

# Surcharges océaniques dans les signaux GPS : la quête de l'extrêmement petit

Christine HEIMLICH - Frédéric MASSON - Jean-Paul BOY

Les masses d'eau déplacées par les marées océaniques sont à l'origine d'une déformation périodique de la croûte terrestre qui se propage par flexure à l'intérieur du continent, c'est l'effet de surcharge océanique. Ces déplacements sont d'ordre centimétrique et affectent principalement la composante verticale mais également, dans une moindre mesure, les composantes horizontales. Les développements récents du réseau de stations GNSS permanentes français (RGP) et du réseau européen (EUREF) permettent d'avoir une bonne couverture de la France et de l'Europe, ce qui fait du GNSS un bon outil pour cartographier les déplacements en 3D de surcharge océanique. Cet article présente l'estimation du déplacement lié à la surcharge océanique sur 75 stations GNSS de l'Europe de l'Ouest avec plus de 2 ans de données (de janvier 2009 à janvier 2011).

## MOTS-CLÉS

GNSS, surcharge océanique, séries temporelles, EUREF

pour toute étude fine de positionnement, de déformation ou pour les autres applications du GNSS (*Global Navigation Satellite System*) comme par exemple la météorologie. Une mauvaise correction de la surcharge océanique induit des biais dans l'analyse des séries temporelles (Yuan et al., 2009). Cette déformation est habituellement corrigée dans les traitements géodésiques à partir de modèles. Mais ces modèles sont-ils assez précis ?

Plusieurs outils permettent de mettre en évidence l'effet de la surcharge océanique tels la gravimétrie, le GNSS, l'inclinométrie, la télémétrie. Les premières études GPS ont porté sur le déplacement vertical lié à la surcharge (Baker et al., 1995 ; Khan and Tscherning, 2001) puis sur l'ensemble des trois composantes (voir par exemple Vey et al., 2002, Llubes et al., 2008, Vergnole et al., 2008). La comparaison des mesures GPS aux mesures gravimétriques et aux mesures marégraphiques (F. Dusquennois, 25<sup>e</sup> assemblée générale de l'EGS) et/ou aux différents

L'attraction gravitationnelle couplée à la rotation de la Terre déforme la Terre au cours du temps de manière directe (les marées terrestres et océaniques) et indirecte par réponse à la variation de pression sur la croûte (les surcharges). Si les marées terrestres sont bien connues car elles ont une structure simple (Melchior, 1998) il n'en va pas de même pour les déformations terrestres causées par les marées océaniques appelées effets de

surcharge océanique (voir la partie sur la surcharge océanique).

Sur le continent, l'amplitude verticale totale de la surcharge est d'ordre centimétrique (figure 1). Elle est maximale près des côtes (de l'ordre de 7 centimètres à Brest) et s'atténue avec l'éloignement par rapport aux côtes. Elle est de l'ordre de 1 centimètre à Strasbourg, à 1000 km de Brest. La correction de l'effet de surcharge océanique est donc à prendre en compte

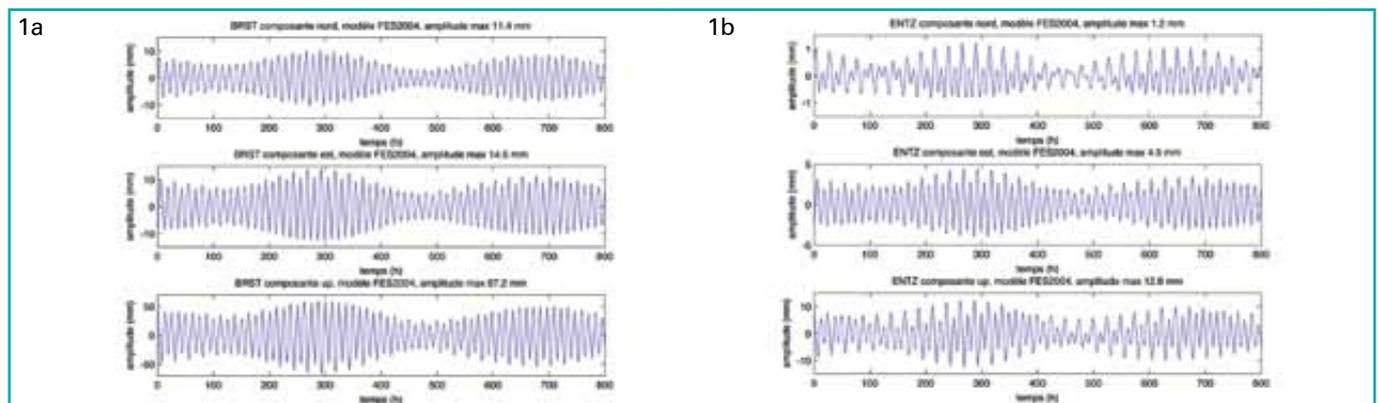


Figure 1. Séries temporelles du déplacement synthétique (en millimètre) lié à la surcharge océanique à Brest (station BRST, figure 1a) et à Entzheim (station ENTZ, figure 1b) selon le modèle de marée FES2004 sur une durée de 800 heures. Le modèle tient compte des 11 ondes de marées principales. Haut, composante horizontale nord ; milieu, composante horizontale est ; bas, composante verticale. L'amplitude du déplacement est maximale sur la composante verticale (67 mm à BRST, 13 mm à ENTZ). Elles sont de 11 mm et 15 mm à BRST, 1 mm et 4 mm à ENTZ sur les composantes horizontales nord et est.

modèles de surcharge a permis de démontrer la validité de la méthode GPS pour l'estimation de la surcharge océanique.

