Energy, Mines and Resources Canada
Geological Survey of Canada

Énergie, Mines et Ressources Canada
Commission géologique du Canada

ISOSTATIC GRAVITY ANOMALY MAP OF CANADA

Descriptive Notes

by
A.K. Goodacre, R.A.F. Grieve, and J.F. Halpenny

INTRODUCTION

The regional mapping of the gravity field over Canada started in the late 1940s, is now largely completed at a station spacing of 6 to 13 km, except for the mountainous areas in northern British Columbia, the Yukon Territory and parts of Ellesmere Island. The gravity data provide a useful source of information for studies of large-scale geological structures. Traditionally, gravity data in Canada have been presented in the form of contoured maps at various scales but chiefly at scales of 1:500 000, 1:1 000 000 or 1:5 000 000. This isostatic gravity anomaly map departs from this trend in that it has been prepared at a scale of 1:10 000 000, which is a convenient desk-top size and, more importantly, does not involve the process of contouring. Instead, a particular colour was assigned to each grid cell depending upon the average gravity value at the corresponding geographical location. The result is a map that depicts the gravitational features in much greater detail than conventional contoured maps.

Gravity data on land are generally presented in the form of Bouguer anomalies, as this is the most useful reduction to use when studying geological structures in regions several tens of kilometres or a few hundred kilometres in size. Because of regional isostatic compensation, however, the general level of the Bouguer anomaly in a particular region tends to be strongly dependent on the average elevation of the region. Thus, it may be difficult to compare anomalous features in regions of substantially different elevation. To minimize this effect and allow easier comparison of gravity signatures in different regions it is necessary to apply further processing to the gravity data. One method is to apply an isostatic correction to the Bouguer anomaly field to produce the isostatic anomaly map presented here. A second technique is to calculate the maximum value of the horizontal gradient of the Bouguer anomaly at every point on the Bouguer anomaly map (Goodacre et al., 1987a) to produce a horizontal gradient map (Goodacre et al., 1987d).

The gravity data used in the preparation of this colour gravity map of Canada consist of approximately 500 000 point gravity values publicly available from the National Gravity Data Base as of June, 1986. The gravity readings are referenced to the International Gravity Standardization Net 1971 (Morelli, 1974). The National Gravity Data Base also contains the elevation of each point of observation and, where applicable, the water depth. These elevations and water depths are needed to reduce the gravity data to sea level in the process of calculating free air, Bouguer and isostatic gravity anomalies. Theoretical gravity values, also needed in the calculation of gravity anomalies, are obtained using the Geodetic Reference System 1967 (International Association of Geodesy, 1971).

The map utilizes a Lambert conformal projection with standard parallels at 49 and 77° North and the central meridian at 92° West. The geographic base is derived from that described by Haines and Newitt (1986).

The gravity data were gridded at a 5 km interval. All gravity values contained in a particular cell (5 by 5 km) are averaged to obtain a representative value for that cell. To bridge gaps in the data grid, a search is made from each filled cell out to a distance of 40 km. If other cells with representative gravity values are found, a linear or quadratic interpolation scheme is used. Otherwise, empty regions spanning more than about 40 km are left uncoloured.

THE ISOSTATIC ANOMALY MAP

The isostatic anomaly map is derived from observed gravity data by applying free air, Bouguer and isostatic corrections. These will be described in turn. It is customary to refer the observed gravity readings (Goodacre et al., 1987b) to a common elevation datum, usually sea level, by applying the free air correction. For small departures from sea level, this correction is proportional to the elevation of the station above or below sea level. The difference between this corrected gravity reading and a theoretical gravity value calculated at the surface of a homogeneous, rotating spheroidal body is termed a free air anomaly. For surface gravity observations, the free air anomaly, Δg(free air), is given by:

$$\Delta g(\text{free air}) = g(\text{observed}) + 0.3086h - g(\text{theoretical}),$$

where gravity values are expressed in milligals (mGal) and the elevation, h, is in metres.

The free air anomalies are depicted in Map 2 (Goodacre et al., 1987c).

