(Le français suit)

ABSTRACT

The first vertical derivative of gravity anomalies grid of Canada shows the gravitational field caused by lateral variations in the density of Earth's crust and upper mantle that reflect differences in composition and thickness. Systematic gravity mapping began in Canada in 1944 and is ongoing. All data are tied to the International Gravity Standardization Network 1971. Local gravity anomalies result from the juxtaposition of relatively high- and low-density rock types. Shorter wavelength anomalies, representing nearer surface density contrasts, are enhanced by the derivative filter.

INTRODUCTION

This grid presents the first vertical derivative of Bouguer anomalies.. The data were compiled from the holdings of the Canadian Geodetic Survey, Surveyor General Branch. They were collected to map the gravitational attraction over the Canadian landmass and offshore areas. Variations in the force of gravity are due to differences in the mass of underlying materials. These data are useful for geological interpretation and have applications in oil, gas, and mineral exploration. The gravity field is also used to define the geoid, which is the ideal shape of Earth, or mean sea level if Earth were completely covered with water.

GRAVITY

Gravitation is the force of attraction one mass has for another. Gravity is the gravitational attraction of Earth and its rotation. According to Newton's law of gravitation, the force increases with increasing mass. The force of the attraction also increases as we approach the centre of mass. If one geological body is denser than another, it will have a greater mass per unit volume and a greater gravitational attraction. Measurements of gravity yield little direct geological information, other than to represent Earth's oblate spheroidal shape, unless corrections are made to account for variations in Earth's shape and topography. As Earth's radius is approximately 20 km smaller at the poles than the equator, the force of gravity increases the closer we get to the poles. In addition, Earth's rotation results in a slightly smaller measured gravity at the equator than near the poles. In order to isolate the effect of lateral variations in density within Earth, the bulk gravity effects of Earth due to latitude must be removed. The normal (theoretical) gravity (γ_ϕ) is given in mGal (10^{-5}m•s^{-2}) by the International Gravity Formula:

$$\gamma_\phi = \gamma_e \frac{1 + k \sin^2 \phi}{\sqrt{1 - e^2 \sin^2 \phi}}$$

based on the Geodetic Reference System of 1980 (GRS80), where ϕ is the latitude in degrees of any point on Earth, γ_e is normal gravity at the equator (= *978032.67715 mGal*), e is the eccentricity (e^2 = *0.00669438002290*) and k is an ellipsoidal parameter (= *0.001931851353*). The effect of latitude is removed by subtracting the theoretical value of gravity from the observed values. To correct for variations in elevation, the vertical gradient of gravity (vertical rate of change of the force of gravity, ~0.3086 mGal•m^{-1}) is multiplied by the elevation (H) of the station:

$$\frac{\partial \gamma}{\partial H} = -2 \frac{\gamma_\varphi \left(1 + f + m - 2f \sin^2 \varphi\right)}{a} + 3 \frac{\gamma_\varphi}{a^2} H$$

where a is the semi-major axis (= *6378137 m*), f is the flattening (= *0.00335281068118*), m = 0.00344978600308. This additional correction produces the free-air gravity anomaly (Δg_{fa}):

$$\Delta g_{fa} = g_t - \gamma_\varphi - \frac{\partial \gamma}{\partial H} H$$

where g_t is the observed gravity on Earth's surface.

To isolate the effects of lateral variations in density on gravity, it is also necessary to correct for the gravitational attraction of the slab of material between the observation point and the

mean sea level. This is the Bouguer gravity anomaly (Δg_B), which is given (in mGal) for static land measurements by the formula:

$$\Delta g_B = \Delta g_{fa} + 2\pi G\rho H$$

where Δg_{fa} is the free-air anomaly, G = gravitational constant (*6.672 x 10^{-11} $m^3 \cdot kg^{-1} s^{-2}$ or 6.672 x 10^{-6} $m^2 \cdot kg^{-1} \cdot mGal$*), ρ = density of crustal rock ($kg \cdot m^{-3}$), and H = elevation above mean sea level (m). In areas of rough terrain, a terrain correction (*TC*) for the effect of nearby masses above (mountains) or mass deficiencies below (valleys) the gravity measurement point can be calculated and applied to the Bouguer anomaly. The final Bouguer gravity anomaly reflects lateral variations in rock density.

DATA ACQUISITION

Gravity data are usually acquired using relative gravimeters that measure changes in gravity from one place to another. On the Canadian landmass, gravity has been measured at discrete stations using static gravimeters. Although measurements at some offshore stations have been taken using static gravimeters on the ocean floor, most were acquired using dynamic gravimeters aboard moving vessels. The relative nature of the gravimeters requires that the force of gravity be known at the start and end of a series of observations. The start and end points are referred to as 'base stations' or 'control stations'. The control stations used in processing the data make up the Canadian Gravity Standardization Network (CGSN). These control stations have been established from the International Gravity Standardization Network 1971 (IGSN71). Gravimeter readings are converted to gravity observations by a least squares adjustment of the readings to the control stations.

