

ST-C poly 01

Dynamique des enveloppes internes - documents

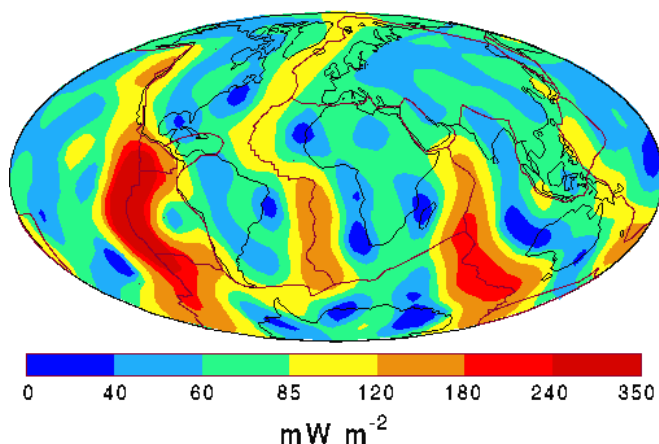


Fig. 1. Le flux de chaleur en surface. ★★ [1]

	Superficie (km ²)	Flux moyen (mW . m ⁻²)	Quantité de chaleur dissipée (W)
Continents émergés	149,3 . 10 ⁶	58,6	8,8 . 10 ¹²
Plates-formes continentales	52,2 . 10 ⁶	54,4	2,8 . 10 ¹²
Océans	308,6 . 10 ⁶	67,0	20,7 . 10 ¹²
	Circulation hydrothermale		9,7 . 10 ¹²
	Total		42,0 . 10 ¹²

Fig. 2. Flux de chaleur diffusé à la surface de la Terre. ★ [1]

Enveloppes du globe terrestre	CARACTÈRES ÉTUDIÉS			
	Volume (km ³)	Teneur en uranium (tonne/km ³)	Puissance dégagée par km ³ (W/km ³)	Puissance totale (W)
Croûte continentale	4,5 . 10 ⁹	1 800	1 700	7,7 . 10 ¹²
Croûte océanique	4,0 . 10 ⁹	300	340	1,4 . 10 ¹²
Manteau	920 . 10 ⁹	30	30	30 . 10 ¹²
Noyau	180 . 10 ⁹	?	?	faible, négligée

Fig. 3. Chaleur dégagée par désintégration radioactive de l'Uranium pour les différentes enveloppes terrestres. ★★ [1]

Isotope	τ (ans)	h_0 (J . kg ⁻¹)	concentration C_0 (kg . kg ⁻¹)
²³⁸ U	$4,47 \times 10^9$	$1,90 \times 10^{13}$	$25,5 \times 10^{-9}$
²³⁵ U	$7,04 \times 10^8$	$1,82 \times 10^{13}$	$0,19 \times 10^{-9}$
²³² Th	$1,40 \times 10^{10}$	$1,71 \times 10^{13}$	103×10^{-9}
⁴⁰ K	$1,25 \times 10^9$	$1,58 \times 10^{12}$	$32,9 \times 10^{-9}$

Temps de demi-vie τ , énergie libérée par kilogramme de matière décomposée h_0 et concentration actuelle C_0 dans le manteau primitif des éléments radioactifs terrestres.

Ici, $t = 0$ correspond à l'âge actuel de la Terre, pour lequel on a pu mesurer les concentrations en éléments radioactifs C_0 . On peut calculer les valeurs de H actuelles et il y a 3 milliards d'années. Elles sont regroupées dans le **tableau 2.6**.

Isotope	$H(t = 0)(TW)$	$H(t = -3 \text{ Ga})(TW)$
²³⁸ U	9,6	15,2
²³⁵ U	0,4	8,1
²³² Th	11,1	12,9
⁴⁰ K	3,7	19,4
Total	24,8	55,6

Production de chaleur radioactive dans le manteau primitif actuel ($t = 0$) et il y a 3 milliards d'années.

Fig. 4. Les principaux isotopes radioactifs responsables de l'énergie libérée par la Terre. ★ [1]

Flux moyen	70 mW.m ⁻²	1400 W.m ⁻²
Total	42,3 TW	7.10 ⁵ TW
Energie initiale	3,8 TW	7.10 ⁵ TW
différenciation	3,5 TW	
désintégration radioactive	35 TW	
Chaleur interne		Chaleur externe

Fig. 5. Bilan : les principales sources d'énergie interne de la Terre ★★★ [1]

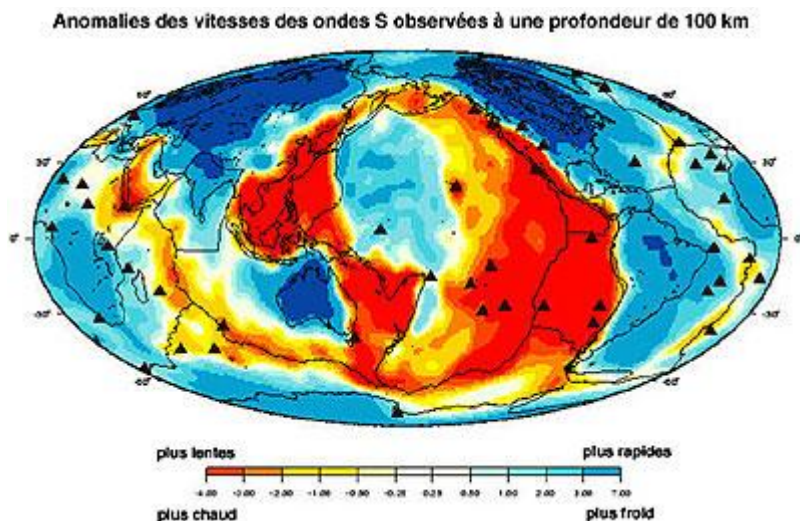


Fig. 6. Tomographie sismique montrant les anomalies de vitesse dans le manteau à 100 km de profondeur. ★ [1]

On note la présence d'un manteau plus chaud sous les dorsales ; en particulier l'anomalie thermique est bien plus marquée sous la dorsale Pacifique (rapide) que sous la dorsale Atlantique (lente).

