

*STC – La dynamique des enveloppes internes*

# Chapitre 2

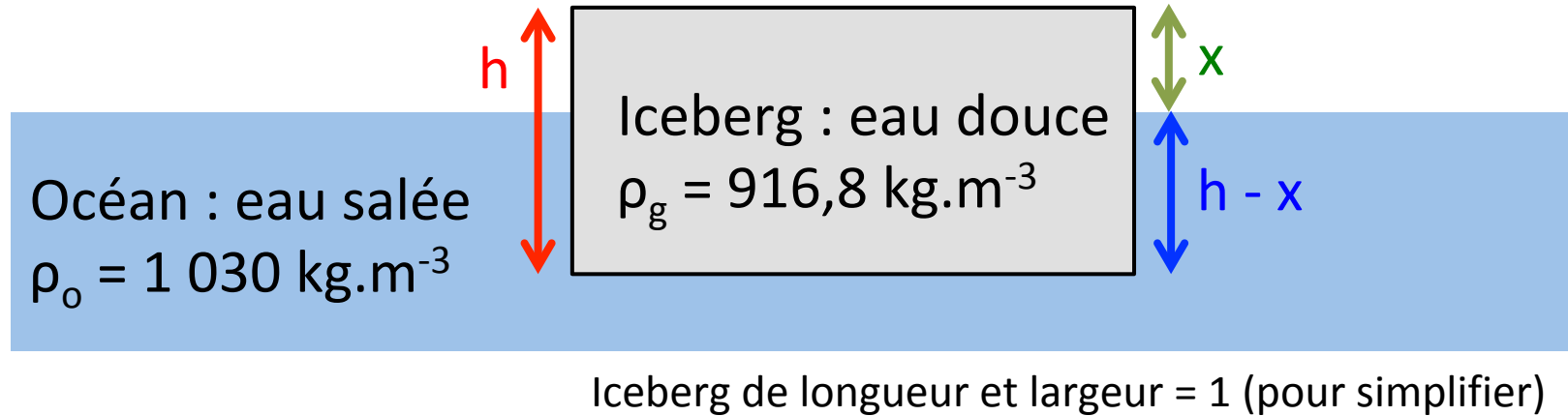
## La lithosphère en équilibre sur l'asthénosphère



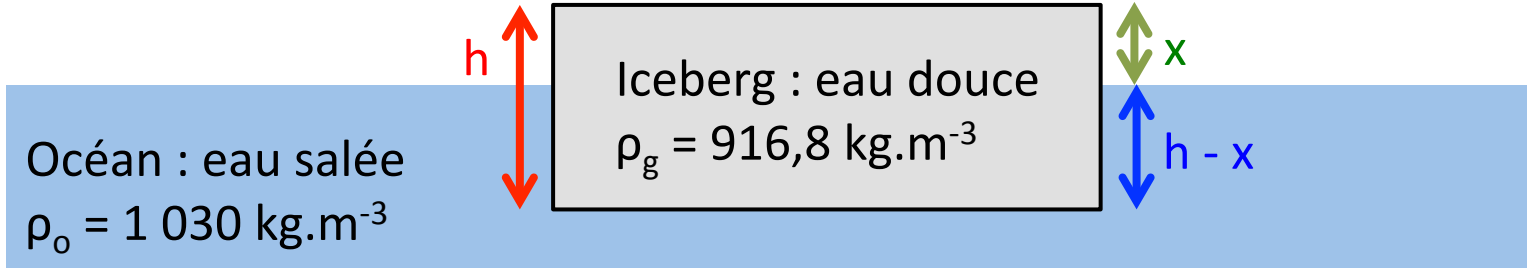
# **1. Les mouvements verticaux de la lithosphère**

# La poussée d'Archimède

« Tout corps plongé dans un fluide reçoit de la part de ce fluide une poussée de bas vers le haut égale au poids du fluide déplacé ». Archimède (287 – 212 av. JC).



# La poussée d'Archimède



$$\text{Poids de l'iceberg} = m_g \cdot g = \rho_g \cdot (h \times 1 \times 1) \cdot g = \rho_g h g$$

$$\text{Poids de l'eau déplacée} = m_o \cdot g = \rho_o \cdot ((h-x) \times 1 \times 1) \cdot g = \rho_o (h-x) g$$

Archimède dit qu'à l'équilibre, les poids sont égaux. Donc  $\rho_g h g = \rho_o (h-x) g$

$$\text{d'où } x = \frac{(\rho_o - \rho_g) \cdot h}{\rho_o}$$

$$\text{AN pour } h = 100 \text{ m} \Rightarrow x = 11 \text{ m}$$

# Mouvements verticaux



*Plage de Borselv (Norvège) : la ligne de rivage la plus ancienne (- 1 700 ans) est 30 m plus haute que le niveau actuel de la mer.*

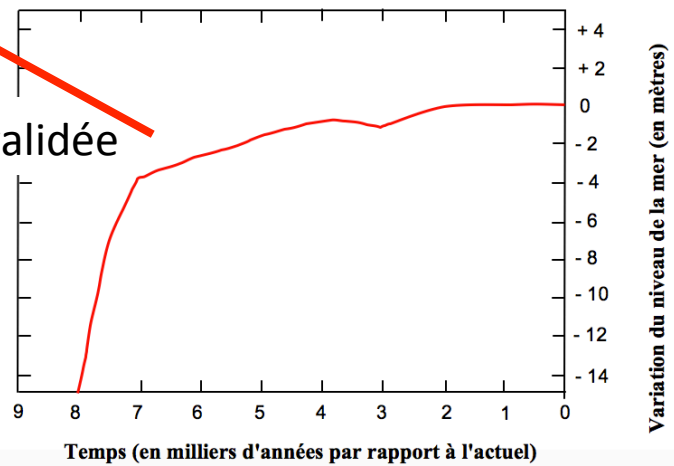
## Hypothèses

- 1 - Soit le continent s'est élevé
- 2 - Soit le niveau des mers a baissé



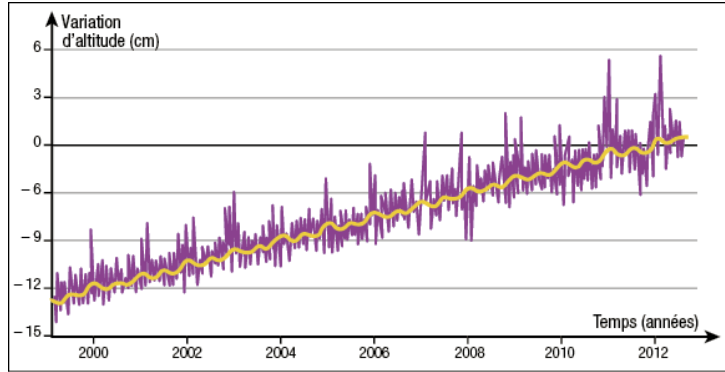
*Plage de l'île de Cockburn (Canada)*

Hypothèse 2 invalidée



Sources : planet-terre.ens-lyon.fr et Fleming et al. [1998]; Milne et al.

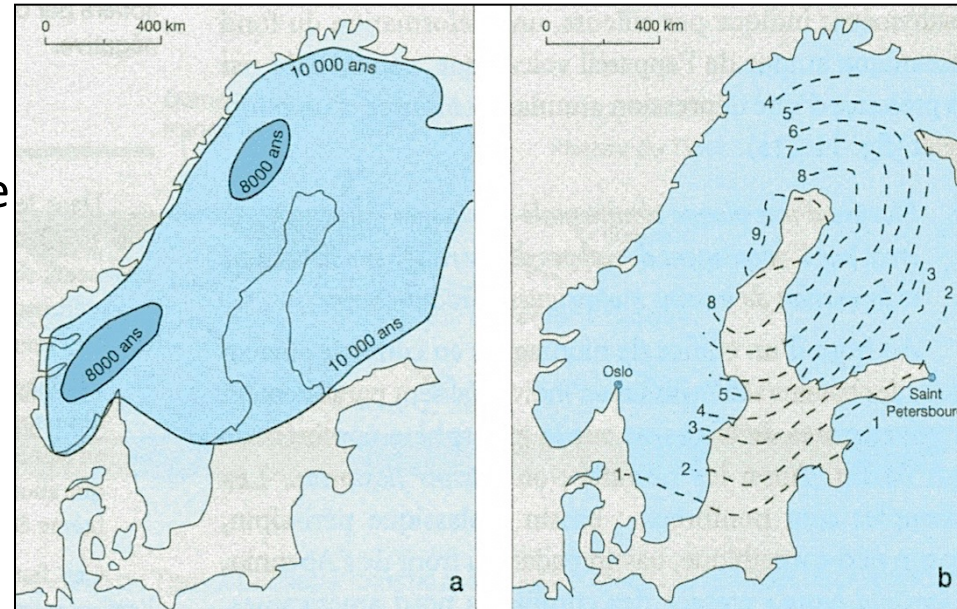
# Soulèvement de la Scandinavie



Vitesse de soulèvement à Goteborg =  $1 \text{ cm.a}^{-1}$

Hypothèse de remontée de la lithosphère sous l'effet de la fonte de l'inlandsis : l'enfoncement était dû à la surcharge de masse.

