



GEOPHYSICS II GÉOPHYSIQUE LABRADOR SEA MER DU LABRADOR GRAVITY ANOMALY ANOMALIE GRAVIMÉTIQUE

CONTRIBUTORS COLLABORATEURS

J. Woodside

J. M. Woodside

Because the density of the Earth is non-homogeneous small differences in the attraction of gravity exist between one location and another. This heterogeneity can be quantified and the geological significance determined from an analysis of the magnitude and extent of the gravity variations or anomalies. The free-air anomaly is the difference between the observed and theoretical value of gravity at the sea surface ('theoretical gravity' is the variation in gravitational attraction over the surface of a homogeneous spheroid of revolution used to approximate the shape and density of the Earth). The International Gravity Formula 1967 (International Association of Geodesy, 1971) was used to compute theoretical gravity. An elevation correction of 0.3086 mGal-m⁻¹ was added for observations above sea level. Correcting for the known gravitational effect of topographic variations of the sea floor or land surface produces the Bouguer anomaly, which is a better indication of subsurface geological variations.

The Bouguer anomaly is computed by correcting the free-air anomaly for the gravitational attraction of the topographic variations. A simple 'slab' correction of -0.1119 mGal-m⁻¹ is made for topography above sea level. In areas of large topographic variations in the Labrador highlands (i.e. the Torngat, Kaumajet and Kiglapait Mountains), a more complete topographic correction is computed by detailed modelling of the terrain. A mean crustal density of 2.67g-cm⁻³ was assumed for this correction.

All gravity measurements for the Atlas were made using gravity meters which measure differences in gravity between the observation station and a base station (where the gravity value is known). As instrument drift can cause possible differences in repeat measurements at any given location, repeat values are obtained regularly at the base station during the survey. While it is relatively easy to return frequently to base stations on land, it is clearly not feasible for marine measurements as it may be days or weeks before the ship returns to the station. At sea, a grid of continuous measurements provides points of repeat observations that must agree; the drift can be obtained from an analysis of the observational discrepancies at the crossover points of the ships' track.

The observations may also require other corrections. Gravity measurement from a moving ship introduces special difficulties such as the removal of accelerations arising from wave motion or pitching and yawing. The Eötvös Correction removes the effect of vertical accelerations caused by the differences in absolute rotational motion about the Earth's centre for a moving ship and a stationary gravity meter, at the same location on the Earth's surface. The level of accuracy of gravity measurements from a ship depends greatly on the effective measurement and removal of the Eötvös Effect. This is a direct function of the quality of the ship's navigation, including the derivation of absolute speed and the course of the ship. The magnitude of the Eötvös Effect can be as large or larger than the values of the gravity anomalies. Most other sources of error (i.e. poor ties to base stations, environmental noise such as vibration or thermal stress, off-leveling of the gyro-stabilized platform, inaccuracy in the calibration of the gravity meter, and tares or step shifts in gravity resulting from physical shocks or mechanical aging of the sensor) are generally at least one order of magnitude smaller than the Eötvös Effect.

COMPILATION OF THE GRAVITY DATA BASE

Figure 1 illustrates the distribution of data used in this compilation. Most data were collected by ship between 1964 and 1985, except for land gravity data, and satellite altimetry data that were converted to gravity anomalies east of 45°E. Graf-Askania Gss-2 gravimeters were used for most of the marine measurements except several recent cruises when Bodenseewerk Kss-30 and La Coste-Romberg instruments were employed. The poorest coverage is in the eastern Labrador Sea where the spacing of the ship's tracks is about 40 km. Over the shallow regions of the Labrador Shelf (< 200 m), this spacing is reduced to about 2 km and gravity observations are generally < 2 km apart along the ship's path. Gravity observations on land are accurate to roughly 8-12 km and are accurate to about ± 2 mGal.

All Geological Survey of Canada (GSC) data for the offshore regions of Eastern Canada were edited prior to merging in the National Geophysical Data Base. The gravity data underwent a least squares statistical adjustment to minimize crossover discrepancies. This analysis of 21,813 crossover points of ships' tracks produced a homogeneous gravity data base with an overall accuracy of 2.5 mGal and internal consistency of ± 1 to ± 5 mGal (Woodside et al., 1986). A subset of this data base forms the basis of the data presented here.

