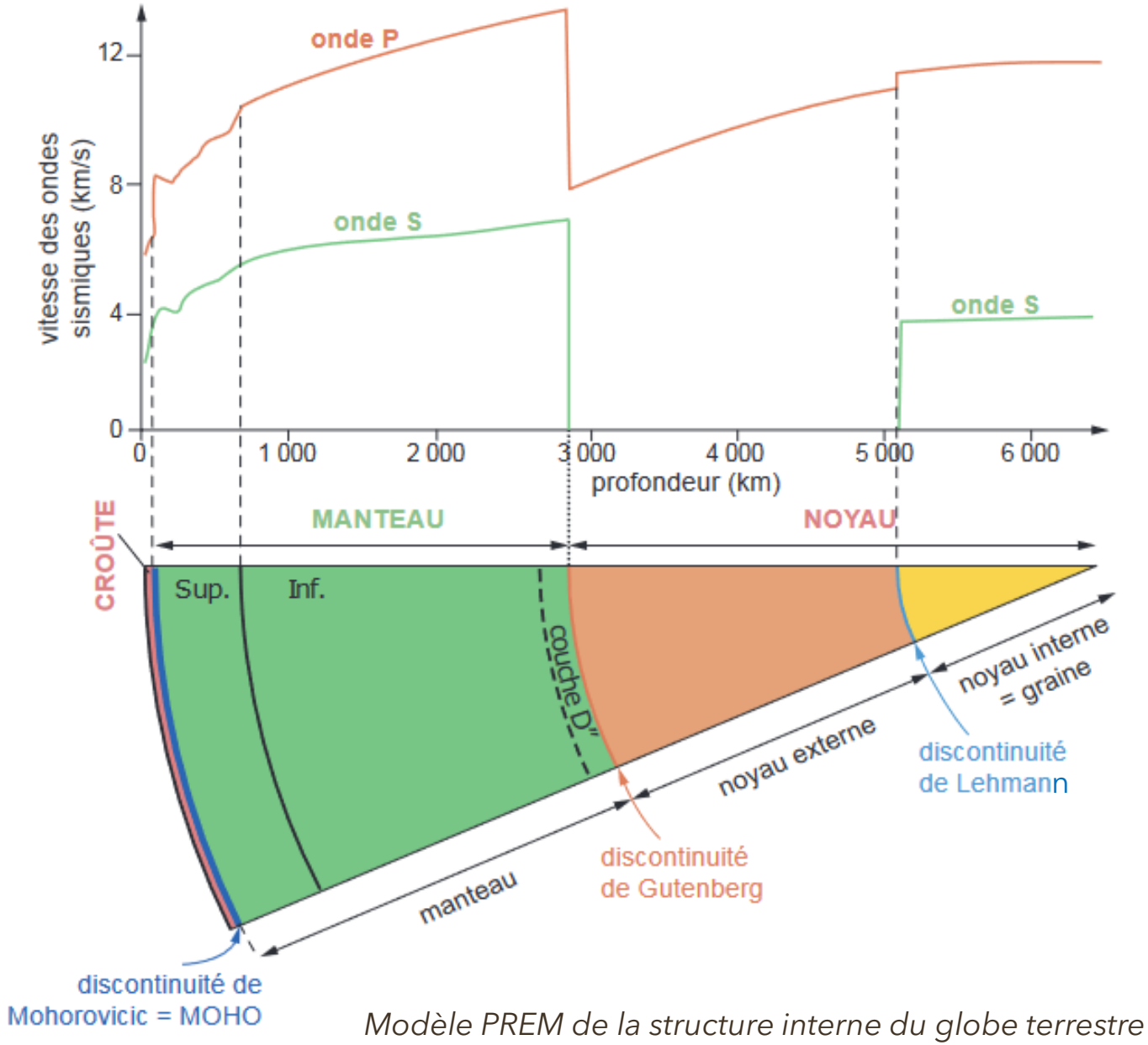


ST-C La dynamique des enveloppes internes

BCPST1- ENCPB- Stéphanie Dalaine

Introduction

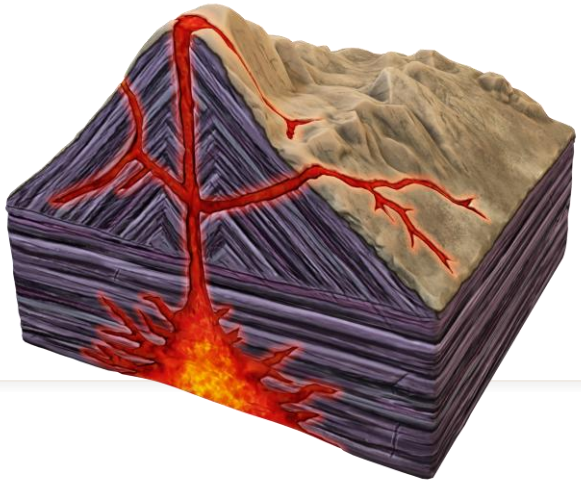
- Modèle **PREM (Preliminary Reference Earth Model)**: Terre = **enveloppes concentriques <u>homogènes</u>**
- **Définition sismique** de lithosphère mais aussi **définition thermique** (<1300°C et conduction thermique)
- **Définition sismique d'asthénosphère** mais aussi **définition thermique** (>1300°C et convection thermique)



Modèle PREM de la structure interne du globe terrestre (source Dunod)

Introduction





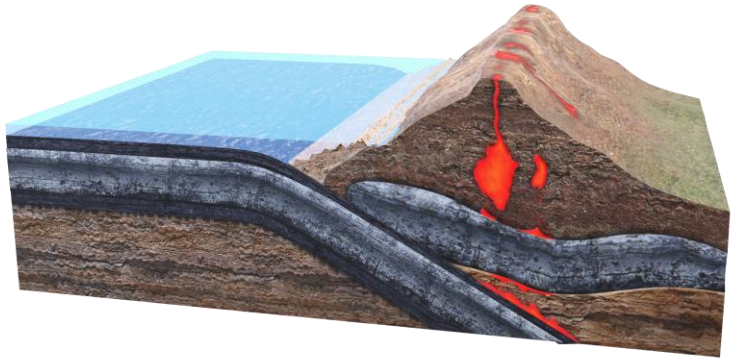
- Phénomènes de surface témoignant de l'activité interne du globe terrestre?
- D'où vient énergie interne?





Quelle est l'origine de ces manifestations externes de dissipation d'énergie interne?
Quelles sont les modalités de transfert de chaleur?
Comment mettre en évidence des mouvements internes et leurs conséquences externes?





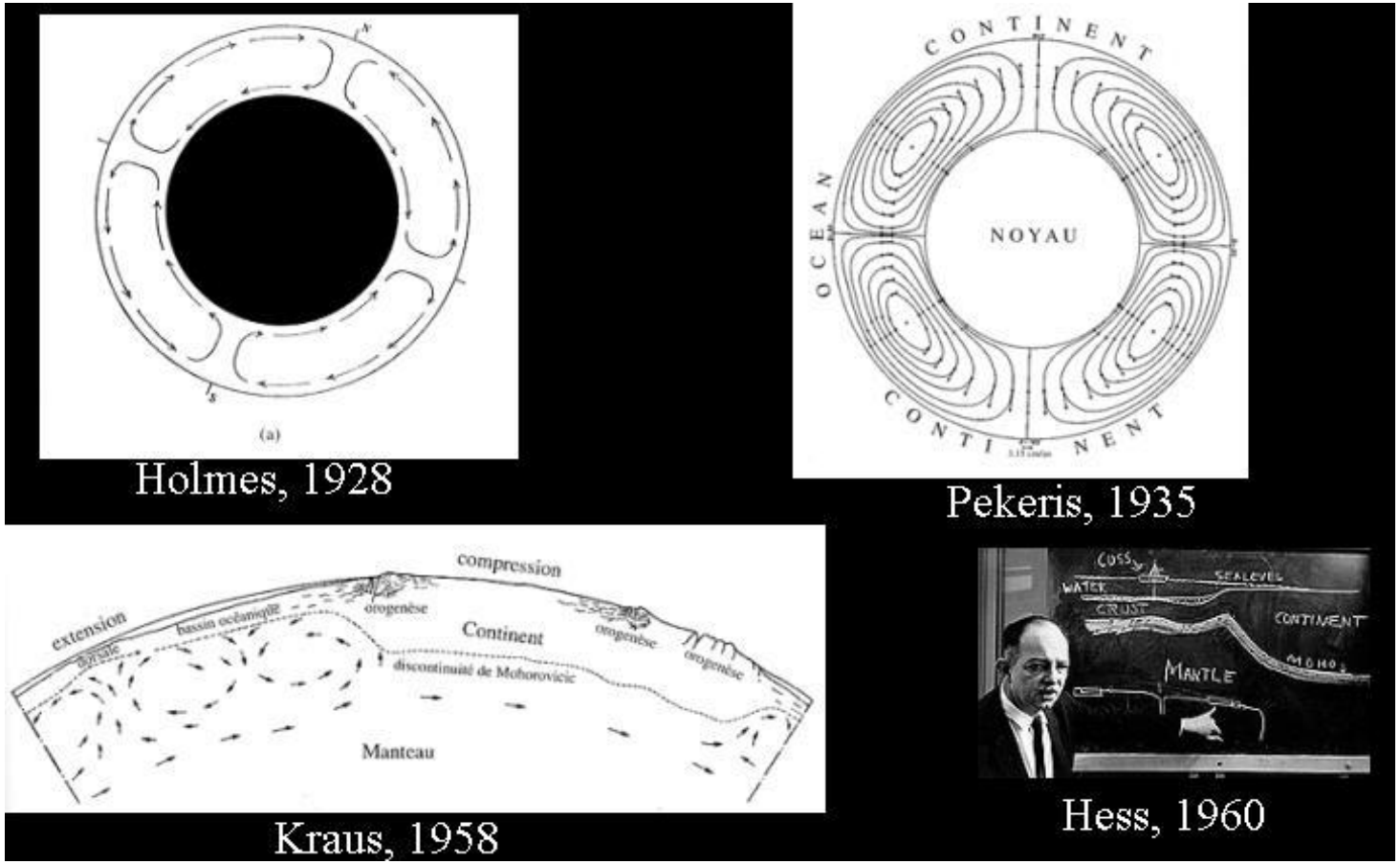


Le centre de la Terre imaginé au 17ème siècle.

P.Thomas (conférence faite pour l'APBG avril 2005)

Un peu d'histoire

- 1915 (Wegener) : la dérive des continents (SiAl) se déplacent sur le manteau (SiMa), théorie très mal acceptée à l'époque ;
- 1962 (Hess) : l'hypothèse du "double tapis roulant" des fonds océaniques déduite de données géophysiques ;
- 1967/68 (Mc Kenzie, et Le Pichon & Morgan), théorie des plaques rigides : la lithosphère rigide se déplace sur l'asthénosphère ;
- 1975-80 : (Molnar & Tapponnier) la tectonique des plaques molles : les continents ne sont pas rigides, ils se déforment en se déplaçant



P.Thomas (conférence faite pour l'APBG avril 2005)

Objectifs d'apprentissage

Savoirs visés	Capacités exigibles
La dynamique des enveloppes terrestres correspond à la dynamique thermique du globe (transferts de chaleur interne et externe par conduction et convection). **La convection mantellique, moteur des mouvements de plaques lithosphériques, est associée à la production de chaleur interne du globe. La lithosphère est définie notamment comme une couche limite à la convection.** **Les mouvements horizontaux de la lithosphère ont des conséquences tectoniques (rifts, dorsales, marges passives…).** **L'isostasie correspond à l'équilibre vertical de la lithosphère sur l'asthénosphère selon le principe d'Archimède. Cet équilibre dynamique peut être source de mouvements verticaux. La modélisation des états d'équilibre permet de proposer des interprétations des reliefs, que les données gravimétriques valident ou questionnent. La notion d'anomalie gravimétrique est construite à partir des anomalies à l'air libre et de Bouguer. L'anomalie de Bouguer témoigne de la présence d'excès ou de déficit de masse en profondeur. Les anomalies gravimétriques permettent de discuter des variations altitudinales inaccessibles à l'observation directe ou à travers d'autres instrumentations.** **Les variations spatiales de petite longueur d'onde du géoïde marin permettent de repérer les reliefs sous-marins.** **Les mouvements lithosphériques sont modélisés par le déplacement de plaques (coquilles rigides) à la surface de la Terre.** **Une marge active montre des signatures géomorphologiques, géophysiques et pétrologiques. Les dorsales sont l'expression en surface des remontées du système convectif et permettent la création de croûte océanique. La subduction de la lithosphère océanique est liée à son évolution thermomécanique et participe à la dynamique interne au sein du système convectif.** **Le volcanisme actuel ou récent s'observe dans des environnements géodynamiques variés, principalement aux frontières de plaques convergentes (zones de subduction) et divergentes (zones d'accrétion) mais aussi en domaine intraplaque.** **Les anomalies magnétiques résultent de la fossilisation du champ magnétique par les basaltes lors de la mise en place de la croûte océanique.**	- Exploiter des données de tomographie sismique et les relier au contexte géodynamique. - Identifier les principales sources de chaleur interne du globe. - Discuter les possibilités de convection du manteau à partir de différentes données (tomographie sismique, géotherme du manteau, modèles analogiques et numériques). - Réaliser des calculs simples d'équilibre vertical archimédien dans des contextes géologiques (ex : chaîne de montagne, rift continental, plaine abyssale océanique…). - Exploiter des données géologiques diverses permettant d'estimer une vitesse de remontée isostatique et l'ordre de grandeur de la durée d'un rééquilibrage isostatique. - Exploiter des données gravimétriques (air libre, Bouguer) obtenues par altimétrie satellitaire. - Relier des anomalies du géoïde à petite longueur d'onde avec la topographie sous-marine. - Exploiter des données GPS pour caractériser le mouvement des plaques à la surface de la Terre. - Identifier les indices de structure et de fonctionnement d'une marge active. - Relier le magmatisme de dorsale et les anomalies magnétiques. - Démontrer les causes thermogravitaires de la subduction. - Relier diverses données permettant de discuter de la diversité des subductions : pendage du panneau plongeant, états des contraintes (compression ou extension), vitesse, âge de la lithosphère, volcanisme, … - Relier les conditions d'apparition des magmas aux confrontations géotherme/solidus. - Exploiter les cartes de fonds océaniques pour estimer les taux d'accrétion.

PLAN

I- La Terre une machine thermique libérant de l'énergie

A. Inégale répartition de la chaleur dans les enveloppes internes et externes
B. La convection mantellique, moteur des mouvements des plaques lithosphériques
C. Conséquences de la conduction et de la convection sur les profils thermiques

II. L'étude du champ de pesanteur renseigne sur la forme de la Terre et la répartition des masses en profondeur

A. Rappels
B. Les variations latérales du géoïde à petite longueur d'ondes rendent compte des reliefs sous-marins.
C. Les données gravimétriques renseignent sur la répartition des masses en profondeur
D. La lithosphère peut être à l'équilibre ou non

III- La géodynamique de la lithosphère

A. La lithosphère se déplace sur l'asthénosphère : tectonique des plaques
B. Les marges actives correspondent aux frontières en CV ou DV
C. Le volcanisme, une conséquence de la géodynamique

PLAN

I- La Terre une machine thermique libérant de l'énergie

A. Inégale répartition de la chaleur dans les enveloppes internes et externes

B. La convection mantellique, moteur des mouvements des plaques lithosphériques

C. Conséquences de la conduction et de la convection sur les profils thermiques

II. L'étude du champ de pesanteur renseigne sur la forme de la Terre et la répartition des masses en profondeur

A. Rappels

B. Les variations latérales du géoïde à petite longueur d'ondes rendent compte des reliefs sous-marins.

C. Les données gravimétriques renseignent sur la répartition des masses en profondeur

D. La lithosphère peut être à l'équilibre ou non

III- La géodynamique de la lithosphère

A. La lithosphère se déplace sur l'asthénosphère : tectonique des plaques

B. Les marges actives correspondent aux frontières en CV ou DV

C. Le volcanisme, une conséquence de la géodynamique

I. La Terre une machine thermique libérant de l'énergie

A. INÉGALE RÉPARTITION DE LA CHALEUR DANS LES ENVELOPPES INTERNES ET EXTERNES
1. ORIGINE ET RÉPARTITION DE LA CHALEUR DANS LES ENVELOPPES INTERNES
1.1. OBSERVATION ET DÉFINITION DU FLUX GÉOTHERMIQUE

- Le **flux géothermique** (donné en $mW.m^{-2}$) est défini comme le flux de chaleur à la surface du globe.
- Flux thermique moyen: **60 à 80 mW. m^{-2}**
- Formule du flux thermique:

$$q = k.dT/dz$$

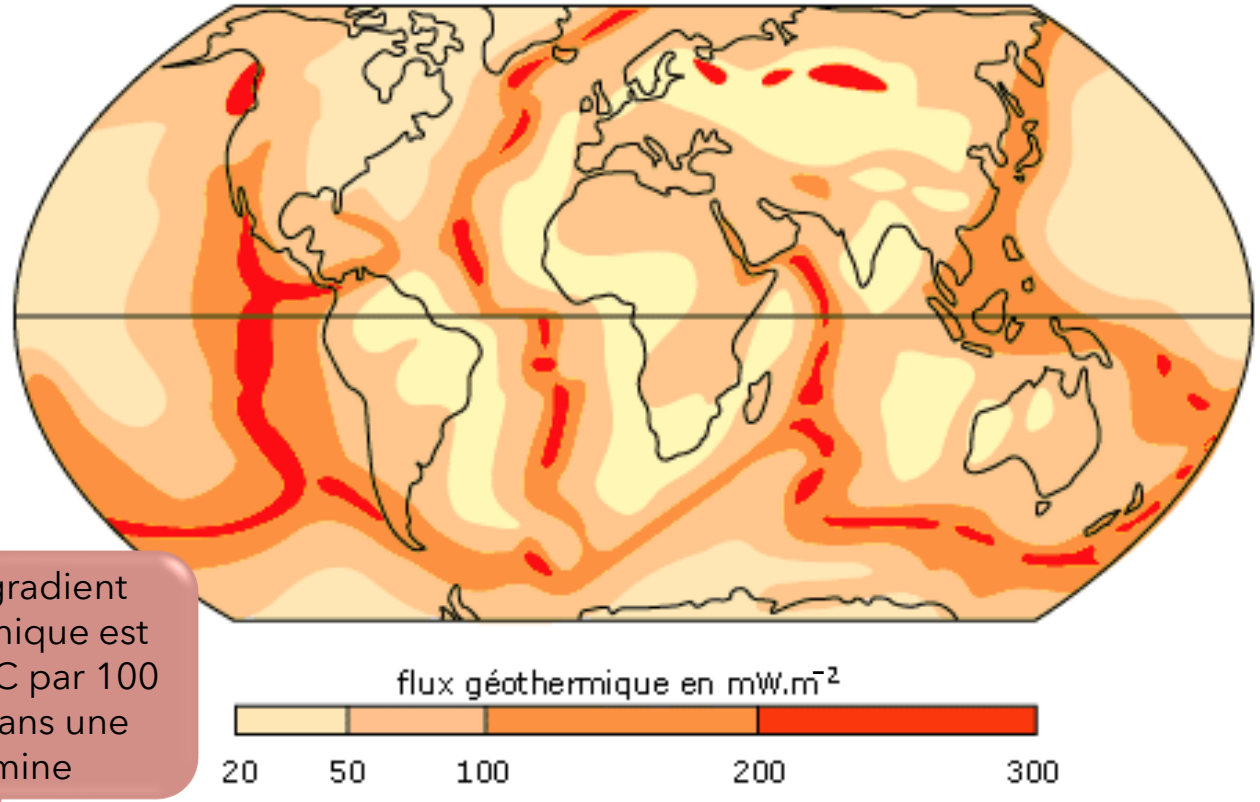
q est le flux thermique

k la conductivité thermique des roches

dT/dz la variation de température en fonction de la profondeur (= **gradient thermique**).

- **Flux thermique max: régions volcaniques actives, chaînes de montagnes récentes**
- **Flux thermique min: Nord-Est Pacifique et vieux socles continentaux (Afrique, Sibérie, Canada)**

D'où vient chaleur interne?



Le gradient thermique est de 3°C par 100 m dans une mine



Figure 1 : carte du flux géothermique mesuré à la surface de la Terre

correspondance entre **carte** du **flux** géothermique et **limites de plaques**

⇨ **moteur de la tectonique des plaques est l'évacuation de la chaleur**

A. INÉGALE RÉPARTITION DE LA CHALEUR DANS LES ENVELOPPES INTERNES ET EXTERNES

1. ORIGINE ET RÉPARTITION DE LA CHALEUR DANS LES ENVELOPPES INTERNES

1.2. SOURCES DE CHALEUR INTERNES

- ~55% production de chaleur par la Terre : **radioactivité**
  - ➢ désintégration ^{235}U, ^{238}U, ^{232}Th et ^{40}K
  - ➢ éléments ayant affinité pour roches CC
  - ➢ Volume croûte: <1% très concentrée en éléments radioactifs
  - ➢ Volume manteau: 84% peu concentrée en éléments radioactifs
  - ➢ Volume noyau: 16%
- ~40% **refroidissement progressif du manteau et du noyau** (refroidissement de Terre de 120°C/Ga= évacuation de l'énergie d'accrétion initiale)
- ~5% **énergie latente de cristallisation** de la graine.
- ~qqs % **énergie gravitationnelle** due à différenciation de graine (migration des éléments les plus lourds vers le centre)

Il est difficile d'estimer les quantités d'énergie produites à l'intérieur de la Terre car on ne dispose pas de mesures directes. Depuis la découverte de la radioactivité, on sait que la chaleur interne a essentiellement pour origine la désintégration d'éléments radioactifs, comme l'uranium, le thorium, le potassium qui sont présents dans la croûte et le manteau.

Le taux de chaleur dégagée par ces éléments est bien connu ; en revanche, on ne connaît pas encore précisément les masses présentes à l'intérieur de la Terre

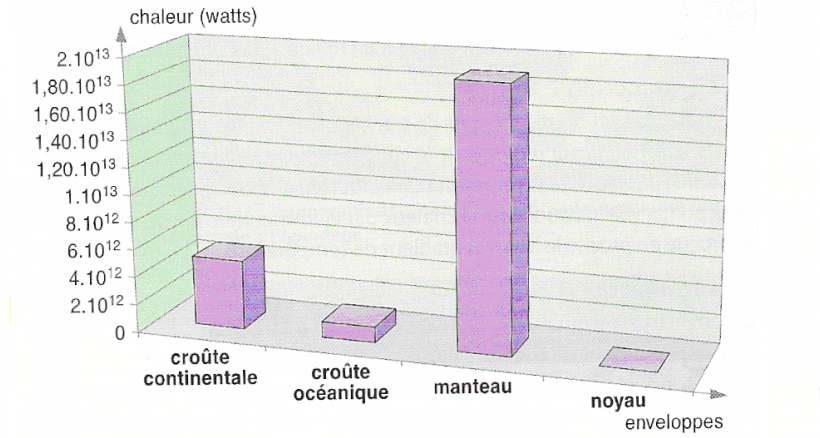


Figure 2 : Taux de chaleur dégagée par les isotopes radioactifs pour les différentes enveloppes terrestres.(Hachette 1ère S)*

Enveloppes terrestres	Concentration			Taux de chaleur (10^{-10} W.kg^{-1})			
	$^{235/238}$Uranium (ppm)	^{232}Thorium (ppm)	^{40}Potassium (%)	$^{235/238}$Uranium (ppm)	^{232}Thorium (ppm)	^{40}Potassium (%)	Total
Croûte continentale	1,6	5,8	2,0	1,6	1,6	0,7	3,9
Croûte océanique	0,9	2,7	2,4	0,9	0,7	0,1	1,7
Manteau sup	0,007	0,013	0,009	?	?	?	0,01
Manteau inf	0,020	0,81	0,024	0,02	0,03	0,007	0,057

Figure 3 : Concentrations en éléments radioactifs et taux de chaleur dans différentes enveloppes terrestres (ppm : parties par million) (les taux de chaleur produite sont des estimations) (Hachette

Source de chaleur	Valeur en TW
Radioactivité de la croute	6
Radioactivité du manteau	14
Chaleur latente de cristallisation de la graine	2
Energie gravitationnelle due à la différenciation de la graine	1
Refroidissement du manteau	18
Refroidissement du noyau	4

Figure 4 : sources de chaleur de la Terre

A. INÉGALE RÉPARTITION DE LA CHALEUR DANS LES ENVELOPPES INTERNES ET EXTERNES

2. L'INÉGALE RÉPARTITION DE LA CHALEUR ENTRAÎNE DES TRANSFERTS DE CHALEUR

2.1. MISE EN ÉVIDENCE DE TRANSFERTS DANS LE MANTEAU

- Tomographie sismique: méthode qui permet de cartographier les variations de vitesse des ondes de volume à l'intérieur du manteau **par rapport au modèle PREM. Ces variations sont interprétées comme des variations locales de T°C.**

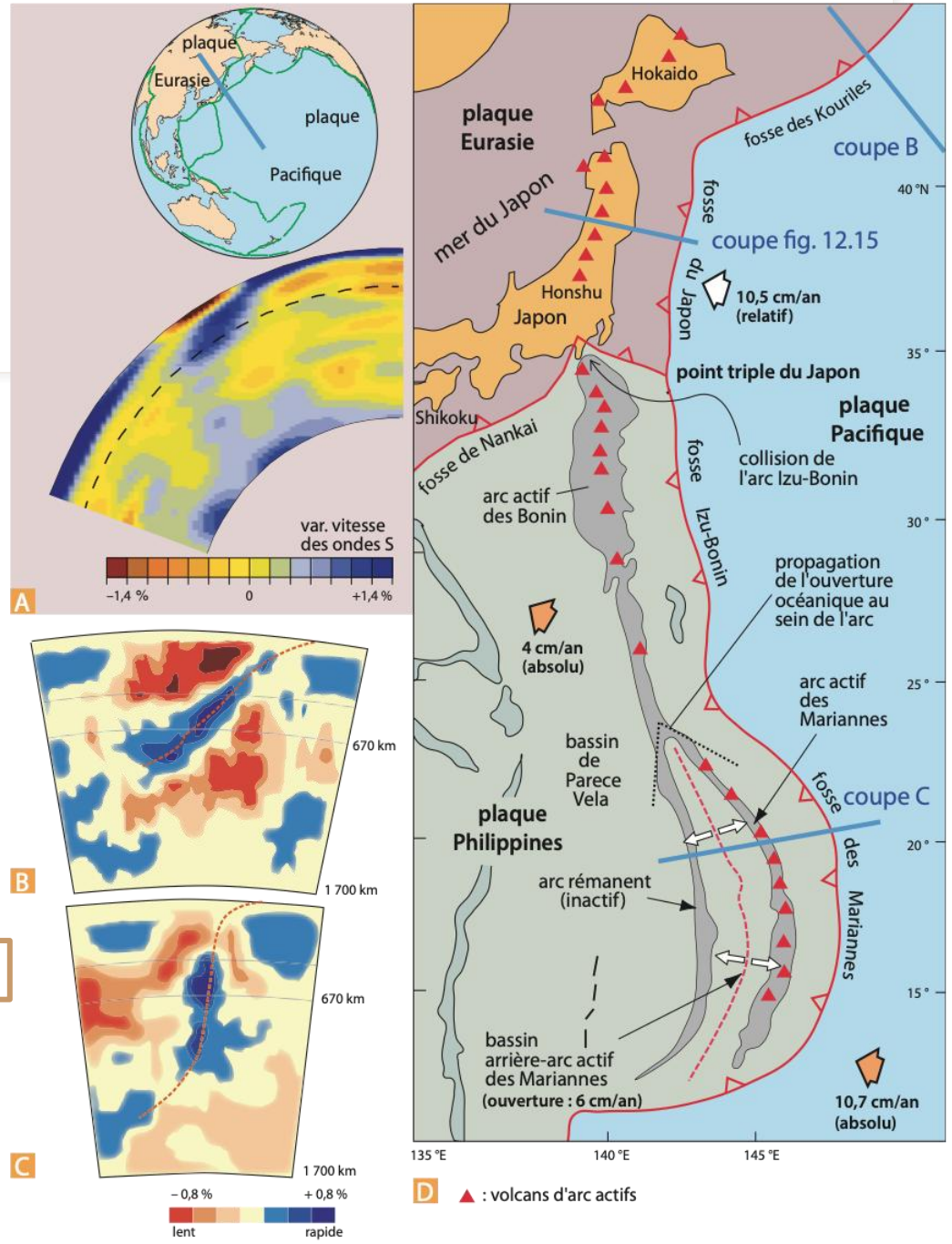
→ **anomalies négatives**: vitesse plus lente que modèle associée à un **matériel plus chaud**

→ **anomalies positives** : vitesse plus rapide que modèle associée à un **matériel plus froid**

- Résultats de tomographie:
  - ➢ Anomalies négatives correspondent aux plaques lithosphériques en subduction
  - ➢ Anomalies positives correspondent aux dorsales (anomalies superficielles des 200 1ers km), aux points chauds
  - ⇒ Mise en évidence de **mouvements au sein d'un manteau solide**!!!
  - ⇒ Ces déplacements de matière permettent d'évacuer chaleur surtout liée à radioactivité

Anomalie= écart au modèle

$$\Delta anomalie = (v_{mesurée} - v_{PREM})/v_{PREM}$$



A. Tomographie sismique montrant le plongement du slab pacifique sous l'Eurasie au niveau de la fosse du Japon (variations de la vitesse des ondes S, *document Montagner, Ritsema, Van Heijst* et al. *IPGP*).

B. et **C.** Deux coupes tomographiques des subductions au niveau des Kouriles et des Mariannes. Comparez les pendages des slabs (*adapté de Li* et al., *2008*).

D. Carte de la région du NO pacifique montrant les zones de subduction, les arcs actifs et rémanents et les bassins d'arrière-arc en ouverture, ou fossiles (Parece Vela). Localisation des coupes B et C.

Figure 12.14 Les subductions du Nord-Ouest pacifique.

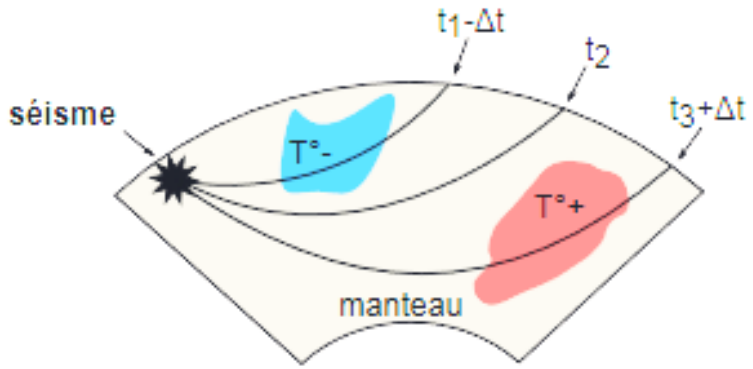
Encart sur la tomographie sismique

- Mesure de vitesse des ondes P et S émises lors de **séismes naturels** et comparaison au **modèle PREM**

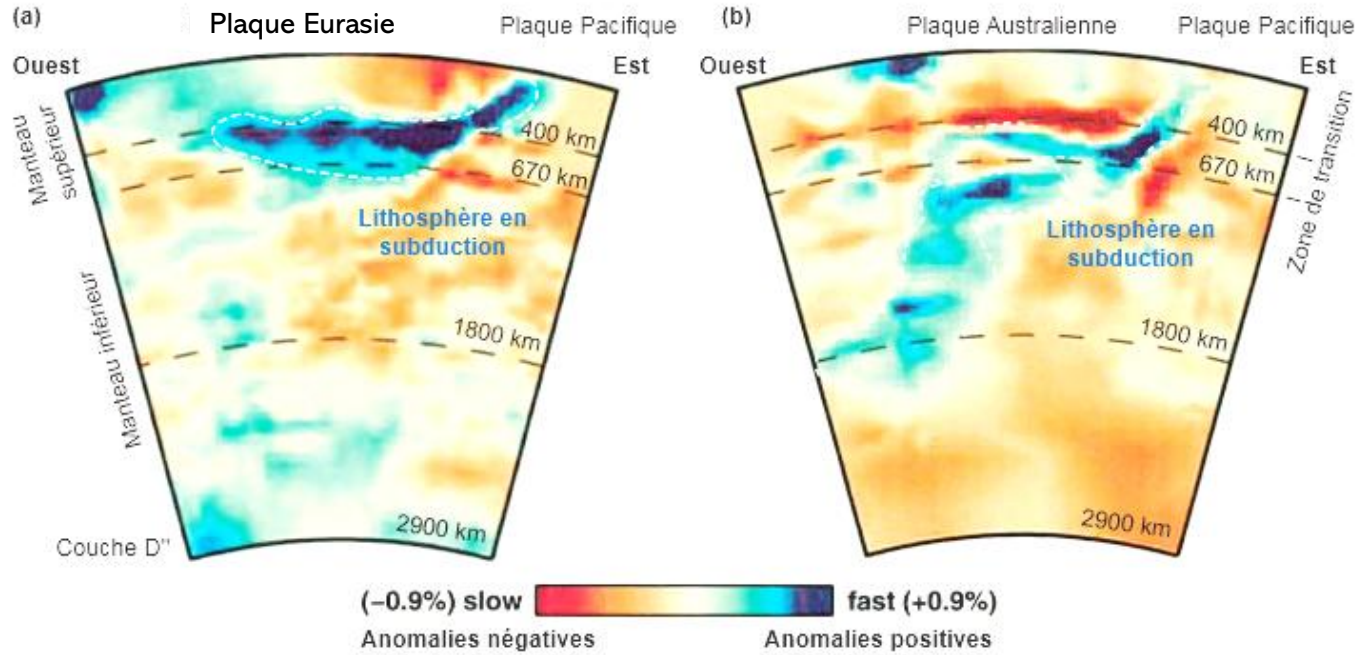
=> écart au modèle interprété comme une variation de densité liée à la T°C

Anomalie= écart au modèle

$$\Delta anomalie = (v_{mesurée} - v_{PREM})/v_{PREM}$$



Principe de mesure et interprétation des anomalies de vitess

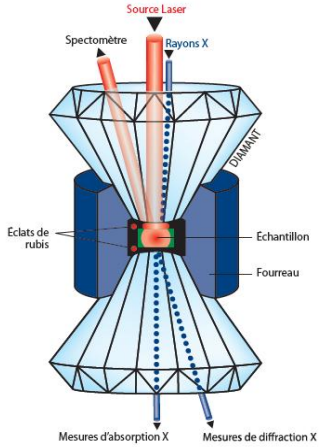


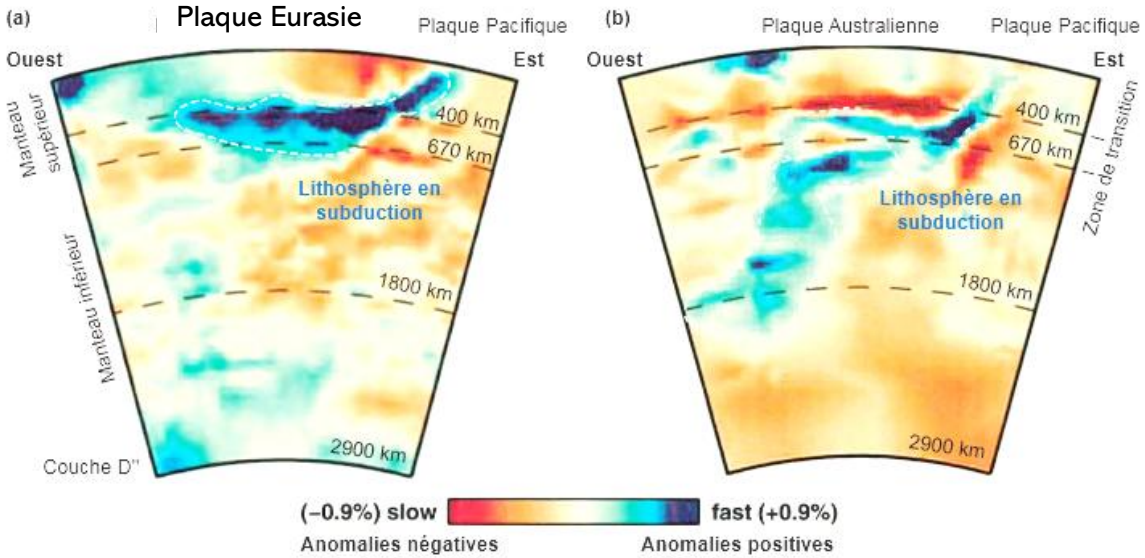
Coupes de tomographie sismique dans le manteau à l'aplomb de deux zones de subduction situées sur la bordure Ouest de la plaque Pacifique ; **(a)** arc des Kouriles au nord-ouest du Japon, **(b)** arc des Tonga au nord de la Nouvelle-Zélande.
(D'après Kárason and van der Hilst, 2000, AGU)

Source BCPST1 J'intègre , ed Dunod, p.703)

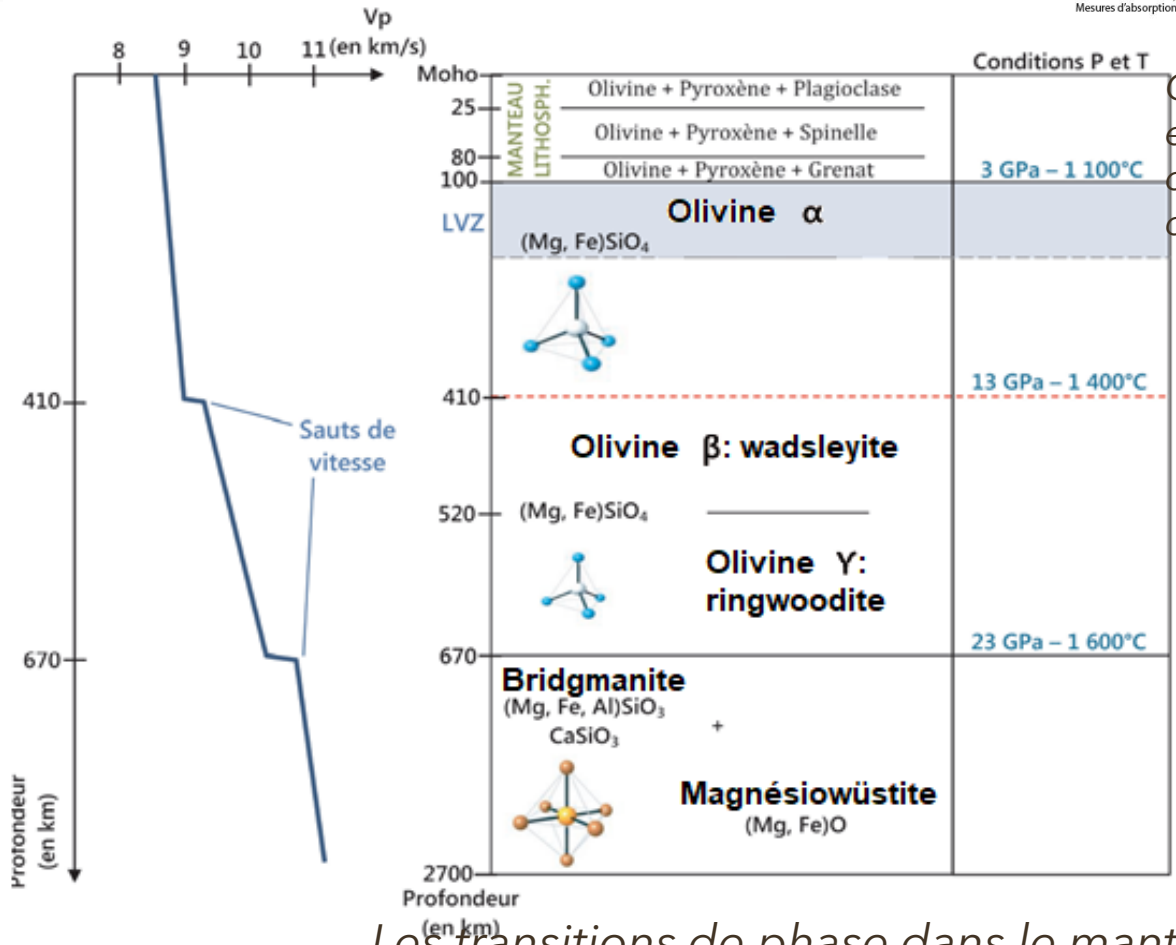
Cf ST-B
Slide 47

Mise en relation entre trajectoire des slabs et densité des envelopes traversées





Coupes de tomographie sismique dans le manteau à l'aplomb de deux zones de subduction situées sur la bordure Ouest de la plaque Pacifique ; **(a)** arc des Kouriles au nord-ouest du Japon, **(b)** arc des Tonga au nord de la Nouvelle-Zélande.
(D'après Kárason and van der Hilst, 2000, AGU)



Cellule à enclume de diamant

Les transitions de phase dans le manteau

A. INÉGALE RÉPARTITION DE LA CHALEUR DANS LES ENVELOPPES INTERNES ET EXTERNES

2. L'INÉGALE RÉPARTITION DE LA CHALEUR ENTRAÎNE DES TRANSFERTS DE CHALEUR

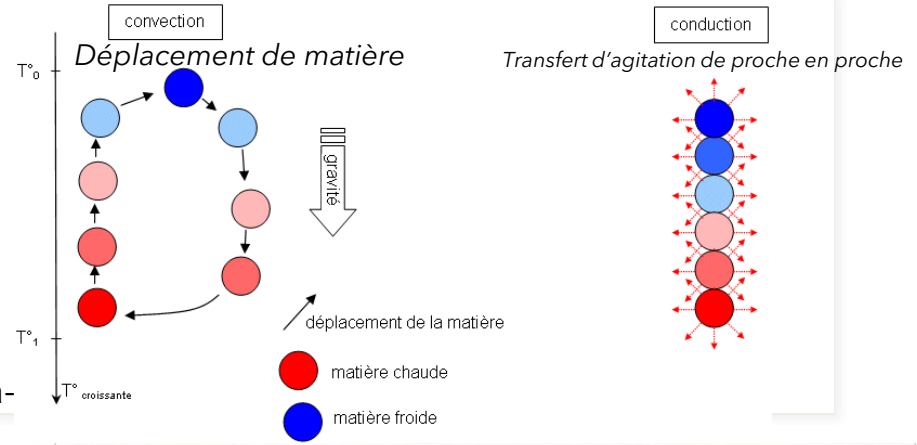
2.2. TROIS MECANISMES DE TRANSFERT DE CHALEUR : RADIATION, CONDUCTION ET CONVECTION

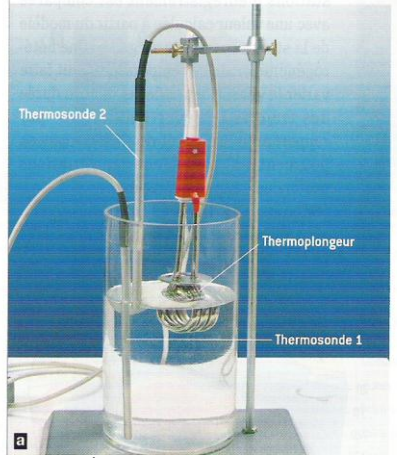
- Le rayonnement ou radiation. Il s'agit d'un transfert de chaleur par la lumière (infra-rouges)
- La **conduction** ou **diffusion** de la chaleur: transfert de chaleur de proche en proche **sans déplacement de matière.**
- **L'advection ~ convection** (advection = transport par convection) **:** convection = mise en mouvement d'un matériau /advection = transport par convection d'une propriété physique (température, chaleur) ou chimique (vapeur d'eau, polluant)
  - ➢ La convection ne peut s'établir que si les caractéristiques du matériau le permettent : il faut que le **gradient de T°C soit suffisant**, que le **milieu ne soit pas trop visqueux**
  - ➢ **Le nombre de Rayleigh**, sans dimension, permet de déterminer si un milieu peut convecter : les termes favorables à la convection sont au numérateur, les paramètres défavorables sont au dénominateur.

$$Ra = \alpha\, g\, \Delta T\, h^3 / \kappa\, \nu$$

ΔT (K): différence de T entre sommet et base du compartiment
h (m): hauteur du compartiment
κ ($m^2.s^{-1}$) : diffusivité thermique
ν ($m^2.s^{-1}$): viscosité cinématique

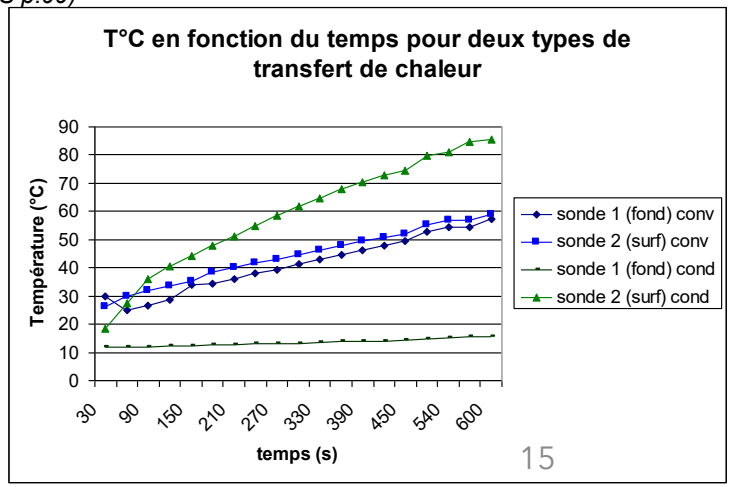
Convection ssi Ra> 2000





Temps (sec)	Température mesurée (°C)			
	Convection		Conduction	
	Sonde 1 (au fond)	Sonde 2 (en surface)	Sonde 1 (au fond)	Sonde 2 (en surface)
30	29,9	26,2	11,7	18,4
60	24,8	30	11,7	27,5
90	26,7	31,8	11,8	36,2
120	28,6	33,4	12,1	40,7
150	34,0	35,1	12,1	44,0
180	34,2	38,4	12,6	47,8
210	35,9	40,1	12,6	51,1
240	37,9	41,6	12,9	54,8
270	39,4	43,1	13,1	58,6
300	41,3	44,7	13,1	61,8
330	43,1	46,4	13,6	64,5
360	44,5	47,8	13,9	67,9
390	46,4	49,5	14,0	70,3
420	48,0	50,6	14,0	72,7
450	49,6	52,0	14,4	74,6
510	52,9	55,1	14,8	79,7
540	54,4	56,7	15,0	81,1
570	54,4	56,7	15,4	84,6
b 600	57,2	59,1	15,5	85,7

(Belin 1ère S p.99)



LIEN ENTRE LES MODÈLES DE TRANSFERT DE CHALEUR ET LE GÉOTHERME:

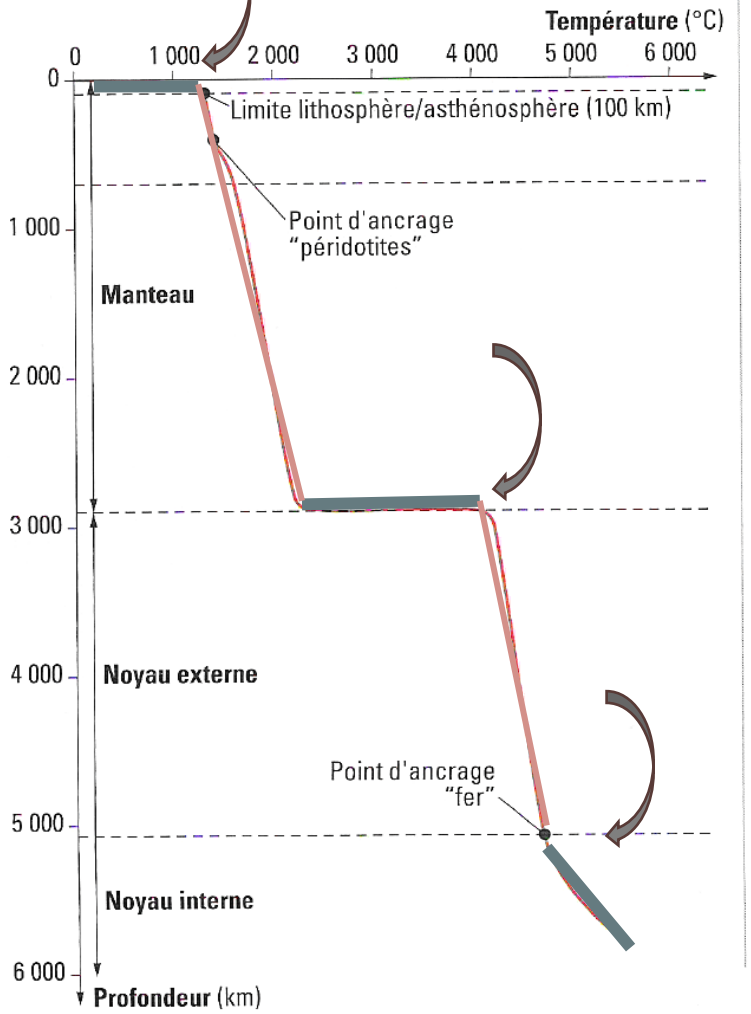
- **Conduction**: transfert de chaleur peu efficace

=> fort gradient géothermique

- **Convection** : transfert de chaleur efficace

=> faible gradient géothermique

Couche limite thermique



Quelques données. En étudiant le comportement de certains minéraux ou corps purs en conditions de haute pression, les géologues peuvent estimer la température pour quelques profondeurs remarquables (points d'ancrages). Mais si le gradient de température dans les parties profondes de la Terre était le même que dans la lithosphère, la température à la profondeur des points d'ancrage serait très supérieure aux estimations précédentes. Pour relier entre eux les points d'ancrages, on tient compte de l'existence de différents modes de propagation de la chaleur dans les roches.

PLAN

I- La Terre une machine thermique libérant de l'énergie

A. Inégale répartition de la chaleur dans les enveloppes internes et externes
B. La convection mantellique, moteur des mouvements des plaques lithosphériques
C. Conséquences de la conduction et de la convection sur les profils thermiques

II. L'étude du champ de pesanteur renseigne sur la forme de la Terre et la répartition des masses en profondeur

A. Rappels
B. Les variations latérales du géoïde à petite longueur d'ondes rendent compte des reliefs sous-marins.
C. Les données gravimétriques renseignent sur la répartition des masses en profondeur
D. La lithosphère peut être à l'équilibre ou non

III- La géodynamique de la lithosphère

A. La lithosphère se déplace sur l'asthénosphère : tectonique des plaques
B. Les marges actives correspondent aux frontières en CV ou DV
C. Le volcanisme, une conséquence de la géodynamique

B. LA CONVECTION MANTELLIQUE, MOTEUR DES MOUVEMENTS DES PLAQUES LITHOSPHÉRIQUES

1. LES PROPRIÉTÉS DU MANTEAU PERMETTENT UNE CONVECTION

$$Ra = \alpha\, g\, \Delta T\, h^3 / \kappa\, \nu$$

ΔT (K): différence de T entre sommet et base du compartiment

h (m): hauteur du compartiment

κ ($m^2.s^{-1}$) : diffusivité thermique

ν ($m^2.s^{-1}$): viscosité cinématique

- Valeurs des différents paramètres →mesures en labo
- Viscosité → déduite de l'étude du rebond post-glaciaire cf II.D.4
- Ra asthénosphère = 10^8

  ⇒ convection possible

Viscosité: résistance à l'écoulement (roche plus visqueuse que le miel)

« plus c'est haut plus ça convecte »!

Paramètres	Valeur en USI
Coefficient de dilatation thermique	$2{,}0\ 10^{-5}\ K^{-1}$
Masse volumique	$4000\ kg.m^{-3}$
Accélération de la pesanteur	$9{,}81\ m.s^{-2}$
Hauteur du manteau	2800 km
Production de chaleur radioactive par unité de masse	7.10-11 $W.kg^{-1}$
Viscosité cinématique	2,5 1017 $m^2.s^{-1}$
Diffusivité thermique	7,5 10-7 $m^2.s^{-1}$
Nombre de Rayleigh calculé	~5.10^{10}

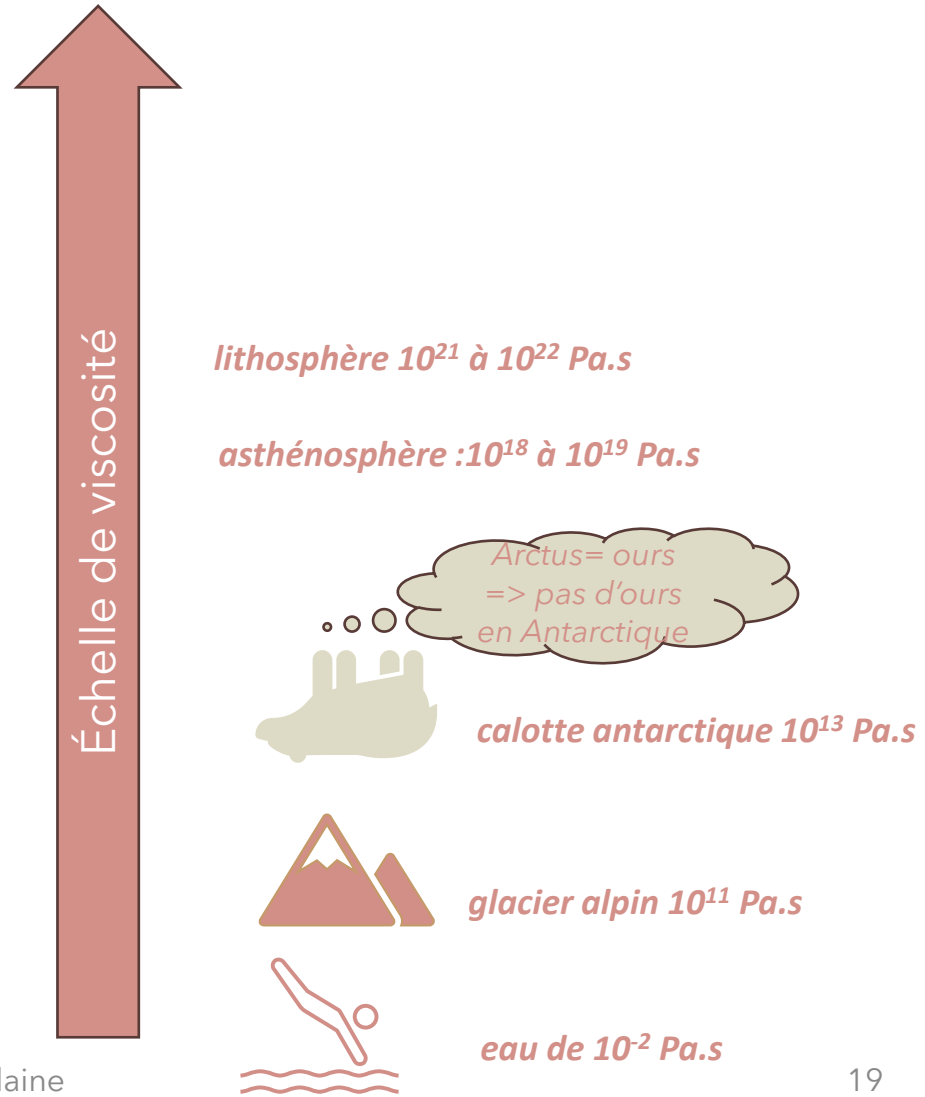
Figure 6 : Calcul du nombre de Rayleigh pour l'asthénosphère

⇒ identifier des zones froides qui plongent et des zones chaudes qui remontent vers la surface.
⇒ Existe-t-il des données en faveur d'une convection mantellique ?

Cf ST-B

Encart sur la viscosité

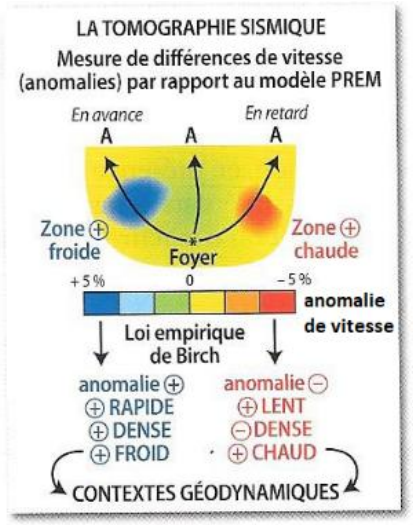
- *La **viscosité de l'asthénosphère est d'environ 10^{18} à 10^{19} Pa.s.***
- *La **viscosité de la lithosphère** est de trois ordres de grandeur plus élevée : **10^{21} à 10^{22} Pa.s.***
- *La viscosité du manteau inférieur, mal connue, est d'environ 10^{23} à 10^{24} Pa.s, d'après les modèles les plus récents. Le manteau inférieur est donc plus visqueux que le manteau supérieur.*
- *La viscosité de l'eau est de 10^{-2} Pa.s*
- *La viscosité de l'huile d'olive à 20°C est de 1 Pa.s*
- *La viscosité d'une lave basaltique (hawaïenne) est de 400 Pa.s*
- *La **viscosité celle de la glace à 0°C (glacier alpin) est de 10^{11} Pa.s***
- *La viscosité de la glace à -20°C (calotte antarctique) est de 10^{13} Pa.s.*

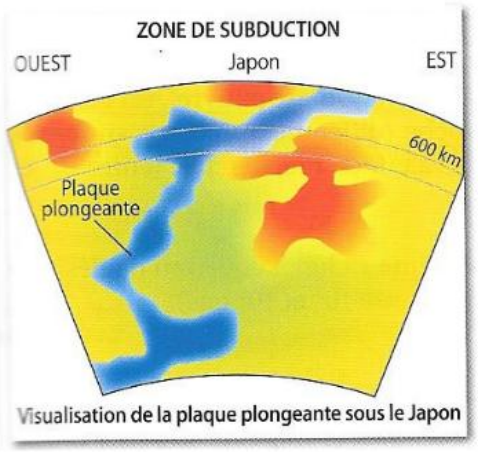


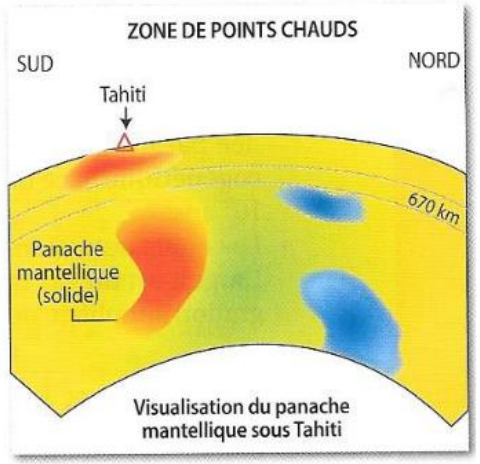
2. DEUX MODÈLES DE CONVECTION

- Zones de **subduction**: franchissement ou non de limite **670 km**

⇒ **Deux cellules de convection**







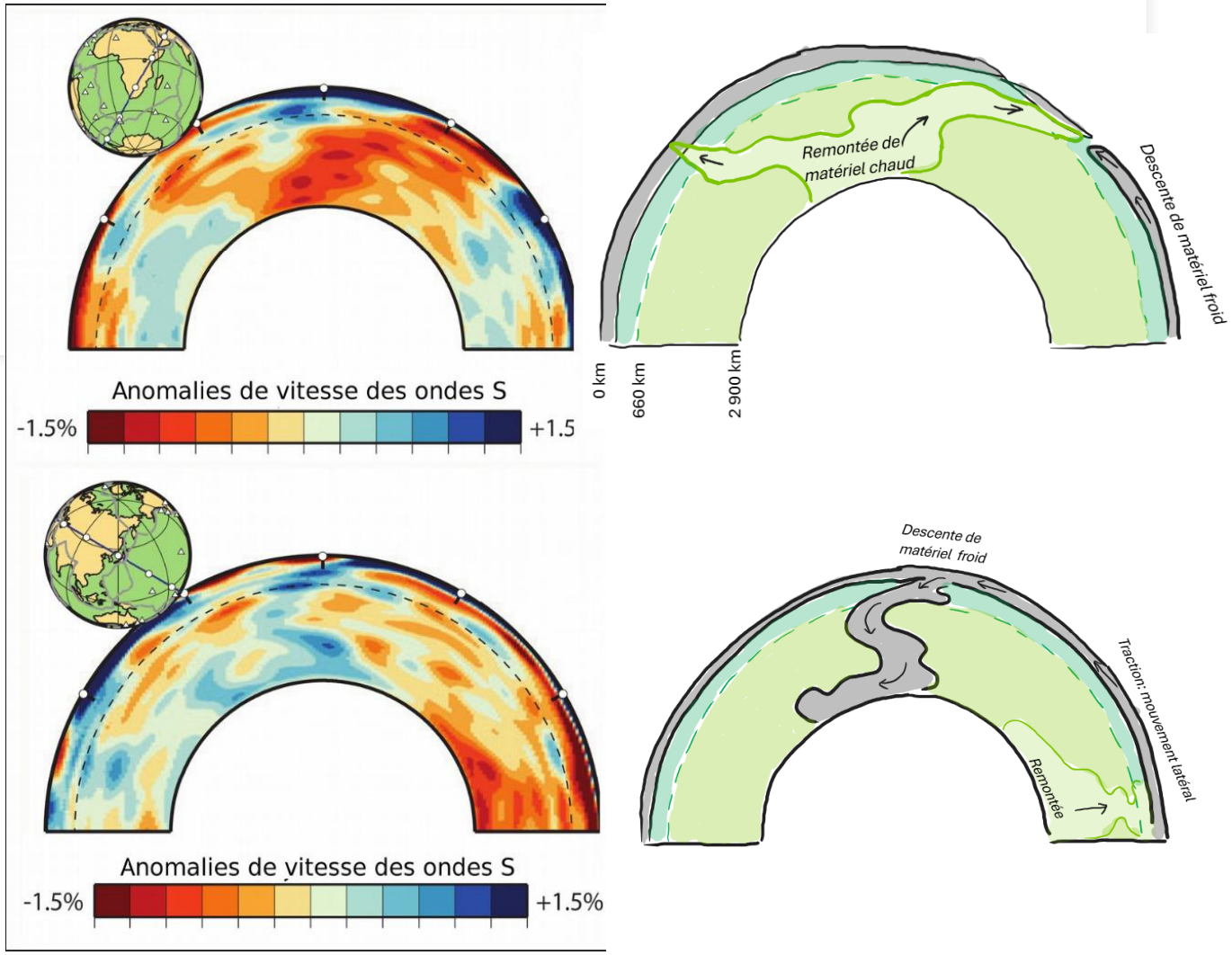
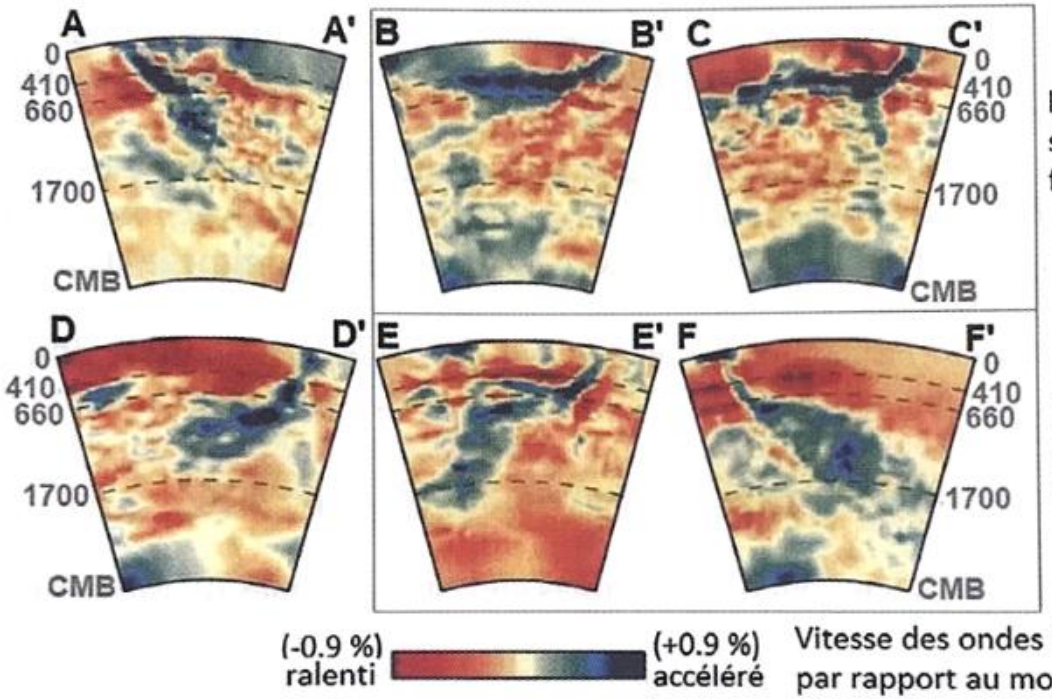


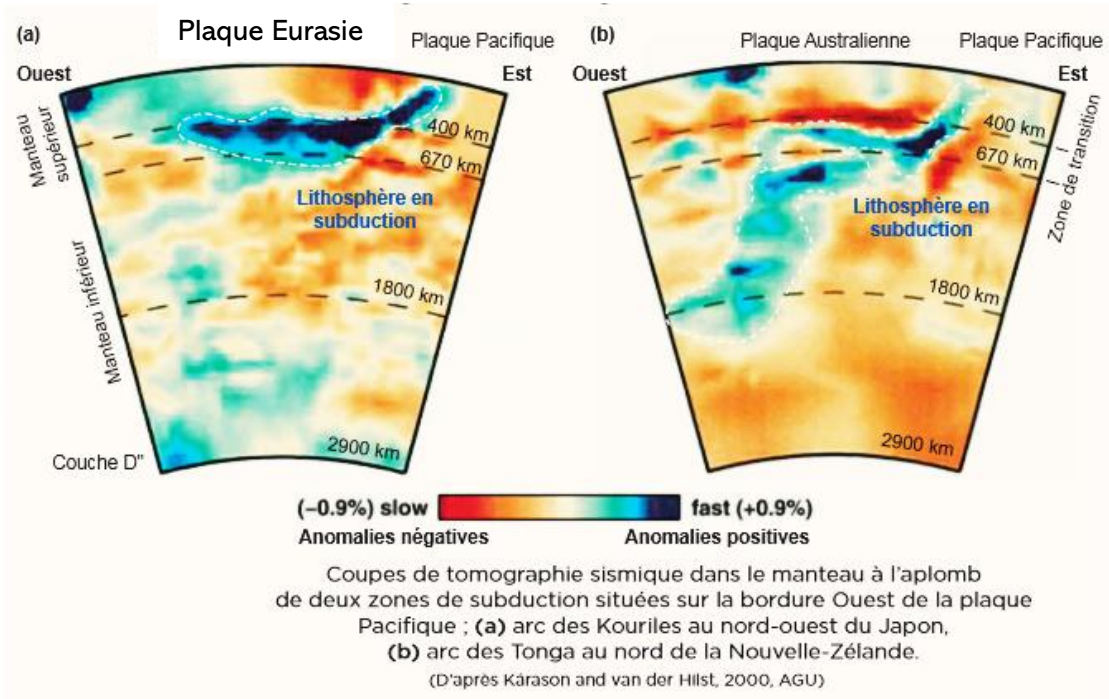
Figure 7 : Transects de tomographies sismiques et leurs interprétations en termes de modèle de convection du manteau et d'événements aux limites de plaques. (in Segarra et al.)

Figure 7bis : la tomographie sismique confirme la convection mantellique



► **Figure 20.4.** Des données de tomographie sismique au niveau de zones de subduction.

BCPST 1ère année Vuibert p.828



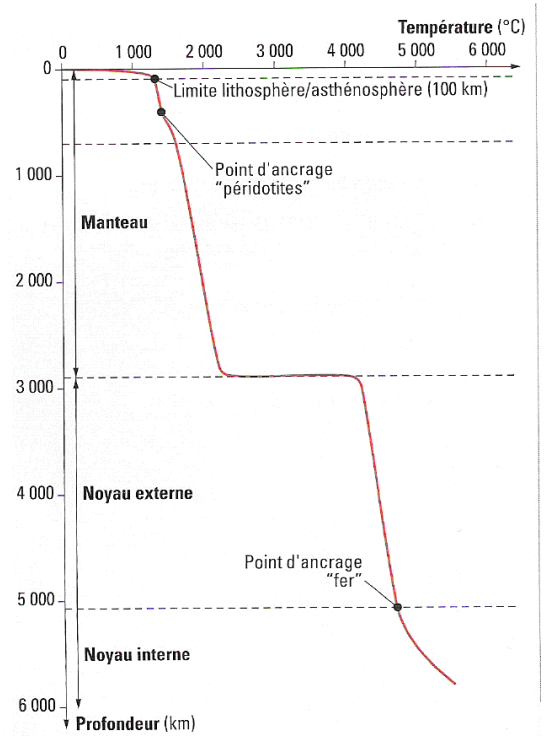
Coupes de tomographie sismique dans le manteau à l'aplomb de deux zones de subduction situées sur la bordure Ouest de la plaque Pacifique ; **(a)** arc des Kouriles au nord-ouest du Japon, **(b)** arc des Tonga au nord de la Nouvelle-Zélande.