The Bouguer correction takes into account the gravitational attraction of the mass between the point of observation and sea level by assuming this mass to be in the form of an infinite horizontal slab. As such, the correction is proportional to the elevation of the observation point. Over water-covered areas the water is replaced, mathematically, by rock of density 2670 kg/m^3. The Bouguer anomaly map (Goodacre et al., 1987a) reflects lateral density variations below sea level, and depicts the gravity field that would be measured if all the rock on land was scraped down to sea level, the water in the oceans was replaced with rock and gravity meter is read on the resulting smooth surface.

The Bouguer anomaly in milligals is given by:

$$\Delta g(\text{Bouguer}) = \Delta g(\text{free air}) + .0419\rho(d - h) - .0419\rho_w d$$

where h is the elevation of the station in metres, ρ is the density of rock (2670 kg/m^3), and ρ_w is the density of water (1000 kg/m^3 fresh water; 1030 kg/m^3 salt water).

According to the principle of isostasy, topographical loads are supported by corresponding mass deficiencies at some level within the earth. There are two main isostatic hypotheses: the Airy hypothesis, which specifies that topography has roots in much the same way as an iceberg floating in water has a submerged root, and the Pratt hypothesis, which specifies that there are lateral variations of density within the crust that balance the variations in topographic elevation. Here, a simplified Airy model is assumed in which the compensating masses are concentrated into a thin layer at a depth of 30 km. This particular value was chosen to generally minimize the correlation between the resulting isostatic anomalies and topography. The gravitational effect of the compensating masses is calculated and subtracted from the Bouguer anomaly to provide an isostatic anomaly.

In calculating the isostatic anomaly, it is necessary to consider surface loading and the concept of equivalent rock topography. On land, equivalent rock topography is equal to the elevation of the rock surface. However, to calculate the surface load for water-covered areas, the water layer is replaced, mathematically, with a thinner layer of rock of standard density 2670 kg/m^3. The equivalent rock topography data set was prepared from station elevation and water depth information contained in the National Gravity Data Base. The values were gridded and interpolated in the same manner as the gravity anomaly data.

The mass per unit area, at a given point in the layer representing the compensating masses, is proportional to the equivalent rock elevation at that point multiplied by the standard rock density value of 2670 kg/m^3. The gravity value at a point 30 km above the layer of compensating masses is then calculated by adding the gravity contribution of each mass element within the layer. This process is repeated at every grid point at which a Bouguer anomaly value is available. The convolution, or weighting function, $w(r,z)$, is given by the following expression:

$$w(r,z) = \frac{1}{2\pi}\frac{z}{(r^2 + z^2)^{3/2}}$$

where z is the depth of compensation and r is the horizontal projection of the distance from the point of computation to the point being considered. In this way, the gravity effect of the compensating layer of masses lying at a depth of 30 km is calculated at sea level. In doing this calculation, a flat layer is used and all the subjacent masses within a circle of radius 167 km, centred on the observation point, are considered. As the calculation neglects the Earth's topography and its compensating masses at greater distances, a small additional correction from published tables (Karki et al., 1961) is added to obtain the complete isostatic anomaly.

The isostatic anomalies in Canada vary from about −70 to +70 mGal. The generally negative (−40 mGal or lower) area over the Hudson Bay region has been interpreted as being due, in large measure, to a mass deficiency related to incomplete crustal rebound after the recent glaciation (Innes et al., 1968). This isostatic map differs from the free air anomaly map (Goodacre et al., 1987c) in some important respects. For example, several localized positive free air anomaly features in the vicinity of Great Bear Lake and Great Slave Lake, including that over the Caribou Mountains, 350 km south of Yellowknife (Walcott, 1970), are absent or weakly defined on the isostatic map. On the other hand, a prominent, elongate, south-southeast-trending positive isostatic anomaly (+45 mGal), approximately 300 km southwest of Edmonton Alberta, has no obvious counterpart in either the free air or Bouguer anomaly maps. This prominent isostatic anomaly, which represents an uncompensated load in the Earth's crust, was originally detected through pendulum measurements by McDiarmid (1918) and subsequently outlined in more detail by Garland and Tanner (1957).

REFERENCES

Garland, G.D., and Tanner, J.G.
1957: Investigations of gravity and isostasy in the southern Canadian Cordillera; Publications of the Dominion Observatory, v. 29, p. 169-222.