Additional data were merged with the GSC data. Supplemental sea data were added from the United States Defense Mapping Agency Aerospace Center (DMA-AC) in Bay St. Louis and from a grid of free-air anomalies (with 16 km grid spacing) derived from satellite altimetry data by the inverse Stokes operator method (Balmimo et al., 1987). The DMA-AC data are restricted to the region southeast of Greenland, and the satellite-derived gravity data fills in areas of otherwise sparse coverage east of 45°W. The Danish Geodetic Institute supplied data for Greenland. The compiled data were all regrided. When the gravity data were resampled to a 5 km spacing, some filtering was used to interpolate through areas of sparse data coverage. The gravity grid values are weighted means of surrounding data out to 40 km.

PRINCIPAL FEATURES OF THE GRAVITY MAP

The gravity anomaly map can be separated into continental and oceanic regions with an intermediate zone lying between them.

The oceanic sector displays low amplitude variations with trends aligned with lineations in the oceanic basement topography (parallel to the spreading axis during crustal formation), fracture zones and geomorphological features of the seafloor. Buried topography of the basement, such as the rift valley and flanking mountains of the extinct spreading centre, can be inferred from variations in the gravity field over the deep oceanic basin. The Labrador Sea basin is asymmetric about the extinct spreading centre, with the northeastern half as much as 20 mGal more positive than the southwestern half. The reasons for this remain speculative (Vogt et al., 1982).

Over the continental regions most gravity variations correlate with geology, particularly the trends in the Churchill and Nain structural provinces, the Grenville Front, and the ultrabasic bodies in the Grenville Province (Thomas, 1985, 1974; Thomas et al., 1978). The continental shelf region contains some of the largest free-air gravity anomalies as a result of the combined effects of the imposed load of sediments on initially rift-weakened transitional crust, the presence in some areas of denser volcanic material intruded into the stretched and attenuated crust, and the juxtaposition of thick continental crust and thinner transitional to oceanic crust.

The locations of the offshore gravity anomalies are best viewed in connection with the information extracted from the magnetic data (refer to Figs. 2 and 3 of map sheet Geophysics I, this Atlas). The most positive gravity anomaly in the Saglek Basin area lies directly over one of the inferred basins (B8), with flanking lows over an inferred crustal high (H7) and east of basin B9. This might be attributed to flexure of the crust beneath the thick sediments filling basin B8.

Similarly, in the Hopedale Basin area, the gravity highs follow the locus of the main basins and the lows tend to flank the highs, where they lie between raised basement blocks (inferred from the second derivative of the magnetic anomaly; refer to Fig. 2 of map sheet Geophysics I, this Atlas). A deep low gravity anomaly lies near basement high H2, with positive anomalies to the west and northwest over basins B2 and B4 and to the immediate south. A linear gravity high lies over basin B6 with a flanking low over high H5, the western edge of a tilted fault block. Some offsets or width changes of the main gravity high occur where lineations or faults (e.g. L3) can be interpreted in the magnetic data. Such features might mark the change in width or depth of the sedimentary basin.

