



Méthode de Prospections Gravimétrique

Introduction

La prospection géophysique par la méthode gravimétrique s'intéresse aux variations de la pesanteur au sol, dans les trous de sondage, sur la mer ou dans les airs (par avion ou hélicoptère), car ces variations de pesanteur permettent de cartographier les variations de densité qui existent entre les formations rocheuses. Cependant les variations spatiales de la pesanteur s'expliquent en majeure partie par la forme de la terre, la topographie, et sa rotation. Des calculs théoriques de correction permettent d'annuler ces effets. L'interprétation de ces données peut ensuite permettre de déduire la nature et la distribution de ces formations rocheuses.

1.1 Les Densités des matériaux géologiques

La densité est un paramètre physique qui varie en fonction de la nature des milieux géologiques. Par définition la densité d'un corps est le rapport entre la masse volumique de ce corps et la masse volumique de l'eau. La densité est donc une quantité sans dimension contrairement à la masse volumique qui s'exprime en Kg.m^{-3} .

La valeur moyenne pour la croûte continentale superficielle est de 2.67 a été choisie comme valeur standard de référence, cette valeur est largement utilisée dans les calculs des cartes d'anomalie de Bouguer.

Formation	Densité	Formation	Densité
Sédiments non consolidés	1.8 à 2.0	Basaltes	2.7 à 3.1
Sables « secs »	1.4 à 1.65	Charbon	1.2 à 1.8
Sables « humide »	1.9 à 2.05	Pétrole	0.6 à 0.9
Grés	2.0 à 2.5	Eau de mer	1.01 à 1.05
Sel	2.1 à 2.4	Glace	0.88 à 0.92
Marnes	2.1 à 2.6	Fer	7.3 à 7.8
Calcaires	2.4 à 2.8	Cuivre	8.8 à 8.9
Granites	2.5 à 2.7	Argent	10.1 à 11.1
Gneiss	2.65 à 2.75	Or	15.6 à 19.4

Tab1.1 : Quelques valeurs de densité pour des matériaux terrestres.

1.2 La force gravitationnelle

Pour calculer une expression approchée de la pesanteur sur la terre. La loi de base est évidemment la loi de Newton de la gravitation universelle, à savoir :

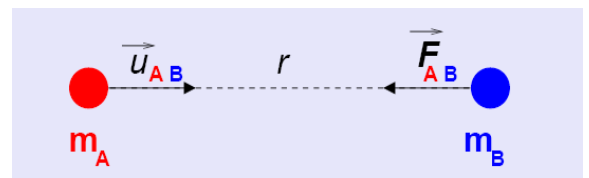
La force d'attraction mutuelle \mathbf{F} entre deux masses m et m' dont les dimensions caractéristiques sont petites par rapport à la distance r entre elle est :

$$\mathbf{F} = \frac{G m_A m_B}{r^2}$$

G : la constante de gravitation universelle. Sa valeur est $G = 6.673 \cdot 10^{-11} \text{ m}^3.\text{kg}^{-1}.\text{s}^{-2}$.

r : la distance qui sépare les masses m_A et m_B .

FIG. 1.1 : Deux masses ponctuelles m_A et m_B à une distance r l'une de l'autre.



1.3 Les unités

La valeur moyenne de la pesanteur à la surface du globe est de l'ordre de 9.81 m.s^{-2} . Nous verrons que les variations spatiales ou temporelles qui nous intéressent varient entre 10^{-8} et 10^{-3} m.s^{-2} , il est donc peu commode d'utiliser l'unité du système international (m.s^{-2}). Les géophysiciens utilisent une unité plus pratique, à savoir le milligal ou le migroal.

L'abréviation pour le milligal est notée mGal, celle du microgal est μGal . On a donc finalement :

$$1\text{mGal} = 10^{-5}\text{m.s}^{-2} \text{ et } 1 \mu\text{Gal} = 10^{-8} \text{ m.s}^{-2}$$

La valeur moyenne de la pesanteur à la surface du globe est donc de 981000 mGal.