(D'après Kárason and van der Hilst, 2000, AGU)

BCPST 1ère année Dunod p.704

Les **données de tomographie,** de **flux géothermique** et des **réservoirs de roches** (OIB, MORB, CC) :

- **dorsales** = *branches ascendantes* des cellules de convection (*superficielles*<200 km)
- zones de **subduction** = *branches descendantes* des cellules de convection : plongement de lithosphère océanique cassante matérialisé par des séismes profonds le long d'un plan : **plan de Wadati-Benioff**
- élucidation du géotherme → zone de transition = **couche limite thermique** = **transfert de chaleur par conduction** = **gradient de température élevé**



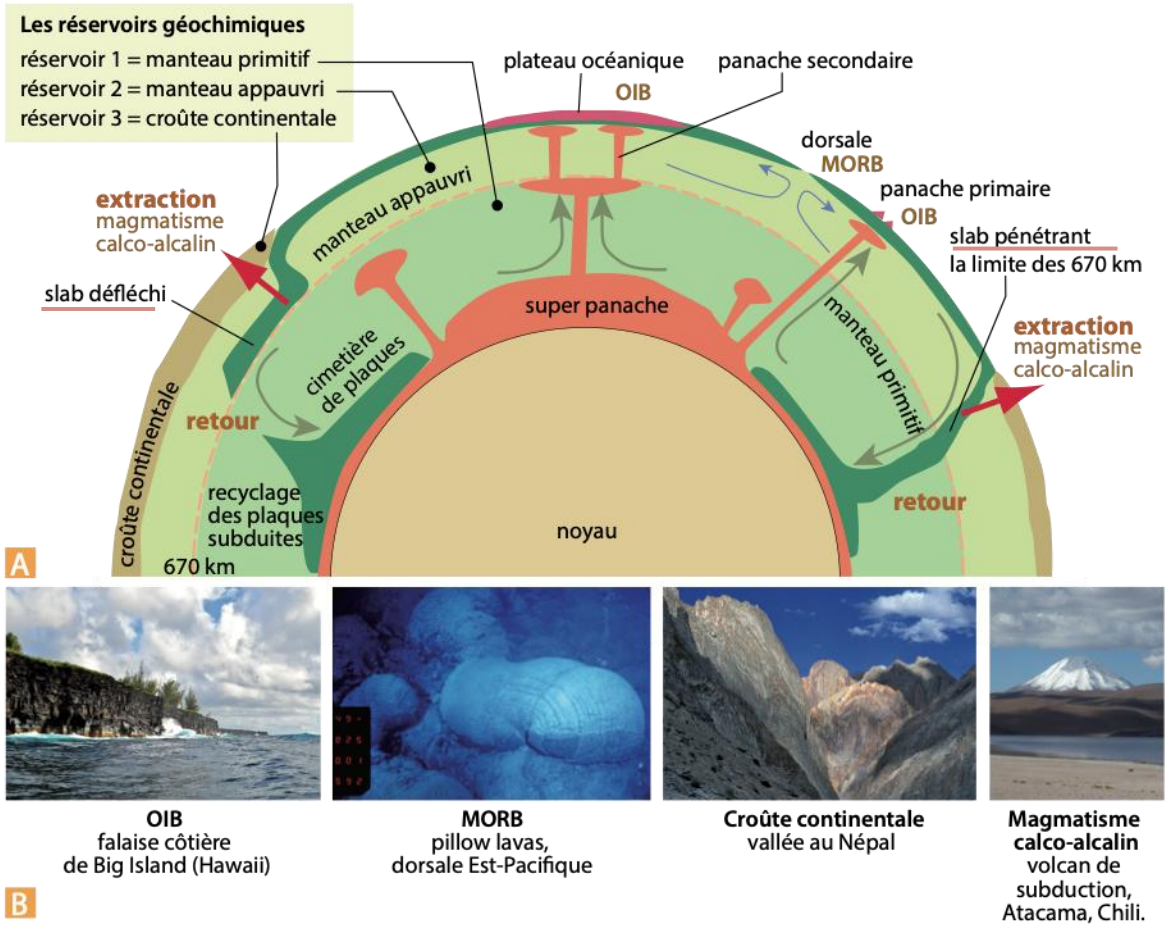
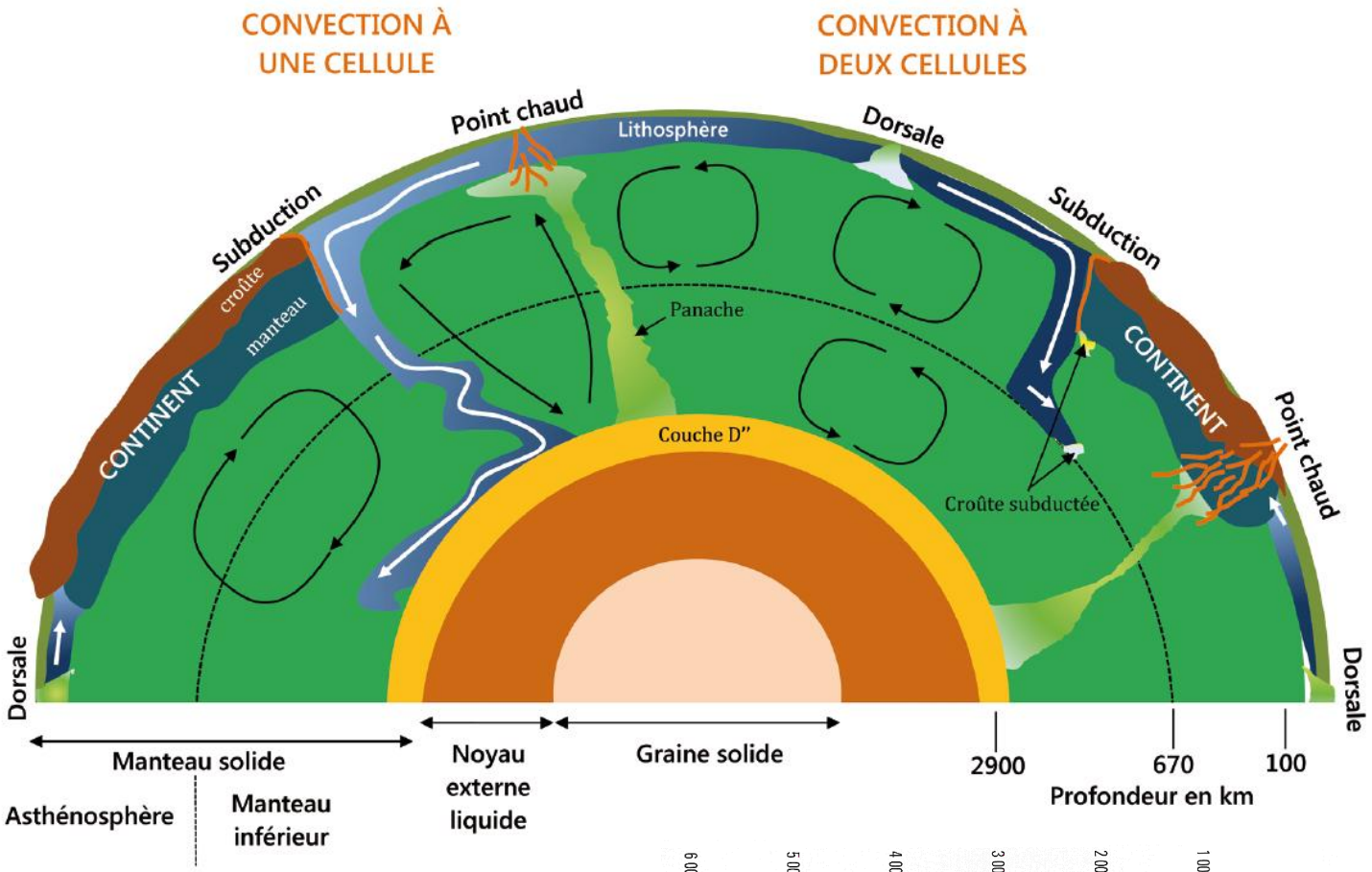
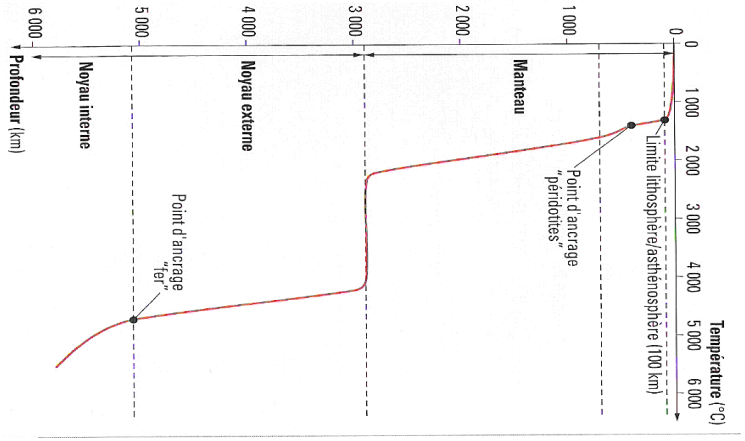
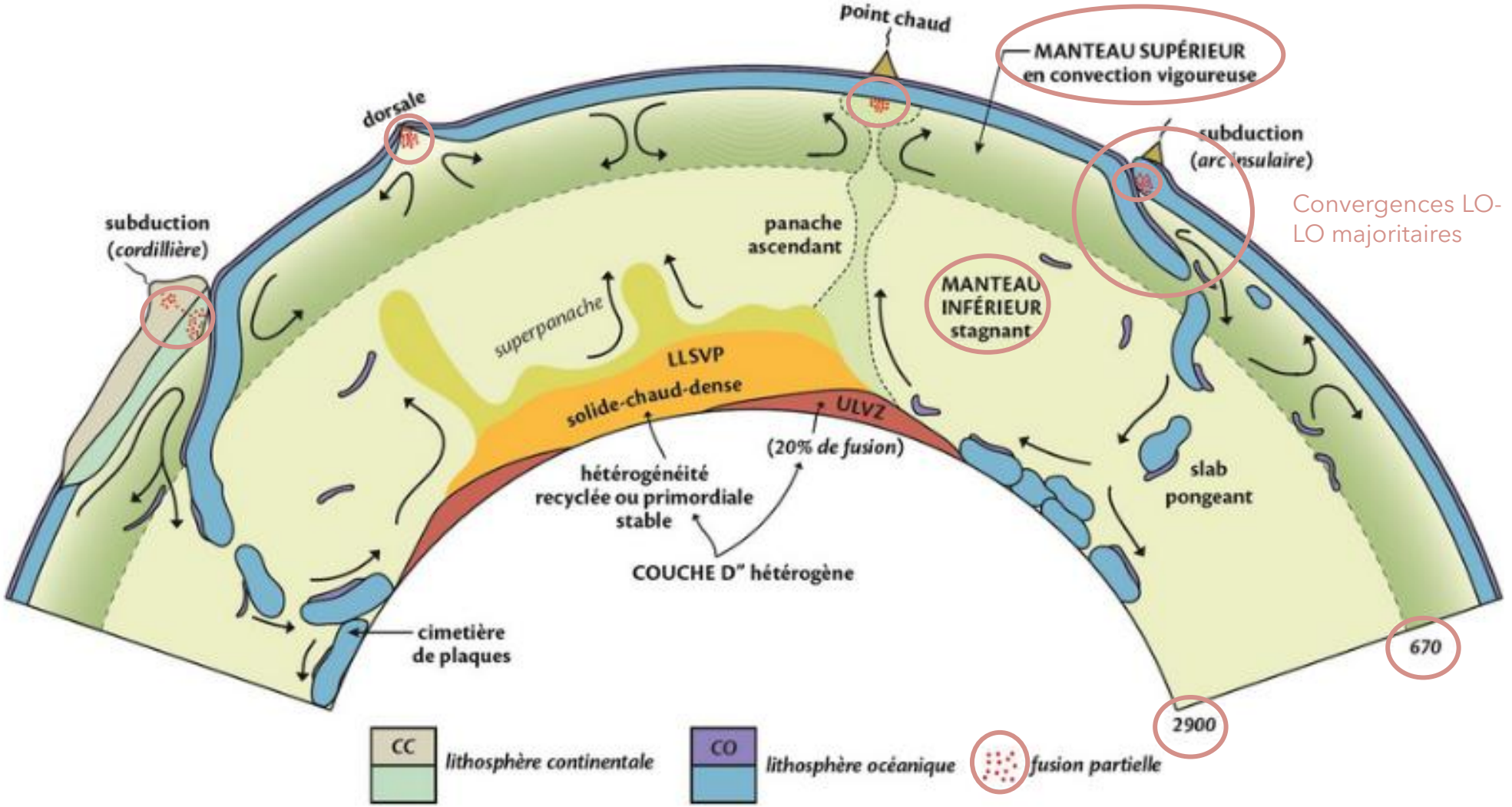


Figure 5.15 **Modèle géochimique et dynamique du manteau terrestre. Comparer avec la figure 17.7.**





- Modèle **PREM: figé** = enveloppes concentriques homogènes de densités croissantes
- Tomographie sismique: **écarts au modèle**
  - Explication donnée par des mouvements de matières
  - Mouvements = convection
  - Deux modalités de transferts de chaleur => discontinuités dans le géotherme
- **Deux modalités de subduction**:
  - Plaque lithosphérique **défléchie** vers 670 km
  - Plaque lithosphérique **intrusive** dans le manteau inférieur



Convergences LO-LO majoritaires

Relation entre mouvements horizontaux des plaques et convection mantellique : le problème de l'œuf et de la poule

D'après Aurélie Denis

PLAN

I- La Terre une machine thermique libérant de l'énergie

A. Inégale répartition de la chaleur dans les enveloppes internes et externes
B. La convection mantellique, moteur des mouvements des plaques lithosphériques
C. Conséquences de la conduction et de la convection sur les profils thermiques

II. L'étude du champ de pesanteur renseigne sur la forme de la Terre et la répartition des masses en profondeur

A. Rappels
B. Les variations latérales du géoïde à petite longueur d'ondes rendent compte des reliefs sous-marins.
C. Les données gravimétriques renseignent sur la répartition des masses en profondeur
D. La lithosphère peut être à l'équilibre ou non

III- La géodynamique de la lithosphère

A. La lithosphère se déplace sur l'asthénosphère : tectonique des plaques
B. Les marges actives correspondent aux frontières en CV ou DV
C. Le volcanisme, une conséquence de la géodynamique

3. LIEN ENTRE CONVECTION MANTELLIQUE ET MOBILITÉ DES PLAQUES

- **tectonique des plaques** = *manifestation en surface* de la dynamique mantellique
- **lithosphère** découpée en **plaques rigides** dont ***limites*** définies à l'aide ***des séismes et du volcanisme***.
- Ces **plaques rigides** se déplacent sur l'**asthénosphère visqueus**e.
- Pourquoi une plaque lithosphérique rigide se déplace-t-elle? *
- **Bilan de forces** :
  - **Traction du panneau lithosphérique plongeant** (slab pull)
  - **Poussée à la ride** (ridge push) : poussée horizontale due à l'augmentation de densité de la lithosphère océanique s'éloignant de la dorsale
  - **Courants de convection mantellique** : **cisaillement** à la base de la lithosphère : couplage mécanique lithosphère / asthénosphère = **mantel drive**→ agit sur toute la longueur de la plaque

le manteau asthénosphérique est mis en mouvement par la lithosphère (et non l'inverse !).

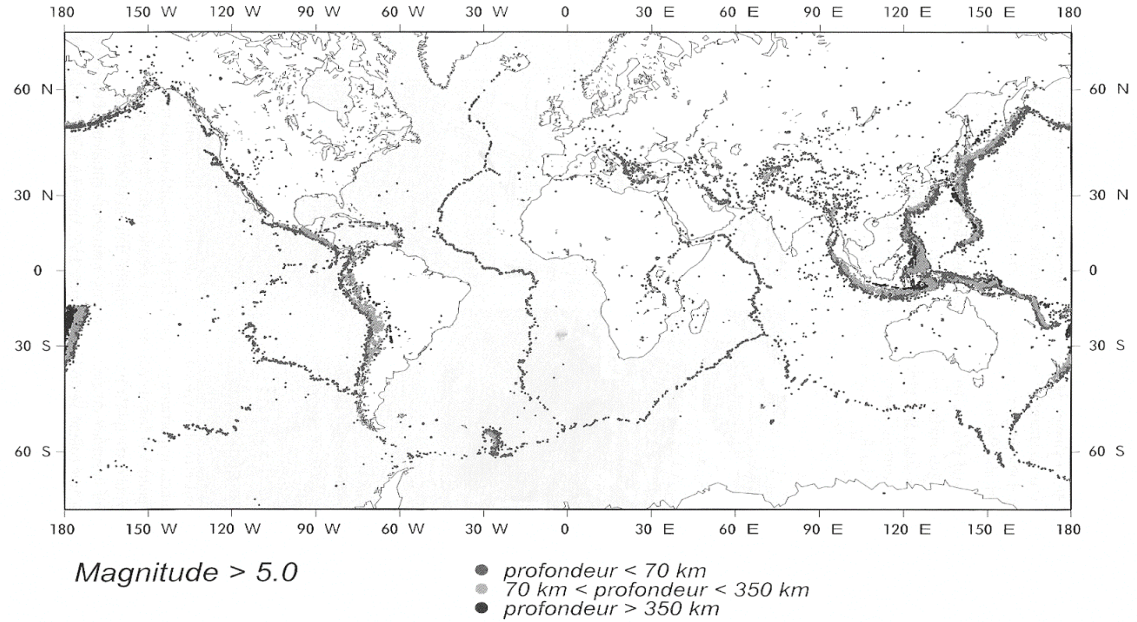


Figure 9 : répartition mondiale des séismes (in Larroque et Virieux, GB, 2001)

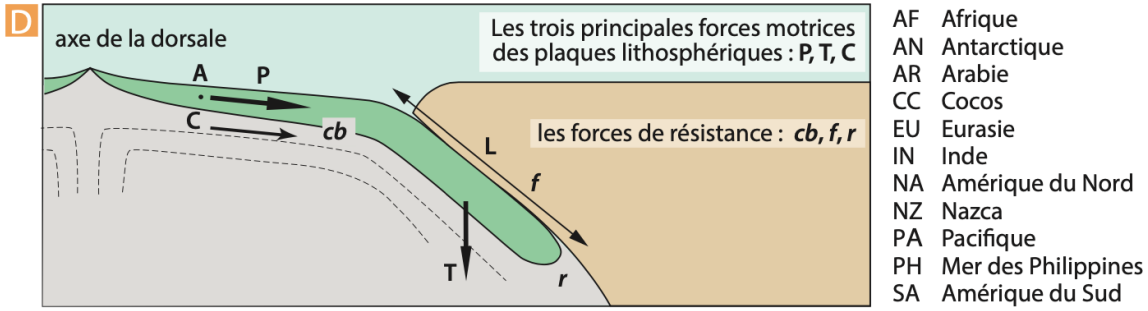


Figure 7.17 Les forces agissant sur les plaques.

D : Schéma des diverses forces possibles agissant sur les plaques.
Forces motrices : P = poussée gravitaire à la ride, proportionnelle à l'âge de la plaque au point A ; C = couplage avec la convection ; T = traction du panneau plongeant, *slab pull*, proportionnelle à la longueur L du panneau et à la racine carrée de l'âge du panneau plongeant.
Forces de résistance : *cb* = cisaillement basal, *f* = friction le long du plan de subduction, *r* = résistance du manteau à l'enfoncement. (*Modifié de Boillot* et al., Introduction à la géologie, *Dunod*.)

Figure 10 : forces agissant sur les plaques lithosphériques (in Renard et al., 2016)

- **Subduction (et donc densité)** = véritable **moteur de la tectonique des plaques**

  ⇒ ①plaques lithosphériques tractées par le plongement de matière froide dense au niveau des zones de subductions

  ⇒ ② **remontée passive de manteau au niveau des dorsales**.

  ⇒ ③ **cellules de convection** dans manteau

  ⇒ ④ mouvements de grande amplitude, assurant un certain brassage. *Remarque : convection dans le noyau à l'origine du champ magnétique terrestre (voir chapitre ST-B)*

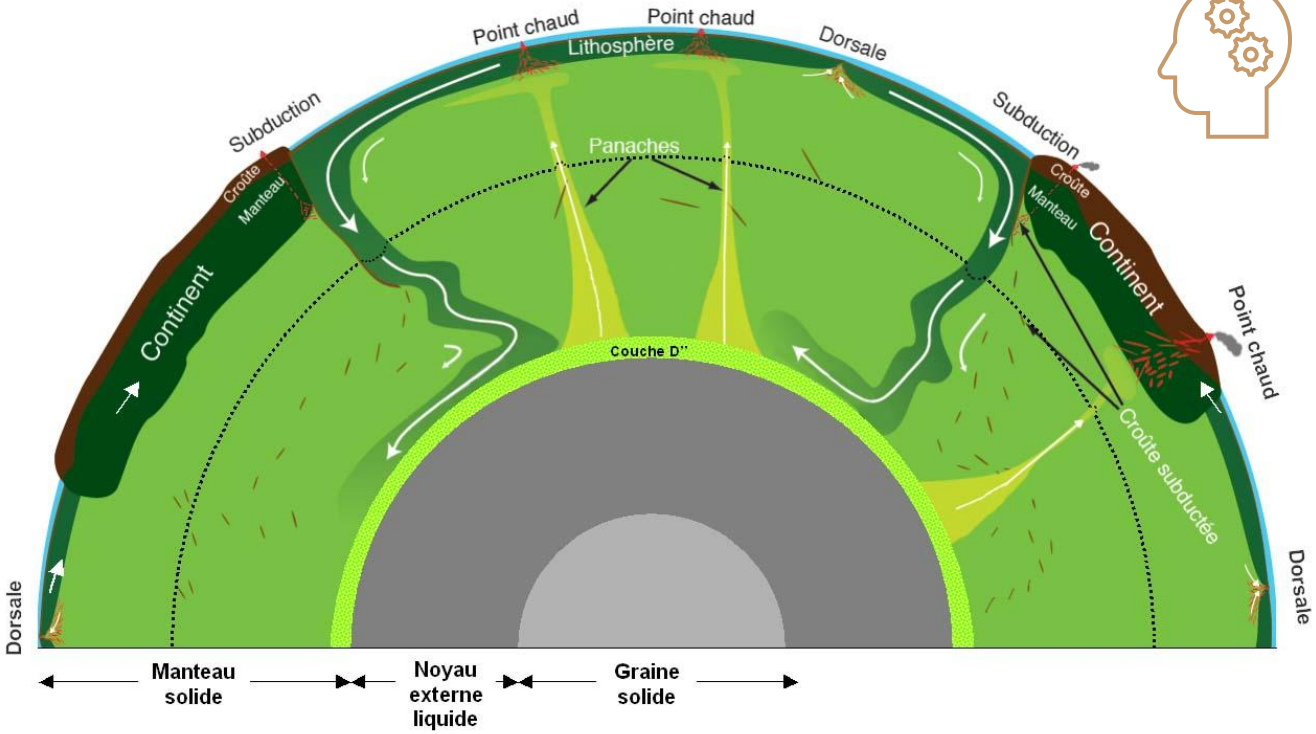
- source de chaleur: base du manteau (noyau) ou **diffuse dans la masse (source majoritaire)**

- **Limites thermiques**:

  ➢ Lithosphère = une source de froid en surface, à l'origine de la convection = **moteur principal de la tectonique des plaques**, par subduction dans le manteau.

  ➢ discontinuité manteau-noyau

  ➢ noyau liquide-graine



Source - © 2010 S. Labrosse, P. Thomas
Modèle très simplifié de la convection mantellique

PLAN

I- La Terre une machine thermique libérant de l'énergie

A. Inégale répartition de la chaleur dans les enveloppes internes et externes
B. La convection mantellique, moteur des mouvements des plaques lithosphériques
C. Conséquences de la conduction et de la convection sur les profils thermiques

II. L'étude du champ de pesanteur renseigne sur la forme de la Terre et la répartition des masses en profondeur

A. Rappels
B. Les variations latérales du géoïde à petite longueur d'ondes rendent compte des reliefs sous-marins.
C. Les données gravimétriques renseignent sur la répartition des masses en profondeur
D. La lithosphère peut être à l'équilibre ou non

III- La géodynamique de la lithosphère

A. La lithosphère se déplace sur l'asthénosphère : tectonique des plaques
B. Les marges actives correspondent aux frontières en CV ou DV
C. Le volcanisme, une conséquence de la géodynamique

C. CONSÉQUENCES DE LA CONDUCTION ET DE LA CONVECTION SUR LES PROFILS THERMIQUES

1. PRINCIPE DE CONSTRUCTION DU GÉOTHERME

CLT: Couche Limite Thermique

- Modes d'évacuation de Q contrôlent T°C à l'intérieur du GT
- Convection : efficace => faible gradient thermique
- Conduction: peu efficace => fort gradient thermique

Comment connaître le géotherme?

- Connaître les modalités d'évacuation selon les enveloppes et identifier **les couches limites thermiques**
- Identifier les points d'ancrage du géotherme: = connaître des T°C à des profondeurs données
- Réaliser des modèles
  - ➢ Modèles numériques: équations physiques exprimant transferts de chaleur
  - ➢ Modèles analogiques: pb de dimension

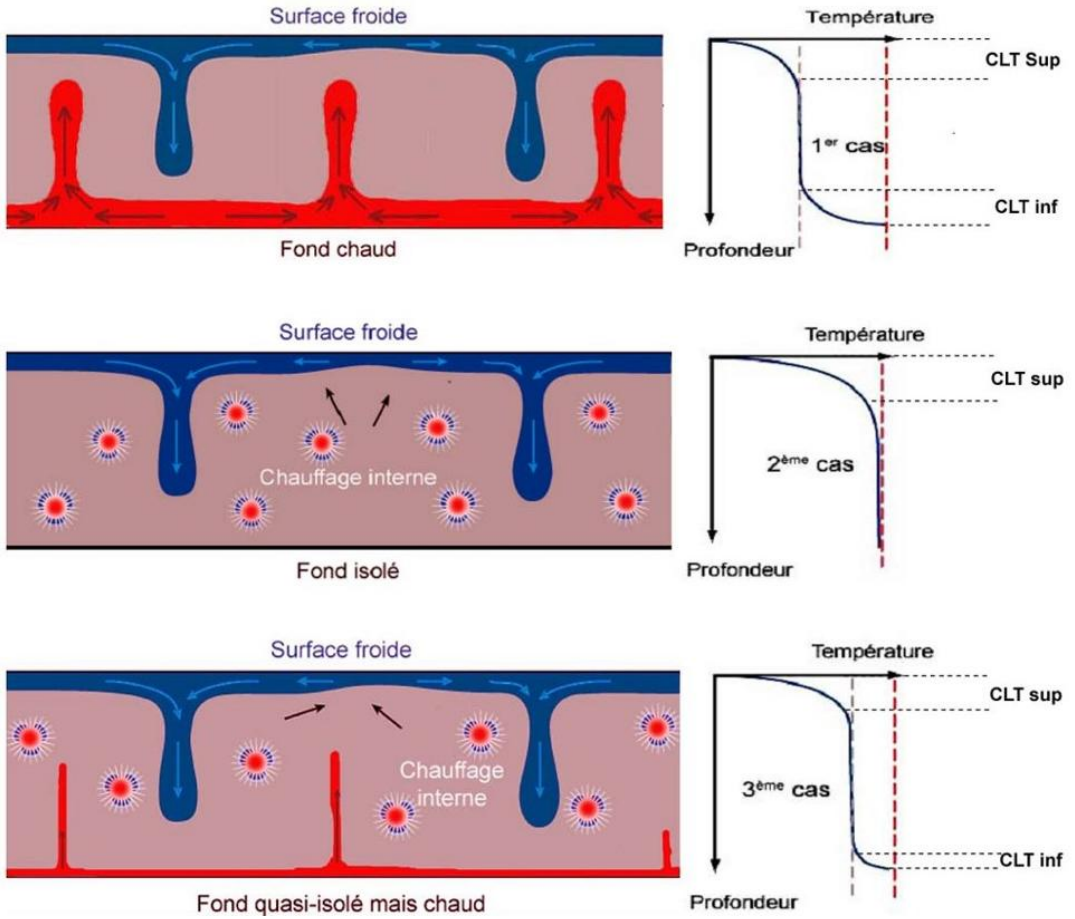
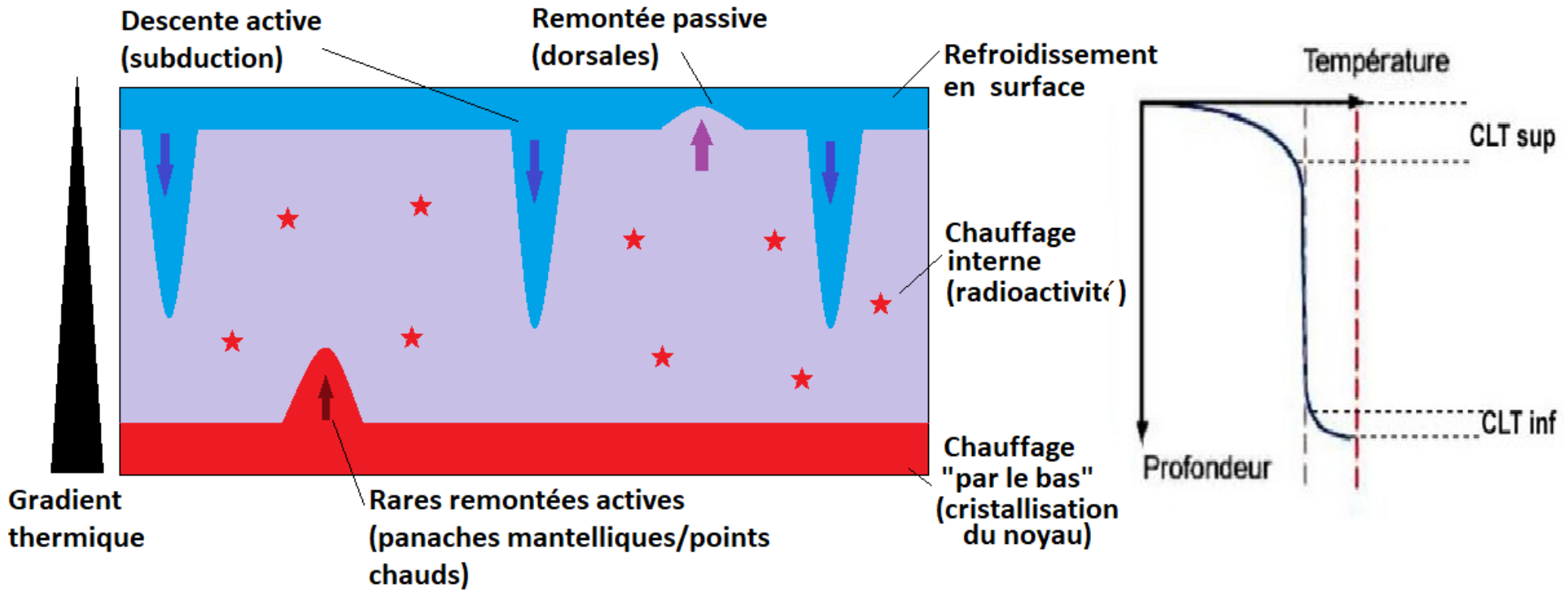


Figure 11 : Des modèles analogiques de convection en fonction de l'origine de la chaleur (transfert thermique)

C. CONSÉQUENCES DE LA CONDUCTION ET DE LA CONVECTION SUR LES PROFILS THERMIQUES

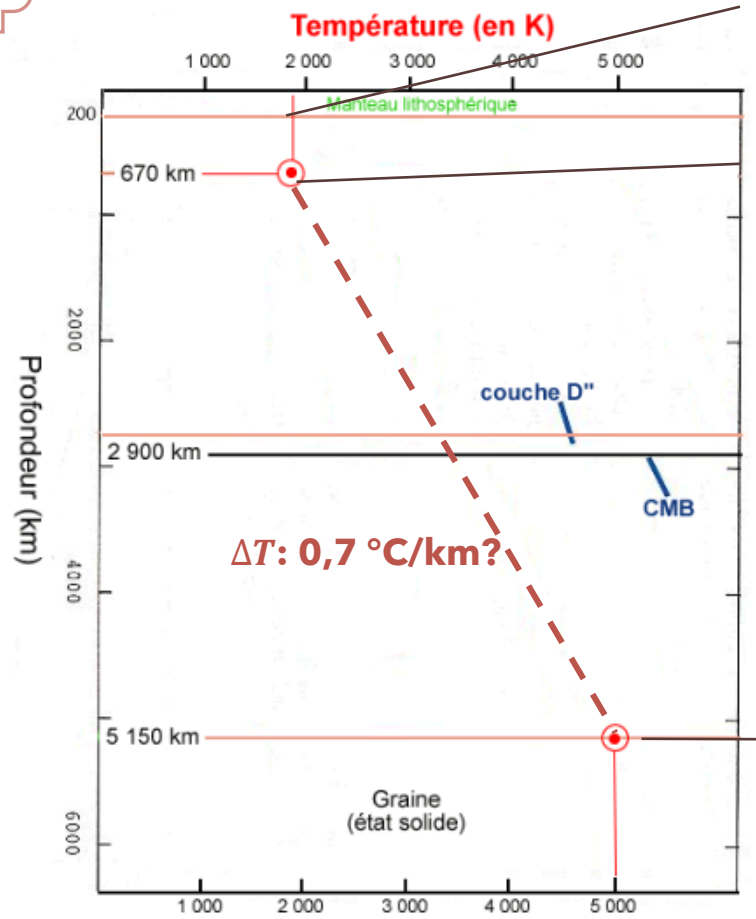
1. PRINCIPE DE CONSTRUCTION DU GÉOTHERME



Un modèle de convection mantellique corrélé aux manifestations magmatiques et tectoniques en surface

C. CONSÉQUENCES DE LA CONDUCTION ET DE LA CONVECTION SUR LES PROFILS THERMIQUES

1. PRINCIPE DE CONSTRUCTION DU GÉOTHERME



1300°C à 120 km: manteau lithosphérique-asthénosphérique

1600°C à 670 km: transition de phase de spinelle en pérovskite (cellule à enclume diamant)

On calcule un gradient de 3127°C/4480km= 0,7°C/km

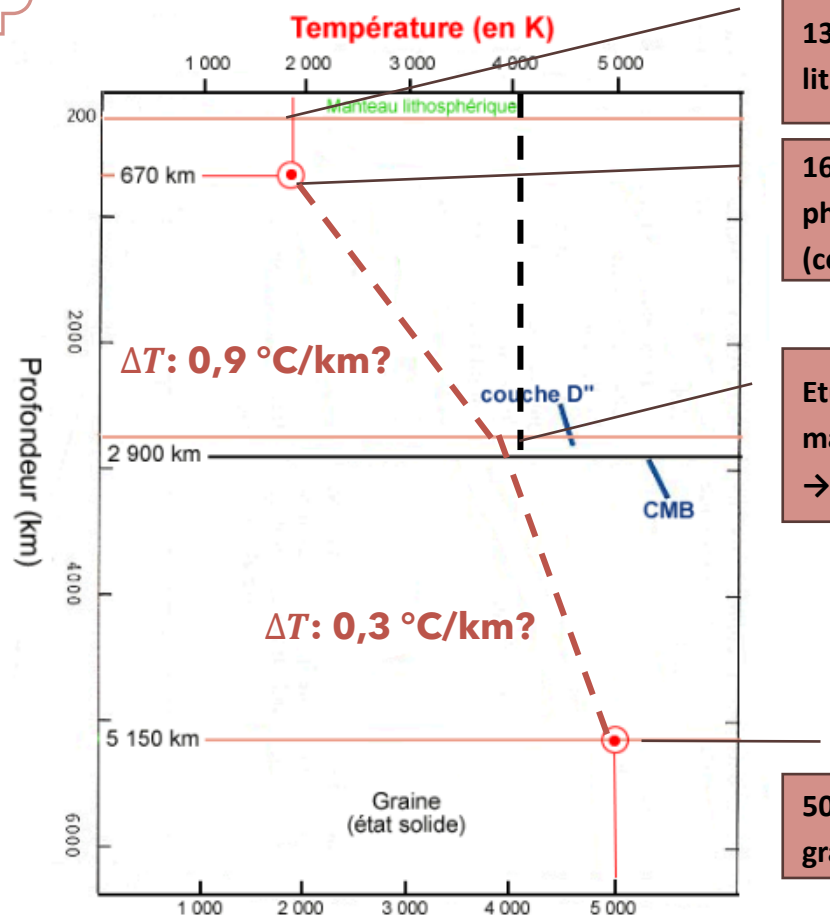
5000 K à 5150 km: noyau liquide en graine solide

Ce gradient de 0,7°C/km est-il cohérent avec ce que nous savons de la Terre ?

https://planet-terre.ens-lyon.fr/ressource/geotherme-profond.xml

C. CONSÉQUENCES DE LA CONDUCTION ET DE LA CONVECTION SUR LES PROFILS THERMIQUES

1. PRINCIPE DE CONSTRUCTION DU GÉOTHERME



1300°C à 120 km: manteau lithosphérique-asthénosphérique

1600°C à 670 km: transition de phase de spinelle en pérovskite (cellule à enclume diamant)

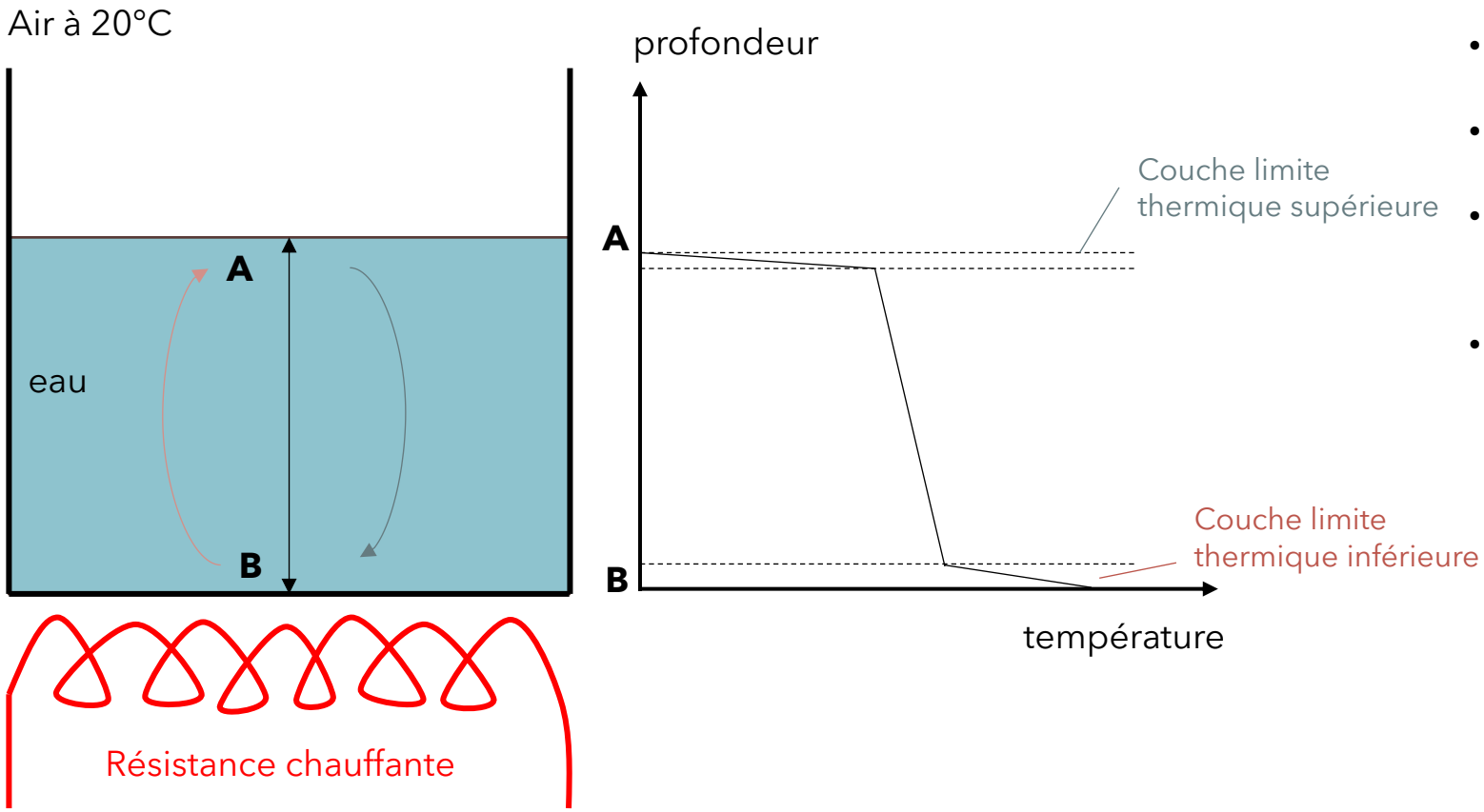
Etude de propagation des ondes sismiques → manteau solide → T°C permettant aux roches mantelliques soumises à des pressions de l'ordre de 130 GPa (giga Pascal) de ne pas fondre… → T°C <4 000 °C

5000 K à 5150 km: noyau liquide en graine solide

https://planet-terre.ens-lyon.fr/ressource/geotherme-profond.xml

C. CONSÉQUENCES DE LA CONDUCTION ET DE LA CONVECTION SUR LES PROFILS THERMIQUES

1. PRINCIPE DE CONSTRUCTION DU GÉOTHERME



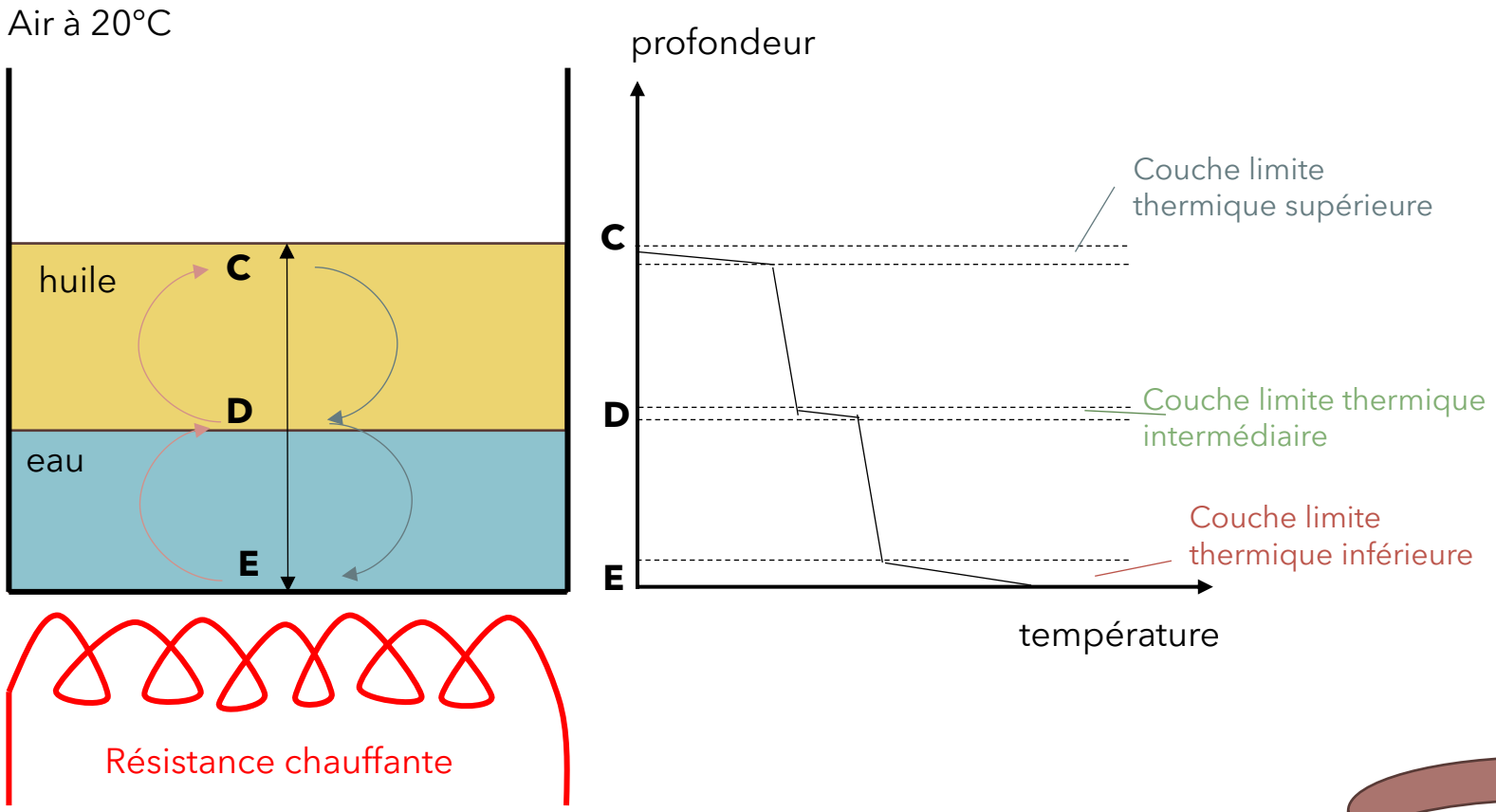
Modèle analogique de convection à 1 niveau et gradient thermique associé

- Fond du récipient chaud cède de la chaleur à l'eau → dès que eau plus chaude que celle de dessus → eau moins dense monte
- En montant *eau ne reçoit plus de chaleur*→ **T°C de eau = constante**
- En arrivant en haut, eau au contact de l'air se refroidit → eau plus dense descend
- Dans modèle, T°C de l'eau ~ constante car mouvements sans échanges de chaleur (adiabatique) car eau est bon isolant.
- Mais … en montant, l'eau se décomprime et donc se refroidit (de moins de 0,01°C dans exemple de modélisation) sans échange de chaleur. En redescendant, elle se comprime, et donc se réchauffe (toujours de moins de 0,01°C dans exemple).
  - Cette variation de température due à la décompression (ou à la compression) = "**gradient adiabatique**". Ce gradient vaut moins de 0,1 °C/m dans récipient.
  - => température de l'eau= constante sur toute la hauteur du récipient d'eau
  - => pâtes cuisent quelle que soit leur position dans casserole

https://planet-terre.ens-lyon.fr/ressource/geotherme-profond.xml

C. CONSÉQUENCES DE LA CONDUCTION ET DE LA CONVECTION SUR LES PROFILS THERMIQUES

1. PRINCIPE DE CONSTRUCTION DU GÉOTHERME

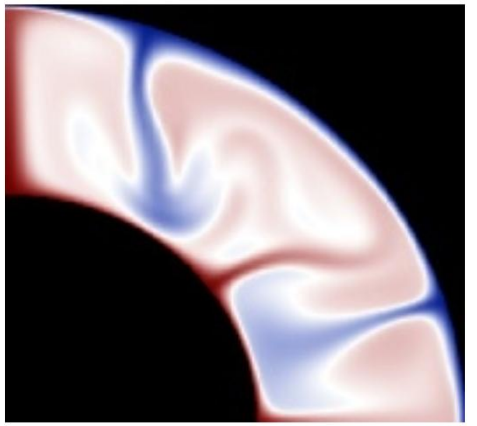


Modèle analogique de convection à 2 niveaux et gradient thermique associé

- Deux fluides non miscibles: ex eau et huile
- Résistance chauffe-eau → convection qui chauffe huile

=> convection à deux étages

- Analogie: manteau inf/manteau sup ou encore noyau liquide/manteau inf



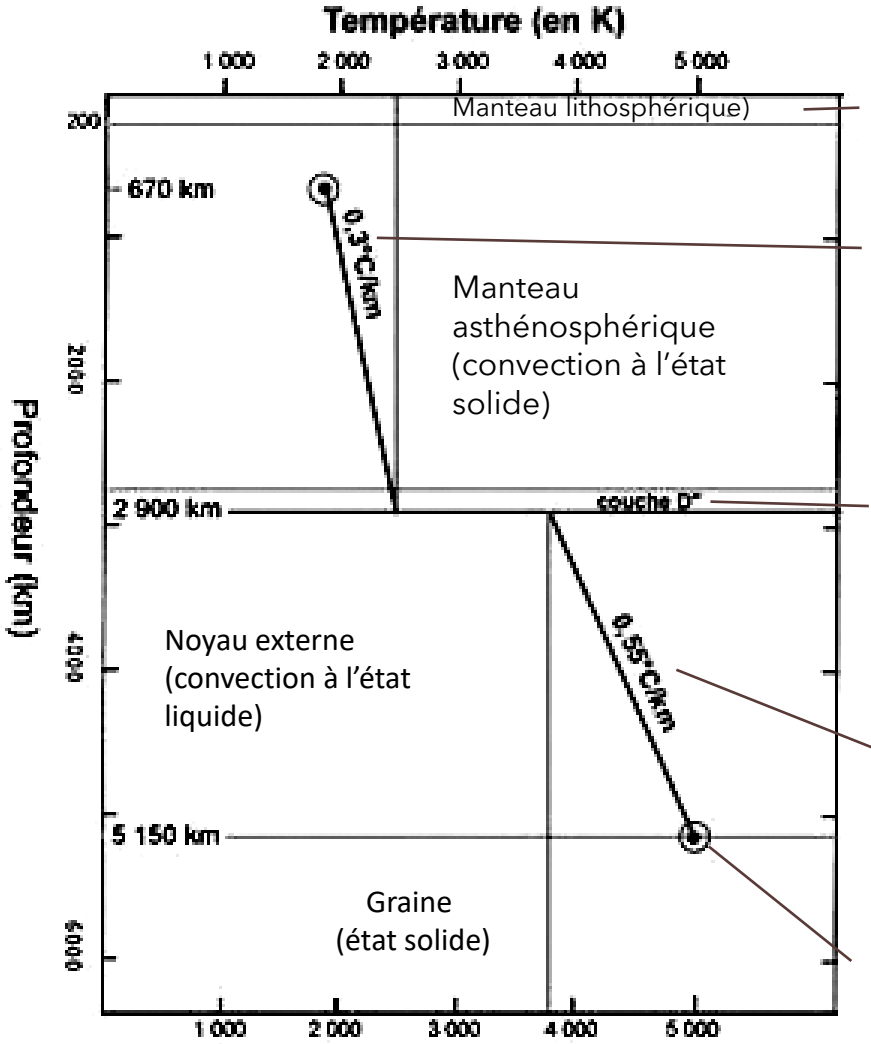
Modèle numérique de convection dans le manteau

Comment passer des modèles analogiques et numériques à la construction du géotherme?

https://planet-terre.ens-lyon.fr/ressource/geotherme-profond.xml

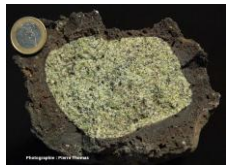
C. CONSÉQUENCES DE LA CONDUCTION ET DE LA CONVECTION SUR LES PROFILS THERMIQUES

2. CONSTRUCTION DU GÉOTHERME



Utilisation des gradients adiabatiques du manteau et du noyau externe

Gradient adiabatique dans lithosphère: enclaves de roches, changements de phase => gradient adiabatique dans lithosphère = 10 à 30°C/km



Gradient adiabatique dans asthénosphère: changements de phase => gradient adiabatique dans asthénosphère = 0,3°C/km

Études des ondes P et S → manteau solide → T°C compatibles avec pression de 130 Gpa et état solide => T< 4 000 °C

Mais noyau externe liquide => T> 3 800°C

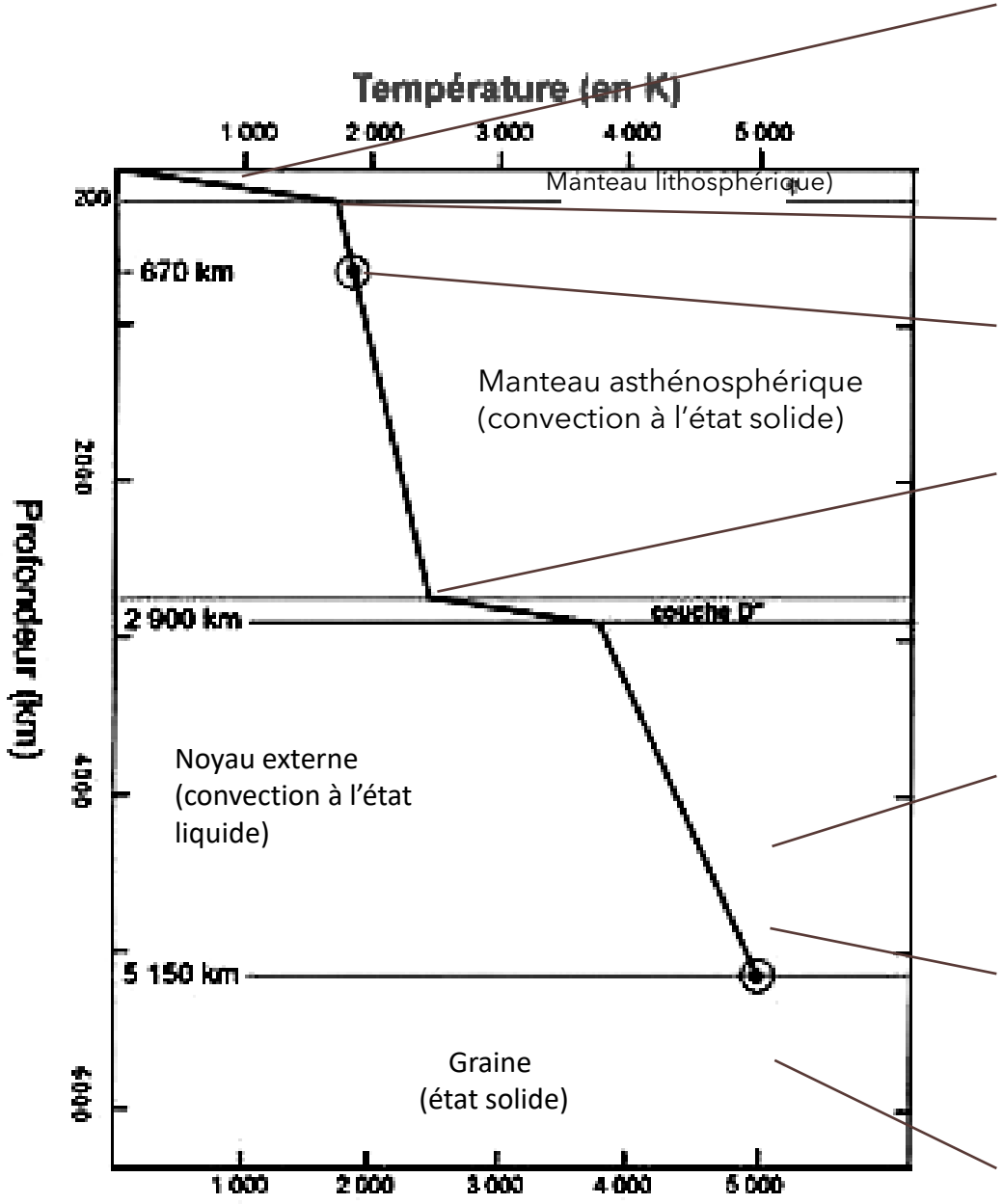
Hypothèse: gradient adiabatique du noyau externe liquide: 0,55°C/km

=> Température base manteau-noyau = 3 500°C soit 3 762 K

5000 K à 5150 km: Température de cristallisation du fer à ces pressions

https://planet-terre.ens-lyon.fr/ressource/geotherme-profond.xml

Figure 11 : Construction du géotherme (source : planet-terre.ens-lyon.fr)



enclaves → composition du manteau→ indentification de P et T → point du géotherme à l'aplomb du lieu d'émission des laves.

⇒ point d'ancrage du **géotherme sous-continental** : **1000°C vers 70km**

450 km : transition de phase olivine ß → T = 1400°C

670 km : transition de phase spinelle en pérovskite → T = 1600°C

Études des ondes P et S → manteau solide → T°C compatibles avec pression de 130 Gpa et état solide

⇒ T< 4 000 °C

Mais noyau externe liquide

⇒ T> 3 800°C

Études de fusion du fer→ frontière noyau L/graine → T°C point de cristallisation alliage Fe-Ni = 4 700°C = 5 000 K

⇒ T= 5 000 K à 5150 km de profondeur

Étude ondes sismiques révèle noyau externe liquide or on sait pression => on en déduit T°C> 3 800°C

Pour le noyau externe, on évalue ce gradient à 0,55 °C /km

Propagation ondes sismiques => noyau solide or on sait que pression à 5100 km = 130 Gpa => T°C> 4 000°C

https://planet-terre.ens-lyon.fr/ressource/geotherme-profond.xml

C. CONSÉQUENCES DE LA CONDUCTION ET DE LA CONVECTION SUR LES PROFILS THERMIQUES

2. CONSTRUCTION DU GÉOTHERME

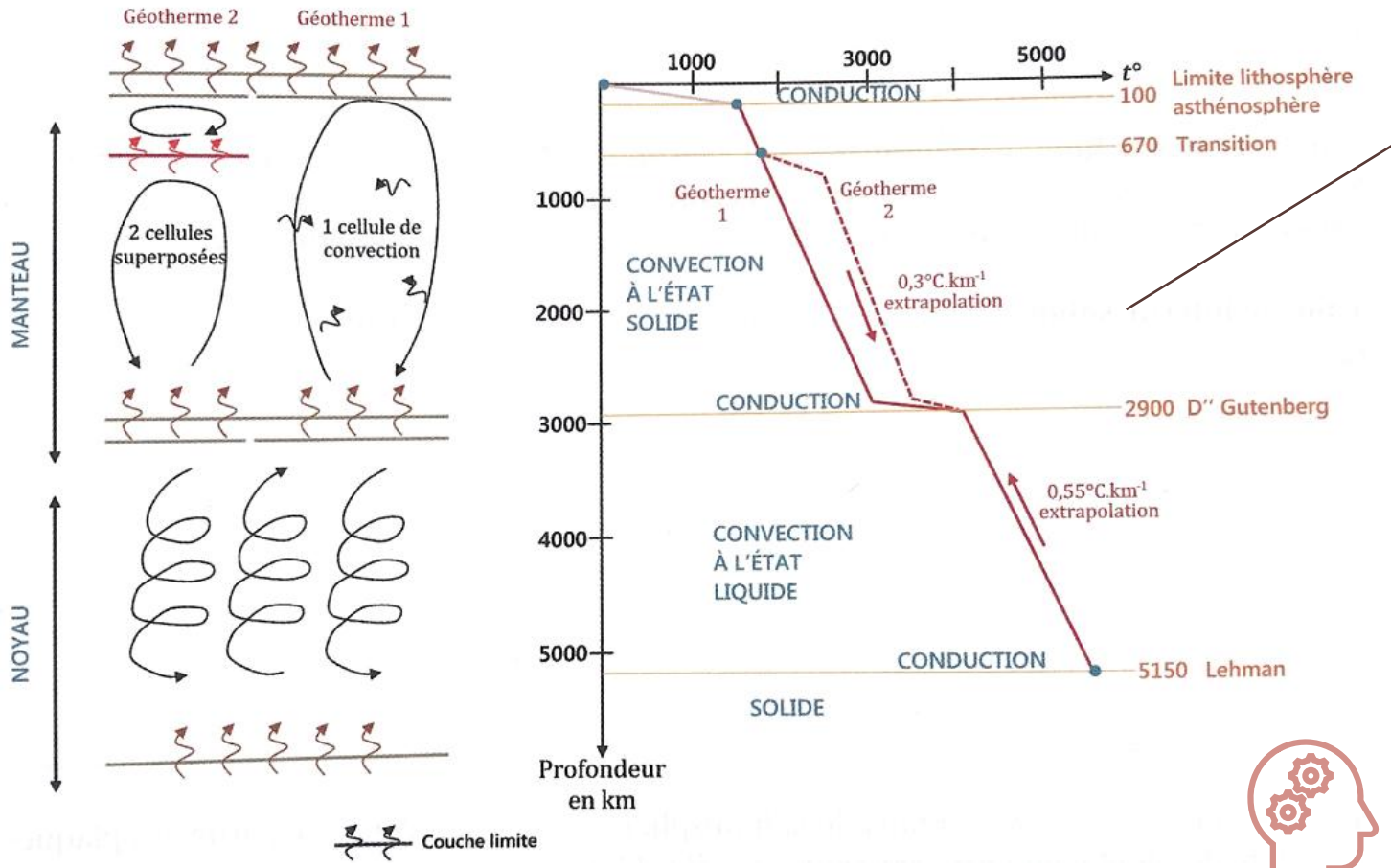


Figure 16 : la construction du géotherme

- **Géotherme 1: la LO franchit 670 km → convection à une cellule (intrusion du slab)**
- **Géotherme 2: La lithosphère en subduction ne franchit pas la limite de 670 km (déflexion du slab)**
  - **→ couche limite thermique à 670km**
  - **→ seul mode de transport = conduction, moins efficace**
  - **→ T°C augmente fortement au niveau d'une couche limite entre deux zones en convection.**

⇒ Donc en fonction du modèle, le géotherme ne sera pas le même : on a donc 1 ou 2 sauts de T°C

Les **points d'ancrage** par mesures directes ou non sont reliés par des droites dont les **pentes** sont des **gradients adiabatiques**

BCPST 1ère année Vuibert p.829

PLAN

I- La Terre une machine thermique libérant de l'énergie

A. Inégale répartition de la chaleur dans les enveloppes internes et externes
B. La convection mantellique, moteur des mouvements des plaques lithosphériques
C. Conséquences de la conduction et de la convection sur les profils thermiques

II. L'étude du champ de pesanteur renseigne sur la forme de la Terre et la répartition des masses en profondeur

A. Rappels
B. Les variations latérales du géoïde à petite longueur d'ondes rendent compte des reliefs sous-marins.
C. Les données gravimétriques renseignent sur la répartition des masses en profondeur
D. La lithosphère peut être à l'équilibre ou non

III- La géodynamique de la lithosphère

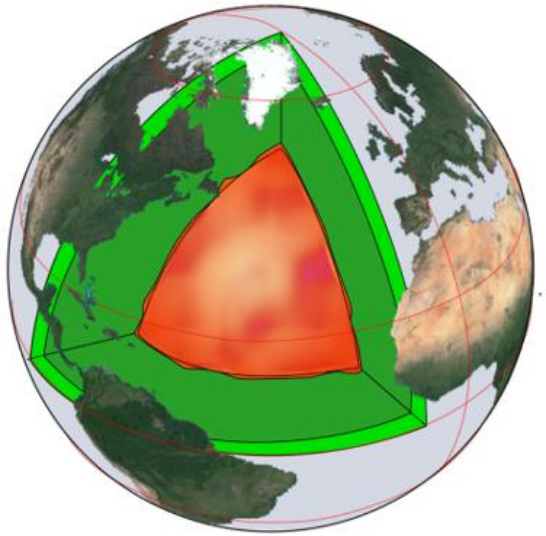
A. La lithosphère se déplace sur l'asthénosphère : tectonique des plaques
B. Les marges actives correspondent aux frontières en CV ou DV
C. Le volcanisme, une conséquence de la géodynamique

II. L'étude du champ de pesanteur renseigne sur la forme de la Terre et la répartition des masses en profondeur

- répartition radiale des **masses rocheuses** au sein des enveloppes terrestres **pas homogènes**

=> étude du **champ de pesanteur** permet d'accéder à cette répartition des **couches de surface**

=> mise en évidence d'une **épaisseur variable** de la **lithosphère**



Vision très « figée » des enveloppes concentriques: ne rendant pas compte de la dynamique du GT, observée directement en surface (cf anomalies du flux thermique)

Comment l'étude du champ de pesanteur permet-elle de comprendre la façon dont s'équilibrent les masses rocheuses verticalement ?
Quelle est la dynamique de ces processus d'équilibration ?