L'intérêt de ce nouveau travail réside dans le fait que les réseaux de stations GNSS permanentes se sont beaucoup étendus ces dernières années. Le réseau français RGP (Réseau GNSS Permanent, <http://rgp.ign.fr>) et le réseau européen EUREF (<http://www.epncb.oma.be>) offrent une bonne couverture spatiale des mesures GNSS. De plus, les dernières avancées technologiques permettent actuellement de traiter un nombre important de données. La densité du réseau ainsi que la possibilité de traiter un grand nombre de stations permettent de réduire le *ratio* signal sur bruit et donc d'intégrer dans l'étude des stations situées loin des côtes où l'amplitude de la surcharge océanique est faible ainsi que d'analyser des ondes de faible amplitude. Cette étude porte sur les mesures de 89 stations (*figure 2*). La zone d'étude couvre l'ensemble de la France et s'étend le long des côtes avoisinantes. Les intérêts de cette zone d'étude sont 1) le fait qu'elle contient une des plus grandes amplitudes de marée du monde (baie du Mont Saint-Michel), 2) l'aspect déchiqueté de la côte française pour laquelle la résolution des modèles risque d'être insuffisante, 3) la présence de point amphidromiques où le signal de marée est complexe en amplitude et en phase (*figure 2*). Les points amphidromiques sont les points où pour une composante de marée donnée, se rejoignent les lignes cotidales (lignes d'égale phase). L'amplitude de marée est nulle en ces points et augmente avec la distance par rapport à ce point.

## La surcharge océanique

### ■ Les ondes de marées

Les marées sont engendrées par l'attraction différentielle entre un point quelconque de la Terre et le centre de la Terre. Elles sont principalement dues à l'attraction gravitationnelle de la Lune et du Soleil et à la rotation de la Terre. Laplace (1749-1827) est le premier à avoir exprimé mathématiquement la marée par la sommation de différentes

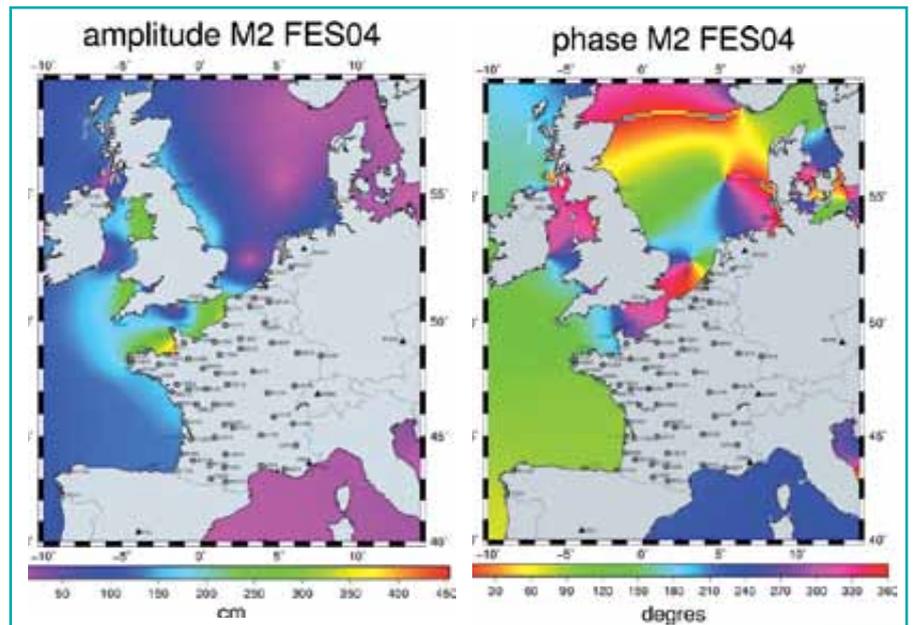


Figure 2. Onde de marée océanique M2 d'après le modèle FES2004 (Lyard, Lefevre, Letellier & Francis, 2006). Gauche, amplitude (cm) ; droite, phase (degrés). Disque gris, stations d'observations ; triangle noir, stations de référence (6 sur 14).

