

# B.7 Étude de la flexion continentale sous la charge océanique à partir des données RGP

Marie-Noëlle Bouin

## Introduction

L'Ouest de la France est une région d'un intérêt particulier en ce qui concerne les marées océaniques : sur les côtes bretonnes, à Brest par exemple, l'amplitude des variations de hauteur d'eau atteint douze mètres. Par ailleurs, la présence du plateau continental tout autour de la façade atlantique, le découpage complexe des côtes et un point amphidronique pour l'onde principale de marées s'associent pour rendre le phénomène très complexe. Ainsi, les modèles globaux de marées ont, plus qu'ailleurs, des raisons de ne pas être complets et fiables.

Les variations de hauteur d'eau provoquent une déformation élastique de la lithosphère, avec des périodes correspondant aux périodes propres de la marée océanique, soit proches de 12 heures ou de 24 heures pour les termes principaux. Cette déformation affecte les composantes horizontales et verticales, avec un rapport d'amplitude de un à trois. Sur la Bretagne, les mouvements verticaux atteignent cinq à dix centimètres, soit nettement plus que la précision des mesures GPS.

L'étude qui a été effectuée avait pour but de répondre à plusieurs questions :

- peut-on utiliser l'outil GPS pour mesurer la surcharge océanique de manière absolue, et sur les trois composantes ? Quelle est la précision obtenue ?
- les mesures de surcharge sont-elles en accord avec les modèles, en particulier sur la pointe de la Bretagne et dans la Manche, où les modèles sont réputés incomplets et perfectibles ?
- du point de vue de l'utilisateur, l'effet de surcharge non modélisé peut-il être ressenti comme une perturbation, compte tenu des besoins typiques de précision des géomètres experts ?
- quelles sont les interactions entre ce type de mouvement vertical, de grande amplitude et fréquence sub-diurnale, et la troposphère telle qu'elle est perçue par les signaux GPS ? En particulier, a-t-on raison d'évaluer des paramètres de retards troposphériques sur des sessions de quelques heures ?

Sont concernés aussi bien les communautés scientifiques que les utilisateurs civils. Nous avons profité de l'opportunité fournie par le Réseau GPS Permanent français (RGP), qui comprend plusieurs stations enregistrant de manière continue depuis deux à trois ans, situées sur des endroits particulièrement intéressants pour la surcharge océanique : Brest (BRST), Le Mans (MANS) mais aussi Chizé (CHIZ) et Biarritz (BRTZ).

Une étude a déjà été menée avec des objectifs communs [VEY et al 02], à partir de données GPS de campagnes. L'intérêt des données continues, pour ce genre de travail, est multiple. Cela permet de ne pas être dépendant d'incidents ponctuels, qu'il s'agisse d'une défaillance du récepteur ou d'une perturbation météo particulièrement violente. Cela autorise surtout l'emploi d'outils de traitement du signal qui ne s'appliquent qu'à des séries temporelles suffisamment longues par rapport à la période du phénomène que l'on étudie.

## Surcharge océanique

Les marées océaniques résultent de la superposition d'un ensemble d'ondes répertoriées en fonction de leur période approximative et de leur origine physique. Les composants principaux ont des périodes propres proches de 12 heures (dits semi-diurnes) ou de 24 heures (diurnes). On distingue alors les harmoniques principales M2, S2, N2, K2, puis O1, K1, P1 et Q1 par ordre d'amplitude décroissante. Le tableau B.7.1 (page suivante) résume ces principales ondes de marées.

En un point donné de la surface des océans, l'amplitude des variations de hauteur d'eau dépendra de plusieurs facteurs : la position relative de ce point par rapport aux ondes de marées dans l'absolu, mais aussi la bathymétrie et la proximité et le découpage de côtes. La présence d'un plateau continental, passage abrupt de fonds océaniques profonds à une bathymétrie plus réduite, comme c'est le cas sur la façade atlantique, va renforcer l'amplitude de marée. Une topographie côtière concave, avec détroits et golfes, induira des effets de repliements et de résonance renforçant l'effet de marée.

Les zones où l'amplitude maximale des marées est la plus forte (dépassant quelques mètres) se répartissent donc près des côtes découpées formant des baies presque fermées : golfe du Maine, sud-ouest de l'Alaska, façade Atlantique française, Manche, canal du Mozambique. À Brest, l'amplitude de marée est exceptionnellement forte puisqu'elle dépasse les douze mètres.

