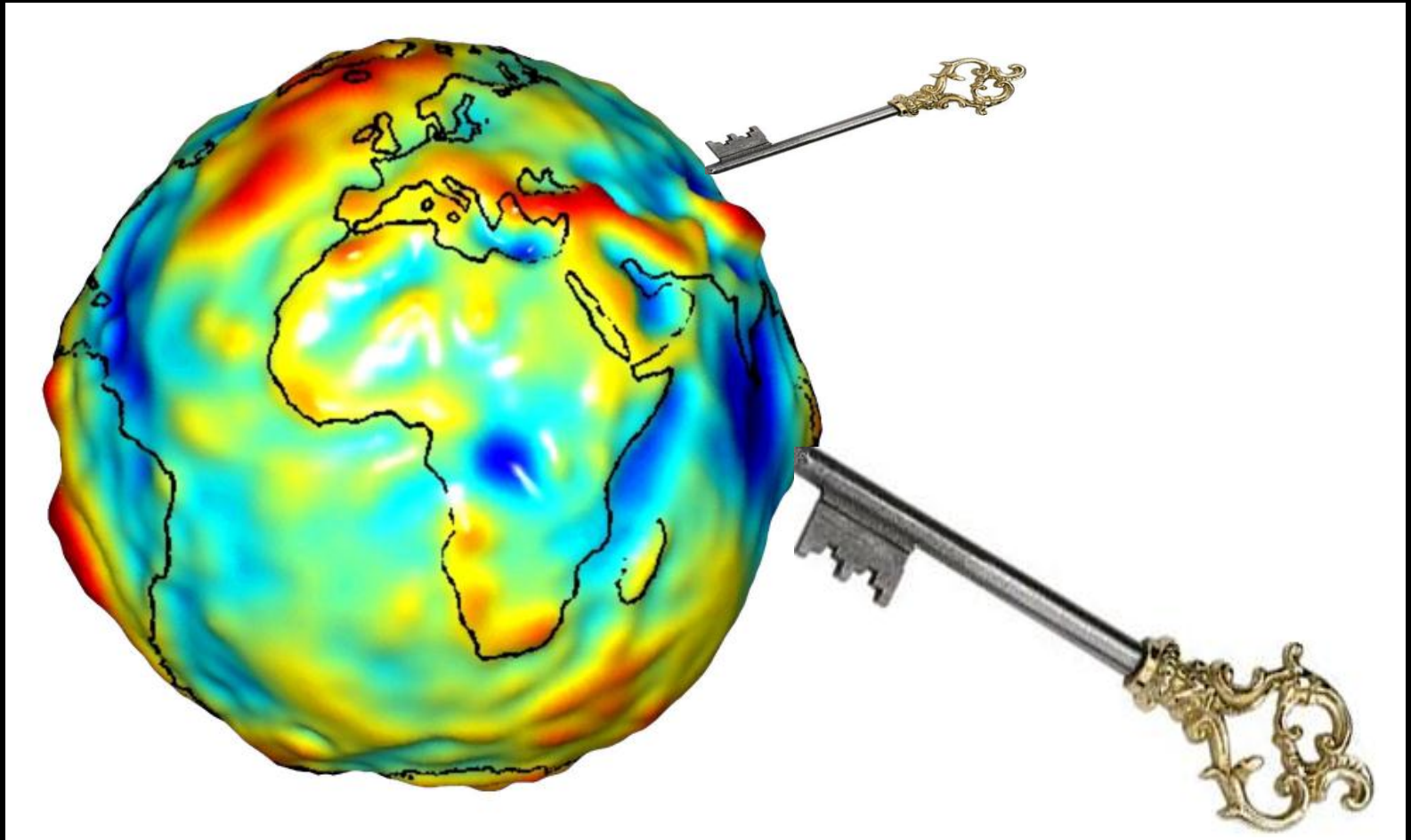


Gravimétrie et isostasie, deux vieilles clés pour comprendre le fonctionnement de la Terre, vieilles mais indispensables.



Premier personnage de cette histoire : Archimède (287 - 212 avant JC).



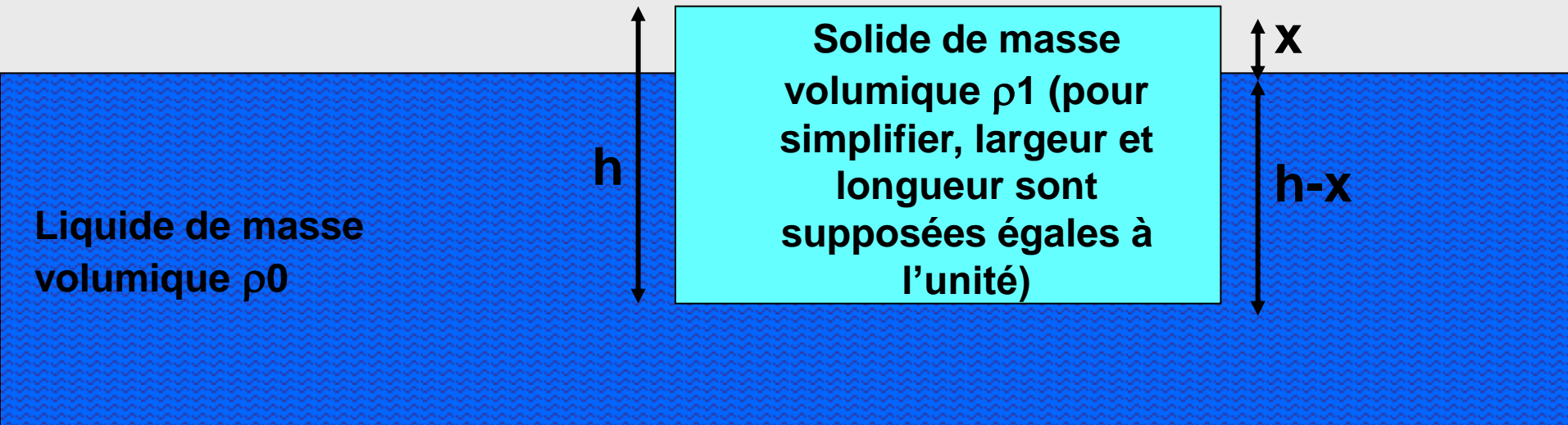
Tout corps plongé dans un fluide reçoit de la part de ce fluide une poussée de bas en haut égale au poids du fluide déplacé



ARCHIMEDE

Que signifie cette célèbre phrase d'Archimède ?

Elle explique pourquoi et de combien flotte un corps, par exemple un iceberg sur la mer.



Poids de l'objet (force vers le bas) : $P = m.g = \rho_1.V.g = \rho_1.h.g$

Poussée d'Archimède (force vers le haut) : $P_a = \rho_0.(h-x).g$

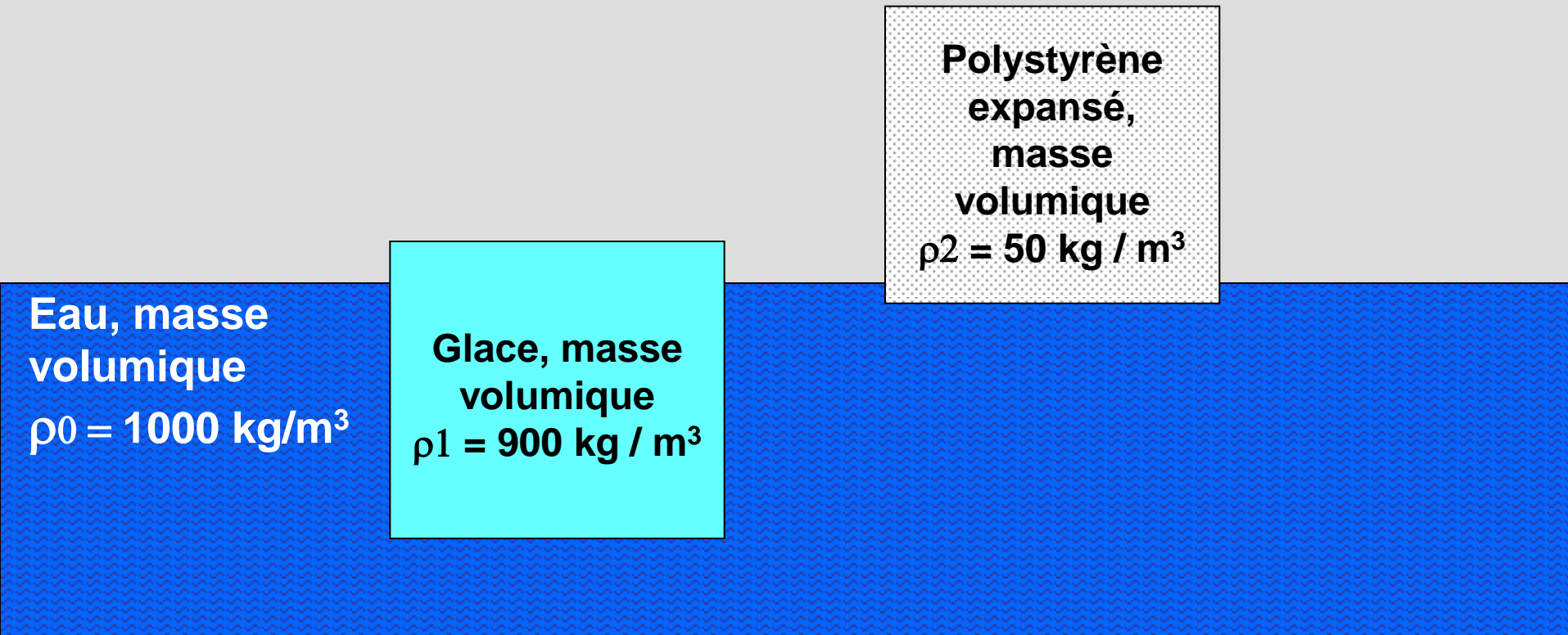
Equilibre si $P = P_a$

$$\rho_1.h.g = \rho_0.(h-x).g$$



$$x = h.(\rho_0 - \rho_1) / \rho_0$$

Que signifie cette formule $x = h \cdot (\rho_0 - \rho_1) / \rho_0$?



Un iceberg dépasse de $h \cdot (1000 - 900) / 1000 = h \cdot 1/10$

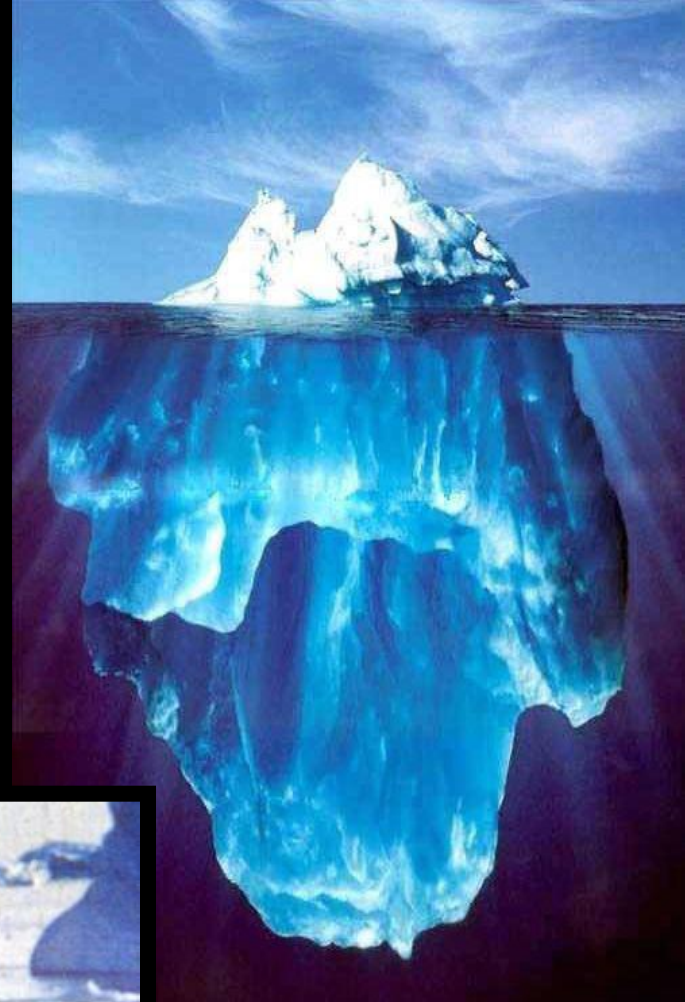
Un iceberg dépasse du dixième (10%) de son épaisseur.

Un bloc de polystyrène dépasse de $h \cdot (1000 - 50) / 1000 = h \cdot 95/100$

Un bloc de polystyrène dépasse de 95% de son épaisseur.

En mesurant ce qui dépasse, si on connaît les masses volumiques, on peut calculer ce qui est immergé.

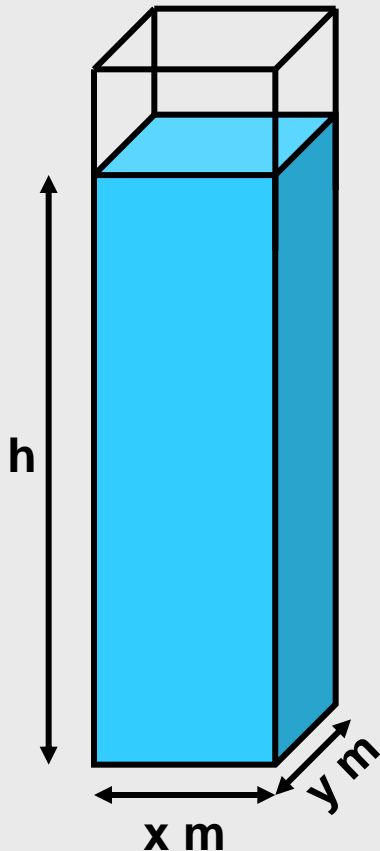
Avec la hauteur de la partie émergée de l'iceberg ou de la banquise, on peut connaître la hauteur totale de la glace, de ce qu'on peut appeler la racine de l'iceberg (ou de la banquise).



Deuxième personnage : un grand Auvergnat, Blaise Pascal (1623, 1662) et son théorème sur « l'équilibre des liqueurs » (on dit maintenant principe de l'hydrostatique).



Pascal a défini ce qu'est la pression. La pression, c'est le rapport entre une force et la surface sur laquelle elle s'applique. Elle se mesure en Pascal, avec
1 Pascal = 1 Newton par mètre carré.



Poids de la colonne de liquide :

$$F = h \cdot x \cdot y \cdot \rho \cdot g = h \cdot S \cdot \rho \cdot g$$

Pression à la base de la colonne de liquide :

$$P = h \cdot S \cdot \rho \cdot g / S = h \cdot \rho \cdot g$$

$$P = \rho g h$$

Application numérique :

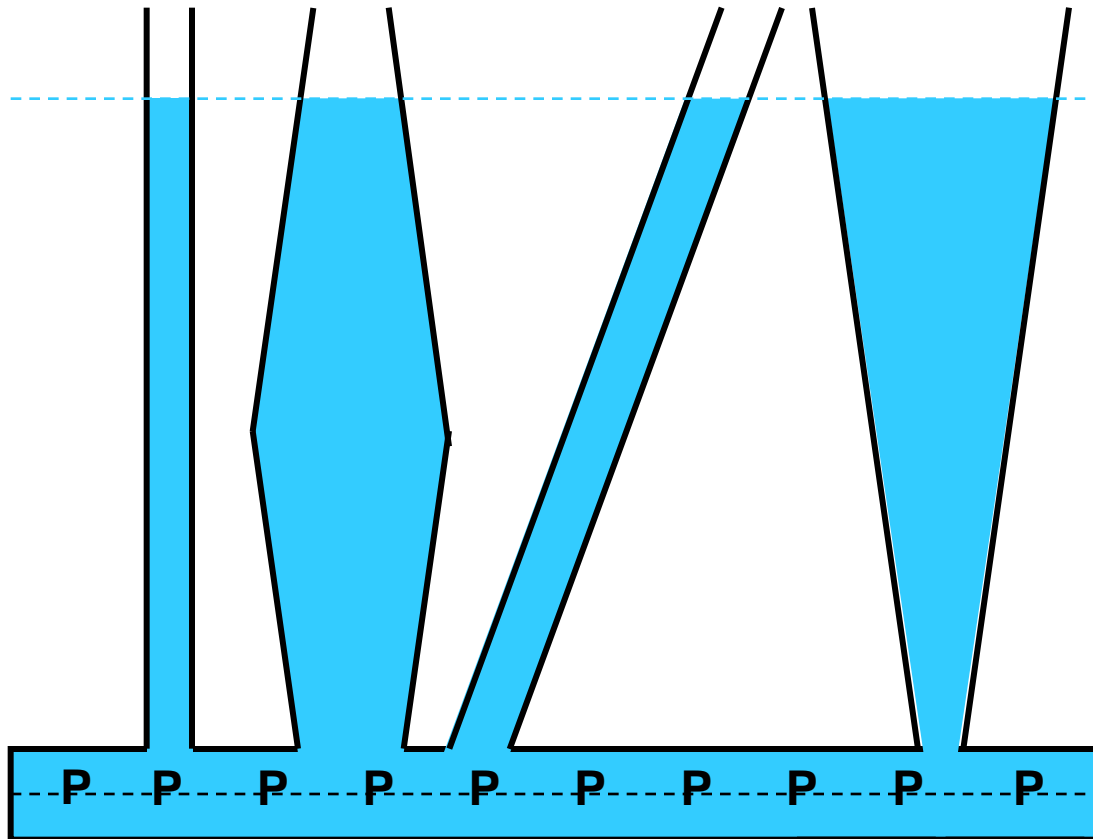
1 km (1000 m) d'eau ($\rho = 1000 \text{ kg/m}^3$) sur Terre ($g \sim 10 \text{ m/s}^2$) applique une pression de :

$1000 \times 1000 \times 10 = 10^7 \text{ Pa} = 0,1 \text{ kb} \sim 100 \text{ atmosphères.}$

1 km de roches ($\rho \sim 3000 \text{ kg/m}^3$) applique une pression de : $3 \cdot 10^7 \text{ Pa} = 0,3 \text{ kb} \sim 300 \text{ atmosphères.}$

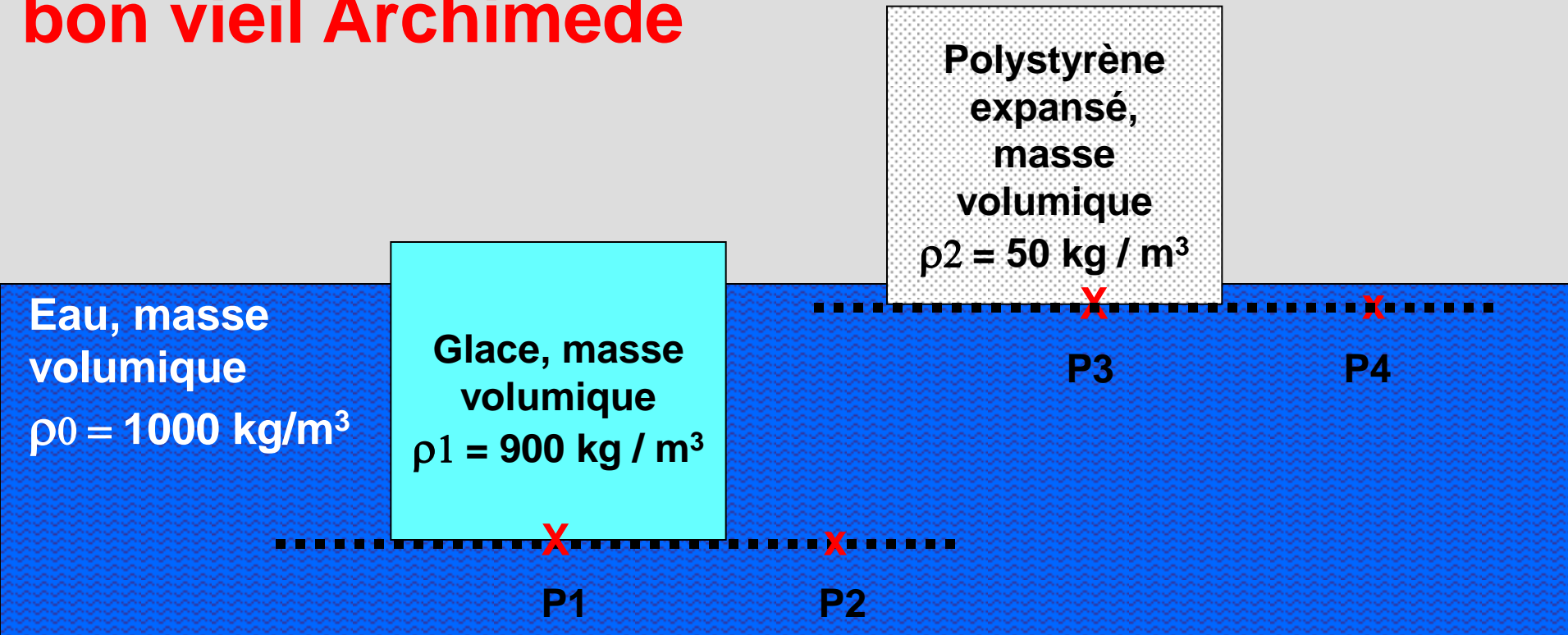
Pascal a démontré deux autres choses :

- (1) Cette relation $P = \rho g h$ est vraie quelle que soit la « forme du récipient ».**
- (2) Dans des fluides à l'équilibre, la pression est la même sur une même horizontale**



Tout cela n'est que la formulation d'un vieux principe, celui des vases communicants.

Et ça permet de retrouver ce qu'avait dit ce bon vieil Archimède



$$P1 = P2 \rightarrow h \cdot 900 = (h-x) 1000 \rightarrow x = h (100 / 1000)$$

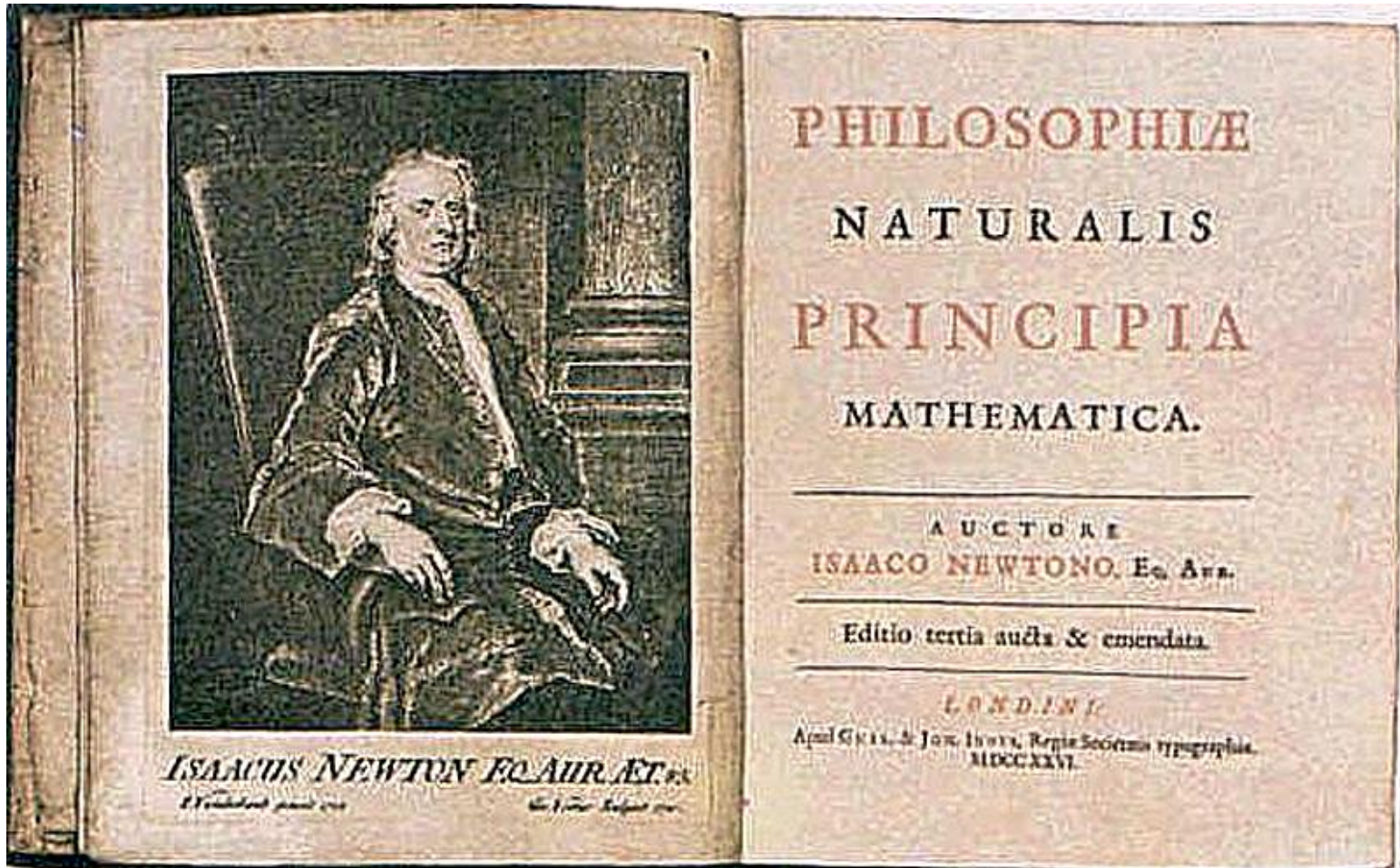
Un iceberg dépasse du dixième (10%) de son épaisseur.

$$P3 = P4 \rightarrow h \cdot 50 = (h - x) \cdot 1000 \rightarrow x = h (950 / 1000)$$

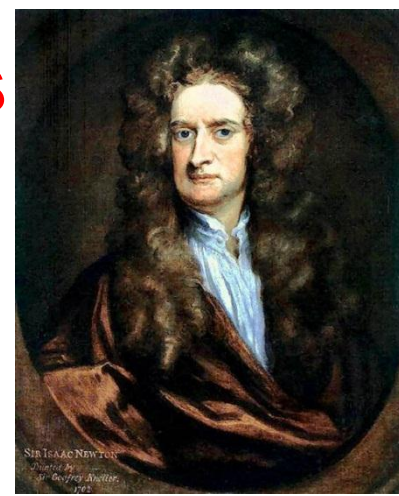
Un bloc de polystyrène dépasse de 95% de son épaisseur.

En mesurant ce qui dépasse, si on connaît les masses volumiques, on peut calculer ce qui est immergé grâce à Archimède ou Pascal.

Troisième personnage : Isaac Newton (1643 -1727).



Isaac Newton a formalisé la force gravitationnelle et le champ de pesanteur.



La force créée entre elles par 2 masses M et M' séparées d'une distance d est égale à : $F = G \cdot M \cdot M' / d^2$

avec G = constante de gravitation universelle
 $= 6,67 \cdot 10^{-11} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1} \text{ s}^{-2}$

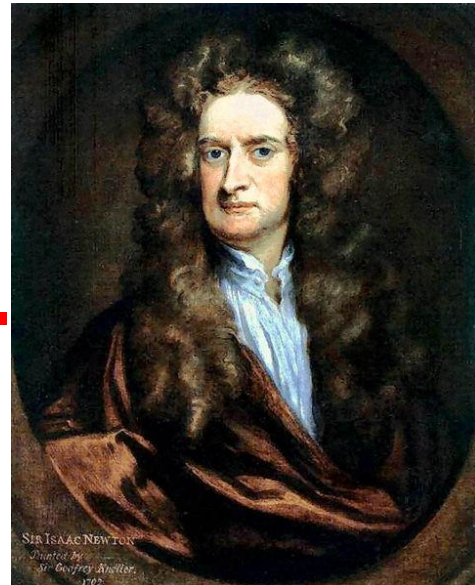
Le champ de pesanteur g créé par une masse ponctuelle (ou sphérique) de masse M à une distance d est égal à :

$$g = G \cdot M / d^2$$

Il a calculé que la surface de la Terre (supposée fluide), dont la surface de la mer devait être une bonne approximation, devait avoir la forme d'un ellipsoïde aplati aux pôles.

Cette surface a approximativement la forme d'un ellipsoïde de révolution. Elle est appelée géoïde. Sur cette surface, le champ de gravité varie ; il est plus fort aux pôles car on est plus près du centre de la Terre. Mais ce qu'on appelle le potentiel de gravité y est constant. Cette surface est « épousée » par le niveau de la mer. Elle définit l'horizontale ; la verticale y est en tout point perpendiculaire.

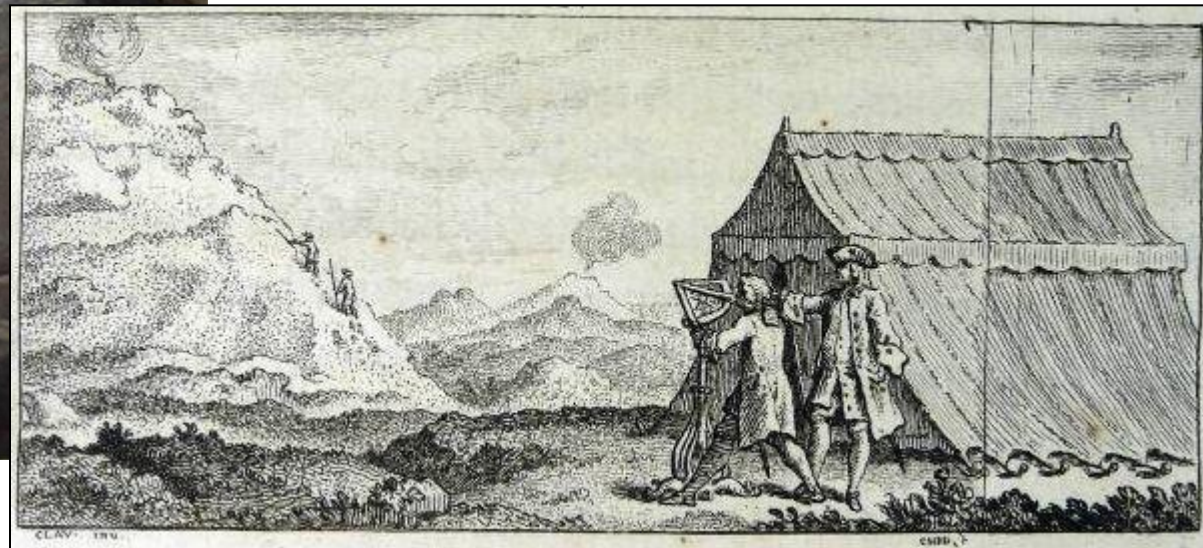
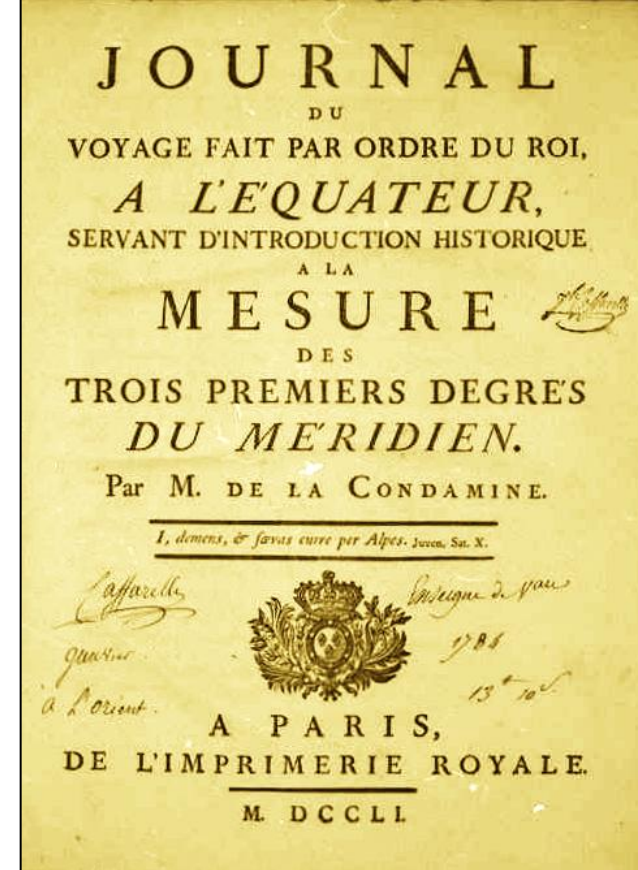
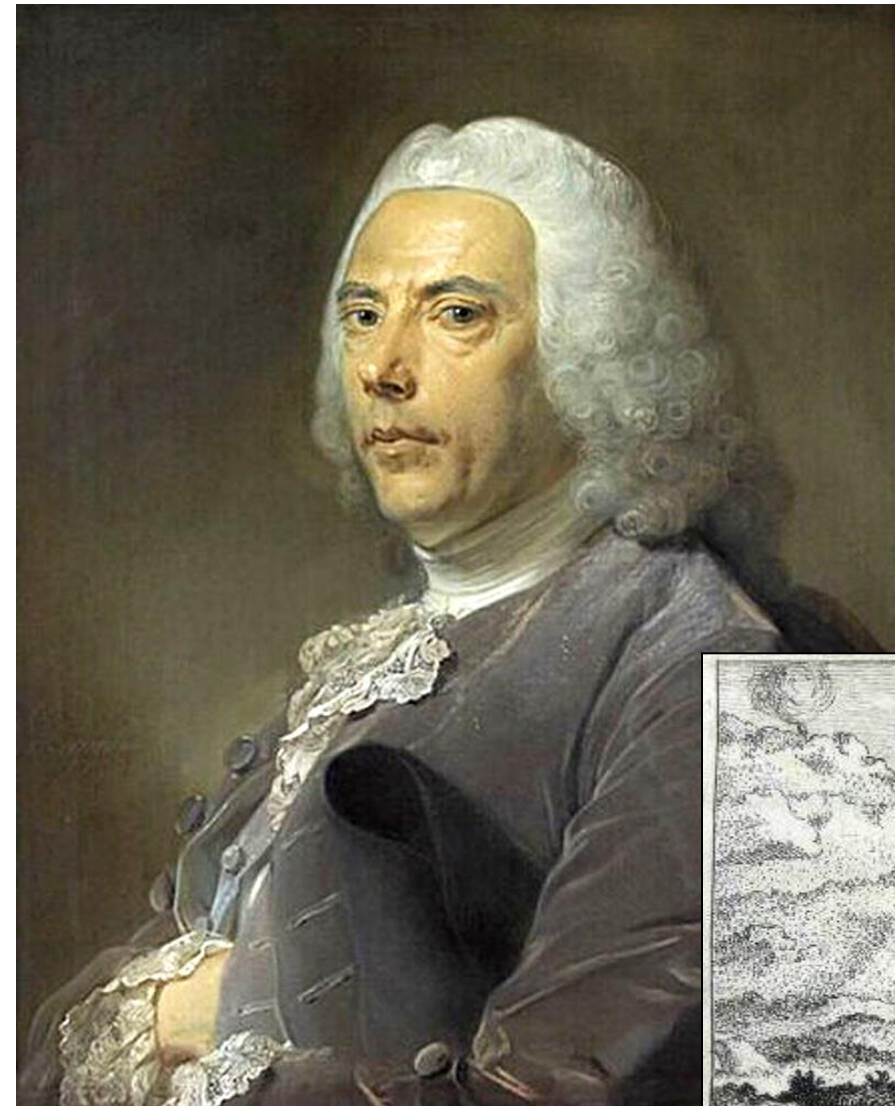
Cette surface sert de référence à toutes les études gravimétriques. Elle est maintenant déterminée par satellite.



