

1 L'altitude moyenne des continents terrestres

1/ Profondeur de compensation: profondeur à laquelle l'équilibre isostatique est atteint.

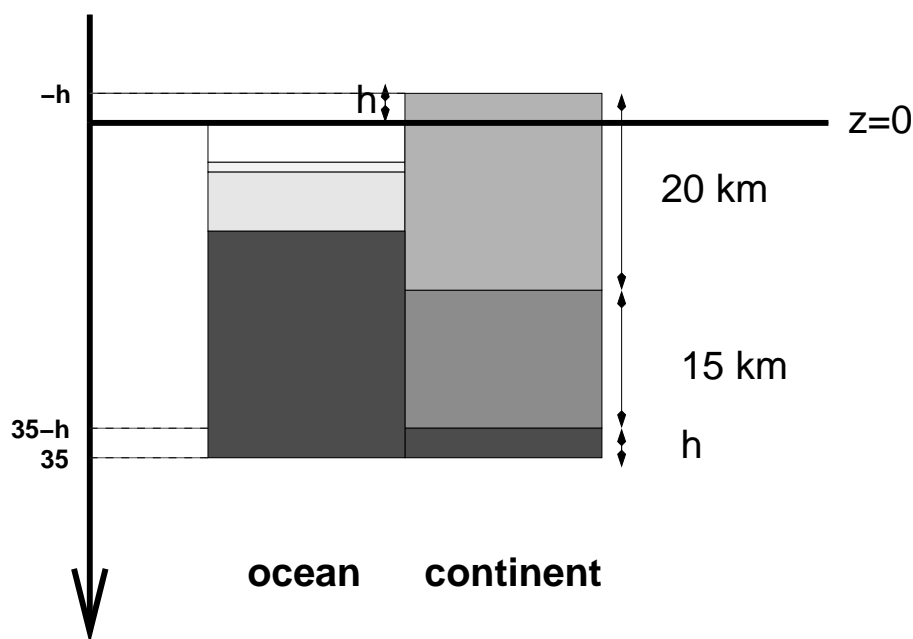
2/ Croûte continentale:

- de 0 – > 20 km : roche granitique, gneiss.
- de 20 – > 35 km : gabbros
- au delà: péridotites

Croûte océanique:

- de 0 – > 4 km: eau
- de 4 – > 5 km: eau + sédiments
- de 5 – > 11 km: roches basaltiques et gabbros
- de 11 – > 35 km: péridotites

3/ Soit une colonne de croûte océanique et une colonne de croûte continentale. On écrit l'équilibre isostatique en $z = 35\text{km}$, c'est-à-dire que le poids de chacune des colonnes à cette profondeur est égal car on a la même pression hydrostatique.



$$P_{oc} = g[4000 \times 1000 + 1000 \times 1500 + 6000 \times 2850 + 24000 \times 3310]$$

$$P_{cont} = g[20000 \times 2750 + 15000 \times 2950 + h \times 3310]$$

On résoud en h l'équation $P_{oc} = P_{cont}$:

$$h = \frac{1}{3310} [4000 \times 1000 + 1000 \times 1500 + 6000 \times 2850 + 24000 \times 3310 - 20000 \times 2750 - 15000 \times 2950]$$

On trouve $h = 843 \text{ m}$.

Un calcul très précis de l'altitude moyenne des continents, à partir de la topographie observée, nous donnerait 825 m.

