

Fig. 3. Geological Provinces from Wheeler et al., 1960 / Fig. 3. Provinces géologiques (tiré de Wheeler et al., 1960)

ISOSTATIC RESIDUAL GRAVITY ANOMALY MAP / CARTE DES ANOMALIES ISOSTATIQUES RÉSIDUELLES DU CHAMP DE GRAVITÉ CANADA

Authors: D. M. Jobin, M. Véronneau and W. Miles / Auteurs: D. M. Jobin, M. Véronneau et W. Miles

Scale 1:7 500 000 / Échelle 1:7 500 000

Geological Survey of Canada / Commission géologique du Canada

OSPREY FILE / DOSSIER PUBLIC 8076

2017

Notation bibliographique conseillée / Notation bibliographique conseillée

ABSTRACT
The isostatic residual gravity anomaly map of Canada shows variations in the gravity field caused by lateral variations in the density of Earth's crust and upper mantle that reflect differences in composition and structure. Systematic gravity anomalies in Canada in 1944 and its ongoing. All Canadian gravity data are tied to the International Gravity Standardization Network 1971 (IGSN71) to create a coherent dataset of the global scale. Local gravity anomalies result from the juxtaposition of relatively high and low-density rock types. The isostatic anomaly map emphasizes the short wavelength components in the gravity field representing near surface structure by removing long wavelength features caused by predictable mass deficiencies at depth.

INTRODUCTION
The map presents isostatically corrected Bouguer gravity anomalies (isostatic anomalies). The data were compiled from the holdings of the Canadian Geological Survey. The data were collected by mapping the gravity field over the Canadian landmass and offshore areas. Variations in gravity are due to Earth's shape and 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
Gravity is the combination of the gravitational attraction of Earth and its rotation (centrifugal force). Crustal and upper mantle mass has been modeled. According to Heiskanen's law of gravitation, the force increases with increasing mass. The force of 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 the direct geological information, other than the representation of the spheroidal shape, unless corrections are made to account for variations in Earth's shape and topography.

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 (Jobin et al., 2016) 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., 1966). The depth of the root is defined for land areas by the formula:

$$d = d_c + (e/\rho_p/\rho_w)$$

where d is the depth to the bottom of the root (m), d_c is the depth of compensation for sea level compensation (30 000 m), e is the elevation (m), ρ_p is the density of the topographic load (2 670 kg/m³), and ρ_w is the density contrast between the root and underlying mantle material (600 kg/m³), see Fig. 1. For oceanic areas, a negative topographic load exists, since lower density water replaces higher density crust. The depth of the root over oceanic areas is defined by the formula:

$$d = d_c - d_w (\rho_w/\rho_p)$$

where d_w is the depth of water and ρ_w is the density of salt water (1 020 kg/m³). Calculation of a grid of root depths was carried out using gridded topographic data with a 10 km lateral resolution. The gravitational effect of the compensating mass at a given point has been calculated by others (Simpson et al., 1966; Goodacre et al., 1989) by combining the effect of roots on a flat Earth with the effect of roots beyond the surface of the Earth. The effect of roots beyond the surface of the Earth is accounted for by Heiskanen's (1953) Airy-Heiskanen's outer zone calculations which account for the curvature of Earth and since better topographic data are now available, Heiskanen's formula was applied to the calculation of the gravitational effect of the roots. Heiskanen defines the gravitational effect of a root at a point, O , by the formula:

$$g = Gm \left(\frac{e}{R^2} + \frac{d}{R^3} \right) / G \rho_p + 2ad \sin \alpha / R^3$$

where g is the gravitational effect (mGal), m is the mass deficiency of the root (kg), R is the radius (m) of Earth, α is the distance (m) between the observation point and the point at sea level above the root, d is the distance (m) between the centre of mass of the root and the point at sea level above the root, and a is the angle between lines extending from the observation point and the point at sea level above the root through the centre of Earth (see Fig. 2). For the calculation of the grid of root depths, the formula 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 area spacing (10 km) by the depth of the root beneath the point 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 the topographic surface load and the effect of the root. The isostatic anomalies were calculated by adding the isostatic correction to Bouguer gravity anomalies.