PLAN

I- La Terre une machine thermique libérant de l'énergie

A. Inégale répartition de la chaleur dans les enveloppes internes et externes
B. La convection mantellique, moteur des mouvements des plaques lithosphériques
C. Conséquences de la conduction et de la convection sur les profils thermiques

II. L'étude du champ de pesanteur renseigne sur la forme de la Terre et la répartition des masses en profondeur

A. Rappels
B. Les variations latérales du géoïde à petite longueur d'ondes rendent compte des reliefs sous-marins.
C. Les données gravimétriques renseignent sur la répartition des masses en profondeur
D. La lithosphère peut être à l'équilibre ou non

III- La géodynamique de la lithosphère

A. La lithosphère se déplace sur l'asthénosphère : tectonique des plaques
B. Les marges actives correspondent aux frontières en CV ou DV
C. Le volcanisme, une conséquence de la géodynamique

II. L'ÉTUDE DU CHAMP DE PESANTEUR RENSEIGNE SUR LA FORME DE LA TERRE ET LA RÉPARTITION DES MASSES EN PROFONDEUR

A. FORCE DE PESANTEUR, CHAMP DE PESANTEUR (PESANTEUR), POTENTIEL DE PESANTEUR

1. Force de gravité, force de pesanteur, champ de pesanteur

- **Force d'attraction gravitationnelle (force de gravité)** $\overrightarrow{f_a(A)}$ exercée par O de masse M sur A de masse m:

$\overrightarrow{f_a(A)} = -G.\frac{M.m}{r^2}\vec{u}\ avec\ \vec{u} = \frac{\overrightarrow{OA}}{|OA|}$ et $|OA| = r$ et la constante gravitationnelle G= 6,674.10^{11} $N.m^{-2}.kg^{-2}$

- Champ gravitationnel exercé sur A noté $\vec{G}(A)$

$$\vec{G}(A) = -G.\frac{M}{r^2}\vec{u}$$

- Dans le référentiel terrestre, s'ajoute la **pseudo-force centrifuge** ou axifuge $(\overrightarrow{ac})$ *liée à la rotation de la Terre*; on obtient la **force de pesanteur** $\vec{g}$

$$\overrightarrow{f_a} + \overrightarrow{ac} = \vec{g}$$
$$\overrightarrow{f_a} \gg \overrightarrow{ac} \Rightarrow \overrightarrow{f_a} \sim \vec{g}$$

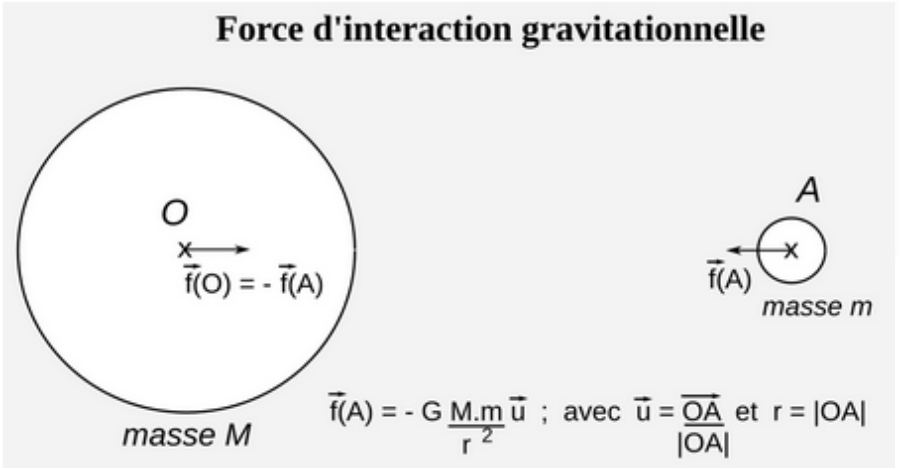
- $\overrightarrow{ac}$ **est max à l'équateur et nulle aux pôles**

- D'après le principe fondamental de la dynamique, la **force de pesanteur** est donc confondue avec **force d'attraction gravitationnelle** et s'écrit

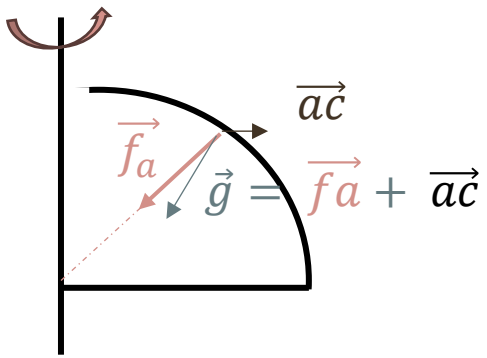
$\vec{g} = -G.\frac{M}{r^2}\vec{u}$ avec M la masse de la Terre et r son rayon

$\vec{g} = 9{,}81\ m.s^{-2}$ plus forte aux pôles (plus proche du centre de la Terre) qu'à l'équateur

$\vec{g}$ dépend de la latitude



Interaction gravitationnelle entre deux corps massiques (source - © 2010 Olivier Dequincey)



Force de pesanteur= accélération de la gravité + pseudo-force centrifuge

https://planet-terre.ens-lyon.fr/ressource/gravitation-pesanteur.xml

II. L'ÉTUDE DU CHAMP DE PESANTEUR RENSEIGNE SUR LA FORME DE LA TERRE ET LA RÉPARTITION DES MASSES EN PROFONDEUR

A. FORCE DE PESANTEUR, CHAMP DE PESANTEUR (PESANTEUR), POTENTIEL DE PESANTEUR

2. Force de gravité, force de pesanteur, champ de pesanteur, potentiel de pesanteur

- **Champ de pesanteur = pesanteur** (γ): $g = m\gamma$
  - ➢ En tout point de l'espace A, de masse m, l'énergie potentielle de A $\boldsymbol{E_p(A)}$ est liée au champ de pesanteur par l'équation:

  $\vec{g}(A).d\vec{l} = -dEp(A) = m\vec{\gamma}.d\vec{l}$ avec $d\vec{l}$ un déplacement élémentaire donc $\vec{g}(A) = m\vec{\gamma}(A)$

  - ➢ $|\frac{dEp(A)}{dl}| = m\gamma$
  - ➢ On définit le **potentiel de pesanteur (W)** tel que $Ep(A) = m.W(A)$
  - ⇨ La dérivée du **potentiel de pesanteur est le champ de pesanteur**
  - ⇨ **Une équipotentielle de pesanteur (surface sur laquelle le potentiel de pesanteur est constant) est assimilable à une ligne de niveau**
  - ⇨ **Le champ de pesanteur ou pesanteur est assimilable à une pente (c'est la dérivée du potentiel de pesanteur)**

Champ de pesanteur (pesanteur) γ = **Dérivée du potentiel de pesanteur** (W)



- ⇨ Équipotentielle de pesanteur ~ ligne de niveau
- ⇨ Champ de pesanteur (pesanteur) ~ pente
- ⇨ **Sur une équipotentielle de pesanteur, le potentiel de pesanteur est constant mais le champ (pesanteur) peut varier**

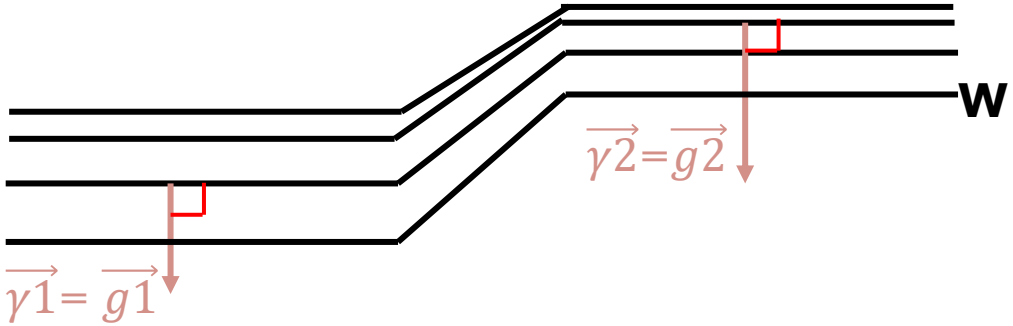
https://planet-terre.ens-lyon.fr/ressource/gravitation-pesanteur.xml

II. L'ÉTUDE DU CHAMP DE PESANTEUR RENSEIGNE SUR LA FORME DE LA TERRE ET LA RÉPARTITION DES MASSES EN PROFONDEUR

A. FORCE DE PESANTEUR, CHAMP DE PESANTEUR (PESANTEUR), POTENTIEL DE PESANTEUR

2. Force de gravité, force de pesanteur, champ de pesanteur, potentiel de pesanteur

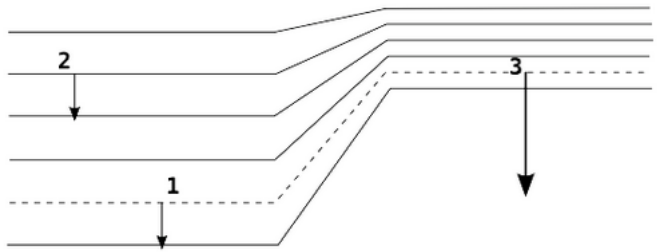
- **Potentiel de pesanteur** identique sur une ligne appelée : **<u>équipotentielle de pesanteur</u> (W)**
  - **Surface équipotentielle de pesanteur** = surface sur laquelle le **potentiel de pesanteur est constant**
  - **<u>Trajectoire du satellite</u>**
- **<u>Champ de pesanteur = pesanteur (γ)= gravité= grandeur mesurée</u> (g) = dérivée du potentiel de pesanteur (W)**
  - **Champ de pesanteur: pente entre les équipotentielles**
  - **Champ de pesanteur perpendiculaire à l'équipotentielle de pesanteur**



II. L'ÉTUDE DU CHAMP DE PESANTEUR RENSEIGNE SUR LA FORME DE LA TERRE ET LA RÉPARTITION DES MASSES EN PROFONDEUR

A. FORCE DE PESANTEUR, CHAMP DE PESANTEUR (PESANTEUR), POTENTIEL DE PESANTEUR

2. Force de gravité, force de pesanteur, champ de pesanteur, potentiel de pesanteur



Source - © 2008 Olivier Dequincey

Illustration de l'analogie pente - champ, courbes de niveau - équipotentielles

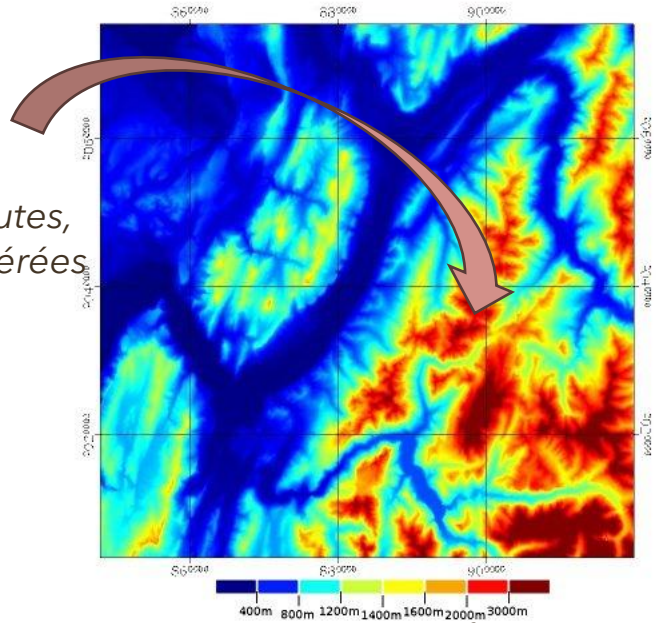
- Les points 1 et 2 ne sont pas à la même altitude ($potentiel\ de\ pesanteur\ W\ \neq$), mais présentent la même pente ($champs\ de\ pesanteur\ identiques\ \gamma$)
- Les points 1 et 3 ont la même altitude (le $même\ potentiel\ de\ pesanteur\ W$), mais des pentes différentes ($champs\ de\ pesanteur\ \gamma\ \neq$)



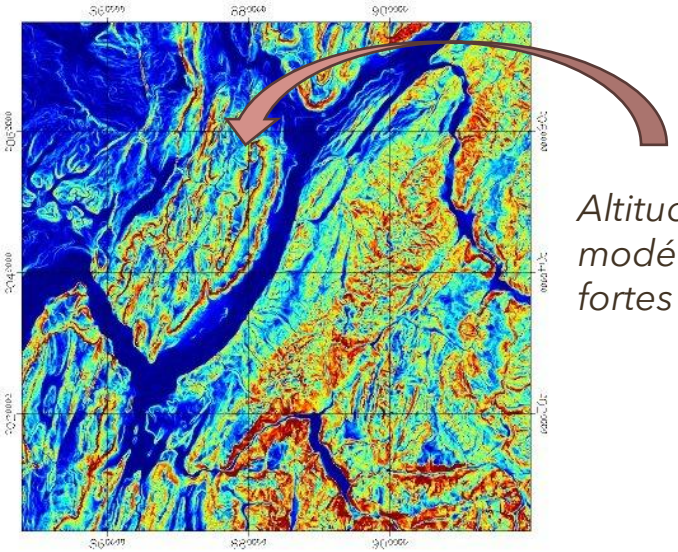
Les environs de Grenoble-Chambéry, vallée de l'Isère Source - © 2008 IGN / Géoportail, modifié



Altitudes hautes, pentes modérées



Les alentours du massif de la Chartreuse : carte des altitudes Source - © 2008 Pascal Allemand (Univ. Lyon 1 / ENS de Lyon





Altitudes modérées, pentes fortes

Les alentours du massif de la Chartreuse : carte des pentes Source - © 2008 Pascal Allemand (Univ. Lyon 1 / ENS de Lyon

II. L'ÉTUDE DU CHAMP DE PESANTEUR RENSEIGNE SUR LA FORME DE LA TERRE ET LA RÉPARTITION DES MASSES EN PROFONDEUR

A. FORCE DE PESANTEUR, CHAMP DE PESANTEUR (PESANTEUR), POTENTIEL DE PESANTEUR

3. Notion d'ellipsoïde de référence

- **Mais quelle est la forme réelle de la Terre ?**

En 1743 Clairaut part du postulat que la Terre est faite d'enveloppes **concentriques homogènes (modèle PREM) fluide** de densités croissantes soumises à vitesse de rotation de Terre

- Ellipsoïde de référence de rayon r:

$$r = a/(1 + \varepsilon \cos\varphi)$$

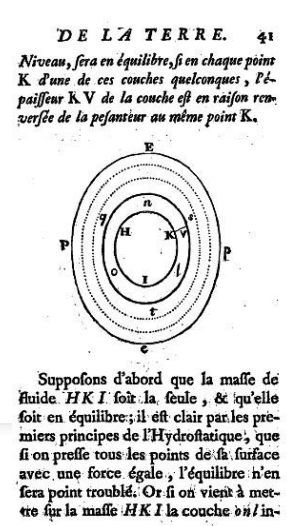
r est le rayon à la latitude φ
a : rayon terrestre 6378,137 km au pôle (pour φ= 90°, r=a)
ε Coefficient d'aplatissement = 1/298

- **Ellipsoïde de Clairaut = surface équipotentielle de pesanteur = surface théorique de la Terre dont l'intensité de la pesanteur $\vec{g}$ ne dépend que de la latitude**

$$g = g_0 (1 + b\sin^2\varphi + b' \sin^2 2\varphi)$$

- avec b et b' deux coefficients à déterminer à partir d'observations et g_0 valeur à l'équateur (φ= 0 → $g = g_0$)

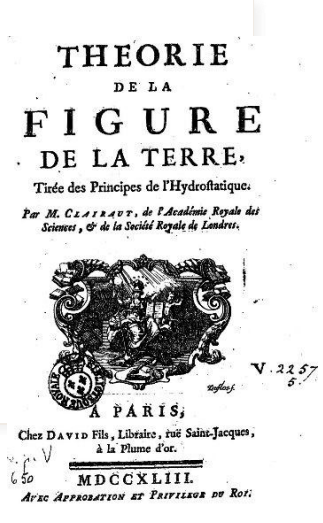
=> **L'ellipsoïde de Clairaut = forme qu'aurait la Terre en rotation si elle était fluide et correspondait au modèle PREM.**


DE LA TERRE. 41

Niveau, ſera en équilibre, ſi en chaque point K d'une de ces couches quelconques, l'épaiſſeur K V de la couche eſt en raiſon renverſée de la peſanteur au même point K.

Suppoſons d'abord que la maſſe de fluide *HKI* ſoit la ſeule, & qu'elle ſoit en équilibre; il eſt clair par les premiers principes de l'Hydroſtatique, que ſi on preſſe tous les points de la ſurface avec une force égale, l'équilibre n'en ſera point troublé. Or ſi on vient à mettre ſur la maſſe *HKI* la couche *onl* in-

La Figure de la Terre de Clairaut, figure de stratification


THEORIE
DE LA
FIGURE
DE LA TERRE,
Tirée des Principes de l'Hydroſtatique.

Par M. CLAIRAUT, de l'Académie Royale des Sciences, & de la Société Royale de Londres.

A PARIS,
Chez DAVID Fils, Libraire, rue Saint-Jacques, à la Plume d'or.
MDCCXLIII
AVEC APPROBATION ET PRIVILEGE DU ROI.

La Figure de la Terre de Clairaut, page de titre

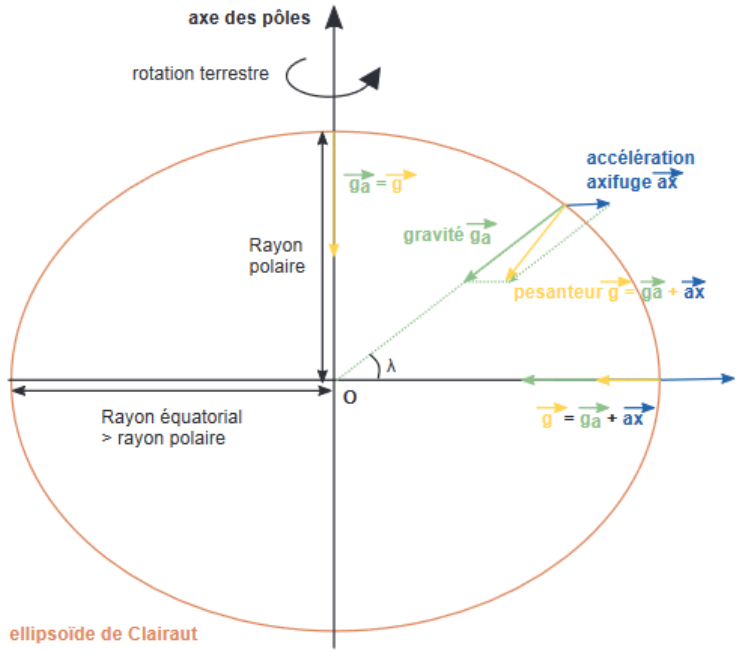


Figure 21.1 Définition de la pesanteur et forme de l'ellipsoïde de Clairaut.

BCPST 1ère année Dunod p.708

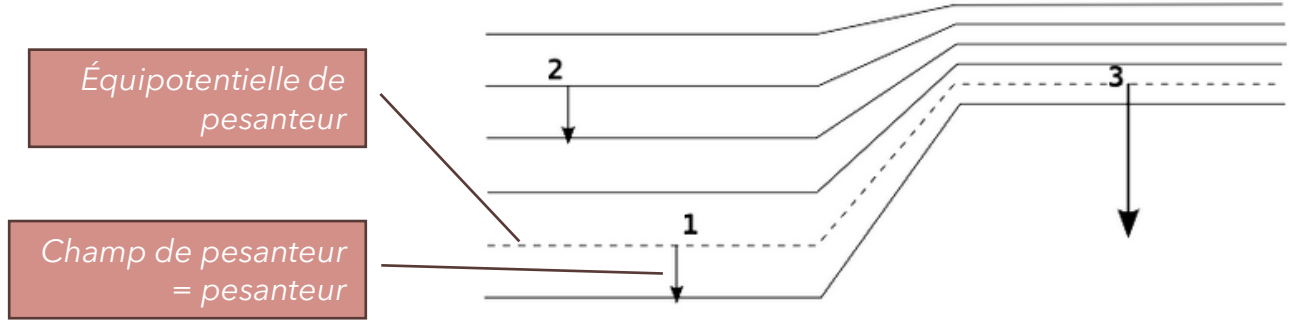
II. L'ÉTUDE DU CHAMP DE PESANTEUR RENSEIGNE SUR LA FORME DE LA TERRE ET LA RÉPARTITION DES MASSES EN PROFONDEUR

A. FORCE DE PESANTEUR, CHAMP DE PESANTEUR (PESANTEUR), POTENTIEL DE PESANTEUR

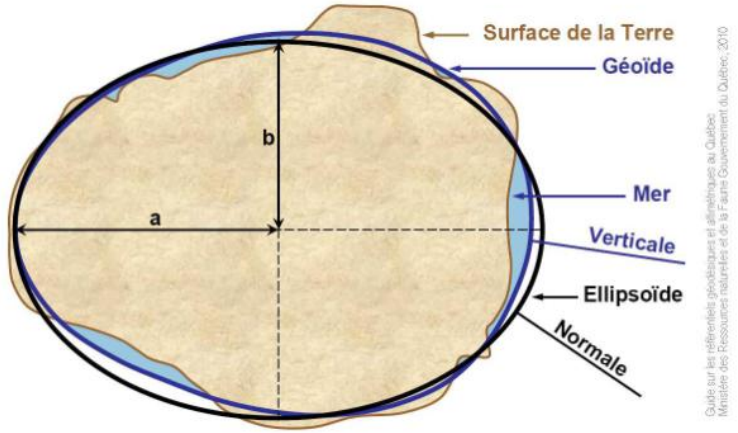
4. Notion de géoïde

Définition : le **géoïde** est la **surface perpendiculaire au champ de pesanteur** (et donc horizontale) correspondant au **niveau moyen des océans**. Cette surface est une **équipotentielle de pesanteur mesurée**.

- Le **géoïde = surface équipotentielle de pesanteur qui passe par le niveau moyen des océans dont la surface de référence est l'ellipsoïde.**
- Le **géoïde est mesuré** alors que **l'ellipsoïde de Clairaut est calculé (valeur théorique)**.
- Equipotentielle signifie que le potentiel est constant sur cette surface, mais le **module du champ peut varier sur cette surface.**
- γ **= champ de pesanteur = pesanteur = dérivée** du potentiel de pesanteur, donc la valeur du champ de pesanteur dépend de la distance entre les équipotentielles de pesanteur.



Source - © 2008 Olivier Dequincey



ellipsoïde de Clairaut ≠ géoïde ≠ topographie

PLAN

I- La Terre une machine thermique libérant de l'énergie

A. Inégale répartition de la chaleur dans les enveloppes internes et externes
B. La convection mantellique, moteur des mouvements des plaques lithosphériques
C. Conséquences de la conduction et de la convection sur les profils thermiques

II. L'étude du champ de pesanteur renseigne sur la forme de la Terre et la répartition des masses en profondeur

A. Rappels
B. Les variations latérales du géoïde à petite longueur d'ondes rendent compte des reliefs sous-marins.
C. Les données gravimétriques renseignent sur la répartition des masses en profondeur
D. La lithosphère peut être à l'équilibre ou non

III- La géodynamique de la lithosphère

A. La lithosphère se déplace sur l'asthénosphère : tectonique des plaques
B. Les marges actives correspondent aux frontières en CV ou DV
C. Le volcanisme, une conséquence de la géodynamique

B. LES VARIATIONS LATÉRALES DU GÉOÏDE À PETITE LONGUEUR D'ONDES RENDENT COMPTE DES RELIEFS SOUS-MARINS.

1. COMMENT PEUT-ON DÉTERMINER LE GÉOÏDE ?

- Le **géoïde est une surface équipotentielle de pesanteur** (W)

➢ **ce qui est mesuré c'est le champ de pesanteur** γ (= pesanteur ~ gravité)

=> connaissant la relation entre γ et W, on retrouve W le géoïde.

- Etude des **orbites des satellites** (orbite = équipotentielle) → système DORIS (détermination d'orbite et radio positionnement intégrés par satellite) → **géoïde terrestre**
- Mesure du **niveau des océans** : **altimétrie satellitaire** → géoïde au niveau des océans uniquement, mais des mesures beaucoup plus précises.

$\vec{\gamma}(A) = -G\frac{M}{r^2}\vec{u}$ pas homogène => répartition de masse pas homogène (les variations d'altitude sont négligeables sur l'effet de r comparativement au rayon terrestre)

Pesanteur $\vec{\gamma} = \overrightarrow{grad}W$

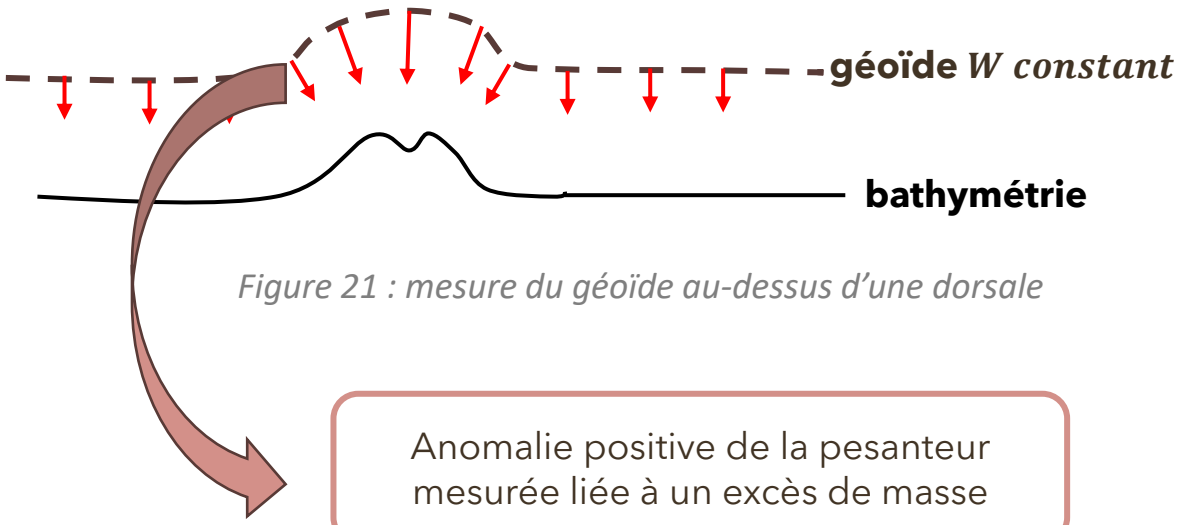


Figure 21 : mesure du géoïde au-dessus d'une dorsale

Anomalie positive de la pesanteur mesurée liée à un excès de masse

B. LES VARIATIONS LATÉRALES DU GÉOÏDE À PETITE LONGUEUR D'ONDES RENDENT COMPTE DES RELIEFS SOUS-MARINS.
2. UTILISATION DE LA GEOMETRIE DES ORBITES DES SATELLITES : DORIS

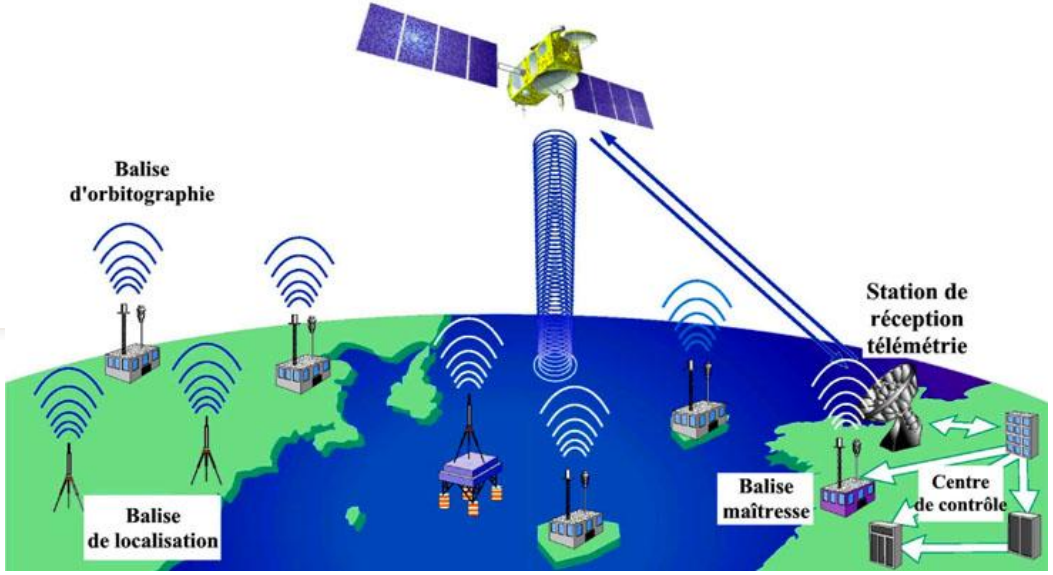
- Le satellite décrit une **trajectoire (équipotentiel de pesanteur)** qui dépend directement du **champ de pesanteur terrestre**

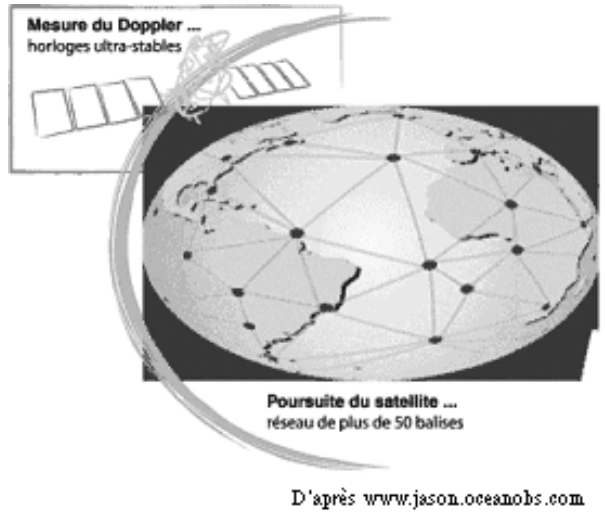
  ⇒ **orbite = une surface équipotentielle lointaine**

  ⇒ étude de **trajectoire** permet de déterminer le **champ de pesanteur** terrestre et donc le géoïde

- **ondulations à grande longueur d'onde** du géoïde.
- Principe: émission de signaux radioélectriques par des balises (une cinquantaine à la surface du GT) au sol réception par satellite avec fréquence de réception différente de fréquence d'émission (effet Doppler)

=> déduction de vitesse réelle du satellite → déduction de la trajectoire du satellite → déduction du géoïde





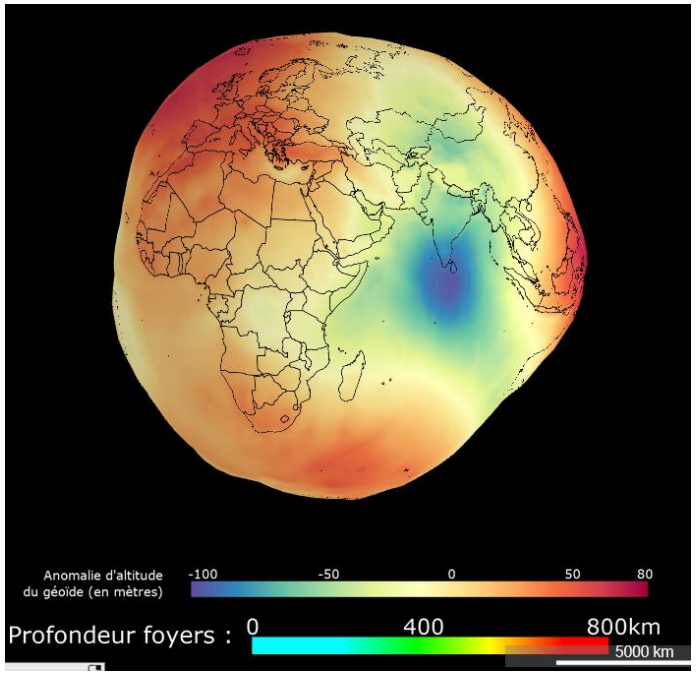
Système DORIS (Détermination d'Orbite et Radiopositionnement Intégré par Satellite)

B. LES VARIATIONS LATÉRALES DU GÉOÏDE À PETITE LONGUEUR D'ONDES RENDENT COMPTE DES RELIEFS SOUS-MARINS.
2. UTILISATION DE LA GEOMETRIE DES ORBITES DES SATELLITES : DORIS
Résultats : les déformations du géoïde à grandes longueurs d'onde

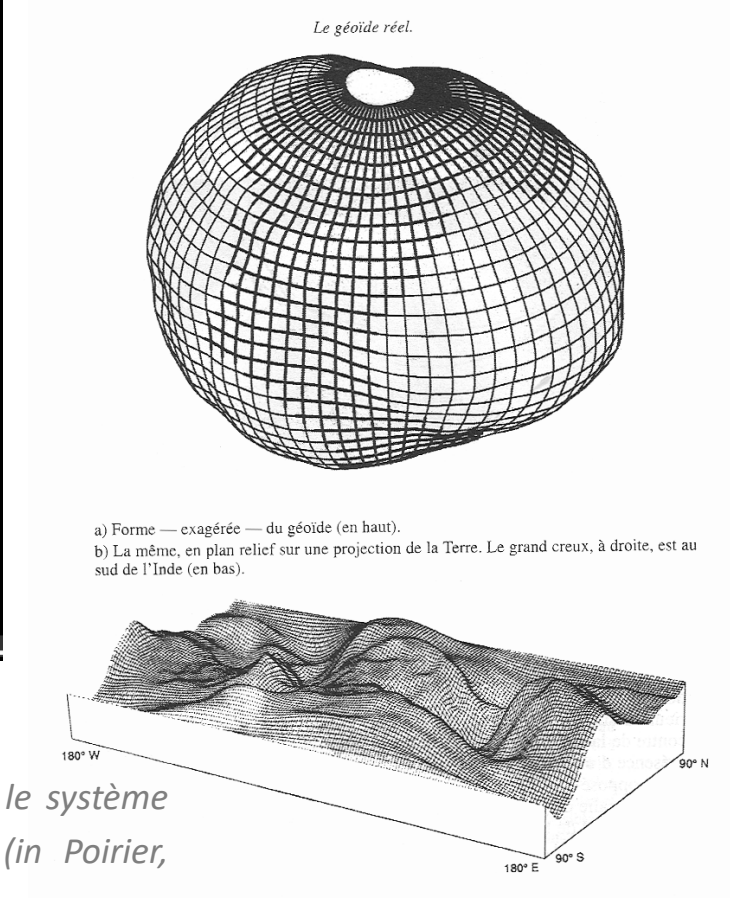
- Mise en évidence **d'anomalies à grande longueur d'onde (10 000 km**) par rapport à l'ellipsoïde de référence (Clairaut):
  - 2 grandes bosses SO Pacifiques e+77m et Islande +54 m
  - 3 creux: Sud de l'Inde, S Antarctique, NE Canada
- Explication des anomalies

=> ces anomalies sont à rechercher dans la **dynamique du globe**

=> à très grande longueur d'onde, anomalies positives du géoïde = remontées du manteau inférieur (équivalent à remontées de tomographie sismique à 2900 km de profondeur)



https://www.pedagogie.ac-nice.fr/svt/productions/tectoglob3d/

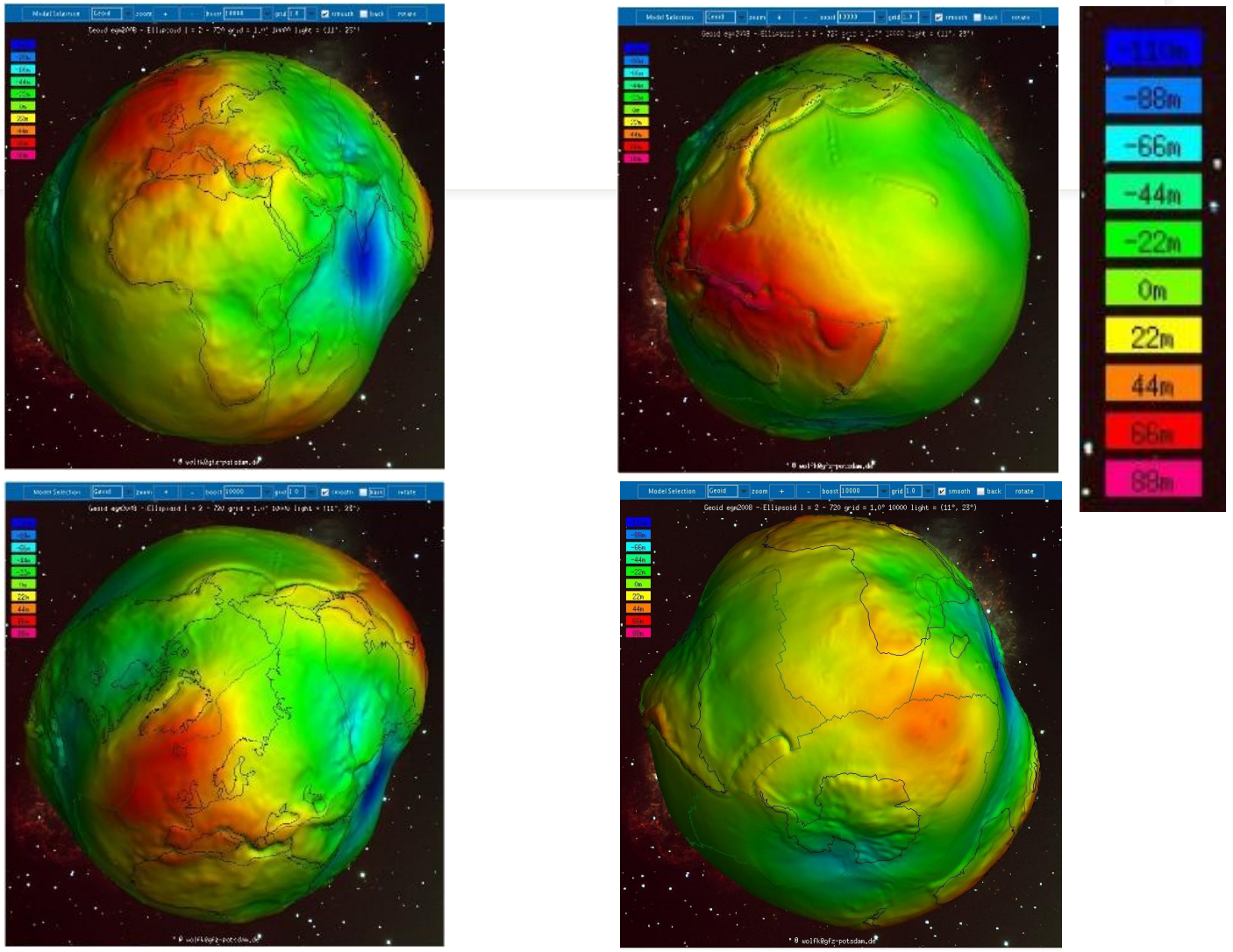


Représentation (exagérée) du géoïde mesuré par le système DORIS, anomalies à grandes longueurs d'onde (in Poirier, Masson1996)(in Poirier, Masson1996)

2. UTILISATION DE LA GEOMETRIE DES ORBITES DES SATELLITES : DORIS

Résultats : les déformations du géoïde à grandes longueurs d'onde (10 000 km)

- Dans modèle théorique: équipotentielles = ellipsoïdes de révolution concentriques
- Dans les faits: **répartition des masses à l'intérieur de la Terre variable** car :enveloppes non homogènes, mouvements de matière ascendants et descendants, anomalies thermiques
- Modèle en « balle de tennis »

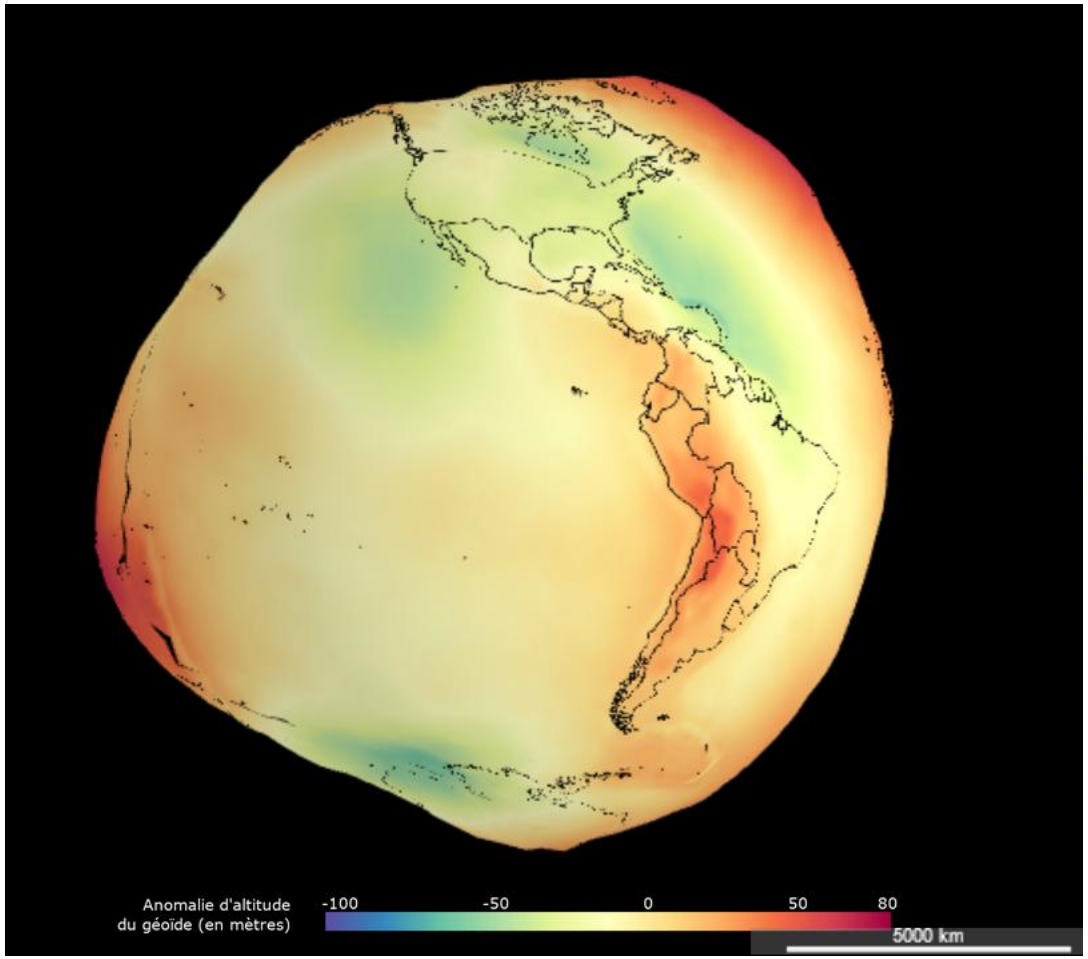


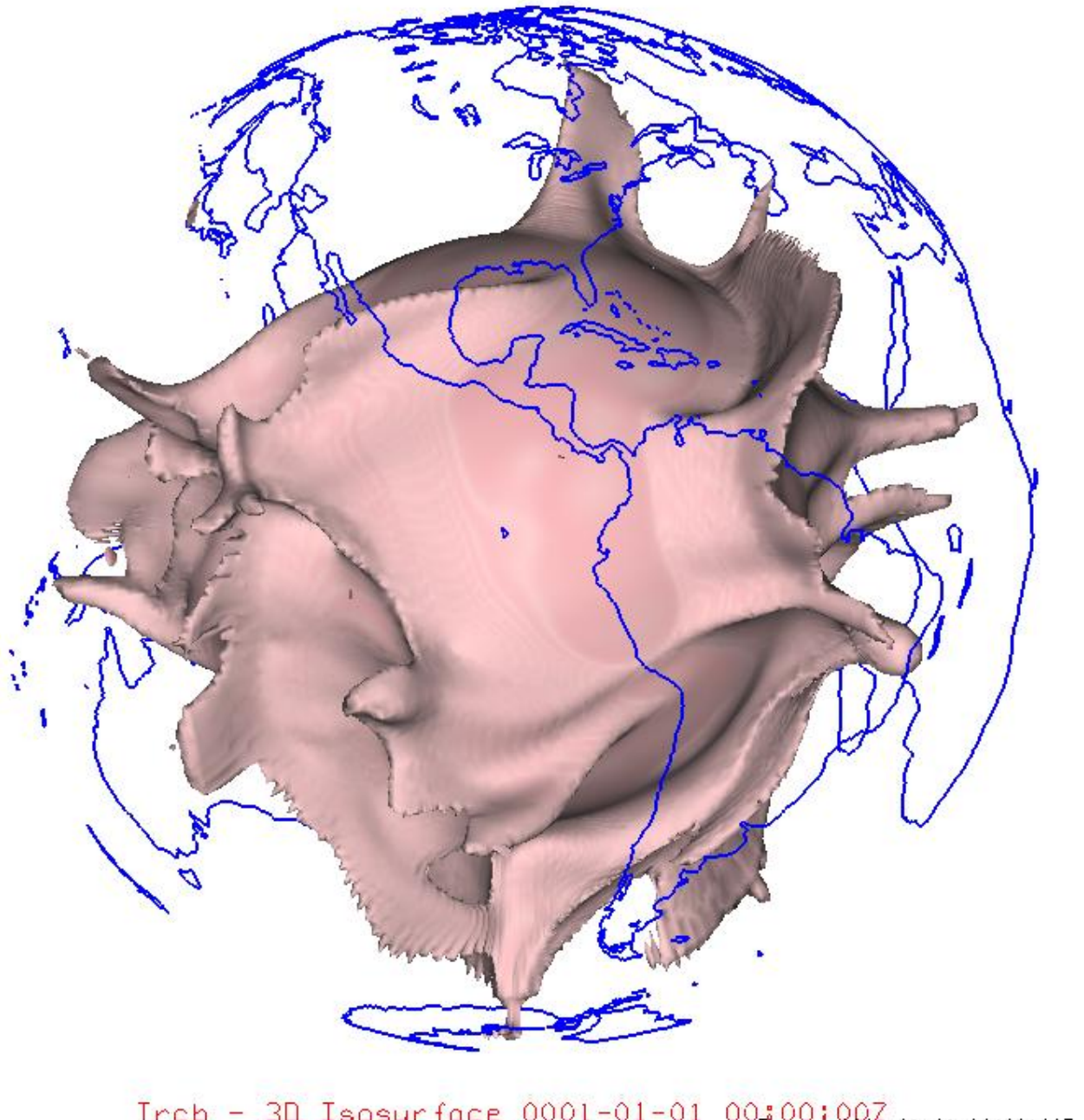
Creux et bosses du géoïde par rapport à un ellipsoïde de référence ***à grande longueur d'onde*** *(10 000 km) => mouvements de convection dans le manteau inférieur*

Source - © 2010 Wolfgang Köhler, ICGEM (menu "Gravity Visualization")

2. UTILISATION DE LA GEOMETRIE DES ORBITES DES SATELLITES : DORIS

Résultats : les **déformations du géoïde à grandes longueurs d'onde** (10 000 km)

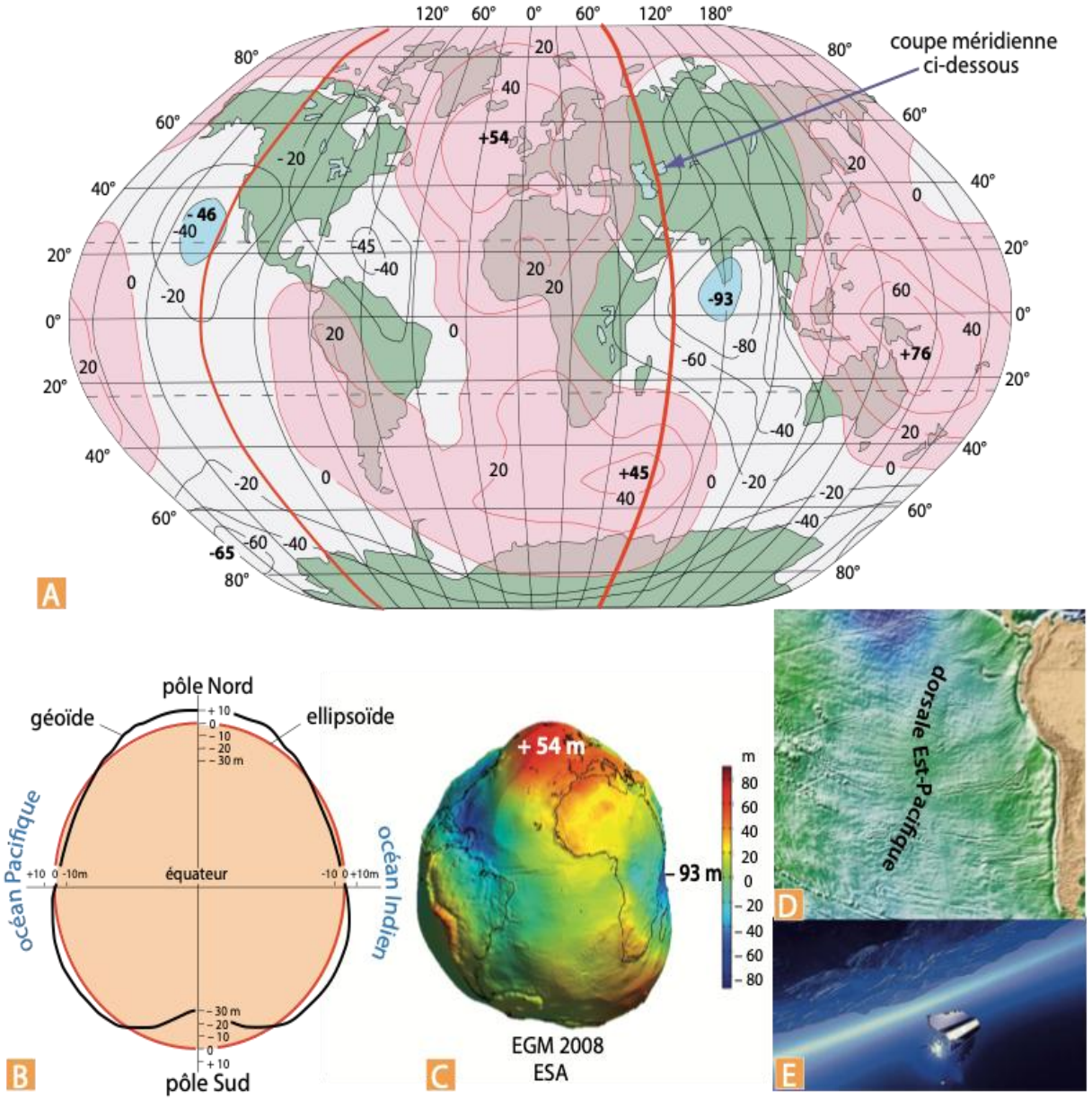




https://www.pedagogie.ac-nice.fr/svt/productions/tectoglob3d/

- Explication des anomalies

remontées du **manteau inférieur** (équivalent à remontées de tomographie sismique à 2900 km de profondeur)



A. La carte du géoïde, écarts positifs (en rouge) ou négatifs (en bleu), en mètres, par rapport à un ellipsoïde d'aplatissement 1/298,252. Cette carte des ondulations à très grandes longueurs d'onde (10 000 km) correspond au modèle dit en balle de tennis (en référence à la forme de la couture) avec un creux au sud de l'Inde (–90 m) et une bosse au niveau de l'Atlantique nord (+50m). Le géoïde est la surface équipotentielle de pesanteur en coïncidence avec le niveau moyen des océans. Si la Terre était parfaitement homogène en densité, la valeur de la pesanteur serait constante sur toute la surface de l'ellipsoïde. Or la répartition des masses internes est hétérogène. De plus, ces masses sont animées de mouvements (convection, rebond post-glaciaire, subsidence des bassins, surrection des montagnes). Aussi, une surface équipotentielle de pesanteur n'est pas un ellipsoïde de révolution, mais une surface quelconque présentant des anomalies par rapport à l'ellipsoïde et dont la signification est à rechercher dans la dynamique du globe. Les ondulations du géoïde à très grande longueur d'onde sont dues à des mouvements de convection dans le manteau inférieur. Les « bosses » du géoïde coïncident grossièrement avec les régions « chaudes » vues par la tomographie sismique à 2 850 km de profondeur.

B. Comparaison d'une section méridienne (à 60° E) du géoïde (courbe noire) et de l'ellipsoïde de référence (la représentation des hauteurs en mètres est exagérée).

C. Il a existé plusieurs versions du géoïde, de plus en plus précises. Une des dernières est calculée grâce au satellite GOCE de l'ESA, lancé en 2009 et dont l'objectif est le calcul précis du champ de gravité terrestre par l'analyse de la trajectoire du satellite et par capteurs internes (GOCE signifie *Gravity field and steady-state Ocean Circulation Explorer*). GOCE est ré-entré dans l'atmosphère et s'est désintégré naturellement, après une mission bien remplie, le 11 novembre 2013. Auparavant, la mission *Gravity Recovery And Climate Experiment* (GRACE) de la NASA avait permis d'obtenir des cartes précises des variations du champ de gravité.

D. Extrait de la carte des anomalies du géoïde terrestre autour de la dorsale Est-Pacifique (document GRGS). Dans les moyennes longueurs d'onde (> 2 000 km), on distingue des linéations d'amplitude 20 mGal qui pourraient être la marque d'une convection à petite échelle, sous la lithosphère océanique, perpendiculaire à la direction de l'accrétion.

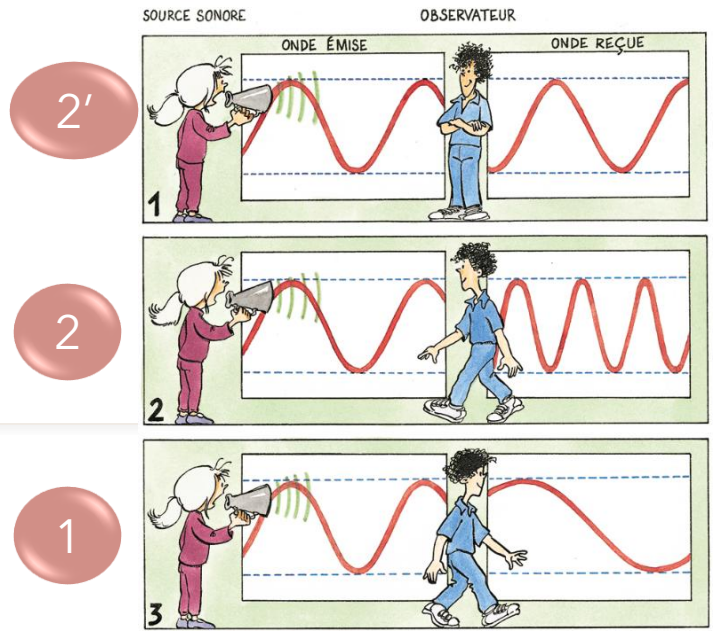
E. Le satellite GOCE de l'ESA.

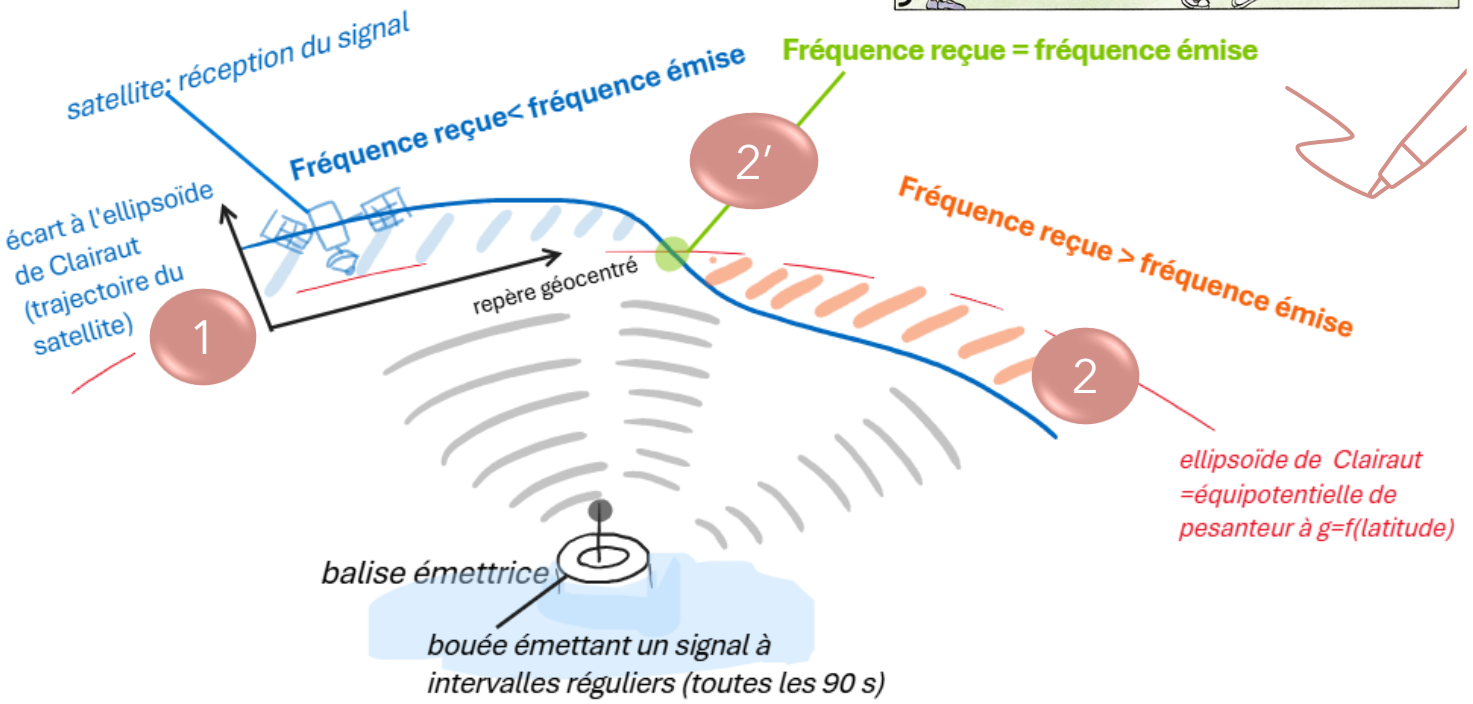
Figure 4.11 La surface du géoïde.

B. LES VARIATIONS LATÉRALES DU GÉOÏDE À PETITE LONGUEUR D'ONDES RENDENT COMPTE DES RELIEFS SOUS-MARINS.

3. MESURE DU NIVEAU DES MERS = ALTIMETRIE SATELLITAIRE

- Mesure altimétrique= **mesure de distance** par radar entre le satellite et la surface de la mer
- **altimétrie** → surface **topographique moyenne** des océans, dont les hauteurs sont rapportées à l'**ellipsoïde de référence**.
- En 1975 puis en 1978, l'agence spatiale américaine (NASA) : Geos 3 et Seasat munis de radars
  - ✓ *mesurer avec une haute résolution les ondulations du niveau marin*
  - ✓ Geosat (1985) puis ERS1 (1991) et TOPEX/POSEIDON (1992).
- Dans toutes les régions océaniques: **détermination du géoïde avec précision de 2 cm**





Principe de l'altimétrie satellitaire

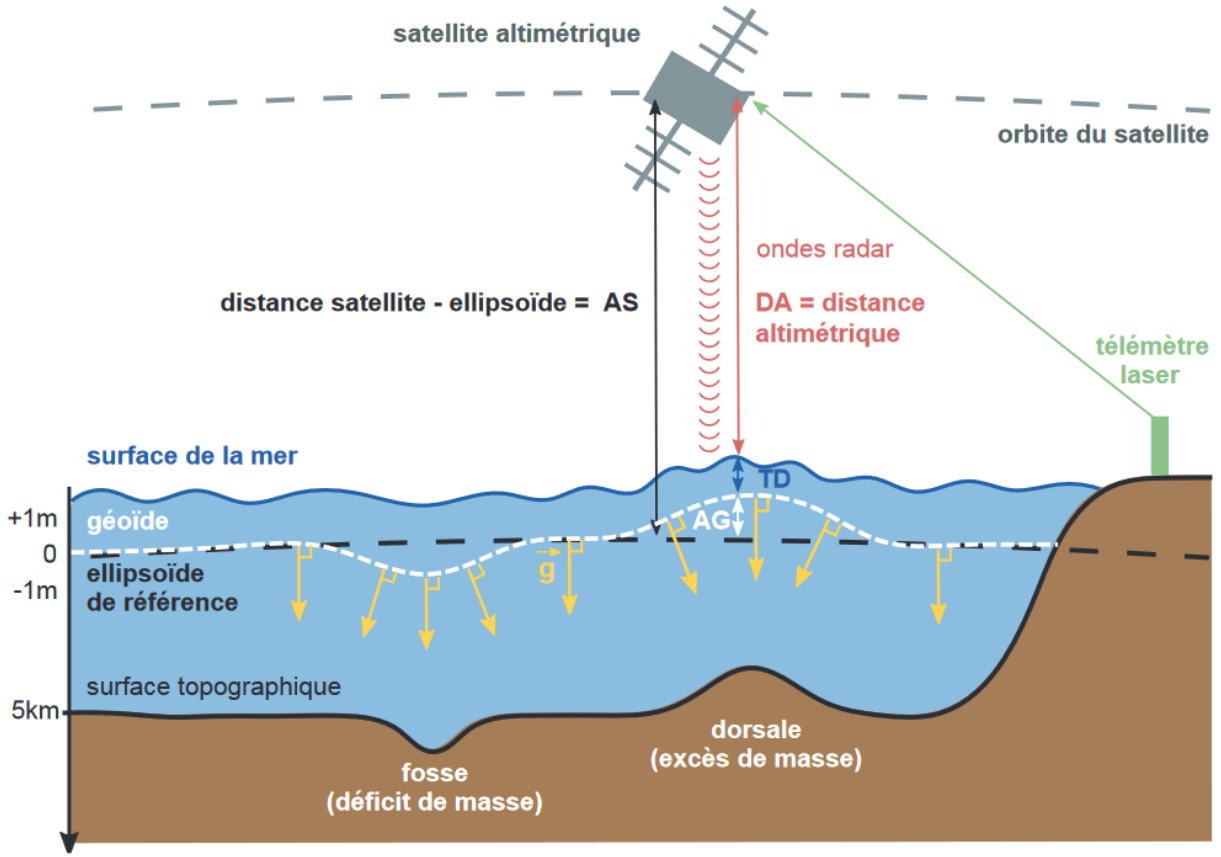
B. LES VARIATIONS LATÉRALES DU GÉOÏDE À PETITE LONGUEUR D'ONDES RENDENT COMPTE DES RELIEFS SOUS-MARINS.
3. MESURE DU NIVEAU DES MERS = ALTIMETRIE SATELLITAIRE

- Altimétrie satellitaire = **mesure de distance** par radar entre le satellite et la surface de la mer
- **altimétrie** → surface **topographique moyenne** des océans, dont les hauteurs sont rapportées à l'**ellipsoïde de référence**.
- Ondulations à **petite longueur d'onde**

⇨ **Variation de la surface topographique (de la bathymétrie)**

✓ **Ex: bosse = excès de masse = dorsale**

✓ **Ex: creux = déficit de masse = fosse**



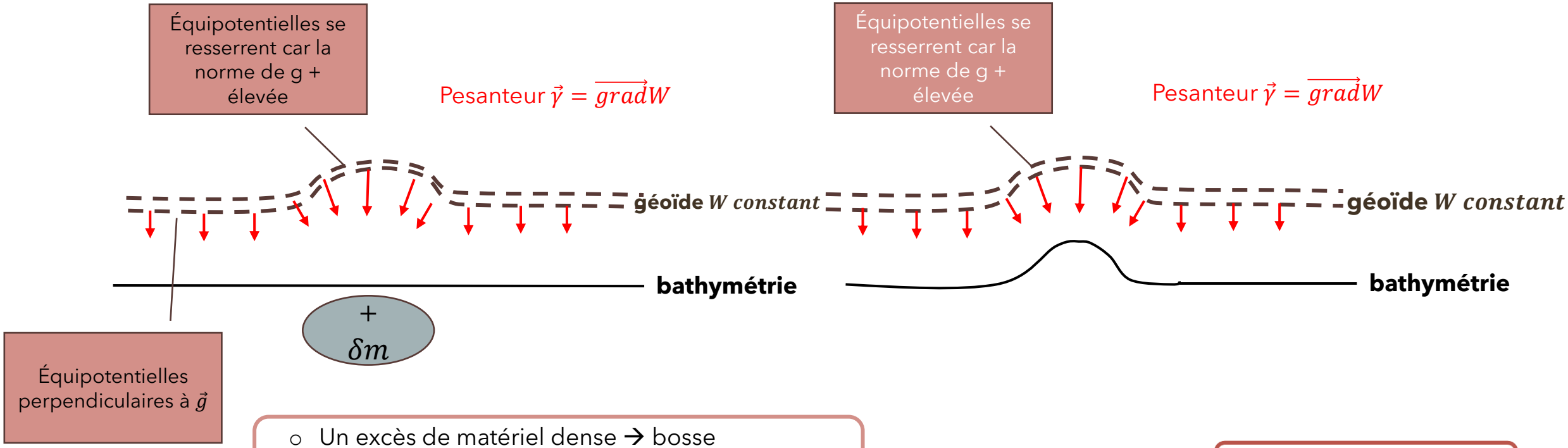
Principe de l'altimétrie satellitaire et interprétation des ondulations à petite longueur d'onde, reflets de la topographie. (Source Dunod)

B. LES VARIATIONS LATÉRALES DU GÉOÏDE À PETITE LONGUEUR D'ONDES RENDENT COMPTE DES RELIEFS SOUS-MARINS.

4. LES VARIATIONS SPATIALES DE PETITES LONGUEURS D'ONDE DU GÉOÏDE MARIN = REFLET DES RELIEFS SOUS- MARINS

DÉFINITION D'UNE ANOMALIE DU GÉOÏDE

$$\vec{\gamma}(A) = -G\frac{M}{r^2}\vec{u}$$



- Un excès de matériel dense → bosse
- Un déficit de matière → creux

L'opérateur gradient est HP

B. LES VARIATIONS LATÉRALES DU GÉOÏDE À PETITE LONGUEUR D'ONDES RENDENT COMPTE DES RELIEFS SOUS-MARINS.

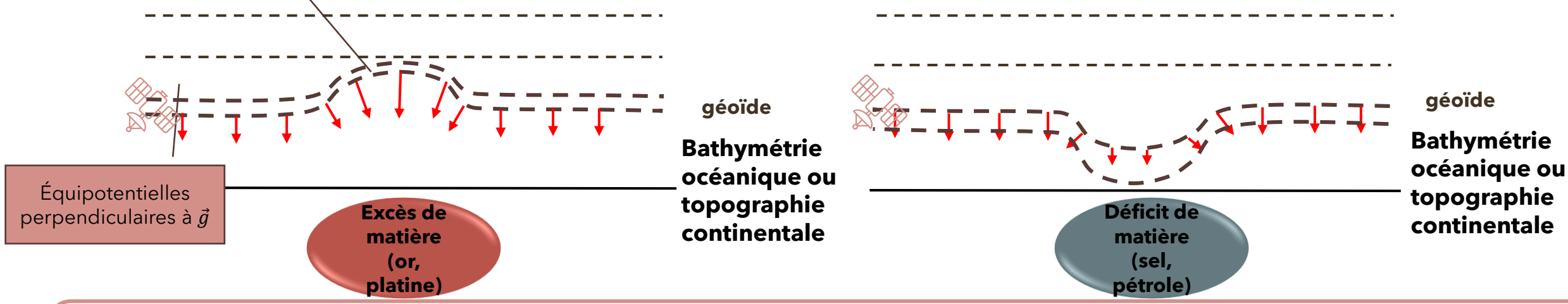
4. LES VARIATIONS SPATIALES DE PETITES LONGUEURS D'ONDE DU GÉOÏDE MARIN = REFLET DES RELIEFS SOUS- MARINS

DÉFINITION D'UNE ANOMALIE DU GÉOÏDE

Energie potentielle $Ep = mgh_0$ avec $g = MG/r^2$ et $h_0 = h + r$ et $h <<<<< r$
Ep d'un satellite $Ep = -m\,MG/r$

Équipotentielles se resserrent car la norme de g + élevée

Pesanteur (champ de pesanteur) $\vec{g}$



Équipotentielles perpendiculaires à $\vec{g}$

- Un excès de matériel dense ⇨ champ de pesanteur plus grand à potentiel constant ⇨ déformation de l'équipotentielle avec augmentation de r ⇨ bosse du géoïde (équipotentielle de pesanteur équivalent au niveau moyen des océans)
- Un déficit de matière ⇨ champ de pesanteur plus petit à potentiel constant ⇨ déformation de l'équipotentielle avec diminution de r ⇨ creux du géoïde

B. LES VARIATIONS LATÉRALES DU GÉOÏDE À PETITE LONGUEUR D'ONDES RENDENT COMPTE DES RELIEFS SOUS-MARINS.

4. LES VARIATIONS SPATIALES DE PETITES LONGUEURS D'ONDE DU GÉOÏDE MARIN = REFLET DES RELIEFS SOUS- MARINS

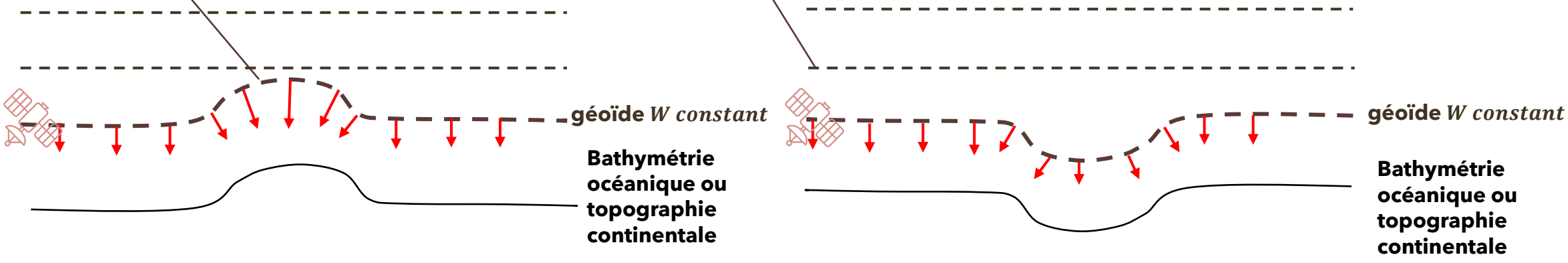
DÉFINITION D'UNE ANOMALIE DU GÉOÏDE

Energie potentielle $Ep = mgh_0$ avec $g = MG/r^2$ et $h_0 = h + r$ et $h <<<<< r$
Ep d'un satellite $Ep = -m\,MG/r$

Équipotentielles se resserrent car la norme de g + élevée

Pesanteur (champ de pesanteur) $\vec{g}$

Équipotentielles perpendiculaires à $\vec{g}$



- Un relief ⇨ excès de masse ⇨ champ de pesanteur plus grand à potentiel constant ⇨ déformation de l'équipotentielle avec augmentation de r ⇨ bosse du géoïde (équipotentielle de pesanteur équivalent au niveau moyen des océans)
- Un fossé ⇨ déficit de masse ⇨ champ de pesanteur plus petit à potentiel constant ⇨ déformation de l'équipotentielle avec diminution de r ⇨ creux du géoïde

B. LES VARIATIONS LATÉRALES DU GÉOÏDE À PETITE LONGUEUR D'ONDES RENDENT COMPTE DES RELIEFS SOUS-MARINS.

4. LES VARIATIONS SPATIALES DE PETITES LONGUEURS D'ONDE DU GÉOÏDE MARIN = REFLET DES RELIEFS SOUS-MARINS

DÉFINITION D'UNE ANOMALIE DU GÉOÏDE

- **Anomalie du géoïde : altitude du géoïde - altitude l'ellipsoïde de référence (Clairaut)**
- Ces anomalies reflètent les **hétérogénéités de répartition des masses** en profondeur.
- Excès de matériel dense → bosse
- Déficit de matière → creux
- **Ondulations à différentes longueurs d'onde**

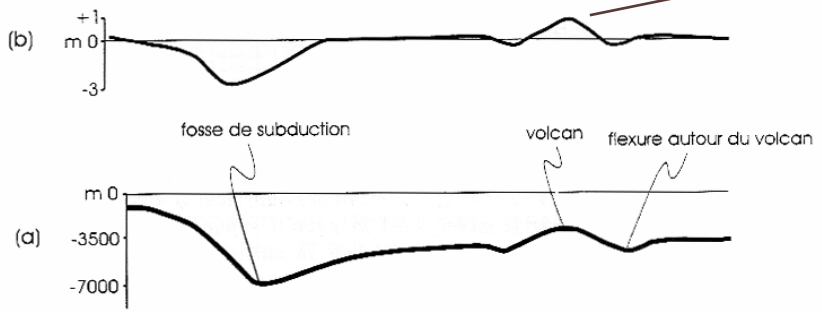
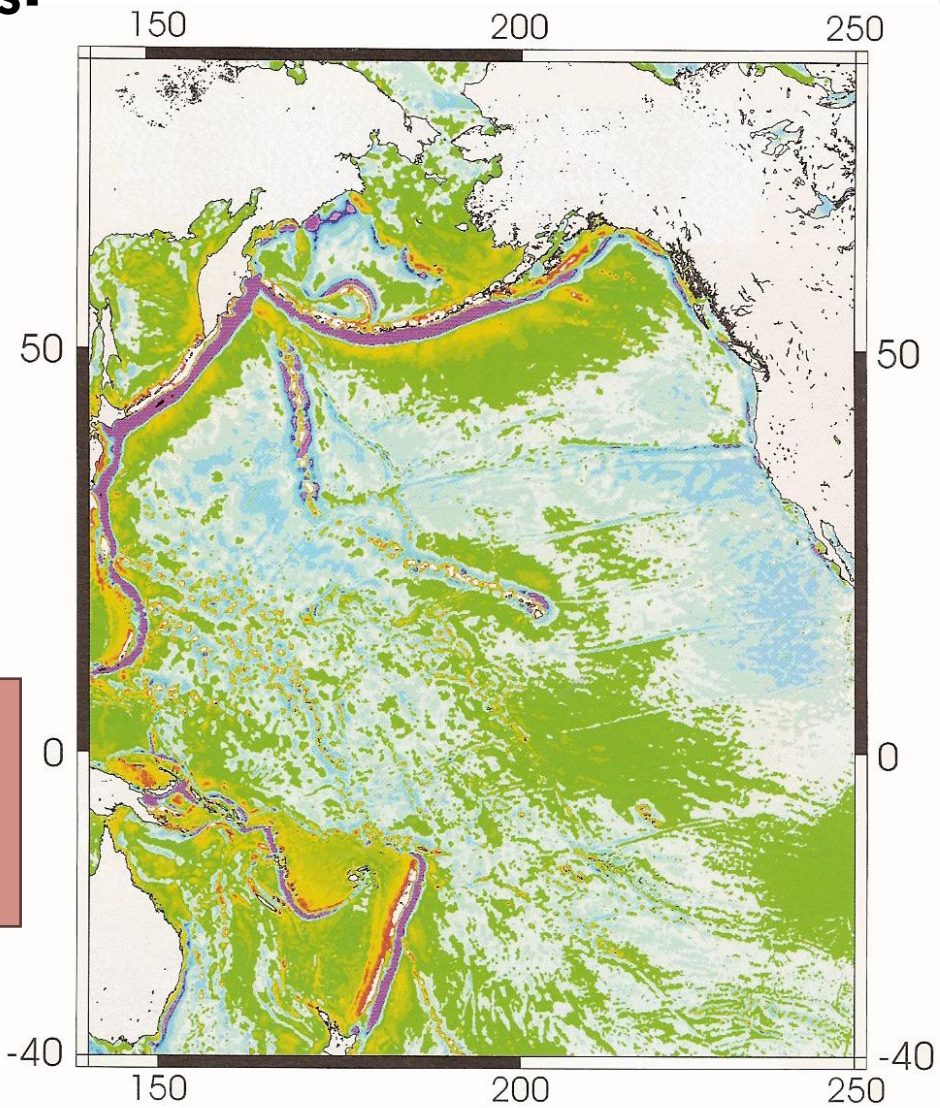


Figure 27 : anomalie du géoïde au niveau d'une zone de subduction (in Lallemand et al, Vuibert 2005)

– Les anomalies à petite et moyenne longueurs d'onde sont représentatives de la topographie des fonds marins et de la structure de la lithopshère. (a) Coupe topographique d'une région présentant une fosse de subduction et un volcan sous-marin. (b) Forme et amplitude de l'anomalie du géoïde à petite longueur d'onde associée.

Anomalies à petites longueurs d'onde → topographie sous-marine = bathymétrie



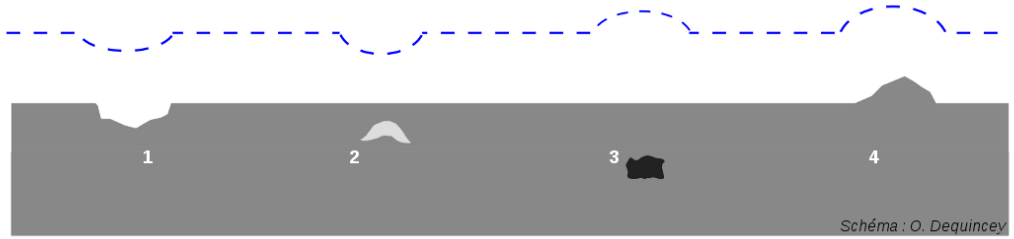
Carte de la surface moyenne de la mer (géoïde) sur l'Océan Pacifique calculée à partir des données altimétriques ERS-1 et GEOSAT. Les longueurs d'ondes supérieures à 2000 km ont été retirées. Les unités sont en mètres, de -3 m pour le violet à +1m pour le rouge foncé.

