

Nous avons choisi d'étudier l'Atlantique Nord, parce qu'il se prête à une analyse géologique poussée. De nombreuses données sont déjà disponibles, et l'évolution tectonique de cette zone a en plus l'intérêt d'être liée aux mouvements profonds qui ont lieu dans le manteau ; leur importance est attestée par le volcanisme actif qui y règne, que ce soit sous l'eau, ou sur terre (en Islande, sur l'île de Jan Mayen...).

Les prémisses

L'ouverture de l'Atlantique Nord a été précédée par une série de violentes éruptions, il y a quelque 56 millions d'années. Une zone de fracture de quelque 3 000 kilomètres de longueur se forme alors, du Sud de l'Angleterre au Nord de la Norvège. La mer l'envahit, puis en deux millions d'années seulement, une masse de plus de deux millions de kilomètres cubes de laves basaltiques se déverse à la surface. Les restes de cet énorme apport constituent aujourd'hui des bandes symétriques de basaltes de plusieurs kilomètres d'épaisseur qui s'étirent à l'Est du Groenland et au Nord-Ouest du continent européen. La dorsale

océanique qui se forme ensuite au fond de ce rift continental a un comportement relativement normal, si l'on met à part l'apparition de quelques centres volcaniques actifs, qui engendrent le plateau norvégien externe ou plateau de Vøring, reliant les îles Féroé à l'Islande, ces îles elles-mêmes ainsi que les îles Shetland (voir la figure 2).

Il y a environ 38 millions d'années, une nouvelle phase volcanique intense se déclenche. Elle est particulièrement violente à proximité de l'Islande. Depuis, l'île et son socle constituent l'une des régions volcaniques les plus actives de la Terre. Plus d'un million de kilomètres cubes de matériaux volcaniques se sont accumulés dans la région. Un tel débit indique que des matières chaudes remontent sous l'Islande des grandes profondeurs, voire du manteau inférieur (2 880 kilomètres de profondeur). Ce type de flux vertical qui s'élargit vers le haut est nommé «panache». Lorsque les roches mantelliques, que le panache transporte, parviennent à une centaine de kilomètres sous la surface, la pression diminue ce qui entraîne leur fusion partielle. C'est ainsi que se forme la lave qui alimente les volcans.

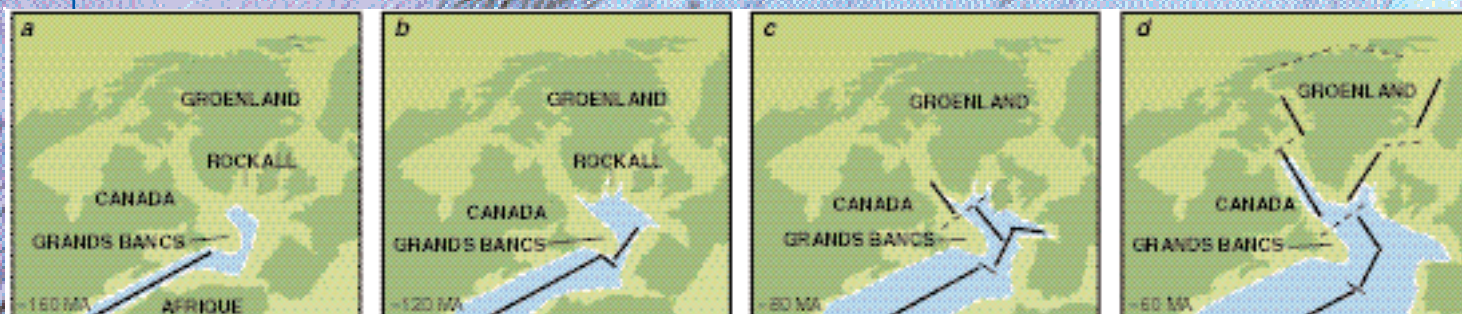
Un tel panache semble avoir été aussi à l'origine de la séparation des masses continentales européennes et américaines, il y a 56 millions d'années. Les représentations de l'évolution de cette région ont longtemps été simplistes : elles indiquaient que, dès sa naissance, la dorsale médio-atlantique s'étendit vers le Nord à partir de la zone de fracture de Charlie Gibbs (aujourd'hui entre l'Islande et la presqu'île du Labrador, située au Nord-Ouest du Québec). Un important réservoir de magma, sous l'Islande, aurait favorisé la formation de la croûte océanique. La montée continue de ce magma aurait écarté la croûte nouvellement formée, élargissant ainsi l'océan. La topographie du plancher océanique et la façon dont les contraintes et la répartition des températures à l'intérieur de la Terre façonnaient le panache ont été négligées jusqu'à présent. Les anciens modèles de la formation de l'Atlantique Nord ont été élaborés en ne tenant compte que des structures les plus importantes : les plaques, la dorsale médio-atlantique, et les zones de fracture. Jusqu'à présent, on décrivait l'ouverture de l'Atlantique Nord sans tenir compte de la dynamique des phénomènes géologiques.