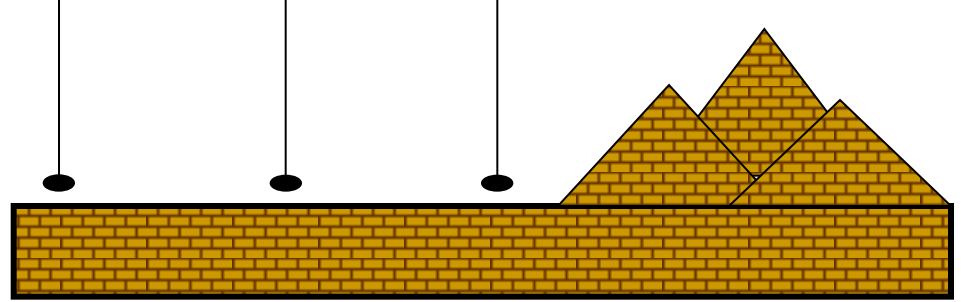
Pour savoir si oui ou non la Terre est aplatie aux pôles, Louis XV envoie deux expéditions mesurer la longueur d'un degré de longitude. Une expédition va faire cette mesure d'un degré d'arc en Laponie, l'autre en Equateur. Pierre Bouguer faisait partie de cette deuxième expédition (1735 – 1745).



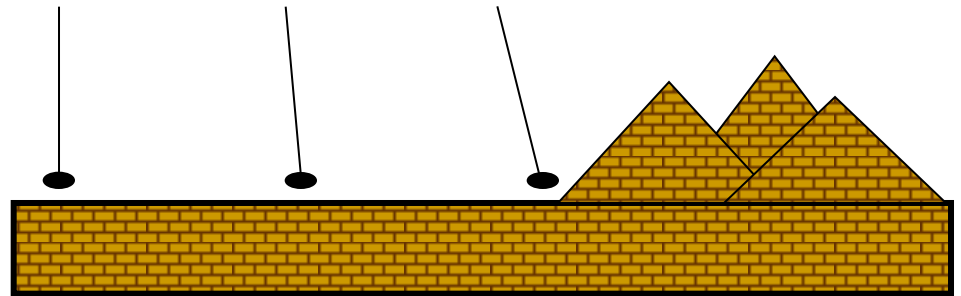
Quatrième personnage donc : Pierre Bouguer (1698 – 1758)



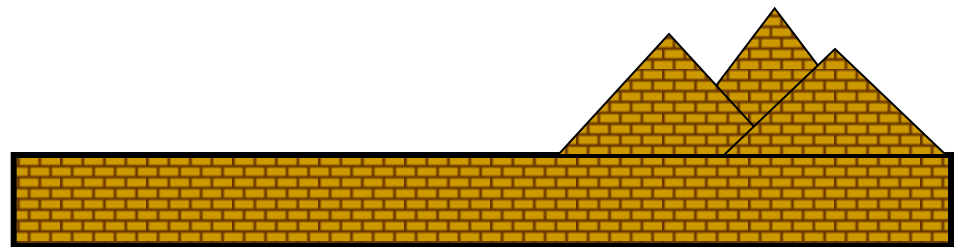
**Pour que ses
mesures
géodésiques soient
« irréprochables »,
Bouguer avait
besoin d'avoir une
grande précision
sur la verticale. Or,
Si Newton avait
raison, la cordillère
des Andes devait
dévier le fil à
plomb. Il vérifie cela
avec l'astronomie.**



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

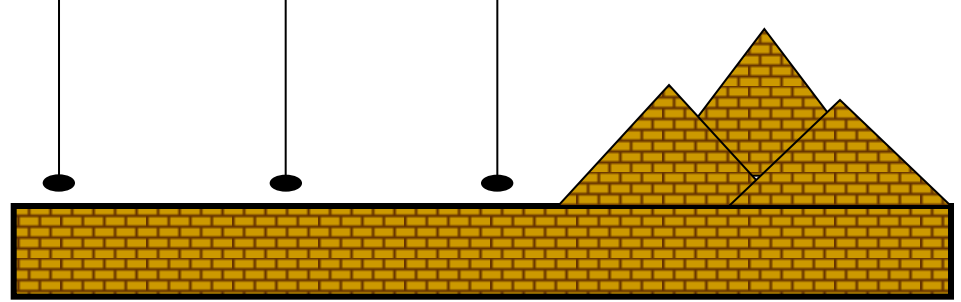


**Position des fils à plomb si les masses
s'attirent (Newton aurait raison)**

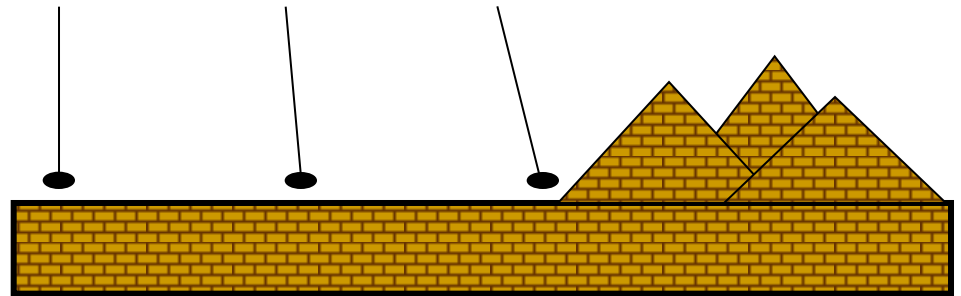


Bouguer constate que les Andes ...

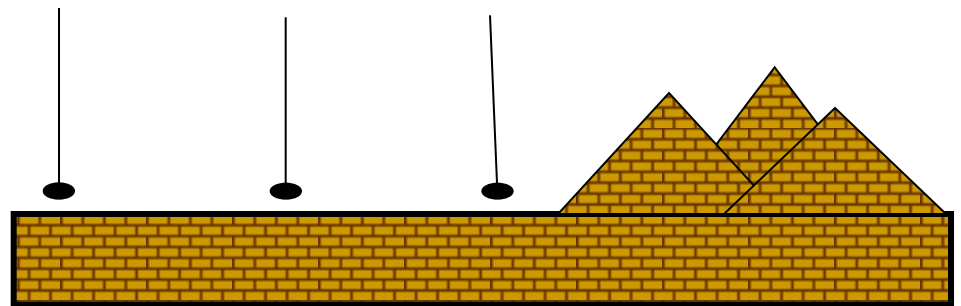
**Pour que ses
mesures
géodésiques soient
« irréprochables »,
Bouguer avait
besoin d'avoir une
grande précision
sur la verticale. Or,
si Newton avait
raison, la cordillère
des Andes devait
dévier le fil à
plomb. Il vérifie cela
avec l'astronomie.**



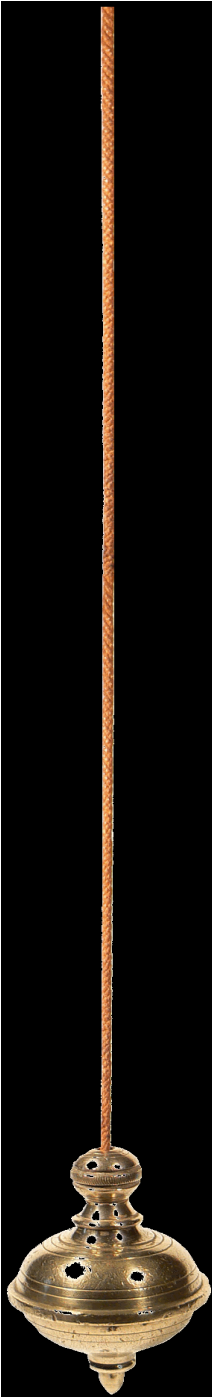
**Position des fils à plomb si les masses
ne s'attirent pas (Newton aurait tort)**



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



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



Les Andes ne dévient (presque) pas les fils à plomb, comme si ces montagnes n'avaient pas de masse ! Bouguer ne comprend pas. Mais comme ça simplifie ses mesures, il ne cherche pas à comprendre plus que ça ! Et on a oublié ce problème pendant des décennies.

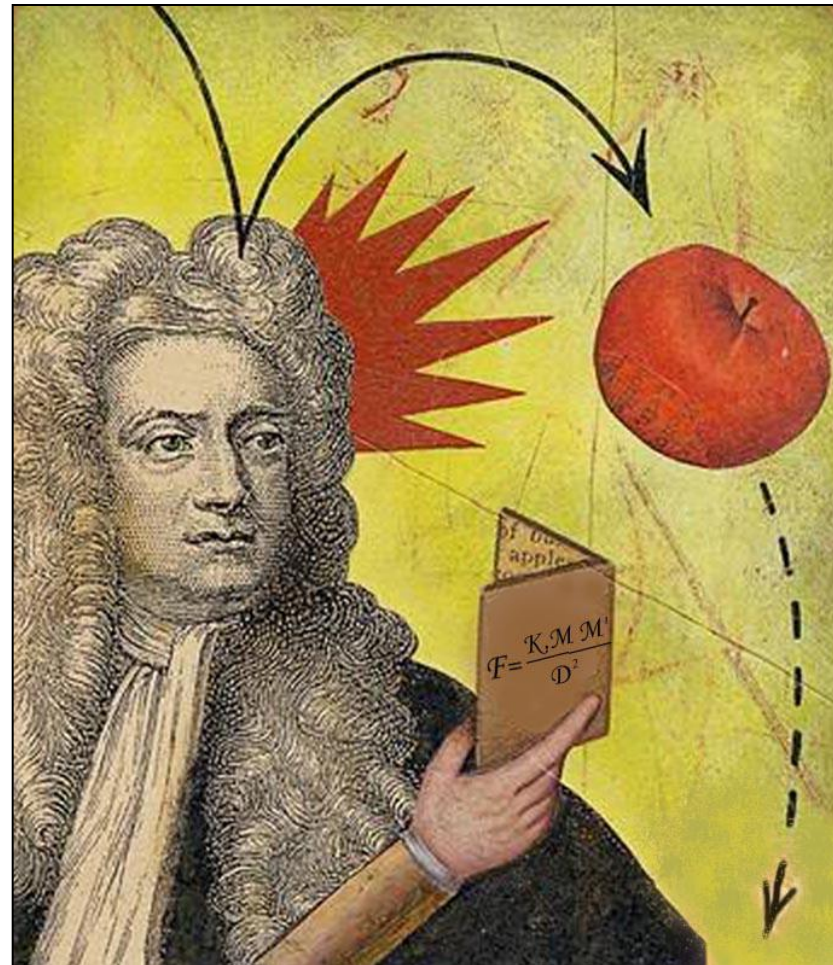
Mais quand on a compris 150 ans plus tard, on a donné le nom d'anomalie de Bouguer à une conséquence physique de ce qu'avait observé Bouguer.

**Cinquième
personnage :
George Everest
(1790 – 1866), qui a
redécouvert près
d'un siècle plus tard
ce qu'avait trouvé
Bouguer :**



**L'Himalaya lui non plus
ne dévie le fil à plomb.**

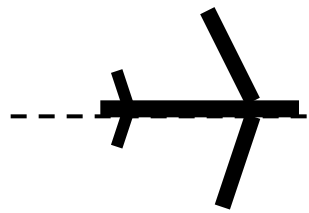
Au milieu du XIX^{ème} siècle, on a alors assez de « répondant » scientifique. Le fruit est mûr, et on peut commencer à étudier « sérieusement » la gravité à la surface de la Terre.



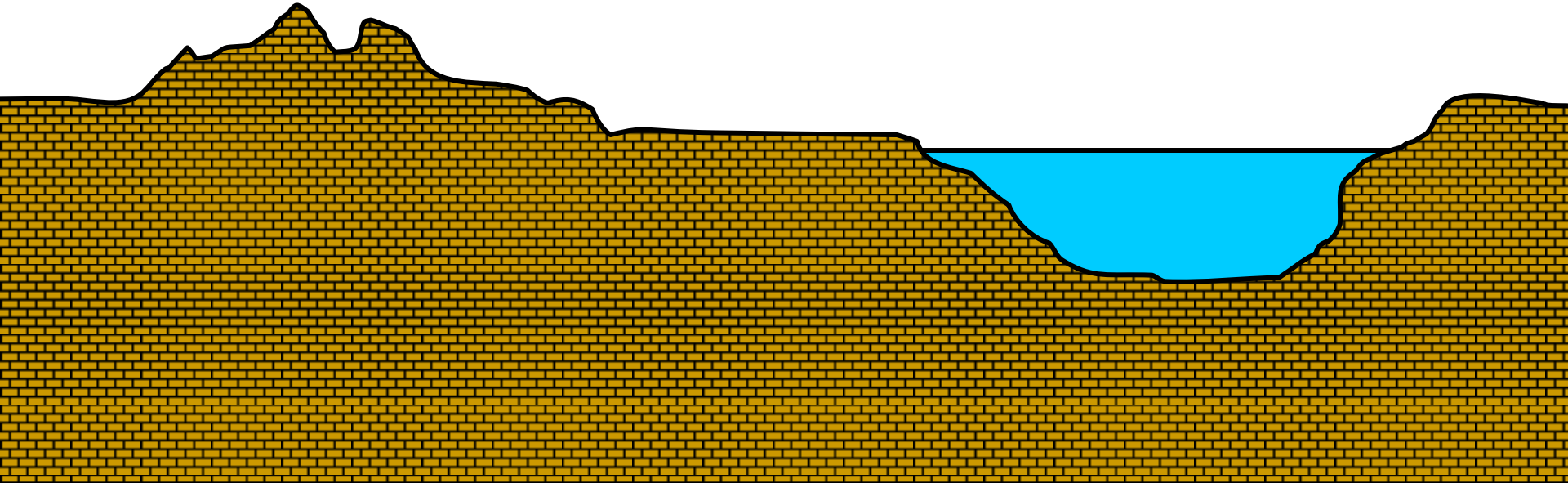
Au milieu du XIX^{ème} siècle, on connaît la masse volumique de la Terre : 5520 kg/m^3 . Comme les roches superficielles sont moins denses (de 2500 à 3000 kg/m^3), on déduit donc qu'il y a une « croûte » peu dense posée sur un intérieur plus dense.

L'expansion coloniale fait qu'on commence aussi à mesurer la gravité un peu partout sur terre et sur mer. Une fois corrigés les effets de l'altitude et de la latitude (distance au centre de la Terre), on s'aperçoit que :

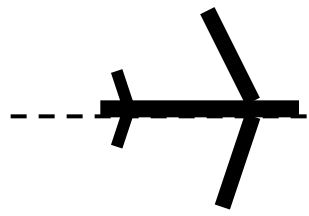
**LA GRAVITE EST APPROXIMATIVEMENT
CONSTANTE A LA SURFACE DU GLOBE .**



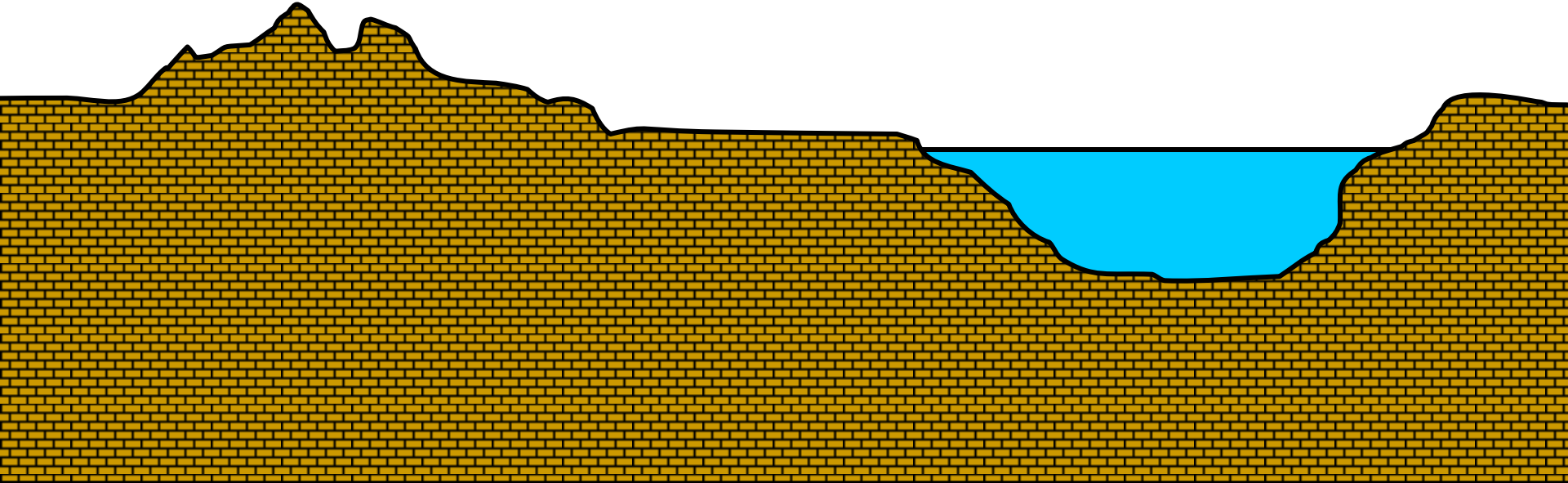
Trajectoire d'un avion ou d'un satellite qui mesure la gravité
(à altitude constante)



Comment varie la gravité mesurée à une altitude constante au dessus de la surface de la Terre, qui présente des montagnes et des océans ?

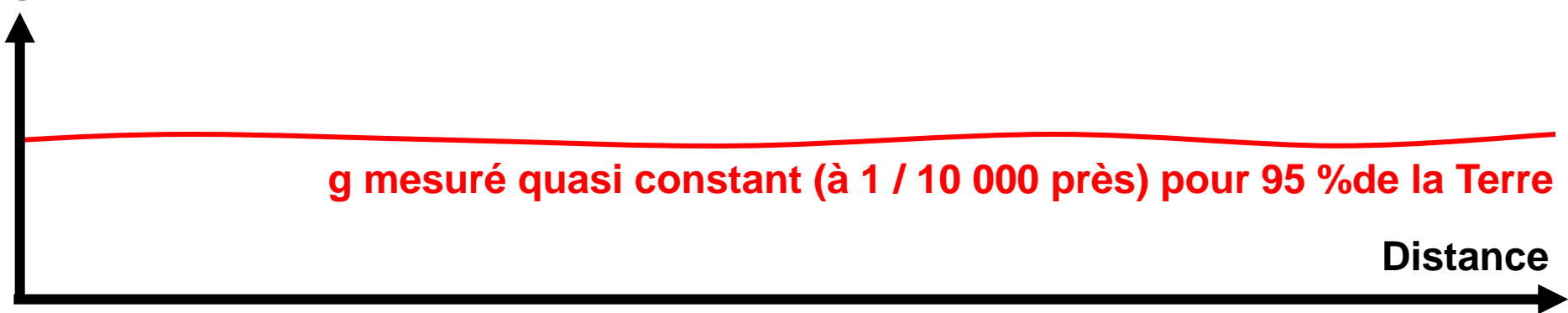


Trajectoire d'un avion ou d'un satellite qui mesure la gravité
(à altitude constante)

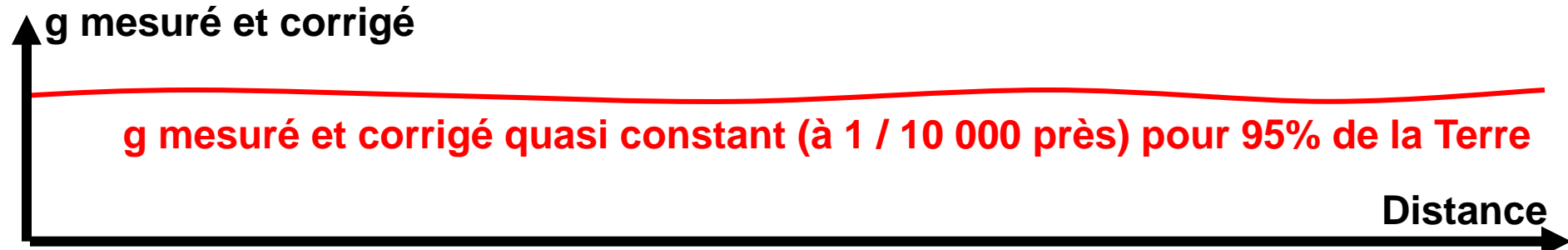
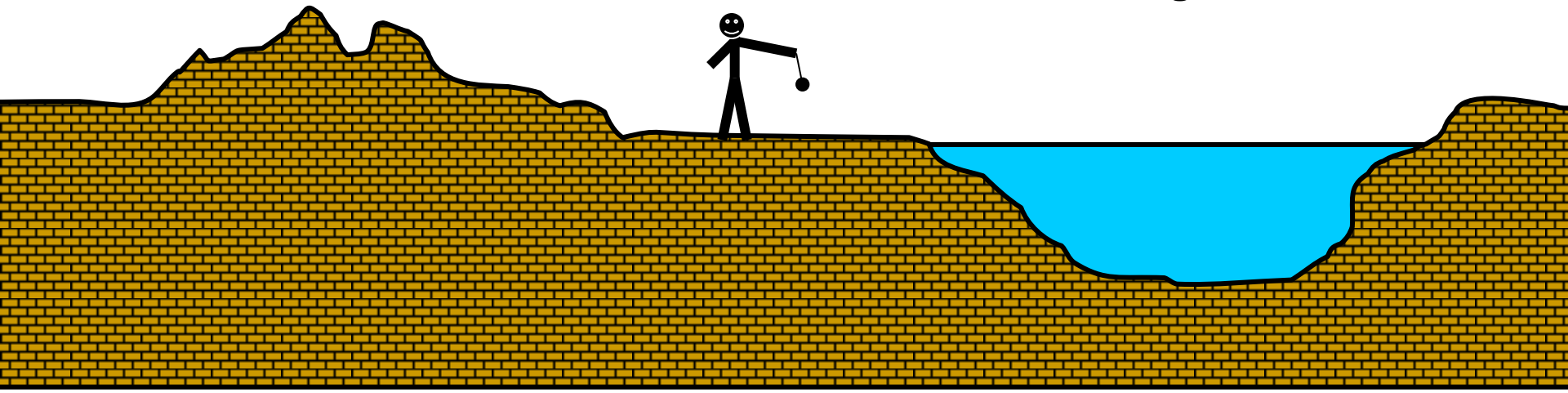


Elle est quasi constante !

g mesuré



Géomètre mesurant g

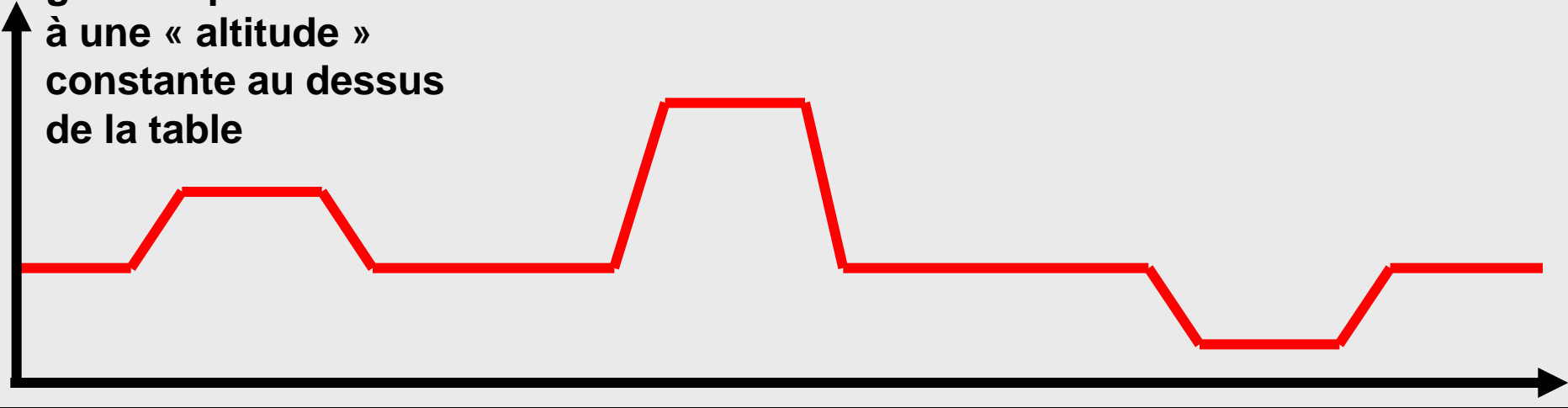


Bien sûr, au XIX^{ème} siècle, on ne mesurait pas g par avion ou satellite. On le mesurait au sol, et on corrigeait la mesure de l'effet de l'altitude et de la latitude (distance au centre de la Terre, $g = G.M/d^2$) pour pouvoir comparer. Le résultat était le même.

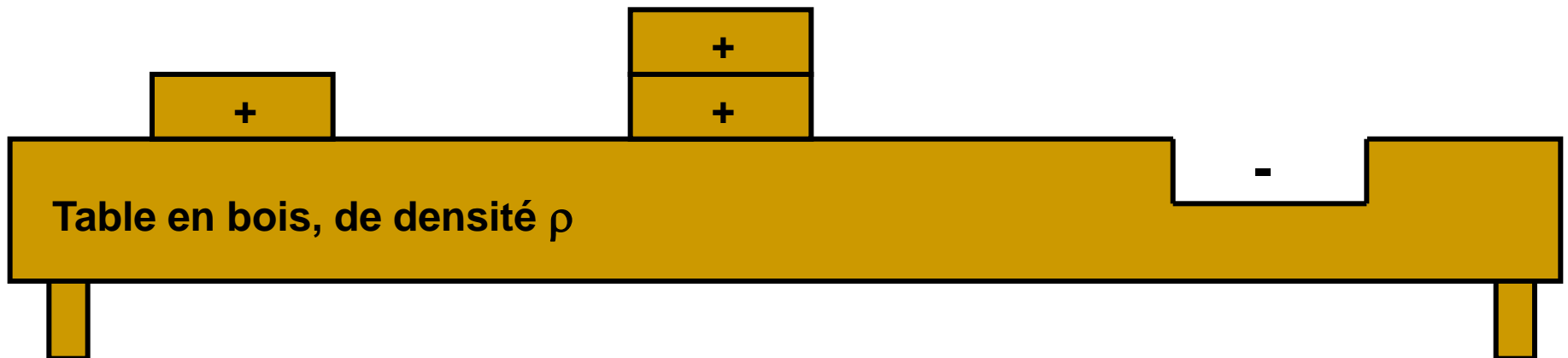
Comment expliquer ce résultat surprenant ?

La gravité devrait être forte au niveau des bosses et faible au niveau des creux !

g théorique et mesuré
à une « altitude »
constante au dessus
de la table

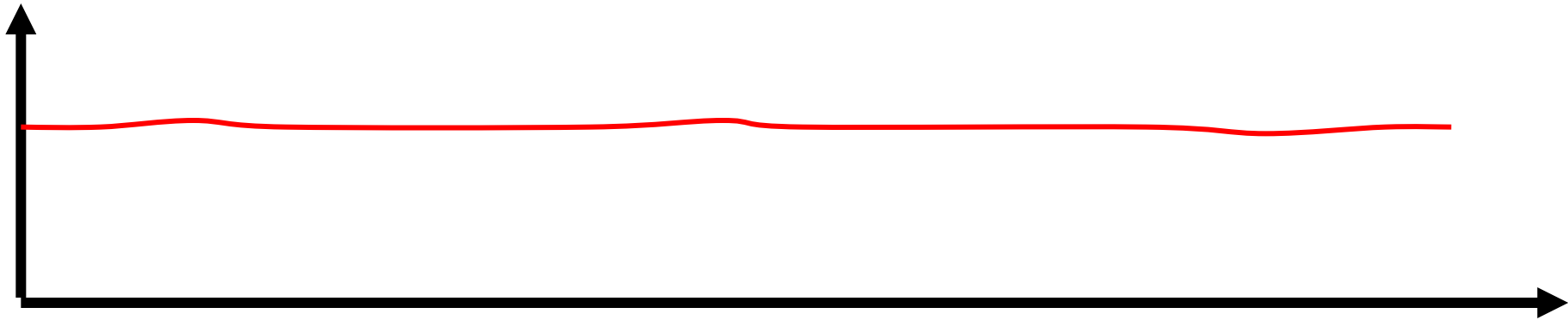


« altitude » de mesure de g

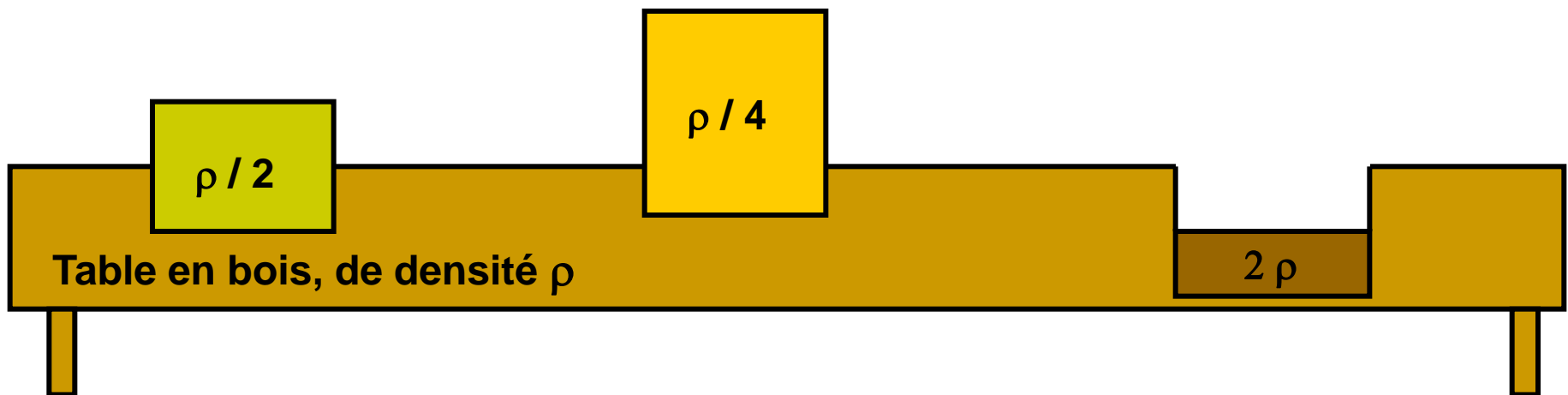


Première solution : les bosses et les creux sont associés à des inégalités de densité.

