

# Chapitre 21

## La lithosphère en équilibre sur l'asthénosphère

### Cours

#### PLAN DU CHAPITRE

- 1 La notion de pesanteur
- 2 Gravimétrie et distribution des masses internes
- 3 La notion d'isostasie
- 4 Équilibre isostatique et mouvements verticaux
- 5 Ondulations du géoïde marin et leurs interprétations

#### ZOOM

- 1 Calculs d'isostasie
- 2 Altimétrie satellitaire et ondulations du géoïde

#### INTRODUCTION

La répartition radiale des masses rocheuses au sein des enveloppes terrestres n'est pas homogène. L'étude du champ de pesanteur est l'une des façons d'accéder à cette répartition, en particulier pour les couches de surface. Elle permet d'interpréter la façon dont la lithosphère, d'épaisseur variable selon le lieu, repose sur le manteau asthénosphérique sous-jacent.

- ➔ Comment l'étude du champ de pesanteur permet-elle de comprendre la façon dont s'équilibrent les masses rocheuses verticalement ?
- ➔ Quelle est la dynamique de ces processus d'équilibration ?

### 1 La notion de pesanteur

La **pesanteur** correspond à l'attraction exercée par la Terre sur tout corps possédant une masse non nulle. Elle correspond à la somme de deux vecteurs (figure 21.1) :

- la **gravité** terrestre ou attraction universelle, qui pointe vers le centre de la Terre ;
- l'**accélération axifuge** induite par la rotation de la Terre, qui s'écarte de l'axe de rotation terrestre et dont la norme varie avec la latitude (nulle aux pôles, maximale à l'équateur).

Au XVIII<sup>e</sup> siècle, le mathématicien Clairaut calcule le taux d'aplatissement de la Terre en la supposant constituée de couches superposées, homogènes radialement, soumises à une telle pesanteur. La Terre a ainsi la forme d'un ellipsoïde de révolution aplati aux pôles (réduction du rayon polaire de 1/298 du rayon équatorial) et présentant un bombement à l'équateur (le rayon

polaire vaut ainsi 6 357 km, le rayon équatorial 6 378 km). Cette **forme théorique** de la Terre est nommée « **ellipsoïde de Clairaut** » et l'intensité de la pesanteur ( $g_{th}$ ) est connue en chacun de ses points :

$$g_{th} = 978.0498 \times (1 + 0,0053024 \sin^2 \lambda - 0,0000058 \sin^2 2\lambda) \text{ gal}$$

$\lambda$  étant la latitude.

Le « gal » est une unité utilisée pour l'intensité de la pesanteur.  $1 \text{ gal} = 10^{-2} \text{ m.s}^{-2}$

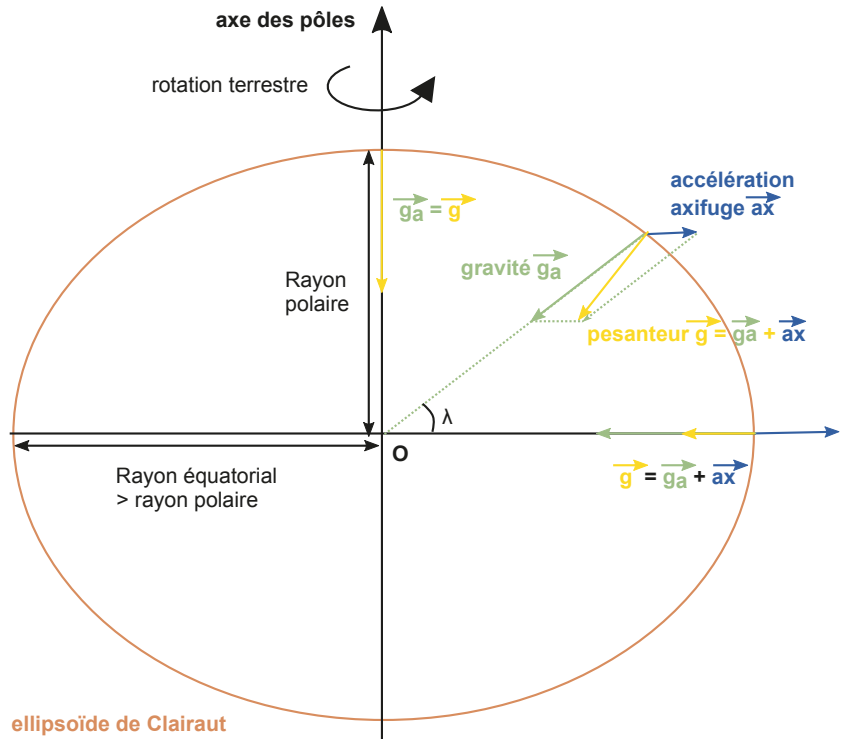


Figure 21.1 Définition de la pesanteur et forme de l'ellipsoïde de Clairaut.

Sur l'ellipsoïde de Clairaut, le potentiel de pesanteur et l'énergie potentielle de pesanteur sont **constants** : il s'agit donc d'une **surface équipotentielle de pesanteur**.