1.4 Géoïde et Ellipsoïde de référence

Sur la Terre, la surface moyenne des océans se confond avec une surface équipotentielle du champ de pesanteur. Cela est dû aux propriétés des fluides en équilibre. Cette surface équipotentielle est appelée géoïde, le géoïde définit la forme de la Terre. La forme du géoïde dépend de la répartition des masses à l'intérieur du globe terrestre.

Ellipsoïde de référence est défini par plusieurs éléments :

- son rayon équatorial noté a ;
- son aplatissement noté f , $f = \frac{a-c}{c}$, c étant le rayon polaire.

La Terre n'est pas homogène, le géoïde va présenter des ondulations par rapport à l'ellipsoïde, ces ondulations reflètent les hétérogénéités de densité.

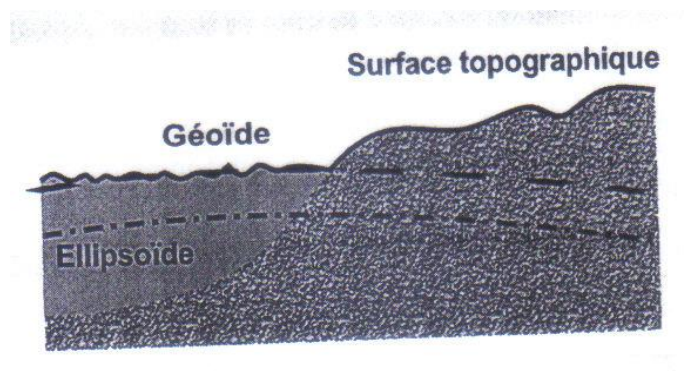


FIG. 1.2 : Représentation du géoïde et de l'Ellipsoïde de référence

Le géoïde étant une surface équipotentielle, est une surface normale en tous points à la direction locale du champ. Par conséquent le géoïde va présenter une bosse au dessus de l'excès de masse.

En tous points de l'Ellipsoïde, on peut calculer une valeur théorique de l'accélération de la pesanteur. Ce calcul a été réalisé par A Clairaut.

$$g = g_0 (1 + k_1 \sin^2 \varphi - k_2 \sin^2 2 \varphi)$$

Où : g_0 est la pesanteur à l'équateur et K_1 et K_2 sont des constantes qui dépendent de la forme et de la vitesse de rotation de la Terre.

1.5 Corrections et anomalies gravimétriques

Pour étudier un ensemble de mesures, il est nécessaire de les ramener au même niveau de référence (géoïde) pour qu'elles soient comparables entre elles. Les variations de la pesanteur (ou de l'anomalie) observée sur la carte obtenue après correction sont essentiellement dues à des hétérogénéités localisées dans l'écorce terrestre mais aussi au niveau du manteau supérieur. Les corrections que nous devons apporter aux mesures brutes de la pesanteur, en plus de celles de la dérive et de la luni-solaire sont :

1.5.1 La correction de dérive

La dérive du gravimètre étant la variation de la mesure due à l'influence des changements de pression et de température, on peut la quantifier par la différence entre deux mesures successives, réalisées au même point. La correction de dérive permet, d'éliminer l'influence, sur la mesure du gravimètre, des variations de pression et de température.

1.5.2 La correction luni-solaire

Peut se faire aisément puisque nous pouvons connaître, à l'avance, la position de la lune et du soleil par rapport à n'importe quel point de la surface de la terre. En pratique, des tables réalisées par l'EAEG (European Association of Exploration Geophysics) permettent de réaliser la correction luni-solaire.

1.5.3 La correction de relief ou de terrain (T)

Elle tend à corriger l'influence des masses topographiques situées dans le voisinage de la station. Corriger l'influence des reliefs se trouvant au dessus et au dessous du plan horizontal passant par le point de mesure, permet de considérer un terrain homogène d'épaisseur constante. La correction de relief est toujours positive. L'excès de masse situé au dessus du plan horizontal passant par la station, de même que le déficit se trouvant au dessous de celui-ci ont un effet négatif sur la mesure.

