

L'Everest détrôné ou

Pourquoi et comment mesurer la forme de la Terre ?

Félix Perosanz, ingénieur expert en géodésie spatiale au CNES

Comment peut-on déterminer précisément la forme d'une Terre bosselée et en mouvement ? Comment définir et mesurer l'altitude d'un système dynamique ? Quel niveau de référence choisir ? Que faire avec les autres planètes privées d'océans ? Autant de questions dont les réponses apparaissent dans l'article qui suit.

D'Ératosthène à la définition du mètre

La question de la représentation de la forme de la Terre et sa place dans l'Univers est fondamentale et a traversé les âges. Cette problématique a été influencée par des concepts mystiques, mythologiques, religieux philosophiques ou scientifiques : qu'il y a-t-il au-delà de l'horizon, au-delà des mers ? Certains affirment que les terres émergées sont entourées d'océans qui se terminent par des chutes d'eau, d'autres que la Terre est plate et que le ciel se trouve au-dessus et l'enfer en dessous. Et si la Terre était ronde comment les êtres vivants de l'autre côté pourraient-ils survivre la tête à l'envers ? Connaître la forme de la Terre c'est être capable de la mesurer et cette question a contribué au développement des mathématiques, de l'astronomie, de la géographie, de la cartographie par exemple. Les origines de la géodésie - cette science dont l'objet est de mesurer la Terre - remontent à l'antiquité. Au III^{ème} siècle avant notre ère, Ératosthène, avec sa célèbre expérience du puits de Syène et de l'obélisque d'Alexandrie, fut le premier géodésien à démontrer que la Terre était ronde et à en mesurer le rayon.

La méthode de triangulation et les premiers théodolites dès le XVI^{ème} siècle permettent de calculer des distances entre points en vue commune. En 1735 deux expéditions Françaises, l'une en Laponie l'autre au Pérou, mesurent par cette technique un arc de méridien terrestre pour confirmer l'intuition de Newton : la Terre est aplatie aux pôles. Sa forme est ellipsoïdale et tous ses méridiens ont par conséquent la même longueur. C'est de cette constatation qu'est née cette idée d'utiliser la forme de la Terre comme base d'un système d'unité de longueur universel : le mètre est défini (jusqu'en 1960) comme le dix millionième d'un quart de méridien terrestre.

Aujourd'hui la géodésie est devenue « spatiale » et son domaine d'activité et ses connexions avec les autres sciences de la Terre ne cessent de s'élargir. Ce propos sera illustré dans le paragraphe « Applications et contributions scientifiques de la géodésie ». Nous aborderons préalablement les notions d'approches géométriques et dynamiques dans la partie « définition de la forme de la Terre ». La suite sera dédiée aux techniques géodésiques de mesure. Il est intéressant de noter que l'ensemble de tous ces points peuvent être transposés aux planètes telluriques et aux lunes de notre système solaire.

Cet article ne prétend pas être exhaustif sur cette question fondamentale, complexe et dont la dimension sociétale prend de plus en plus d'importance. Le lecteur curieux trouvera aisément par ailleurs de la documentation. Nous mentionneront en particulier les ouvrages de Jean-Jacques Levallois [1] et d'Anny Cazenave et Kurt Fiegl [2] ainsi que les sites internet de l'IGN : <http://geodesie.ign.fr> et du Groupe de Recherche de Géodésie Spatiale : <http://grgs.obs-mip.fr>,

Définition de la forme de la Terre

Les limites de l'approche géométrique

Définir la forme de la Terre peut, à la réflexion, s'avérer un exercice délicat. À titre d'illustration, comparons les positions données par GPS des villes de Saint Paul et de la Nouvelle Orléans aux USA dans le tableau 1.

	Saint Paul	Nouvelle Orléans
X	- 245 595 m	- 6 819 m
Y	- 4 514 511 m	- 5 530 208 m
Z	4 483 749 m	3 166 982 m
distance géocentrique	6 367 km	6 373 km

Tab.1. Coordonnées cartésiennes et distance géocentriques des villes de Saint Paul et de la Nouvelle Orléans.

