(Le français suit)

ABSTRACT

The isostatic residual Bouguer gravity anomaly 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. The isostatic residual map emphasizes the short wavelength components in the gravity field representing nearer surface sources by removing long wavelength features caused by predictable mass deficiencies at depth.

INTRODUCTION

This grid presents isostatic residual Bouguer gravity 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:

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

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 (6.672×10^{-11} $m^3 \cdot kg^{-1} s^{-2}$ *or* 6.672×10^{-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.

The principle of isostasy states that mass excesses, represented by topographic loads at the surface, are compensated by mass deficiencies at depth which are referred to as isostatic roots. The effect of these mass deficiencies is not accounted for in the Bouguer reduction and there exists an inverse correlation between broad Bouguer anomaly lows and positive topography. The isostatic correction removes the gravity effect of the isostatic roots. The depths of the roots were estimated based on the Airy-Heiskanen model (Simpson et al., 1986). The depth of the root is defined for land areas by the formula

$$d = d_s + e\,(\rho_t / \partial \rho)$$

where d = depth to the bottom of the root (m), d_s = the depth of compensation for sea level compensations (30 000 m), e = elevation (m), ρ_t = density of the topographic load (2670 $kg \cdot m^{-3}$), and $\partial \rho$ = density contrast between the root and underlying mantle material (600 $kg \cdot m^{-3}$, see Figure 1). For oceanic areas, a negative topographic load exists, since lower density water replaces higher density rock. The depth of the root over oceanic areas is defined by the formula

$$d = d_s - d_w\,((\rho_t - \rho_w) / \partial \rho)$$

where d_w = depth of water and ρ_w = the density of water (1030 $kg \cdot m^{-3}$). Calculation of a grid of root depths was carried out using gridded topographic data with a 10 km interval. The gravitational effect of the compensating mass at a given point has been calculated by others (Simpson et. al., 1986, Goodacre et al., 1987) by combining the effect of roots on a flat earth within a 166.7 km radius and the effect of roots beyond this radius as derived by Heiskanen (1953). As Heiskanen's outer zone calculations account for the curvature of Earth and since better topographic models are now available, Heiskanen's formula was applied to all areas to determine the gravitational effect of the roots. Heiskanen defines the gravitational effect of a root at a point, O, by the formula

$$g_c = G\,m\,((a^2/2R) + d\cos\alpha) / (a^2 + d^2 - 2ad\sin\alpha/2)^{3/2}$$

where g_c = the gravitational effect (mGal), m = mass deficiency of the root (kg), R = radius(m) of the Earth, a = distance(m) between the observation point and the point at sea level above the root , d = the distance(m) between the centre of mass of the root and the point at sea level above the root and α = the angle between lines extending from the observation point and the point at sea level above the root through the centre of Earth (see Figure 2). For the calculation of g_c, the grid of root depths was converted to latitude, longitude and depth to root bottom with approximately 10 km spacing. These were considered as spherical coordinates and converted to X, Y, and Z coordinates in metres with the centre of the sphere at the origin. The volume of the root under each point was calculated by multiplying the square of the data spacing (10 km) by the depth of the root beneath the depth of compensation at sea level (30 km). The mass deficiency under each point was calculated by multiplying the volume by the density contrast between the root and the underlying mantle. The gravitational effect of each point's root was calculated at all data points. The isostatic correction at each point is the sum of these gravitational effects. The isostatic corrections are calculated for sea level observations and so were upward continued to the topographic surface on land and left at sea level for the offshore. The isostatic residual anomalies were calculated by adding the isostatic correction to Bouguer gravity anomalies.

Topographic data used in calculating the isostatic roots were a combination of GDCTOPO1 (a 1 km grid of Canadian land elevations), ETOPO5, and Kalaallit Nunaat (Greenland) bedrock topography, surface topography and ice thickness data (Bamber et al., 2000). The Kalaallit Nunaat data were used to calculate equivalent rock topography for

the Kalaallit Nunaat ice sheet. Equivalent rock topographies were also calculated for the water load in the Great Lakes, Great Bear Lake and Great Slave Lake.

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 752 000 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 $kg \bullet m^{-3}$. All areas are represented by isostatic residual Bouguer anomalies. For this grid, the data were gridded to a 2 km interval, with a blanking radius of 20 km.