Goodacre, A.K., Grieve, R.A.F., and Halpenny, J.F. (comp.)
1987a: Bouguer gravity anomaly map of Canada; Geological Survey of Canada, Canadian Geophysical Atlas, Map 3, scale 1:10 000 000.
1987b: Observed gravity values of Canada; Geological Survey of Canada, Canadian Geophysical Atlas, Map 1, scale 1:10 000 000.
1987c: Free air gravity anomaly map of Canada; Geological Survey of Canada, Canadian Geophysical Atlas, Map 2, scale 1:10 000 000.

Goodacre, A.K., Grieve, R.A.F., Halpenny, J.F., and Sharpton, V.L. (comp.)
1987d: Horizontal gradient of the Bouguer gravity anomaly map of Canada; Geological Survey of Canada, Canadian Geophysical Atlas, Map 5, scale 1:10 000 000.

Haines, G.V., and Newitt, L.R.
1986: Canadian Geomagnetic Reference Field 1985; Journal of Geomagnetism and Geoelectricity, v. 38, p. 895-921.

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.

International Association of Geodesy
1971: Geodetic Reference System 1967; Bulletin Géodésique, Special Publication, International Association of Geodesy, Paris.

Karki, P., Kivioja, L., and Heiskanen, W.A.
1961: Topographic-isostatic reduction maps for the world for the Hayford zones 18-1, Airy-Heiskanen system, T = 30 km; Publications of the Isostatic Institute of the International Association of Geodesy, No. 35, p. 1-5.

McDiarmid, F.A.
1918: Gravity; Publications of the Dominion Observatory, v. 3, p. 357-370.

Morelli, C. (comp.)
1974: The International Gravity Standardization Net 1971; International Association of Geodesy, Special Publication No. 4, Paris.

Walcott, R.I.
1970: An isostatic origin for basement uplifts; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 7, p. 931-937.

Copies of this map may be obtained
from the Geological Survey of Canada:
601 Booth Street, Ottawa, Ontario K1A 0E8
3303-33rd Street, N.W., Calgary, Alberta T2L 2A7
Compiled by Geophysical Data Centre, Geological Survey of Canada
Published 1987. Printed by the Surveys and Mapping Branch

On peut obtenir des exemplaires de cette carte en s'adressant
à la Commission géologique du Canada aux adresses suivantes:
601 rue Booth, Ottawa, Ontario K1A 0E8
3303-33ième rue, N.O., Calgary, Alberta T2L 2A7
Compilée par le Centre des données géophysiques, Commission géologique du Canada
Imprimée par la Direction des levés et de la cartographie, Publié en 1987

MAP LIBRARY / CARTOTHÈQUE
GEOLOGICAL SURVEY
COMMISSION GÉOLOGIQUE
SEP 30 1987
LIBRARY / BIBLIOTHÈQUE

Recommended citation:
A.K. Goodacre, R.A.F. Grieve and J.F. Halpenny
1987: Isostatic Gravity Anomaly Map of Canada
Geological Survey of Canada
Canadian Geophysical Atlas, Map 4, scale 1:10 000 000

CARTE DES ANOMALIES GRAVIMÉTRIQUES ISOSTATIQUES DU CANADA

Notes Descriptives

par
A.K. Goodacre, R.A.F. Grieve, et J.F. Halpenny

INTRODUCTION

L'élaboration des cartes régionales du champ gravimétrique du Canada, entreprise à la fin des années 40, est maintenant en grande partie terminée, une distance de 6 à 13 km séparant les stations, sauf pour les régions montagneuses du nord de la Colombie-Britannique, le Yukon et certaines régions de l'île d'Ellesmere. Les données gravimétriques fournissent une source de renseignements utiles à l'étude des structures géologiques à grande échelle. Au Canada, les données gravimétriques ont toujours été présentées sous forme de cartes en courbes de niveau établies à diverses échelles, habituellement de 1/500 000, 1/1 000 000 ou 1/5 000 000. Toutefois, la présente carte des anomalies gravimétriques isostatiques diffère en ce qu'elle adopte une échelle de 1/10 000 000, d'où sa dimension plus pratique, et n'emploie pas les courbes de niveau. Elle attribue plutôt à chaque cellule de la grille une couleur en fonction de la valeur gravimétrique moyenne du lieu géographique correspondant. Les structures gravimétriques sont ainsi illustrées avec beaucoup plus de précision que sur les cartes en courbes de niveau classiques.

