Geological Survey of Canada

Commission géologique du Canada

SEAFLOOR SPREADING HISTORY LABRADOR SEA

PLATE RECONSTRUCTIONS, BATHYMETRY

II ÉVOLUTION DES FONDS OCÉANIQUES MER DU LABRADOR

RECONSTRUCTIONS CINÉMATIQUES BATHYMÉTRIE

CONTRIBUTORS COLLABORATEURS

S.P. Srivastava, W.R. Roest

[continued from front of map sheet]

features across the margins. Important to note is the good alignment between the large positive magnetic anomalies, that mark the landward extensions of the Julianhaab and Cartwright Fracture Zones on the Greenland and North American plates, respectively. Baffin Island moved with Greenland and rotated counter-clockwise relative to North America, thereby opening Hudson Strait. Rockall Plateau also moved with Greenland, and a large amount of stretching took place in Rockall Trough and the Norwegian-Greenland Sea.

Magnetic anomaly 31 (69 Ma) is observed clearly in the Labrador Sea, and further south. In Baffin Bay, active spreading seems to have started near anomaly 31 time. In Davis Strait, the geometry of the plate boundary as shown here (and in the reconstruction at anomaly 25 time) is highly simplified. In fact, several ridge segments linked by east-west oriented transform faults may have existed. Due to the severe adaptation to the later spreading direction in this region, the original pattern of anomalies were destroyed and cannot be reconstructed with the present data.

At anomaly 25 time (59 Ma), the plate configuration is similar to the previous. Rockall Plateau is still shown attached to Greenland, but some motion between the two plates by anomaly 25 time cannot be excluded. The reconstruction places Baffin Island adjacent to Disko Island on western Greenland at the time when large quantities of basalts were erupted (Clarke and Pederson, 1976)

Magnetic anomaly 24 (56 Ma) is the youngest anomaly that is clearly identified in the Labrador Sea (refer to map sheet Seafloor Spreading History I, this Atlas). A triple-junction existed to the north and another to the south of Greenland, as a result of simultaneous spreading in the Norwegian-Greenland Sea and the Eurasian Basin. A substantial change in spreading direction in the Labrador Sea caused a reorganization of the fracture zone pattern. In Davis Strait, the direction of seafloor spreading was approximately north-south, which led to the formation of the Ungava Transform Zone, cutting through and deforming the ocean floor fabric. Active seafloor spreading started between Rockall Plateau and Greenland, where bathymetry, gravity and magnetic anomalies correlate well between both plates.

After anomaly 24 time, spreading in the Labrador Sea was very oblique and the magnetic anomalies are not very well defined. Seafloor spreading in the Labrador Sea was very slow, and it stopped before anomaly 13 time (36 Ma).

DISCUSSION AND SUMMARY

The reconstructions that provide a pictorial presentation of the evolution of the Labrador Sea, could not have been done without the use of digital data. They show the correlation of a number of geophysical signatures from one plate to others, indicating the high degree of accuracy with which the reconstructions were performed. The reconstructions are presented at two scales: (1) a large scale, to show the Labrador Sea and Baffin Bay region at various chosen times; and (2) the scale of this Atlas (i.e. 1:2 000 000), at the onset of seafloor spreading in the Labrador Sea, so those interested in correlating geological features between Greenland and Labrador can do so by plotting directly on these reconstructions (refer to map sheets Seafloor Spreading History IV, V and VI, this Atlas).

The history of evolution of the Labrador Sea described here differs slightly from earlier versions (Srivastava and Tapscott, 1986). A brief summary follows:

1. The seafloor spreading which started in the Newfoundland Basin during the Early Cretaceous had progressed far enough north by anomaly MO time (Aptian) to cause rifting of the regions north of Flemish Cap, an area that had been undergoing crustal extension. Spreading between the British Isles and Newfoundland started about 105 Ma ago, and gradually progressed northward with the separation of Greenland from Labrador about 92 Ma ago.

2. A large amount of crustal extension occurred prior to active seafloor spreading in areas between Baffin Island, Labrador and Greenland and their shelves. This extension was perhaps responsible for the formation of some of the sedimentary basins which lie in these regions.