ondes périodiques. Ces ondes varient suivant l'astre et sa périodicité relative par rapport à la Terre. La périodicité est fonction de la distance à l'astre, de sa vitesse angulaire relative, de sa déclinaison et de la variation temporelle de ces paramètres. Les ondes de marée sont désignées par une codification en lettre et index établie par George Howard Darwin en 1883. Les lettres font référence à l'origine de l'onde par exemple, S désigne l'onde solaire (*Sun*), M l'onde lunaire (*Moon*), K la composante luni-solaire (période sidérale, 23h56). L'index désigne la périodicité, il est représenté soit par un chiffre (1 pour les ondes diurnes, 2 pour les ondes semi-diurnes, etc.), soit par une lettre dans le cas des ondes longues périodes (exemple : Mm, pour l'onde lunaire elliptique). L'onde semi-diurne principale lunaire est ainsi appelée M2. Actuellement, 12 935 ondes ont été répertoriées en prenant en compte des planètes éloignées dont la contribution est infime (catalogue HW95, Hartmann & Wenzel, 1995).

### ■ La réponse océanique au potentiel de marée

La réponse des océans au potentiel de marée est fortement dynamique et la dynamique augmente quand la période diminue. C'est pourquoi Newton ne pouvait déterminer l'amplitude réelle de

la marée à partir de la théorie statique. Une illustration est l'existence de points amphidromiques dont l'amplitude de marée est nulle alors que le forçage ne l'est pas (*figure 2*). De plus, il existe des composantes non harmoniques des marées qui résultent d'interactions non linéaires de composantes entre elles. Cela se produit sur les plateaux continentaux où l'amplitude de marée est amplifiée, tel par exemple dans la Manche et en Mer du Nord. L'onde M4 en est un exemple, elle résulte de l'interaction de M2 avec elle-même.

Nous disposons actuellement de différents types de modèles de marée qui comprennent les modèles empiriques et des modèles hydrodynamiques. Les modèles empiriques sont déduits des seules observations altimétriques. Les modèles hydrodynamiques associent les équations de Laplace et des données empiriques altimétriques et éventuellement marégraphiques. C'est le cas du modèle FES2004 ("Finite Element Solution", Lyard *et al.*, 2006). Les modèles sont distribués sous forme de grille avec une valeur d'amplitude et de phase en chaque point de la grille pour les ondes principales. Le modèle FES2004 contient les variations des 11 ondes principales de marées. La résolution de la grille du modèle FES2004 est de  $0,125^\circ \times 0,125^\circ$ .

Les principales ondes océaniques de notre zone d'étude sont les ondes linéaires semi-diurnes M2, S2, N2 et K2 et les ondes linéaires diurnes K1, O1 et P1. L'amplitude de l'onde M2 est maximale dans la baie du Mont Saint-Michel où elle est d'ordre métrique avec plus de 450 cm. L'onde non linéaire quart-diurne M4, qui est liée à M2, est également visible sur le plateau continental. Seul le modèle FES2004 est présenté ici car il dispose de la grille la mieux résolue et sa pertinence a été démontrée (Melachroinos *et al.*, 2008).

### ■ La réponse de la Terre solide à la marée océanique

La marée est à l'origine de déplacements de masses d'eau sur une période minimale de quelques heures. Cela induit des variations de pression de type hydrostatique, c'est-à-dire que la pression en tout point de l'océan correspond au poids par unité de surface de la colonne d'eau au-dessus de ce point, *a fortiori* au fond des océans, au niveau de la croûte.

La déformation causée par la surcharge océanique correspond ainsi à la réponse de la croûte à cette variation de pression sur la croûte. Elle se traduit par une flexure de la croûte et donc à un déplacement principalement vertical de la croûte. De par sa rhéologie la déformation de la croûte se propage à l'intérieur du continent. Ainsi, l'amplitude de la déformation est fonction de la distance aux points de charge, elle est maximale près des côtes et diminue avec l'éloignement par rapport aux côtes. Le déplacement est maximal sur la composante verticale et possède une composante horizontale orientée en direction de la charge principale.

La réponse de la croûte aux fréquences considérées est de type élastique, les déplacements continentaux liés à la surcharge océanique ont donc le même contenu fréquentiel que la marée océanique.

La *figure 1* représente les effets de surcharge obtenus à partir du modèle de marée océanique FES2004 sur une durée de 800 heures pour Brest (station BRST, *figure 1a*) et Entzheim (station ENTZ proche de Strasbourg, *figure 1b*). Les trois composantes (Nord, Est,