2 La dichotomie martienne

a/ Sur la courbe hypsométrique de Mars, on distingue 2 pics. Un autour de -4 km et l'autre autour de 1.5 km. Plus précisément, on peut calculer l'altitude moyenne négative et l'altitude moyenne positive. Soit p_i le pourcentage de surface à l'altitude h_i négative. Soit q_i le pourcentage de surface à l'altitude h_i positive.

$$h_2 = \frac{\sum_{i=1}^N p_i h_i}{\sum_{i=1}^N p_i} = -3.73 \text{ km}; \quad h_1 = \frac{\sum_{i=1}^N q_i h_i}{\sum_{i=1}^N q_i} = 2.02 \text{ km}$$

b/ On écrit l'équilibre isostatique en $z = L_1 - h_1$ la profondeur de compensation minimale. Le poids d'une colonne de croûte de l'hémisphère Nord = le poids d'une colonne de croûte de l'hémisphère Sud.

$$gL_1\rho^c = g\left[\rho^c L_2 + \rho^m(L_1 - L_2 - h_1 + h_2)\right]$$

ou encore:

$$L_1 - L_2 = \frac{\rho^m}{\rho^m - \rho^c} (h_1 - h_2)$$

Application numérique:

Avec les valeurs trouvées en a/, on a $h_1 - h_2 = 5.75$ km et $L_1 - L_2 = 43$ km.

3 Variation du niveau marin

3.1 Les glaciers globaux

On calcule tout d'abord la variation du volume d'eau dans les océans associée à la variation du volume de glace, en écrivant la conservation de la masse:

$$\rho^e \Delta V^{oc} = -\rho^g \Delta V^g$$

où ρ^e et ρ^g sont respectivement la masse volumique de l'eau et de la glace.

En première approximation, on fait l'hypothèse que les bassins océaniques sont des cuvettes à fond plat et parois verticales (cf TD2 pour un calcul plus détaillé). On peut simplement relier la variation du niveau des mers ΔH à la variation du volume d'eau dans les océans:

$$\Delta H = \frac{\Delta V^{oc}}{S^{oc}}$$

où S^{oc} est la surface océanique.

Pour une variation durant un intervalle de temps Δt , on aura:

$$\frac{\Delta H}{\Delta T} = -\frac{\rho^g}{\rho^e} \frac{\Delta V^g}{\Delta T}$$

Intervalle de temps	$\frac{\Delta V^g}{\Delta T}$ en km ³ /an	$\frac{\Delta H}{\Delta T}$ en mn/an
1961-1990	-100	0.25
1991-2004	-223	0.56

3.2 Le Groenland

Le volume de la calotte du Groenland varie en fonction des apports (précipitation) et des pertes (sublimation, neige soufflée par le vent, production d'iceberg, fonte de base de calotte, ruissellement):

$$\frac{dV^g}{dt} = Q - P$$

avec $Q = 591 \text{ km}^3 / \text{an}$ et $P = 63 + 40 + 239 + 32 + 295 = 669 \text{ km}^3 / \text{an}$.

On a donc une variation de volume négative (la calotte est en phase de décroissance):

$$\frac{dV^g}{dt} = -78 \text{ km}^3 / \text{an}$$

à laquelle est associée la variation du niveau marin positive:

$$\frac{dH}{dt} = 0.2 \text{ mm /an}$$

Masses volumiques $\rho^e(T, S)$:

- Atlantique: $T = 10^\circ C$, $S = \frac{35}{1000}$ $\Rightarrow \rho^e = 1000 + 27 = 1027 \text{ kg/m}^3$
- Arctique: $T = 5^\circ C$, $S = \frac{33}{1000}$: $\Rightarrow \rho^e = 1000 + 26 = 1026 \text{ kg/m}^3$
- Eau liée aux pertes de la calotte du Groenland: $\rho^e = 1000 \text{ kg/m}^3$

Circulation océanique:

L'eau de l'Atlantique (Gulf Stream) est plus dense que l'eau de l'Arctique. En conséquence, la masse d'eau Atlantique va, en mer de Norvège, plonger vers les fonds océaniques.

Les apports en eau douce issus du Groenland vont modifier le contraste de densité entre la mer de Norvège et l'eau de l'Atlantique. Si cette masse d'eau douce est trop importante, elle va rester en surface et bloquera la plongée des eaux Atlantique. La formation d'eau profonde s'arrêtera. On assistera à un blocage de la circulation thermohaline. Un refroidissement sensible sera alors observé sur le Nord de l'Atlantique et sur les continents adjacents.