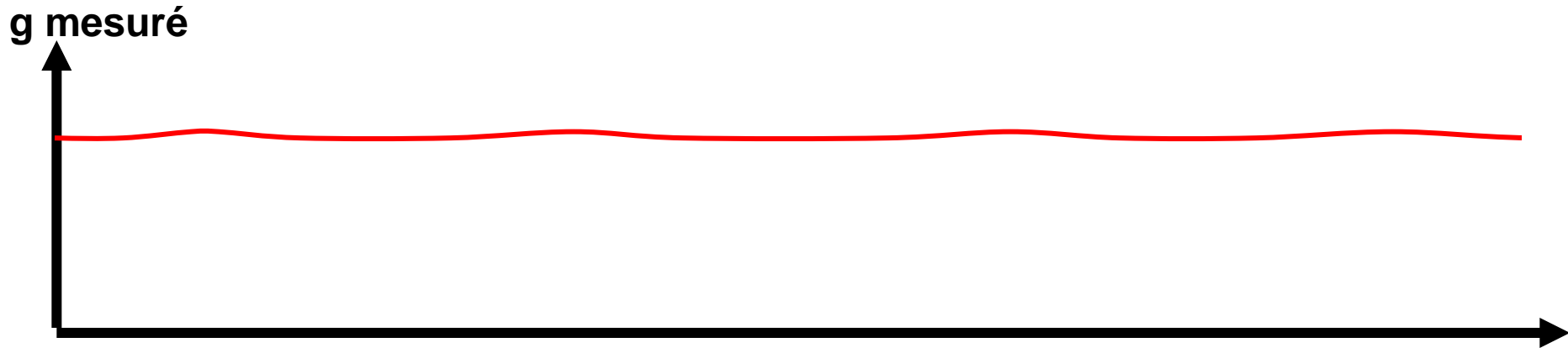
g mesuré



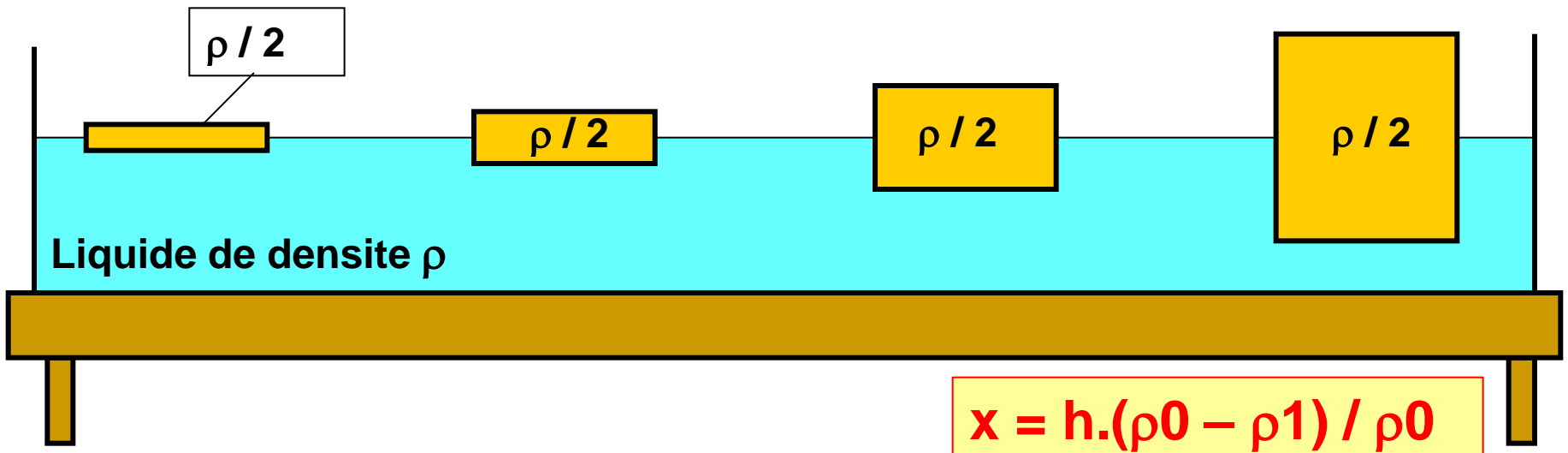
La masse est constante sur toute la longueur de la table ; la gravité aussi !



Deuxième solution : les bosses et les creux sont associés à des corps flottants de même densité et d'inégale épaisseur.

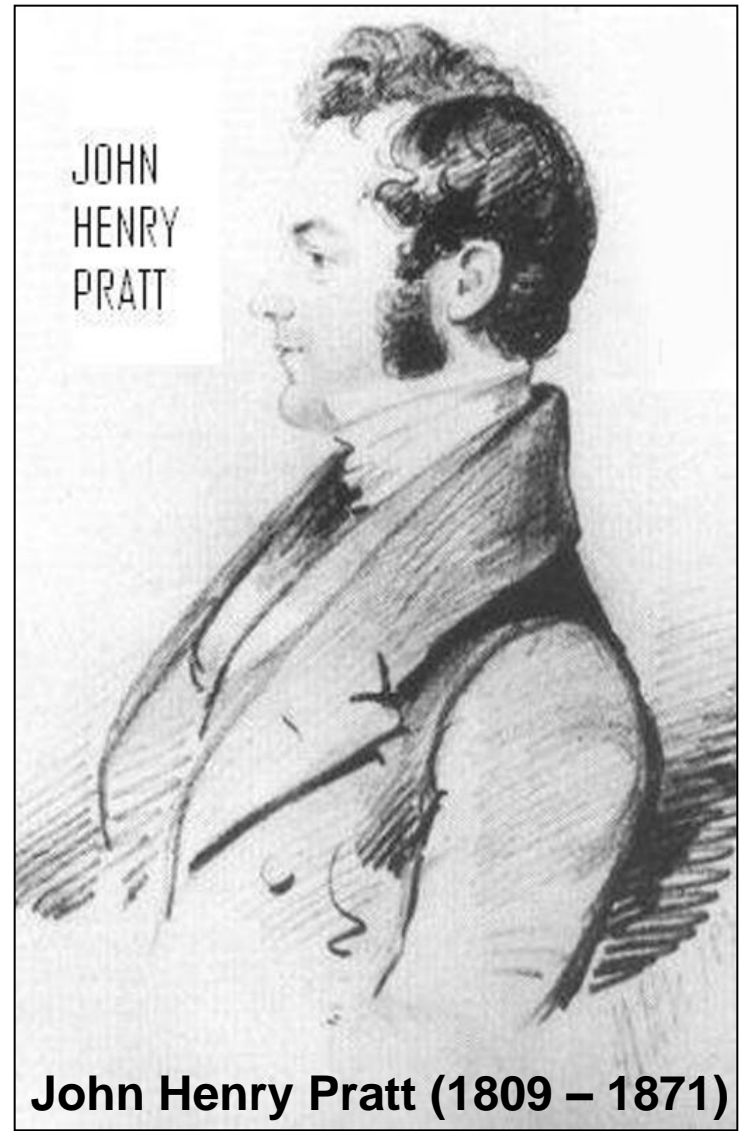


La masse est constante sur toute la longueur du bassin ; la gravité aussi !





George Biddell Airy (1801 – 1892)

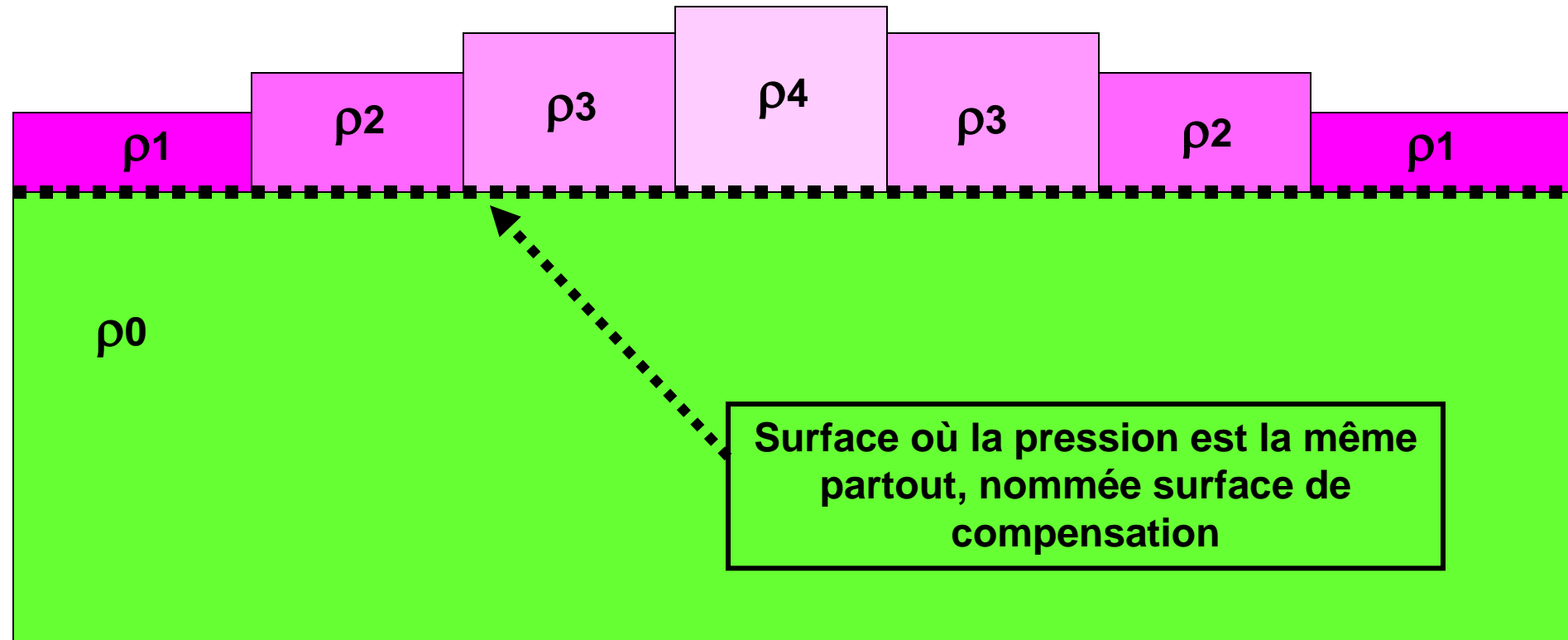


John Henry Pratt (1809 – 1871)

C'est là qu'interviennent les sixième et septième personnages, Airy et Pratt, en appliquant à la Terre les deux solutions qui précèdent.

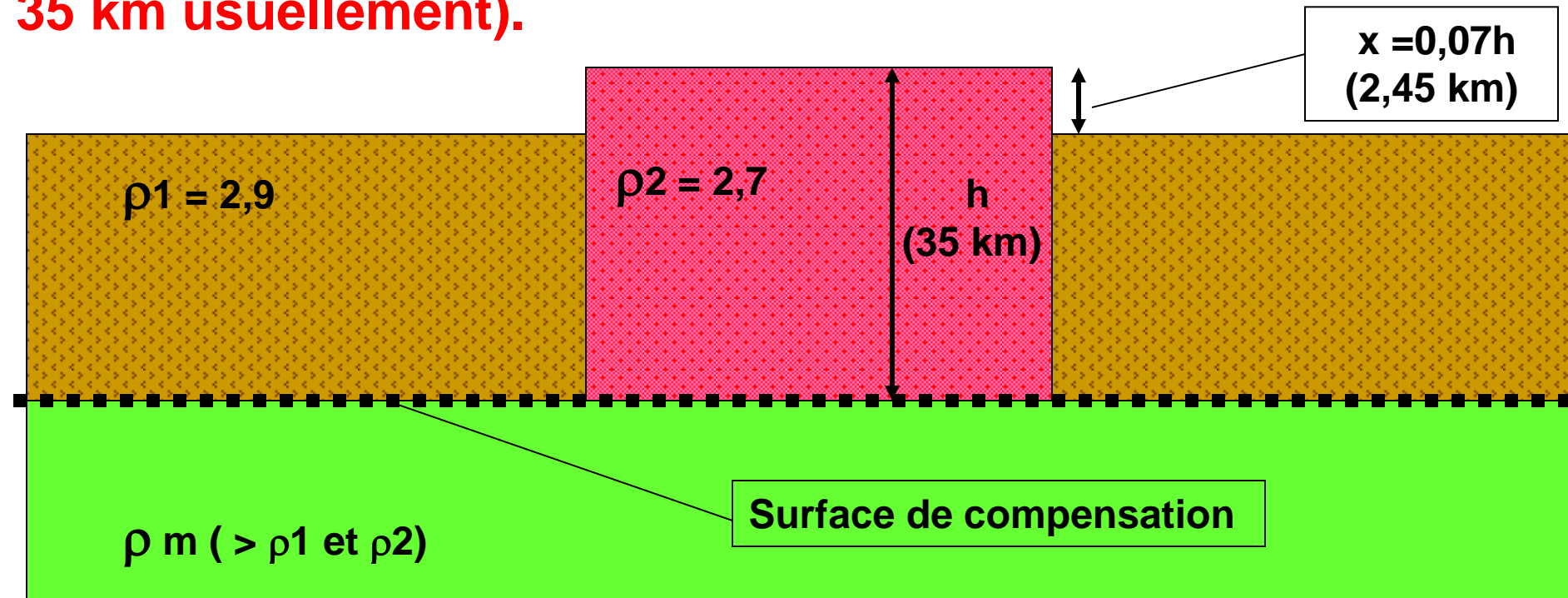
Le modèle de Pratt :

la masse de chaque « élément » rose est la même car les densités sont différentes. Les éléments denses sont minces, les éléments peu denses épais. La différence de topographie ne s'accompagne pas de différence de masse, donc la gravité est quasi constante.



$$\rho_0 > \rho_1 > \rho_2 > \rho_3 > \rho_4$$

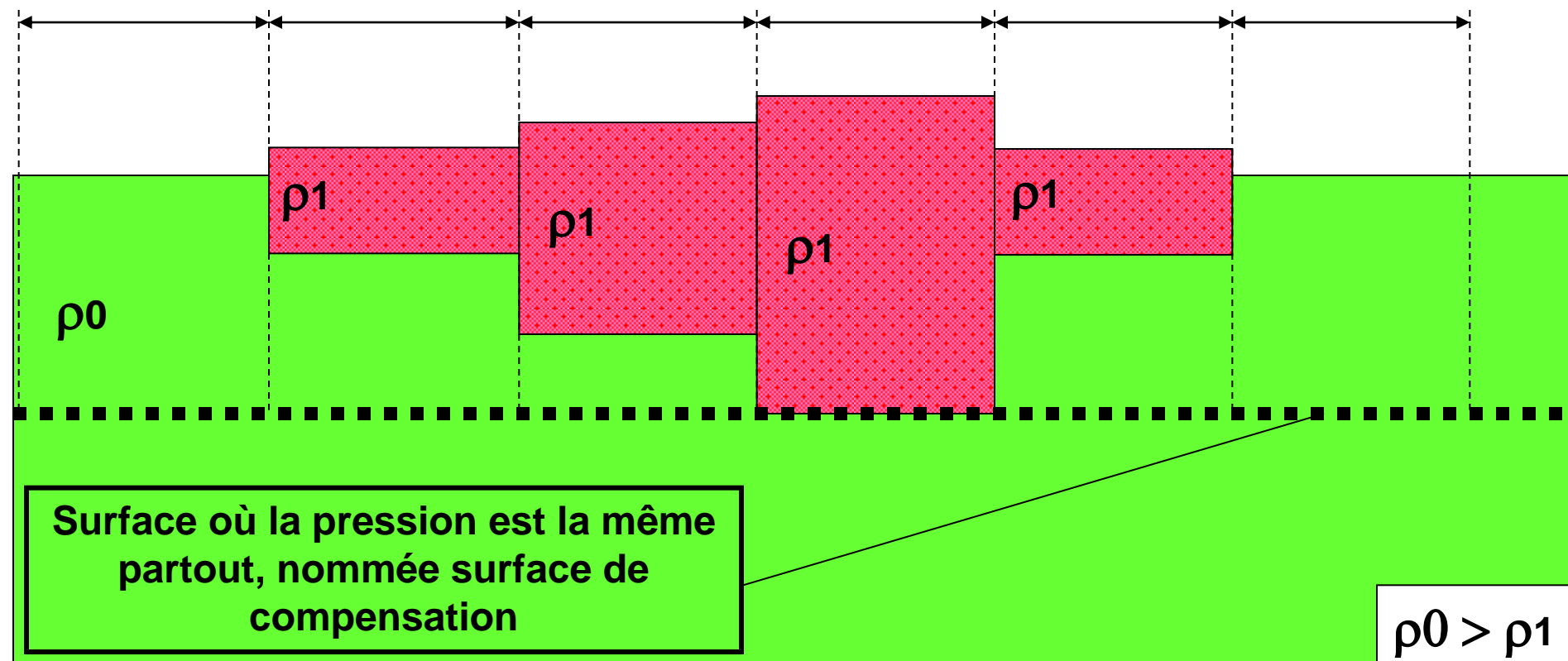
Application numérique : différence d'altitude h entre 2 croûtes de densité respective 2,9 (« océanique ») et 2,7 (« continentale ») « posées » sur une surface de compensation horizontale à l'aplomb d'un manteau plus dense. La croute continentale a une épaisseur de h km (30 à 35 km usuellement).



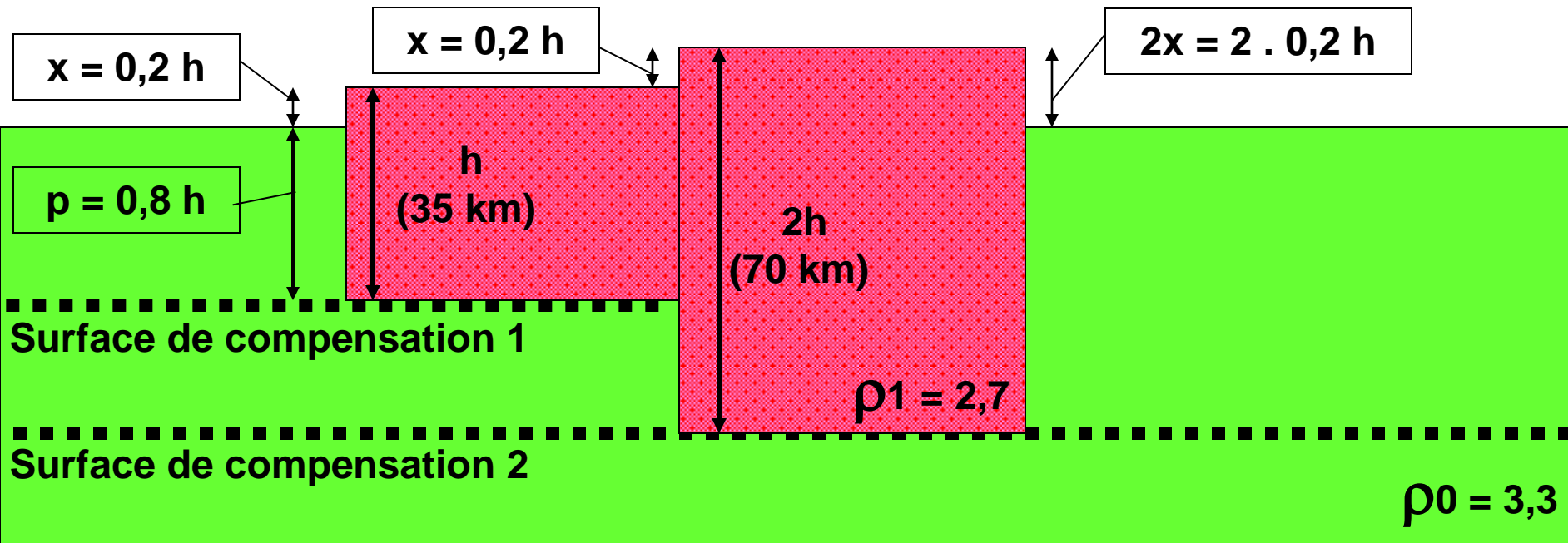
On écrit que la pression sur la surface de compensation est constante : $h \cdot 2,7 = (h-x) \cdot 2,9$ d'où $x = 0,07 \cdot h$ (2,45 km dans notre hypothèse de 35 km)

Le modèle de Airy :

la masse volumique de chaque « élément » rose est la même, inférieure celle de la couche verte. Les éléments minces ont un sommet à basse altitude ; les éléments épais ont un sommet élevé. La masse de chaque « colonne » est la même. La différence de topographie ne s'accompagne pas de différence de masse, donc la gravité est quasi constante.

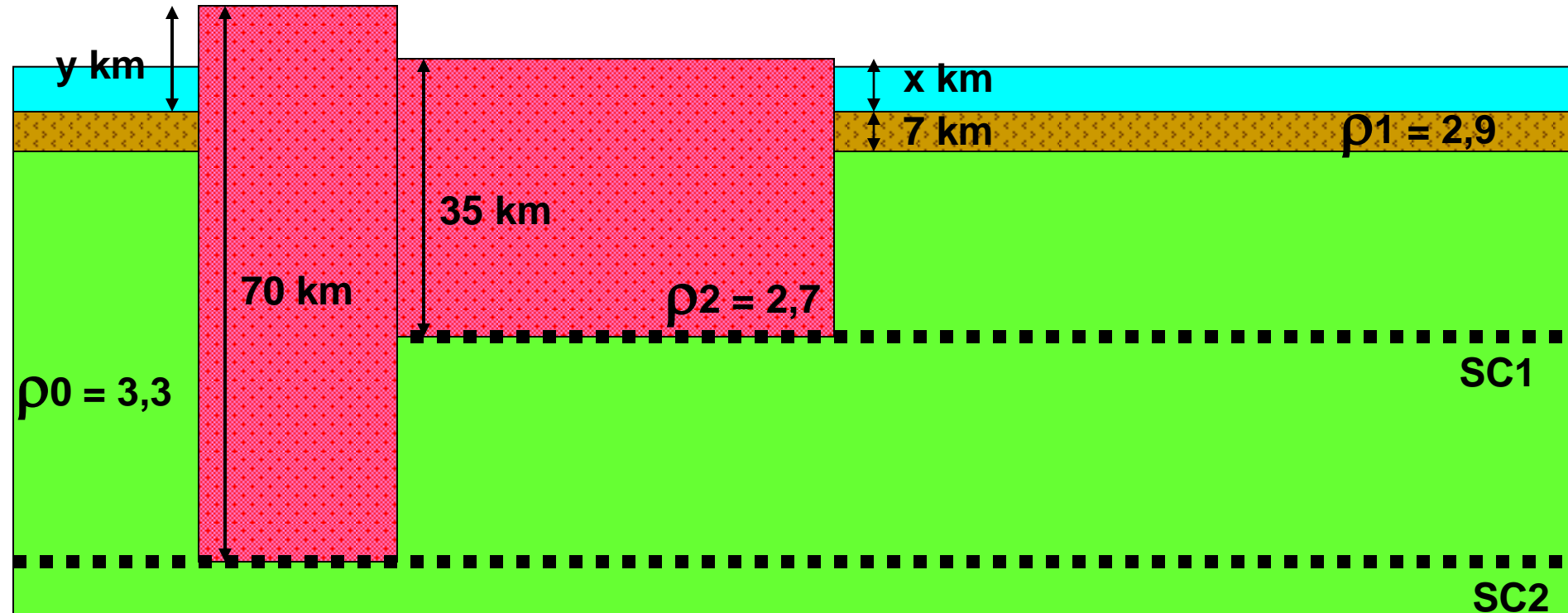


Application numérique : différences d'altitude x et de profondeur du Moho p entre une croûte de densité 2,7 (continentale) et d'épaisseur h « posée » sur un manteau de densité 3,3.



On écrit que la pression sur la surface de compensation 1 est constante : $h \cdot 2,7 = (h - x) \cdot 3,3$ d'où $x = 0,18 \cdot h$ (on va simplifier à 0,2, soit 1/5). Une croûte continentale domine le manteau à nu de 1/5 de son épaisseur (7 km). Toute croûte continentale d'épaisseur h a 1/5 de son épaisseur qui dépasse et 4/5 enfoncés dans le manteau. Toute variation d'épaisseur de croûte de z km fait varier la surface de 1/5 . z km et le moho de 4/5 . z km.

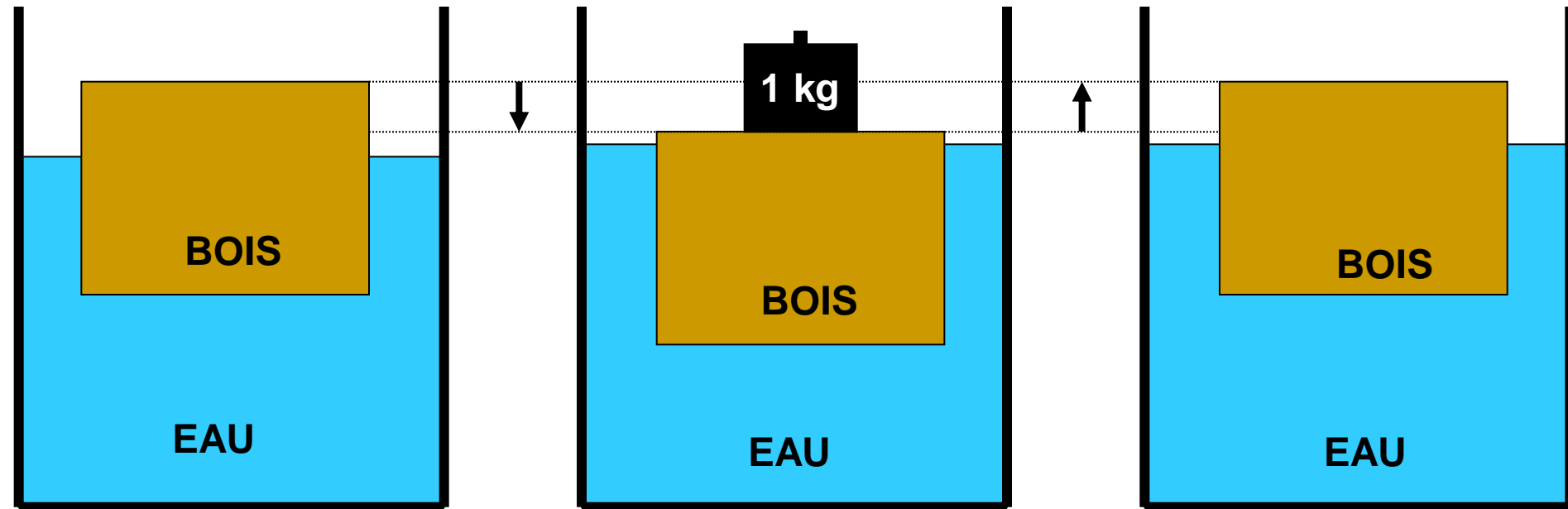
Combinaison Pratt –Airy ; une bonne approche de la réalité naturelle et de la dualité continent-océan.



On écrit que la pression est la même partout sur SC1 (on néglige la masse de l'eau) :
 $35 \cdot 2,7 = (7 \cdot 2,9) + (35 - 7 - x) \cdot 3,3$, d'où $x = 5,5$ km. Un continent « standard » domine les plaines abyssales standards de 5,5 km.
De même, on trouve (en arrondissant) qu'une chaîne de montagne avec une croûte « double » domine les plaines abyssales de $y = 12,5$ km

Le fait que la gravité soit (quasi) constante (à une certaine échelle, pas dans le micro-détail) sur 95 % de la surface de la Terre indique que la Terre est, à grande échelle, en équilibre isostatique (~ hydrostatique), et que les masses continentales et océaniques « flottent » sur un manteau déformable. C'est prouvé par les mouvements verticaux dus à une surcharge ou à une décharge.



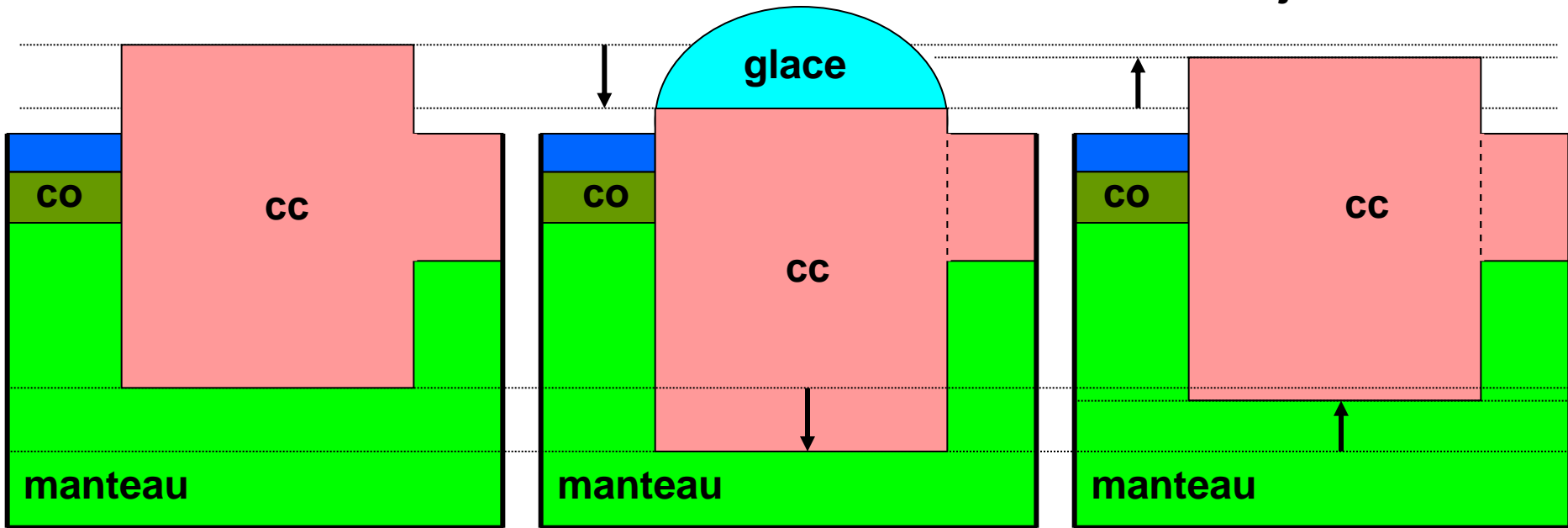


Si on « charge » un radeau, il s'enfonce. Quand on le décharge, il remonte. Si le bois flotte sur de l'eau, les mouvements sont « instantanés ». Si ça flotte sur du miel très visqueux, il y aura du retard à l'établissement de l'équilibre. La mesure de ce retard renseignera sur la viscosité du liquide.

- 100 000 ans

- 20 000 ans

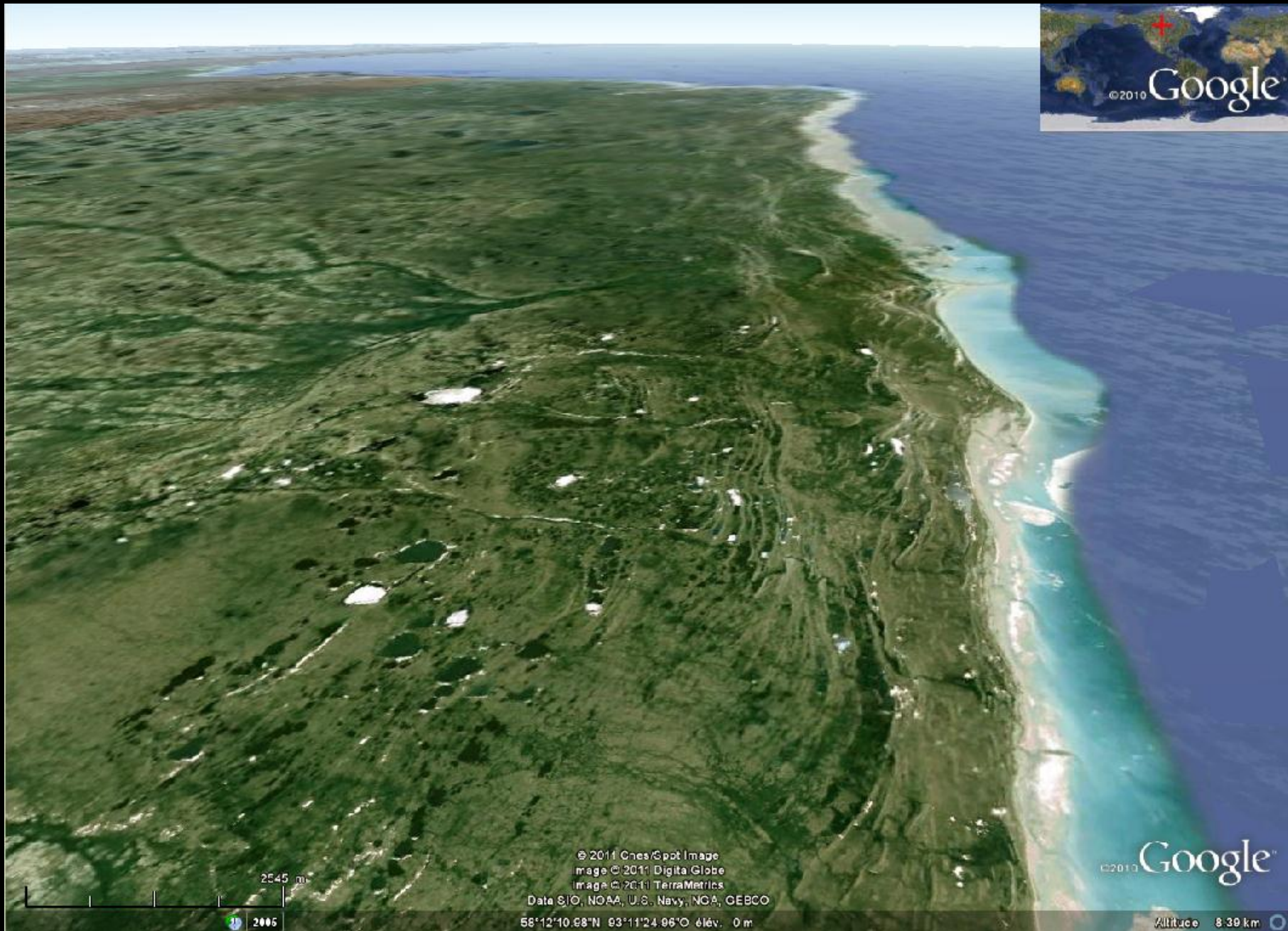
Aujourd'hui



Si des glaciers « chargent » un continent (la Scandinavie, le Canada ...), il s'enfonce. Quand les glaciers fondent, il remonte. Avec des arguments géologiques, on voit que l'établissement du nouvel équilibre se fait en quelques dizaines de milliers d'années (ce qui est géologiquement « instantané »). Depuis 18 000 ans (fonte des glaciers), le Canada a déjà fait les 3/4 de sa « remontée ».