PRESENTATION

The data used to compile this grid consist of approximately 750 000 gravity observations, including 229 000 on land, acquired between 1944 and 2015. The data spacing ranges from less than 1 km to over 20 km, with an average spacing between 5 and 10 km. All measurements were reduced to the IGSN71 datum. Normal (theoretical) gravity values were calculated from the Geodetic Reference System 1980 (GRS80) gravity formula. Bouguer anomalies were calculated using the Bouguer anomaly equation described above using a crustal density of 2 670 $kg \cdot m^{-3}$. For this grid, the data were gridded to a 2 km interval, with a blanking radius of 20 km. The grid was converted to the frequency domain using a fast Fourier transform. The vertical derivative transform function was applied to the frequency domain data. The data were upward continued by 2 km and then returned to the spatial domain using an inverse fast Fourier transform. The derivative filter enhances the short wavelength component at the expense of longer wavelength anomalies and helps resolve closely spaced, even superposed, anomalies.

DESCRIPTION OF MAJOR FEATURES

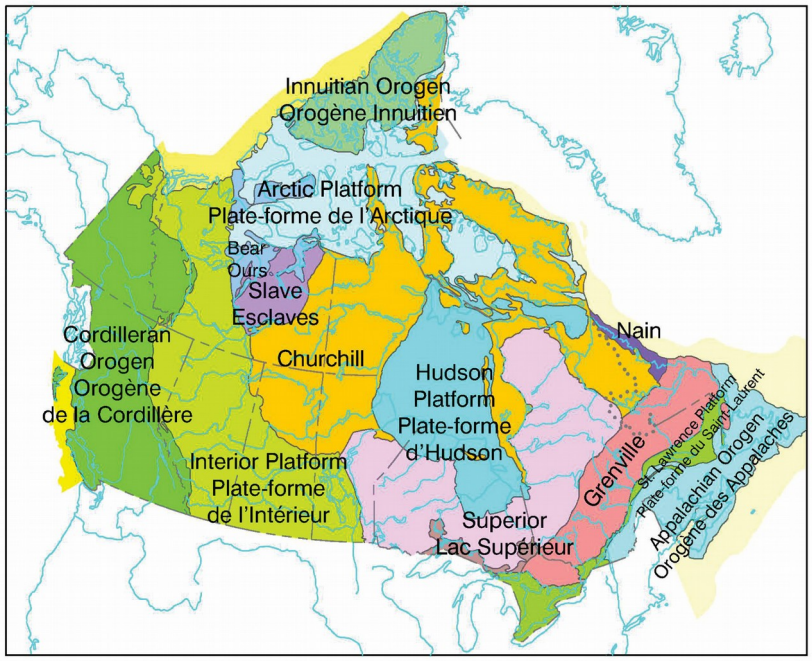
The gravity anomalies correspond to variations in lateral density and mass in the upper mantle and the crust. Most high-frequency anomalies are caused by near-surface contacts of rocks that have significantly different densities. These anomalies are enhanced by the vertical derivative filter. For example, in the Superior Province (Fig. 1, from Wheeler et al., 1996) of the Canadian Shield, granitic plutons are less dense than the volcanic rocks they intrude and are local gravity lows. The boundary between the Trans-Hudson Orogen and the Superior Province is marked by an extensive, curvilinear gravity high that corresponds to the denser material of associated magmatic arcs. The Kapuskasing Uplift in the Superior Province (Goodacre, 1972) is represented by a vertical derivative high due to highly metamorphosed, high density rock uplifted to the surface, as well as denser material underplating the uplifted crust. Longer wavelength anomalies are generally associated with variations in crustal thickness and tend to be attenuated by the vertical derivative filter.

REFERENCES / RÉFÉRENCES

Goodacre, A.K. 1972: Generalized structure of the deep crust and upper mantle in Canada; Journal of Geophysical Research, v. 77, p. 3146–3161.

Wheeler, J.O., Hoffman, P.F., Card, K.D., Davidson, A., Sanford, B.V., Okulitch, A.V., and Roest, W.R. 1996: Geological Map of Canada; Geological Survey of Canada, Map D1860A, scale 1:5 000 000

Fig. 1. Geological Provinces (from Wheeler et al., 1996)
Fig. 1. Provinces géologiques (tiré de Wheeler et al., 1996)



RÉSUMÉ

La grille des anomalies de la dérivée première verticale du champ de gravité du Canada illustre le champ gravitationnel attribuable aux variations latérales de densité dans la croûte terrestre et le manteau supérieur, lesquelles reflètent des différences de composition et d'épaisseur. La cartographie gravimétrique systématique au Canada a commencé en 1944 et se poursuit toujours. Toutes les données sont rattachées au Réseau international de normalisation gravimétrique de 1971. À une échelle locale, les anomalies gravimétriques sont dues à la juxtaposition de roches de densité relativement faible et de roches de densité relativement élevée. Les anomalies de courte longueur d'onde, qui reflètent l'existence de contrastes de densité près de la surface, sont rehaussées par le filtre de la dérivée verticale.