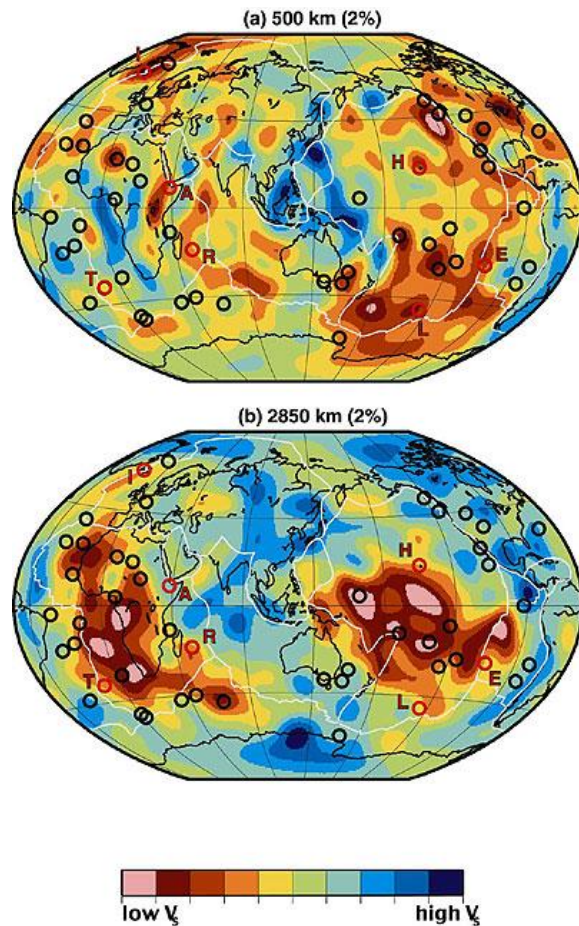


Fig. 7. Tomographies sismiques dans le manteau à 500 km et 2850 km de profondeur. ★ [1]

On note qu'à 500 km, vers la base du manteau supérieur, on garde une certaine corrélation avec les événements de surface (dorsales, subduction), mais que dans le manteau inférieur (2850 km), les anomalies thermiques ne sont pas corrélables avec la tectonique des plaques observée en surface.

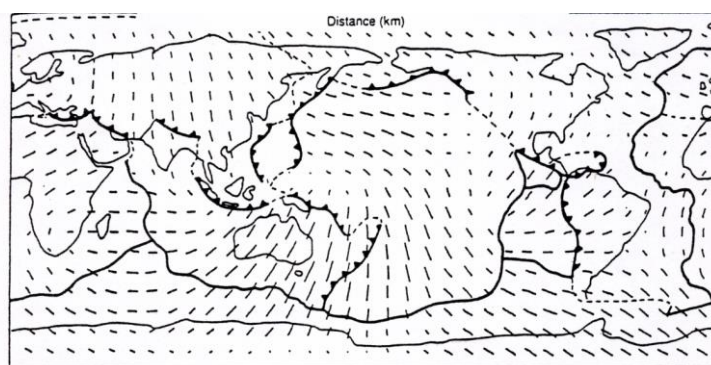
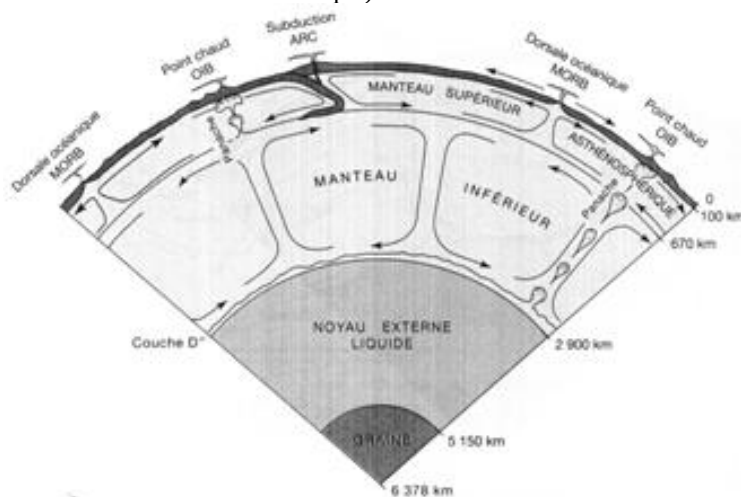


Fig. 8. Orientation des cristaux d'olivine dans l'asthénosphère, à 300 km de profondeur, d'après les données de tomographie sismique. ★ [1]

On note qu'en général les mouvements relient les zones de subduction aux dorsales (certaines dorsales ne semblent pas « intervenir » dans cette orientation, comme la dorsale Atlantique : ceci fait partie des éléments montrant que les dorsales lentes ne sont pas des éléments moteurs de la convection mantellique).

Fig. 9. Modèle de convection mantellique à deux niveaux. ★★ [1]



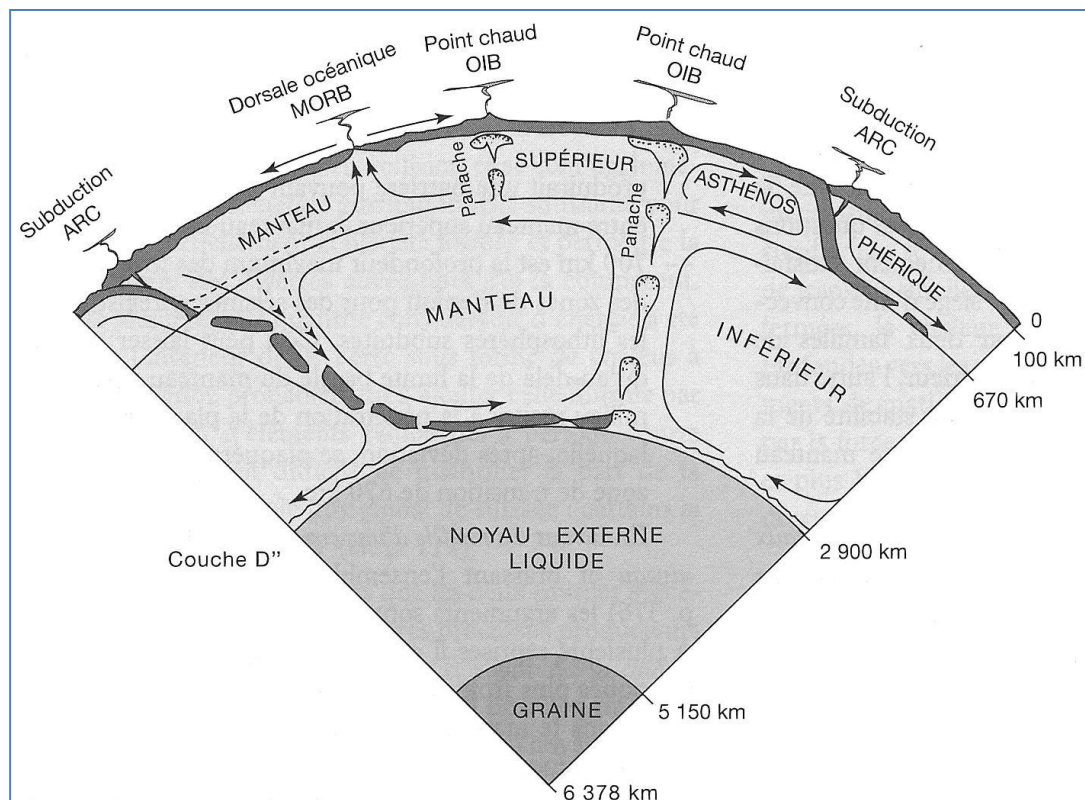


Fig. 10. Modèle de convection pénétrative. ★★★ [1]

Océan			Continent		
	dorsale	bassin océanique	continent	chaîne de montagne	vieux socle
âge (Ma.)	0	50 100 150	300	50	800
Φ (mW.m ⁻²)	250	70 50 40	60	80	50