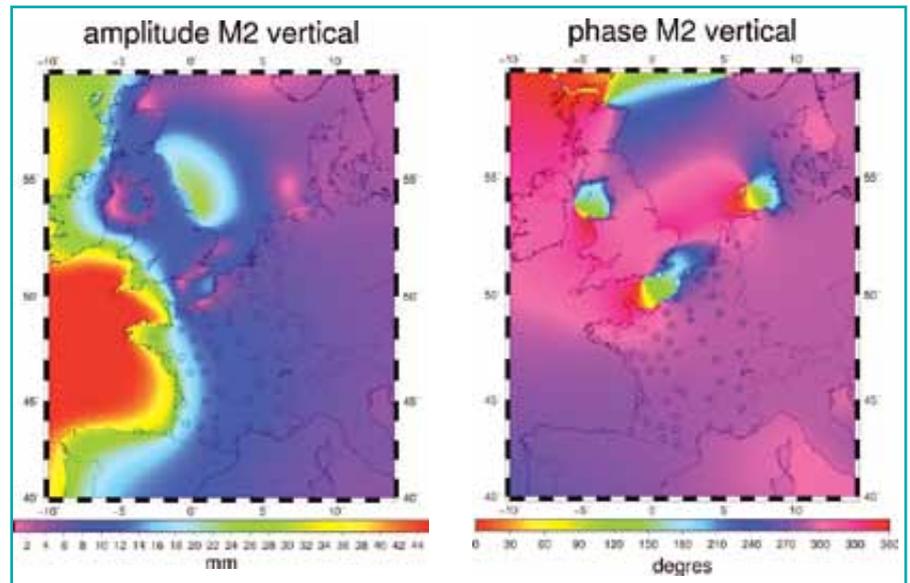


Figure 3. Amplitude (gauche, millimètre) et phase (droite, degrés) pour le déplacement vertical lié à la surcharge de l'onde M2. Fond de carte, modèle d'après FES2004 ; cercles, résultats des observations GPS.

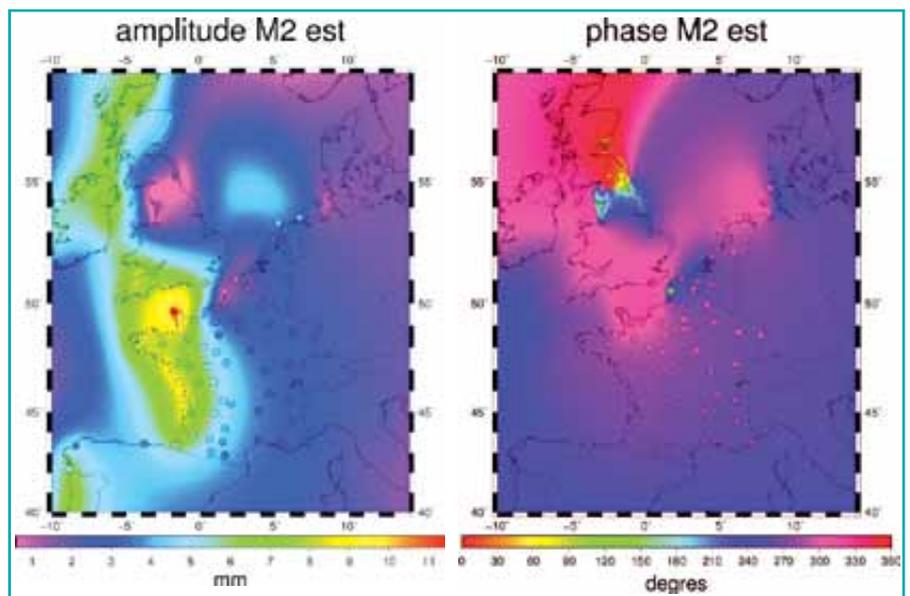


Figure 4. Amplitude (gauche, millimètre) et phase (droite, degrés) pour le déplacement horizontal est lié à la surcharge de l'onde M2. Fond de carte, modèle d'après FES2004 ; cercles, résultats des observations GPS.

verticale) sont représentées de haut en bas, l'amplitude est en millimètres. L'amplitude de l'effet de surcharge est supérieure pour la composante est que pour la composante nord à ENTZ. Ceci illustre l'origine de la surcharge. Les déplacements de masse d'eau sont maximaux au niveau de la Manche et de l'océan Atlantique pour les ondes semi-diurnes (ex. M2, *figure 1*), donc à l'est de ENTZ et très faibles au nord de la station. De plus, le ratio des amplitudes

ondes semi-diurnes sur ondes diurnes est plus faible en Mer du Nord, ce qui explique que la composante diurne se distingue mieux de la semi-diurne sur la série temporelle nord de ENTZ.

### ■ Modèles

Les modèles des effets de surcharges océaniques sont calculés par l'intégrale de convolution entre une fonction de Green, qui traduit la réponse impulsionnelle de la terre solide à une charge