Le vecteur pesanteur étant en tout point orthogonal à une surface équipotentielle, le **travail des forces de pesanteur** y est nul : l'équipotentielle définit une **horizontale** du point de vue de la pesanteur. L'ellipsoïde de Clairaut donne ainsi la forme qu'aurait la Terre en rotation si elle était fluide et correspondait au modèle PREM.

**! Attention !**

L'intensité de la pesanteur n'est pas nécessairement constante sur une équipotentielle. Il ne s'agit donc pas d'une surface d'isopesanteur (voir l'expression de  $g_{th}$ ).

L'ellipsoïde de Clairaut constitue ainsi une **surface de référence** pour toute étude de la pesanteur, qu'il s'agisse de l'analyse de son intensité ou de sa direction.

## 2

## Gravimétrie et distribution des masses internes

L'intensité réelle de la pesanteur peut être mesurée aux différents points du globe par des gravimètres en surface ou des satellites altimétriques depuis l'espace (voir § 5). En dehors de la **latitude**, elle dépend de divers paramètres locaux :

- l'**altitude**, avec laquelle la gravité diminue et l'accélération axifuge augmente ;
- la **topographie** avec une influence des reliefs avoisinant le lieu de mesure ;
- la présence de **matériaux plus ou moins pesants** à l'intérieur de la Terre, qui augmente ou diminue localement l'intensité gravitationnelle.

Les mesures gravimétriques permettent ainsi d'avoir accès aux irrégularités de masse volumique en profondeur, ce qui intéresse le géologue.

### 2.1 Les corrections de la valeur mesurée

Une mesure gravimétrique est interprétée par comparaison avec l'intensité théorique de la pesanteur donnée à la même latitude sur l'ellipsoïde de Clairaut. Pour ce faire, on la **corrige** au préalable des effets liés à l'altitude voire à la topographie (figure 21.2) :

- la **correction d'altitude**, nommée également **correction à l'air libre**  $\delta g_{\text{air libre}}$  a une valeur positive :  $g_{\text{corrigé}}$  est supérieure à  $g_{\text{mesuré}}$  une fois l'altitude ramenée à celle de l'ellipsoïde ;
- la **correction topographique**  $\delta g_{\text{topographie}}$ , toujours positive, permet de tenir compte de l'effet des reliefs avoisinants, qui affectent la direction de la pesanteur ;
- la **correction de plateau**  $\delta g_{\text{plateau}}$  vise à tenir compte des masses existant entre le point de mesure et l'ellipsoïde de référence. En domaine continental, elle est négative et conduit à retrancher l'effet des masses rocheuses situées au-dessus de l'ellipsoïde du fait de leur densité très supérieure à celle de l'air. Elle est positive en domaine océanique, prenant en compte le fait que les masses d'eau ont une densité plus faible que la croûte océanique prévue dans le modèle PREM.

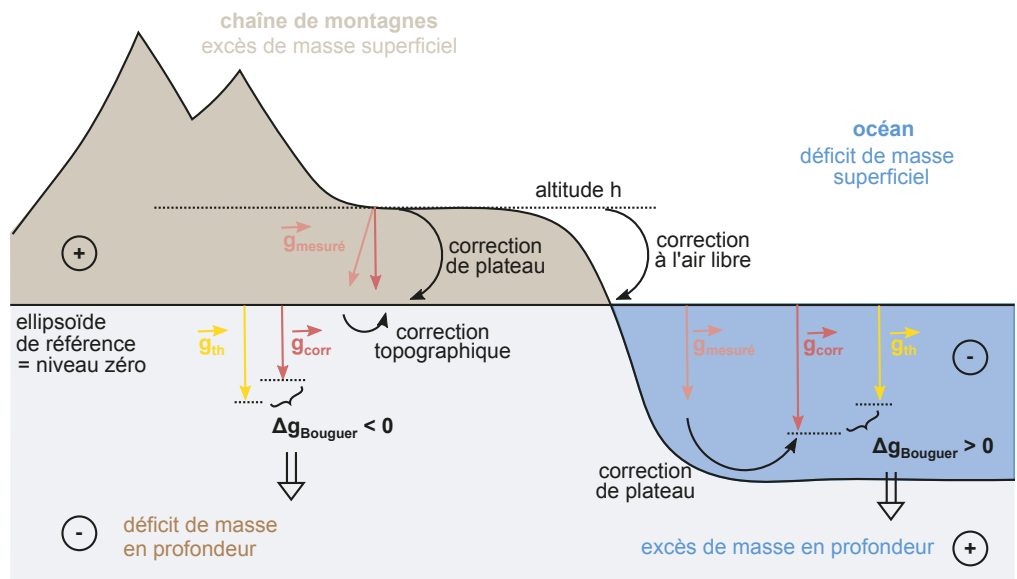


Figure 21.2 L'obtention des anomalies gravimétriques.