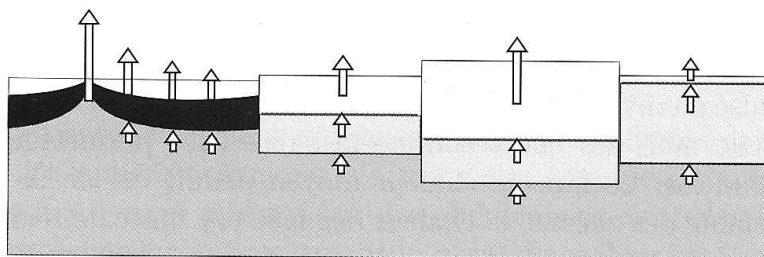


Fig. 11. La conduction dans les lithosphères. ★★ [1]

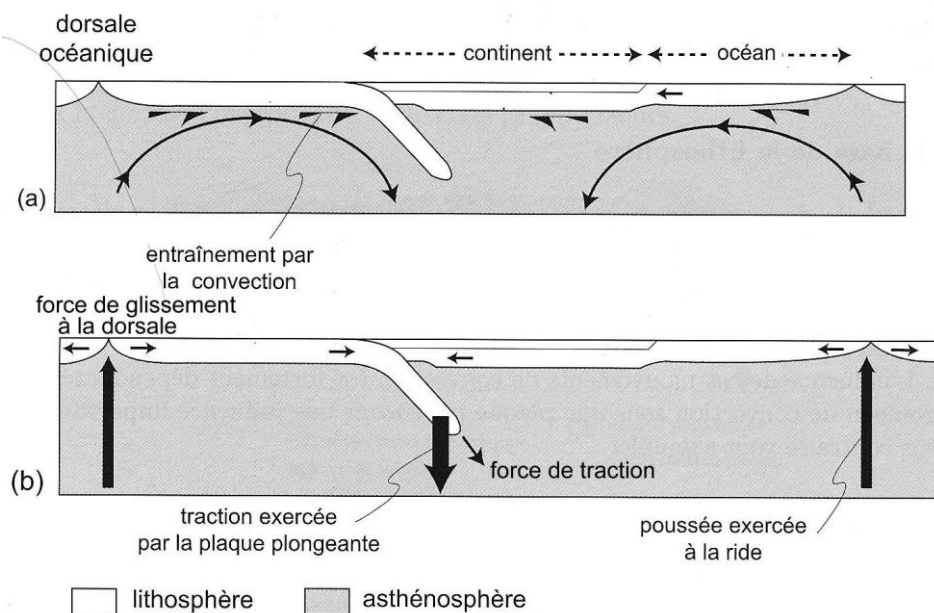


Fig. 12. Couplage entre mouvements des plaques lithosphériques et convection mantellique. ★★★ [1]

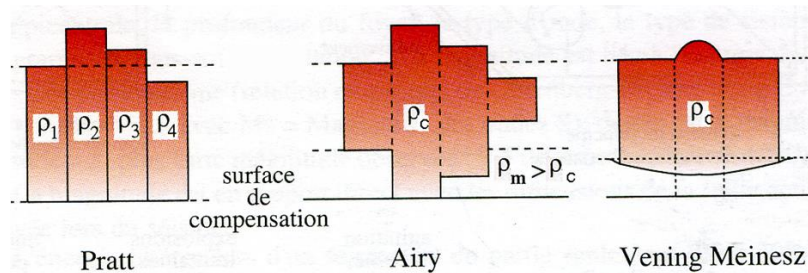


Fig. 13. Les modèles théoriques d'isostasie. ★★★ [1]

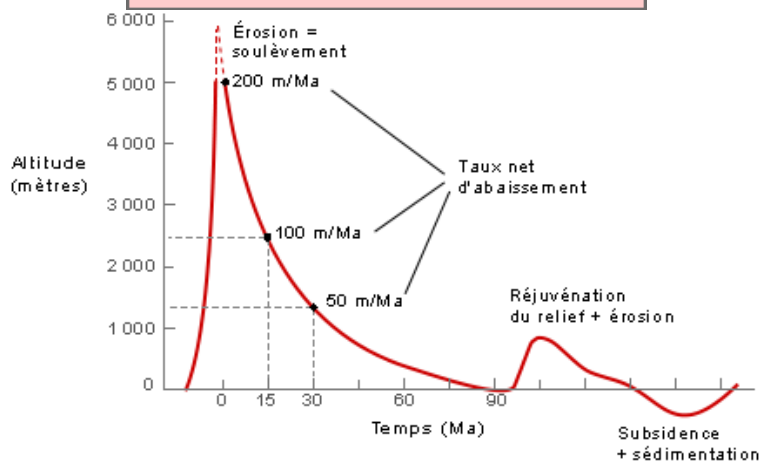
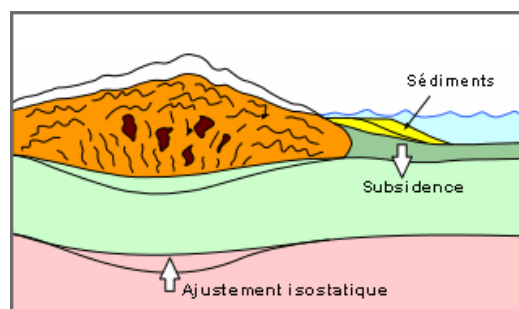
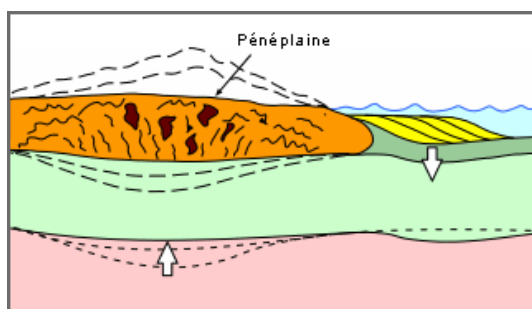
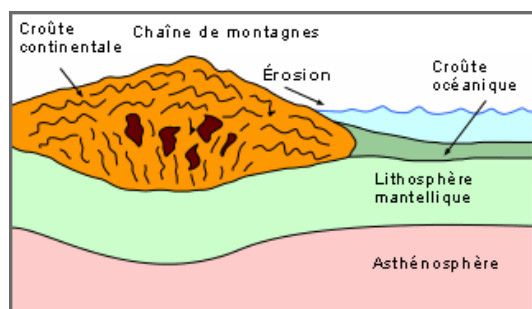


Fig. 14. L'érosion d'une chaîne de montagne. ★ [2]

