GEOLOGICAL SURVEY OF CANADA — COMMISSION GÉOLOGIQUE DU CANADA

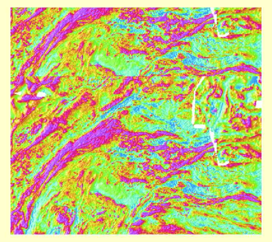
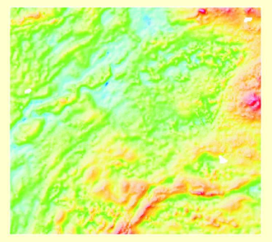
HORIZONTAL GRADIENT OF GRAVITY ANOMALIES MAP
CARTE DES ANOMALIES DU GRADIENT HORIZONTAL DU CHAMP DE GRAVITÉ
CANADA

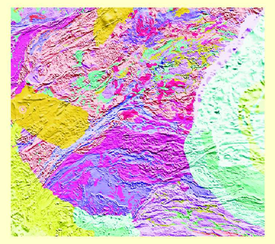
SCALE 1:7 500 000 ÉCHELLE

0 100 200 300 400 500
km

LAMBERT CONFORMAL CONIC PROJECTION
CENTRAL MERIDIAN W92°
STANDARD PARALLELS N49° AND N77°

PROJECTION CONIQUE CONFORME DE LAMBERT
MÉRIDIEN CENTRAL 92°W
PARALLÈLES D'ÉCHELLE CONSERVÉE 49°N ET 77°N



ABSTRACT

The horizontal gradient of gravity anomalies map of Canada shows variations in the gravity field caused by lateral variations in the density of the Earth's crust and upper mantle that reflect variations 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 horizontal gradient achieves local maxima over or near contacts between rock units with different density.

INTRODUCTION

This map presents the horizontal gradient magnitude of Bouguer gravity anomalies on land and free-air gravity anomalies offshore. The data were compiled from the holdings of the Canadian Geodetic Information System maintained by the Geodetic Survey Division, Geomatics Canada. They were collected to map the variation in gravitational attraction over the Canadian landmass and offshore areas. Variations in the force of gravity are due to variations 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 the Earth, or mean sea level if the Earth were completely covered with water.

GRAVITY

Gravitation is the force of attraction one mass has for another. Gravity is the gravitational attraction of the Earth. 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 the Earth's oblate spheroidal shape, unless corrections are made to account for variations in the Earth's shape and topography. As the Earth's diameter is approximately 20 km smaller from pole to pole than through the equator, the force of gravity increases the closer we get to the poles. In addition, the 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 the Earth, the bulk gravity effects of the Earth due to latitude must be removed. The theoretical gravity is given in milligals ($10^{-5} m \cdot s^{-2}$) by the International Gravity Formula

$$g_t = 978031.85(1.0+0.5278895 \sin^2(\Theta) + 0.000023462 \sin^4(\Theta))$$

based on the 1967 Geodetic Reference System, where Θ is the latitude in degrees of any point on the Earth. 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 $mGal \cdot m^{-1}$) is multiplied by the elevation of the station and the result is added, producing the free-air anomaly. 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, which is given for static land measurements by the formula

$$BA = g_o - g_t + (\delta g/\delta z - 2\pi G \rho_c)h$$

where g_o = observed gravity (mGal), g_t = theoretical gravity (mGal), $\delta g/\delta z$ = vertical gradient of gravity (0.3086 $mGal \cdot m^{-1}$), G = gravitational constant ($6.672 \times 10^{-11} m^3 \cdot kg^{-1} s^{-2}$ or $6.672 \times 10^{-6} m^2 \cdot kg^{-1} \cdot mGal$, ρ_c = density of crustal rock ($kg \cdot m^{-3}$), and h = elevation above mean sea level (m). In areas of rough terrain, a correction for the effect of nearby masses above (mountains) or mass deficiencies below (valleys) the gravity measurement point can be calculated and applied. 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 map consist of approximately 660 000 gravity observations, including 165 000 on land, acquired between 1944 and 1999. 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. Theoretical gravity values were calculated from the Geodetic Reference System 1967 (GRS67) gravity formula. Bouguer anomalies were calculated using a vertical gravity gradient of 0.3086 $mGal \cdot m^{-1}$ and a crustal density of 2 670 $kg \cdot m^{-3}$. Areas on land are represented by Bouguer anomalies and areas offshore, by free-air anomalies. For this map, the data were gridded to a 2 km interval, with a blanking radius of 20 km. The absolute value of the horizontal gradient magnitude was calculated from a plane generated from a least squares fit of a 5 x 5 array of grid cells centred on the calculation point. The filtered data enhance short wavelength anomalies that correspond to near-surface density contrasts. The magnitude of the horizontal gradient reaches a maximum over contacts between bodies with contrasting densities. Cordell (1979) showed that the magnitude reaches a local maximum directly over vertical contacts and is offset in the down dip direction over dipping contacts.