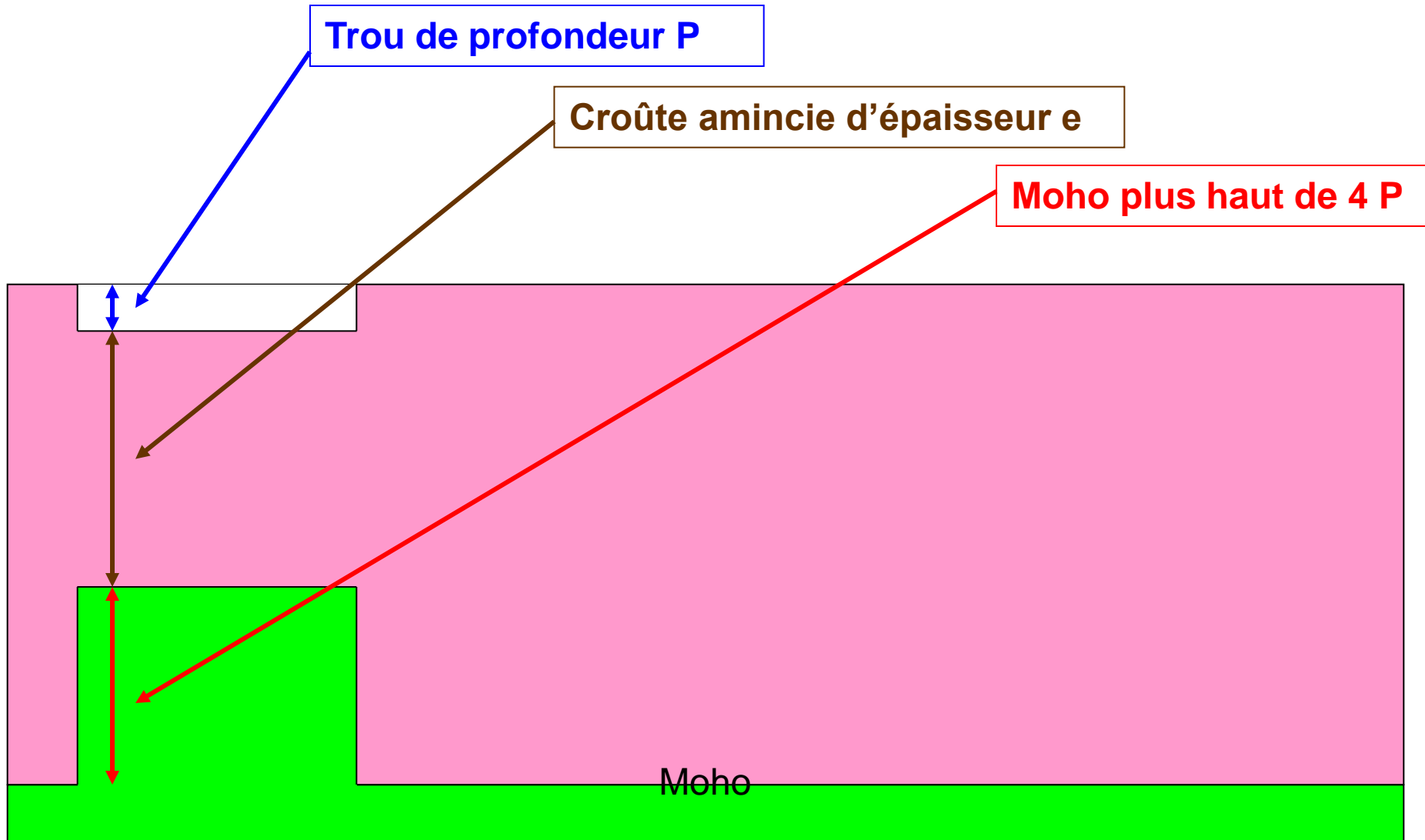
Ca permet de calculer la viscosité du manteau :

$\nu = 10^{18} \text{ à } 20 \text{ Pa.s}$ (10^{22} fois plus visqueux que de l'eau).

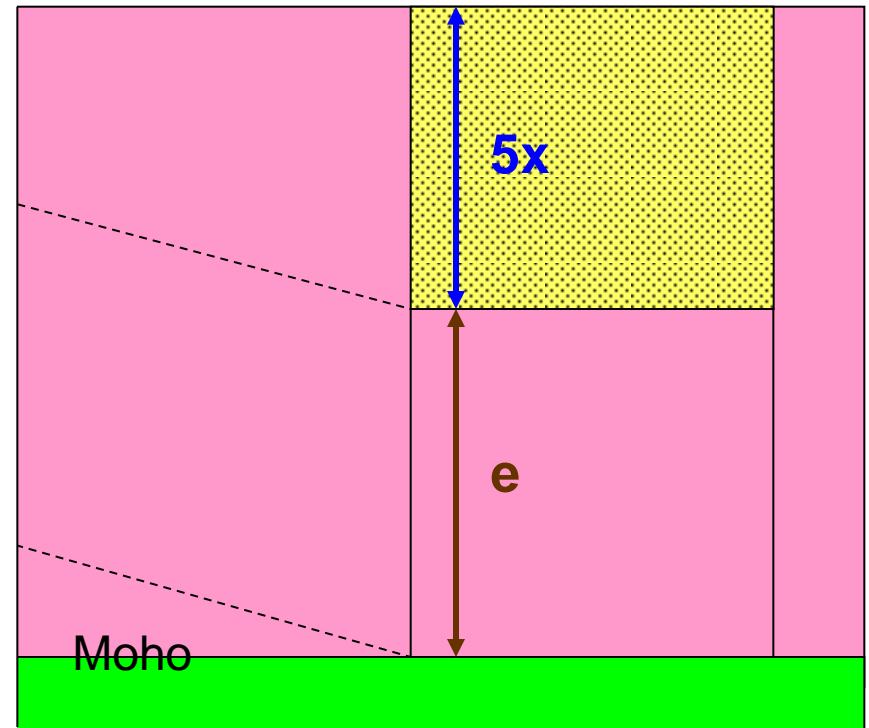
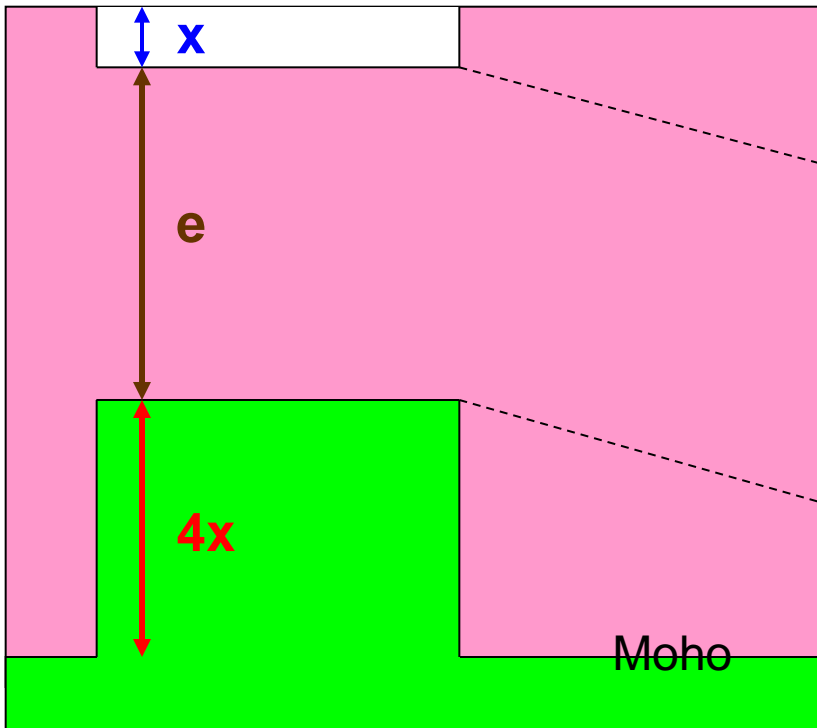


Plages soulevées en baie d'Hudson (Canada)

Une autre conséquence de cet équilibre : que devient un « trou » à l'équilibre quand il se remplit de sédiments (supposés de même densité que le reste de la croûte) ?

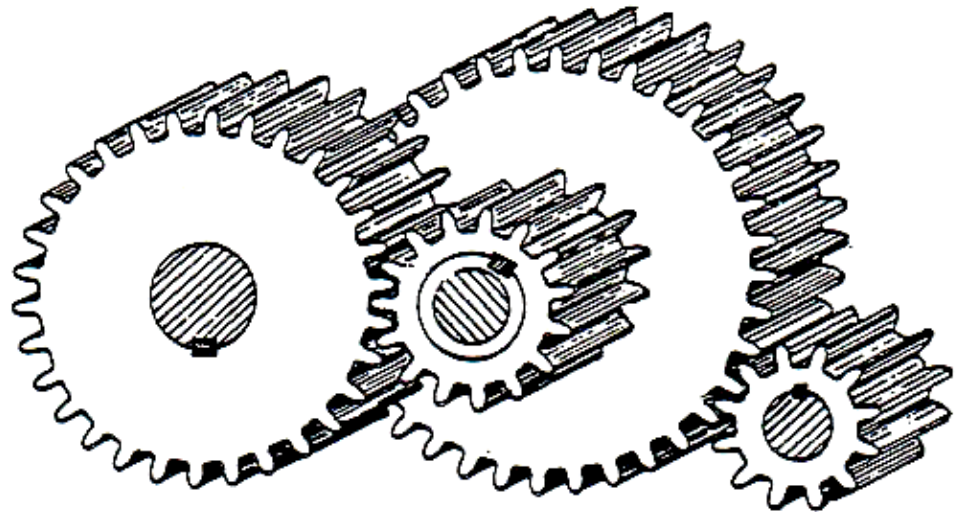


Il se remplit, mais chaque fois qu'il se remplit de x , la base du trou s'enfonce de $4/5$ de x . Et ça va durer tant qu'il reste de la place pour accueillir des sédiments (on suppose que l'apport dure tant que dure le trou). A la fin, Moho aura retrouvé son horizontalité, et le trou initial de x se sera fait remplir de $5x$ de sédiment.

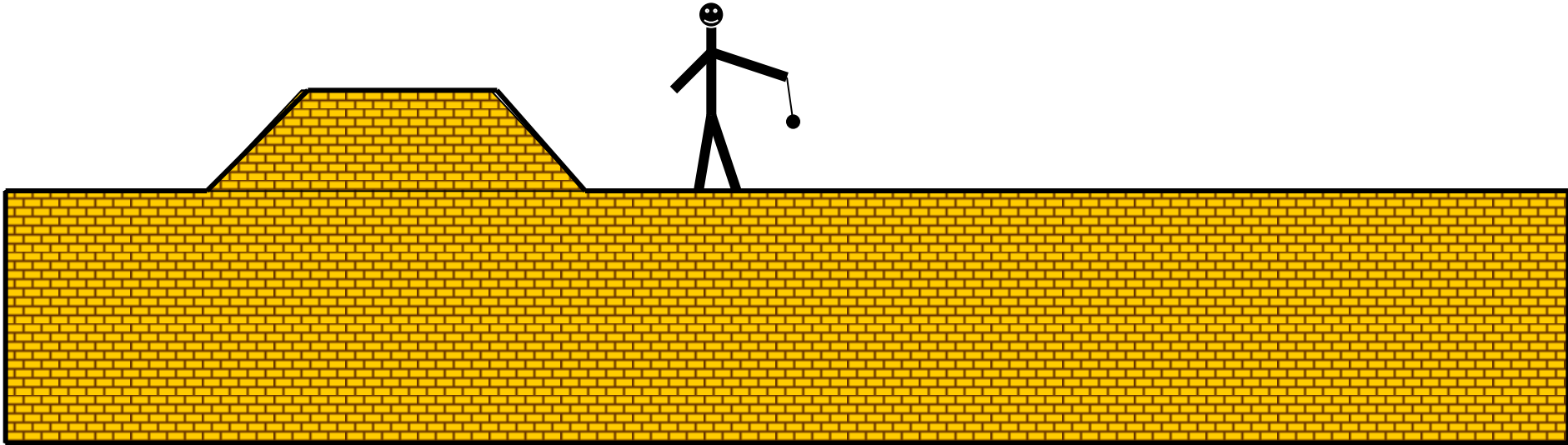


Le fond initial du trou était à P km de profondeur, et le Moho plus haut que normal de $4 P$. Le trou se remplit et à chaque fois qu'il se dépose x km de sédiment, la base du trou s'enfonce de $4/5$ de x . Le Moho descend aussi de $4/5$ de x . Ça va durer jusqu'à ce que le Moho redevienne horizontal. L'ancien trou sera alors rempli de $5 P$ km de sédiment.

A chaque fois qu'une cause crustale quelconque (amincissement ...) engendre une dépression topographique, la sédimentation multiplie par 5 la profondeur initiale de la dépression.

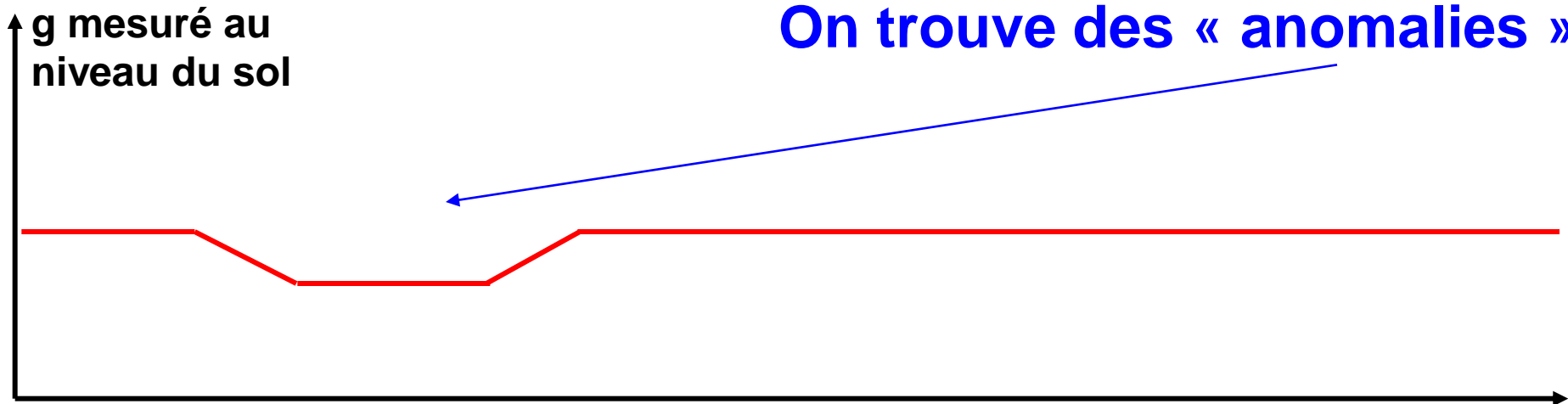


Une « complication » qui fait revenir Pierre Bouguer.



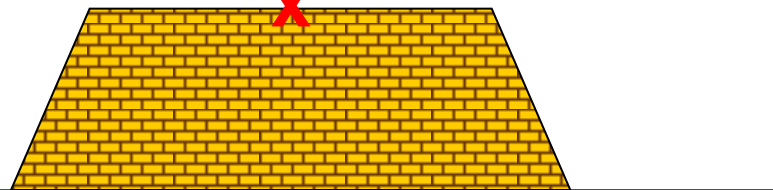
Quand, au XIX^{ème}, on mesure la gravité au niveau du sol, on trouve des variations. On compare le g mesuré dans les plaines à celui mesuré dans les montagnes.

On trouve des « anomalies »



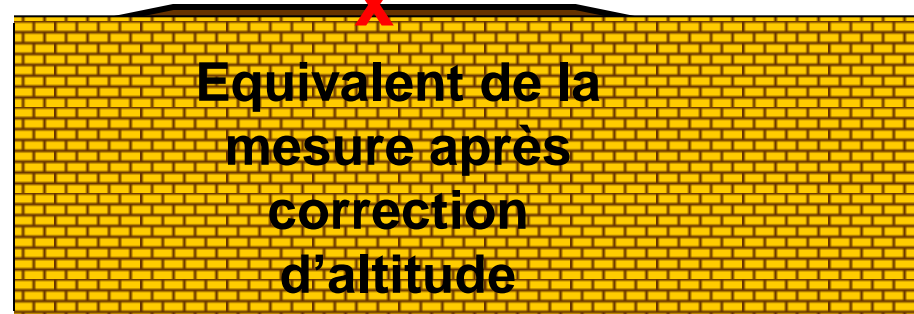
Pour expliquer ces anomalies, on a tout de suite pensé à l'effet de l'altitude ($g = G.M / \underline{d}^2$), avec d = distance au centre de la Terre. Par le calcul, à partir du g mesuré en altitude, on corrige et on se ramène à un g au niveau de la plaine, un peu comme si on aplatissait le montagne en la comprimant (mais en gardant sa masse). On parle de correction d'altitude, ou correction « à l'air libre ».

X



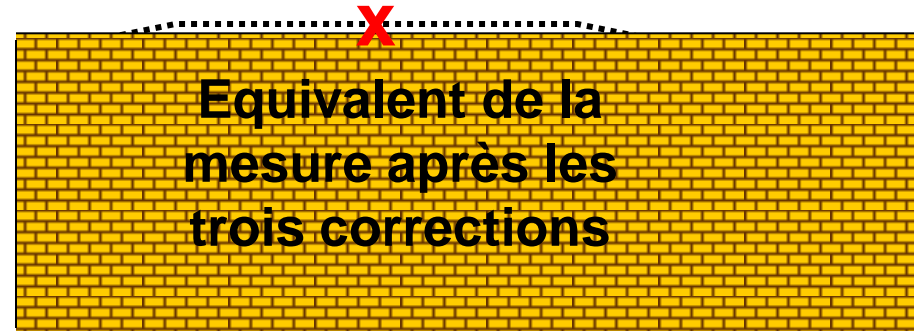
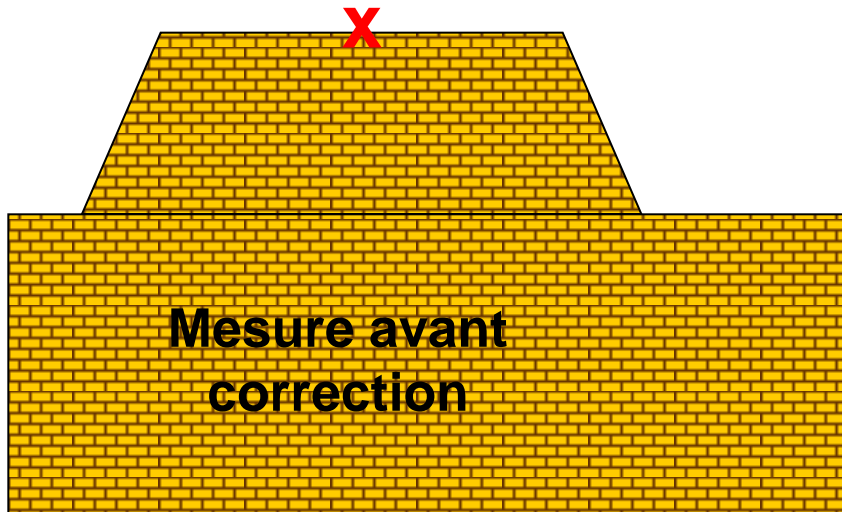
Mesure avant
correction

X

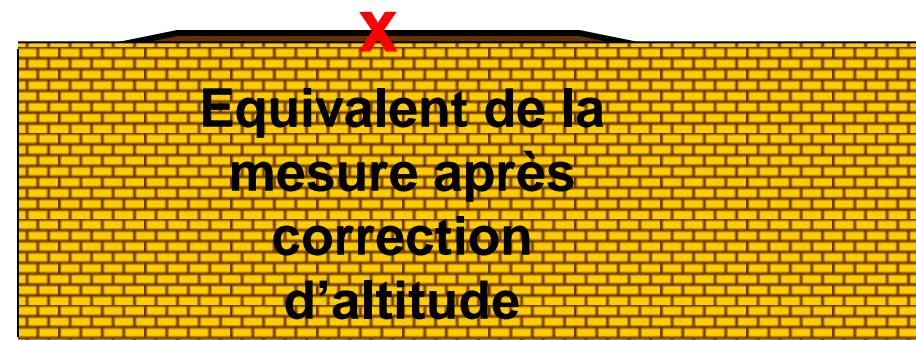
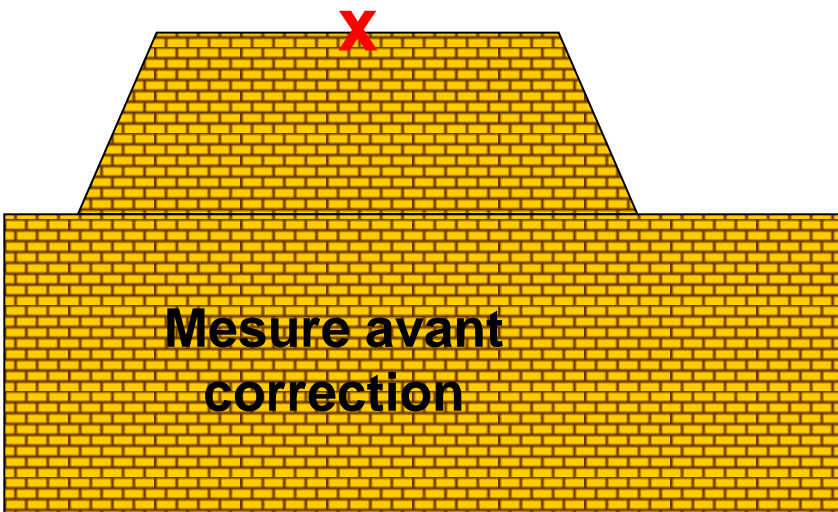


Equivalent de la
mesure après
correction
d'altitude

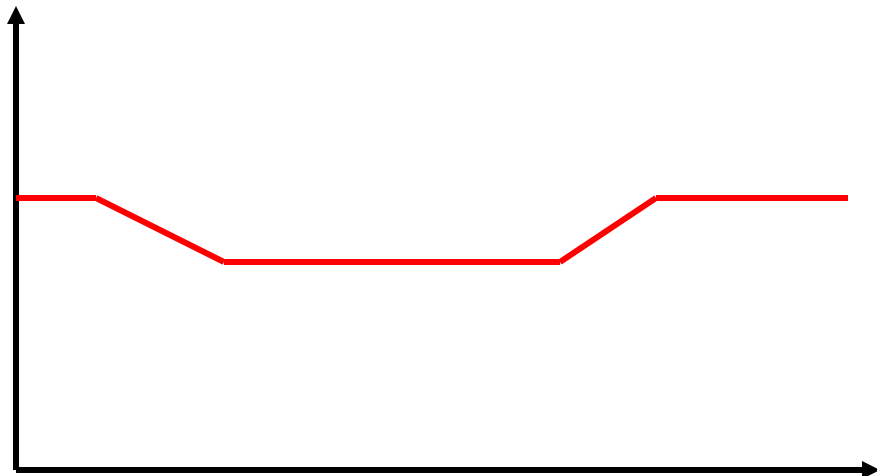
Puis on se dit qu'il n'y a pas que la distance au centre de la Terre qui peut jouer ; il y a aussi la masse de la montagne et des reliefs environnants qui ajoute une attraction à celle de la Terre. Par le calcul, et pour comparer avec la plaine, on efface l'attraction de la montagne (correction de plateau) et des éventuels reliefs voisins (correction topographique). C'est comme si on « enlevait » la masse de la montagne et des reliefs environnants.



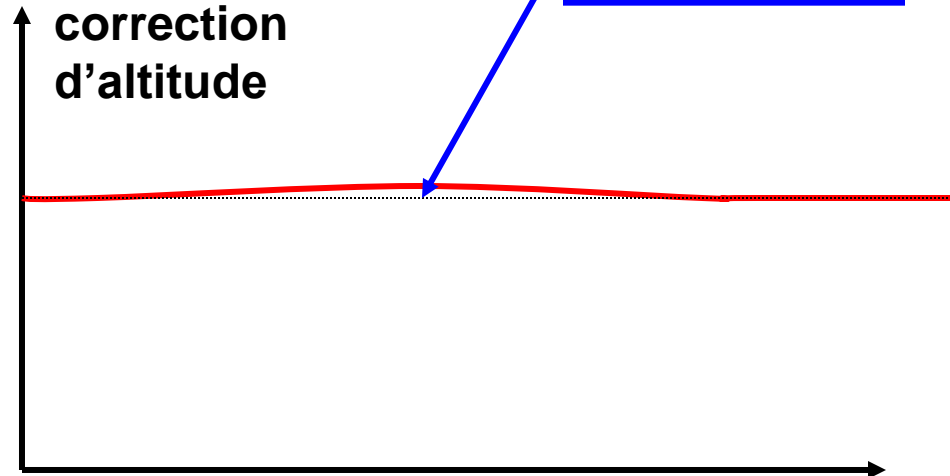
Quand on ne fait que la correction d'altitude, la gravité corrigée est quasiment égale à la gravité théorique (qui dépend aussi de la latitude). C'est ce qu'on mesure maintenant en mesurant la gravité d'avion ou de satellite. C'est pour cela que j'ai pu écrire à la diapo 20 que la gravité était quasi-constante pour 95% de la surface de la Terre. Le peu de différence qu'il reste est appelé « anomalie à l'air libre », anomalie très faible pour 95% de la Terre.



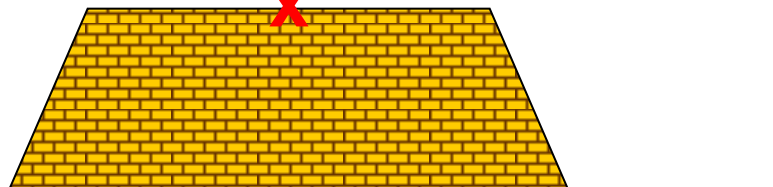
g mesuré au sol



g corrigé par la correction d'altitude



X



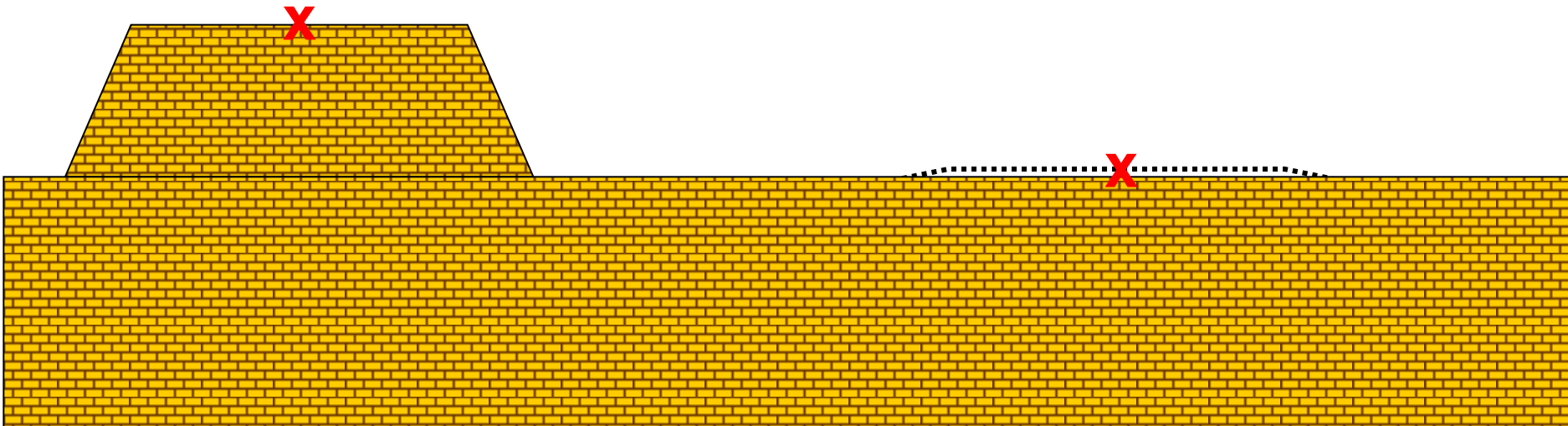
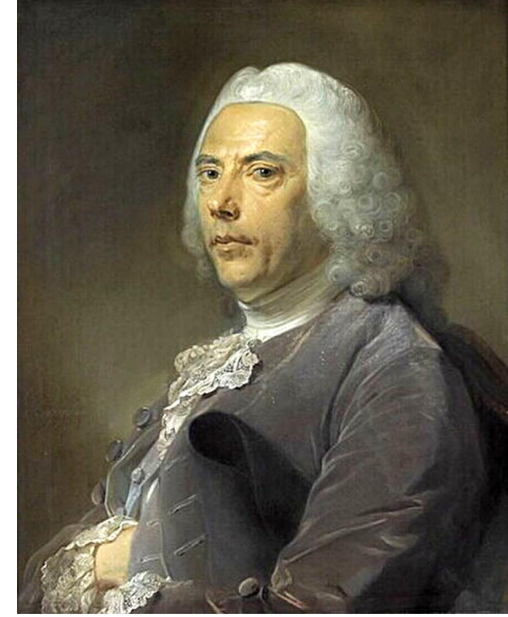
Mesure avant correction

X

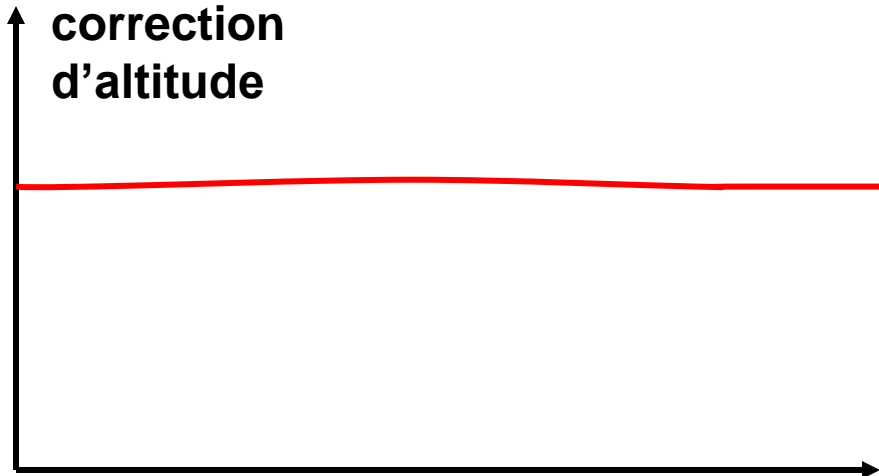


Equivalent de la mesure après correction d'altitude

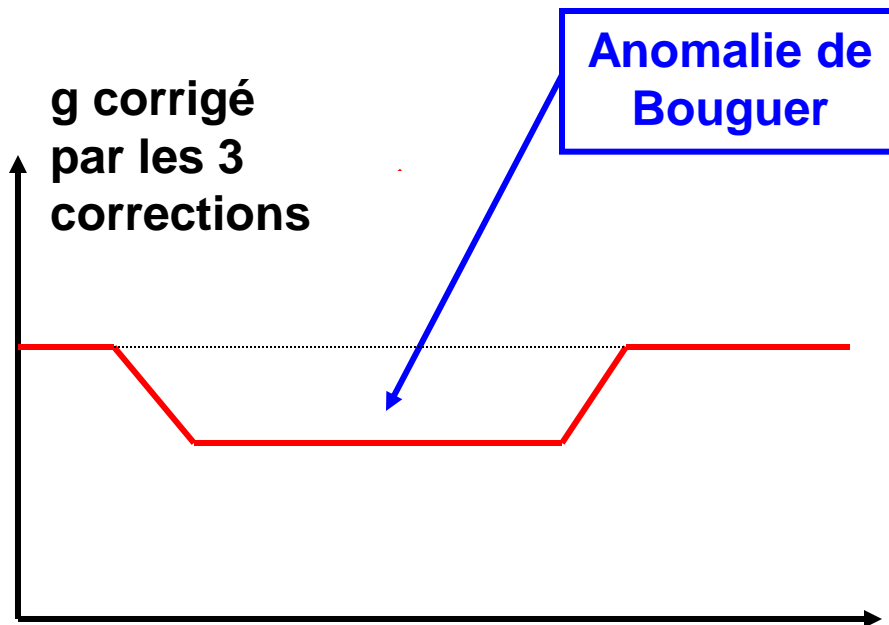
Par contre, si à la correction d'altitude on rajoute les deux corrections de plateau et topographique, corrections pourtant logiques, la gravité calculée redevient assez différente de la gravité théorique, et ce d'autant plus que la topographie était importante. La différence entre gravité théorique et gravité corrigée (par les 3 corrections) est dite « anomalie de Bouguer ».