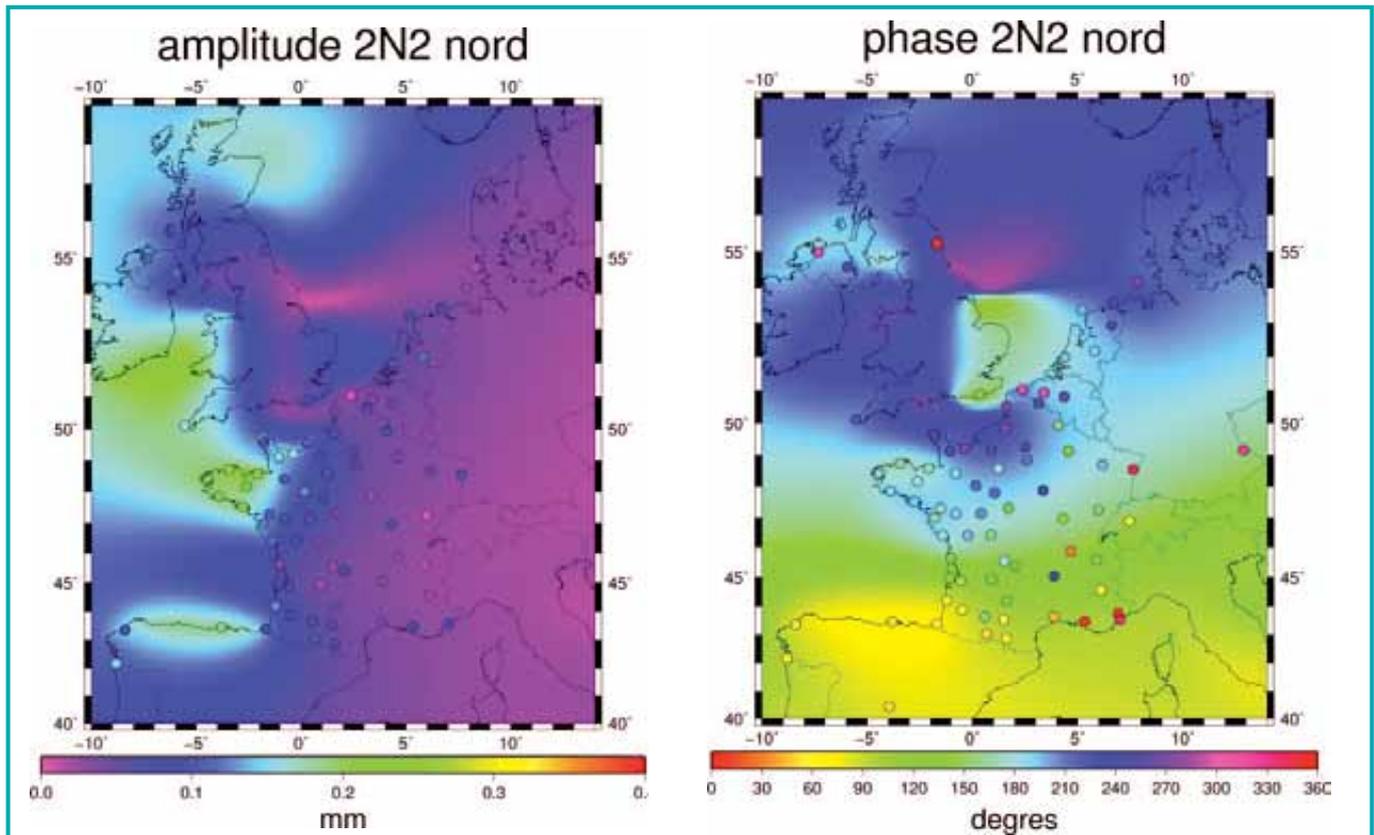


Figure 5. Amplitude (gauche, millimètre) et phase (droite, degrés) pour le déplacement nord lié à la surcharge de l'onde 2N2. Fond de carte, modèle d'après FES2004 ; cercles, résultats des observations GPS.

selon le paramètre considéré (déplacement radial, horizontal, effet sur la gravité terrestre), et un modèle de marée qui définit la charge à prendre en compte, selon l'approche introduite par Farrell (1972).

L'équation de la surcharge océanique est :

$$a(r) = \int_A \rho Z(r') G |r - r'| dA$$

avec  $a$ , le déplacement au point  $r$   
 $Z$  est un nombre complexe qui correspond à la marée au point  $r'$   
 $\rho$  est la densité moyenne de l'eau  
 $G$  est la fonction de Green, elle détermine la déformation de la Terre selon l'effet considéré (dans notre cas, les déplacements horizontaux et radial) à la distance  $|r-r'|$  pour 1 kg d'eau.  
 $A$  est la surface des océans.

Il est possible d'élaborer différents types de modèles des effets de surcharge océanique selon le modèle de marée océanique, le code de convolution, le modèle de Terre et la densité de l'eau. Les plus grandes différences entre les modèles sont dues au type de

modèle de marée océanique utilisé et à l'interpolation de la grille du modèle pour s'ajuster par rapport à la côte. Les écarts entre les modèles atteignent 20% suivant le modèle de marée utilisé et 2 à 5 % suivant le code de calcul choisi (Penna *et al.*, 2008). L'effet de ce dernier est maximal à la proximité de la côte puis s'amenuise avec la distance par rapport à la côte sans qu'il soit possible de donner une distance limite d'influence (Khan and Scherneck, 2003). Les côtes de Bretagne sont de ce fait un lieu d'étude particulièrement intéressant pour le calcul de la surcharge du fait de l'irrégularité de la ligne de côte.

