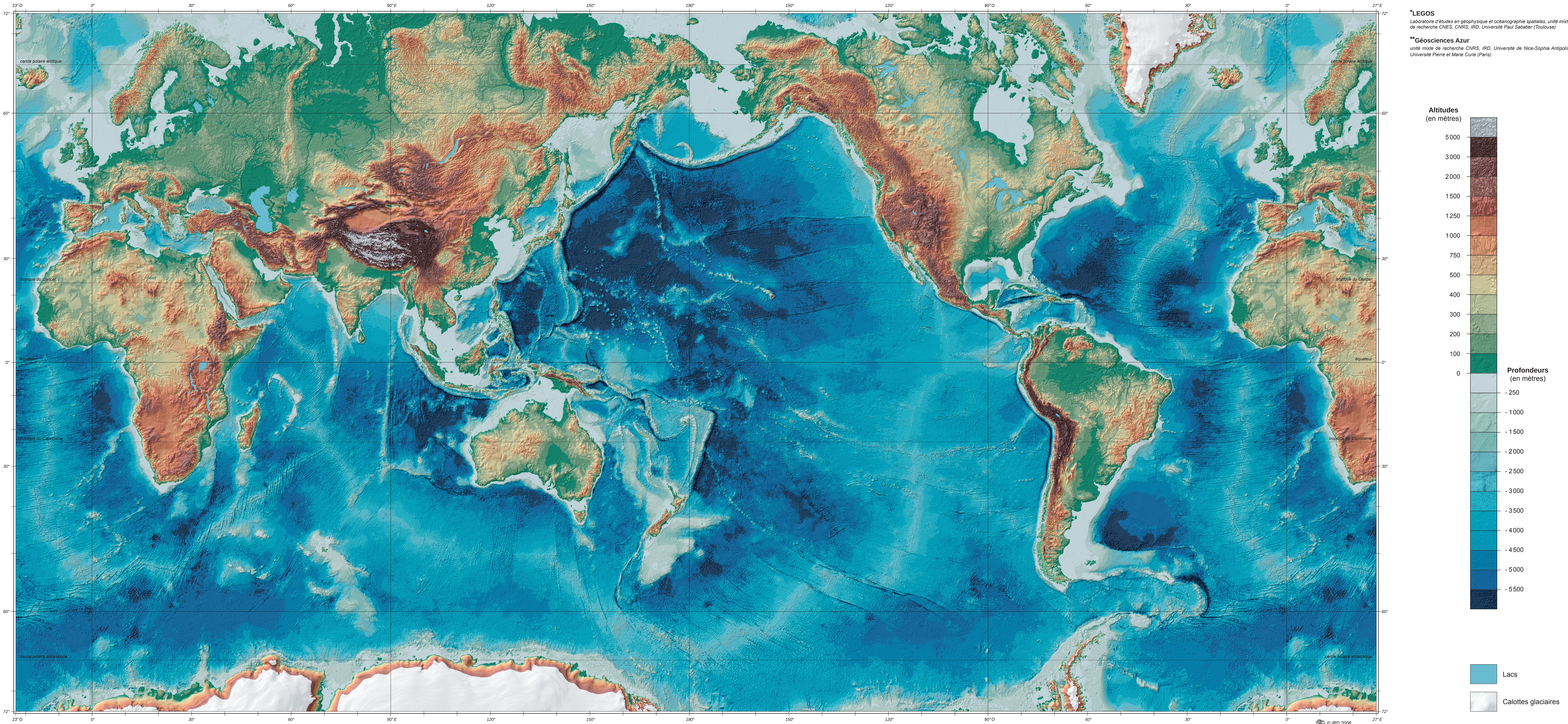


# Carte des fonds océaniques par altimétrie spatiale

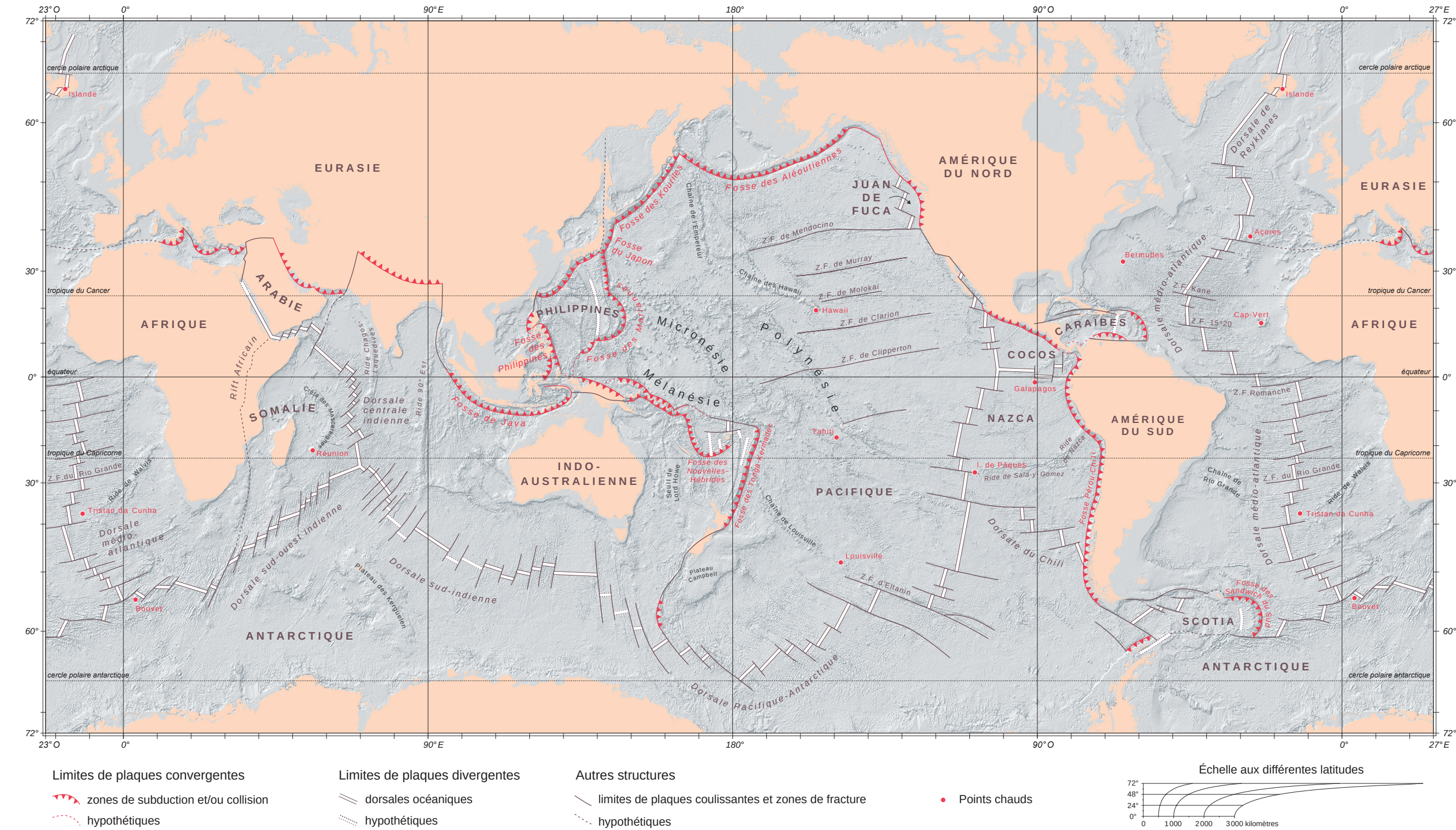
Stéphane Calmant (IRD)<sup>)\*</sup>, Anny Cazenave (CNES)<sup>\*</sup>, Muriel Bergé-Nguyen (CNES)<sup>\*</sup>



**\*LEGOS**  
Laboratoire d'études en géophysique et océanographie spatiales, unité mixte de recherche CNES, CNRS, IRD, Université Paul Sabatier (Toulouse)

**\*\*Géosciences Azur**  
unité mixte de recherche CNRS, IRD, Université de Nice-Sophia Antipolis, Université Pierre et Marie Curie (Paris)

## Grands traits structuraux des fonds océaniques



## L'altimétrie des océans par satellite

La géométrie de la surface océanique au repos – hors phénomènes météorologiques, océanographiques et marées – reflète en partie la topographie sous-marine du fait de variations infimes de la force de gravité à la surface du globe. À partir de la mesure depuis l'espace des ondulations de la surface océanique, les géophysiciens sont en mesure de réaliser une cartographie des reliefs sous-marins par inversion des équations reliant la masse des reliefs sous-marins à leur signature gravitationnelle.

### Topographie de la surface océanique et géoïde

À l'échelle de la Terre, la surface théorique de l'océan au repos est en tout point perpendiculaire à la direction de la force locale de pesanteur, elle-même résultante de la force de gravité produite par l'attraction liée à la masse de la Terre et de la force centrifuge liée à sa rotation. La surface des océans au repos est donc une surface équipotentielle du champ de pesanteur qui s'appelle le géoïde.