3. Crustal extension may have occurred in Hudson Strait prior to the separation of Greenland from Labrador, but most took place in the Davis Strait region up to anomaly 31 time, when active spreading started here and in Baffin Bay.

4. The earlier phase of spreading (prior to anomaly 24 time) in the Labrador Sea and Baffin Bay was oriented east-west, but changed to northeast-southwest when active spreading started in the Greenland-Norwegian Sea and in the Eurasian Basin in the Arctic by the time of anomaly 24.

5. The substantial change in the direction of motion through Davis Strait at anomaly 24 time caused fragmentation of the crust in this region and a complex structure was subsequently created.

6. Spreading stopped in Labrador Sea and Baffin Bay prior to anomaly 13 time (36 Ma). Greenland has been moving as part of the North American Plate since that time.

For the North Atlantic, these reconstructions confirm the idea that continents do not rift instantaneously, but open by a propagating rift (Vink, 1982). By anomaly MO time, when active seafloor spreading was taking place between Iberia and Grand Banks of Newfoundland, the regions to the north were undergoing rifting. Such a process implies a variable amount of crustal extension as one proceeds from regions of true seafloor spreading to regions of rifting.

The regions of overlap do not imply imperfection in the reconstructions, but show the amount of crustal extension between plates prior to rifting. The large overlap between the east Greenland and Scandinavian margins indicates the amount of crustal extension, giving rise to deep sedimentary basins. This is a direct measure of the crustal extension under sedimentary basins and, hence, their mode of formation, which can be verified by geodynamic modelling. In drawing these conclusions, the authors assume that plate boundaries have been defined along the true line of rifting. Other boundaries may result in a slightly (not drastically) different picture. Thus, determinations of initial positions of plates are very important in deciphering the development of the sedimentary basins which lie along their borders.

Finally, the authors wish to stress the importance of using gridded data sets to do plate reconstructions. Correlations of features between plates can indicate the presence of pre-existing structures, and describe how the plates separated. Only a small part of Greenland is covered with magnetic and gravity data, making it difficult to identify correlations at the time of initial opening. As well, coverage in Baffin Bay is sparse and unevenly distributed. Better quality data are needed to more precisely determine its spreading history.

ACKNOWLEDGMENTS

The routines for using gridded data sets in reconstructions were developed by J. Verhoef of the Atlantic Geoscience Centre and we thank him for his help. We appreciate the help from the staff of the Geophysics Division of the Geological Survey of Canada for doing the colour separations of the large maps on their computer. We wish to thank the Cartography Section of Bedford Institute of Oceanography for drafting work required for these maps. One of us (W.R.R) acknowledges the financial help provided to him by NSERC (postdoctoral visiting fellowship) while completing this work .

REFERENCES

Bullard, E. C., Everett, J. E. and Smith, A. G.
1965: The fit of the continents around the Atlantic; *in* A Symposium on Continental Drift; Royal Society of London, Philosophical Transactions, Series A, 258, p. 41-51.

Clarke, D. B. and Pedersen, A. K.
1976: Tertiary volcanic province of West Greenland; *in* Geology of Greenland. A. Escher and W.S. Watt (eds.); Geological Survey of Greenland, Copenhagen, p. 364-385.

Earth Physics Branch
1986: Integration of Atlantic Geoscience Centre marine gravity data into the National Gravity data base; Earth Physics Branch,Open File 85-13; Geological Survey of Canada, Open File 1232.

ETOPO5
1986: Relief map of the Earth's surface; EOS, Transactions of the American Geophysical Union, v.67, p.121.

Hanisch, J.
1984: The Cretaceous opening of the Northeast Atlantic; Tectonophysics, v.101, p.1-23.

Haxby, W. F.
1986: A portrayal of gridded geophysical data derived from SEASAT radar altimeter measurements of the shape of the ocean surface; National Geophysical Data Center, Boulder, Colorado, Report GG-3 (1 sheet).

Kent, D. V. and Gradstein, F. M.
1986: A Jurassic to Recent chronology; *in* The Geology of North America, Volume M, The Western North Atlantic Region, P. R. Vogt and B. E.Tucholke (eds.); Geological Society of America, Decade of North American Geology Series, p.45-50.