La formation de l'Atlantique Nord

Il y a 500 millions d'années, l'Europe est séparée du bloc constitué de l'Amérique du Nord et du Groenland par un océan nommé Iapetus. Cet océan primitif commence à se fermer vers -450 millions d'années, et le bloc de l'Amérique du Nord et du Groenland se rapproche alors de l'Europe. Il y a 400 millions d'années, l'Amérique du Nord et l'Europe entrent en collision, ce qui conduit à la formation de la chaîne calédonienne, dont les vestiges constituent aujourd'hui encore les hauteurs de la Norvège, de l'Écosse et de certaines régions de l'Est des États-Unis. De -400 à -290 millions d'années, les masses continentales du monde entier se réunissent en un supercontinent, la Pangée. Avant même que cette unification ne soit achevée, de nouveaux fossés d'effondrement (ou rifts) réapparaissent entre la Scandinavie et le Groenland. Il y a 220 millions d'années, ce système de rifts se prolonge jusqu'au banc de Rockall, à l'Ouest de l'Écosse, et forme une mer peu profonde. Ce n'est qu'il y a 160 mil-

lions d'années, qu'une mer plus profonde – l'Atlantique – commence à s'ouvrir entre l'Est des États-Unis et l'Ouest de l'Afrique.

L'Atlantique sépare d'abord l'Afrique de l'Ouest de l'Amérique du Nord (a ; sur les différents schémas, on a indiqué les dorsales par des lignes noires). Au cours de la phase suivante (b), un bras d'Atlantique s'ouvre entre Terre-Neuve et l'Espagne et, simultanément, la croûte continentale s'étire sur une large zone à proximité du banc de Rockall (du nom d'une petite île britannique située au Nord de l'Irlande) entre le Groenland et l'Europe du Nord. Il y a environ 80 millions d'années, deux nouvelles branches de la dorsale médio-atlantique se forment (c) ; tandis que l'une s'étend vers le Nord-est dans le golfe de Gascogne, repoussant la presqu'île ibérique vers le Sud, l'autre s'étend vers le Nord-Ouest jusqu'au banc de Rockall. Alors que l'activité de cette première dorsale s'arrête rapidement, la dorsale Nord-Ouest se prolonge entre le Groenland et le



Pour améliorer leur analyse de la formation de l'Atlantique Nord, les géologues devaient, d'une part, cartographier le plus précisément possible les structures géologiques et tectoniques présentes au fond de l'océan et, d'autre part, analyser les mouvements dans le manteau. Pour cela, il fallait repérer les variations de température et de densité à l'origine des courants de convection qui parcourent le manteau profond.

Satellites et sismomètres

Il y a une quinzaine d'années, ce progrès devint possible en raison des nouvelles méthodes de mesure disponibles. Dans les années 1980, l'altimétrie satellitaire et la tomographie sismique s'imposent dans l'étude géologique des fonds marins. Ces deux techniques de mesure complètent les méthodes anciennes, telles que la mesure bathymétrique par échosondeur et les forages en mer. À l'aide de signaux radar, les satellites mesurent en permanence leur altitude, c'est-à-dire leur hauteur au-dessus de l'océan. Toutefois, la surface de la mer est rarement plane, puisqu'elle est poussée par les vents et agitée de vagues. Par ailleurs,

le niveau moyen de la mer en un endroit dépend de l'attraction gravitationnelle des masses qui constituent localement le Globe. Cette attraction est modulée par la topographie et les densités des roches au fond de la mer. C'est pourquoi la structure de la distribution des masses sur le plancher océanique se «décalle» à la surface des mers.