## 2.2 Les anomalies gravimétriques et leur signification

### a) Établissement des anomalies

La différence entre les valeurs mesurées puis corrigées et les valeurs théoriques définit une **anomalie gravimétrique**. L'application des corrections conduit à considérer deux types d'anomalies gravimétriques :

- l'**anomalie à l'air libre** si seule la correction à l'air libre est effectuée :

$$\Delta g_{\text{air libre}} = (g_{\text{mesurée}} + \delta g_{\text{air libre}}) - g_{\text{th}}$$

- l'**anomalie de Bouguer** (figure 21.2) si l'ensemble des corrections est effectuée (la correction totale étant la **correction de Bouguer**  $\delta g_{\text{Bouguer}}$ ) :

$$\Delta g_{\text{Bouguer}} = (g_{\text{mesurée}} + \delta g_{\text{Bouguer}}) - g_{\text{th}}$$

où  $\delta g_{\text{Bouguer}} = \delta g_{\text{air libre}} + \delta g_{\text{plateau}} + \delta g_{\text{topographie}}$

### ! Attention !

Ne pas confondre la correction, qui correspond à la modification faite sur la valeur de  $g$  mesurée, et l'anomalie, qui est l'écart à la valeur théorique, et que l'on interprète.

Si la répartition des masses internes à la Terre est conforme au modèle de référence, les anomalies gravimétriques sont nulles. Le signe d'une anomalie gravimétrique non nulle donne une indication sur la répartition des masses terrestres par rapport au modèle de référence :

- une **anomalie gravimétrique négative** indique un **déficit de masse** à la verticale du point de mesure, donc la présence de roches de plus faible masse volumique que dans le modèle de référence ;
- une **anomalie gravimétrique positive** indique inversement un **excès de masse**, donc la présence de roches de masse volumique plus élevée que dans le modèle.

### b) Résultats obtenus

Les anomalies à l'air libre calculées sur le globe sont généralement **de faible amplitude**, comprises entre  $-50$  et  $+50$  mgal, et indépendantes du contexte géographique. Elles sont principalement le reflet des irrégularités de la topographie en domaine accidenté.

Ainsi, les valeurs mesurées de  $g$ , ramenées sur l'ellipsoïde, sont proches de celle du modèle de référence : les colonnes de roches situées sous les divers points de mesure ont des masses proches entre elles et proches de celle proposée par le modèle.

Les anomalies de Bouguer sont souvent plus élevées en valeur absolue, atteignant fréquemment des valeurs de plusieurs centaines de milligals, et sont corrélées à la topographie : négatives au sein des chaînes de montagne, elles sont positives en domaine océanique (figure 21.2). D'une façon générale, la correction de Bouguer tend à éloigner la mesure corrigée de la valeur du modèle :

- la correction due à la présence d'un **relief en surface** – donc d'un excès de masse connu – fait apparaître une anomalie traduisant un **déficit de masse profond** ;
- la correction d'un **déficit de masse connu en surface** (en domaine océanique par exemple) fait apparaître une anomalie traduisant un **excès de masse profond**.

Ces observations ont contribué à l'établissement de la notion d'isostasie.

## 3

## La notion d'isostasie

## 3.1 Surface et profondeur de compensation

En 1745, Bouguer avait constaté que la chaîne des Andes attirait moins le pendule que l'excès superficiel des reliefs le laissait penser. Ceci traduisait une moindre masse que celle observée. La même observation fut faite au XIX<sup>e</sup> siècle par deux géophysiciens, Airy et Pratt, qui travaillaient sur la chaîne himalayenne.

En contrepartie de l'excès de masse superficiel représenté par les reliefs, ces observations, associées aux résultats présentés précédemment (voir § 2.2), traduisent un déficit de masse à l'aplomb du point de mesure. Il faut alors envisager que la masse du relief soit compensée en profondeur par des roches de masse volumique plus faible que celle du modèle de référence. L'ensemble de ces observations permet de proposer que dans un grand nombre de régions du globe, les excès et déficits de masse superficiels sont **compensés en profondeur** : les colonnes de roches d'une même section situées au-dessus d'une surface nommée **surface de compensation** (surface d'égale pression) auraient ainsi toutes la même masse. Cette surface, définie par l'état d'égalité des pressions, n'a pas de réalité physique. Elle fonde l'hypothèse d'isostasie, état d'équilibre hydrostatique réalisé à une certaine profondeur, dite **profondeur de compensation** (figure 21.3).

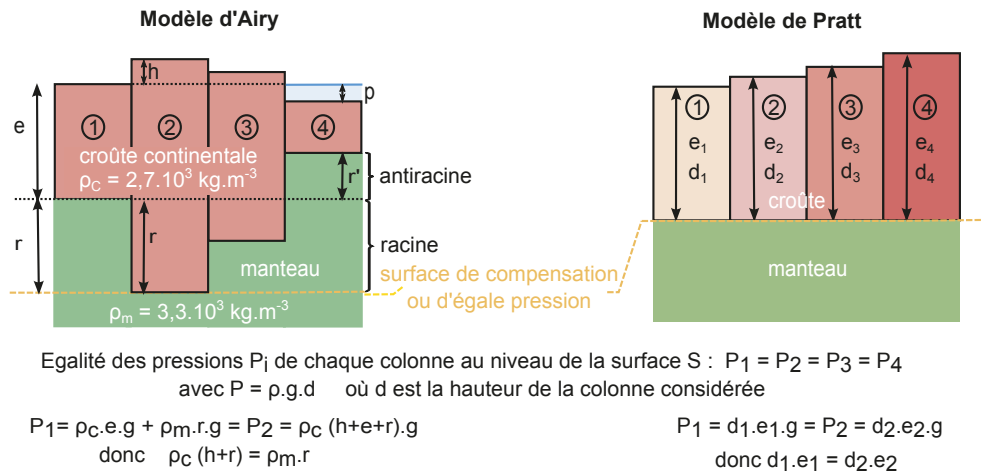


Figure 21.3 Modèles isostatiques d'Airy et de Pratt.