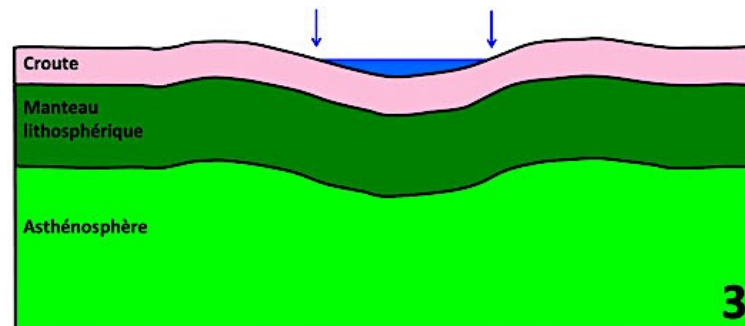
=> Rebond isostatique



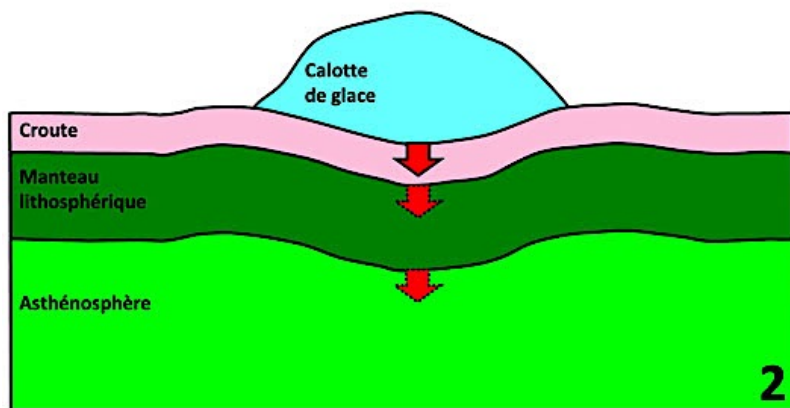
# Le rebond isostatique post-glaciaire



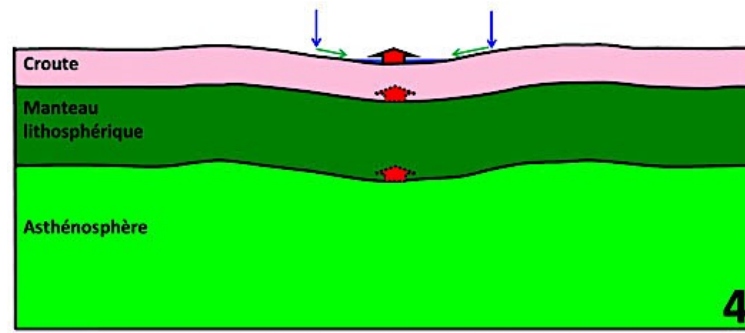
Bouclier (canadien, scandinave ...) juste avant le début de la dernière glaciation (-120 000 ans)



Bouclier (canadien, scandinave ...) juste à la fin de la (très rapide) déglaciation (-12 000 ans)

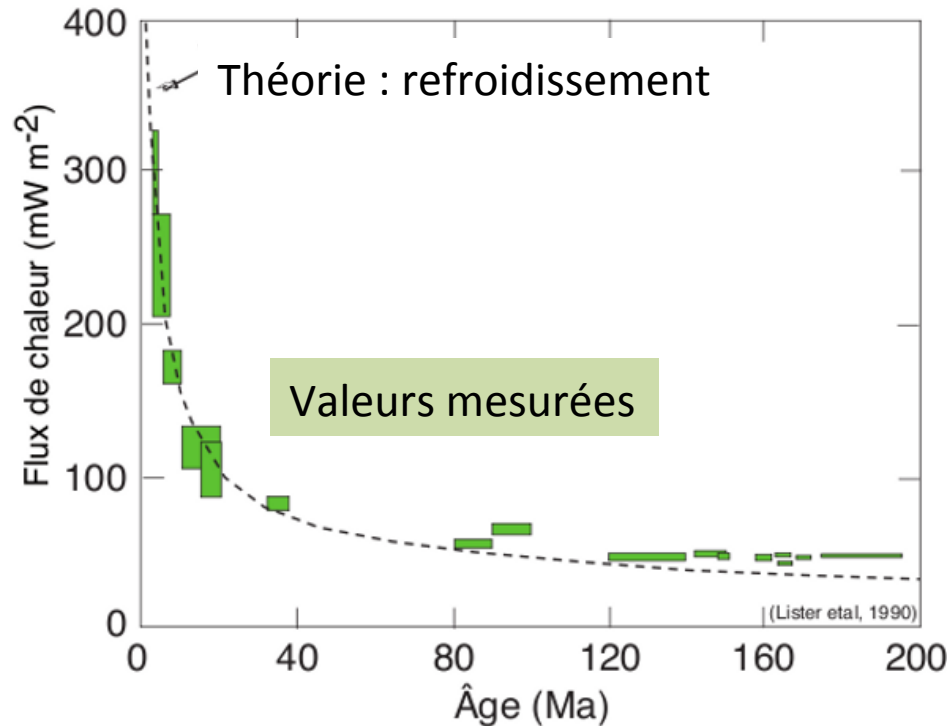


Bouclier (canadien, scandinave ...) au maximum de la dernière glaciation (-18 000 ans)

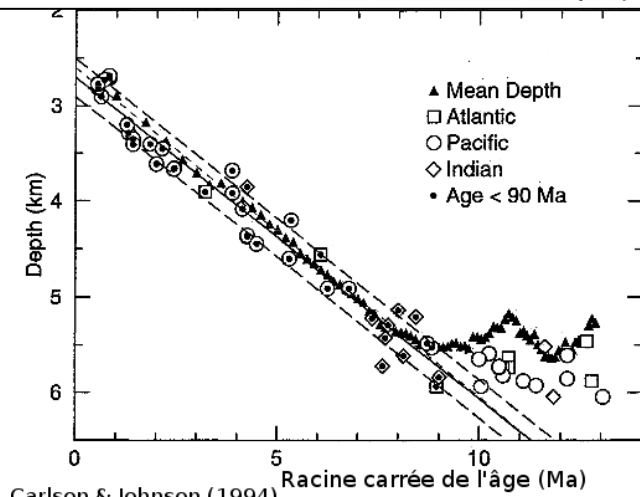
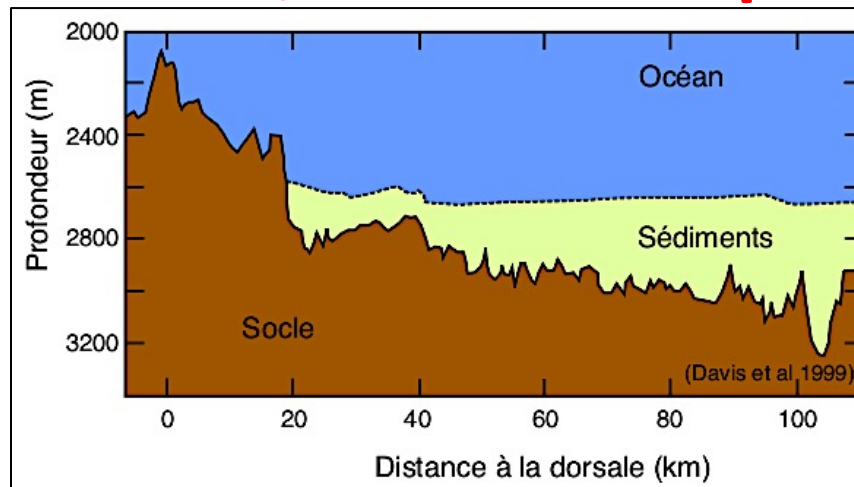


Bouclier (canadien, scandinave ...) aujourd'hui, 12 000 ans après la fin de la (très rapide) déglaciation

# Relation âge, épaisseur, flux thermique

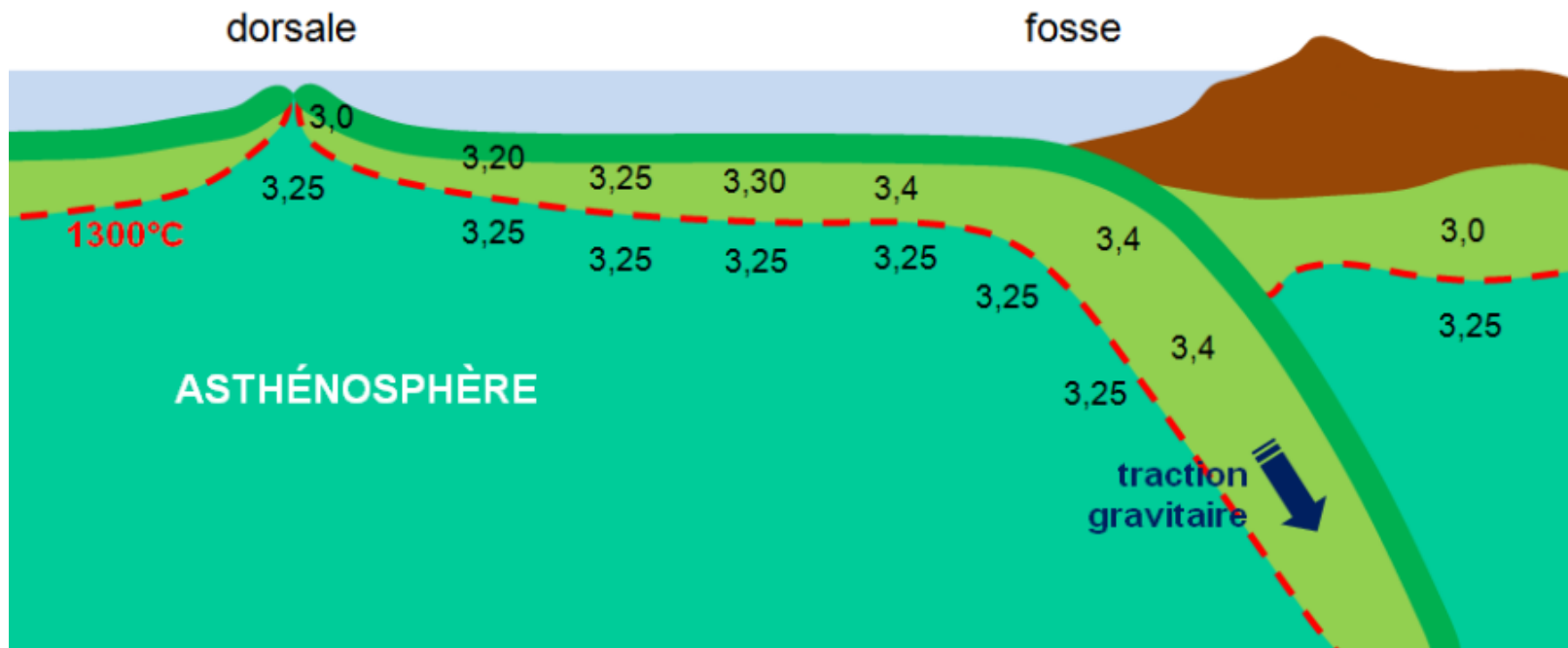


$$\text{épaisseur en km} = 9,2 \cdot \sqrt{\text{âge en Ma}}$$





# L'enfoncement de la lithosphère océanique



# D'Archimède à l'isostasie

Blaise Pascal a défini la pression comme le rapport entre la force et la surface sur laquelle elle s'applique.

$$1 \text{ Pa} = 1 \text{ N.m}^{-2}$$

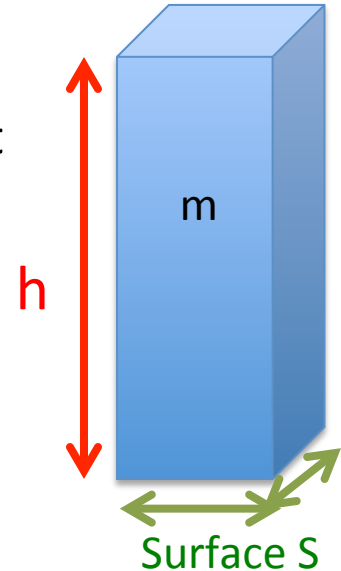
Ainsi, le poids d'une masse  $m$  de liquide d'une hauteur  $h$  reposant sur une surface  $S$  est égal à

