



HAL
open science

Mouvements verticaux à la surface de la Terre par altimétrie radar embarquée sur satellite, marégraphie et GPS.: un exemple d'application: le Golfe du Mexique

Camille Letetrel

► To cite this version:

Camille Letetrel. Mouvements verticaux à la surface de la Terre par altimétrie radar embarquée sur satellite, marégraphie et GPS. : un exemple d'application: le Golfe du Mexique. Sciences de la Terre. Université de La Rochelle, 2010. Français. NNT : 2010LAROS301 . tel-00555566

HAL Id: tel-00555566

<https://theses.hal.science/tel-00555566>

Submitted on 13 Jan 2011

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



UNIVERSITÉ DE LA ROCHELLE

ÉCOLE DOCTORALE
Sciences pour l'environnement Gay-Lussac

Laboratoire Littoral Environnement et Sociétés (LIENSs)

THÈSE
présentée par :
Camille LETETREL

le 25 août 2010
pour l'obtention du grade de Docteur de l'Université de La Rochelle
Discipline : Géosciences

**Mouvements verticaux à la surface de la Terre par altimétrie radar
embarquée sur satellite, marégraphie, et GPS. Un exemple d'application :
le Golfe du Mexique**

JURY :

Jean-Claude MERCIER	Professeur, Université de la Rochelle, Président du jury
Anny CAZENAVE	Ingénieur, CNES - LEGOS, Rapporteur
Stéphane CALMANT	Directeur de recherche, IRD, Rapporteur
Nicole LENOTRE	Ingénieur, BRGM, Examinatrice
Marta MARCOS	Docteur, Université des îles Baléares - IMEDEA, Co-directrice de thèse
Guy WOPPELMANN	Maître de conférences, Université de la Rochelle, Directeur de thèse
Mikhael KARPYTCHEV	Maître de conférences, Université de la Rochelle, Invité



REMERCIEMENTS

Que serait-ce une thèse sans les remerciements...

Je crois avoir commencé cette thèse en ayant une vague idée de ce qu'était une thèse en réalité. Et après être arrivé au bout, je ne saurais toujours pas en donner une définition exacte mais ce que j'ai appris pendant ma thèse c'est de savoir accepter d'avancer, de stagner, et même de reculer, qu'il y a des périodes riches et intenses en production scientifique comme des périodes où l'on doute. Mais ces quatre dernières années m'ont aussi fait vivre au-delà d'une aventure scientifique une aventure humaine, dont je voudrais remercier tous ceux qui y ont contribué de près ou de loin.

Je voudrais tout d'abord remercier chaleureusement mon directeur de thèse, Guy Wöppelmann, pour m'avoir offert l'occasion de travailler avec lui, d'acquérir une expérience dans un domaine qui ne m'était pas familier, de son soutien au cours des différents rebondissements de cette thèse, de sa motivation qui m'a redonné espoir et inspiration en ma thèse dans les périodes de doute. Je tiens à le remercier également pour m'avoir donné l'occasion de participer à différentes réunions scientifiques, je pense aux différents congrès scientifiques internationaux (San Francisco, Vienne), à l'école d'été (Rhodes), et différents séjours scientifiques (Toulouse, Liverpool, Mallorca).

Je remercie également ma co-directrice de thèse Marta Marcos, pour sa patience et son efficacité redoutable. Merci de m'avoir accueillie à Mallorca, de m'avoir transmis un peu de ses connaissances.

Je souhaite remercier l'ensemble de mes membres de mon jury, Anny Cazenave et Stéphane Calmant pour avoir accepté le rôle de rapporteur, Nicole Lenotre pour sa présence au sein du jury. Je tiens particulièrement à remercier Jean Claude Mercier, pour avoir accepté le rôle de président du jury et pour avoir partagé ses sorties terrain, qui ont comblé mon manque de terrain au début de ma thèse. Je me rappelle surtout de ses incroyables histoires qu'il me contait en voiture dignes des meilleurs romans d'aventures.

Je remercie également Mikhael Karpytchev pour ses discussions de fin de thèse, pour ses précieux conseils, pour ses discussions stimulantes en plein congrès de l'AGU et ses pauses café.

Je tiens à remercier Philippe Schaeffer pour son accueil au sein du laboratoire CLS, et pour ses discussions « altimétriques ».

Je remercie Simon Williams et Simon Holgate pour leur accueil et leur collaboration au sein du POL à Liverpool.

Merci à l'équipe DPL, à Eric Chaumillon pour m'avoir contactée pour ce sujet et aussi pour sa grande humanité, son sens de l'humour et de l'autodérision, parce qu'on l'a souvent taquiné pour son côté « Brice de Nice » ; à Sylvie Jaouen pour le rayon soleil qu'elle apportait au sein de l'équipe ; et autres membres pour leur accueil chaleureux.

Merci à Bélen et son incroyable bonne humeur et joie de vivre qui ont illuminé les couloirs de LIENSs.

Merci à Mickael Guichard pour son assistance informatique et ses blagues d'informaticiens.

Un grand merci à l'équipe administrative de l'école doctorale, Brigitte et Jennifer, avec lesquelles j'ai toujours plaisir à discuter et qui surtout savent s'armer de patience avec les doctorants...

Merci à toute l'équipe administrative qui n'a pas le meilleur rôle dans cette aventure qu'est la recherche, mais qui ont toujours su être disponibles et répondre aux besoins administratifs, merci à Lucia, Patricia, Laëtitia, Nicolas et Johan.

Merci aussi à tous ceux que j'ai pu côtoyer en dehors du labo, à Laura, Felipe, Felix, Mahfoud, Yasmine, Max, Antoine, Nat, Martine, Seb, Myriam, Philippe

Merci à surf team pour ces bons moments de détente et de sport, merci à Vincent, à ma petite surfeuse préférée Mathilde, dont nos sessions m'ont bien manqué ces derniers mois mais je lui promets une dès que l'eau ça sera chaude, merci aussi à sa maman pour ses invitations maison, qui donnent une petite touche de famille lorsqu'on est loin de la sienne.

Merci aux amis du labo, à tous les sourires qui ont pu égayer ces journées de travail, je pense à Vanessa, Armelle, Martine, Nicolas, Thierry, Jean-François, Boutheina, Guillaume, Stéphanie pour sa fraîcheur et sa gaieté du Sud... Merci à tous les thésards aux anciens comme aux nouveaux, Paola, Benoit, Fred, Tiphaine, Richard, Seb, Gwen, Thomas M, Karine, Clément, Pierre-Yves, Jonathan, mon actuel compagnon de bureau Julien et ses petites « râleries » qui ont pimenté cette petite vie de bureau tranquille ; et les petits nouveaux Joana, Blanche, Julien.... Un merci particulier à Aurore pour ses discussions philosophiques au comptoir du Corrigan's, ou au milieu du couloir qui aident à relativiser sur la vie, les gens et même la thèse... !

Merci à Aline, mon accompagnatrice de galères !

Merci à Thomas G, pour son écoute, son soutien, pour ses discussions apaisantes, et sa générosité.

Merci à Julie Billy, pour sa fraîcheur et spontanéité qui ont égayé mon bureau, pour nos petits coups de gueule poussés ensemble.

Merci à Mélanie pour ses moments partagés en thèse et ce « road trip » en Californie.

Merci à Camille P pour son écoute, sa patience, et toutes les petites attentions qui font beaucoup dans une thèse.

Merci à l'équipe belge, Gaëlle, Julien et Erwin pour leur sens du slam !

Merci à Pedro&Lolo pour leur amitié, leurs petites soirées, leur sens de l'organisation face à des thésards qui l'ont perdu, pour rendre des fins de semaines au ski inoubliables.

Merci à Guillaume Biessy pour son soutien et son adorable amitié, je lui souhaite beaucoup de bonheur avec Mathilde et leur petite Zélie.

Au cours de ces quatre dernières années j'ai eu la chance de rencontrer des personnes qu'un simple merci ne suffirait pas à leur rendre honneur.

Je remercie Pascaline pour son écoute, sa patience, son sens de l'humour que j'adore, ses discussions passionnantes, sa compréhension et surtout son amitié qui ont été indispensables.

Merci à Marx (et à son chat Misère !) d'être un ami si généreux et sensible, avec lequel j'ai partagé une grande complicité et de bons moments de surf, de musique, de discussions...

Merci à mon petit rayon de soleil et ma meilleure amie Marion, qui a su essuyer les tempêtes, qui a su me remonter le moral, me faire rire, merci pour son incroyable générosité et sa super amitié qui vaut de l'or.

Je remercie ma famille, qui m'a soutenue dans cette aventure, et je souhaite qu'on puisse vivre des jours plus heureux que ceux que nous venons de traverser.

Enfin, celui a fait partie au quotidien de ce tourbillon de la vie, qui m'a aidée à traverser de multiples aventures ces derniers mois, celui qui a aussi supporté mes énervements, mes changements d'humeur, mes peurs, mes doutes, mais surtout celui m'a fait vivre cette belle aventure humaine avec ses petites surprises du quotidien, ses voyages, ses rencontres avec les gens, il m'a appris à savoir prendre le temps de donner, de partager, de découvrir, je te remercie Luc.

Table des Matières

REMERCIEMENTS.....	3
LISTE DES FIGURES.....	9
LISTE DES TABLEAUX	13
INTRODUCTION.....	15
1 LA PROBLEMATIQUE DE LA DETERMINATION DES VARIATIONS LONG TERME DU NIVEAU MOYEN DE LA MER.....	18
1.1 VARIATIONS PASSEES, PRESENTES, ET FUTURES	18
1.1.1 Les variations passées	18
1.1.2 Les variations récentes : Fin XIX ^{ème} - début XXI ^{ème}	20
1.1.3 Les projections	23
1.2 LES DIFFERENTS MOYENS D'OBSERVATION ET LES MESURES DISPONIBLES.....	27
1.2.1 La marégraphie.....	27
1.2.1.1 Généralités sur la marégraphie.....	27
1.2.1.2 Service international de données moyennes.....	28
1.2.2 L'altimétrie radar embarquée sur satellite.....	29
1.2.3 Les limites de la marégraphie.....	30
1.2.3.1 Echantillonnage spatio-temporel.....	30
1.2.3.2 Mouvement vertical du marégraphe.....	32
1.3 PRINCIPALES CAUSES DE VARIATION DU NIVEAU MARIN	34
1.3.1 Les changements stériques et changements de masses d'eau	34
1.3.2 Les marées.....	36
1.3.3 Niveaux extrêmes : les tempêtes et les tsunamis.....	36
1.4 LES CORRECTIONS DE MOUVEMENTS VERTICAUX.....	39
1.4.1 Les prédictions des modèles de rebond post glaciaire	39
1.4.2 La mesure des mouvements verticaux	39
2 LES MESURES DES MOUVEMENTS VERTICAUX AUX MAREGRAPHERS PAR GPS.....	42
2.1 INCERTITUDES DANS LES RESULTATS GPS	42
2.1.1 Quelques notions sur l'origine des erreurs en GPS.....	43
2.1.2 Nature du bruit dans les séries temporelles de position	47
2.2 VERS UNE ESTIMATION PLUS REALISTE DES INCERTITUDES SUR LES VITESSES GPS.....	48
2.2.1 Précision du contexte de l'étude.....	48
2.2.1.1 'Sea level Enigma' (Munk, 2002).....	48
2.2.1.2 Projet TIGA de l'IGS	49
2.2.1.3 Centre d'analyses ULR	51

2.2.2	Stratégies d'analyses GPS et solutions ULR.....	52
2.2.3	Evaluation de la qualité des vitesses GPS	53
2.2.3.1	Introduction du modèle stochastique.....	53
2.2.3.2	Les différentes techniques d'analyse du bruit	57
2.2.3.2.1	L'analyse spectrale	57
2.2.3.2.2	La variance d'Allan	59
2.2.3.2.3	Le maximum de vraisemblance ou MLE	61
2.2.4	Résultats des analyses de bruit	64
2.2.4.1	Analyse spectrale.....	64
2.2.4.1.1	Résultats sur l'ensemble des stations	64
2.2.4.1.2	Comparaison des solutions IGS et ULR	66
2.2.4.2	Variance d'Allan	67
2.2.4.3	Maximum de Vraisemblance : le logiciel CATS	71
2.2.4.3.1	Les indices spectraux	72
2.2.4.3.2	Amplitude du bruit	76
2.2.4.3.3	Incertitudes sur les vitesses	78
2.3	APPLICATION A L'EXERCICE DE DOUGLAS & PELTIER (2001)	83
3	COMBINAISON DE L'ALTIMETRIE ET DE LA MAREGRAPHIE :	
	APPLICATION AU GOLFE DU MEXIQUE.....	89
3.1	PRESENTATION DE L'IDEE D'ORIGINE : LA METHODE CLASSIQUE.....	89
3.2	UN PEU PLUS LOIN DANS LA METHODE	92
3.3	ENCORE PLUS LOIN : UTILISATION D'UN FILTRAGE SOPHISTIQUE.....	95
3.4	APPLICATION AU GOLFE DU MEXIQUE	100
3.4.1	Les mouvements verticaux dans la région	100
3.4.1.1	La Louisiane	100
3.4.1.2	Le Texas	104
3.4.1.3	La Floride	107
3.4.2	Description des données utilisées.....	108
3.4.3	Premières analyses des tendances du niveau de la mer.....	113
3.4.4	Application de la méthode et résultats	121
3.4.5	Evaluation avec les résultats GPS	124
3.4.6	Résumé des résultats	130
	CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES	133
	BIBLIOGRAPHIE	136
	ANNEXE A : ARTICLE LETETREL <i>ET AL.</i>, 2010.....	159
	ANNEXE B : ARTICLE WÖPPELMANN <i>ET AL.</i>, 2009.....	167
	ANNEXE C : LOCALISATION ET ACRONYMES DE L'ENSEMBLE DES 225	
	STATIONS DE LA SOLUTION ULR	173

ANNEXE D : CARACTERISTIQUES SPATIALES ET TEMPORELLES DES 225 STATIONS GPS DES SOLUTIONS ULR1, ULR2 ET ULR3 177

ANNEXE E : VITESSES VERTICALES GPS ET CARACTERISTIQUES DES 180 STATIONS REMPLISSANT LES CRITERES CITES DANS LE MANUSCRIT 182

Liste des figures

Figure 1.1 : Niveau de la mer depuis le dernier maximum glaciaire réalisée par Robert A. Rohde à partir de données publiées dans les revues suivantes : Fleming <i>et al.</i> , 1998, Fleming, 2000 & Milne <i>et al.</i> , 2005. Ce travail est incorporé au « Global Warming Art project » : http://www.globalwarmingart.com .	19
Figure 1.2 : Evolution du niveau marin moyen global issu de la marégraphie (ligne noire avec les limites de confiance à 95% en gris) d'après Church & White, 2006 mis à jour par le PSMSL, et de l'altimétrie spatiale (en rouge) d'après les données AVISO (entre Janvier 1993 et Mars 2010).	20
Figure 1.3 : Estimation des différentes contributions au budget total des variations du niveau marin global (8 premiers rangs à partir du haut), la somme des ces contributions et l'élévation du niveau marin observé (9 ^{ème} et 10 ^{ème} rang à partir du haut), sur le XX ^{ème} siècle (les barres représentent le niveau de confiance à 90%). Church <i>et al.</i> , 2001, GIEC.	21
Figure 1.4: Estimation des différentes contributions au budget total des variations du niveau marin global (4 premières entrées), la somme des ces contributions et l'élévation du niveau marin observé (2 ^{ème} au milieu), ainsi que la différence entre Observations et la somme des contributions (niveau inférieur) pour les périodes 1961-2003 en bleu et 1993-2003 en marron. Les barres représentent le niveau de confiance à 90%. Pour la somme, les erreurs sont calculées comme la racine carrée de la somme des erreurs au carré de chaque distribution. .	22
Figure 1.5 : Projections et incertitudes du niveau marin et de ses composantes de 2090 à 2099 (relativement à la période 1980-1999) pour 6 scénarios SRES.	24
Figure 1.6 : Séries temporelles du niveau marin moyen global (relatif à la moyenne sur 1980-1999) dans le passé et sa projection dans le futur. Avant 1880, l'ombre grise représente les incertitudes de l'estimation à long terme de la tendance du niveau marin. La ligne rouge est une reconstruction du niveau moyen à partir des marégraphes. Et l'ombre rouge représente la barre de variations de ces variations. La ligne verte est le niveau moyen global estimé à partir de l'altimétrie. L'ombre bleue représente l'ensemble des valeurs des modèles de projection pour le scénario SRES A1B sur le XXI ^{ème} siècle relatif à la moyenne de 1980 à 1999. .	25
Figure 1.7 : Estimations de l'élévation du niveau marin global relativement au niveau de 1990 à partir des différentes publications : Church & White, 2006 ; Rahmstorf, 2008 ; Vellinga <i>et al.</i> , 2008).	26
Figure 1.8 : Distribution de toutes les stations (environ 1850) pour lesquelles les données de niveau moyen annuel et mensuel sont disponibles au PSMSL, banque de données accédée le 20/05/2010.	28
Figure 1.9 : Principe de la mesure d'altimétrie radar embarquée sur satellite.	29
Figure 1.10 : Composante de l'accélération des niveaux marins relatifs, Douglas 2001, Fig. 3.16 p 61.	31
Figure 1.11 : Distribution des stations du PSMSL ayant plus de 60 ans d'observations, banque de données accédée le 20/05/2010.	32

Figure 1.12 : Séries temporelles exceptionnelles du niveau marin issues des séries marégraphiques annuelles de Stockholm, Nezugaseki, Bangkok et Manilla extraites de la banque de données du PSMSL le 03/06/2010.....	33
Figure 1.13 : Localisation de la station Marseille et des marégraphes français le long des côtes du Golfe du Lion (Panel Supérieur) et séries temporelles mensuelles associées (Panel inférieur).....	37
Figure 2.1 : Les différents réseaux de stations GPS traités par les centres d'analyses participant au projet TIGA (Mise à jour 2009).	50
Figure 2.2 : Réseau de stations GPS traité par le centre d'analyses ULR dans la solution publiée en 2009 . Les points noirs correspondent aux stations dites de référence pour l'alignement au repère terrestre.	51
Figure 2.3 : Spectres de puissance caractéristiques pour des indices spectraux $\kappa=0$ (bruit blanc), $\kappa=-1$ (bruit de scintillation), et $\kappa=-2$ (bruit de marche aléatoire).	58
Figure 2.4 : Principe de sous-échantillonnage par la variance d'Allan.....	60
Figure 2.5 : Droites typiques obtenues de l'analyse de la variance d'Allan dans le cas de bruit blanc (WN), bruit de scintillation (FN) et bruit de marche aléatoire (RWN).	61
Figure 2.6 : Stacking des périodogrammes des séries de positions GPS sur les composantes Nord, Est et Verticale avec indication de leurs pentes linéaires (droites). Les courbes sont décalées arbitrairement pour la clarté du graphique.....	65
Figure 2.7 : Comparaison des spectres d'amplitude moyen des solutions ULR3 et IGS sur la composante verticale du positionnement.	66
Figure 2.8 : Séries temporelles des résidus de positions GPS (mm) de Dumont d'Urville (DUM1) sur les 3 composantes (à gauche) et graphes d'Allan associés (à droite).....	68
Figure 2.9 : histogramme des indices spectraux estimés sur la composante verticale par la méthode de la variance d'Allan (ULR1).	69
Figure 2.10 : Sommes des valeurs de MLE obtenues à partir des différents modèles de bruit appliqués aux séries de positions ULR3 sur la composante verticale relativement au modèle de bruit blanc.	72
Figure 2.11 : Histogrammes des indices spectraux issus de l'estimation MLE sur la composante verticale des séries de positions GPS.	73
Figure 2.12 : Distribution spatiale des indices spectraux déterminés par la méthode MLE et classés suivant l'approche de la variance d'Allan appliquée par Le Bail (2004) par groupes de type de bruit.....	74
Figure 2.13 : Distribution spatiale des indices spectraux $-1.5 < \kappa < -1.5$	75
Figure 2.14 : Distribution spatiale indices spectraux $\kappa < -1.5$	75

Figure 2.15 : Amplitude du bruit blanc (mm) en fonction de la latitude pour chacune des composantes Nord, Est et Verticale des séries de position ULR3 ayant passé les critères de sélection (180 stations).....	77
Figure 2.16 : Amplitude du bruit en loi de puissance en fonction de la latitude pour chacune des composantes Nord, Est, et Verticale des séries de position ULR3 ayant passé les critères de sélection (180 stations).....	78
Figure 2.17 : Histogrammes des incertitudes (en mm/an) des vitesses de la solution ULR3, calculées en prenant en compte la nature du bruit dans les composantes Nord (à gauche), Est (au milieu) et Verticale (à droite).....	79
Figure 2.18 : Distribution des incertitudes des vitesses GPS en fonction de la latitude des stations sur les composantes Nord (à gauche), Est (au milieu) et Verticale (à droite)	80
Figure 2.19 : distribution spatiale des incertitudes des vitesses (mm/an) sur la composante verticale.	81
Figure 2.20 : distribution spatiale des incertitudes des vitesses sur la composante verticale supérieures à 1mm/an.....	81
Figure 2.21 : Rapport des incertitudes des vitesses GPS sur la composante verticale issues de l'analyse MLE et des incertitudes formelles.	82
Figure 2.22 : Répartition des 28 stations marégraphiques utilisées pour reproduire l'exercice de Douglas & Peltier (2001).....	86
Figure 2.23 : Tendances des observations marégraphiques avant (TG) et après correction des vitesses verticales GPS des solutions ULR1, ULR2 et ULR3	87
Figure 3.1 : Cycle saisonnier et ses écarts types associés issus des moyennes de chaque mois de toutes les années d'observations disponibles sur la série temporelle marégraphique de Veracruz (panel supérieur) et la série altimétrique du point le plus corrélé dans un rayon de 1° autour de la station marégraphique de Veracruz (panel inférieur).....	96
Figure 3.2 : Comparaison de la série temporelle d'observation marégraphique de St Petersburg (27.77° N, -82.62° O) (en bleu) et de sa reconstruction sur 10 modes EOF (en rouge) (panel supérieur), la même chose pour la série altimétrique associée (panel inférieur).....	98
Figure 3.3 : Situation géographique du Texas. (Source: Land subsidence in the United States / edited by Devin Galloway, David R. Jones, S.E. Ingebritsen., U.S. Geological Survey Circular; 1182).	106
Figure 3.4 : Distribution spatiale des stations de plus de 40 ans d'observations et 30 % de données valides. Les stations dont le nom est souligné sont co-localisées avec une station GPS.....	108
Figure 3.5 : Séries marégraphiques de valeurs moyennes mensuelles du PSMSL de plus de 40 ans dans le Golfe du Mexique avec plus de 70% de données valides.....	110
Figure 3.6 : Distribution spatiale des tendances linéaires des séries marégraphiques de plus de 40 ans dans le GOM obtenues par régression linéaire robuste.....	114

Figure 3.7 : Corrélation entre séries marégraphiques sur la période 1950-2009. Les signaux saisonniers ont été retirés préalablement au calcul des corrélations.	115
Figure 3.8 : Résultats de l'analyse des tendances linéaires des séries altimétriques sur la période 1992-2009 dans le Golfe du Mexique. A : distribution spatiale des tendances (mm/an) avec indication des points de la grille des données altimétriques ; B : distribution spatiale des RMS (écarts moyens quadratiques) des séries une fois la tendance linéaire retirée (mm). ...	116
Figure 3.9 : Tendances linéaires (mm/an) des séries altimétriques sur la période 1992-2009 dans le Golfe du Mexique.	117
Figure 3.10 : Tendances linéaires des séries de stations marégraphiques et des points altimétriques sur la période altimétrique (10/1992-07/2009).....	118
Figure 3.11 : Séries temporelles des moyennes spatiales (mm) de l'ensemble des 15 séries marégraphiques et altimétriques proches « désaisonnalisées » au préalable.	119
Figure 3.12 : amplitudes temporelles et spatiales des deux modes EOF, dominants à partir de l'altimétrie en rouge et de la marégraphie (en bleu).	120
Figure 3.13 : Comparaison des tendances verticales estimées sur 15 stations marégraphiques à partir de la nouvelle approche de combinaison de mesures marégraphiques et altimétriques (cercles) et des vitesses verticales observées par les stations GPS (triangles) colocalisées avec les stations marégraphiques à partir des approches M2(A), M3 (B) et M4 (C).....	126
Figure 3.14 : Superposition de la série temporelle de la station GPS 'MOB1' (en bleu) et du signal périodique de 8.33 ans estimé à partir de la série (en rouge).....	127
Figure 3.15 : Localisation de la station marégraphique Dauphin Island et de la station GPS colocalisée (M) située à 5500 m de distance.....	128
Figure 3.16 : Comparaison des vitesses verticales (et leurs incertitudes associées) de la nouvelle approche altimétrie - marégraphie et de l'analyse des données GPS colocalisées (Panel supérieur A) ; Comparaison des vitesses verticales (et leurs incertitudes associées) de l'approche Kuo et de l'analyse des données GPS colocalisées (Panel inférieur B).....	129
Figure 3.17 : Comparaison des vitesses verticales (et leurs incertitudes associées) de la nouvelle approche altimétrie (M4) - marégraphie et de l'approche Kuo (M2).....	130

Liste des tableaux

Table 2.1: Erreur d'orbite maximale en fonction de la ligne de base si l'on souhaite obtenir une précision, $\Delta b=1$ cm, d'après la relation empirique (2.1).	44
Table 2.2 : comparaison des moyennes, des minimums et des maximums des indices spectraux sur les composantes Est, Nord, et Verticale pour les solutions ULR0 et ULR1.....	69
Table 2.3 : comparaison du nombre de stations affectées par le bruit sur les composantes Est, Nord, et Verticale pour les solutions ULR0 et ULR1.	70
Table 2.4 : comparaison de l'amplitude des bruits blanc et de scintillation sur les composantes Est, Nord, et Verticale pour les solutions ULR0 et ULR1.	70
Table 2.5 : récapitulatif des dispersions des tendances des marégraphes individuelles et régionales mesurées par déviation standard corrigées de différentes corrections de mouvements. (*) : Résultats sans Fernandina.	84
Table 3.1 : taux de subsidence le long des côtes de la Louisiane dus à la tectonique d'après les différentes études issues de la littérature.	102
Table 3.2 : taux de subsidence le long des côtes de la Louisiane dus à la compaction des sédiments d'après les différentes études issues de la littérature.	103
Table 3.3 : taux de subsidence le long des côtes de la Louisiane dû à la charge sédimentaire d'après une étude issue de la littérature.	103
Table 3.4 : taux de subsidence le long des côtes de la Louisiane dus à l'ajustement isostatique glaciaire d'après les différentes études issues de la littérature.	104
Table 3.5 : taux de subsidence dus à l'extraction des fluides d'après les différentes études issues de la littérature.	104
Table 3.6 : taux de subsidence dus au drainage des eaux de surface d'après les différentes études issues de la littérature.	104
Table 3.7 : Principales caractéristiques des stations marégraphiques de plus de 40 ans d'observations le long des côtes du GOM. Les tendances sont obtenues par régression linéaire robuste sur l'ensemble des données disponibles indiquées ici.	109
Table 3.8 : Corrections géophysiques appliquées aux données dites « merged » des différentes missions altimétriques, source : http://www.aviso.oceanobs.com/fileadmin/documents/data/tools/hdbk_duacs.pdf	112
Table 3.9 : Estimations des mouvements verticaux à partir des différentes solutions (approches) :	123
Table 3.10 : Stations GPS permanentes co-localisées avec des marégraphes le long des côtes du GOM incorporées dans les solutions du centre d'analyses ULR (partie 2).	124

INTRODUCTION

INTRODUCTION

L'élévation générale du niveau de la mer, observée depuis la fin du XIX^{ème} siècle est un sujet préoccupant. D'une part, elle concerne directement les littoraux de plus en plus conquis par l'homme : 23% de la population mondiale, soit 1.2 milliards de personnes, vivent sur la bande littorale de 100 km (Small & Nicholls, 2003) et 100 millions à moins de 1 m du niveau de la mer (Douglas & Peltier, 2002). D'autre part, elle est directement reliée aux changements climatiques notamment ceux associés aux effets de concentrations de gaz à effet de serre d'origine anthropique. Les différentes projections sur l'élévation du niveau de la mer prenant en compte à la fois les effets d'origine naturelle et anthropique sont alarmantes. Les estimations à partir des observations nécessitent cependant une meilleure appréhension de l'information apportée par la mesure marégraphique, en particulier en relation avec les mouvements verticaux de la côte qui, d'une part, contaminent les estimations issues des marégraphes et, d'autre part, peuvent accentuer les effets dramatiques liés à l'élévation du niveau marin et aux événements extrêmes (ondes de tempête, ouragans, tsunamis).