## 3.2 Isostasie et équilibre archimédien

La **théorie de l'isostasie** se rapproche d'un schéma d'**équilibre archimédien**. Elle peut être appliquée au couple **lithosphère-asthénosphère** : la lithosphère, rigide, présente des épaisseurs voire des densités moyennes variables en lien avec son altitude. Elle repose sur l'asthénosphère, ductile, qui s'écoule sous le poids lithosphérique.

Plusieurs modèles d'isostasie ont été développés dans le courant du XIX<sup>e</sup> siècle (figure 21.3).

## a) Modèle d'Airy

Dans le modèle d'Airy, les variations d'altitude d'une colonne à l'autre sont liées à des variations de l'**épaisseur** des matériaux de **densités différentes**. Dans cette conception, la couche supérieure moins dense (croûte) est soumise, tel un glaçon, à la poussée d'Archimède exercée

par l'enveloppe inférieure plus dense, ici le manteau. Ce modèle est principalement utilisé pour l'étude des chaînes de montagnes.

### b) Modèle de Pratt

Dans le modèle de Pratt, chaque colonne de roches est **homogène verticalement** ; la différence d'épaisseur d'une colonne à l'autre est associée à une **différence de densité**, les colonnes les moins épaisses étant les plus denses.

Voir TP18

### ZOOM 1

Calculs d'isostasie

### c) Lien entre les modèles d'isostasie et les observations de terrain

Les modèles précédents permettent d'expliquer des états observés de la lithosphère :

- la différence d'altitude entre croûte océanique et continentale, leur densité moyenne étant différente ;
- la présence d'une racine crustale à l'aplomb d'un relief dans une chaîne de montagnes et une remontée du Moho par érosion d'un tel relief ;
- la subsidence de la lithosphère sous le poids d'une calotte glaciaire ou du fait d'un remplissage sédimentaire ;
- l'existence d'une subsidence dans des bassins affectés d'un amincissement de la croûte continentale (amincissement crustal à l'exemple d'un rift) ;
- l'existence d'une subsidence thermique des bassins par refroidissement donc densification des matériaux.

## 4

## Équilibre isostatique et mouvements verticaux

### 4.1 États d'équilibre ou de déséquilibre

Il est alors possible d'approcher plus précisément l'état d'équilibre isostatique d'une région en prenant en compte les masses intervenant dans la compensation. C'est l'objet de la **correction isostatique** qui conduit à la définition de l'**anomalie isostatique**. Ainsi pour une chaîne de montagne, la correction de Bouguer prend en compte l'attraction exercée par les masses topographiques (reliefs) que l'on déduit de la valeur mesurée. La correction isostatique prend alors en compte le déficit d'attraction lié aux masses de compensation situées sous la surface de référence. Celle-ci, de signe opposé, est ajoutée à la correction de Bouguer :

$$\Delta g_{\text{isostatique}} = (g_{\text{mesurée}} + \delta g_{\text{Bouguer}} + \delta g_{\text{isostatique}}) - g_{\text{th}}$$

L'anomalie isostatique est **nulle** dans un grand nombre de régions du globe, indiquant que l'équilibre isostatique est effectivement réalisé, ce qui appuie la validité de cette théorie. Dans le cas où l'anomalie est non nulle, il y a un **déséquilibre vertical** de la lithosphère, source d'un possible mouvement vertical nommé **réajustement** ou **rééquilibrage isostatique** :

- une anomalie positive est le signe d'un excès de masse non compensé isostatiquement : la colonne de roches, si elle se réajuste, s'enfoncera ;
- une anomalie négative est le signe d'un déficit de masse non compensé isostatiquement : la colonne de roches, si elle se réajuste, se soulèvera.

Généralement une anomalie à l'air libre nulle traduit un état de compensation isostatique réalisé. À l'inverse, des **anomalies à l'air libre fortes** révèlent des déséquilibres et de possibles réajustements isostatiques

### 4.2 Les réajustements isostatiques

La région scandinave est l'une des régions du globe présentant un **déséquilibre isostatique** : les anomalies isostatiques y sont négatives jusqu'à  $-25$  mgal. Cette région subit actuellement un mouvement de **surrection** pouvant atteindre 9 mm/an. La zone de vitesse maximale correspond

au cœur de la calotte glaciaire qui la recouvrait au dernier maximum glaciaire, et dont la fonte s'est effectuée il y a 10 000 à 8 000 ans (figure 21.5).

La présence de plages fossiles situées en altitude, pour certaines à plusieurs centaines de mètres, permet d'estimer les variations de position de la ligne de rivage, donc la vitesse de remontée de la lithosphère suite à la fonte des glaces (et hors variations du niveau marin qu'il faudrait cependant prendre en compte). Cette vitesse n'est pas constante : de plusieurs dizaines de centimètres par an initialement, elle décroît exponentiellement avec le temps.