**g corrigé par la
correction
d'altitude**



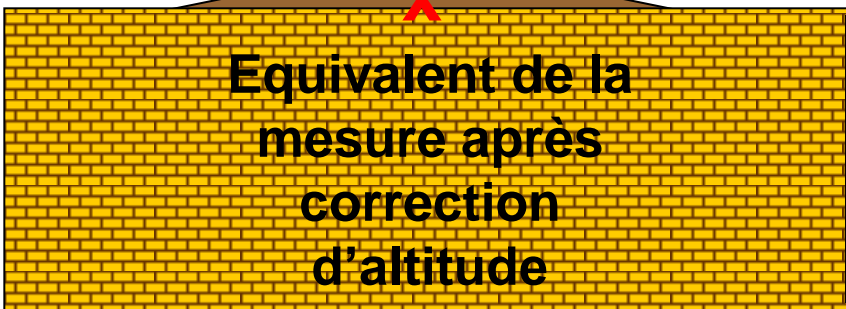
**g corrigé
par les 3
corrections**



**Anomalie de
Bouguer**

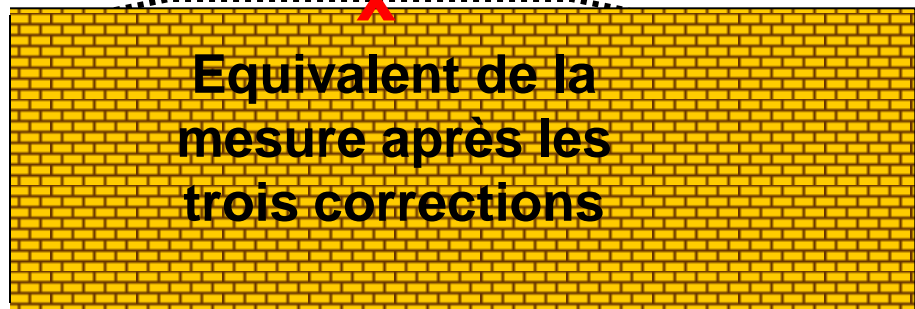
X

**Equivalent de la
mesure après
correction
d'altitude**

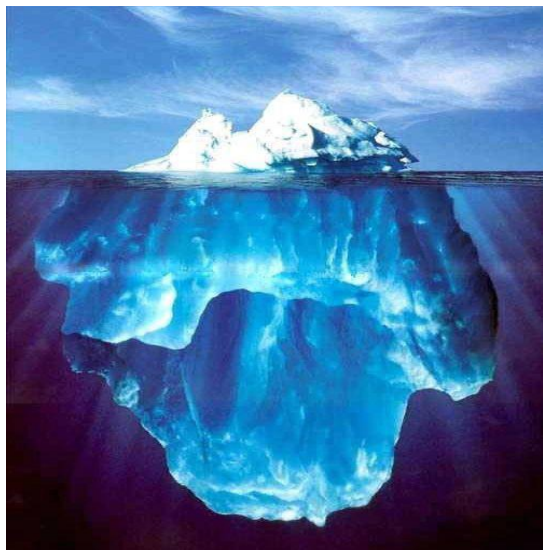


X

**Equivalent de la
mesure après les
trois corrections**

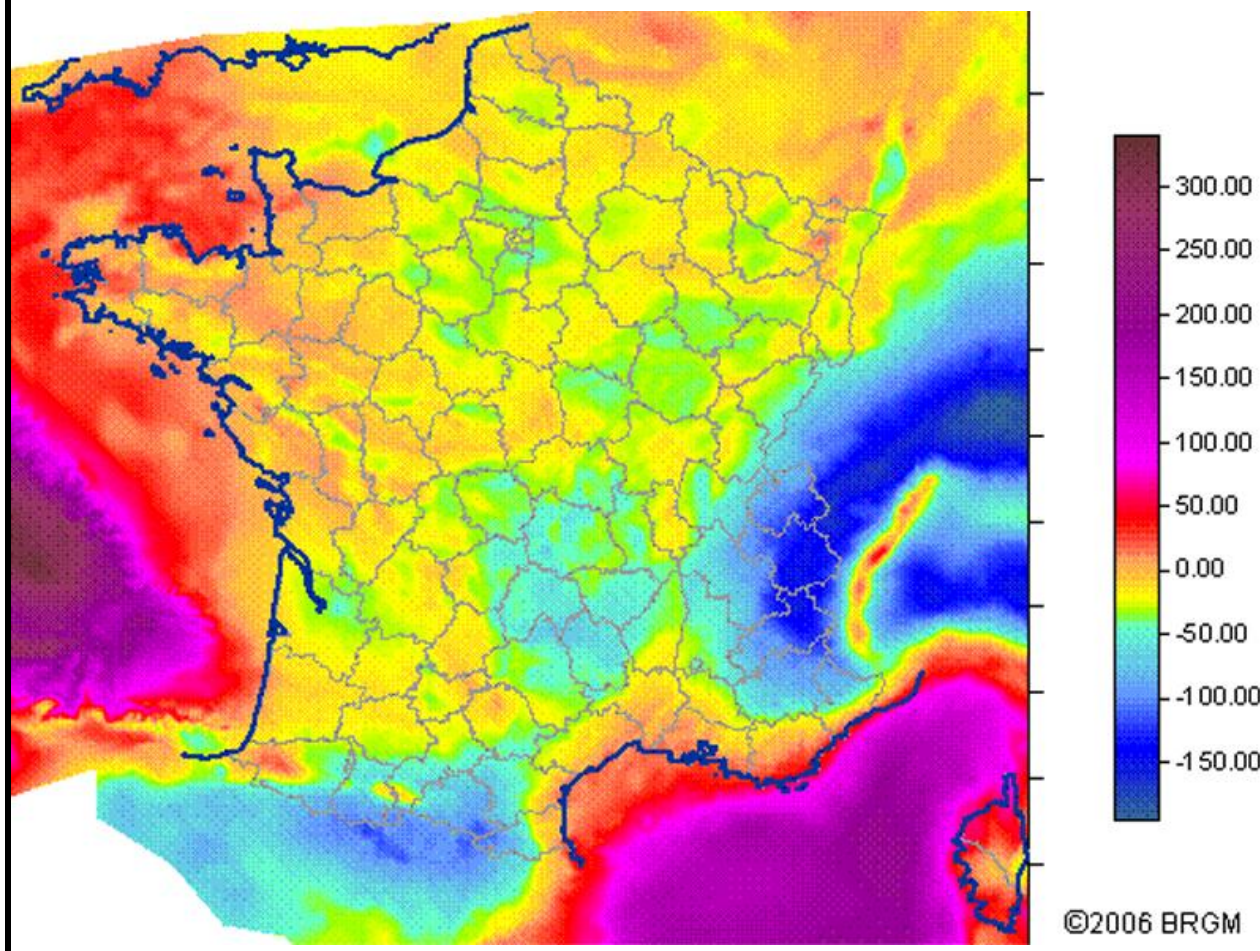


Pourquoi les corrections de plateau et topographique, corrections pourtant logiques, aggravent la différence entre gravités mesurée et calculée ? Parce que, la Terre est en équilibre isostatique (~hydrostatique), et que la « nature » avait déjà compensé les effets de la topographie. A une montagne (excès de masse superficiel) correspond un épaissement crustal, excès de corps peu dense, donc déficit de masse profond. A une dépression (déficit de masse superficiel) correspond un amincissement crustal, déficit de corps peu dense, donc excès de masse profond.

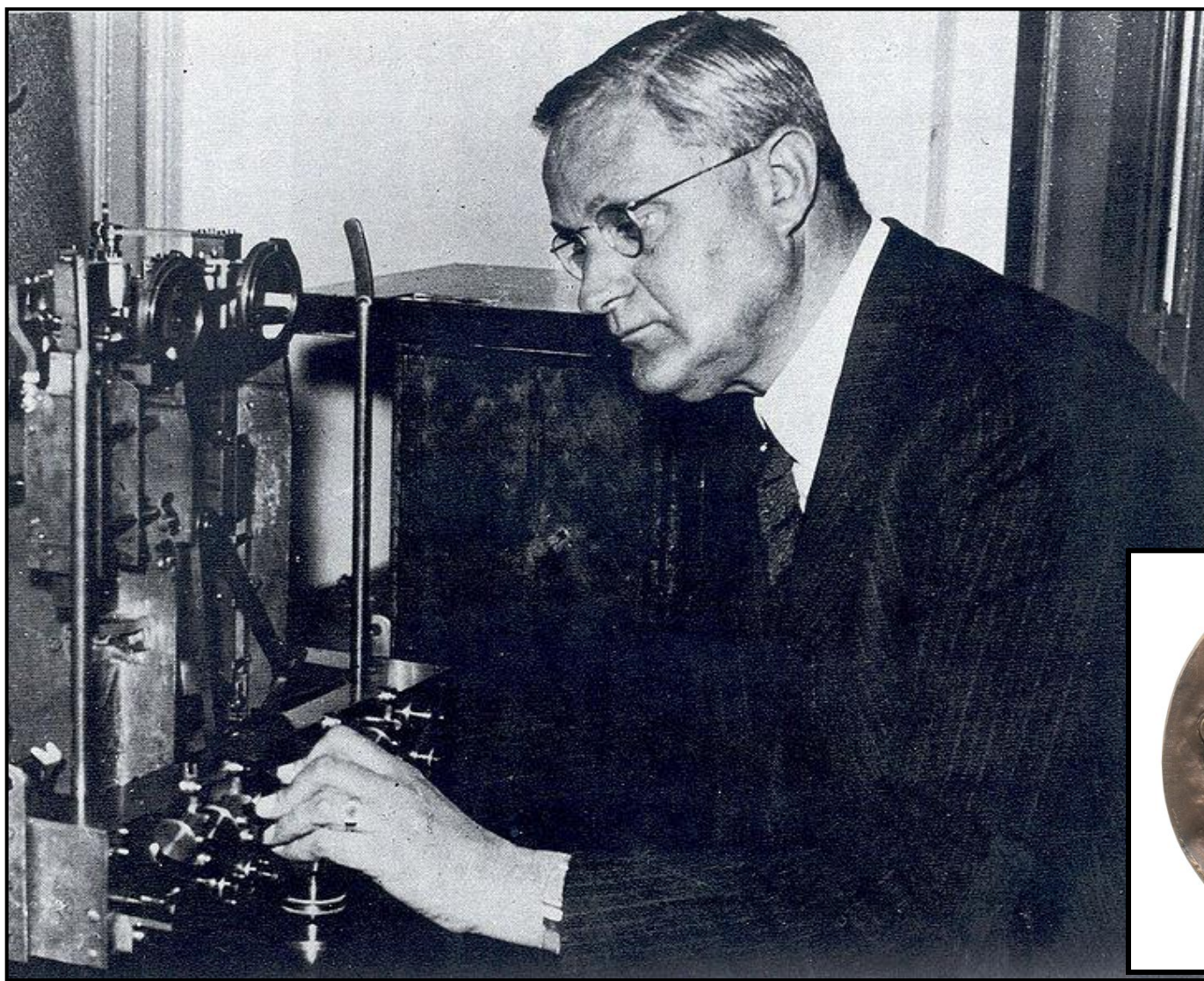


Si la gravité (corrigée de effets d'altitude) est quasi constante, l'anomalie de Bouguer peut être importante.

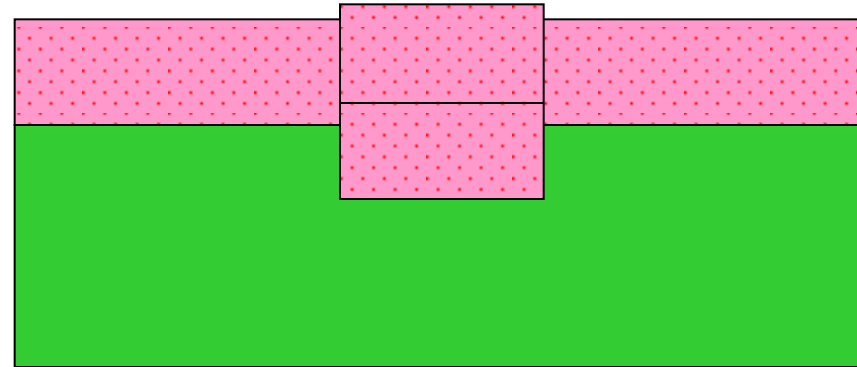
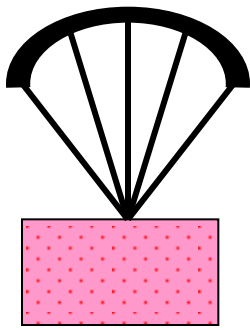
Carte des anomalies de Bouguer en France métropolitaine.
Unité :
le milligal (mgal),
avec
 $1 \text{ mgal} = 10^{-5} \text{ m.s}^{-2}$
 $\sim 10^{-6} \text{ g terrestre}$



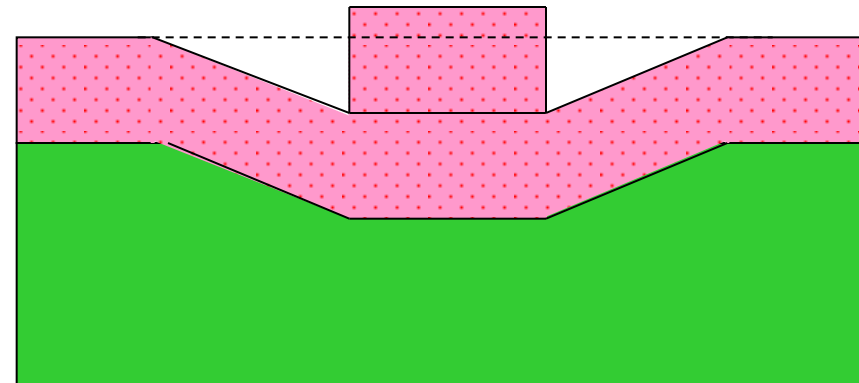
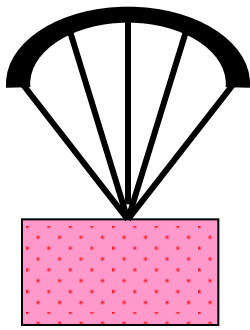
L'anomalie de Bouguer indique donc un excès (anomalie >0) ou un déficit (anomalie <0) de masse en profondeur, qu'on peut interpréter en terme d'épaisseur de croûte, ou ... autrement.



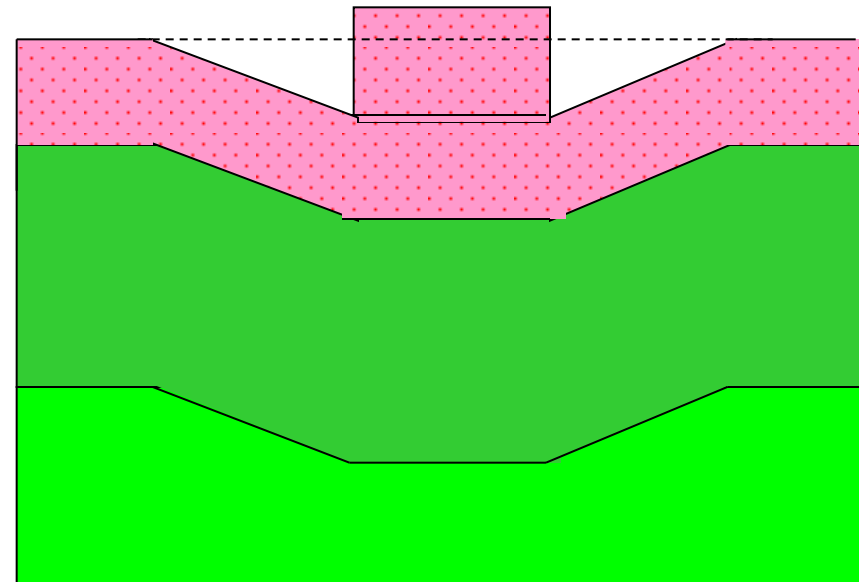
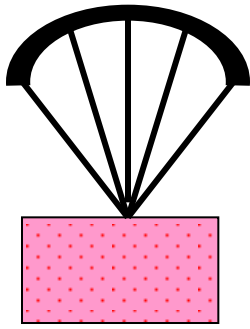
**Dernier personnage « historique » clé :
Felix Andries Vening Meinesz (1887 – 1966), qui
peaufine / complique un peu ce qui précède.**



Ca, c'est ce que je vous ai dit jusqu'à présent. C'est une assez bonne simplification. Mais ...



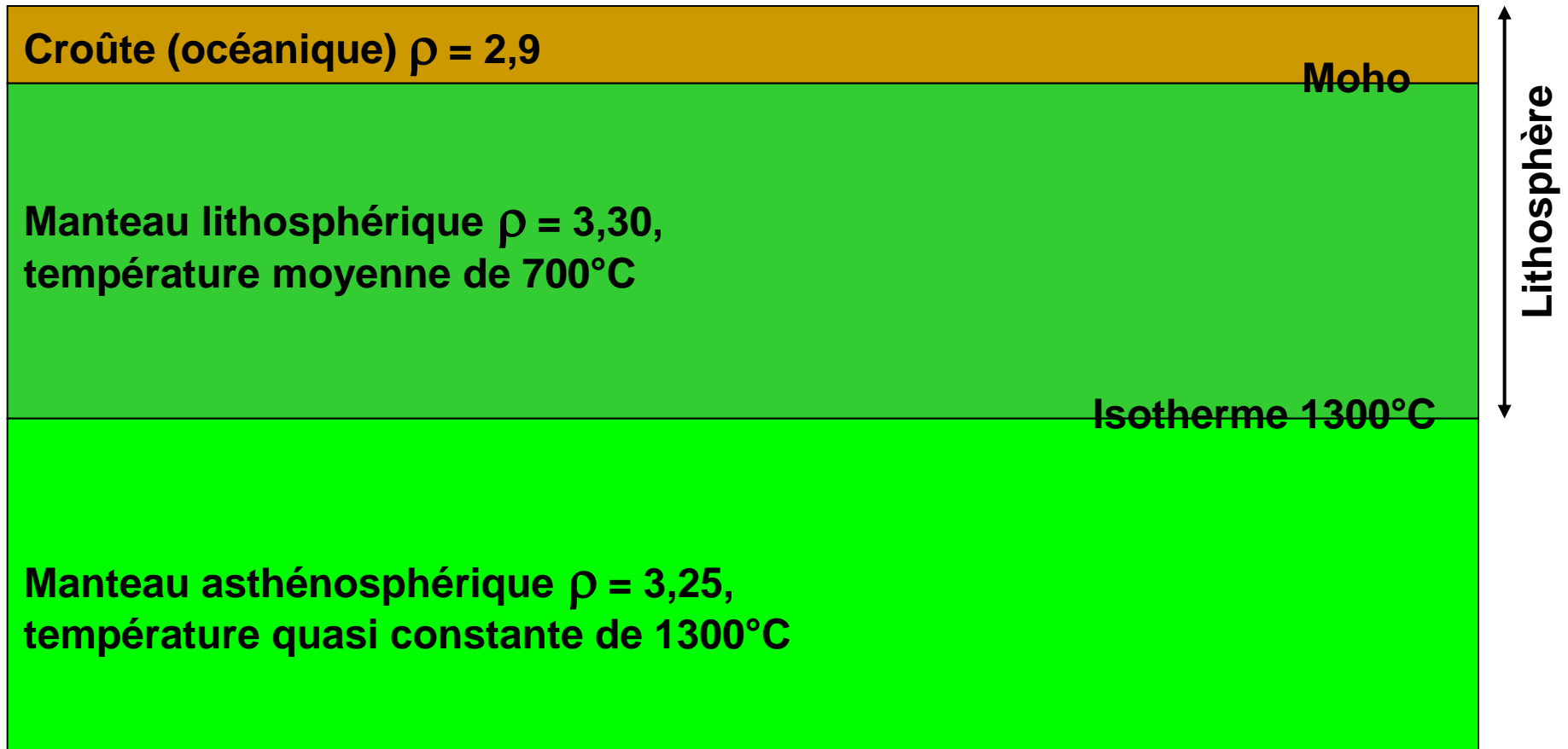
Felix Andries Vening Meinesz propose que la surface de la Terre a une certaine élasticité. L'enfoncement conséquence de la surcharge se répartit sur une surface plus grande, par « flexure » autour de la surcharge (même chose en cas de « décharge »).



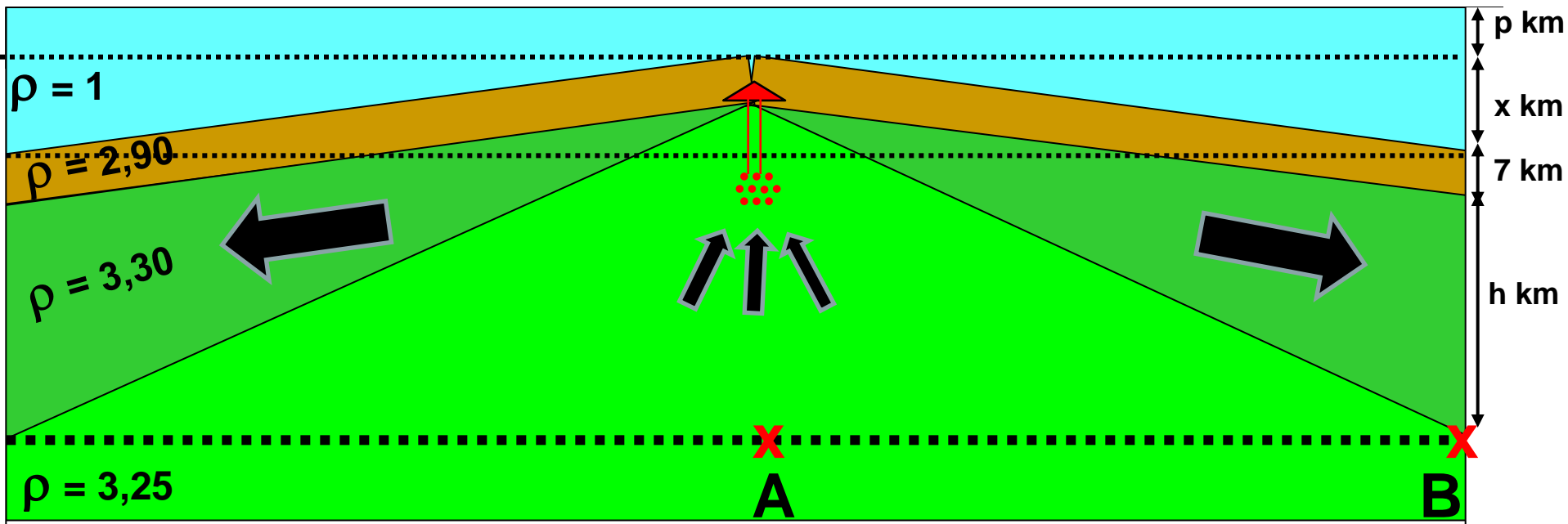
On assimile maintenant souvent la couche soumise à cette flexion à la lithosphère élastique s'enfonçant dans l'asthénosphère plastique et ductile.

C'est la première fois que je parle de lithosphère / asthénosphère au lieu de croûte / manteau. Ca va introduire une complication supplémentaire.

En simplifiant à l'extrême, que peut-on dire vis-à-vis des densités pour lithosphère et asthénosphère ?



Ca permet de comprendre bien des choses quant à la topographie des océans.



Pour calculer hauteur x d'une dorsale par rapport aux plaines abyssales où le manteau litho fait h km, on écrit $P_B = P_A$.

$$p \cdot 1 + x \cdot 1 + (7 \cdot 2,90) + (h \cdot 3,30) = p \cdot 1 + (7 \cdot 2,90) + (x-7) \cdot 3,25 + (h+7) \cdot 3,25$$

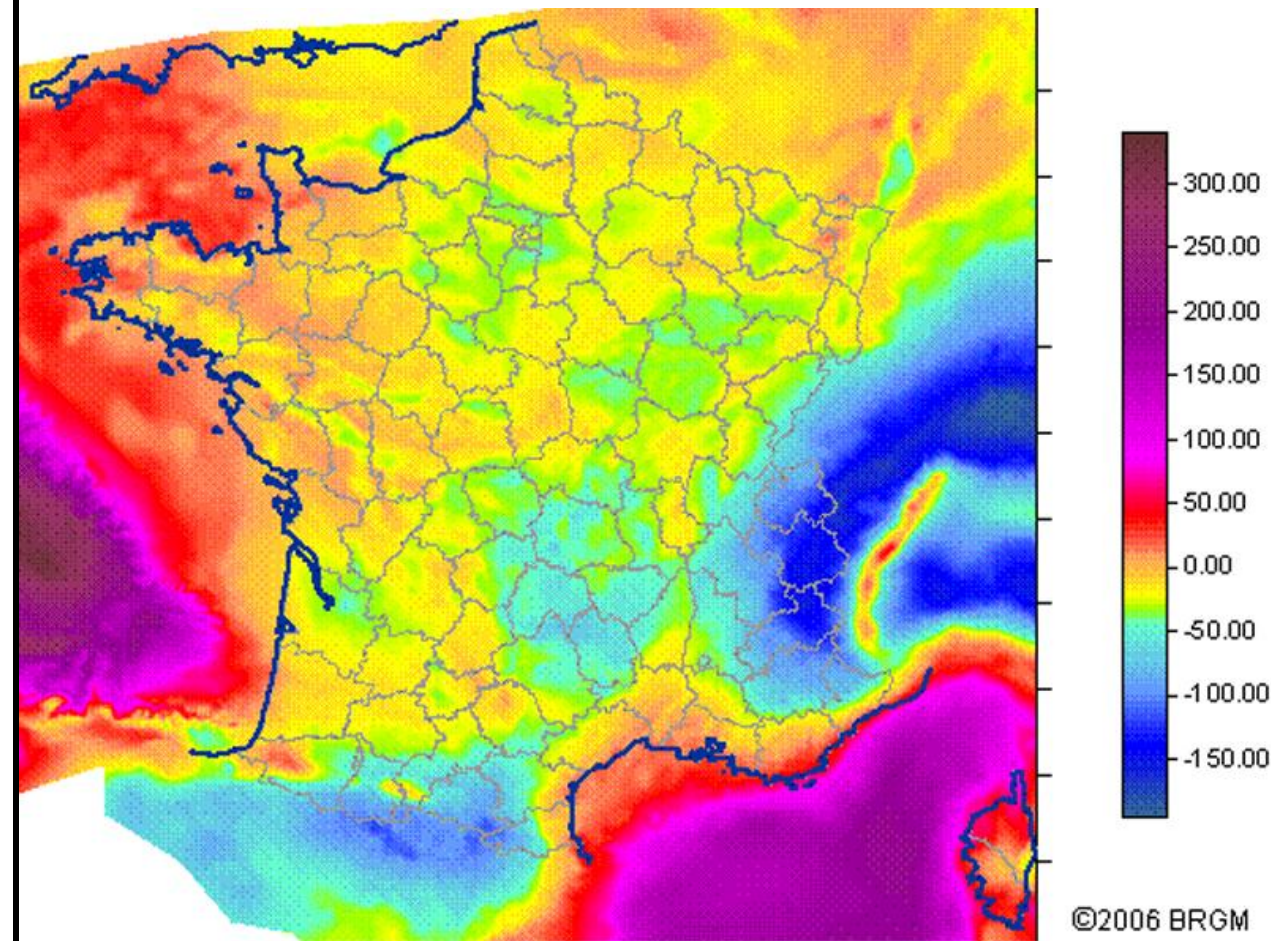
d'où on trouve que $x = h/45$ ($h/65$ si l'océan n'avait pas d'eau).

Une plaine abyssale où la litho fait 100 km (manteau lithosphérique de 93 km) est dominée par les dorsales de $93/45 = 2,07$ km

Sans eau ni sédiment, tout amincissement de manteau lithosphérique de z km fait remonter la surface de $z/65$ km (15 m par km), et inversement pour un épaissement.

Carte des anomalies de Bouguer en France métropolitaine.

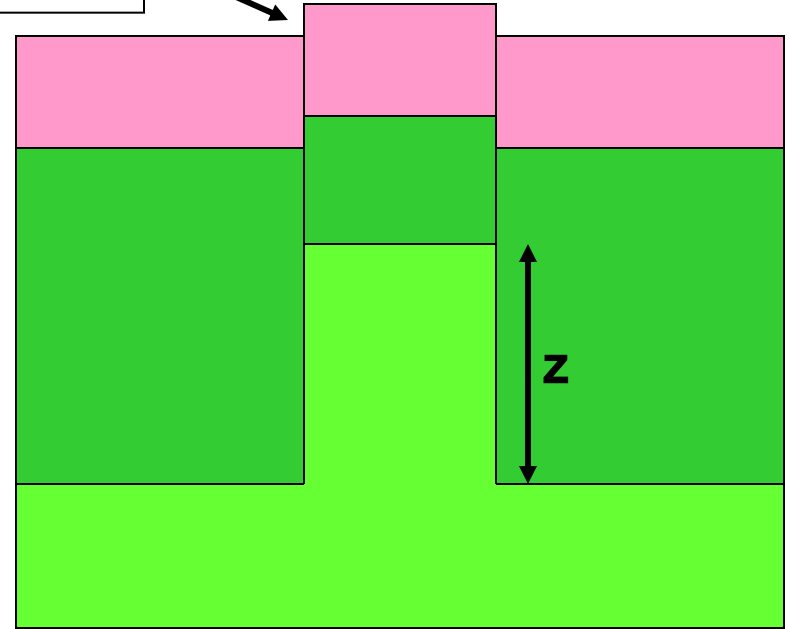
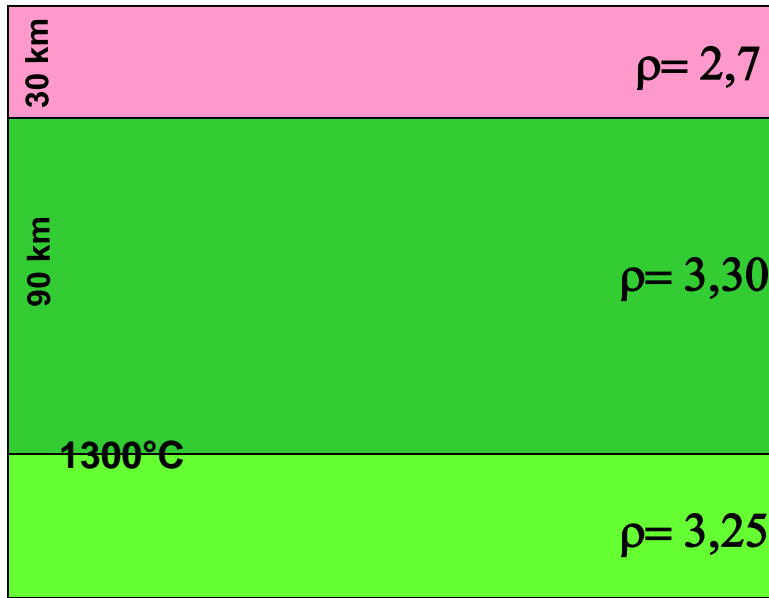
Unité :
le milligal (mgal),
avec
 $1 \text{ mgal} = 10^{-5} \text{ m.s}^{-2}$
 $\sim 10^{-6} \text{ g terrestre}$



En France, les anomalies de Bouguer sont négatives sous les Alpes et les Pyrénées, massifs à croûte épaisse dit la sismique.

Mais l'anomalie de Bouguer est également négative sous le Massif Central, où la sismique nous dit que la croûte est quasi normale, plutôt mince même. Pourquoi ? Parce que le manteau lithosphérique (froid et dense) y est mince et remplacé par de l'asthénosphère chaude, donc moins dense.

Le socle du Massif Central domine les environs d'environ 1000 m



Question : dans l'hypothèse d'une croûte d'épaisseur constante, de combien faut-il réduire l'épaisseur du manteau lithosphérique pour faire remonter la surface de 1000 m (1 km) ? Nous avons vu que tout amincissement de manteau lithosphérique de z km fait remonter la surface de $z / 65$ km. Ici, $z / 65 = 1 \rightarrow z = 65$ km. Et la sismique confirme que la lithosphère est plus mince sous le Massif Central (ce qui n'est pas sans être lié à la présence de volcans).