L'étude des mouvements verticaux, et plus particulièrement à la côte, est donc un sujet important à ce double titre. Le mouvement vertical du sol est une source d'incertitude dans l'estimation des variations du niveau marin à partir des données de la marégraphie mais il constitue aussi un objet d'intérêt à part entière, soit parce qu'il accentuerait les effets de la montée du niveau de la mer, soit parce que sa détermination précise est une source d'information précieuse pour comprendre les processus géologiques épirogéniques.

La mesure marégraphique fournit une information du niveau de la mer par rapport au support sur lequel le marégraphe repose. C'est pourquoi certains attribuent à cette mesure le caractère de relatif, et réservent le terme absolu au niveau marin lorsqu'il est exprimé par rapport à un repère terrestre géocentrique. Nous adopterons cette considération, mais il faut signaler que d'autres argumentent, sur des principes de physique plus fondamentaux, que la donnée du marégraphe est une grandeur absolue d'accès direct par la mesure de longueur, alors que les données des altimètres embarqués sur satellites sont géocentriques et donc relatives à des concepts abstraits et conventionnels de système de référence. La notion de système de référence et celle de coordonnée géocentrique qui en découle passent par des constructions de l'esprit et ne sont pas accessibles directement par l'observation. Ceci étant posé, nous nous sommes intéressés alors au caractère dit relatif de la mesure du marégraphe. Les effets de subsidence ou de surrection du sol peuvent être du même ordre de grandeur que les signaux océaniques séculaires liés à la fonte des glaces continentales et à la dilatation ou contraction thermique des océans. Les sources potentielles de mouvement vertical sont nombreuses, d'origine tectonique isostatique, volcanique, sédimentaire, ou anthropique. Le constat transcrit alors l'impossibilité de réaliser une interprétation géophysique correcte de la mesure marégraphique, et le danger de biaiser les déterminations qui résultent de leur analyse seule. Il devient donc essentiel de pouvoir déterminer les mouvements verticaux du marégraphe, puis de les corriger dans l'exploitation qui vise à déterminer l'élévation « absolue » du niveau marin, c'est-à-dire celle qui pourrait être attribuée aux effets climatiques.

Les systèmes géodésiques de positionnement se révèlent alors comme un outil complémentaire pour palier cette lacune dans l'interprétation géophysique de la mesure marégraphique. Ils sont à l'origine des réalisations les plus précises aujourd'hui d'un repère terrestre géocentrique. Le Global Positioning System (GPS) apparaît parmi ces systèmes géodésiques comme le plus facile d'utilisation pour la surveillance géodésique des marégraphes et le moins coûteux tout en fournissant des mesures et des résultats de grande

qualité métrologique pour les applications qui nous intéressent ici comme nous le montreront dans ce mémoire (Partie 2).

Depuis une quinzaine d'années l'altimétrie radar embarquée sur satellite apporte des données globales et précises des variations du niveau de la mer. Contrairement à la mesure marégraphique, l'altimétrie procure des mesures géocentriques des hauteurs d'eau. Elle apparaît comme un outil complémentaire à la mesure marégraphique. La marégraphie fournit à l'inverse un échantillonnage temporel plus complet, aussi bien dans la durée (signaux basse fréquences et séculaires) que dans la résolution (observation des signaux de courte période grâce à des cadences de l'ordre de la minute). Elle donne aussi une mesure à la côte, alors qu'aujourd'hui l'altimétrie par satellite est limitée par sa technologie radar et son radiomètre à vapeur (correction troposphérique) à plusieurs kilomètres au large, voire dizaine de kilomètres suivant la configuration de la côte. Les futures missions devraient surmonter ces difficultés d'accès à la côte mais pas celle de l'échantillonnage temporel.

Ce mémoire de thèse se décompose en trois parties.

La première partie présente le contexte général et l'intérêt scientifique de l'étude. La problématique de la détermination des variations générales et long terme du niveau de la mer est définie. Elle revoit l'état de l'art des connaissances des variations du niveau de la mer, les difficultés et les questions posées par les différents systèmes de mesure du niveau de la mer. Une analyse critique de la marégraphie est effectuée, et les moyens proposés pour résoudre l'ambiguïté de ses tendances à long terme sont explorés.

La deuxième partie s'attaque aux résultats GPS, système géodésique privilégié aujourd'hui pour l'étude des déformations à la surface de la Terre. Une analyse poussée de la nature du bruit contenu dans les séries temporelles de position GPS issues du centre d'analyse ULR du service international IGS est réalisée à l'aide de trois méthodes. Ces méthodes sont présentées et leurs avantages et inconvénients discutés avec application aux solutions GPS de l'ULR. A partir des résultats obtenus de l'analyse du bruit dans les séries de position, une estimation plus réaliste des incertitudes des vitesses GPS est réalisée. Elle confirme la qualité atteinte par la méthode GPS lorsque celle-ci est appliquée avec soin en incluant l'état de l'art des modèles et des corrections GPS disponibles. Ce travail de fond, qui n'apparaît que très sommairement dans l'article publié dans *Geophysical Research Letters* en 2009 (reproduit en annexe), est développé dans le mémoire. Il s'agit d'une contribution fondamentale dans la justification de l'application des vitesses GPS pour corriger les tendances des marégraphes. La reproduction de l'exercice de Douglas & Peltier, (2001) avec les vitesses GPS clôt cette partie.

Enfin, la troisième partie présente l'idée de la détermination des mouvements verticaux à la côte par différentiation des mesures d'altimétrie satellitale et de marégraphie (e.g. Cazenave *et al.* 1999). La méthode élaborée par Kuo *et al.* (2004) est reprise et étendue en appliquant un filtrage sophistiqué apporté par l'analyse en EOF des données d'altimétrie et de marégraphie. Les différentes méthodes sont examinées et leurs résultats respectifs comparés dans le Golfe du Mexique. Ils sont ensuite confrontés à ceux du GPS.

CHAPITRE 1

La problématique des variations long terme du niveau moyen de la mer

1 La problématique de la détermination des variations long terme du niveau moyen de la mer

L'étude des variations du niveau marin couvre une variété de domaines de recherche tels que l'océanographie, la géologie, le changement climatique, la géodésie, l'ingénierie côtière, les sciences économiques et sociales appliquées au littoral. Elle trouve de nombreuses applications dans le domaine nautique, telle la navigation, mais a également de nombreuses applications scientifiques (Cazenave & Nerem 2004; Pugh 2004; Woodworth *et al.*, 2004). L'intérêt accordé au niveau marin est justifié par deux arguments majeurs. D'une part, la correspondance directe entre les fluctuations de hauteurs d'eau et les changements climatiques affectant l'ensemble de la planète mène vers une meilleure connaissance des processus climatiques et océanographiques en jeu. D'autre part, l'augmentation du niveau marin représente une menace pour le littoral en remettant en question l'existence de certaines îles, deltas, et marais le long des côtes et en accentuant l'érosion des plages sableuses, parfois seule défense avant les premières constructions urbaines.

La question de l'élévation du niveau marin devient préoccupante avec un littoral de plus en plus conquis par l'homme : 23% de la population mondiale, soit 1.2 milliards de personnes, vivent sur la bande littorale de 100 km (Small & Nicholls 2003) et 100 millions à moins de 1 m du niveau de la mer (Douglas & Peltier 2002).

Ce premier chapitre présente un état de l'art sur les connaissances des variations long terme du niveau marin ; les différents moyens de mesurer les variations récentes (100-200 dernières années) ; et les questions qui se posent dans la détermination des composantes d'origine climatique (fontes des glaces continentales et dilatation thermique des océans) à partir des enregistrements marégraphiques.

1.1 Variations passées, présentes, et futures

1.1.1 Les variations passées

Les témoignages des variations à l'échelle géologique du niveau de la mer sont nombreux. On peut étudier les formations sédimentaires qui sont de véritables enregistrements temporels des variations physiques du milieu. Et on peut aussi se tourner vers l'étude des récifs fossiles (Stirling *et al.*, 1998, Camoin *et al.*, 2001, Schellmann *et al.*, 2004, Radtke & Schellmann 2005).

Les récifs coralliens sont les plus grandes constructions réalisées par des êtres vivants : les coraux. Ces animaux vivent en symbiose avec des algues appelées zooxanthelles. Cette association piège le carbonate dissout dans l'eau de mer pour créer des squelettes calcaires ou polypiers. Ces squelettes, emboîtés les uns dans les autres, forment une trame rigide qui se développe au cours du temps. Quand une colonie meurt, une autre se développe sur son squelette. C'est un système très productif mais très exigeant quant à la température, la salinité et la limpidité des eaux. D'autre part, parce qu'elles pratiquent la photosynthèse, les algues vivent en surface, donc près des rivages.

Grâce à des navires foreurs, il est possible de réaliser des carottages dans des récifs coralliens des différentes mers du globe. Pour dater les différents niveaux, les chercheurs utilisent la datation absolue au thorium 230 et uranium 234. Le rapport entre ces isotopes fournit une datation très précise, puisqu'il permet de dater à 50 ans près un corail vieux de 10 000 ans.

Connaissant la profondeur et l'âge des niveaux successifs de coraux dans les carottes, il est possible de reconstituer les variations passées du niveau de la mer.

Le niveau marin présenté en Figure 1.1 a été reconstitué depuis la fin du dernier maximum glaciaire d'après les études de Fleming *et al.*, (1998), Fleming, (2000) et Milne *et al.*, (2005). Les anciens coraux récupérés majoritairement à La Barbade révèlent une augmentation du niveau moyen de 120 m, conséquence directe de la déglaciation.

Vers -6/-5 ka, la fonte des glaces de hautes latitudes s'arrête. L'augmentation du niveau marin global devient alors faible. Cette augmentation semble cesser vers -4/-3 ka.

De -6/-5 ka jusqu'au présent, l'accélération de l'augmentation du niveau marin semble faible par rapport aux derniers 10 000 ans, mais le facteur humain du présent donne une dimension plus significative à ces variations sur les deux derniers siècles.

Toutefois, même si Peltier, (2002) reconnaît que la reconstitution du niveau marin de La Barbade fournit une bonne approximation de la courbe du niveau marin eustatique, on doit prendre en compte plusieurs paramètres qui remettent en question la crédibilité accordée à ces résultats comme le suggère Gehrels, (2010). Le premier point de discussion concerne le taux de soulèvement induit par la tectonique de l'île. En effet, les modèles de Fairbanks, (1989), Peltier, (2002) et Schellmann & Radtken, (2004) utilisent chacun une constante spécifique pour le taux de soulèvement alors pour l'île de La Barbade, on soupçonne ce taux d'avoir été variable (Schellmann *et al.*, 2004). Le deuxième point de discussion est sur la stabilité isostatique de l'île qui divise les différentes écoles de modélisation.

Cette stabilité est d'ailleurs un point critique pour l'estimation quantitative de l'augmentation du niveau marin à partir des données mondiales car la fonte résiduelle de la calotte glaciaire sur le continent provoque une surrection terrestre qui entraîne ce qu'on appelle le rebond post glaciaire. Ce processus géologique que nous aborderons plus tard est l'une des composantes du niveau marin relatif enregistré par les marégraphes et à prendre en compte.

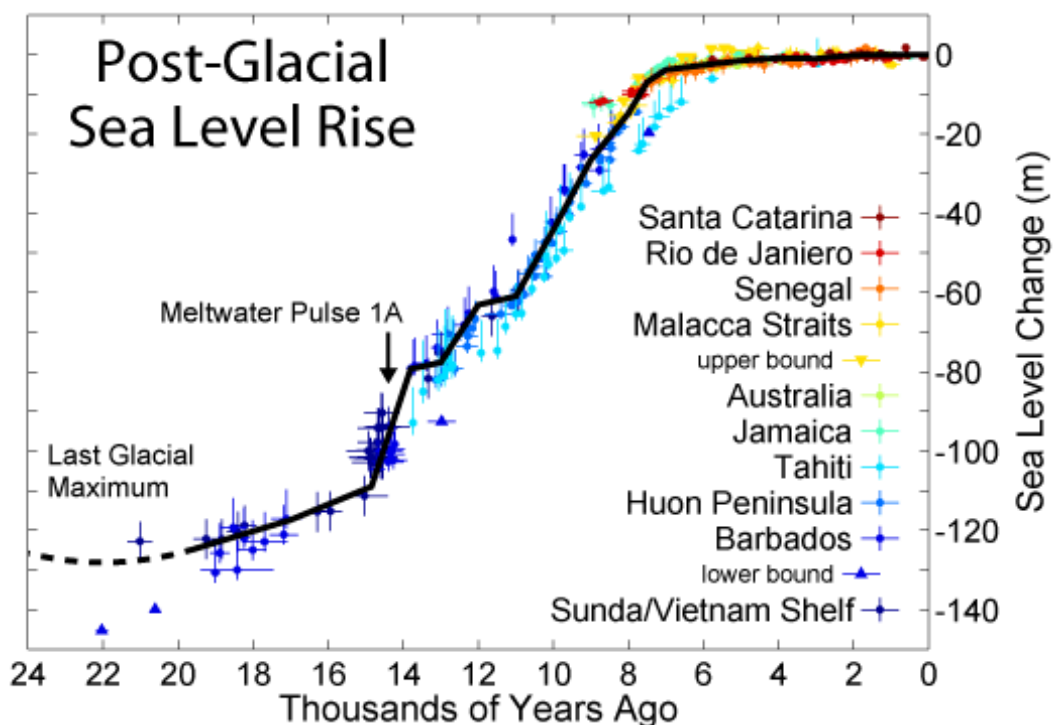


Figure 1.1 : Niveau de la mer depuis le dernier maximum glaciaire réalisée par Robert A. Rohde à partir de données publiées dans les revues suivantes : Fleming *et al.*, (1998), Fleming, (2000) et Milne *et al.*, (2005). Ce travail est incorporé au « Global Warming Art project » : <http://www.globalwarmingart.com> .

1.1.2 Les variations récentes : Fin XIX^{ème} - début XXI^{ème}

Les estimations de l'augmentation du niveau marin global sur le dernier siècle sont extraites de longs enregistrements marégraphiques dits historiques (Figure 1.2). La nature de ces enregistrements marégraphiques sera décrite postérieurement. Les estimations de la littérature (Douglas, 2001 ; Church & White, 2006 ; Holgate, 2007 ; Domingues *et al.*, 2008) rapportent des valeurs d'environ 1.7 mm/an.

Depuis une quinzaine d'années, l'altimétrie spatiale fournit aussi des mesures absolues (géocentriques) du niveau marin. Les récentes estimations à partir de cette technique de mesure montrent une hausse du niveau marin proche de 3 mm/an (Cazenave & Nerem, 2004 ; Leuliette *et al.*, 2004 ; Cazenave *et al.*, 2008 ; Cazenave & Llovel, 2010).

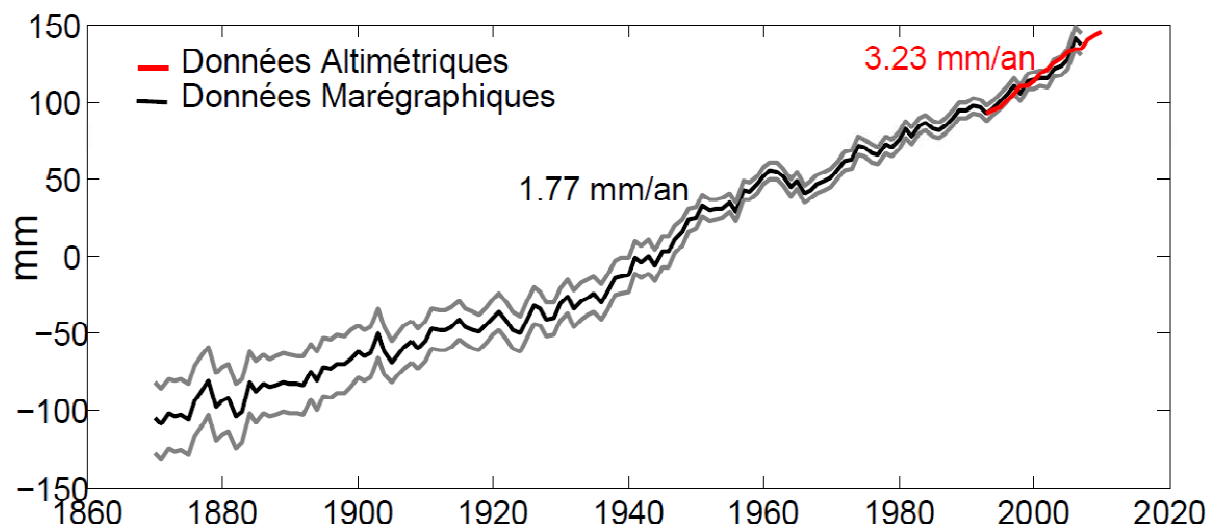


Figure 1.2 : Evolution du niveau marin moyen global issu de la marégraphie (ligne noire avec les limites de confiance à 95% en gris) d'après Church & White, (2006) mis à jour par le PSMSL, et de l'altimétrie spatiale (en rouge) d'après les données AVISO (entre Janvier 1993 et Mars 2010).

Les causes de cette hausse du niveau marin ont été revues à plusieurs reprises par le Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat, GIEC (IPCC en anglais) depuis 1988. Les synthèses des deux derniers rapports sont brièvement discutées ici. Elles portent sur des périodes différentes ce qui, comme nous allons le voir, rend les comparaisons moins directes aussi bien dans les valeurs que dans les progrès effectivement réalisés.

Dans le troisième rapport (Church *et al.*, 2001), l'une des plus grandes contributions est la dilatation thermique, résultat des changements de température et donc de densité à l'origine du réchauffement des océans. Elle est estimée à partir de modèles de circulation océanique générale et sa contribution est de l'ordre de 0.5 ± 0.2 mm/an sur le XX^{ème} siècle (Figure 1.3). La deuxième plus importante contribution est celle apportée par la fonte des glaciers de montagnes et des calottes polaires, estimée à 0.3 ± 0.1 mm/an et 0.2 ± 0.4 mm/an respectivement. Une des plus incertaines contributions est celle évaluée à partir des apports d'eau douce provenant des stockages d'eau terrestre résultant d'activités humaines qui atteint la valeur de -0.35 ± 0.75 mm/an. L'incertitude de cette dernière est justifiée par la difficulté à

évaluer cette contribution dominée par des facteurs anthropiques tels que les constructions de barrages ou l'exploitation d'eaux souterraines. La somme de ces différentes évaluations est estimée à 0.7 mm/an soit la moitié de la valeur observée par les marégraphes (1.5 mm/an). Cette différence a fait l'objet de nombreuses discussions (e.g. Woodworth *et al.*, 2004) qui proposent plusieurs facteurs expliquant la différence entre les deux valeurs centrales. Church *et al.*, (2001) remettent en cause l'estimation réalisée à partir de la fonte des glaciers argumentant sur le manque de connaissances du processus de fonte des glaciers. D'autres hypothèses sont proposées, telle celle de Woodworth *et al.*, (2004), remettant en question la légitimité de la comparaison des tendances de processus qui ne se produisent pas sur des mêmes périodes de temps.

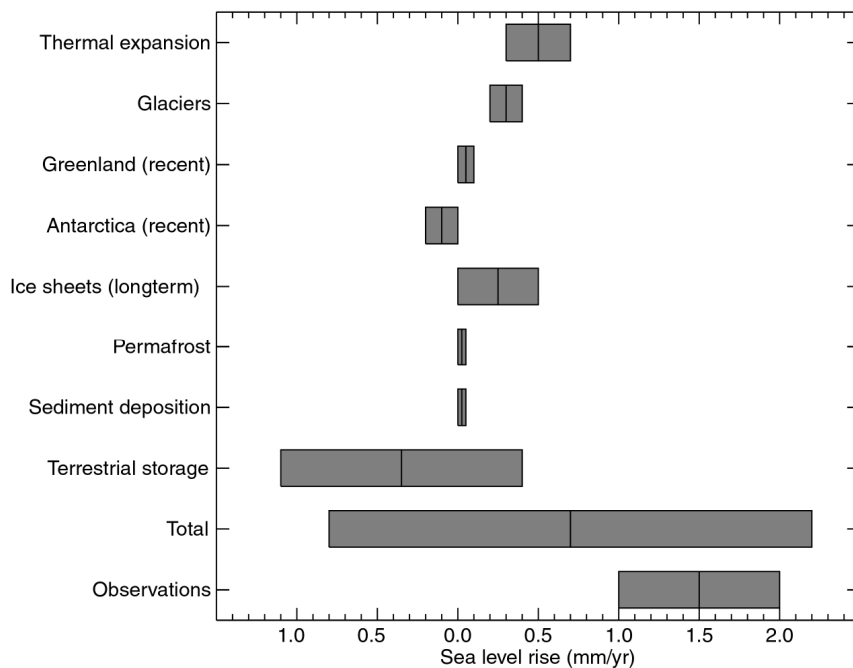


Figure 1.3 : Estimation des différentes contributions au budget total des variations du niveau marin global (8 premiers rangs à partir du haut), la somme des ces contributions et l'élévation du niveau marin observé (9^{ème} et 10^{ème} rang à partir du haut), sur le XX^{ème} siècle (les barres représentent le niveau de confiance à 90%). Church *et al.*, (2001), GIEC.

En 2007, le GIEC propose un quatrième rapport intégrant de nouvelles estimations des contributions eustatiques naturelles et du réchauffement des océans (Figure 1.4). Les tendances des contributions sont alors calculées sur les périodes 1961-2003 et 1993-2003.

