



G EOPHYSICS I GÉOPHYSIQUE LABRADOR SEA MER DU LABRADOR MAGNETIC ANOMALY ANOMALIE MAGNÉTIQUE

CONTRIBUTORS COLLABORATEURS

J. Woodside

J. M. Woodside

Magnetic anomalies arise from variations in magnetic properties of the geological materials near the point of observation. The proton-precession magnetometer, used in obtaining magnetic anomaly data, measures the absolute value of the total magnetic field of the Earth. The magnetometer is towed generally at least three ship lengths astern, to place it outside the range of the magnetic field generated by the ship. A similar arrangement exists for towing a magnetometer from an aircraft (for an aeromagnetic survey), although some magnetometers are mounted on the aircraft as an extension of the tail.

The magnetic field of the Earth varies. It is influenced by sudden and short term perturbations (hours to days) caused by solar activity as well as by variations in the motions of the conductive fluids within the core of the Earth. Data collected during such 'magnetic storms' are usually deleted. Corrections for diurnal variations are made either by analyzing crossover information, using a method similar to making a drift correction for gravity measurements, or by using a base magnetometer which records the daily variations at a specific location near the survey area. The latter method is usually not feasible for large-scale sea surveys and was not used for this compilation.

The magnetic field of the Earth also varies over longer periods (i.e. years). As the data presented here were collected over a period of more than two decades, they required correction. This correction procedure is facilitated with a mathematical model of the field as a function of time and geographic position (Barracough, 1987). The International Geomagnetic Reference Field (IGRF) is the function that provides a value for the total magnetic field of the Earth for the specific time and location of the measurement. The difference between the observed and IGRF values is the magnetic anomaly, which is theoretically independent of the varying magnetic field of the Earth.

COMPILATION OF THE DATA BASE

Most of the data were collected by ship since 1963. The exceptions are aeromagnetic surveys done over Quebec, Newfoundland and Labrador between 1950 and 1985. Figure 1 shows the data distribution. The lowest density coverage is over the eastern Labrador Sea where the spacing of the ships' tracks was about 40 km. This spacing is reduced to about 2 km, over the shallow regions (< 200 m) of the Labrador Shelf, and values along the ships' tracks are generally < 2 km apart. The aeromagnetic surveys over land were run usually with a flight spacing of about 800 m and a mean terrain clearance near 300 m. Aeromagnetic coverage of Labrador and Quebec is complete. As a result, no flight lines are shown on the map because of their resulting high density at the scale of this map.

All Geological Survey of Canada (GSC) data for the offshore regions of Eastern Canada were edited prior to merging with the National Geophysical Data Base. Following final data editing, a crossover analysis of the magnetic data indicated a mean discrepancy of -1 nT for about 60,000 crossover points and a standard deviation of < 70 nT (Verhoef and Macnab, 1988). A subset of this data base forms the basis of the information presented in this Atlas.

Merging of the marine and aeromagnetic data presented some problems because of the differences in base level for some of the aeromagnetic data sets. All data were regridded with a common grid interval of 0.05° lat/long (or approximately 5.5 km). In the process of resampling the data for the grid, some filtering was used to interpolate through areas of sparse data coverage.

MAGNETIC ANOMALY MAP

The magnetic anomaly map can be divided into three sections according to differences in the character of the anomalies: oceanic, continental and intermediate.

The oceanic area is dominated by low amplitude linear anomalies created parallel to the axis of the Labrador Sea spreading centre (Srivastava, 1978). The linear trends are broken at fracture zones where there was an offset in the spreading centre. As the fracture zones are parallel to the direction of seafloor spreading, the history of opening of the Labrador Sea Basin can be determined from an analysis of the fracture zone directions and the correlation of the linear seafloor spreading anomalies with the magnetic reversal time scale of the Earth (Srivastava, 1978).

The continental region is characterized by well defined, high amplitude magnetic anomalies that can exhibit various linear or curvilinear trends over large distances, or a mottled appearance. In many cases the magnetic anomalies correlate with geology. For example, north of approximately 54°N, the dominant continental magnetic anomalies are those associated with the Central Gneiss Belt in northern Labrador. The negative magnetic anomalies (deep blue) to the east correlate with a major shear zone. The north-south trends in northern Labrador terminate in the south along the Grenville Front marking the boundary between the Churchill and Nain Provinces to the north and the Grenville Province to the south.