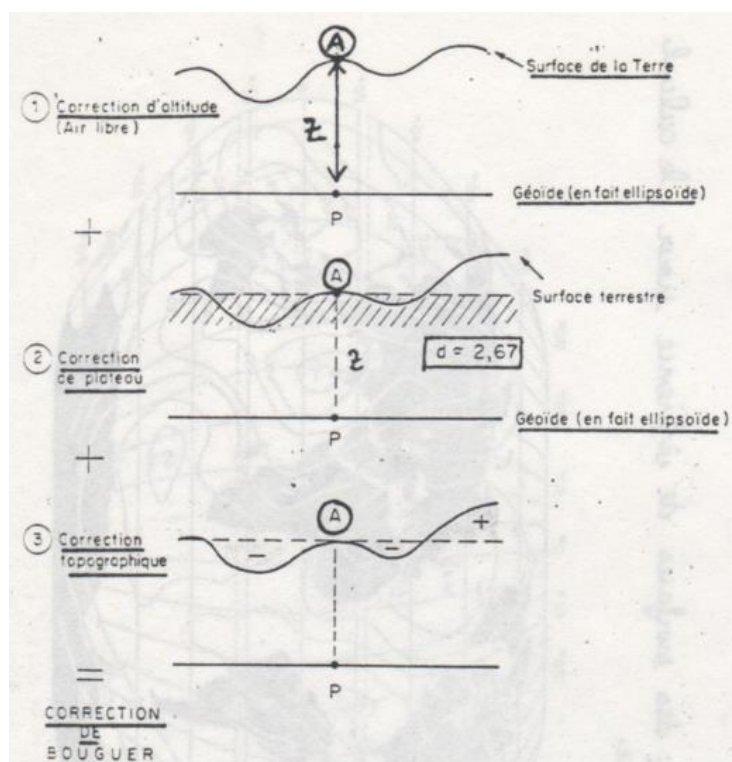


Fig. 15. Correction à l'air libre et correction de Bouguer. ★★★ [1]

La correction à l'air libre

Cette correction permet de prendre en compte les effets de l'altitude (ou de la profondeur) par rapport à la surface de référence.

$$g_{\text{corrigé air libre}} = g_{\text{mesuré}} - 0,3086 \Delta h$$

$$\text{Soit : } \Delta g_{\text{th}} = -0,3086 \Delta h$$

Δh : altitude par rapport au niveau de référence, en mètres

La correction de plateau

Cette correction prend en compte la matière excédentaire (ou non) entre la surface de référence et le point mesuré. On a : $\Delta g_{\text{th}} = 2\pi \cdot G \cdot \rho \cdot \Delta h$, avec Δh l'altitude par rapport au niveau de référence en mètres, et ρ la densité des roches (2,67 pour les continents). Soit :

$$\Delta g_{\text{th}} = +0,0419 \rho \Delta h$$

La correction topographique

Les reliefs proches du point de mesure influent sur la valeur de g mesuré. Par exemple, un relief montagneux crée une attraction, et donc une diminution de la valeur de la gravité.

La correction de Bouguer est la somme des différentes corrections mesurée.

Fig. 16. Exemple de calcul d'anomalies gravimétriques, au niveau de la ville de Chamonix, dans les Alpes. ★**(1) Anomalie à l'air libre**

On prend ici comme EXEMPLE la ville de Chamonix, à l'altitude de 1038 m. La valeur de la pesanteur **mesurée** à Chamonix est de :

$$g(M) = 980\,332,9 \text{ mGal}$$

On calcule une pesanteur **théorique** sur la base de l'ellipsoïde de Clairaut :

$$g_{th} = 978031,846 (1 + 0,0053024 \sin^2\varphi - 0,0000058 \sin^2 2\varphi) \text{ en mGal}$$

avec φ la latitude, égale à $45,9^\circ$ pour Chamonix, on trouve :

$$g(th) = 980\,712,7 \text{ mGal}$$

A Chamonix, la correction à l'air libre est de $10,38 \times 30,86$ soit $-320,3 \text{ mGal}$ et le g théorique corrigé à l'air libre est :

$$g_{\text{air libre}} = 980\,392,3 \text{ mGal.}$$

Ceci correspond à une **anomalie à l'air libre** de :

$$\Delta_{\text{(air libre)}} = 980\,332,9 - [980\,712,7 - (10,38 \times 30,86)] = -59,5 \text{ mGal}$$

On est en présence d'une anomalie à l'air libre négative, qui traduit un déficit de masse non compensé.

→ Érosion de la chaîne alpine, pas encore compensé par rééquilibrage isostatique. La chaîne alpine présente une lithosphère avec un mouvement ascendant qui tend à corriger ce déficit de masse.

(2) Anomalie de Bouguer

Pour Chamonix la correction **de plateau** est de :

$$(10,47 \times 10,38) = +109,7 \text{ mGal}$$

=> le nouveau g théorique corrigé est :

$$(980\,392,3 + 109,7) = 980\,502 \text{ mGal.}$$

Soit une **anomalie de plateau** de :

$$\Delta_{\text{(plateau)}} = 980\,332,9 - 980\,502 = -169,5 \text{ mGal}$$

On peut constater que, loin d'améliorer la situation, la correction de plateau a amplifié l'erreur, avec une anomalie plus fortement négative !

La correction **topographique** à Chamonix est de -34 mGal

Le nouveau g théorique corrigé est alors de :

$$(980\,502 - 34) = 980\,468 \text{ mGal.}$$

L'anomalie de Bouguer à Chamonix est donc de :

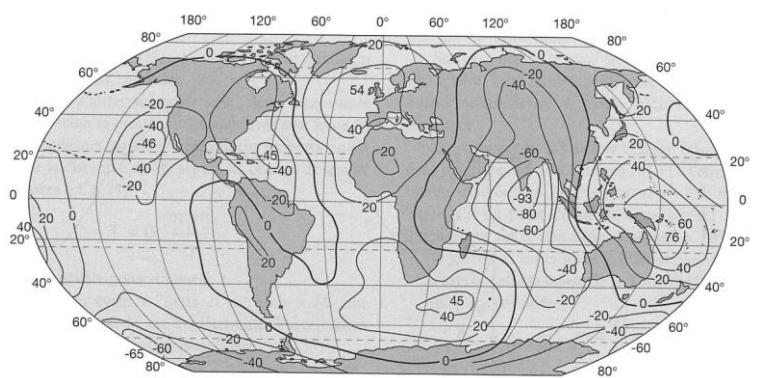
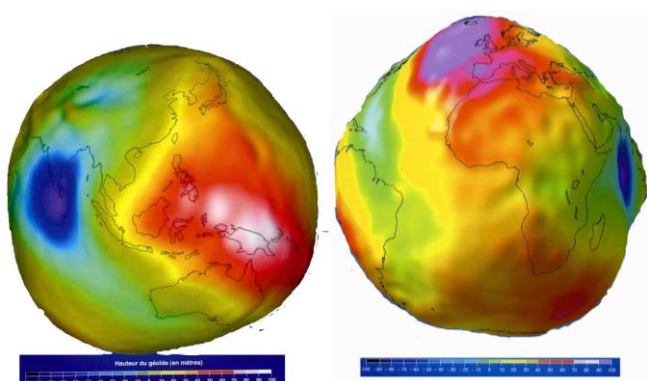
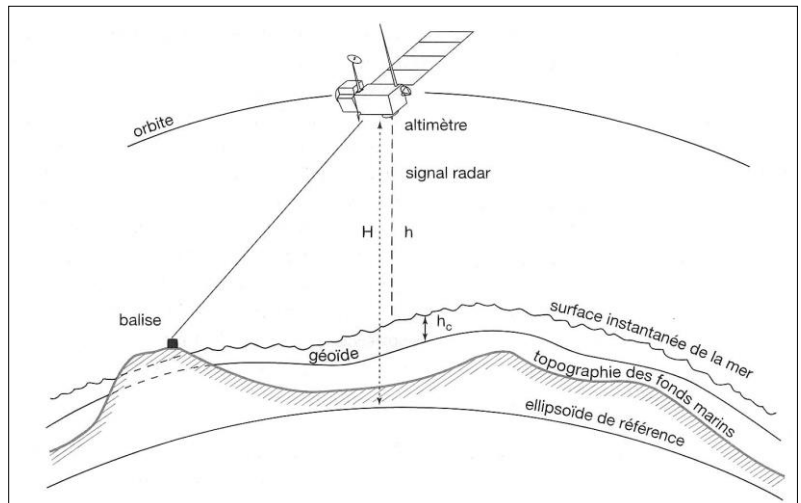
$$g_{\text{mesuré}} - g_{\text{théorique corrigé}} = (980\,332,9 - 980\,468) = -135,1 \text{ mGal}$$