Ce travail utilise le code OLF/OLMPP développé par Scherneck et Bos (<http://holt.oso.chalmers.se/loading/>) pour le calcul du modèle de surcharge océanique. Ce code utilise le modèle de Terre Gutenberg-Bulen (Farrell, 1972).

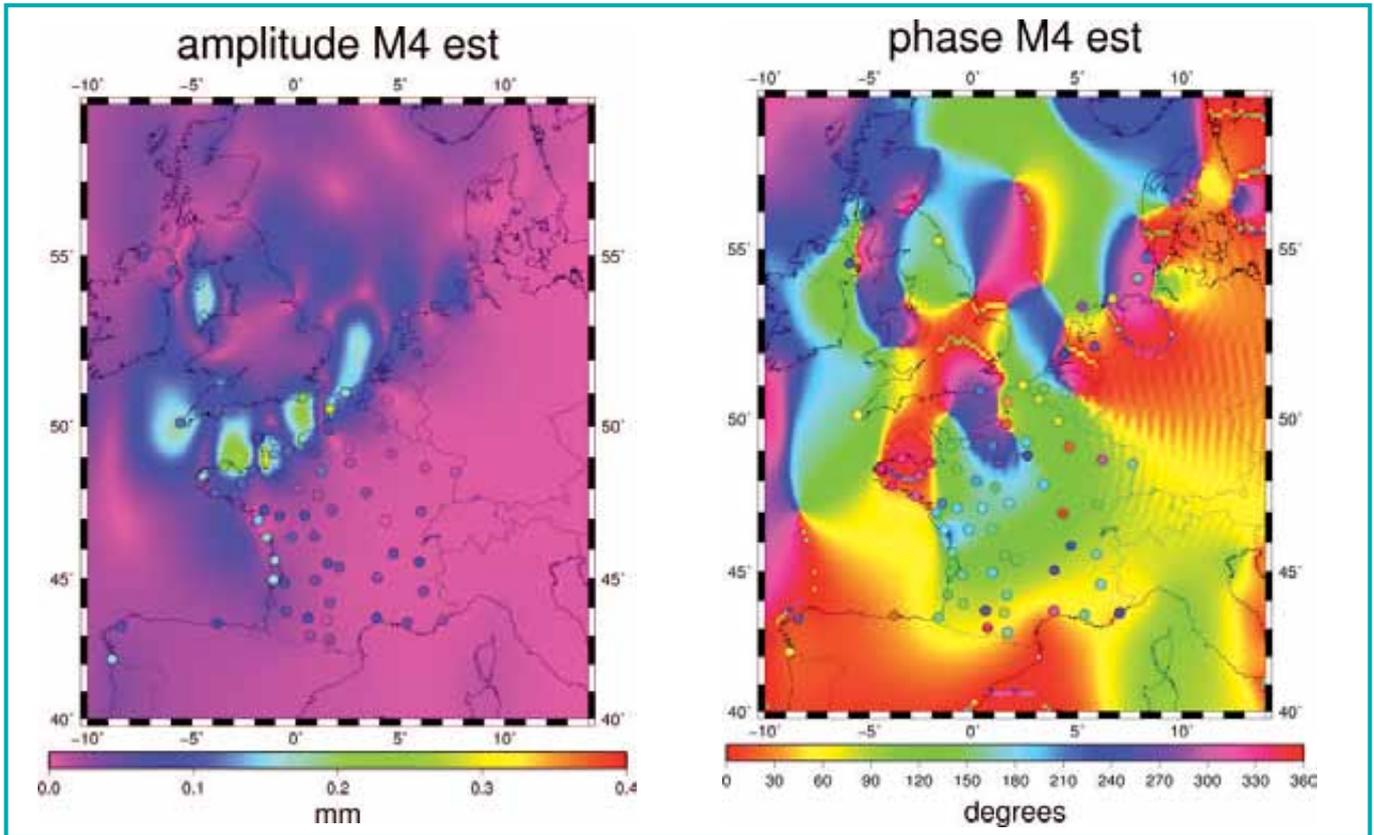
### La stratégie de traitement

Le traitement consiste à obtenir des séries temporelles avec le signal du déplacement lié à la surcharge des

marées puis à analyser ces séries temporelles pour en extraire l'amplitude et la phase des principales composantes de marée.

Les séries temporelles sont calculées avec la suite GAMIT/GLOBK (Herring, King & McClusky, 2010). Seul le signal GPS peut être traité par GAMIT. Ce programme estime la position des stations par double différence. Dans cette étude, nous utilisons un réseau régional de référence avec 14 stations issues de l'ITRF2005 (Altamimi *et al.*, 2007). La durée des sessions de calcul est de 2 heures avec une fenêtre glissante de 1 heure. La correction du déplacement lié à la surcharge océanique est appliquée pendant le traitement de chaque session aux seules stations de référence. La correction appliquée est celle obtenue avec le code OLF/OLMPP. Ainsi les estimations de position des stations d'observation sont calculées sans correction de surcharge.