INTRODUCTION

Cette grille figure la dérivée première verticale des anomalies de Bouguer. Les données ont été compilées à partir des archives de données des Levés géodésiques du Canada, Direction de l'Arpenteur général. Ces données ont été recueillies en vue de représenter graphiquement la force d'attraction gravitationnelle qui s'exerce sur la masse continentale et les régions extracôtières du Canada. Les variations de la force de gravité sont dues à des différences de la masse des matériaux sous-jacents. Les données gravimétriques sont utiles pour les interprétations géologiques et sont employées pour la recherche du pétrole, du gaz naturel et des ressources minérales. Le champ de gravité sert également à définir le géoïde, qui constitue la forme idéalisée de la Terre, ou le niveau moyen de la mer si la Terre était complètement recouverte d'eau.

LA GRAVITÉ

La gravitation est la force d'attraction qu'exerce un corps sur un autre. Lorsqu'elle est exercée par la Terre (avec sa rotation), cette force est appelée «gravité» ou «pesanteur». Selon la loi de la gravitation de Newton, la force d'attraction s'accroît quand la masse augmente. Elle s'accroît également quand on s'approche du centre de masse. Si un corps géologique est plus dense qu'un autre, sa masse par unité de volume sera plus grande et l'attraction gravitationnelle qui s'exercera sur lui sera plus forte. Les mesures de la gravité ne fournissent pas beaucoup d'information géologique directe, mise à part la représentation de la forme sphéroïdale aplatie de la Terre, à moins que ne leur soient appliquées des corrections pour compenser les effets de la forme de la Terre et de son relief. Comme le rayon de la Terre est d'environ 20 km plus court aux pôles qu'à l'équateur, la force de gravité augmente quand on s'approche des pôles. En outre, la rotation de la Terre fait en sorte que la valeur mesurée de la gravité est légèrement plus faible à l'équateur qu'aux pôles. Afin d'isoler les effets attribuables à des variations latérales de densité à l'intérieur de la Terre, il est nécessaire d'enlever la somme des effets gravitationnels attribuables à la latitude. Si ϕ représente la latitude en degrés d'un point donné à la surface de la Terre, la valeur théorique de la gravité (γ_ϕ) en ce point est fournie par la formule gravimétrique internationale suivante :

$$\gamma_\phi = \gamma_e \frac{1 + k \sin^2 \phi}{\sqrt{1 - e^2 \sin^2 \phi}}$$

en mGal (10^{-5} m•s^{-2}), selon le Système géodésique de référence de 1980 (GRS80). Les composantes de l'équation incluent la gravité théorique à l'équateur (γ_e = *978032,67715* mGal), l'excentricité au carré (e^2 = *0,00669438002290*) et le paramètre ellipsoïdal k = *0,001931851353*. La correction pour l'effet de latitude est obtenue en soustrayant de la valeur observée de la gravité, la valeur théorique de celle-ci. Afin de corriger les effets des variations d'altitude, il est nécessaire de calculer le gradient vertical de la gravité (le taux de variation suivant la verticale de la force de gravité, soit ~0,3086 mGal•m^{-1}) :

$$\frac{\partial \gamma}{\partial H} = -2 \frac{\gamma_\varphi \left(1 + f + m - 2f \sin^2 \varphi\right)}{a} + 3 \frac{\gamma_\varphi}{a^2} H$$

où a est le demi grand axe (= *6378137 m*), f est l'aplatissement (= *0,00335281068118*), m = *0,00344978600308* et l'élévation (H) de la station. L'application de cette correction nous donne l'anomalie gravimétrique à l'air libre (Δg_{fa}) :

$$\Delta g_{fa} = g_t - \gamma_\varphi - \frac{\partial \gamma}{\partial H} H$$

où g_t est la pesanteur mesurée à la surface de la Terre.

