

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.

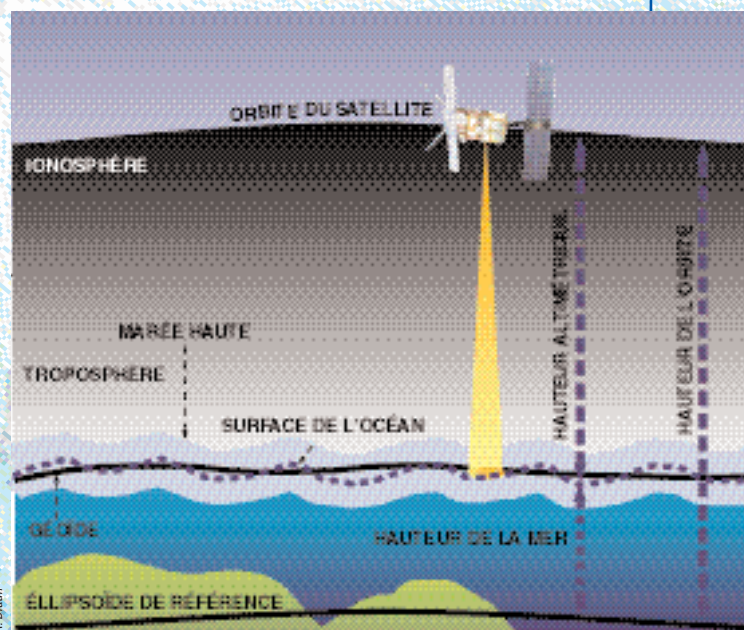
Aujourd'hui, grâce à l'altimétrie satellitaire, le fond marin a été cartographié sur la quasi-totalité de la planète. Il s'agit maintenant d'étudier précisément l'influence des systèmes de courants océaniques et des phénomènes océanographiques qui influent – eux aussi – sur la surface de l'eau. L'étude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

détroit de Gibraltar. Des vestiges de cette dorsale médio-atlantique primitive se trouvent aujourd'hui au Sud du plateau actuel de Terre-Neuve. Puis, il y a près de 120 millions d'années, un nouveau fossé se creuse entre Terre-Neuve et la péninsule ibérique. Ensuite, le golfe de Gascogne s'ouvre, de sorte que la dorsale médio-océanique se prolonge jusqu'à la zone de fracture de Charlie Gibbs. La séparation de l'Europe de l'Ouest et de l'Amérique du Nord s'achève il y a quelque 80 millions d'années. L'avancée de la dorsale médio-atlantique se poursuit toutefois vers le Nord. Au cours de sa progression, la dorsale s'étend un moment entre le Groenland et le continent Nord-américain, qu'elle sépare, créant la mer du Labrador. Cependant, ce chemin est une impasse,

et la progression de la dorsale vers le Nord s'arrête dans cette direction pour reprendre à l'Est du Groenland.

Nous avons élaboré un modèle pour décrire la période suivante. Selon cette théorie, un panache s'est élevé du manteau terrestre sous le Groenland et sous l'Europe, il y a environ 60 millions d'années. Le flux ascendant de roches chaudes s'est séparé en deux courants avant de heurter la lithosphère, à l'endroit de la zone d'expansion qui existait déjà depuis 200 millions d'années et qui avait succédé à la chaîne calédonienne, la suture de Iapetus.