DESCRIPTION OF MAJOR FEATURES

Gravity anomalies reflect variations in lateral density and mass in the upper mantle and the crust. Most high-frequency anomalies are caused by near-surface contacts of geological units that have significantly different densities. These anomalies are enhanced by the isostatic correction. This enhancement is most significant over areas of high topography and in offshore regions. The long wavelength gravity low seen in the Bouguer anomaly field (Jobin et.al.,2016) over and adjacent to the Cordilleran Orogen (Fig. 3) is removed by the isostatic correction revealing many different gravity domains that reflect the lithological diversity and structural complexity of the area. For example, gravity highs over Vancouver Island and Queen Charlotte Island correspond to high-density mafic volcanic sequences. The Bowser Basin in northwestern British Columbia has a relatively smooth and low amplitude signature. A gravity high trending northwest and centred at N 52°, W 117° corresponds to an area of tectonically thickened supracrustal rocks. This isostatic residual anomaly has no corresponding free-air or Bouguer anomaly and represents an uncompensated load in the crust (Goodacre, 1972). In offshore areas, the isostatic correction removes long wavelength signals from the field and corrects for the effects of bathymetry, most notably along the edges of the continental shelf. Offshore of eastern Canada many discrete isostatic residual anomalies are discernable, including a large high over the Sable Subbasin caused by thick sedimentary accumulations (Shih et al. 1991). The isostatic residual anomaly field low over Hudson Bay has been interpreted by Innes et al. (1968) to reflect an isostatic root related to incomplete post-glacial rebound.

REFERENCES / RÉFÉRENCES

Bamber, J.L., Layberry, R.L., Gogenini, S.P. 2001: A new ice thickness and bedrock dataset for the Greenland ice sheet: part I. Journal of Geophysical Research.

ETOPO5: 1988. Data Announcement 88-MGG-02, Digital relief of the Surface of the Earth. NOAA, National Geophysical Data Center, Boulder, Colorado.

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

Goodacre, A.K., Grieve, R.A.F., Halpenny, J.F. 1987: Isostatic gravity anomaly map of Canada / Carte des anomalies gravimétriques du Canada; Geological Survey of Canada, Canadian Geophysical Atlas Series 4.

Heiskanen, W. 1953. Isostatic reductions of the gravity anomalies by the aid of high-speed computing machines. Annales Academiae Scientiarum Fennicae, Series A, III. Geologica - Geographica, number 33.

Innes, M.J.S., Goodacre, A.K., Argun-Weston, A., and Weber, J.R. 1968. Gravity and isostasy in the Hudson Bay Region; in Science, History and Hudson Bay, v.2, ed. C.S. Beals and D.A. Shenstone, p. 703-728.

Jobin, D.M., Véronneau M. and Miles, W.F., 2016. Gravity Anomaly Map, Canada / Carte des anomalies gravimétriques, Canada; Geological Survey of Canada, Open File XXXX; scale 1:7 500 000.

Shih, K.G., Macnab,R., McConnell, R.K., Hearty, D.B., Halpenny, J.F., and Woodside, J. 1991: Regional geology and geophysics 2: gravity anomaly; in East Coast Basin Atlas Series: Scotian Shelf; Atlantic Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, p.11.

Simpson, R.W., Jachens, R.C., Blakely,R.J., and Saltus, R.W. 1986. A New Isostatic Residual Gravity Map of the Conterminous United States with a Discussion on the Significance of Isostatic Residual Anomalies. Journal of Geophysical Research. V. 91, No 138, p. 8348-8372.

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

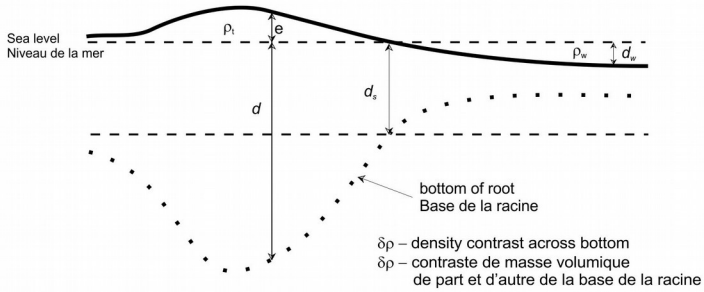


Fig. 1. Geometry of isostatic roots in Airy-Heiskanen model. e = elevation, ρ_t = density of topographic load, ρ_w = density of water, $\delta\rho$ = density contrast across bottom of root, d = depth to bottom of root, d_s = depth to bottom of root at sea level elevations, d_w = depth of water (after Simpson et al., 1986).