REFERENCES

- Balmimo, G., Moynot, B., Sarraillh, M. and Valès, N.
1987: Free-air gravity anomalies over the oceans from SEASAT and GEOS-3 altimeter data; EOS, Transactions of the American Geophysical Union, v. 68, p. 17-19.
- International Association of Geodesy
1971: Geodetic Reference System 1967; International Association of Geodesy, Special Publication No. 3, Paris, 116 p.
- Thomas, M. D.
1974: The correlation of gravity and geology in southeastern Quebec and southern Labrador; Department of Energy, Mines and Resources, Gravity Map Series of Earth Physics Branch, 49 p. (accompanying maps 64, 65, 66, 67, 96, 97, 98).
- 1985: Gravity studies of the Grenville province: significance for Precambrian plate collision and the origin of anorthosite; in The Utility of Regional Gravity and Magnetic Anomaly Maps, W. J. Hinze (ed.); Society of Exploration Geophysicists, p. 109-123.
- Thomas, M. D., Halliday, D. W. and Stephenson, R.
1978: Gravity anomalies and geological structure in northern Labrador and northeastern Quebec; Department of Energy, Mines and Resources, Gravity Map Series of Earth Physics Branch, 38 p. (accompanying maps 157-161).
- Vogt, P. R., Kovacs, L. C., Bernero, C. and Srivastava, S. P.
1982: Asymmetric geophysical signatures in the Greenland-Norwegian and southern Labrador Seas and the Eurasian Basin; Tectonophysics, v. 89, p. 95-160.
- Woodside, J. M., McConnell, R. K., Beaver, D. E., Girouard, P. R., Hoffer, D., Johnston, B. L., Loncarevic, B. D., Macnab, R. F., Prime, W., Shih, K.-G., Buck, R. J., Cooper, R. V., Hearty, D. B., Halpenny, J. F., Kane, P. J. and Rupert, J. F.
1986: Integration of the Atlantic Geoscience Centre marine gravity data into the National Gravity Data Base; Energy, Mines and Resources, Canada, Earth Physics Branch, Open File Report 85-32, 54 p.

J.M. Woodside

L'attraction gravitationnelle varie légèrement d'un endroit à l'autre parce que la Terre n'est pas homogène. Il est possible de quantifier ces hétérogénéités, et d'en déterminer la signification géologique, en analysant l'ampleur et l'étendue des variations (ou anomalies) de la pesanteur. L'anomalie à l'air libre est la différence entre la valeur observée et la valeur théorique de la pesanteur à la surface de la mer ("La gravité théorique" est la variation de l'attraction gravitationnelle à la surface d'une sphère de révolution homogène ayant une forme et une densité semblables à la Terre.) La formule internationale de la gravité de 1967 (Association géodésique internationale, 1971) a été employée pour calculer la gravité théorique. Un facteur de correction en fonction de l'altitude de 0.3086 mGal-m⁻¹ a été rajouté aux mesures faites au-dessus du niveau de la mer. Une correction en fonction de l'effet gravitationnel connu des variations topographiques du fond océanique ou de la surface terrestre produit l'anomalie de Bouguer, qui reflète mieux les variations géologiques du sous-sol.

L'anomalie de Bouguer est calculée en corrigeant les anomalies à l'air libre des variations de l'attraction gravitationnelle dues à la topographie. Un simple facteur de correction de -0.1119 mGal-m⁻¹ est utilisé pour les reliefs situés au-dessus du niveau de la mer. Dans des régions où la topographie varie beaucoup, comme dans les plateaux du Labrador (par exemple, les montagnes Torngat, Kaumajet et Kiglapait), une correction plus précise en fonction de la topographie est effectuée grâce à une modélisation détaillée du relief. Pour cette correction, on a utilisé une valeur estimée de la densité moyenne de la croûte égale à 2.67 g-cm⁻³.

Dans le présent atlas toutes les mesures de la pesanteur ont été faites à l'aide de gravimètres, qui mesurent la différence de la pesanteur entre le point d'observation et une station de base où cette valeur est déjà connue. Des valeurs répétées sont être enregistrées régulièrement à la station de base, en raison des différences possibles entre les mesures répétées à un endroit donné, attribuables à la "dérive instrumentale". S'il est relativement facile de revenir souvent à une station de base terrestre, il n'en est pas de même dans le cas des mesures en mer, puisque plusieurs jours ou des semaines peuvent s'écouler avant que le navire ne revienne à une station de base. Cependant, un quadrillage de mesures continues crée, en mer, des points d'observations répétées qui doivent concorder; la dérive peut être obtenue en analysant les différences entre les observations faites aux points d'intersection des passages-navires.