Poids  $F = m.g = \rho \times h \times S \times g$  avec  $\rho$  la masse volumique

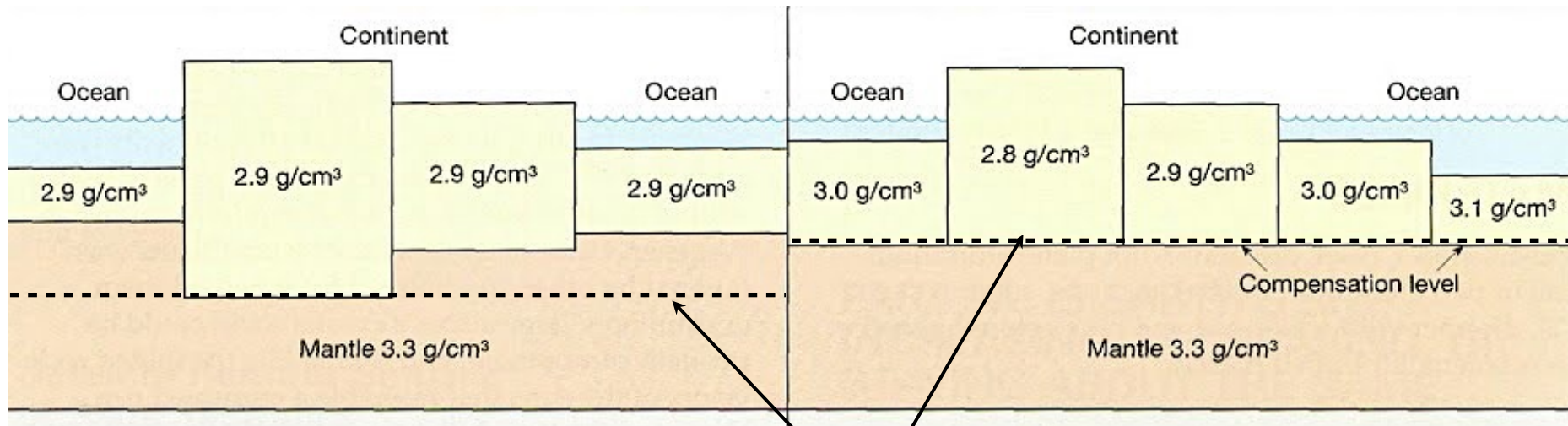
Pression = poids exercé sur une surface  $S = 1$  donc

Pression  **$P = \rho g h$** .

En transposant le principe d'Archimède, il apparaît que la pression exercée sur une surface est identique en tout point si le système est à l'équilibre.



# Les deux modèles d'isostasie



Modèle d'Airy

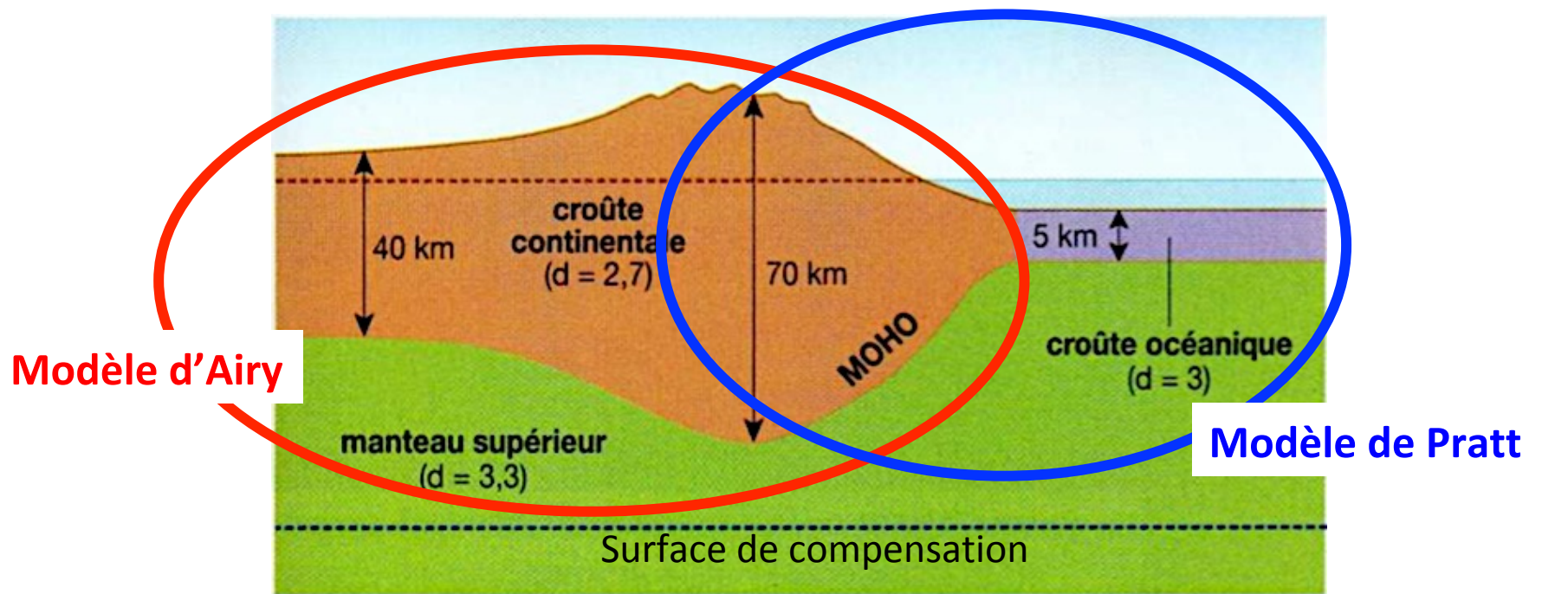
Variation latérale  
d'épaisseur de croûte

surface de  
compensation

Modèle de Pratt

Variation latérale de  
densité de croûte

# Les 2 modèles sont justes, mais à bien adapter



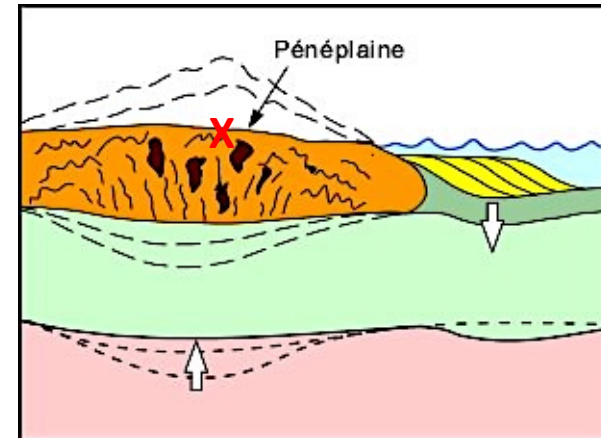
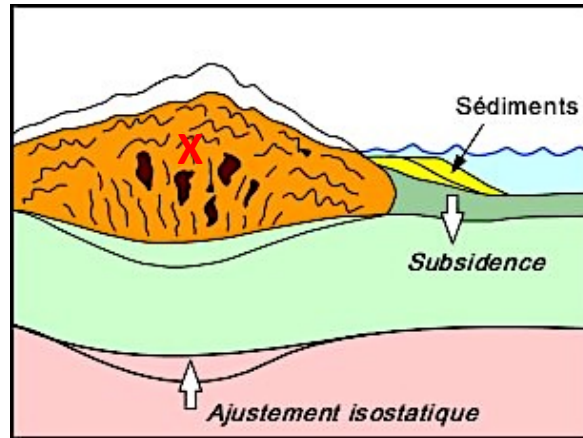
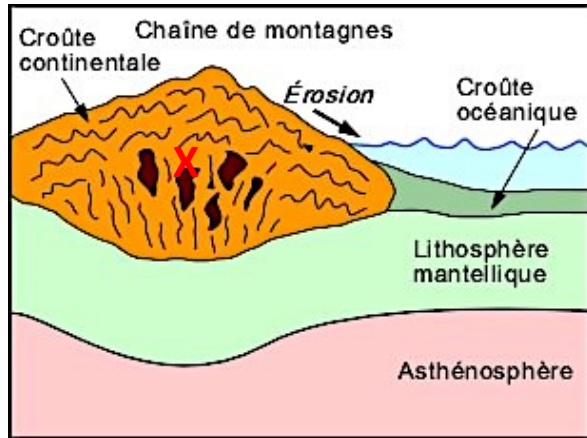
Même densité partout mais épaisseur variable

Densité variable

# Des éclogites à ramasser

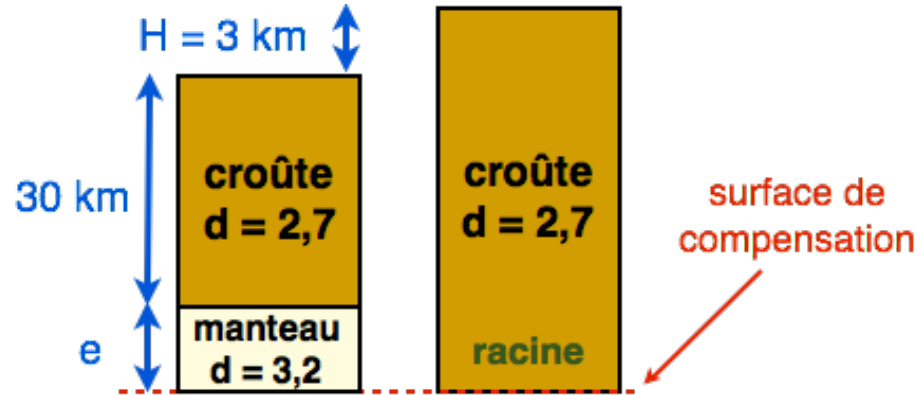
Les éclogites se sont formées sous 50 km de profondeur.

Si l'altération et l'érosion diminuent la hauteur de la croûte continentale, la masse de la lithosphère diminue : elle remonte.