Parallel to the coast between the continental and oceanic domains is a zone which exhibits, in generally a more subdued form, some character of the continental regions. The continental geology continues beyond the coast, and the continental basement might exist at greater depth beneath a layer of water and sediment. Rifting along the continental margin resulted in fault-controlled depression of the basement to greater depths. In many cases, rifting was accompanied by volcanism which produced a distinctive magnetic signature often different from that caused by surrounding continental and oceanic basement.

The analysis of magnetic anomalies across the continental margin and the oceanic basins can aid in understanding the evolution and determining the structural bounds and depths of marginal sedimentary basins. Qualitatively, the basins can be delineated on a magnetic anomaly map by noting where the oceanic anomalies terminate and how the continental anomalies attenuate away from the

coast. Quantitative methods can be used to determine the depth to basement and to define structural boundaries.

The broad continental shelf region between the Charlie-Gibbs and Cartwright Fracture Zones is most interesting. Some of the inshore anomalies appear to connect in the south with linear highs in the Appalachian Humber and Dunnage Terranes of Newfoundland. Further to the northeast, the larger anomalies near the shelf edge can be explained by the juxtaposition of a 30 km thick section of continental crust, composed of basic and ultrabasic rocks of the Dunnage Terrane, with thinner oceanic crust about 10-12 km thick (Fenwick et al., 1968). The Indian Harbour and Lief wells, south of the Cartwright Arch, encountered Early Cretaceous volcanics (Umpleby, 1979) that might be the cause for large positive magnetic anomalies in that area (Jansa and Pe-Piper, 1988).

The second vertical derivative of the magnetic anomaly (after reduction to the pole) provides greater resolution of the shallower sources by better defining their edges and accentuating some of the more subtle, shorter wavelength variations. The second derivative map (Fig. 2) suggests division of the region into distinct provinces (Fig. 3) on the basis of magnetic character, linear features, some roughly circular anomalies which may be related to intrusions, and divisions between areas of high and low frequency variation.

Some direct correlations can be made between the second derivative map and the known geology and structure (e.g. Greene, 1972, 1974; Sanford et al., 1979). The separation of the marine and land areas is obvious, in part because of differences in data spacing and depth to magnetic source (a point to keep in mind for the following). Northwest of the triangular Makkovik Province (M) is a region of relatively subdued variations falling within the boundaries of the Archean granitic and granodioritic gneisses (G1). This is repeated to the north of the Nain Anorthosite.

Paleohelikian intrusives (PI), including rocks of the anorthositic and adamellite suites, are associated with high amplitude and longer wavelength variations, and appear to continue offshore for > 50 km east of Nain. To the west, there is a strong correlation of mylonitized garnet-quartz-feldspar gneiss (GG) and granulite-pyroxene gneiss (GP) of the Central Gneiss Belt with their respective magnetic anomalies (Fig. 2).

Some offshore structure may be inferred from the second derivative map. Several seaward-tilted blocks (H3, H4 and H5) are thought to lie northeast of normal faults (down to the southwest) at L3, L4 and L5, respectively. Higher frequency and amplitude variations give way to the northeast to lower frequency and amplitude variations suggesting increased depth to source. The linear boundaries of these features suggest they are faults. Small fault-bounded basins are inferred at B1, B2 and B3, and over the deeper portions of the tilted blocks at B5 and B6. A comparison of Figure 3 with the basement structure map in this Atlas (refer to map sheet Structure III) indicates many similarities.

A series of offshore faults parallel to the coast of northern Labrador (F1, F2 and F3 of Fig. 3) are interpreted along the hinge line between the offshore basins and the near-surface Precambrian basement to the west. Several small basins (B8 and B9) may be formed in grabens between faults F6, F7 and F8; B9 might be a seaward-tilted basin. A rather large region of subdued magnetic variation (B7) is interpreted to be a large basin bounded by faults F5, F4 and F2. To the east of this basin are lineations that correlate with the seafloor spreading anomalies.