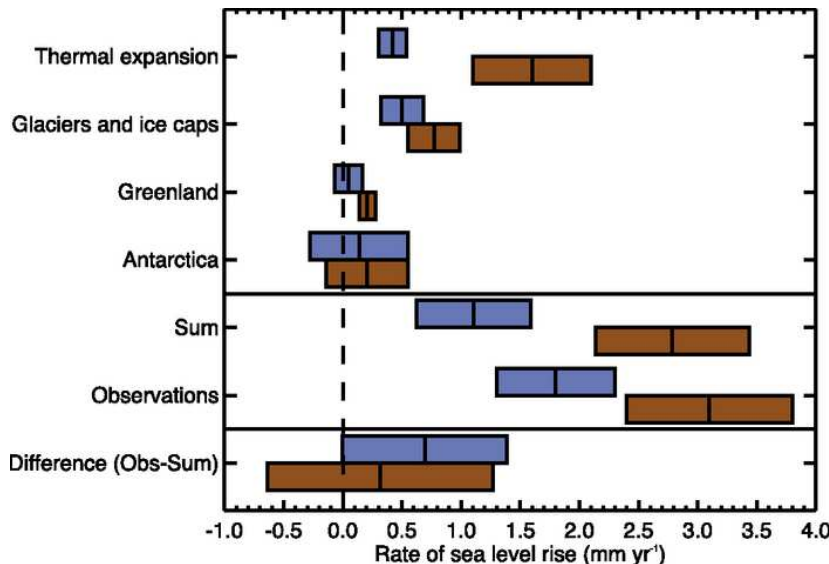


Figure 1.4: Estimation des différentes contributions au budget total des variations du niveau marin global (4 premières entrées), la somme de ces contributions et l'élévation du niveau marin observé (2^{ème} au milieu), ainsi que la différence entre observations et la somme des contributions (niveau inférieur) pour les périodes 1961-2003 en bleu et 1993-2003 en marron. Les barres représentent le niveau de confiance à 90%. Pour la somme, les erreurs sont calculées comme la racine carrée de la somme des erreurs au carré de chaque distribution.

Sur la période 1961-2003, la dilatation thermique ne représente alors que $23 \pm 9\%$ de l'élévation du niveau marin total, ce qui est plus faible que l'évaluation réalisée lors du 3^{ème} rapport sur tout le XX^{ème} siècle. Face à ces chiffres, Miller & Douglas, (2004) concluent que l'élévation du niveau de la mer durant la seconde moitié du XX^{ème} siècle est principalement due à la masse d'eau ajoutée au volume océanique. De 1993 à 2003, la dilatation thermique devient plus importante et la fonte des glaces des continents contribue de 1.2 ± 0.4 mm/an à la somme des contributions (3.1 mm/an). Cette différence entre la dernière décennie et la seconde moitié du XX^{ème} siècle reflète davantage la variabilité décennale de la fonte des glaces plutôt qu'une accélération. Une des constatations « positives » de ce dernier rapport est la réduction du facteur entre les observations (1.8 mm/an) et la somme des contributions climatiques (1.1 mm/an) mais l'écart reste encore de 0.7 mm/an.

Depuis cette évaluation, d'autres études ont réactualisé ces chiffres en réduisant considérablement cet écart. Domingues *et al.*, (2008) évaluent la somme des contributions à 1.5 ± 0.4 mm/an sur la période 1961-2003 en ajoutant leur estimation de la dilatation thermique de la couche supérieure de l'océan (0-700 m) à la somme des autres contributions des changements du niveau marin. Ils tombent en accord avec leur estimation mise à jour de l'élévation du niveau moyen global de 1.6 ± 0.2 mm/an à partir des mêmes techniques utilisées par Church *et al.*, (2004) et Church & White, (2006). Ils rapportent certains problèmes sur la méthode utilisée pour calculer la dilatation thermique à partir des observations hydrographiques. Wöppelmann *et al.*, (2009), utilisent une approche différente à partir de l'exercice de Douglas & Peltier, (2001) et de la correction du mouvement vertical à l'aide du GPS, ils obtiennent une tendance globale du point de vue des observations de 1.6 ± 0.2 mm en parfait accord avec Domingues *et al.*, (2008).

N'ayant aucune nouvelle estimation de la contribution des glaces terrestres sur les dernières décennies, on peut se concentrer sur la période récente de l'altimétrie pour laquelle de nouveaux résultats sont maintenant disponibles et ont été revus par Cazenave & Llovel

(2010). Sur la période 1993-2007, la différence entre la tendance du niveau marin observé par l'altimétrie (3.3 ± 0.4 mm/an) et la dilatation thermique moyenne (1.0 ± 0.3 mm/an) est de 2.3 mm/an attribué à l'augmentation de masse océanique. La contribution des glaciers et de la perte de masse de calotte polaire sont de 1.1 ± 0.25 mm/an et 0.7 mm/an respectivement. Ceci conduit à une contribution de masse glaciaire de 1.8 mm/an, inférieure au taux résiduel de 2.3 mm/an. Comme pour l'IPCC AR4 sur la période 1993-2003, le budget du niveau marin n'est pas clos avec une différence de 0.45 mm/an entre les observations et la somme des différentes contributions.

Sur la période 2003-2007, les données in-situ basées sur la dilatation thermique des océans indiquent une élévation moins rapide du niveau marin depuis 2003 que sur la dernière décennie, 2.5 ± 0.4 mm/an (Ablain *et al.*, 2009). A partir des données de gravimétrie de GRACE, on évalue le changement de masse océanique de 1.1 mm/an (Leuliette & Miller, 2009) à 2.1 mm/an (Cazenave *et al.*, 2009) selon la correction du rebond post-glaciaire appliquée. Les estimations indépendantes des contributions des glaciers et des calottes polaires de Meier *et al.*, (2007) et Cogley (2009) accèdent à une accélération depuis 2003 atteignant 1.4 ± 0.25 mm/an. Les contributions des calottes polaires ont récemment été réévaluées en utilisant les données GRACE et d'autres techniques de télédétection. Rignot *et al.*, (2008) trouvent une valeur de 0.56 mm/an pour l'année 2006 en très bon accord avec la valeur de Cazenave *et al.*, (2009) de 0.55 ± 0.06 mm/an évaluée à partir des données de GRACE. Quant à la contribution de la calotte polaire du Groenland, elle est estimée à 0.39 ± 0.2 mm/an (Slobbe *et al.*, 2009). Si on somme l'ensemble des contributions glaciaires, ceci conduit à une valeur de 2.4 ± 0.35 mm/an. On peut remarquer que la part des contributions de masses glaciaires représente 80% de l'élévation du niveau marin sur ces dernières années alors qu'elle en représentait 50% sur la période 1993-2003 (IPCC 2007). La contribution de la dilatation thermique est évaluée à, 0.25 ± 0.8 qui est une moyenne des évaluations des différentes études : Willis *et al.*, (2008), Cazenave *et al.*, (2009) et Leuliette & Miller (2009). Sur la période 2003-2007, la différence entre les observations et les différentes contributions est alors de -0.05 mm/an, qui est du même ordre de grandeur ou inférieure aux incertitudes des différentes contributions, ce qui clôt le budget du niveau marin sur cette période considérée.

1.1.3 Les projections

Pour les prochains siècles, les projections de modèles climatiques prévoient une augmentation continue du niveau marin moyen due à la dilatation thermique, alors qu'aucun consensus n'a été atteint face aux mesures de protection proposées dans le quatrième rapport de l'IPCC publié en 2007 (AR4). La Figure 1.5 présente les prédictions d'élévation du niveau moyen global de la mer pour la dernière décennie du XXI^{ème} siècle. Ces prédictions prennent en compte divers scénarios d'émissions de gaz à effet de serre, de croissance de la population mondiale, et de croissance économique.

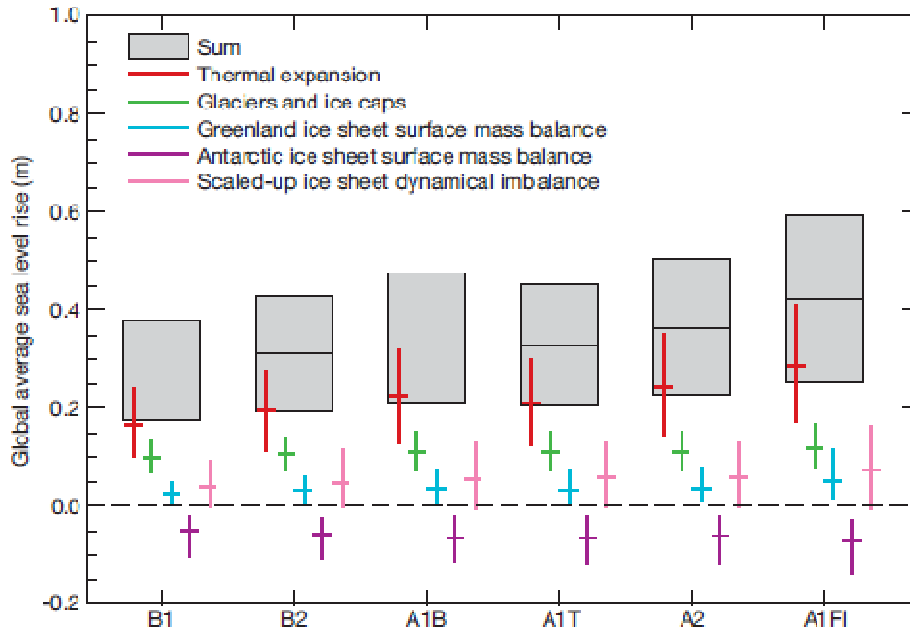


Figure 1.5 : Projections et incertitudes du niveau marin et de ses composantes de 2090 à 2099 (relativement à la période 1980-1999) pour 6 scénarios SRES.

Les projections des modèles climatiques à l'horizon 2100 prévoient une hausse de 4 ± 2 mm/an, soit une hausse de 20 à 60 cm sur un siècle (Figure 1.6). On suppose que la hausse du niveau de la mer au cours du XXI^{ème} siècle ne devrait pas être trop éloignée de celle prédite par les différents scénarios. Ces modèles prévoient les mêmes proportions relatives, respectivement de chaque contribution, que celles déjà présentées avec une contribution dominante de la dilatation thermique.

Cependant, une grande incertitude demeure sur la contribution de la fonte des calottes polaires qui pourrait s'avérer plus importante car certains processus de la dynamique des glaces n'ont pas été pris en compte dans les modèles, dont les accélérations brutales dues à la lubrification des glaciers (Engelhardt & Kamb, 1998) ainsi que des déformations de sédiments sub-glaciaux qui entraîneraient des épisodes rapides de mouvement de glaciers (Clarke *et al.*, 1984 ; Clark, 1995 ; Anandakrishnan *et al.*, 1998).

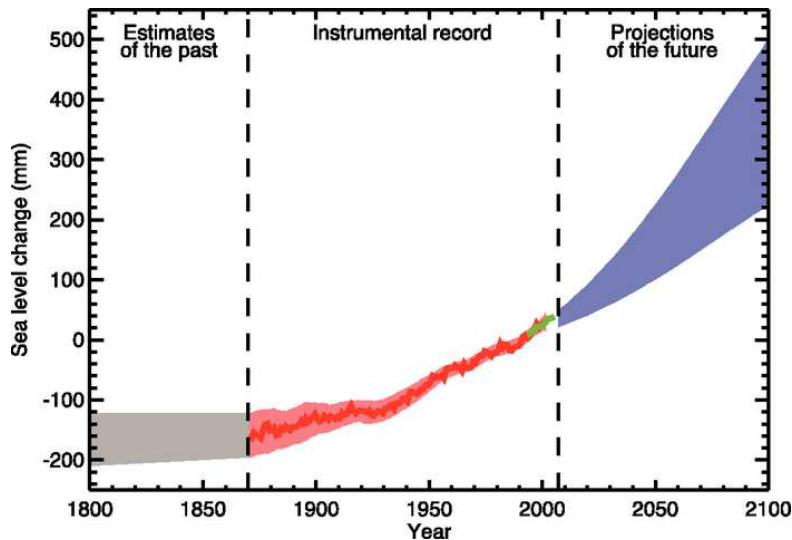


Figure 1.6 : Séries temporelles du niveau marin moyen global (relatif à la moyenne sur 1980-1999) dans le passé et sa projection dans le futur. Avant 1880, l'ombre grise représente les incertitudes de l'estimation à long terme de la tendance du niveau marin. La ligne rouge est une reconstruction du niveau moyen à partir des marégraphes. Et l'ombre rouge représente la barre de variations de ces variations. La ligne verte est le niveau moyen global estimé à partir de l'altimétrie. L'ombre bleue représente l'ensemble des valeurs des modèles de projection pour le scénario SRES A1B sur le XXI^{ème} siècle relatif à la moyenne de 1980 à 1999.

Les projections sur les changements du niveau marin fournies par le quatrième rapport d'évaluation de l'IPCC sont estimées à partir des sorties du modèle couplé océan-atmosphère GCMs (AOGCMs) combiné aux évaluations des taux de fonte des glaciers et des calottes glaciaires en dépit des larges incertitudes contenues dans cette dernière contribution (Bindoff *et al.*, 2007). Récemment, de nouveaux modèles semi-empiriques ont été développés qui lient le niveau marin global observé aux augmentations de températures (Rahmstorf, 2007) ou avec les augmentations de concentrations de gaz à effet de serre (Jevrejeva *et al.*, 2010). Les projections qui utilisent ces derniers modèles conduisent à des tendances du niveau marin plus élevées pour la fin du XXI^{ème} siècle.

Des prédictions basées sur des modèles semi-empiriques associant les hausses du niveau marin aux hausses de températures globales (Figure 1.7) ont été émises par la commission Delta, 2008 et envisagent une hausse de 50 à 110 cm d'ici 2100, de 150 à 350 cm d'ici 2200 et de 250 à 510 cm d'ici 2300 (German Advisory Council on Global Change, WBGU, 2006). Ces projections reflètent directement les projections de température alors que les taux de l'élévation du niveau marin futur ne seront peut être pas aussi associés à la température moyenne globale comme ils le sont aujourd'hui.

Une autre étude associe les changements du niveau marin global aux forçages anthropiques et naturels (Jevrejeva *et al.*, 2010) pour reconstruire l'histoire des changements du niveau marin sur les 1000 dernières années. Ils supposent que l'élévation du niveau marin est principalement engendrée par les changements dans le volume global de glace et par des changements globaux de température dans les océans dont chacun d'entre eux réagit à des forçages qui varient temporellement. Ces forçages sont conduits principalement par le forçage global radiatif moyen (W/m^2) utilisé dans le quatrième rapport de l'IPCC (Jansen *et al.*, 2007). Ce forçage varie avec l'activité volcanique, les variations des radiations solaires et

d'autres composantes qui sont majoritairement de nature anthropique telles que les gaz à effet de serre et les aérosols. Ils montrent que jusqu'en 1800, les principaux facteurs responsables des changements du niveau marin étaient de nature volcanique et solaire. Pour les 200 dernières années, l'élévation du niveau marin est principalement associée aux facteurs anthropogéniques. Seulement 4 ± 1.5 cm de l'élévation du niveau soit 25 % de l'élévation totale est attribué à des forçages naturels pendant le XX^{ème} siècle, les 14 ± 1.5 cm restants sont dus à l'augmentation rapide en CO₂ et autres gaz à effet de serre.

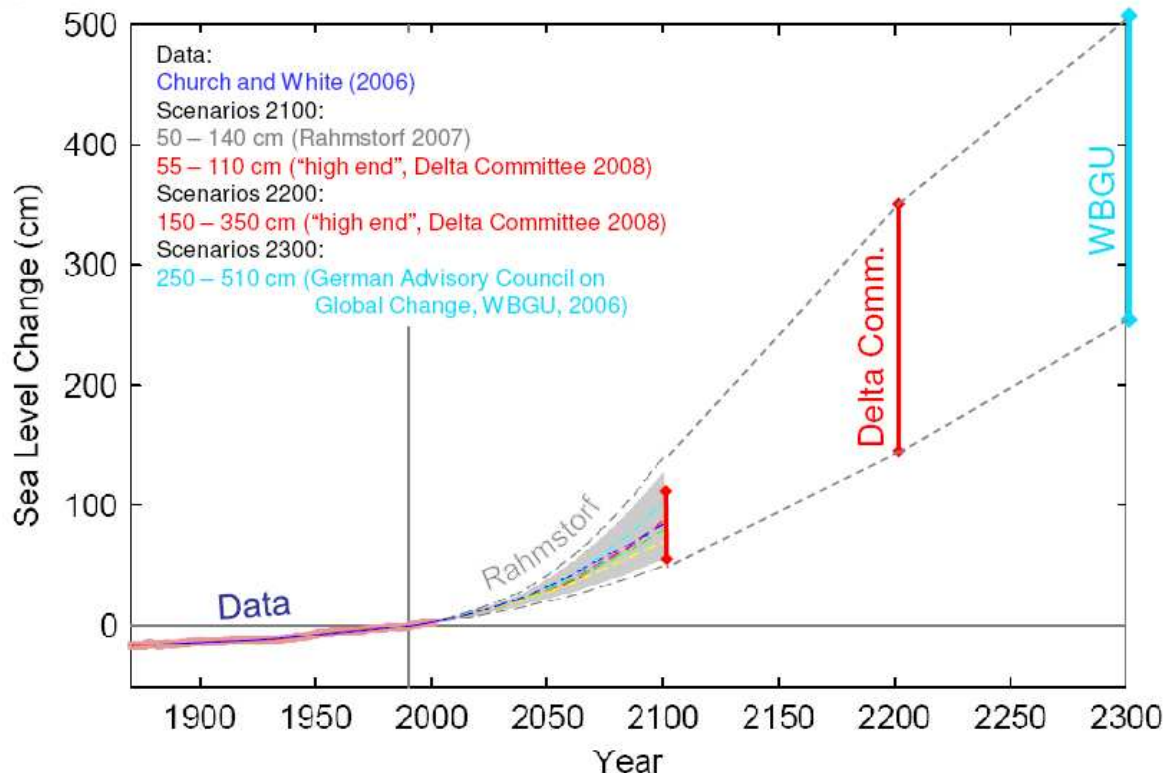


Figure 1.7 : Estimations de l'élévation du niveau marin global relativement au niveau de 1990 à partir des différentes publications : Church & White, (2006) ; Rahmstorf, (2008) ; Vellinga *et al.*, (2008).

1.2 Les différents moyens d'observation et les mesures disponibles

Cette partie présente les différents types d'instruments disponibles pour mesurer le niveau marin. Il existe essentiellement deux types d'observations qui mesurent directement le niveau marin : la marégraphie, opérationnelle depuis plus d'une centaine d'années, incontournable pour déterminer la tendance historique du niveau marin ; et l'altimétrie spatiale depuis une quinzaine d'années au niveau de précision utile pour les signaux océanographiques.

1.2.1 La marégraphie

1.2.1.1 Généralités sur la marégraphie

La première source des données marégraphiques est le résultat de la lecture de hauteurs d'eau sur une échelle graduée, qu'on appelle plus communément « échelle de marée ». C'est l'échelle de marée qui est la source première des données marégraphiques historiques avec une précision de l'ordre de 1 à 3 cm par conditions de mer favorables. Parmi les plus anciennes mesures connues figurent celles de Brest entre 1711 et 1716 issues de lectures faites de jour, au voisinage des pleines et basses mers (Wöppelmann *et al.*, 2006). Elles ont été utilisées par Laplace pour élaborer sa théorie des marées. L'échelle peut être utilisée directement comme aide à la navigation dans les entrées de ports ou les chenaux mais elle est surtout destinée actuellement à l'étalonnage et au contrôle des performances des marégraphes. C'est en 1679 que les astronomes Picard et La Hire enregistrent les premières mesures systématiques du niveau marin dans la rade de Brest, pendant une dizaine de jours. L'expérience sera renouvelée quelques années plus tard, en 1692, pendant plusieurs mois. Dès lors, les mesures et les observatoires vont se multiplier le long des côtes de France sous l'impulsion de l'académie royale des sciences. L'invention du « marégraphe » est attribuée à Palmer (1831). En France, le premier marégraphe est mis au point par l'ingénieur hydrographe Chazallon, en 1842. Cette invention contribuera notablement à augmenter le nombre de mesures du niveau de la mer.

La marégraphie, comme son nom le suggère en apparence, fut destinée à l'origine à l'étude du phénomène de marée. Il n'existe pas de définition de la marégraphie dans les dictionnaires ou encyclopédies mais seulement le terme de marégraphe. En revanche, dans le manuel de Simon (2007), apparaît la définition suivante : « *Par son étymologie, le terme de ' marégraphie ' se rapporte à la description du phénomène de marée et aux instruments qui, par leurs mesures, en ont permis une meilleure connaissance* ». Cette définition paraît restrictive, elle mériterait d'être étendue aux autres phénomènes qui affectent le niveau de la mer.

La complexité des divers processus affectant le niveau de la mer a contraint la technologie marégraphique à évoluer pour répondre aux attentes des différentes communautés scientifiques. Les données de marégraphes historiques avec les datations au carbone 14 des tourbières sont à ce jour l'unique moyen de reconstituer l'évolution du niveau de la mer sur le dernier siècle. La marégraphie est une discipline qui est bien maîtrisée maintenant, cependant, quelques défis restent à résoudre dans le domaine d'application qui nous intéresse et que nous évoquerons dans la Partie 1.4.

1.2.1.2 Service international de données moyennes

Le PSMSL (Permanent Service for Mean Sea Level, <http://www.psmsl.org/>) est un service international qui, depuis 1933, fournit des valeurs mensuelles et annuelles du niveau moyen de la mer de marégraphes distribués dans le monde entier. Cet organisme collecte les valeurs moyennes et mensuelles du niveau de la mer de près de 2000 stations réparties dans le monde (Figure 1.8).

Les organismes « fournisseurs » de données marégraphiques doivent remplir certains critères de façon à garantir une base homogène de données. Malheureusement, seulement 2/3 des enregistrements passent les critères de qualité qui les rendent exploitables dans le cadre de l'étude du niveau moyen marin. Ces critères surmontés, elles sont placées dans la catégorie dite RLR (Revised Local Reference). Les séries RLR ont subi des contrôles afin d'assurer la continuité et la stabilité locale de la référence du marégraphe ainsi que la détection et l'édition des données aberrantes ou incohérentes. La référence est alors redéfinie par le PSMSL à approximativement 7000 mm en dessous du niveau moyen de la station à une date donnée. La redéfinition du zéro des données a pour objectif d'éviter les valeurs négatives, mais surtout de souligner le caractère arbitraire et conventionnel des zéros des marégraphes. Ils varient d'un site à l'autre pour une même convention (définition), et d'un organisme à l'autre pour le choix de la convention. L'autre catégorie de séries qui ne passent pas les contrôles qualité de RLR est dite Metric, mais cela ne signifie pas qu'elles n'aient pas subi des contrôles qualité de l'organisme responsable, ni qu'elles soient de mauvaise qualité. Il faut juste veiller à garder un esprit plus critique avec les données de la catégorie Metric.

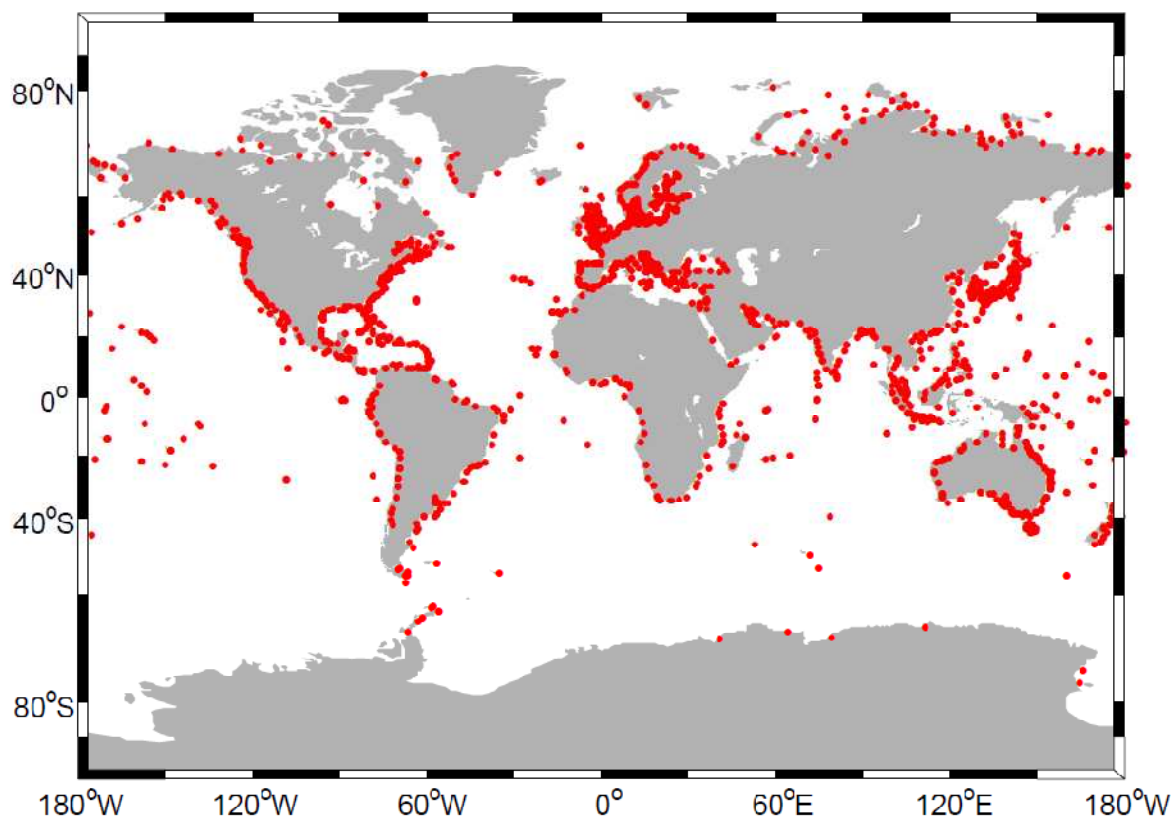


Figure 1.8 : Distribution de toutes les stations (environ 1850) pour lesquelles les données de niveau moyen annuel et mensuel sont disponibles au PSMSL, banque de données accédée le 20/05/2010.