**X éclogite**

# Une racine sous les montagnes



D'après le modèle d'Airy, il y a égalité des pressions exercées sur la surface de compensation.

$$(H+e).d_c . g = e.d_m . g$$

$$2,7 H + 2,7 e = 3,2 e$$

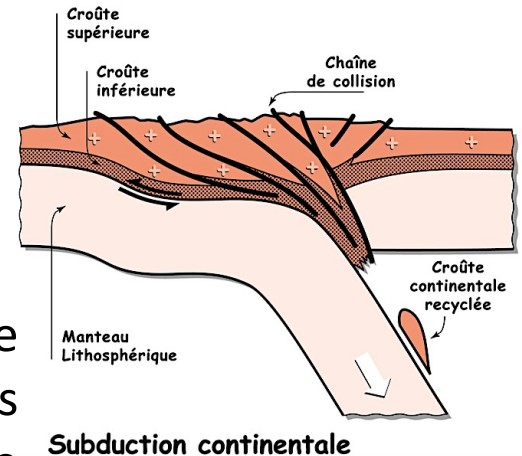
$$2,7 H = 0,5 e$$

$$e = 2,7 \times 3 / 0,5$$

$$e = 16,2 \text{ km}$$

La racine crustale représente 16,2 km

La racine crustale est due à l'empilement des écaïlles lors de la collision. La lithosphère épaissie s'enfonce alors dans l'asthénosphère



# Érosion et remontée isostatique

1. Les 2000 m (noté H) de matériaux enlevés sont compensés par une remontée d'une hauteur h de manteau. D'après Airy,  $H \times 2,8 = h \times 3,3$  donc  $h = 1700$  m (pour  $H = 2000$  m). La montagne a perdu 2 000 m mais est remontée de 1 700 m donc sa nouvelle altitude est 3 700m ( $= 4000 - 2000 + 1700 = 4000 - H + h$ ).

2. Même calcul avec  $H = 10\,000$  m. D'après Airy,  $H \times 2,8 = h \times 3,3$  donc  $h = 8\,480$  m pour  $H = 10\,000$  m. La montagne a perdu 10 000 m mais est remontée de 8 480 m donc sa nouvelle altitude est 2480 m ( $= 4000 - 10000 + 8480$ ).

3. On veut une altitude finale de 0 m càd  $4000 - H + h = 0$ . Il faut perdre H tel que  $H \times 2,8 = h \times 3,3$  avec  $H - h = 4000$  donc  $2,8H = 3,3(H - 4000)$  donc  $H = 26\,400$  m : il faut enlever 26,4 km de roches pour aplanir des montagnes de 4 km.

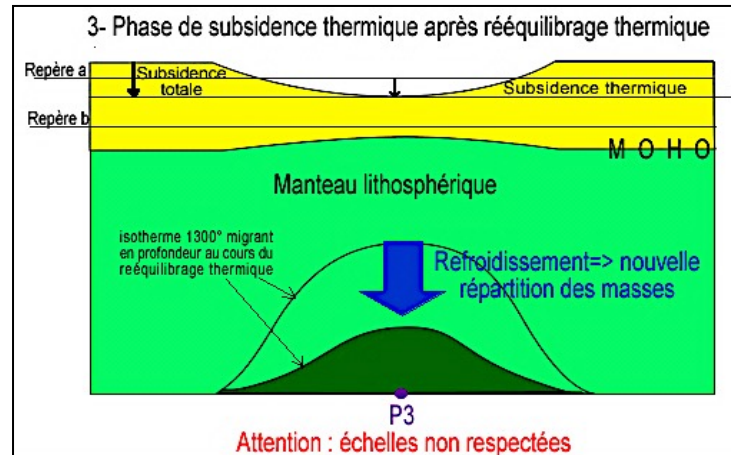
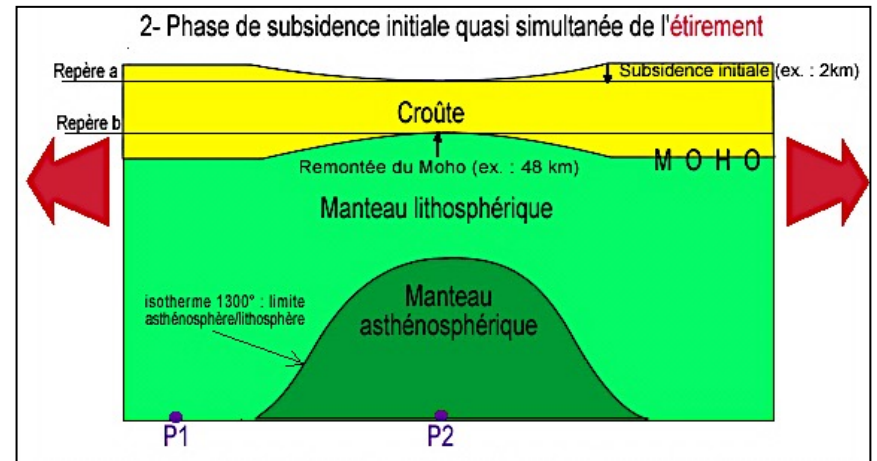
# Isostasie et extension lithosphérique

1. La croûte passe à  $0,8 \times 35 = 28$  km. La perte de 7 km de croûte de densité 2,7 est compensée par  $e$  tel que  $2,7 \times 7 = 3,25e$  donc  $e = 5,8$  km de manteau asthénosphérique  $\Rightarrow$  enfoncement de 1,2 km.
2. Le manteau lithosphérique passe à  $0,8 \times 80 = 64$  km. La perte de 16 km de manteau de densité 3,3 est compensée par  $e$  tel que  $3,3 \times 16 = 3,25e$  donc  $e = 16,2$  km de manteau asthénosphérique  $\Rightarrow$  remontée de 0,2 km
3. Au total, la région s'enfonce de 1 km.

Il s'agit du rifting : modèle schématisé ci-après

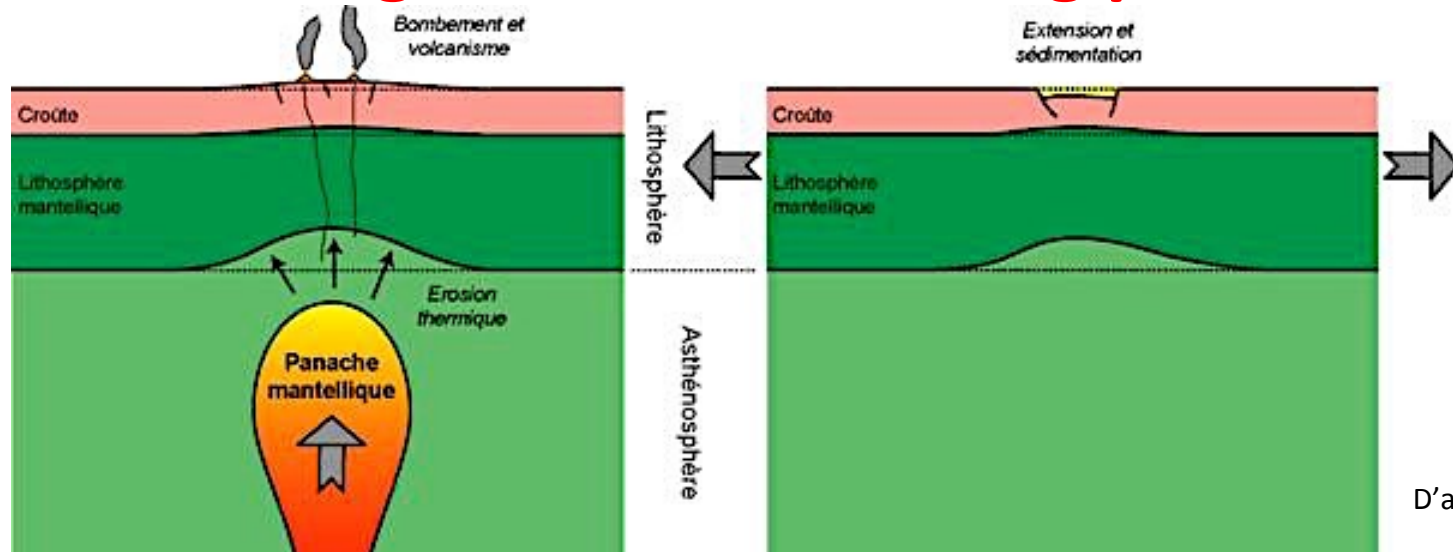


# Le rifting



## Exercice 1

# rifting actif et rifting passif



D'après Merle, 2011

L'amincissement est lié à l'arrivée sous la lithosphère d'un panache mantellique, qui représente une forte anomalie thermique. Le panache entraîne un bombement de la lithosphère (d'où amincissement crustal), et du volcanisme.

L'extension est liée à des forces agissant sur la plaque elle-même. L'amincissement lithosphérique entraîne une subsidence : formation d'un graben où les sédiments s'accumulent. La décompression adiabatique liée à la remontée asthénosphérique peut engendrer du magmatisme.

## 2. Géoïde et anomalies gravimétriques

gravimétrie = étude de la pesanteur  $\vec{g}$

L'étude de la direction du vecteur  $\vec{g}$  permet d'interpréter la forme de la Terre => **GÉOÏDE**

L'étude de la norme de  $\vec{g}$  permet de comprendre la répartition des masses en profondeur => **ANOMALIES GRAVIMÉTRIQUES**

# Quelques données

Champ gravitationnel  $\|\vec{g}\| = G \frac{M}{r^2}$  avec  $G = 6,6743 \cdot 10^{-11} \text{ N.m}^2.\text{kg}^{-2}$

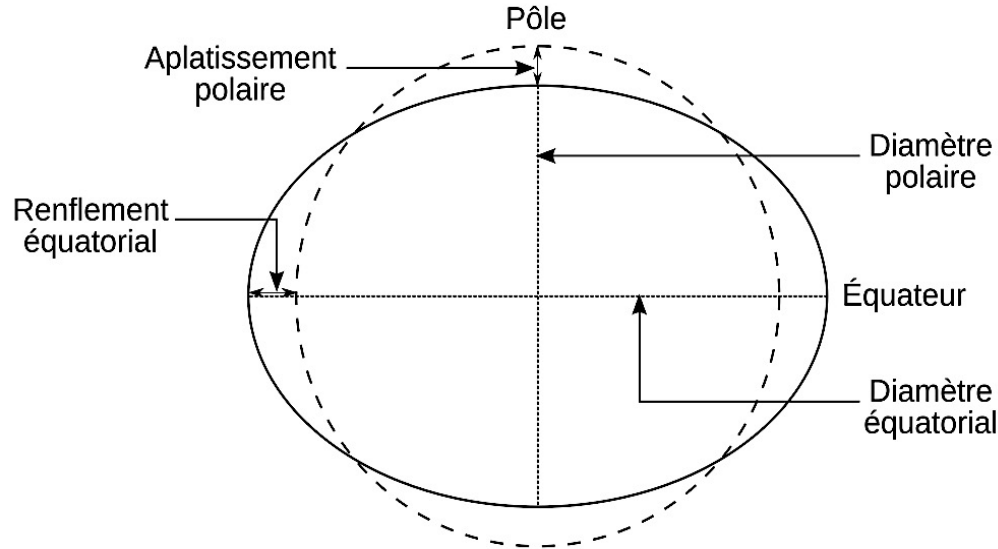
Avec un gravimètre et par altimétrie satellitaire, on accède à la norme de  $g$  et à son sens.