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 horizontal derivative filter. For example, in the Superior Province (Fig. 1, from Wheeler et al., 1996) of the Canadian Shield, the east-west trending structural fabric is marked by east-west trending horizontal gradient anomalies over the contacts between low density plutonic rock and higher density volcanic rock. The boundary between the Trans-Hudson Orogen and the Superior Province is marked by an extensive curvilinear horizontal gradient high corresponding to the juxtaposition of denser material of the associated magmatic arcs with adjacent lower density plutonic rock, as well as differences in crustal thickness and density between the Superior and Churchill Provinces. Horizontal gradient maxima at the continental margins mark the transition between continental and oceanic crust. Large intrusive bodies having high density contrasts with host rock are ringed by horizontal gradient highs such as the anomaly at Sept-Iles, Québec (N50°, W66°).

Digital gridded or point data and copies of this map are available from the Geophysical Data Centre, Geological Survey of Canada, 615 Booth Street, Room 235, Ottawa, Ontario K1A 0E9. Telephone: (613) 995-5326; fax : (613) 952-8987; email: infogdc@agg.NRCan.gc.ca; WWW: http://gdcinfo.agg.NRCan.gc.ca/gdc/.

REFERENCES / RÉFÉRENCES

Cordell, L., 1979. Gravimetric expression of graben faulting in Santa Fe Country and the Espanola Basin, New Mexico. New Mexico Geol. Soc. Guidebook, 30th Field Conference, p. 59-64.

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.

RÉSUMÉ

La carte des anomalies du gradient horizontal du champ de gravité du 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 variations 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. Le gradient horizontal atteint son maximum à l'aplomb du contact entre des unités lithologiques de densités contrastantes, ou à peu de distance de ce contact.

INTRODUCTION

Cette carte figure l'intensité du gradient horizontal de l'anomalie de Bouguer à terre et de l'anomalie à l'air libre au large des côtes. Les données ont été compilées à partir des archives de données du Système canadien d'information géodésique qui est géré par la Division des levés géodésiques de Géomatique Canada. Ces données ont été recueillies en vue de représenter graphiquement les variations de 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 variations 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, 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 diamètre de la Terre est d'environ 20 km plus court d'un pôle à l'autre que dans le plan équatorial, 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 Θ représente la latitude en degrés d'un point donné à la surface de la Terre, la valeur théorique de la gravité en ce point est fournie par la formule gravimétrique internationale suivante :

$$g_t = 978031{,}85(1{,}0+0{,}5278895 \sin^2(\Theta) + 0{,}000023462 \sin^4(\Theta))$$

en milligals ($10^{-5} m \cdot s^{-2}$), selon le Système géodésique de référence de 1967. 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 d' additionner le produit du gradient vertical de la gravité (le taux de variation suivant la verticale de la force de gravité, soit 0,3086 $mGal \cdot m^{-1}$) par l'altitude de la station d'observation, ce qui nous donne l'anomalie à l'air libre. 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 de Bouguer». Dans le cas d'une mesure statique sur la terre ferme, la valeur de l'anomalie de Bouguer (en milligals) est obtenue à l'aide de la formule suivante :

$$BA = g_o - g_t + (\delta g/\delta z - 2\pi G \rho_c)h$$

où g_o = valeur observée de la gravité (mGal), g_t = valeur théorique de la gravité (mGal), $\delta g/\delta z$ = gradient vertical de la gravité (0,3086 $mGal \cdot m^{-1}$), G = constante universelle de la gravitation ($6{,}672 \times 10^{-11} m^3 \cdot kg^{-1} s^{-2}$ ou encore $6{,}672 \times 10^{-6} m^2 \cdot kg^{-1} \cdot mGal$), ρ_c = masse volumique de la lithologie crustale ($kg \cdot m^{-3}$) et h = altitude (hauteur au-dessus du niveau 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 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 gravité 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 plancher océanique, mais la plupart des mesures ont été faites avec des gravimètres dynamiques embarqués. 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