**tableau B.7.1 : harmoniques principales du signal de marée océanique**

Nom	Origine	Période	Amplitude
Semi-diurnes			
M2	Principale lunaire	12 h 25	100%
S2	Principale solaire	12 h 00	46,5%
N2	Majeure lunaire elliptique	12 h 40	19,1%
K2	Déclinaison luni-solaire	12 h 58	12,6%
Diurnes			
O1	Principale lunaire	12 h 49	41,5%
K1	Déclinaison luni-solaire	12 h 56	58,4%
P1	Principale solaire	12 h 04	19,3%
Q1	Majeure lunaire elliptique	12 h 52	7,9%

Plusieurs modèles permettent de décrire ces variations de hauteur d'eau avec une bonne précision. Ils sont tous fondés (à l'exception du modèle TPX0.5, [EGBERT et al 94]), utilisant uniquement des ajustements sur les données d'altimétrie spatiale de Topex Poseidon) sur l'utilisation des équations de l'hydrodynamique. Leurs résultats sont ajustés à partir des contraintes provenant, dans un premier temps, des données de marégraphes qui présentent l'inconvénient d'être réparties de manière inégale et exclusivement en bordure des côtes.

Les premiers modèles manquaient donc de données et de précision dans les zones océaniques de l'hémisphère Sud. Depuis presque une décennie, les modèles prennent en compte les résultats de l'altimétrie satellitaire. Ils proposent donc une couverture spatiale à peu près complète (certains satellites ne couvrent pas les latitudes extrêmes) et homogène, sur des grilles de 0,5° ou de 0,25° de résolution. Les modèles les plus récents, dont nous avons utilisés les résultats, sont CSR4.0 [EANES, SCHULER 99], [FES 99] [LE PROVOST et al 98] et GOT00.2 [RAY 99].

Pour obtenir la surcharge résultant de ces variations de marées, on applique les variations de hauteur d'eau en un point, prédites par les modèles sur un modèle élastique de Terre solide. On obtient alors les coefficients correspondant aux amplitudes et phases sur les trois composantes du déplacement provoqué, et ceci pour chaque onde de marée décrite dans le tableau B.7.1. Dans cette étude, les calculs de déplacements tels que prédits par les modèles de marée déjà cités (TPX0.5, CSR4.0, FES99 et GOT00.2) ont été réalisés avec le logiciel en ligne OTLP [BOS, SCHERNECK].

On ne détaille pas les résultats de ces comparaisons de modèles ici. Sur tous les sites français pour lesquels le calcul a été effectué, aucune différence de phase n'a été observée entre les différents modèles. La différence d'amplitude entre les modèles est inférieure dans tous les cas à 15% de l'amplitude totale du déplacement prédit, et ceci quelle que soit la composante considérée.

Dans la suite, les comparaisons s'effectueront par rapport au modèle CSR4.0. Il s'agit d'un des modèles les plus complets, utilisant à la fois l'hydrodynamique, des données de marégraphes et des données d'altimétrie spatiale. Dans la mesure où les effets de marée et la surcharge qui en découle, sont extrêmement sensibles à des phénomènes locaux, la résolution des modèles de marée constitue un paramètre clef pour la fiabilité des prédictions d'effets de charge. La Bretagne et la Manche font partie des zones où ces effets locaux sont probablement encore insuffisamment pris en compte dans les modèles.

La figure B.7.1, page suivante, donne l'ordre de grandeur des déplacements maximaux sur la composante verticale pour l'onde lunaire semi-diurne M2, sur tous les sites considérés dans cette étude. Ces variations de hauteur s'accompagnent de déplacements horizontaux d'amplitude un tiers de ceux sur la verticale. Les périodes principales de ces déplacements sont voisines de 12 heures.

Les stations sur lesquelles on peut s'attendre à des effets de surcharge océanique détectables par GPS sont situées près de la façade atlantique : Brest, en premier lieu, avec 8 cm sur la verticale, de deux à trois sur l'horizontale, Chizé et Biarritz avec 2,5 à 3,5 cm sur la verticale, près d'un centimètre sur les composantes horizontales. Autour de la Méditerranée et sur les Alpes, l'amplitude de l'effet de charge sur la composante verticale dépasse à peine 1 cm et ne sera donc pas mesurable par GPS.

