

Un plancher océanique révélateur

Ces méthodes ont changé la conception qu'avaient les géologues du plancher océanique de l'Atlantique Nord et de son origine. De fait, le fond du grand océan qui baigne l'Europe est désormais mieux connu par endroits que certaines régions continentales isolées ! La carte du fond de l'Atlantique Nord obtenue à partir des données du satellite ERS-1 (voir la figure 3) révèle une profusion de structures qui « racontent » le déroulement de la formation de l'océan (voir l'encadré de la page 42). La structure la plus importante est le système de dorsale médio-atlantique. Elle court depuis la zone de fracture de Charlie Gibbs, passe par la dorsale de Reykjanes (au Sud de l'Islande) et rejoint le socle islandais par le Sud.

En Islande, cette dorsale se ramifie. Sa branche occidentale se raccorde, au Nord de l'île, à la dorsale de Kolbeinsey qui constitue la zone principale du système, à proximité du bord continental du Groenland. Des vestiges d'une dorsale plus ancienne – la dorsale d'Aegir – sont localisés à l'Est du Groenland ; cette dorsale a cessé d'être active il y a 27 millions d'années environ, avant que le centre d'activité volcanique de cette région ne se déplace vers l'Ouest pour rejoindre la dorsale de Kolbeinsey (probablement en deux étapes). Le centre volcanique de la dorsale de Kolbeinsey et les vestiges de celui qui l'a précédé à l'Est sont limités au Nord par la zone de fracture de Jan Mayen (voir les figures 2 et 3).

L'île de Jan Mayen (372 kilomètres carrés) est une île volcanique norvégienne située au Nord-Ouest de l'Islande. Ce fragment continental se serait détaché du plateau continental groenlandais, lorsque l'axe de la dorsale s'est déplacé vers l'Ouest, à cet endroit. La dorsale, aujourd'hui, active, s'étend au-delà de l'Islande, vers le Nord, puis vers le Nord-Ouest, sans rencontrer d'obstacles. Dans le passé, une zone de fracture longeait le Nord du Groenland et coupait ce qui allait devenir l'extrémité Nord de la dorsale médio-atlantique. Il y a quelque 37 millions d'années, les plaques océaniques se sont écartées, laissant remonter du magma et de la croûte océanique s'y est accumulée.

L'image tomographique du manteau terrestre sous l'Atlantique Nord

(voir la figure 5) fait apparaître deux zones où la vitesse de propagation des ondes sismiques est réduite. La vitesse de propagation des ondes sismiques étant inversement proportionnelle à la racine carrée de la densité des roches, on en déduit que, dans cette région, la densité est faible, et que la température est supérieure à celle des zones environnantes, en raison de la remontée de matière issue du manteau. La première de ces zones de remontée des roches mantelliques se trouve au Sud du Groenland et a une forme tubulaire ; elle prend naissance à quelque 2 880 kilomètres de profondeur, à la limite entre le manteau et le noyau liquide, et remonte en direction du Nord. Elle atteint le manteau supérieur à 660 kilomètres de profondeur sous le plateau continental européen, à la latitude de la Grande-Bretagne. Elle semble se ramifier en plusieurs branches, dont l'une rejoint la dorsale médio-atlantique au niveau de l'Islande.

La seconde zone, particulièrement chaude, qui apparaît sur l'image tomographique ne semble pas être reliée au manteau terrestre profond. Elle se situe sous le Groenland à une profondeur comprise entre 200 et 400 kilomètres seulement. Cette zone chaude suit une région où la lithosphère s'amincit en direction de l'Atlantique Nord jusqu'à la dorsale médio-atlantique, le long du plateau continental.

Les images tomographiques confirment que les zones où de la matière chaude remonte du manteau ont participé à l'ouverture de l'Atlantique Nord. Les volcans qui sont apparus tout le long de la dorsale ont d'abord été alimentés par la matière issue du manteau profond. Aujourd'hui, seuls continuent à fonctionner de cette façon les volcans islandais et la dorsale de Reykjanes, au Sud de l'Islande ; l'intensité de ce volcanisme tend à décroître. Au Nord de l'Islande, le volcanisme est sans doute lié à l'existence d'une région chaude sous le Groenland.

Si un puissant panache situé sous l'Islande a formé l'Atlantique Nord que nous connaissons, que s'était-il passé avant ? La « préhistoire » de la région remonte au Cambrien, il y a quelque 500 millions d'années. À cette époque, l'Amérique du Nord et l'Europe étaient séparées par un océan étroit nommé « Iapetus » (l'un des titans de la mythologie grecque). Ce pré-curseur de l'actuel Atlantique Nord

commença à se fermer il y a 450 millions d'années, sous l'influence d'une zone de subduction. Il avait presque entièrement disparu vers -400 millions d'années, de sorte que l'Europe et l'Amérique du Nord entrèrent en collision. Comme la collision entre l'Inde et l'Asie a engendré l'Himalaya, cette collision conduisit à la formation d'une grande chaîne de montagnes : la chaîne calédonienne. Ses restes érodés sont encore visibles aujourd'hui en Norvège, en Écosse, au Groenland et dans l'Est des États-Unis. Puis, toutes les masses continentales se rassemblèrent en un supercontinent, la Pangée.