On déduit du tableau 1 que Saint Paul est plus proche de 6 km du centre de la Terre que la Nouvelle Orléans. Or Saint Paul se trouve près de la source du fleuve Mississippi alors que la Nouvelle Orléans est près de son embouchure. Comme expliquer alors que le fleuve s'écoule bien de Saint Paul vers la Nouvelle Orléans en « montant » de 6 km ? Les atlas s'accordent à dire que l'Everest est le plus haut sommet du monde. Pourtant, sa distance géocentrique (6382,3 km) est inférieure de 2,1 km à celle du volcan Chimborazo au Pérou (6384,4 km) ! L'Everest serait-il détrôné ? De façon plus générale, comment définir et mesurer l'altitude des points à la surface terrestre ?

Ces exemples montrent les limites d'une approche **géométrique** pour définir la forme de la Terre.

Pesanteur et ellipsoïde

Pour résoudre l'énigme de l'Everest et du Mississippi, commençons par définir la référence de mesure des altitudes. De façon intuitive, on peut avancer l'idée que le niveau moyen des océans définit l'origine des mesures des altitudes c'est-à-dire que tous les points à la surface des océans sont à la même altitude et que cette altitude vaut zéro. En fait les océans sont soumis à la pesanteur qui est la somme de l'attraction gravitationnelle terrestre et de la force centrifuge due à la rotation de la Terre sur elle-même. En tout point il est aisé de matérialiser la verticale (qui suit la direction de la pesanteur) à l'aide d'un fil à plomb et donc de définir le plan perpendiculaire à cette direction (figure 1). Le plan horizontal « local » peut être défini en tout point, on détermine ainsi la surface d'équilibre de l'océan.

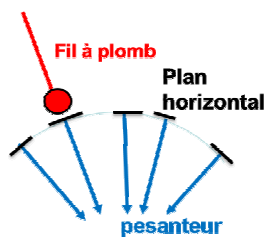


Fig.1. Le fil à plomb permet de proche en proche de définir une surface dont tous les points sont à la même altitude.

Ainsi, la surface des océans est en tout point perpendiculaire à la pesanteur et définit le niveau zéro des mesures des altitudes. Les géodésiens parlent de surface équipotentielle du champ de pesanteur. Dans l'hypothèse d'une Terre de forme régulière et de densité homogène, le champ de pesanteur terrestre induit une forme ellipsoïdale de ses équipotentielles. Le célèbre géodésien Clairaut parle d'équilibre hydrostatique et démontre ce résultat dès 1743. Cette hypothèse étant valide à l'échelle de quelques dizaines de mètres l'énigme du Mississippi (qui semble s'écouler en montant de

6 km) peut donc être résolue. En effet, si nous comparons les altitudes de Saint Paul et de la Nouvelle Orléans par rapport à l'équipotentielle de pesanteur de référence (de forme ellipsoïdale) il est clair à présent que la source du Mississippi se trouve à une altitude plus élevée que l'embouchure (figure 2). Cette approche est dite **dynamique** : la forme de la Terre dépend de son champ de pesanteur et non (uniquement) de sa géométrie.

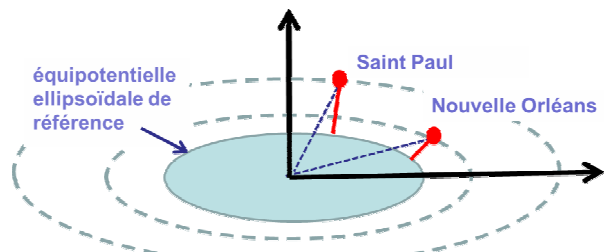


Fig.2. L'altitude des points se mesurant par rapport à un ellipsoïde (et non par sa distance géocentrique) Saint Paul est plus haut que La Nouvelle Orléans ce qui est cohérent avec le sens d'écoulement du Mississippi.

Les creux et bosses du géoïde

Mais l'hypothèse de forme régulière et de densité homogène n'est pas suffisante si l'on souhaite à présent définir la forme de la Terre en répondant aux exigences actuelles de précision. La figure 3a illustre le cas d'une croûte terrestre « idéale » : les équipotentielles de pesanteur sont en tout point perpendiculaires à la direction donnée par le fil à plomb.