1.2.2 L'altimétrie radar embarquée sur satellite

La marégraphie a longtemps été le seul instrument capable de fournir des hauteurs d'eau. Seulement la majeure partie des marégraphes se trouve rattachée à la côte, ce qui restreint la distribution spatiale des données ; de plus, les stations ne sont pas localisées de façon optimale afin de capter un signal océanographique large (Barnett, 1984 ; Groger & Plag 1993). L'altimétrie spatiale apparait alors comme un moyen complémentaire de faire face aux limitations de la mesure marégraphique.

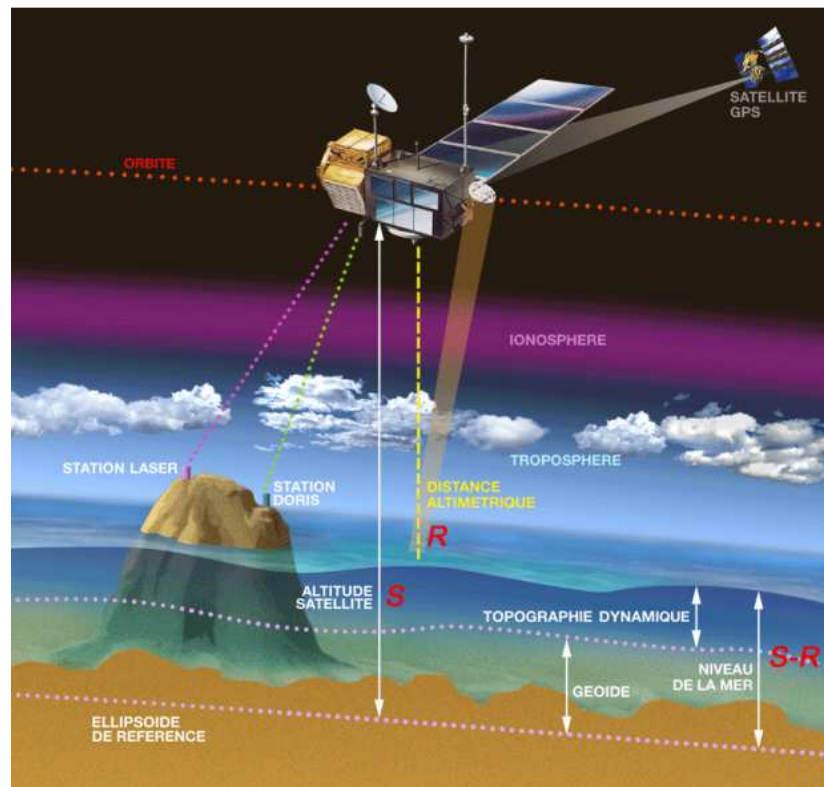


Figure 1.9 : Principe de la mesure d'altimétrie radar embarquée sur satellite.
(Source : AVISO <http://www.aviso.oceanobs.com/fr/altimétrie/principe/principe-de-base/index.html>, le 20/05/2010).

La donnée d'altimétrie spatiale n'est pas simplement le produit d'un instrument mais d'un système de mesure qui implique autant d'incertitudes que de composantes intégrées dans ce système de mesure (Nerem & Mitchum, 2001). La Figure 1.9 illustre les composantes qui interviennent dans la détermination de la hauteur d'eau. Les principales sources d'erreur sont aujourd'hui liées à la traversée du signal électromagnétique dans l'atmosphère, en particulier la troposphère, et à la localisation précise du satellite dans un référentiel terrestre. Les erreurs de traversée de l'atmosphère se traduisent par un retard sur le signal, un allongement de la distance radar, et finalement un biais sur la mesure de hauteur d'eau.

Comprendre comment les mesures de la distance altimétrique sont collectées et transformées en hauteurs d'eau est assez simple mais les détails sont complexes.

Les premiers essais de mesure altimétrique de variations du niveau de la mer à long terme furent réalisés par les missions satellitaires Seasat (1978) (Born *et al.*, 1986) et Geosat (1985-1989) (Tapley *et al.*, 1992). L'essentiel des études basées sur ces missions a concerné la mesure du géoïde marin et les applications à la structure de la lithosphère océanique et du manteau. Cependant Nerem, (1995) et Guman, (1997) ne trouvent pas Geosat à la hauteur des

attentes en matière de précision pour déterminer la tendance du niveau moyen global au millimètre par an. Depuis le lancement du satellite Topex Poseidon (T/P) en collaboration avec la NASA et le CNES, en 1992, l'ère altimétrique connaît de forts succès scientifiques grâce à l'amélioration de la précision réalisée sur la mesure et les différents traitements *a posteriori*.

Durant ces vingt dernières années, l'altimétrie spatiale a enrichi notre vision et notre compréhension de la circulation océanique. T/P fut le premier satellite à fournir une description précise du niveau marin moyen global (Nerem, 1995a ; Nerem, 1995b ; Nerem *et al.*, 1997a ; Nerem *et al.*, 1997b), et autres processus océaniques comme la circulation océanique à grande échelle (Park & Gamberoni, 1995), les ondes de Rossby (Hughes, 1995 ; Boulanger & Fu, 1996 ; Polito & Cornillon, 1997 ; Angell *et al.*, 1999 ; Subrahmanyam *et al.*, 2001 ; Brandt *et al.*, 2002), des événements climatiques tels el Niño/la Niña (Blanck, 1999 ; Dong *et al.*, 1999). Cette mission a bénéficié des améliorations sur la précision des mesures en prenant en compte par exemple les progrès réalisés sur le calcul des orbites (Nouel *et al.*, 1994 ; Tapley *et al.*, 1994 ; Marshall *et al.*, 1995). De nombreuses études sur les variations du niveau moyen des mers ont été décrites grâce à l'utilisation du satellite T/P (Minster *et al.*, 1995 ; Nerem, 1995a ; Nerem, 1995b ; Nerem *et al.*, 1997a ; Nerem *et al.*, 1997b ; Cazenave *et al.*, 1998 ; Minster *et al.*, 1999 ; Nerem *et al.*, 1999 ; Fu & Chelton, 2001 ; Nerem & Mitchum, 2001 ; Picaut & Busalacchi, 2001 ; Cazenave & Nerem, 2004 ; Leuliette *et al.*, 2004). Les dernières estimations du niveau marin par l'altimétrie spatiale obtiennent un taux de 3.3 ± 0.4 mm/an sur la période 1993-2008 alors que la somme des contributions de l'effet stérique, de la fonte des glaces des glaciers alpins, du Groënland, de l'Antarctique et celle des eaux continentales est de $2.85.0 \pm 0.35$ mm/an (Cazenave & Llovel 2010). On remarque que sur la dernière décennie, la différence entre la somme de toutes les contributions et les observations altimétriques est plus faible que sur l'ensemble du siècle à partir des observations de marégraphie.

L'échantillonnage et la couverture spatiale de l'altimétrie font qu'elle constitue un allié incontestable de la marégraphie et apporte un élément nouveau dans la mesure du niveau de la mer par son référencement absolu.

1.2.3 Les limites de la marégraphie

L'évolution technologique de la marégraphie assure désormais une qualité de mesure fiable, offre des données sous format numérique, avec transfert en temps quasi-réel des données, et permet ainsi depuis plusieurs années d'exploiter la mesure marégraphique sous de nouvelles perspectives. Ces nouvelles perspectives ont ainsi créé de nouvelles exigences envers la marégraphie qui constituent à l'heure actuelle de véritables défis.

1.2.3.1 Echantillonnage spatio-temporel

La principale limitation des données marégraphiques est leur répartition spatiale qui est limitée aux côtes et aux îles océaniques, et qui pose la question de la représentativité de l'ensemble des océans. Ce problème est illustré Figure 1.8. En outre, les plus longues séries temporelles se situent principalement dans l'hémisphère Nord le long des côtes européennes. En effet, Douglas (2001) démontre qu'il faut au minimum 50 à 60 ans de données pour estimer une tendance à long terme car il est évident que le niveau marin a des variations interannuelles et interdécennales dont les amplitudes dominent la tendance du niveau moyen

sur une période de quelques années. Cet argument est illustré Figure 1.10. Elle représente les coefficients en mm/an² du terme d'accélération issus de régressions linéaires de séries RLR du PSLML de période supérieure à 10 ans de 1880 à 1990. La variabilité du terme d'accélération est élevée pour des séries de moins de 20 ans, pour lesquelles les variations interdécennales sont absorbées dans l'accélération.

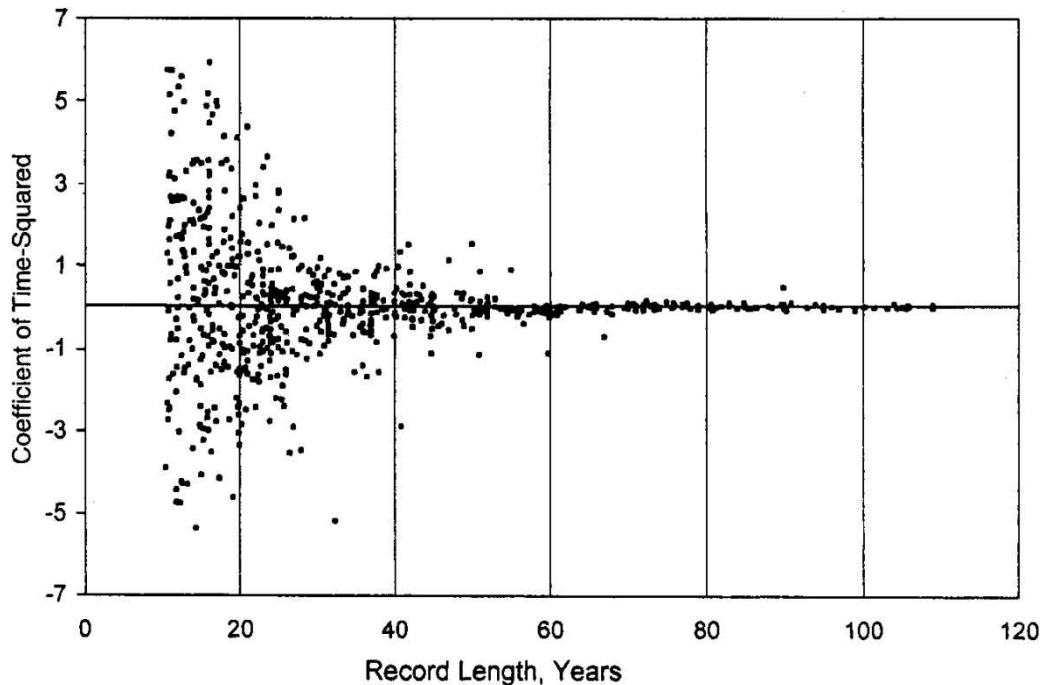


Figure 1.10 : Composante de l'accélération des niveaux marins relatifs, Douglas (2001), Fig. 3.16 p 61.

En outre, les stations des séries marégraphiques de plus de 60 ans couvrent essentiellement l'hémisphère Nord (Figure 1.11). Ainsi, chaque jeu de données sélectionné dans les différentes études sur l'estimation globale du niveau marin échantillonne différemment la variabilité océanique long terme. Cet échantillonnage sera sensible à la redistribution de masses d'eau liée aux couplages océan - atmosphère qui ont été observés sur des échelles multi-décennale à séculaire (Miller & Douglas, 2007 ; Woodworth *et al.*, 2010). Par ailleurs, il est maintenant reconnu que les tendances provoquées par la dilatation thermique et la fonte des glaciers présentent des variabilités spatiales (e.g. Ishii *et al.*, 2006 ; Ramillien *et al.*, 2006 ; Lombard *et al.*, 2009). Chaque réservoir de glace (Groenland, Antarctique, glaciers alpins) présente sa propre empreinte (Mitrovica *et al.*, 2001). Les observations des marégraphes sont limitées par la question d'échantillonnage de la variabilité spatiale des tendances du niveau de la mer. Elles sont probablement à l'origine d'une partie des écarts observés entre les différentes estimations publiées à ce jour (e.g. Woodworth, 2006).

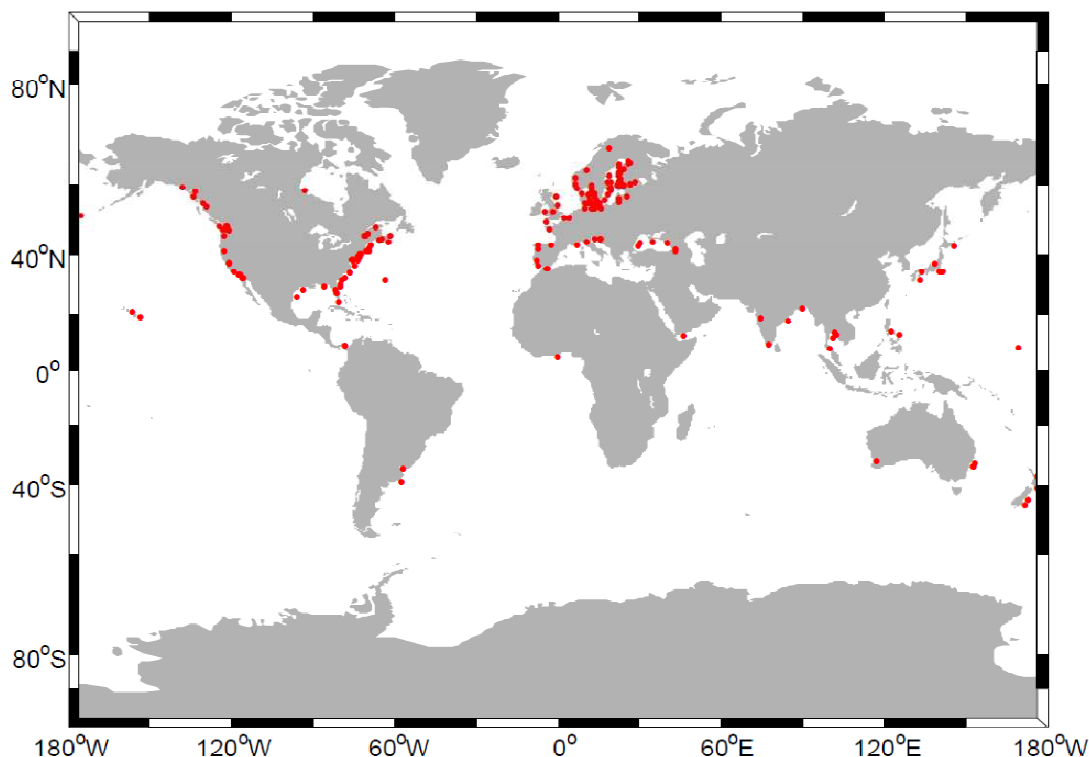


Figure 1.11 : Distribution des stations du PSMSL ayant plus de 60 ans d'observations, banque de données accédée le 20/05/2010.

1.2.3.2 Mouvement vertical du marégraphe

La mesure marégraphique, contrairement à la mesure altimétrique, est une mesure relative à la croûte terrestre. L'observation du niveau marin par les marégraphes est donc affectée par le mouvement vertical de la terre. Les origines géologiques possibles de ce mouvement sont diverses. La Figure 1.12 illustre des exemples de séries marégraphiques assez singulières « contaminées » par le mouvement de la terre. La cause principale de ces mouvements a été identifiée pour toutes ces stations. La série de Stockholm (Suède) est soumise à l'effet du rebond postglaciaire sous la forme d'une surrection de la croûte terrestre due à la perte de masse de la fonte des glaciers. Cette surrection terrestre se traduit sur l'enregistrement marégraphique par une baisse continue et linéaire du niveau marin sur l'échelle de temps de l'ère marégraphique. A l'inverse, d'autres phénomènes entraînent la subsidence du sol, des phénomènes dont la cause peut être purement géologique ou anthropique. Ainsi, le marégraphe de Bangkok (Thaïlande) montre une augmentation rapide du niveau marin, conséquence de la subsidence du socle terrestre entraînée par l'extraction de nappes d'eau souterraines/phréatiques ; le marégraphe de Nezugaseki (Japon), à la suite d'un tremblement de terre en 1964, enregistre un saut brutal du niveau marin ; et la station Manila (Philippines) subirait l'effet d'une subsidence locale due à un processus de sédimentation

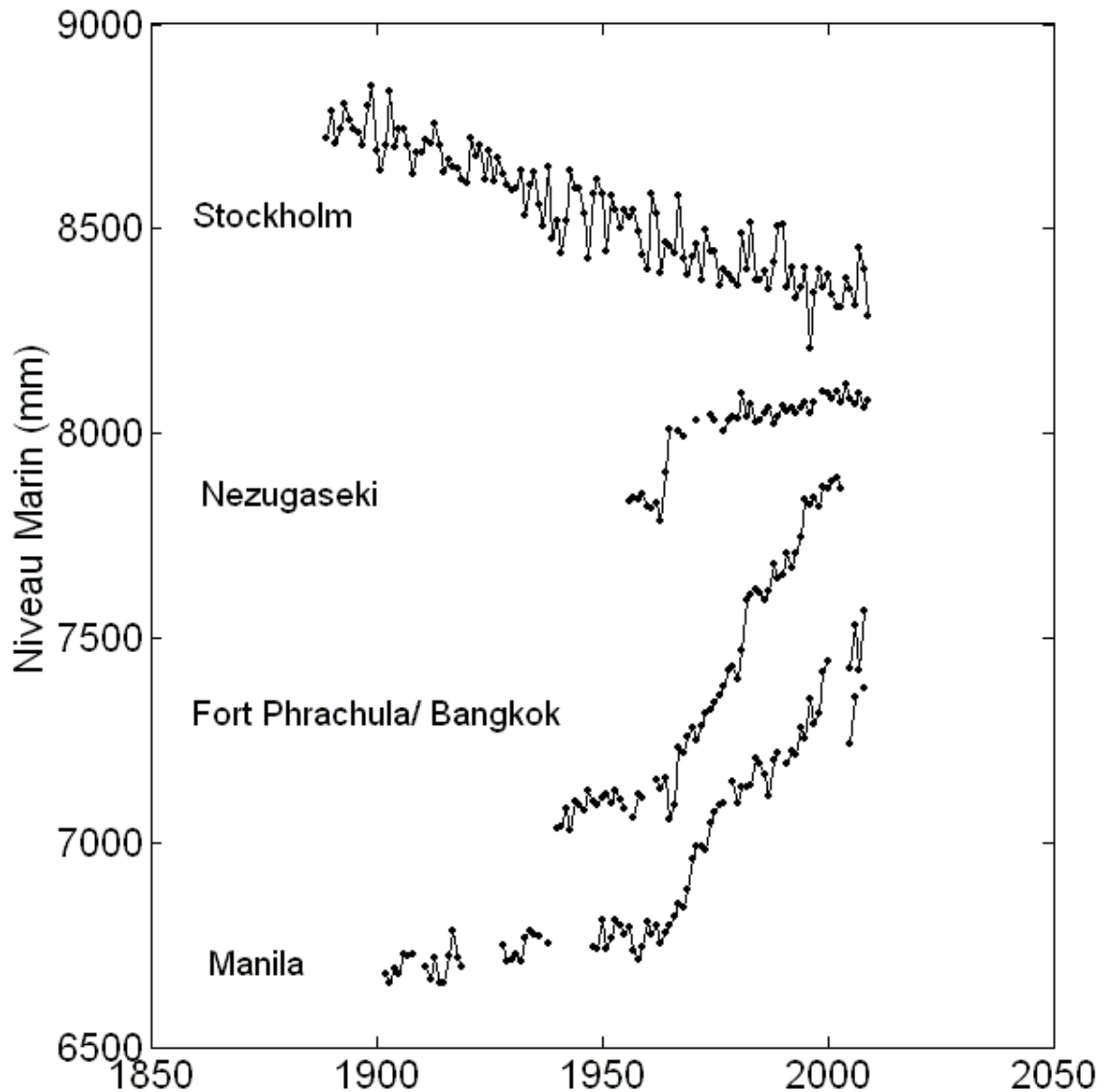


Figure 1.12 : Séries temporelles exceptionnelles du niveau marin issues des séries marégraphiques annuelles de Stockholm, Nezugaseki, Bangkok et Manilla extraites de la banque de données du PSMSL le 03/06/2010.

L'identification de tels processus compromettant l'estimation du niveau marin absolu est en soi un défi, mais ne satisfait pas entièrement l'enjeu de la détermination du niveau marin global. Un autre défi de taille s'adresse à l'ensemble de la communauté travaillant directement ou indirectement sur le niveau marin. En effet, il s'agit d'extraire ce mouvement vertical des mesures de hauteurs d'eau. L'ampleur de ce défi est à la taille des exigences attendues sur la précision de l'estimation du mouvement terrestre.

La tendance historique d'élévation du niveau marin est estimée de 1 à 2 mm/an sur tout le XX^{ème} siècle comme nous l'avons déjà évoqué précédemment. On doit donc être capable sur de longues périodes d'extraire la tendance de mouvements verticaux submillimétriques (Wöppelmann *et al.*, 2009). Cette partie présente ainsi les moyens disponibles à l'heure actuelle afin de répondre à cette limite de la marégraphie.

1.3 Principales causes de variation du niveau marin

Les différentes prédictions sur la hausse du niveau marin discutées dans la section 1.1.3 tirent la sonnette d'alarme sur les conséquences dramatiques qu'engendrerait l'élévation du niveau de la mer, notamment une réduction importante de la largeur de la bande littorale entraînant érosion, inondation, intrusion de sel dans les aquifères et eaux de surface et la remise en question des zones habitables des bords de mer. Pour comprendre cet enjeu d'élévation du niveau marin, il est indispensable de connaître les principales composantes qui le définissent.

Le niveau moyen est défini comme la hauteur de la mer par rapport à un repère terrestre moyennée sur une période de temps telle que le mois ou l'année, assez longue pour que les variations entraînées par les vagues et les marées soient largement éliminées. Cette composante inclut toutes les contributions long-terme des variations du niveau marin et est sans doute celle qui suscite le plus d'intérêt au niveau mondial. L'ensemble des processus responsables des changements eustatiques sont nombreux et sont principalement les processus océaniques tels que le réchauffement des océans (Warrick & Oerlemans ; 1990 ; Warrick *et al.*, 1996), la fonte des glaciers et des calottes glaciaires (Weidick & Morris ; 1996 ; Kaser , 1999 ; Kaser *et al.*, 1996), des réservoirs d'eau terrestres (Gornitz *et al.*, 1997).

Un des problèmes de l'interprétation du niveau moyen est la distinction entre les changements eustatiques et les changements dus aux mouvements verticaux de la Terre qui est d'autant plus importante que cette composante concerne l'ensemble des populations vivant sur la bande littorale. Les impacts les plus graves ne sont pas seulement engendrés par les changements dans le niveau marin mais par les changements dans les niveaux extrêmes du niveau marin. Il est essentiel de pouvoir quantifier ces composantes indépendamment afin de comprendre et de prédire la réponse de la terre aux forçages climatiques naturels et anthropiques.

1.3.1 Les changements stériques et changements de masses d'eau

Les changements de volumes d'eau des océans sont le résultat des changements de densité de l'eau de mer (composante stérique) ou par des changements de quantité d'eau douce (composante de masse d'eau).

Le niveau marin stérique est défini comme les variations de hauteurs de surface de la mer attribuées à la dilatation/contraction des volumes des océans face aux changements de température et/ou de salinité qui modifient la densité des océans et donc des masses d'eau. La composante stérique comprend la composante thermostérique (variation de température) et la composante halostérique (variation de salinité).

Levitus *et al.*, (2000) montrent que la température moyenne des océans augmente depuis la seconde moitié du XX^{ème} siècle. Sur cette même période (1955-2003), Antonov *et al.*, (2005) estiment à partir d'observations de températures *in situ* la contribution de la dilatation thermique globale dans les 700 premiers mètres de profondeur des océans à l'élévation du niveau marin global à 0.33 mm/an. La moitié de cette tendance est expliquée par le réchauffement de l'océan atlantique et un tiers par le réchauffement de l'océan pacifique. Sur la période altimétrique 1993-2003, cette tendance augmente jusqu'à 1.23 mm/an dont 60% est dû au réchauffement de l'océan Pacifique. Les différents océans montrent des comportements

différents. Par exemple, avant les années 1990, l'océan Atlantique montre une tendance positive monotone et ensuite est soumis à une augmentation brusque du réchauffement de ses eaux. De plus, c'est le seul océan présente un réchauffement de ses eaux au-delà de 1000 m de profondeur ; pour les autres océans, il a lieu essentiellement dans les premiers 300 m de la colonne d'eau (Cazenave & Nerem, 2004). En outre, les tendances stériques sont très hétérogènes spatialement et varient d'une estimation à une autre (Cazenave & Nerem 2004). La contribution de la salinité à l'élévation du niveau marin pour les 50 ans dernières années est de 0.05 mm/an (Antonov *et al.*, 2002) mais qui peut être plus significative dans les régions subpolaires de l'Atlantique Nord et particulièrement près de la mer du Labrador.

Les apports de masse d'eau sont définis principalement par les contributions de la fonte des glaciers continentaux, des calottes polaires et des eaux douces terrestres. Les preuves que les glaciers continentaux ont considérablement reculé sont indéniables. Ils représentent la seconde plus grande contribution à l'élévation du niveau marin sur le XX^{ème} siècle après la dilatation thermique. Cependant, selon Domingues *et al.*, (2008), la dilatation thermique et l'apport de masse d'eau sont du même ordre. Antonov *et al.*, (2005) suggèrent que les apports de masses d'eau sont la principale contribution à l'élévation du niveau marin pendant la seconde moitié du XX^{ème} siècle. Comparé aux calottes polaires de l'Antarctique et du Groenland, ils répondent plus rapidement aux changements climatiques, ils sont des indicateurs sensibles de la variabilité climatique. Les glaces de l'Antarctique et du Groenland contiennent 99% de l'eau douce disponible sur Terre (Cazenave & Nerem 2004). Les réponses de ces deux régions polaires aux changements climatiques sont différentes. Les pertes de masse d'eau de l'Antarctique sont dues principalement à la fonte de la base des glaciers mais aussi au vêlage des icebergs. Alors que la fonte des glaces du Groenland est le résultat à la fois de l'écoulement de surface des glaciers et au vêlage des icebergs. La contribution totale de l'Antarctique et du Groenland pour le XX^{ème} siècle est évaluée à 0.52 mm/an (Church *et al.*, 2001).