**Mais bien qu'en
général très
faibles, les
« anomalies à
l'air libre » ne
sont pas nulles.
Pourquoi ?**

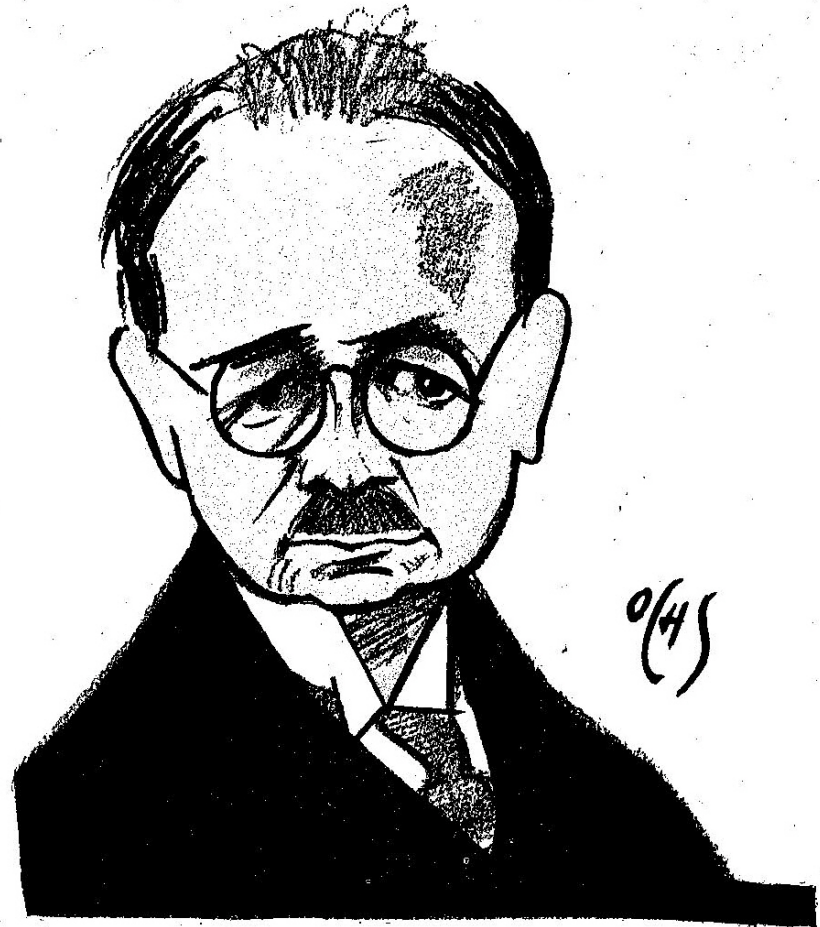
VINGT-ET-UNIÈME ANNÉE. — N° 906

Le Numéro : 1 franc.

VENDREDI 11 DÉCEMBRE 1931.

Pourquoi Pas?

GAZETTE HEBDOMADAIRE PARAISSANT LE VENDREDI
L. DUMONT-WILDEN — G. GARNIER — L. SOUGUENET

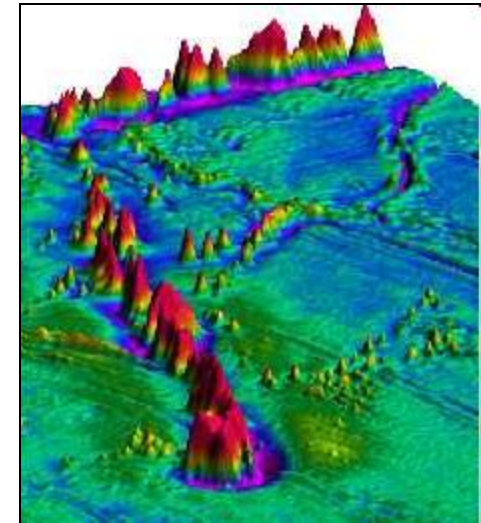
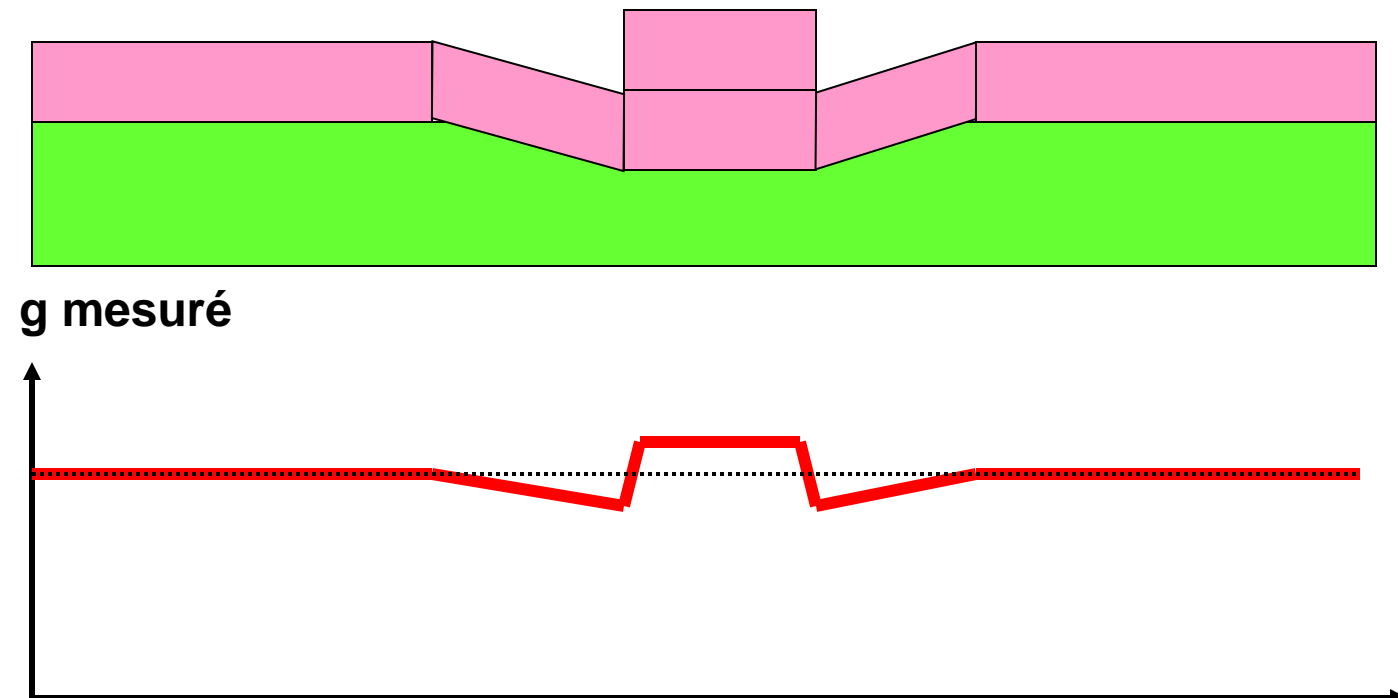


M. VAN ISACKER

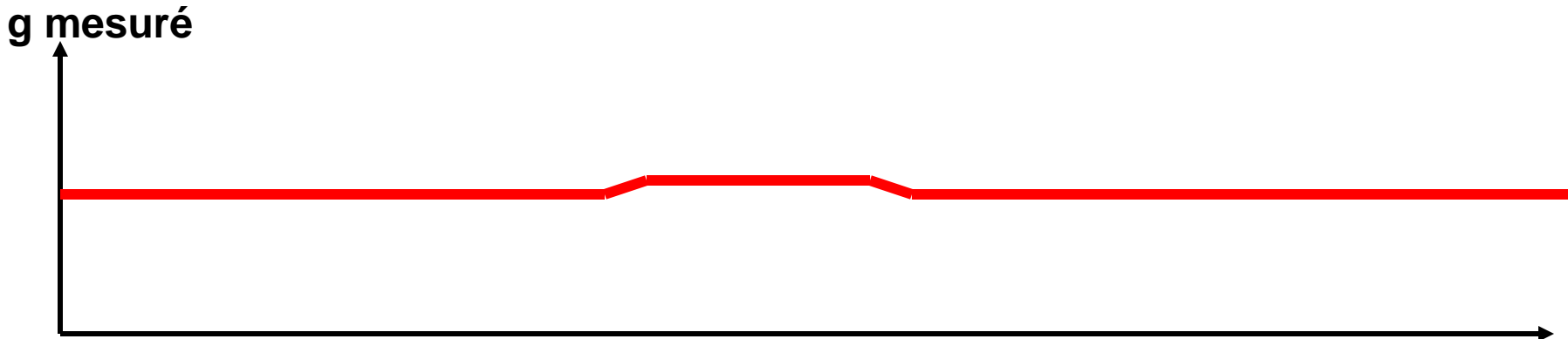
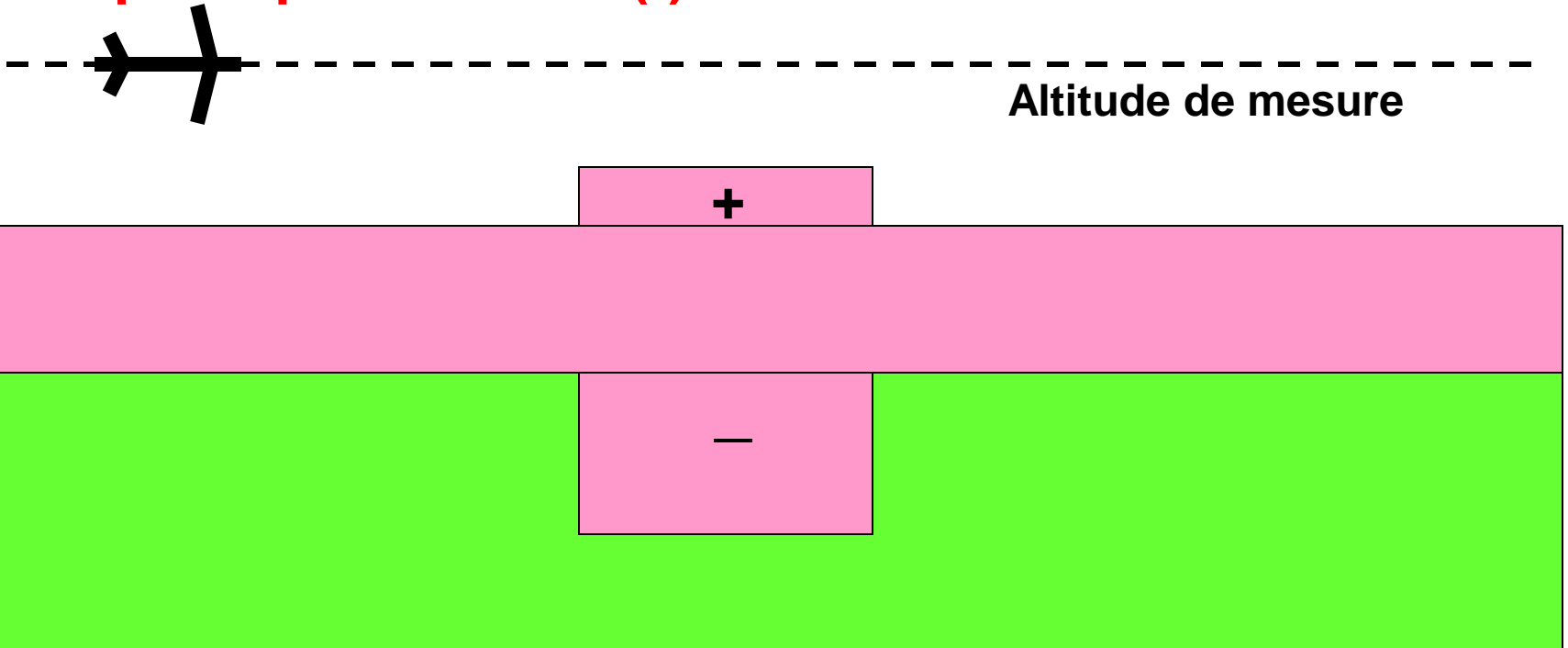
Ministre de l'Aéronautique et des Transports

La gravité, mesurée (ou corrigée) à altitude et latitude égales est presque constante. Il ne reste que de très faibles anomalies dite « à l'air libre ». On peut se demander pourquoi il existe quand même ces faibles anomalies.

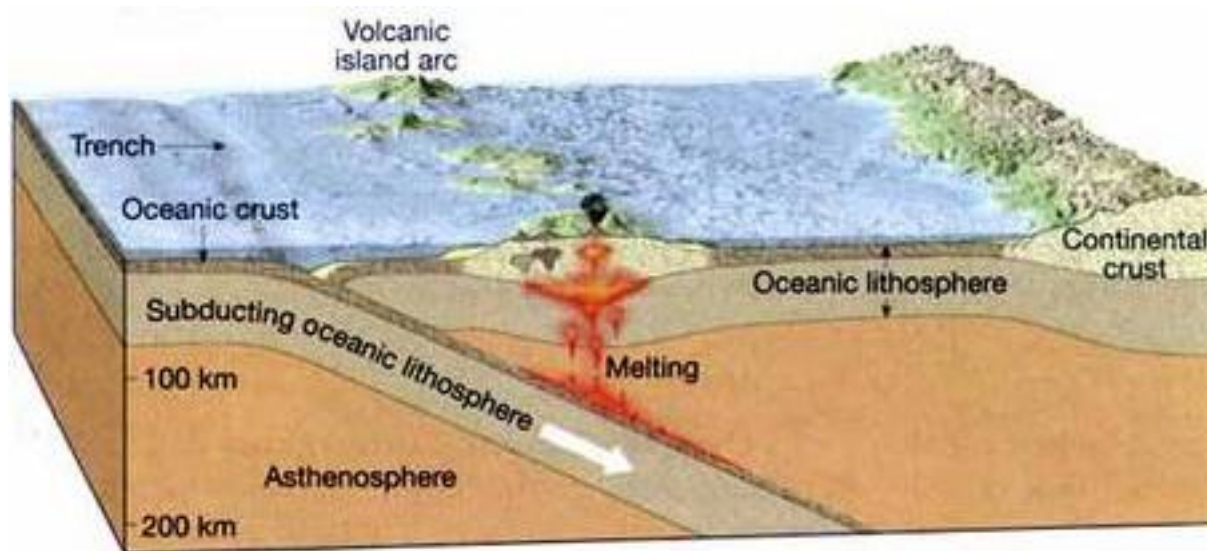
- Relief trop étroit pour entraîner une re-équilibration
- La flexuration type Vening Meinesz, qui équilibre « globalement » mais entraîne *de facto* des anomalies locales

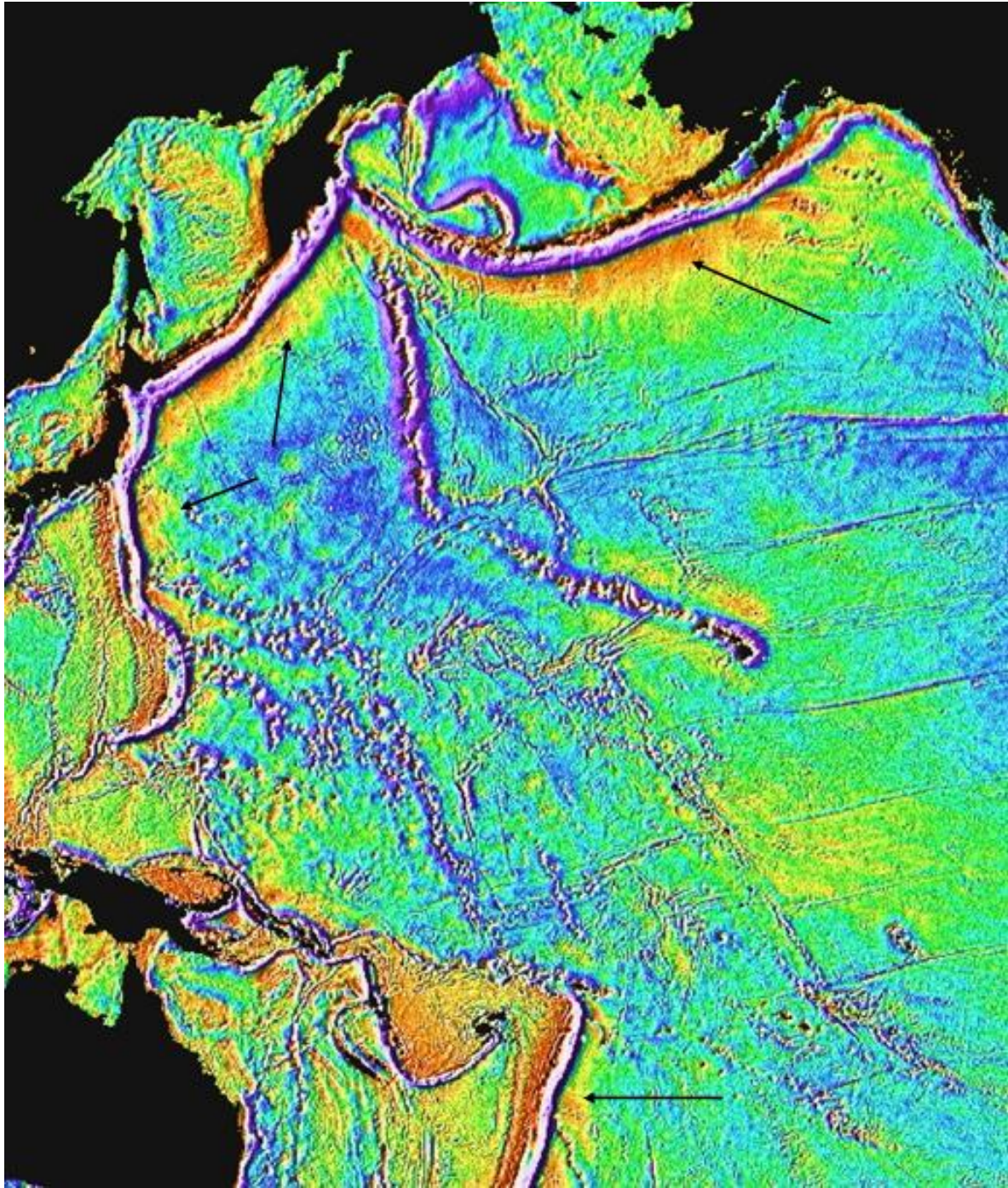


- Même quand il y a compensation totale (et locale), l'effet de la distance joue ($g = G \cdot M / d^2$). L'excès de masse (+) est plus près que le déficit (-)



- Quand les causes de décharge ou de surcharge vont plus vite que ne le permet la viscosité du manteau (exemple : la fonte des glaces en 5000 ans, alors qu'il en faudra 30 000 pour que le Canada retrouve son altitude d'équilibre)
- Quand il y a mouvement qui entraîne un enfoncement (ou une surrection) et que la cause du mouvement n'est pas due à une anomalie de masse située à l'aplomb de l'enfoncement (ou de la surrection). C'est le cas typique des zones de subductions, régions où les anomalies à l'air libre sont les plus fortes, et de loin, sur le globe





Carte des anomalies « à l'air libre » dans l'ouest Pacifique. On retrouve l'effet des chaînes de volcans. Les plus fortes anomalies sont au niveau des zones de subduction

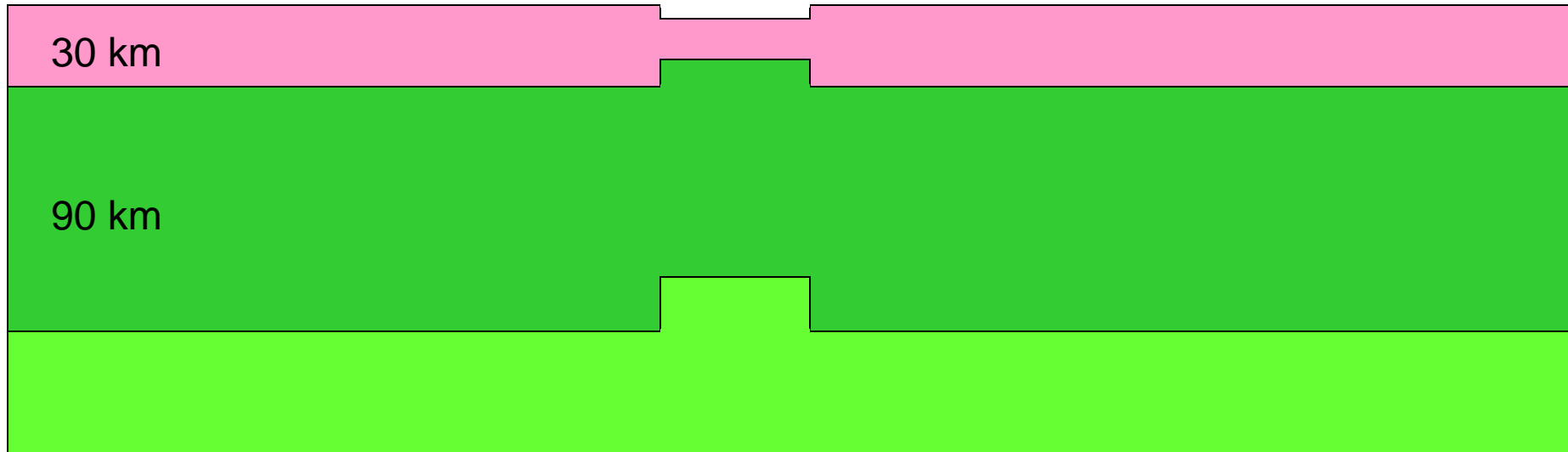
Maintenant, on va voir les implications de la gravimétrie et de l'isostasie dans l'histoire (passée et future) des Alpes





On commence notre histoire à la fin du Permien. Au niveau des Alpes, une croûte continentale « normale ».

Trias, amincissement lithosphérique, sans suite.



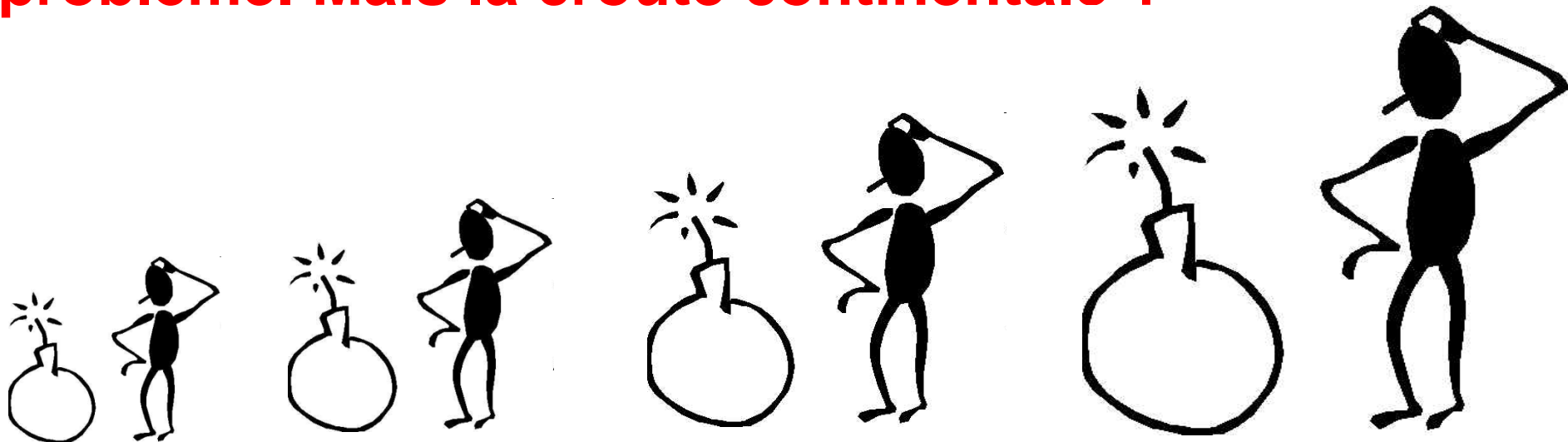
Si on suppose un amincissement de 6,6 % dû à une extension, ça amincit la croûte de 2000 m et le manteau lithosphérique de 6000 m. Si on ré-investi ce qui précède, ça fait un enfoncement de $1/5 \cdot 2000 = 400$ m dû à l'amincissement de la croûte et un relèvement de $1/65 \cdot 6000 \sim 100$ m dû à l'amincissement du manteau lithosphérique $\rightarrow 300$ m de subsidence théorique totale.

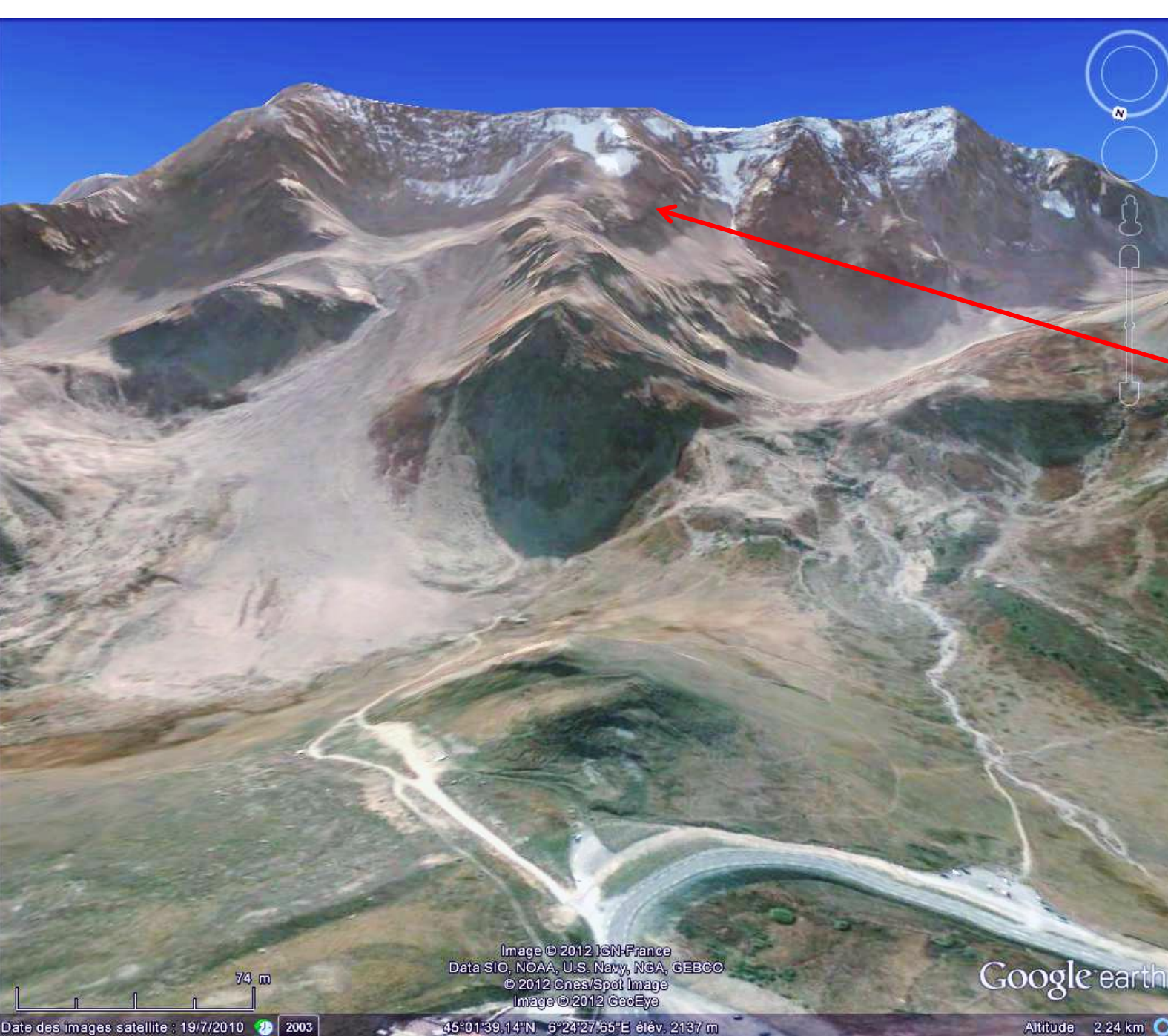
En simplifiant, ces 300 m de subsidence permettent la sédimentation de 1500 m de Trias.



La grande épaisseur du Trias briançonnais vu du col du Lautaret

Au Trias, il y a un autre phénomène : du volcanisme, en particulier basaltique, qui sort sur la croûte européenne non amincie (Lautaret, Ornon ...). Ce volcanisme basaltique pose un problème « énorme », tellement énorme que personne ne le voit, ne veut le voir, ne pense à le voir : comment du magma basaltique ($\rho = 2,8$) peut-il remonter à travers une croûte moins dense ($\rho = 2,7$). Pour traverser la croûte océanique (basalte froid, $\rho = 2,9$), pas de problème. Mais la croûte continentale ?





**Un filon
de
basalte
triasique
injecté
dans les
vieux
granites**

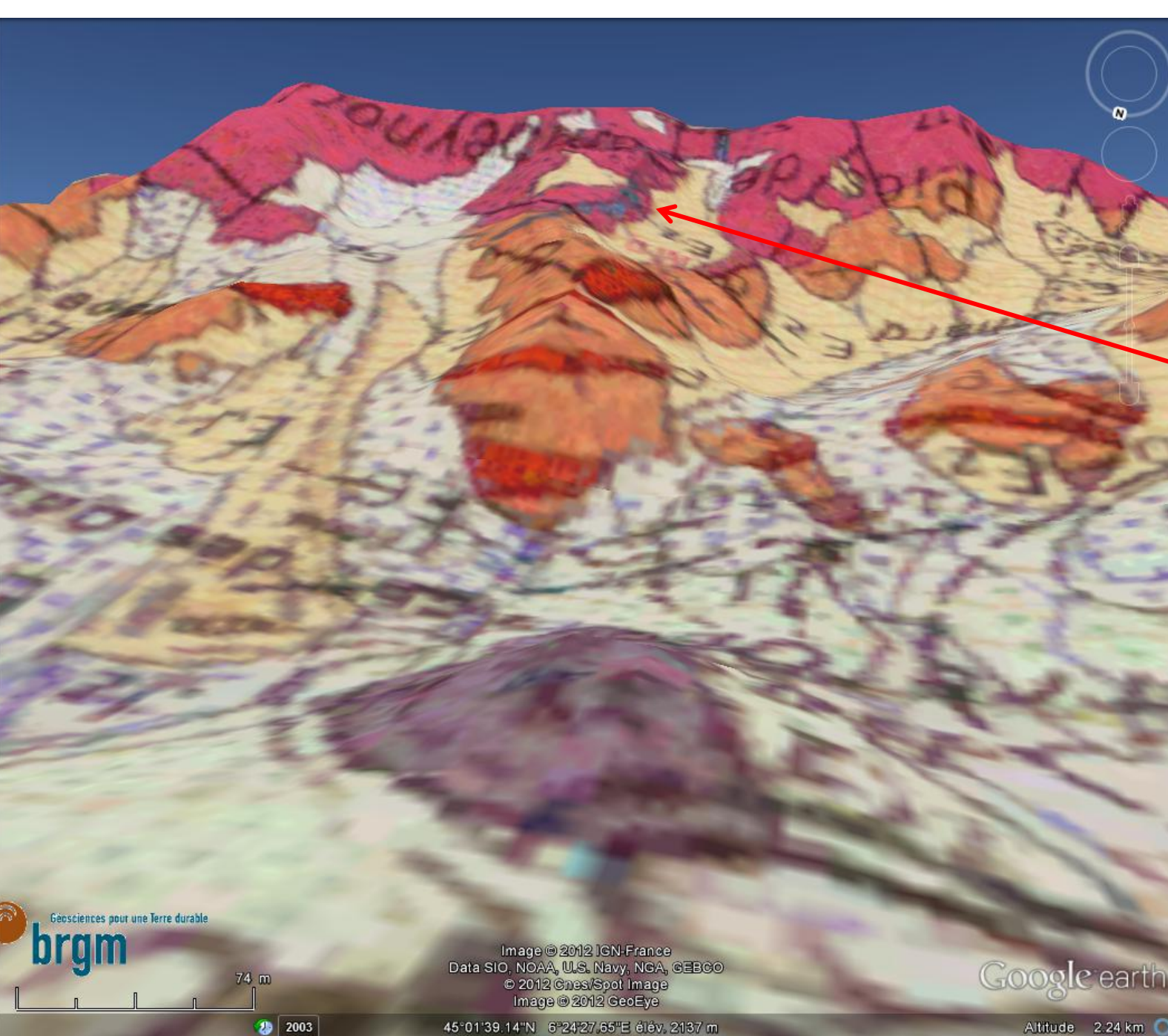
Image © 2012 IGN-France
Data SIO, NOAA, U.S. Navy, NGA, GEBCO
© 2012 Cnes/Spot Image
Image © 2012 GeoEye

Google earth

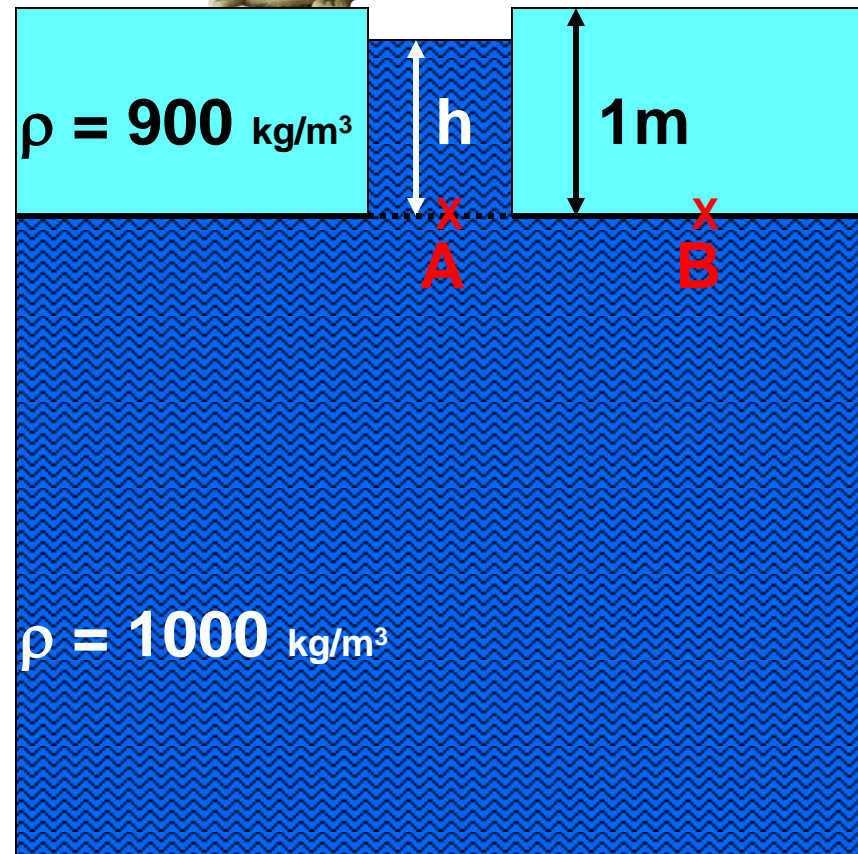
Date des images satellite : 19/7/2010 2003