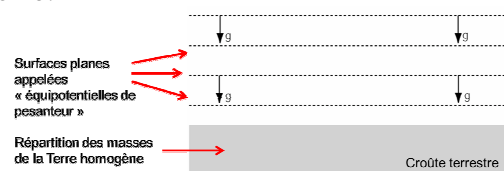


Fig.3a. Forme des équipotentielles de pesanteur

Mais quel serait l'effet d'un excédent de masse ? La figure 3b montre comment la pesanteur et le plan horizontal local sont déviés à l'approche de cette masse (les géodésiens parlent de déviation de la verticale). Par rapport à l'ellipsoïde de départ, cette nouvelle équipotentielle de pesanteur s'élèvera dans le cas d'une région présentant un excédent de masse, elle s'incurvera en dessous de l'ellipsoïde dans le cas contraire.

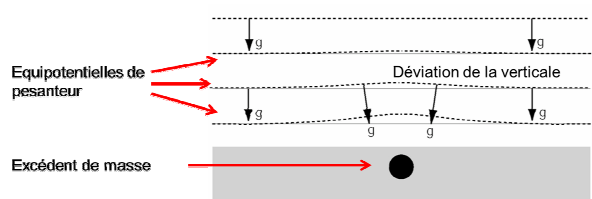


Fig.3b. Forme des équipotentielles de pesanteur en présence d'un « excédent de masse ».

Ainsi les équipotentielles du champ de pesanteur ne sont plus ellipsoïdales mais présentent « des creux et des bosses » selon la répartition des masses qui constituent la Terre. Par convention, la référence de mesure des altitudes est définie comme la surface équipotentielle qui coïncide avec le niveau moyen des océans. Les géodésiens l'appellent le **géοïde** et comme le montre la figure 4 il présente des écarts à l'ellipsoïde de plusieurs dizaines de mètres (bien que par conception, tous ses points soient à la même altitude !).

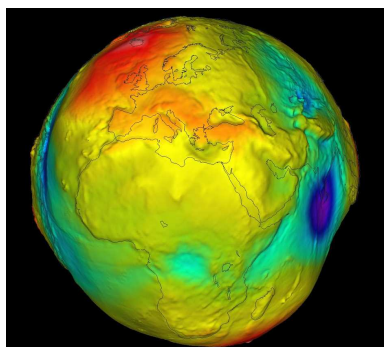


Fig.4. Creux et bosses du géοïde terrestre par rapport à un ellipsoïde.

Échelle de couleur :
bleu=-100m ;
rouge=+100m.
Source GRGS.

Nous remarquerons que la mesure rigoureuse de l'altitude est délicate et ne se limite pas à une simple distance géométrique au dessus d'une surface de référence. Elle dépend en réalité de la direction et de l'intensité de la pesanteur le long du trajet entre le point et le géοïde.

La déformation de la Terre

Il convient en réalité de parler de « système Terre » tant notre planète est complexe de par sa structure et sa dynamique (Cf. figure 5).

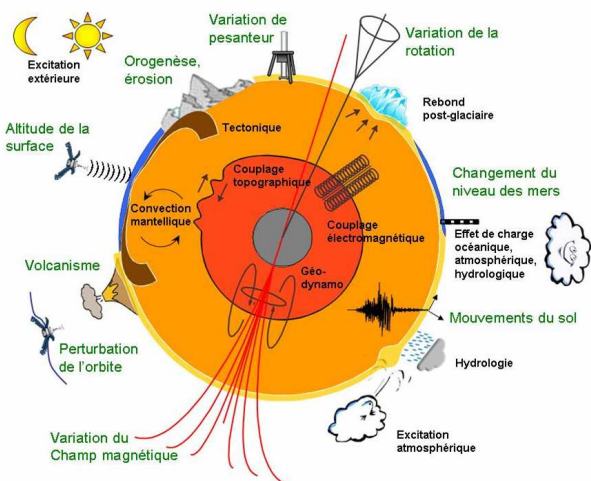


Fig.5. Les sources de déformation du système Terre.