Depuis le début des années 2000, on dispose d'observations indépendantes sur les contributions stériques et de masse océanique à l'élévation du niveau marin à partir de profils de mesures de bouées Argo et de la mission satellite GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment). Une comparaison récente des données de GRACE et de données altimétrique *in-situ* de Jason 1 (Lombard *et al.*, 2007) a montré une rapide diminution du niveau marin stérique à partir de 2003. Cette étude différencie les données de niveau marin de Jason 1, intégrant le niveau marin stérique et le changement de masse des océans, avec les données de champ de gravité de GRACE capable de quantifier les changements de masse d'eau. La différence de ces deux types de mesure donne alors une estimation du niveau marin stérique moyen. La comparaison de leur résultat avec celui de Ishii *et al.*, (2006) à partir de 2003 montre une diminution brutale du niveau marin stérique. Depuis cette étude, Willis *et al.*, (2007) ont démontré que cette diminution était le résultat d'un biais instrumental qui affectait aussi les mesures Argo de certains appareils, mais cette période reste cependant marquée par une absence du réchauffement des océans.

D'autres études ont aussi évalué les contributions stériques et de masses d'eau à l'élévation du niveau marin en utilisant les données de la mission GRACE et des observations des bouées Argo. L'étude réalisée par Cazenave *et al.*, (2009) tente de boucler le budget du niveau marin sur la période 2003-2008. Ils se confrontent aux résultats du quatrième rapport de l'IPCC, 2007 qui évalue la contribution stérique à 50% de la tendance du niveau marin mesurée par l'altimétrie spatiale (3.1 mm/an) et le reste est attribué à la masse d'eau apportée par la fonte

des glaces totale (glaciers+calottes glaciaires). Or des études basées sur des mesures Argo ont montré que depuis 2003, la dilatation thermique des océans s'était arrêtée (Roemmich & Owens, 2000 ; Willis *et al.*, 2008) alors que le niveau marin augmente de 2.5 ± 0.4 mm/an sur la période 2003-2008. On suppose alors une diminution de la température par des apports de masses d'eau douce qui abaissent la salinité des océans. Cazenave *et al.*, (2009) évaluent alors à partir des mesures de GRACE la contribution de la fonte des glaces (Antarctique et Groënland) (1.0 ± 0.1 mm/an) et des eaux continentales (0.17 ± 0.1 mm/an) sur la période 2003-2008. La contribution des glaciers continentaux et des calottes polaires est évaluée à 1.1 ± 0.2 mm/an (Meier *et al.*, 2007). Ainsi la somme de la contribution d'eau douce est estimée à 2.2 ± 0.28 mm/an en accord avec la valeur de la masse océanique évaluée par GRACE à 1.9 ± 0.1 mm/an. Parallèlement, ils évaluent les contributions stériques à partir de la méthode de Lombard *et al.*, (2007) et des mesures Argo à 0.31 ± 0.15 et 0.7 ± 0.1 mm/an respectivement. La somme des contributions des apports de masse d'eau douce et des contributions stériques est alors proche de la tendance du niveau marin observé par les satellites.

1.3.2 Les marées

Les signaux océaniques les mieux appréhendés sont les marées astronomiques. Bien qu'une compréhension approfondie des marées océaniques soit assez difficile, les principes basiques sont très simples. Cette composante peut s'approximer comme la réponse à l'attraction gravitationnelle de la lune et du soleil ; elle constitue le signal dominant de l'enregistrement du niveau marin du marégraphe. Les marées sont étudiées depuis très longtemps (cf. Cartwright, (1999) pour une revue récente de la question) et se distinguent facilement des autres composantes parce qu'elles ont des périodes bien définies. Depuis que les positions précises de la lune et du soleil par rapport à la Terre sont connues, il est possible de calculer le potentiel générateur de marée avec une grande précision sur n'importe quel point de la planète. Doodson,(1922) fut le premier à décomposer ce potentiel en une série d'amplitudes et de fréquences.

Les composantes de la marée ont des périodes de 12h (Onde principale Solaire 'S2') à 2191.43 heures (Onde Solaire semi annuelle). Mais en pratique les marées à un endroit spécifique sont déterminées empiriquement par analyse harmonique (e.g. Munk & Cartwright, 1966 ; Foreman, 1978). Les caractéristiques spatiales des ondes de marées sont différentes selon la réponse dynamique des bassins océaniques. Bien que l'amplitude des marées atteint communément 1 à 2 m et peut ainsi masquer les autres signaux, elle peut être décrite très précisément et ainsi être éliminée des enregistrements.

1.3.3 Niveaux extrêmes : les tempêtes et les tsunamis

Les enregistrements marégraphiques horaires sur de longues périodes sont assez rares et principalement situés en Europe, Etats-Unis, Japon. En Méditerranée, le long des côtes françaises du Golfe du Lion, les séries marégraphiques de longues périodes et complètes sont peu représentées (Figure 1.13). La plupart des stations présentent de nombreuses lacunes et montrent des tendances très hétérogènes entre elles. Mais la série de Marseille est unique non pas pour l'étude de la variabilité long-terme du niveau de la mer déjà maintes fois dressée dans la littérature (Woodworth, 2003 ; Holgate *et al.*, 2008 ; Marcos & Tsimplis, 2008 ; Tsimplis *et al.*, 2008a ; Tsimplis *et al.*, 2008b ; Tsimplis *et al.*, 2009 ; Vilibic & Sepic 2010)

mais parce qu'elle offre à la fois une période de plus de 100 ans et un échantillonnage temporel haute fréquence et de grande qualité avec très peu de lacunes, permettant l'étude des variations long-terme des extrêmes.

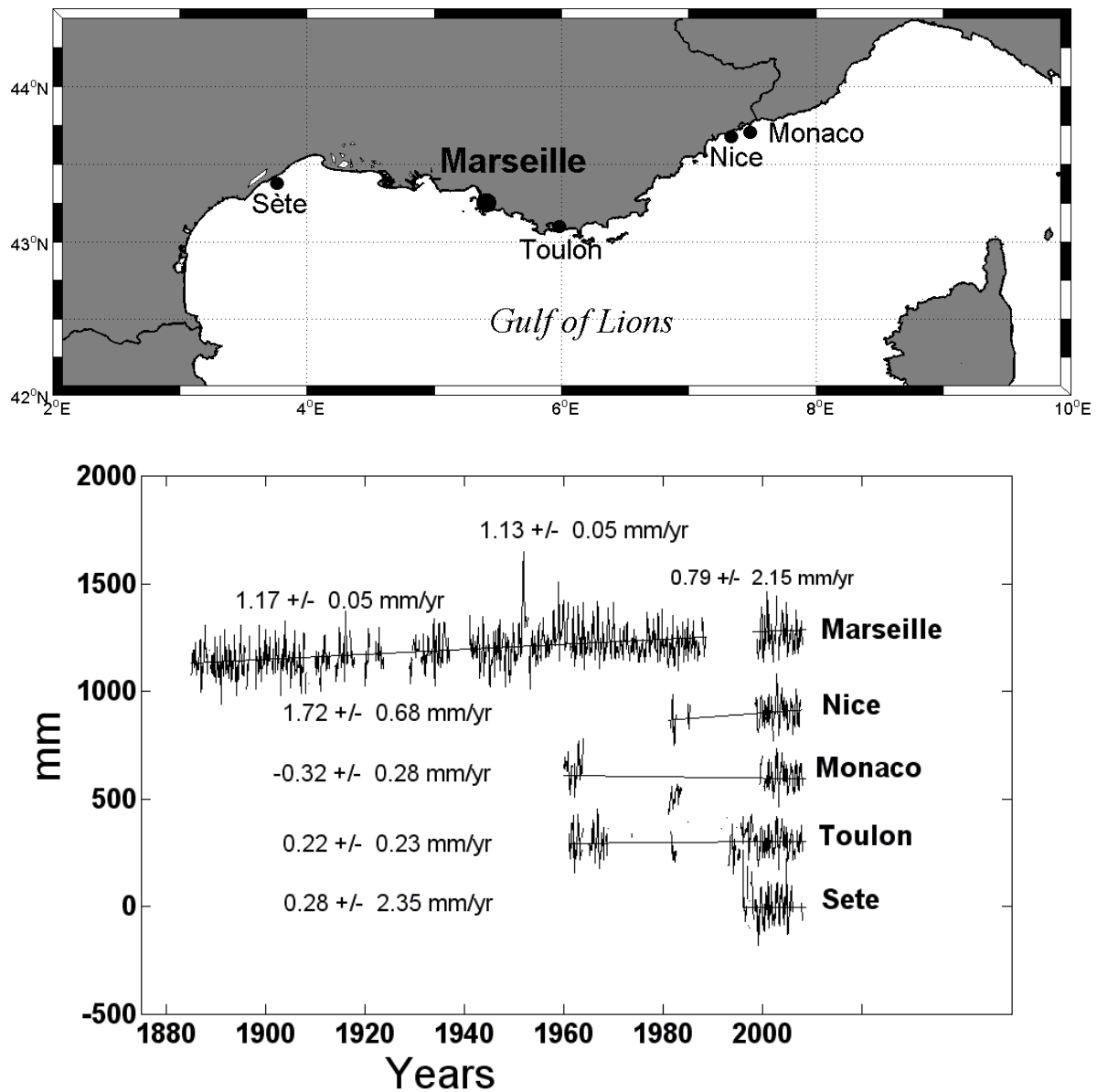


Figure 1.13 : Localisation de la station Marseille et des marégraphes français le long des côtes du Golfe du Lion (Panel Supérieur) et séries temporelles mensuelles associées (Panel inférieur).

L'élévation du niveau marin combinée à l'augmentation de la fréquence des extrêmes est un facteur aggravant pour l'érosion côtière.

La Méditerranée est particulièrement touchée par les problèmes d'érosion du fait des contraintes croissantes entraînées par les activités humaines, notamment par le tourisme de masse mal contrôlé. On estime que les trois-quarts des dunes de sable de la côte méditerranéenne entre l'Espagne et la Sicile ont disparu depuis 1960 (7^e session, Conseil économique et social des Nations Unies, 1999). D'ici 2025, en moyenne, plus de 85% de la population de la Méditerranée européenne devrait vivre sur les côtes, selon des projections de

Batisse & Grenon, (1989). Il est donc essentiel de mieux comprendre les tendances des événements extrêmes et leur probabilité d'occurrences sur le long terme.

L'étude des niveaux extrêmes du niveau marin a fait l'objet de nombreuses publications (Pugh & Vassie, 1980 ; Tawn, 1988). Woodworth & Blackman, (2002) utilisent les niveaux extrêmes annuels de Liverpool depuis le XVIII^{ème} siècle afin d'estimer les périodes de retour et les variations temporelles des tempêtes. Woodworth & Blackman, (2004) présentent les changements des surcôtes durant la dernière décennie, à partir d'un réseau de 141 marégraphes.

L'article Letetrel *et al.*, (2010) qui illustre cette partie présente l'étude de la variabilité temporelle long terme inter-décennale des extrêmes et des niveaux extrêmes atteints en moyenne sur une certaine période dite « Période de retour ». Les résultats de cette analyse ne sont pas paraphrasés ici, l'article est inclus en Annexe A. Ce travail a été réalisé au sein du Mediterranean Institute for Advanced Studies (IMEDEA (CSIC-UIB)) à Mallorca (Espagne) et a bénéficié d'une bourse d'échange du programme MedCLIVAR-ESF.

Cette étude s'inscrit dans le cadre de ma thèse comme une opportunité d'appréhender et de mieux comprendre les séries marégraphiques qui sont utilisées dans la 3^{ème} partie de ce manuscrit.

Un autre type d'événements extrêmes est représenté par les tsunamis, qui sont assez rares mais dont les conséquences sont destructives. Les ondes de tsunamis sont générées par un déplacement vertical de la colonne d'eau. De tels événements se produisent dans le cas de tremblement de terre, de glissement de terrain, d'éruption volcanique. Les tsunamis ont une période de l'ordre de la minute et des longueurs d'ondes de plus de 100 km. L'amplitude de ces ondes augmente de façon inversement proportionnelle à la profondeur de la colonne d'eau, ce qui peut provoquer des hauteurs de vagues allant jusqu'à 60 m. La vitesse de propagation pouvant atteindre 800 km/h, il est donc essentiel de mettre en place des systèmes de surveillance en temps réel sans délai de transmission.

Les conséquences sont dramatiques lorsque le littoral côtier se situe dans l'espace d'impact d'un tsunami. Le cas du tsunami de 1883 en Indonésie décrit par Choi, (2003) suite à l'éruption du volcan de l'île de Krakatau est spectaculaire. Quatre grandes explosions du volcan du 26 au 27 août 1883 ont produit des vagues de tsunami enregistrées sur les côtes du Canal de Sunda entre l'île de Sumatra et l'île de Java. La 3^{ème} explosion produit « le son le plus fort que l'humanité n'est jamais entendu » et fut enregistrée jusqu'à 4800 km au loin (Choi, 2003). Les baromètres en Europe et aux Etats-Unis enregistrèrent des oscillations importantes pendant les neuf jours suivant l'explosion. Une caldera de 6km de large et 270 m de profondeur se forma où l'île se localisait. Cette 3^{ème} explosion généra « une vague cataclysmique et dévastatrice » des côtes adjacentes de Java et Sumatra. Les vagues générées atteignirent jusqu'à 42 m et pénétrèrent jusqu'à 6 km dans les terres. 36 000 personnes moururent et 300 villages furent détruits. A la suite de ce tsunami, des oscillations de la surface de l'eau furent enregistrées partout dans le monde.

Le tsunami qui toucha les côtes indonésiennes le 26 décembre 2004 a mis en évidence la faiblesse des marégraphes concernant leur échantillonnage temporel inadéquat pour détecter ce genre de phénomènes, ce qui incita la communauté scientifique à s'engager dans l'implantation d'un système de surveillance des tsunamis plus large et plus efficace (IOC, 2006).

1.4 Les corrections de mouvements verticaux

1.4.1 Les prédictions des modèles de rebond post glaciaire

L'une des méthodes les plus utilisées pour corriger les enregistrements marégraphiques du mouvement de la terre fut et est encore l'utilisation de modèles d'ajustement isostatique glacial, en anglais GIA (Glacial Isostatic Adjustment) (Peltier & Tushingham, 1989 ; Trupin & Wahr, 1990 ; Douglas, 1991, 1997, 2001 ; Church *et al.*, 2004) Peltier, 2004. Ces modèles évaluent la déformation de la croûte terrestre induite par le rebond post glaciaire. Ce phénomène est la conséquence de la fonte des calottes glaciaires qui recouvraient 18000 ans plus tôt les régions d'Europe septentrionale, la Sibérie, le Canada, les grands lacs du Canada et les Etats-Unis. La perte de masse de glace sur le continent modifie l'équilibre isostatique de la lithosphère, ce qui entraîne une compensation de la croûte terrestre. Dans le cas d'une perte de masse faible, la réponse de l'écorce terrestre suit un processus élastique, en revanche dans le cas d'une perte importante, la réponse est visco-élastique et perdure au-delà de la disparition de la charge sur des centaines ou milliers d'années.

Le mouvement vertical induit par le rebond postglaciaire est à l'heure actuelle inférieur au centimètre par an mais se manifeste également au-delà des extrémités des calottes glaciaires, (Tushingham & Peltier, 1991 ; Peltier, 1995). Vers l'équateur, il atteint à peine le dixième de millimètres.

Cependant, des incertitudes persistent dans l'estimation des 3 principaux paramètres géophysiques de ce modèle (épaisseur de la lithosphère, viscosité du manteau supérieur et inférieur) et dans la connaissance encore approximative des processus liés à l'histoire de la déglaciation. A tout ceci s'ajoute les incertitudes dues à la résolution et à la paramétrisation du modèle (Woodworth, 2003). En dépit de toutes ces incertitudes, le désavantage des modèles de GIA est qu'ils ne corrigent pas les autres processus géologiques pouvant engendrer un mouvement de la terre. C'est pourquoi d'autres études ont utilisé l'information géologique pour estimer ces autres mouvements verticaux (e.g. Woodworth *et al.*, 1999).

Différents modèles de correction GIA sont disponibles et peuvent être téléchargés sur le site suivant : <http://www.sbl.statkart.no/projects/pgs/authors/>, ils incluent les corrections proposées par Peltier, (2004) et Schotman & Vermeersen, (2005).

1.4.2 La mesure des mouvements verticaux

Le but de cette partie est de présenter brièvement les différentes techniques de mesures disponibles pour pouvoir se concentrer sur celle que nous utiliserons dans cette thèse.

Les mouvements peuvent être mesurés avec une très grande précision à l'aide principalement de deux techniques de géodésie et d'une technique de gravimétrie. Le système DORIS (Détermination d'Orbite et Radio positionnement Intégré par Satellite), donne de bons résultats sur la mesure du mouvement vertical aux stations marégraphiques (Cazenave *et al.*, 1999 ; Calmant *et al.*, 2000 ; Soudarin & Cretaux, 2006) mais constitue un système coûteux et complexe d'utilisation. Une autre technique utilise le champ de gravimétrie absolue (Van Camp *et al.*, 2005) mais elle se révèle très sensible aux éléments extérieurs, à cela s'ajoute la difficulté à mettre en œuvre cette technique et à maintenir l'environnement de la station gravimétrique stable.

La deuxième technique de géodésie, le GPS (Global Positioning System), s'impose alors comme la technique la plus facile d'utilisation, de grande précision et en connexion directe avec le système de référence terrestre international (ITRS) à travers le service international GNSS (IGS). Le système GPS est à l'origine un système de positionnement radioélectrique descendant par satellites, imaginé par les militaires américains du DoD (Département of Defense)

Le traitement de la mesure GPS est complexe. Cette complexité est induite à la fois par la nature du signal GPS transmis qui implique de nombreuses corrections liées à la transformation du signal électromagnétique lors de sa propagation dans l'atmosphère ainsi que par le support satellite qui induit des corrections d'orbites et/ou d'horloge. Le système GPS est maintenant largement utilisé dans de nombreuses applications de loisirs, de transport et scientifiques. Outre son utilisation pour mesurer la composante verticale des mouvements du sol, il est aussi très largement exploité pour mesurer les déformations horizontales de la croûte terrestre avec une très bonne précision (ex. Argus & Heflin, 1995 ; Van Camp *et al.*, 2005) dans le cadre des mouvements des plaques tectoniques. De nombreuses améliorations ont été réalisées depuis ces dernières années concernant la précision des mesures GPS, comme le souligne Bingley *et al.*, (2007) apportant la confiance et la maturation nécessaires aux solutions GPS dans le cadre du référencement géocentrique de la mesure marégraphique (Teferle *et al.*, 2002a ; Teferle *et al.*, 2002b ; Hagedoorn & Wolf, 2003 ; Teferle *et al.*, 2006 ; Teferle *et al.*, 2007 ; Wöppelmann *et al.*, 2007 ; Wöppelmann *et al.*, 2009) et dans l'estimation en général du mouvement de la croûte terrestre (Waugh *et al.*, 2005 ; Xiong & Zhu, 2007 ; Teferle *et al.*, 2008 ; Abidin *et al.*, 2009 ; Bradley *et al.*, 2009 ; Teferle *et al.*, 2009, Wu *et al.*, 2010).

Grâce au GPS, on peut ainsi redéfinir les séries marégraphiques dans un système de référence bien défini (Carter *et al.*, 1989 ; Cazenave *et al.*, 1999 ; Becker *et al.*, 2002) permettant la comparaison des différents jeux de données marégraphiques et de distinguer le signal océanographique du mouvement vertical enregistré.

CHAPITRE 2

Les mesures des mouvements verticaux aux marégraphes par GPS

2 Les mesures des mouvements verticaux aux marégraphes par GPS

Le marégraphe mesure le niveau de la surface de la mer par rapport au socle solide sur lequel il repose. Sa référence est locale et se trouve matérialisée par des repères dits de marée. Les variations du niveau de la mer sont donc relatives et incluent le mouvement vertical du socle. La géodésie spatiale offre depuis peu les moyens nécessaires afin d'évaluer ce mouvement vertical avec la qualité nécessaire à la détection de signaux long terme d'origine climatique (Section 1.4.2). Parmi les techniques de géodésie spatiale, le GPS est à l'heure actuelle le moyen le plus accessible et simple à mettre en œuvre, et qui a fourni les premiers résultats à l'échelle globale dans l'application visée ici en 2007 (Wöppelmann *et al.*, 2007). Pour cette raison, mais aussi parce que ces premiers résultats furent obtenus à l'Université de la Rochelle, nous nous concentrerons donc sur l'estimation de vitesses verticales à partir de séries de positions GPS afin de corriger avec la meilleure précision possible les enregistrements marégraphiques du niveau marin relatif. Les résultats de l'étude de Wöppelmann *et al.*, (2007) étaient cependant préliminaires à plusieurs égards. D'une part, les solutions couvraient une période courte d'un peu moins de sept ans. D'autre part, l'incertitude des vitesses obtenues était formelle alors que de nombreux travaux indiquaient que le bruit dans les séries temporelles GPS n'était pas du bruit blanc et donc que les erreurs formelles étaient trop optimistes (Zhang *et al.*, 1997 ; Mao *et al.*, 1999).

Mon premier véritable travail de thèse a donc été d'explorer les différentes techniques disponibles dans la littérature pour évaluer le contenu du bruit dans les séries de position de la nouvelle solution GPS qui était en cours d'élaboration par le centre d'analyses ULR et de proposer une évaluation réaliste des incertitudes sur les vitesses verticales issues de ces solutions. Dans un premier temps, nous passerons donc brièvement en revue les différentes sources possibles de bruit dans les séries temporelles GPS, puis nous examinerons les différentes techniques qui permettent d'évaluer les caractéristiques du bruit, enfin nous choisirons la plus performante et nous évaluerons de manière la plus réaliste possible les incertitudes des vitesses verticales avec application à l'estimation de la tendance du niveau marin global. Mon travail a permis au centre d'analyses ULR de se doter d'outils modernes d'analyse critique des résultats GPS, dont leur première application a contribué aux résultats publiés en 2009 dans la revue « *Geophysical Research Letters* ». L'article est reproduit en annexe B.

2.1 Incertitudes dans les résultats GPS

Le GPS ne mesure pas directement des coordonnées d'un objet dans l'espace proche de la surface terrestre. Il mesure des durées de propagation de signaux électromagnétiques entre satellite et récepteur à la surface de la Terre (ou proche de celle-ci), dont le traitement permet de retrouver les coordonnées du récepteur (station ou mobile), voire de l'émetteur (satellite). L'exploitation des mesures GPS peut se faire en temps réel ou *a posteriori*. Plusieurs types de mesures GPS sont possibles : les pseudo-distances si la mesure porte sur l'information codée ou les mesures de phase si la mesure se fait sur la porteuse du code. Les mesures qui permettent d'atteindre le niveau de précision requis ici sont les mesures de phase dont la résolution par les récepteurs GPS correspond grossièrement à 1/100 à 1/300 de la longueur d'onde, soit par exemple sur la mesure de phase sur la porteuse principale dite L1 de longueur

d'onde de 19 cm et une résolution de 0.5 à 2 mm. Dans cette partie, nous allons passer en revue brièvement les différentes sources qui peuvent introduire un biais dans les résultats GPS.

2.1.1 Quelques notions sur l'origine des erreurs en GPS

Le passage des mesures GPS à des coordonnées passe par la résolution d'un système d'équations d'observation dans lequel le modèle fonctionnel comprend les positions des récepteurs (stations) et des émetteurs (satellites), mais aussi les effets de propagation dans les différentes couches de l'atmosphère, et dans lequel tout phénomène dont l'effet est supérieur à la résolution de la mesure doit être modélisé pour atteindre les meilleurs résultats possibles.

La stratégie d'analyse des mesures GPS ne consiste pas simplement à développer le modèle fonctionnel au mieux en lui apportant les meilleurs modèles et corrections possibles, mais aussi à choisir quelles seront les inconnues qui seront estimées et quels seront les modèles stochastiques à appliquer. Les choix dépendront en grande partie de la géométrie du problème et de sa dimension. Par exemple, l'introduction des positions des satellites comme inconnues et leur estimation ne peut pas se faire correctement si le réseau des stations au sol a une couverture régionale. La stratégie d'analyse ULR est conçue pour atteindre les meilleurs résultats possibles. Elle s'appuie sur un réseau global de plusieurs centaines de stations car la problématique visée du niveau marin est globale, mais aussi car il était important d'avoir les meilleures orbites possibles, calculées avec des modèles cohérents sur l'ensemble de la période d'observation disponible. Cet aspect de retraitement de toutes les observations GPS avec des corrections et des modèles à jour et cohérents sur toute la période d'observation a guidé le travail du centre d'analyses ULR depuis son origine dans le cadre du projet pilote TIGA du service international IGS que nous présenterons brièvement plus loin.