Kristoffersen, Y. and Talwani, M.
1977: Extinct triple junction south of Greenland and the Tertiary motion of Greenland relative to North America; Geological Society of America Bulletin, v.88, p.1037-1049.

McKenzie, D. P. and Parker, R. L.
1967: The North Pacific: an example of tectonics on a sphere; Nature, v.216, p.1276-1280.

Price, I. and Rattey, R. P.
1984: Cretaceous tectonics off mid-Norway: implications for the Rockall and Faeroe-Shetland troughs; Journal of the Geological Society of London, v.141, p.985-992.

Roberts, D. G., Jones, M. T. and Hunter, P.
1985: Magnetic anomalies in the northeast Atlantic; Institute of Oceanographic Sciences, United Kingdom, Report 207, 9 p. and 2 charts.

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.

Srivastava, S. P. and Tapscott, C. R.
1986: Plate kinematics of the North Atlantic; *in* The Geology of North America, Volume M, The Western North Atlantic Region, ▷

[suite de la carte précédente]

est bien illustré dans les reconstructions. Les points importants qui en résultent sont décrits ici brièvement, de la période correspondant à l'anomalie M0 jusqu'au présent. Une discussion sur ce sujet sera publiée ultérieurement.

Durant la période correspondant à l'anomalie M0 (118 Ma), le processus d'expansion océanique prenait place entre l'Amérique du Nord et la Péninsule Ibérique, et les régions situées au nord se trouvaient en régime distensif intracontinental. Nous n'avons, présentement, aucun moyen de déterminer la distribution des paléo-contraintes. Le chevauchement des régions en question sur la reconstruction, fournit une mesure indirecte de l'extension totale. On explique une partie du vaste chevauchement entre les plaques de l'Eurasie et du Groënland par un certain étirement de la croûte dans la mer du Nord au cours du Crétacé inférieur, et par l'épisode de distension qui a affecté la côte nord-est du Groënland au Mésozoïque (Price et Rattey, 1984; Hanisch, 1984). A cette époque, le plateau de Rockall faisait partie de la plaque du Groënland. Sur la reconstruction, on remarque une excellente correspondance entre la marge orientale du Groënland et la bordure occidentale du plateau de Rockall.

Une extrapolation des vitesses de déplacement relatives des plaques du Groënland et de l'Amérique du Nord, de l'époque des anomalies 31 à 33 jusqu'au moment de fermeture, indique que l'expansion du fond océanique a débuté à 92 Ma. La reconstruction pour cette période montre une bonne coïncidence des deux pentes continentales, et une corrélation des accidents en travers des plateaux. Il est important de remarquer que les anomalies magnétiques à forte amplitude sont alignées. Elles marquent, respectivement, l'extension latérale des zones de fracture Julianhaab et Cartwright sur les plaques du Groënland et de l'Amérique du Nord. L'île de Baffin s'est déplacée avec le Groënland, et a pivoté dans le sens contraire des aiguilles d'une montre par rapport à l'Amérique du Nord, ouvrant ainsi le détroit de l'Hudson. Le plateau de Rockall s'est également déplacé avec le Groënland, et une grande partie de l'étirement de la croûte a été pris en compte dans la fosse de Rockall et la mer de Norvège-Groënland.

Dans la mer du Labrador, et plus loin au sud, on observe clairement la présence de l'anomalie magnétique 31 (69 Ma). Dans la baie de Baffin, l'expansion active du fond océanique semble avoir débuté à l'époque de l'anomalie 31. Dans le détroit de Davis, la géométrie des frontières de plaque que l'on illustre ici - et dans la reconstruction pour l'anomalie 25 - est hautement simplifiée. Il existait peut-être, en réalité, plusieurs segments de dorsale reliés entre eux par des failles transformantes, orientées d'est en ouest. On ne peut reconstituer le patron original des anomalies à l'aide des données actuelles, puisqu'il a été détruit à la suite d'une réorientation de la direction d'expansion océanique.