Topographic data used in calculations regarding the isostatic roots was a combination of COGTOP (a 1 km grid of Canadian land elevations), ETOPOS (1986) and Kaibali Narsat (Greenland) isostatic topography, surface topography and ice thickness data (Bamber et al., 2001). The Kaibali Narsat data were used to calculate equivalent sea level topography for the ice sheet. The Kaibali Narsat topography was 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 using absolute gravimeters. Although measurements at some offshore stations have been taken using static gravimeters on the ocean floor, most were acquired using dynamic gravimeters aboard research vessels. The relative accuracy of the gravimeters records the force of gravity by knowing 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 were the Canadian Gravity Standardization Network (CGSN). These control stations have been established from the International Gravity Standardization Network 1971 (IGSN71). Gravity 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 map 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 of 15 km. All measurements were reduced to the 1960 datum. Normal (theoretical) gravity values were calculated from the Geoidetic Reference System 1980 (GRS80) gravity formula. Bouguer anomalies were calculated from the Bouguer anomaly formula. The Bouguer anomalies were then corrected for the isostatic effect of the roots. For this map, the data were gridded to a 2 km interval, with a blanking radius of 20 km. The colour image of the anomalies is combined with that obtained earlier to accentuate the higher frequency data. The illustration has a declination of 15° and an inclination of 60°.

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 between geological units that have 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 features in the Bouguer anomaly field (Jobin et al., 2017) 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 Haida Gwaii correspond to high-density mafic volcanic sequences. The lower basin in northwestern British Columbia has a relatively smooth and low amplitude signature. A gravity high trending northwest and centered at N 52° W 117' corresponds to an area of tectonically thickened sedimentary rocks. 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 anomalies are discernible, including a large high over Hudson Bay caused by thick sediment (Jobin et al., 1991). The isostatic anomaly field over Hudson Bay has been interpreted by Innes et al. (1966) to reflect an isostatic root related to incomplete post-glacial rebound.

This publication is available for free download from GEOCAN (http://geocan.nrcan.gc.ca/). Corresponding digital point and gridded data are available from Natural Resources Canada's Geospatial Data Repository for Geophysical Data at http://data.nrcan.gc.ca/geophysical_data/. The same products are also available for a fee from the Geospatial Data Centre, Geological Survey of Canada, Room 200, 3300 Lakeshore Drive, Ottawa, Ontario K1A 0E8. Telephone: 613-995-5236, email: NRCan.info@nrcan.gc.ca