Afin de bien isoler les effets causés uniquement par les variations latérales de densité sur la gravité, il faut aussi tenir compte de la force d'attraction gravitationnelle qu'exerce la tranche de matériau située entre le point d'observation et le niveau moyen de la mer. Le résultat de cette correction est appelé anomalie gravimétrique de Bouguer *(Δg_B)*. Dans le cas d'une mesure statique sur la terre ferme, la valeur de l'anomalie de Bouguer (en mGal) est obtenue à l'aide de la formule suivante :

$$\Delta g_B = \Delta g_{fa} + 2\pi G \rho H$$

où Δg_{fa} est l'anomalie a l'air libre, G = constante universelle de la gravitation (*6,672 x 10-11 $m^3 \cdot kg^{-1} s^{-2}$* ou encore *6,672 x 10-6 $m^2 \cdot kg^{-1} \cdot mGal$*), ρ = masse volumique de la lithologie crustale ($kg \cdot m^{-3}$) et H = altitude au-dessus du niveau moyen de la mer (m). Dans les terrains accidentés, il est possible de calculer et d'appliquer des corrections qui tiennent compte de la présence de masse au-dessus (montagnes) ou de l'absence de masse en dessous (vallées) du point de mesure de la gravité. L'anomalie gravimétrique de Bouguer finale reflète les variations latérales de la densité des roches.

ACQUISITION DES DONNÉES

Des données gravimétriques sont recueillies généralement à l'aide de gravimètres relatifs qui mesurent les changements de la force de gravité d'un endroit à un autre. À l'intérieur de la masse continentale du Canada, la pesanteur a été mesurée à l'aide de gravimètres statiques en de nombreuses stations distinctes. Au large des côtes, quelques mesures ont été faites avec des gravimètres statiques placés sur le fond océanique, mais la plupart des mesures ont été faites par bateaux avec des gravimètres dynamiques. La nature relative des mesures de ces gravimètres implique que la force de gravité doit être connue au début et à la fin d'une série d'observations. Ces points de départ et d'arrivée sont les stations de base ou stations de contrôle. Les stations de contrôle utilisées lors du traitement des données constituent le Réseau de normalisation canadien de la gravimétrie. Les stations de contrôle ont été établies à partir du Réseau international de normalisation gravimétrique de 1971. Les lectures des gravimètres sont converties en valeurs observées de la gravité en se servant des lectures aux stations de contrôle et d'un ajustement par la méthode des moindres carrés.

PRÉSENTATION

Les données utilisées pour la compilation de cette grille proviennent d'environ 750 000 observations gravimétriques, dont 229 000 ont été acquises entre 1944 et 2015 sur le continent. L'espacement des points de mesure varie de moins de 1 km à plus de 20 km et se situe en moyenne entre 5 et 10 km. Toutes les mesures ont été ramenées au niveau de référence du Réseau international de normalisation gravimétrique de 1971. Les valeurs théoriques de la gravité ont été calculées à l'aide de la formule gravimétrique du Système géodésique de référence de 1980 (GRS80). L'anomalie de Bouguer a été calculée en employant un gradient vertical théorique de la gravité (voir équation ci-haut) et une masse volumique de *2 670 $kg \cdot m^{-3}$* pour les lithologies crustales. Cette produit est une grille de données à maille de 2 km en employant une limite d'interpolation de 20 km. La grille de données a été convertie dans le domaine des fréquences à l'aide d'une transformation de Fourier rapide et le filtre de la dérivée verticale a été appliqué aux données dans le domaine des fréquences. Les données ont par la suite été « prolongées » vers le haut de deux kilomètres et ont été ramenées dans le domaine spatial à l'aide d'une transformation de Fourier rapide inverse. Le filtre de la dérivée verticale rehausse les composantes de courte longueur d'onde aux dépens des anomalies de plus grande longueur d'onde et facilite la résolution des anomalies étroitement espacées, voire superposées.

DESCRIPTION DES ÉLÉMENTS IMPORTANTS

Les anomalies gravimétriques correspondent à des variations latérales de densité et à des variations de la masse dans le manteau supérieur et dans la croûte. La plupart des anomalies de haute fréquence sont dues à la présence de contacts entre des roches de densités significativement différentes près de la surface. Ce type d'anomalie est rehaussé par le filtre de la dérivée verticale. Par exemple, dans la Province du lac Supérieur (fig. 1, tirée de Wheeler et al., 1996) du Bouclier canadien, les plutons granitiques sont moins denses que les roches volcaniques qu'ils recoupent et produisent des creux gravimétriques d'étendue locale. La limite entre l'orogène trans-hudsonien et la Province du lac Supérieur est marqué par une vaste crête gravimétrique curviligne qui rend compte du matériau plus dense des arcs magmatiques qui lui sont associés. Le soulèvement de Kapuskasing dans la Province du lac Supérieur (Goodacre, 1972) est souligné par une crête de la dérivée verticale qui est causée par la présence à la surface

de roches de haut degré de métamorphisme et de densité élevée amenées des profondeurs, ainsi que par l'accrétion de matériau plus dense à la base de la croûte soulevée. Les anomalies de plus grande longueur d'onde sont généralement associées à des variations d'épaisseur de la croûte et le filtre de la dérivée verticale a tendance à les atténuer.