Pour éviter que les délais troposphériques ne se retrouvent dans le signal lié à la surcharge océanique (cf. Khan



**Figure 6.** Amplitude (gauche, millimètre) et phase (droite, degrés) pour le déplacement est lié à la surcharge de l'onde M4. Fond de carte, modèle d'après FES2004 ; cercles, résultats des observations GPS.

and Scherneck, 2003), nous appliquons la correction du délai troposphérique, les délais sont estimés en même temps que les positions.

Les séries temporelles sont ensuite analysées à partir d'un logiciel d'analyse de marées océaniques habituellement appliqué à l'analyse du signal des marégraphes.

### Les résultats et discussion

Les résultats sont présentés ici sous forme de carte (figures doubles de 3 à 6). Le fond correspond au modèle de surcharge océanique calculé à partir du modèle de marée FES2004, les résultats de l'analyse des 75 stations GPS sont représentés dans les cercles à l'emplacement des stations avec le même code couleur que le fond de carte (voir la *figure 2* pour le nom des stations). Pour chaque onde sont présentées deux cartes, la première pour l'amplitude du signal (en millimètres), la deuxième pour la phase (en degrés). Nous présentons ici les résultats pour les ondes semi-diurnes M2 en

composante verticale et horizontale est, l'onde 2N2 en composante horizontale nord et le déplacement horizontal est lié à l'onde M4. L'onde M2 est l'onde de marée de plus grande amplitude et par contraste l'onde 2N2 et l'onde M4 induisent un déplacement d'amplitude sub-millimétrique.

Sur la carte d'amplitude du déplacement vertical lié à la surcharge océanique de M2, le maximum d'amplitude observé est à la station NEWL (pointe ouest de la Grande-Bretagne) où l'amplitude atteint 45 mm. L'ensemble de la France est affecté par ce déplacement, les valeurs moyennes les plus basses sont autour de 6 millimètres. Le gradient est-ouest est bien visible, il montre la prédominance de l'origine Atlantique du déplacement lié à la surcharge océanique. Et on retrouve bien la complexité du signal en amplitude et en phase aux alentours des points amphidromiques le long de la côte nord française, en Mer du Nord et en Mer d'Irlande. L'amplitude y est minimale à proximité de ces points et la phase évolue sur l'ensemble des 360° autour du point amphidromique.

Les déplacements horizontaux liés à l'onde M2 sont de plus faible amplitude que les déplacements verticaux. Les valeurs maximales d'amplitude sont localisées sur les côtes avec une large ouverture occidentale sur l'océan atlantique (le Cotentin et de la Vendée à la Gironde). Le maximum est à HEAU situé à l'extrémité ouest de la péninsule du Cotentin, l'amplitude obtenue est de 11,3 mm pour la composante est de M2. HEAU est la station située sur une façade ouest la plus proche de la Baie du Mont Saint-Michel où le déplacement de masse d'eau est maximal (l'amplitude de la marée océanique est de 4,53 mètres d'après le modèle FES2004).

Nous obtenons également de bons résultats pour des ondes où l'amplitude est submillimétrique telle que l'onde 2N2 et l'onde non linéaire M4. La *figure 5* montre les résultats pour la composante nord de l'onde 2N2. Les valeurs d'amplitude sont cohérentes spatialement et sont proches du modèle  $\pm 0.1$  mm. La phase est cohérente spatialement dans les zones où l'amplitude est définie ( $> 0.1$  mm), elle est incohé-



rente sur la partie est de la France où l'amplitude est nulle. Ces remarques sont également valables pour l'onde M4 (figure 6), les résultats en phase et amplitude sont cohérents et proches du modèle pour les sites où l'amplitude n'est pas nulle. Pour la composante est par exemple, on observe quelques sites avec une exposition ouest à l'océan où les résultats sont supérieurs au modèle.

Pour les ondes diurnes, les résultats sont cohérents pour les ondes diurnes lunaires O1 et Q1, c'est-à-dire que l'on observe bien la décroissance du signal avec l'éloignement par rapport à la côte et une phase cohérente mais il y a un écart en amplitude entre le modèle et les résultats. Les résultats pour l'onde solaire diurne P1 ont moins de cohérence spatiale de même pour l'onde luni-solaire K1.

Selon Melachroinos et al., (2008) et Thomas et al. (2006), les problèmes persistants sur les ondes diurnes peuvent être expliqués par des biais dans les fréquences solaires. Les variations de température et les changements atmosphériques causent des perturbations de périodicité diurne. De plus, la période de révolution du satellite GPS est de 11h58 et la géométrie de la constellation se répète à l'identique toutes les 23h56. Les résultats pour les ondes K2 (de période 11h58) et K1 (de période sidérale, 23h56) sont donc biaisés par l'acquisition.

Les écarts entre les résultats et le modèle pour les ondes diurnes peuvent aussi être causés par la mise en référencement du réseau ou par un effet de translation. Les questions relatives aux ondes diurnes sont donc encore à approfondir pour affiner la méthode utilisée ici et permettre de l'étendre aux estimations des ondes diurnes.