Potentiel de pesanteur  $W = - \frac{MG}{r}$

Sur une surface **horizontale**, le potentiel de pesanteur est constant.

## 2.1. L'ellipsoïde de référence (ou de Clairaut)

Si la Terre était une sphère homogène en rotation, elle serait aplatie aux pôles en raison de la force centrifuge.

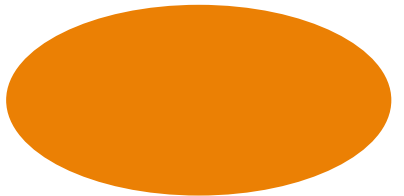
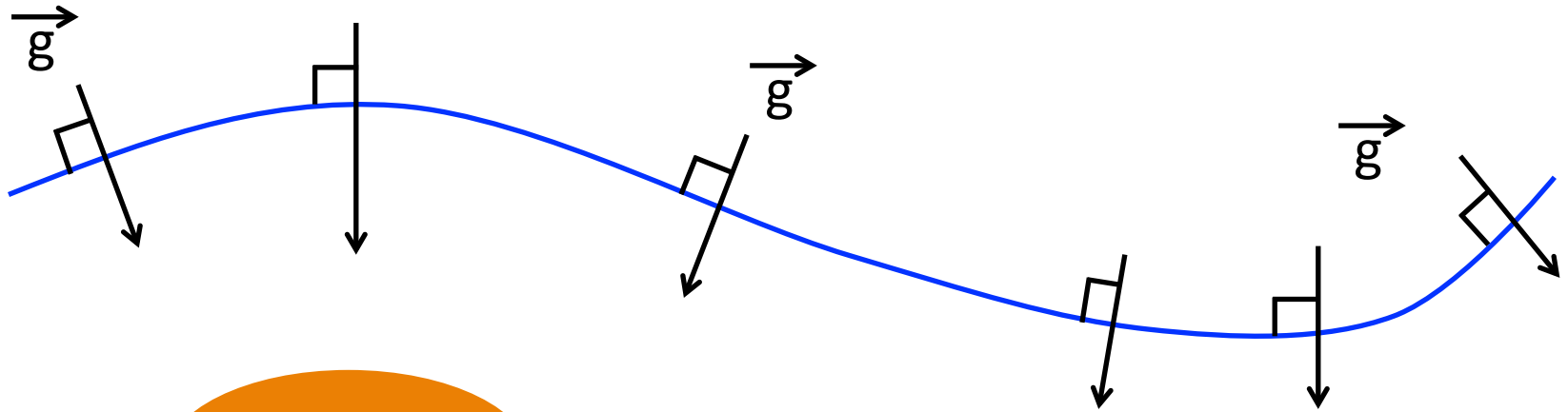


*Ellipsoïde de référence*

*le rayon à l'équateur vaut 6378 km et le rayon polaire vaut 6356 km.*

# Le géoïde, surface horizontale passant par le 0

Une surface horizontale est perpendiculaire à  $\vec{g}$  .



Masse déviant  $\vec{g}$

Surface équipotentielle de pesanteur  
 $W$  est constante sur la surface.

La norme de  $g$  varie par contre

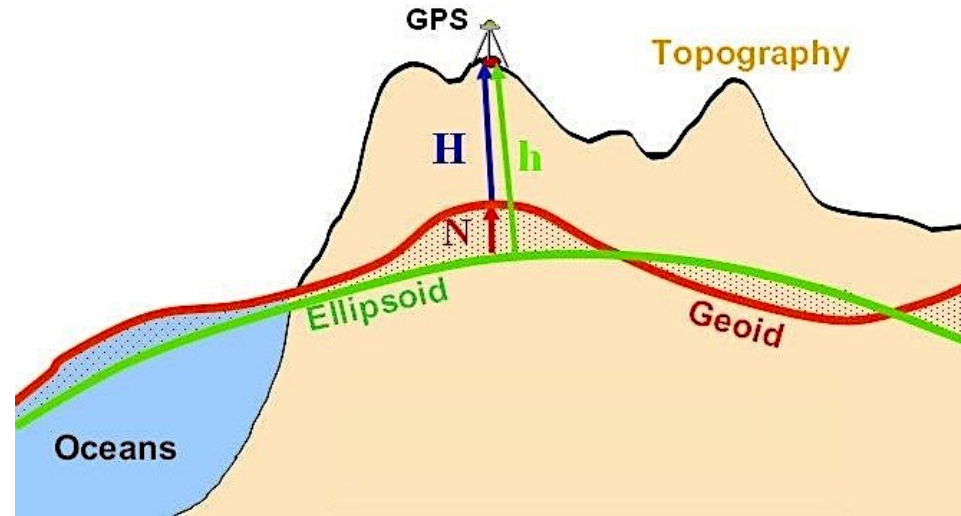
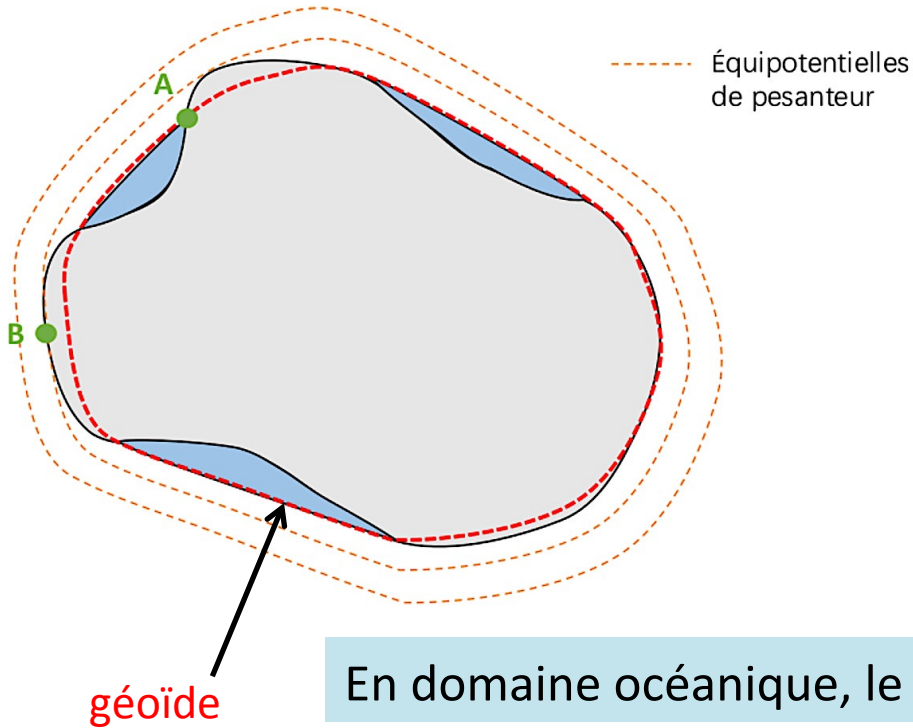
**Géoïde** = surface équipotentielle de pesanteur passant par le niveau moyen des océans, donc à altitude = 0.