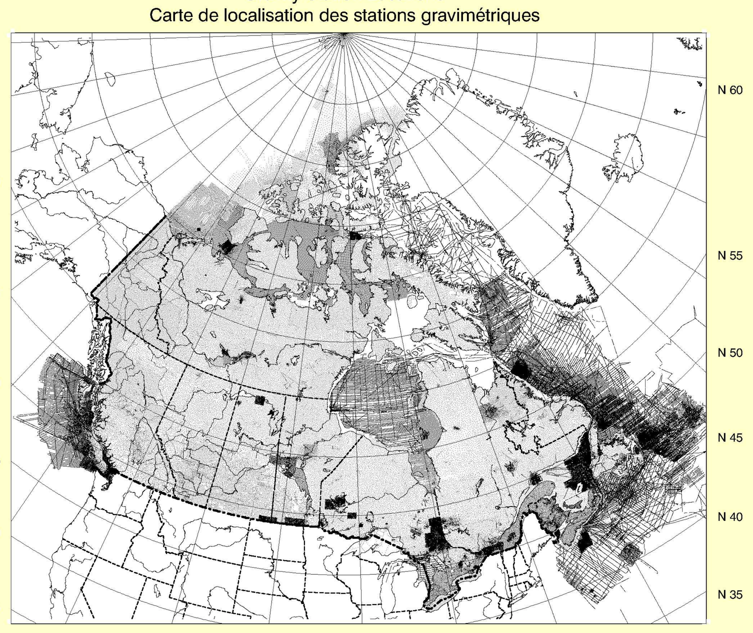
Les données utilisées pour la compilation de cette carte proviennent d'environ 660 000 observations gravimétriques, dont 165 000 ont été acquises entre 1944 et 1999 à l'intérieur des terres. L'espacement des points de mesure varie de moins de 1 km à plus de 20 km et se situe en moyenne entre 5 et 10 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 1967. L'anomalie de Bouguer a été calculée en employant un gradient vertical de la gravité de 0,3086 $mGal \cdot m^{-1}$ et une masse volumique de 2 670 $kg \cdot m^{-3}$ pour les lithologies crustales. Dans les régions continentales, on représente l'anomalie de Bouguer alors que dans les régions extracôtières, c'est l'anomalie à l'air libre qui est figurée. L'élaboration de cette carte a nécessité la génération d'une grille de données à maille de 2 km en employant une limite d'interpolation de 20 km. La valeur absolue de l'intensité du gradient horizontal a été calculée à partir d'un plan obtenu par un ajustement par la méthode des moindres carrés d'une grille de 5 cellules sur 5 cellules centrée sur le point à déterminer. Les données filtrées rehaussent les anomalies de courte longueur d'onde qui sont le reflet de l'existence de contrastes de densité près de la surface. L'intensité du gradient horizontal atteint son maximum à l'aplomb des contacts qui séparent des corps affichant des densités contrastantes. Cordell (1979) a démontré que l'intensité atteint un maximum local directement à l'aplomb des contacts verticaux et que la position de la valeur maximale est décalée vers l'aval-pendage dans le cas des contacts inclinés.

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 horizontale. Par exemple, dans la Province du lac Supérieur (fig. 1, tirée de Wheeler et al., 1996) du Bouclier canadien, la fabrique structurale est-ouest est soulignée par des anomalies du gradient horizontal qui montrent la même orientation et dont la trace se situe à l'aplomb des contacts entre des roches plutoniques de faible densité et des roches volcaniques de densité plus élevée. La limite entre l'orogène trans-hudsonien et la Province du lac Supérieur est marqué par une vaste crête curviligne du gradient horizontal qui rend compte de la juxtaposition du matériau plus dense des arcs magmatiques de l'orogène aux roches plutoniques moins denses des secteurs environnants, ainsi qu'à des différences d'épaisseur et de densité de la croûte entre les provinces du lac Supérieur et de Churchill. Les valeurs maximales du gradient horizontal observées le long des marges continentales témoignent du passage de la croûte continentale à la croûte océanique. Les grands massifs intrusifs qui affichent un contraste de densité marqué avec les roches encaissantes sont auréolés de crêtes du gradient horizontal, comme c'est le cas de l'anomalie observée à Sept-Îles (Québec), située à 50°N, 66°W.

Les données numériques (données maillées ou données ponctuelles) et des exemplaires de cette carte sont en vente au Centre de données géophysiques de la Commission géologique du Canada,615, rue Booth, pièce 235, Ottawa (Ontario) K1A 0E9. Téléphone : (613) 995-5326; télécopieur : (613) 952-8987; courriel : infogdc@agg.nrcan.gc.ca; Site Web : http://gdcinfo.agg.NRCan.gc.ca/gdc/.

