

Mouvements verticaux de la lithosphère.

Introduction.

La lithosphère terrestre est en mouvement perpétuel lié au mouvement des plaques lithosphériques lui-même lié aux courants de convection responsables du transfert de la chaleur interne du globe vers sa surface.

On distingue deux types de mouvements :

- les mouvements horizontaux.
- Les mouvements verticaux.

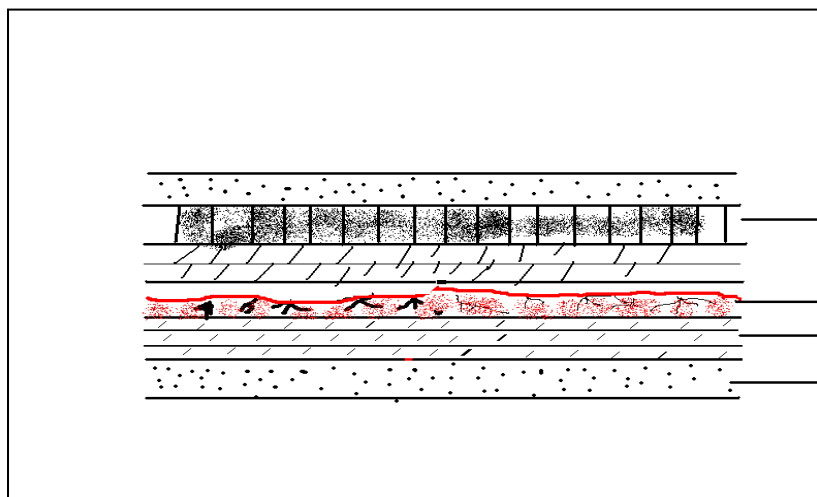
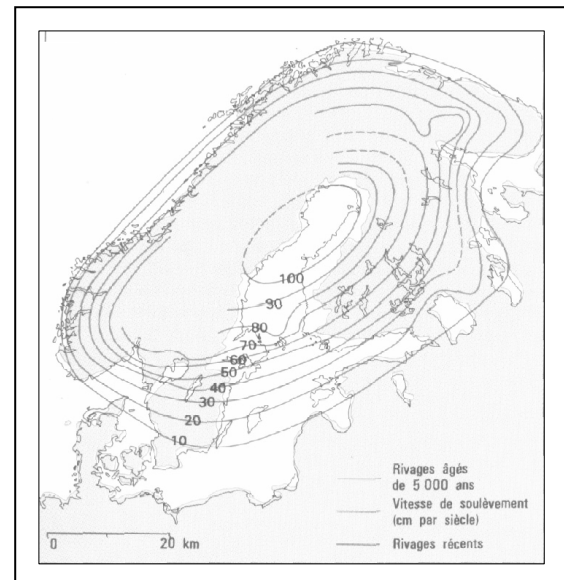
Où se manifestent ces mouvements verticaux ?

Quels sont les mécanismes responsables de ce type de mouvements ?

I- mise en évidence du mouvement vertical.

- en Scandinavie, les historiens nous apprennent que le golf de Botnie s'est soulevé, s'est soulevé, en un siècle, de 9mm/an.
- Dans le bassin houiller du nord de la France qui n'a jamais dépassé 400m de profondeur, on constate des formations de grès, de schiste dépassant 3500m d'épaisseur avec des intercalations, sous forme de veines, de houille.

Des restes de troncs d'arbres, de forêts houillères passaient en place avec des racines s'enfonçant dans la couche sous jacente ; de telles formations ne peuvent être expliquées que par de le phénomène de subsidence.



Dépôt marin

Houille

Schiste

Grès

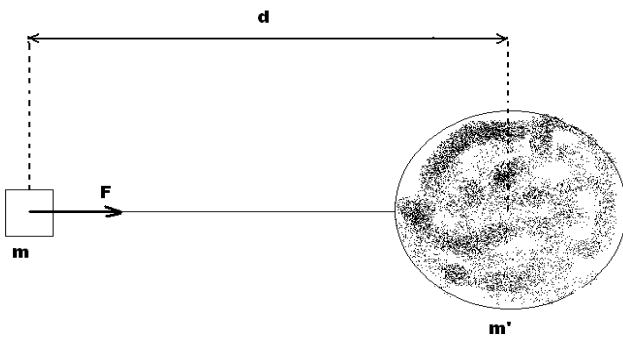
II- une méthode d'étude: la gravimétrie.