## Conclusion et perspectives

Les résultats sont cohérents pour l'ensemble des ondes semi-diurnes (sauf K2), pour M4 et pour les ondes lunaires diurnes. Les résultats obtenus pour les ondes M2, N2, 2N2, M4 sont en bonne adéquation avec le modèle calculé à partir de FES2004. Les écarts obtenus pour les ondes diurnes lunaires peuvent être dus à un biais dans la mise

en réseau. La méthode de traitement est donc encore à améliorer. D'autres problèmes semblent inhérents au traitement GPS, l'analyse de K1 pourrait être améliorée avec le traitement des données GLONASS par exemple, ces satellites n'ont pas la même période de révolution que les satellites GPS.

Cependant, la précision des résultats obtenus pour les ondes d'amplitude submillimétrique (ex. 2N2, M4) démontre la finesse des mesures GPS et l'adéquation globale du modèle FES2004. Il est à remarquer que sur certains sites, bien que l'amplitude soit supérieure au modèle les résultats sont cohérents. Les résultats pour M4 pourraient ainsi montrer un effet local non modélisé. ●

## Contact

**Christine HEIMLICH**

Christine.heimlich@unistra.fr

**Frédéric MASSON, Jean-Paul BOY**

IPGS-EOST, Université de Strasbourg

## Bibliographie

**Altamimi et al. (2007).** *ITRF 2005 a new release of International Terrestrial Reference Frame based on time series of station positions and Earth Orientation Parameters.* Journal of Geophysical research, 112.

**Baker, T., Curtis, D. & Dodson, A. (1995).** *Ocean tide loading and GPS.* GPS World.

Farrell WE (1972) *déformation of the earth by surface loads.* Rev Geophys Sp Phys 10(3) :761-797

**Hartmann, T., & Wenzel, H.-G. (1995).** *Catalogue HW95 of the Tide Generating Potential (Vol. 123).* Bull. d'Inf. Marées Terr.

**Herring, T., King, R., McClusky, S. (2010).** *GAMIT Reference Manual, Release 10.4.* Massachusetts Institute of Technology: Department of Earth, Atmospheric, and Planetary Sciences.

**Khan, S. A., Scherneck, H.-G. (2003).** *The M2 ocean tide loading wave in Alaska: vertical and horizontal displacements, modelled and observed.* Journal of Geodesy, 77, 117-127.

**Llubes, M., Florsch, N., Boy, J.-P., Amalvict, M., Bonnefond, P., Bouin, M.-N., et al. (2008).** *Multi-technique monitoring of ocean tide loading in northern France.* 340, pp. 379-389.

**Lyard F, Lefevre F, Letellier T, Francis O (2006)** *Modelling the global ocean tides: modern insights from FES2004.* Ocean Dyn, 56:394-415. doi:10.1007/s10236-006-0086-x

**Melachroinos et al. (2008).** *Ocean tide loading (OTL) displacements from global and local grids: comparisons to GPS estimates over the shelf of Brittany, France.* J Geod, 82, pp. 357-371.

**Melchior, P. (1978).** *The tides of the planet Earth.* London: Pergamon Press.

**Penna, N. T., Bos, M. S., Baker, T. F., & Scherneck, H.-G. (2008).** *Assessing the accuracy of predicted ocean tide loading displacement values.* J. Geod. doi : 10.1007/s00190-008-0220-2

**Thomas ID, King MA, Clarke PJ (2006).** *A comparison of GPS, VLBI and model estimates of ocean tide loading displacements.* Journal of Geodesy.

**Vergnolle, M., Bouin, M., Morel, L., Masson, F., Durand, S., Nicolas, J., et al. (2008).** *GPS estimates of ocean tide loading in NW-France: determination of ocean tide loading constituents and comparison with a recent ocean tide model.* Geophys. J. Int., 173, pp. 444-458.

**Vey S, Calais E, Llubes M, Florsch N, Woppelmann G, Hinderer J, Amalvict M, Lalancette MF, Simon B, Duquenne F, Haase JS (2002)** *GPS measurements of ocean loading and its impact on zenith tropospheric delay estimates: a case study in Brittany, France.* J Geod 76:419-427. doi:10.1007/s00190-002-0272-7

**Yuan, L., Ding, X., Zhong, P., Chen, W. & Huang, D. (2009).** *Estimates of ocean tide loading displacements and its impact on position time series in Hong Kong using a dense continuous GPS network.* J Geod, 83, 999-1015.

## ABSTRACT

*The displacement of the oceanic water mass due to tidal motion causes a periodic deformation of the Earth crust which propagate by flexure within the continent called ocean tidal loading (OTL). These displacements are at centimetre order and affect mainly the vertical component and at a lower level, the horizontal components. In the past few years, the French (RGP) and European (EUREF) GNSS network of continuous stations has increased. Nowadays, a sufficient number of stations covers the French territory and the Europe to draw a map of the OTL effect. This article presents the results of the OTL displacement analysis of 75 stations over two years of data (from January 2009 to January 2011).*