Gravity Station Locations
Carte de localisation des stations gravimétriques



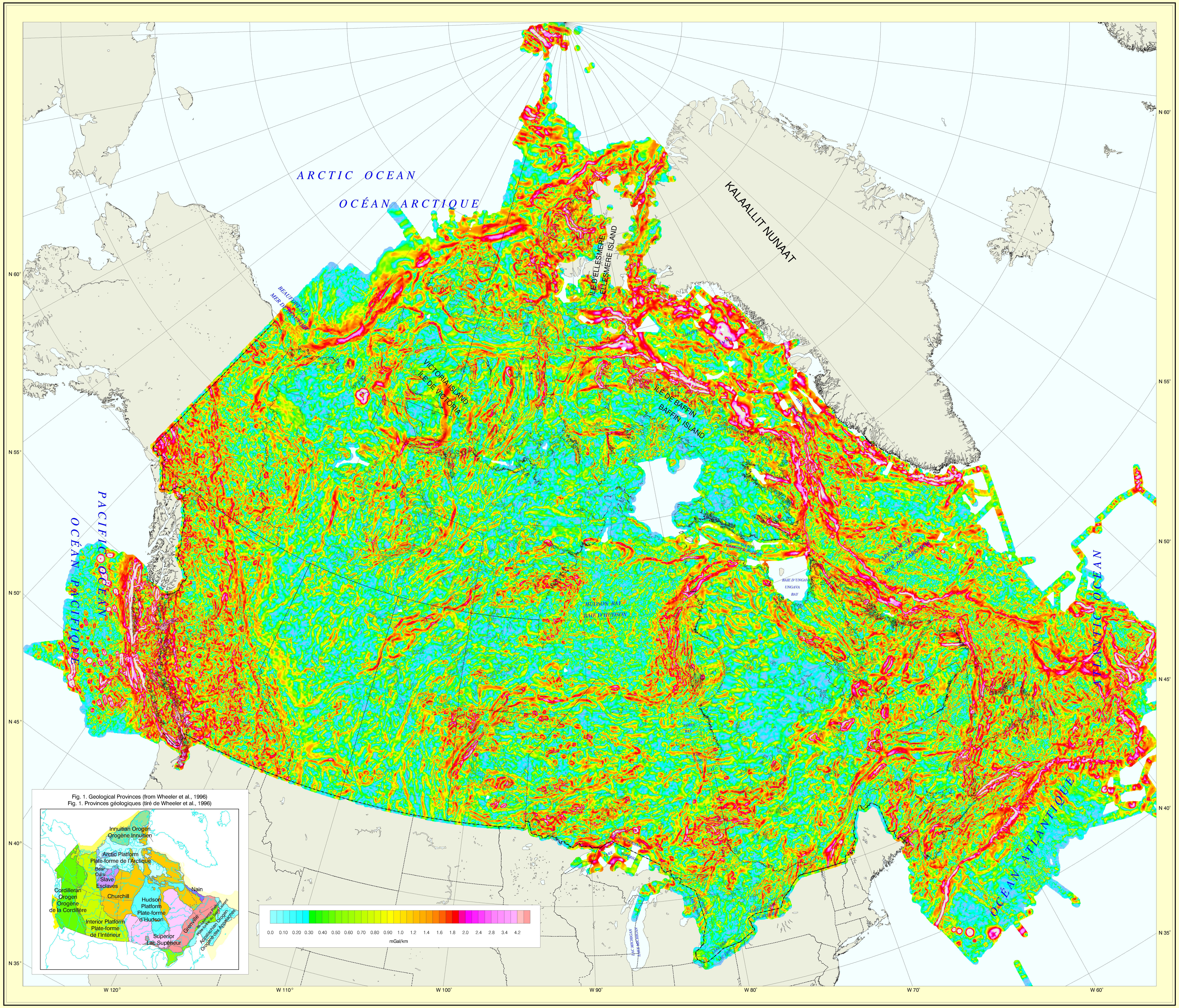


Fig. 1. Geological Provinces (from Wheeler et al., 1996)
Fig. 1. Provinces géologiques (tiré de Wheeler et al., 1996)

OPEN FILE
DOSSIER PUBLIC
3830c
GEOLOGICAL SURVEY OF CANADA
COMMISSION GÉOLOGIQUE DU CANADA
OTTAWA
08/2000

Recommended Citation:
Miles, W.F.,Roest, W.R. and Vo, M.P..
2000: Horizontal Gradient of Gravity Anomalies Map, Canada; Geological Survey of Canada, Open File 3830c
Scale 1:7 500 000

Notation bibliographique conseillée:
Miles, W.F.,Roest, W.R. et Vo, M.P..
2000: Carte des anomalies du gradient horizontal du champ de gravité, Canada; Commission géologique du Canada, Dossier public 3830c, échelle 1/7 500 000

Canada

Natural Resources Canada — Ressources naturelles Canada