La convection mantellique, les effets des océans et de l'atmosphère ainsi que les excitations externes de la Lune et du Soleil sont autant de sources de déformation de la Terre. Et la tâche du géοdésien devient plus complexe encore. Une activité

importante de déploiement d'infrastructures terrestres, de conception-réalisation-exploitation de missions spatiales et de traitement de données est nécessaire. Parmi les productions essentielles de cette communauté scientifique il faut noter l'édition de conventions et des standards internationaux. Pour sensibiliser le lecteur au caractère fondamental de cette activité nous poserons une simple question : Quelle est précisément la distance entre Paris et Washington? Comment en effet calculer cette distance alors que les deux continents s'éloignent de plusieurs centimètres par an du fait de la tectonique des plaques ? Un récepteur GPS donnerait-il des coordonnées de ces deux villes différentes tous les ans ? Sans doute mais alors comment comparer ces coordonnées à celles figées d'un atlas ou d'une carte ?

Le lecteur courageux trouvera le détail de la réponse à cette nouvelle énigme dans les conventions internationales de l'IERS (www.iers.org). Pour les autres nous nous limiterons à préciser qu'au sens de ces conventions, les coordonnées d'un point sont toujours définies à une date de référence (le 1^{er} janvier 2005 actuellement) et associées à des modèles de variations qui permettent notamment de tenir compte de déformations tectoniques. Ainsi on trouvera dans la table 2 les coordonnées ainsi que les vitesses tectoniques de Paris et Washington qui permettent de connaître leur position à n'importe quelle date.

	Paris		Washington	
	Position (01/01/2005)	Vitesse m/an	Position (01/01/2005)	Vitesse m/an
X	4202777.372	-0.0125	1112189.774	-0.0150
Y	171367.999	0.0178	4842955.027	0.0000
Z	4778660.203	0.0108	3985352.264	0.0024

Tab.2 : Position et vitesse de Paris et Washington,

Comment mesurer la forme de la Terre

Qu'elles soient de nature géométrique ou dynamique, les techniques de mesure de la Terre sont riches d'une longue histoire ponctuée de progrès scientifiques et technologiques. De plus, depuis le début de l'ère spatiale le géοdésien ne se limite plus à des observations locales mais peut appréhender la Terre dans sa globalité. À titre d'illustration nous donnerons un exemple pour chacune des 5 principales techniques géοdésiques actuelles.

Le théodolite et la triangulation

Il est fréquent de croiser un géomètre avec son théodolite au bord des routes par exemple. Bien que la conception de cet instrument date du XVI^{ème} siècle il est toujours largement utilisé. Son principe est celui de la triangulation qui permet de calculer les longueurs des côtés des triangles dont on vise les sommets. Nous qualifierons cette méthode de « géométrie locale ».

C'est de cette façon que l'IGN par exemple, a déployé et positionné un réseau de bornes géodésiques qui a servi de base à la réalisation des cartes topographiques de l'ensemble du territoire dans les années 1950.

Un des inconvénients de cette technique pour des chantiers de grande dimensions (régionaux ou nationaux par exemple) reste néanmoins la nécessité d'une vue commune et la propagation des erreurs de point en point.

Les mesures gravimétriques

Nous avons vu l'intérêt de pouvoir mesurer la pesanteur en différents points de la Terre. L'instrument le plus adapté est le gravimètre qui doit être déplacé de point en point. Nous parlerons de « méthode dynamique locale ». Le plus souvent l'accélération de pesanteur est déduite d'une mesure de temps de chute d'une masse d'épreuve. Le Bureau Gravimétrique International a la charge de collecter, archiver et distribuer toutes les mesures terrestres et marines disponibles (<http://bgi.omp.obs-mip.fr>).

Le GPS et la trilatération

Les systèmes de navigation par satellite comme le GPS étasunien ou le futur système européen Galileo permettent de positionner des utilisateurs en tout point du globe. Ils fonctionnent sur le principe de la trilatération c'est-à-dire la mesure de distances entre plusieurs satellites (de positions connues) et l'utilisateur.

La constellation de satellites de ces systèmes assurant un service en tout point du globe et à tout instant, il s'agit d'une « méthode géométrique globale ».

Les mesures de distances sont en pratique déduites des mesures des temps de propagation des signaux radio émis par les satellites. Il existe des récepteurs dédiés aux usages géodésiques qui permettent d'obtenir des précisions sub-centimétriques de positionnement. C'est par exemple par cette technique que le système cartographique légal français appelé RGF93 a été réalisé par l'IGN.

L'altimétrie spatiale

L'altimétrie spatiale est une technique basée sur des mesures de distances entre un satellite et l'océan. Elle permet néanmoins de cartographier la surface océanique qui reflète essentiellement (mais pas uniquement) la forme du géoïde. C'est à ce titre qu'elle est à la fois géométrique et dynamique... et « globale » dans le sens où les océans couvrent près de 70% de notre planète.