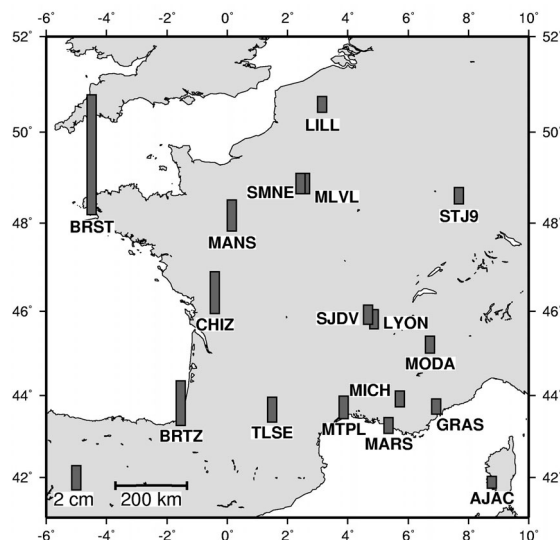


figure B.7.1 : carte des stations du RGP avec l'amplitude des variations de hauteur dues à la surcharge océanique

## L'analyse des données du RGP

La période d'étude comprend dix mois, entre janvier et octobre 2001. C'est une période suffisamment longue pour obtenir des séries temporelles que l'on peut ensuite analyser avec les outils classiques de traitement du signal. Cette période a été choisie en fonction des dates d'installation des stations (Chizé n'est opérationnelle que depuis l'automne 2000, Biarritz depuis janvier 2001), et pour bénéficier de coefficients de marée variés.

À l'inverse de plusieurs études réalisées sur des sujets semblables, l'objectif ici était de mesurer les déplacements de manière absolue sur les positions de stations et non sur les lignes de base. Pour cela, il fallait donc assurer la cohérence du système de référence d'un jour à l'autre et d'une session à l'autre. Cela a été réalisé en ajustant le niveau des contraintes sur les positions *a priori* dans l'inversion GPS aux amplitudes de déplacement prédites sur les trois composantes.

Plusieurs types de calculs GPS ont été réalisés : afin de mesurer les effets de charge, de période proche de douze heures, la durée optimale des sessions GPS est proche de trois heures. Avec des sessions plus courtes, on ne fixe qu'un faible pourcentage d'ambiguïtés entières (il s'agit de la fraction entière de longueurs d'ondes des signaux GPS, inconnu au début du calcul et qu'il faut ensuite ajuster à sa valeur entière à partir d'une valeur réelle), puisque les longueurs des lignes de base dépassent 300 km.

Avec des sessions plus longues, on se rapproche de la fréquence de Nyquist (proche de 6 heures) des ondes de marées, et l'on risque d'écrêter le signal recherché. En plus de ces sessions de trois heures, nous avons calculé les données en session de 24 heures, pour voir si ce type de calcul de routine sur les réseaux permanents suffisait à moyenniser les effets de marée. Afin de disposer d'une référence, nous avons utilisé la possibilité offerte maintenant par tous les logiciels scientifiques de calcul GPS, d'inclure une correction de surcharge océanique dans l'inversion GPS.

Le modèle de surcharge utilisé est toujours celui dérivé de CSR4.0. Au total, c'est donc quatre types d'analyses GPS qui ont été menées sur la période des dix mois :

- session de trois heures sans modèle de marée ;
- session de trois heures avec une correction de marée ;
- session de vingt-quatre heures sans correction de marée ;
- session de vingt-quatre heures avec correction de marée.

Ce dernier calcul étant destiné à servir de référence. Dans le cas des sessions de 3 heures, pour obtenir un bon échantillonnage du signal, on a calculé des sessions toutes les heures (avec donc un recouvrement de deux heures entre deux sessions successives).

Tous ces calculs ont été effectués avec le logiciel GAMIT [KING, BOCK 02] version 10.05 et des paramètres de calcul maintenant classiques en analyse GPS scientifique : les orbites IGS précises sont gardées fixes ainsi que les paramètres d'orientation de la Terre de l'IERS, Bulletin B, ce qui, avec les contraintes sur les positions *a priori* ITRF2000, suffit à définir le système de référence. L'angle de coupure en élévation des satellites est fixé à 10°, nous utilisons des modèles de marée terrestre et polaire dans le calcul.

