



## STRUCTURE VI LABRADOR SEA

### NORTH HOPEDALE BASIN CRUSTAL TRANSECT

## STRUCTURE MER DU LABRADOR

### SECTION TRANSVERSALE DE LA CROÛTE AU NORD DU BASSIN DE HOPEDALE

CONTRIBUTORS COLLABORATEURS

W.A. Kay, C.E. Keen, W. Roest, H.R. Balkwill, K. Dickie

W. Kay and C. E. Keen

The present continental margin was formed by rifting that began in the Jurassic (McWhae, 1981; Balkwill, 1987). Precambrian basement rocks were disrupted by normal faults, and subaerial volcanic rocks and non-marine clastic sediment filled the resulting rift basins. During the mid-late Cretaceous, a regional unconformity developed (the breakup unconformity?) probably in response to uplift just before the onset of seafloor spreading. Subsequently continental separation was completed and post-rift sediments, mainly fine grained clastics, were deposited on the margin. The post-rift subsidence of the margin can be described by models in which the lithosphere is stretched and thinned during rifting (Royden and Keen, 1980).

Interpretation of the deep structure of this margin and of the nature of the ocean-continent transition are topics of much debate. Thinned and intruded continental crust occurs beneath the outer shelf. Deep boreholes have bottomed in various lithologic types: Precambrian rocks, Paleozoic sediments and Early Cretaceous volcanics. The lower crust beneath the shelf is characterized by a velocity of 7.3 km/s, and because this velocity is similar to that of oceanic layer 3b, it is difficult to use the velocity structure of the margin to define the ocean-continent transition (van der Linden, 1975). The best estimate of the position of the oldest oceanic crust is where oceanic basement can be seen as a clear reflector. However, there remains a broad region beneath the edge of the continental shelf and the continental slope where crustal affinities are unclear. The similarity of the 7.3 km/s velocity under the shelf to that of basic intrusive rocks leads us to postulate that it reflects the process of magma migration during rifting and the underplating or intrusion of the lower crust by basaltic magma. Alternatively, this high velocity crustal layer may be typical of the adjacent continent. There are no on-land measurements of continental crustal thickness or velocity in eastern Labrador. The 35 km crustal thickness depicted on the western end of this profile is an average of crustal thicknesses further west, in the Superior Province (Berry and Fuchs, 1973). In that region a distinct 7.3 km/s layer was not observed.

A prominent free-air gravity anomaly is observed across this rifted margin. A large positive anomaly lies over the outer shelf and a much smaller negative anomaly lies over the continental rise. This gravity anomaly has been explained as a result of changes in crustal, sediment and water thicknesses, but without consideration of the mode of isostatic compensation (Hinz et al., 1979). The early seafloor spreading history of the Labrador Sea was described by Srivastava (1978). The oldest seafloor spreading anomaly which can be identified is anomaly 33 (80 M). Landward of this anomaly, flat-lying oceanic basement horizons exhibit internal reflections that lead to questions regarding their oceanic nature (Grant, 1980).

#### EXPLANATION OF MAP SHEET

##### Right Side

- Upper: location map indicating the cross-section ABC. Bathymetric contours, basement contours, the position of the hinge line of the Labrador coast and the seafloor spreading magnetic anomalies 33, 27 and 26 are shown. The line segment AB corresponds to the reflection seismic data on the lower right of this panel; segment BC corresponds to the reflection seismic data on the facing panel. Crustal refraction lines used to construct the cross-section are also shown and the position of these numbered lines are provided above the cross-section.
- Centre: legend for the cross-sections (lithic type by pattern and age by colour) and detailed stratigraphy of two deep boreholes. The location of the Snorri J-90 well is shown on the cross-section; its position is given on the map (see 3. below). However, the Herjolf M-92 well is located south of the map area, and the reader is referred to other sections of this Atlas (e.g. map sheet Geochemistry III) for its position. The paleobathymetry values for each well (data derived from Gradstein and Williams, 1981) are also shown.
- Lower: seismic reflection record for line segment AB. (scale = 1:187 500; no vertical exaggeration at 5 km/s). A line drawing interpretation appears below the seismic section. Colour key for lines: orange = seafloor; blue = post-rift sediments; green = syn-rift sediments; yellow = faults; red = basement.