La continuité des observations altimétriques est assurée aujourd'hui par exemple grâce à la famille JASON des satellites franco-étasunien. Au-delà de son intérêt pour la forme de la Terre, l'altimétrie joue un rôle essentiel dans la cartographie du niveau des océans.

Les missions spatiales dédiées

En 2000, 2002 et 2009 furent lancés respectivement les satellites géodésiques CHAMP, GRACE et GOCE avec l'objectif d'améliorer la cartographie globale du champ de gravité terrestre.

La mission CHAMP est fondée sur la mesure des perturbations de trajectoire dont on déduit l'accélération gravitationnelle agissant sur le satellite.

Dans le cas de GRACE se sont les perturbations relatives observées entre deux satellites co-orbitants dont on mesure la distance (à quelques microns près) qui fournissent les observations.

Le gradiomètre de la mission GOCE enfin, mesure dans les 3 dimensions la différence de gravité entre 3 couples de masses d'épreuves distantes de 50 cm les unes des autres. Dans tous les cas il s'agit de « méthodes dynamiques globales ».

Plusieurs ordres de grandeur de précision ont été gagnés au cours de cette dernière décennie. Il est même possible aujourd'hui de suivre les variations temporelles du géoïde traduisant les modifications de la répartition des masses du système Terre. La mission spatiale GRACE-FO devrait prendre la relève à la fin de cette décennie.

Applications et contributions scientifiques de la géodésie

Nous avons vu dans les paragraphes précédents le rôle fondamental de la géodésie : définition de la référence des altitudes, réalisation de systèmes de référence (nécessaires à l'expression de coordonnées ou à l'établissement de cartes), publication de standards et de conventions internationales... Nous avons entrevu la complexité

du système Terre et les nombreux phénomènes impactant la forme et la déformation de la Terre ainsi que les différentes techniques de mesure toujours plus performantes pour répondre à la quête d'une précision de plus en plus grande. Dans ce contexte, le panorama des applications et des contributions de la géodésie aux disciplines connexes comme la géophysique, l'océanographie, l'hydrologie ou la glaciologie ne cesse de s'élargir. Les exemples suivants ne sont que quelques illustrations.

Mesure des déformations tectoniques et sismiques

La densité des réseaux de récepteurs GPS géodésiques permanents dans le monde ne cesse d'augmenter. Notre connaissance des vitesses tectoniques continue de s'améliorer. La figure 6 montre le dernier modèle publié par le service international I.E.R.S.

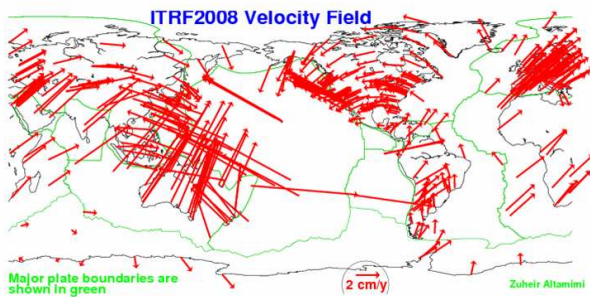


Fig.6. Champ de vitesse tectonique Source Z. Altamimi IGN.

De même, chaque séisme important est ausculté, souvent même en temps réel. La figure 7 illustre la finesse avec laquelle le déplacement des stations GPS proche de l'épicentre du séisme japonais du 11 mars 2011 a pu être mesuré.

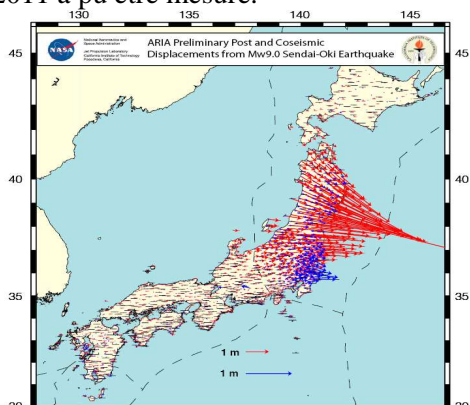


Figure shows horizontal displacements based on ARIA version 0.3 position estimates for GEONET stations. Coseismic displacement is shown in red, and first 8 hours of postseismic motion is shown in blue, including motion caused by aftershocks. Bars at end of vector show 95% error estimate. Solutions courtesy of ARIA team at JPL and Caltech (email aria@jpl.nasa.gov or aria@caltech.edu). All original GEONET RINEX data provided to Caltech by the Geospatial Information Authority (GSI) of Japan.