45°01'39,14"N 6°24'27,55"E élév. 2137 m

Altitude 2.24 km



**Un filon
de
basalte
triasique
injecté
dans les
vieux
granites**

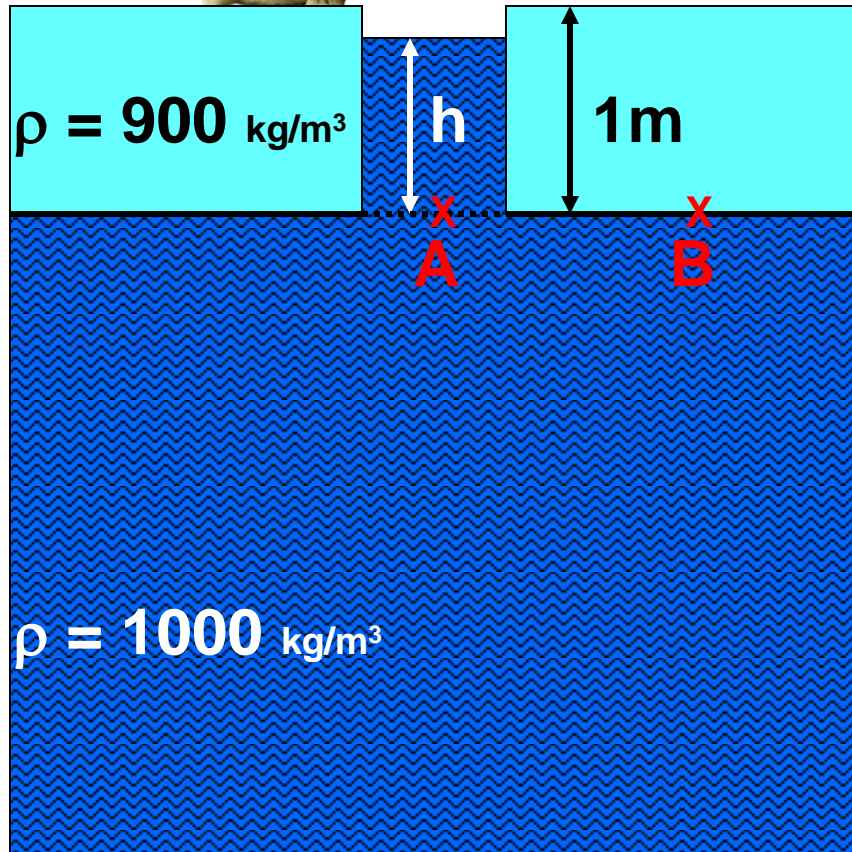


$$P_A = P_B$$

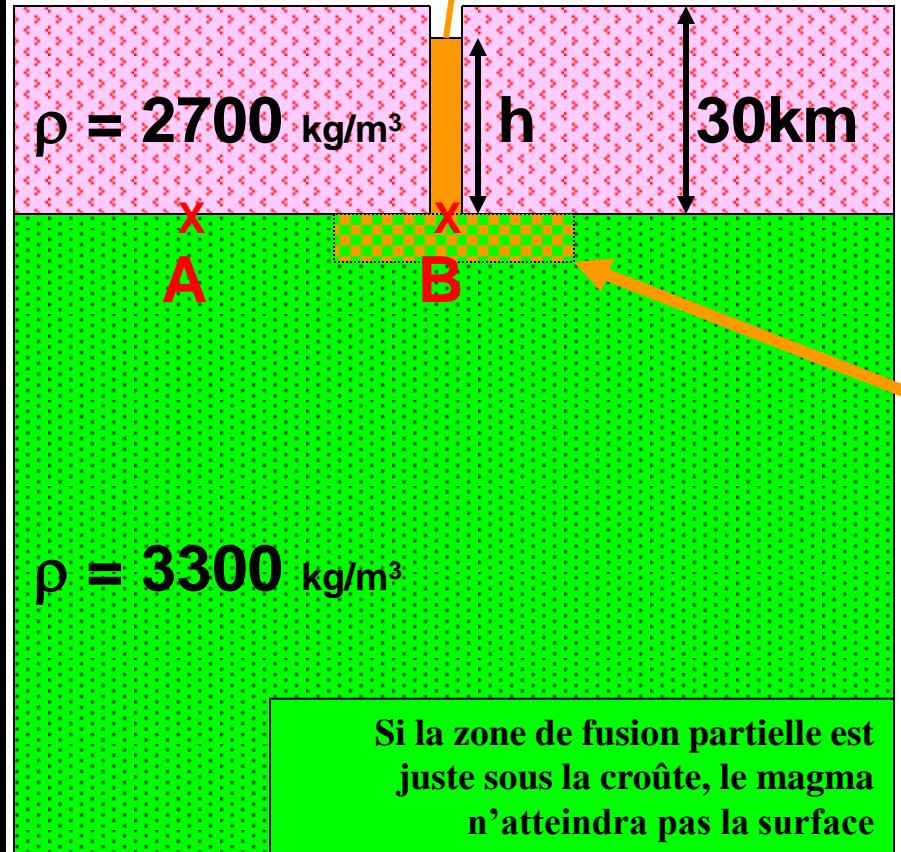
$$\rightarrow 900 \times 1 = 1000 \times h$$

$$\rightarrow h = 900/1000 = 0,9\text{m}$$

Une grande question donc : pourquoi du magma basaltique ($\rho = 2800 \text{ kg/m}^3$) remonte-il à travers de la croûte continentale ($\rho = 2700 \text{ kg/m}^3$) et sort en surface ? Il ne devrait pas plus sortir que de l'eau de mer à travers un « trou de phoque » dans la banquise.



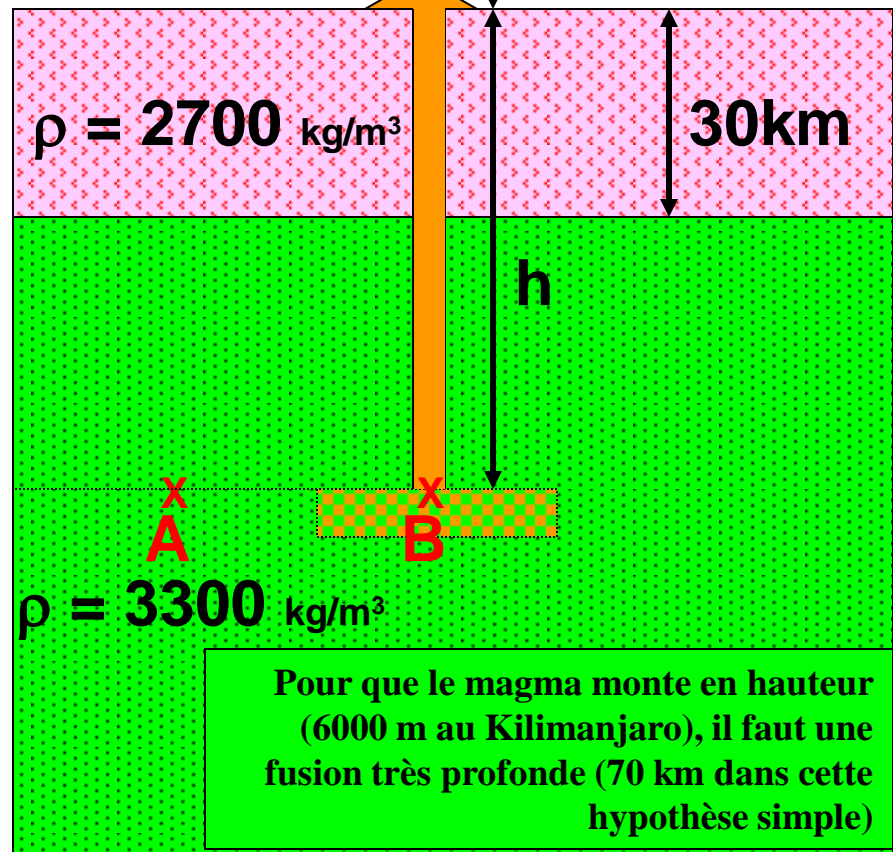
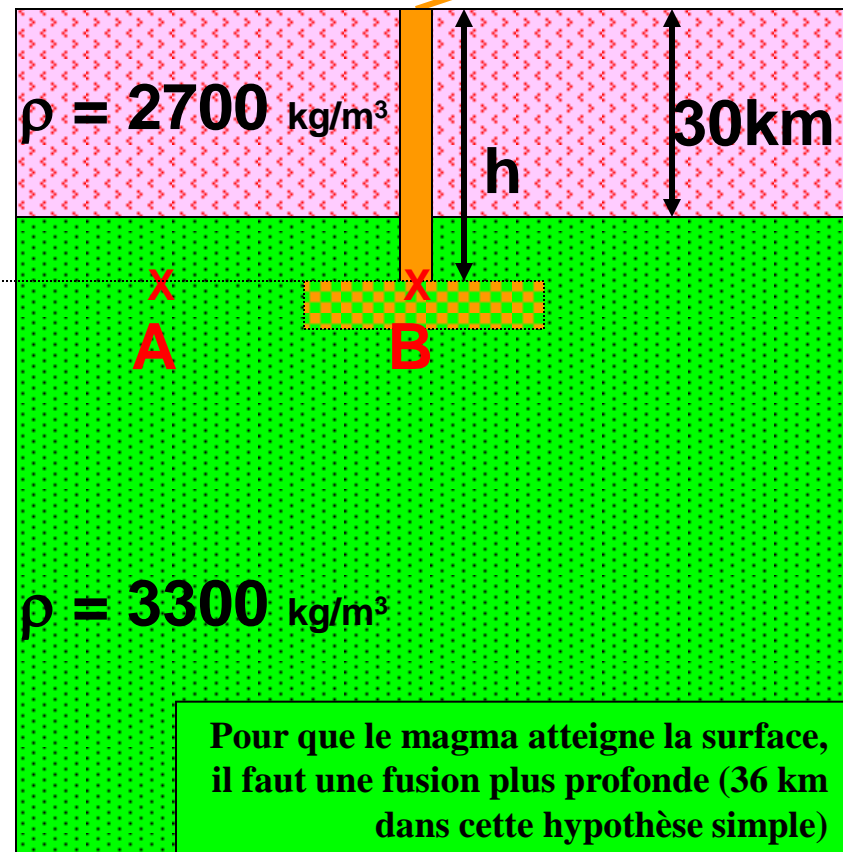
$$P_A = P_B$$
$$\rightarrow 900 \times 1 = 1000 \times h$$
$$\rightarrow h = 900/1000 = 0,9\text{m}$$



$$P_A = P_B$$
$$\rightarrow 2700 \times 30 = 2800 \times h$$
$$\rightarrow h = 2700 \times 30 / 2800$$
$$\rightarrow h = 28,9 \text{ km}$$

$$\rho = 2800$$

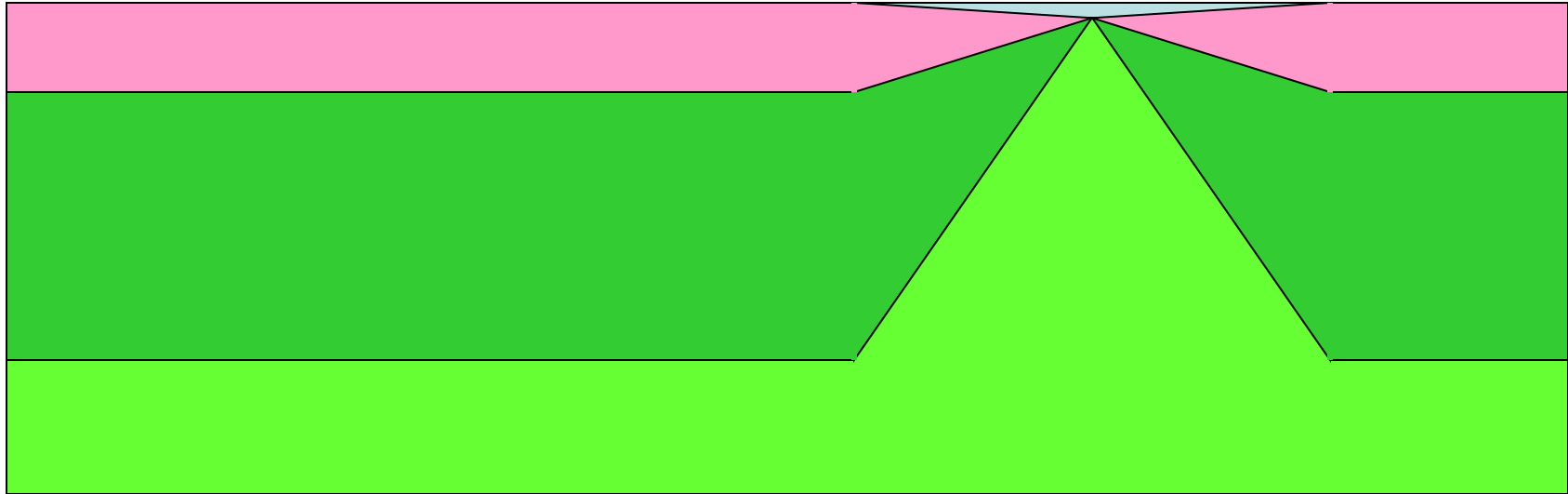
6 km
le kilimanjaro)



$$\begin{aligned} P_A &= P_B \\ \rightarrow 30 \times 2700 + (h-30) \times 3300 \\ &= h \times 2800 \\ \rightarrow h &= 36 \text{ km} \end{aligned}$$

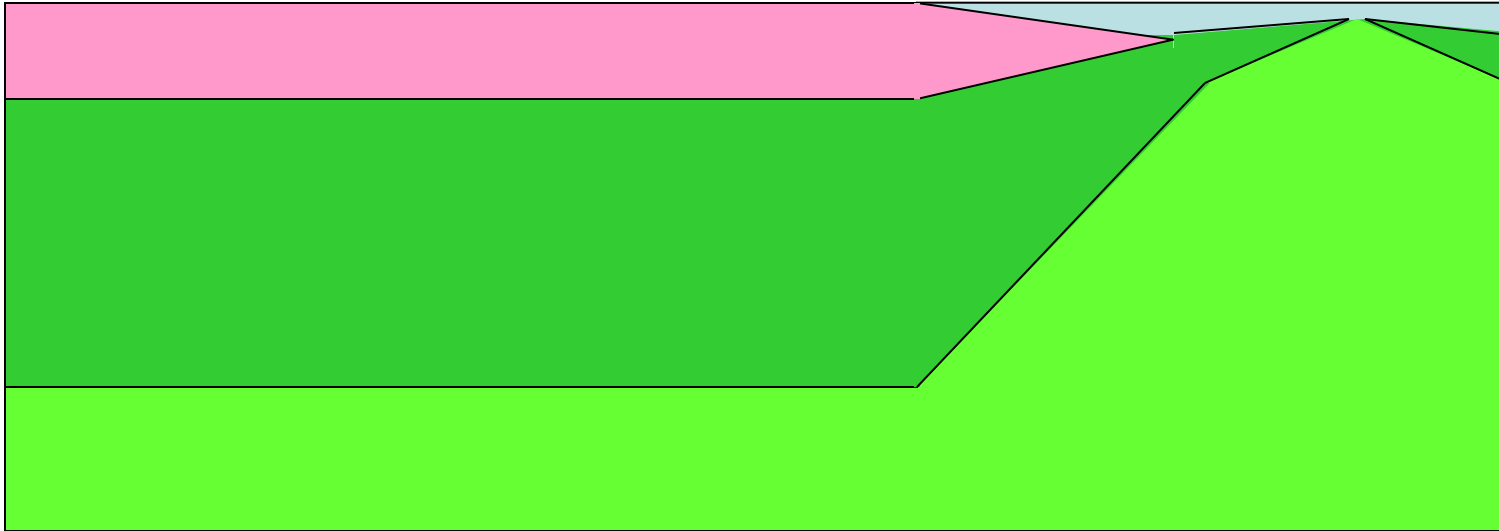
$$\begin{aligned} P_A &= P_B \\ \rightarrow 30 \times 2700 + (h - 30) \\ &\times 3300 = (h + 6) \times 2800 \\ \rightarrow h &= 70 \text{ km} \end{aligned}$$

Jurassique moyen : l'ouverture océanique



On oublie (pour simplifier) les événements triasiques. Au Jurassique, amincissement de la croûte (ça fait descendre beaucoup) et du manteau lithosphérique (ça fait remonter un peu), ce qui entraîne une subsidence (et une sédimentation) syn-rift de la future marge, subsidence que l'on pourrait calculer.

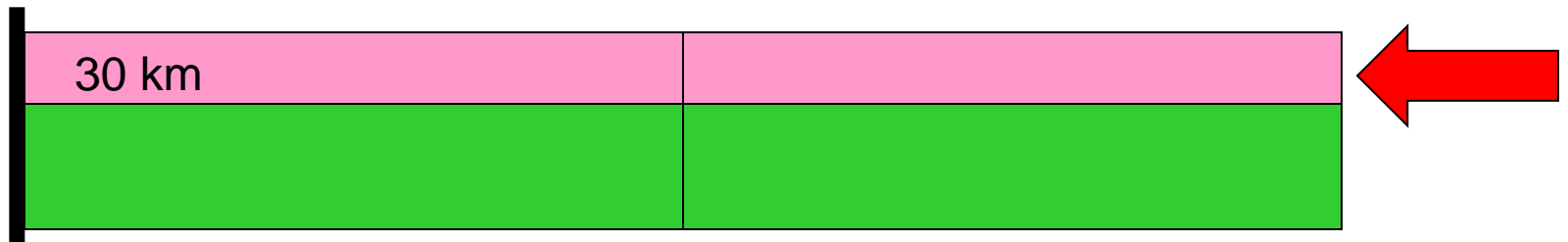
Jurassique sup et crétacé inf. : l'océan grandit



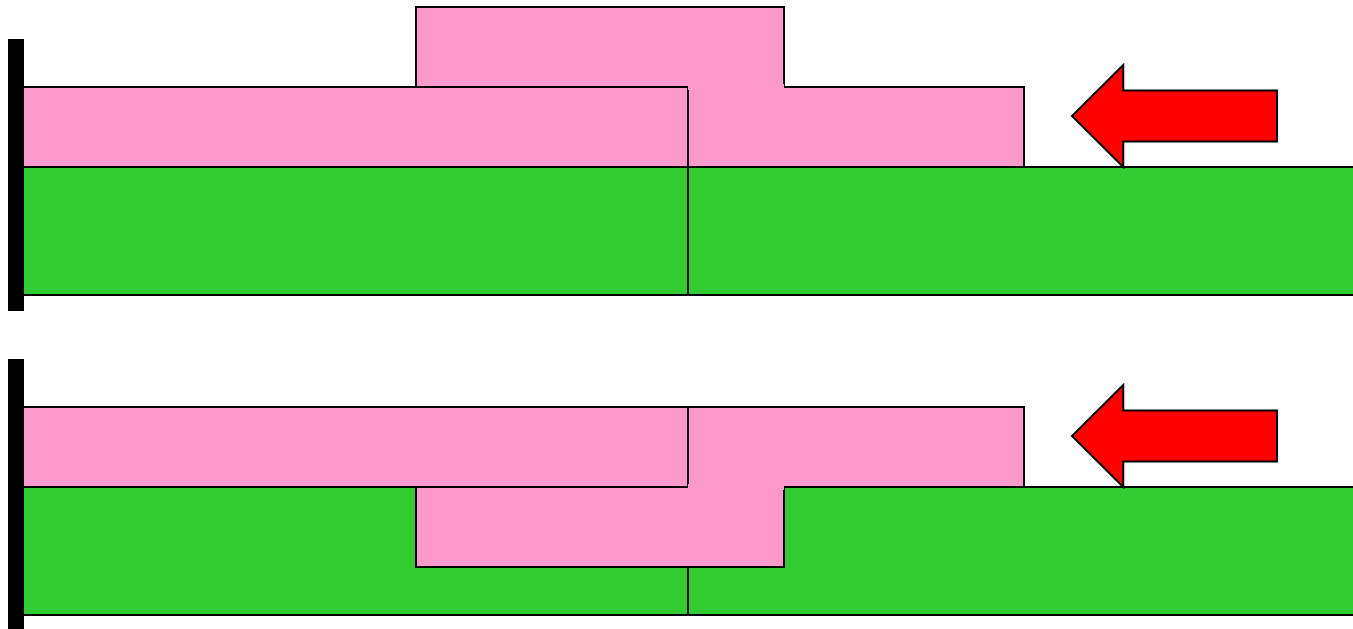
Pendant que la dorsale fonctionne, la lithosphère mantellique sous (et près de) la marge perd de la chaleur et s'épaissit → subsidence (et sédimentation) post rift de la marge, qu'on pourrait calculer.

Puis va venir la subduction (que je ne dessine pas) puis la collision à partir du début du Tertiaire. Pour simplifier le dessin, je vais faire se rentrer dedans des continents sans marge.

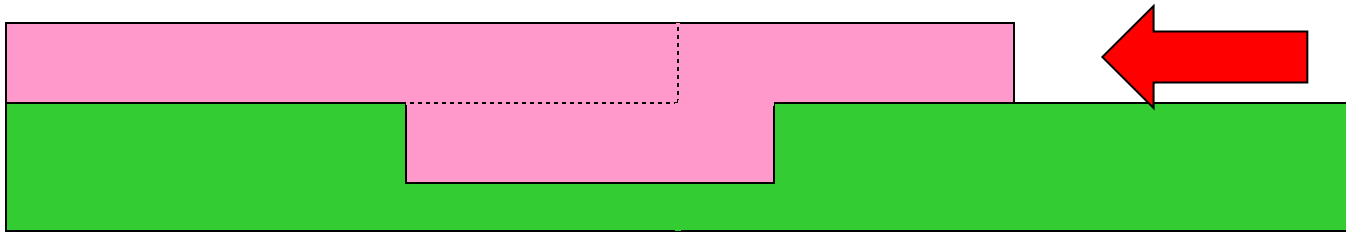
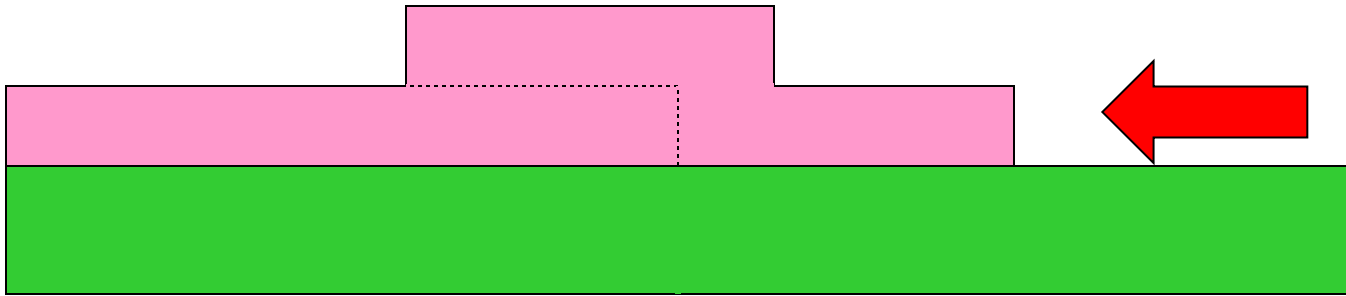
La collision tertiaire



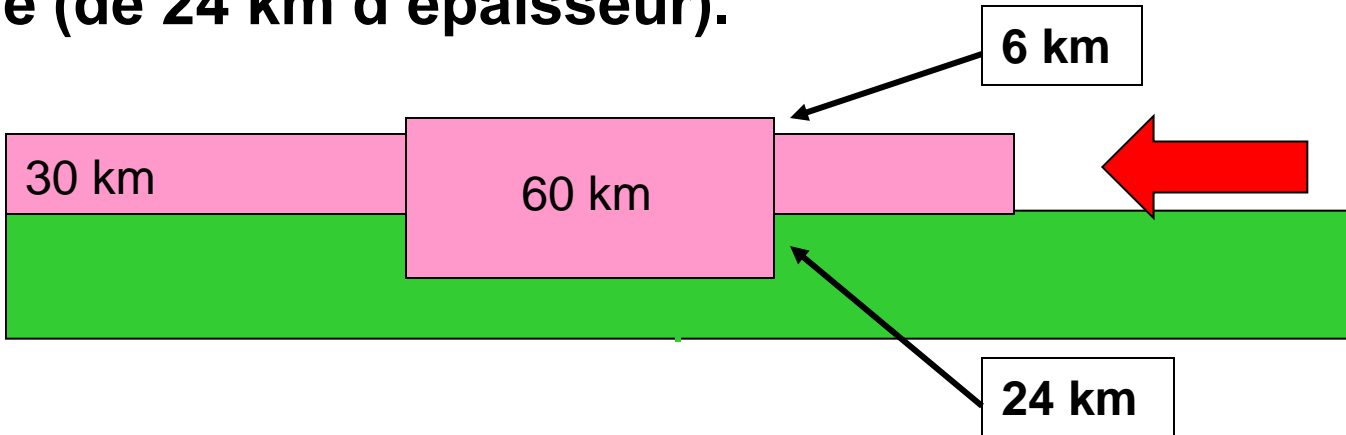
« On pousse ». Pour simplifier, je désolidarise croûte et manteau. Sans isostasie, il y aurait deux solutions possibles.

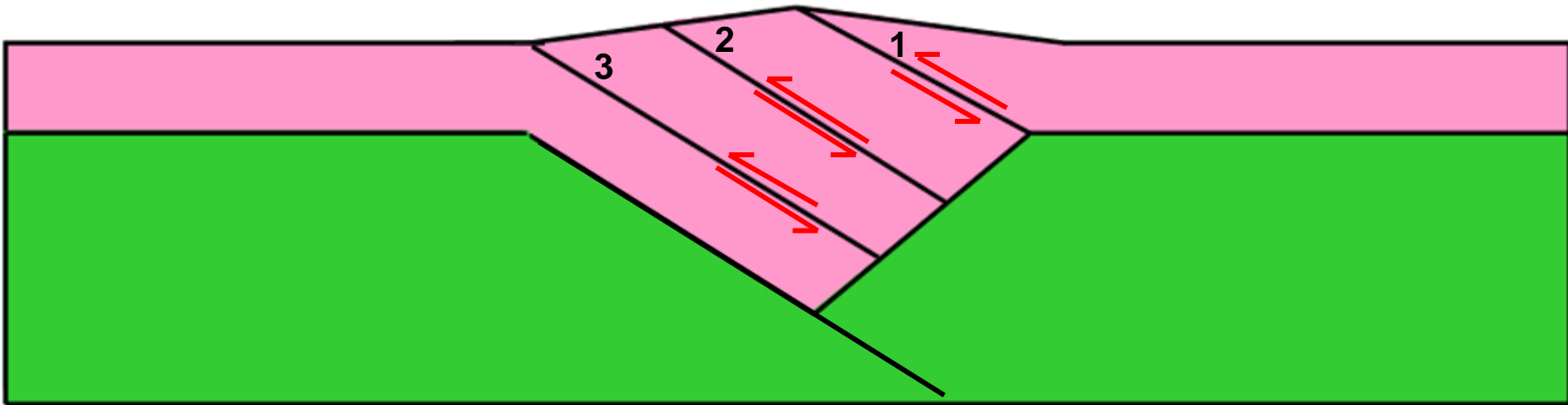


La croûte mobile chevauche ou s'enfonce sous la croûte rendue fixe par un « butoir ». Ces deux solutions épaississent la croûte. De ces deux solutions, la nature choisit ...



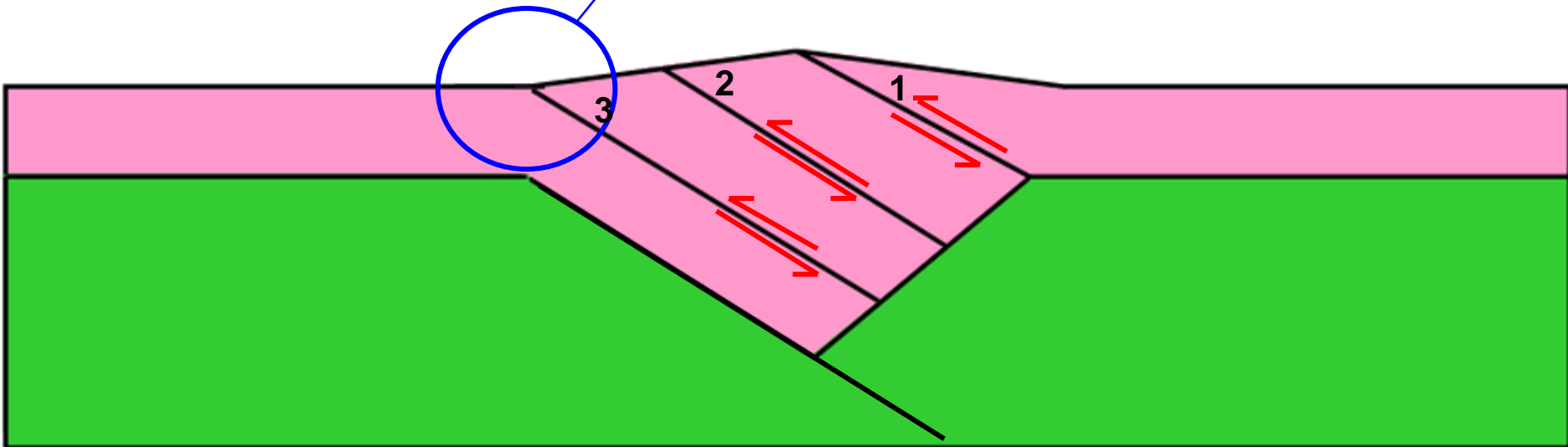
**De ces deux solutions, la nature choisit ... l'isostasie !
Un cinquième du sur-épaississement fait une montagne
(de 6 km de haut) et quatre cinquièmes font une racine
crustale (de 24 km d'épaisseur).**





Une représentation un peu moins irréaliste d'une collision (1/5 en hauteur, 4/5 en racine), avec les plus « fameuses » des structures dans les zones de collision : les grands chevauchements, qui se succèdent dans le temps au cours de la convergence.

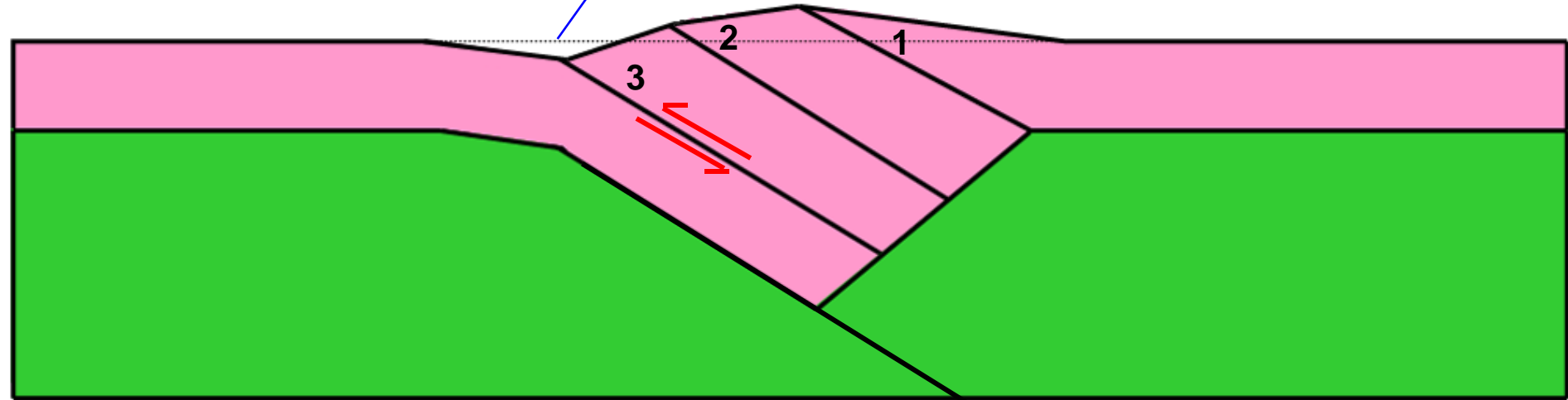
Mais que doit-il se passer là ?
N'oublions pas notre vieil ami
Vening Meinesz !



Une représentation un peu moins irréaliste d'une collision (1/5 en hauteur, 4/5 en racine), avec les plus « fameuses » des structures dans les zones de collision : les grands chevauchements.