On est en présence d'une anomalie de Bouguer négative, qui traduit un déficit de masse en profondeur.

Ce déficit peut être interprété comme étant dû à la présence d'une racine crustale importante. Cette racine crustale, de moindre densité que le manteau environnant, est compensée isostatiquement.

Fig. 17. L'obtention du géoïde par altimétrie satellitale. ★ [1]

Les radars embarqués envoient des impulsions à fréquence donnée et enregistrent le signal réfléchi par la surface de l'océan. Grâce à la mesure de la durée de l'aller-retour, on calcule l'altitude instantanée (h). Des réseaux de balises permettent de mesurer la distance entre le satellite et l'ellipsoïde de référence (H). On élimine les effets des vagues et courants (h_c) et on obtient la différence entre l'ellipsoïde et le géoïde.

**Fig. 18. Le géoïde terrestre. ★ [1]**

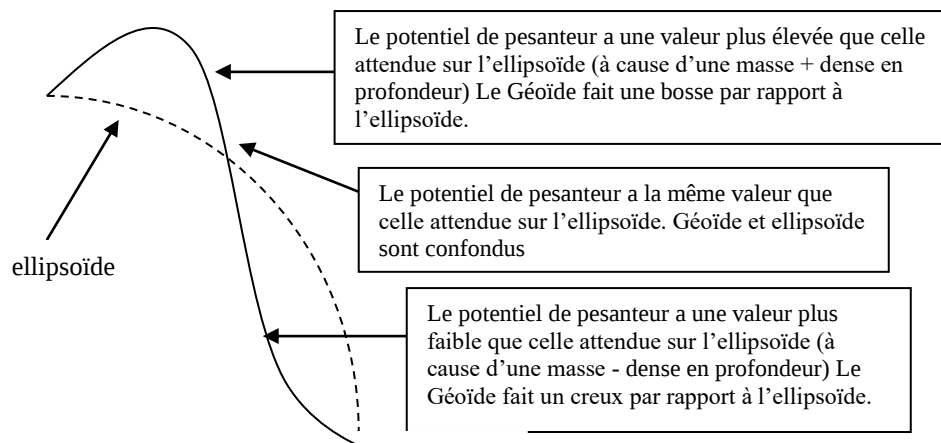


Fig. 19. Bosses et creux du géoïde.

★★★

Une bosse sur le géoïde correspond à un excès de masse, alors qu'un creux correspond à un déficit de masse.

Fig. 20. Les différentes longueurs d'onde d'étude du géoïde.

★★ [1]

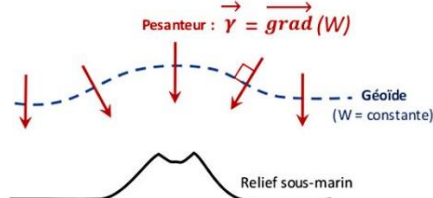
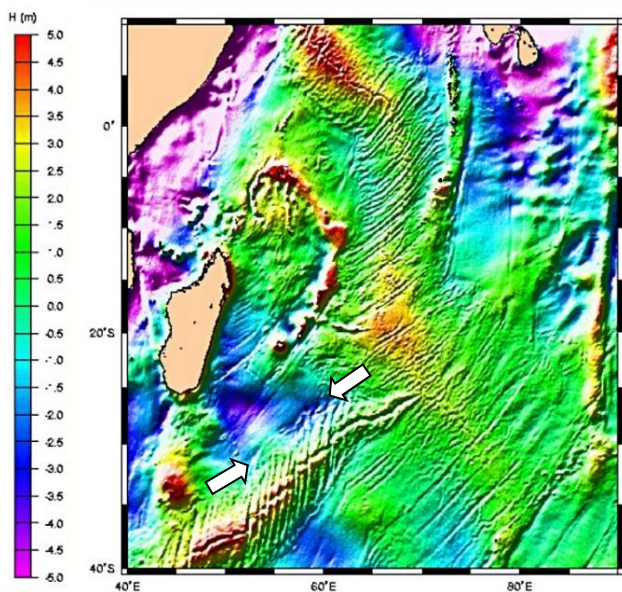
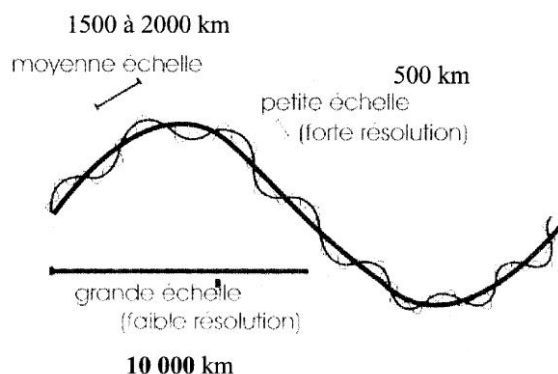


Fig. 21. Le géoïde océanique aux petites longueurs d'ondes. ★★★

[3]

On peut observer ici différentes topographies de l'océan Indien, dont des dorsales : flèches + schématisation en coupe.