REFERENCES / RÉFÉRENCES
Bamber, J., Lambert, R., Cooper, S.P. (2001) A new ice thickness and bedrock dataset for the Greenland ice sheet: part 1. *Journal of Geophysical Research*, v. 106, p. 33 773-33 780.
Goodacre, A.K. (1989) Data Announcement 89-MG-02. Digital relief of the Surface of the Earth. NOAA, National Geophysical Data Center, Boulder, Colorado.
Goodacre, A.K. (1992) Generalized structure of the deep crust and upper mantle in Canada. *Journal of Geological Research*, v. 77, p. 3146-3161.
Goodacre, A.K., Givens, R.F., Hahony, J.F. (1987) Isostatic gravity anomaly map of Canada. *Geological Survey of Canada, Canadian Geographical Atlas Series*, n. 4, scale 1:5 000 000. / Carte des anomalies gravimétriques isostatiques du Canada. Commission géologique du Canada, Série de l'Atlas géographique du Canada, n. 4, échelle 1:5 000 000.
Heiskanen, W. (1953) Reductions of the gravity anomalies by the aid of high-speed computing machines. *Annales Academiæ Scientiarum Fennicæ, Series A III, Geologica Geographica*, no. 33.
Innes, M.S., Goodacre, A.K., Argus-Watson, A., Weber, J.R. (1966) Gravity and isostasy in the Hudson Bay region; in *Science, History and Hudson Bay*, v. 2, ed. C.S. Beas and D.A. Stenstrom, p. 703-726.
Jobin, D.M., Véronneau, M., Miles, W. (2017) Gravity Anomaly Map, Canada. *Geological Survey of Canada, Open File 8076*, scale 1:7 500 000, doi:10.4095/295951 / Carte des anomalies gravimétriques, Canada. Commission géologique du Canada, Dossier public 8076, échelle 1:7 500 000, doi:10.4095/295951
Shih, K.D., Marnab, R., McConnell, R.K., Hearty, D.H., Hahony, J.F., Woodside, J. (1961) 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., Blakey, R.J., Saltus, R.W. (1966) A New Isostatic Residual Gravity Map of the Continental United States with a Discussion on the Significance of Isostatic Residual Anomalies. *Journal of Geophysical Research*, v. 81, no. 138, p. 8348-8372.
Wheeler, J.O., Hoffman, P.F., Card, K.D., Davidson, A., Sanford, B.V., Oulitch, A.V., Rowat, W.R. (1966) Geological Map of Canada. Geological Survey of Canada, Map 1869A, scale 1:5 000 000.

RÉSUMÉ
La carte des anomalies isostatiques résiduelles du champ de gravité au Canada illustre les variations du champ de gravité attribuables aux variations latérales de densité dans la croûte terrestre et le manteau supérieur, lesquelles reflètent des différences de composition et de structure. La cartographie gravimétrique systématique au Canada a commencé en 1944 et se poursuit encore de nos jours. Toutes les données anomalies sont rattachées au Réseau international de normalisation gravimétrique de 1971 (IGSN71) afin de créer un jeu de données qui est cohérent à l'échelle mondiale. À l'échelle locale, les anomalies gravimétriques sont dues à la juxtaposition de roches de densité relativement élevée et de roches de densité relativement basse. La carte des anomalies isostatiques met en évidence les composantes de courte longueur d'onde du champ de gravité qui rendent compte de la structure superficielle de la croûte terrestre, car elle élimine les composantes de grande longueur d'onde attribuables aux déficits de masse prévus en profondeur.

INTRODUCTION
Cette carte montre les anomalies isostatiques résiduelles de Bouguer incorporant la correction isostatique (anomalies isostatiques). Les données ont été compilées à partir des archives de données des Levés géodésiques au Canada effectuées par le Service géologique du Canada. Les données ont été collectées en cartographiant le champ de gravité sur la masse continentale et les régions extracôtières du Canada. Les variations gravimétriques sont utiles pour les interprétations géologiques et sont employées pour la recherche du pétrole, du gaz naturel et des ressources minérales. Le champ gravimétrique est également utile pour définir le géoïde, qui est la forme idéale 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. L'effet de la gravitation de Heiskanen, la force d'attraction qu'exerce la masse terrestre. 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 sera plus forte. Dans les régions côtières, une charge topographique négative existe, car l'eau de mer remplace des roches de densité plus élevée. Le profondeur de la racine dans les régions océaniques est définie par la formule:

$$d = d_c - d_w (\rho_w/\rho_p)$$

où d est la profondeur de la base de la racine (m), d_c est la profondeur du niveau de compensation pour un point situé au niveau de la mer (30 000 m), e est l'altitude (m), ρ_p est la masse volumique de la charge topographique (2 670 kg/m³) et ρ_w est la densité contrastée entre la racine et le manteau sous-jacent (600 kg/m³), voir la figure 1. Dans les régions océaniques, une charge topographique négative existe, car l'eau de mer remplace des roches de densité plus élevée. Le profondeur de la racine dans les régions océaniques est définie par la formule:

$$d = d_c - d_w (\rho_w/\rho_p)$$

où d_w est l'épaisseur de la couche d'eau et ρ_w est la masse volumique de l'eau salée (1 020 kg/m³). La production d'une grille de racines de racines a été effectuée 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 en divisant la masse de la racine par le carré de la distance entre le point d'observation et le point au-dessus de la racine, et en l'angle entre les lignes tirées depuis le point d'observation et le point au-dessus de la racine jusqu'au centre de la Terre (voir la figure 2). Pour la calculer, la formule a été convertie en coordonnées de latitude, longitude et de profondeur de la base de la racine, à des intervalles de 10 km environ, avec le centre de la sphère comme point d'origine. Le volume de la racine a été calculé sous chaque point en multipliant le carré de l'aire de la cellule (10 km) par la profondeur de la racine sous chaque point. Le volume a été multiplié par le contraste de masse volumique entre la racine et le manteau sous-jacent. Ensuite, l'effet gravitationnel qu'exerce la racine sous un point quelconque a été calculé 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 des prolongements vers le haut jusqu'à la surface topographique dans les régions continentales et maintiennent au niveau de la mer dans les régions océaniques. Les anomalies isostatiques sont obtenues en ajoutant les corrections isostatiques à la surface de Bouguer.

Les données topographiques utilisées dans les calculs relatifs aux racines isostatiques proviennent de plusieurs sources : COGTOP (une grille de données topographiques canadiennes à 1 km d'espacement), ETOPOS (1986) et Kaibali Narsat (Groenland) isostatic topography, surface topography and ice thickness data (Bamber et al., 2001). Les données de Kaibali Narsat ont été utilisées pour calculer la topographie rocheuse équivalente pour l'épaisseur de la glace. La topographie rocheuse équivalente a été utilisée pour calculer la topographie rocheuse équivalente pour l'épaisseur de la glace. La topographie rocheuse équivalente a également été calculée pour la charge de la calotte de glace dans les Grands Lacs, le Grand lac de l'Ours et le Grand lac des Esclaves.

ACQUISITION DES DONNÉES
Les données gravimétriques sont généralement acquises au moyen de gravimètres relatifs qui mesurent les changements de la force de gravité d'un endroit à un autre. Au large des côtes, quelques mesures ont été prises avec des gravimètres statiques placés sur le fond océanique, mais la plupart des mesures ont été prises à bord de navires en mouvement utilisant des gravimètres dynamiques. La précision 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 dans ce projet ont été établies à partir du Réseau international de normalisation gravimétrique de 1971 (IGSN71). Les lectures des gravimètres sont converties en lectures de gravité en utilisant les lectures aux stations de contrôle et d'un ajustement par la méthode des moindres carrés.

PRÉSENTATION
Les données utilisées pour la compilation de cette carte proviennent d'environ 752 000 observations gravimétriques acquises entre 1944 et 2015, dont 229 000 sur la terre ferme. L'espacement des points de mesure varie de moins de 1 km à plus de 20 km et sa valeur moyenne est de 15 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 une masse volumique de 2 670 kg/m³ pour les lithologies crustales. Dans tous les secteurs de la carte, ce sont des anomalies isostatiques qui sont représentées. L'élaboration de cette carte a nécessité la génération d'une grille de données à maille de 2 km en employant une grille d'espacement de 20 km. L'image en couleur des anomalies a été combinée à leur représentation par superposition du relief afin de mettre en évidence les données de plus haute fréquence. La source d'éclairage virtuelle présente une inclinaison de 60° et un azimut de 15°.