Le soulèvement actuel de la Scandinavie a une origine isostatique : la mise en place du glacier au dernier maximum glaciaire a provoqué la rééquilibration isostatique de la lithosphère continentale : sous son poids, elle s'est enfoncée, subissant une déformation élastique. Inversement, la fonte du glacier provoque le soulèvement de la lithosphère : on parle de **rebond post-glaciaire**. L'étude de la vitesse de ce rebond permet d'estimer le temps d'ajustement isostatique d'une région – quelques milliers d'années. Il permet également d'avoir accès à des informations intrinsèques à la lithosphère (élasticité) et à l'asthénosphère (viscosité).

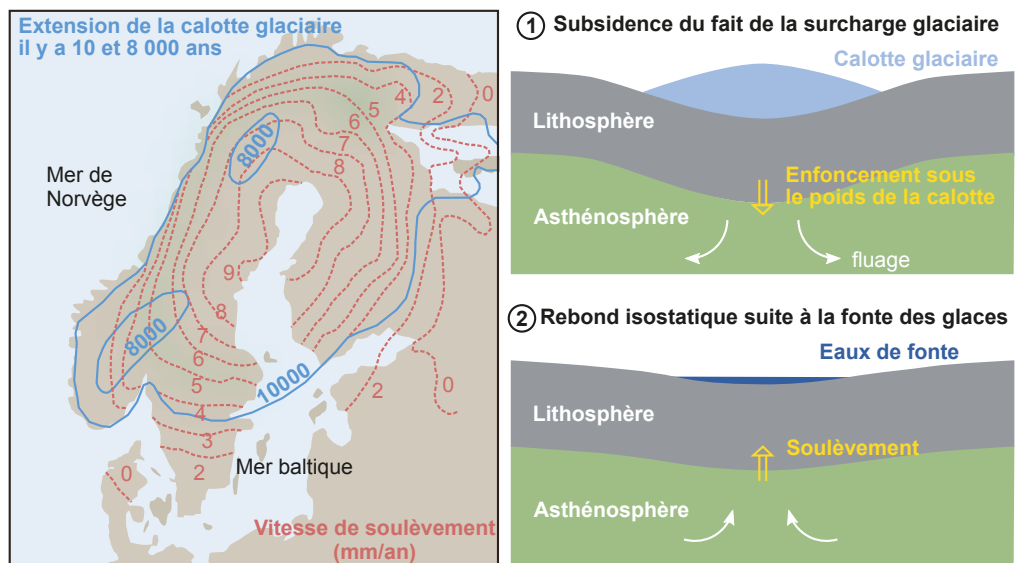


Figure 21.5 Le soulèvement de la Scandinavie : données de vitesse et interprétation.

### 4.3 Le maintien des déséquilibres locaux ou globaux

Les anomalies isostatiques et à l'air libre peuvent également être élevées dans des régions du globe ne subissant **aucun réajustement** isostatique :

- il peut s'agir de régions en **déséquilibre permanent** du fait de mouvements tectoniques : dans les zones de subduction, ces anomalies sont généralement négatives à l'aplomb de la fosse de subduction, la plaque à ce niveau étant tractée vers le bas par le panneau plongeant situé plus en profondeur ;
- il peut s'agir de zones présentant une **compensation isostatique régionale**, comme le propose le modèle de Vening-Meinesz : dans le cas d'une surcharge superficielle (calotte glaciaire, volcan), du fait de son **élasticité**, la lithosphère est en réalité déformée sur une surface plus importante que celle de la surcharge. On trouve alors une anomalie positive au niveau de la surcharge et des anomalies négatives sur le pourtour (figure 21.6).

Voir chapitre 22

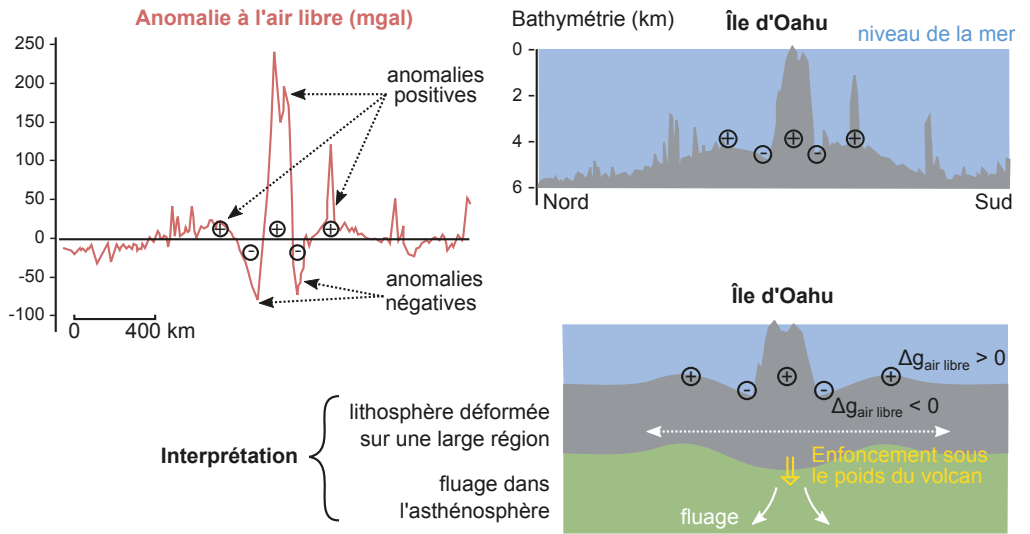


Figure 21.6 Le modèle de Vening-Meinesz et les anomalies à l'air libre associées.