REFERENCES

- Barracough, D.
1987: International Geomagnetic Reference Field: the fourth generation; Physics of the Earth and Planetary Interiors, v. 48, p. 279-292.
- Fenwick, D. K. B., Keen, M. J., Keen, C. and Lambert, A.
1968: Geophysical studies of the continental margin northeast of Newfoundland; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 5, p. 483-500.
- Greene, B. A.
1972: Geological Map of Labrador; Newfoundland Department of Mines and Energy.
1974: An outline of the geology of Labrador; Province of Newfoundland, Department of Mines and Energy, Information Circular 15, 64 p.
- Jansa, L. F. and Pe-Piper, G.
1988: Middle Jurassic to Early Cretaceous igneous rocks along the eastern North American continental margin; American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 72, p. 347-366.
- Sanford, B. F., Grant, A. C., Wade, J. A. and Barss, M. S.
1979: Geology of Eastern Canada and adjacent areas; Geological Survey of Canada, Map 1401A (4 sheets).
- Srivastava, S. P.
1978: Evolution of the Labrador Sea and its bearing on the early evolution of the North Atlantic; Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, v. 52, p. 313-357.
- Umpleby, D. C.
1979: Geology of the Labrador Shelf; Geological Survey of Canada, Paper 79-13, 34 p.
- Verhoef, J. and Macnab, R.
1988: Magnetic data over the continental margin of Eastern Canada: preparation of a data base and construction of a 1:5 million magnetic anomaly map; Geological Survey of Canada, Open File 1504, 95 p.

J. M. Woodside

On attribue les anomalies magnétiques à des variations dans les propriétés magnétiques des matières à proximité du point d'observation. Le magnétomètre à précession nucléaire utilisé pour l'obtention des données relatives aux anomalies magnétiques mesure la valeur absolue de champ magnétique total de la Terre. Ce magnétomètre est remorqué à la poupe, à une distance de plusieurs longueurs de navire (généralement au moins trois), de sorte qu'il soit situé à l'extérieur du champ magnétique engendré par le navire. On procède d'une façon analogue pour le remorquage des magnétomètres à partir des aéronefs lorsqu'on réalise des levés aéromagnétiques (bien que, dans certains cas, le magnétomètre soit monté directement sur l'aéronef, souvent dans le prolongement de la queue).

Le champ magnétique terrestre varie et est influencé par les perturbations soudaines et de courte durée (se mesurant en heures ou en jours) causées par l'activité solaire ainsi que par des variations du mouvement des fluides conducteurs au sein du noyau terrestre. Les données recueillies durant ces "orages magnétiques" sont généralement éliminées. On peut corriger pour tenir compte des variations diurnes soit en analysant des données de recouplement selon une méthode analogue à la correction instrumentale apportée aux mesures de la gravité, soit en utilisant un magnétomètre-témoin qui enregistre les variations quotidiennes à un endroit déterminé, à proximité de la zone de levé. Cette dernière solution n'est généralement pas réalisable dans le cas des levés de grande envergure et n'a pas été utilisée ici.

Le champ magnétique terrestre varie également sur de plus longues périodes, se mesurant en années. Dans le cas du présent atlas, comme les données ont été recueillies sur une période de plus de vingt ans, il faut donc procéder à une correction. Celle-ci est facilitée par un modèle mathématique de champ en fonction du temps et de la position géographique (Barracough, 1987). Cette fonction, appelée Champ Géomagnétique International de Référence (CGIR), fournit une valeur du champ magnétique total de la Terre pour le moment et l'endroit où ont lieu les mesures. La différence entre les valeurs observées et les valeurs CGIR constitue l'anomalie magnétique, qui est en théorie indépendante du champ variable de la Terre.

COMPILATION DE LA BASE DE DONNEES

La plupart des données ont été recueillies à bord de navires depuis 1963, à l'exception des levés aéromagnétiques réalisés au-dessus du Québec, de Terre-Neuve et du Labrador entre 1950 et 1985. La Figure 1 montre la répartition des données. La zone où les enregistrements sont les moins nombreux est la partie est de la Mer du Labrador, où l'espacement entre les passages-navire est d'environ 40 km. Au-dessus des régions d'eau peu profonde (moins de 200 m) du plateau continental du Labrador, cet espacement est réduit à environ 2 km. Les levés aéromagnétiques au-dessus de la terre ferme ont généralement été effectués à un espacement d'environ 800 m et une altitude au sol d'environ 300 m. La couverture aéromagnétique du Labrador et du Québec est complète. Par conséquent, nous n'avons pas indiqué les trajets des vols sur la carte en raison de leur haute densité à l'échelle adoptée sur cette carte.