Carte de la surface moyenne de la mer (in Larroque et Virieux, GB, 2001)

B. LES VARIATIONS LATÉRALES DU GÉOÏDE À PETITE LONGUEUR D'ONDES RENDENT COMPTE DES RELIEFS SOUS-MARINS.

4. LES VARIATIONS SPATIALES DE PETITES LONGUEURS D'ONDE DU GÉOÏDE MARIN = REFLET DES RELIEFS SOUS- MARINS

DÉFINITION D'UNE ANOMALIE DU GÉOÏDE



Equipotentielle de pesanteur en milieu continental
1 : creux topographique
2 : corps moins dense (sel, pétrole, …) que l'encaissant
3 : corps plus dense (fer, or, platine, …) que l'encaissant
4 : bosse topographique



La surface moyenne de l'océan, une équipotentielle de pesanteur
1 : creux du fond océanique
2 : corps moins dense (sel, pétrole, …) que l'encaissant
3 : corps plus dense (fer, or, platine, …) que l'encaissant
4 : bosse du fond océanique

https://planet-terre.ens-lyon.fr/ressource/geodesie-gravimetrie.xml

	Anomalie à grande longueur d'onde (dizaines de mètres)	Anomalie à petite longueur d'onde (centimètres/mètres)
« Creux » du géoïde : géoïde sous l'ellipsoïde	plongement de la LO	- creux topographique (fossé d'effondrement, fosse de subduction) - corps moins dense (sel, pétrole …) que l'encaissant
« Bosse » du géoïde : géoïde au-dessus de l'ellipsoïde	remontée de manteau (point chaud)	- relief positif (volcan, montagne) - corps plus dense (fer, or, platine…) que l'encaissant

PLAN

I- La Terre une machine thermique libérant de l'énergie

A. Inégale répartition de la chaleur dans les enveloppes internes et externes
B. La convection mantellique, moteur des mouvements des plaques lithosphériques
C. Conséquences de la conduction et de la convection sur les profils thermiques

II. L'étude du champ de pesanteur renseigne sur la forme de la Terre et la répartition des masses en profondeur

A. Rappels
B. Les variations latérales du géoïde à petite longueur d'ondes rendent compte des reliefs sous-marins.

C. Les données gravimétriques renseignent sur la répartition des masses en profondeur
D. La lithosphère peut être à l'équilibre ou non

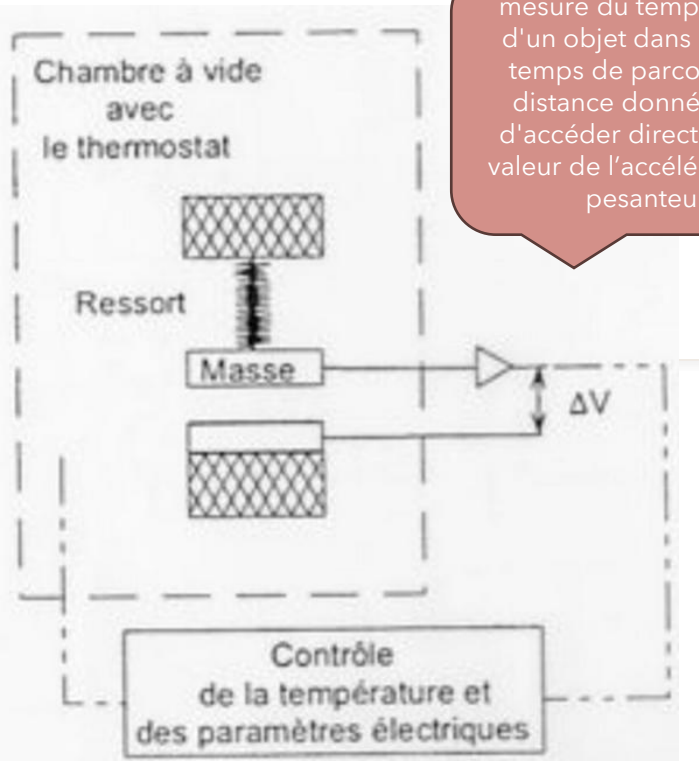
III- La géodynamique de la lithosphère

A. La lithosphère se déplace sur l'asthénosphère : tectonique des plaques
B. Les marges actives correspondent aux frontières en CV ou DV
C. Le volcanisme, une conséquence de la géodynamique

C. LES DONNÉES GRAVIMÉTRIQUES RENSEIGNENT SUR LA RÉPARTITION DES MASSES EN PROFONDEUR

1. COMMENT MESURER LE CHAMP DE PESANTEUR ?

1.1. MÉTHODES DE MESURE



mesure du temps de chute d'un objet dans le vide : le temps de parcours d'une distance donnée permet d'accéder directement à la valeur de l'accélération de la pesanteur, *g*

- La valeur du champ de pesanteur (pesanteur) se mesure avec un **gravimètre**.
- Les gravimètres les plus courants sont formés par un ensemble de ressorts et de masses mobiles, disposés de manière à se trouver à la limite de la stabilité. Une faible variation de g entraîne une déformation importante du ressort, qui est mesurable. La précision relative est de l'ordre de 10^{-6}.
- Remarque : il existe également des gravimètres à chute (bille descend dans le vide → nécessite une horloge très précise).
- Les variations étant très faibles, l'unité utilisée est le **milligal** (1 gal = $1 cm.s^{-2}$)



https://eost.unistra.fr/observatoire/geodesie-et-gravimetrie/gravimetrie/instruments/gravimetre-de-terrain

C. LES DONNÉES GRAVIMÉTRIQUES RENSEIGNENT SUR LA RÉPARTITION DES MASSES EN PROFONDEUR

2. NOTIONS DE CORRECTION ET D'ANOMALIE

Anomalie Δ_g : $\Delta_g = (g_{mesurée} + correction) - g_{théorique\ Clairaut}$



Attention à ne pas confondre **anomalie** et **correction**.

- la **correction**: correspond à la modification faite sur la valeur de g mesuré
- l'**anomalie (Δg)**: est **l'écart à la valeur théorique** (celle de l'ellipsoïde de Clairaut) après correction
  - ⇨ **Anomalie: différence entre valeur mesurée et corrigée avec la valeur théorique.**
  - ⇨ **L'anomalie est ce que l'on interprète**

C. LES DONNÉES GRAVIMÉTRIQUES RENSEIGNENT SUR LA RÉPARTITION DES MASSES EN PROFONDEUR

3. LES DIFFÉRENTS TYPES DE CORRECTIONS APPORTÉES AUX MESURES

Anomalie Δ_g :

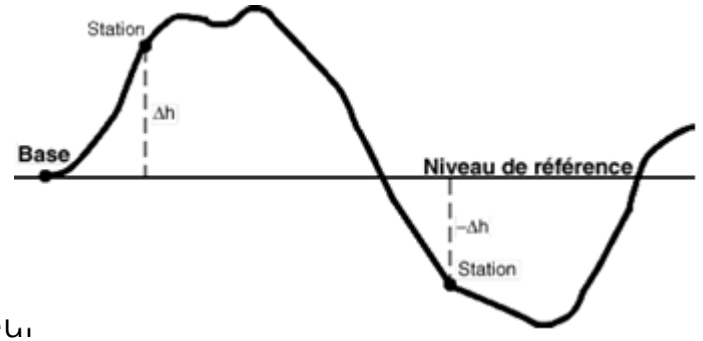
$$\Delta_g = (g_{mesurée} + correction) - g_{théorique\ Clairaut}$$

1. Correction à l'air libre (liée à l'altitude) COR air libre = 0,3086 mgal / m

On sait que g = G. M/r^2 => on peut montrer que :

$$COR_{air\ libre} = +2\,(GM/r^2) \times (h/r)$$

Correction **de signe >0 dans le cas d'une chaîne de montagne**. En effet, on corrige la valeur mesurée, donc on se place sur l'ellipsoïde. L'élévation est donc comptée positive si la station est au-dessus de l'ellipsoïde, négative si elle est en-dessous.



Correction à l'air libre

Cette correction est de **30,86 mgal par 100m d'élévation** (formule de Faye).

En domaine marin:

- **fosse de subduction: anomalie à l'air libre négative**
- **Arc insulaire: anomalie positive**

En domaine continental :

La correction est positive pour les stations situées au-dessus du niveau de référence et négative pour celles au-dessous.

C. LES DONNÉES GRAVIMÉTRIQUES RENSEIGNENT SUR LA RÉPARTITION DES MASSES EN PROFONDEUR

3. LES DIFFÉRENTS TYPES DE CORRECTIONS APPORTÉES AUX MESURES

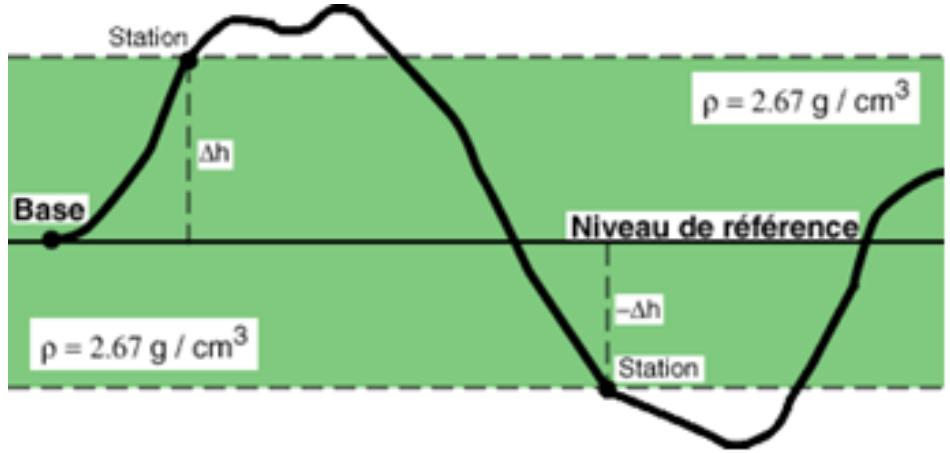
Anomalie Δ_g :

$$\Delta_g = (g_{mesurée} + correction) - g_{théorique\ Clairaut}$$

2. Correction de plateau (liée à la densité des roches) **COR plateau= 0,1118 mgal / m**

La **correction à l'air libre néglige la matière** qui se trouve entre ellipsoïde de référence et la surface où se trouve le point considéré.

On considère que l'espace contenu entre la surface de référence et celle passant par le point considéré est **rempli par un matériau de densité 2,67** (moyenne de la densité des roches crustales). Le volume considéré forme un plateau → d'où le nom de correction de plateau.



Correction de plateau

Anomalie Δ_g :

$$\Delta_g = (g_{mesurée} + correction) - g_{théorique\ Clairaut}$$

La **<u>correction de plateau est négative</u> pour les stations situées au-dessus du niveau** de référence (en effet, on retranche l'effet des masses rocheuses) **et positive pour celles au-dessous (**en effet les masses d'eau ont une densité bcp plus faible que la croûte océanique).

C. LES DONNÉES GRAVIMÉTRIQUES RENSEIGNENT SUR LA RÉPARTITION DES MASSES EN PROFONDEUR

3. LES DIFFÉRENTS TYPES DE CORRECTIONS APPORTÉES AUX MESURES

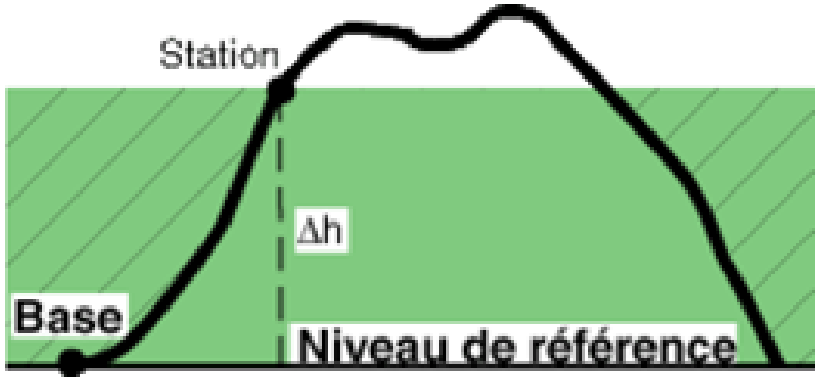
Anomalie Δ_g :

$$\Delta_g = (g_{mesurée} + \text{correction}) - g_{théorique\ Clairaut}$$

3. Correction de topographie (<u>liée à l'effet des reliefs avoisinants</u>) COR topographie

La correction de plateau néglige les irrégularités topographiques de la surface terrestre.

Il faut donc réaliser une dernière correction fine de la topographie locale. On utilise des logiciels informatiques.



Correction de topographie

C. LES DONNÉES GRAVIMÉTRIQUES RENSEIGNENT SUR LA RÉPARTITION DES MASSES EN PROFONDEUR

4. BILAN: CORRECTION DE BOUGUER ET ANOMALIE DE BOUGUER

1. Correction à l'air libre (liée à l'altitude) $\mathbf{COR}_{air\ libre}$ **= 0,3086 mgal / m**
2. Correction de plateau (négative pour les stations au dessus du niveau 0): $\mathbf{COR}_{plateau}$ **= 0,1118mgal / m**
3. Correction de topographie

$$COR_{Bouguer} = COR_{air\ libre} + COR_{plateau} + COR_{topo}$$

DÉFINITION DE L'ANOMALIE DE BOUGUER

$$\Delta_{Bouguer} = (g_{mesurée} + COR_{Bouguer}) - g_{théorique\ Clairaut}$$

D'une manière générale, on observe :

- $\Delta_{Bouguer} < 0$ **(correction surestimée) au niveau des chaînes de montagne donc déficit de masse profond**
- $\Delta_{Bouguer} > 0$ **(correction sous-estimée) au niveau des océans donc excès de masse profond**

C. LES DONNÉES GRAVIMÉTRIQUES RENSEIGNENT SUR LA RÉPARTITION DES MASSES EN PROFONDEUR

5. BILAN: ANOMALIE À L'AIR LIBRE

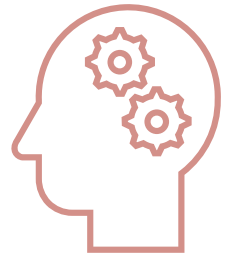
Correction à l'air libre (liée à l'altitude diminuant la gravité) $\mathbf{COR}_{air\ libre}$ **= 0,3086 mGal / m**

DÉFINITION DE L'ANOMALIE A L'AIR LIBRE

$$\Delta_{air\ libre} = (g_{mesurée} + COR_{air\ libre}) - g_{théorique\ Clairaut}$$

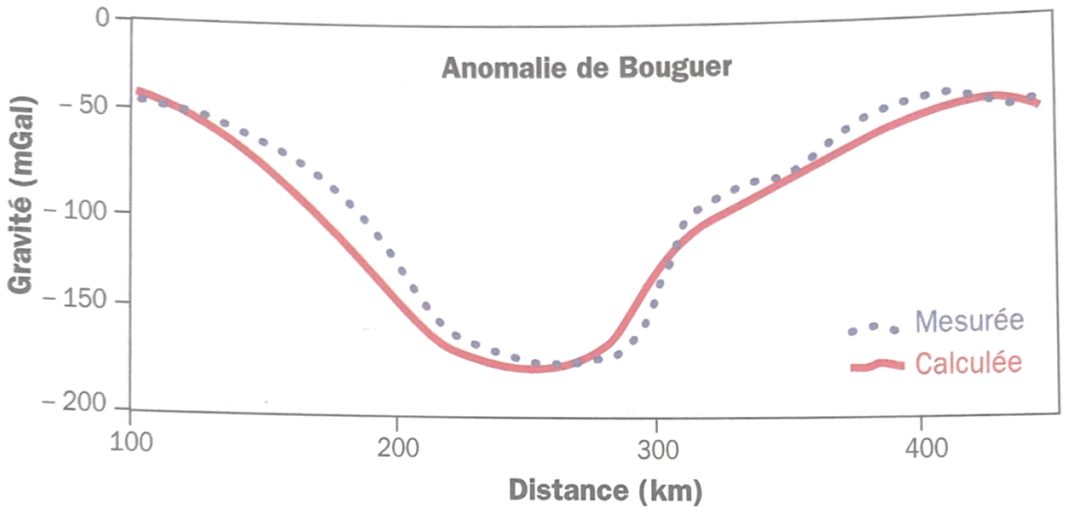
D'une manière générale, on observe :

- $|\Delta_{air\ libre}| < 50$ mGal **alors l'anomalie est bien corrélée à l'altitude => la région est à l'équilibre isostatique (pas de mouvements de réajustement)**
- $|\Delta_{air\ libre}| > 50$ mGal **alors la région n'est PAS A L'EQUILIBRE ISOSTATIQUE**
  - ✓ **Si** $\Delta_{air\ libre} > 50$ mGal **mouvement de surrection**
  - ✓ **Si** $\Delta_{air\ libre} < -50$ mGal **mouvement de subsidence**



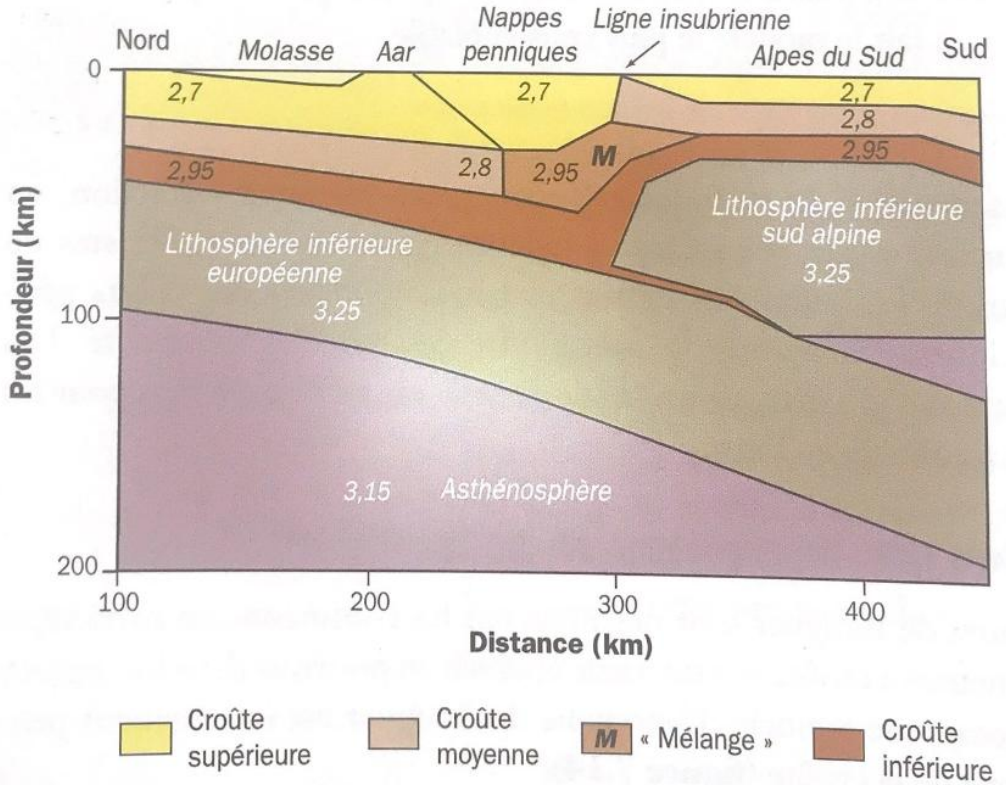
C. LES DONNÉES GRAVIMÉTRIQUES RENSEIGNENT SUR LA RÉPARTITION DES MASSES EN PROFONDEUR

6. ANALYSE D'ANOMALIES, CAS D'UNE CHAÎNE DE MONTAGNE



$$\Delta_{Bouguer} = (g_{mesurée} + COR_{Bouguer}) - g_{théorique\ Clairaut}$$

- **Forte anomalie négative // relief** : dû à **déficit de masse** en profondeur du fait de la **racine crustale**



D'après Géosciences C. Robert et R. Bousquet

C. LES DONNÉES GRAVIMÉTRIQUES RENSEIGNENT SUR LA RÉPARTITION DES MASSES EN PROFONDEUR

7. ANALYSE D'ANOMALIES, CAS D'UNE MARGE PASSIVE

- Station A : croûte d'épaisseur normale → aucune anomalie de Bouguer
- **Station B** : **anomalie négative** de -200 mGal → **déficit de matière : racine crustale**
- **Station C** : anomalie positive de +300 mGal : **matériau plus dense de la CO (2,9) comparativement à la CC (2,7)**

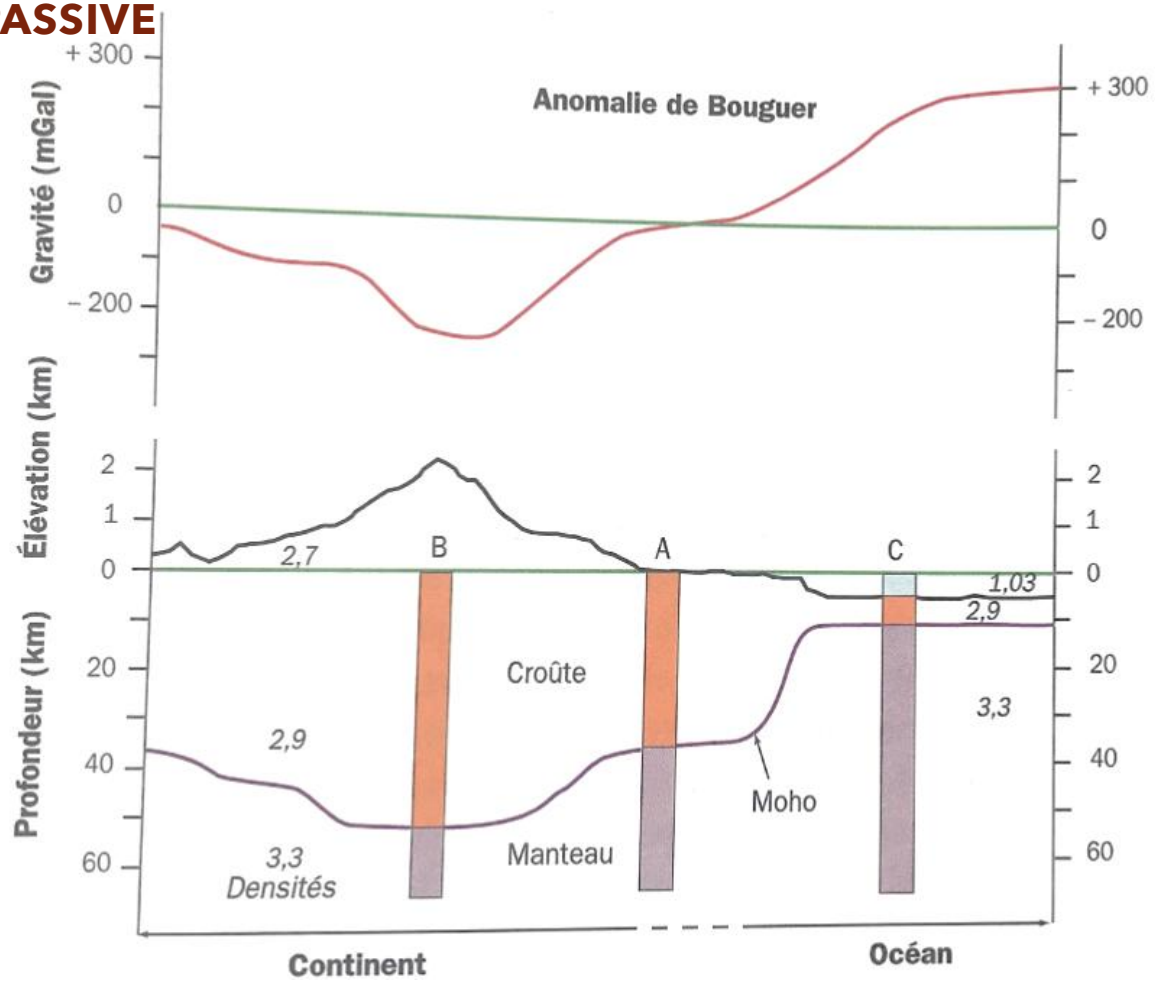


Figure 7.14. Les anomalies de Bouguer théoriques en domaines continental et océanique
(D'après Robinson et Coruh, 1988 in Lowrie, 1997)

C. LES DONNÉES GRAVIMÉTRIQUES RENSEIGNENT SUR LA RÉPARTITION DES MASSES EN PROFONDEUR

8. ANALYSE D'ANOMALIES, CAS D'UNE DORSALE OCÉANIQUE

- **Anomalie de Bouguer:**
  - **à 1000 km de axe de dorsale : Anomalie de Bouguer fortement positive (+ 350 mGal) car excès de masse symétrique dû à épaississement de la LO**
  - **Axe dorsale: faible anomalie positive (200 mGal) : car chambre magmatique →dilatation thermique → densité plus faible → excès de masse plus faible**

- **Anomalie à l'air libre:**
  - **à l'axe dorsale** anomalie à l'air libre >0 (50 mGal) => **bathymétrie anormalement peu profonde par rapport à la correction réalisée équilibre isostatique non atteint avec surrection locale (dorsale = montagne sous la mer)**
  - Au-delà de 500 km de l'axe de la dorsale: **anomalie à l'air libre ~ 0 voire <0 due à une bathymétrie profonde et équilibre isostatique atteint**

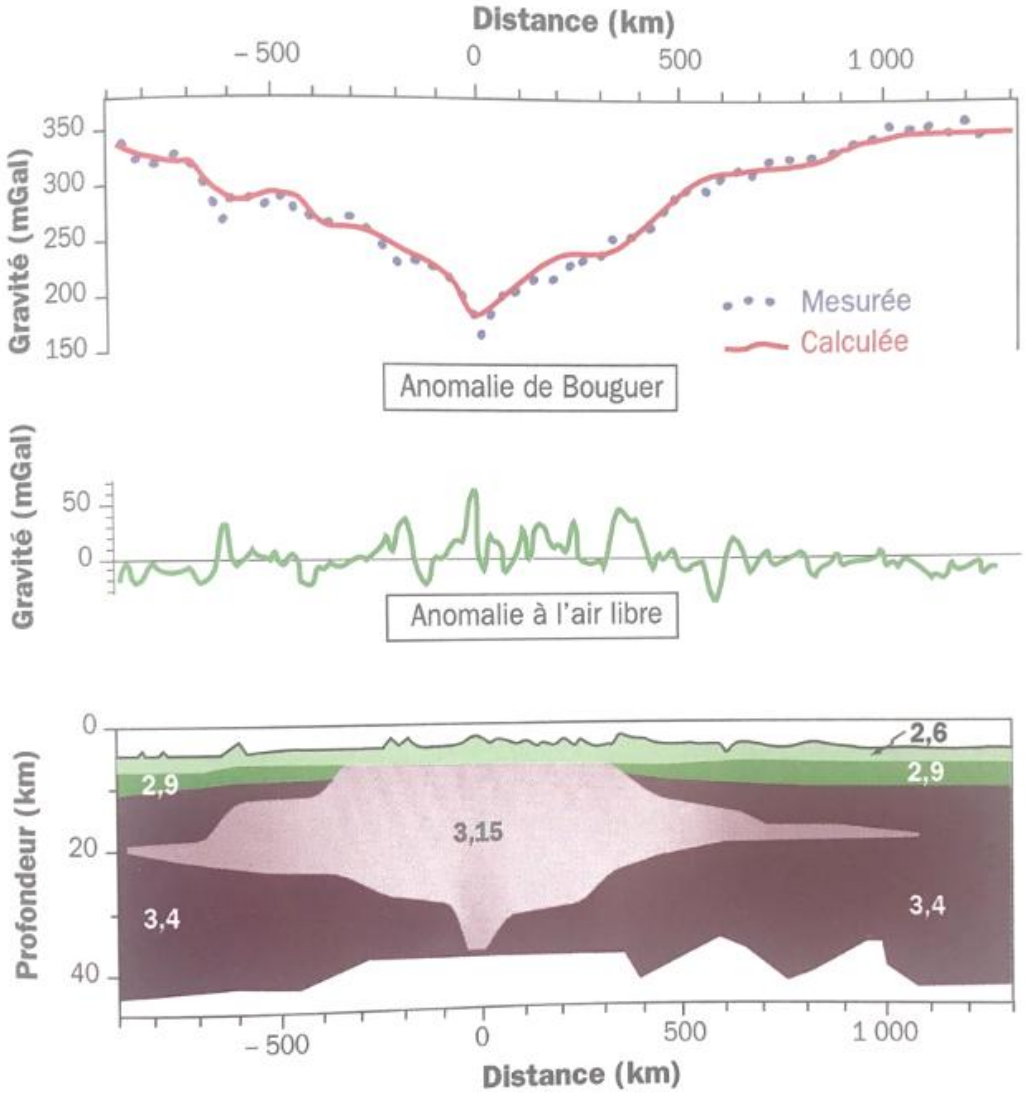
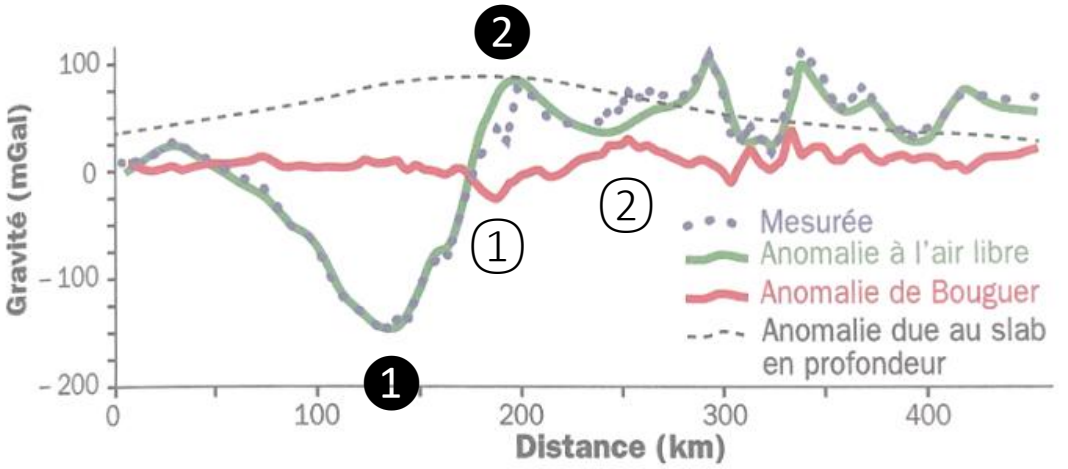


Figure 7.16. Anomalie de gravité et structure de la croûte sous la dorsale Atlantique (32° N) *(D'après Talwanietal, 1965)*

C. LES DONNÉES GRAVIMÉTRIQUES RENSEIGNENT SUR LA RÉPARTITION DES MASSES EN PROFONDEUI

9. ANALYSE D'ANOMALIES, CAS D'UNE ZONE DE SUBDUCTION

- **Anomalie à l'air libre:**
  - $|\Delta_{air\ libre}| > 50\ mGal$: région non stable, en mouvement
  - ❶ **Anomalie négative** de -170 mGal au niveau de la **fosse de subduction** correspond à une bathymétrie profonde (de 5 800 à 6 000 m)
  - ❷ **Anomalie positive** +75 mGal au niveau de **l'arc insulaire** correspond à l'altitude associée aux volcans en **surrection**
- **Anomalie de Bouguer:**
  - ① **Anomalie négative** (-25 mGal) : déficit de masse causé par eau et sédiments du **prisme d'accrétion**
  - ② à 100 km de fosse : anomalie positive de +30 à +40 mGal : **flexure de la LO liée à subduction**



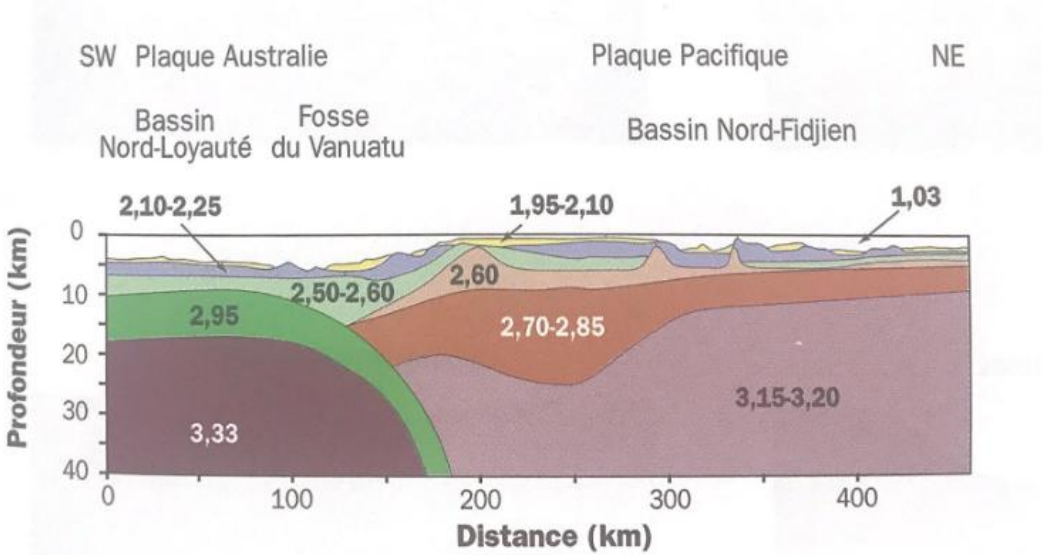
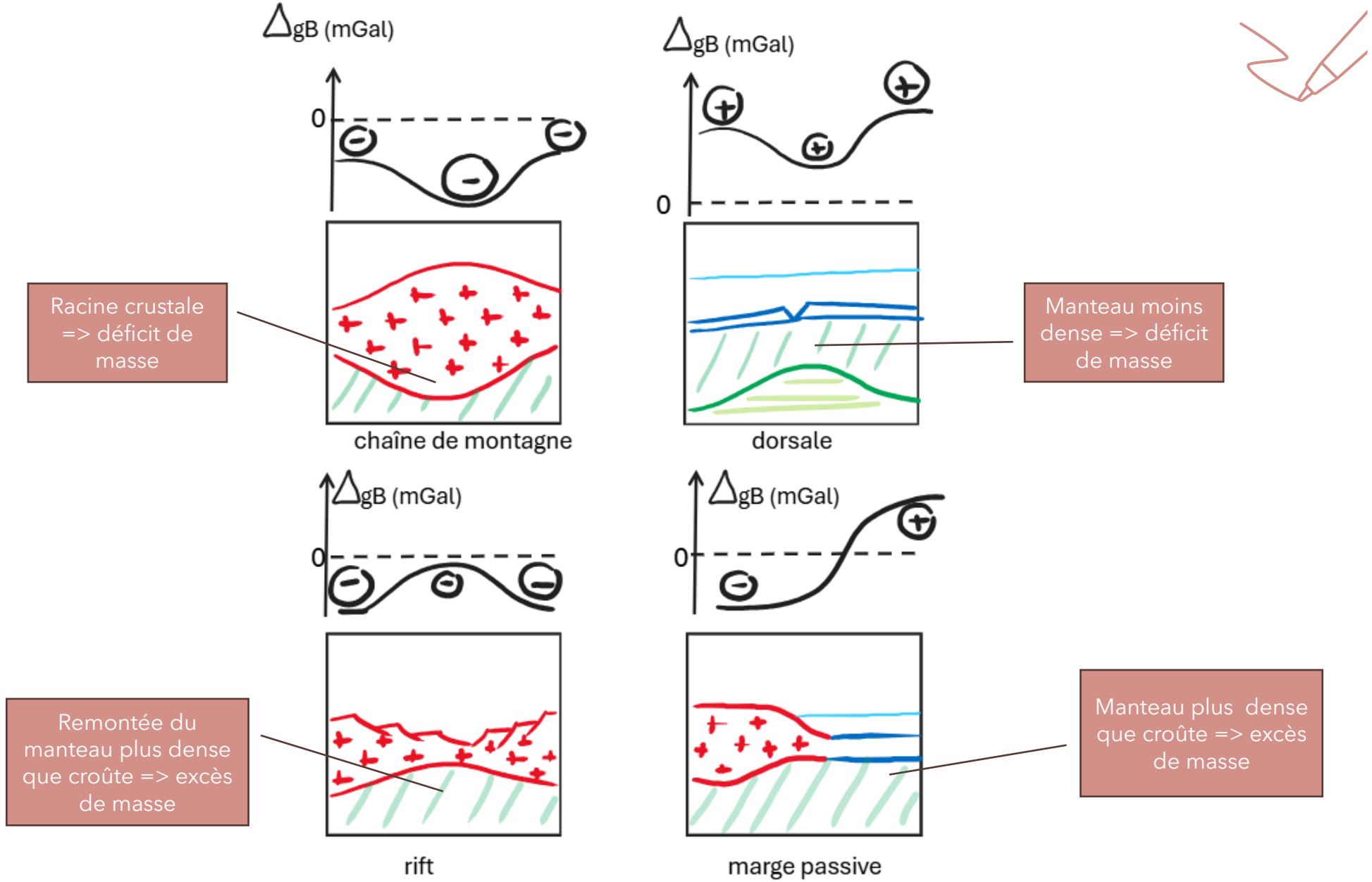


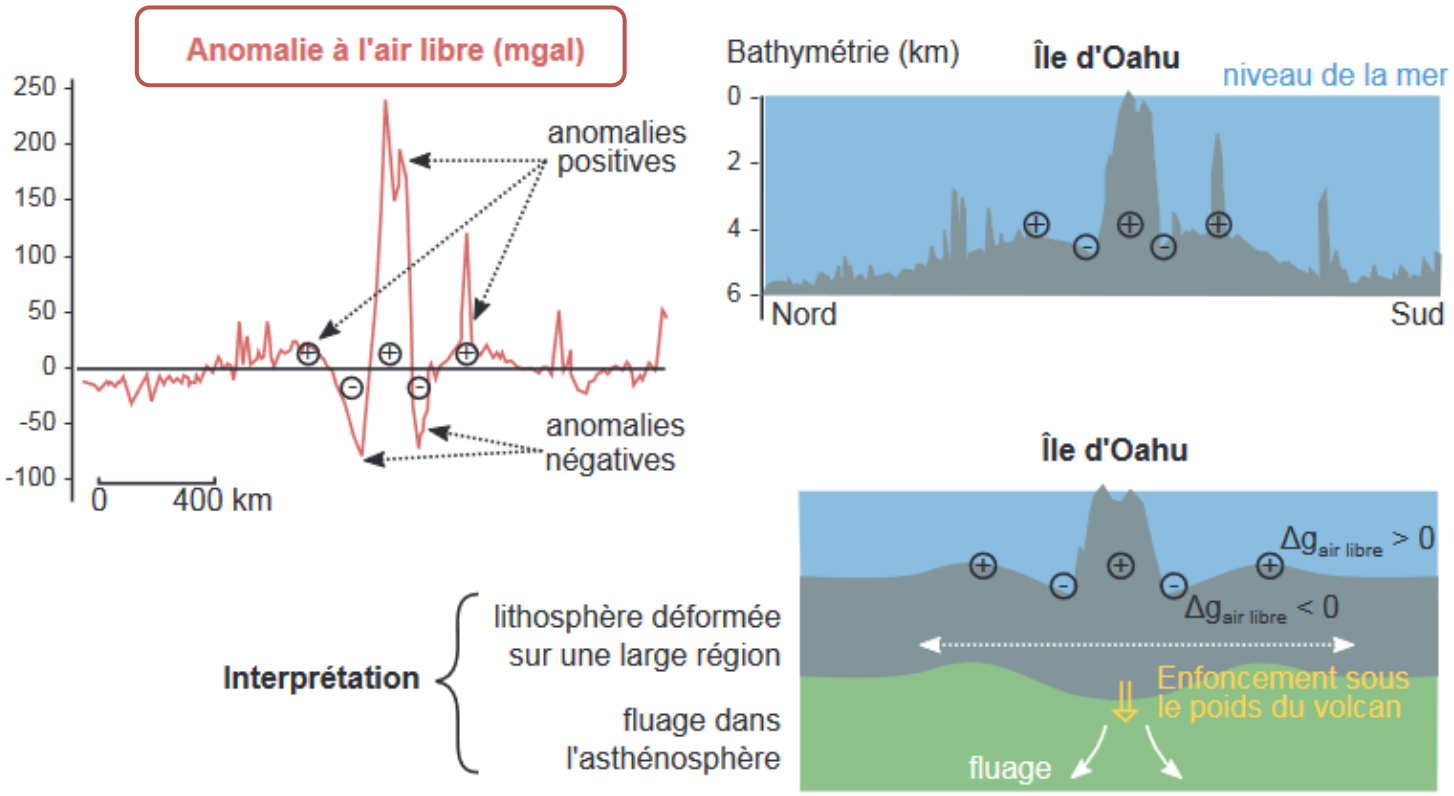
Figure 7.17. Anomalies gravimétriques au-dessus de l'arc de Vanuatu (Nouvelles-Hébrides) *(D'après Collot et Malahoff, 1980)*
Cette région correspond à la zone de subduction Papouasie-Nouvelle-Guinée-Salomon-Vanuatu entre la plaque Australie et la plaque Pacifique.


ΔgB (mGal)
0
Racine crustale => déficit de masse
chaîne de montagne
ΔgB (mGal)
0
Manteau moins dense => déficit de masse
dorsale
ΔgB (mGal)
0
Remontée du manteau plus dense que croûte => excès de masse
rift
ΔgB (mGal)
0
Manteau plus dense que croûte => excès de masse
marge passive

C. LES DONNÉES GRAVIMÉTRIQUES RENSEIGNENT SUR LA RÉPARTITION DES MASSES EN PROFONDEUR

10. ANALYSE D'ANOMALIES, CAS D'UNE ÎLE OCÉANIQUE

- Les anomalies à l'air libre, $|\Delta_{air\ libre}| > 50\ mGal$ positives et négatives se comprennent avec la **flexuration** du modèle de Vening-Meinesz
  - **Anomalie positive liée au volcan (relief sous la mer) = surcharge superficielle**
  - **Anomalie positive liée à l'épaulement** a au bassin de flexuration élastique de la lithosphère (lithosphère déformée sur les de la surcharge)
  - Anomalie négative due à **la surcharge du** créant un enfoncement de la lithosphère (encore élasticité de la lithosphère)



Le modèle de Vening-Meinesz et les anomalies à l'air libre associées (source Dunod)

C. LES DONNÉES GRAVIMÉTRIQUES RENSEIGNENT SUR LA RÉPARTITION DES MASSES EN PROFONDEUR

11. LA LONGUEUR D'ONDE DE L'ANOMALIE DÉPEND DE SON ORIGINE

- **Petite longueur d'onde** : rift **Rhénan, anomalie – de dizaine km → sédiments**
- **Moyenne longueur d'onde** : anomalie – **sous les Alpes** de la dizaine à la centaine de km → **épaississement crustal** (Moho s'enfonce)
- **Grande longueur d'onde** : sous le Massif Central, **anomalie – de plusieurs centaines de km alors que l'on sait que le Moho ne s'enfonce pas → remontée de asthénosphère**

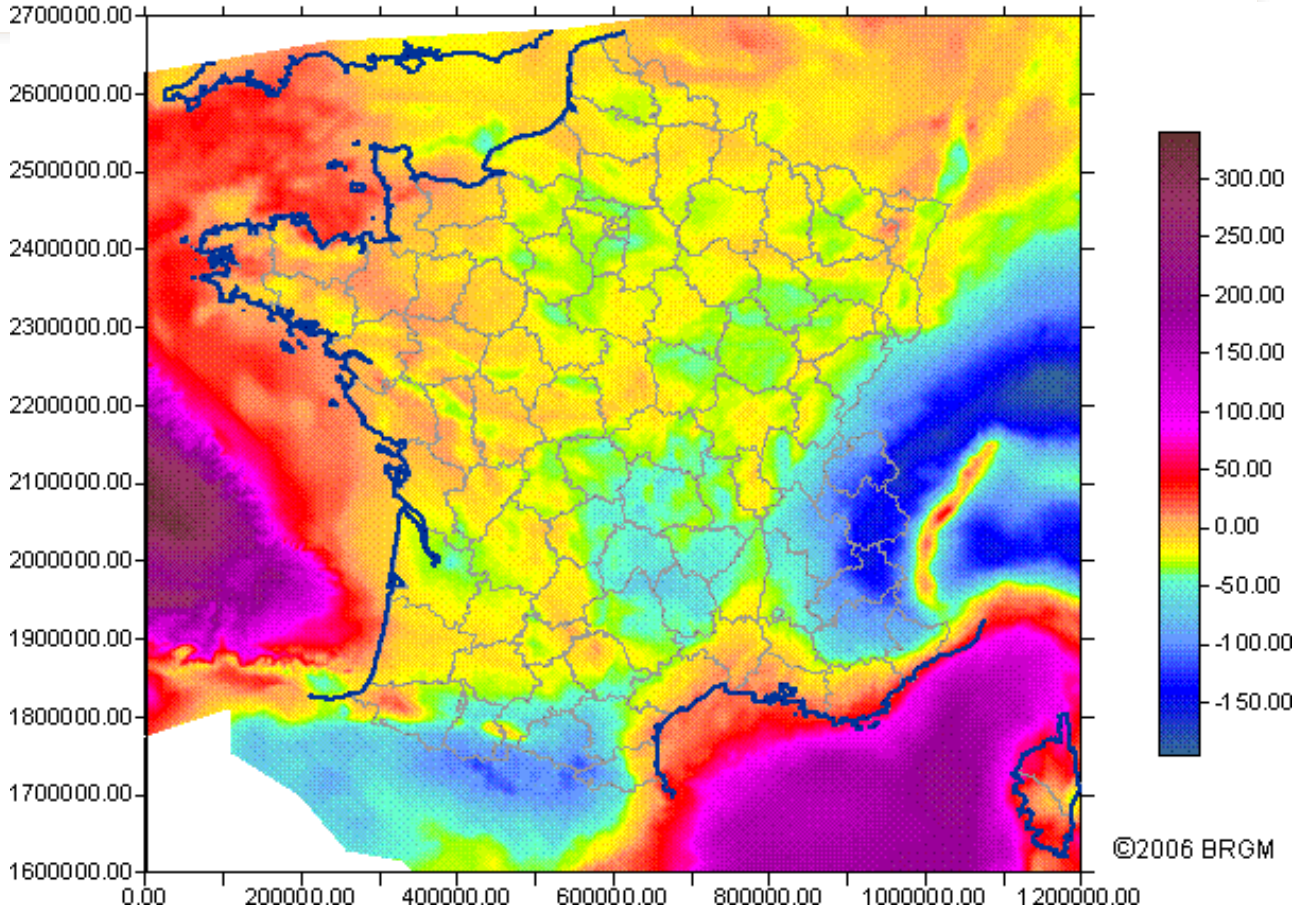


Figure 35 : anomalie de Bouguer

PLAN

I- La Terre une machine thermique libérant de l'énergie

A. Inégale répartition de la chaleur dans les enveloppes internes et externes
B. La convection mantellique, moteur des mouvements des plaques lithosphériques
C. Conséquences de la conduction et de la convection sur les profils thermiques

II. L'étude du champ de pesanteur renseigne sur la forme de la Terre et la répartition des masses en profondeur

A. Rappels
B. Les variations latérales du géoïde à petite longueur d'ondes rendent compte des reliefs sous-marins.
C. Les données gravimétriques renseignent sur la répartition des masses en profondeur
D. La lithosphère peut être à l'équilibre ou non

III- La géodynamique de la lithosphère

A. La lithosphère se déplace sur l'asthénosphère : tectonique des plaques
B. Les marges actives correspondent aux frontières en CV ou DV
C. Le volcanisme, une conséquence de la géodynamique

D. LA LITHOSPHÈRE PEUT ÊTRE À L'ÉQUILIBRE OU NON

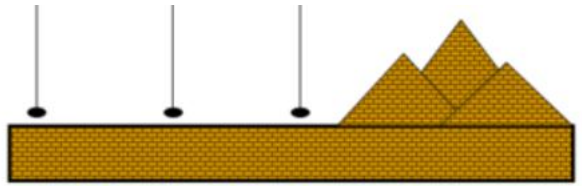
1. NOTION D'ISOSTASIE ET DE SURFACE DE COMPENSATION

« Pour en revenir aux observations faites sur Chimborazo, il paraît assez qu'on peut dire en se refermant dans le fait simple, que les montagnes agissent en distance, mais que leur action est bien moins considérable que le promet la grandeur de leur volume ».



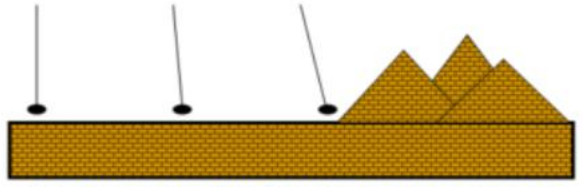
Pierre Bouguer (1698-1758)

- Les Andes ne dévient presque pas le fil à plomb => Bouguer ne comprend pas…

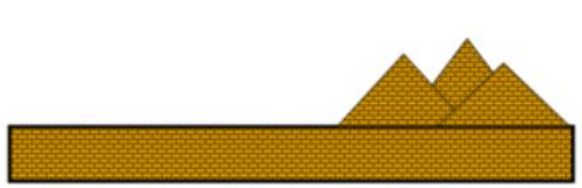


Position des fils à plomb si les masses ne s'attirent pas (Newton aurait tort)

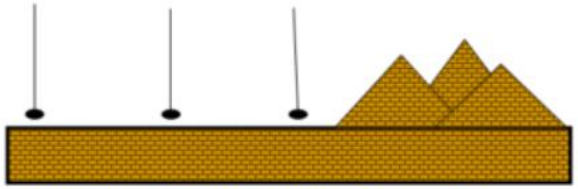
- 150 ans après les explications physiques à cette faible déviation sont appelées anomalies de Bouguer. Mais alors, pourquoi le fil à plomb dévie peu?



Position des fils à plomb si les masses s'attirent (Newton aurait raison)



Bouguer constate que les Andes …



Bouguer constate que les Andes … n'attirent presque pas le fil à plomb.

https://planet-terre.ens-lyon.fr/planetterre/objets/Images/gravimetrie-isostasie-P-Thomas/gravimetrie-isostasie.pdf

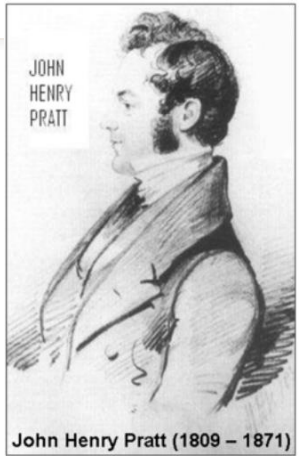
D. LA LITHOSPHÈRE PEUT ÊTRE À L'ÉQUILIBRE OU NON
2. DEUX MODELES : AIRY ET PRATT

Les théories de l'isostasie = ensemble des hypothèses qui tentent d'interpréter la compensation en profondeur des reliefs superficiels.

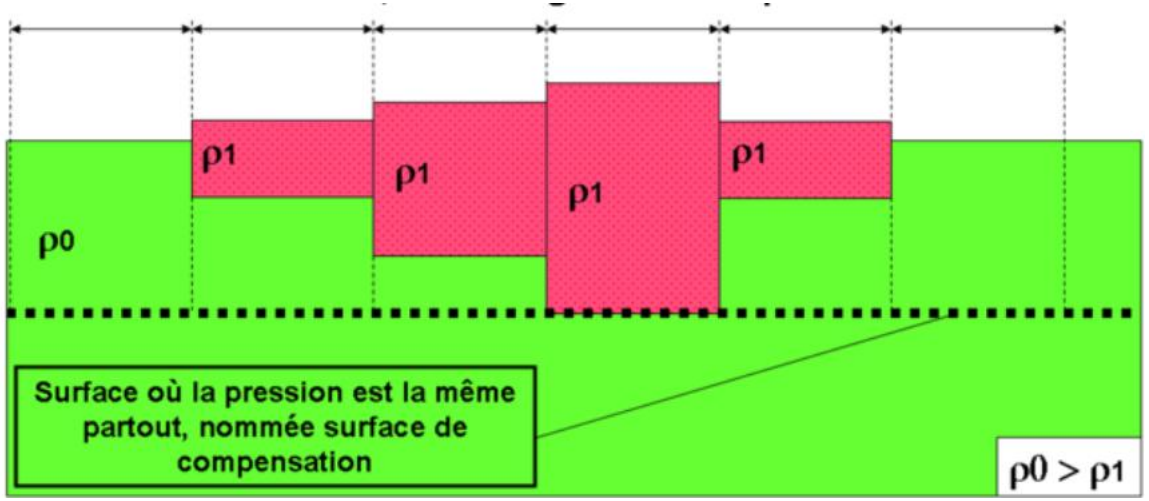
Isostasie (1889 mot créé par Dutton): équilibre des états, mécanisme de compensation d'une surcharge topographique par une structure profonde de moindre densité

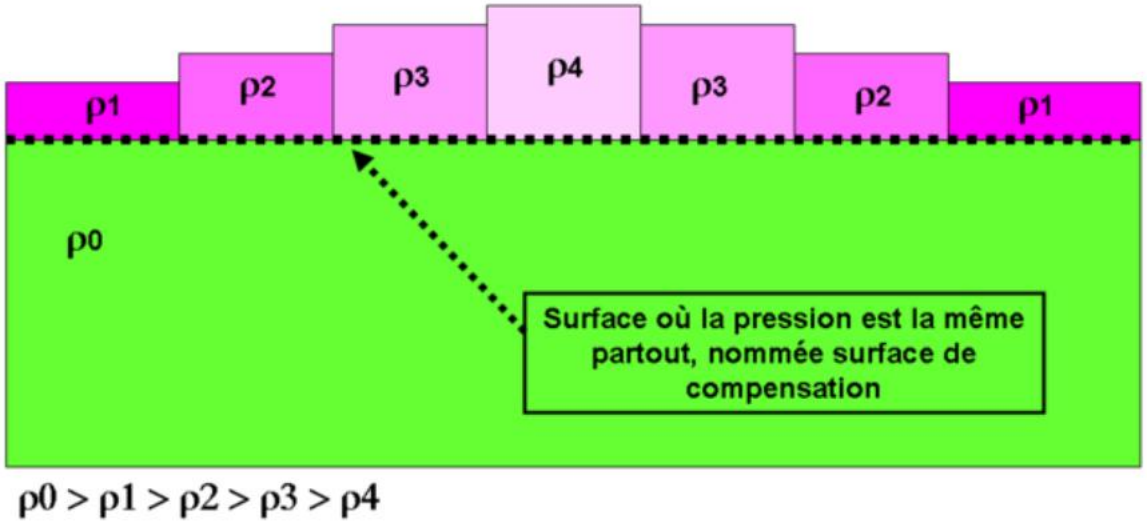


George Bidel Airy (1801–1892)



John Henry Pratt (1809–1871)





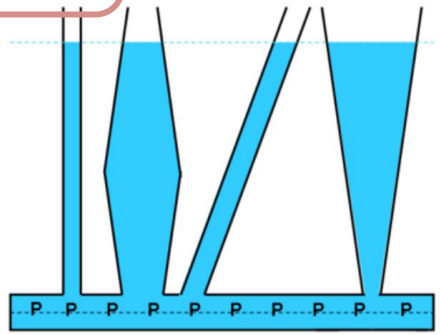
https://planet-terre.ens-lyon.fr/planetterre/objets/Images/gravimetrie-isostasie-P-Thomas/gravimetrie-isostasie.pdf

D. LA LITHOSPHÈRE PEUT ÊTRE À L'ÉQUILIBRE OU NON

2. DEUX MODELES : AIRY ET PRATT

*Dans des fluides à **l'équilibre**, la pression est la même sur une même horizontale (surface de compensation)*





- **Surface de compensation: pas de réalité physique**
- Mais utile pour calculer les équilibres des liqueurs de Pascal cf TD

Pratt	Airy
Modèle à une couche au-dessus de la surface de compensation.	Modèle à deux couches au-dessus de la surface de compensation :
Variations latérales de densité compensent les variations topographiques	Variations latérales de la profondeur du Moho compensent les variations topographiques
Modèle adapté aux fonds océaniques	Modèle adapté aux continents (montagnes et bassins)

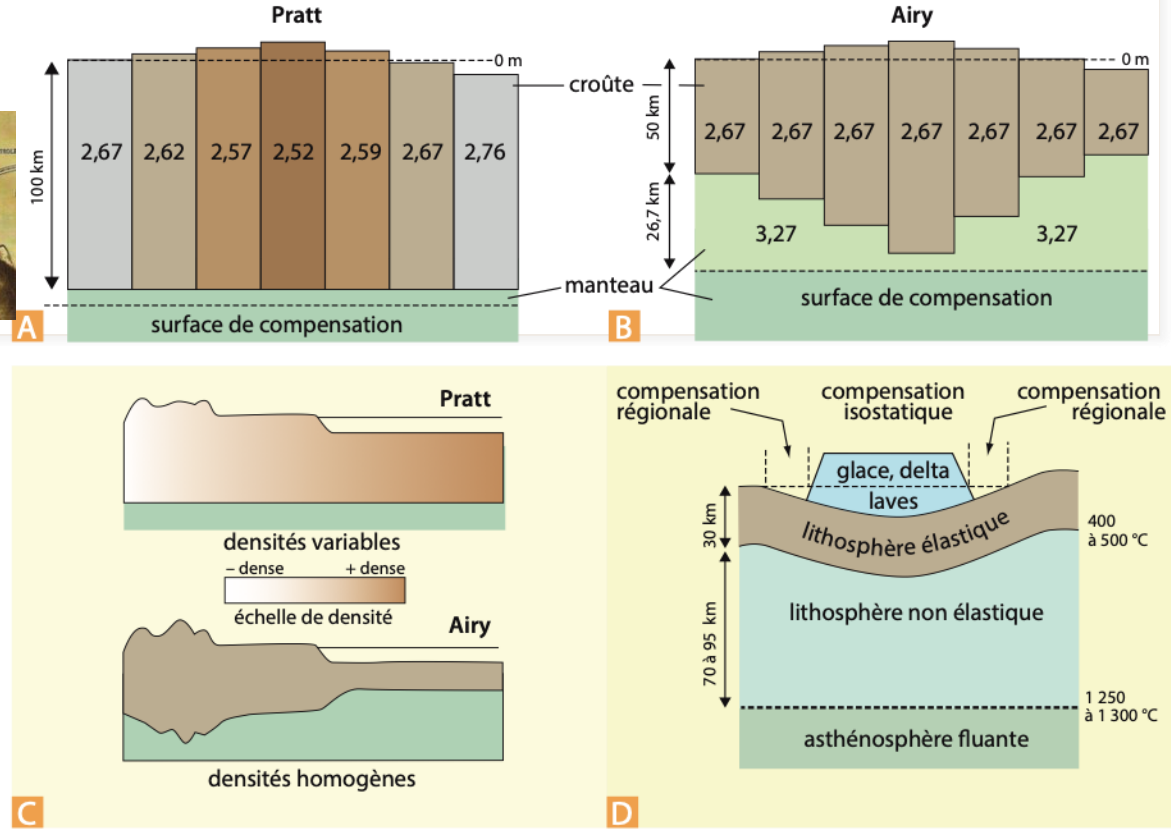


Figure 4.16 L'isostasie.

A. et **B.** Les modèles de compensation gravimétrique de Pratt (1854) et Airy (1855). Le modèle de Pratt est adapté au cas de la lithosphère océanique dont la densité croit avec l'âge. Le modèle d'Airy convient pour les chaînes de montagne dont l'origine est la superposition tectonique de croûtes continentales de densités quasi identiques. Si le manteau était parfaitement fluide, on pourrait positionner la surface de compensation immédiatement sous la croûte. **C.** Les modèles de Pratt et Airy tels qu'ils sont présentés de façon synthétique et pédagogique par Alfred Wegener en 1937.

D. Le modèle de compensation régionale de Veinig-Meinesz. Il intègre un paramètre supplémentaire : l'élasticité de la lithosphère qui permet une compensation isostatique régionale, et non plus par colonnes de roches indépendantes. Exemple pour une surcharge par une calotte glaciaire. L'élasticité à l'échelle régionale rend compte de la subsidence de vastes domaines autour de la charge (fronts des chaînes de montagne, gouttières autour des îles volcaniques).

D. LA LITHOSPHÈRE PEUT ÊTRE À L'ÉQUILIBRE OU NON

2. DEUX MODELES : AIRY ET PRATT

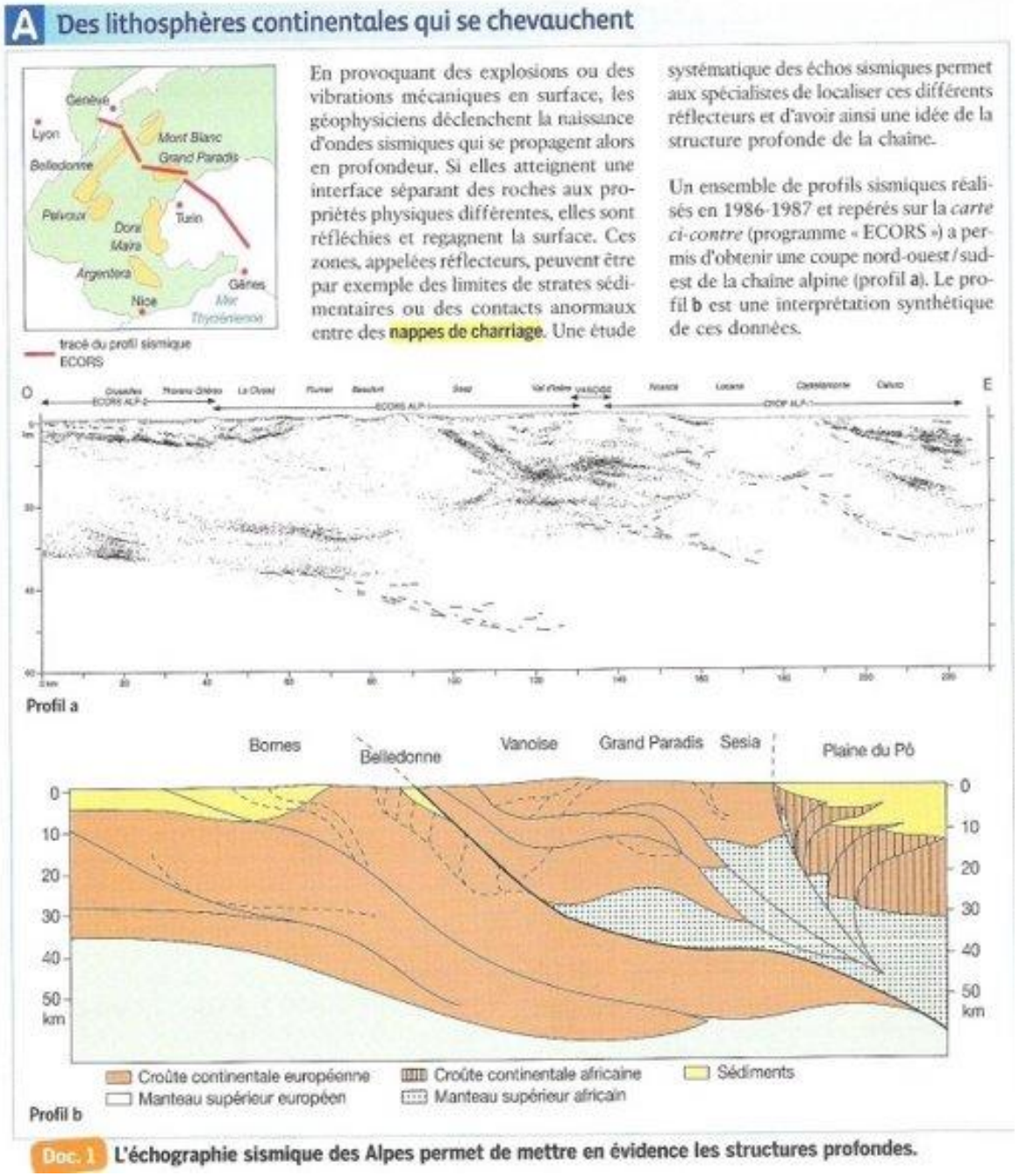
Sismique réflexion: étude de la profondeur du Moho

- **sismique réflexion** utilise la **réflexion des ondes sur les interfaces** entre plusieurs niveaux géologiques.
- **onde sismique induite** dans le sol puis enregistrement des ondes réfléchies par les diverses interfaces entre les horizons se trouvant sous la zone étudiée.