D'autres corrections aux observations peuvent s'avérer nécessaires. L'enregistrement des valeurs de la pesanteur sur un navire en mouvement pose des difficultés particulières, telles que la suppression des accélérations causées par les vagues, ou par le tangage et les embardées. La correction d'Eötvös supprime l'effet des accélérations verticales causées par le fait qu'un navire qui se déplace à un mouvement de rotation absolu autour du centre de la Terre diffère de celui d'un gravimètre stationnaire, situé au même endroit sur la surface terrestre. Le degré de précision des mesures de la pesanteur réalisées à partir d'un navire dépend surtout de l'efficacité avec laquelle on mesure et on élimine l'effet d'Eötvös. Celle-ci est en fonction directe avec la qualité de la navigation, comprenant une dérivation correcte de la vitesse absolue de navire et de sa route. L'ampleur de l'effet d'Eötvös peut être équivalente ou supérieure à celle des anomalies gravimétriques mesurées. La plupart des autres sources d'erreurs engendrent des différences qui sont généralement plus petites d'au moins un ordre de grandeur.

Les sources d'erreurs dans la mesure de la pesanteur en mer proviennent surtout d'une mauvaise communication avec les stations de base, des bruits de fond environnementaux (tels que les vibrations ou les contraintes thermiques), d'une dénivellation de la plate-forme gyro-stabilisée, d'un étalonnage inexact du gravimètre et des changements abrupts du niveau de pesanteur qui peuvent être causés par des chocs physiques ou le vieillissement mécanique du capteur.

COMPILATION OF THE BASE OF DATA GRAVIMÉTRIQUES

On peut voir sur la Figure 1 la répartition des mesures utilisées dans cette étude. La plupart des données ont été recueillies par des navires entre 1964 et 1985, à l'exception des données gravimétriques terrestres, et des données altimétriques recueillies par satellite qui ont été converties en anomalies de la pesanteur à l'est de 45°O. La plupart des mesures en mer ont été effectuées avec des gravimètres Graf-Askania Gss-2 à l'exception de quelques croisières récentes où on a utilisé des gravimètres Bodenseewerk Kss-30 et LaCoste-Romberg. La zone où la couverture est la moins bonne correspond à la partie est de la mer du Labrador, où l'espacement des passages-navires est d'environ 40 km. Au-dessus des régions d'eau profondes du plateau continental du Labrador (moins de 200 m), cet intervalle est réduit à environ 2 km. Les observations gravimétriques marines étaient généralement effectuées à moins de 2 km d'intervalle le long du trajet du bateau. Les observations gravimétriques terrestres sont séparées par des intervalles de 8 à 12 km et leur précision est d'environ ± 2 mGal.

Toutes les données de la commission géologique du Canada (CGC) pour les régions au large de l'est du Canada ont été éditées avant d'être intégrées à la Banque nationale de données géophysiques. Les données gravimétriques ont été ajustées par la méthode des moindres carrés de façon à réduire au minimum les divergences aux points d'intersection. On a effectué l'analyse de 21,813 points d'intersections de passages-navires. Il en résulte une base de données gravimétriques homogène, d'une précision globale de 2.5 mGal et d'une cohérence interne de ± 1 à ± 5 mGal (Woodside et coll., 1986). C'est un sous-ensemble de cette base de données que l'on présente ici.

Des données additionnelles ont été soigneusement fusionnées aux données de la CGC. On a ajouté, sans problèmes, des données marines complémentaires provenant du "US Defense Mapping Agency - Aerospace Centre" (DMA-AC) à Bay St. Louis, et du quadrillage des anomalies à l'air libre (à équidistance de 16 km), dérivé de données altimétriques recueillies par satellite, selon la méthode de l'opérateur inverse de Stokes (Balmimo et coll., 1987). Les données DMA-AC sont restreintes à la région située au sud-ouest du Groënland et les données de gravité obtenues par satellite complètent les zones à l'est de 45° O dont la couverture est moins bonne. L'Institut géodésique danois a fourni les données pour le Groënland. Les données compilées ont toutes été requadrillées. Lors du rééchantillonnage des données gravimétriques à un espacement de 5 km, on a procédé à un certain filtrage pour interpoler dans les zones où les données étaient peu nombreuses. Les valeurs du quadrillage gravimétrique représentent les moyennes pondérées des données environnantes, sur un rayon de 40 km.

CARACTÉRISTIQUES PRINCIPALES DE LA CARTE GRAVIMÉTRIQUE

La carte des anomalies gravimétriques peut être subdivisée, en une région continentale et une région océanique séparées par une zone intermédiaire.