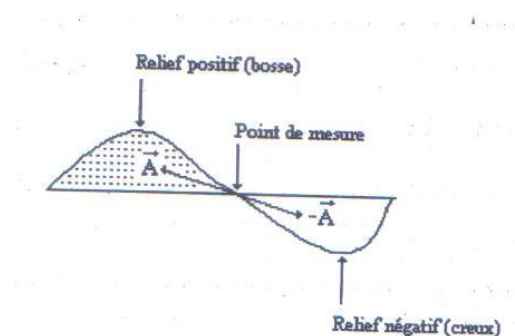


FIG. 1.3 : Attraction d'un relief voisin d'un point de mesure

1.5.4 La correction à l'air libre (Faye, A_r)

Elle permet d'éliminer l'influence de l'altitude (h) de la station, sans tenir compte des masses situées entre celle-ci et le niveau de référence. Elle ne dépend que de cette altitude.

Elle est donnée par la relation :

$$A_r = 0.3086 h$$

ou : $[A_r] = \text{mgals}$ et $[h] = \text{mètre}$

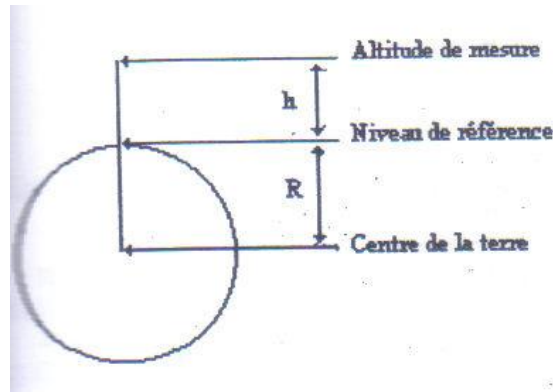


FIG. 1.4 : Correction à l'air libre

1.5.5 La correction de plateau (P)

Elle permet de corriger l'effet de la tranche plate (terrain) située entre le plan horizontal passant par la station et le niveau de référence. Elle dépend de l'altitude (h) de celle-ci et de la densité (d) du terrain corrigé.

Elle est donnée par la relation : $P = 0.0419 d h$ ou : [P] = mgals, [d] = g/cm³ et [h] = mètres

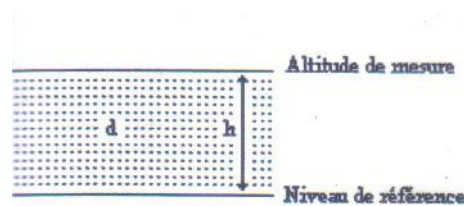


FIG. 1.5 : Tranche plate de densité (d) et d'épaisseur (h)

1.5.6 La correction normale ou de latitude (g_{th})

Elle permet de corriger la mesure, de l'influence de l'aplatissement de la terre. Elle ne dépend que de la latitude de la station. Elle est donnée par la formule suivante :

$$g_{th} = 978031.85 (1 + 0.0053024 \sin^2 \varphi - 0.0000059 \sin^2 2 \varphi)$$

Où : [φ] = degré, représente la latitude de la station

978031.85 mgals représente la valeur à l'équateur

Le coefficient d'aplatissement de la terre correspondant à cette formule est : $E = 1/298.257$

1.5.7 Calcul de l'anomalie de Bouguer

Par définition, l'anomalie simple sera la différence entre la valeur mesurée à une altitude h donnée et la valeur théorique corrigée de la correction à l'air libre et de la correction de plateau. Soit :

$$A_{BS} = g_m - (g_0 - 0.3086 h + 0.0419 \rho h)$$

L'anomalie de Bouguer complète sera la différence entre la valeur mesurée à une altitude h donnée et la valeur théorique corrigée de la correction à l'air libre et de la correction de plateau et des corrections de terrain. Soit :

$$A_{BS} = g_m - (g_0 - 0.3086 h + 0.0419 \rho h - \rho T)$$

ρT étant les corrections de terrain (toujours positives)

C'est donc cette anomalie qu'il faut calculer et analyser pour mettre en évidence des hétérogénéités de masse sous la surface topographique.

Considérons maintenant le cas des mesures réalisées en mer.