Fig. 1. Géométrie des racines isostatiques dans le modèle d'Airy-Heiskanen. e = altitude, ρ_t = masse volumique de la charge topographique, ρ_w = masse volumique de l'eau, $\delta\rho$ = contraste de masse volumique de part et d'autre de la base de la racine, d = profondeur de la base de la racine, d_s = profondeur de la base de la racine pour un point situé au niveau de la mer, d_w = épaisseur de la colonne d'eau. D'après Simpson et al. (1986)

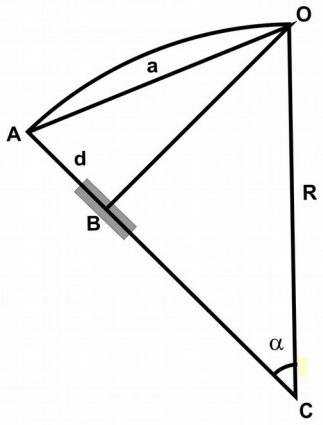
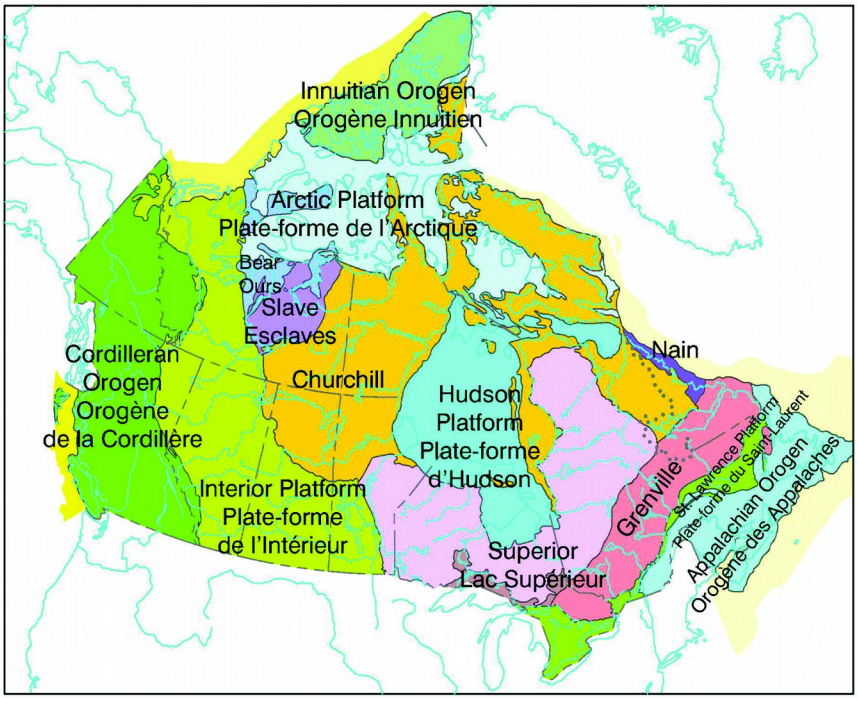


Fig. 2. Gravitational effect of an isostatic root on a point at sea level. Gray box represents isostatic root corresponding to one elevation data point. R = radius of the Earth, O = computation point, B = centre of mass of the isostatic root, A = the point at sea level above the isostatic root, d = distance from A to B (depth to bottom of root),C = centre of the Earth. The arc, AO, represents the sea level of Earth (after Heiskanen, 1953).

Fig. 2. Effet gravitationnel d'une racine isostatique sur un point situé au niveau de la mer. Le rectangle en gris représente la racine isostatique correspondant à un point de données du modèle altimétrique. R = rayon de la Terre, O = point de calcul, B = centre de masse de la racine isostatique, A = point au niveau de la mer au-dessus de la racine isostatique, d = distance entre A et B (profondeur de la base de la racine), C = centre de la Terre. L'arc AO représente le niveau de la mer sur la Terre (d'après Heiskanen, 1953).