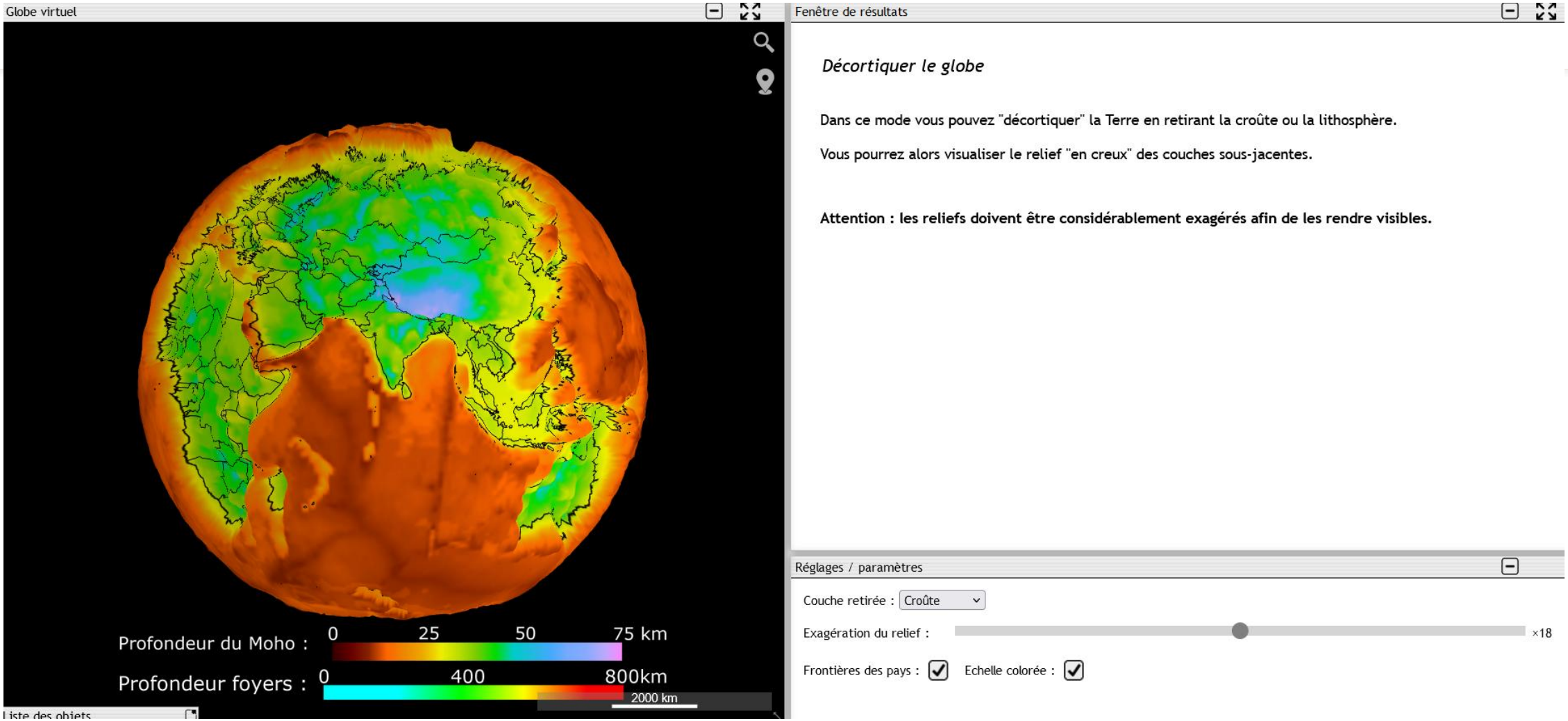
https://ground.geophysicsgpr.com/fr/techniques-de-geophysique-terrestre/methodes-sismiques-de-geophysique/reflexion

- La sismique réflexion est généralement utilisée pour des profondeurs de 50 m et plus.
- Mise en évidence **d'une racine crustale par sismique réflexion**



D'après Bordas Tale S

Tectoglob3D: globe terrestre après avoir retiré la croûte!



https://www.pedagogie.ac-nice.fr/svt/productions/tectoglob3d/

D. LA LITHOSPHÈRE PEUT ÊTRE À L'ÉQUILIBRE OU NON
2. DEUX MODELES : AIRY ET PRATT

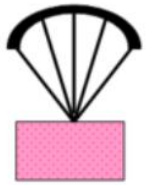


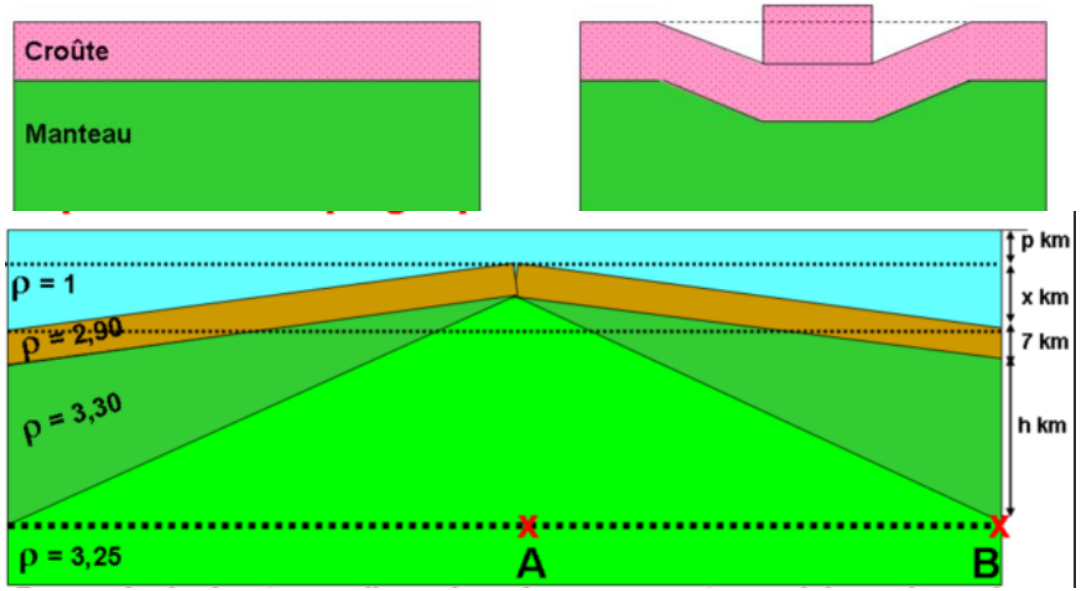
Felix Andries Vening Meinez (1887-1966)

- La surface de la Terre a une **certaine élasticité** (Felix Andries Vening Meinez)

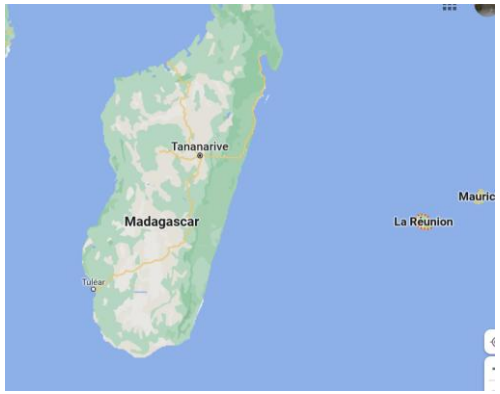
  ⇒**Flexure** autour de la surcharge

  ⇒Tout amincissement lithosphérique fait remonter la surface





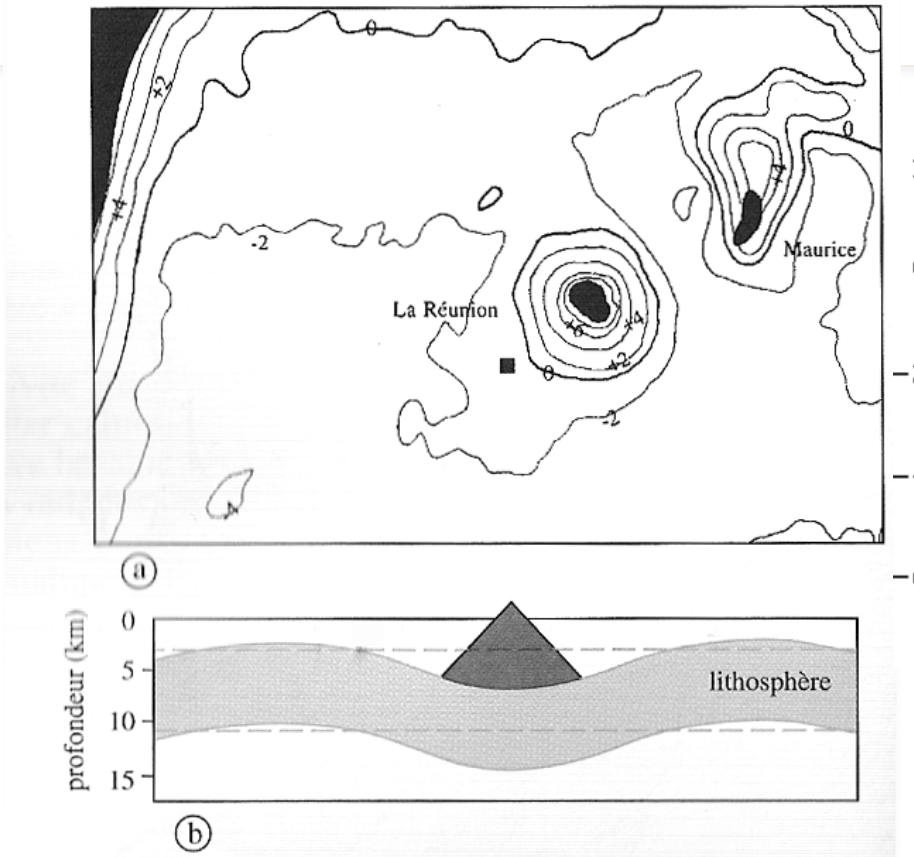
D. LA LITHOSPHÈRE PEUT ÊTRE À L'ÉQUILIBRE OU NON
3. LA LITHOSPHÈRE EST ÉLASTIQUE
3.1. ETUDE DE 2 EXEMPLES : L'ÎLE DE LA RÉUNION ET HAWAÏ



- La surface de la Terre a une certaine **élasticité** (Felix Andries Vening Meinez)

⇒**Flexure** autour de la surcharge

⇒Tout amincissement lithosphérique fait remonter la surface



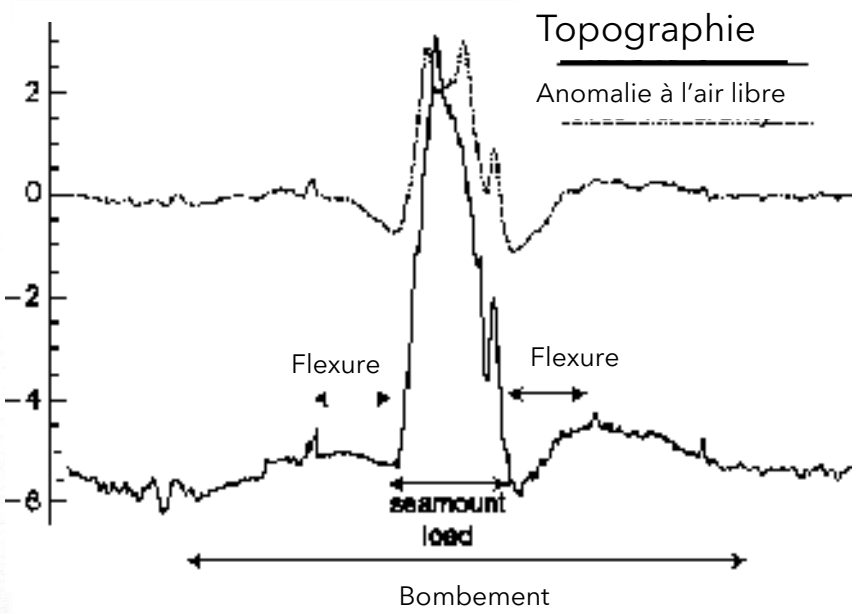
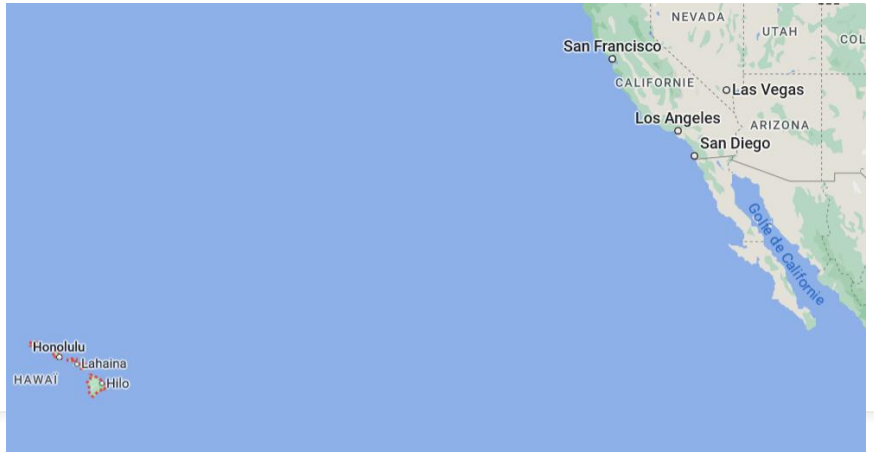


Figure 24 : flexure de la lithosphère au niveau de la Réunion (in Caron et al, Ophrys, 2003)
a : anomalie du géoïde
b : modèle de déformation de la lithosphère

D. LA LITHOSPHÈRE PEUT ÊTRE À L'ÉQUILIBRE OU NON

3. LA LITHOSPHÈRE EST ÉLASTIQUE

3.1. ETUDE DE 2 EXEMPLES : L'ÎLE DE LA RÉUNION ET HAWAÏ



- La surface de la Terre a une certaine **élasticité** (Felix Andries Vening Meinez)

⇒**Flexure** autour de la surcharge

⇒Tout amincissement lithosphérique fait remonter la surface

⇒ Réunion + Hawaï : le **bourrelet** dépend à la fois du point chaud et de la flexure lithosphérique

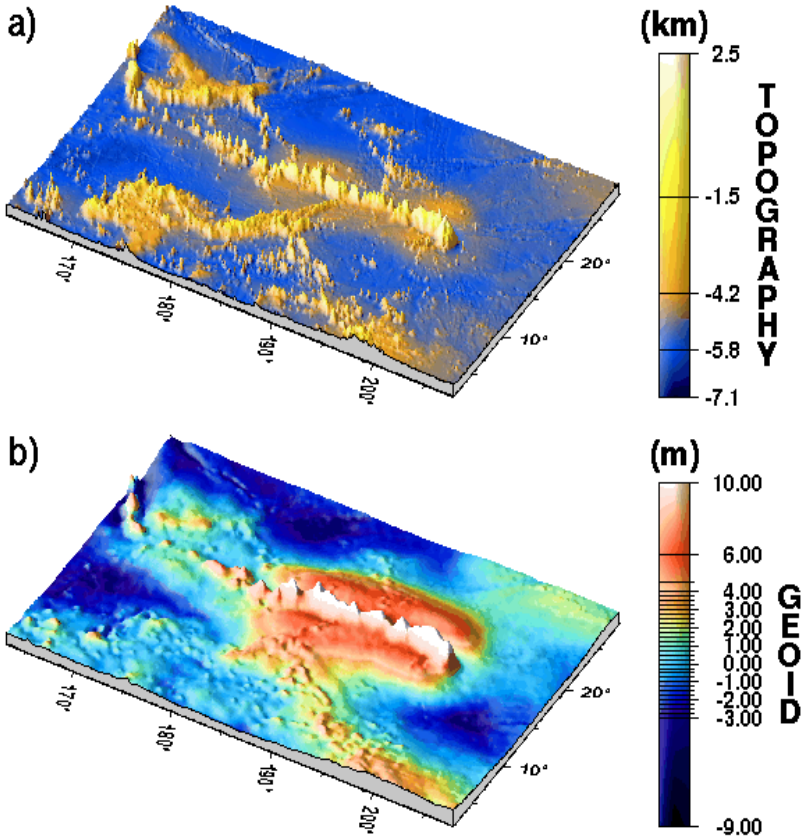


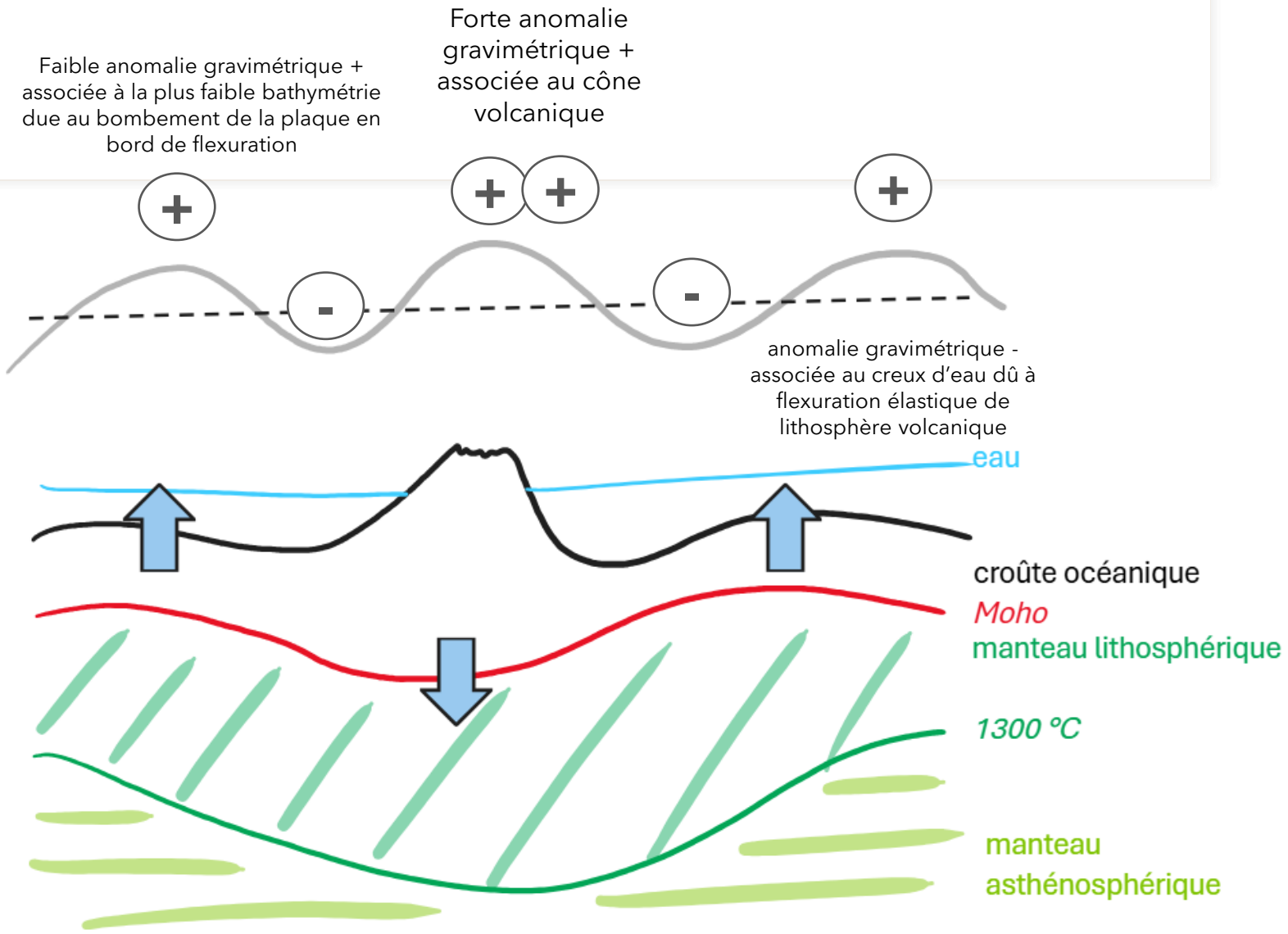
Figure 25 a : anomalie gravimétrique au niveau d'Hawaï
Figure 25.b : topographie et anomalie du géoïde au niveau d'Hawaï

D. LA LITHOSPHÈRE PEUT ÊTRE À L'ÉQUILIBRE OU NON
3. LA LITHOSPHÈRE EST ÉLASTIQUE
3.2. UNE COMPENSATION RÉGIONALE DES RELIEFS

- **flexure élastique de la lithosphère = compensation régionale** des reliefs →modèle de **Vening Meinesz.**

- **réponse mécanique de la lithosphère :** transfert des contraintes sur de longues distances en raison de son élasticité

⇒compensation à **échelle régionale**



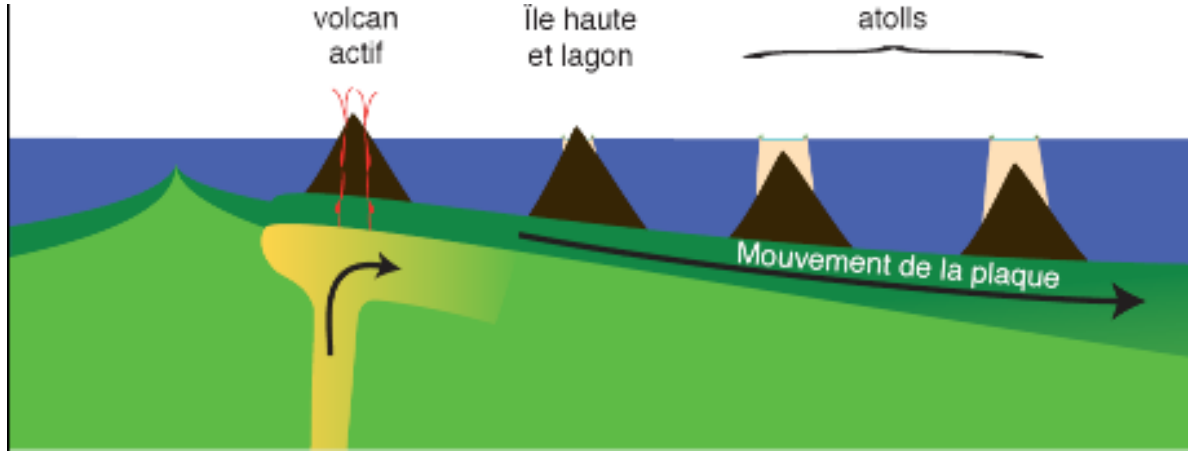
D. LA LITHOSPHÈRE PEUT ÊTRE À L'ÉQUILIBRE OU NON

4. LES MOUVEMENTS VERTICAUX DE LA LITHOSPHÈRE

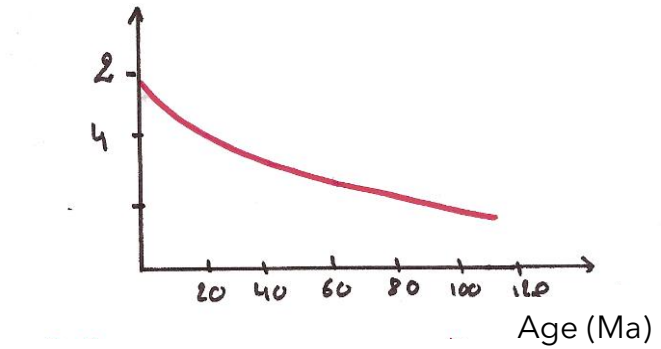
DES MOUVEMENTS DE SUBSIDENCE

Subsidence = enfoncement lent et progressif d'une zone de la lithosphère dans l'asthénosphère

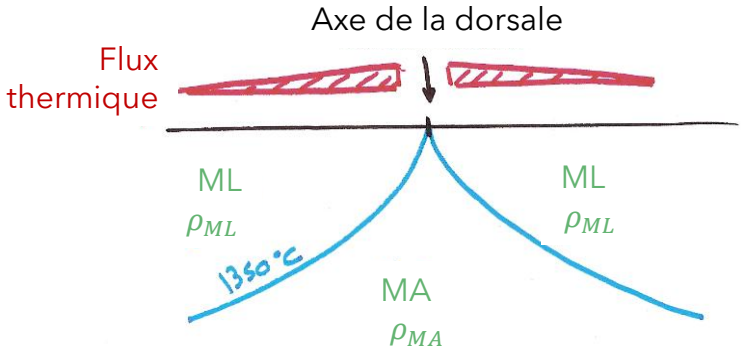
- **<u>Subsidence thermique: exemple atolls hawaïens</u>**
- Mise en évidence: enfoncement des volcans d'autant plus grand qu'éloigné du volcan actif → enfoncement du plancher océanique



Source - © 2010 Stéphane Labrosse
Schéma expliquant la formation des atolls par croissance de coraux sur des îles volcaniques qui s'enfoncent par subsidence



Profondeur de l'océan Atlantique en fonction de l'âge de la lithosphère



Évolution de l'isotherme 1300°C de part et d'autre de l'axe de la dorsale

Subsidence thermique de la lithosphère océanique

D. LA LITHOSPHÈRE PEUT ÊTRE À L'ÉQUILIBRE OU NON

4. LES MOUVEMENTS VERTICAUX DE LA LITHOSPHÈRE

DES MOUVEMENTS DE SUBSIDENCE

Subsidence = enfoncement lent et progressif d'une zone de la lithosphère dans l'asthénosphère

Rifting: subsidence thermique et tectonique

- **Subsidence tectonique:**

➢ étirement de la CC (ou CO)→ amincissement de la CC (ou CO) → remontée du manteau litho plus dense → affaissement (subsidence) tectonique

➢ À l'échelle plus globale, c'est la LC (ou LO) qui est étirée et donc amincie→ remontée du manteau asthéno moins dense et plus chaud → bombement (surrection) global

- **Subsidence thermique**

Arrêt de l'étirement → Refroidissement → rééquilibrage de la limite 1300°C → enfoncement global de la LC (ou LO)

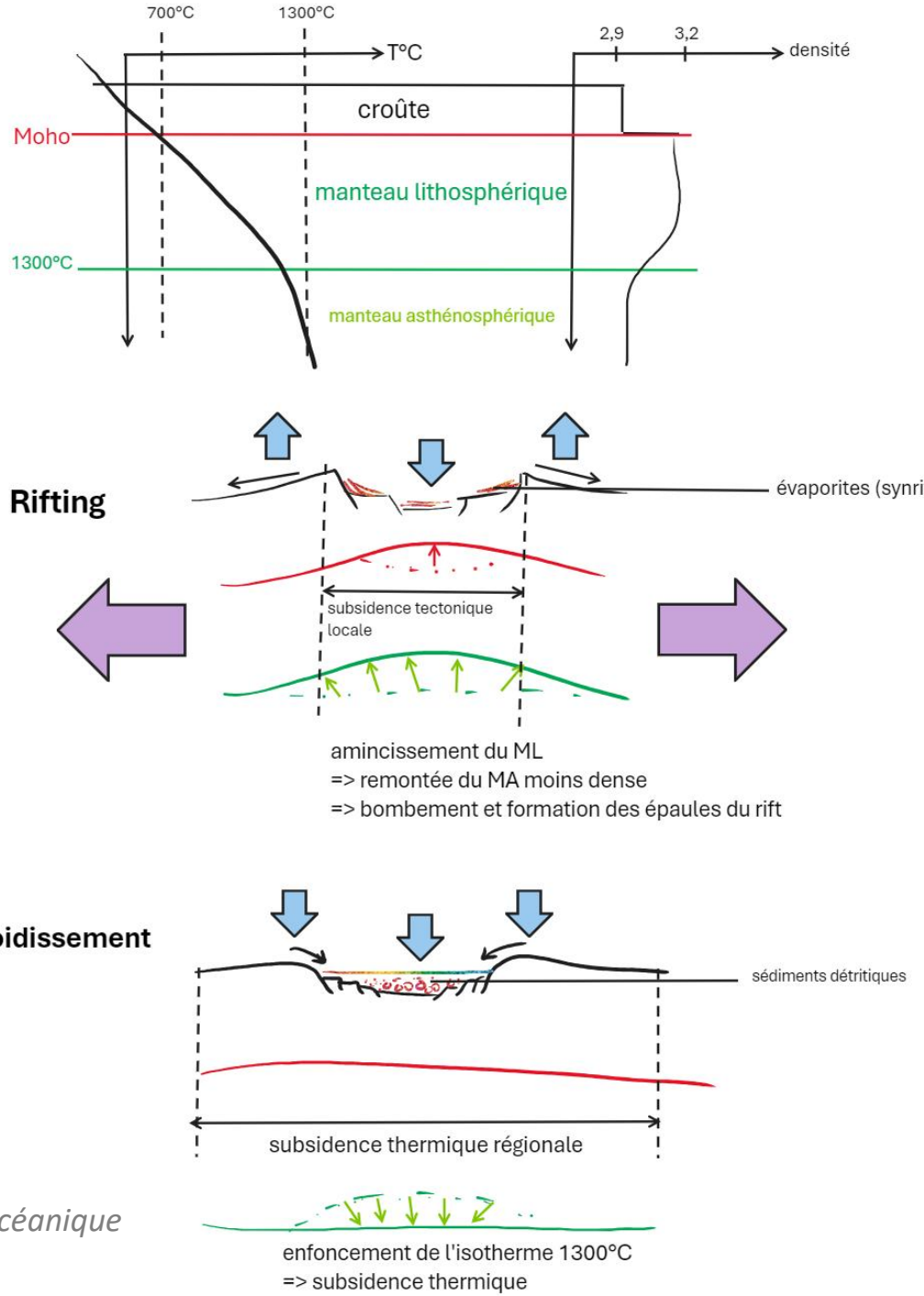


Figure 26 : subsidence thermique de la lithosphère océanique

D. LA LITHOSPHÈRE PEUT ÊTRE À L'ÉQUILIBRE OU NON
4. LES MOUVEMENTS VERTICAUX DE LA LITHOSPHÈRE
DES MOUVEMENTS DE SURRECTION

Surrection = soulèvement lent et progressif d'une zone de la lithosphère

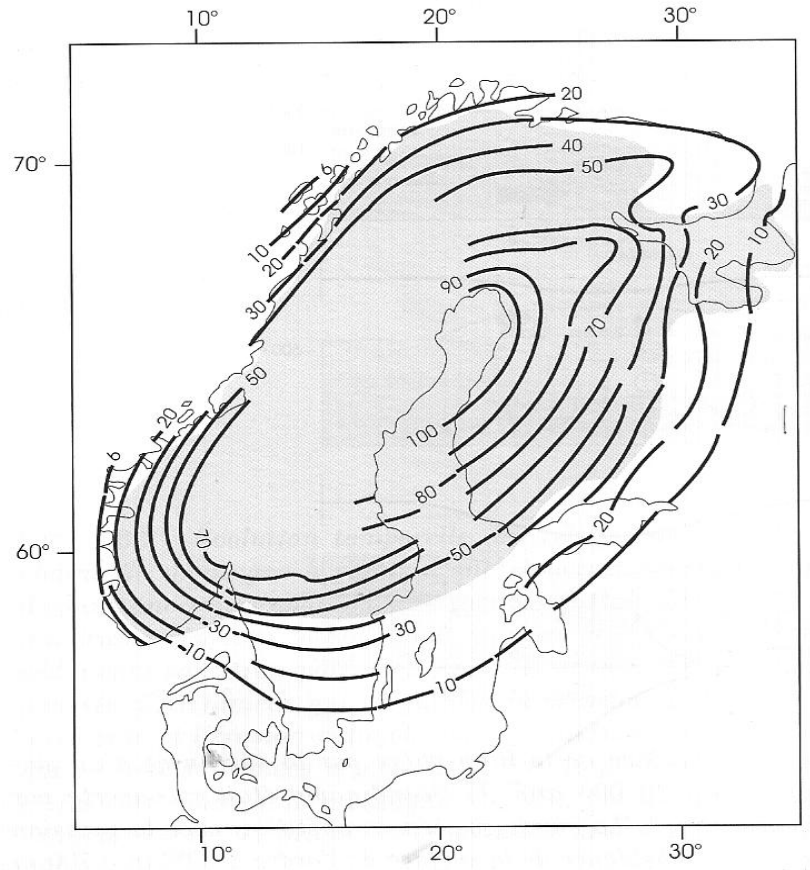
Proverbe lapon: « là où le grand-père attachait sa barque le petit fils plante ses choux »



- Surrection synchrone de **l'épaississement crustal** lors de collision
- Surrection liée à la **pénéplénation** des chaînes de montagne : l'érosion fait remonter à l'affleurement la racine crustale des chaînes de montagne (cas des massifs anciens hercyniens où affleurent à la surface les roches plutoniques et métamorphiques qui se sont formées en profondeur)
- **Scandinavie** : soulèvement du sol de la péninsule Scandinave depuis 6000 ans



Plage soulevée dans la région de Borselv (Norvège), au Nord de la Scandinavie Source - © 1993 Alex Clamens

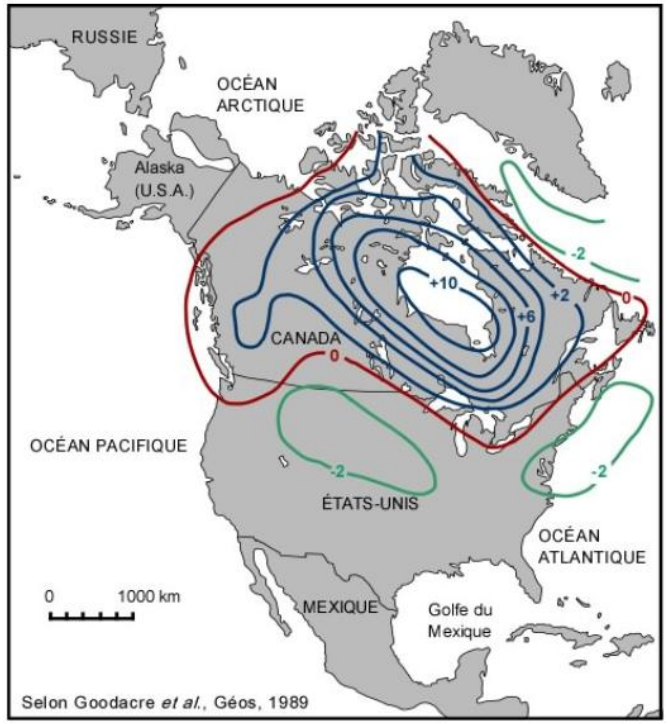


Soulèvement du sol de la péninsule Scandinave pendant les derniers 6000 ans en mètres. En grisé : la limite d'extension de la calotte glaciaire du Würm (d'après Nikonov, 1977).

Rebond post-glaciaire en Scandinavie (in Larroque et Virieux, GB, 2001)

Paléoplage soulevée et localisée (pas ↘ générale du niveau de la mer)
- ⇨ réajustement isostatique suite à fonte de calotte glaciaire
- ⇨ Estimation de la viscosité de l'asthénosphère

D. LA LITHOSPHÈRE PEUT ÊTRE À L'ÉQUILIBRE OU NON
4. LES MOUVEMENTS VERTICAUX DE LA LITHOSPHÈRE
DES MOUVEMENTS DE SURRECTION



Document 9 b : mouvements verticaux de la lithosphère en mm/an au niveau du Canada
Les courbes de niveau en bleu sur la carte ci-dessus indiquent les taux de remontée de la lithosphère continentale depuis la dernière période glaciaire, taux indiqués en mm/an. Au centre du bouclier canadien, on a des taux qui atteignent les 10 mm (1 cm) annuellement. S'il y a remontée sur l'ensemble du bouclier, à l'autre extrême il y a, en réaction, un enfoncement au pourtour du bouclier (centre des USA et côtes de la Nouvelle-Angleterre), avec des valeurs de -2 mm/année (courbes vertes).

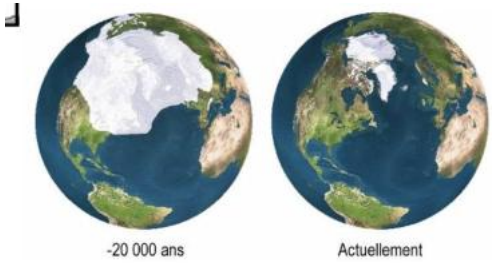
- Depuis 6000 ans la Scandinavie se soulève
- lors de la **dernière glaciation** (= Würm de –80 000 à –10 000 ans), cette région était recouverte par une épaisseur de **glace de plus de 2500m**→ création d'une **surcharge** qui a provoqué l'enfoncement de la lithosphère (=subsidence).
- **Depuis 10 000 ans**, période interglaciaire = réchauffement ➔ **fonte de la glace** et donc disparition de la calotte sur la péninsule d'abord puis vers l'intérieur.
- Cette disparition de la calotte :

  ⇒ Déficit de charge

  ⇒ Remontée de la lithosphère ssi **asthénosphère sous-jacente capable de fluer**

  Vitesse de remontée de qqs mm/an => mesure de la **viscosité de l'asthénosphère**

  ✓ *Même phénomène de surrection dans la baie d'Hudson au Canada: remontée de la Lithosphère continentale +1cm/an*



La présence de plages fossiles situées en altitude, pour certaines à plusieurs centaines de mètres, permet d'estimer les variations de position de la ligne de rivage, donc la vitesse de remontée de la lithosphère suite à la fonte des glaces (et hors variations du niveau marin qu'il faudrait cependant prendre en compte). Cette vitesse n'est pas constante : de plusieurs dizaines de centimètres par an initialement, elle décroît exponentiellement avec le temps.



Plage soulevée sur l'île de Cockburn, baie de Bathurst, Canada
Source - © 2012 Mike Beauregard / wikimedia, CC BY 2.0

PLAN

I- La Terre une machine thermique libérant de l'énergie

A. Inégale répartition de la chaleur dans les enveloppes internes et externes
B. La convection mantellique, moteur des mouvements des plaques lithosphériques
C. Conséquences de la conduction et de la convection sur les profils thermiques

II. L'étude du champ de pesanteur renseigne sur la forme de la Terre et la répartition des masses en profondeur

A. Rappels
B. Les variations latérales du géoïde à petite longueur d'ondes rendent compte des reliefs sous-marins.
C. Les données gravimétriques renseignent sur la répartition des masses en profondeur
D. La lithosphère peut être à l'équilibre ou non

III- La géodynamique de la lithosphère

A. La lithosphère se déplace sur l'asthénosphère : tectonique des plaques
B. Les marges actives correspondent aux frontières en CV ou DV
C. Le volcanisme, une conséquence de la géodynamique

D. LA LITHOSPHÈRE PEUT ÊTRE À L'ÉQUILIBRE OU NON
BILAN

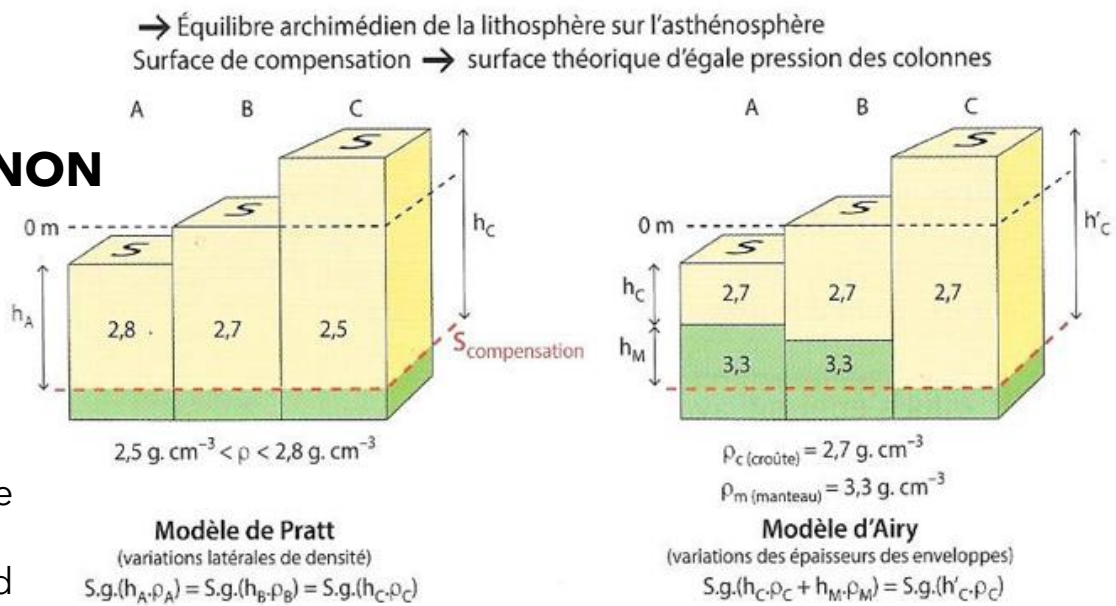


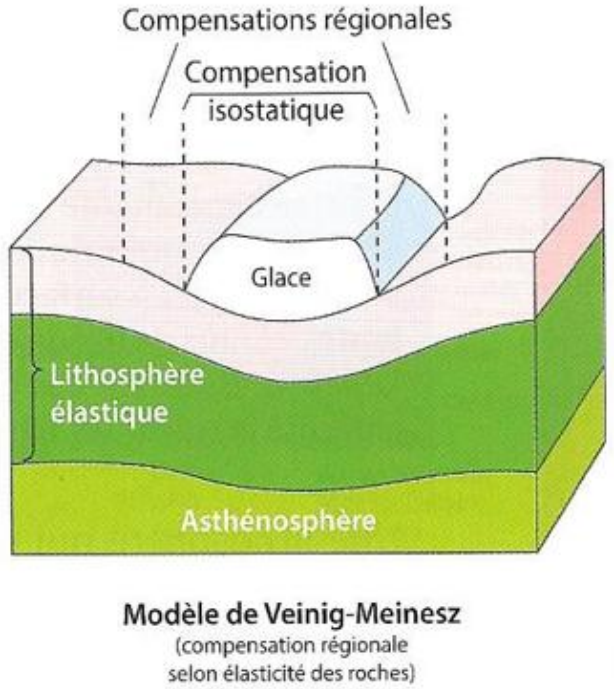
3 Principaux modèles d'isostasie expliquent l'équilibre de la lithosphère:

- le **modèle de Pratt** : dans ce modèle, la densité des roches crustales varie au niveau des reliefs
  - ➢ Validé au niveau des dorsales où la remontée de matériel chaud diminue la densité.
- le **modèle d'Airy** : dans ce modèle, les roches crustales ont une densité égale en tout point du relief, mais c'est la profondeur de la racine crustale qui varie, ce qui entraine des variations de la profondeur du Moho.
  - ➢ Validé au niveau des chaînes de montagne (anomalie négative de Bouguer) et des fossés d'effondrement (anomalie négative de Bouguer)

- à une **échelle plus régionale**, on peut appliquer le **modèle de Vening-Meinesz** : celui-ci décrit l'isostasie comme une **flexuration** de la lithosphère à grande échelle, et explique les bassins sédimentaires (des bassins flexuraux) que l'on peut trouver de part et d'autre d'une grande chaîne de montagne comme l'Himalaya.

- **<u>Bilan: modification d'altitude (érosion, fonte d'un glacier) ⇨ déséquilibre isostatique ⇨ mouvements verticaux qui tendent vers un nouvel équilibre.</u>**



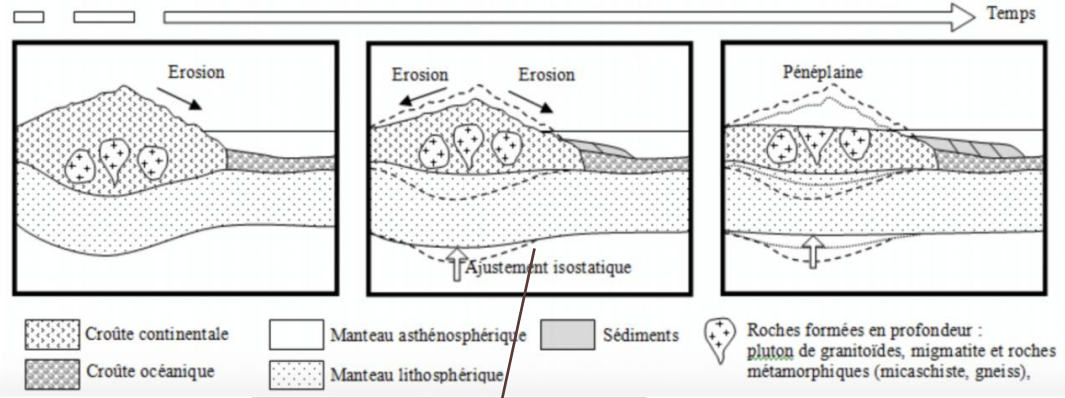


D. LA LITHOSPHÈRE PEUT ÊTRE À L'ÉQUILIBRE OU NON
BILAN

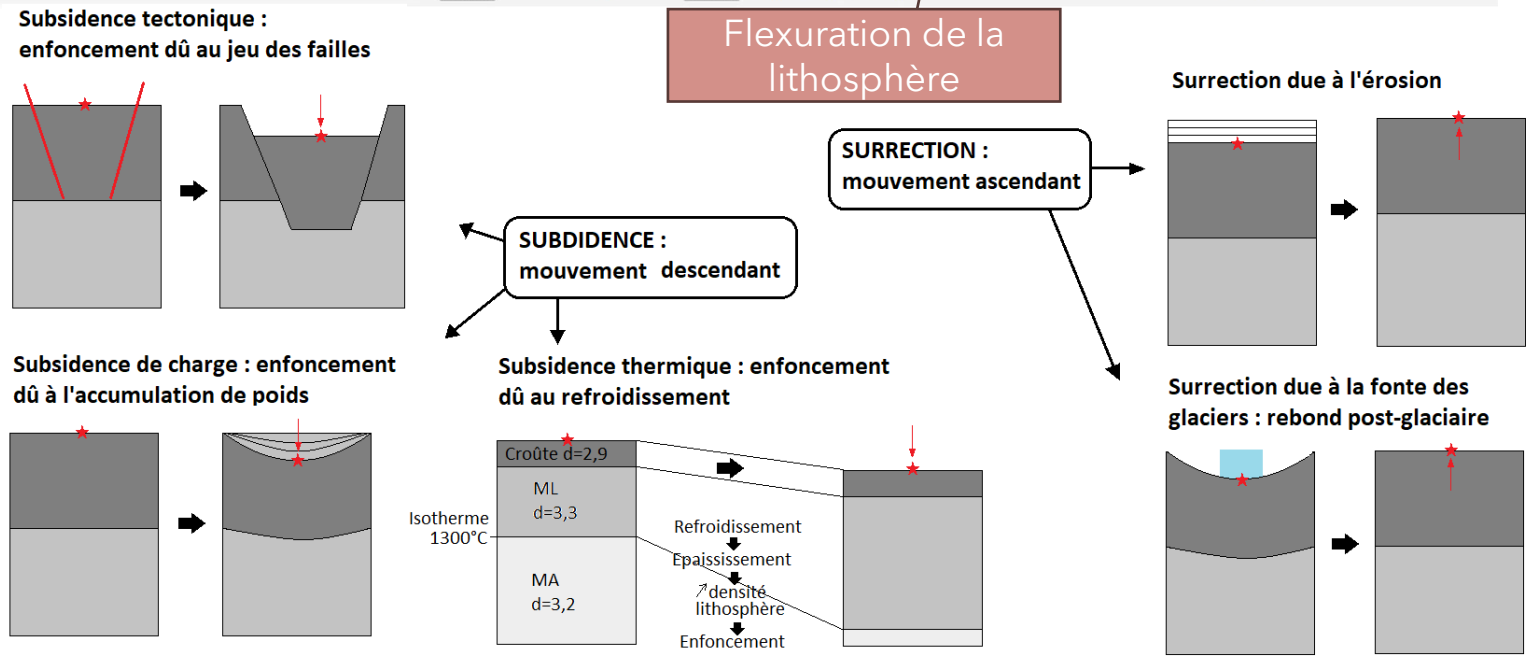
déséquilibres isostatiques => mouvements verticaux de la lithosphère : surrection vs subsidence

- **Surrection:**

➢ Due à la collision (nappes de charriage)
➢ Due à l'érosion (remontée des matériaux par réajustement isostatique)
➢ Due au rebond post-glaciaire
➢ Due à l'étirement d'une LO et son amincissement → remontée du manteau asthénosphérique moins denses → bombement régional



Flexuration de la lithosphère



- **Subsidence:**

➢De charge par remplissage de bassins sédimentaires

➢Tectonique: dans les zones de rift, extension amincissement de cc→ remontée du manteau L → enfoncement local au cœur du rift

➢Thermique: au niveau du plancher océanique, la LO qui s'éloigne de dorsale se refroidit et s'hydrate →densité↗ → subsidence (NB: dorsale = montage sous la mer 2 500 m sous le niveau de la mer vs plaine abyssale 5 000 m)

PLAN

I- La Terre une machine thermique libérant de l'énergie

A. Inégale répartition de la chaleur dans les enveloppes internes et externes
B. La convection mantellique, moteur des mouvements des plaques lithosphériques
C. Conséquences de la conduction et de la convection sur les profils thermiques

II. L'étude du champ de pesanteur renseigne sur la forme de la Terre et la répartition des masses en profondeur

A. Rappels
B. Les variations latérales du géoïde à petite longueur d'ondes rendent compte des reliefs sous-marins.
C. Les données gravimétriques renseignent sur la répartition des masses en profondeur
D. La lithosphère peut être à l'équilibre ou non

III- La géodynamique de la lithosphère

A. La lithosphère se déplace sur l'asthénosphère : tectonique des plaques
B. Les marges actives correspondent aux frontières en CV ou DV
C. Le volcanisme, une conséquence de la géodynamique

III- LA GEODYNAMIQUE DE LA LITHOSPHERE
A. LA LITHOSPHERE SE DEPLACE SUR L'ASTHENOSPHERE : TECTONIQUE DES PLAQUES

- Les plaques ne se déplacent pas sur un plan mais **une sphère** :

  ⇒ sur un plan, les translations conservent les distances et sont représentées par des vecteurs

  ⇒ sur une sphère, les translations n'existent pas : **tout mouvement est une rotation**

- Mathématicien Euler (1707-1783) : déplacement d'un point sur une sphère = succession de rotations autour d'axes passant par le centre de la sphère : les **axes eulériens**

  => Chaque rotation décrite par trois valeurs : **latitude**, **longitude** d'un pôle eulérien, **vitesse angulaire** de rotation par rapport à un point fixe.

- On utilise donc une plaque B immobile comme référentiel

  => **Mouvement et vitesse relatifs**

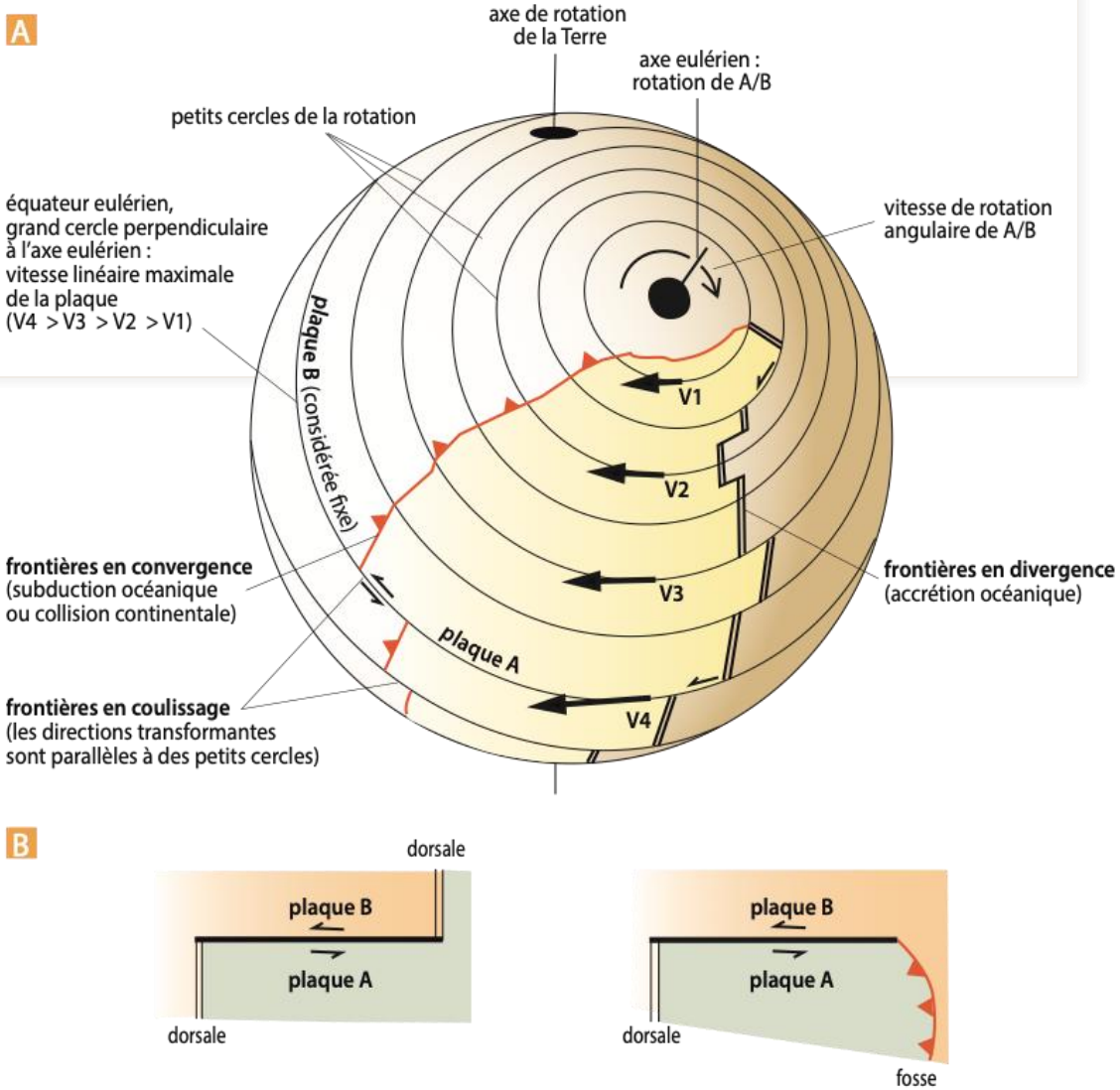


Figure 7.12 Principe de la cinématique des plaques.

A. Définition des principaux paramètres de la cinématique et nature des frontières de plaques.
B. Failles transformantes *Ride-Ride* et *Ride-Fosse* (*Ride* = Dorsale).

Figure 29 : géométrie eulérienne (à titre de document, ENS) (in renard et al, 2016)

A. LA LITHOSPHERE SE DEPLACE SUR L'ASTHENOSPHERE : TECTONIQUE DES PLAQUES

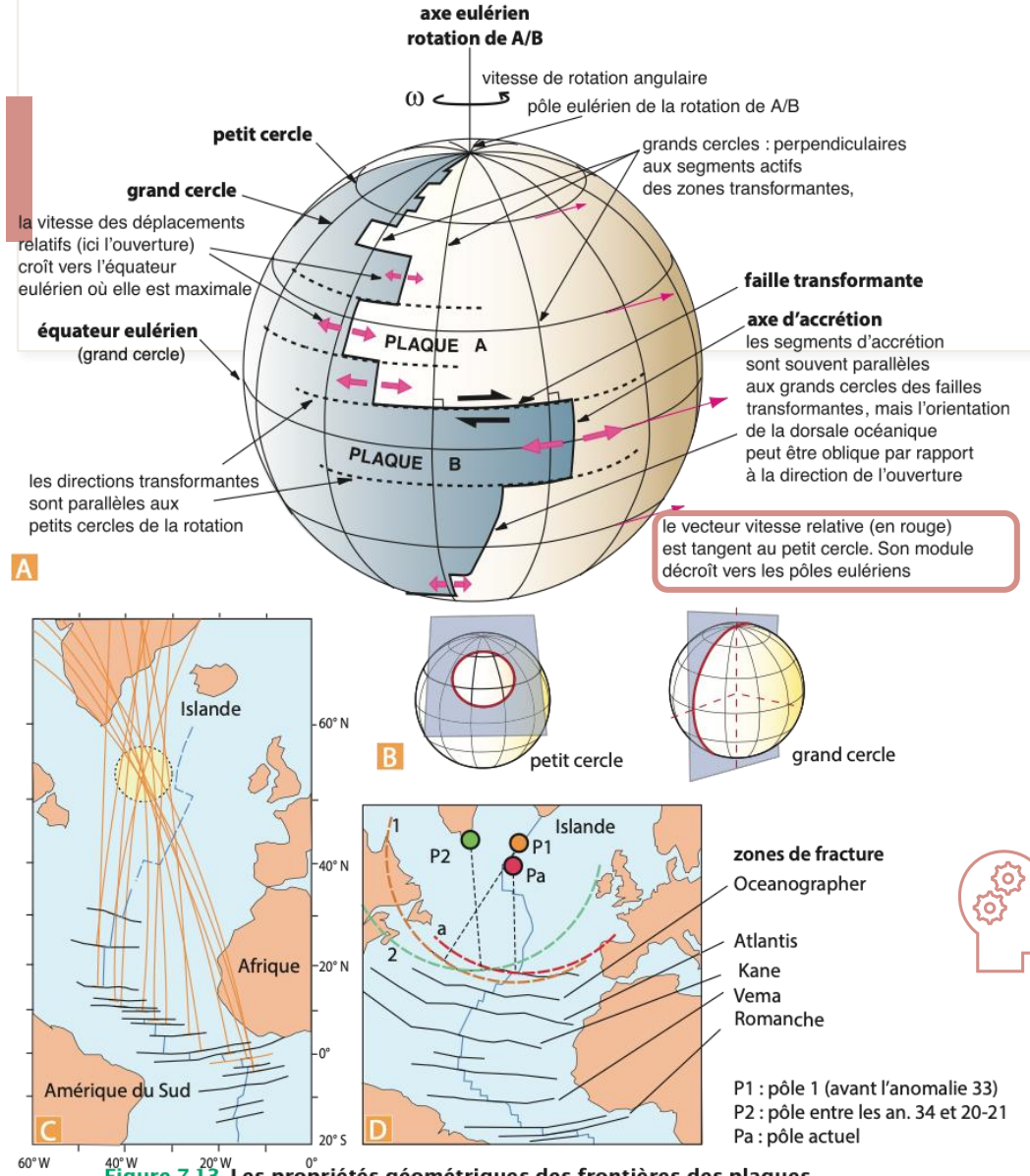


Figure 7.13 **Les propriétés géométriques des frontières des plaques.**

A. Cas d'un globe comprenant deux plaques (voir encart 7.10).
B. Grand cercle et petit cercle : définitions géométriques
C. Utilisation de l'orientation des zones de fracture pour déterminer le pôle de rotation entre deux plaques : exemple des plaques Afrique et Amérique du Sud.
D. Utilisation de la segmentation des zones de fracture pour déterminer les variations de la position des pôles de rotation : exemple de l'Atlantique central (commentaire encart 7.11).

Petit cercle:
vitesse linéaire

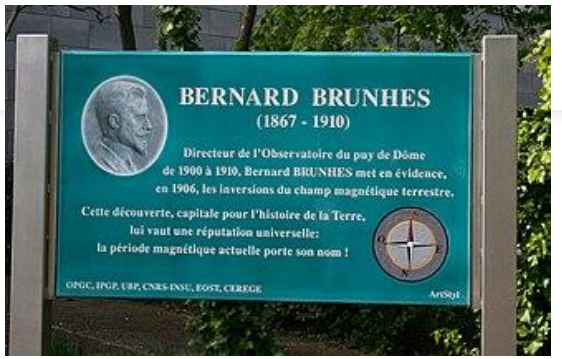


- **Accrétion**: formation de matière (réalisée au niveau des dorsales l'accrétion océanique correspond à la naissance de la LO)
- Petit cercle parallèle aux **failles transformantes**
  - ⇨ **la direction des failles transformantes donne direction du déplacement des plaques**
  - ⇨ Vecteur vitesse tangent au petit cercle
- **L'axe eulérien** passe par le centre de la Terre
- La **vitesse angulaire** est constante en tout point de la plaque mais la **vitesse linéaire** est d'autant plus grande que le point est loin du **pôle eulérien**
  - ⇨ **contrainte forte** à l'origine de la déformation de la direction de l'axe de la dorsale à **l'équateur eulérien**
  - ⇨ **Faille transformante**: faille **décrochante** témoin d'une ouverture océanique le long d'une série de fractures extensives qui "se chevauchent" (*overlapping spreading centers* ou OSC) ou bien sont prises en relais par des failles de type transformant.

III- LA GEODYNAMIQUE DE LA LITHOSPHERE
A. LA LITHOSPHERE SE DEPLACE SUR L'ASTHENOSPHERE : TECTONIQUE DES PLAQUES
1. MISE EN ÉVIDENCE DES MOUVEMENTS DES PLAQUES LITHOSPHÉRIQUES
1.1. DONNÉES ISSUES DES ANOMALIES MAGNÉTIQUES

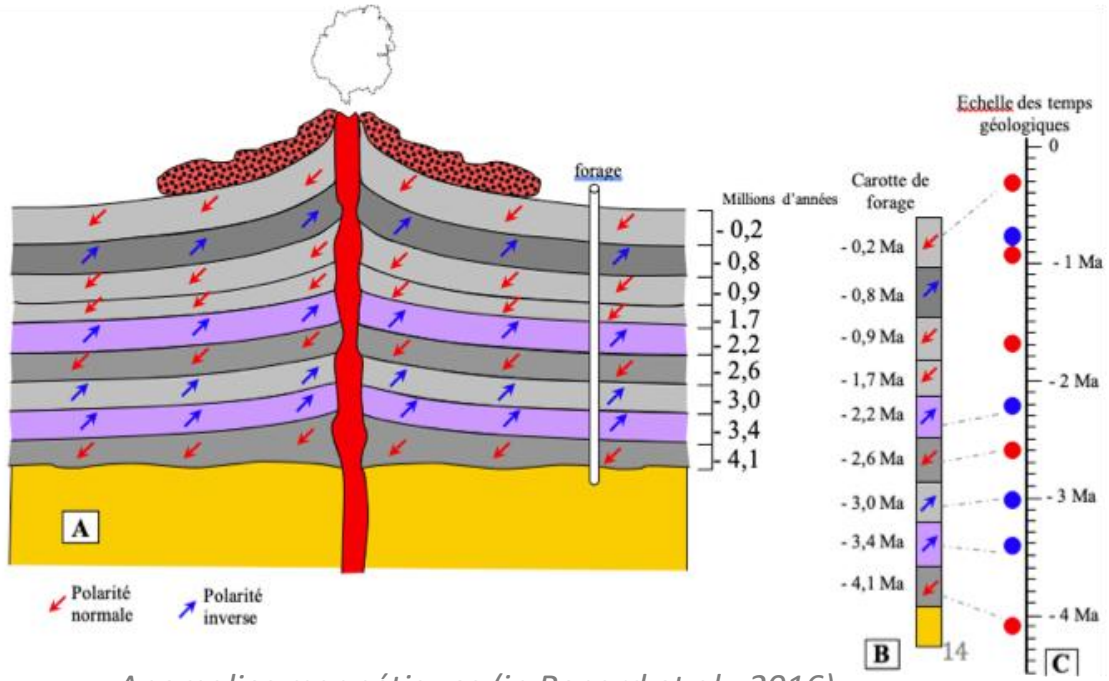


Antoine Joseph Bernard Brunhes (1867-1910)



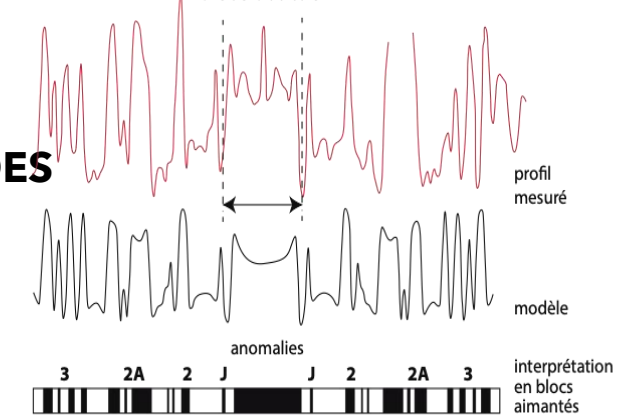
- **Magnétisme des roches**
  - ➢ minéraux **ferromagnétiques** : en présence d'un champ magnétique, peuvent acquérir une aimantation forte et surtout en garder la trace = **phénomène de rémanence**. Les principaux minéraux sont :
    - ✓ *des oxydes de fer : hématite Fe_2O_3, la magnétite : Fe_3O_4*

- Aimantation d'une roche dépend de température → **point de Curie** (caractéristique du minéral considéré : T_{Curie} magnétite = 857°C)
- Deux types de roches peuvent enregistrer le champ magnétique :
  - ➢ **roches éruptives** : aimantation rémanente acquise au cours de refroidissement par les minéraux ferromagnétiques (aimantation thermorémanente) →champ fossilisé = champ **contemporain du refroidissement**.
  - ➢ **roches sédimentaires** : aimantation de nature détritique : au **moment du dépôt**, les particules magnétiques détritiques s'orientent sous l'action du champ magnétique contemporain du dépôt (comme le feraient des aiguilles aimantées)



Anomalies magnétiques (in Renard et al., 2016)

III- LA GEODYNAMIQUE DE LA LITHOSPHERE
A. LA LITHOSPHERE SE DEPLACE SUR L'ASTHENOSPHERE : TECTONIQUE DES PLAQUES
1. MISE EN ÉVIDENCE DES MOUVEMENTS DES PLAQUES LITHOSPHÉRIQUES
1.1. DONNÉES ISSUES DES ANOMALIES MAGNÉTIQUES



- Les variations temporelles du champ magnétique
- Brunhes (1903): mesure du champ magnétique dans le Massif Central → mise en évidence que coulées récentes (<5Ma) présentaient des directions d'aimantation voisines du champ actuel, mais le sens de l'aimantation était variable

  ⇒ **champ magnétique s'inverse périodiquement**
- données confirmées dans les années 1960:
  - **époques normales** si le sens du champ est identique à l'actuel: **anomalie positive** (champ actuel + aimantation rémanente)/**bande noire**
  - **Époques inverses** s'il est de sens opposé: anomalie négative/**bande blanche**
  - mécanismes à l'origine de ces inversions pas connus
- Depuis les années 1950, magnétomètres systématiquement embarqués lors des campagnes océaniques.

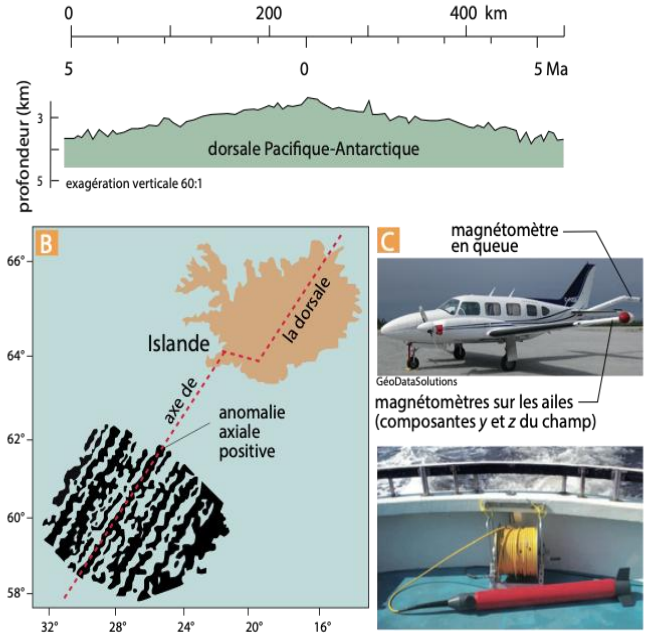


Figure 6.46 **Les anomalies magnétiques et leurs mesures.**

A. Exemple d'enregistrement du champ magnétique terrestre sur un profil perpendiculaire à une dorsale océanique. La courbe rouge correspond au profil des mesures, on notera la « tendance » à la symétrie par rapport à la dorsale et la corrélation avec la courbe théorique (en noire) calculée à partir de l'hypothèse de Vine et Mattews. En complément sont donnés une interprétation du profil magnétique en termes d'anomalies magnétiques (à comparer avec la figure 6.40), la topographie de la dorsale, l'étendue kilométrique du profil et l'âge des fonds océaniques par rapport à l'axe de la dorsale.

B. Une carte fondatrice montrant la symétrie des anomalies magnétiques au-dessus des dorsales océaniques. Levé aéromagnétique obtenu en 1966 par Heirtzler *et al.* au-dessus de la dorsale de Reykjanes au sud de l'Islande.

C. Exemple de magnétomètres embarqués dans les airs ou en mer (GéoDataSolutions, H. Ondréas (bas)).

Anomalies magnétiques et leurs mesures

III- LA GEODYNAMIQUE DE LA LITHOSPHERE
A. LA LITHOSPHERE SE DEPLACE SUR L'ASTHENOSPHERE : TECTONIQUE DES PLAQUES
1. MISE EN ÉVIDENCE DES MOUVEMENTS DES PLAQUES LITHOSPHÉRIQUES
1.1. DONNÉES ISSUES DES ANOMALIES MAGNÉTIQUES

① Basalte émis au niveau de la dorsale

② T°C passe sous T°C Curie → acquisition d'une aimantation rémanente

Or anomalies magnétiques parallèles à l'axe de la dorsale

⇒ Vine, Matthews et Morley : ces bandes parallèles traduisent création et expansion continue de croûte océanique à l'axe de la dorsale

⇒ **Théorie de l'expansion océanique**

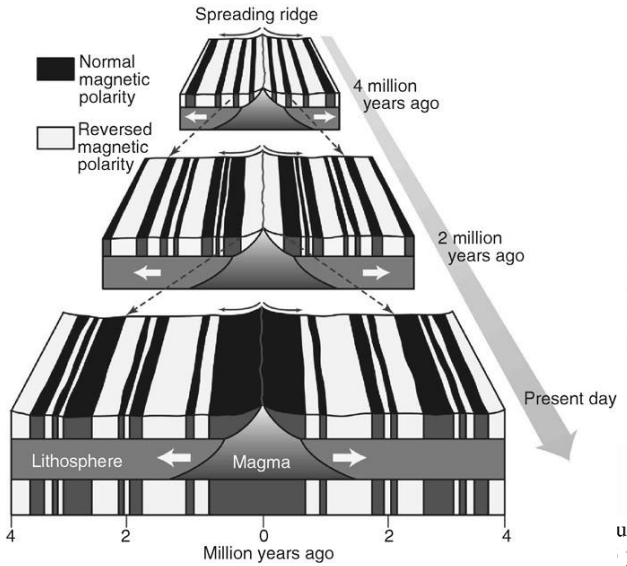
⇒ Existence de **mouvements horizontaux**

⇒ Calcul de valeur moyenne de **vitesse d'expansion océanique**

⇒ Etablissement d'une **échelle magnéto stratigraphique**



Frederick Vine et Drummond Matthews



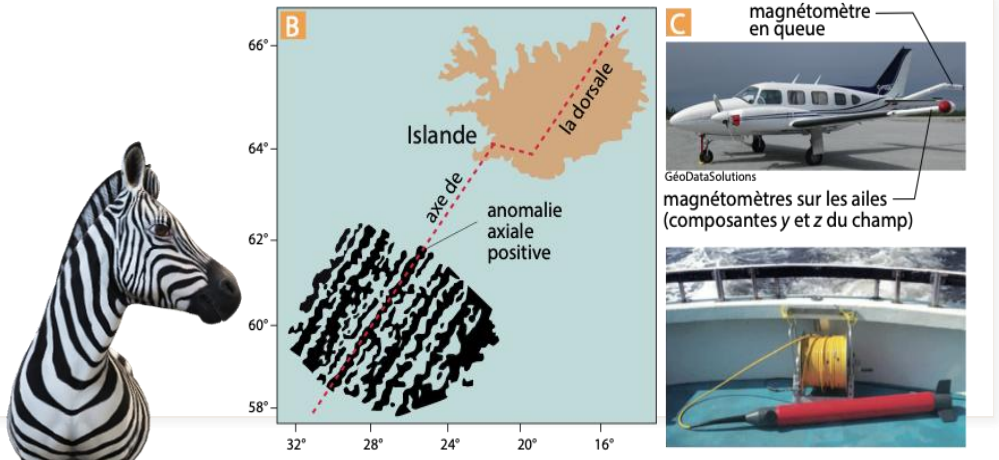
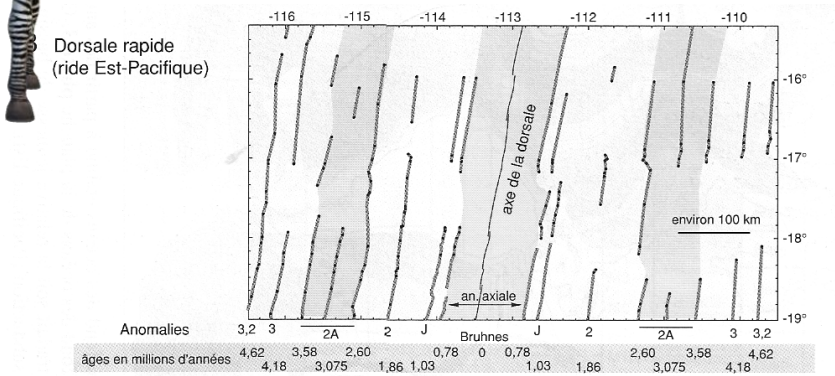
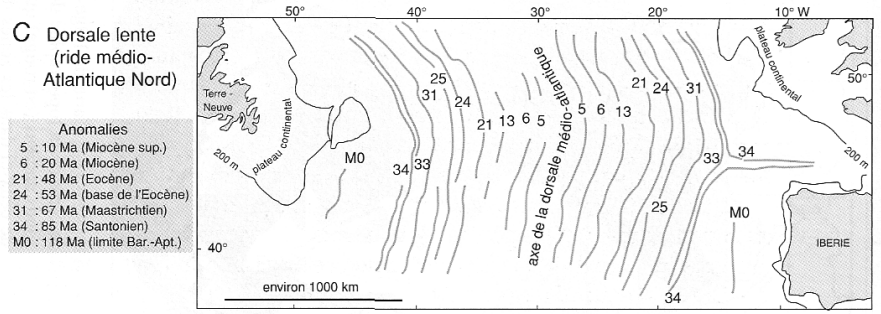


Figure 6.46 Les anomalies magnétiques et leurs mesures.





Les linéations magnétiques des océans.

B et **C**. Deux exemples de linéations magnétiques océaniques (localisés en A) permettant de uler des vitesses d'ouverture océanique dans le cas d'une dorsale rapide et d'une dorsale lente. Voir la figure pour le profil magnétique d'une dorsale rapide.