DESCRIPTION DES ÉLÉMENTS IMPORTANTS
Les anomalies isostatiques résiduelles sont dues à la densité et de masse dans la croûte terrestre et le manteau supérieur et à la juxtaposition de roches de densité relativement élevée et de roches de densité relativement basse. La carte des anomalies isostatiques résiduelles du champ de gravité au Canada illustre les variations du champ de gravité attribuables aux variations latérales de densité dans la croûte terrestre et le manteau supérieur, lesquelles reflètent des différences de composition et de structure. La cartographie gravimétrique systématique au Canada a commencé en 1944 et se poursuit encore de nos jours. Toutes les données anomalies sont rattachées au Réseau international de normalisation gravimétrique de 1971 (IGSN71) afin de créer un jeu de données qui est cohérent à l'échelle mondiale. À l'échelle locale, les anomalies gravimétriques sont dues à la juxtaposition de roches de densité relativement élevée et de roches de densité relativement basse. La carte des anomalies isostatiques met en évidence les composantes de courte longueur d'onde du champ de gravité qui rendent compte de la structure superficielle de la croûte terrestre, car elle élimine les composantes de grande longueur d'onde attribuables aux déficits de masse prévus en profondeur.

On peut télécharger cette publication gratuitement à partir de GEOCAN (http://geocan.nrcan.gc.ca/). Les données numériques correspondantes (données brutes et données corrigées) sont disponibles dans l'Entrepôt de données géospatiales pour les données géologiques des Ressources naturelles Canada à l'adresse http://data.nrcan.gc.ca/geophysical_data/. Les mêmes produits sont également disponibles à l'adresse http://data.nrcan.gc.ca/geophysical_data/. On peut aussi procurer les mêmes produits, moyennant des frais, en s'adressant au Centre des données géospatiales de la Commission géologique du Canada, 601, rue Booth, pièce 580, Ottawa (Ontario) K1A 0E8. Téléphone : 613-995-5236, courriel : NRCan.info@nrcan.gc.ca