Fig. 3. Geological Provinces (from Wheeler et al., 1996)
Fig. 3. Provinces géologiques (tiré de Wheeler et al., 1996)



RÉSUMÉ

La grille des anomalies isostatiques résiduelles de Bouguer 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. La carte des anomalies isostatiques résiduelles met en évidence les composantes de courte longueur d'onde du champ de gravité qui rendent compte de sources près de la surface, car elle élimine les composantes de grande longueur d'onde attribuables aux déficits de masse prévus en profondeur.

INTRODUCTION

Cette grille figure les anomalies isostatiques résiduelles de l'anomalie 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* $m^3 \bullet kg^{-1} s^{-2}$ ou encore *6,672 x 10-6* $m^2 \bullet kg^{-1} \bullet mGal$), ρ = masse volumique de la lithologie crustale ($kg \bullet m^{-3}$) 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.

Selon le principe de l'isostasie, les excédents de masse associés aux charges topographiques à la surface sont compensés par des déficits de masse en profondeur, définissant ce que l'on appelle des « racines isostatiques ». Les effets de ces déficits de masse ne sont pas pris en considération dans la correction de Bouguer, et il existe une corrélation inverse entre les vastes creux de l'anomalie de Bouguer et les hauteurs topographiques. La correction isostatique élimine l'effet gravitationnel des racines isostatiques. L'évaluation de la profondeur de ces racines repose sur le modèle d'Airy-Heiskanen (Simpson et al., 1986). Dans les régions continentales, la profondeur de la racine est définie par l'équation :

$$d = d_s + e\ (\rho_t / \partial \rho)$$

ou d = profondeur de la base de la racine (m), d_s = profondeur du niveau de compensation pour un point situé au niveau de la mer (30 000 m), e = altitude (m), ρ_t = masse volumique de la charge topographique (2 670 $kg \bullet m^{-3}$) et $\partial \rho$ = contraste de masse volumique entre les matériaux de la racine et ceux du manteau sous-jacent (600 $kg \bullet m^{-3}$, voir la figure 1). Dans les régions océaniques, une charge topographique négative existe, car l'eau, de moindre densité, prend la place de roches de densité plus élevée. La profondeur de la racine dans les régions océaniques est définie par la formule :

$$d = d_s - d_w\ ((\rho_t - \rho_w) / \partial \rho)$$

ou d_w = épaisseur de la tranche d'eau et ρ_w = masse volumique de l'eau (1 030 $kg \bullet m^{-3}$). La production d'une grille des profondeurs des racines isostatiques a été réalisée à l'aide d'une grille de données topographiques à maille de 10 km. L'effet gravitationnel de la masse compensatrice en un point donné a été calculé par divers chercheurs (Simpson et al., 1986, Goodacre et al., 1987), en combinant les effets qu'ont les racines sur une terre plate à l'intérieur d'un rayon de 166,7 km à ceux qu'elles ont au-delà de ce rayon selon l'approche d'Heiskanen (1953). Comme les calculs suivant l'approche d'Heiskanen pour la zone externe tiennent compte de la courbure de la Terre et puisqu'il existe maintenant de meilleurs modèles topographiques, on a appliqué la formule d'Heiskanen a tous les secteurs de la carte pour déterminer l'effet gravitationnel des racines. Selon Heikanen, l'effet gravitationnel d'une racine en un point O est obtenu à l'aide de la formule suivante :

$$g_c = G\ m\ ((a^2/2R) + d \cos \alpha) / (a2 + d^2 - 2\ ad \sin \alpha / 2)^{3/2}$$

ou g_c = effet gravitationnel (mGal), m = déficit de masse de la racine (kg), R = rayon (m) de la Terre, a = distance (m) entre le point d'observation et le point au niveau de la mer au-dessus de la racine, d = distance (m) entre le centre de masse de la racine et le point au niveau de la mer au-dessus de la racine, et α = angle entre les lignes tracées depuis le point d'observation et le point au niveau de la mer au-dessus de la racine jusqu'au centre de la Terre (voir la figure 2). Pour le calcul de g_c, la grille des profondeurs des racines a été convertie en valeurs de latitude, de longitude et de profondeur de la base de la racine, a des intervalles de 10 km environ. Ces valeurs ont été traitées comme des coordonnées sphériques et converties en coordonnées X, Y et Z (m), avec le centre de la sphère comme point d'origine. On a calculé le volume de la racine sous chaque point en multipliant le carré de l'espacement des points de données (10 km) par la profondeur de la racine sous