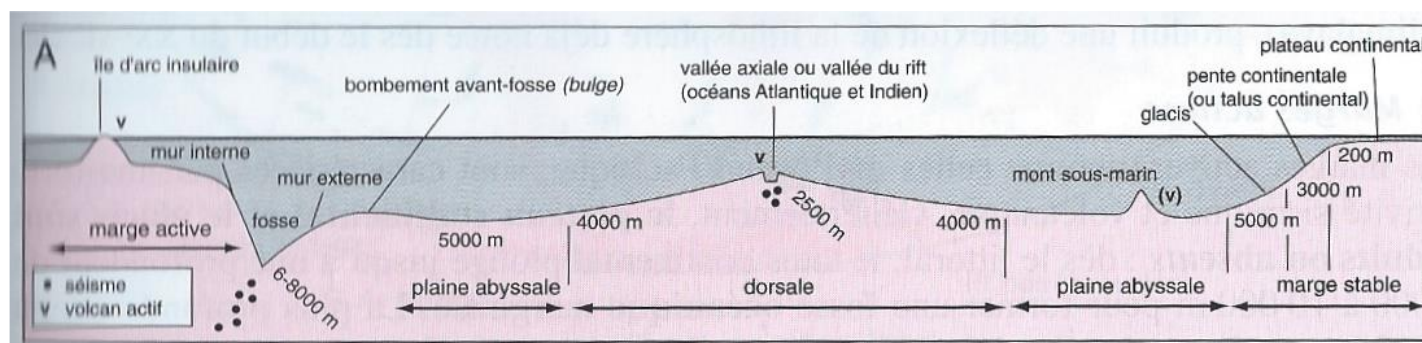


Fig. 22. Morphologie des fonds océaniques. ★★★ [1]

Fig. 23. Répartition des séismes et des volcans en activité. ★★ [1]

Points = séismes superficiels (foncés : profondeur < 100 km, superficiels ; plus clairs : profondeur > 100 km, profonds)
 Triangles = volcanisme intraplaque (triangles foncés) et calco-alcalin (triangles plus clairs)
 Zones hachurées délimitées par deux traits = volcanisme tholéitique