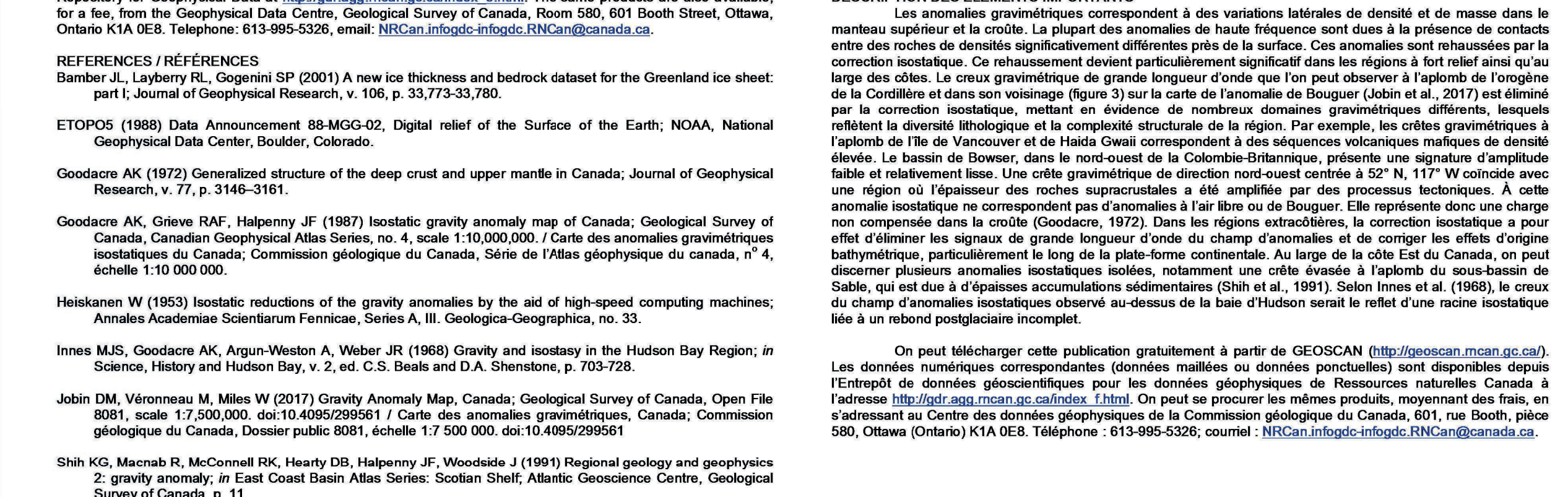
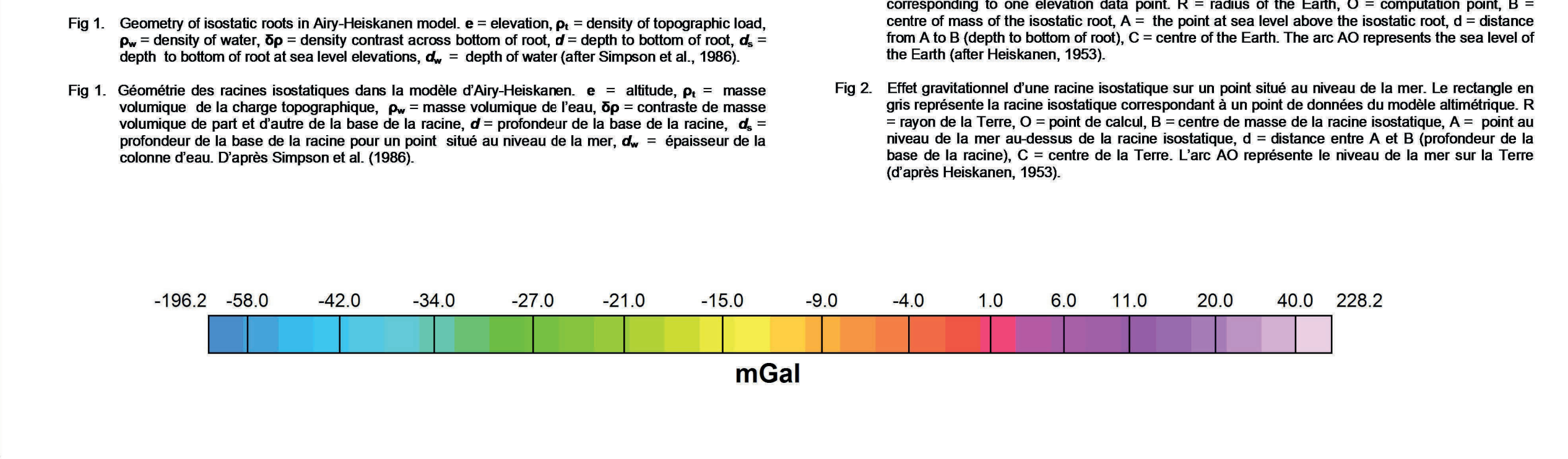


Fig. 1. Geometry of isostatic roots in Airy-Heiskanen model. e = elevation, ρ_p = density of topographic load, ρ_w = density of water, ρ_m = density contrast across bottom of root, d_c = depth to bottom of root, d = depth to bottom of root at sea level elevations, d_w = depth of water (after Simpson et al., 1966).

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 isostatique. 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'axe AO représente le niveau de la mer sur la Terre (après Heiskanen, 1953).



GEOLOGICAL SURVEY OF CANADA OPEN FILE 8076 / DOSSIER PUBLIC 8076 DE LA COMMISSION GÉOLOGIQUE DU CANADA

ISOSTATIC RESIDUAL GRAVITY ANOMALY MAP / CARTE DES ANOMALIES ISOSTATIQUES RÉSIDUELLES DU CHAMP DE GRAVITÉ CANADA

Auteurs : D. M. Jobin, M. Véronneau et W. Miles / Auteurs: D. M. Jobin, M. Véronneau et W. Miles

Scale 1:7 500 000 / Échelle 1:7 500 000

Geological Survey of Canada / Commission géologique du Canada

OSPREY FILE / DOSSIER PUBLIC 8076

2017

Notation bibliographique conseillée / Notation bibliographique conseillée