le niveau de compensation pour un point situé au niveau de la mer (30 km). Pour calculer le déficit de masse sous chaque point, on a multiplié le volume par le contraste de masse volumique entre les matériaux de la racine et ceux du manteau sous-jacent. On a ensuite calculé l'effet gravitationnel qu'exerce la racine sous un point quelconque sur tous les autres points de données et ce, pour tous les points de données. La correction isostatique en chaque point est la somme de ces effets gravitationnels. Les corrections isostatiques sont calculées pour des observations faites au niveau de la mer, elles ont donc été prolongées vers le haut jusqu'à la surface topographique dans les régions continentales et maintenues au niveau de la mer dans les zones extracôtières. Les anomalies isostatiques résiduelles sont obtenues en ajoutant les valeurs de la correction isostatique à celles de l'anomalie de Bouguer.

Les données topographiques utilisées dans les calculs des racines isostatiques proviennent de diverses sources : GDCTOPO1 (grille à maille de 1 km des altitudes de la masse continentale du Canada), ETOPO5, ainsi que les données sur l'épaisseur de la glace, la topographie de la surface du sol et la topographie du substratum rocheux du Kalaallit Nunaat (Groenland) (Bamber et al., 2000). Les données du Kalaallit Nunaat ont été utilisées pour calculer la topographie rocheuse équivalente pour l'inlandsis du Kalaallit Nunaat. On a également calculé la topographie rocheuse équivalente pour la charge de la colonne d'eau dans les Grands Lacs, le Grand lac de l'Ours et le Grand lac des Esclaves.

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 752 000 observations gravimétriques acquises entre 1944 et 2015 dont 229 000 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 $2\ 670\ kg \bullet m^{-3}$ pour les lithologies crustales. Dans tous les secteurs de la carte, ce sont les anomalies isostatiques résiduelles de l'anomalie de Bouguer qui sont représentées. Cette produit est une grille de données à maille de 2 km en employant une limite d'interpolation de 20 km.

DESCRIPTION DES ÉLÉMENTS IMPORTANTS

Les anomalies gravimétriques correspondent à des variations latérales de densité et à des différences de 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. Ces anomalies sont rehaussées par la correction isostatique. Ce rehaussement devient particulièrement significatif dans les régions à fort relief ainsi qu'au large des côtes. Le creux gravimétrique de grande longueur d'onde que l'on peut observer à l'aplomb de l'orogène de la Cordillère et dans son voisinage (figure 3) dans la représentation de l'anomalie de Bouguer (Jobin et al., 2016) est éliminé par la correction isostatique, ce qui met en évidence de nombreux domaines gravimétriques différents, lesquels reflètent la diversité lithologique et la complexité structurale de la région. Par exemple, les crêtes gravimétriques à l'aplomb de l'ile de Vancouver et des iles de la Reine-Charlotte correspondent à des séquences volcaniques mafiques de densité élevée. Le bassin de Bowser, dans le nord-ouest de la Colombie-Britannique, présente une signature d'amplitude faible et relativement lisse. Une crête gravimétrique de direction nord-ouest centrée à 52° N, 117° W coïncide avec une région ou l'épaisseur de roches supracrustales a été amplifiée par des processus tectoniques. A cette anomalie isostatique résiduelle ne correspondent pas d'anomalies à

l'air libre ou de Bouguer. Elle représente donc une charge non compensée dans la croûte (Goodacre, 1972). Dans les régions extracôtières, la correction isostatique a pour effet d'éliminer les signaux de grande longueur d'onde du champ d'anomalies et corrige les effets d'origine bathymétrique, particulièrement le long de la plate-forme continentale. Au large de la côte Est du Canada, on peut discerner plusieurs anomalies isostatiques résiduelles qui se présentent de manière isolée, notamment une crête évasée à l'aplomb du sous-bassin de Sable, dont la source est liée à d'épaisse accumulations sédimentaires (Shih et al., 1991). Selon Innes et al. (1968), le creux du champ d'anomalies isostatiques résiduelles observé au-dessus de la baie d'Hudson serait le reflet d'une racine isostatique liée à un rebond postglaciaire incomplet.