Horloges

La synchronisation des horloges est de toute évidence un aspect important dans la mesure des durées de propagation des signaux GPS entre satellites et stations. Même les horloges embarquées sur satellites, qui sont des horloges à Césium ou Rubidium et qui fonctionnent sur des échelles de temps atomiques supposées très stables, sont susceptibles de décalages. Le décalage d'horloge entre le temps GPS conventionnel, linéaire et commun à l'ensemble du système GPS, et celui de chaque satellite peut se modéliser par un simple polynôme d'ordre 2 en raison de la qualité des horloges embarquées. Les paramètres d'horloge des satellites entrent dans la résolution des équations d'observations. Ils sont surveillés et estimés par le segment de contrôle aux Etats-Unis, et radiodiffusés dans le message de navigation. Leur précision atteint de $20 \cdot 10^{-12}$ s à $1.5 \cdot 10^{-9}$ s (<http://igs.cb.jpl.nasa.gov/components/prods.html>), et l'effet sur la position de récepteur est de 1 à 5 mm d'incertitude (Bossler, 2008). Il est donc possible d'utiliser les corrections associées à ces paramètres, mais aussi de faire comme le segment de contrôle américain et de les réestimer lorsque la géométrie du problème est suffisante (ce qui est le cas des analyses ULR). Les horloges des récepteurs sont en revanche d'une qualité insuffisante pour les modéliser simplement. Le plus pratique est de les estimer à chaque instant dans la phase de prétraitement en exploitant les mesures sur les codes.

Orbites des satellites

La détermination de la position d'une station dépend des coordonnées des satellites GPS, ce que l'on appelle plus communément les éphémérides. La précision des éphémérides radiodiffusées varie aujourd'hui entre deux et cinq mètres, plus de vingt mètres à l'origine, en

raison des erreurs de modélisation de l'orbite des satellites. De manière générale, l'influence des orbites sur la qualité du positionnement dépend du mode de positionnement. En mode absolu, dit naturel (exploitation des mesures de pseudo-distance), l'erreur sur la position du satellite se répercute directement sur la position de la station. En mode relatif, par exemple dans le traitement des mesures de phase, l'erreur radiale Δr , sur l'orbite entraîne une erreur Δb , sur la ligne de base b (ou vecteur entre deux stations), dont l'ordre de grandeur est donné par la relation suivante que l'on trouve dans les manuels sur la méthode GPS :

$$\frac{\Delta b}{b} = \frac{\Delta r}{r} \quad (2.1)$$

avec r : rayon de l'orbite du satellite
 Δr : erreur radiale sur l'orbite du satellite
 b : longueur de la ligne de base
 Δb : erreur sur la ligne de base

Donc, pour une précision/erreur de 1 cm sur la ligne de base, la relation liant l'incertitude sur l'orbite à la distance entre deux stations est illustrée avec la Table 2.1 ci-dessous.

Avec $r \sim 22000\text{km}$, altitude typique des satellites :

b (km)	Δr (m)
1	250
10	25
100	2,5
1000	0,25

Table 2.1: Erreur d'orbite maximale en fonction de la ligne de base si l'on souhaite obtenir une précision, $\Delta b=1$ cm, d'après la relation empirique (2.1).

Cette relation empirique illustre qu'au delà de 10 km, il faut donc une erreur inférieure à 25 m sur le rayon de l'orbite pour respecter une erreur de 1 cm sur la ligne de base. Plus la distance est grande entre les stations et plus l'exigence sur la précision de l'orbite des satellites l'est aussi. Ce sont ces limites dans les perspectives de positionnement précis qui ont poussé la communauté internationale et scientifique à se réunir et à créer le service international IGS (International GNSS Service, aujourd'hui, et International GPS Service for geodynamics à l'origine, en 1994). Plus de détails sur l'organisation du service IGS, ses composantes et ses produits peuvent être trouvés dans Dow *et al.*, (2005,2009) ou bien sur le site <http://igs.org>. Les lignes de base des solutions GPS du centre d'analyses ULR sont typiquement de plusieurs milliers de kilomètres pour les solutions journalières récentes (6-8000 km), et se rallongent pour les solutions journalières passées, notamment avant 2000, en raison de la diminution des stations effectivement opérationnelles (Santamaria-Gomez *et al.*, in press).

Une nouvelle stratégie en réseau dynamique a été imaginée dans le cadre de la thèse de doctorat de Alvaro Santamaria-Gomez pour surmonter cet inconvénient, de manière très effective. L'efficacité se voit tout particulièrement dans la résolution des ambiguïtés entières des mesures de phase (qui sont des inconnues spécifiques de la méthode GPS que nous ne détaillerons pas ici), et dont la résolution préalable et fixation à leur valeur entière améliore considérablement les résultats sur les autres inconnues du système, dont les positions des stations (Blewitt, 1989).

Décalages et variations des centres de phase des antennes

Le récepteur GPS est muni d'une antenne qui réceptionne le signal émis par le satellite. Le point électromagnétique où le signal est reçu est appelé centre de phase. Il ne correspond pas en général à un élément matériel de l'antenne mais sa localisation moyenne est donnée par les constructeurs par rapport à un point particulier de celle-ci. Des écarts sont cependant observés jusqu'à 1 à 2 cm suivant l'angle d'élévation et l'azimut du signal émis. En mode de positionnement relatif, si les deux récepteurs ont le même type d'antenne, orientées dans la même direction, on peut considérer que cet effet de variation de centre de phase s'élimine lorsque les stations sont relativement proches. Cette variation peut engendrer une erreur allant jusqu'à 10 cm sur la composante verticale si aucune correction n'est appliquée (Rothacher *et al.*, 1995). Sur des lignes de base de plusieurs milliers de kilomètres, elle ne s'élimine pas (courbure de la Terre). L'erreur est alors de l'ordre de 0.015 ppm sur la longueur de la ligne de base, soit 1.5 cm pour une ligne de base d'un millier de kilomètres. Le biais dans les positions introduit par les variations de centre de phase peut être corrigé en calibrant les antennes en élévation et azimut, soit par rapport à un type d'antenne de référence (corrections relatives), soit en absolu à l'aide d'un robot ou dans une chambre anéchoïque (Mader, 1999). Des tables de correction de centre de phase sont établies pour chaque type d'antenne (<http://www.ngs.noaa.gov/ANTCAL/> par exemple). Jusqu'en novembre 2006, la plupart des groupes employaient des corrections relatives, mais les études ont montré très clairement la réduction significative des erreurs dans les solutions GPS avec les corrections absolues qui se généralisent depuis sous l'impulsion de l'IGS (Schmid *et al.*, 2007). Les antennes émettrices (satellites) présentent les mêmes inconvénients (Ge *et al.*, 2005). Les corrections absolues proposées sont cohérentes entre antennes émettrices et réceptrices.

Milieu de propagation des ondes

Le signal émis par les satellites traverse les différentes couches de l'atmosphère avant d'atteindre le récepteur. Lors de cette traversée, il est soumis à la réfraction des différentes couches atmosphériques qui caractérise le passage entre deux couches de propriétés physiques distinctes. Ce phénomène se traduit par une modification de l'angle de trajectoire (un allongement géométrique) et une avance ou un retard du temps de parcours du signal. Les plus importantes réfractions ont lieu lors de la traversée de la troposphère et de l'ionosphère.

La troposphère est un milieu neutre et non dispersif aux fréquences des signaux GPS, donc le retard introduit ne dépend pas de la fréquence du signal. L'amplitude du retard est alors influencée par les conditions météorologiques (pression, température sèche, humidité). Aujourd'hui, la troposphère est le facteur le plus limitant dans la détermination de positions très précises. Son effet affecte surtout la détermination de la composante verticale. Le biais introduit se corrige à l'aide de modèles dépendant des données météorologiques. Le caractère aléatoire de ces fluctuations lié à celui du contenu en vapeur d'eau rend difficile la correction de cet effet. Les stratégies consistent alors à l'estimer en introduisant de nouvelles inconnues. Plus particulièrement, une inconnue de retard troposphérique (ZTD) est estimée par station au cours du traitement, voire plusieurs au cours d'une session de vingt-quatre heures, en s'appuyant sur une fonction de rabattement (dite fonction de projection) décrivant sa dépendance en élévation. Pour une erreur de 1 mm sur le retard troposphérique au zénith, l'erreur induite sur la hauteur atteint 3 à 4 mm pour un angle de coupure de 15° et atteint 6 à 7 mm pour un angle de coupure de 5° (Bossler, 2008). Les différences entre les fonctions de rabattement ne sont pas négligeables pour les observations faites sous 10° d'élévation. Les plus performantes sont celles qui sont issues de données météorologiques (Boehm *et al.*, 2006).

L'ionosphère est un milieu chargé de particules électriques qui interagissent avec les ondes électromagnétiques émises par les satellites GPS. L'effet induit par ces particules affecte le temps de parcours du signal. Contrairement à l'effet de la troposphère, il est impossible de le modéliser correctement. Mais comme c'est un milieu dispersif aux fréquences des signaux GPS, on peut utiliser deux signaux de fréquences différentes afin de corriger ce retard par combinaison des mesures simultanées sur les deux fréquences. Les récepteurs bi-fréquences se sont ainsi rapidement imposés sur le marché. Les corrections par combinaison de mesures sur deux fréquences différentes sont faites au premier ordre. L'impact du retard résiduel non corrigé par ces combinaisons de premier ordre est en principe submillimétrique sur le positionnement (Hernandez-Pajares *et al.*, 2007). Cependant, Petrie *et al.*, (2010) montrent que par conditions défavorables, il peut atteindre le millimètre, et peut présenter un caractère systématique qui, suivant le réseau de stations considéré et leur période d'observation, affecterait alors l'alignement au repère terrestre, avec un effet sur l'échelle pouvant atteindre jusque 0.05 ppb et sur l'origine jusqu'à 1 cm. Rappelons que l'effet ionosphérique varie en fonction de l'agitation ionosphérique qui dépend de :

- la latitude du point : l'agitation est plus élevée au pôle qu'à l'équateur.
- de l'activité solaire : tous les ~11 ans le soleil développe un maximum d'activité pendant lequel les vents solaires, constitués de particules électriques sont beaucoup plus violents et leur interaction avec l'ionosphère les rend beaucoup plus agitées.
- de la période de l'année, du jour ou de la nuit (pendant laquelle elle est très calme).

Une correction incorporant les 2^{ième} et 3^{ième} ordre serait alors nécessaire, d'autant que Petrie *et al.*, (2010) montrent qu'ignorer ces ordres supérieurs peut aboutir à des vitesses verticales biaisées jusque 0.35 mm/an suivant la longueur et la période d'observation considérées en relation avec le cycle solaire. Ces résultats sont récents et ne sont pas encore appliqués dans les centres d'analyse de l'IGS, ni dans celui de l'ULR.

Multi trajets

L'effet « multi trajets » est créé par toutes les surfaces réfléchissantes proches de l'antenne réceptrice. L'environnement autour de l'antenne, la végétation, les bâtiments deviennent des surfaces réfléchissantes pour le signal GPS qui parcourt alors un « multi-trajets » avant d'atteindre le récepteur, entraînant ainsi un retard non discernable sur la propagation du signal. Elosegui *et al.*, (1995) évaluent l'effet du trajet multiple sur le positionnement vertical à 15 mm pour un angle de coupure de 15° et si l'antenne est située à 15 cm au-dessus du plan réflecteur. L'effet se réduirait à 2mm si l'antenne était située à 1 m au-dessus du plan réflecteur. Des travaux récents montrent cependant une propagation plus complexe de ces multi-trajets dans le spectre des variations de positions GPS (King & Watson, 2010), dépendant de la géométrie particulière de l'environnement de la station en relation avec l'évolution dans le temps de la constellation des satellites. Les signaux sont repliés sur des fréquences longues, voire séculaires, avec des stations montrant des sauts dans les positions, des phénomènes transitoires, saisonniers, mais aussi long-terme avec des biais pouvant atteindre 0.5 mm/an dans les vitesses verticales sur certains des sites qu'ils ont étudiés.

Influence du repère de référence terrestre

Chaque technique géodésique réalise de fait son propre repère de référence terrestre. Et si on les compare les uns aux autres, chaque repère de référence a ses propres biais systématiques (Altamimi *et al.*, 2007, 2002) . Afin de proposer une interprétation géophysique correcte des vitesses verticales issues des solutions de positions GPS continues sur les sites marégraphiques, il est nécessaire d'établir un système de référence stable et précis à mieux que le millimètre près. L'utilisation du système de référence terrestre international ITRS est recommandé pour l'analyse précise océanographique, géodynamique ou géodésique dans la

résolution de l'IAG, International Association of Geodesy, adoptée à Vienne en 1991 (Bulletin géodésique, 1991, pp.192). Des études géodésiques sur l'ajustement isostatique glaciaire (Argus *et al.*, 1999 ; Johansson *et al.*, 2002) ont montré que les résultats des vitesses verticales évaluées au millimètre/an dépendent fortement de la précision et de la stabilité du système de référence. L'article Wöppelmann *et al.*, (2009), auquel j'ai contribué (annexe B), comporte un supplément électronique qui évalue empiriquement l'effet du passage du repère ITRF2000 au repère ITRF2005. Des travaux plus théoriques étendent cette première étude. Ils ont été présentés à San Francisco par Collilieux & Wöppelmann (2009) et sont en cours de publication dans la revue Journal of Geodesy.

2.1.2 Nature du bruit dans les séries temporelles de position

Afin d'extraire une information géophysique réaliste des déplacements de la croûte terrestre mesurés par le GPS, nous avons besoin d'une estimation précise à la fois des vitesses mises en jeu mais aussi de leurs incertitudes. Or pour satisfaire ces critères, nous devons prendre en compte le contenu stochastique de la série en termes de bruit.

La plupart des analyses GPS suppose que le bruit contenu dans les séries temporelle est aléatoire dit bruit blanc ou « white noise » en anglais. Ce qui suppose que ce bruit introduit un signal dont chaque élément temporel est statistiquement indépendant des autres. Cependant de nombreuses études ont détecté du bruit corrélé dans plusieurs jeux de données géodésiques dont des données GPS (Wyatt *et al.*, 1982 ; Langbein & Johnson 1997 ; Zhang *et al.*, 1997 ; Mao *et al.*, 1999). Les sources de ces processus corrélés temporellement sont variées. Elles incluent la mauvaise modélisation des déplacements tidaux et non tidaux, la mauvaise modélisation des orbites des satellites et des centres de phase des antennes (Hatanaka *et al.*, 2001), les effets multi-trajets, les effets du vieillissement des instruments (Dong *et al.*, 2002), l'évolution de la constellation des satellites et l'instabilité des monumentations (comme par exemple issues des perturbations climatiques : gonflement du sol après des chutes de pluie, les épisodes de gel et de dégel du sol...). Les effets d'instabilité de l'environnement physique immédiat de l'antenne GPS (la structure matérielle de l'instrument, le sol, le substrat rocheux...) peuvent provoquer des mouvements ténus de magnitude comparable à la précision du positionnement GPS (Zhang *et al.*, 1997). Ces effets créent un bruit dit de marche aléatoire ou « random walk noise » en anglais (Langbein *et al.*, 1990 ; Langbein & Johnson, 1997). Mais, outre le bruit blanc, le principal processus affectant les séries temporelles de position GPS est probablement le bruit de scintillation ou « flicker noise » en anglais (Amiri-Simkooei *et al.*, 2007). Non seulement ce type de bruit reflèterait bien la corrélation temporelle des séries de position GPS mais il pourrait aussi traduire une corrélation spatiale issue d'une origine physique commune telle que les effets de distribution de masses atmosphériques saisonnières ou les effets de perturbation de l'ionosphère (Williams, 2003).

De nombreuses études ont mis en évidence la notion de bruit corrélé dans les séries temporelles de positions GPS (Langbein & Johnson 1997 ; Zhang *et al.*, 1997 ; Mao *et al.*, 1999 ; Williams, 2003). Toutes ces études concluaient que le bruit de scintillation dominait les résultats de leurs analyses des séries de position GPS en association avec le bruit blanc, et que les erreurs formelles sur les vitesses sous-estimaient très fortement les incertitudes réelles (barres d'erreur trop optimistes), d'un facteur de 3 à 6 selon Zhang *et al.*, (1997), et d'un facteur 5 à 11 selon Mao *et al.*, (1999). Il apparaissait donc essentiel de confirmer ces résultats

sur des séries obtenues à l'échelle globale avec une stratégie homogène, et par suite d'estimer avec confiance l'incertitude sur nos vitesses en s'appuyant sur une caractérisation précise du bruit dans les séries temporelles de position obtenues par le centre d'analyses ULR.

2.2 Vers une estimation plus réaliste des incertitudes sur les vitesses GPS

2.2.1 Précision du contexte de l'étude

2.2.1.1 'Sea level Enigma' (Munk, 2002)

Le troisième rapport du GIEC en 2001 réunit les différentes contributions à la tendance du niveau marin global sur la période du XX^{ème} siècle, Figure 1.3, Partie 1, Section 1.1.2. La somme des différentes contributions climatiques est évaluée à 0.7 ± 1.5 mm/an, soit près de la moitié de la valeur observée à partir d'enregistrements marégraphiques (1.5 ± 0.5 mm/an). Ce facteur deux entre les valeurs centrales est appelé « sea level enigma » par Munk (2002). C'est un problème d'attribution. Il exprime soit une sous-estimation des différentes contributions soit une surestimation des observations. Il dérange aussi car il pose la question de l'origine de la contribution manquante à la montée du niveau marin observée, et il remet en question la capacité des modèles à prédire les variations futures alors que les variations passées ne sont pas reproduites correctement.

Le quatrième rapport du GIEC en 2007, revoit et met à jour les différentes valeurs à partir de données sur les périodes 1963-2003 et 1993-2003, Figure 1.4, Partie 1, Section 1.1.2. Le facteur deux semble avoir disparu, mais la différence entre contributions climatiques et observations directes du niveau de la mer reste de 0.7 mm/an, pour la période 1963-2003. Elle n'est cependant plus que de 0.3 mm/an sur la période altimétrique 1993-2003. L'ère moderne correspondant à l'altimétrie radar embarquée sur satellite semble alors apporter les données suffisantes pour résoudre ce paradoxe. Il est par conséquent possible que l'origine de cette différence provienne de la détermination à partir des observations des marégraphes.

Les problèmes liés à ce type d'observation (marégraphes) ont été revus dans le chapitre précédent. L'échantillonnage spatio-temporel fait débat avec les défenseurs de l'hypothèse qu'un sous-ensemble de stations réduit mais présentant des séries temporelles longues et de grande qualité suffirait. Leur argument s'appuie sur les corrélations spatiales observées, d'autant plus importantes que les signaux sont de longue période. Leur problème se réduirait alors à la correction des mouvements verticaux aux marégraphes. Douglas (2001) est le principal défenseur de cette approche. De précédentes études, et en particulier celle de Douglas & Peltier, (2001) (Chapitres 3 et 4) ont ainsi tenté de répondre à ce défi en corrigeant la mesure marégraphique du mouvement vertical grâce aux prédictions d'un modèle de GIA sur 27 stations réparties dans 10 régions différentes du monde. La valeur globale qu'ils obtiennent est de 1.84 ± 0.35 mm/an. Elle se situe en dehors la barre d'erreur de la somme des contributions (1.1 ± 0.5 mm/an) du quatrième rapport du GIEC (Church *et al.*, 2001).

Etant donné les compétences de l'équipe de l'université de La Rochelle, c'est sur cet aspect du problème d'attribution que nous nous sommes attaqués, dans la partie observation, la correction des mouvements verticaux. Notre objectif était d'examiner l'apport de vitesses

verticales GPS obtenues avec le plus grand soin possible, et de valider leur apport en reproduisant le même exercice que Douglas & Peltier (2001). Notre équipe avait déjà publié des premiers résultats encourageants quant à la résolution du problème d'attribution par des données GPS (Wöppelmann *et al.*, 2007). La valeur globale obtenue après correction était de 1.31 ± 0.30 mm/an. Cette étude a aussi montré que la correction des tendances verticales sur les mesures marégraphiques améliorerait la cohérence des tendances du niveau marin entre les différentes séries marégraphiques d'une même région. Une revue critique des erreurs sur les vitesses GPS qui avaient été utilisées (formelles) devenait cependant indispensable.

Le challenge de cette partie qui m'a été confiée en début de thèse était d'évaluer le niveau de confiance que nous pouvions accorder aux résultats GPS du centre d'analyses ULR à partir d'une analyse rigoureuse du bruit contenu dans les séries temporelles de position, et de permettre à notre équipe de réitérer l'exercice de Douglas & Peltier (2001) avec une solution GPS étendue de trois ans. Une détermination la plus réaliste possible des incertitudes sur les vitesses verticales GPS était par ailleurs indispensable dans mes travaux ultérieurs pour évaluer la méthode que je développe dans la troisième partie.

2.2.1.2 Projet TIGA de l'IGS

Cette recherche s'inscrit dans le cadre du Projet pilote TIGA (Tide Gauge, marégraphe en anglais) établi par l'IGS en 2001, et qui tente de répondre à la demande du groupe d'experts du programme mondial d'observation du niveau de la mer GLOSS (Global Sea Level Observing System, <http://www.gloss-sealevel.org/>). L'objectif de TIGA est d'apporter l'infrastructure de type observatoire de recherche nécessaire à la surveillance géodésique des marégraphes. Les principales composantes identifiées dans cette infrastructure sont : (i) des stations opérationnelles couplées marégraphe - GPS, (ii) des centres de données spécialisés, (iii) des centres de traitement des mesures GPS orientés vers le rattachement et la surveillance géodésiques des marégraphes, (iv) des centres de validation et d'évaluation des résultats par inter-comparaisons. Plus de détails sur l'origine du projet, son organisation et ses composantes peuvent être trouvés sur le site http://adsc.gfz-potsdam.de/tiga/index_TIGA.html ou encore dans Wöppelmann *et al.*, (2004), Wöppelmann *et al.*, (2004), et plus récemment dans Schöne *et al.*, (2009).

Six centres d'analyses des mesures GPS participent au projet TIGA : l'Australian Surveying & Land Information Group, l'**AUT** ; le regroupement d'universités australiennes, à savoir de The Australian National University (A), The University of Tasmania (T), The University of Canberra (C), identifié sous le sigle **CTA** ; l'EUREF Subcommission, l'**ETG** ; le Deutsches Geodätisches Forschungsinstitut, le **DGF** ; le GeoForschungsZentrum Potsdam, le **GFZ** ; et le consortium de l'Université de La Rochelle, **ULR**, regroupant les laboratoires LIENSs de l'Université de la Rochelle et du CNRS (UMR 6250) et LAREG de l'IGN. La Figure 2.1 montre le réseau de stations GPS que chacun des centres d'analyses traite.

Parmi les objectifs spécifiques de TIGA figurent de pouvoir fournir des séries temporelles de position GPS sur les sites des stations marégraphiques et d'en extraire une tendance verticale meilleure que le millimètre par an.

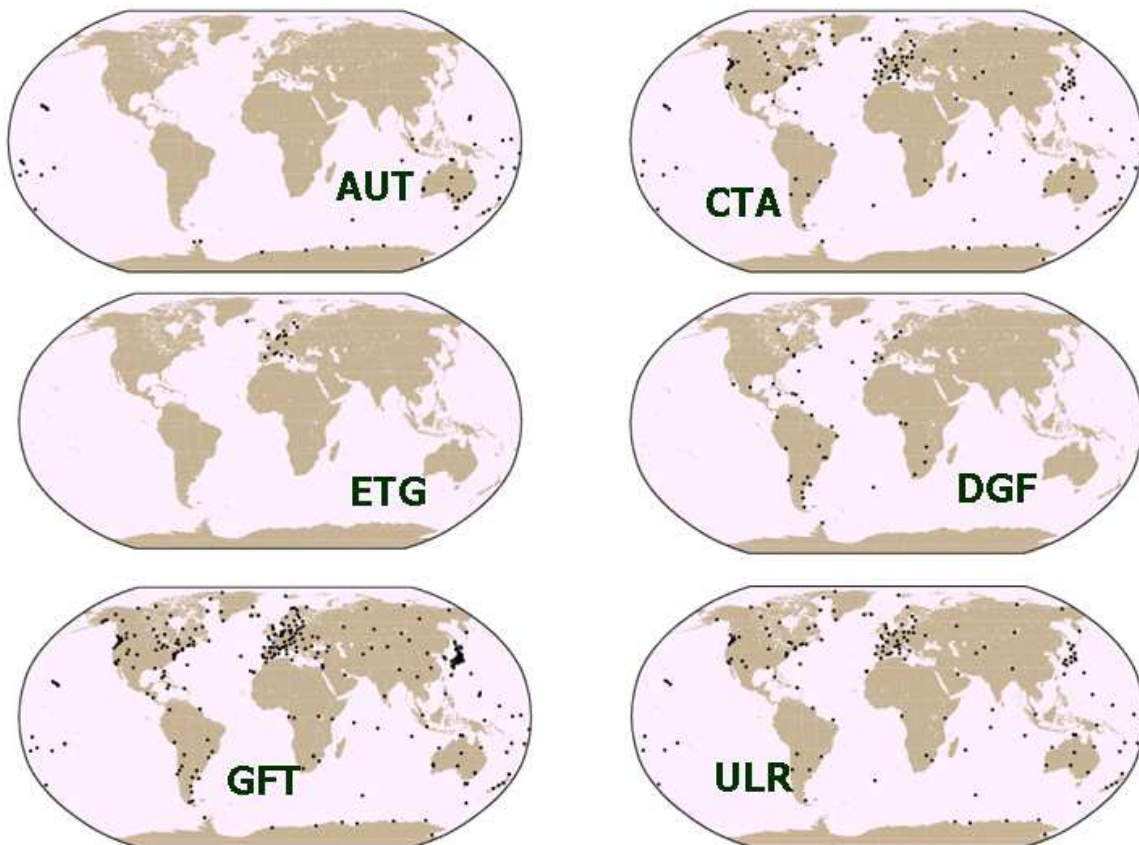


Figure 2.1 : Les différents réseaux de stations GPS traités par les centres d'analyses participant au projet TIGA (Mise à jour 2009).