Si la Terre ne tournait pas sur elle-même et si elle avait une composition homogène, le géoïde serait une sphère. Mais la rotation effective de la Terre sur elle-même lui donne la forme d'un ellipsoïde aplati aux pôles (la différence entre le rayon équatorial et le rayon polaire est d'environ 21 km). En raison de la distribution hétérogène de la matière à l'intérieur du globe, la surface du géoïde présente à l'échelle du millier de kilomètres des creux et des bosses qui atteignent jusqu'à 100 m d'amplitude (figure 1).

À l'échelle de quelques kilomètres ou centaines de kilomètres, la surface du géoïde marin présente encore des creux et des bosses, de quelques mètres de haut, causées par les reliefs sous-marins, et qui se superposent aux irrégularités à grande échelle. En effet, la présence d'un relief sous-marin sur le plancher océanique crée un excès local de masse, puisque de la roche plus dense remplace localement l'eau, moins dense que celle-ci. La force de gravité, dont la direction marque la verticale locale, va en conséquence être légèrement déviée en direction du relief sous-marin. Au-dessus de ce relief sous-marin, l'eau va donc s'accumuler, de sorte que la surface océanique demeure perpendiculaire à cette verticale déviée (figure 2).

The University of Texas at Austin (2003). GRACE Gravity Model 01 (GGM01). [http://www.csr.utexas.edu/grace/galley/gravity/gm01\\_euro.html](http://www.csr.utexas.edu/grace/galley/gravity/gm01_euro.html)

Par exemple, un complexe volcanique gigantesque comme celui de Hawaii, dans le Pacifique central, crée autour de lui, du fait de sa masse énorme, une accumulation d'eau d'une quinzaine de mètres sur une surface de plusieurs milliers de kilomètres carrés, soit une pente de quelques centimètres par kilomètre. Le fond des océans est parsemé de volcans de toutes tailles, inconnus pour la plupart et pour les plus petits d'entre eux mais qui peuvent être détectés grâce à l'anomalie qu'ils créent localement sur la surface du géoïde.

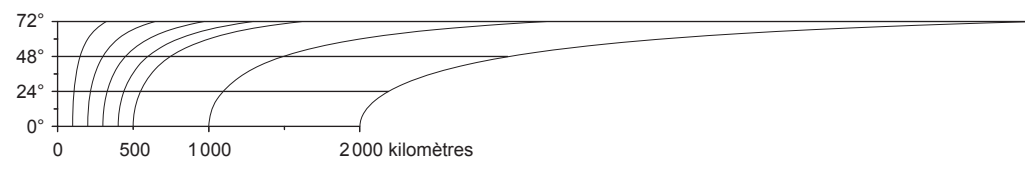
### La mesure altimétrique

Les altimètres embarqués à bord de satellites envoient à intervalles réguliers (un millième de seconde) un signal radar, lequel est réfléchi par la surface de la mer vers le satellite. De la mesure du trajet aller-retour de l'onde radar (de l'ordre de 5 millièmes de seconde), on déduit en tout instant la hauteur du satellite au-dessus de la surface marine, après correction de diverses perturbations.

La connaissance très précise des paramètres de l'orbite permet de calculer l'altitude du satellite par rapport à une surface de référence dont les caractéristiques sont celles d'une « Terre moyenne » ellipsoïdale. Par rapport à cet ellipsoïde, la hauteur de la mer est obtenue par la différence entre d'une part, l'altitude du satellite et d'autre part, la mesure radar de la distance satellite – surface de l'eau. Ces hauteurs instantanées de la mer sont ensuite corrigées des effets de marée (terrestre et océanique), des effets météoro-océanographiques (courants, vagues...), et moyennées sur des périodes de quelques années pour déterminer une surface moyenne et permanente de la mer, le géoïde.

### La conversion du géoïde marin en terme de relief sous-marin

Simple dans son principe, la relation entre la topographie de surface de l'océan mondial et la topographie du plancher sous-marin est en réalité relativement complexe. La lithosphère océanique (l'enveloppe solide superficielle de la Terre, d'une centaine de kilomètres d'épaisseur) n'est pas absolument rigide à l'échelle des temps géologiques (plusieurs millions d'années), et se creuse sous le poids d'un mont sous-marin (figure 3). On peut calculer théoriquement cette déformation de la lithosphère à partir de la théorie de l'élasticité, si l'on connaît les dimensions, la densité, et l'âge du volcan sous-marin.