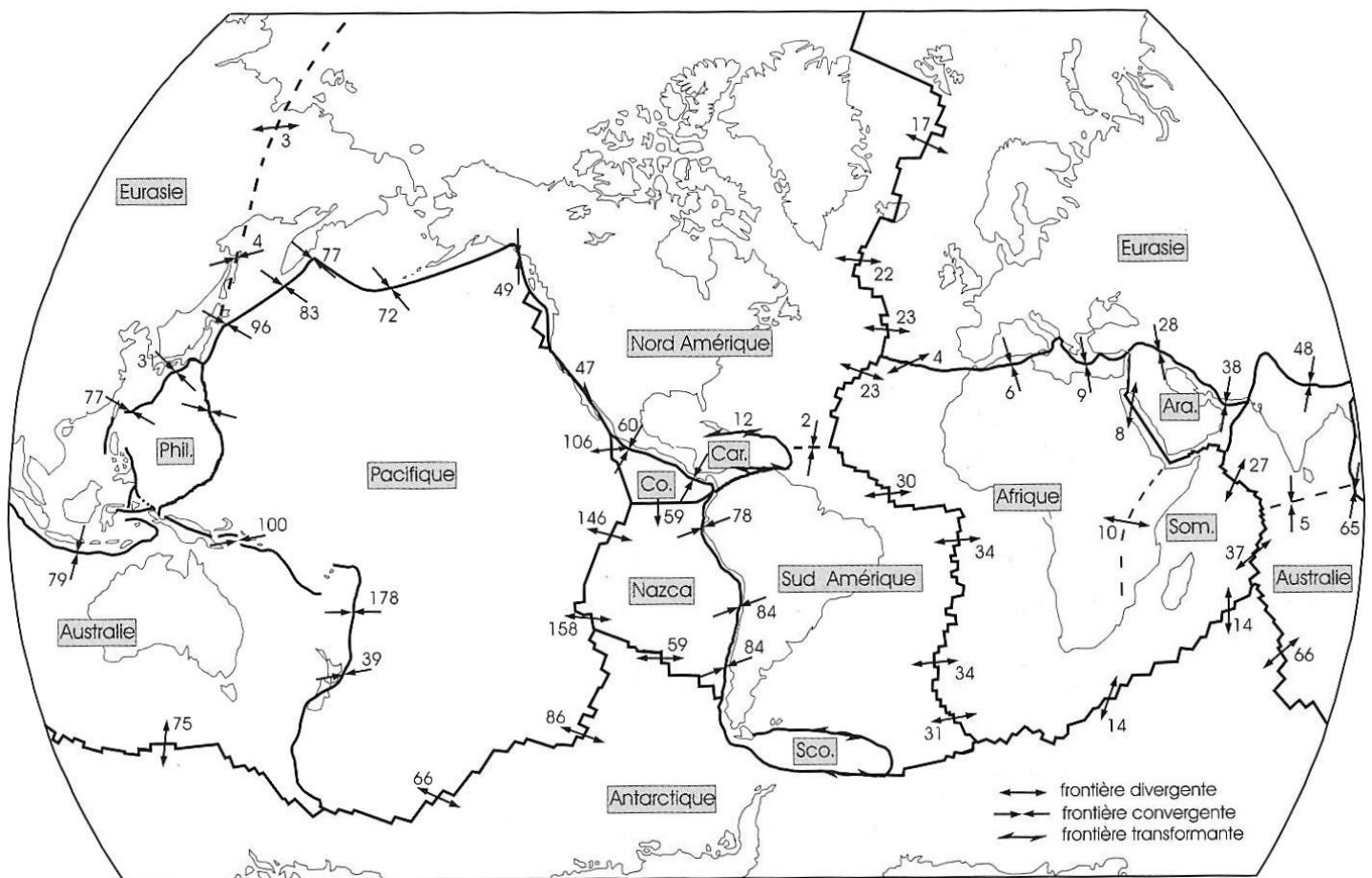
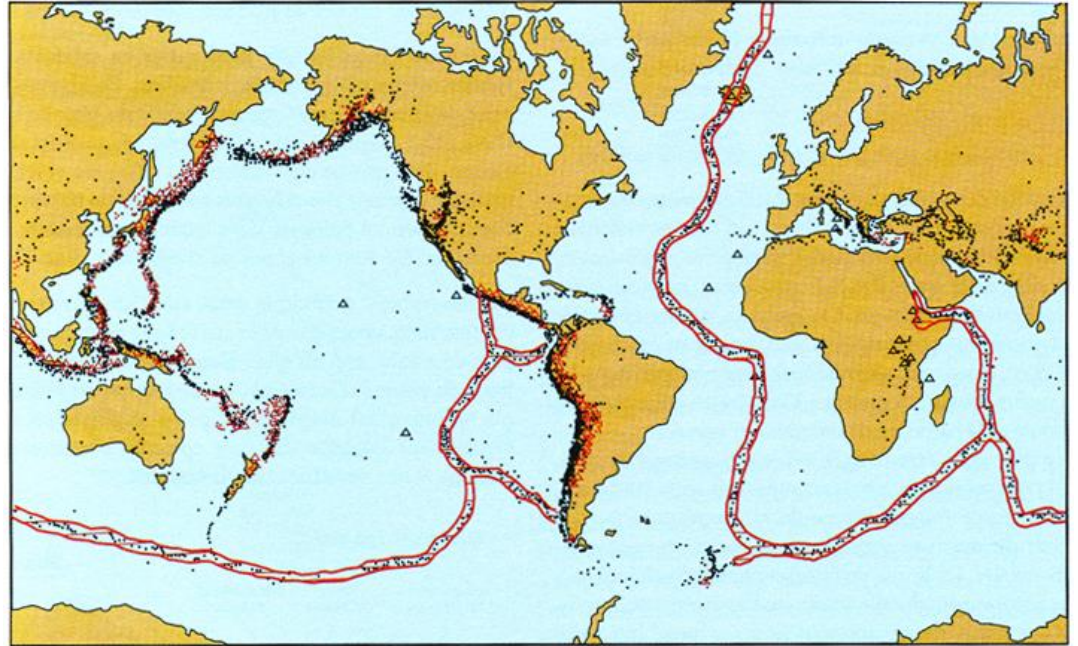
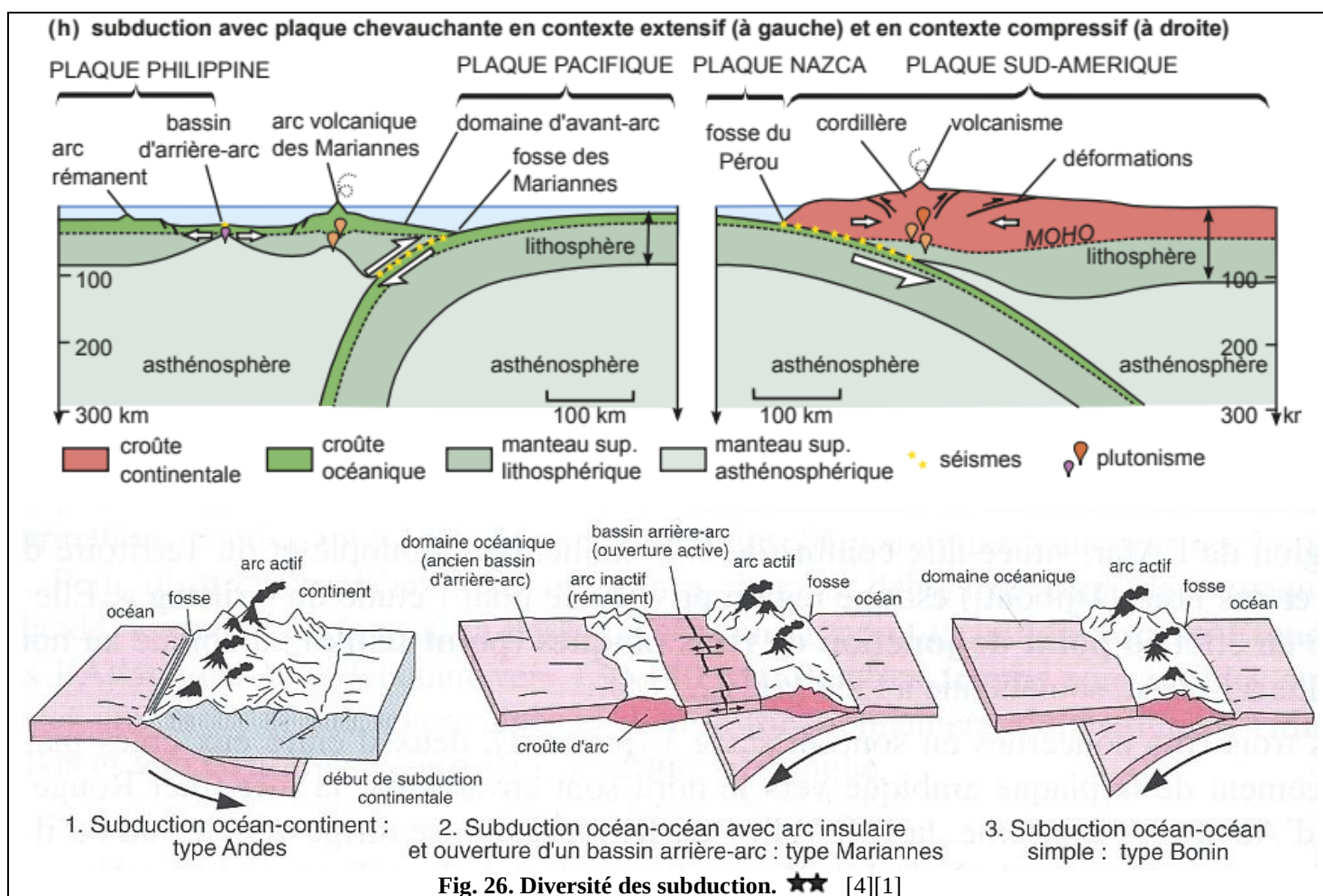
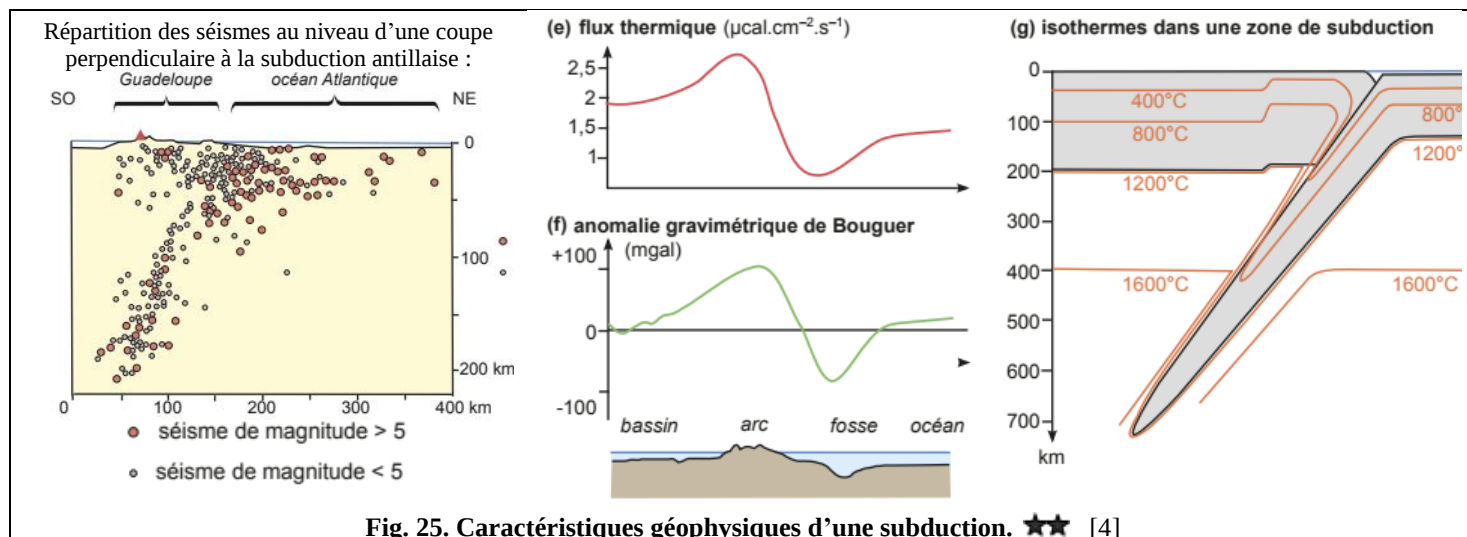


Fig. 24. Les principales plaques lithosphériques ★★ [1]

Modèle NUVEL-1, présentant douze plaques. Les chiffres indiquent les mouvements relatifs en cm/an.