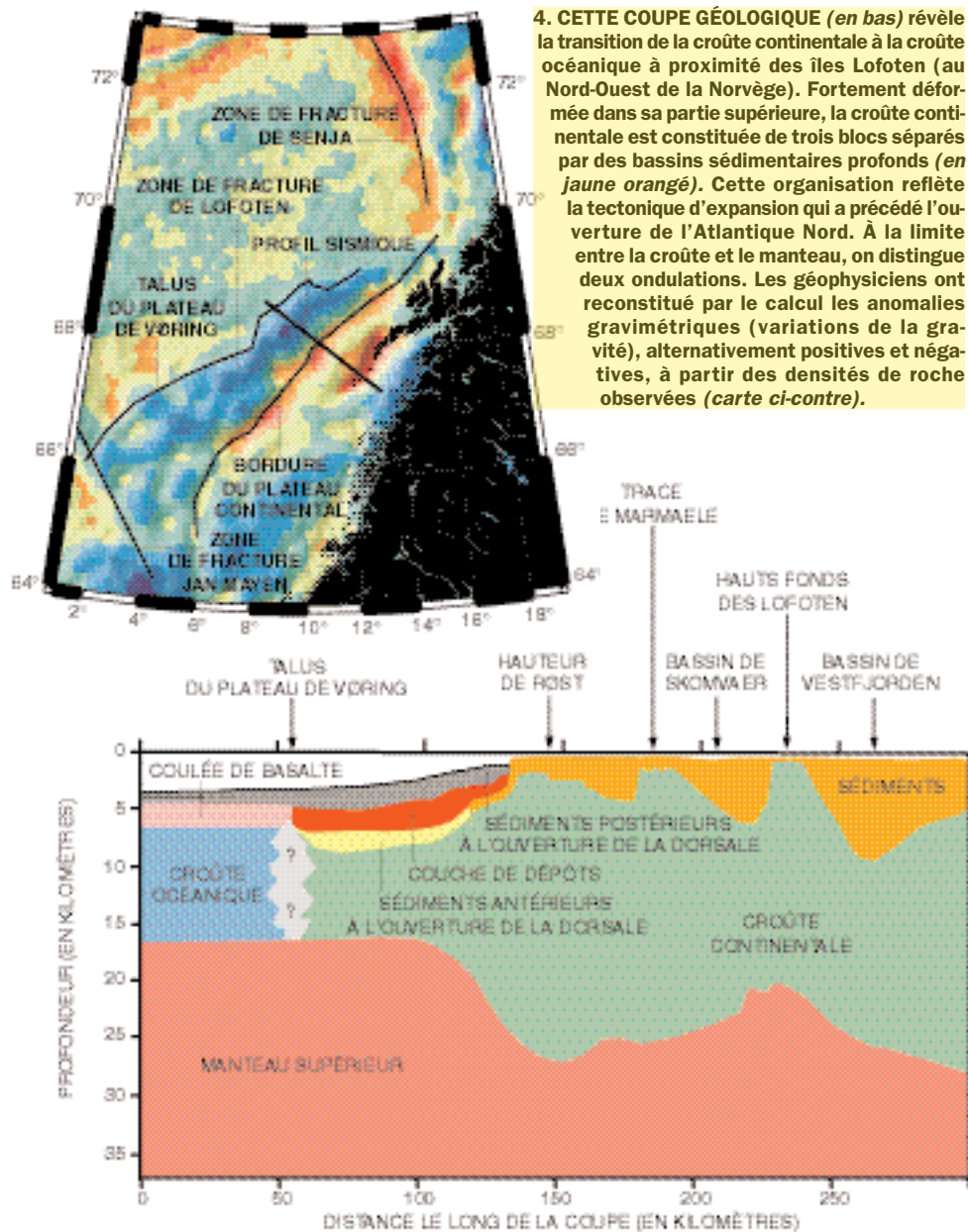
De grandes quantités de laves basaltiques (la lave est une fraction liquide de magma qui apparaît lorsque la pression ambiante diminue) remon-

tèrent du manteau. Un alignement de volcans actifs apparut sur 3 000 kilomètres, du Sud de l'Angleterre au Nord de la Norvège.

L'ouverture de l'Atlantique Nord arrêta celle de la mer du Labrador qui avait commencé 36 millions d'années auparavant. Cet événement provoqua aussi probablement la transformation de la zone de fracture de Senja qui s'étend entre le Nord du Groenland et le Spitzberg en dorsale. Le Groenland se détacha alors de l'Europe et commença à se déplacer avec la plaque Nord-américaine. Le centre de la remontée des matériaux chauds issus du manteau se trouvait probablement à l'Ouest de cette nouvelle dorsale, sous le plateau continental groenlandais. Cela expliquerait pourquoi cette dorsale s'est ouverte non pas au milieu de la zone d'expansion continentale de la suture de l'Iapetus, mais sur son flanc occidental : c'est au centre du panache que régnaient les contraintes les plus fortes. Sous l'effet de ces contraintes, la dorsale se déplaça vers l'Ouest dans le plateau continental groenlandais et le bloc de l'île Jan Mayen se sépara de la plaque continentale du Groenland.