##### Left Side

- Upper: free-air gravity (green line) and magnetic anomaly (red line), with IGRF removed along line ABC. The data are shipboard data of the Atlantic Geoscience Centre (AGC). Seafloor spreading anomalies 33, 27 and 26 are shown. Anomaly 33 marks the oldest oceanic crust adjacent to the continent.
- Upper centre: cross-section ABC (scale = 1:375 000; no vertical exaggeration). Patterns denote lithic types and colours indicate age. Refraction measurements shown were conducted by AGC and published by van der Linden (1975). Their positions relative to this cross-section are shown above. Boxed numbers are the seismic velocities in km/s. Zigzag lines mark the transition from continental to transitional and from transitional to oceanic crust.
- Lower centre: multichannel seismic reflection profile used to construct the cross-section. It coincides with the line of transect. The BGR line 21 of Hinz et al. (1979) is shown at 2:1 vertical exaggeration at 5 km/s. The Snorri well is located at the extreme right of the profile.
- Lower: line drawing interpretation based on 3. above. It was used to construct the geological cross-section. Colour key for lines: orange line = seafloor; blue = post-rift sediments; green = syn-rift sediments; yellow = faults; red = basement.

#### REFERENCES

- Balkwill, H. R.  
1987: Labrador Basin: structural and stratigraphic style; in *Sedimentary Basins and Basin-Forming Mechanisms*, C. Beaumont and A. J. Tankard (eds.); Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 12, p. 17-43.
- Berry, M. J. and Fuchs, K.  
1973: Crustal structure of the Superior and Grenville Provinces of the northeastern Canadian Shield; *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 63, p. 1393-1432.
- Gradstein, F. M. and Williams, G. L.  
1981: Stratigraphic charts of the Labrador and Newfoundland Shelves; *Geological Survey of Canada, Open File 349*, 39 p.
- Grant, A. C.  
1980: Problems with plate tectonics, Labrador Sea; *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, v. 28, p. 1037-1058.
- Hinz, K., Schluter, H.-U., Grant, A. C., Srivastava, S. P., Umpleby, D. and Woodside, J. M.  
1979: Geophysical transects of the Labrador Sea: Labrador to south-west Greenland; in *Crustal Properties Across Passive Margins*, C. E. Keen (ed.); *Tectonophysics*, v. 59, p. 151-183.
- McWhae, J. R. H.  
1981: Structure and spreading history of the northwestern Atlantic region from the Scotian Shelf to Baffin Bay; in *Geology of the North Atlantic Borderlands*, J. W. Kerr and A. J. Fergusson (eds.); Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 7, p. 299-332.
- Royden, L. and Keen, C. E.  
1980: Rifting processes and thermal evolution of the continental margin of eastern Canada determined from subsidence curves; *Earth and Planetary Science Letters*, v. 51, p. 343-361.
- 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.
- van der Linden, W. J. M.  
1975: Crustal attenuation and seafloor spreading in the Labrador Sea; *Earth and Planetary Science Letters*, v. 27, p. 409-423.

W. Kay et C.E. Keen

La marge continentale actuelle a été formée au cours de formation du rift, qui a commencé au Crétacé inférieur (McWhae, 1981; Balkwill, 1987). Les roches du socle Précambrien ont été disloquées par des failles normales, et des roches volcaniques subaériennes et des sédiments clastiques non marins ont rempli les fosses tectoniques résultantes. Au cours du Crétacé, moyen à supérieur, une discordance régionale s'est développée (discordance de disjonction?), probablement en réponse au soulèvement qui a immédiatement précédé le début de l'expansion du fond océanique. Par la suite, la séparation des continents s'est achevée et des sédiments postérieurs au rift, surtout des sédiments clastiques fins, se sont déposés sur la marge continentale. La subsidence ultérieure de la marge peut être décrite par des modèles selon lesquels la lithosphère s'est étirée et amincie durant le stade de distension (Royden et Keen, 1980).