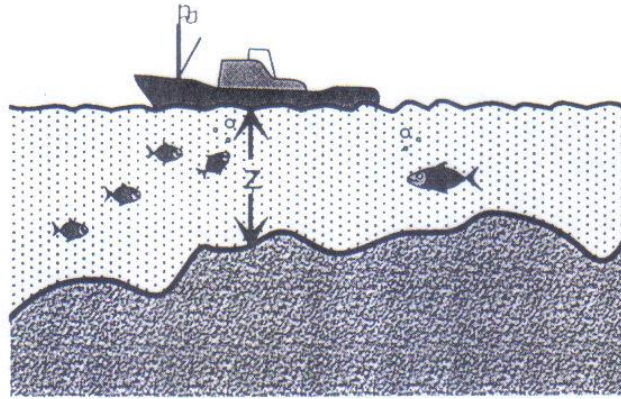


FIG. 1.6 : Mesures gravimétriques effectuées à la surface de la mer.

Si on appelle ρ_e et ρ_r les densités de l'eau de mer et de la roche respectivement (z positif vers le bas) :

$$A_{BS} = g_m - g_0 + 0.0419 (\rho_r - \rho_e)$$

1.5.8 Anomalies gravimétriques et topographie

La figure 1.7 montre des courbes de topographie (a), d'anomalie de gravité à l'air libre (b), et d'anomalie de Bouguer (c), sur le même terrain. Il est clair que l'anomalie à l'air libre est corrélée et dominée avec et par la topographie à courte longueur d'onde. L'anomalie de Bouguer, elle est anti-corrélée avec la topographie à grande longueur d'onde. C'est la mise en évidence du phénomène de compensation : il y a en profondeur une anomalie de densité opposée à celle en surface. Cette anomalie profonde joue le rôle d'un flotteur qui va maintenir à la surface l'excès de masse généré par la topographie.

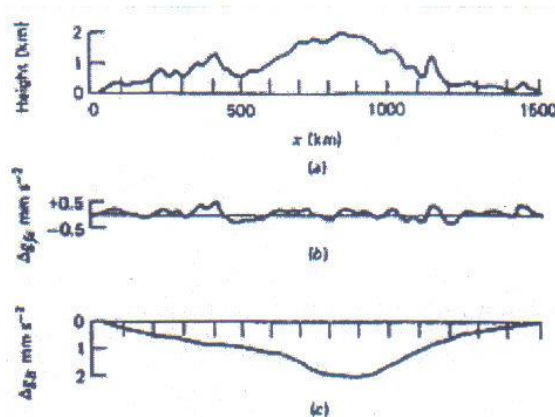


FIG. 1.7 : Anomalies gravimétrique et topographie

La figure 1.8 montre clairement la présence de manteau anormalement chaud (peu dense) en profondeur, visible à la fois dans l'anomalie de Bouguer et dans le profil sismique.

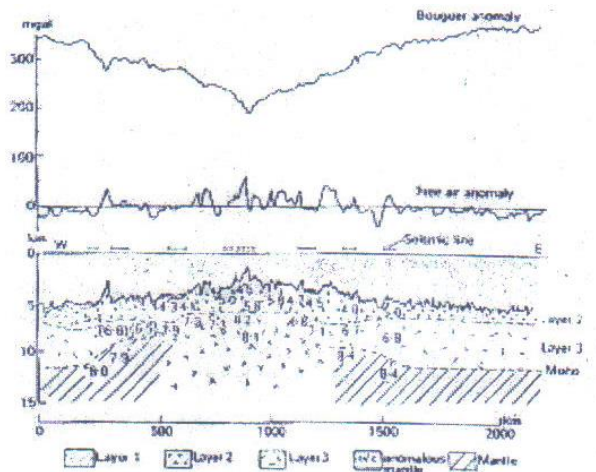


FIG. 1.9 : Anomalie à l'air libre et anomalie de Bouguer générées sur un terrain dont les anomalies de densité sont données par un profil sismique

En résumé

- Anomalie à l'air libre : signal principalement à courte longueur d'onde
- Topographie $\lambda > 100$ km pas de corrélation avec l'anomalie à l'air libre.
- Topographie $\lambda < 250$ km bonne corrélation avec l'anomalie à l'air libre, dominée par les excès de masse dus aux sommets.
- Anomalies de Bouguer : signal à toutes les longueurs d'onde.
- Anomalie de Bouguer $\lambda > 1000$ km anti-corrélées avec la topographie grande longueur d'onde.
- Anomalie de Bouguer $\lambda < 250$ km pas de corrélation avec la topographie. Permet d'étudier les structures enfouies sous les sédiments.