Il y a environ 38 millions d'années, l'activité volcanique reprit de plus belle, notamment en Islande. Ce phénomène ne semble pas dû au panache sub-groenlandais à l'origine de l'Atlantique Nord, car les laves produites actuellement en Islande et le long de la dorsale médio-atlantique (la dorsale de Reykjanes) n'ont pas la même concentration en certains éléments chimiques rares présents à l'état de traces que les laves produites par la partie de la dorsale médio-atlantique qui s'étend plus au Nord (la dorsale de Kolbeinsey et au-delà). Du côté de l'Islande, les laves ressemblent aux volcanites de l'ancienne zone volcanique de l'Atlantique Nord, par exemple celles du plateau de Vøring, entre l'Islande et la Norvège.

Depuis près de 38 millions d'années, l'Islande est indubitablement un point chaud, c'est-à-dire le centre d'une remontée massive de magma. La dorsale médio-atlantique passe au-dessus de ce point chaud et émerge à cet endroit. Au Sud et au Nord de l'île, ce point chaud s'est déplacé de quelque 250 kilomètres vers l'Ouest au cours des derniers millions d'années, et la dorsale en a fait autant. Seule l'Islande et la zone du Vatnajökull, à l'Est de l'île,



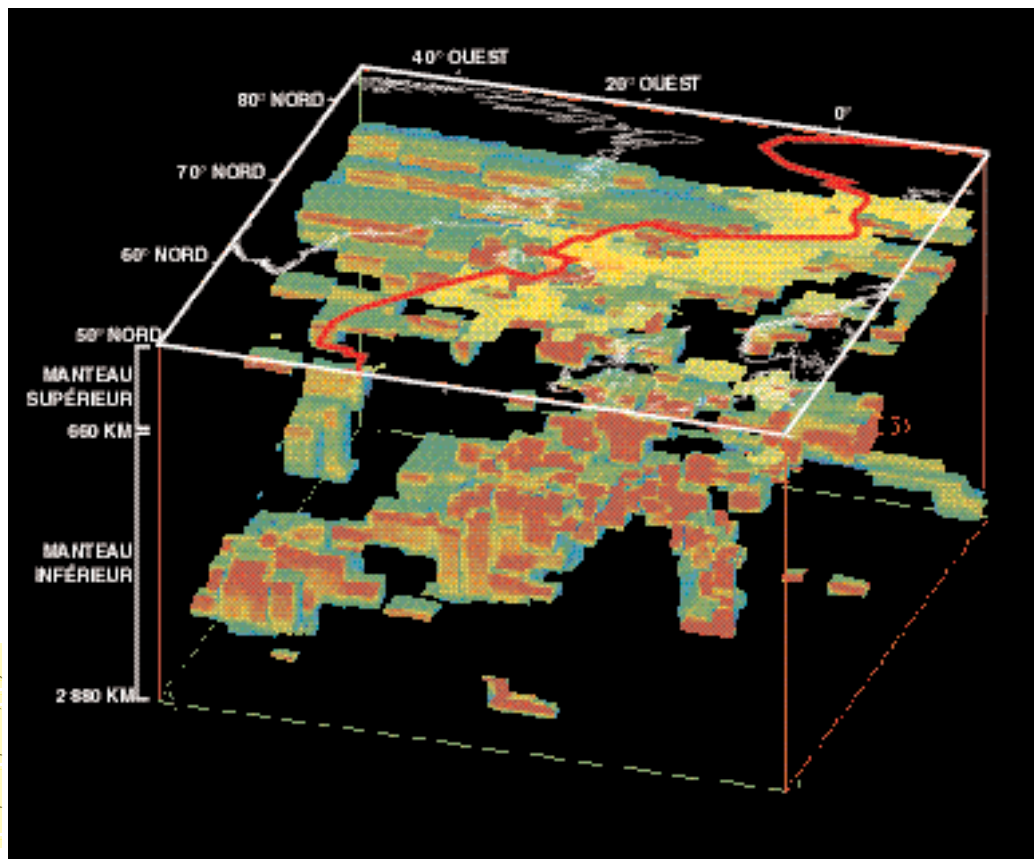
sont restées en retrait de ces mouvements d'ensemble.

L'altimétrie satellitaire nous a permis de découvrir que, lorsque l'Atlantique Nord s'est ouvert, un phénomène d'expansion a eu lieu aussi sur le plateau continental de Lofoten-Vesterålen, au large de la côte Nord de la Norvège. Nous avons été surpris de constater que les mouvements de plaques ont eu alors des conséquences pour la croûte terrestre, mais aussi pour le manteau supérieur.