A l'époque de l'anomalie 25 (59 Ma), la configuration des plaques était semblable à la précédente. Sur la carte, le plateau de Rockall est toujours rattaché au Groënland, mais on ne peut exclure la possibilité d'un certain jeu entre les deux plaques avant l'époque de l'anomalie 25. D'après la reconstruction, l'île de Baffin était adjacente à l'île de Disko dans l'ouest du Groënland, au moment où une puissante série basaltique a fait éruption dans cette région (Clarke et Pedersen, 1976).

L'anomalie magnétique 24 (56 Ma) est l'anomalie la plus récente qui ait été identifiée sans équivoque dans toute la mer du Labrador (voir aussi la carte Evolution des fonds oceaniques I). A cette époque, un point triple a fait son apparition au nord, et un autre au sud du Groënland, à cause de l'expansion océanique simultanée dans la mer de Norvège-Groënland et le bassin d'Eurasie. Un changement de la direction de l'expansion dans la mer du Labrador a entraîné une réorganisation des systèmes de fractures. Dans le détroit de Davis, la direction de l'expansion était à peu près nord- sud. Ce processus a entraîné la formation de la zone de failles transformantes d'Ungava, qui a entaillé et déformé la croûte océanique. L'expansion active du fond océanique a commencé entre le plateau de Rockall et le Groënland, et la corrélation entre les anomalies bathymétriques, gravimétriques et magnétiques des deux plaques est significative.

Dans la période suivant l'anomalie 24, l'expansion océanique dans la mer du Labrador était très oblique, et les anomalies magnétiques sont donc mal définies. La vitesse d'expansion dans la mer du Labrador était très lente, et le processus se termina avant l'époque de l'anomalie 13 (36 Ma).

DISCUSSION ET SOMMAIRE

Sans l'appui des données digitées, il aurait été impossible de créer, et de reproduire ici, une reconstruction cinématique de l'évolution de la mer du Labrador. On observe également la corrélation d'un certain nombre de signatures géophysiques d'une plaque à l'autre, qui reflètent le haut degré de précision avec lequel ces reconstructions ont été faites. Nous les avons présentées à deux échelles: l'un des ensembles est construit à très grande échelle afin d'illustrer l'évolution, au cours du temps, de toute la région de la mer du Labrador et de la baie de Baffin (voir les cartes Evolution des fonds oceaniques II et III). L'autre ensemble de cartes a été construit à l'échelle de l'Atlas (1:2 000 000), à partir de la phase initiale d'expansion océanique de la mer du Labrador. Ceci permet aux interessés d'examiner les corrélations entre la géologie du Groënland et celle du Labrador, en les traçant directement sur les reconstructions (voir les cartes Evolution des fonds oceaniques IV, V et VI). L'évolution, décrite ici, diffère légèrement des précédentes (Srivastava et Tapscott, 1986). Le sommaire qui suit décrit brièvement l'évolution de la mer du Labrador:

1. L'expansion du fond océanique, qui avait débuté dans le bassin de Terre-Neuve au cours du Crétacé inférieur, avait suffisamment progressé vers le nord à l'époque de l'anomalie M0 (Aptien) pour entraîner la dislocation des régions situées au nord du cap Flamant, jusque-là en régime distensif intracontinental. L'expansion océanique entre les îles Britanniques et Terre-Neuve avait débuté à 105 Ma, et avait progressé peu à peu vers le nord à la suite de la séparation du Groënland et du Labrador, à 92 Ma.

2. Le processus d'expansion océanique, entre l'île de Baffin, le Labrador, le Groënland, et leurs plate-formes respectives, avait été précédé par un étirement intense de la croûte sous-jacente. Cette extension crustale fut peut-être responsable de la formation de certains des bassins sédimentaires que l'on trouve dans ces régions.

3. Il se peut qu'un régime distensif ait existé dans la région du détroit de l'Hudson avant la séparation du Groënland et du Labrador, mais jusqu'à l'époque de l'anomalie 31, la plupart de l'extension a lieu dans la région du détroit de Davis. C'est alors que débute la phase active de l'expansion océanique, dans cette région et dans la baie de Baffin.

4. Dans la mer du Labrador et la baie de Baffin, la phase initiale d'expansion océanique (précédant l'époque de l'anomalie 24) eut d'abord lieu suivant une direction est-ouest. Il y eut ensuite une réorientation de la direction d'expansion à l'époque de l'anomalie 24 (nord-est au sud-ouest), qui coïncida avec le début de la phase active d'expansion océanique dans la mer de Norvège-Groënland et le bassin Eurasien, dans l'Arctique.