1- la loi de Newton

Entre deux masses m et m' s'exerce une force F telle que $F = k.m.m'/d^2$ avec k la constante de gravitation universelle et d la distance séparant les deux masses.

Supposons que m est la masse d'un corps à la surface de la terre dont la masse est m' et le rayon est r : $F = m.km'/r^2 \Leftrightarrow F = mg$.

g est l'intensité de gravité = 9.81 m/s^2 .
 mais g n'est pas constante à la surface de la terre.



2- Les causes de variation de g sont elles superficielles ou profondes ?

a- variation de g .

cause	g
$R_p < R_{eq}$	$g_p > g_{eq}$
$R_{rel} > R_{val}$	$g_{rel} < g_{val}$

rel : relief val : Vallée
 P : polaire eq : équatorial

g augmente avec la latitude et diminue avec l'altitude.

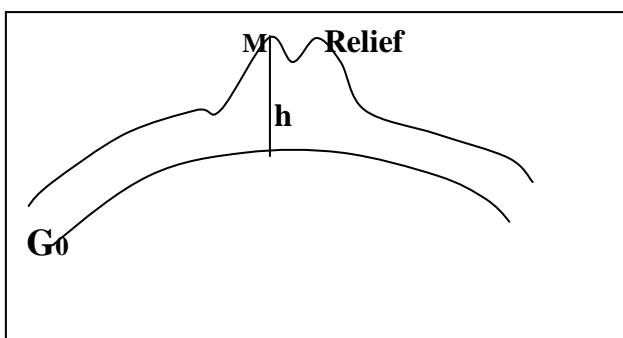
Pour savoir si ces facteurs sont seuls responsables de ces variations, on doit faire des corrections, puis comparer g corrigée avec g de référence noté G_0 calculée par rapport à une surface référentielle équipotentielle.

Comment déterminer cette surface de référence ?

Le géoïde peut être considéré comme surface de référence, les difficultés relatives à la détermination de sa forme ont poussé Clairant à définir une autre surface appelée ellipsoïde de Clairant. En considérant la terre homogène et en tenant compte de sa rotation, il a montré que la surface équipotentielle de g a la forme d'un ellipsoïde de révolution défini en tout point du globe est caractérisé par la même valeur de g noté G_0 .

b- les corrections.

*corrections à l'air libre : correction d'altitude.



$g = k \cdot m' / r^2$.
 on pose $g_m = g$ mesuré en point M
 $g_{oa} = g$ corrigé à l'air libre.
 $h =$ altitude du relief en point M .
 $g_m = k \cdot m' / (r+h)^2$ et $g_{oa} = k \cdot m' / r^2$.
 $g_{oa} / g_m = (r+h)^2 / r^2$.
 on a $r^2 \gg h^2$ donc : $g_{oa} = g_m + 2gmh/r$

$2gmh/r$ = terme de correction à l'air libre, il s'ajoute à la valeur mesurée sur les continents et s'en retranche sous les océans.

NB : Le relief, lui aussi, est une masse qui exerce une attraction qu'on doit tenir en compte.

*Correction de Bouguer.

L'attraction t qu'exerce le relief doit se retrancher de la valeur corrigée à l'air libre.

$$gob = goa - t \Leftrightarrow \boxed{gob = (gm + 2gmh/r) - t.}$$

En gros le terme de correction de Bouguer est de l'ordre de $1/2$ terme de correction à l'air libre.

c- Résultats.

Sur les continents $gob < G0$ ce qui fait que l'excès de masse en dessus de l'ellipsoïde est compensé par un déficit en profondeur.

Dans les océans $gob > G0$ ce qui fait que le déficit de masse en dessus de l'ellipsoïde est compensé par un excès en profondeur.

Anomalie	continent	Océan
Air libre	+	
Bouguer	-	+

Conclusion :

La répartition des masses n'est pas homogène, au moins en surface de la terre.

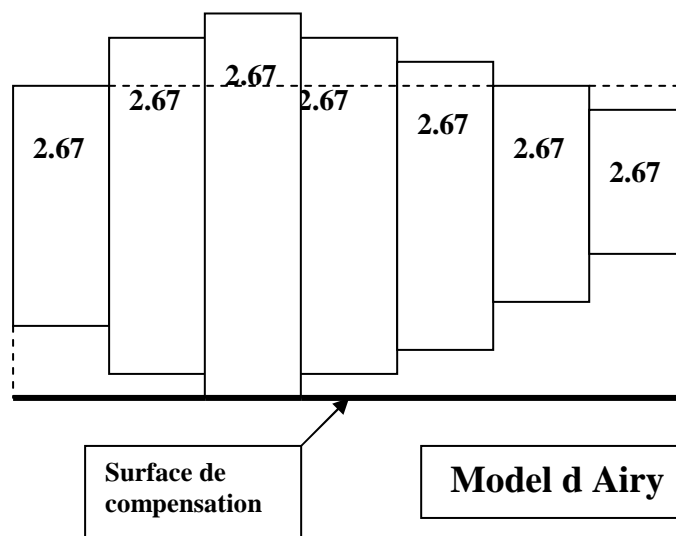
Comment interpréter cette hétérogénéité ?