# Ne pas confondre...

Géoïde

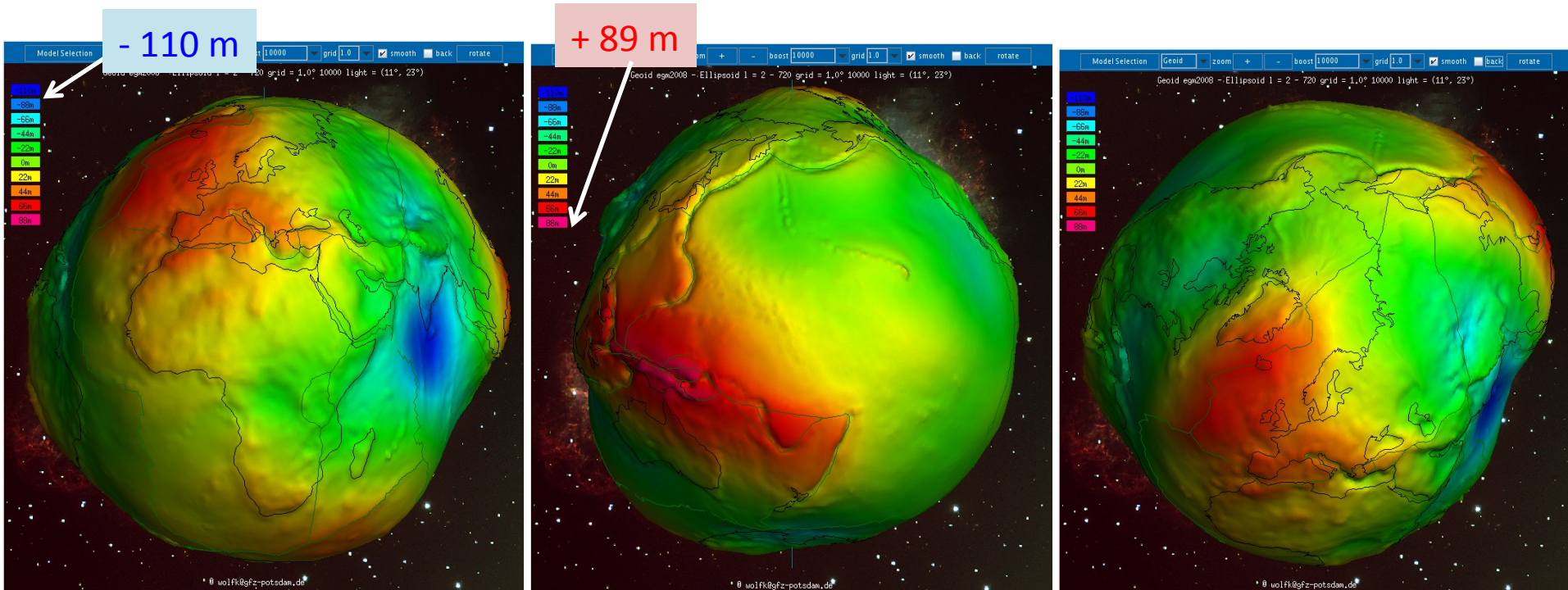
Ellipsoïde de référence

Topographie



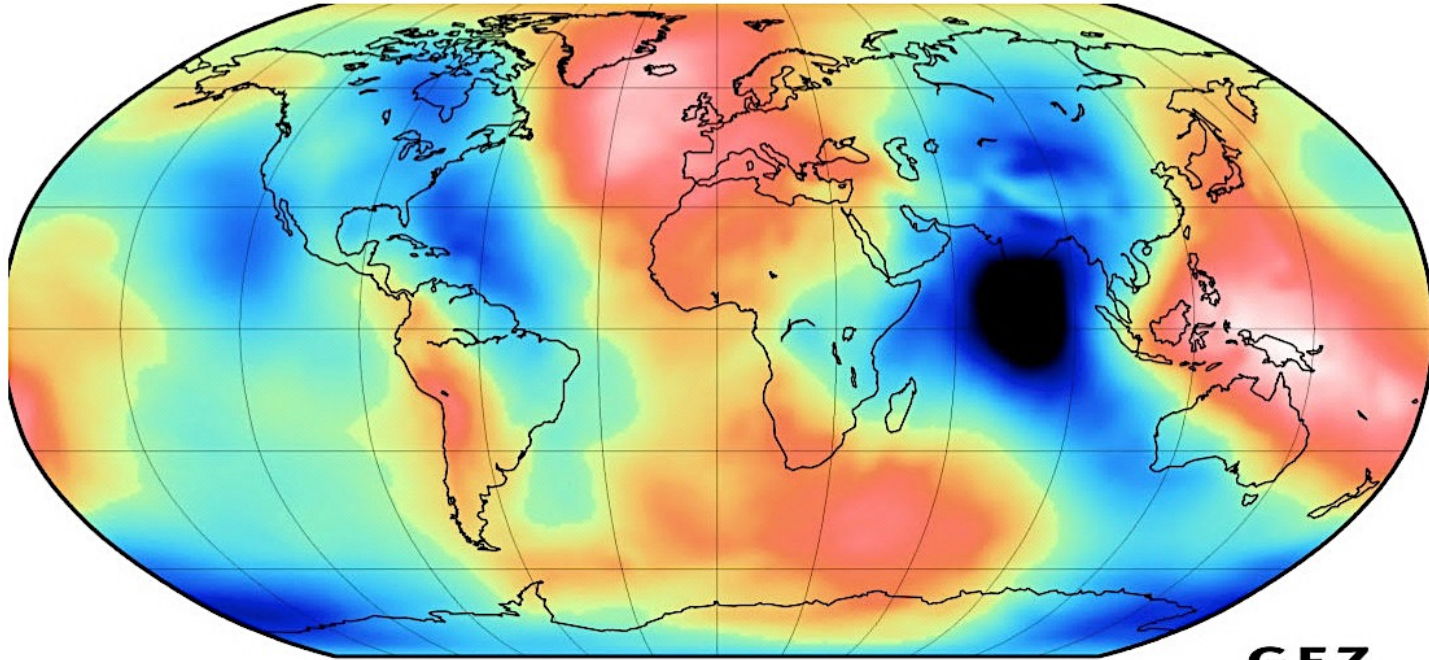
En domaine océanique, le géoïde coïncide avec la surface de l'eau.

# Des représentations (exagérées) du géoïde

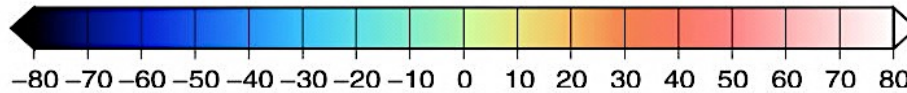




# Hauteur du géoïde par rapport à l'ellipsoïde de référence



**EIGEN-CHAMP03S**



Hauteur du géoïde (m)

**GFZ**  
POTSDAM

# Les intérêts de l'étude du géoïde

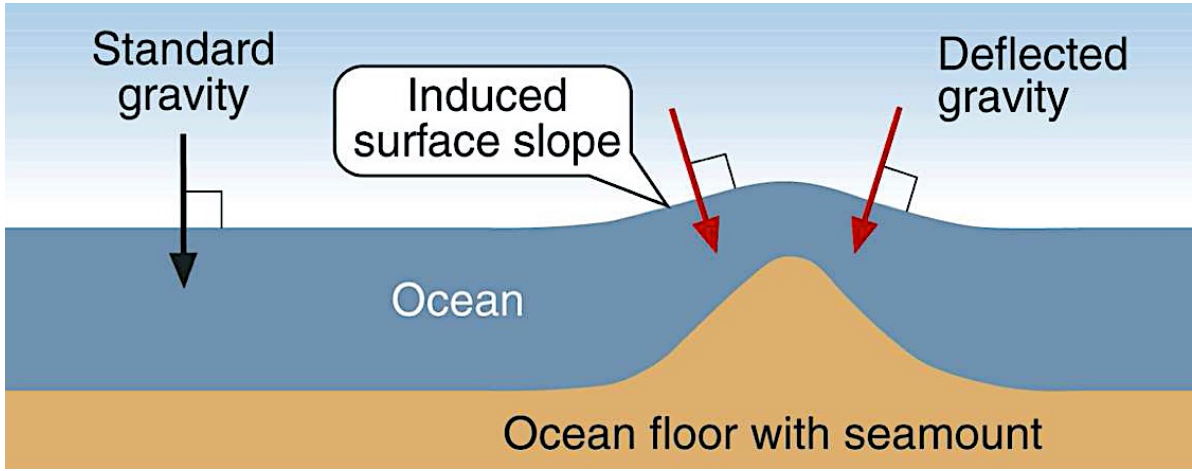
**Anomalie du géoïde = écart d'altitude entre le géoïde et l'ellipsoïde de référence.**

Cela donne des informations sur les hétérogénéités dans la Terre.

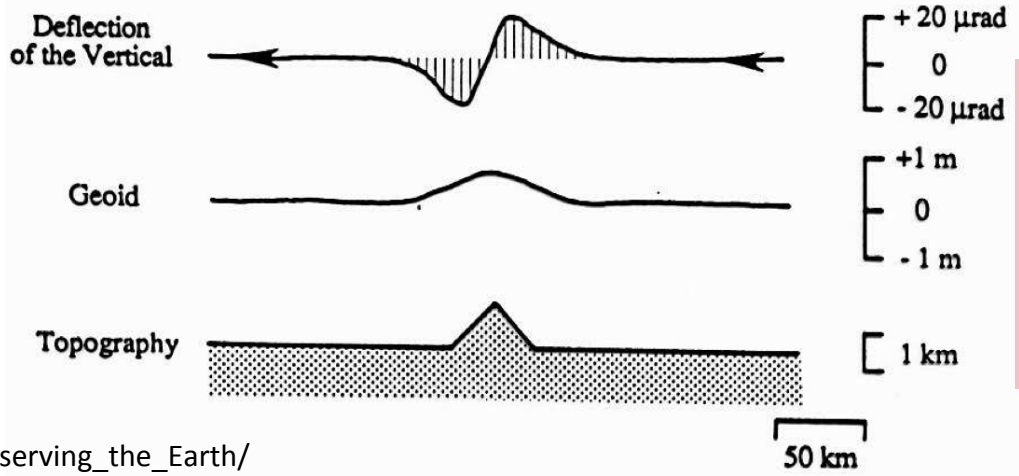
On distingue :

- les anomalies à grande longueur d'onde (hors programme)
- **les anomalies à courte longueur d'onde**

# Effet d'un mont sous-marin

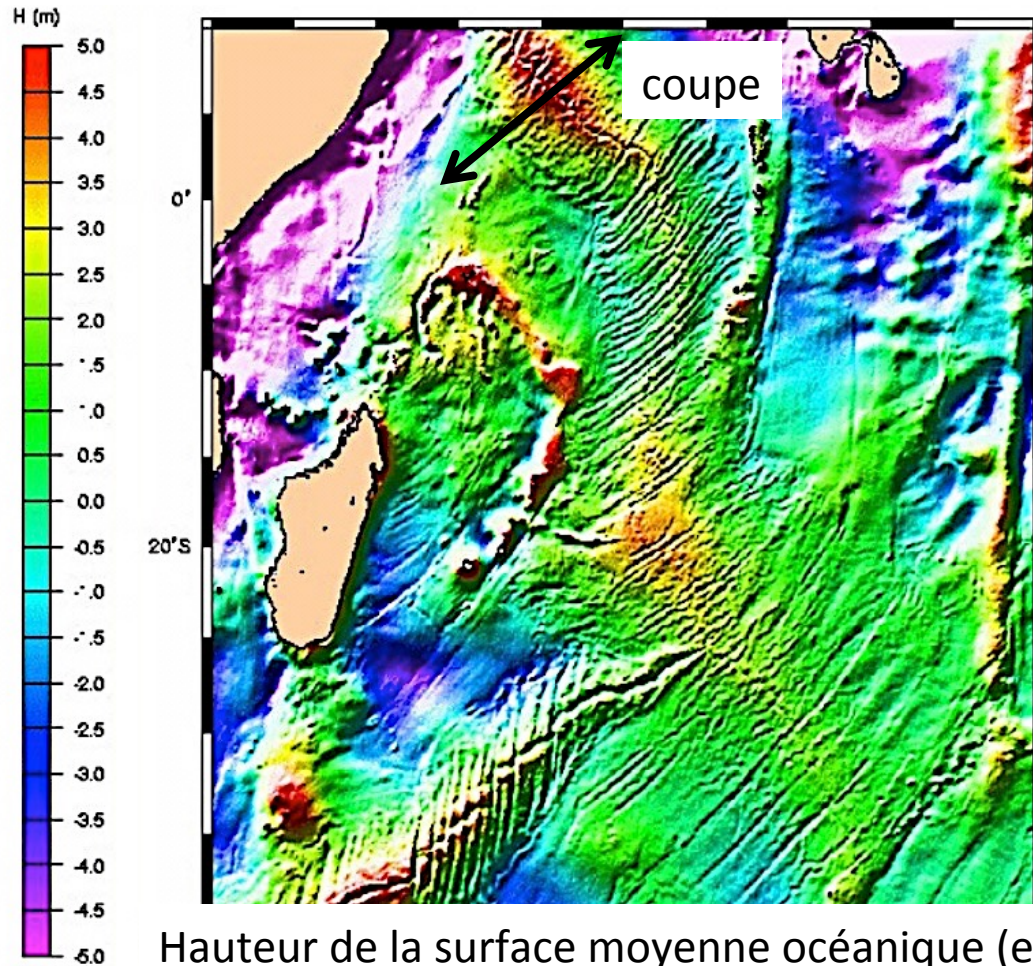


mesures



Faible amplitude de la bosse du géoïde

# Cas de l'Océan Indien



La carte passe par la dorsale et montre une bosse de **5 m** par rapport à l'ellipsoïde.