## 5 Ondulations du géoïde marin et leurs interprétations

Les hétérogénéités de masse des couches internes de la Terre influencent la pesanteur (voir § 1). L'étude du géoïde est une façon d'accéder à ces hétérogénéités. Elle repose sur l'analyse de la **direction** de la pesanteur mesurée à la surface de la Terre.

### 5.1 Le géoïde, une surface équipotentielle

Le géoïde est la surface équipotentielle de pesanteur **confondue avec le niveau moyen des océans**. En effet, si l'on supprime l'effet des marées et des courants, la surface de la mer correspond à une équipotentielle : l'eau ne résiste pas aux forces de pesanteur. Le géoïde peut ainsi être vu comme la **forme réelle** qu'aurait la Terre si elle était entièrement recouverte d'eau. Il s'agit d'une **forme gravimétrique**.

Le géoïde est représenté par une surface ondulée, s'écartant de l'ellipsoïde par des bosses ou des creux, le vecteur pesanteur lui étant en tout point orthogonal ; ces ondulations, observées en domaine océanique, sont de différentes longueurs d'onde, chaque type de longueur d'onde résultant d'origines différentes et livrant des informations sur la distribution des masses.

### 5.2 Le géoïde déterminé par altimétrie satellitaire

#### a) Principe

L'**altimétrie satellitaire** permet de déterminer la position du géoïde en domaine océanique (figure 21.7). Cette technique est basée sur l'utilisation de satellites altimétriques (Geosat, ENVISAT, Jason...) mesurant la hauteur instantanée de la surface de l'océan à leur verticale, et ce avec une précision centimétrique. L'onde radar émise par le satellite est réfléchi à la surface de l'océan : elle effectue donc un aller-retour entre satellite et surface, dont la durée permet d'obtenir la distance parcourue (DA), moyennant un certain nombre de corrections

#### ZOOM 2

Altimétrie satellitaire et ondulations du géoïde

liées en particulier au ralentissement des ondes radar par l'atmosphère. Parallèlement, l'altitude exacte du satellite altimétrique (AS) est déterminée par télémétrie laser, système Doris ou GPS.

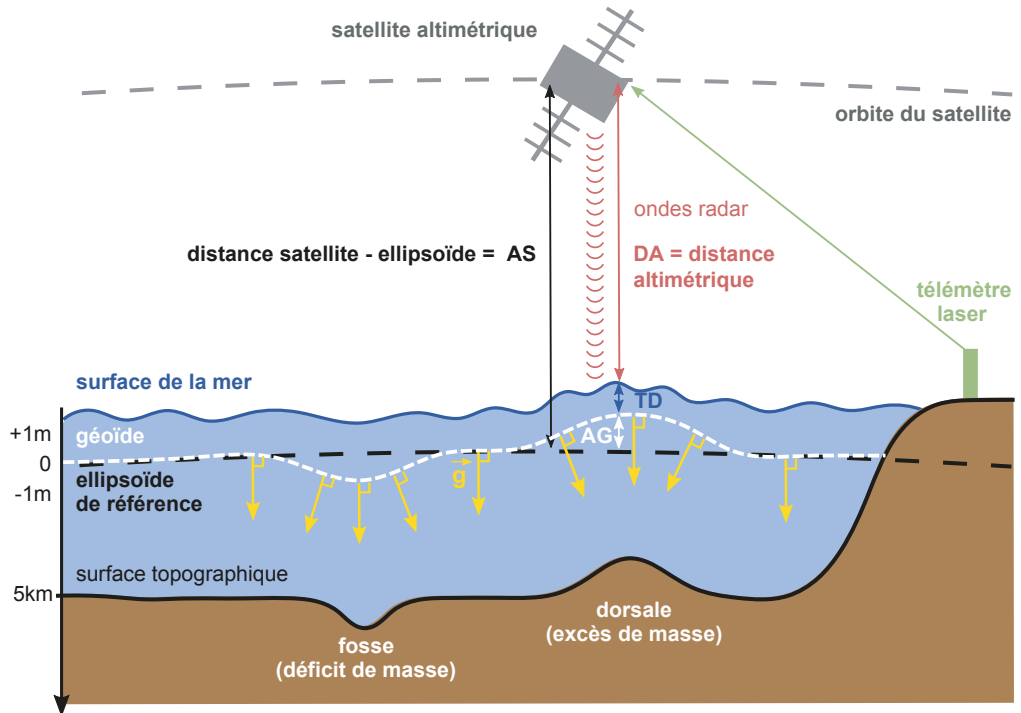


Figure 21.7 Principe de l'altimétrie satellitaire et interprétation des ondulations à petite longueur d'onde, reflets de la topographie.

Voir chapitre 30, § 3

## ZOOM 2

Altimétrie satellitaire et détermination des ondulations du géoïde

L'altitude du géoïde AG correspond alors à  $AS - DA - TD$ , TD étant la topographie dynamique, c'est-à-dire l'écart entre le niveau moyen des océans et le niveau réel dû à la houle, aux effets de marées et à la présence de courants océaniques.