L'interprétation de la structure profonde de cette marge et de la nature de la transition de l'océan au continent suscite beaucoup de controverse. On trouve une croûte continentale amincie et présentant des intrusions sous le plateau extérieur. Les forages profonds ont atteint couches de types lithologiques divers: des roches Précambriennes, des sédiments Paléozoïques et des matières volcaniques du Crétacé inférieur. La croûte inférieure sous le plateau continental est, caractérisée par une vitesse de 7.3 km/s et, puisque cette vitesse est semblable à celle de la couche océanique 3b, il est difficile d'utiliser la répartition des vitesses de la marge pour définir la transition entre l'océan et le continent (van der Linden, 1975). La meilleure estimation de la position de la croûte océanique la plus ancienne est possible aux endroits où le socle océanique se comporte comme un réflecteur clair. Il reste cependant une vaste région sous la bordure du plateau et le talus où les affinités crustales sont obscures. Le fait que cette vitesse de 7.3 km/s sous le plateau soit semblable à celle des roches intrusives basiques nous conduit à postuler qu'elle traduit le processus de migration du magma durant la distension et la formation d'une sous-plaque ou l'intrusion de la croûte inférieure par le magma basaltique. Par contre, cette couche crustale à vitesse élevée peut être caractéristique du continent adjacents. Il n'existe pas de mesures terrestres de l'épaisseur ou des vitesses crustales dans la région orientale du Labrador. L'épaisseur crustale de 35 km représentée à l'extrémité ouest de ce profil est une moyenne des épaisseurs observées plus à l'ouest, dans la province du lac Supérieur (Berry et Fuchs, 1973). Dans cette région, on n'a pas observé de couche distincte à vitesse de 7.3 km/s.

On observe une importante anomalie gravimétrique à l'air libre à travers cette marge d'expansion. Une forte anomalie positive est présente au-dessus du plateau extérieur, tandis qu'une anomalie négative beaucoup plus faible marque la pente continentale. On a expliqué cette anomalie gravimétrique comme étant le résultat de changements dans les épaisseurs de la croûte, des sédiments et de l'eau, mais sans tenir compte du mode de compensation isostatique (Hinz et al., 1979). L'histoire des premiers stades de l'expansion océanique dans la mer du Labrador a été décrite par Srivastava (1978). L'anomalie la plus ancienne d'expansion océanique pouvant être identifiée est l'anomalie 33 (80 m). Entre cette anomalie et le continent, les couches horizontales du socle océanique présentent des réflexions internes, ce qui suscite des doutes quant à leur nature océanique (Grant, 1980).

#### EXPLICATION DE LA CARTE

##### Le côté droit

- En haut: la carte de localisation montrant l'emplacement de la coupe ABC. Les courbes bathymétriques, les délimitations du socle, ainsi que la position de la ligne de charnière, de la côte du Labrador et des anomalies magnétiques d'expansion océanique 33, 27 et 26 sont également indiquées. Le segment "AB" correspond aux données de sismique réflexion présentées en bas à droite sur la présente page, tandis que le segment "BC" correspond aux données figurant sur l'autre page. Les profils de réfraction de la croûte qui ont été utilisés pour établir la coupe sont aussi montrés. La position de ces profils numérotés est indiquée au-dessus de la coupe.
- Au centre: la légende expliquant les textures (types lithologiques) et les couleurs (âges) utilisées pour décrire la coupe. et la stratigraphie détaillée de deux forages profonds, dont l'un se trouve sur la ligne de coupe (Snorri). La position de Snorri J-90 est indiquée sur la carte (voir plus bas). Cependant, le puits Herjolf M-92 est situé trop au sud pour figurer sur la carte et le lecteur est prié de consulter d'autres parties de l'Atlas pour en déterminer la position (carte Géochimie III). La paleobathymétrie de chaque puits est également présentée. Ces données sont tirées de Gradstein et Williams (1981).
- En bas: on trouve la coupe sismique correspondant au segment "AB". L'échelle est de

1/1 875 000. Aucune exagération verticale à 5 km/s. Un tracé d'interprétation accompagne cette coupe. (Lignes oranges: plancher océanique; bleues: sédiments postérieurs au rift; vertes: sédiments contemporains du rift; jaunes: failles; rouges: socle.)