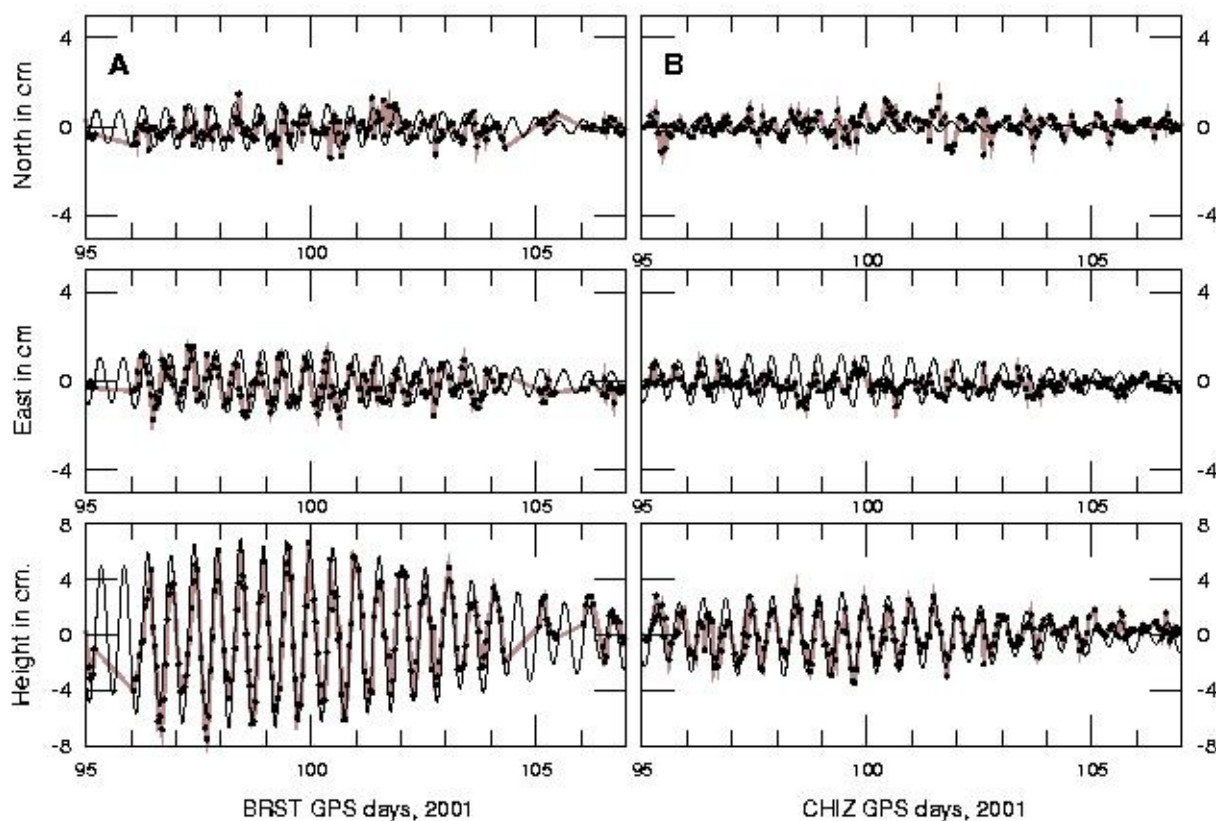
Dans la mesure où l'un des objectifs était la mise en évidence des relations entre les variations de hauteur dues aux marées et les variations de retards troposphériques, nous avons porté une attention particulière à l'évaluation de ces paramètres troposphériques. Leur valeur *a priori* provient du modèle de [SAASTAMOINEN 72] et ils sont projetés depuis leur valeur zénithale par la fonction de Niell. Dans le cas de sessions de 3 heures, on a évalué un paramètre de retard troposphérique zénithal (ZTD dans la suite) toutes les quinze minutes. Dans le cas des sessions de 24 heures, les ZTD ont été évalués toutes les trente minutes.

La précision générale obtenue avec ce type d'analyses est satisfaisante : 95% au moins des ambiguïtés entières sont résolues sur l'ensemble des lignes de bases et les répétabilités sur les positions sont dans la moyenne de ce que l'on peut attendre de ce type de calcul sur un réseau national. Elles sont comprises entre 2 et 6 mm sur les composantes horizontales, quatre et dix millimètres sur la verticale pour les sessions de 24 heures ou les sessions de 3 heures avec correction de surcharge océanique. Sur la composante verticale et les sessions de 3 heures sans correction de surcharge, elles atteignent 30 mm à Brest puisqu'elles sont influencées par les variations de hauteur jusqu'à huit centimètres.

## Déplacements de stations et effets de charge

### Sessions de 3 heures sans correction de surcharge

Nous avons obtenus des séries temporelles longues de trois cents jours que nous pouvons utiliser pour la détection des effets de surcharge océanique. Un exemple des variations de position sur les trois composantes et pendant une douzaine de jours est donné par la figure B.7.2, pour le calcul en sessions de 3 heures sans correction de marée.