Fig.7. Déplacements horizontaux liés au séisme de Sendai du 11 mars 2011. Source ARIA/JPL aria@jpl.nasa.gov Droits réservés - © 2009 JPL / Caltech / GSI (Japan)

Sur la figure 8 enfin, on observe le phénomène de « relaxation post-sismique » qui plusieurs mois encore après le séisme qui a frappé le Chili le 27 février 2010 affecte la région de Concepción.

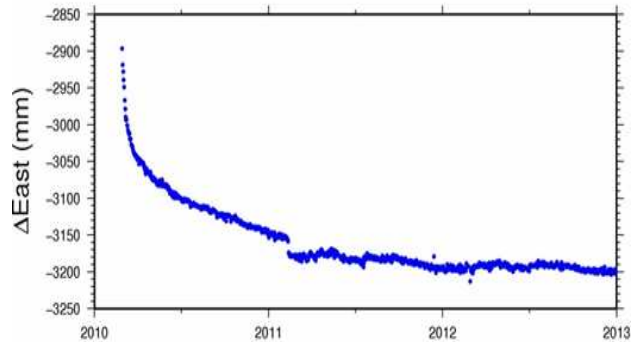


Fig.8. Relaxation de la croûte terrestre au Chili au cours de mois suivant le séisme de mars 2010. Dans la direction Est-Ouest la déformation dépasse les 200 millimètres. Source G. Galbada IRD/GET.

Les géophysiciens avancent dans l'observation, la compréhension et la modélisation de ces phénomènes... avec l'espoir de les prédire un jour.

Marées océaniques et terrestres

L'effet d'attraction gravitationnelle de la Lune, du Soleil (et des planètes du système solaire) est considéré avec attention par les géodésiens. Si le phénomène de marée océanique est très connu, celui de marée terrestre l'est moins. Pourtant, en France par exemple, deux fois par jour la croûte terrestre « monte et descend » de près de 30 cm. Cette déformation est bien modélisée par les géodésiens et peut facilement être observée à l'aide d'un récepteur GPS par exemple.

Mais les marées océaniques induisent un effet supplémentaire appelé « effet de charge » : lorsque la marée est haute, la charge de la masse d'eau s'exerçant sur le fond de l'océan déforme la croûte terrestre et cette déformation est sensible jusque dans l'intérieur des terres. Ainsi, la ville de Brest « monte et descend » de 8 centimètres au rythme des marées océaniques.

Variations du champ de gravité et hydrologie

Les données de la mission spatiale GRACE permettent de produire une carte du champ de gravité tous les 10 jours depuis 2002. Ces images mises bout à bout constituent le film du déplacement des masses du système Terre. Le

signal est dominé par les masses d'eau dont on voit pour la première fois l'évolution spatio-temporelle : fonte de glace au Groenland (figure 9), en Alaska en Antarctique, crues de l'Amazone, mousson en Inde. L'hydrologie spatiale est née.

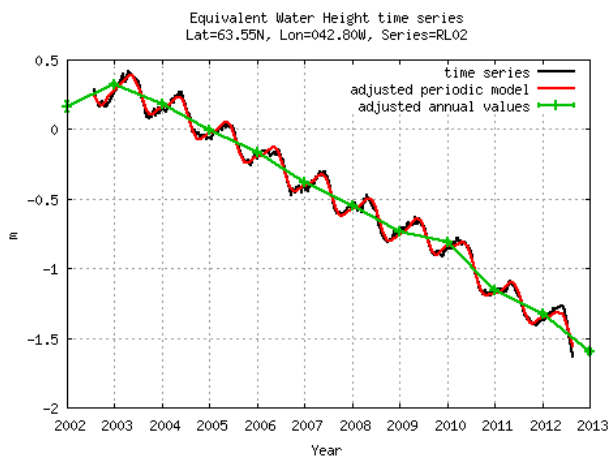


Fig.9. Variations temporelles de géoïde exprimées en hauteur d'eau sur la côte Est du Groenland.