III- isostasie.

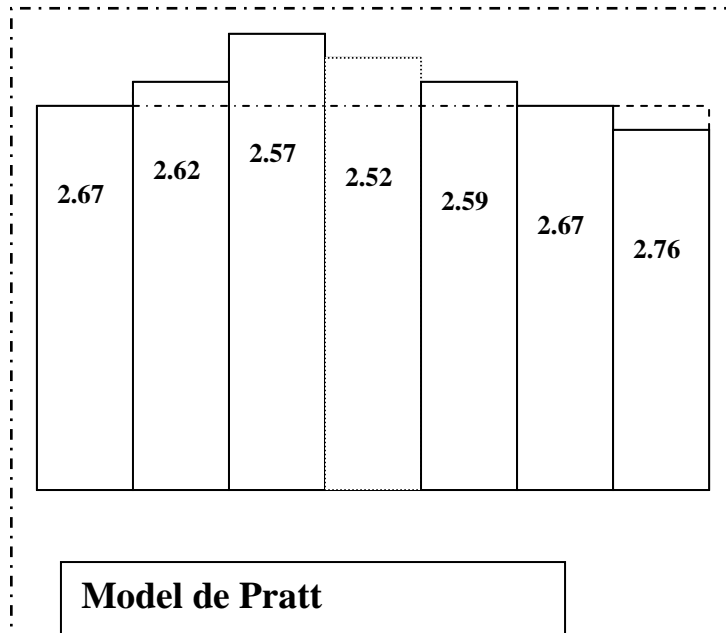
Pour interpréter cette hétérogénéité, on admet qu'il existe en profondeur une surface de compensation en dessous de laquelle le globe est homogène et tout remaniement superficiel n'a pas de conséquence.

1-les modèles géophysiques.

Le model d'Airy :



Le model de Pratt



Dans le model d'Airy, le plus communément utilisé, deux couches de densité différentes sont dans un équilibre analogue à l'équilibre hydrostatique, on le nomme équilibre isostatique.

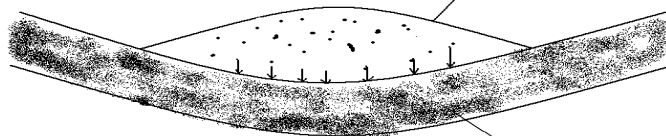
2-le réajustement isostatique.

a- soulèvement épirogénique.

C'est un mouvement vertical indépendant des plissements orogénique. Ce type nous est offert par l'exemple de la Scandinavie.

1ere étape

Calotte glaciaire

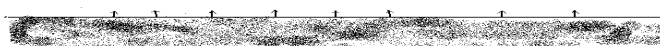


2ème étape

Croûte terrestre



3ème étape



Trois étapes du retour à la forme initiale de la lithosphère élastique après fonte de la glace : c'est la partie centrale qui remonte le plus vite

b-Erosion.

La disparition de matière légère d'épaisseur h en surface, sous l'effet de l'érosion, est compensé en profondeur par l'arrivée de matière d'épaisseur h' tel que $h' < h$.

c- sédimentation et subsidence continentales.