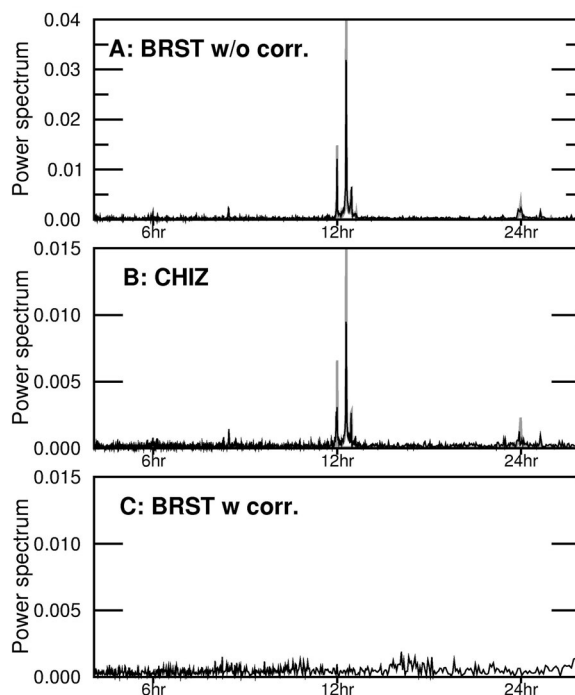


**figure B.7.2** : A : extrait de série temporelle GPS sur Brest, Nord Est hauteur,  
B : idem sur Chizé. Comparaison avec le modèle de surcharge CSR4.0

On constate une bonne corrélation entre les prédictions du modèle et les variations des positions de stations effectivement mesurées par GPS. La mesure des effets de surcharge donne de bons résultats sur les composantes verticales où l'amplitude des effets de marée est supérieure à 2 cm, et sur les composantes horizontales lorsqu'elle dépasse 1,5 cm. L'accord avec le modèle est bon en ce qui concerne l'amplitude sur les composantes verticales et horizontales, aussi bien à Brest qu'à Chizé et Biarritz.

Au Mans, où l'amplitude de surcharge est suffisante pour être détectée, du moins en théorie, la précision obtenue (répétabilité de 6 mm sur la planimétrie, plus de 10 mm sur la verticale) n'est pas assez bonne pour une mesure effective des variations liées à la marée. Il n'y a pas de décalage de phase apparent entre les variations mesurées et celle prédites, sauf sur la composante Est à Brest. Ces résultats sont confirmés par une analyse de Fourier des séries temporelles obtenues par le calcul en sessions de 3 heures, sans modèles de marée.

Le spectre en fréquence permet de retrouver les harmoniques principales du signal de marée tel que décrit par les modèles : on mesure très nettement le pic correspondant à l'onde M2 (12 h 25 min), mais aussi à l'onde S2 (12 h 00) et, de manière indiscernable, aux deux termes N2 et K2 (12 h 40 et 12 h 58). L'amplitude des ondes mesurées par GPS est comprise entre 65 et 85% de celle prédite par les modèles, en fonction du site et de la composante considérée.



**figure B.7.3 :** spectre de Fourier sur les composantes verticales, Brest sans correction de marée (A), Chizé (B) et Brest (C) avec correction de marée.

On retrouve quantitativement le décalage de phase sur la composante Est à Brest, entre les observations GPS et les prédictions : le signal GPS présente une avance de 2h 35 min (soit 75° de décalage en phase) par rapport aux variations des modèles. L'explication de ce phénomène est probablement à chercher du côté des modèles (effet local oublié ou lissé par les grilles de résolution insuffisante), mais ceux-ci montrent une remarquable cohérence sur les phases, quelles que soient les composantes et les stations. Il faudrait donc un effet oublié de la même manière par tous les modèles examinés pour justifier un tel décalage.

### Sessions de 3 heures, avec correction de surcharge

On se pose ici la question de l'efficacité de l'application d'une correction de surcharge océanique provenant de l'un des modèles existants dans le logiciel GPS. Les séries temporelles issues des sessions de 3 heures incluant une telle correction ne montrent plus de variation périodique apparente. Le spectre en fréquence sur la composante verticale, à Brest, là où l'effet de charge est le plus fort, permet de confirmer cette impression (voir figure B.7.3C). On ne détecte plus de pic en fréquence correspondant à l'une des harmoniques de marée, au seuil du bruit des séries temporelles. L'utilisation d'un modèle de marée est donc suffisante pour éliminer les effets de la surcharge océanique, même sur des sessions aussi courtes que 3 heures où cet effet atteint 5 à 10 cm.