L'ensemble des données enregistrées par les satellites ERS-1 et ERS-2, lancés en 1995 par l'Agence spatiale européenne, a fourni, par cette méthode, une carte précise des fonds océaniques. Le satellite de télédétection ERS-2 couvre la surface de la Terre en 35 jours. Il parcourt quelque 20 millions de kilomètres et procède à une mesure tous les 300 mètres! Avec un bateau, il faudrait plus de 60 ans pour enregistrer autant de données. Les mesures faites à bord des navires n'en restent pas moins importantes, ne serait-ce que pour vérifier et étalonner les données satellitaires.

Une fois le fond océanique connu par des images, il reste à comprendre quels phénomènes géologiques l'ont formé. La tomographie sismique fournit des images de l'intérieur de la Terre. Elle procède du même principe que

la tomodensitométrie, mise en œuvre dans les scanners d'hôpitaux pour visualiser l'intérieur du corps humain. Toutefois, alors qu'en médecine, on utilise des rayons X ou des ultrasons pour «éclairer» l'intérieur de l'organisme, en sismologie on se sert des ondes sismiques émises par les tremblements de terre. Dans les stations de surveillance sismologique, on enregistre le plus grand nombre possible de séismes et, lors de chaque tremblement de terre, on mesure le laps de temps que mettent les ondes sismiques pour se propager depuis l'épicentre ; ces ondes n'ont pas toutes la même vitesse, laquelle dépend de la densité des roches qui constituent le manteau terrestre. Ces variations de densité résultent de changements de température. Grâce à la tomographie sismique, les géologues cartographient les zones chaudes et froides du manteau terrestre. Comme la densité des roches diminue et que leur ascension dans le manteau s'accélère lorsque la température augmente, les régions les plus chaudes du manteau – les points chauds – constituent des zones où des roches visqueuses remontent ; à l'inverse, dans les régions plus froides, les roches s'enfoncent.

Canada (d). L'Atlantique poursuit son expansion vers le Nord, entre le Nord-Est du Canada et le Groenland, ce qui donne naissance à la mer du Labrador.

Il y a quelque 60 millions d'années, une énorme masse de roches particulièrement chaudes remonte du manteau terrestre sous le Groenland et sous l'actuelle Islande. À mesure que la pression diminue, ces roches fondent partiellement, produisant de grandes quantités de laves. L'Atlantique se prolonge vers le Nord en formant une seconde branche entre le Groenland et le bloc constitué de l'Écosse et de la Scandinavie (d). Une zone de fracture de quelque 3 000 kilomètres de longueur apparaît entre le Sud de l'Angleterre et le Nord de la Norvège. La plaque européenne se serait alors séparée de la plaque Nord-américaine, à l'Est du Groenland. Le Canada et le Groenland auraient alors cessé de s'écarter l'un de l'autre.

Il y a entre 56 et 52 millions d'années, l'Atlantique Nord commence à s'ouvrir jusqu'à la zone de fracture dite de Senja-Groenland, qui s'étend de la côte Nord-Ouest de la Norvège au bassin arctique (e).

De nouvelles zones de fracture apparaissent sans cesse et modifient la position de la dorsale (en pointillés). Il y a 37 millions d'années (f), la croûte océanique cesse de se former dans la mer du Labrador, à l'Ouest du Groenland. La zone de fracture au Sud du Spitzberg se transforme alors progressivement en un système de dorsales, qui se prolonge jusque dans le bassin arctique. Une intense activité volcanique apparaît en Islande. Au Nord de l'île, la dorsale se sépare en deux branches. Entre -37 millions d'années et -10 millions d'années, sous l'action de la branche occidentale de cette dorsale, le bloc continental de Jan Mayen se détache, tandis que la branche orientale – la dorsale d'Aegir – s'éteint. L'Islande a alors presque sa taille actuelle et devient partie intégrante du système de la dorsale médio-atlantique (g). Aujourd'hui, le plancher océanique s'ouvre de un à deux centimètres par an au niveau des dorsales dans presque tout l'Atlantique Nord, tandis qu'il continue à s'épaissir par accréation de matériau qui remonte du manteau. La ligne qui sépare l'Europe de l'Amérique du Nord passe désormais entre la Scandinavie et le Groenland.