Les données gravimétriques continentales sont généralement présentées sous forme d'anomalies de Bouguer, soit la forme de réduction la plus utile lorsqu'il s'agit d'étudier les structures géologiques de régions couvrant plusieurs dizaines, voire quelques centaines de kilomètres. Toutefois, étant donné la compensation isostatique régionale, le niveau général de l'anomalie de Bouguer dans une région donnée tend à dépendre fortement de l'élévation moyenne de la région, phénomène qui risque de rendre difficile la comparaison des anomalies entre régions d'élévation différente. Afin de minimiser cet effet et de faciliter la comparaison des signatures gravimétriques entre des régions données, il convient de procéder à un traitement plus poussé des données recueillies. Une méthode consiste à appliquer un facteur de correction isostatique au champ d'anomalie de Bouguer, de façon à créer la carte des anomalies isostatiques présentée ici. Une autre méthode a recours au calcul, pour tous les points (cellules de la grille) illustrés sur la carte des anomalies de Bouguer, (Goodacre et coll., 1987a), du gradient horizontal maximum correspondant afin d'obtenir une carte du gradient horizontal (Goodacre et coll., 1987d).

Cette carte gravimétrique en couleurs du Canada est élaborée à partir d'approximativement 500 000 données contenues dans la Base nationale de données gravimétriques mise à la disposition du public en juin 1986. Les mesures gravimétriques sont basées sur le Réseau de normalisation international de la gravité de 1971 (Morelli, 1974). La Base nationale de données gravimétriques contient des données sur l'élévation des points d'observation et, le cas échéant, sur la profondeur de l'eau. Ces données permettent de faire corresponde les valeurs gravimétriques au niveau de la mer et, par conséquent, de procéder au calcul des anomalies gravimétriques à l'air libre, de Bouguer, et isostatiques. Les valeurs gravimétriques théoriques, également nécessaires au calcul des anomalies gravimétriques, s'obtiennent en utilisant le Système géodésique de référence 1967 (Association internationale de géodésie, 1971).

La carte emploie la projection conforme de Lambert avec des parallèles standard à 49° et 77° N et un méridien central à 92° O. La base géographique est dérivée de celle décrite par Haines et Newitt (1986).

Les données gravimétriques ont été reportées sur une grille à 5 km d'intervalle. La moyenne des valeurs gravimétriques contenues dans une cellule donnée (5 x 5km) a ensuite été calculée afin d'obtenir une valeur représentative de la cellule. Dans le cas de cellules vides, c'est-à-dire ne contenant aucune station, une recherche est effectuée dans un rayon de 40 km. Si des cellules comportant une valeur gravimétrique significative sont rencontrées, les cellules vides intermédiaires sont ensuite remplies par interpolation linéaire ou quadratique des cellules pleins. Les régions vides dont le rayon dépasse 40 km sont laissées en blanc.

LA CARTE DES ANOMALIES ISOSTATIQUES

La carte des anomalies isostatiques est dérivée des données gravimétriques observées en appliquant les corrections à l'air libre, de Bouguer et isostatique qui sont décrites plus loin. Les données gravimétriques observées (Goodacre et coll., 1987b) sont habituellement réduites à une élévation commune, généralement le niveau de la mer, calcul réalisé à l'aide de la correction à l'air libre, qui, pour les écarts minimes par rapport au niveau de la mer, est proportionnelle à l'élévation de la station au-dessus ou au-dessous du niveau de la mer. On appelle « anomalie à l'air libre » la différence entre la valeur gravimétrique corrigée et une valeur gravimétrique théorique calculée à la surface d'une masse sphéroïdale homogène et en rotation. Pour les observations gravimétriques de surface, l'anomalie à l'air libre se calcule comme suit:

$$\Delta g(\text{à l'air libre}) = g(\text{observée}) + 0.3086h - g(\text{théorique})$$

où les valeurs gravimétriques sont exprimées en milligals (mGal) et l'élévation, h, est en mètres.