### Variations verticales et troposphère

La question se pose à peu près de la même manière en ce qui concerne un calcul en sessions de 24 heures, comme ce qui est pratiqué couramment non seulement pour le calcul scientifique (géodynamique) mais pour les réseaux GPS permanents servant à établir les références nationales ou européennes. Les périodes propres de signaux de marées qui ont une amplitude détectable sont toutes voisines de douze ou 24 heures.

Un calcul en sessions de 24 heures ne devrait y voir qu'un effet moyen négligeable. Plus précisément, le seul effet parasite auquel on peut s'attendre est un repliement de spectre dû au léger décalage entre les périodes du signal (12 h 25 min) et un diviseur de 24 [LAMBERT et al 98]. Cet artefact ne devrait pas excéder 3 mm à Brest, sur la composante verticale, avec une période proche de quinze jours. On peut vérifier en utilisant l'analyse spectrale que les séries temporelles issues des sessions à 24 heures, sans correction de marée, ne présentent pas de signal résiduel détectable.

Par ailleurs, on peut se poser la question de l'influence d'une variation sur la verticale (de plusieurs centimètres) sur le retard troposphérique zénithal (ZTD). Une étude théorique [SANTERRE 91] a montré que les corrélations entre variations de hauteurs de station et ZTD ne sont pas nulles : une partie d'une variation de hauteur au sol non mesurée se retrouve dans une variation parasite de la longueur du trajet satellite - station, projetée sur le zénith. Santerre [SANTERRE 91] a calculé de manière théorique la proportion de variation d'altitude reversée sur le ZTD, et obtient des valeurs comprises entre 0,18 et 0,35 en fonction de la latitude du réseau GPS considéré et de l'angle de coupure en élévation des satellites (tableau B.7.2, ci-dessous).

**tableau B.7.2 : coefficient de proportion entre variation de hauteur et de ZTD [SANTERRE 91]**

	<i>Polaire</i>	<i>Moyen</i>	<i>Equatorial</i>
20°	0,258	0,386	0,386
10°	0,153	0,238	0,239

Depuis, plusieurs études expérimentales ont été effectuées, utilisant par exemple les variations sur la verticale dues aux marées océaniques. Sur l'île de Vancouver, [DRAGERT et al 00] obtiennent des coefficients de proportion de 0,18 avec un angle de coupure de 10°. Un réseau situé autour des côtes antarctiques, toujours avec une élévation descendant jusqu'à 10° donne des valeurs comprises entre 0,19 et 0,26 selon les stations [DACH et al 0].

Sur l'ouest de la France, [VEY et al 02] ont obtenu un coefficient moyen de 0,23. Ceci ne concerne que les variations de hauteurs qui ne sont pas mesurées par le GPS, comme c'est le cas des surcharges océaniques sur des sessions de 24 heures.

Un examen des variations du ZTD obtenu lors d'un calcul sans correction de marée devrait donc permettre de vérifier deux choses : avec des sessions de 3 heures, si la variation de hauteur due à la marée est correctement mesurée, elle ne doit pas influencer le ZTD ; avec des sessions de 24 heures par contre, étant simplement moyennée sur l'intervalle de mesure, elle devrait se reporter à hauteur de 25% environ sur le ZTD qui est évalué, lui, toutes les trente minutes.

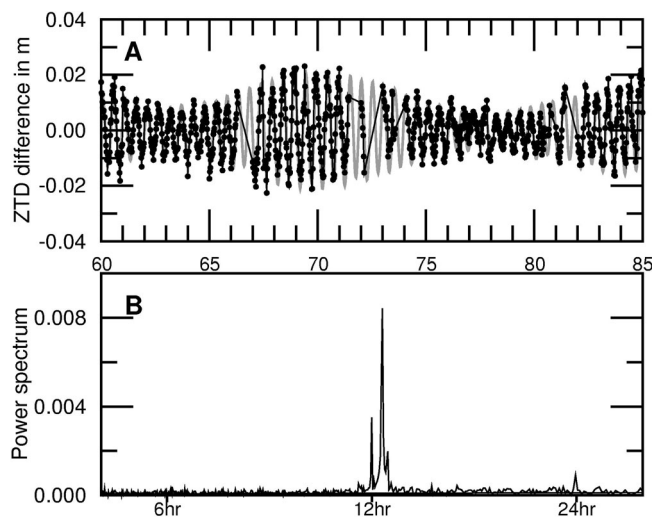
La quantité que nous avons analysée ici n'est pas directement la variation de ZTD en fonction du temps. En effet, celle-ci est dominée par des variations rapides, non périodiques, dont l'amplitude peut dépasser 10 cm sur 24 heures, et qui empêchent la détection d'effets périodiques de moindre amplitude. Nous avons donc, pour les sessions à 24 heures comme pour celles à 3 heures, éliminé ces effets en soustrayant aux variations du ZTD sans correction de surcharge celles du ZTD obtenu avec correction de surcharge. L'analyse de cette différence pour les sessions de 3 heures ne montre aucun effet périodique proche des harmoniques de marée. Pour les sessions de 24 heures, un extrait des séries temporelles obtenues sur Brest est donné par la figure B.7.4, ainsi que l'analyse spectrale qui en découle.