Dans cette région, les données topographiques indiquaient que le plancher océanique y est quasiment plat, alors que les images fournies par les satellites montraient, au contraire, des sommets et des vallées parallèles à la côte (voir la figure 4). Nous en avons conclu que les variations gravimétriques révélées par les images altimétriques ne s'expliquent pas par la forme du relief sous-marin, mais par des variations des densités des roches sous-jacentes.

Heureusement, les ingénieurs de l'industrie pétrolière avaient déjà minutieusement établi la structure géologique de la région. Trois grands bassins étroits, profonds et parallèles à la côte sont comblés, par endroits, d'une épaisseur de huit kilomètres de sédiments, de sorte que le fond de l'océan paraît quasiment plat. Ces sédiments sont plus légers que la roche de la croûte océanique (entre 5 et 20 pour cent). Les trois bassins se sont formés dans le cadre de l'expansion qui a précédé l'ouverture de l'Atlantique Nord, au début du Crétacé, il y a environ 140 millions d'années. À l'époque, la croûte s'est brisée en plusieurs blocs qui se sont affaissés. Les vallées ainsi formées se sont remplies de sédiments. Rolf Mjelde et ses collègues de l'Université de Bergen ont reconstitué deux profils sismiques du plateau de Lofoten-Vesterålen qui se chevauchent et les ont intégrés dans un modèle géologique. Poursuivant leur travail, nous avons calculé les variations gravimétriques locales en fonction des densités rocheuses. Nos résultats concordent parfaitement avec les données satellitaires.

Nos calculs et les comparaisons que nous avons faites montrent toutefois que les différences de densité dans le fond océanique ne suffisent pas à reproduire le signal gravimétrique mesuré. Pour y parvenir, il faut aussi tenir compte du sous-sol pro-



5. LA «RADIOGRAPHIE» SISMIQUE du manteau de la Terre en dessous de l'Atlantique Nord révèle des régions où les ondes sismiques se propagent à vitesse légèrement réduite. En mesurant ces vitesses, on détecte les zones où des roches particulièrement chaudes remontent des profondeurs du manteau. Un tel courant ascendant, nommé panache, a vraisemblablement joué un rôle déterminant lors de l'ouverture de la dorsale médio-atlantique (la ligne rouge). Sous cette ligne, assez près de la surface, se trouvent des zones particulièrement chaudes (en jaune). Un flux tubulaire remonte de la limite qui sépare le noyau et le manteau (au Sud-Ouest sur l'illustration) et se ramifie dans la partie supérieure du manteau, sous l'Islande. Une deuxième zone chaude, beaucoup plus large et plus plate, s'étend de l'Ouest, sous le Groenland, jusqu'à la dorsale médio-atlantique et l'alimente probablement en magma. Le fait que les laves soient de compositions chimiques différentes au Sud et au Nord de l'Islande indique qu'il existe deux sources séparées de laves, qui correspondent peut-être aux deux structures chaudes identifiées sur l'image sismique.

fond, c'est-à-dire des ondulations de l'interface entre le manteau et la croûte terrestre. Le fait que la croûte terrestre soit si déformée à proximité du plateau continental montre la complexité des contraintes qui se sont exercées au moment de l'ouverture de la dorsale médio-atlantique, voire même avant.

Nous espérons avoir donné un aperçu de la complexité tectonique de l'Atlantique Nord. Même s'ils comprennent mieux les relations qu'entre-tiennent les principales structures qui constituent le fond de l'océan Atlantique Nord, les géologues n'ont pas encore élucidé tous les mécanismes géodynamiques qui lui ont donné naissance.

Alexander BRAUN, géophysicien, travaille au Centre de recherche en géologie de Potsdam sur les données satellitaires. Gabriele MARQUART, spécialiste de géodynamique, dirige une équipe de recherche sur les interactions entre le manteau et la lithosphère, à l'Université de Francfort.

Ross TAYLOR et Scott MCLENNAN, *L'évolution de la croûte continentale*, in *Pour La*

Science, n° 221, mars 1996.

W. H. F. SMITH et D. T. SANDWELL, *Global Sea Floor Topography from Satellite Altimetry and Ship Sounding*, in *Science*, vol. 277, p. 1956, 1997

Roland TROMPETTE, *Le Gondwana*, in *Pour la Science*, n° 252, octobre 1998.

Maurice MATTAUER, *Sismique et Tectonique*, in *Pour La Science*, n° 265, novembre 1999.