Préhistoire d'une séparation

Avec ses dimensions démesurées, la Pangée agissait comme une immense couche isolante, déposée à la surface de la Terre, et qui empêchait tout transfert de chaleur des profondeurs vers la surface. Les matériaux chauds s'accumulèrent dessous, ramollirent la lithosphère continentale et l'amincirent. Cette érosion thermique aboutit à la formation de zones d'expansion et de failles, qui amorcèrent l'ouverture de la masse continentale et la formation de nouveaux continents.

Les observations que l'on peut faire sur le bord du plateau continental norvégien et du plateau de Barents (en face du Nord de la Norvège et de la péninsule de Kola) montrent que ces mouvements d'expansion commencèrent dès la fermeture de l'océan Iapetus, avant même que la Pangée ne soit totalement soudée. Lors de cette première expansion, une large zone de volcans peu actifs et de fossés d'effondrement, nommés rifts, apparaît à la surface de la Pangée et s'étend progressivement vers le Sud. Vers -220 millions d'années, ce système de rifts atteint le banc de Rockall, aujourd'hui à l'Ouest de l'Écosse, et un système de failles apparaît dans la région de la mer du Nord. Remplies d'eau, ces failles forment des mers continentales peu profondes et dépourvues de croûte océanique. Les forages et l'étude des anomalies magnétiques des fonds marins ont révélé que l'Atlantique Nord a commencé à se constituer il y a seulement 160 millions d'années, entre ce qui est aujourd'hui l'Est des États-Unis et l'Ouest de l'Afrique. La dorsale médio-atlantique qui apparaît alors est limitée au Nord-Est par une zone de fracture à la latitude de ce qui est aujourd'hui le

L'altimétrie par satellite

L'altimétrie satellitaire est une technique de mesure du niveau de la mer à l'aplomb du satellite. Le satellite envoie un signal radar vers la surface de la mer et capte le signal réfléchi. Une horloge de haute précision mesure le temps d'aller-retour, dont un circuit électronique déduit la distance du satellite à la surface de l'océan.

Ce principe paraît simple, mais sa mise en œuvre est complexe. Si les ondes radar traversent l'atmosphère quelles que soient les turbulences qui y règnent, leur vitesse de propagation varie en fonction de facteurs telle que l'humidité de l'air. Ainsi, les conditions météorologiques durant les mesures doivent être prises en compte lors de l'interprétation des résultats.

De plus, la position du satellite doit être connue précisément à chaque instant de la mesure. En raison des irrégularités du champ de gravitation terrestre, l'orbite d'un satellite est irrégulière. Le globe terrestre n'est pas, lui-même, une sphère parfaitement homogène : si sa surface est globalement ronde, elle présente des aspérités (montagnes) ; en outre, les masses sont irrégulièrement réparties au sein du Globe. Certains satellites sont dotés de dispositifs embarqués qui, en liaison avec des stations au sol, déterminent en permanence leur position ; d'autres sont localisés à partir du sol à l'aide d'impulsions laser.

L'inégale répartition des masses sous le plancher océanique résulte de mécanismes géologiques qui façonnent le relief et des puissants courants de convection qui brassent les roches dans le manteau. Les deux effets se conjuguent pour conférer à la surface moyenne de l'océan des hauteurs, c'est-à-dire des distances au centre de la Terre, différentes. Certains creux atteignent 110 mètres au Sud de l'Inde, et certaines bosses 90 mètres au large de la Nouvelle-Guinée.

Après le succès de premières expériences menées à bord de la station spatiale américaine *Skylab*, en 1973, toute une série de satellites furent dédiés à l'altimétrie satellitaire : *GEOS-3* en 1975, *SEASAT* en 1978, *GEOSAT* en 1985, puis *ERS-1* en 1991, *Topex-Poseidon* en 1992 et enfin *ERS-2* en 1995. La mise sur orbite de deux nouveaux altimètres est prévue pour 2001 : *Jason-1* et *ENVISAT*.

L'objectif des premières missions était la mesure du champ gravitationnel sous-marin sur l'ensemble du Globe, et l'obtention d'une image du plancher océanique. En effet, l'intensité du champ de gravitation augmente au-dessus des montagnes sous-marines, de sorte que l'eau s'y amoncelle. En revanche, la surface de l'océan se creuse à la verticale des zones où le champ de gravitation diminue. Même si ces effets ne sont pas très marqués, ils expliquent que la topographie du fond océanique se « décalque » à la surface de l'eau.