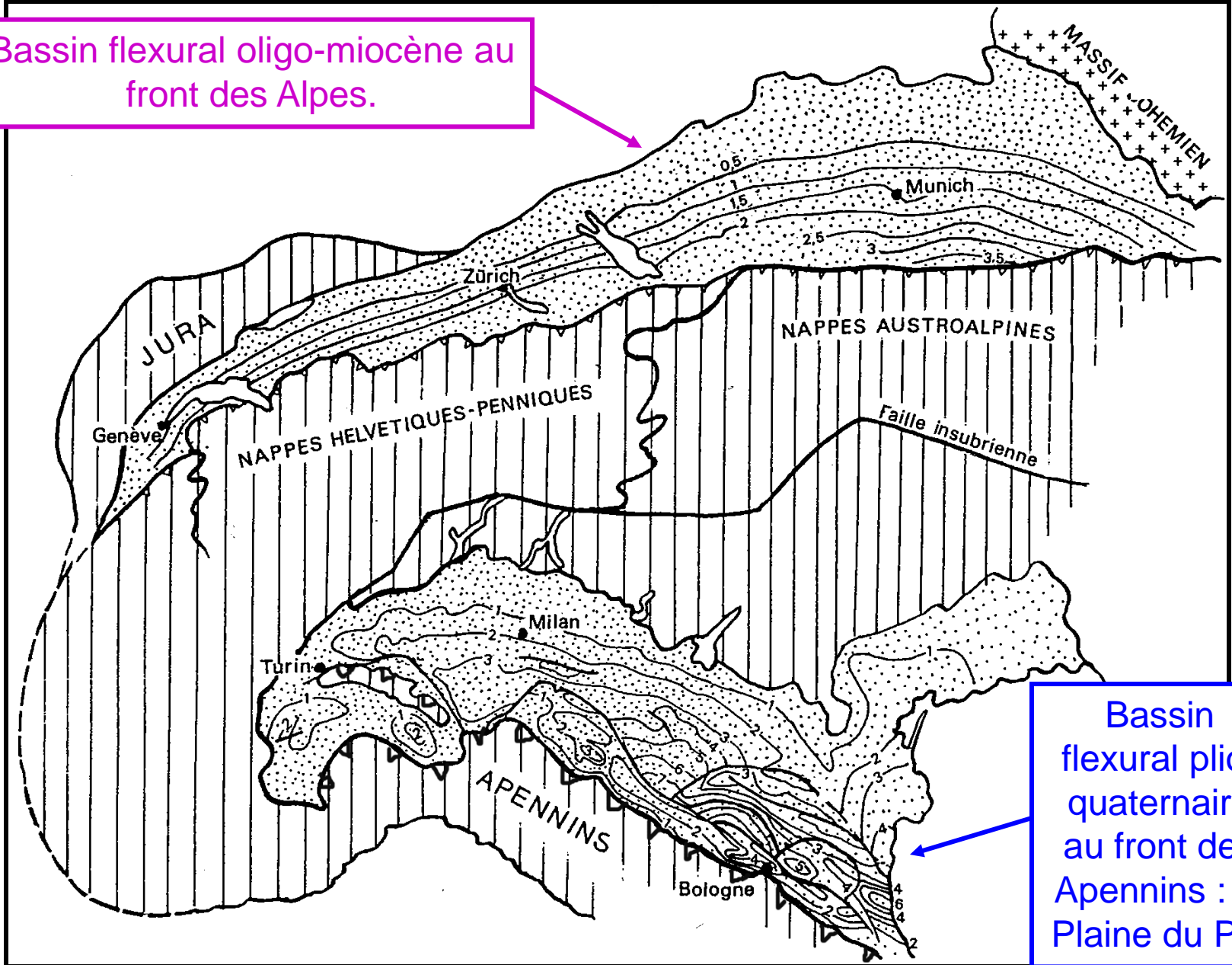
Regardons ce qui se passe au niveau du dernier chevauchement, celui qui est actif.

Mais que doit-il se passer là ?
N'oublions pas notre vieil ami
Vening Meinesz et sa flexion
élastique.



Au pied des grands chevauchements en train de se faire (ici le plus à gauche), il y a flexion de la lithosphère, subsidence et création d'un bassin sédimentaire, dit d'avant chaîne, ou flexural, ou anciennement bassin molassique.

Bassin flexural oligo-miocène au front des Alpes.



Bassin flexural plio-quadernaire au front des Apennins : la Plaine du Pô.

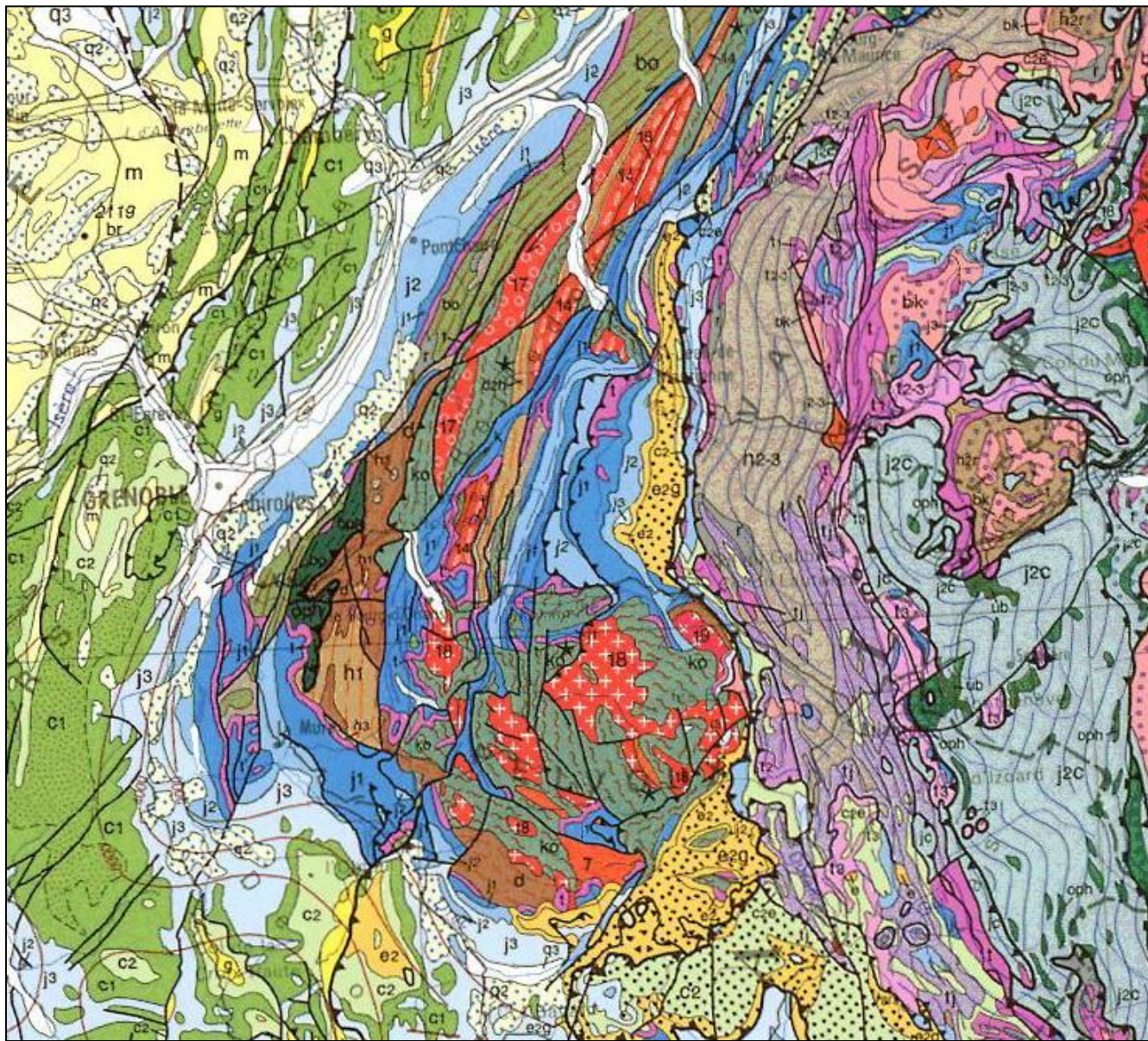
Voici les derniers bassins flexuraux pour les Alpes et pour l'Apennins. C'est pour ça que Venise s'enfonce !

(3)



La Place Saint Marc à Venise, en novembre 2006

**L'enfoncement de Venise, une conséquence
(entre autres) de l'isostasie**

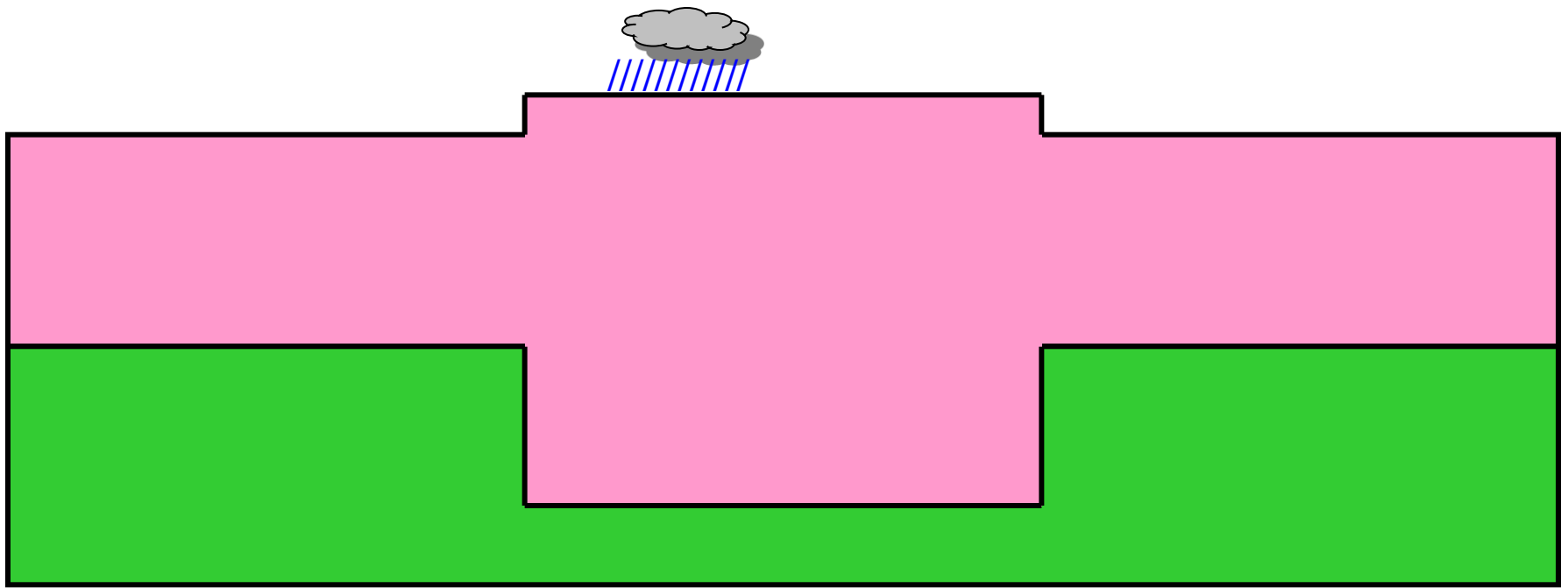


Le bassin éocène des flysch des Aiguilles d'Arve et des grès du Champsaur, au pied du Chevauchement Pennique Frontal, devait avoir la même signification géodynamique : des bassins flexuraux à l'Eocène.

Quand le raccourcissement s'arrête, les chevauchements vont s'arrêter, et la montagne s'arrête de croître. Que va-t-il se passer ?

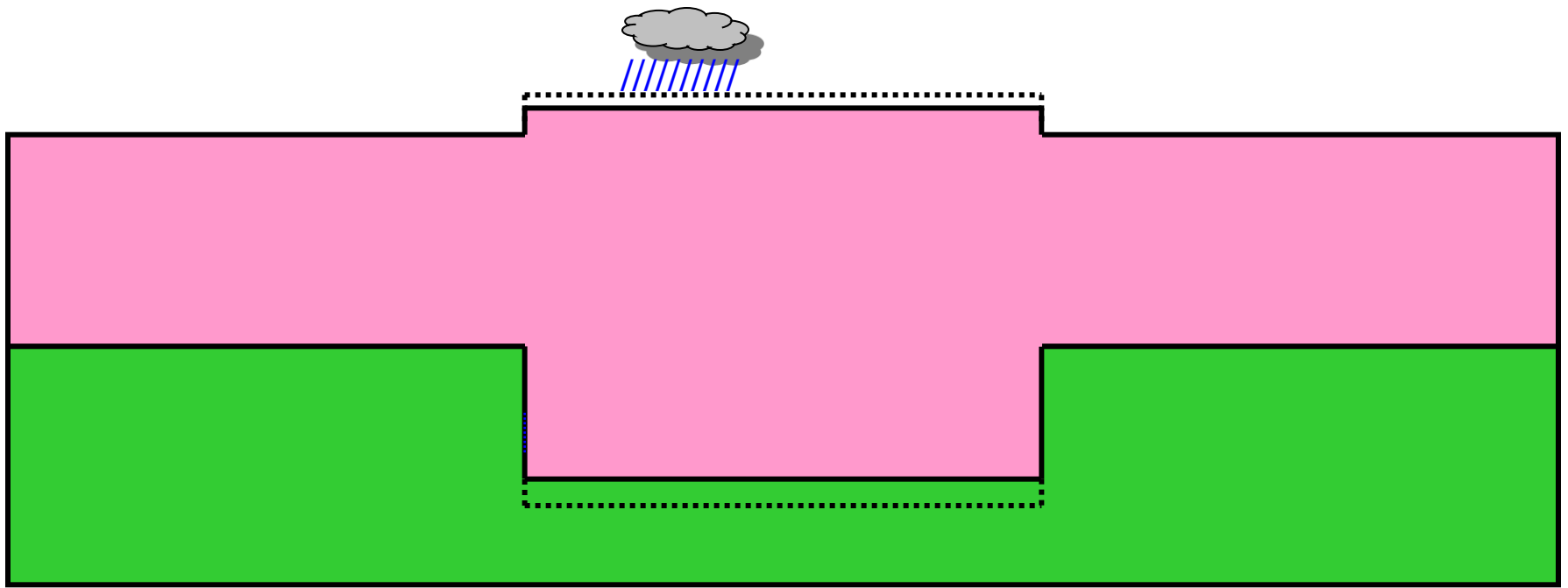


Plein de choses tectoniques dont je ne parlerai pas ici (relaxation/effondrement gravitaire, remontée à grande vitesse = RGV, ...). Mais deux de ces évènements post-collisionnel concernent l'isostasie, et je parlerai de l'un d'entre eux : le couple érosion / diminution de la racine crustale.



Montagne de 6 km, racine de 24 km.

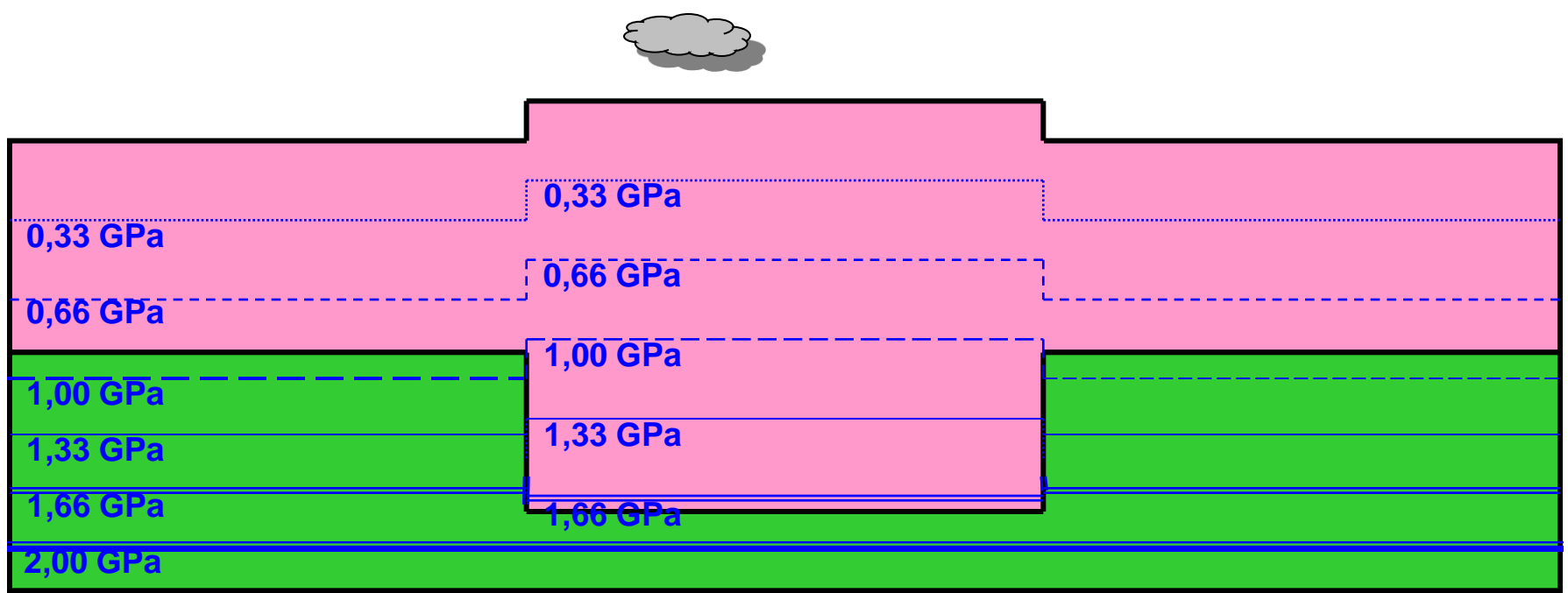
Le raccourcissement est fini ; l'érosion enlève 1 km de croûte. Ce km de croûte en moins se répartit en 0,2 km de moins « en haut » et 0,8 de moins « en bas ». La montagne ne fait plus que 5,8 km de haut, et la racine 23,2 km. L'érosion enlève un nouveau km → encore 0,2 km de moins en haut (montagne de 5,6 km) et 0,8 de moins en bas (racine de 22,4 km).



Montagne de 6 km, racine de 24 km.

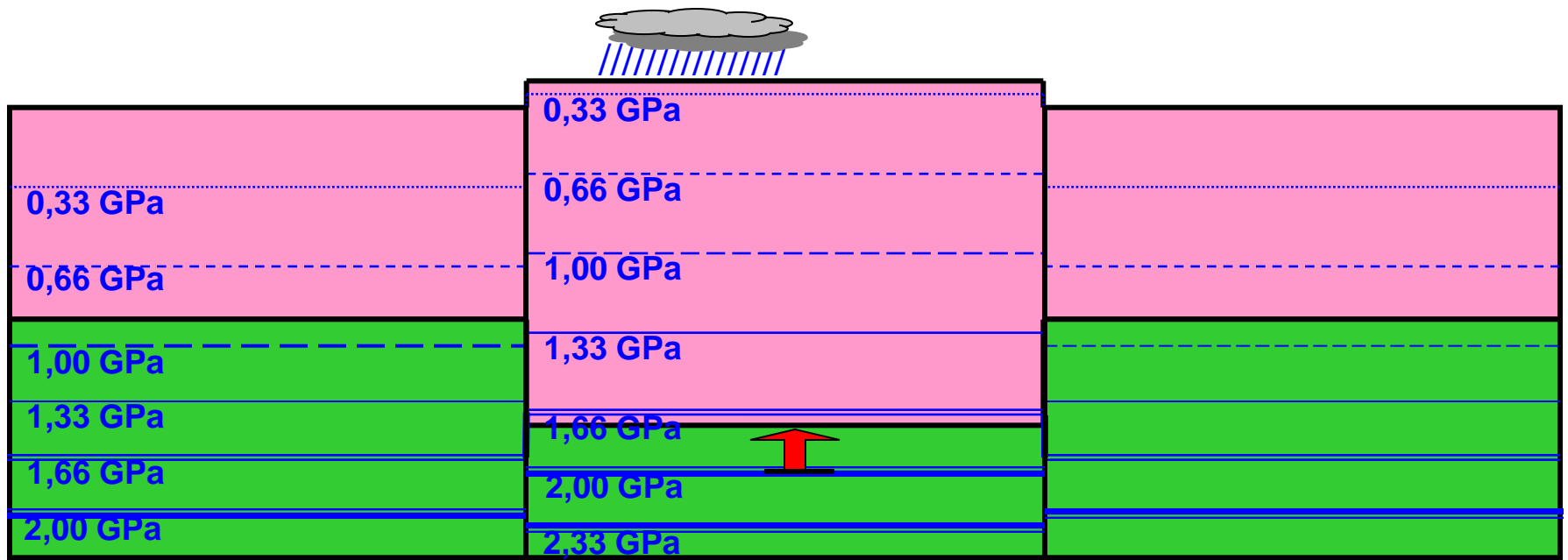
L'érosion enlève 10 fois de suite 1 km. Ces 10 km en moins se répartissent en 2 km de moins « en haut » (montagne de 4 km) et 8 km de moins « en bas » (racine de 16 km).

On va reprendre en intégrant les isogrades métamorphiques

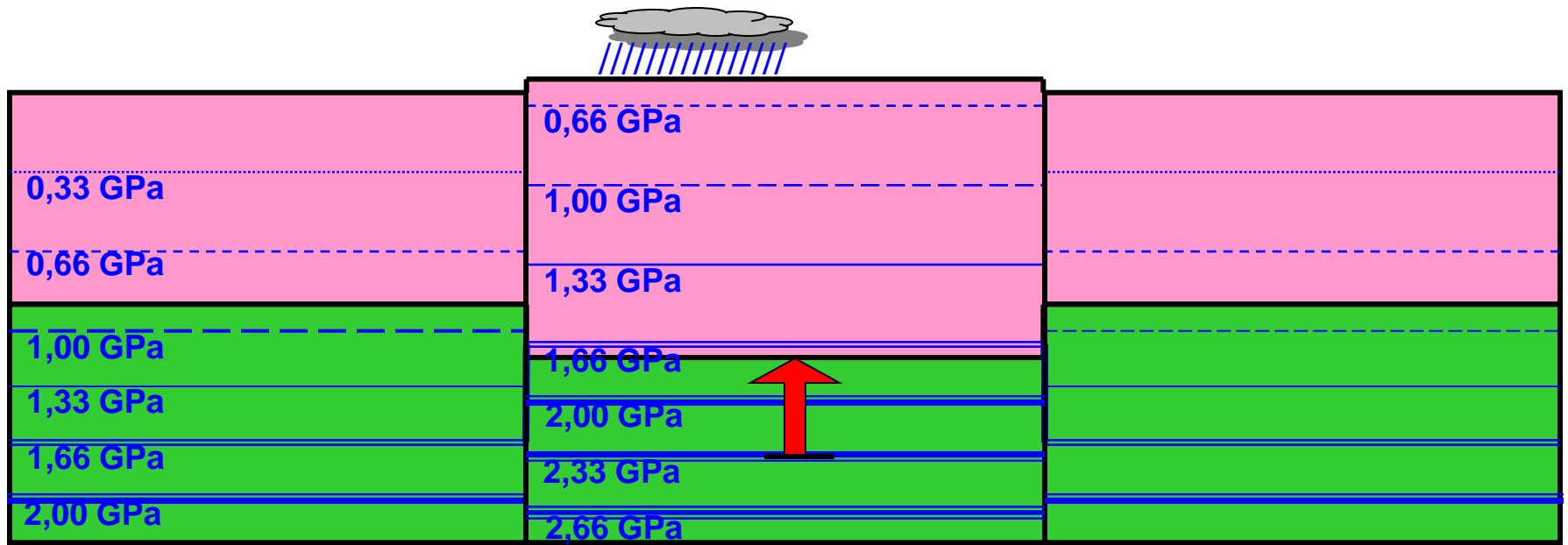


Montagne de 6 km, racine de 24 km.

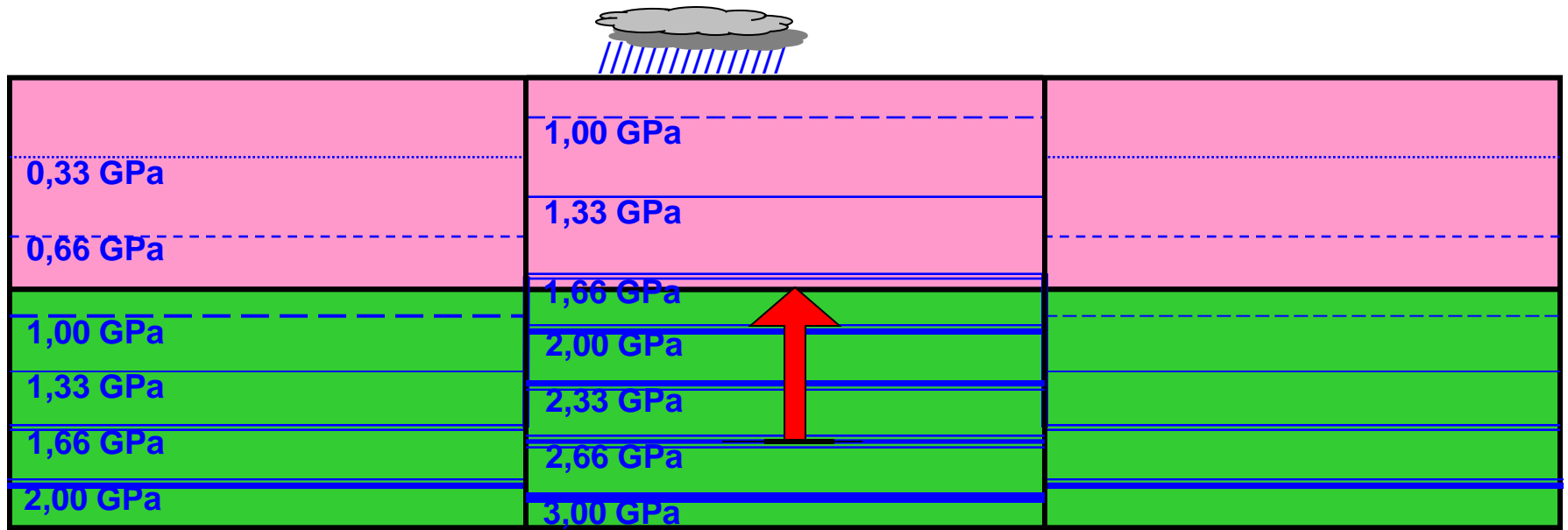
Le raccourcissement est fini. Dans la croûte et le manteau, il y a un gradient de pression et de température. Ici, j'ai dessiné des lignes isobares (lignes d'égale pression). Pour la suite, on va supposer que le métamorphisme rétrograde (à pression décroissante) est infiniment lent. Que va-t-il alors se passer ?



L'érosion enlève 10 km. La montagne perd 2 km d'altitude ($6 - 2 = 4$ km). Le Moho sous la montagne remonte de 8 km ; les lignes isogrades (lignes d'égale métamorphisme) remontent d'autant (8 km). Des terrains avec un métamorphisme léger affleurent dans la montagne.

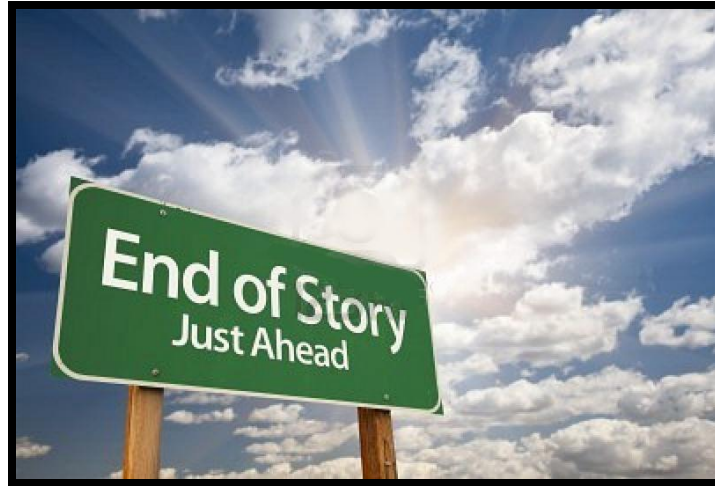


L'érosion enlève encore 10 km. La montagne perd encore 2 km d'altitude ($4 - 2 = 2$ km). Le Moho sous la montagne remonte encore de 8 km ; les lignes isogrades (lignes d'égale métamorphisme) remontent encore d'autant (8 km). Des terrains à métamorphisme fort affleurent dans la montagne.



L'érosion enlève encore 10 km. La montagne perd encore 2 km d'altitude ($2 - 2 = 0$ km). Le Moho sous la montagne remonte encore de 8 km. L'histoire est finie. Les lignes isogrades (lignes d'égale métamorphisme) sont encore remontées d'autant (8 km). Des terrains à métamorphisme très fort affleurent là où était la montagne.

Cette fin de l'histoire n'est pas encore arrivée dans la chaîne alpine. Attendons quelques dizaines de millions d'années.



Mais pour la chaîne hercynienne ..., c'est fait, depuis la fin du Paléozoïque. C'est pour ça qu'il a pu se déposer du Trias sédimentaire directement sur le socle hercynien hautement métamorphique de l'Oisans.

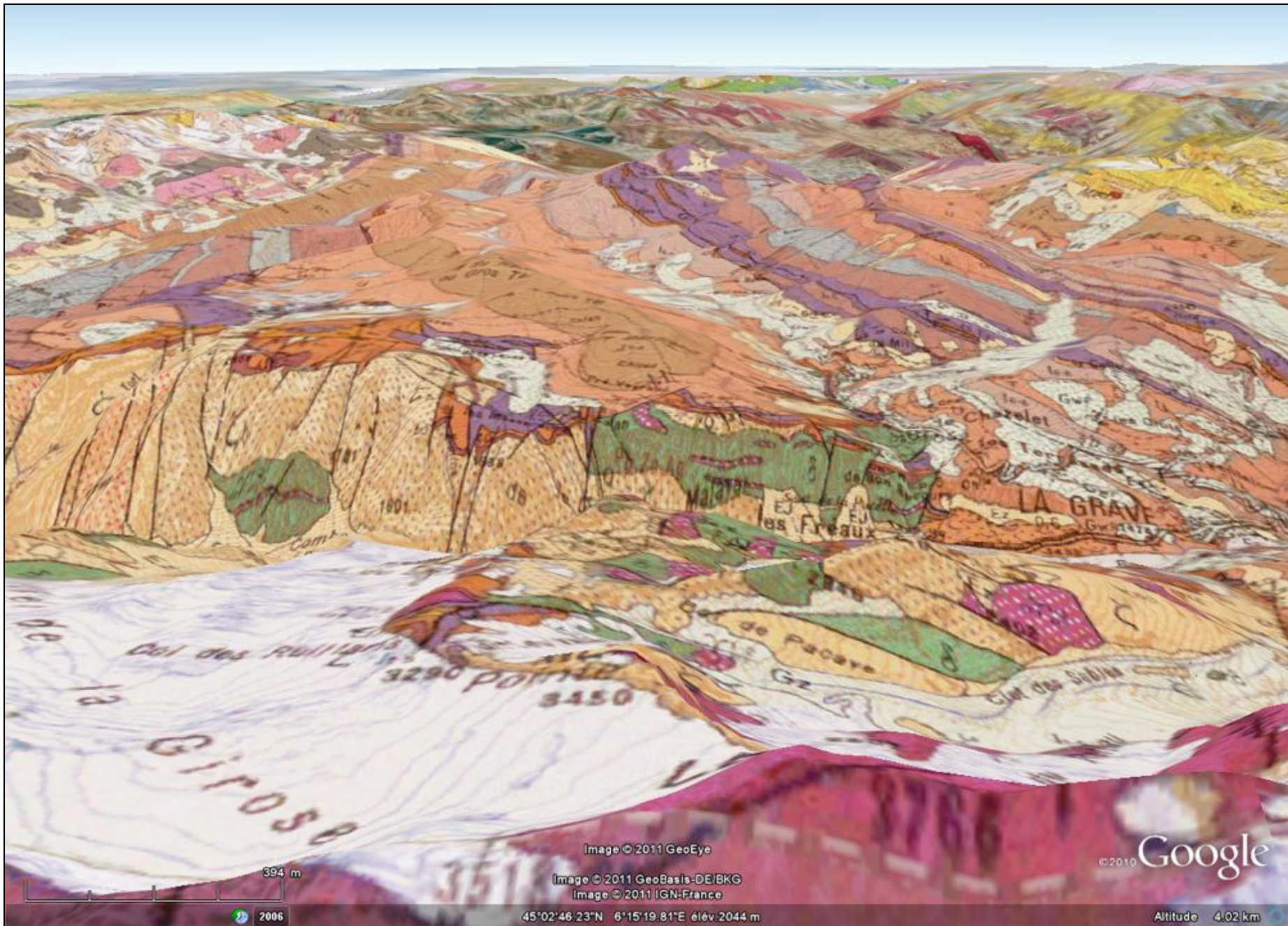


Image © 2011 GeoEye

Image © 2011 GeoBasis-DE/BKG
Image © 2011 IGN-France

© 2010 Google

394 m

2006

45°02'46.23"N 6°15'19.81"E élév. 2044 m

Altitude 4.02 km



C.Nicollet

C'est avec cette superbe photo de Trias sédimentaire dauphinois reposant sur des gneiss hercyniens hautement métamorphiques que je m'arrête pour aujourd'hui. Comment avez vous pu vivre sans isostasie jusqu'à aujourd'hui ?



**Merci de votre
attention**

C'est avec cette superbe photo de Trias sédimentaire dauphinois reposant sur des gneiss hercyniens hautement métamorphiques que je m'arrête pour aujourd'hui. Comment avez vous pu vivre sans isostasie jusqu'à aujourd'hui ?