Les anomalies à l'air libre sont représentées sur la carte 2 (Goodacre et coll., 1987c). La correction de Bouguer tient compte de l'attraction gravitationnelle de la masse entre le point d'observation et le niveau de la mer, cette masse étant supposée se présenter sous forme de plaque horizontale infinie. Il en découle donc que la correction est proportionnelle à l'élévation de la station. Dans le cas de régions couvertes par l'eau, cette dernière est remplacée, mathématiquement, par du roc dont la densité est calculée à 2670 kg/m^3. La carte des anomalie de Bouguer (Goodacre et coll., 1987a) illustre des variations latérales de densité sous le niveau de la mer, et montre comment un gravimètre enregistrerait le champ gravimétrique qui manifesterait au niveau de la mer si le roc au-dessus du niveau de la mer était enlevé et l'eau des océans était drainée et remplacée par du roc.

L'anomalie de Bouguer, exprimée en milligals, se calcule comme suite:

$$\Delta g(\text{Bouguer}) = \Delta g(\text{à l'air libre}) + 0.0419\rho(d - h) - 0.0419\rho_w d$$

où « h » représente l'élévation de la station, en mètres, « ρ » représente la profondeur de l'eau, en mètres, « ρ_r » représente la densité du roc (2670 kg/m^3), et « ρ_w » représente la densité de l'eau (eau fraîche: 1000 kg/m^3; eau salée: 1030 kg/m^3).

Selon le principe de l'isostasie, les charges topographiques sont supportées par des déficits de masse analogues situés dans une couche souterraine quelconque. Ce principe repose sur les deux hypothèses suivantes: l'hypothèse d'Airy, selon laquelle la topographie a des racines, de la même façon qu'un iceberg flottant a des racines submergées; et l'hypothèse de Pratt, selon laquelle la croûte subit des variations latérales de densité, qui compensent les variations d'élévation topographique. Pour les fins de la présente étude, on a adopté une version simplifiée de l'hypothèse d'Airy, aux termes de laquelle on présume que les masses compensatrices sont concentrées dans une mince couche située à une profondeur de 30 km. Le choix de cette valeur permet de minimiser la corrélation entre les anomalies isostatiques résultantes et la topographie. Pour obtenir l'anomalie isostatique, il suffit de calculer l'effet gravitationnel des masses compensatrices et de soustraire cette valeur de l'anomalie de Bouguer.

Dans le calcul de l'anomalie isostatique, il convient tout d'abord de considérer la charge de surface et le concept de topographie rocheuse équivalente. Dans le cas d'aires continentales, la topographie rocheuse équivalente est égale à l'altitude de la surface rocheuse. Toutefois, pour calculer la charge de surface des régions couvertes par l'eau, la couche d'eau est mathématiquement remplacée par une couche plus mince de roc de densité normale, soit 2670 kg/m^3. Les données sur la topographie rocheuse équivalente ont été calculées à partir de renseignements sur l'élévation des stations et la profondeur de l'eau contenues dans la Base nationale de données gravimétriques. Elles ont été reportées sur une grille et interpolées selon la méthode utilisée dans le cas des données sur l'anomalie gravimétrique.

La masse par unité de surface en un point donné au sein de la couche de masses compensatrices est proportionnelle à l'élévation rocheuse équivalente au même point multipliée par 2670 kg/km^3 (densité normale du roc). La valeur gravimétrique en un point situé à 30 km au-dessus de la couche de masses compensatrices s'obtient par sommation de la contribution gravimétrique de chaque élément massique formant la couche. Cette fonction est appliquée aux points de mailles pour lesquels une anomalie de Bouguer est disponible. La convolution, ou fonction de pondération, $w(r,z)$, se calcule comme suite:

$$w(r,z) = \frac{1}{2\pi}\frac{z}{(r^2 + z^2)^{3/2}}$$

où « z » représente la profondeur de compensation, et « r » correspond à la projection horizontale de la distance entre le point de référence et le point à l'étude. On obtient ainsi la valeur au niveau de la mer de l'effet gravimétrique d'une couche de masses compensatrices située à 30 km de profondeur. La fonction de pondération est calculée à partir d'une couche plane, et s'applique à l'ensemble des masses sous-jacentes situées dans un rayon de 167 km à partir du point d'observation. Toutefois, cette fonction ne tenant pas compte de la topographie terrestre et des masses compensatrices aux distances plus grandes, il convient d'appliquer un facteur de correction supplémentaire, tiré de tables de référence (Karki et coll., 1961), afin d'obtenir une anomalie isostatique complète.