Ara. = Arabique ; Car. = Caraïbes ; Co. = Costa-Rica ; Phil. = Philippine ; Sco. = Scottia.

Des modèles plus précis rajoutent d'autres plaques de petite taille (Iranienne, Turquie, Juan de Fuca au nord ouest des USA).



Références

- [1] Ouvrage ou page Internet non précisé
- [2] <http://www2.ggl.ulaval.ca/personnel/bourque/>
- [3] <https://planet-terre.ens-lyon.fr/>
- [4] Biologie-Géologie tout-en-un BCPST1. Dunod éd.

Fig. 27. Caractéristiques géophysiques d'une dorsale.

★★ [4]

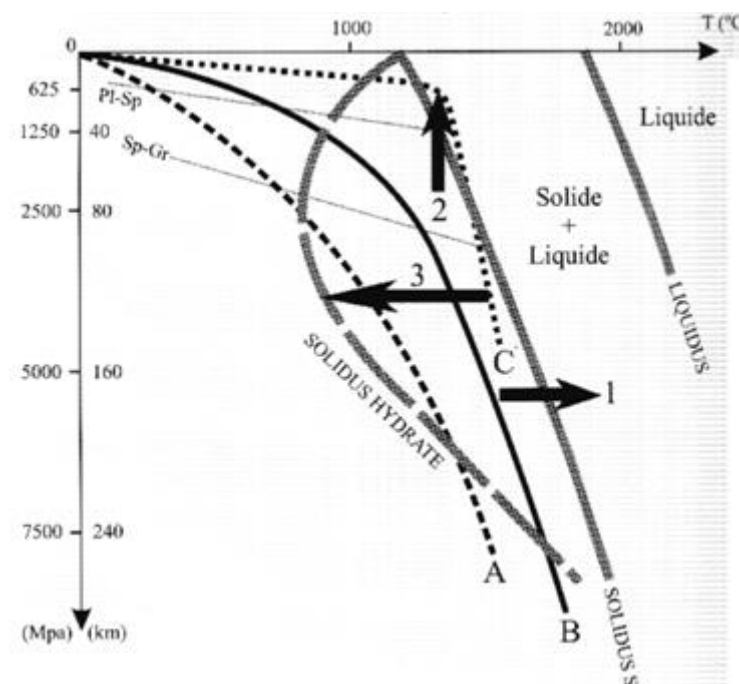
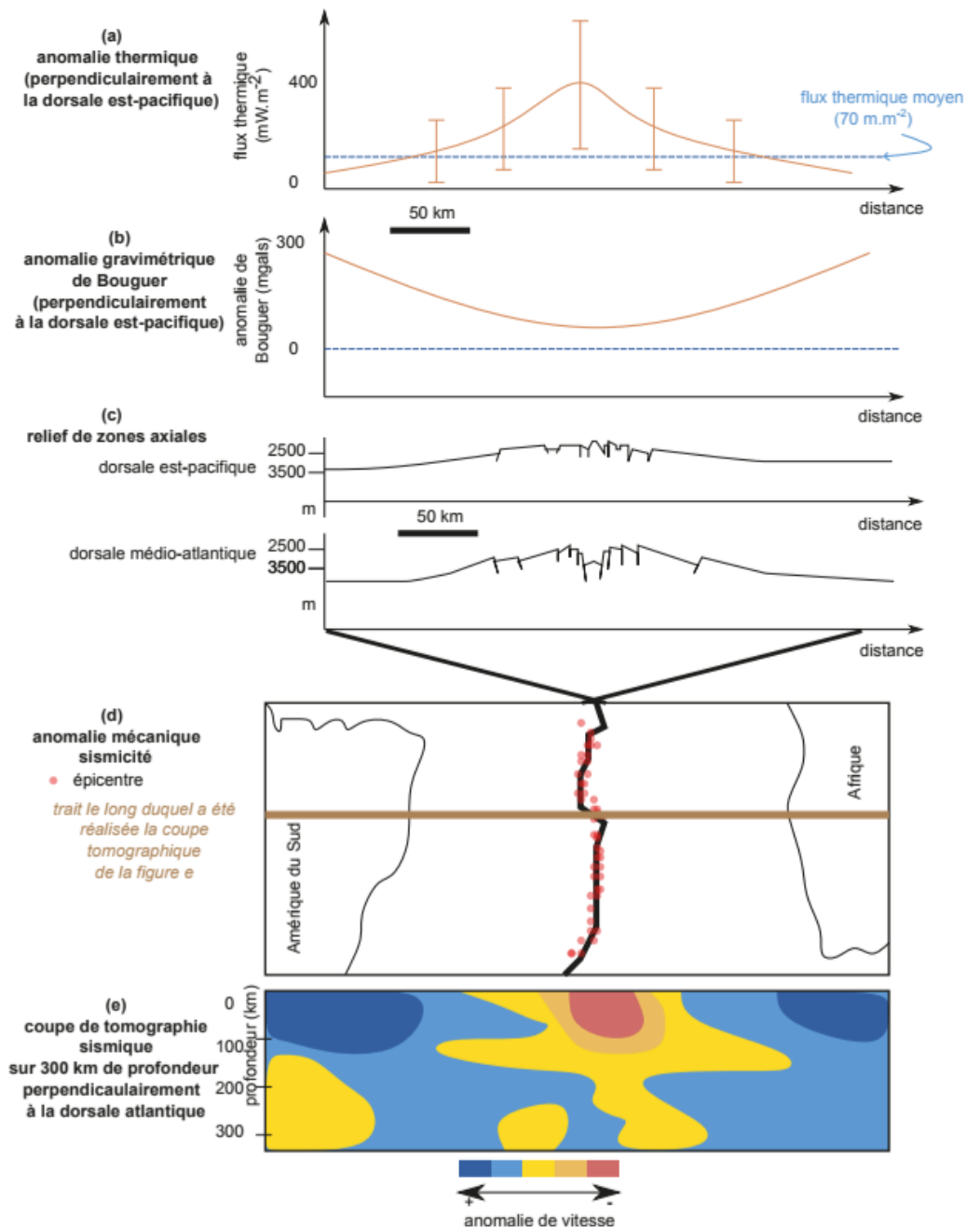


Fig. 28. Les trois cas possibles de fusion des roches, en liaison avec la tectonique des plaques. ★★★

- 1 : Augmentation de la **température** (cas des points chauds)
- 2 : **Décompression** adiabatique (cas des rides médio-océaniques)
- 3 : **Hydratation** (cas des zones de subduction)

Les solidus et liquidus présentés sont ceux de la péridotite.

Pl-Sp : limite entre les champs de stabilité de la péridotite à plagioclase (faible pression) et de la péridotite à spinelle.
Sp-Gr : limite entre les champs de stabilité de la péridotite à spinelle et de la péridotite à grenat (forte pression).

A : géotherme continental
B : géotherme océanique
C : géotherme au niveau d'une dorsale océanique