Hauteur de la surface moyenne océanique (en mètres) dans l'Océan Indien

# Cas de l'Océan Indien



La dorsale est une montagne sous-marine dont la hauteur vaut  $5\ 117 - 2\ 357 = 2\ 760$  m.

Un relief de plus de 2,7 km engendre une bosse du géoïde de 5 m !

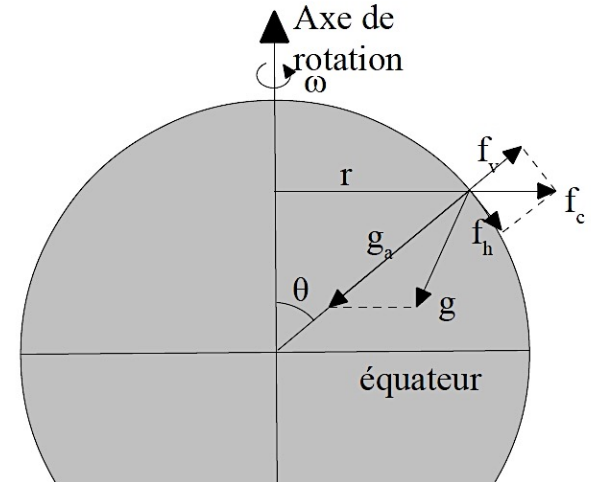
## 2.2. La gravimétrie, étude de la valeur de $g$

$g$  est mesurable à l'aide d'un gravimètre.

La valeur de  $g$  dépend de la latitude puisque la terre n'est pas ronde

$g = 9,8324 \text{ m.s}^{-2}$  aux pôles

$g = 9,7803 \text{ m.s}^{-2}$  à l'équateur



$$g = 9,78031846 \times [1 + 0,0053024 \cdot \sin^2\theta - 0,0000058 \cdot \sin^2(2\theta)]$$

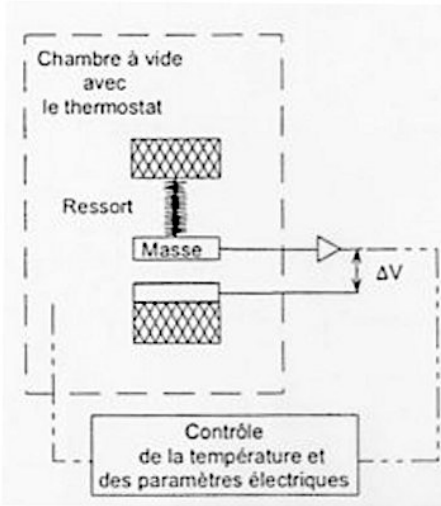
avec  $\theta = \text{latitude}$

# Un gravimètre



Gravimètre reposant sur le principe d'un ressort lié à une masse : l'étirement du ressort dépend de  $g$ .

Historiquement, un pendule a aussi été utilisé (Galilée, Huyghens...).



# La valeur de g à Chamonix

En appliquant la formule avec la latitude de Chamonix, on trouve  $g = 980\,700$  mgal.

La valeur mesurée à Chamonix est de  $g = 980\,333$  mgal.

Anomalie = différence entre une valeur mesurée et celle de la référence

$$\text{Anomalie} = 980\,333 - 980\,700 = -367 \text{ mgal.}$$

## Effet de l'altitude : correction à l'air libre

$$\Delta g_{\text{air}} = 0,3086 \times h = 0,3086 \times 1038 = 320 \text{ mgal}$$

La valeur mesurée doit être augmentée de 320 mgal et devient

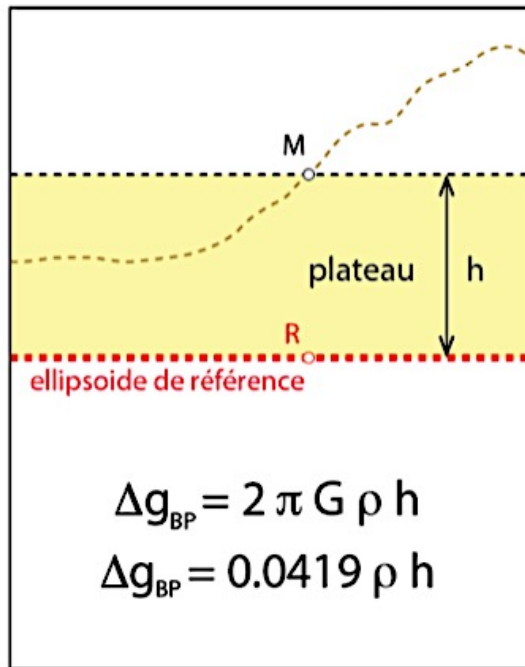
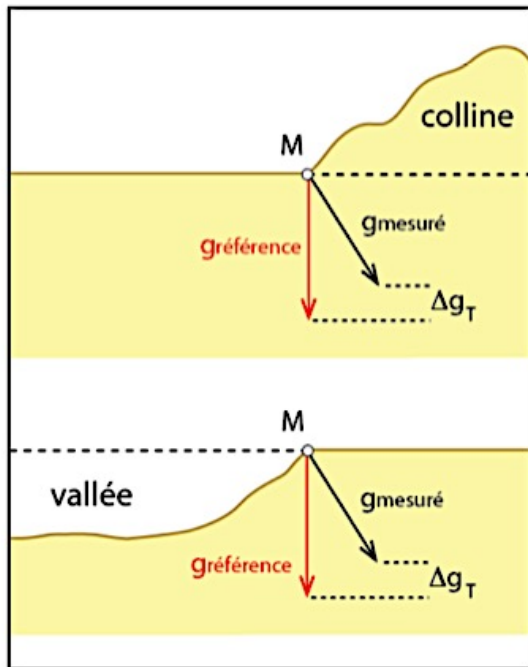
$$980\,333 + 320 = 980\,653 \text{ mgal.}$$

Il y a encore une anomalie de  $-47$  mgal.

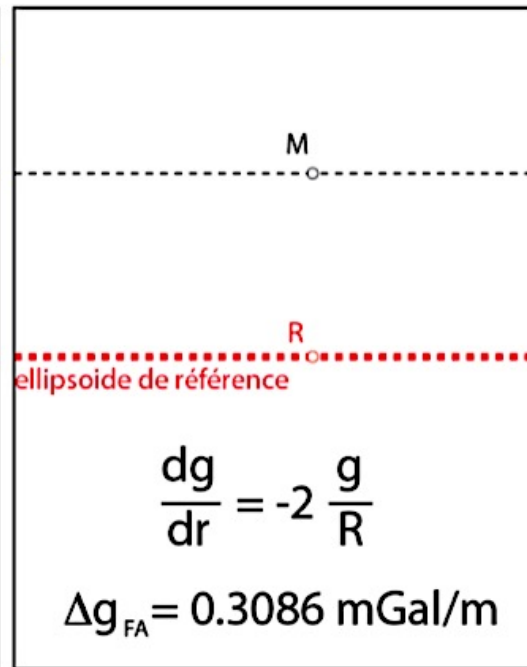


# Anomalies de gravité

## Corrections de Bouguer



## correction à l'air libre



Déviations due au Mont Blanc

Masse de roche qui augmente la gravité

Effet de l'altitude

# Corrections

## Effet de la topographie (correction de terrain)

$$\Delta g_{\text{topo}} = 12,73 \times \rho_C \text{ avec } \rho_C \text{ en g.cm}^{-3}.$$

$$\rho_C = 2\,800 \text{ kg.m}^{-3} = 2\,800\,000 \text{ g} / 1\,000\,000 \text{ cm}^3 = 2,8 \text{ g.cm}^{-3}.$$

$$\Delta g_{\text{topo}} = 35,6 \text{ mgal} \quad (\text{toujours à ajouter à la valeur mesurée car dévie le vecteur})$$

## Effet de la masse de roche (correction de plateau)

$$\Delta g_{\text{plateau}} = 0,0419 \times \rho_C \times h \text{ avec } \rho_C \text{ en g.cm}^{-3}.$$

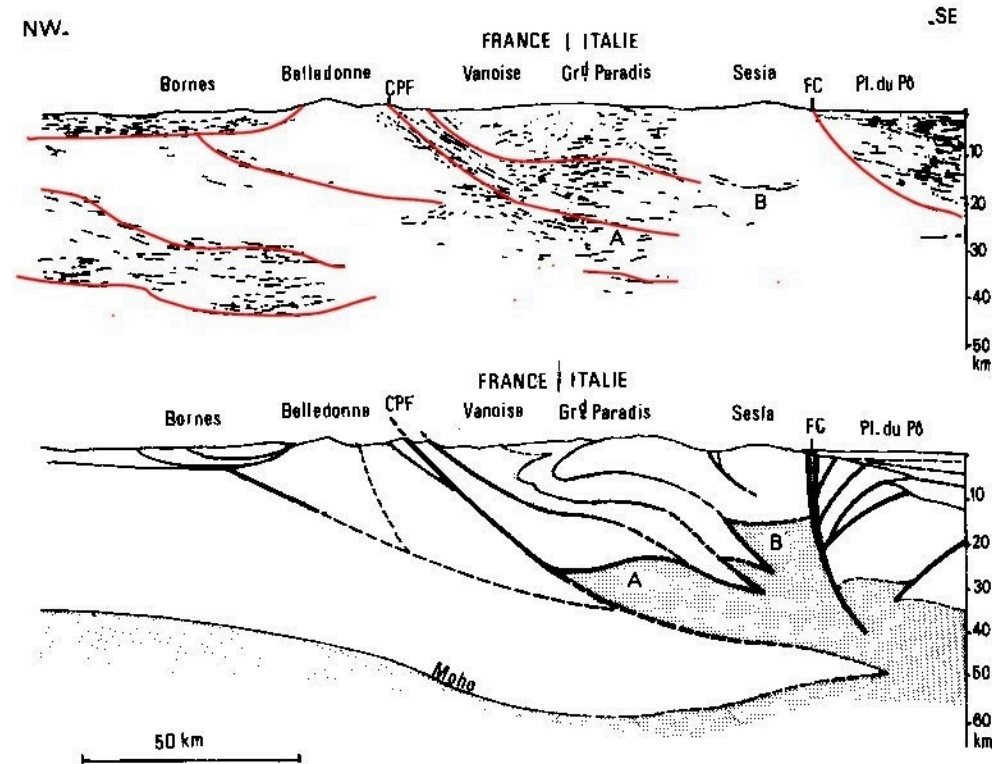
$$\Delta g_{\text{plateau}} = 121,8 \text{ mgal}$$