1.6 Choix de la densité pour les calculs des anomalies de Bouguer

Le marqueur de la méthode gravimétrique est la densité, il intervient dans le calcul de certaines corrections et dans l'interprétation quantitative. Dans tous les cas, la valeur de ce paramètre est choisie et ce choix est prépondérant pour la bonne qualité et la précision des résultats gravimétrique. Il existe plusieurs méthodes de choix de la densité :

- Les mesures aux affleurements.
- Les mesures indirectes à l'aide d'un gravimètre.
- La méthode de profil de Nettelton.
- La méthode des triplets.

Voici des valeurs de densité de quelques roches

Sel	Séd. non cons.	Arg. et marnes	Grés	Calcaire	Granite	Basalte
2.2	1.8 à 2.2	2 à 2.3	2 à 2.5	2.4 à 2.8	2.6	3

Et de quelques minerais.

Magnétite	Pyrite	Galène	Charbon
5.1	5	7.5	1.2 à 1.8

1.7 Isostasie

L'examen des cartes d'anomalie de Bouguer à grande échelle (par exemple sur la France : figure 1.10) montre que les chaînes de montagnes sont systématiquement associées à des anomalies négatives.

On doit donc en conclure qu'il existe un défaut de masse sous les chaînes de montagnes en d'autres termes, l'excès de masse dû à la topographie serait « compensé » par un défaut de masse en profondeur.

De fait le premier à avoir remarqué que l'attraction des montagnes est plus faible que celle que l'on peut calculer en tenant compte uniquement de leur masse apparente a été Pierre Bouguer. Dans son livre la figure de la Terre publié en 1749, il écrit à propos d'une analyse de mesures faite au voisinage du mont Chimborazo :

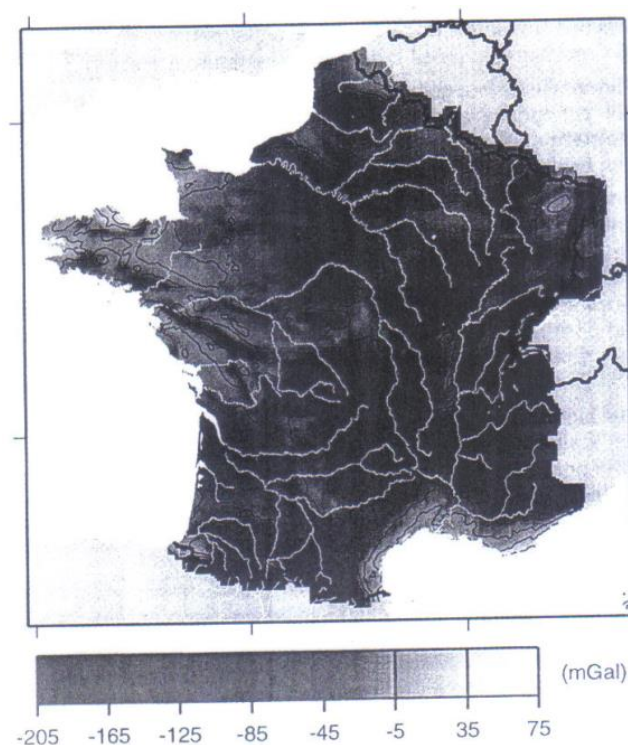


FIG. 1.10 : Anomalies de Bouguer sur la France

Comme explication, il suggère deux hypothèses. Tout d'abord en notant que cette montagne est un volcan il propose que les éruptions successives l'auraient en quelque sorte vidée et donc que la montagne contiendrait des cavités. L'idée était judicieuse ; mais cette première interprétation par contre n'a pas résisté au temps ! La deuxième hypothèse formulée par Pierre Bouguer était que les valeurs de la densité en profondeur seraient différentes, plus faibles, que celles en surface.