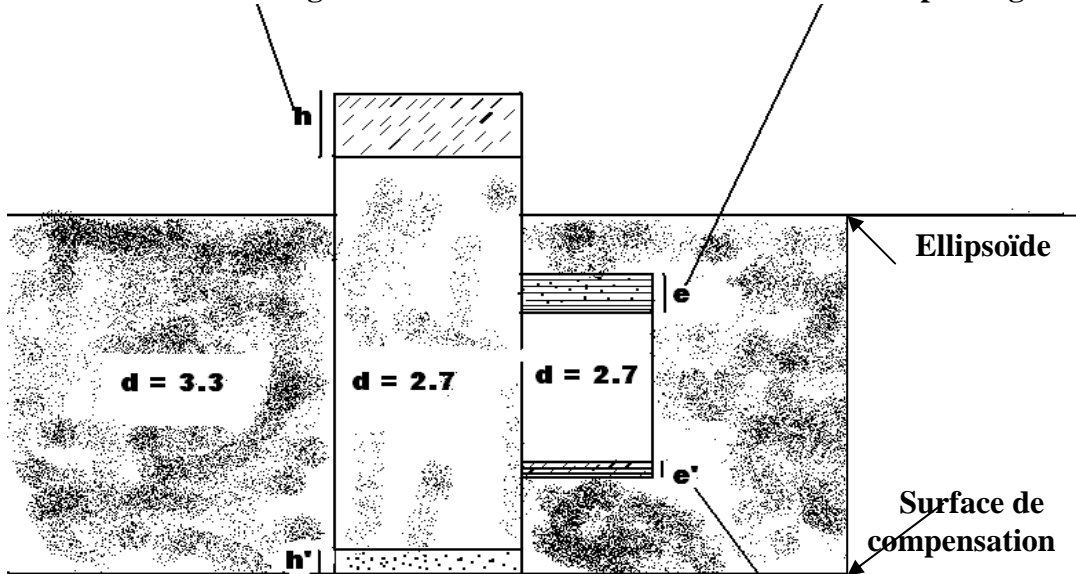
La sédimentation dans les bassins peu profonds dépose une épaisseur e de sédiments légers, la croûte s'alourdit progressivement et tend à s'enfoncer avec une profondeur e' tel que $e' < e$.

La subsidence peut avoir des causes variées :

- Distension crustale.
- Surcharge orogénique.
- Amincissement lithosphérique post-collision.

a- Erosion de terrains légers

b- sédimentation de dépôts légers



Compensation par une épaisseur $h' < h$ de matériel dense.

enfoncement $e' < e$ dans le matériel dense

Rééquilibrage isostatique érosion(a) et sédimentation(b).

Remarque : la gravimétrie permet d'expliquer les mouvements verticaux de grande amplitude selon les règles de l'isostasie. Une nouvelle correction s'impose alors en plus des précédentes. Elle tient compte des masses compensatrices : c'est la correction isostatique.

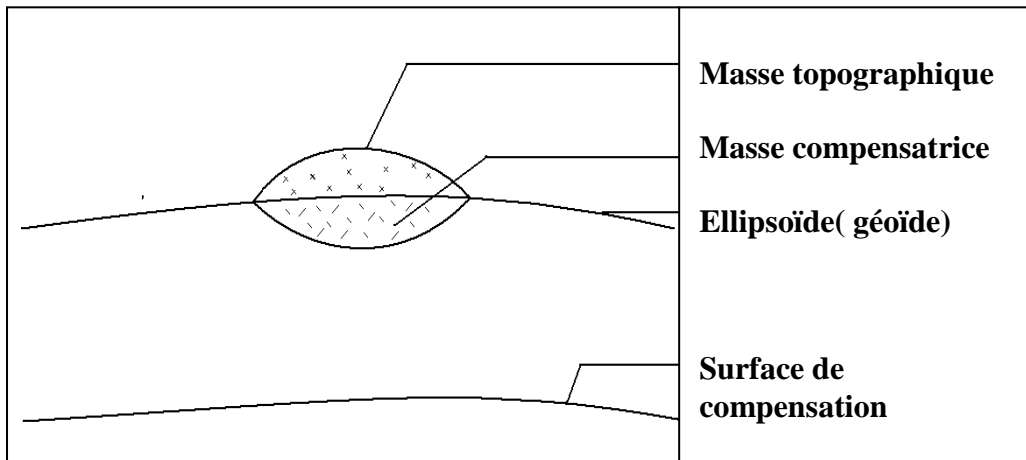
IV- correction isostatique.

Après les deux corrections précédentes on ajoute le terme de correction isostatique:

$$g_o = g_{oa} - t + c$$

La valeur ainsi trouvée est très voisine de G_0 ; $g_{oi} - G_0$ est l'anomalie isostatique. Cette anomalie lorsqu'elle existe prouve que le réajustement n est pas encore terminé :

- Une anomalie négative signifie un déficit de masse.
- Une anomalie positive signifie un excès de masse.



Conclusion.

La mobilité verticale de la croûte terrestre est régit par les règles de l'isostasie.

La surface de compensation, quant à elle, reste une notion théorique qui ne correspond pas à une discontinuité physique réelle ; les différents auteurs la situent entre 70 km et 100 km mais il n'est pas impossible que le manteau n'apparaisse hétérogène obligeant à chercher une surface de compensation plus profonde.