Au-delà des variations saisonnières autour de 20 cm/an, on observe une perte de masse très rapide.

Cette figure est tirée de l'outil interactif du GRGS : <http://grgs.obs-mip.fr/grace/variable-models-grace-lageos/interactive-tools>.

Le bilan des masses d'eau aux échelles des grands bassins et de la Terre dans sa globalité peut être réalisé avec tout l'intérêt pour l'étude du changement climatique que l'on imagine. L'animation suivante montre à l'échelle globale les variations du géoïde (exprimées en hauteur d'eau) depuis 2002.

<http://gravitegrace.get.obs-mip.fr/data/RL02/variable/archives/GRGS.movie.water.rct.gif>

Géoïde et surface océanique

Si l'on fait l'approximation que les océans sont au repos alors les données altimétriques permettent de cartographier le géoïde océanique.

Cette équipotentielle du champ de pesanteur reflète comme nous l'avons illustré figure 3b, les excédents et défauts de masse dans la croûte terrestre. Ainsi un volcan sous marin générera une bosse à la surface de la mer alors qu'une fausse sous-marine produira un creux (figure 10).

La réalisation de la bathymétrie des océans c'est-à-dire la cartographie du relief du plancher océanique est donc possible grâce à cette technique. Elle a permis de mettre récemment en évidence des structures géologiques jusque là inconnues. Les

liens forts entre forme de la Terre et altimétrie sont détaillés par exemple dans :

http://earth.esa.int/workshops/venice06/participants/1322/paper_1322_mcadoo.pdf.

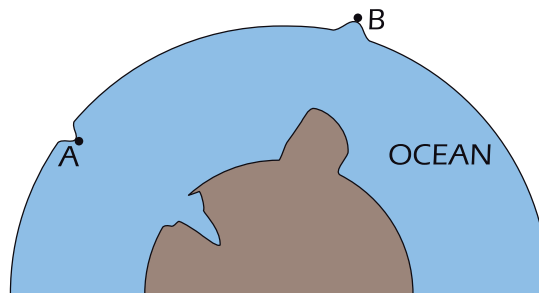


Fig.10. La forme de la surface océanique dépend de la répartition des masses dans la Terre. Les points A et B sont sur la même équipotentielle de pesanteur et sont donc à la même altitude.

Mais les océans sont soumis aux marées, aux courants, aux forçages atmosphériques et les données altimétriques ne collent pas exactement avec le géoïde. La différence entre la surface moyenne des océans déduites de l'altimétrie avec le géoïde tel que déterminé avec une remarquable précision par la mission GOCE, donne ce que les océanographes appellent la « topographie dynamique moyenne » de océans. Cette information est nécessaire au calcul des courants de surface et des modèles de prévision océaniques qui sont essentiels à l'étude des évolutions climatiques.

Niveau de la mer et déformation terrestre

De la même façon qu'à marée basse la croûte terrestre se soulève (voir paragraphe « Marées océaniques et terrestres »), la disparition de l'épaisse couche de glace qui couvrait les hautes latitudes de l'hémisphère nord (il y a 10 000 ans) a provoqué une déformation de la Terre. Au Canada, en Sibérie ou en Europe du nord par exemple ce « rebond postglaciaire » tel que le nomme les géodésiens se fait aujourd'hui encore ressentir avec une vitesse verticale de déformation qui peut atteindre 1 cm/an.

Ce signal est précisément observé à l'aide de récepteurs GPS et revêt un caractère majeur pour l'étude du niveau des océans. En effet, nous disposons de données de marégraphes – cet instrument qui mesure le niveau de la mer – sur la plupart des côtes du monde et ce parfois depuis plus d'un siècle comme à Marseille par exemple. Mais cet instrument fixé au sol ne mesure en réalité que le mouvement relatif entre l'océan et la croûte terrestre. Impossible alors de savoir si c'est l'océan qui monte ou la Terre qui s'enfonce ?

La figure 11 compare pour différentes stations d'Europe du Nord et d'Amérique du Nord (des zones subissant un rebond postglaciaire important) les séries marégraphiques brutes à celles corrigées du déplacement vertical observé par GPS. Dans le deuxième cas les résultats sont cohérents et peuvent contribuer à l'étude du changement climatique.