Un siècle plus tard, c'est un géodésien britannique, George Everest, qui fait la même observation en analysant ses mesures géodésiques obtenues dans le nord de l'Inde, au pied de l'Himalaya. C'est pour l'expliquer que deux chercheurs proposèrent leur théorie.

Ce fut d'abord l'archidiacre de Calcutta, Pratt, qui le 7 décembre 1854 proposa à la société Royale de Londres une explication basée sur l'hypothèse que la densité des montagnes serait d'autant plus faible que la montagne serait élevée (FIG. 1.11).

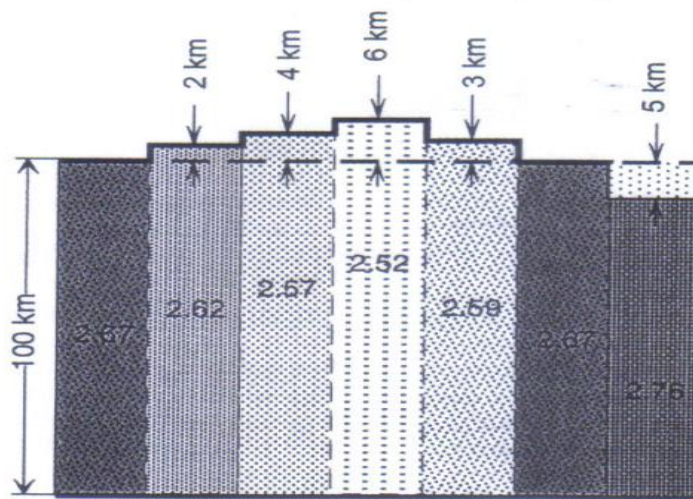


FIG. 1.11 : Modèle de Pratt

Cette idée, reprise par la suite par HaYford en 1910, conduisit à un modèle de la partie externe du globe dans le quel les densités varient latéralement dans les colonnes en fonction de leur élévation par rapport au géoïde. Plus la colonne est élevée, moins elle est dense est inversement. Ces variations de densité se produisent jusqu'à une certaine profondeur appelée profondeur de compensation, de l'ordre de 100km dans ce modèle de Pratt.

Le 25 janvier 1855, toujours devant la société royale d'Angleterre, l'astronome Airy formula une autre théorie. Pour lui les montagnes sont si lourdes que l'écorce terrestre ne peut les supporter et les montagnes, de densité constante, flottent dans le milieu sous-jacent. D'après le principe d'Archimède, plus les montagnes sont élevées, plus leur racine est importante, Dans ce modèle, les reliefs sont donc compensés par une racine crustale et les dépressions par une anti-racine.

On peut calculer facilement la hauteur h' de la racine en fonction de l'altitude h dans ce modèle. En égalisant les poids des différentes colonnes on trouve :

$$h' = \frac{\rho_c}{\rho_m - \rho_c} \text{ à terre et } h'_0 = \frac{\rho_c - \rho_e}{\rho_m - \rho_c} h_0 \text{ en mer.}$$

Avec ρ_c , ρ_m et ρ_e les densités de la croute, du manteau et de l'eau de mer respectivement.

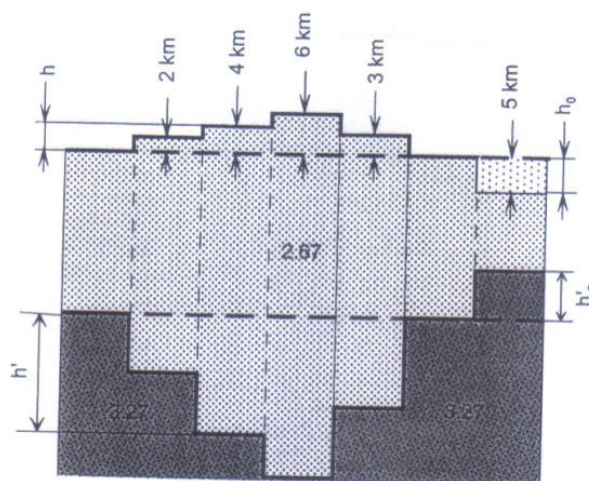


FIG 1.12 : Modèle d'Airy

1.8 Interprétation des résultats

Le but de l'interprétation des anomalies de pesanteur est de trouver la distribution des sources : contrastes de densité et géométries qui créent les anomalies observées en surface.