### b) Résultats

À **petite longueur d'onde** (quelques centaines de km), les ondulations d'environ + ou -1 mètre sont le reflet de la **topographie sous-marine** :

- l'excès de masse déterminé par un relief induit une bosse du géoïde : les volcans de points chauds ou les dorsales correspondent ainsi à des ondulations positives.
- le déficit de masse déterminé par un creux topographique induit un creux du géoïde : les fosses de subduction correspondent ainsi à des ondulations négatives.

Il est ainsi possible de reconstituer la topographie des fonds océaniques à partir de la topographie du géoïde obtenue par altimétrie.

## ZOOM 1

## Calculs d'isostasie

## Méthode de résolution d'un calcul d'isostasie

1. Il s'agit tout d'abord d'effectuer un **schéma** utilisant le modèle le plus adapté, ou celui donné par l'énoncé : deux situations sont à représenter, celle de référence et celle d'intérêt.
2. Placer la **surface de compensation** de telle sorte que dans les deux colonnes, le matériau soit le même sous cette surface (généralement : base de la croûte ou de la lithosphère la plus profonde des deux).
3. Noter les **épaisseurs** des différentes couches en faisant ressortir **l'inconnue** : il ne doit y en avoir qu'une seule, donc exprimer toute épaisseur non connue en fonction d'elle.
4. Écrire l'équilibre des pressions puis résoudre l'équation.

## Application : calcul de l'épaisseur de la racine crustale sous un orogène

*Données* :  $\rho_c = 2,7 \text{ g.cm}^{-3}$  ;  $\rho_m = 3,3 \text{ g.cm}^{-3}$  ; altitude de l'orogène  $h = 3 \text{ km}$ . On se place dans le modèle d'Airy en considérant que le manteau est homogène. La croûte de référence, d'altitude 0, a une épaisseur notée  $e$ .

Le dessin est donné au paragraphe 3.1. avec comme seule inconnue  $r$ , l'épaisseur de la racine crustale. L'équilibre des pressions donne :

$$P_{\text{colonne de référence}} = P_{\text{orogène}}$$

ou

$$\rho_c \cdot g \cdot e + \rho_m \cdot g \cdot r = \rho_c \cdot g \cdot (h + e + r)$$

donc

$$\rho_m \cdot r = \rho_c \cdot (h + r)$$

ou

$$r = h \cdot \rho_c / (\rho_m - \rho_c)$$

d'où, en utilisant les valeurs données

$$r = 3 \times 2,7 / (3,3 - 2,7) = \mathbf{13,5 \text{ km}}$$

Un relief est ainsi associé à une racine crustale d'épaisseur 4,5 fois la sienne. Inversement, l'aplanissement de ce relief du fait de **l'érosion** implique le retrait de  $3 + 13,5 = 16,5 \text{ km}$  de matériel crustal. Cela permet d'expliquer que des roches profondes de la croûte puissent être portées à l'affleurement suite à l'érosion d'une chaîne de montagnes.

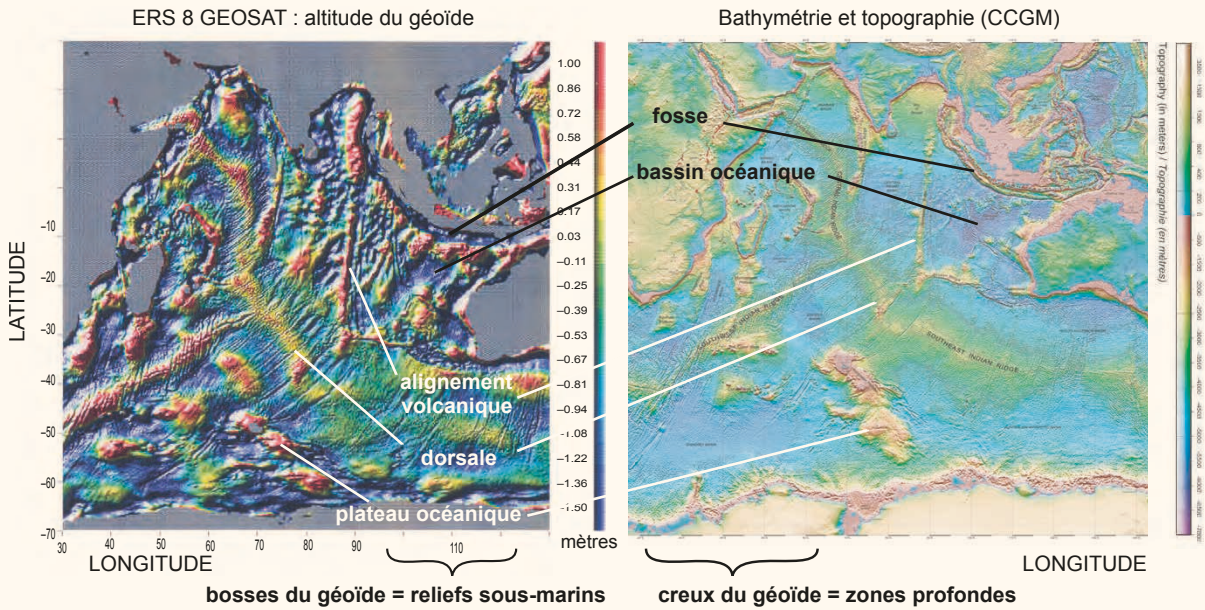
## ZOOM 2

Interprétation des ondulations  
à petites longueurs d'onde du géoïde

Les données satellitaires permettent d'avoir accès aux nombreuses ondulations du géoïde par rapport à l'ellipsoïde de référence. L'utilisation de filtres lors du traitement des données brutes permet de séparer ces ondulations en trois catégories :