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 incorporées dans la Banque nationale de données géophysiques. Après la mise en forme finale, une analyse par recouplement des données magnétiques a indiqué une différence moyenne de -1 nT environ 60,000 points d'intersection, et un écart type inférieur à 70 nT (Verhoef et Macnab, 1988). C'est un sous-ensemble de cette base de données qui constitue la base du présent atlas.

La fusion des données marines et aéromagnétiques a créé certains problèmes en raison des différents niveaux de base de certains ensembles de données aéromagnétiques. Toutes les données ont fait l'objet d'un requadrillage avec un intervalle de 0.05° lat/long (soit environ 5.5 km). Au cours de ces opérations de réchantillonnage, on a procédé à un certain filtrage pour interpoler dans les zones où les données étaient peu nombreuses.

CARTE DES ANOMALIES MAGNETIQUES

La carte des anomalies magnétiques peut être divisée en trois zones, définies en fonction des différences dans le caractère des anomalies: zones océanique, continentale et intermédiaire.

La zone océanique est dominée par des anomalies linéaires de faible amplitude, parallèles à l'axe du centre d'expansion de la Mer du Labrador (Srivastava, 1978). Les tendances linéaires sont interrompues aux zones de fractures où il y a eu décalage du centre d'expansion. Comme les zones de fractures sont parallèles à la direction de l'expansion du fond océanique, il est possible de déterminer l'histoire de l'ouverture du bassin de la Mer du Labrador à partir de l'analyse des directions des zones de fractures et des corrélations entre les anomalies linéaires d'expansion océanique et l'échelle chronologique de l'inversion du champ magnétique terrestre (Srivastava, 1978).

La zone continentale est caractérisée par des anomalies magnétiques à forte amplitude bien définies, qui peuvent manifester diverses tendances linéaires ou curvilignes sur de grandes distances, ou avoir une apparence tachetée. Dans bien des cas, les anomalies magnétiques correspondent avec la géologie. Par exemple, au nord d'environ 54°N, les anomalies magnétiques continentales dominantes sont associées à la Zone Gneissique Centrale du nord du Labrador. À l'est les anomalies magnétiques négatives (bleues foncées) correspondent à une zone de cisaillement importante. Dans la partie nord du Labrador, les tendances nord-sud se terminent au sud le long du front de Grenville, qui marque la limite entre les provinces septentrionales de Churchill et de Nain, et la province méridionale de Grenville.

Entre la zone continentale et la zone océanique, on trouve une bande parallèle à la côte, qui présente certaines caractéristiques des régions continentales, sous une forme généralement atténuée. La géologie continentale se prolonge au-delà de la côte et le socle continental peut se présenter à une profondeur plus grande, sous une couche d'eau et de sédiments. La distension le long de la marge continentale aura produit, à de plus grandes profondeurs, une

dépression du socle contrôlée par des failles. Dans plusieurs cas, le rifting était accompagné d'activité volcanique, produisant une signature magnétique caractéristique, souvent différente de celle produite par le socle continental et océanique avoisinant.

L'analyse des anomalies magnétiques en travers de la marge continentale et dans les bassins océaniques peut aider à mieux faire comprendre l'évolution des bassins sédimentaires marginaux au cours du temps géologiques, et à déterminer leurs limites structurales ainsi que leur profondeur. Sur la carte des anomalies magnétiques, il est possible de distinguer les bassins sous un angle essentiellement qualitatif si l'on observe, par exemple, les endroits où les anomalies océaniques s'interrompent, et la façon dont les anomalies continentales s'atténuent en s'éloignant de la côte. Des méthodes à caractère plus quantitatif peuvent être utilisées, pour déterminer la profondeur de socle et définir les limites structurales.

L'une des zones les plus frappantes de la carte est la vaste région du plateau continental, située entre les zones de fractures Charlie-Gibbs et Cartwright. Certaines des anomalies, à proximité de la côte, semblent être reliées au sud à des anomalies positives linéaires, provenant des domaines appalachiens de Humber et Dunnage à Terre-Neuve. Vers le nord-est, on explique les anomalies à forte amplitude en bordure du plateau par la juxtaposition d'une croûte continentale de 30 km d'épaisseur (composée des roches basiques et ultrabasiques du domaine de Dunnage), et d'une croûte océanique plus mince d'environ 10 à 12 km d'épaisseur (Fenwick et coll., 1968). Le fait qu'on ait trouvé des roches volcaniques du Crétacé inférieur dans le puits Indian Harbour et Lief (Umpleby, 1979) signifie que les anomalies magnétiques positives à forte amplitude dans cette zone sont peut-être causées par les coulées volcaniques dans les bassins (Jansa et Pe-Piper, 1988).