On peut montrer théoriquement que les données gravimétriques seules ne suffisent pas à déterminer de façon unique une distribution de masse en profondeur. La figure 1.13 illustre ce point, plusieurs géométries bien différentes peuvent créer les mêmes anomalies gravimétriques.

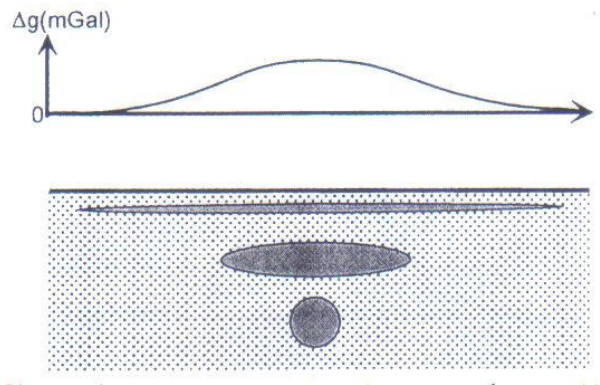


FIG.1.13 : Chacun des trois corps représentés sur cette figure crée les mêmes effets en surface

C'est ce qu'on appelle la non-unicité de l'inversion. Cette non-unicité est également vraie pour d'autre méthode géophysique, comme par exemple en géomagnétisme. Par conséquent, les interprétations des mesures gravimétriques, en terme de distribution de masses en profondeur, ne pourront être uniques qu'avec l'apport d'autre paramètres géologiques, géophysiques, forages, ect. Notons toutefois que si à une anomalie donnée correspond théoriquement une infinité de modèles, le nombre de modèle raisonnables d'un point de vue géologique et géophysique est relativement restreint.

L'examen d'une carte d'anomalie montre qu'il est possible de déterminer au premier ordre plusieurs classes d'anomalies en fonction de leurs formes. Il existe des anomalies linéaires et des anomalies plutôt circulaires.

1.8.1 Effet de structures simples

On peut obtenir analytiquement par un calcul direct les effets gravimétriques créés par des structures de forme géométrique simple. Intéressons-nous ici à la composante verticale, celle que l'on peut mesurer avec les gravimètres.

Sphère

La composante verticale de l'attraction créée par une sphère de masse M supposée concentrée en son centre située à une profondeur h – cela correspond donc à l'effet d'un point source de masse M à la profondeur h – en un point x d'un axe horizontal passant à la verticale du centre de la sphère est :

$$g(x) = \frac{GMh}{(x^2 + h^2)^{3/2}}$$

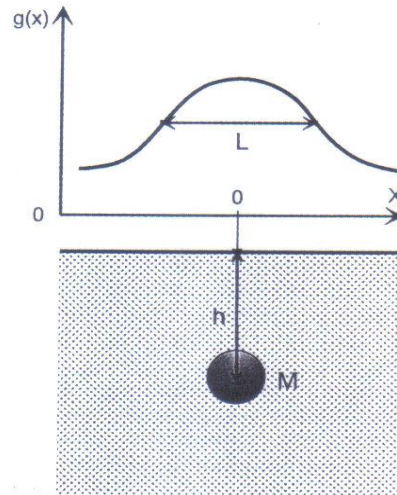


FIG. 1.14 : Effet gravimétrique créé par une source sphérique M dont la masse est concentrée en son centre situé à une profondeur h .

On voit donc que le maximum de cet effet, en $x=0$ est proportionnel à l'inverse du carré de la profondeur de la source h , et que la largeur à mi-hauteur du signal est proportionnelle à h .

On effectue la largeur à mi-hauteur est définie par $L = 2x$, avec x tel que $g(x) = 0.5 g_{\max}$. Soit :

$$\frac{GMh}{(x^2 + h^2)^{\frac{3}{2}}} = 0.5 \frac{GM}{h^2}, \text{ donc } L = 1.53 h, \text{ ou } h = 0.65 L.$$

Plus la source est profonde plus l'amplitude du signal associé est faible et plus sa longueur d'onde est grande.