L'université de La Rochelle a coordonné une réponse à l'appel à participation de l'IGS par une proposition conjointe avec les équipes de recherche intéressées de l'ENS, de l'IGN et du SHOM. Cette proposition a été revue par les experts de l'IGS et jugée très favorablement en novembre 2001. Elle rentre dans la logique du système d'observation SONEL et se situe dans les trois premières composantes de TIGA. Outre le centre d'analyses ULR mentionné plus haut, la proposition comprend :

- Six stations d'observations couplées GPS-marégraphe : Ajaccio (IGN/SHOM), Brest (IGN/SHOM), Dumont d'Urville (ENS/IGN), La Rochelle (Université de La Rochelle/SHOM), Marseille (IGN), et Saint Jean-de-Luz (IGN/SHOM). D'autres stations françaises devraient y participer à terme, en particulier Papeete, Nouméa et Kerguelen.
- Un centre de données spécialisé, que le laboratoire LIENSs met en place à l'université de la Rochelle, intégré dans la structure de SONEL. Il a initialement été construit avec le concours de l'IGN dont l'expérience dans la collecte, l'échange et la diffusion de données GPS est reconnue. L'IGN gère en effet l'un des quatre centres globaux de l'IGS, opérationnel depuis l'origine de l'IGS en 1992. Aujourd'hui, c'est avec l'appui du Centre de Ressources Informatiques de l'Université qu'il fonctionne.

Parmi les six centres d'analyses GPS, seuls l'ULR et le GFZ déployaient initialement une stratégie d'analyse globale des mesures GPS. Les analyses en réseaux de stations régionaux présentent de nombreux défauts, dont l'impossibilité de recalculer des orbites précises nécessaires à l'obtention des meilleurs résultats possibles sur les positions et les vitesses des stations. Legrand *et al.*, (2010) illustrent les limites des stratégies régionales face aux

stratégies d'analyse globales dans le cas de l'Europe. Nahmani *et al.*, (2009) confirment ces résultats en Afrique. Un troisième centre d'analyses TIGA, le consortium d'universités australiennes rebaptisé sous l'acronyme ANU, a ainsi récemment étendu son réseau de stations à l'échelle globale (Figure 2.1).

2.2.1.3 Centre d'analyses ULR

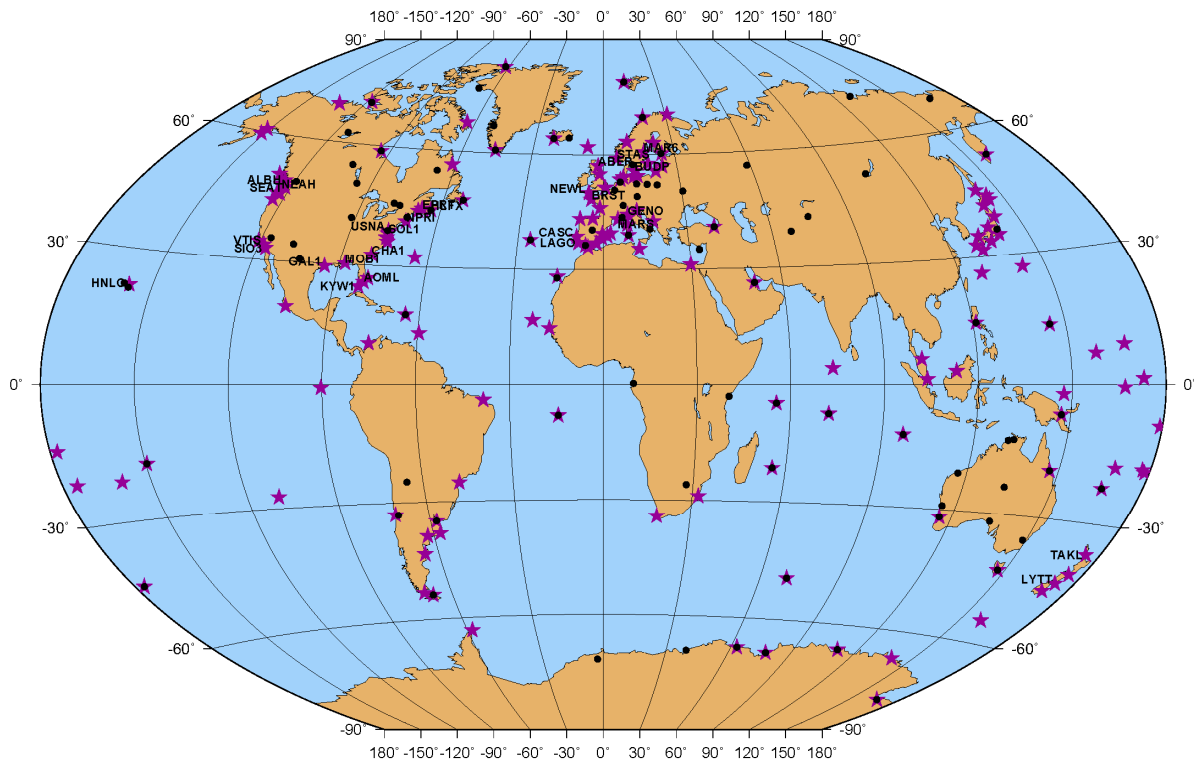


Figure 2.2 : Réseau de stations GPS traité par le centre d'analyses ULR dans la solution publiée en 2009 (Wöppelmann *et al.*, 2009). Les points noirs correspondent aux stations dites de référence pour l'alignement au repère terrestre.

Un centre de traitement des mesures GPS complète naturellement le centre de données TIGA de l'ULR (composante GPS de SONEL). Il s'est établi avec le concours des chercheurs du laboratoire LAREG de l'IGN qui ont une expérience des traitements GPS en réseaux régionaux et continentaux. Le centre d'analyses ULR dont l'infrastructure de calcul se trouve à l'université de La Rochelle s'appuie aujourd'hui sur un [cluster de 128](#) cœurs de calcul acquis en 2008. Il a permis de réduire les temps de calcul de manière très significative, passant de 1 an à 2-3 semaines pour traiter 10 ans d'observations GPS d'un réseau global de quelques 200 stations. La Figure 2.2 correspond au réseau de 225 stations analysées dans Wöppelmann *et al.*, (2009) pour lequel près de un an de calculs a été nécessaire pour traiter les dix ans d'observation de 1997 à 2007, alors que le même réseau et observations étaient traités en 2-3 semaines avec la nouvelle infrastructure. La nouvelle puissance de calcul disponible à l'ULR ouvre donc de très importantes perspectives d'expérimentation (nouvelles stratégies, modélisations, corrections). En particulier, elle a permis au groupe ULR de concourir en 2009-2010 avec les neuf plus prestigieux groupes du domaine du spatial à la [première campagne 'reprocessing' du service international IGS](#) avec la nouvelle solution ULR

élaborée dans le cadre de la thèse de doctorat de Alvaro Santamaria-Gomez (plus de détails dans <http://acc.igs.org/reprocess.html>).

2.2.2 Stratégies d'analyses GPS et solutions ULR

La stratégie de calcul GPS du centre d'analyses ULR a notablement évolué depuis 2002, notamment en raison du nombre croissant de stations du réseau et de la progression des modèles disponibles. Elle a aussi évolué suivant les résultats obtenus, que le groupe s'est efforcé de présenter et de discuter lors de rencontres internationales afin de s'assurer que l'état de l'art des connaissances était bien implémenté, et que les pistes originales imaginées étaient raisonnables. Trois générations de solutions ont ainsi été élaborées, chacune correspondant à une stratégie d'analyse des mesures GPS particulière. Nous ne parlerons que brièvement de la solution de la première génération (Wöppelmann *et al.*, 2004 ; Wöppelmann *et al.*, 2008) dans la section 2.2.4.2, car elle était dépassée lorsque j'ai commencé ma thèse. La deuxième génération comprend de fait trois solutions numériques que nous désignerons par ULR1 (Wöppelmann *et al.*, 2007), ULR2 qui est une extension de ULR1 incluant trois ans supplémentaires d'observations, et ULR3 qui se distingue de ULR2 par le repère terrestre auquel elle est alignée (ITRF2000 pour ULR2 et ITRF2005 pour ULR3). Les deux dernières solutions sont présentées dans Wöppelmann *et al.*, (2009). Signalons qu'une quatrième solution (ULR4) correspondant à la troisième génération (ou stratégie d'analyse des mesures GPS) est en cours d'élaboration et devrait être publiée dans le cadre de la thèse d'Alvaro Santamaria-Gomez, d'ici fin 2010.

Les différentes générations de solutions ULR ont été guidées par le souci impératif de cohérence de la stratégie d'analyse adoptée, à travers toute la durée d'observation, c'est-à-dire à utiliser les mêmes modèles, corrections, et de paramétrisation. Ce principe de cohérence est primordial afin d'éviter que les produits GPS ne soient contaminés par des signaux qui seraient des artefacts d'une stratégie d'analyse inhomogène, et qui remettraient en cause l'interprétation géophysique des résultats obtenus. Dans tous les cas, mentionnons que le traitement des mesures GPS est réalisé en utilisant le logiciel GAMIT (King & Bock, 2006) en appliquant une approche en réseau libre (pas de contraintes sur les positions et les orbites, ou bien très lâches). Cette démarche permet d'assurer une estimation optimale des paramètres orbitaux des satellites ainsi que l'alignement optimal des coordonnées de stations sur l'ITRF par la méthode des contraintes minimales implémentée dans le logiciel CATREF (Altamimi *et al.*, 2004). Les références citées ci-dessus présentent les détails des analyses ULR, en particulier la combinaison des solutions individuelles et leur alignement à l'ITRF est commune et se trouve décrite dans Wöppelmann *et al.*, (2008). La détection des discontinuités et le nettoyage des données aberrantes dans les résultats de position se sont appuyés sur un outil développé par Xavier Collilieux à l'IGN afin d'analyser de manière pratique les sorties du logiciel CATREF. Les discontinuités identifiées et jugées statistiquement significatives sont intégrées à nouveau dans le traitement des solutions GPS par CATREF suivant une approche itérative. La plupart des discontinuités identifiées correspondent à des changements de matériel ou des tremblements de terre (Ferland, 2006).

La solution ULR3 que nous avons examinée plus en détail présente au total 225 stations (Figure 2.2) dont 160 sont co-localisées avec des marégraphes à une distance inférieure à 15 km. 92 d'entre elles sont utilisées pour l'implémentation du repère de référence (points noirs dans la Figure 2.2). Les solutions ULR2 et ULR3 portent sur une période de temps de 9.9 ans couvrant l'intervalle 1997.0-2006.9 avec une moyenne de 6.5 ans dans la durée des

séries temporelles de position des stations. Parmi les 225 stations de ces solutions, 207 ont plus de 3.5 ans de données, et parmi celles-ci 195 ont plus de 70% de données valides. La liste des différentes stations inclus dans les solutions ULR1, ULR2 et ULR3 et leurs caractéristiques temporelles et spatiales sont répertoriées en Annexe D. La localisation des stations et leurs acronymes sont classés dans une table en Annexe C.

2.2.3 Evaluation de la qualité des vitesses GPS

2.2.3.1 Introduction du modèle stochastique

En l'absence d'évidences de déformation épisodique du sol comme lors d'un important tremblement de terre une tendance linéaire est ajustée aux séries temporelles de position GPS afin d'en déduire les taux de déformation du sol sur lequel repose la station marégraphique. L'hypothèse du mouvement vertical linéaire est justifiée par l'absence de terme d'accélération statistiquement significatif dans les séries temporelles marégraphiques de plus de 50- 60 ans (Douglas, 2001). Les accélérations observées sur les périodes plus courtes sont alors attribuées à des oscillations décennales du niveau de la mer. L'hypothèse est donc raisonnable et la vitesse verticale GPS pourrait être extrapolée sur ces périodes longues couvertes par la marégraphie. Les séries temporelles GPS doivent cependant être examinées en détail au préalable car elles peuvent contenir des discontinuités liées à des changements d'équipement (antenne, monumentation, récepteur, environnement, multi-trajet) et des signaux saisonniers. Rappelons que les discontinuités étaient détectées et prises en compte dans la combinaison CATREF des solutions hebdomadaires GPS, en amont donc de mon analyse des séries temporelles (Section 2.2.2). Les signaux saisonniers posent un sérieux problème dans les séries GPS courtes de moins de trois ans (Blewitt & Lavallee, 2002). Parmi les méthodes présentées postérieurement, la méthode de maximum de covariance ajuste un modèle linéaire en prenant en compte des termes sinusoïdaux de période annuelle et semi-annuelle (cf. Section, 2.2.4.3).

Les tendances linéaires sont ajustées traditionnellement par une régression linéaire. Cet ajustement est réalisé au sens des moindres carrés et les erreurs sur les données sont supposées suivre une loi normale et être statistiquement non corrélées entre elles. Mais comme nous l'avons déjà mentionné, les données GPS montrent de très fortes corrélations temporelles entre elles. On ne peut donc pas modéliser statistiquement les erreurs des séries GPS par un simple modèle de bruit blanc, il faut donc prendre en compte un modèle stochastique plus réaliste et en tenir compte dans l'estimation des vitesses. Pour cela il faut résoudre l'équation linéaire décrite par les séries temporelles de positions en incluant cette considération du modèle stochastique dans la matrice de covariance des données.

Pour chaque instant t_i , on peut écrire la position mesurée x sous la forme :

$$\mathbf{x}(t_i) = \mathbf{x}_0 + \mathbf{r} t_i + \boldsymbol{\epsilon}_x(t_i) \quad (2.2)$$

x_0 étant l'intercepte de la droite avec l'axe des ordonnées, r le coefficient directeur de la droite et $\boldsymbol{\epsilon}_x(t)$ l'erreur associée à la série temporelle. On suppose que l'erreur est une combinaison linéaire d'une séquence de variables aléatoires $\boldsymbol{\alpha}$ et une séquence de variables aléatoires corrélées $\boldsymbol{\beta}$, telles que :

$$\boldsymbol{\epsilon}_X(t_i) = \boldsymbol{\sigma}_w \boldsymbol{\alpha}(t_i) + \boldsymbol{\sigma}_\kappa \boldsymbol{\beta}(t_i) \quad (2.3)$$

σ_w et σ_κ étant les amplitudes de l'erreur non corrélée aléatoire (bruit blanc) et des erreurs corrélées temporellement (bruit coloré) respectivement.

La résolution de l'équation (2.2) se réalise à l'aide d'une régression linéaire pondérée par la matrice de covariance C_x des données et les estimations de r et x_0 sont obtenues selon la relation suivante :

$$\hat{y} = \begin{bmatrix} x_0 \\ r \end{bmatrix} = [A^T C_x^{-1} A]^{-1} A^T C_x^{-1} x \quad (2.4)$$

Où $x = (x_1, \dots, x_N)^T$, N nombre de points de la série temporelle.

$$\text{Et } A = \begin{bmatrix} \mathbf{1} & t_1 \\ \mathbf{1} & t_2 \\ \vdots & \vdots \\ \mathbf{1} & t_N \end{bmatrix}$$

La matrice de covariance des paramètres r et x_0 peut s'écrire sous la forme :

$$C_y = \begin{pmatrix} \sigma_{x_0}^2 & \sigma_{x_0 r} \\ \sigma_{x_0 r} & \sigma_r^2 \end{pmatrix} = (A^T C_x^{-1} A)^{-1} \quad (2.5)$$

Il faut donc connaître la matrice de covariance des données C_x pour pouvoir déterminer l'incertitude sur la vitesse σ_r .

La matrice de covariance C_x s'exprime en fonction des différents modèles stochastiques qui caractérisent le bruit dans la série, elle peut donc s'écrire sous la forme d'une combinaison de bruits :

$$C_x(t) = \sigma_w^2 wI + \sigma_\kappa^2 J_\kappa \quad (2.6)$$

Où I est la matrice identité, J_κ la matrice liée au bruit corrélé. La structure de la matrice C_x est connue mais les contributions σ_κ et σ_w (amplitudes des bruits) sont inconnues.

Dans le cas d'un modèle de bruit non corrélé, $\sigma_\kappa = 0$, et la matrice de covariance des inconnues (du modèle fonctionnel) s'exprime alors :

$$C_y^{-1} = \sigma_w^{-2} \begin{pmatrix} N & \sum_{i=1}^N t_i \\ \sum_{i=1}^N t_i & \sum_{i=1}^N t_i^2 \end{pmatrix} \quad (2.7)$$

$$\text{D'où } C_y = \sigma_w^2 \begin{pmatrix} \sum_{i=1}^N t_i^2 & -\sum_{i=1}^N t_i \\ -\sum_{i=1}^N t_i & N \end{pmatrix} \quad (2.8)$$

On déduit de l'équation que l'incertitude sur l'intercepte est alors :

$$\sigma_{x_0}^2 = \sigma_w^2 \frac{\sum_{i=1}^N t_i^2}{N \sum_{i=1}^N t_i^2 - \left[\sum_{i=1}^N t_i \right]^2} \quad (2.9)$$

Et l'incertitude sur la tendance :

$$\sigma_r^2 = \frac{N \sigma_w^2}{N \sum_{i=1}^N t_i^2 - \left[\sum_{i=1}^N t_i \right]^2} \quad (2.10)$$

Si les données sont régulièrement espacées telles que $t_i = (i-1)\Delta T$ avec ΔT le pas d'échantillonnage temporel alors l'équation 2.10 devient :

$$\sigma_r^2 = \frac{\sigma_w^2}{\Delta T^2} \frac{12}{n^3 - n} = \frac{\sigma_w^2}{T^2} \frac{12(n-1)}{n(n+1)} ; n \geq 2 \quad (2.11)$$

T étant la période d'observation et n le nombre de points. Williams (2003) utilise la méthode de Johnson & Wyatt, (1994) pour exprimer en fonction de tout indice spectral κ compris entre -3 et 1 la matrice de covariance du bruit. Dans cette méthode, la séquence de variables aléatoires \mathbf{x} peut s'écrire sous la forme du produit d'une matrice de transformation \mathbf{T} et d'un vecteur \mathbf{d} de variables aléatoires de variance unitaire : $\mathbf{x} = \mathbf{T}\mathbf{d}$

La matrice de covariance de \mathbf{x} s'écrit alors par propagation des erreurs :

$$\mathbf{J}_\kappa = \mathbf{T}\mathbf{C}_d\mathbf{T}^T \quad (2.12)$$

La matrice \mathbf{C}_d est de fait la matrice identité et $\mathbf{J}_\kappa = \mathbf{T}\mathbf{T}^T$.

La matrice de transformation \mathbf{T} est décrite par Hosking, (1981) en utilisant la méthode de différenciation/intégration fractionnaire, voir aussi Williams, (2003). L'expression de la matrice de transformation dans le cas du bruit de marche aléatoire s'exprime facilement :

$$\mathbf{T} = \begin{bmatrix} \psi_0 & \mathbf{0} & \mathbf{0} & \cdots & \mathbf{0} \\ \psi_1 & \psi_0 & \mathbf{0} & \cdots & \mathbf{0} \\ \psi_2 & \psi_1 & \psi_0 & \cdots & \mathbf{0} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ \psi_n & \psi_{n-1} & \psi_{n-2} & \cdots & \psi_0 \end{bmatrix} \quad (2.13)$$

Et

$$\psi_n = \frac{-\frac{\kappa}{2}(1-\frac{\kappa}{2})\dots(n-1-\frac{\kappa}{2})}{n!} = \frac{\Gamma(n-\frac{\kappa}{2})}{n!\Gamma(-\frac{\kappa}{2})} \quad (2.14)$$

$$\text{pour } n \rightarrow \infty, \psi_n \approx \frac{n^{-\frac{\kappa}{2}-1}}{\Gamma(-\frac{\kappa}{2})} \quad (2.15)$$

Dans le cas du bruit aléatoire, $\kappa=-2$ alors $\psi_n = 1$, et donc :

$$T = \begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 & \dots & 0 \\ 1 & 1 & 0 & \dots & 0 \\ 1 & 1 & 1 & \dots & 0 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ 1 & 1 & 1 & \vdots & 1 \end{bmatrix} \quad (2.16)$$

La matrice de covariance est alors :

$$J_{-2} = \begin{bmatrix} \Delta T_1 & \Delta T_1 & \Delta T_1 & \dots & \Delta T_1 \\ \Delta T_1 & \Delta T_2 & \Delta T_2 & \dots & \Delta T_2 \\ \Delta T_1 & \Delta T_2 & \Delta T_3 & \dots & \Delta T_3 \\ \Delta T_1 & \Delta T_2 & \Delta T_3 & \ddots & \vdots \\ \Delta T_1 & \Delta T_2 & \Delta T_3 & \dots & \Delta T_n \end{bmatrix} \quad (2.17)$$

Et l'incertitude associée sur la vitesse est alors :

$$\sigma_r^2 = \frac{\sigma_{-2}^2}{(n-1)\Delta T} = \frac{\sigma_{-2}^2}{T}; n \geq 2 \quad (2.18)$$

Dans le cas du bruit de scintillation, l'expression générale de la matrice de covariance est complexe et doit être estimée numériquement. Dans le cas du bruit de scintillation, Mao *et al.*, (1999) s'appuient sur l'expression établie par Zhang *et al.*, (1997) pour établir empiriquement l'incertitude sur la vitesse à partir d'un jeu de stations global de trois ans de données GPS :

$$\sigma_r^2 \cong \frac{1.78\sigma_{-1}^2\Delta T^{0.22}}{T^2} \quad (2.19)$$

Zhang *et al.*, (1997) approximent les incertitudes sur les vitesses à partir des matrices de covariance de chaque type de bruit :

$$\sigma_r^2 \cong \frac{12\sigma_w^2}{gT^3} + \frac{a\sigma_{-1}^2}{g^bT^2} + \frac{\sigma_{-2}^2}{T} \quad (2.20)$$

avec $\sigma_w^2, \sigma_{-1}^2, \text{ et } \sigma_{-2}^2$ les amplitudes respectives au carré des contributions de bruit blanc, bruit de scintillation et bruit de marche aléatoire ; g est le nombre de mesures par an, a et b sont des constantes empiriques déterminées à partir d'un réseau global de stations, $a \approx 1.78$ et $b \approx 0.22$.

Pour le bruit de scintillation Williams, (2003) dérivent de l'expression de Zhang *et al.*, (Eq. 2.20) la relation :

$$\sigma_r^2 \cong \frac{9\sigma_{-1}^2}{16\Delta T^2(n^2-1)} \quad (2.21)$$

On peut noter que, pour le bruit blanc (eq. 2.11), si on augmente la durée d'observation ou le nombre de mesures, l'incertitude sur la vitesse diminue considérablement. Une remarque souvent bien connue des utilisateurs, et souvent intuitive. En revanche, dans le cas du bruit de marche aléatoire (eq. 2.18), l'incertitude sur la vitesse diminue aussi lorsque la durée augmente mais ne change pas si on augmente le pas temporel des observations (le nombre d'observations dans une durée donnée).

Dans le cas du bruit de scintillation (eq. 2.21), si on augmente le pas d'échantillonnage temporel on diminue aussi l'incertitude sur les vitesses. Des séries hebdomadaires auront alors une moins grande incertitude que des séries journalières.

Zhang *et al.*, (1997) expliquent qu'en augmentant la durée d'observation on introduit des sources de bruit qui agissent à des échelles de temps différentes. En outre les sources d'erreur peuvent aussi changer au cours du temps, par exemple le vieillissement des instruments (Mao *et al.*, 1999). C'est aussi au fur et à mesure des années que l'on améliore les corrections des erreurs introduites dans les mesures GPS donc que les séries présentent moins de sources d'erreurs.

2.2.3.2 Les différentes techniques d'analyse du bruit

Dans les prochaines sections, nous allons rigoureusement examiner le contenu en bruit de nos séries de positions GPS sur la composante verticale à l'aide de différentes méthodes. Elles sont brièvement présentées ici avant de passer aux résultats (Section 2.2.3).

2.2.3.2.1 L'analyse spectrale

Cette méthode repose sur la découverte d'un modèle statistique commun pour la plupart des signaux géophysiques décrit par Mandelbrot & Van Ness, (1968), sous la forme de loi de puissance par la relation suivante :

$$P_x(f) = P_0 \left(\frac{f}{f_0} \right)^\kappa \quad (2.22)$$

Avec P_x la loi de puissance du processus $x(t)$
 f la fréquence temporelle
 f_0 la fréquence d'échantillonnage temporel
 κ l'indice spectral
 P_0 une constante de normalisation

Pour un indice spectral $\kappa=0$, l'équation 2.22 devient alors une constante, ce qui caractérise des processus indépendants vis-à-vis de la fréquence. Ces processus non corrélés sont dit stationnaires et caractérisent alors le bruit blanc.

La plupart des phénomènes géophysiques ont un indice spectral compris en -1 et -3 (Agnew, 1992). Ces processus dépendent de la fréquence et traduisent une corrélation temporelle entre les données des séries temporelles, ce sont des processus corrélés dits aussi colorés. Des cas particuliers sont connus sous des termes spécifiques. Lorsque $\kappa=-1$ les processus sont dits présenter un bruit de scintillation. Les processus aléatoires qui sont décrits par un modèle tels que $\kappa=-2$ sont souvent désignés par un mouvement brownien, dit de marche aléatoire, ou

encore bruit rouge. Les processus dont l'indice spectral est inférieur à -1 sont considérés comme non stationnaires. Le bruit blanc dit fractal est défini pour un indice spectral entre -1 et 1 (Mandelbrot, 1983) et le bruit blanc classique a un indice spectral de 0. Tous les processus de bruit excepté le bruit blanc classique sont dits colorés, leur indice peut être entier ou fractal (décimal).