Grâce à des études menées depuis une vingtaine d'années, on a pu établir un modèle de comportement élastique de la lithosphère océanique pour les volcans sous-marins déjà bien cartographiés et datés. La déformation produit un défaut de masse, dont l'effet sur le géoïde est opposé à celui dû au volcan, mais sa distance à la surface étant plus grande, cet effet est atténué. La signature gravitationnelle de l'ensemble dessine toujours une bosse sur le géoïde, malgré l'influence opposée, et moindre, de la déflexion géométrique de la lithosphère. Cette loi de comportement, établie sur une centaine de volcans répartis sur l'ensemble des océans, peut être généralisée pour modéliser la déformation de la lithosphère sous le poids de n'importe quel volcan sous-marin pourvu que l'on ait une idée de l'âge qu'avait la lithosphère au moment de la formation de l'édifice volcanique.

La cartographie des monts sous-marins par altimétrie satellitaire va donc consister à calculer non pas directement le relief de la structure dont la signature gravitationnelle serait celle donnée par la cartographie de la surface de la mer mais le relief de la structure dont la signature gravitationnelle aura été amoindrie par la déflexion de la lithosphère.

Pratiquement, on extrait une grille de la hauteur de la mer sur la zone à cartographier. La grille utilisée pour notre carte a un pas d'1/16° de degré, soit environ 7 kilomètres à l'équateur. Le problème consistait à calculer la hauteur du relief sur chaque cellule de la grille de bathymétrie, sachant que chaque élément de relief contribue *pro parte* à l'anomalie de hauteur de géoïde en chaque point de la grille de hauteur de la mer, la contribution étant donnée par la relation gravitationnelle modifiée explicitée précédemment.

Un tel problème, dit non-linéaire, est résolu de façon itérative : on calcule d'abord une bathymétrie préliminaire en chaque point de grille, en particulier en contraignant cette bathymétrie par les mesures *in situ* quand elles existent. Puis on évalue la signature gravitationnelle de l'ensemble sur tous les points de grille de géoïde. La différence entre cette grille d'effet gravitationnel calculée et la grille initiale de hauteur observée de la mer est alors utilisée pour corriger conjointement la bathymétrie et la déflexion correspondante. Le processus est repris jusqu'à ce qu'un ajustement satisfaisant soit obtenu entre la signature observée sur la surface de la mer et la signature gravitationnelle produite à la fois par la structure bathymétrique et les interfaces de densité internes de la lithosphère ainsi défléchi.

La méthode ainsi utilisée présente l'avantage de permettre un calcul conjoint d'incertitude. La précision sur le résultat varie de quelques dizaines de mètres à proximité des points de grille où il y avait une mesure *in situ*, à quelques centaines de mètres dans les très grands fonds. En effet, la relation entre anomalie de masse – le volcan sous-marin – et anomalie de potentiel – la hauteur du géoïde matérialisée par la carte de surface de la mer – est inversement proportionnelle à la distance entre les deux : un volcan créera une anomalie de géoïde plus grande s'il est posé sur un fond peu profond que s'il est situé à grande profondeur. Et cette anomalie de géoïde ressortira donc bien mieux du bruit sur les mesures de géoïde dans le premier cas que dans le second. De ce fait, pour une incertitude donnée sur les mesures de hauteur du géoïde (évaluée à 5 cm pour la grille de géoïde), l'incertitude sur la masse de l'édifice volcanique à l'origine de cette anomalie de géoïde peut atteindre plusieurs centaines de mètres quand la profondeur dépasse plusieurs milliers de mètres.

Certaines missions sont mieux adaptées que d'autres à la cartographie fine du domaine océanique. Ce sont principalement les données des satellites ERS-1 de l'Agence spatiale européenne (mission géodésique de 1992) et Geosat, lancé en 1985 pour le compte de la marine américaine, qui ont été utilisées. Grâce au décalage existant entre les traces des orbites de ERS-1 et celles de Geosat, le quadrillage des océans par ces deux missions atteint une résolution exceptionnelle, meilleure que 5 kilomètres sur l'ensemble de la couverture. Pour plus de détails concernant les techniques altimétriques et les méthodes de calcul de la topographie sous-marine, on renverra le lecteur au livret de la version interactive sur cd-rom de la présente carte.

**Traitement et réalisation cartographique :** Rainer Zaiss, Michel Danard, Ines Schubert  
**Illustrations :** Marie-Odile Schnepf  
**Laboratoire de cartographie appliquée**  
**Délégation à l'information et à la communication, IRD**  
**sous la direction de Pierre Peltre**  
**Traitement éditorial :** Thomas Mourier, Pierre Peltre