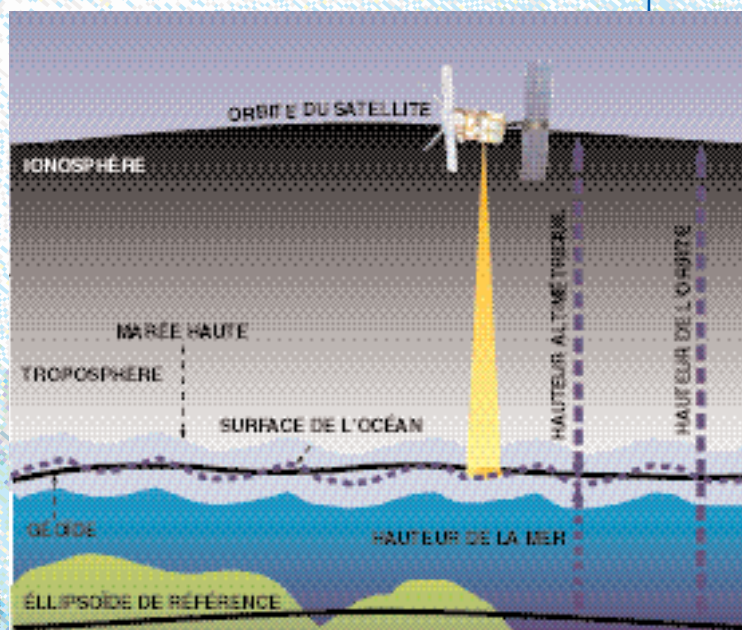
Aujourd'hui, grâce à l'altimétrie satellitaire, le fond marin a été cartographié sur la quasi-totalité de la planète. Il s'agit maintenant d'étudier précisément l'influence des systèmes de courants océaniques et des phénomènes océanographiques qui influent – eux aussi – sur la surface de l'eau. L'étude des régions de la Terre qui sont recouvertes de glace en permanence commence tout juste.

Suivant la tâche qui leur est dévolue, les satellites ont des orbites différentes. Leurs trajectoires passent près des pôles pendant que la Terre tourne, de sorte qu'ils survolent toute la Terre en spirale (à l'exception des latitudes les plus élevées). À l'issue d'un cycle, un satellite revient à sa position d'origine, de sorte que la durée du cycle varie en fonction de l'orientation et de la forme de la trajectoire. Lorsque les cycles sont longs, les données enregistrées sont denses, mais deux mesures effectuées au même endroit sont éloignées dans le temps. Quand les cycles sont courts, on enregistre peu de mesures dans un cycle, mais deux mesures

au même endroit sont proches dans le temps. Ainsi, un satellite qui repasse souvent au même endroit sert, par exemple, à étudier des phénomènes qui évoluent rapidement, tels les courants océaniques. En revanche, un satellite qui ne repasse pas souvent au même endroit servira plutôt à suivre les variations du champ de gravitation de la Terre.

Conçue pour étudier les courants océaniques, la mission franco-américaine *Topex-Poseidon* opère suivant un cycle de dix jours. Au contraire, le satellite européen *ERS-2*, spécialisé dans les mesures gravimétriques, a un cycle de 35 jours. Son prédécesseur *ERS-1* effectuait trois cycles dont les durées respectives étaient égales à 3, 35 et 168 jours. Le plus long servait surtout aux mesures géodésiques, par exemple, à la détermination des anomalies de la gravitation sous-marine qui reflètent la topographie du plancher océanique. En utilisant toutes les données altimétriques acquises par les satellites au cours des 15 dernières années, on a obtenu des cartes des fonds océaniques dont la résolution est de l'ordre du kilomètre.

Après une mission de quatre ans couronnée de succès, *ERS-1* a été « garé » en état de fonctionnement sur une orbite d'attente. Son exploitation s'est terminée le 10 mars 2000, lorsque son système de commande de position est tombé en panne. Toujours en service, son successeur *ERS-2* tourne autour de la Terre à environ 800 kilomètres d'altitude. En octobre 2001, *ENVISAT*, le plus grand satellite d'observation de la Terre jamais construit, prendra le relais. *ENVISAT* pèse huit tonnes, mesure plus de dix mètres de longueur et embarquera un altimètre de conception nouvelle et neuf capteurs de télédétection.



On déduit la distance qui sépare un satellite de la surface de la mer du temps que mettent des ondes radar pour faire l'aller-retour entre ce satellite et la surface de la mer. Pour obtenir des mesures fiables, on doit les ajuster en fonction des conditions atmosphériques, de l'humidité de la troposphère (jusqu'à 10 kilomètres d'altitude) ou encore de la teneur en électrons de l'ionosphère (de 60 à 600 kilomètres d'altitude). En outre, pour déduire des mesures de distance la hauteur des reliefs sous-marins, on doit connaître précisément la position du satellite par rapport à la Terre ou, plus exactement, par rapport à un globe idéalisé, nommé ellipsoïde de référence.