Les anomalies isostatiques au Canada varient environ entre −70 et +70 mGal. La zone surtout négative (−40mGal ou moins) au-dessus de la région de la baie d'Hudson semble liée à un déficit de masse attribué, en grande partie, au retour isostatique incomplet de la croûte terrestre après le dernier épisode glaciaire (Innes et coll., 1968). La présente carte isostatique, bien que comparable dans son ensemble à la carte des anomalies à l'air libre (Goodacre et coll., 1987c) présente toutefois des différences importantes. Par exemple, elle n'illustre guère, ou même pas du tout, plusieurs anomalies à l'air libre positives situées près du Grand lac de l'Ours et du Grand lac des Esclaves, y compris celle au-dessus des monts Caribou, 350 km au sud de Yellowknife (Walcott, 1970). Par contre, elle révèle une anomalie isostatique positive (45 mGal) très évidente et allongée, de direction sud-sud-est, située à environ 300 km au sud-ouest d'Edmonton, en Alberta, anomalie qui n'apparaît pas sur les cartes des anomalies à l'air libre et de Bouguer. Il faut cependant noter que cette anomalie isostatique, prononcée qui représente une charge non compensée dans la croûte terrestre, a initialement été détectée au pendule par McDiarmid (1918) pour ensuite être délimitée plus en détail par Garland et Tanner (1957)

RÉFÉRENCES

Association internationale de géodésie
1971: Système géodésique de référence 1967; Bulletin géodésique, Publication spéciale, Paris.

Garland, G.D., and Tanner, J.G.
1957: Investigations of gravity and isostasy in the southern Canadian Cordillera; Publications of the Dominion Observatory, v. 29, p. 169-222.

Goodacre, A.K., Grieve, R.A.F., and Halpenny, J.F. (comp.)
1987a: Carte des anomalies gravimétriques de Bouguer du Canada; Commission géologique du Canada, Atlas géophysique du Canada, Carte 3, échelle 1:10 000 000.
1987b: Carte des valeurs gravimétriques observées du Canada; Commission géologique du Canada, Atlas géophysique du Canada, Carte 1, échelle 1/10 000 000.
1987c: Carte des anomalies gravimétriques à l'air libre du Canada; Commission géologique du Canada, Atlas géophysique du Canada, Carte 2, échelle 1/10 000 000.

Goodacre, A.K., Grieve, R.A.F., Halpenny, J.F., et Sharpton, V.L. (comp.)
1987d: Carte du gradient horizontal des anomalies gravimétriques de Bouguer du Canada; Commission géologique du Canada, Atlas géophysique du Canada, Carte 5, échelle 1/10 000 000.

Haines, G.V., and Newitt, L.R.
1986: Canadian Geomagnetic Reference Field 1985; Journal of Geomagnetism and Geoelectricity, v. 38, p. 895-921.

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.

Karki, P., Kivioja, L., and Heiskanen, W.A.
1961: Topographic-isostatic reduction maps for the world for the Hayford zones 18-1, Airy-Heiskanen system, T = 30 km; Publications of the Isostatic Institute of the International Association of Geodesy, No. 35, p. 1-5.

McDiarmid, F.A.
1918: Gravity; Publications of the Dominion Observatory, v. 3, p. 357-370.

Morelli, C. (comp.)
1974: The International Gravity Standardization Net 1971; International Association of Geodesy, Special Publication No. 4, Paris.