On retrouve ainsi, dans les variations du retard troposphérique zénithal, un terme parasite directement proportionnel aux déplacements verticaux liés à la surcharge océanique (coefficient de proportion égal ici à 0,29) et comprenant les quatre fréquences principales de signaux de marée (M2, S2, N2 et K2).

Ces effets sont donc à prendre en compte dans des calculs en sessions de 24 heures, dès lors qu'on s'intéresse aux évaluations de paramètres troposphériques. Lors de calculs GPS pour le suivi météorologique, et le calcul de contenu atmosphérique en vapeur d'eau par exemple, il est impératif d'inclure une correction de surcharge océanique dans l'inversion GPS : les effets de charge non modélisés peuvent introduire des biais allant jusqu'à 2 cm sur le ZTD à Brest (soit environ 4,5 mm de vapeur d'eau précipitable).

Inversement, sur des sessions de quelques heures, une variation de la verticale suffisamment échantillonnée sera correctement mesurée et sera décorrélée des variations du retard troposphérique. Les ZTD seront donc correctement évalués au cours du calcul. Une erreur à ne pas commettre consisterait à utiliser des sessions de 24 heures pour évaluer des ZTD (donc parasités par les variations sur la verticale, comme on vient de le voir) qui seraient ensuite re-injectés sans re-évaluation dans une session de 3 heures : mieux vaut évaluer directement les ZTD au cours de la session de 3 heures.

Dans tous les cas, un calcul GPS pour d'autres objectifs que la mesure des effets de surcharge océanique a tout avantage à incorporer une correction de marée dans l'inversion GPS. On a vu que les modèles disponibles suffisaient, en précision, pour éliminer tous les effets parasites au seuil de détection du GPS.



**figure B.7.4**

Variation de la différence de ZTD estimé sur 24 heures sans et avec modèle de surcharge (A) et son spectre de Fourier (B).

## Conclusion

Cette étude présentait un exemple d'utilisation de réseau GPS permanent (ici le RGP) pour la détection d'un effet géophysique d'amplitude relativement importante (quelques centimètres) et de période inférieure à 24 heures. L'intérêt de disposer de séries temporelles continues sur le long terme est de pouvoir en dériver amplitude et phase des différentes harmoniques présentes de manière précise. Les observations GPS montrent ici un bon accord en amplitude avec les prédictions des modèles courants (de 60 à 85% de l'amplitude des variations prédites sont mesurées). Par contre, un décalage de phase est observé sur la composante Est de la station de Brest située dans une zone de marée particulièrement complexe. Ce décalage a été évalué précisément à 2 h 35.

On a démontré ici la sensibilité de l'outil GPS à des variations de 2 à 3 cm sur la composante verticale et des périodes de quelques heures. Les cabinets de géomètres équipés de récepteurs GPS et utilisant les données du RGP comme station de référence devraient de plus en plus tenir compte des effets de marée océanique : sur une ligne de base de 100 à 200 km et une durée de 2 à 3 heures, l'effet différentiel sur la verticale atteint deux centimètres, effet qui peut se traduire par un biais.

La solution consiste, dans tous les cas, à introduire une correction de surcharge océanique dans le calcul GPS, facilité qui est maintenant proposée par tous les logiciels scientifiques. Les modèles actuels de marée sont suffisants en précision, même sur les zones complexes comme l'Ouest de la Bretagne, pour éliminer les effets de surcharge sur la verticale.

Enfin, on confirme ici la corrélation entre les variations de hauteurs non correctement mesurées (par exemple, ici, moyennées sur 24 heures) et les retards troposphériques évalués au cours du calcul GPS. À Brest par exemple, un calcul en sessions de 24 heures sans correction de marée océanique se traduit par une variation troposphérique parasite de plus de 2 cm, soit bien au delà du seuil théorique actuel de précision du GPS utilisé pour la météorologie. Une fois de plus, l'introduction de corrections de marées dans le logiciel GPS est le moyen le plus simple de s'affranchir d'artefacts sur les paramètres troposphériques évalués.