## ANOMALIE DE BOUGUER

Anomalie = valeur mesurée et corrigée – valeur de référence

$$\text{Anomalie} = 980\,333 + 320 + 35,6 - 121,8 - (980\,700) = -133,2 \text{ mgal}$$

# Interprétation



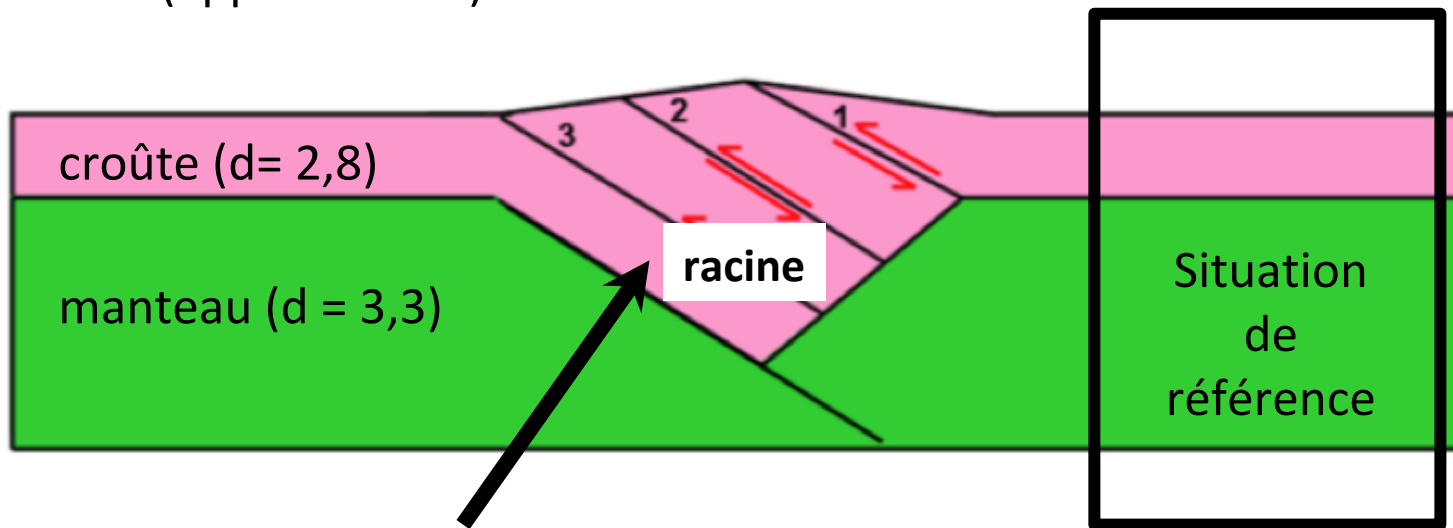
Profil sismique sous les Alpes

Lors de la collision alpine, la lithosphère s'est épaissie en raison d'un empilement d'écailles crustales. Elle s'est alors enfoncée dans l'asthénosphère plus ductile. Il en résulte alors une racine crustale.

La croûte continentale, moins dense que le manteau, est plus épaisse (Moho à 50 km) que la référence.

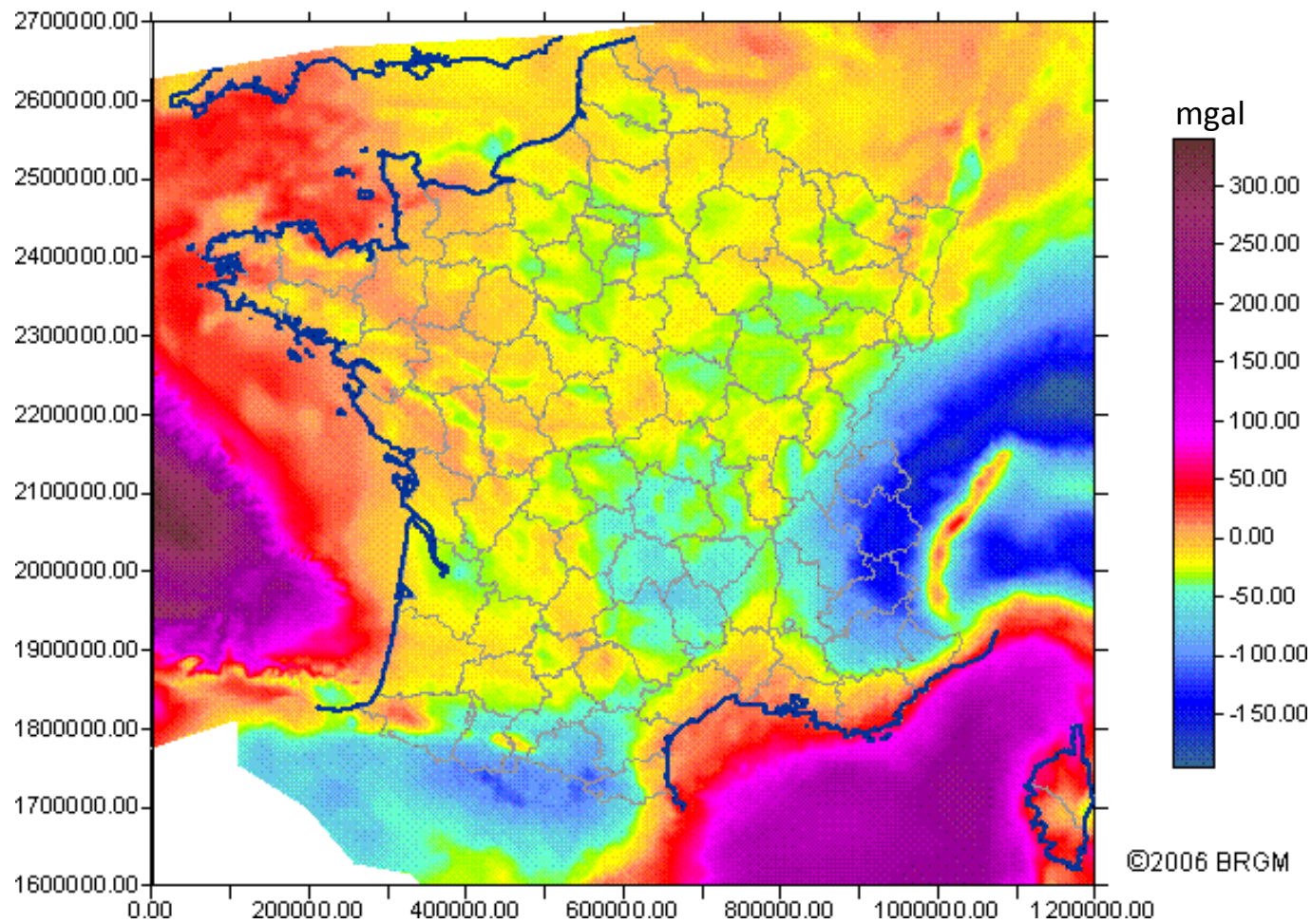
Les corrections effectuées n'ont pas tenu compte de ce déficit de masse. La valeur de la référence est donc surestimée => anomalie < 0.

La chaîne de montagnes est due à un empilement d'écailles.  
Il y a un rapport d'environ 1/5 entre ce qui émerge et ce qui est en-dessous (appelé racine).

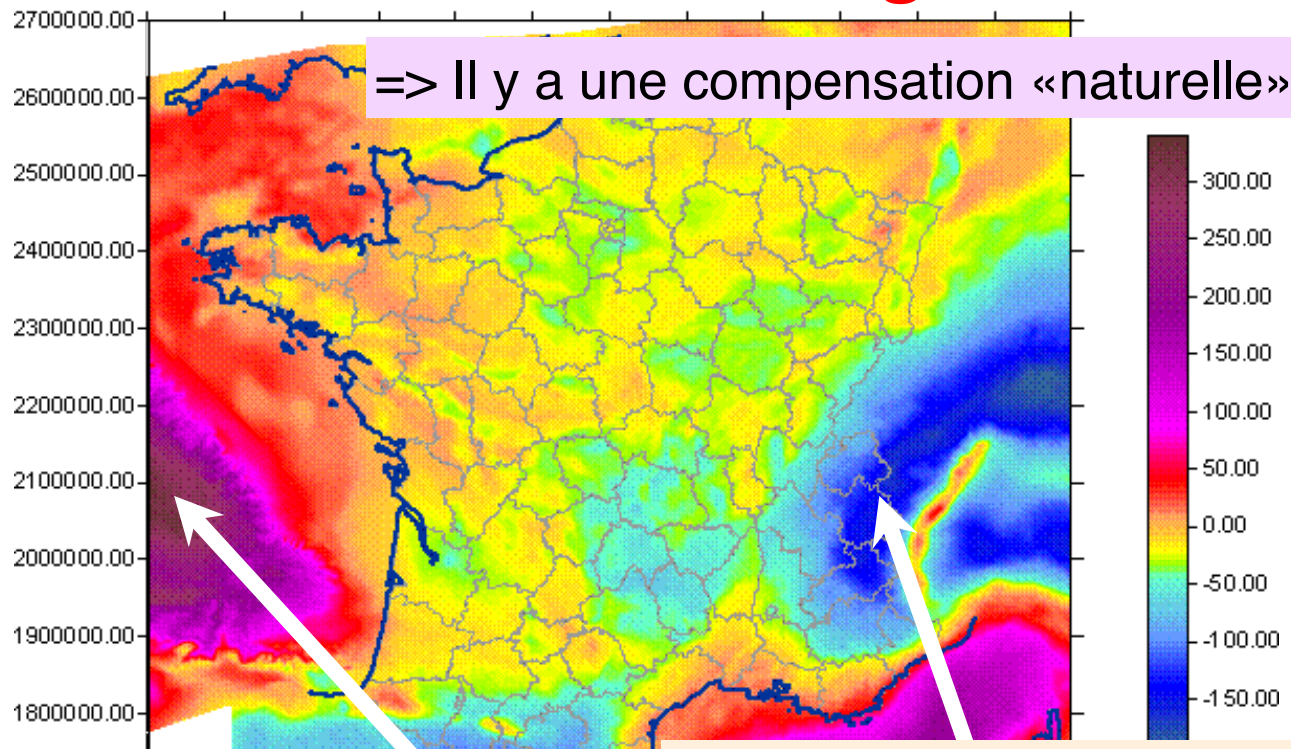


Ici, le manteau de densité 3,3 est remplacé par de la croûte de densité 2,8 : c'est donc moins lourd que dans la référence.

# Carte des anomalies de Bouguer



# Les anomalies de Bouguer



g plus important qu'attendu compte tenu du déficit de masse dû à la profondeur  
Le manteau est moins profond

g moins important qu'attendu compte tenu de la masse des montagnes  
Il y a une racine crustale