La dérivée verticale seconde de l'anomalie magnétique (après réduction au pôle) procure une meilleure résolution des sources peu profondes, en délimitant mieux leurs bordures, et en accentuant certaines des variations plus subtiles, à longueur d'onde plus courte. La carte de la dérivée seconde (Fig. 2) dénote une division de la région en provinces distinctes (Fig. 3), qu'on peut définir en fonction du caractère des anomalies magnétiques, des linéaments, de certaines anomalies à peu près circulaires correspondant peut-être à des intrusions, et des divisions entre les zones à fortes ou faibles variations de fréquence.

On peut établir des corrélations directes entre la carte de la dérivée seconde et la géologie et la structure connues (par ex., Greene, 1972, 1974; Sanford et coll., 1979). Il existe une séparation nette entre les zones marine et terrestre, causée en partie par des différences dans l'espacement des données et la profondeur de la source magnétique, et dont il faut tenir compte dans ce qui suit. Au nord-ouest de la province méridionale de Makkovik (M), de forme triangulaire, on trouve une région de variations relativement atténuées là où des gneiss granitiques et granodioritiques de l'Archéen ont été cartographiés (G1). On retrouve un phénomène semblable au nord des anorthosites de Nain.

Les roches intrusives paléohéliennes (PI), comprenant des roches des séries anorthosite et adamellite, sont associées à des variations de forte amplitude et d'onde plus longue. Elles semblent se prolonger au large, bien au-delà de 50 km à l'est de Nain. Comme le montre la carte de la dérivée seconde il existe, à l'ouest, une forte corrélation entre les gneiss à grenat-quartz et feldspath mylonitisés (GG) et les gneiss à granulite et pyroxène (GP) de la Zone Gneissique Centrale, et leurs anomalies magnétiques respectives (Fig. 2).

La carte de la dérivée seconde permet de déduire la présence de certaines structures situées au large de la côte. On pense que plusieurs blocs inclinés vers le large (H3, H4, H5) reposent au nord-est des failles normales (à pendage vers le sud-ouest) à L3, L4 et L5, respectivement. Au nord-est, l'amplitude et la fréquence des variations diminuent, ce qui indique un accroissement de la profondeur de la source. Les démarcations linéaires, bordant ces anomalies, semblent indiquer des failles. Des petits bassins bordés par les failles, sont indiqués à B1, B2, B3, et dans les parties profondes des blocs inclinés à B5 et B6. À noter que, dans le présent atlas, la figure 3 et la carte de la structure du socle ont de nombreux points en commun (voir la carte de la Structure III).

On indique la présence d'une série de failles-au large, parallèles à la côte du nord du Labrador (F1, F2, F3 de Fig. 3), qui correspond à la charnière entre les bassins du large et le socle précambrien peu profond, situé à l'ouest. Plusieurs petits bassins (B8 et B9) ont pu se former dans un graben, entre les failles F6, F7 et F8; B9 représente peut-être un bassin incliné vers le large. On croit que la région assez vaste composée de variations magnétiques atténuées (B7) représente un grand bassin bordé par les failles F5, F4 et F2. À l'est de ce bassin on trouve des linéaments magnétiques qui sont en corrélation avec les anomalies d'expansion du fond océanique.

RÉFÉRENCES

- Barracough, D.
1987: International Geomagnetic Reference Field: the fourth generation; Physics of the Earth and Planetary Interiors, v. 48, p. 279-292.
- Fenwick, D. K. B., Keen, M. J., Keen, C. et Lambert, A.
1968: Geophysical studies of the continental margin northeast of Newfoundland; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 5, p. 483-500.
- Greene, B. A.
1972: Geological Map of Labrador; Newfoundland Department of Mines and Energy.
1974: An outline of the geology of Labrador; Province of Newfoundland, Department of Mines and Energy, Information Circular 15, 64 p.
- Jansa, L. F. et Pe-Piper, G.
1988: Middle Jurassic to Early Cretaceous igneous rocks along the eastern North American continental margin; American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 72, p. 347-366.