5. Le changement abrupt de la direction d'expansion dans le détroit de Davis, à l'époque de l'anomalie 24, entraîna une fragmentation de la croûte dans cette région, et la formation de structures complexes.

6. Dans la mer du Labrador et la baie de Baffin, l'expansion océanique se termina avant l'époque de de l'anomalie 13 (36 Ma). Depuis ce temps, le Groënland fait partie de plaque nord-américaine et se déplace avec elle.

L'idée selon laquelle l'ouverture des continents n'a pas lieu instantanément au cours du rifting, mais procède graduellement par propagation du rift (Vink, 1982), est étayée par la reconstruction cinématique de l'Atlantique du Nord. Nous remarquons qu'au moment de l'anomalie MO, les régions situées au nord subissaient les premières phases de dislocation cratonique, alors que la phase active de l'expansion océanique avait déjà débuté entre la Péninsule Ibérique et les Grands Bancs de Terre-Neuve. Ce modèle de rifting se traduit par un degré variable d'extension crustale, à mesure que l'on procède du centre d'expansion océanique, aux régions affectées par un régime distensif intracontinental.

Les aires de chevauchement, loin de suggérer une reconstruction imparfaite, permettent au contraire d'apprécier l'importance de l'extension crustale qui a affecté la région entre les plaques avant la formation du rift. Le vaste chevauchement des plateaux continentaux de l'est du Groënland et de la Scandinavie reflète une déformation intense de la croûte, qui a entraîné la formation de profonds bassins sédimentaires. Il procure une mesure directe de l'extension dans la croûte sous-jacente aux bassins sédimentaires, et indique donc leur mode d'évolution, que l'on peut vérifier ensuite à l'aide d'un modèle géodynamique. Une telle interprétation suppose que les limites de plaques coïncident avec l'axe initial du rift. Des limites de plaques différentes entraîneraient quelques changements à l'ensemble de la reconstruction, sans toutefois en altérer les traits principaux. Une localisation précise de la position initiale des plaques est donc très importante, si l'on veut reconstituer l'évolution des bassins sédimentaires péricratoniques.

Nous voulons souligner en dernier lieu, l'importance de l'utilisation des banques de données quadrillées pour les reconstructions cinématiques. Les corrélations entre plaques peuvent indiquer la présence de structures pré-existantes, et suggérer les mécanismes qui ont entraîné la séparation des plaques. Seule une petite partie du Groënland a été couverte pour les données magnétiques et gravimétriques, ce qui rend difficile une identification correcte des corrélations associées à la phase initiale d'ouverture. Dans le cas de l'île de Baffin, la couverture est éparse et les données sont distribuées de manière inégale: il faudra donc des données de meilleure qualité pour reconstituer l'évolution du fond océanique de façon plus précise.

REMERCIEMENTS

Les algorithmes informatiques utilisés lors du quadrillage des données de la reconstruction ont été écrits par J. Verhoef, du Centre géoscientifique de l'Atlantique, et nous le remercions pour son aide. Nous apprécions l'aide qui nous a été offerte par les membres de la Division de géophysique de la Commission géologique du Canada, pour la séparation des couleurs sur les grandes cartes à l'aide d'un ordinateur. Nous désirons remercier les dessinateurs de l'Institut océanographique de Bedford pour leur aide, lors de la mise en page des cartes. L'un de nous (W.R.R.) remercie le CRSNG, pour l'aide financière qui lui a été accordée au cours des travaux, par l'intermédiaire d'une Bourse de Recherche Post-Doctorale.

RÉFÉRENCES

Bullard, E. C., Everett, J. E. et Smith, A. G.
1965: The fit of the continents around the Atlantic; *in* A Symposium on Continental Drift; Royal Society of London, Philosophical Transactions, Series A, 258, p. 41-51.

Clarke, D. B. et Pedersen, A. K.
1976: Tertiary volcanic province of West ▷

This map has been produced from a scanned version of the original map
Reproduction par numérisation d'une carte sur papier