La région océanique est caractérisée par des variations de faible amplitude qui ont tendance à s'aligner avec les linéations de la topographie du socle océanique (parallèles à l'axe d'expansion à l'époque de la formation de la croûte), les zones de fractures et les accidents géomorphologiques du fond océanique. La topographie enfoncée du socle, comprenant, entre autres, le rift de dorsale et les montagnes qui flanquent l'ancien centre d'expansion, peut donc être déduite des variations du champ de la pesanteur au-dessus du bassin océanique profond. Le bassin de la Mer du Labrador est lui-même asymétrique par rapport à l'ancien centre d'expansion. En effet, la partie nord-est de la Mer du Labrador est plus positive (jusqu'à 20 mGal) que la partie sud-ouest pour des raisons qui sont, encore aujourd'hui, incertaines (Vogt et coll., 1982).

Dans les régions continentales, la plupart des variations gravimétriques sont en corrélation avec la géologie, en particulier avec les tendances structurales des provinces de Churchill et de Nain, le front de Grenville, et les massifs ultrabasiques cartographiés dans la province de Grenville (Thomas, 1983, 1974; Thomas et coll., 1978). Certaines des anomalies gravimétriques à l'air libre les plus importantes de la carte appartiennent à la région du plateau continental. On attribue ce phénomène aux effets combinés de : (1) la charge imposée par les sédiments à une croûte de transition affaiblie lors de la formation précoce du rift ; (2) de la présence dans certaines zones de matériaux volcaniques plus denses ayant fait intrusion dans la croûte étirée et amincie; et (3) de la juxtaposition d'une croûte continentale épaisse et d'une croûte plus mince de nature intermédiaire à océanique.

La localisation des anomalies de la pesanteur au large devient plus compréhensible si l'on examine à la fois la carte et l'information tirée des données magnétiques (Figures 2 et 3, dans le commentaire accompagnant la carte Géophysique 1). L'anomalie gravimétrique positive la plus forte du secteur du bassin de Saglek correspond directement à la position de l'un des bassins indiqués (B8), et on peut considérer qu'elle est flanquée par des anomalies négatives situées au-dessus d'un bloc crustal (H7), et à l'est du bassin B9. Ceci pourrait être causé par une flexure de la croûte sous les sédiments épais qui comblent le bassin B8.

De même, dans le secteur du bassin de Hopedale, les anomalies positives tendent à suivre les bassins principaux, alors que les anomalies négatives flanquent les anomalies positives lorsqu'elles se trouvent entre des blocs de socle soulevés (on déduit ceci de la dérivée seconde des anomalies magnétiques; voir la Figure 2 dans le commentaire accompagnant la carte Géophysique 1). On trouve une profonde anomalie négative proche du bloc soulevé H2, des anomalies positives étant situées à l'ouest et au nord-ouest au-dessus des bassins B2 et B4 et juste au sud. On remarque la présence d'une anomalie positive linéaire au-dessus de B6, flanquée d'une anomalie négative au-dessus de H5, qui représente la bordure ouest d'un bloc faillé incliné. Certains décalages, ou certaines variations de l'amplitude de l'anomalie positive principale, surviennent là où les données magnétiques indiquent la présence de linéations ou de failles (par ex., L3). De telles caractéristiques peuvent marquer un changement dans les dimensions du bassin sédimentaire.

RÉFÉRENCES

- Balmimo, G., Moynot, B., Sarraillh, M. et Valès, N.
1987: Free-air gravity anomalies over the oceans from SEASAT and GEOS-3 altimeter data; EOS, Transactions of the American Geophysical Union, v. 68, p. 17-19.
- Association géodésique internationale
1971: Geodetic Reference System 1967; International Association of Geodesy, Special Publication No. 3, Paris, 116 p.
- Thomas, M. D.
1985: Gravity studies of the Grenville province: significance for Precambrian plate collision and the origin of anorthosite; in The Utility of Regional Gravity and Magnetic Anomaly Maps, W. J. Hinze (ed.); Society of Exploration Geophysicists, p. 109-123.
- 1974: The correlation of gravity and geology in southeastern Quebec and southern

▷