- Les ondulations à **grandes et moyennes longueurs d'onde** (plusieurs centaines à milliers de kilomètres) ont des amplitudes pouvant atteindre 100 m. Sans rapport avec la topographie de surface, elles sont interprétées comme des reflets des hétérogénéités de la Terre interne (manteau plus ou moins profond).
- Les ondulations à **courtes longueurs d'onde** (jusqu'à quelques centaines de kilomètres) ont des amplitudes bien plus faibles, de l'ordre du mètre. Elles sont interprétées comme des reflets de la topographie sous-marine : les reliefs sous-marins tels les dorsales, points

chauds ou alignements volcaniques sont des lieux d'ondulation positive du géoïde, tandis que les fosses de subduction ou les bassins océaniques profonds sont associés à des ondulations négatives.



Comparaison entre la carte des ondulations du géoïde à petites et moyennes longueurs d'onde (a) et la carte bathymétrique (b).

La carte bathymétrique est issue de relevés bathymétriques effectués par des navires (© Dales S. Sawyer at Rica University) ; dans l'océan Indien (Ségoufin J. et al, Carte de l'océan Indien, feuille 1 physiographie © CCGM-CGMW, 2004, Paris).

## Réviser

### Résumé

L'analyse du champ de pesanteur terrestre a permis de montrer que la lithosphère, rigide, est en équilibre vertical sur l'asthénosphère, ductile. On parle d'équilibre isostatique. Les variations d'altitude à la surface de la Terre ou les différences de densité des matériaux de surface tendent à être compensées en profondeur, de telle façon que se réalise une égalité des masses au niveau d'une surface, dite de compensation. Les anomalies gravimétriques à l'air libre et isostatiques renseignent sur la réalisation de l'équilibre isostatique. Les anomalies de Bouguer permettent d'identifier les hétérogénéités de masse en profondeur.

Les processus géologiques aboutissant à la formation ou la disparition de reliefs, ou d'autres types de surcharges superficielles, sont ainsi associés à des rééquilibrations isostatiques qui s'effectuent à l'échelle de quelques milliers à quelques millions d'années.

L'analyse du champ de pesanteur peut également s'effectuer via l'étude du géoïde, qui, en domaine océanique donne une image de la topographie sous-marine.

# S'entraîner

## QCM de connaissances

- 1 Indiquez si les affirmations suivantes sont exactes :
- a. L'intensité de la pesanteur est plus importante aux pôles qu'à l'équateur.
  - b. L'intensité de la pesanteur en un lieu ne dépend que de la latitude.
  - c. L'ellipsoïde de Clairault est une surface d'isopésanteur.
  - d. L'ellipsoïde de Clairault et le géoïde sont tous deux des surfaces équipotentielles de pesanteur.
- 2 Indiquez si les affirmations suivantes sont exactes :
- a. La racine crustale d'une chaîne de montagnes explique les valeurs positives des anomalies de Bouguer.
  - b. Dans une zone de reliefs, la correction à l'air libre, positive, se retranche de la valeur mesurée.
  - c. Les domaines océaniques sont le siège d'anomalies de Bouguer positives.
  - d. Tous les domaines océaniques sont en état d'équilibre isostatique.

## QCM à partir de documents

Une croûte continentale d'épaisseur 30 km est soumise à une extension. Son altitude initiale est supposée égale à 0 m. Le manteau lithosphérique est épais de 90 km.

On considère le modèle d'isostasie d'Airy. On suppose que tout espace éventuellement apparu n'est le siège d'aucun remplissage.

On donne les masses volumiques suivantes :

Croûte :  $\rho_c = 2,7 \text{ g.cm}^{-3}$

Manteau lithosphérique :  $\rho_l = 3,3 \text{ g.cm}^{-3}$

Manteau asthénosphérique :  $\rho_a = 3,25 \text{ g.cm}^{-3}$

Choisissez la ou les réponse(s) correcte(s) :

- a. Un amincissement de la croûte seule, laissant intacte l'épaisseur du manteau lithosphérique, conduira à une surrection de la région.
- b. Un même amincissement, mais du manteau lithosphérique seul, laissant intacte l'épaisseur de la croûte, conduit à une augmentation d'altitude.
- c. Un même amincissement affectant croûte et manteau lithosphérique détermine un mouvement vertical égal à la somme algébrique des mouvements observés en A et B.
- d. Le retour à l'équilibre thermique après amincissement général est sans effet sur les mouvements verticaux.

## Sujet sur documents (analyse et mise en relation)

Argumentez quantitativement les différentes propositions de l'exercice précédent en considérant dans tous les cas un facteur d'amincissement de 25 %.