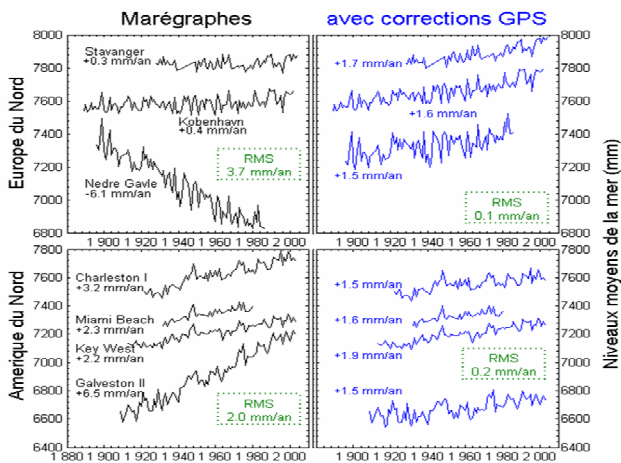


Fig.11. Enregistrements marégraphiques de 7 stations sur près d'un siècle. À gauche les séries brutes, à droite les séries corrigées du rebond postglaciaire, mesurées aujourd'hui par GPS. Cette déformation de la Terre doit être prise en compte pour interpréter correctement les données des marégraphes. Source G. Woppelmann
Liens. <http://liens.univ-larochelle.fr/Woppelmann-Guy>.

La forme des planètes et de la Lune

La géodésie ne se limite pas à l'étude de la Terre et toutes les questions soulevées dans cet article peuvent être transposées aux autres planètes. Ainsi, bon nombre de missions interplanétaires ayant pour objectif la cartographie du champ de gravité de planètes telluriques ou de leurs lunes ont été lancées depuis 1960.

Une meilleure connaissance des variations de l'aplatissement de Mars par exemple permettrait de trancher sur la nature – solide ou liquide – de son noyau. Récemment la mission de la NASA GRAIL a permis un bond en avant dans notre connaissance de notre Lune et mettant en évidence par exemple des concentrations de masses insoupçonnées comme le montre la figure 12.

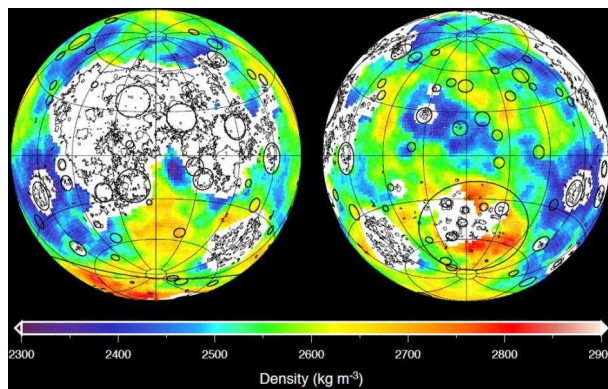


Fig.12. Anomalies de densité de la Lune cartographiées par la mission GRAIL de la NASA.
Source : <http://grail.nasa.gov>

Conclusion

La mesure de la forme de la Terre est un besoin fondamental et qui reste d'actualité. La recherche en géodésie spatiale dans son effort de description du système Terre avec une précision toujours plus grande permet aussi de mieux le comprendre. Si la géodésie fournit des conventions et des références internationales elle contribue aussi à d'autres disciplines avec un rôle sociétal de plus en plus important : mesurer le niveau des océans, observer et quantifier la distribution des masses d'eau (« l'or bleu » de demain), contraindre les modèles tectoniques pour comprendre les processus et peut être un jour les prévenir.

Mais notre Terre est un système complexe et en perpétuelle évolution. Et si en connaître la forme n'est qu'un des aspects du problème il n'en reste pas moins essentiel.

Références

- [1] Jean-Jacques Levallois, 1988. MESURER LA TERRE. 300 ans de géodésie française, De la toise du Châtelet au satellite. Ed. Ponts et Chaussées, ISBN 2-85978-114-5
- [2] Anny Cazenave & Kurt Fiegl, 1994. Formes et mouvements de la terre- Satellites et géodésie. Ed. Belin. ISBN-10: 2701117135.