## Références

- [BOS, SCHERNECK] M.S. Bos and H.G. Scherneck : *Ocean loading provider, Internet site*, <http://www.oso.chalmers.se/~loading>.
- [DACH, DIETRICH 00] R. Dach and R. Dietrich : *Influence of the ocean loading effect on GPS derived precipitable water vapor*, in *Geophys. Res. Lett.*, 27, 2953-2956, 2000.
- [DRAGERT et al 00] F. Dragert, T.S. James and A. Lambert : *Ocean loading corrections for continuous GPS : A case study at the Canadian coastal site Holberg*, in *Geophys. Res. Lett.*, 27, 2045-2048, 2000.
- [EANES, SCHULER 99] R.J. Eanes and A. Schuler : *An improved global ocean tide model from TOPEX/Poseidon altimetry : CSR4.O*, in *EGS, 24<sup>th</sup> General Assembly*, The Hague (NL), 1999.
- [EGBERT et al 94] G.D. Egbert, A.F. Bennett & M.G.G. Foreman : *TOPEX/Poseidon tides estimated using a global inverse model*, in *J. Geophys. Res.*, 99(C12), 24,821-24,852, 1994.

- [KING, BOCK 01] R.W. King and Y. Bock : *Documentation for the GAMIT GPS software analysis*, release 10.05, Scripps Institution of Oceanography, University of California, San Diego (USA), 2001.
- [LAMBERT et al 98] A. Lambert, S.D. Pagiatakis, A.P. Billyard and H. Dragert : *Improved ocean tide loading corrections for gravity and displacement : Canada and North United States*, in J. Geophys. Res., 103, 30231-30244, 1998.
- [LE PROVOST et al 98] C. Le Provost, L. Lyard, J. Kolines, M. Genco and F. Rabilloud : *A hydrodynamic ocean tide model improved by assimilating a satellite altimeter derived dataset*, in J. Geophys. Res., 103(C3), 5513-5529, 1998.
- [LEFEVRE et al 00] F. Lefevre, F.H. Lyard and C. Le Provost : *FES98 : A new global tide finite element solution independent of altimetry*, in Geophys. Res. Lett., 27(17), 2717-2720, 2000.
- [LLUBES et al 01] M. Llubes, N. Florsch, M. Amalvict, J. Hinderer, M.-F. Lalancette, D. Orseau & B. Simon : *Observation gravimétriques des surcharges océaniques : premières expériences en Bretagne*, in C.R. Acad. Sci., Series IIa, vol. 332, 77-82, 2001.
- [RAY 99] R. Ray : *A global ocean tide model from T/P altimetry : GOT99.2*, in NASA Technical Memorandum, NASA/TM-1999-209478, National Aeronautics and Space Administration, Goddard Space Flight Center, Greenbelt, MD, 1999.
- [SASTAMOINEN 72] J. Saastamoinen : *Atmospheric corrections for the troposphere and stratosphere in radio ranging of satellites, The Use of Artificial Satellites for Geodesy*, in Geophys. Monogr. Ser., vol. 15, edited by S.W. Henriksen et al., 251-274, American Geophysical Union, Washington DC, 1972.
- [SANTERRE 91] R. Santerre : *Impact of GPS satellite sky distribution*, Manuscripta Geodetica, 16, 28-53, 1991.
- [VEY et al 02] S. Vey, E. Calais, M. Llubes, N. Florsch, G. Wöppelmann, J. Hinderer, M. Amalvict, M.F. Lalancette, B. Simon, F. Duquenne and J.S. Haase : *GPS Measurements of Ocean Loading and its Impact on Zenith Tropospheric Delay Estimates: a Case Study in Brittany, France*, in Journal of Geodesy, sous presse, 2002.

## Publications

- [ALTAMIMI et al 02] Z. Altamimi, P. Sillard, & C. Boucher, ITRF2000: A New Release of the International Terrestrial Reference Frame for Earth Science Applications, J. Geophys. Res., laboratoire LAREG, IGN/ENSG, sous presse, 2002.
- [BOUIN et al 01] M.-N. Bouin, M. Llubes and N. Florsch : *Determination of ocean loading effects using a GPS permanent network in France*, European Geophysical Society XXVII General Assembly, poster presentation, laboratoire LAREG, IGN-ENSG, 2001.