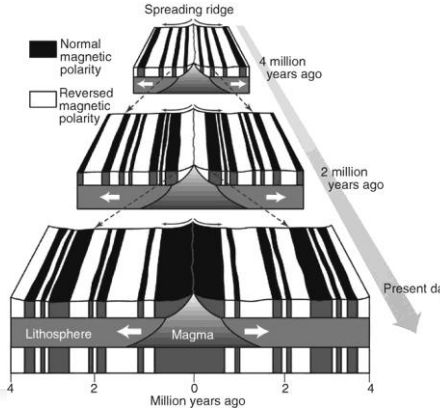
Anomalies magnétiques dans le cas d'une dorsale rapide vs lente

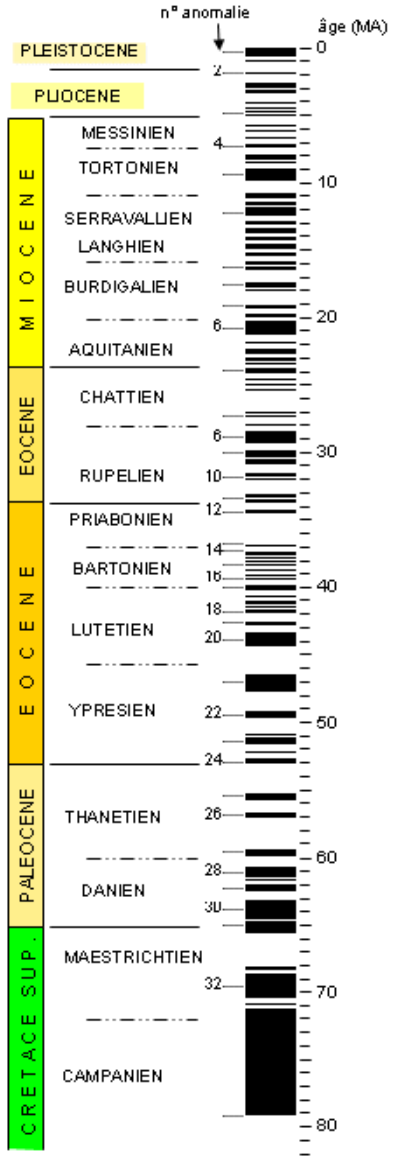
III- LA GEODYNAMIQUE DE LA LITHOSPHERE

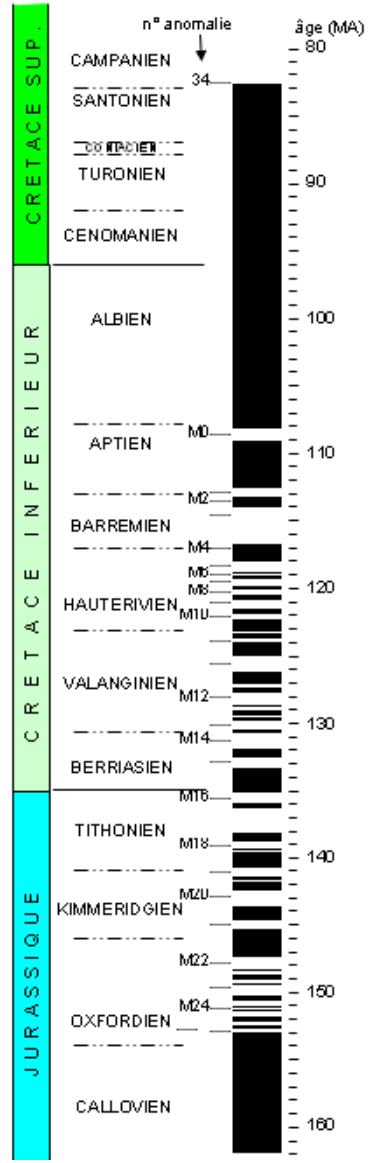
A. LA LITHOSPHERE SE DEPLACE SUR L'ASTHENOSPHERE : TECTONIQUE DES PLAQUES

1. MISE EN ÉVIDENCE DES MOUVEMENTS DES PLAQUES LITHOSPHÉRIQUES

1.1. DONNÉES ISSUES DES ANOMALIES MAGNÉTIQUES







BILAN

- **Fossilisation du champ magnétique** par les **basaltes** lors de la mise en place de la croûte océanique

⇒ anomalies magnétiques permettent de calculer une **valeur moyenne de la vitesse d'ouverture des océans**

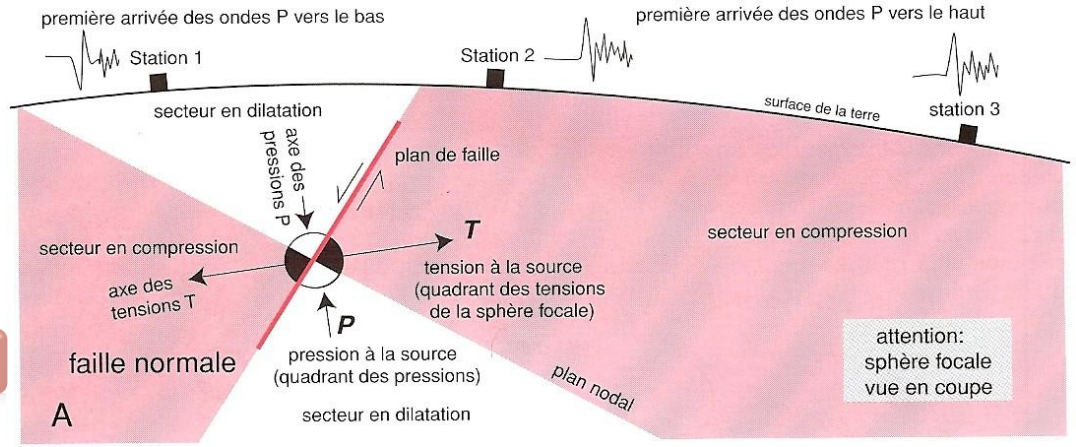
⇒ **taux d'expansion océanique** à partir de la mesure de la distance entre deux anomalies symétriques de part et d'autre d'une dorsale.

- ✓ **Dorsale Pacifique : dorsale rapide ⇔ ouverture = 16 cm/an**
- ✓ **Dorsale Atlantique : dorsale lente ⇔ ouverture de 2 cm/an**

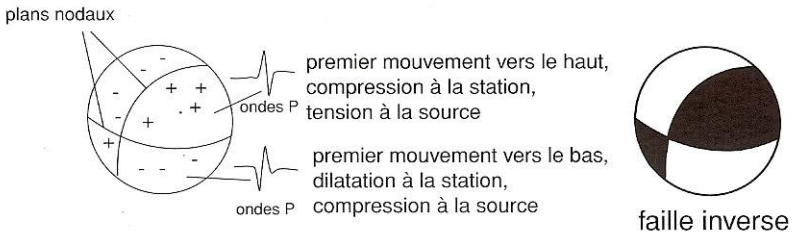
- Datation des anomalies magnétiques, avec l'échelle magnétostratigraphique (datation radiochronologique dans les roches terrestres, datation des fossiles des premiers sédiments déposés en milieu océanique).
- Dans le cas du **modèle NUVEL-1**, on utilise l'anomalie 2A = 3 Ma (on ne va pas en dessous parce que les anomalies plus récentes sont difficiles à distinguer).

III- LA GEODYNAMIQUE DE LA LITHOSPHERE
A. LA LITHOSPHERE SE DEPLACE SUR L'ASTHENOSPHERE : TECTONIQUE DES PLAQUES
1. MISE EN ÉVIDENCE DES MOUVEMENTS DES PLAQUES LITHOSPHÉRIQUES
1.2. DONNEES ISSUES DES MECANISMES AU FOYER

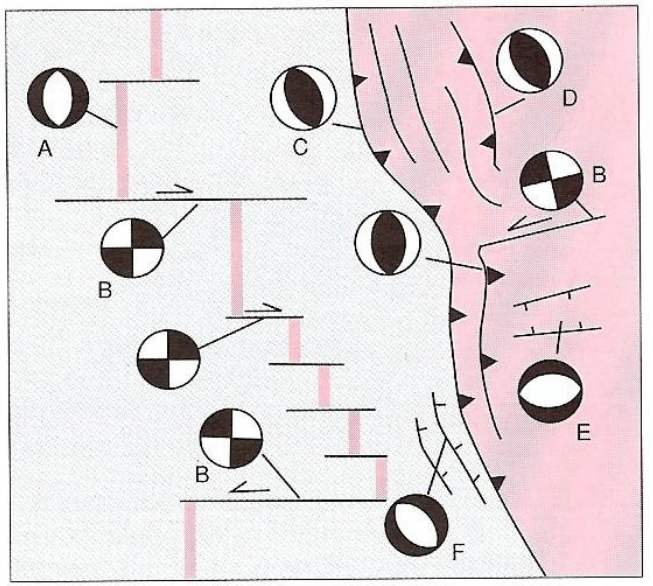
Cf ST-D



1. Pour déterminer le mécanisme au foyer d'un séisme, on assimile la Terre à une **sphère dont le centre est le foyer du séisme** (c'est la **sphère focale**).
2. On reporte sur cette sphère, par projection, les stations ayant enregistré le séisme en indiquant le **sens des premiers mouvements liés aux ondes P (compression ou dilatation**).
3. On établit ainsi **4 secteurs en compression-dilatation**, délimités par les plans nodaux.



- Par convention:
- ➢ Pour les secteurs ayant subi les premiers mouvements en **compression** (+), le mécanisme au foyer est la tension : le quadrant est représenté **noir**,
- ➢ Pour les secteurs ayant subi les premiers mouvements en **dilatation** (-), le mécanisme au foyer est la compression : le quadrant est représenté en **blanc**.



A : Extension (axe des dorsales)
B : Décrochement (faille transformante ou faille intracontinentale décrochante)
C : Compression (le long d'un plan de subduction)
D : Compression (chevauchement intracontinental)
E : Extension (rift intracontinental)
F : Extension (flexure avant-fosse)

https://eduterre.ens-lyon.fr/thematiques/terre/montagnes/extension/meca%20foyer

III- LA GEODYNAMIQUE DE LA LITHOSPHERE
A. LA LITHOSPHERE SE DEPLACE SUR L'ASTHENOSPHERE : TECTONIQUE DES PLAQUES
1. MISE EN ÉVIDENCE DES MOUVEMENTS DES PLAQUES LITHOSPHÉRIQUES
1.3. DONNEES ISSUES DES FAILLES TRANSFORMANTES

- Les mécanismes au foyer montrent que ce sont des zones de pur **décrochement**→ ce sont donc des zones de coulissage entre 2 plaques.
- Si l'on trace pour plusieurs transformantes consécutives **les grands cercles perpendiculaires**, on observe qu'ils se recoupent dans la même région = un des deux pôles eulérien = pôle de rotation entre les deux plaques.

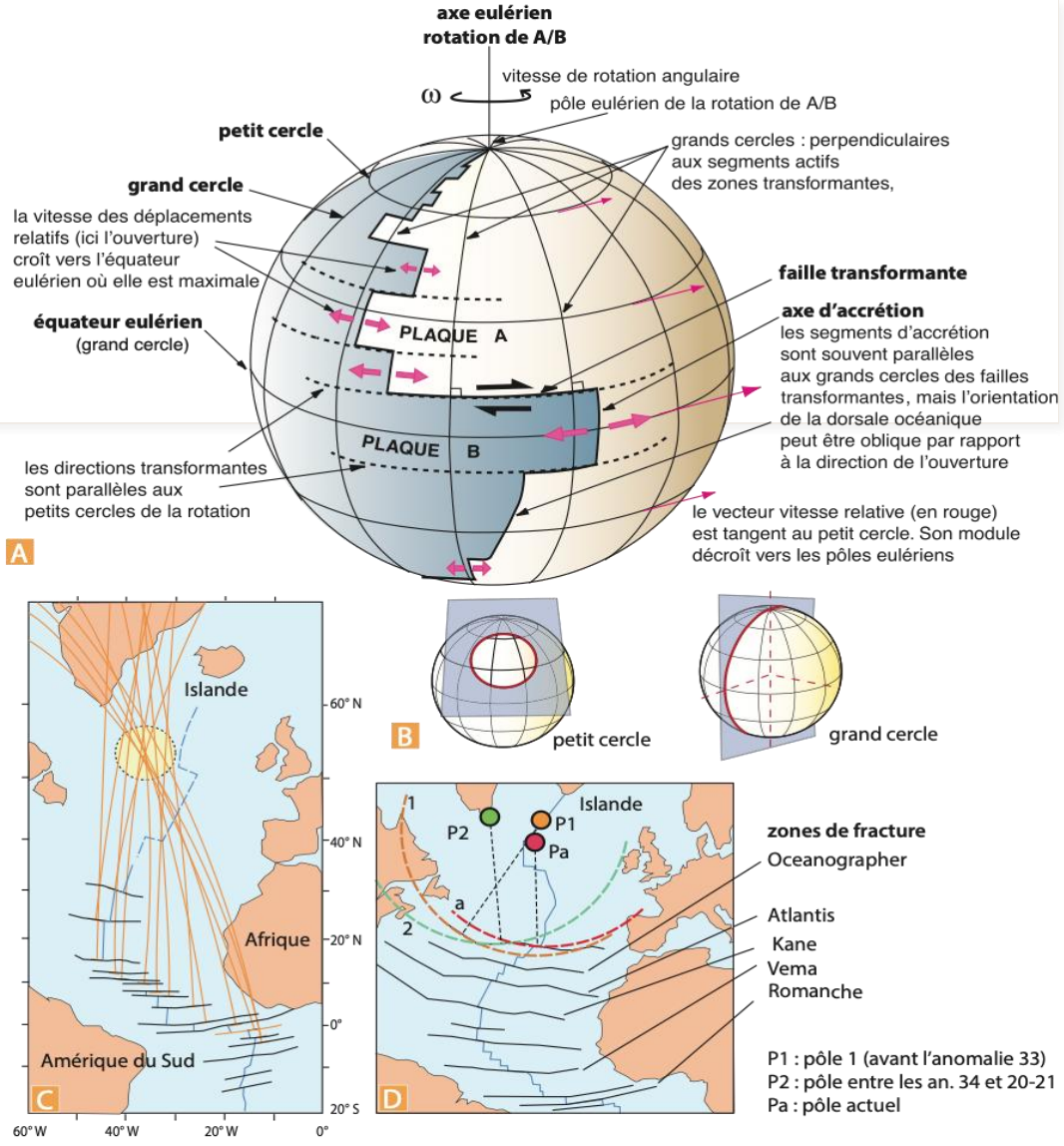


Figure 7.13 **Les propriétés géométriques des frontières des plaques.**

A. Cas d'un globe comprenant deux plaques (voir encart 7.10).

B. Grand cercle et petit cercle : définitions géométriques

C. Utilisation de l'orientation des zones de fracture pour déterminer le pôle de rotation entre deux plaques : exemple des plaques Afrique et Amérique du Sud.

D. Utilisation de la segmentation des zones de fracture pour déterminer les variations de la position des pôles de rotation : exemple de l'Atlantique central (commentaire encart 7.11).

III- LA GEODYNAMIQUE DE LA LITHOSPHERE
A. LA LITHOSPHERE SE DEPLACE SUR L'ASTHENOSPHERE : TECTONIQUE DES PLAQUES
1. MISE EN ÉVIDENCE DES MOUVEMENTS DES PLAQUES LITHOSPHÉRIQUES
1.4. DONNEES ISSUES DE L'ÉTUDE DES POINTS CHAUDS

Cf TD

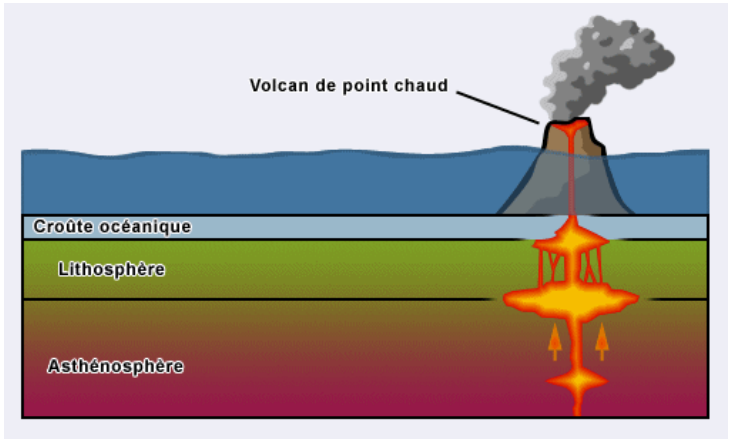
- **mouvements absolus** des plaques obtenus par **référentiel des points chauds** (considérés alors comme un repère fixe lié à la Terre).

- Point chaud fixe dans le référentiel absolu de la Terre, mais plaques lithosphériques en mouvement

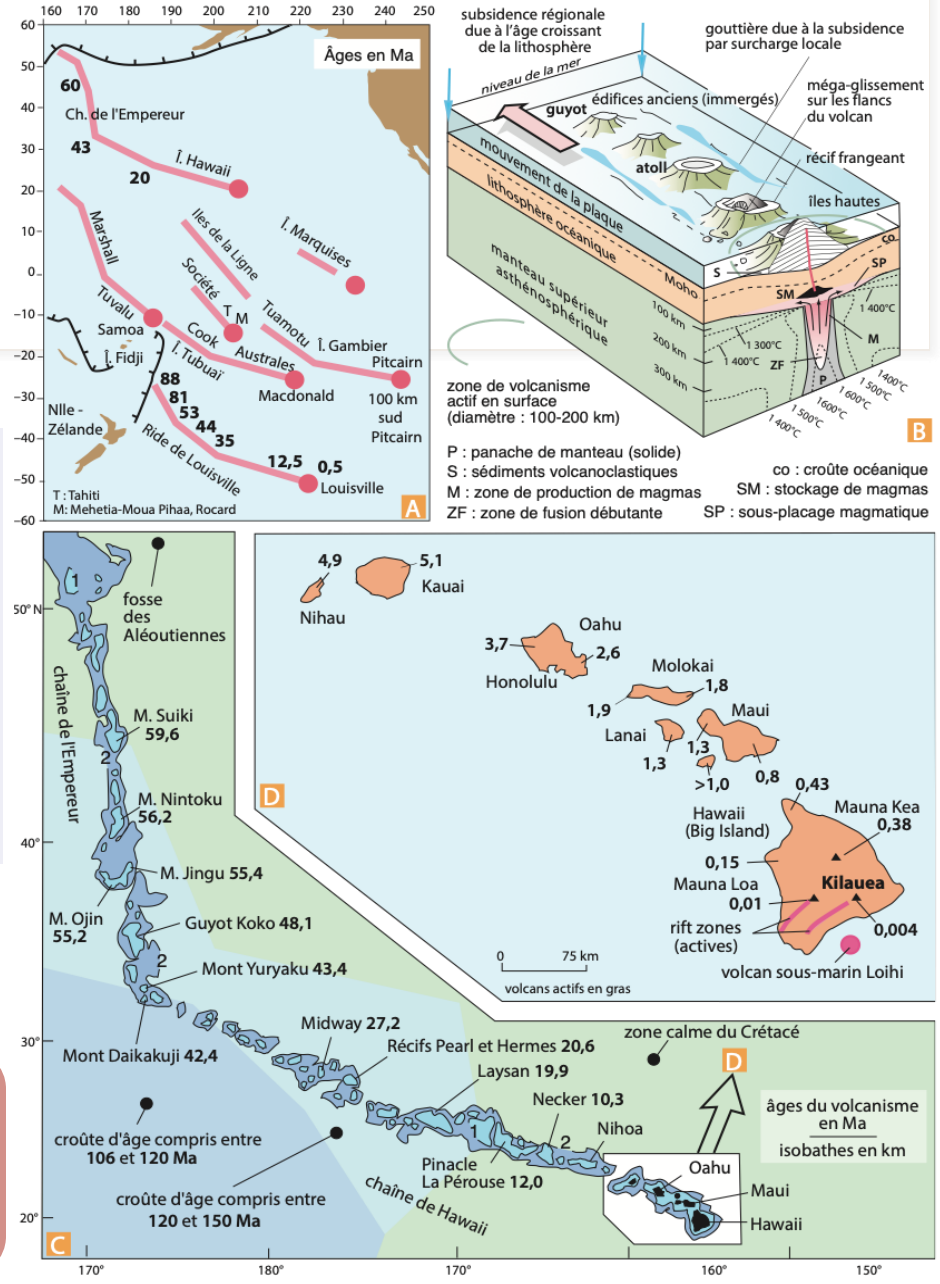
⇒ **alignements volcaniques océaniques** considérés comme la trace laissée à la surface de la lithosphère mobile par des panaches de manteau chaud d'origine profonde

  - ✓ ***grandes chaînes Pacifique (Empereur-Hawaï, Polynésie), mais également de l'océan Indien*** *(point chaud de la* ***Réunion*** *et ride des Maldives)*

- Points chauds parfois pas fixe dans référentiel terrestre



=> modèle de cinématique finie
=> mouvements absolus



III- LA GEODYNAMIQUE DE LA LITHOSPHERE
A. LA LITHOSPHERE SE DEPLACE SUR L'ASTHENOSPHERE : TECTONIQUE DES PLAQUES
1. MISE EN ÉVIDENCE DES MOUVEMENTS DES PLAQUES LITHOSPHÉRIQUES
1.4. DONNEES ISSUES DE L'ÉTUDE DES POINTS CHAUDS

La figure 1.30 montre les données d'âge utilisées par Gripp et Gordon (2002) pour déterminer la direction et la vitesse de la plaque Pacifique à Hawaï, le point chaud le plus documenté. La direction (environ N300°, soit N60°W) n'est définie qu'à 10° près et surtout la vitesse au cours des cinq derniers millions d'années (11 cm/an environ, soit 110 km/Ma) ne peut pas être déterminée de manière stable suivant les volcans considérés, les volcans les plus récents donnant une vitesse apparemment plus rapide (figure 1.31).

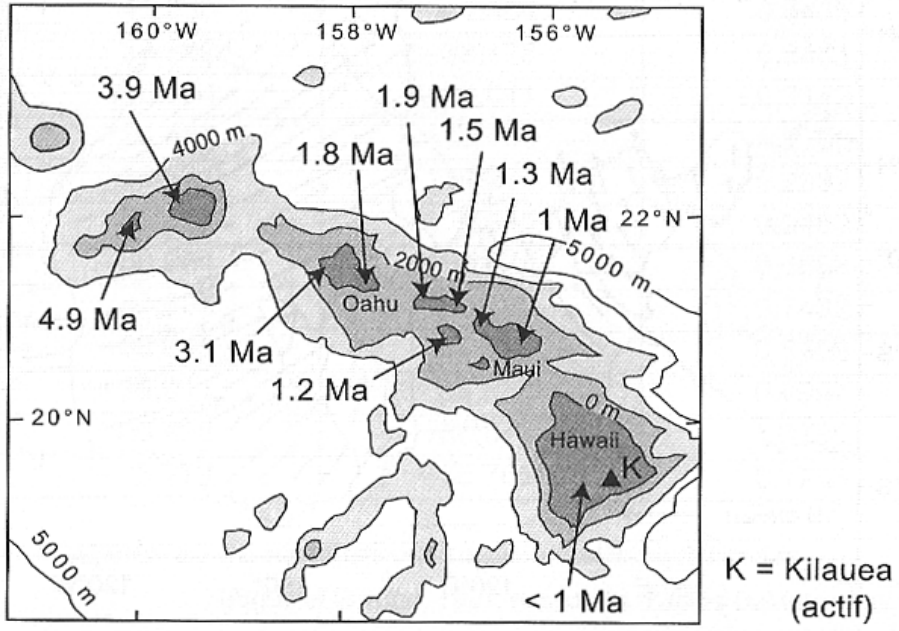


Figure 1.30. Âge des principaux volcans récents de l'archipel d'Hawaï

(d'après la compilation de Gripp et Gordon, 2002)

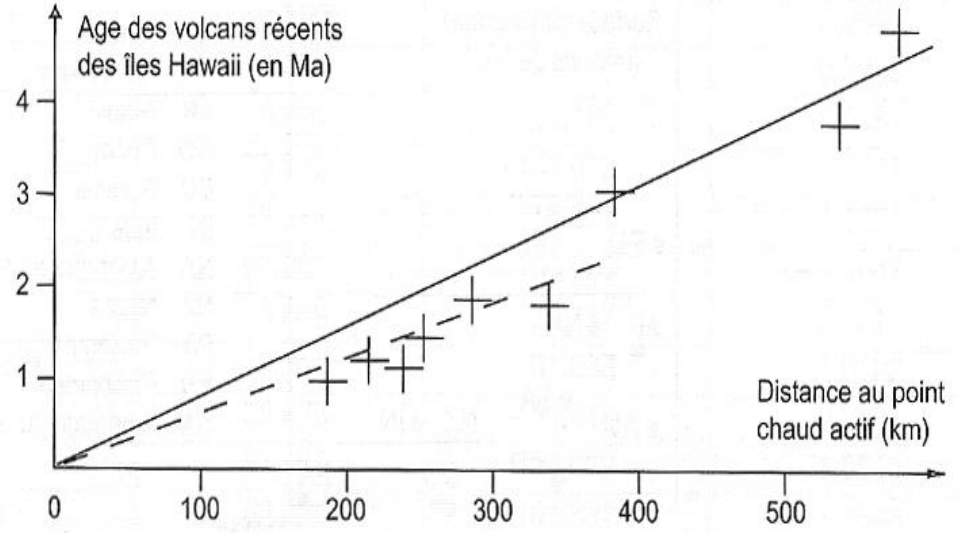


Figure 1.31. Estimation de la vitesse de la plaque Pacifique par rapport au point chaud d'Hawaï, d'après les données de la figure 1.30.

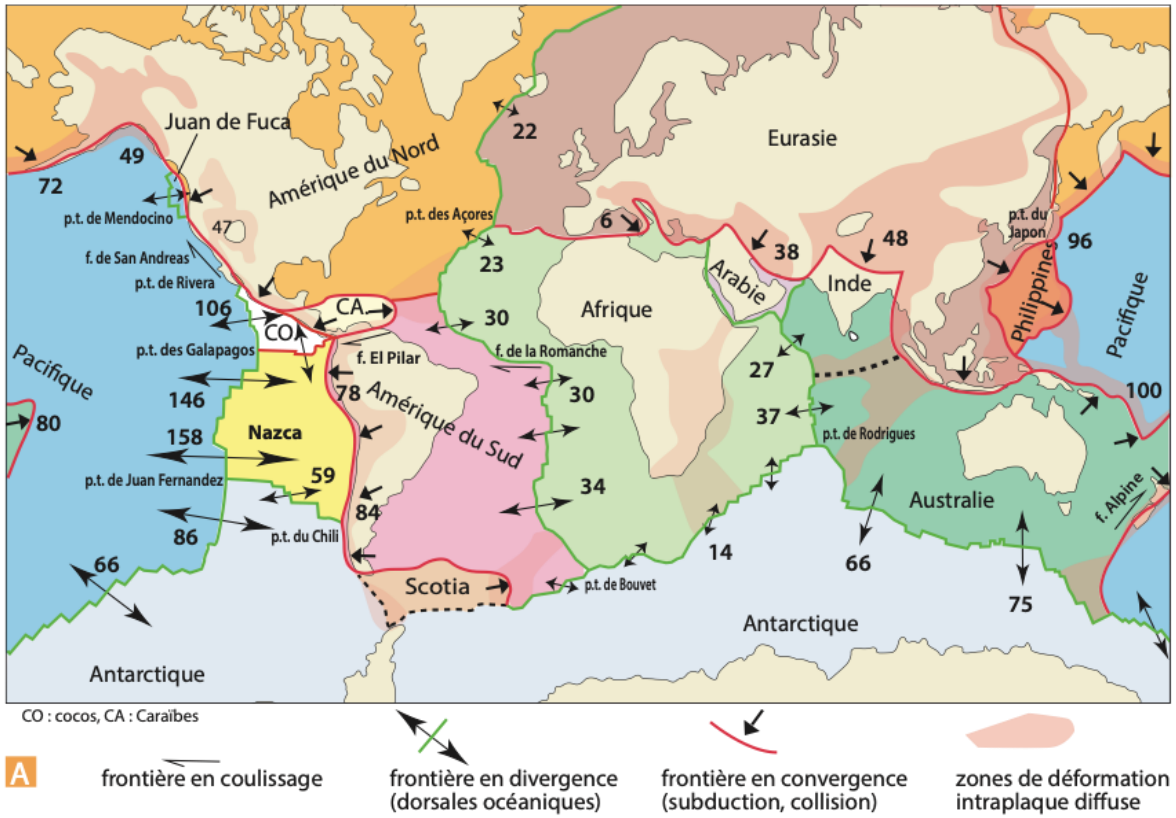
Les points chauds renseignent sur la mobilité des plaques (in Renard et al, 2016 et in Lallemand et al., 2005)

III- LA GEODYNAMIQUE DE LA LITHOSPHERE

A. LA LITHOSPHERE SE DEPLACE SUR L'ASTHENOSPHERE : TECTONIQUE DES PLAQUES

2. CONSTRUCTION D'UN MODÈLE DE CINÉMATIQUE GLOBAL

2.1. MODÈLE DE CINÉMATIQUE FINIE : DES MODÈLES OCÉANIQUES



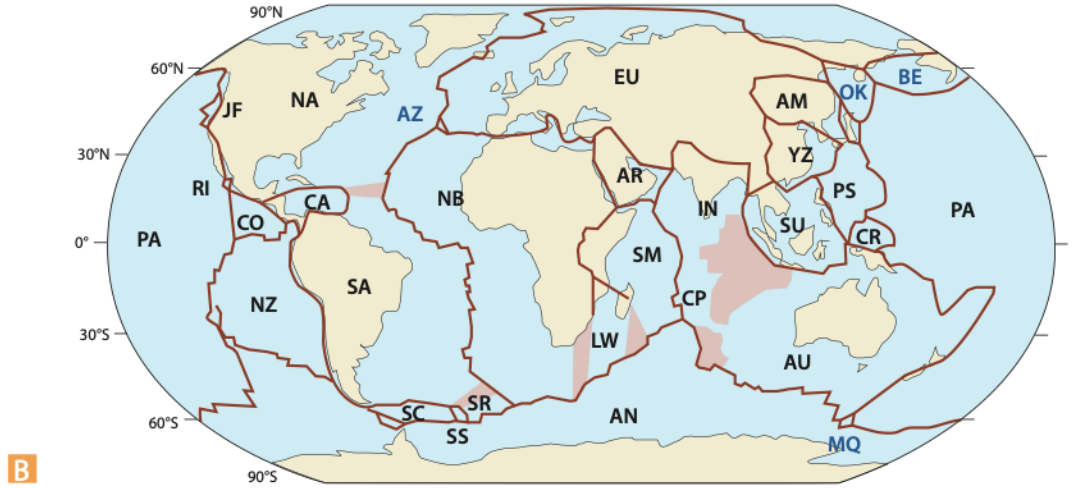
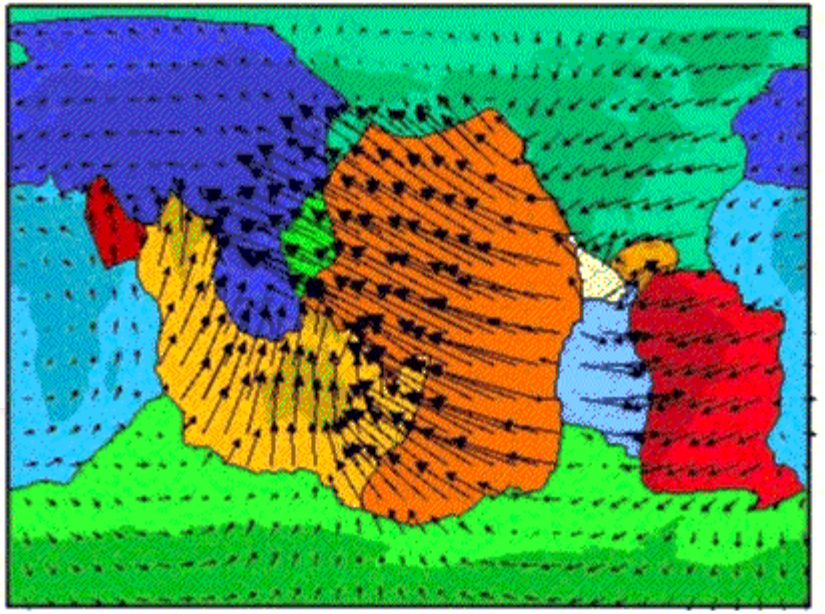


Figure 7.4 Les modèles de plaques lithosphériques.

A. Le modèle à 12 plaques principales NUVEL-1 de 1990. Les chiffres sont les valeurs des déplacements relatifs aux frontières en mm/an. Ces valeurs sont obtenues grâce aux déplacements des plaques calculés d'après les données des anomalies magnétiques océaniques moyennées sur 3 Ma pour les dorsales et les vecteurs glissement (pôle du plan nodal principal) pour les zones de subduction. Voir la figure 7.15 pour les mouvements absolus.

B. Les 29 plaques du modèle MORVEL de 2010 (voir commentaire encart 7.12). AM = Amur, AN = Antarctique, AR = Arabie, AU = Australie, AZ = Açores, BE = Bering, CA = Caraïbes, CH = Bloc de Chine, CO = Cocos, CP = Capricone, CR = Caroline, EU = Eurasie, IN = Inde, JF = Juan de Fuca, LW = Lwandle, MQ = Macquaries, NA = Amérique du Nord, NB = Nubie (Afrique), NZ = Nazca, OK = Okhotz, PA = Pacifique, PH = Philippines, RI = Rivera, SA = Amérique du Sud, SC = Scotia, SM = Somalie, SR = Sud, SS = South Sandwich, SU = Sonde. En bleu foncé, les plaques dont le mouvement n'est pas calculé par MORVEL. Les zones colorées en rose représentent les régions de déformation intraplaque (frontières diffuses).

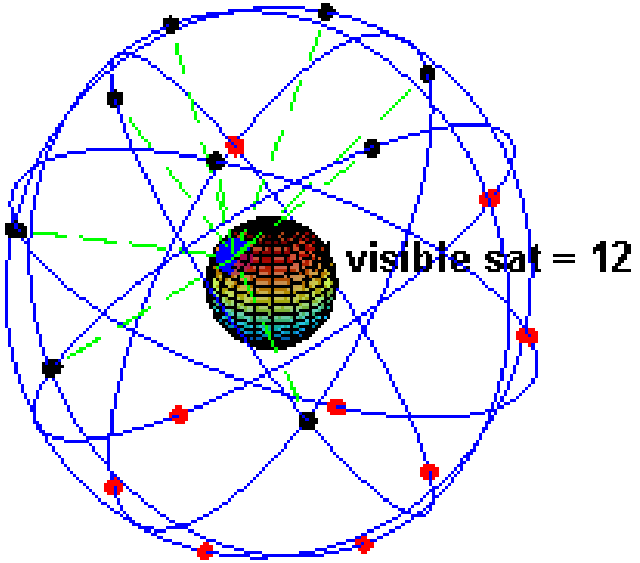
III- LA GEODYNAMIQUE DE LA LITHOSPHERE
A. LA LITHOSPHERE SE DEPLACE SUR L'ASTHENOSPHERE : TECTONIQUE DES PLAQUES
2. CONSTRUCTION D'UN MODÈLE DE CINÉMATIQUE GLOBAL
2.2. LES DONNEES DE CINEMATIQUE INSTANTANEE (GPS) CONFIRMENT LES MODELES DE CINEMATIQUE FINIE

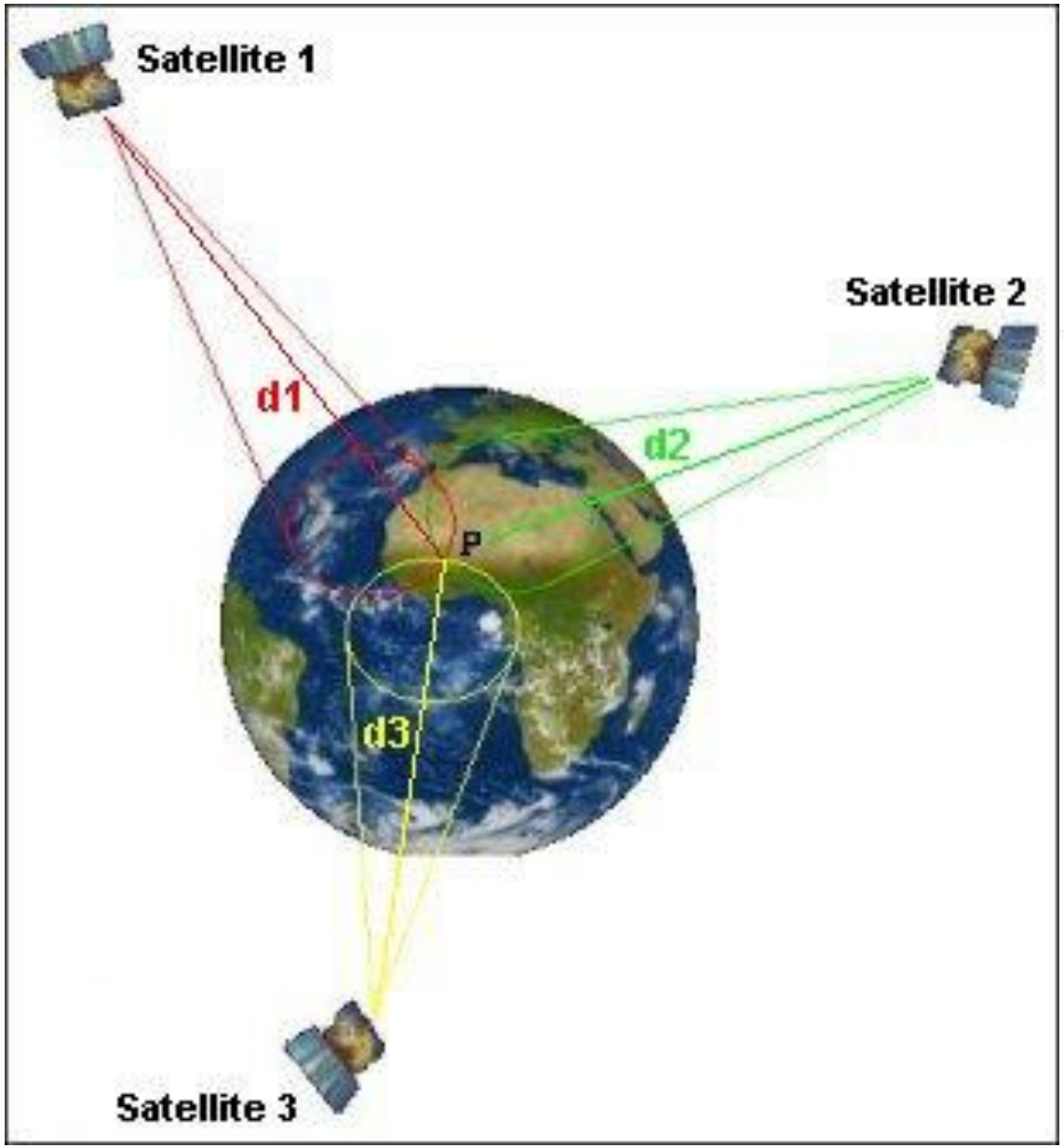


1	PACIFIQUE	10 cm/an vers le N-W
2	EURASIE	1 cm/an vers l'E
3	AFRIQUE	2 cm/an vers le N
4	ANTARCTIQUE	Tourne sur elle même
5	INDE-AUSTRALIE	7 cm/an vers le N
6	AMERIQUE DU NORD	1 cm/an vers l'W
7	AMERIQUE DU SUD	1 cm/an vers le N
8	NAZCA	7 cm/an vers l'E
9	PHILIPPINE	8 cm/an vers l'W
10	ARABIE	3 cm/an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

- **Données GPS** → mesures directes des vitesses des années ou dizaines d'années = **cinématique instantanée.**
  - ➢ GPS (**Global Positioning System**) = **24 satellites** sur 6 plans orbitaux, émettant des ondes radio
    - ✓ mise en place pour des besoins de défense par les États-Unis
    - ✓ précision : mouvements **instantanés au cm** près
  - ➢ Données GPS confirment les modèles NUVEL1 ou MORVEL (cf anomalies magnétiques)
- Les **vitesses instantanées** ainsi mesurées sont **conformes** à celles déterminés par les modèles de cinématique globale antérieurs, ce qui signifie en fait que la **vitesse instantanée des plaques est représentative de la vitesse moyenne sur plusieurs millions d'années.**

⇨modèle de cinématique instantanée (proche de vitesse moyenne)
⇨mouvements absolus


visible sat = 12


Satellite 1
Satellite 2
Satellite 3
d1
d2
d3
P

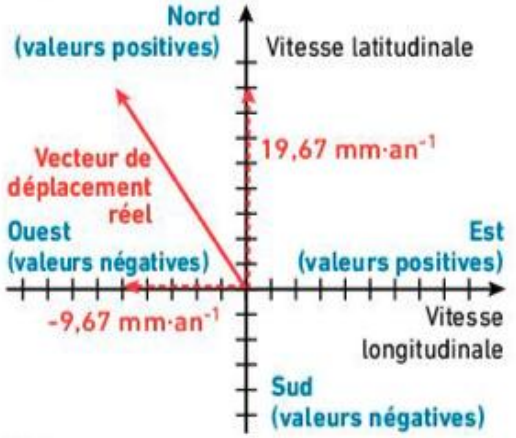
Cf TD



A

S1 : station Reykjavik S2 : station Höfn

Les graphiques (C et D) représentent les longitudes et latitudes de deux stations GPS situées en Islande, Reykjavik et Höfn, mesurées depuis 2002. Par convention, la pente est positive pour des déplacements vers le nord ou vers l'est, négative pour des déplacements vers le sud ou vers l'ouest. La valeur de la pente indique la vitesse de déplacement de la station. La somme des vecteurs « vitesse latitudinale » et « vitesse longitudinale » (vecteurs en traits pointillés) permet donc de connaître le déplacement réel de la station (vecteur en trait plein) (B).



B Vitesse de déplacement de la station S1.





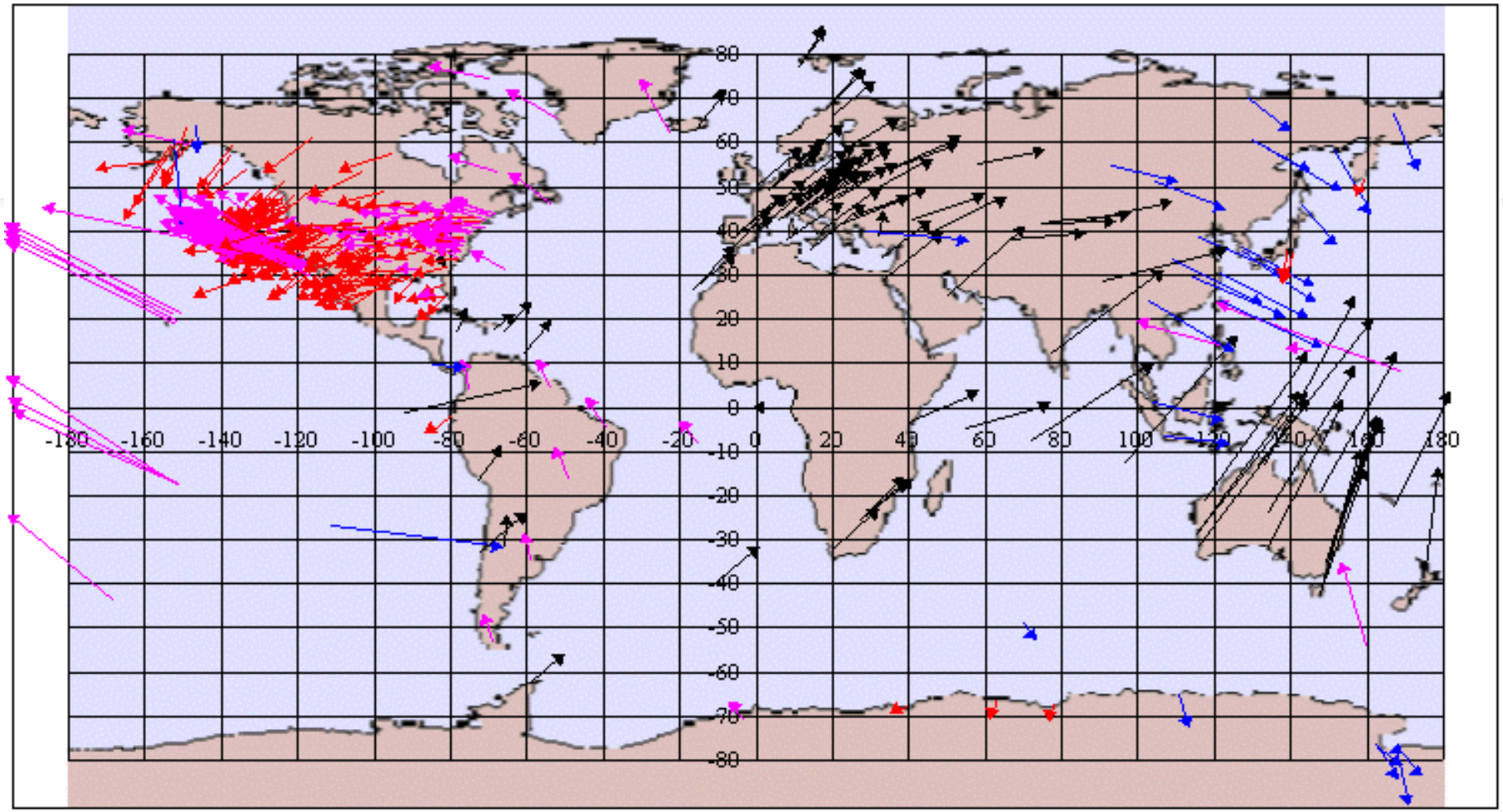
C Évolution de la latitude et de la longitude de Reykjavik entre 2002 et 2018.





D Évolution de la latitude et de la longitude de Höfn entre 2002 et 2018.

⇨modèle de cinématique instantanée
⇨mouvements absolus



⇨modèle de cinématique instantanée
⇨mouvements absolus

III- LA GEODYNAMIQUE DE LA LITHOSPHERE

A. LA LITHOSPHERE SE DEPLACE SUR L'ASTHENOSPHERE : TECTONIQUE DES PLAQUES

3. LES 3 GRANDS TYPES DE MOUVEMENTS RELATIFS DES PLAQUES

- **Mouvements relatifs** des plaques = mouvement des plaques les unes par rapport aux autres
  - mouvements de **convergence** : subduction, collision
  - mouvements de **divergence** : dorsales océaniques
  - mouvements de **coulissage** : failles transformantes

- **Bilan** : les plaques sont des coquilles rigides qui se déplacent sur **l'asthénosphère ductile** (à **l'échelle des Ma**).

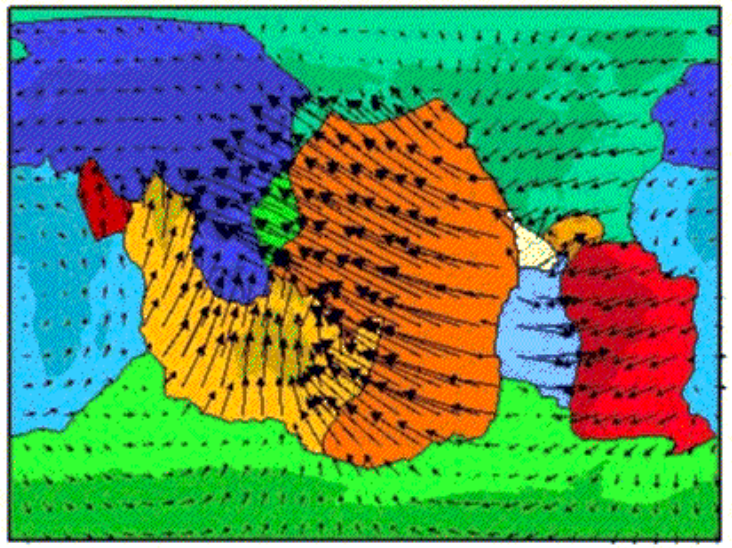


III- LA GEODYNAMIQUE DE LA LITHOSPHERE
A. LA LITHOSPHERE SE DEPLACE SUR L'ASTHENOSPHERE : TECTONIQUE DES PLAQUES
BILAN

- Déplacements horizontaux à la surface du globe
  - ➢ Mesure directe (satellites) = cinématique instantanée (absolue)
    - ✓ *Système GPS (24 satellites et balises au sol)*
    - ✓ *Système DORIS*
  - ➢ Mesure indirecte
    - ✓ *Études paléomagnétiques cinématique finie (mouvement relatif)*
    - ✓ *Étude des sédiments du socle océanique = cinématique finie (mouvement relatif)*
    - ✓ *Étude des mécanismes au foyer (cf ST-D): mouvement relatif*
    - ✓ *Étude des failles transformantes (mouvement relatif): vitesse tangentielle relative (différente de la vitesse angulaire absolue)*
    - ✓ *Étude des points chauds: cinématique absolue*
- Construction du modèle NUVEL-1 par cinématique finie confirmé par cinématique instantanée



Modèle NUVEL-1



Cinématique instantanée (données GPS), vitesses relatives déduites des vitesses absolues (par soustraction)

PLAN

I- La Terre une machine thermique libérant de l'énergie

A. Inégale répartition de la chaleur dans les enveloppes internes et externes
B. La convection mantellique, moteur des mouvements des plaques lithosphériques
C. Conséquences de la conduction et de la convection sur les profils thermiques

II. L'étude du champ de pesanteur renseigne sur la forme de la Terre et la répartition des masses en profondeur

A. Rappels
B. Les variations latérales du géoïde à petite longueur d'ondes rendent compte des reliefs sous-marins.
C. Les données gravimétriques renseignent sur la répartition des masses en profondeur
D. La lithosphère peut être à l'équilibre ou non

III- La géodynamique de la lithosphère

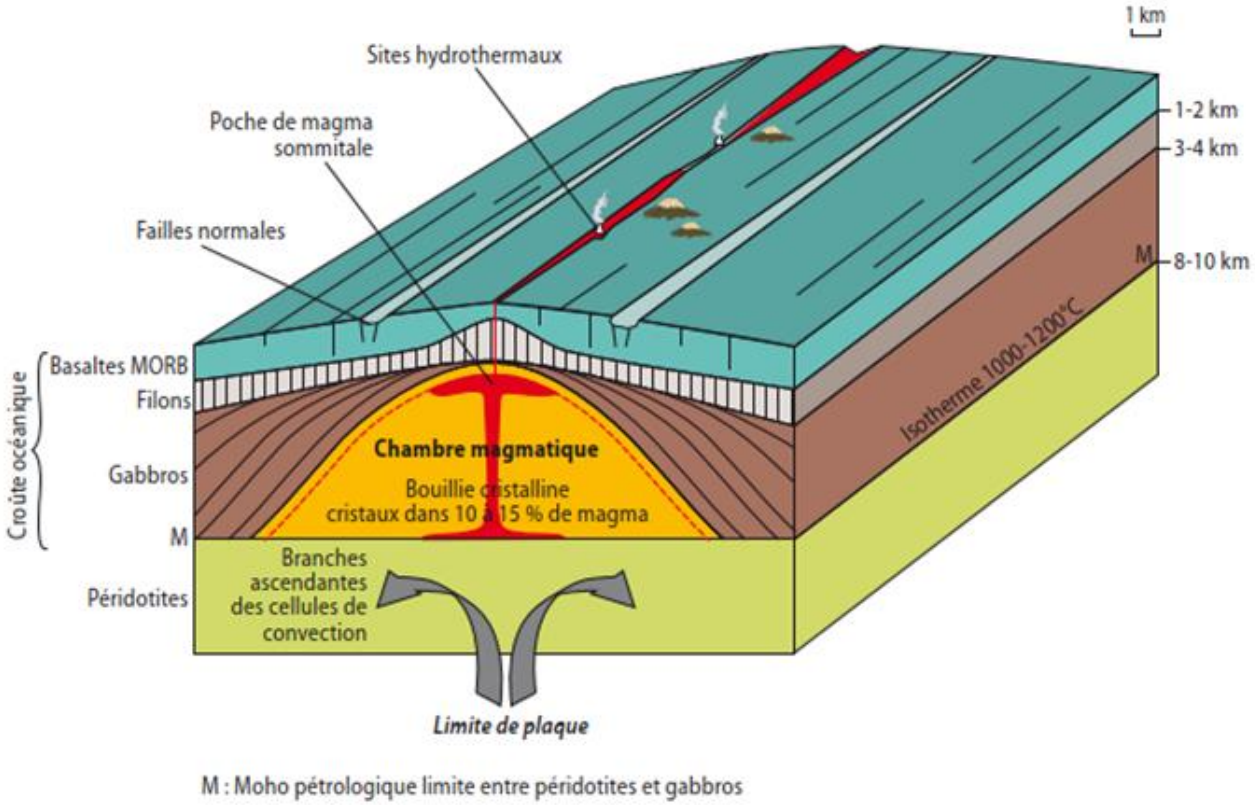
A. La lithosphère se déplace sur l'asthénosphère : tectonique des plaques
B. Les marges actives correspondent aux frontières en CV ou DV
C. Le volcanisme, une conséquence de la géodynamique

III- LA GEODYNAMIQUE DE LA LITHOSPHERE

B. LES MARGES ACTIVES CORRESPONDENT AUX FRONTIÈRES EN CV OU DV

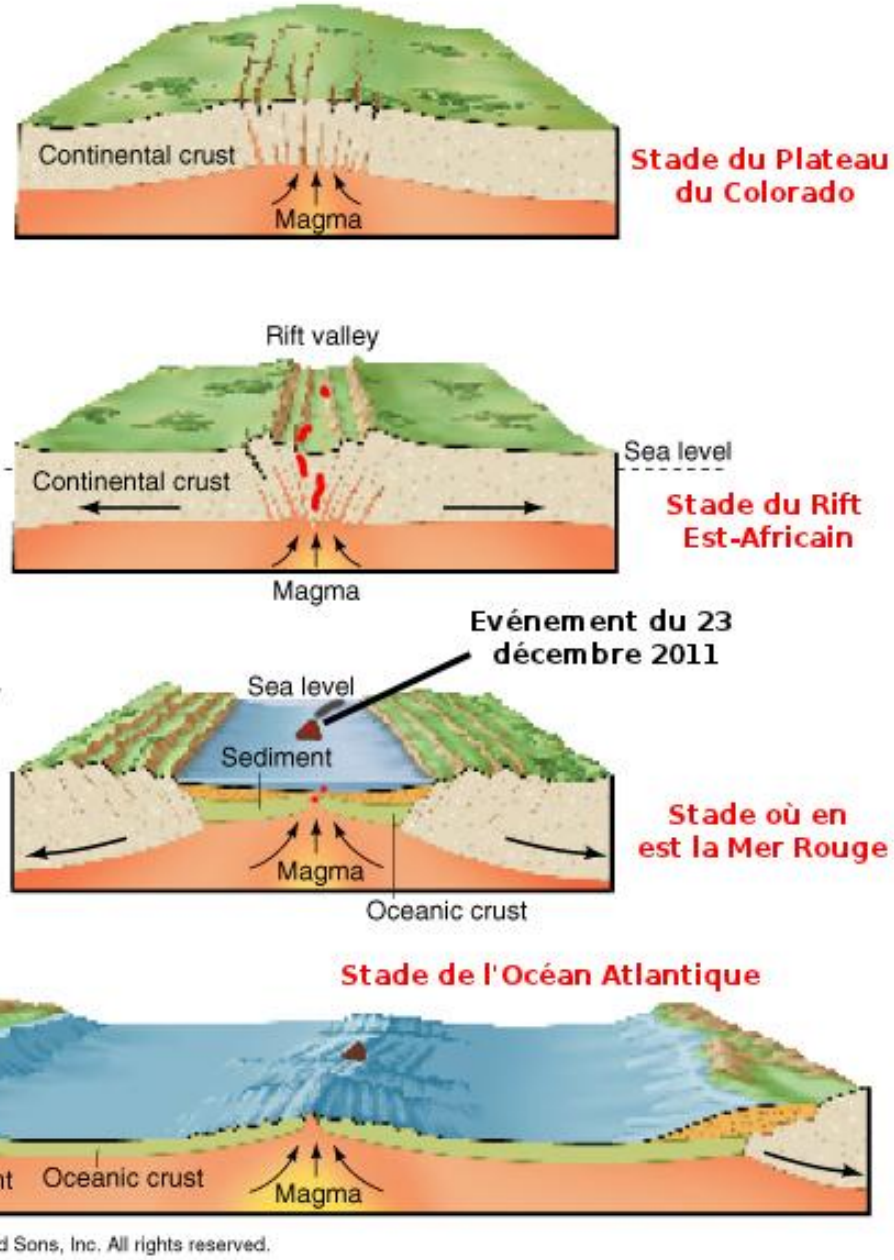
1. LES DORSALES : FORMATION DE LITHOSPHÈRE OCÉANIQUE

1.1. FORMATION DES DORSALES : OCÉANISATION



M : Moho pétrologique limite entre péridotites et gabbros

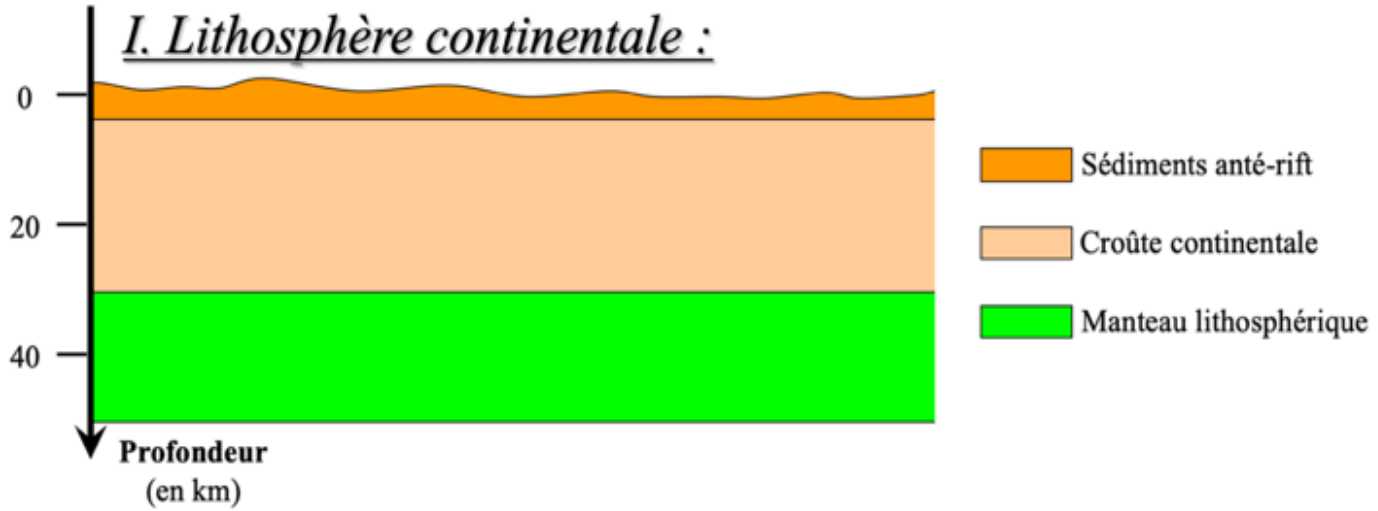
Schéma du fonctionnement d'une dorsale



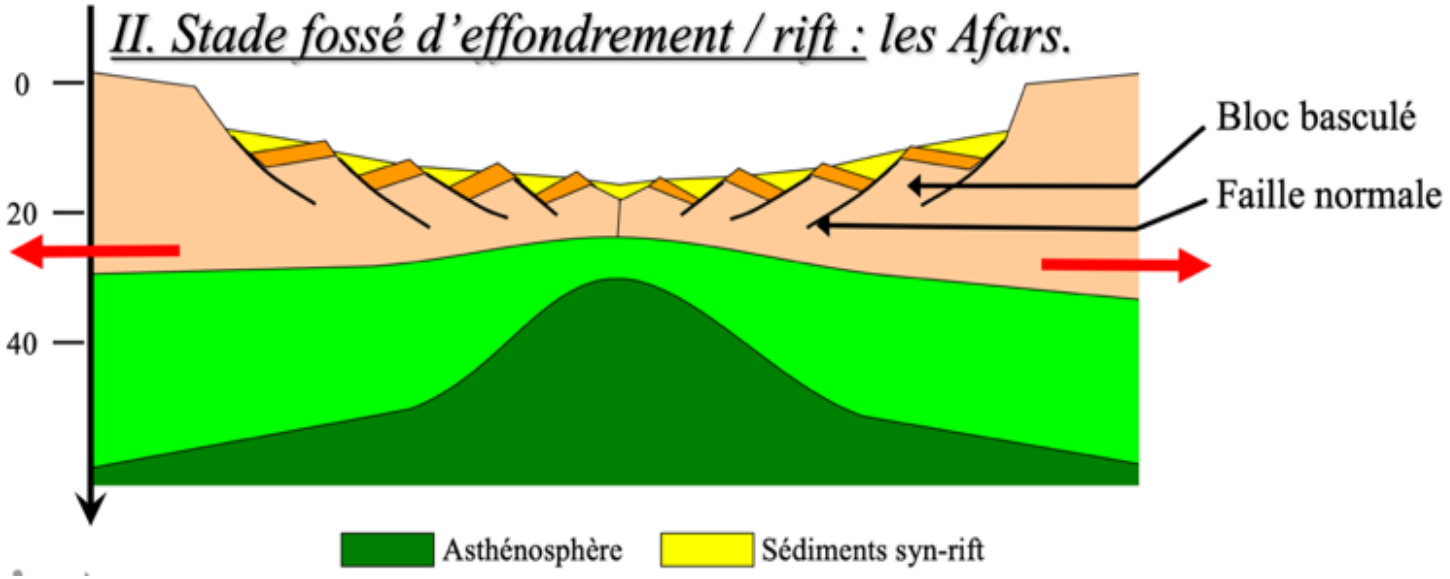
t 1999 John Wiley and Sons, Inc. All rights reserved.

L'océanisation :

I. Lithosphère continentale :

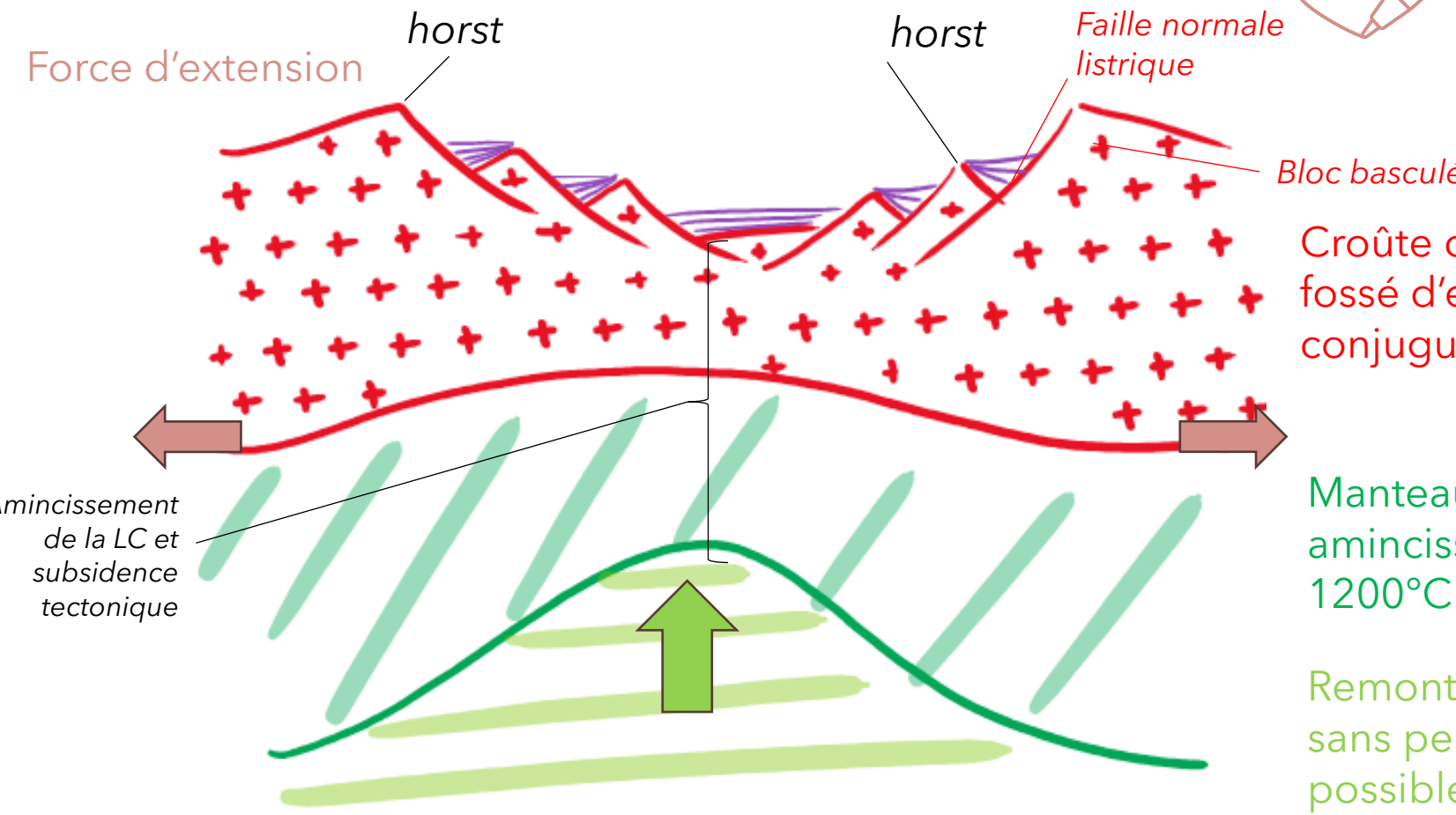


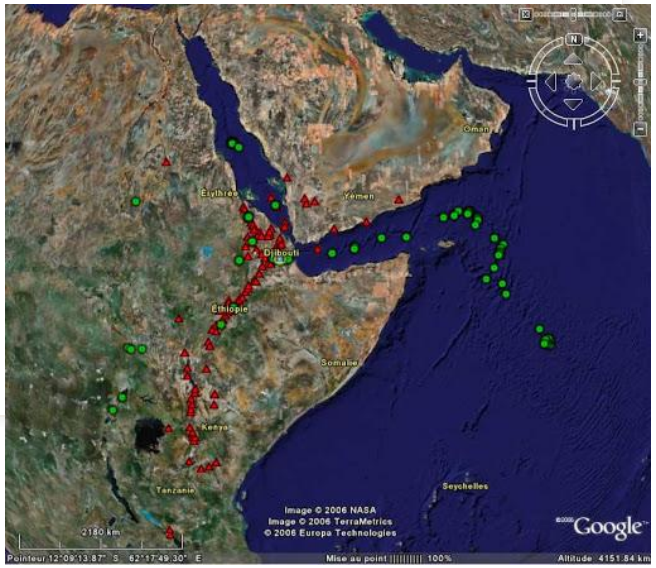
II. Stade fossé d'effondrement / rift : les Afars.