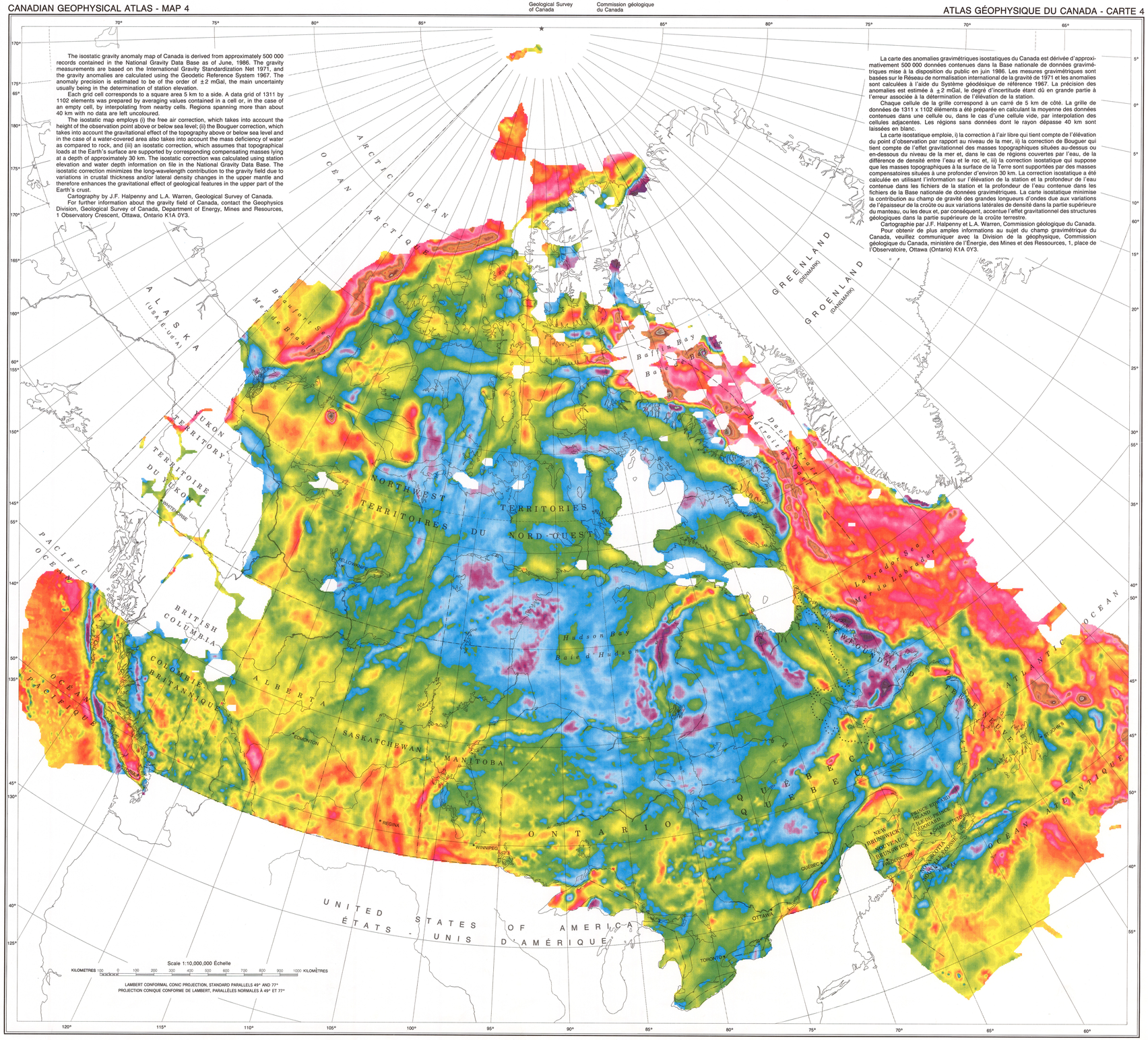
Walcott, R.I.
1970: An isostatic origin for basement uplifts; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 7, p. 931-937.

Canada

Notation bibliographique conseillée:
A.K. Goodacre, R.A.F. Grieve et J.F. Halpenny
1987: Carte des anomalies gravimétriques Isostatique du Canada
Commission géologique du Canada
Atlas géophysique du Canada, Carte 4, échelle 1/10 000 000

This document was produced by scanning the original publication.

Ce document est le produit d'une numérisation par balayage de la publication originale.



GSC/CGC OTTAWA
OOG 03067287

Canadian Geophysical atlas

G
3401
.C9
S10000
G4
ammc
4