##### Le côté gauche

De haut en bas sur la page de gauche, on trouve les éléments suivants:

- Anomalie gravimétrique à l'air libre (ligne verte) et anomalie magnétique (ligne rouge) avec élimination du CGIR le long de la ligne ABC. Les données ont été enregistrées en mer par le Centre géologique de l'Atlantique (CGA). Les anomalies d'expansion océanique 33, 27 et 26 sont indiquées. L'anomalie 33 semble marquer la croûte océanique la plus ancienne adjacente au continent.
- Coupe ABC sans exagération verticale. L'échelle est de 1/375 000. Les textures indiquent le type lithologique et les couleurs l'âge. Les mesures de réfraction présentées ont été réalisées par le CGA et publiées par van der Linden (1975). Leurs positions par rapport à la coupe sont indiquées au-dessus. Les chiffres encadrés représentent les vitesses sismiques en km/s. Les lignes en zigzag marquent le passage entre la croûte continentale et la zone transitoire, et entre la zone transitoire et la croûte océanique.
- Le profil de sismique réflexion multibande utilisé pour établir la coupe. Il coïncide avec la ligne du transect. Le profil BGR ligne 21 de Hinz et coll. (1979) est présenté à une échelle de 1/375 000, avec une exagération verticale de 2:1 à 5 km/s. Le puits Snorri est situé à l'extrémité droite du profil.
- Tracé d'interprétation basé sur le profil décrit en 3 ci-dessus. Il a été utilisé pour l'établissement de la coupe. (Lignes oranges: plancher océanique; bleues: sédiments postérieurs au rift; vertes: sédiments contemporains du rift; jaunes: failles; rouges: socle.)

#### RÉFÉRENCES

- Balkwill, H. R.  
1987: Labrador Basin: structural and stratigraphic style; in *Sedimentary Basins and Basin-Forming Mechanisms*, C. Beaumont and A. J. Tankard (eds.); Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 12, p. 17-43.
- Berry, M. J. et Fuchs, K.  
1973: Crustal structure of the Superior and Grenville Provinces of the northeastern Canadian Shield; *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 63, p. 1393-1432.
- Gradstein, F. M. et Williams, G. L.  
1981: Stratigraphic charts of the Labrador and Newfoundland Shelves; *Geological Survey of Canada, Open File 349*, 39 p.
- Grant, A. C.  
1980: Problems with plate tectonics, Labrador Sea; *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, v. 28, p. 1037-1058.
- Hinz, K., Schluter, H. V., Grant, A. C., Srivastava, S. P., Umpleby, D. et Woodside, J. M.  
1979: Geophysical transects of the Labrador Sea: Labrador to south-west Greenland; in *Crustal Properties Across Passive Margins*, C. E. Keen (ed.); *Tectonophysics*, v. 59, p. 151-183.
- McWhae, J. R. H.  
1981: Structure and spreading history of the northwestern Atlantic region from the Scotian Shelf to Baffin Bay; in *Geology of the North Atlantic Borderlands*, J. W. Kerr and A. J. Fergusson (eds.); Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 7, p. 299-332.
- Royden, L. and Keen, C. E.  
1980: Rifting processes and thermal evolution of the continental margin of eastern Canada determined from subsidence curves; *Earth and Planetary Science Letters*, v. 51, p. 343-361.
- 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.
- van der Linden, W. J. M.  
1975: Crustal attenuation and seafloor spreading in the Labrador Sea; *Earth and Planetary Science Letters*, v. 27, p. 409-423.