Lithosphère et frontières de plaques lithosphériques

Rift : extension continentale



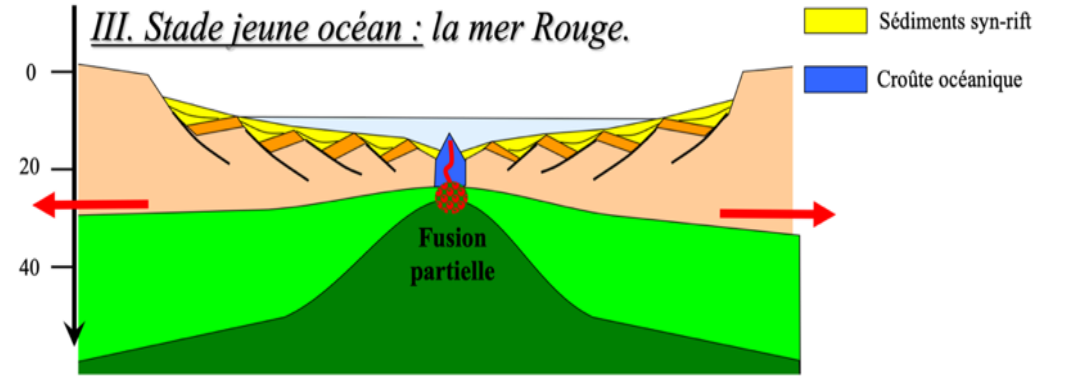


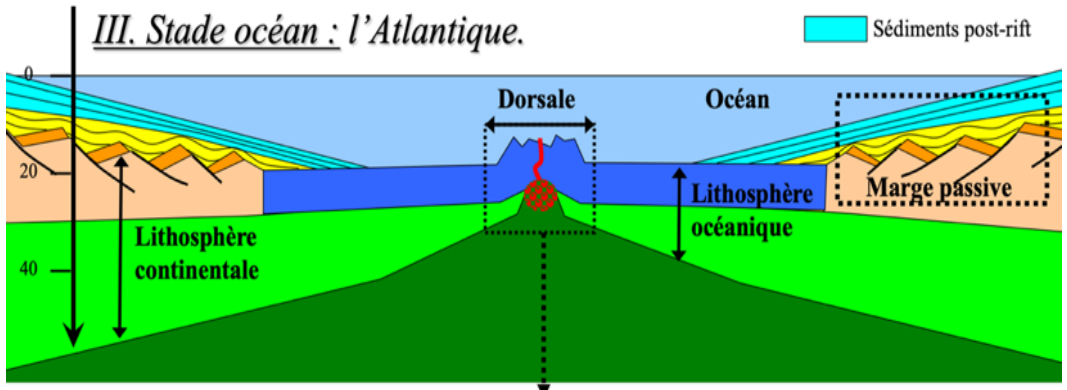
Ex : rift est-africain

Croûte continentale étirée cassante ⇨ fossé d'effondrement (failles normales conjuguées) avec horst et graben

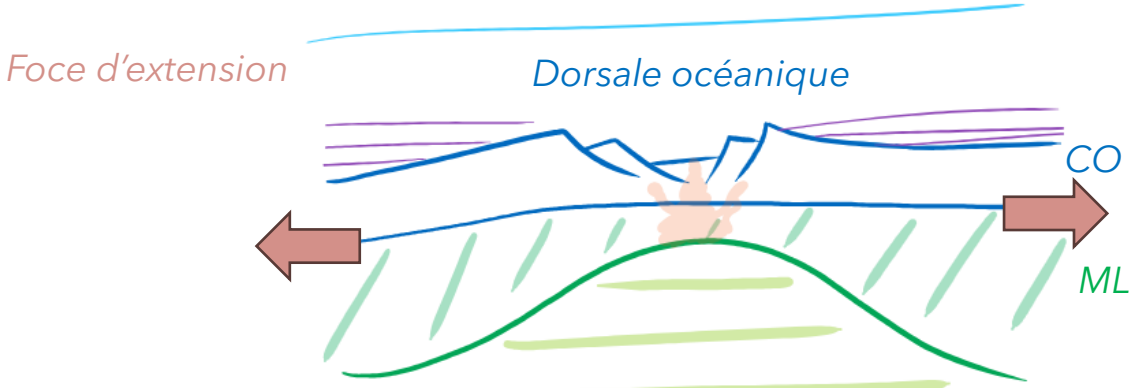
Manteau lithosphérique étiré ⇨ amincissement ⇨ remontée de isotherme 1200°C

Remontée du manteau asthénosphérique sans perte de chaleur (adiabatique)⇨ possible fusion partielle de la péridotite





La formation de la lithosphère océanique



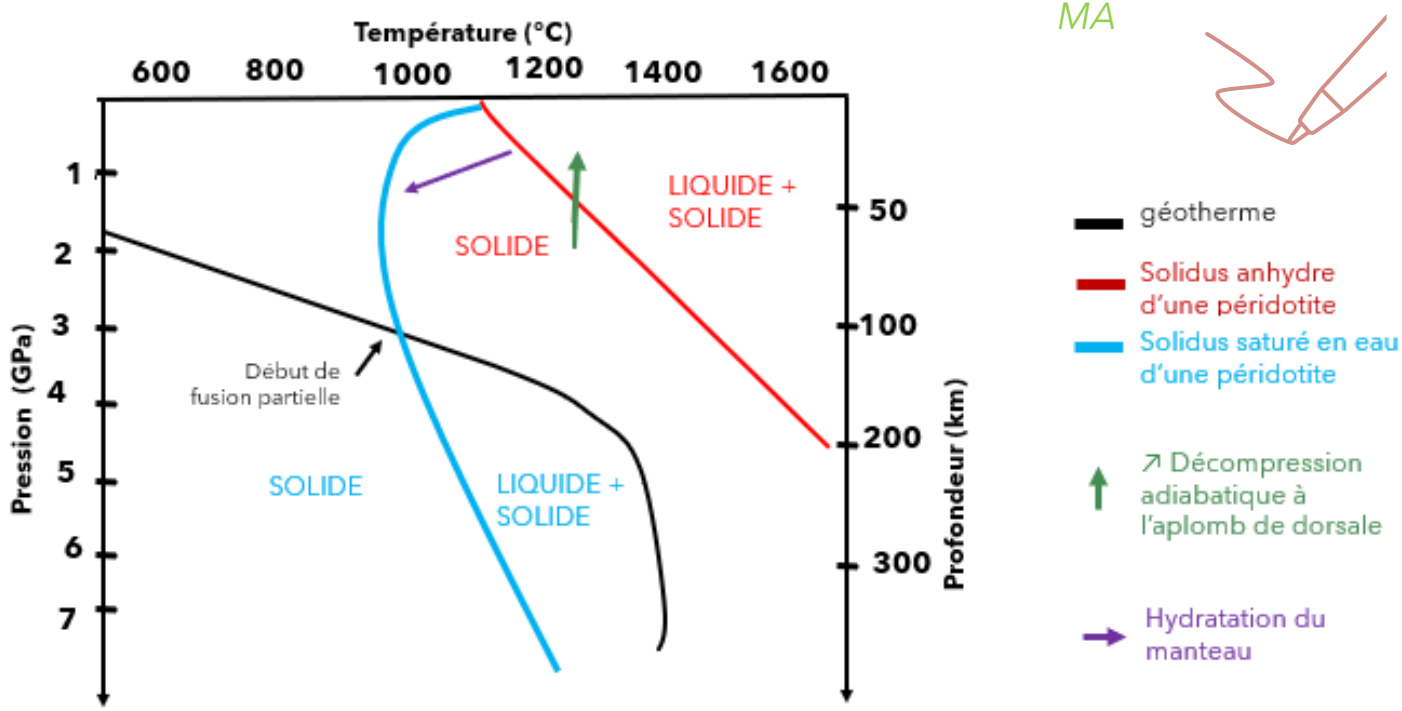
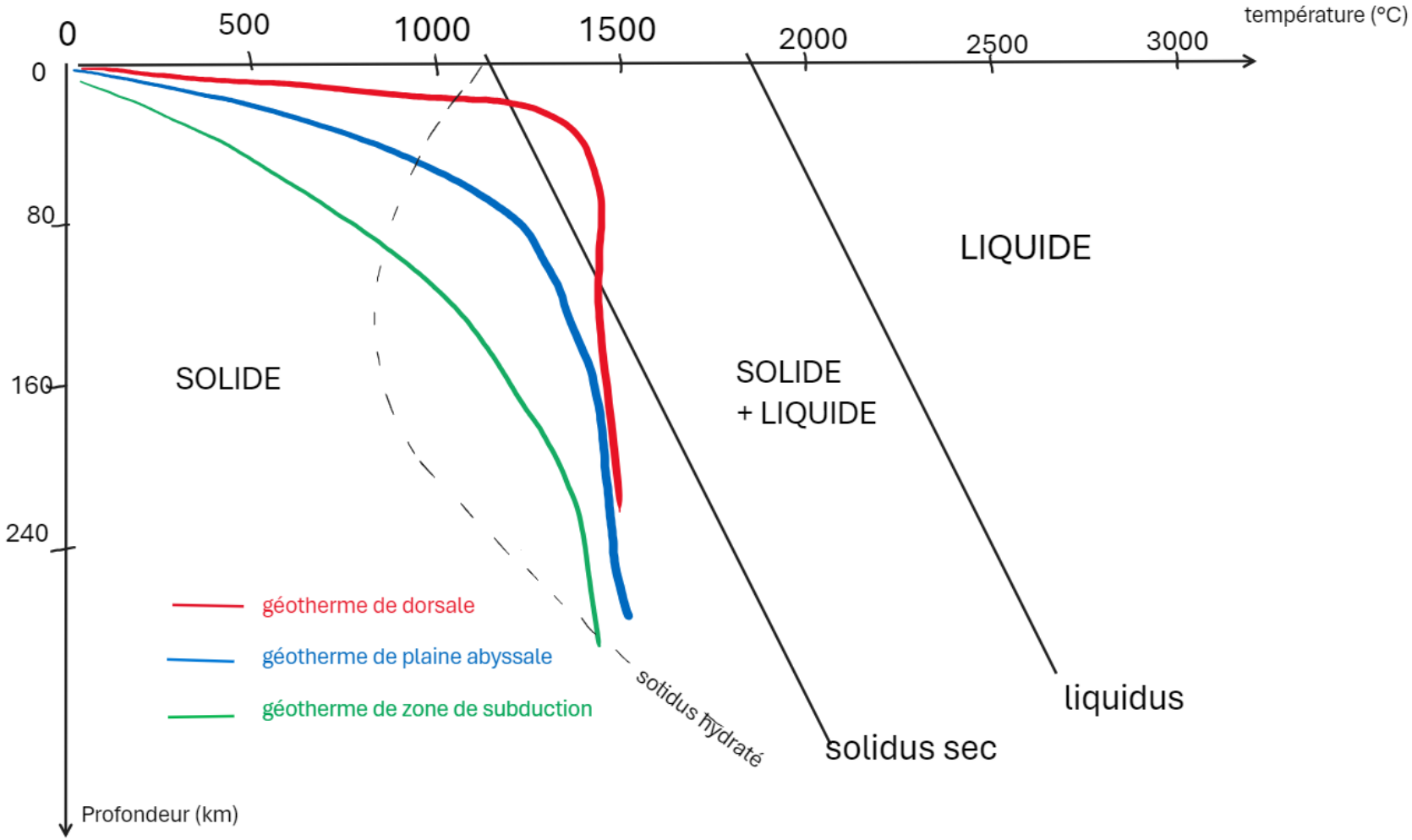


Diagramme pression (GPa) – température (°C) présentant le géotherme et les solidus anhydre/ hydraté d'une péridotite



Géothermes et solidus de la péridotite

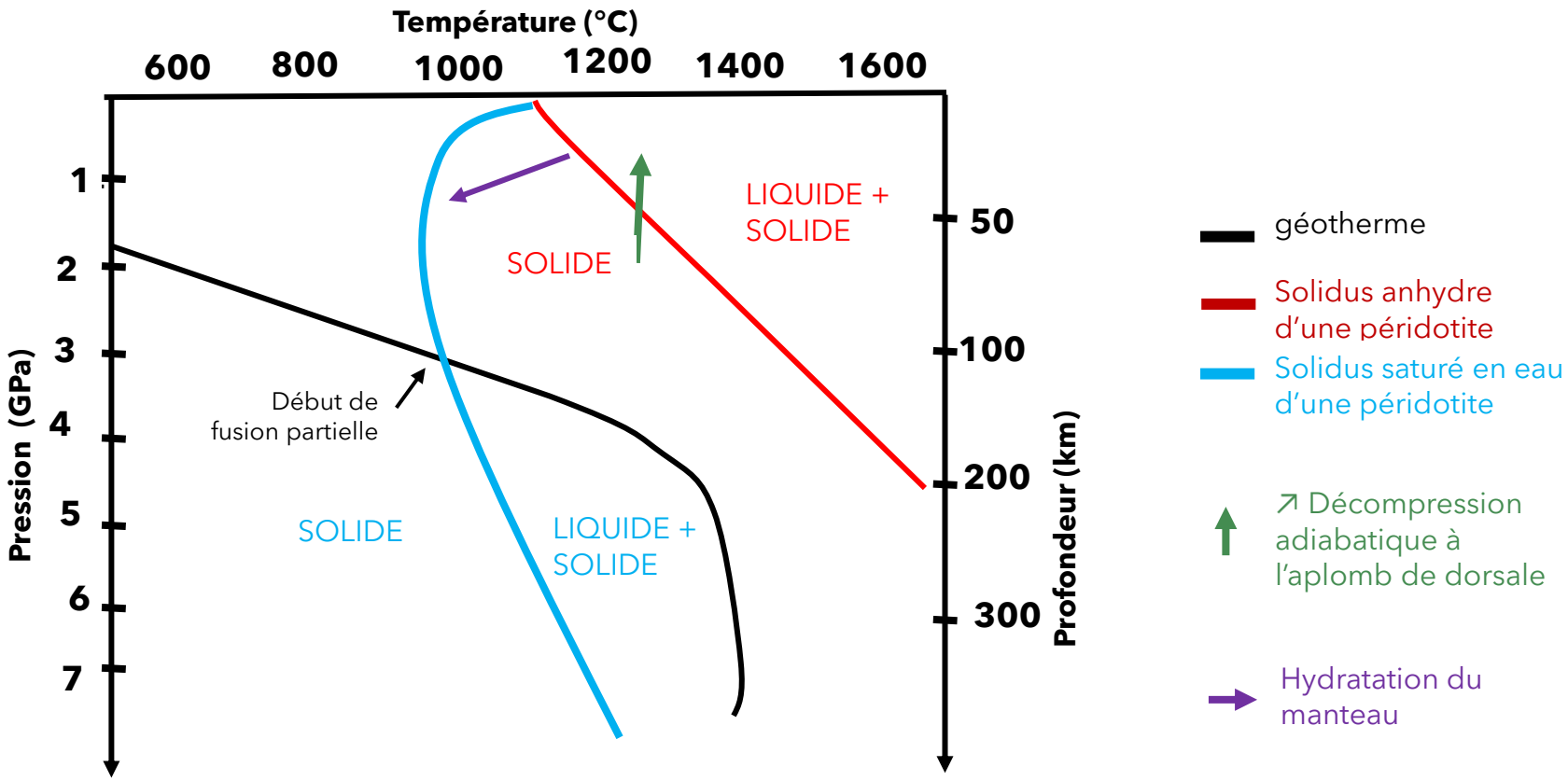


Figure 38 : Diagramme pression (GPa) – température (°C) présentant le géotherme et les solidus anhydre/ hydraté d'une péridotite

B. LES MARGES ACTIVES CORRESPONDENT AUX FRONTIÈRES EN CV OU DV

1. LES DORSALES : FORMATION DE LITHOSPHÈRE OCÉANIQUE

1.2. SIGNATURE GÉOPHYSIQUES, GÉOMORPHOLOGIQUES ET PÉTROLOGIQUES DES DEUX TYPES DE DORSALES

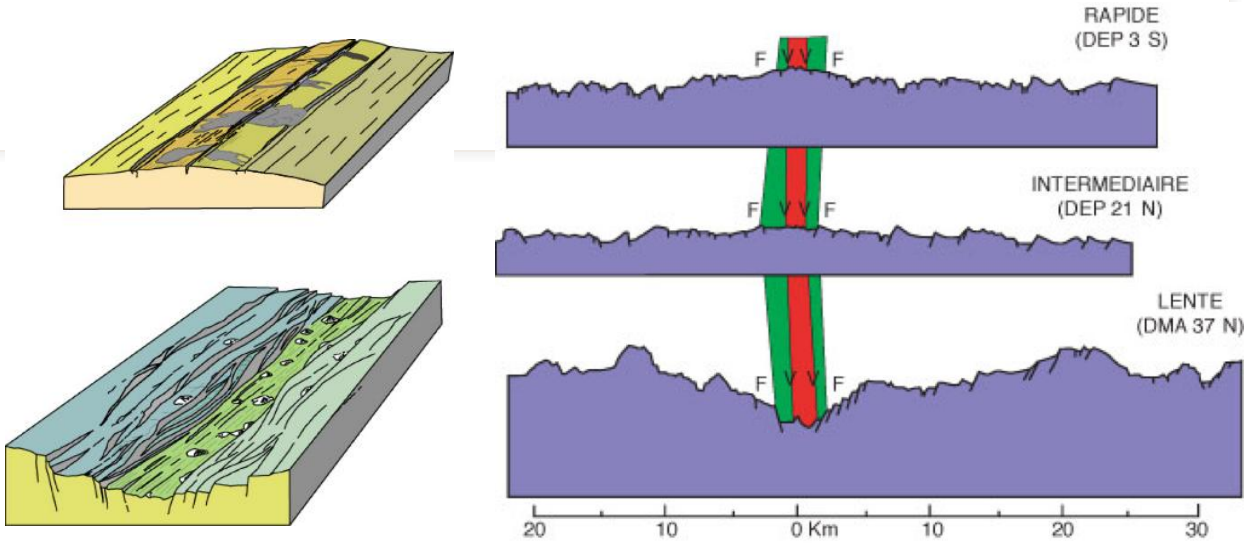


Figure 37 : bathymétrie des dorsales lentes/ rapides

- **Caractéristiques morphologiques :**

chaînes sous-marines, qui peuvent s'élever en pente douce jusqu'à 2 km au-dessus du niveau des plaines abyssales (5000m de profondeur en moyenne).

  - **Dorsale lente**, exemple dorsale Atlantique (3 cm / an) → vallée axiale = rift = zone d'effondrement
  - **Dorsale rapide** (8 à 16 cm/an), ex. dorsale Pacifique → absence de rift, l'axe est lisse et présente un profil bombé

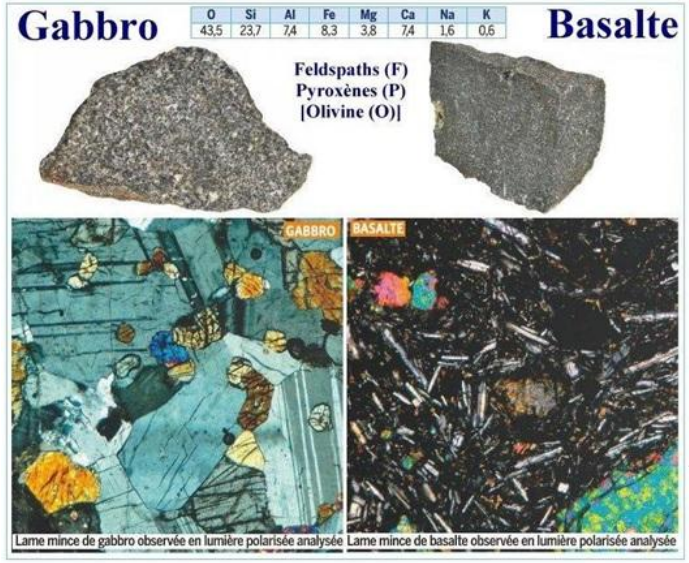
- **Caractéristiques géophysiques :**

Séismes : zones actives, lieu de petits séismes superficiels et nombreux.

Flux thermique : remontée du manteau asthénosphérique chaud → augmentation du flux

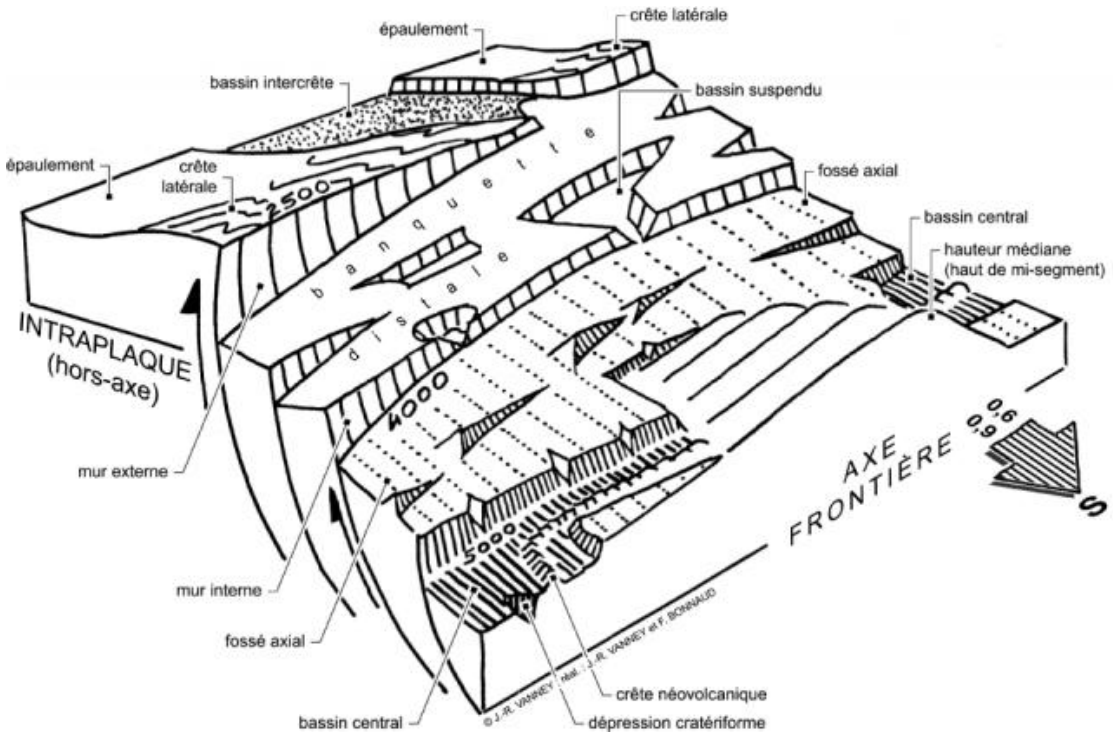
- **Caractéristiques pétrologiques :**

Formation de basaltes et gabbros.

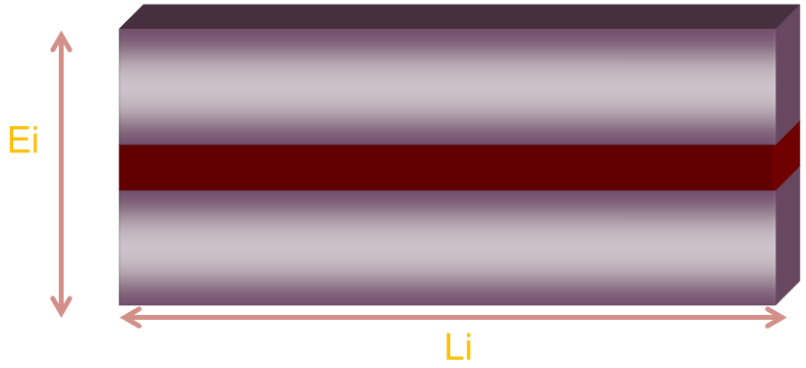


https://leblogdelaprofdesvt.webnode.fr/news/a1-correction2/

B. LES MARGES ACTIVES CORRESPONDENT AUX FRONTIÈRES EN CV OU DV
1. LES DORSALES : FORMATION DE LITHOSPHÈRE OCÉANIQUE



Failles normales associées à des forces d'extension



Li<Lf
Ei>Ef
=> Il s'agit de forces d'étirement

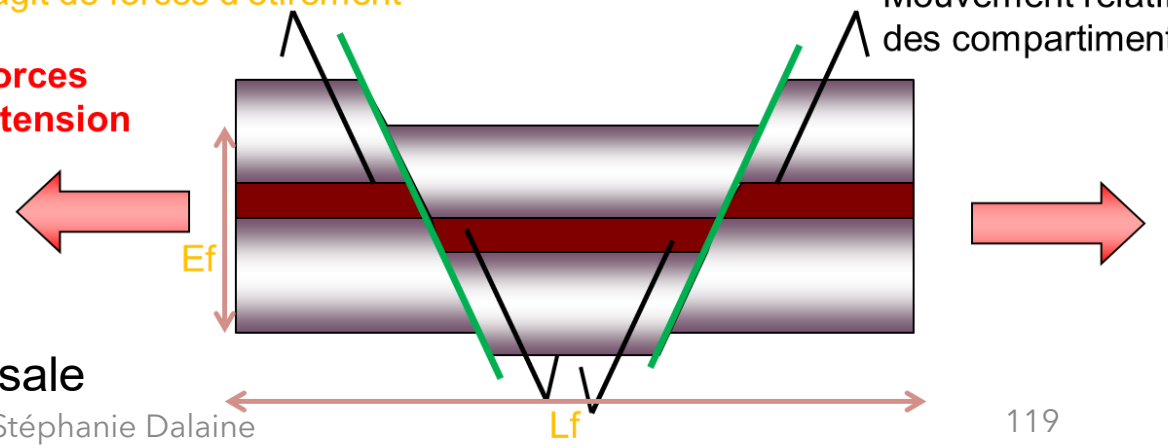


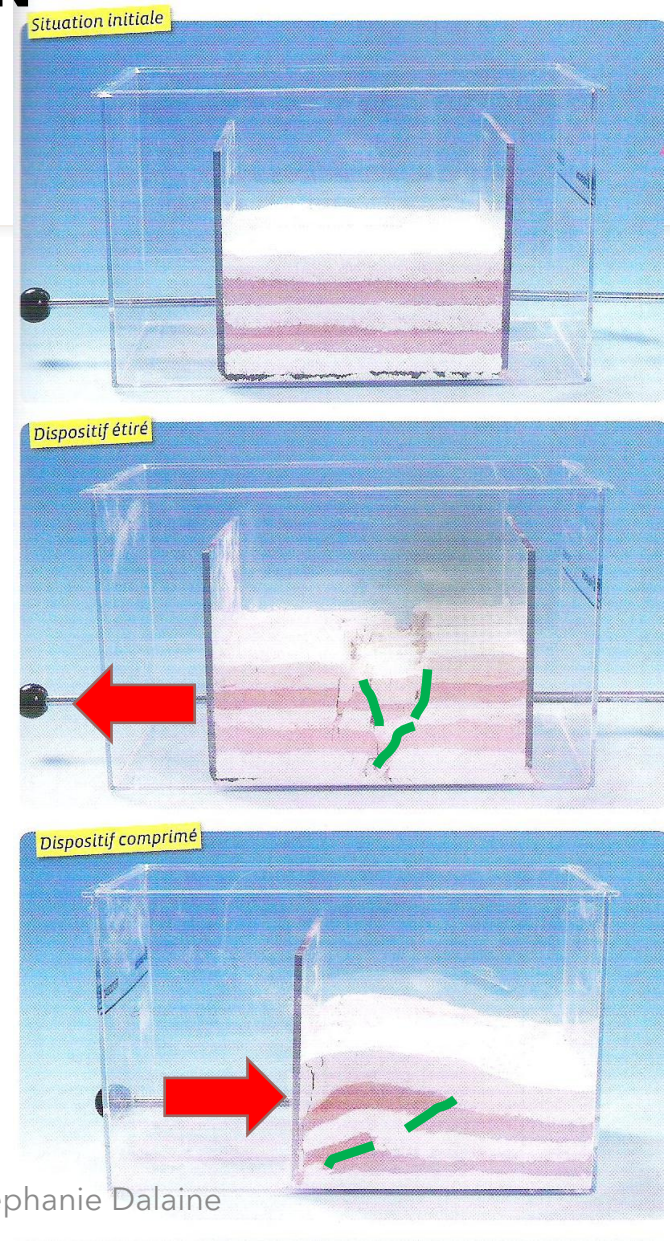
Diagramme perspectif d'une demi-zone axiale dans une dorsale infralente.

B. LES MARGES ACTIVES CORRESPONDENT AUX FRONTIÈRES EN CV OU DV

1. LES DORSALES : FORMATION DE LITHOSPHÈRE OCÉANIQUE

Modélisation des déformations tectoniques

N.B.: la contrainte extensive induit davantage une déformation discontinue (faille) que la contrainte compressive (pli + faille)

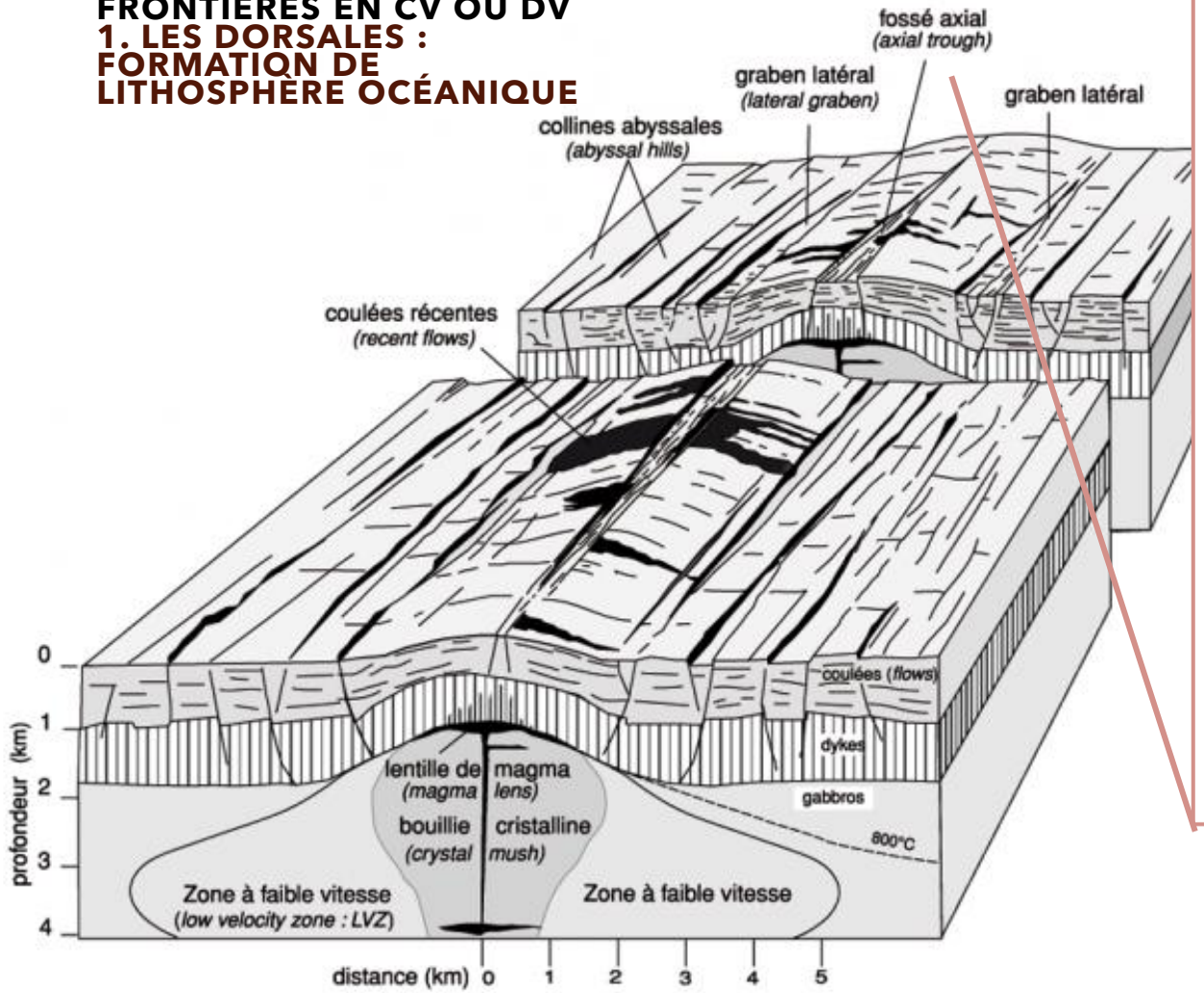


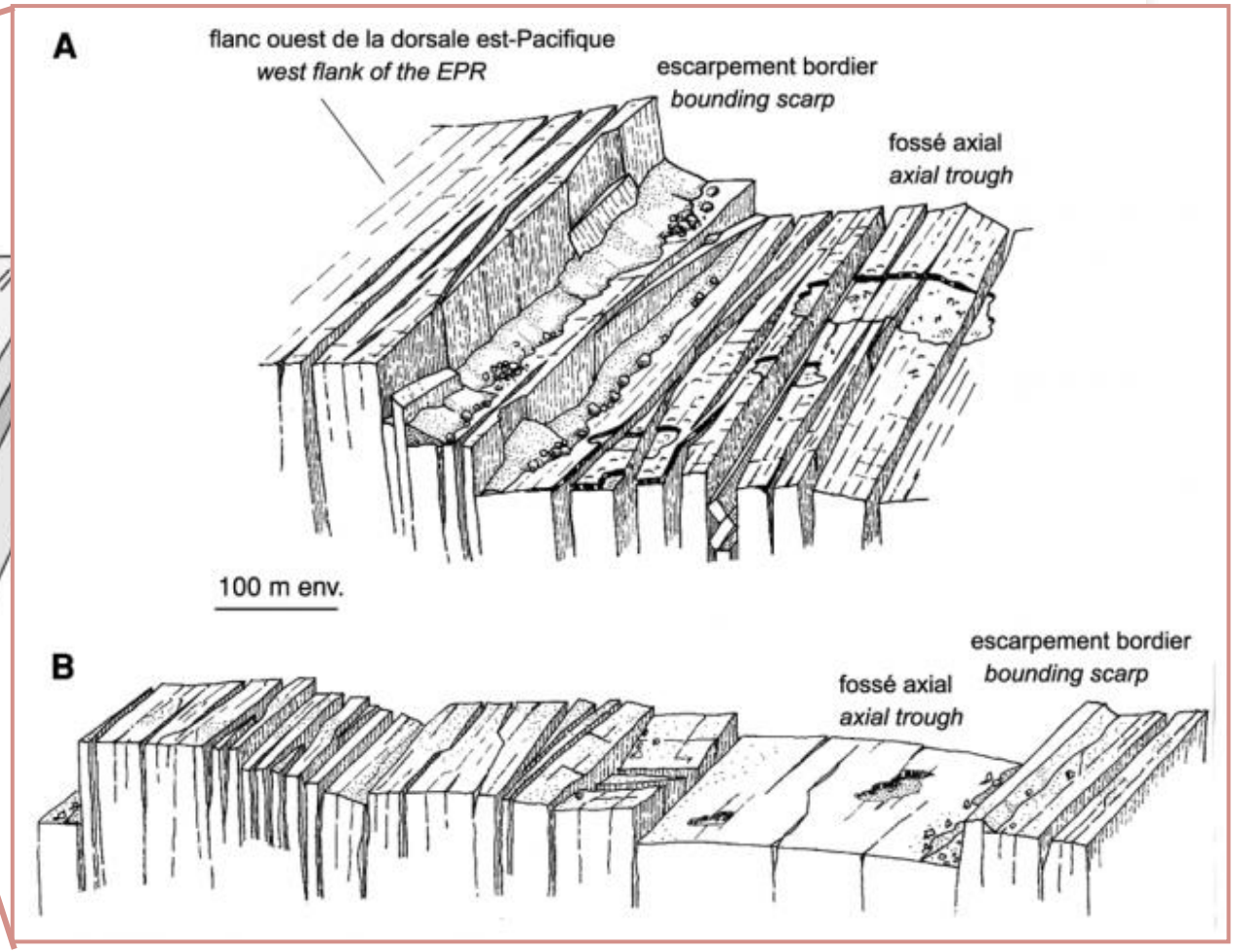
Failles normales

Failles inverses

B. LES MARGES ACTIVES CORRESPONDENT AUX FRONTIÈRES EN CV OU DV

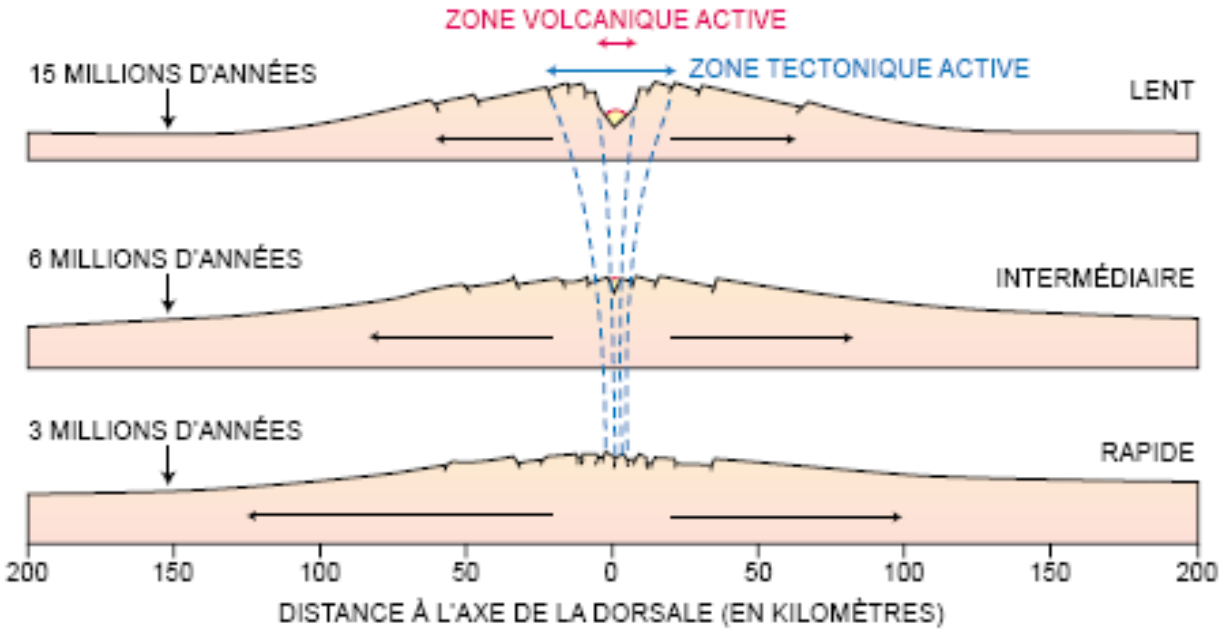
1. LES DORSALES : FORMATION DE LITHOSPHÈRE OCÉANIQUE



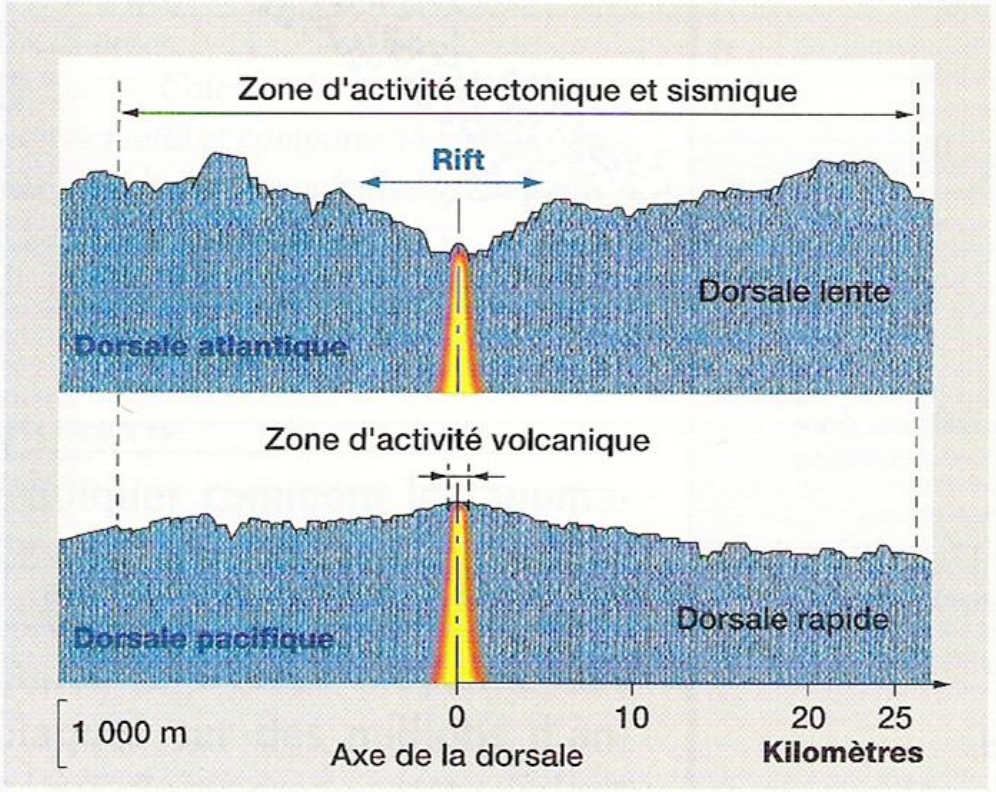


Bloc diagramme montrant l'organisation en surface et en profondeur de la zone axiale d'une dorsale rapide. (ex Est Pacifique)

B. LES MARGES ACTIVES CORRESPONDENT AUX FRONTIÈRES EN CV OU DV
1. LES DORSALES : FORMATION DE LITHOSPHÈRE OCÉANIQUE



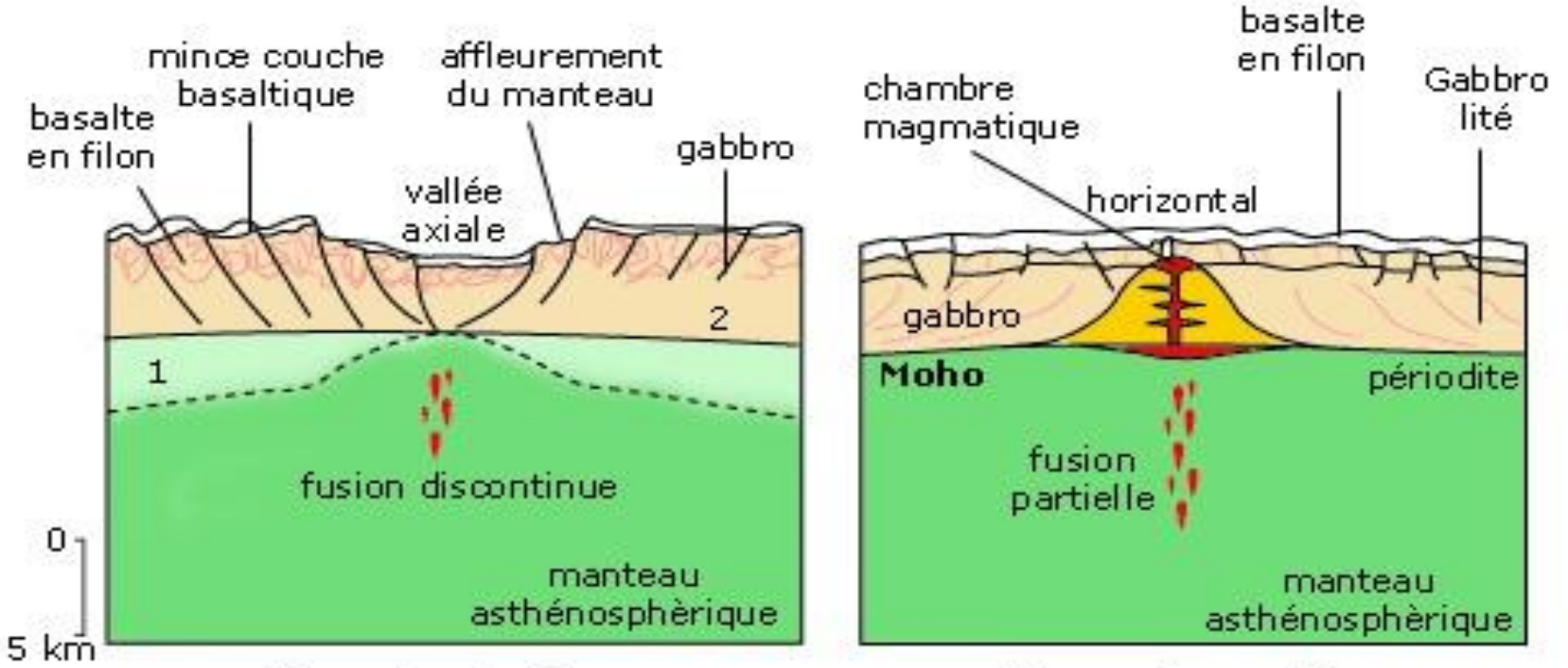
8. La vitesse d'ouverture d'une dorsale médio-océanique détermine la topographie avoisinante, ainsi que la largeur des zones volcaniques et tectoniques actives. On a représenté trois dorsales médio-océaniques de vitesses d'expansion différentes : un segment à vitesse d'ouverture lente de la dorsale médio-atlantique (moins de trois centimètres par an, *en haut)* ; un segment de la dorsale du Pacifique Est, à vitesse d'ouverture intermédiaire (de trois à sept centimètres par an, *au milieu)* ; un segment de la même dorsale, mais dont la vitesse d'ouverture est rapide (plus de sept centimètres par an, *en bas)*. Quand l'ouverture est rapide, l'étirement de la croûte engendre d'importantes fissurations proches de l'axe. Dans les dorsales à vitesse d'ouverture lente ou intermédiaire, des mouvements verticaux de grande ampleur se produisent le long des failles principales qui bordent l'axe d'accrétion.



Doc. 1 Profils topographiques à travers une dorsale lente (médio-Atlantique) et une dorsale rapide (Est-Pacifique). La dorsale rapide n'a pas de rift.

B. LES MARGES ACTIVES CORRESPONDENT AUX FRONTIÈRES EN CV OU DV

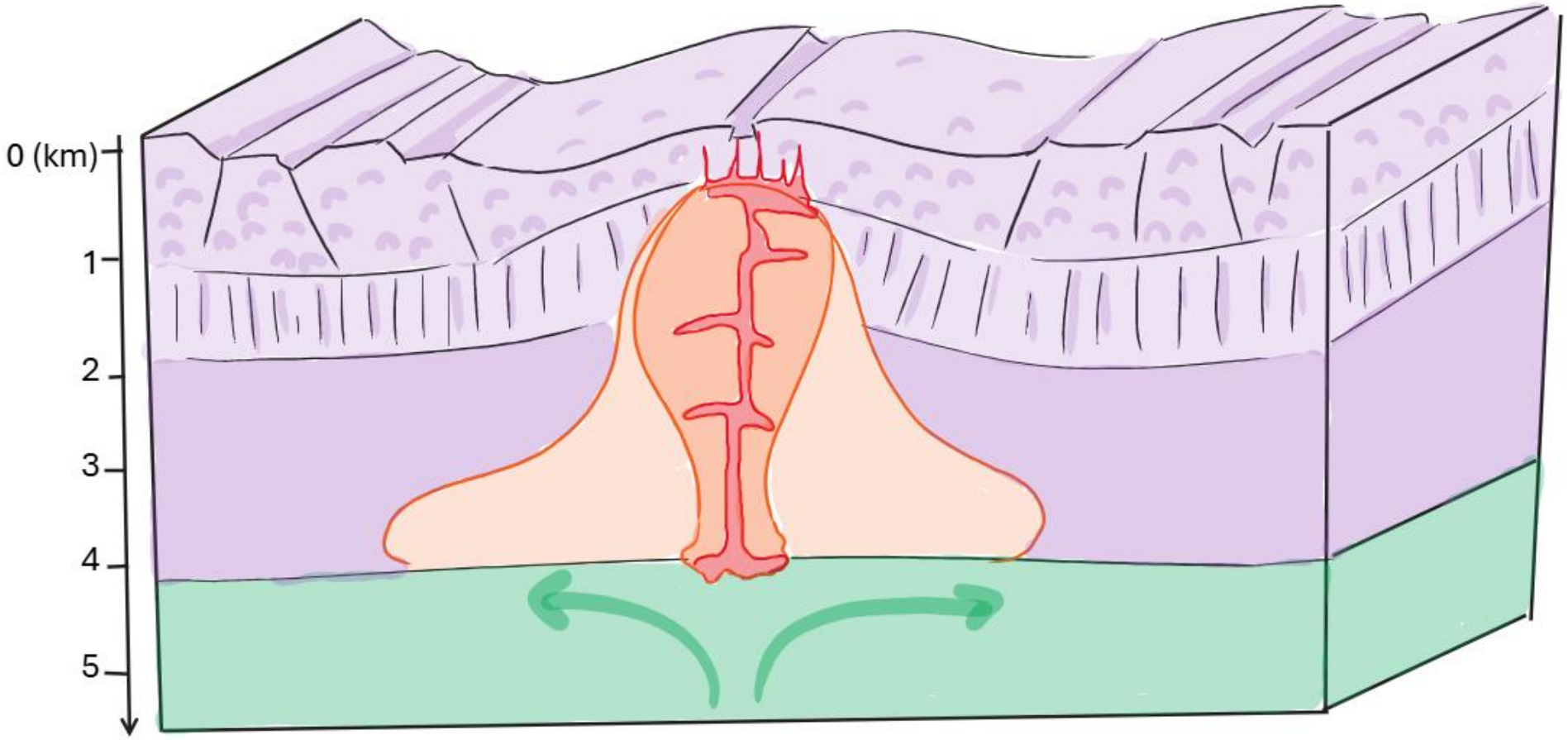
1. LES DORSALES : FORMATION DE LITHOSPHÈRE OCÉANIQUE



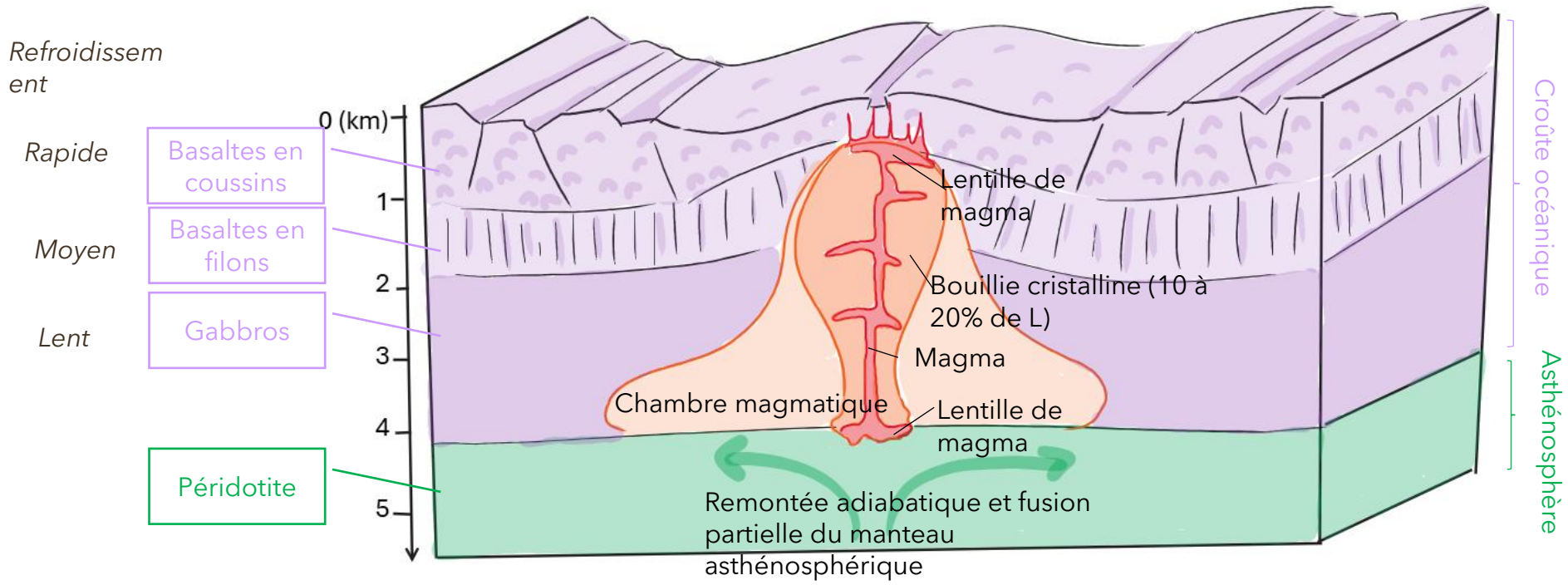
1. manteau lithosphèrique
2. périodite serpentinisée

B. LES MARGES ACTIVES CORRESPONDENT AUX FRONTIÈRES EN CV OU DV

1. LES DORSALES : FORMATION DE LITHOSPHÈRE OCÉANIQUE



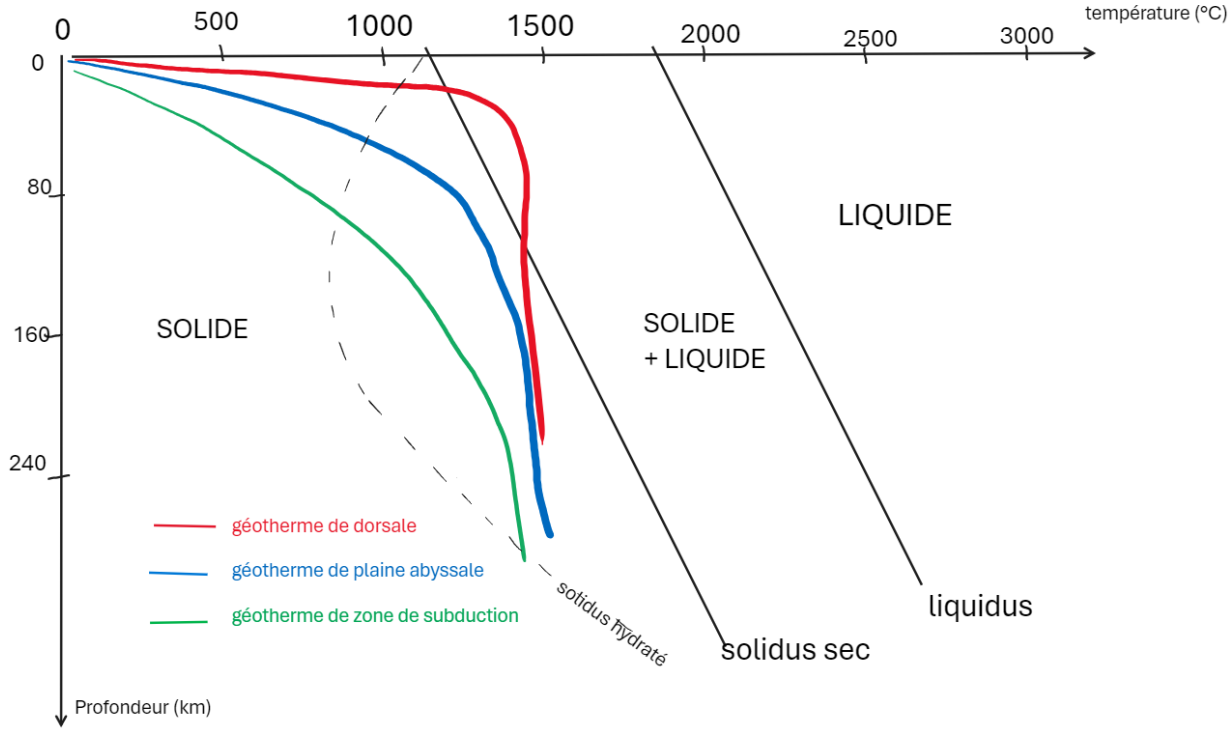
B. LES MARGES ACTIVES CORRESPONDENT AUX FRONTIÈRES EN CV OU DV
1. LES DORSALES : FORMATION DE LITHOSPHÈRE OCÉANIQUE



Un modèle de fonctionnement d'une dorsale. La chambre magmatique est une zone où environ 10% des péridotites de l'asthénosphère sont fondues, formant une bouillie cristalline. Les liquides magmatiques injectés dans les fissures formeront, après refroidissement, les gabbros et les basaltes de la croûte océanique.

B. LES MARGES ACTIVES CORRESPONDENT AUX FRONTIÈRES EN CV OU DV
1. LES DORSALES : FORMATION DE LITHOSPHÈRE OCÉANIQUE
1.3. LES DORSALES SONT LE LIEU DE FORMATION DE LA LO : EXPANSION OCÉANIQUE

- **remontée passive et adiabatique de manteau asthénosphérique** (branche ascendante de cellule de convection) → le géotherme croise le solidus → **fusion partielle vers 50km et formation de magma**
- Présence d'une **chambre magmatique permanente (dorsale rapide**) ou transitoire (dorsale lente).
- **Formation de magma avec réapprovisionnement** : pas de différenciation magmatique → roches formées = basaltes en surface et gabbro en profondeur.



Géothermes et solidus de la péridotite

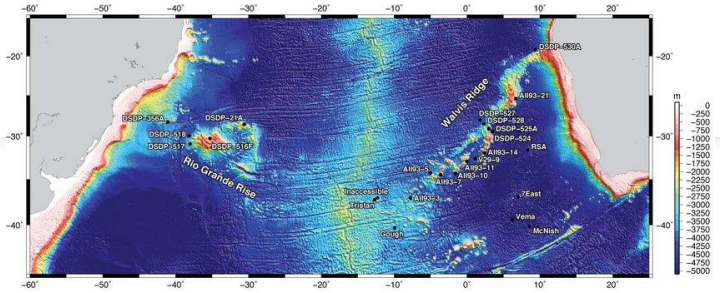
Diagramme pression (GPa) – température (°C) présentant le géotherme et les solidus anhydre/ hydraté d'une péridotite

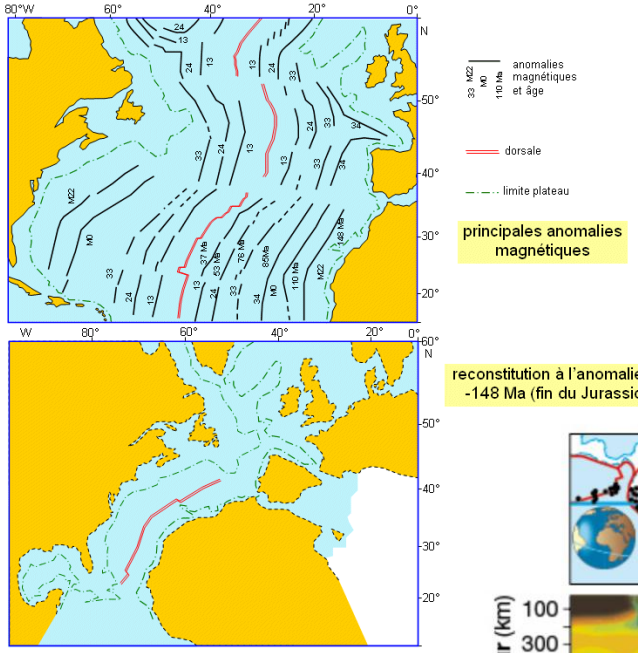
B. LES MARGES ACTIVES CORRESPONDENT AUX FRONTIÈRES EN CV OU DV

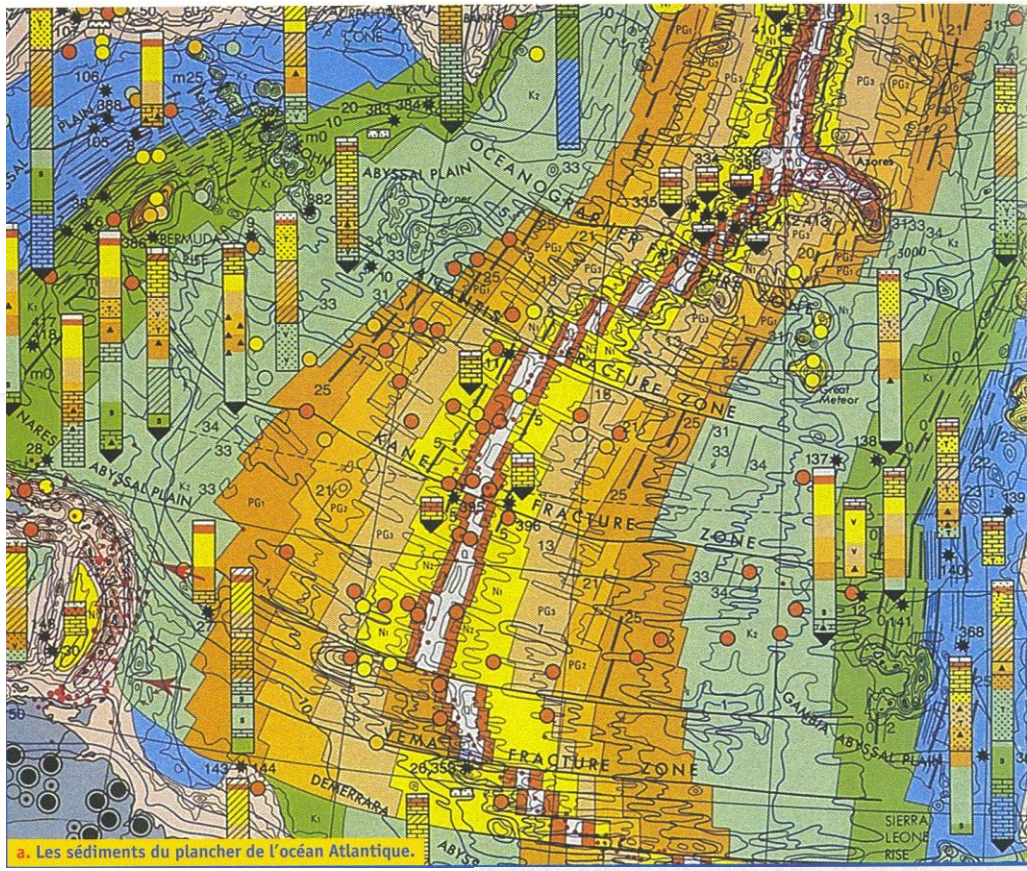
1. LES DORSALES : FORMATION DE LITHOSPHÈRE OCÉANIQUE

1.3. LES DORSALES SONT LE LIEU DE FORMATION DE LA LO : EXPANSION OCÉANIQUE

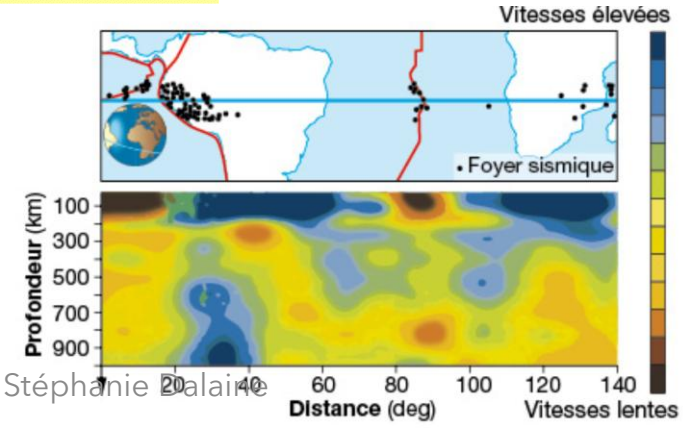
- La formation de magma à l'axe de la dorsale → expansion océanique symétrique -/- axe de la dorsale :
  - Une symétrie de la **bathymétrie**
  - Une symétrie de l'**épaisseur des sédiments** et de **l'âge** des sédiments qui reposent sur le plancher magmatique
  - Une symétrie des **anomalies magnétiques** enregistrées par les roches magmatiques.
  - Une symétrie des **âges** (datation relative grâces aux sédiments/datations absolue sur roches magmatiques)
  - Une symétrie du **flux** thermique et des données **tomographiques**



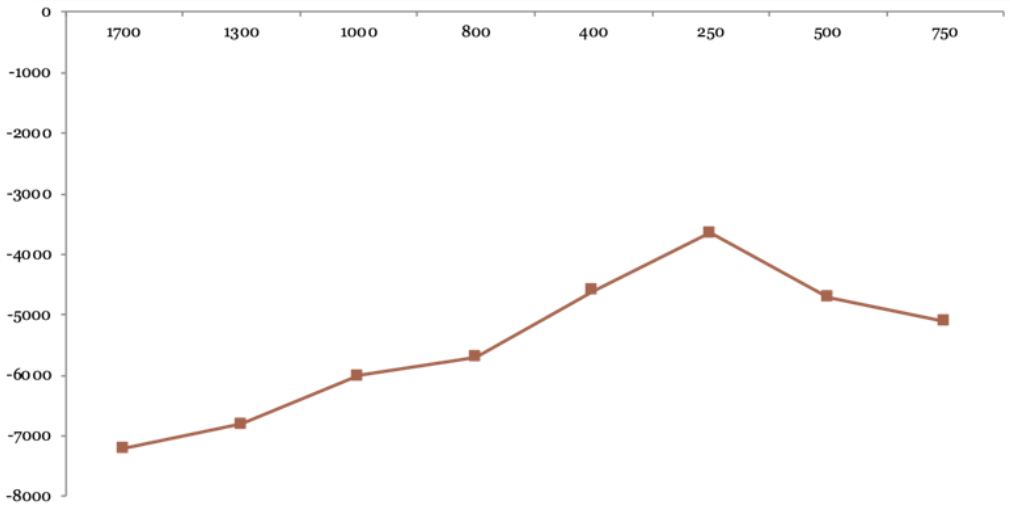


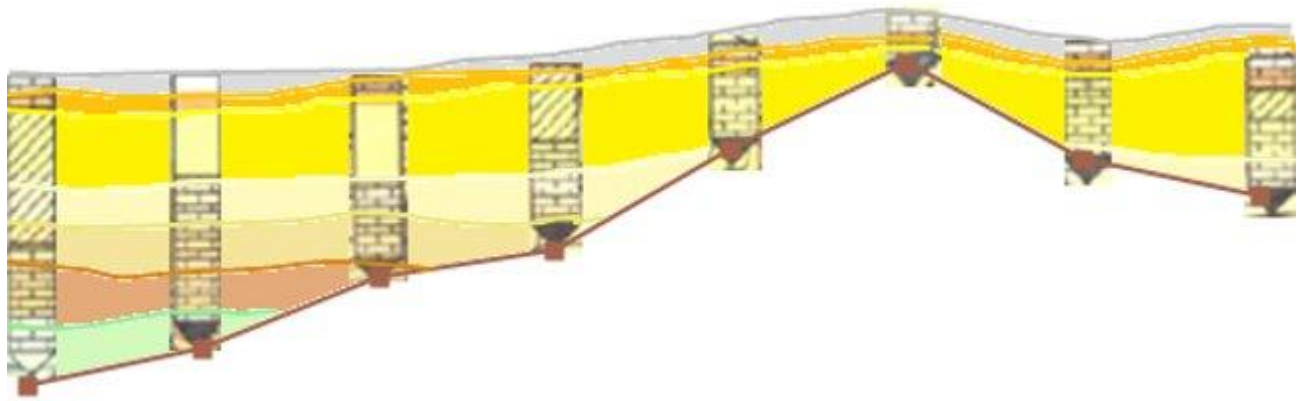


symbole	Période	âge début en MA	Durée en MA
Q	Actuel	2	2
N2	Pliocène	6	4
N1	Miocène	23	17
PG3	Oligocène	34	11
PG2	Eocène	53	19
PG1	Paléocène	65	12
K2	Crétacé supérieur	98	33
K1	Crétacé inférieur	140	42
J	Jurassique supérieur	154	14



B. LES MARGES ACTIVES CORRESPONDENT AUX FRONTIÈRES EN CV OU DV
1. LES DORSALES : FORMATION DE LITHOSPHÈRE OCÉANIQUE
1.3. LES DORSALES SONT LE LIEU DE FORMATION DE LA LO : EXPANSION OCÉANIQUE





Légendes:

Toit du basalte

Sédiments du Crétacé Supérieur

Sédiments du Paléocène

Sédiments de l'Eocène

Sédiments de l'Oligocène

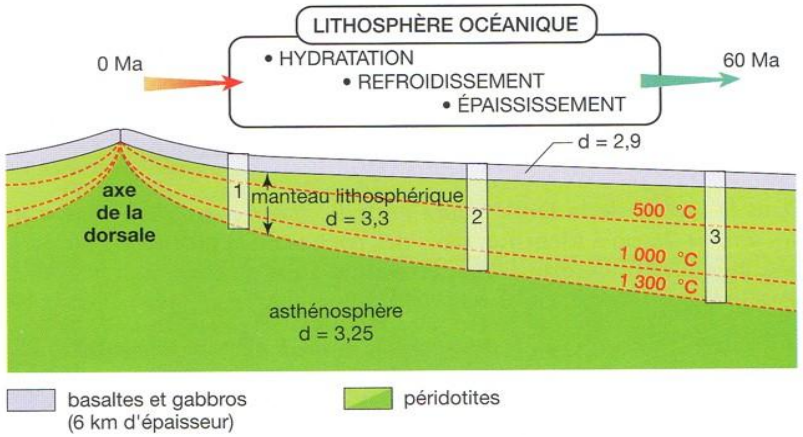
Sédiments du Miocène

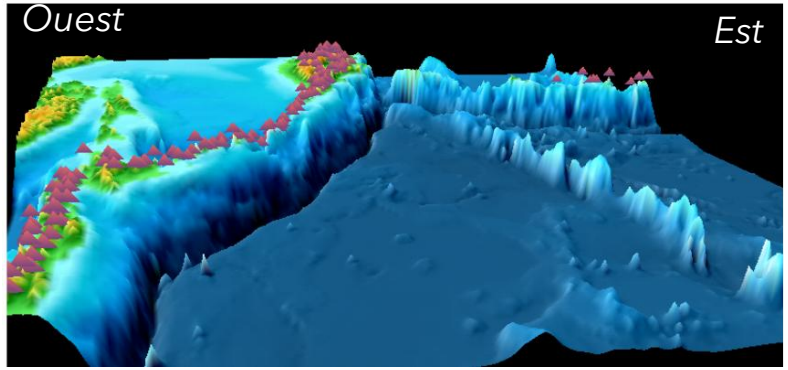
Sédiments du Pliocène

Sédiments du Pléistocène

2. LES SUBDUCTIONS : RECYCLAGE DE LA LITHOSPHÈRE OCÉANIQUE

2.1. SIGNATURES GÉOPHYSIQUES, GÉOMORPHOLOGIQUES ET PÉTROLOGIQUES DES ZONES DE SUBDUCTION





Vue 3D Archipel des Mariannes (Sismolog)

- **Géomorphologie :**

➢ Une **fosse océanique** qui marque en surface la limite des plaques

➢ un **relief positif** = une cordillère ou un **arc volcanique** sur la plaque chevauchante. + / - prisme d'accrétion = accumulation de sédiments

➢ **Bassin arrière-arc** en extension régime extensif de la plaque chevauchante associé à des forts pendages de subduction et des vitesses de subduction élevées.

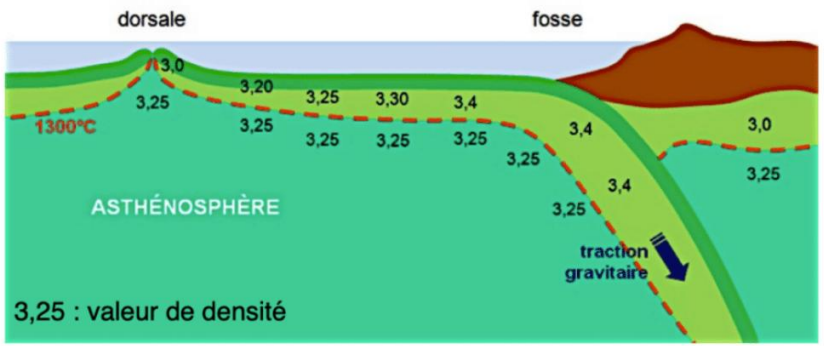
- **Magmatisme et pétrologie**

➢ Présence de volcans actifs (ceinture de feu) : îles ou Cordillères.

➢ Un magmatisme orogénique.

➢ Diversité des roches volcaniques et plutoniques. Dans les cordillères, formation de plutons de granite.

Document 2 : Variation latérale de la densité de la lithosphère océanique. *schéma C. Escuyer*



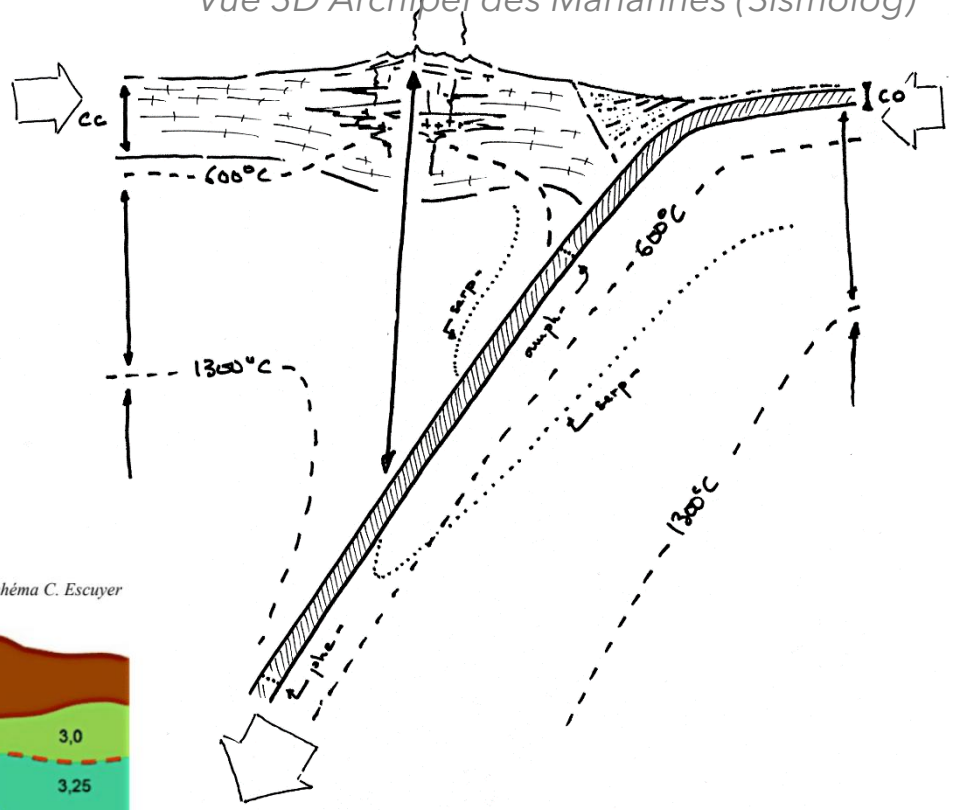
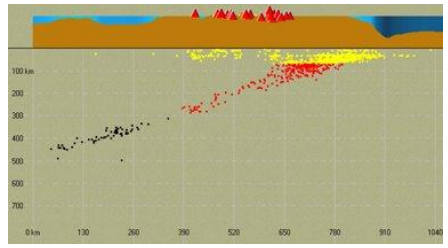


Figure 39 : Représentation schématique d'une subduction de lithosphère océanique sous une lithosphère continentale

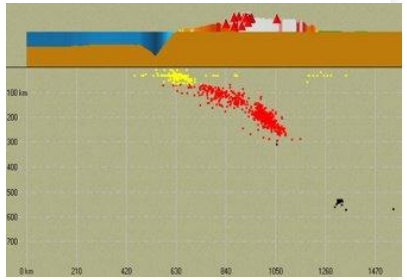
B. LES MARGES ACTIVES CORRESPONDENT AUX FRONTIÈRES EN CV OU DV

2. LES SUBDUCTIONS : RECYCLAGE DE LA LITHOSPHÈRE OCÉANIQUE

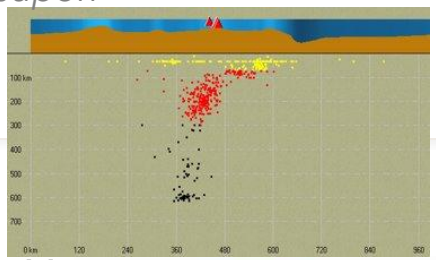
2.1. SIGNATURES GÉOPHYSIQUES, GÉOMORPHOLOGIQUES ET PÉTROLOGIQUES DES ZONES DE SUBDUCTION



Japon



Chili



Mariannes

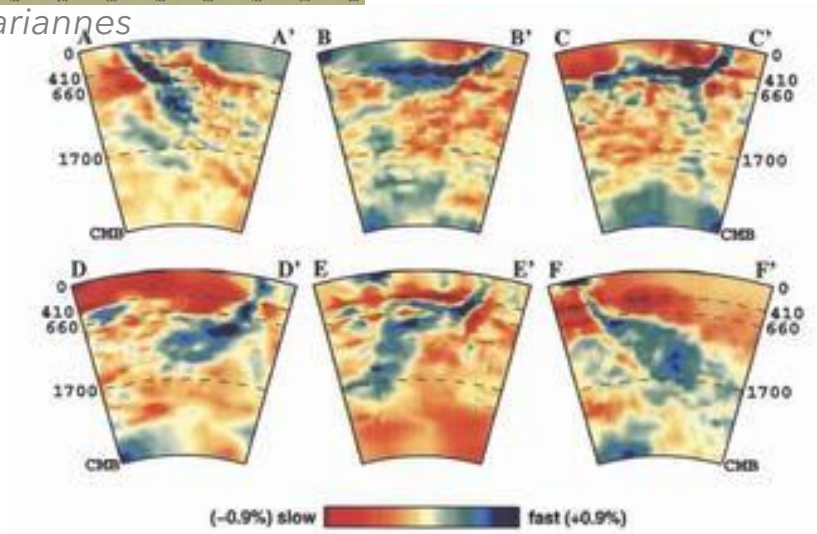
- **Sismologie**

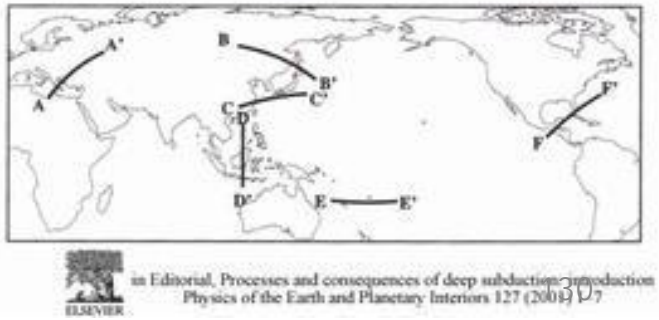
➢ **Plan de Wadati-Benioff** : foyers des séismes de plus en plus profonds en allant de la **fosse** vers l'**arc volcanique** matérialise la lithosphère en subduction

➢ **Pendage variable** en lien avec l'âge de la lithosphère (lié à l'âge notamment de la lithosphère qui conditionne sa densité).

➢ **Tomographie** : Le fait que les slabs soient plus froids que le manteau qui les environne permet de visualiser les slabs par tomographie sismique, et de les suivre à des profondeurs qui peuvent dépasser la limite manteau supérieur/manteau inférieur (670 km de profondeur).

Cette méthode d'imagerie sismique est d'autant plus fiable que le contraste de température est prononcé.





B. LES MARGES ACTIVES CORRESPONDENT AUX FRONTIÈRES EN CV OU DV

2. LES SUBDUCTIONS : RECYCLAGE DE LA LITHOSPHÈRE OCÉANIQUE

2.1. SIGNATURES GÉOPHYSIQUES, GÉOMORPHOLOGIQUES ET PÉTROLOGIQUES DES ZONES DE SUBDUCTION

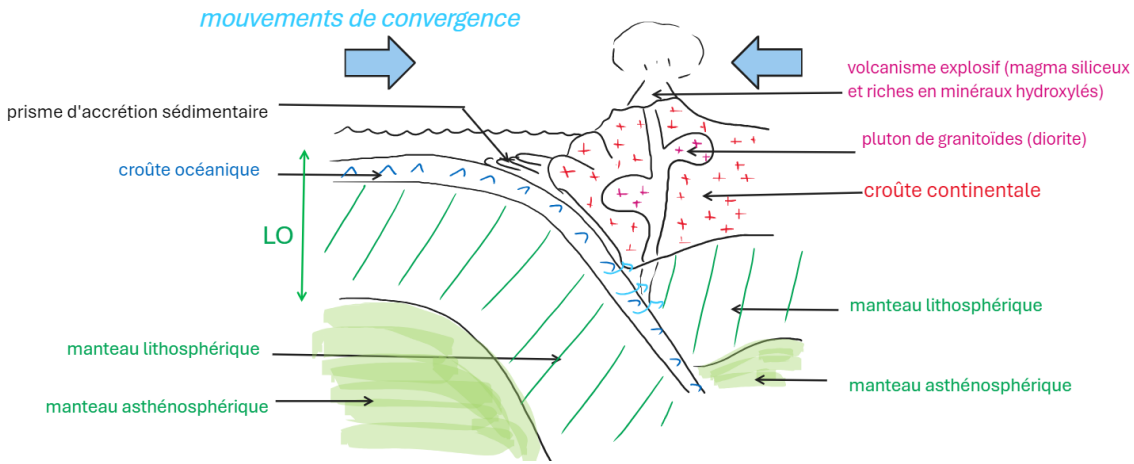
- **Sismologie**

➢ **Plan de Wadati-Benioff** : foyers des séismes de plus en plus profonds en allant de la **fosse** vers l'**arc volcanique** matérialise la lithosphère en subduction

➢ **Pendage variable** en lien avec l'âge de la lithosphère (lié à l'âge notamment de la lithosphère qui conditionne sa densité).

➢ **Tomographie** : Le fait que les slabs soient plus froids que le manteau qui les environne permet de visualiser les slabs par tomographie sismique, et de les suivre à des profondeurs qui peuvent dépasser la limite manteau supérieur/manteau inférieur (670 km de profondeur).

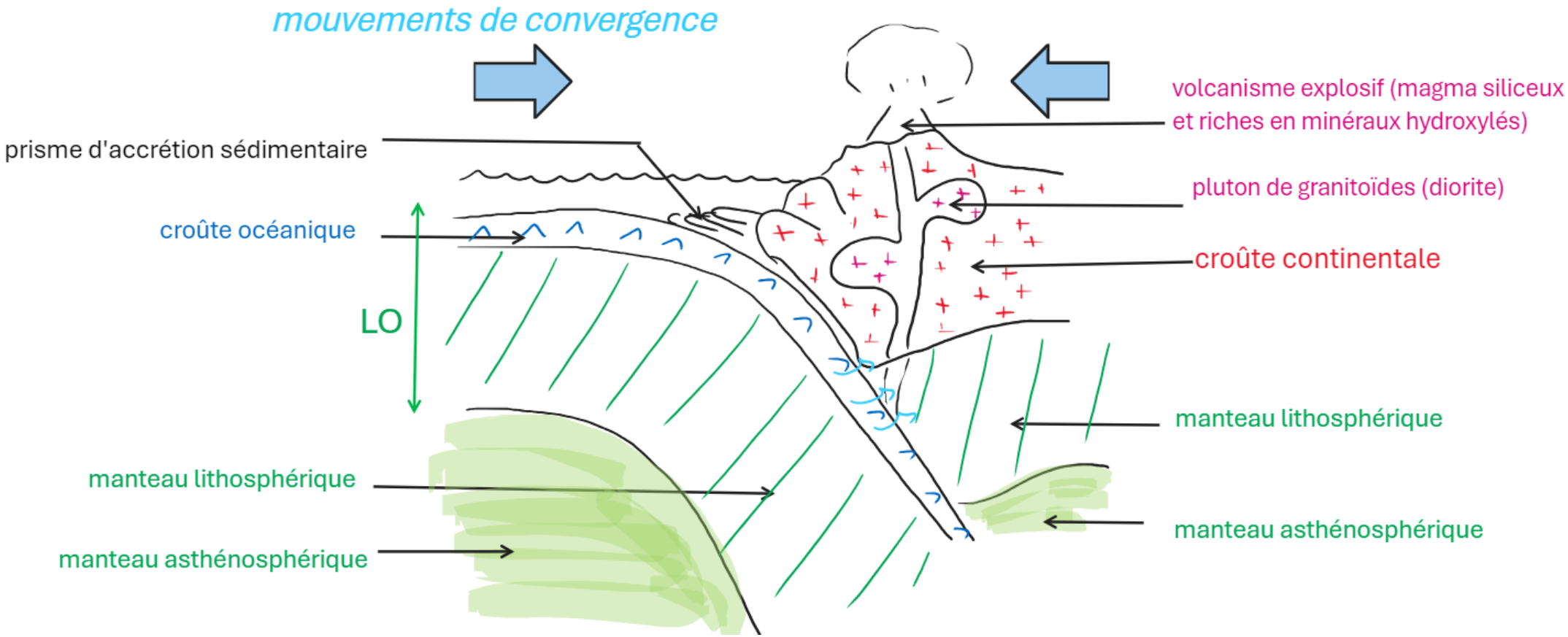
Cette méthode d'imagerie sismique est d'autant plus fiable que le contraste de température est prononcé.



B. LES MARGES ACTIVES CORRESPONDENT AUX FRONTIÈRES EN CV OU DV

2. LES SUBDUCTIONS : RECYCLAGE DE LA LITHOSPHÈRE OCÉANIQUE

2.1. SIGNATURES GÉOPHYSIQUES, GÉOMORPHOLOGIQUES ET PÉTROLOGIQUES DES ZONES DE SUBDUCTION



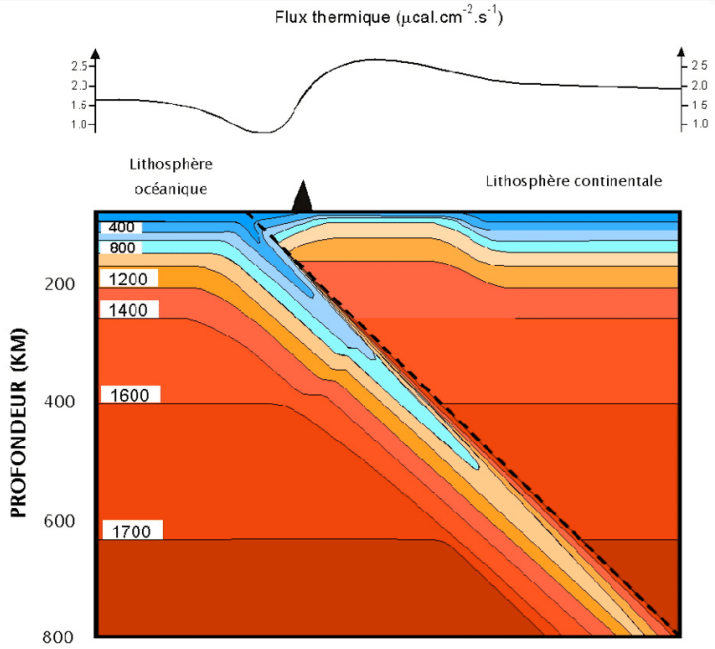
B. LES MARGES ACTIVES CORRESPONDENT AUX FRONTIÈRES EN CV OU DV

2. LES SUBDUCTIONS : RECYCLAGE DE LA LITHOSPHÈRE OCÉANIQUE

2.1. SIGNATURES GÉOPHYSIQUES, GÉOMORPHOLOGIQUES PÉTROLOGIQUES DES ZONES DE SUBDUCTION

- **Flux thermique :**
  - Anomalie + flux thermique liée au magmatisme
  - Anomalie négative de flux thermique eu niveau de la zone chevauchante = lithosphère froide en subduction

- **Gravimétrie :**
  - **Anomalie gravimétrique à l'air libre** négative au niveau de la fosse = **bathymétrie profonde**
  - Anomalie de Bouguer négative au niveau de la fosse = déficit de masse (prisme d'accrétion sédimentaire)



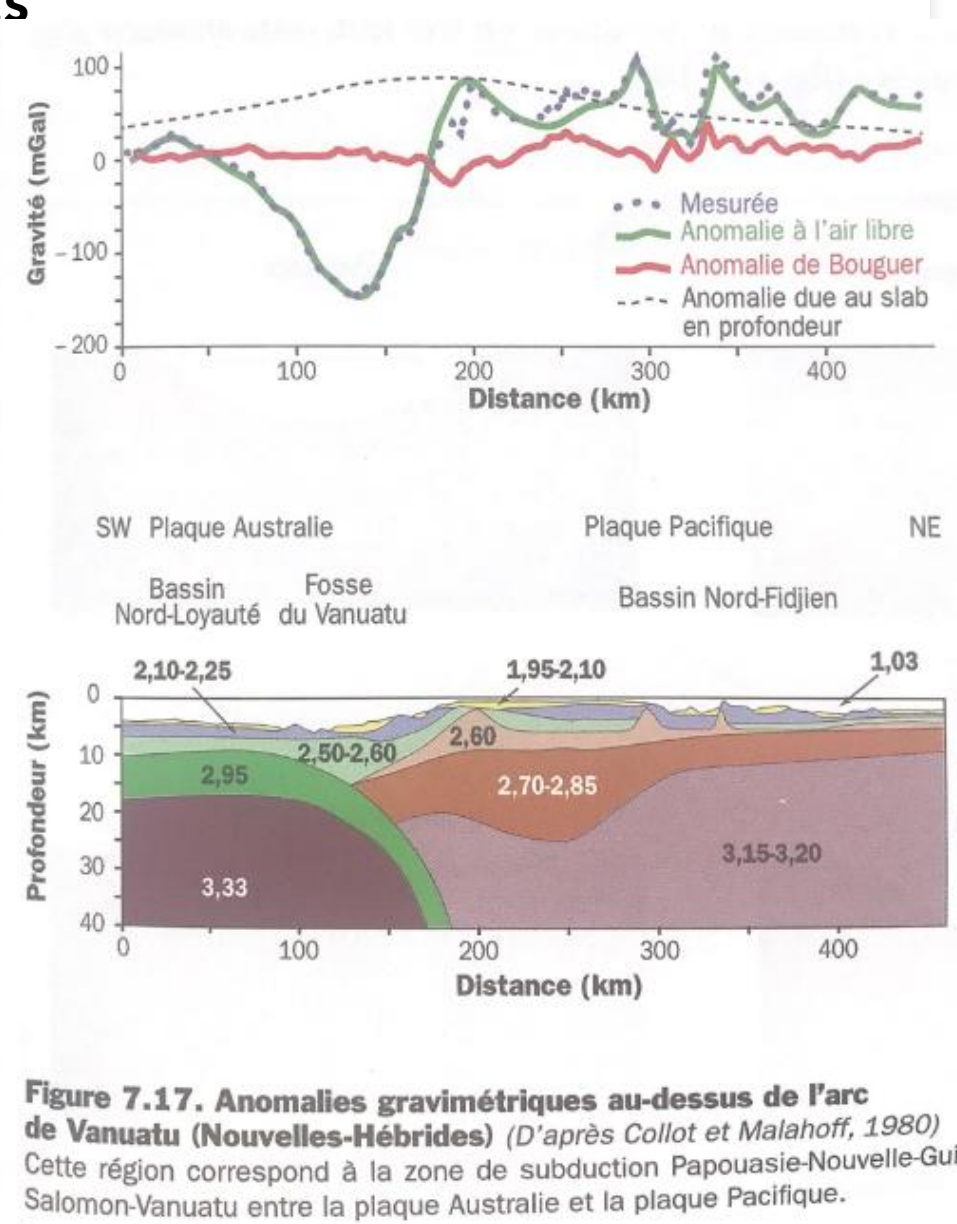


Figure 7.17. Anomalies gravimétriques au-dessus de l'arc de Vanuatu (Nouvelles-Hébrides) *(D'après Collot et Malahoff, 1980)*
Cette région correspond à la zone de subduction Papouasie-Nouvelle-Guinée-Salomon-Vanuatu entre la plaque Australie et la plaque Pacifique.

Géosciences La dynamique du système Terre (C. Robert et RE. Bouquet)

B. LES MARGES ACTIVES CORRESPONDENT AUX FRONTIÈRES EN CV OU DV

2. LES SUBDUCTIONS : RECYCLAGE DE LA LITHOSPHÈRE OCÉANIQUE

2.2. EVOLUTION THERMODYNAMIQUE DE LA LO ET ENTREE EN SUBDUCTION

Minéralogie, densité et hydratation de 4 roches métamorphiques retrouvées dans les zones de subduction

Composition Minéralogique	Pyroxène relique Amphibole Hornblende Plagioclase	Pyroxène relique Amphibole Glaucophane Plagioclase	Amphibole Glaucophane Pyroxène Jadéite Plagioclase	Pyroxène Jadéite Grenat
Faciès métamorphique	METAGABBRO SCHISTES VERTS	METAGABBRO SCHISTES BLEUS	METAGABBRO SCHISTES BLEUS	METAGABBRO ECLOGITE
structure	Grenue : pyroxène (relique) entouré d'une auréole d'amphibole d'aspect vert (hornblende) dans une matrice blanche de plagioclases	Grenue : pyroxène (relique) entouré d'une auréole d'amphibole d'aspect noir (glaucophane) dans une matrice blanche de plagioclases	Grenue : pyroxène (relique) entouré d'une auréole d'amphibole d'aspect noir (glaucophane) dans une matrice blanche de plagioclases	Grenue : grains rouges de grenat visibles dans une matrice verte de jadéite
Minéraux hydratés	amphibole	amphibole	amphiboles	aucun
Densité	3.2	3.3	3.4	3.5

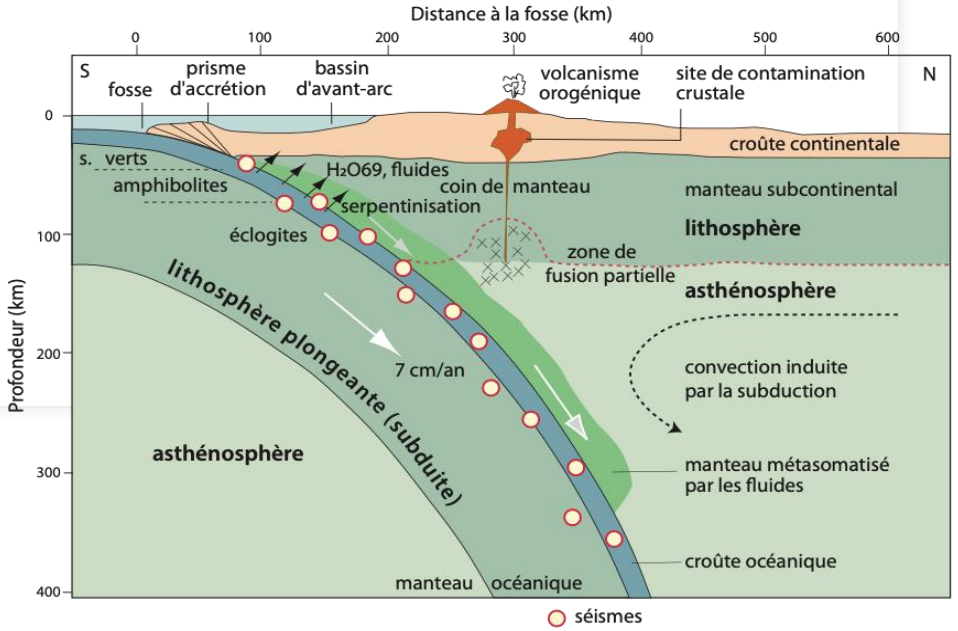
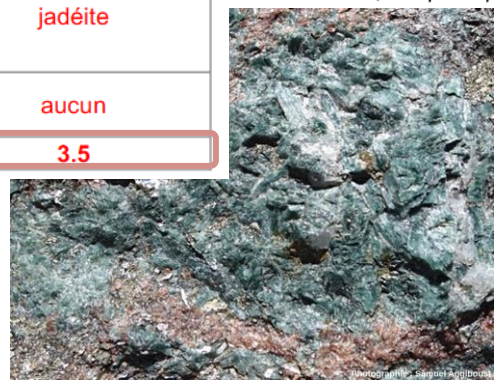
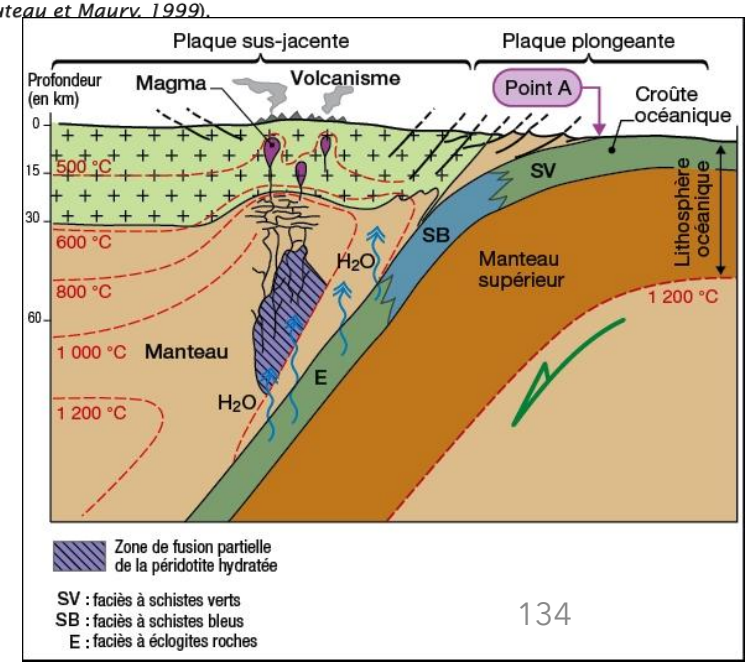


Figure 12.21 **Coupe schématique théorique de la subduction au niveau de l'île de Java.**

L'origine des magmas est à rechercher dans la fusion du coin de manteau à la limite lithosphère - asthénosphère sous l'arc. Celle-ci est facilitée par les apports de fluides issus du manteau fortement métasomatisé par la déshydratation de la plaque plongeante et entraîné par la convection induite sous l'arc (*modifié d'après Juteau et Maury, 1999*).



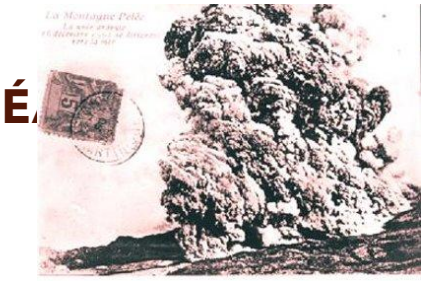
Source - © 2022 Samuel Angiboust
Exemple de veine métamorphique en faciès éclogite (zone de Sesia, Alpes occidentales Italiennes) montrant un remplissage par des grands cristaux d'omphacite (pyroxène)



- Refroidissement puis éclogitisation de la plaque plongeante : la densité élevée des éclogites entraine une augmentation de la LO : sa flottabilité diminue.

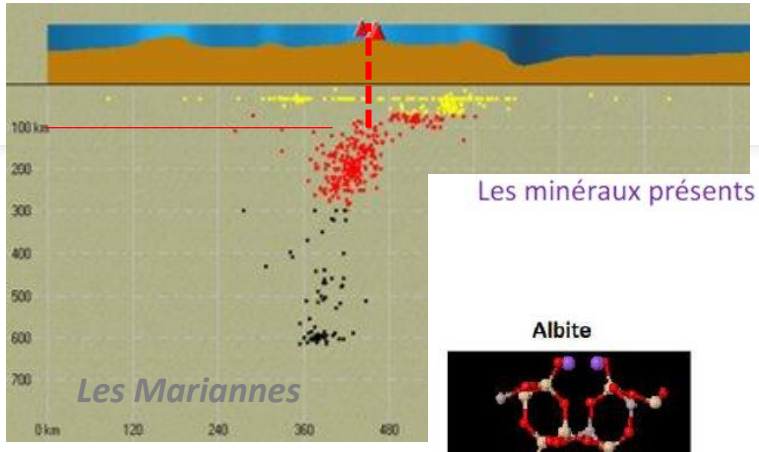
https://moodle.ac-montpellier.fr/pluginfile.php/177040/mod_folder/content/0/Densite_roches_oceaniques

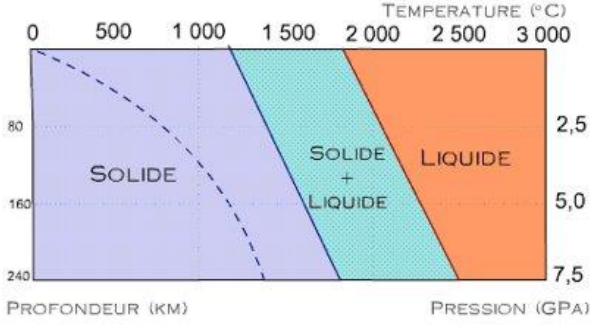
2. LES SUBDUCTIONS : RECYCLAGE DE LA LITHOSPHÈRE OCÉ
2. 3. UN CONTEXTE FAVORISANT LE MAGMATISME

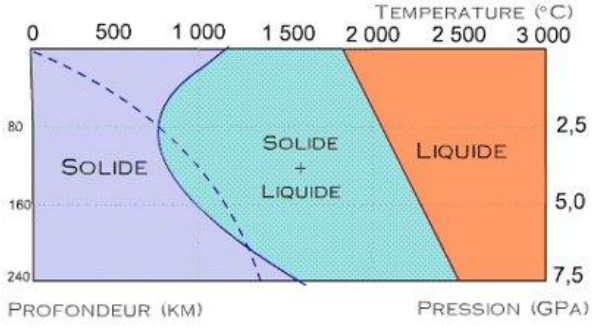




Aiguille du dôme de la montagne Pelée (photographie mars 1903)

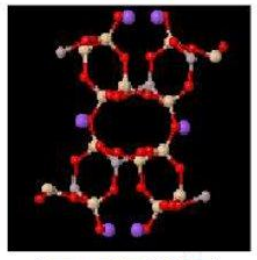


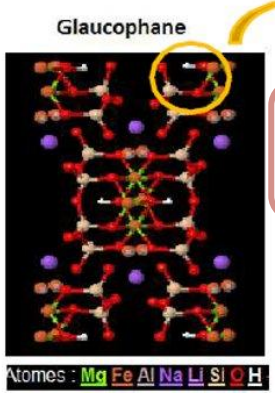




⇨ l'**hydratation** de la péridotite abaisse son point de fusion

Les minéraux présents dans un métagabbro à glaucophane

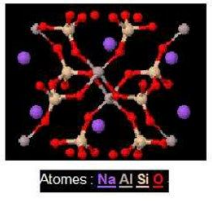




Le glaucophane est un minéral hydroxylé qui contient des groupements OH.

Les minéraux présents dans une éclogite





Grenat et jadéite sont des minéraux anhydres dépourvus de groupements OH.

Conclusion : Les métagabbros à glaucophane contiennent des minéraux hydratés. Les éclogites ne contiennent que des minéraux anhydres. La transformation des métagabbros en éclogites s'accompagne d'un rejet d'eau.

Composition minéralogique des roches plutoniques des zones de subduction (en %)

	Granite (ou rhyolite*)	Diorite (ou andésite*)	Basalte (pour comparaison)
Quartz	30,5	–	–
Orthose	35,5	–	–
Plagioclases	14	60	50
Biotite, muscovite	10	5	–
Pyroxènes	–	12	25 à 40
Amphiboles	8	20	–
Olivine (péridot)	–	–	10 à 25
Magnétite (Fe_3O_4)	–	–	2 à 3

* Rhyolite et andésite présentent respectivement les mêmes minéraux que granite et diorite, mais sous forme de phénocristaux noyés dans du verre.

Composition chimique en oxydes (en %)

	SiO_2	Al_2O_3	FeO MgO	Na_2O K_2O	CaO	H_2O
Quartz	100	0	0	0	0	0
Orthose	66,67	11,11	0	22,22	0	0
Plagioclases	50,35	33,23	0	4,12	11,67	0
Biotite	35,3	5,88	35,3	11,76	0	11,76
Muscovite	46,1	23,1	0	15,4	0	15,4
Pyroxènes	50	0	50	0	0	0
Amphiboles	50	0	43,75	0	0	1,25

Formules chimiques des principaux minéraux

- Quartz : SiO_2
- Feldspath, orthose : $KAlSi_3O_8$
- Plagioclases : $CaAl_2Si_2O_8$; $NaAlSi_3O_8$
- Biotite (mica noir) : $K(Fe,Mg)_3AlSi_3O_{10}(OH)_2$
- Muscovite (mica blanc) : $KAl_2(AlSi_3O_{10})(OH)_2$
- Pyroxènes : $Ca(Fe,Mg)Si_2O_6$
- Amphiboles : $NaCa_2(Mg,Fe,Al)_5[(Si,Al)_8O_{22}](OH)_2$

Doc. 3 Des roches riches en minéraux hydroxylés.

B. LES MARGES ACTIVES CORRESPONDENT AUX FRONTIÈRES EN CV OU DV

2. LES SUBDUCTIONS : RECYCLAGE DE LA LITHOSPHÈRE OCÉANIQUE

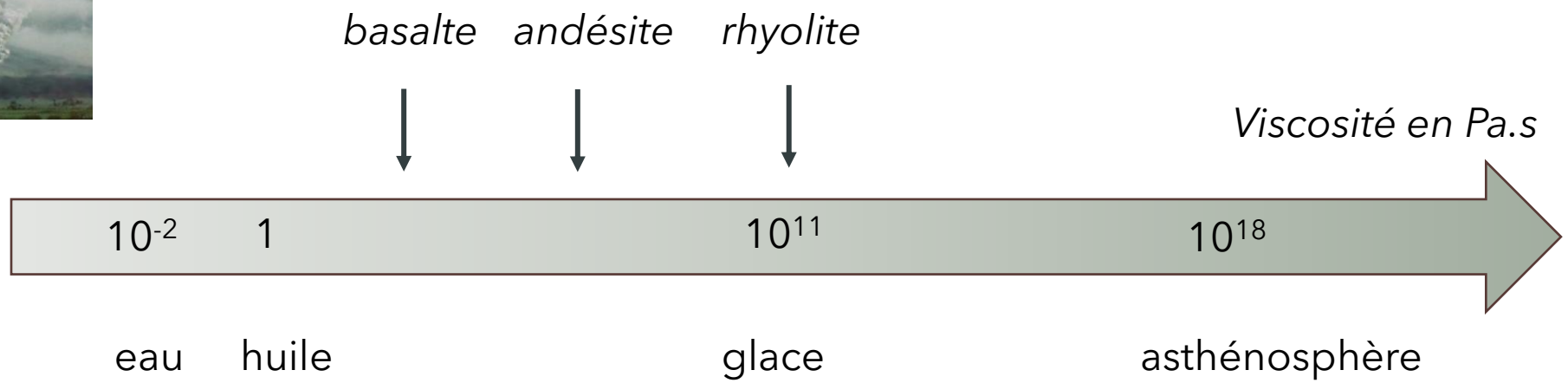
2.3. UN CONTEXTE FAVORISANT LE MAGMATISME



Dôme de lave visqueuse en formation au fond du cratère après l'explosion du mont Saint-Helens (1984)



Nuée ardente dévalant les pentes du mont Saint-Helens après l'explosion de son sommet (1984)



Ordre de grandeur de la viscosité en Pa.s de plusieurs types de lave

B. LES MARGES ACTIVES CORRESPONDENT AUX FRONTIÈRES EN CV OU DV

2. LES SUBDUCTIONS : RECYCLAGE DE LA LITHOSPHÈRE OCÉANIQUE

2.4. DIVERSITÉ DES ZONES DE SUBDUCTION

Plaque lithosphérique plus dense que asthénosphère sous-jacente → Archimède → plongement de LO dans asthénosphère

= **subduction**

⇒ **Frontière convergente**

⇒ Recyclage en profondeur de la quasi-totalité des lithosphères océaniques, à contrario très peu de recyclage de la LC (Archimède toujours, ou Pascal selon les appétences géographiques)

⇒ Début de LC en subduction = **collision**

⇒ très grande diversité des zones

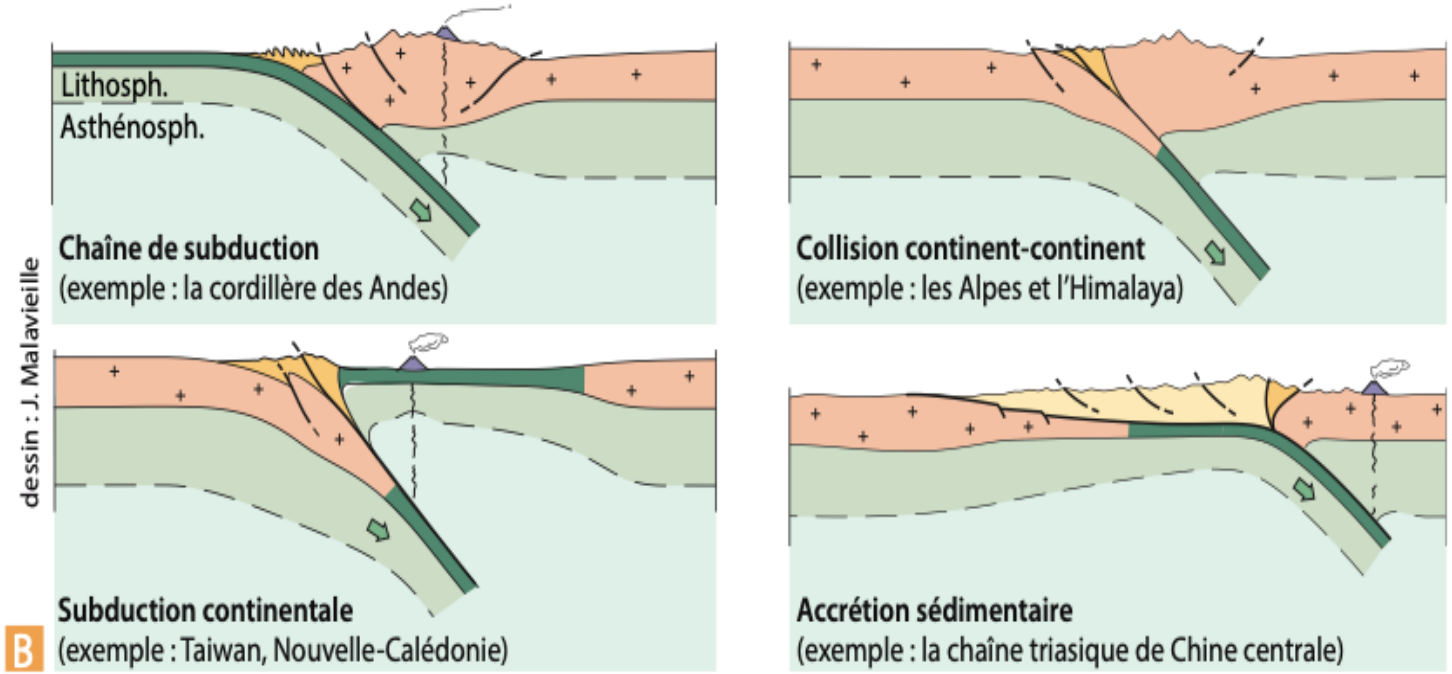


Figure 41 : diversité des zones de convergence (in Renard et al., 2016)

B. LES MARGES ACTIVES CORRESPONDENT AUX FRONTIÈRES EN CV OU DV

2. LES SUBDUCTIONS : RECYCLAGE DE LA LITHOSPHÈRE OCÉANIQUE

2.4. DIVERSITÉ DES ZONES DE SUBDUCTION

- Diversité au niveau **de la géométrie du slab** :
  - ➢ variabilité de **pendage**
  - ➢ variabilité dans la **profondeur de pénétration du slab**
- Diversité du **régime tectonique** : extension ou compression, visible grâce aux mécanismes au foyer
  - ➢ régime **extensif** : présence dans ce cas d'un **bassin arrière-arc** (ex: Mariannes, Tonga)
  - ➢ régime **compressif** : absence de bassin arrière-arc, formation de chaine de montagne (ex : Cordillère des Andes).

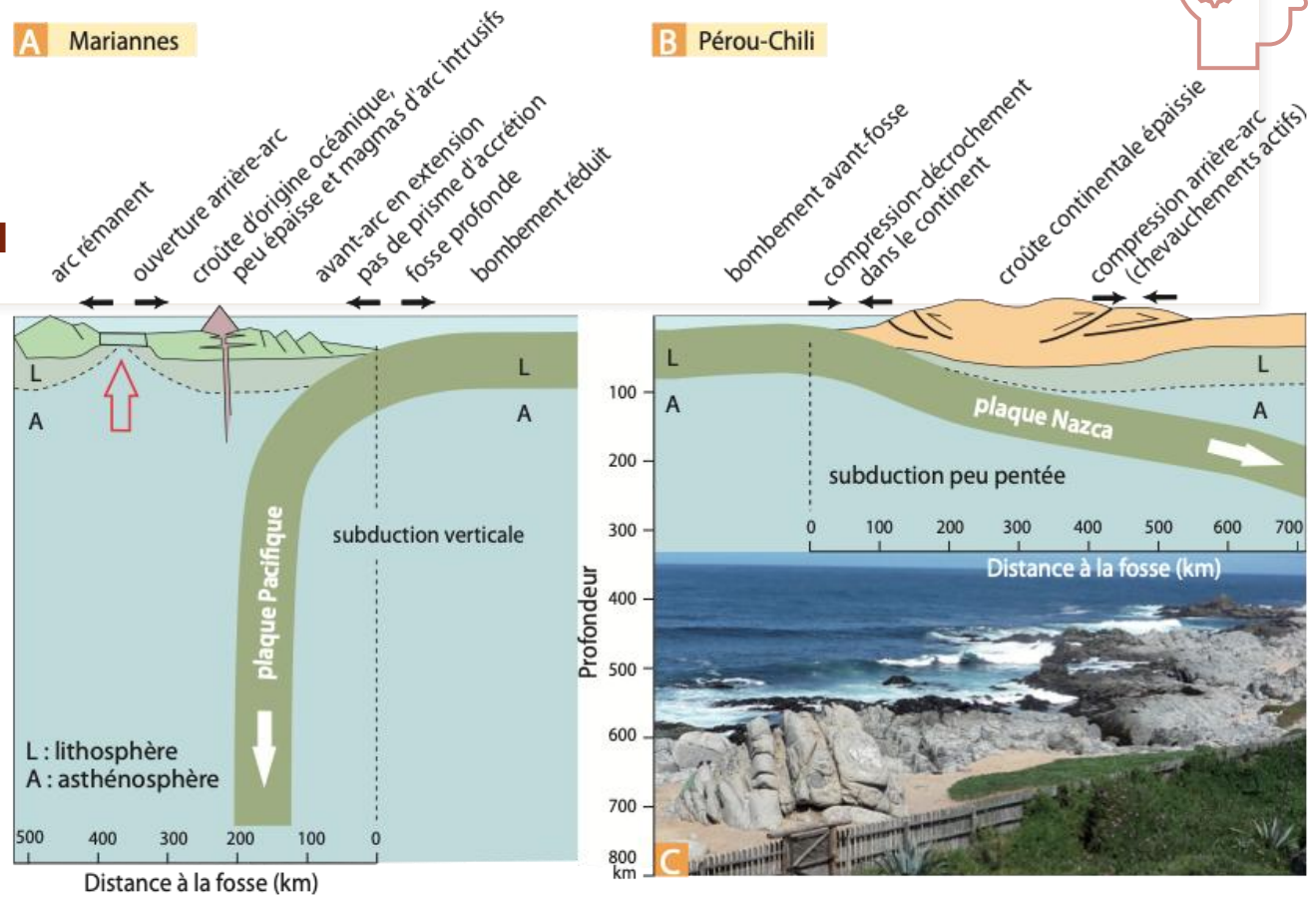


Figure 12.19 Pendage des plans de subduction.

A. et **B.** Comparaison des propriétés des zones de subduction de type Mariannes et de type Pérou-Chili.

C. Un témoignage géologique direct de l'érosion tectonique sur la marge du Chili. Le batholithe côtier représente la racine profonde de l'arc de la subduction mésozoïque. Il est pourtant aujourd'hui visible à la côte car l'avant-arc a été fortement raboté par l'érosion tectonique depuis plus de 60 Ma (*fig. 12.20*). Le cliché représente les affleurements de granitoïdes de la plage de Isla Negra, à proximité de Valparaiso, au pied de la maison du poète Pablo Neruda. Photo : Y. Lagabrielle.

Figure 42 : diversité des zones de subduction (in Renard et al., 2016, thèse de A. Heuret 2005)

B. LES MARGES ACTIVES CORRESPONDENT AUX FRONTIÈRES EN CV OU DV
2. LES SUBDUCTIONS : RECYCLAGE DE LA LITHOSPHÈRE OCÉANIQUE
2.4. DIVERSITÉ DES ZONES DE SUBDUCTION

- arrière-arc, formation de chaine de montagne (ex : Cordillère des Andes).
- Diversité du **profil thermique**

➢ **Subduction froide** (slab vieux et froid, donc subduction **rapide**)

➢ **Subduction chaude** (slab jeune et chaud, donc subduction **lente**)

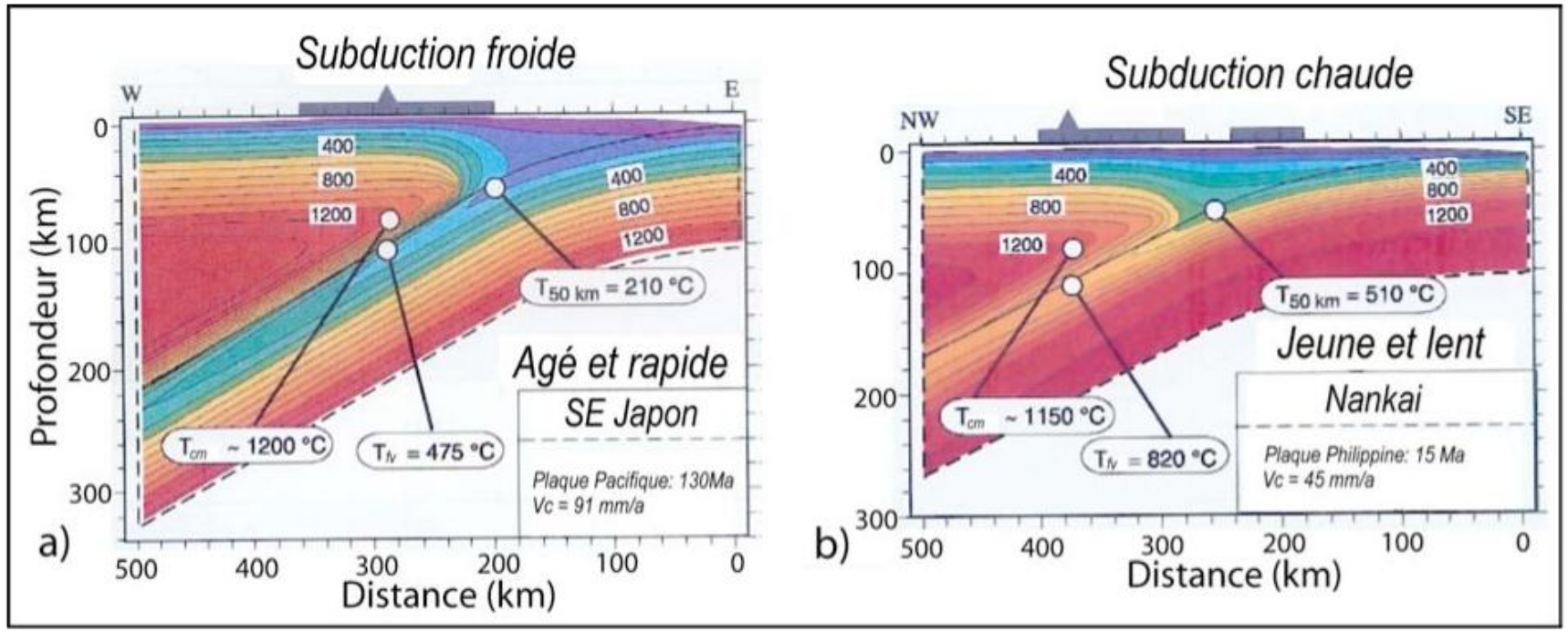
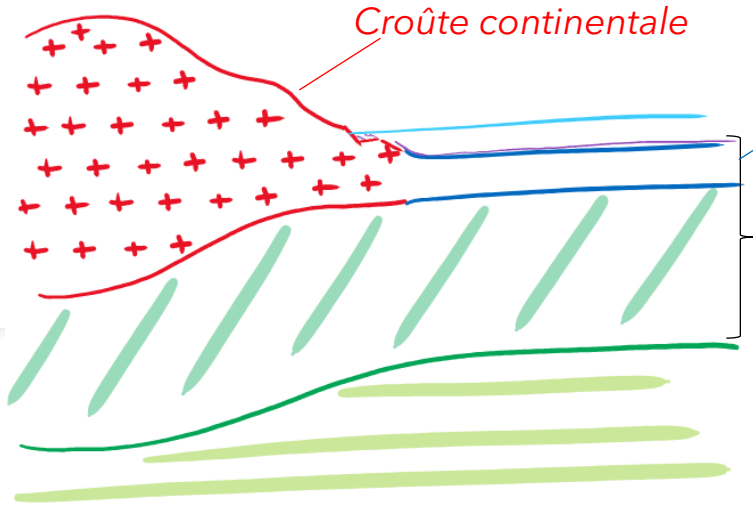
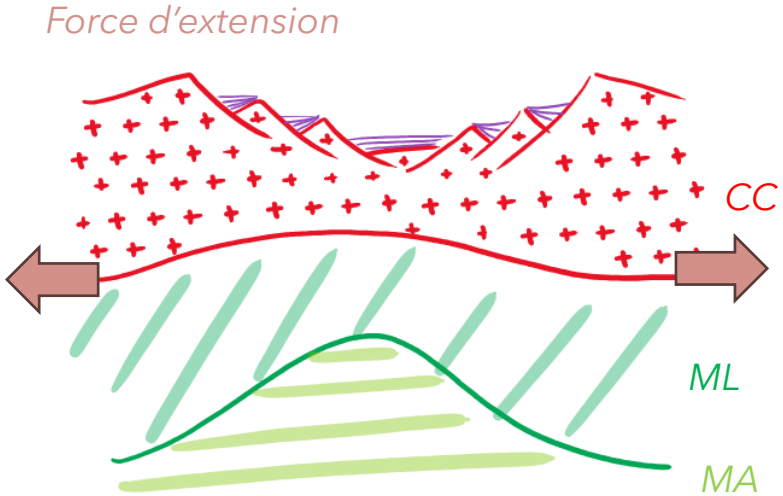


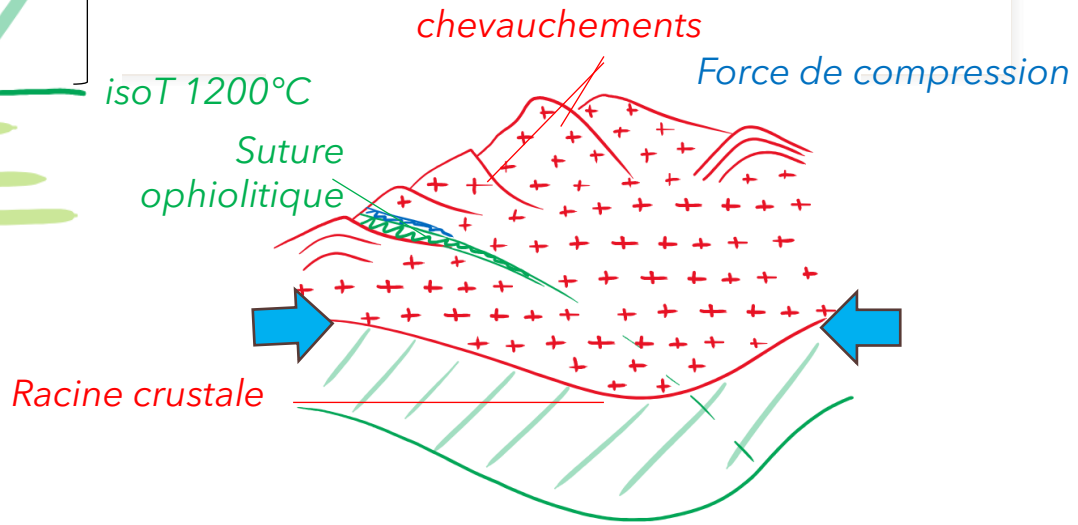
Figure I.9 : *Modèles thermiques de cas extrêmes de subduction (slab jeune et chaud contre slab vieux et froid). Modifié d'après Peacock, 1996. a) Un exemple de subduction froide : la subduction du SE-Japon. b) Un exemple de subduction chaude : la subduction de Nankai. Les températures de l'interface du slab lorsqu'il atteint les 50 km de profondeur ($T_{50\ km}$) et sous le front volcanique (T_{fv}) sont très différentes d'un modèle à l'autre. La différence est moindre lorsqu'on regarde la température maximale du coin mantellique à l'aplomb du front volcanique (T_{cm}).*

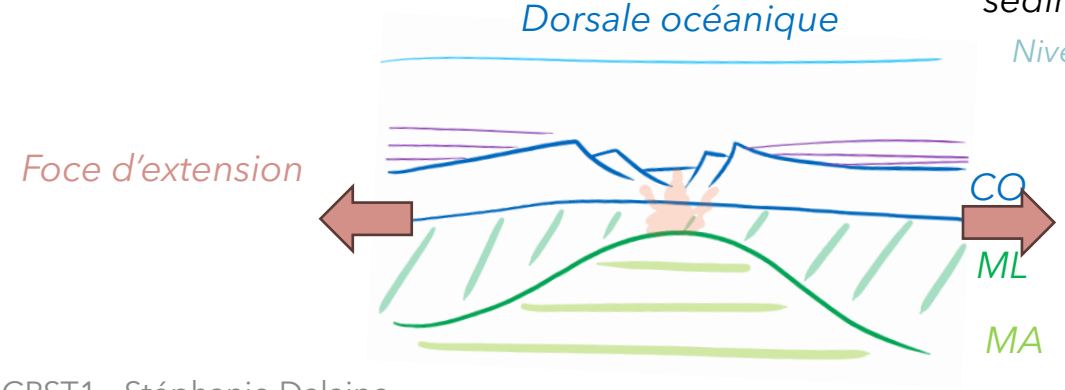
Figure 43 : modèles thermiques des zones de subduction

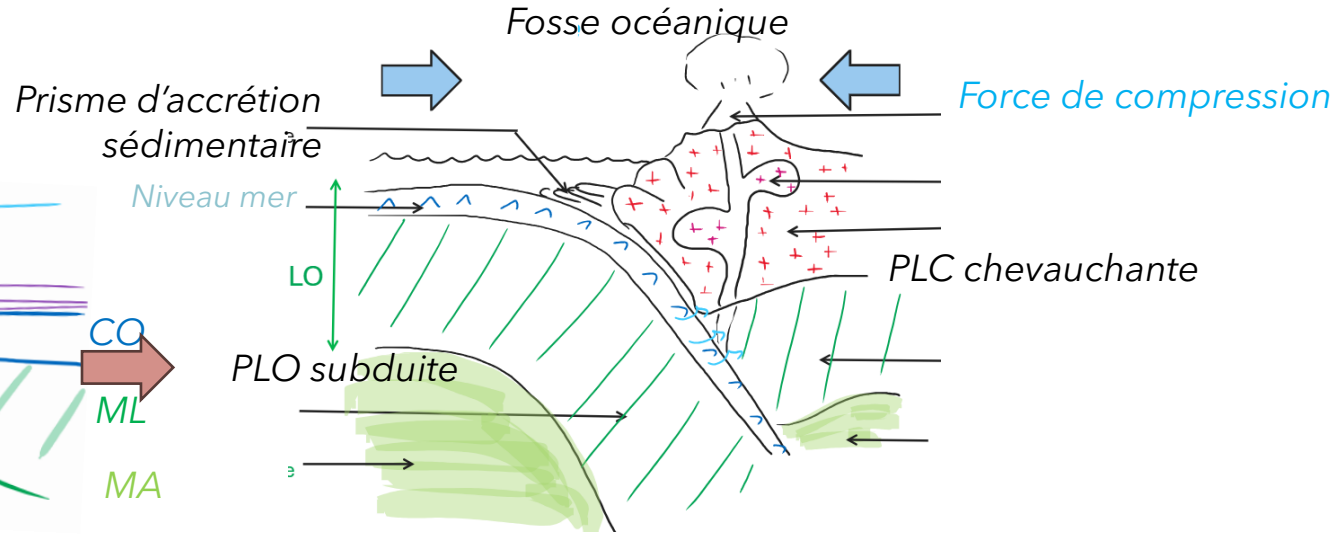
Lithosphère et frontières de plaques lithosphériques











PLAN

I- La Terre une machine thermique libérant de l'énergie

A. Inégale répartition de la chaleur dans les enveloppes internes et externes
B. La convection mantellique, moteur des mouvements des plaques lithosphériques
C. Conséquences de la conduction et de la convection sur les profils thermiques

II. L'étude du champ de pesanteur renseigne sur la forme de la Terre et la répartition des masses en profondeur

A. Rappels
B. Les variations latérales du géoïde à petite longueur d'ondes rendent compte des reliefs sous-marins.
C. Les données gravimétriques renseignent sur la répartition des masses en profondeur
D. La lithosphère peut être à l'équilibre ou non

III- La géodynamique de la lithosphère

A. La lithosphère se déplace sur l'asthénosphère : tectonique des plaques
B. Les marges actives correspondent aux frontières en CV ou DV
C. Le volcanisme, une conséquence de la géodynamique

C. LE VOLCANISME, UNE CONSÉQUENCE DE LA GÉODYNAMIQUE

1. LOCALISATION DU VOLCANISME

- Frontières de plaques / intraplaque = points chauds

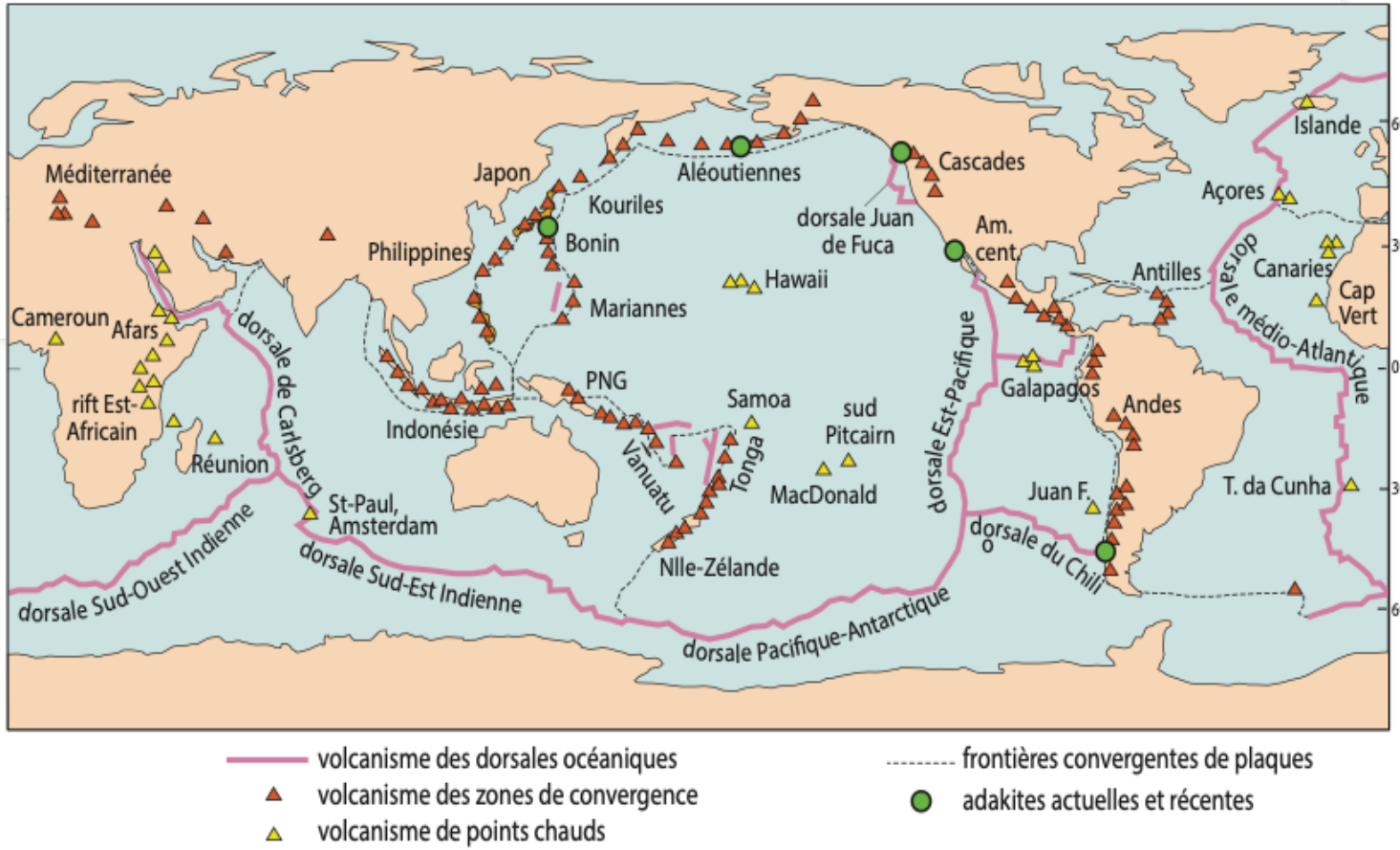


Figure 17.1 Répartition du volcanisme mondial.

La répartition du volcanisme à la surface de la lithosphère reproduit fidèlement celle du magmatisme en profondeur. Seul le magmatisme actuel et récent en contexte de collision n'est pas représenté ici, il se localise au niveau des principales chaînes de montagne.

Répartition du volcanisme (in Renard et al., 2016, thèse de A. Heuret 2005)

Frontières de plaques / intraplaque = points chauds

C. LE VOLCANISME, UNE CONSÉQUENCE DE LA GÉODYNAMIQUE

2. CONTEXTES GÉODYNAMIQUES ET CONDITIONS DE FUSION PARTIELLE DU MANTEAU

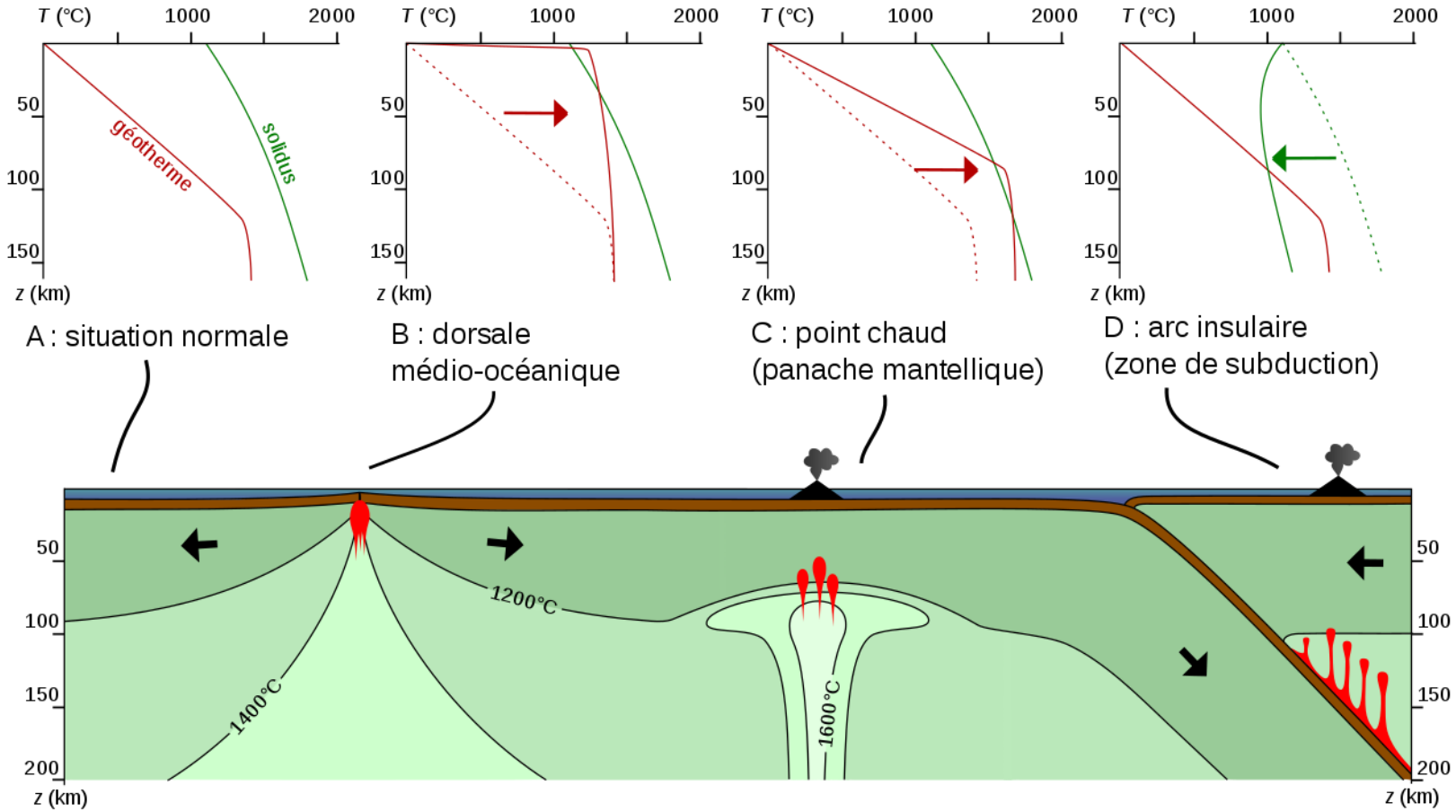
Taux fp= 10-25%

Taux fp= 4-5%

Taux fp= 8%

- **Dorsale et point chaud :** Remontée adiabatique du manteau :
  - ➢ Profond pour les points chauds (couche D'')
  - ➢ Superficiel pour les dorsales

- **Subduction :** Hydratation du manteau asthénosphérique
  - ➢ Géotherme croise le solidus → fusion partielle
- Le magma +/- stocké dans des chambres magmatiques → possibilité ou non de différenciation magmatique et donc de diversification des roches.

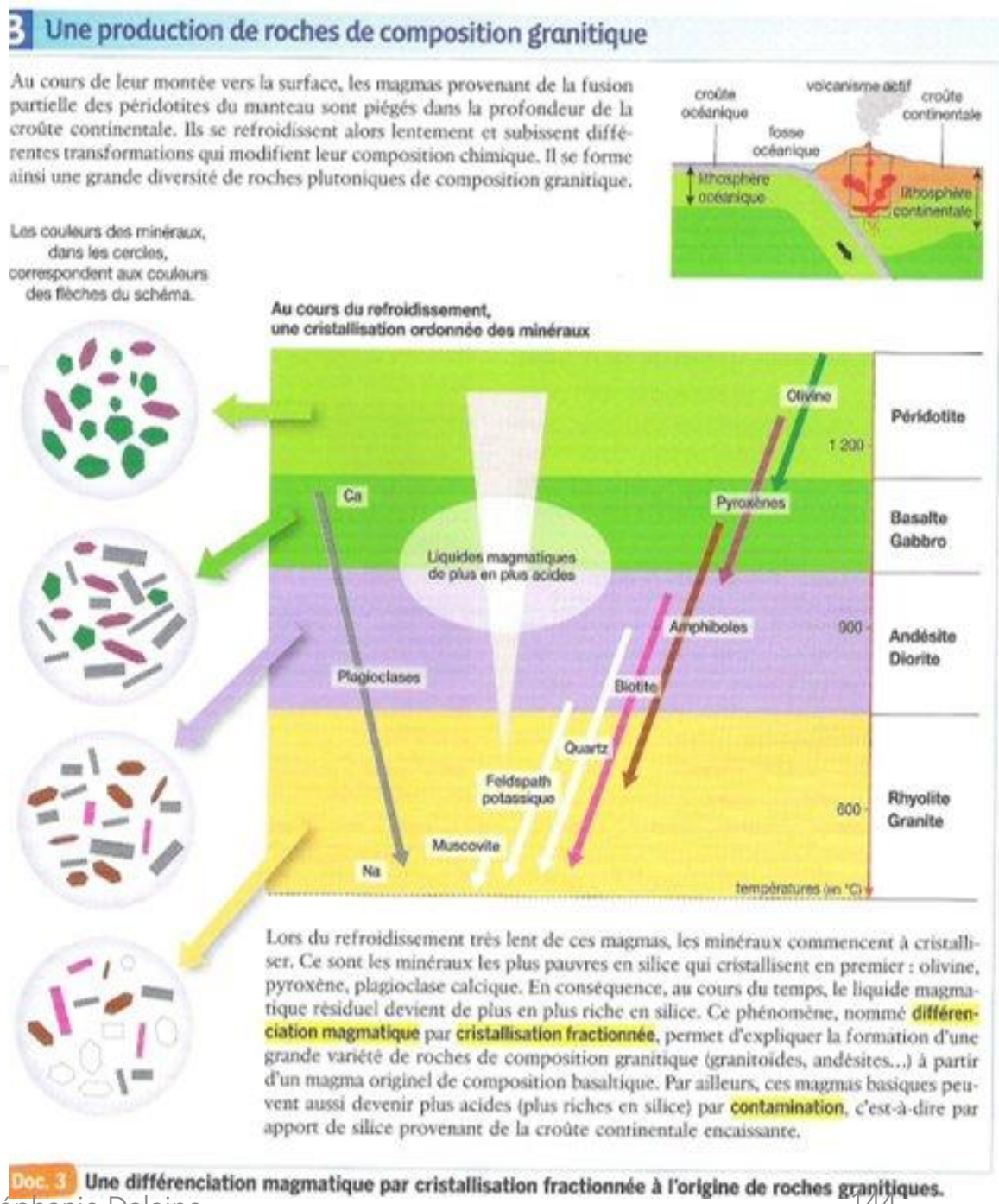


C. LE VOLCANISME, UNE CONSÉQUENCE DE LA GÉODYNAMIQUE

2. CONTEXTES GÉODYNAMIQUES ET CONDITIONS DE FUSION PARTIELLE DU MANTEAU

- **Dorsale et point chaud :** Remontée adiabatique du manteau :
  - ➢ Profond pour les points chauds (couche D'')
  - ➢ Superficiel pour les dorsales

- **Subduction :** Hydratation du manteau asthénosphérique
- Géotherme croise le solidus → fusion partielle
- Le magma +/- stocké dans des chambres magmatiques → possibilité ou non de **différenciation magmatique** et donc de **diversification des roches**.



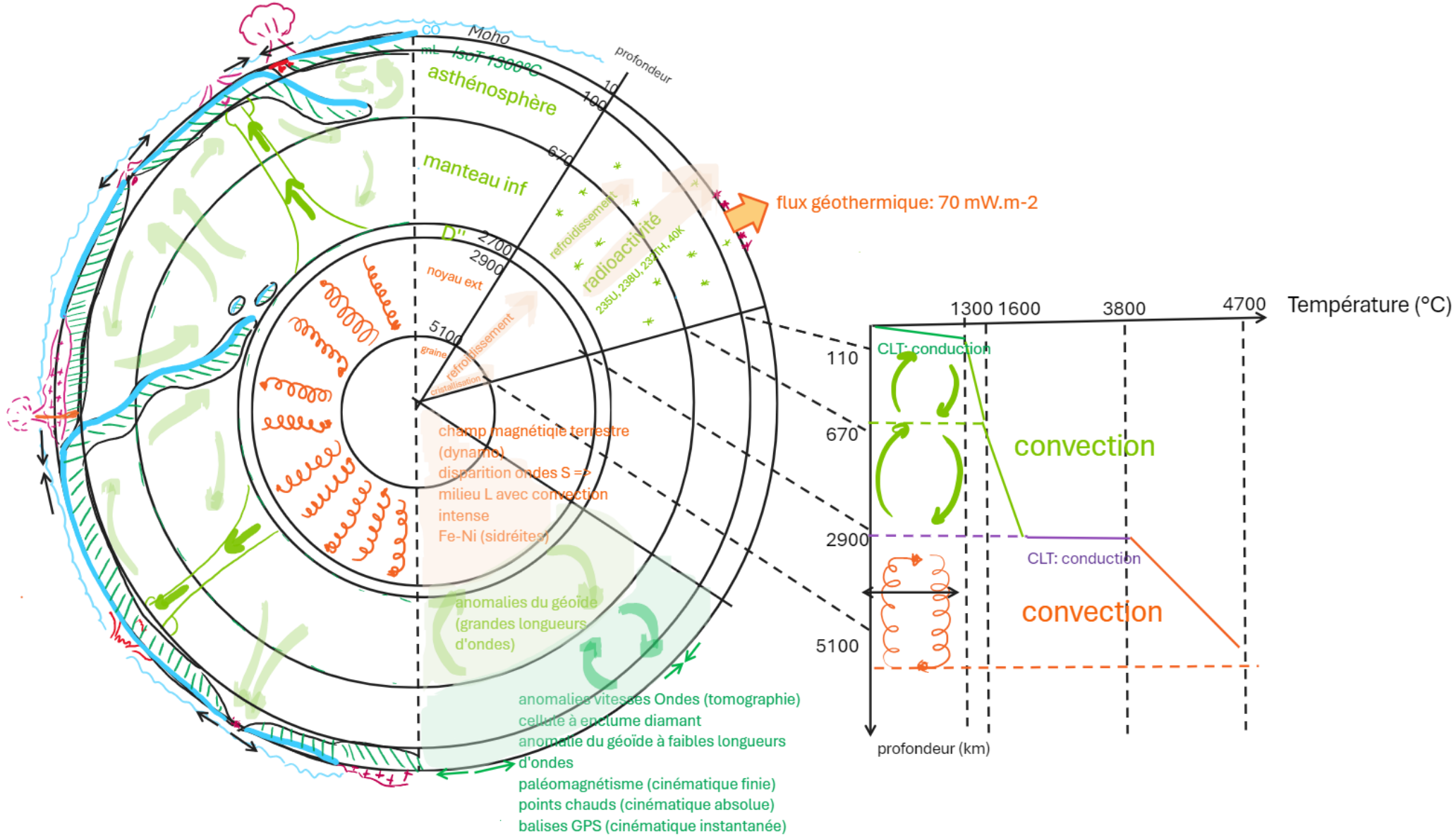


Schéma bilan: la dynamique des enveloppes internes