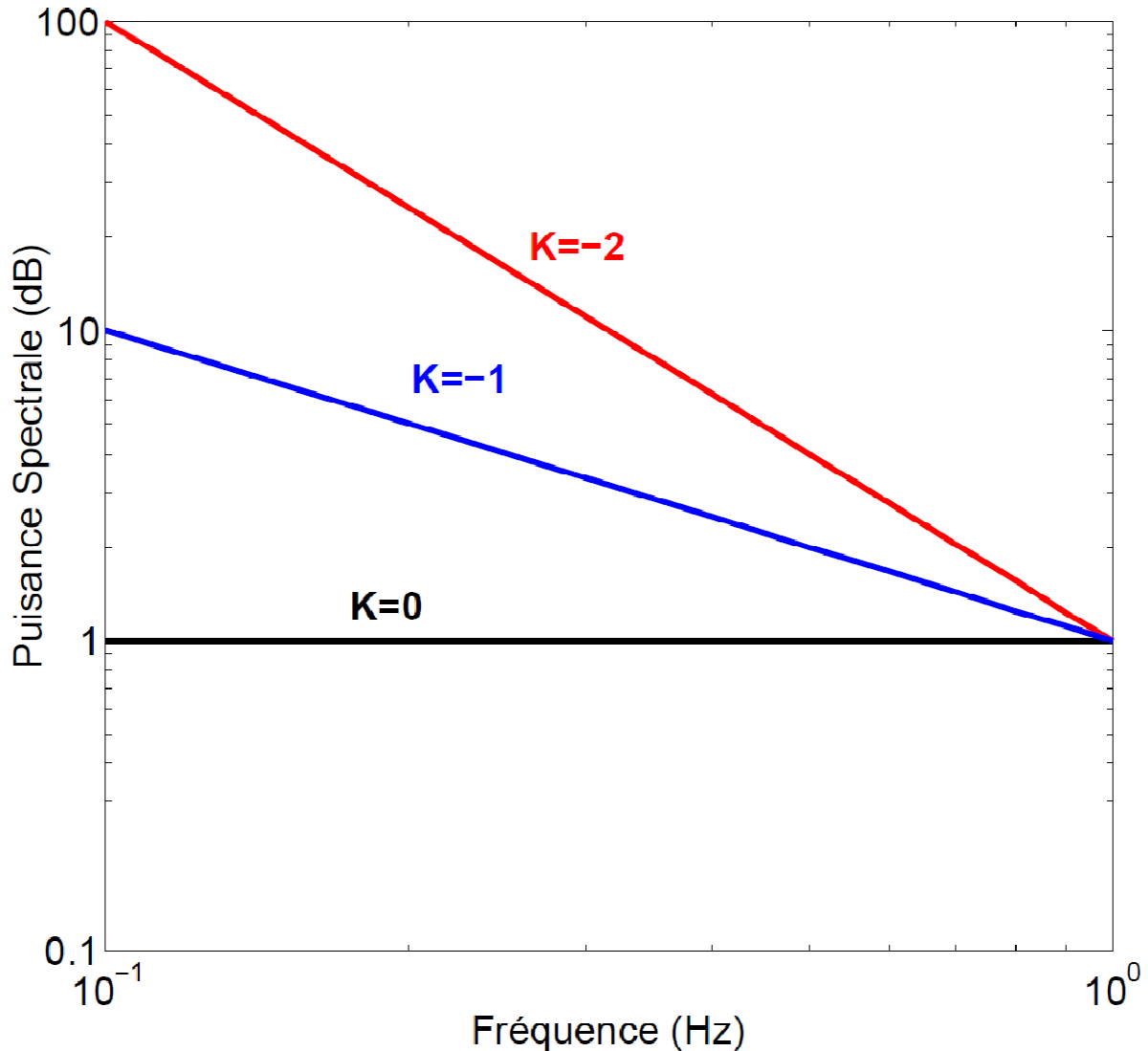


Figure 2.3 : Spectres de puissance caractéristiques pour des indices spectraux $\kappa=0$ (bruit blanc), $\kappa=-1$ (bruit de scintillation), et $\kappa=-2$ (bruit de marche aléatoire).

Si on écrit l'équation (2.22) sous forme logarithme, l'indice spectral κ représente alors la pente de la droite d'équation :

$$\log(P) = \kappa \log(f) - \kappa \log(f_0) + \log(P_0) \quad (2.23)$$

On peut alors facilement décrire le modèle de bruit à partir de la pente du logarithme du pouvoir spectral (exemple : Figure 2.3).

Il convient avant de déterminer la puissance spectrale des séries de prendre quelques précautions. En effet, les séries temporelles réelles contiennent souvent des trous, et à moins de combler ces trous au préalable il faut trouver une autre solution. En outre, quelque soit la

technique de comblement, une information supplémentaire est introduite, et l'effet n'est souvent pas neutre comme nous le montrerons plus loin dans le cas de la méthode de la variance d'Allan. L'alternative est, si possible, de trouver une méthode qui permette de travailler avec des données irrégulièrement échantillonnées. La méthode la plus commune en géodésie est le calcul du périodogramme de Lomb-Scargle (Press *et al.*, 2001). Plusieurs travaux ont déjà utilisé cette méthode dans le même cadre d'étude du contenu de bruit dans les séries temporelles de position GPS (Zhang *et al.*, 1997, Mao *et al.*, 1999). L'inconvénient de cette méthode est que les résultats sont sensibles à l'irrégularité dans l'échantillonnage temporel de la série. Des séries inégalement échantillonnées risquent de créer des pics artificiels en présence de grands pics dans les basses fréquences. Collilieux *et al.*, (2007), appliquent une méthode itérative d'estimation par les moindres carrés pour pallier ce problème. Ils utilisent le logiciel "FAMOUS" (Frequency Analysis Mapping on Unusual Sampling) spécialement désigné pour le recherche de jeux de fréquences dans des données irrégulièrement échantillonnées (Mignard, 2005). L'algorithme de cette méthode construit un périodogramme afin de détecter la ligne spectrale la plus énergétique et utilise un ajustement non linéaire par les moindres carrés afin de trouver la meilleure position de la fréquence. Une fois que la ligne spectrale a été détectée, il l'enlève des données et un nouveau périodogramme est calculé à partir des résidus pour détecter la prochaine ligne spectrale la plus énergétique. A chaque itération, toutes les fréquences, comme les tendances sont réévaluées par un ajustement non linéaire optimal. Puis finalement, les fréquences sont filtrées en utilisant le rapport signal sur bruit pour ne garder que les lignes spectrales significatives. Et finalement, les spectres des séries sont normalisés et sommés par composante.

2.2.3.2.2 La variance d'Allan

La variance d'Allan est une méthode développée à l'origine par Allan (1966, 1987) afin de déterminer la stabilité des horloges atomiques. L'aspect pratique de cette méthode fait d'elle un outil rapide et facile d'utilisation. En effet, en visualisant simplement l'allure de la courbe de la variance d'Allan on en déduit le type de bruit. Lorsque je me suis attaquée à cette méthode, elle avait déjà été revue et adaptée aux séries de positions DORIS (Le Bail, 2004), puis sur la solution ULR1 de Wöppelmann *et al.*, (2007) par Feissel-Vernier *et al.*, (2007). Feissel-Vernier *et al.*, (2007) concluaient en des performances remarquables de la solution ULR1 rivalisant avec les performances des techniques SLR (Satellite Laser Ranging) et VLBI (Very Long Baseline Interferometry), et en moyenne bien supérieures aux solutions opérationnelles des meilleurs groupes du domaine GPS participant à l'IGS. Les performances étaient attribuées à l'approche de retraitement homogène de l'ensemble des observations qui n'était pas appliqué par la plupart des groupes GPS. Les résultats de l'ULR ont ainsi apporté les arguments nécessaires de l'idée d'une campagne 'reprocessing' au sein de l'IGS (Section 2.2.1.).

Le principe est le suivant. Dans le cas de séries temporelles échantillonnées à intervalle de temps constant τ_0 , X_j étant la réalisation du processus stochastique pour chaque intervalle de temps, on peut alors pour un temps de ré-échantillonnage donné τ découper les échantillons en sous-échantillons de longueur $\tau = M\tau_0$ tel que l'indique la Figure 2.4.

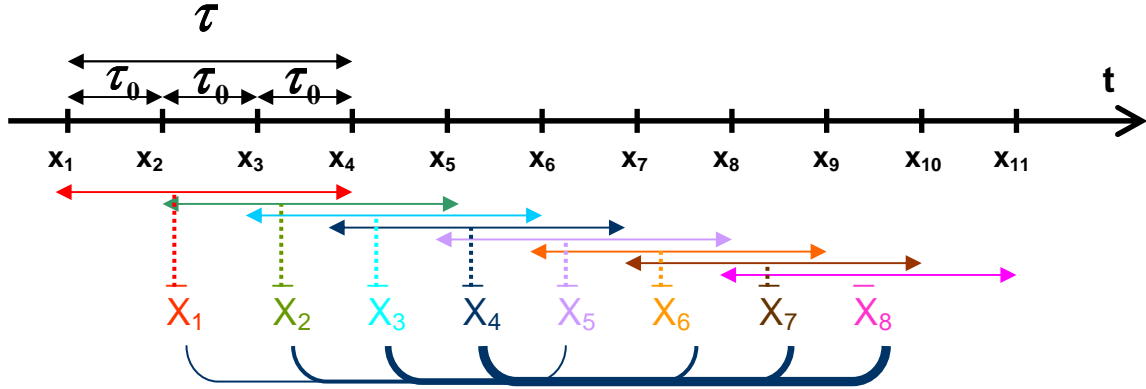


Figure 2.4 : Principe de sous-échantillonnage par la variance d'Allan.

La moyenne des sous-échantillons est alors :

$$\bar{X}_{h,M} = \frac{1}{M} \sum_{i=h}^{h+M-1} x_i, \quad \text{avec } h \in \{1, N - M + 1\} \text{ et } M = \frac{\tau}{\tau_0} \quad (2.24)$$

La variance d'Allan σ_x^2 pour un temps d'échantillonnage τ s'exprime à partir des différences successives du nouvel échantillon sous la forme :

$$\sigma_x^2(\tau) = \frac{1}{2} E \left[\left(\bar{X}_{k+M,M} - \bar{X}_{k,M} \right)^2 \right] \quad (2.25)$$

Si on utilise la moyenne empirique comme estimateur de l'espérance mathématique E alors (2.25) devient :

$$\sigma_x^2(\tau) = \frac{1}{2(N - 2(M) + 1)} \sum_{k=1}^{N-2(M)+1} \left(\bar{X}_{k+M,M} - \bar{X}_{k,M} \right)^2 \quad (2.26)$$

Une expression simplifiée de (2.26) obtenue par analogie avec l'expression de la loi de puissance de Agnew (1992) (Eq. 2.22) est donnée par la formule suivante (Le Bail, 2004):

$$\begin{aligned} \kappa \in]-2 \dots 1[& \quad \log(\sigma_x^2(\tau)) = (-\kappa - 1) \log(\tau) + cste \\ \kappa > 1 & \quad \log(\sigma_x^2(\tau)) = -2 \log(\tau) + cste \end{aligned}$$

Il suffit alors de tracer $\log(\sigma_x^2(\tau))$ en fonction de $\log(\tau)$ pour pouvoir déterminer l'indice spectral κ . Si μ est le coefficient directeur de cette droite alors la correspondance directe avec l'indice spectral κ est (illustrée par les types de bruit les plus classiques) :

Domaine Spectral $\kappa = 0$ $\kappa = -1$ $\kappa = -2$	\Leftrightarrow	Bruit blanc Bruit de scintillation Bruit de marche aléatoire	\Leftrightarrow	Domaine Allan $\mu = -1$ $\mu = 0$ $\mu = +1$
--	-------------------	--	-------------------	--

Les différentes formes de la courbe de la variance d'Allan ou graphe d'Allan trouvent leurs correspondances avec les différents modèles de bruit dans Le Bail, (2004). Les formes principales des courbes sont simplifiées par le schéma suivant :

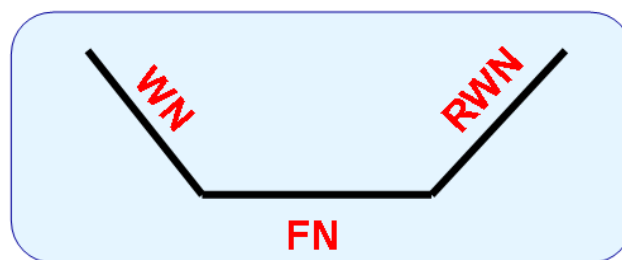


Figure 2.5 : Droites typiques obtenues de l'analyse de la variance d'Allan dans le cas de bruit blanc (WN), bruit de scintillation (FN) et bruit de marche aléatoire (RWN).

Grâce à cette méthode, nous pouvons à la fois estimer le type de bruit contenu dans le signal, mesuré par la pente du diagramme d'Allan, et en déterminer le niveau d'amplitude à partir de la déviation d'Allan déterminée pour un pas d'échantillonnage d'un an (Feissel-Vernier *et al.*, 2007).

2.2.3.2.3 Le maximum de vraisemblance ou MLE

Le principe de l'estimation du maximum de vraisemblance ou Maximum Likelihood Estimation (MLE) en anglais revient à ajuster au sens des moindres carrés l'ensemble des paramètres du modèle fonctionnel et stochastique spécifiés a priori pour une série temporelle de données. Cette méthode reste encore très peu employée alors qu'elle montre des résultats statistiquement robustes. Nous nous proposons d'en résumer les principaux fondements.

Considérons l'ajustement d'un modèle linéaire combinant un intercepte, une tendance linéaire et éventuellement des termes sinusoïdaux, par exemple annuels et semi-annuels. En effet, les paramètres caractérisant le contenu brutal des séries temporelles de position GPS est sensible aux signaux périodiques présents dans les séries (Mao *et al.*, 1999, Beavan, 2005, Williams & Willis, 2006). Par conséquent, avant de procéder à l'analyse MLE, il est nécessaire d'éliminer ou d'inclure dans le modèle fonctionnel à ajuster à tous les signaux périodiques significatifs. D'autres termes périodiques que les effets saisonniers annuel et semi-annuel peuvent également être inclus comme la période GPS « draconitique » (1.04 cpa) repérée par (Ray *et*

al., 2008) dans son analyse spectrale. Il s'agit de la période de répétition de la géométrie de la constellation de satellites GPS par rapport au soleil.

Le modèle linéaire considéré ici complète donc l'équation (2.2) avec des signaux périodiques de fréquence donnée tels que les termes saisonniers dans notre étude. L'erreur sur la mesure $x(t_i)$ peut s'écrire sous la forme d'une combinaison de plusieurs types de bruits. Dans le cas des séries de position GPS, nous supposons que la série est dominée par du bruit blanc combiné à du bruit non stationnaire, $\varepsilon_x(t_i)$, sous la forme de l'équation (2.3).

Les différentes étapes de l'analyse MLE, consistent à déterminer la matrice de covariance C_x (Eq. 2.6) que l'on notera C par simplicité, afin de déterminer les paramètres caractéristiques du bruit et les incertitudes associées sur les vitesses estimées à partir de la matrice de covariance C_y (Eq. 2.5) des paramètres estimés du modèle linéaire. La matrice de covariance des données C est alors estimée sur le principe de maximum de vraisemblance.

Pour un échantillon x_i d'une population $X=(x_1, x_2, \dots, x_n)$ dont la fonction de densité de probabilité est $f(x_i, \theta)_{x_i}$. L'estimateur de vraisemblance $L(\theta)$ est le produit des probabilités indépendantes individuelles d'occurrence des valeurs x_i :

$$L(\theta)=f(x_1, \theta)f(x_2, \theta)\dots f(x_N, \theta) \quad (2.26)$$

L'inconnue dans notre cas est la matrice de covariance des données et si les erreurs proviennent d'une distribution normale l'équation devient alors :

$$L(\theta) = \frac{1}{\sigma^N (2\pi)^{N/2}} \exp\left[-\sum_{i=1}^N (x_i - \theta)^2 / 2\sigma^2\right] \quad (2.27)$$

Il suffit alors de maximiser la fonction de probabilité en ajustant la matrice de covariance C des données :

$$lik(\hat{v}, C) = \frac{1}{(2\pi)^{N/2} (\det C)^{1/2}} \exp(-0.5 \hat{v}^T C^{-1} \hat{v}) \quad (2.28)$$

avec \hat{v} : Résiduelles d'un modèle de régression linéaire (ou non) ajusté aux données d'origine en utilisant les moindres carrés pondérés par une matrice de covariance, et C : Matrice de covariance qui peut représenter une multitude de combinaisons de sources de bruit.

Pour plus de facilité, on maximise le logarithme de cette fonction de vraisemblance :

$$MLE = \ln(lik(\hat{v}, C)) = -\frac{1}{2} \left[\ln(\det C) + \hat{v}^T C^{-1} \hat{v} + N \ln(2\pi) \right] \quad (2.29)$$

L'étape qui précède la maximisation de la fonction de vraisemblance est le calcul des trois membres de relation 2.29 : $\ln(\det C)$, $\hat{v}^T C^{-1} \hat{v}$ et C^{-1} .

Dans le cas simple de bruit blanc, la matrice de covariance s'écrit alors : $C = \sigma^2 I$ avec I la matrice unité et σ l'amplitude du bruit blanc. Si on dérive l'équation (2.29) par rapport à l'amplitude du bruit blanc σ alors la maximisation de (2.29) équivaut à :

$$\frac{\partial MLE}{\partial \sigma} = 0 \Leftrightarrow \sigma = \sqrt{\frac{\mathbf{v}^T \mathbf{v}}{N}} \quad (2.30)$$

Dans le cadre d'un modèle de bruit coloré, la matrice de covariance s'écrit : $C = \sigma^2 J$. Dans ce cas, (2.30) devient :

$$\frac{\partial MLE}{\partial \sigma} = 0 \Leftrightarrow \sigma = \sqrt{\frac{\mathbf{v}^T J^{-1} \mathbf{v}}{N}} \quad (2.31)$$

Si le modèle de bruit combine un bruit blanc et un bruit corrélé, la matrice de covariance des données s'écrit : $C = a^2 I + b^2 J$. Dans ce cas, il n'y a pas de solution explicite pour a et b . L'estimation des paramètres a et b se réalise grâce à la maximisation de $\ln(MLE)$ à l'aide d'un algorithme d'optimisation non-linéaire, une méthode numérique qui minimise une fonction dans un espace à plusieurs dimensions appelée «méthode de simplex descendant» (Press *et al.*, 1992). Cette méthode utilise le concept de simplexe qui est un polytope de $N+1$ sommets dans un espace à N dimensions.

La matrice de covariance s'écrit sous la forme d'un produit de matrices triangulaires :

$$\mathbf{J}_k = \mathbf{T} \mathbf{T}^T, \quad (2.32)$$

\mathbf{T} étant une matrice de transformation. Hosking (1981) décrit la matrice de transformation en utilisant la méthode de différenciation/intégration fractionnée :

$$T = \begin{bmatrix} \psi_0 & 0 & 0 & \dots & 0 \\ \psi_1 & \psi_0 & 0 & \dots & 0 \\ \psi_2 & \psi_1 & \psi_0 & \dots & 0 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ \psi_n & \psi_{n-1} & \psi_{n-2} & \dots & \psi_0 \end{bmatrix} \quad \psi_n = \frac{-\frac{\kappa}{2}(1-\frac{\kappa}{2}) \dots (n-1-\frac{\kappa}{2})}{n!} = \frac{\Gamma(n-\frac{\kappa}{2})}{n! \Gamma(-\frac{\kappa}{2})} \quad (2.33)$$

pour $n \rightarrow \infty$, $\psi_n \approx \frac{n^{-\frac{\kappa}{2}-1}}{\Gamma(-\frac{\kappa}{2})}$

L'algorithme de maximisation de la MLE est divisé en deux parties afin de minimiser le temps de calcul. La partie « interne » utilise l'algorithme de simplex descendant pour estimer les paramètres de bruit pour un indice spectral fixé. Et la partie externe, utilise la méthode de Brent (Press *et al.*, 1992) afin de trouver l'indice spectral qui maximise la valeur de MLE.

Lorsque tous les paramètres ont été estimés lors de la maximisation de la fonction de vraisemblance, on peut alors résoudre la régression linéaire au sens des moindres carrés. L'estimateur qui minimise les écarts entre la droite et les différents échantillons s'écrit :

$$\hat{\boldsymbol{\theta}}_{\min} = (\mathbf{A}^T \mathbf{C}^{-1} \mathbf{A})^{-1} \mathbf{A}^T \mathbf{C}^{-1} \mathbf{X} \quad (2.34)$$

La matrice de covariance de l'estimation de la régression s'écrit :

$$\hat{\mathbf{C}}_{\theta} = (\mathbf{A}^T \mathbf{C}^{-1} \mathbf{A})^{-1} \quad (2.35)$$

$$\text{avec } \hat{C}_\theta = \begin{bmatrix} \sigma_{x_0}^2 & \sigma_{x_0 r} \\ \sigma_{x_0 r} & \sigma_r^2 \end{bmatrix}$$

σ_r étant l'incertitude sur la tendance r de la droite de régression linéaire (2.2).

Actuellement le logiciel CATS (Williams, 2008) peut créer les matrices de covariances de nombreux modèles de bruits, tels que le bruit blanc, le bruit en loi de puissance (ce qui inclut le bruit de scintillation et le bruit de marche aléatoire en fixant l'indice spectral), ou le bruit de 1^{ier} ordre de Gauss Markov (Gelb, 1994).

2.2.4 Résultats des analyses de bruit

2.2.4.1 Analyse spectrale

2.2.4.1.1 Résultats sur l'ensemble des stations

L'analyse spectrale est appliquée ici selon la méthode de Ray *et al.*, (2008). L'ensemble des spectres correspondant aux séries individuelles sont « sommés » sur chacune des composantes du positionnement pour les stations disposant de plus de 200 points, soit près de quatre ans, afin d'éviter les biais dans l'estimation des vitesses par les signaux saisonniers (annuel et semi annuel). Par ailleurs deux raisons ont motivé l'estimation et le retrait des signaux saisonniers avant l'analyse spectrale. D'une part, les données irrégulièrement échantillonnées risquaient de créer des pics artificiels en présence de signaux basse fréquence de forte amplitude. Même si le risque de trous dans nos séries de la solution ULR3 (Wöppelmann *et al.*, 2009) était faible. De plus, les signaux saisonniers ont une forte amplitude, à la fois en raison de la présence effective de signaux de nature géophysique (Dong *et al.*, 2002) mais aussi de signaux saisonniers mal compris induits aussi par des artefacts d'analyse propres à la technique GPS (Penna & Stewart, 2003). Et d'autre part, les signaux saisonniers importants pouvaient biaiser aussi l'estimation de la pente des spectres.

Au total, 170 stations de la solution ULR3 remplissaient nos critères. Les signaux annuels et semi annuels ont été préalablement retirés des données. J'ai exprimé le logarithme des périodogrammes issus de ce « stacking » en fonction de la fréquence, et à l'aide d'une simple régression linéaire, j'ai calculé la pente de la courbe résultante. Les résultats sont présentés dans la Figure 2.6 pour les composantes Nord, Est et Verticale. Les courbes sont décalées arbitrairement pour une meilleure représentation graphique et appréciation visuelle.

Dans les périodogrammes de la Figure 2.6 on peut remarquer jusqu'à 5 et 6 pics proches des fréquences 1, 2, 3, 4, 5, 6 cpa (cycles par an). Ray *et al.*, (2008) identifient aussi 6 pics sur les séries temporelles GPS produites par l'IGS et considèrent que ce ne sont pas des harmoniques de 1 cpa mais d'une fréquence proche évaluée à 1.04 cpa, soit 351.2 jours. Cette période correspond à la durée pour que la constellation GPS répète son orientation inertielle par rapport au soleil. Ce constat traduirait une mauvaise modélisation des orbites des satellites GPS ou alors des erreurs de multi trajet dépendant de la configuration géométrique entre station et constellation des satellites.

La composante verticale est caractérisée par un indice spectral de -0.64 (pente du périodogramme, Figure 2.6), ce qui supposerait que les séries de positions GPS correspondent à une combinaison de bruit blanc et de bruit de scintillation. Si on compare ce résultat à celui obtenu par Zhang *et al.*, (1997) qui obtiennent la valeur de -0.4 ± 0.7 , nos séries semblent davantage dominées par du bruit de scintillation, et les erreurs formelles associées aux vitesses seront alors davantage optimistes. Cependant, les valeurs sont cohérentes dans leurs barres d'erreur, et certains éléments complémentaires peuvent expliquer cette différence. Zhang *et al.*, (1997) ne disposent que 1.6 ans de données en moyenne dans leurs séries alors que nous en avons 6.5 ans, ce qui augmente les sources possibles d'erreurs survenant au cours du temps (sauts, changements d'équipement, vieillissement du matériel). De plus, nous utilisons un réseau global de stations contrairement à Zhang *et al.*, (1997). Mao *et al.* (1999) obtiennent un indice moyen de -0.89 ± 0.28 . Cependant, comme Zhang *et al.*, (1997), Mao *et al.*, (1999) utilisent des données sur une période plus courte, leur indice spectral supérieur à Zhang *et al.*, (1997) et au nôtre pourrait alors s'expliquer par une différence de stratégie d'analyses GPS.

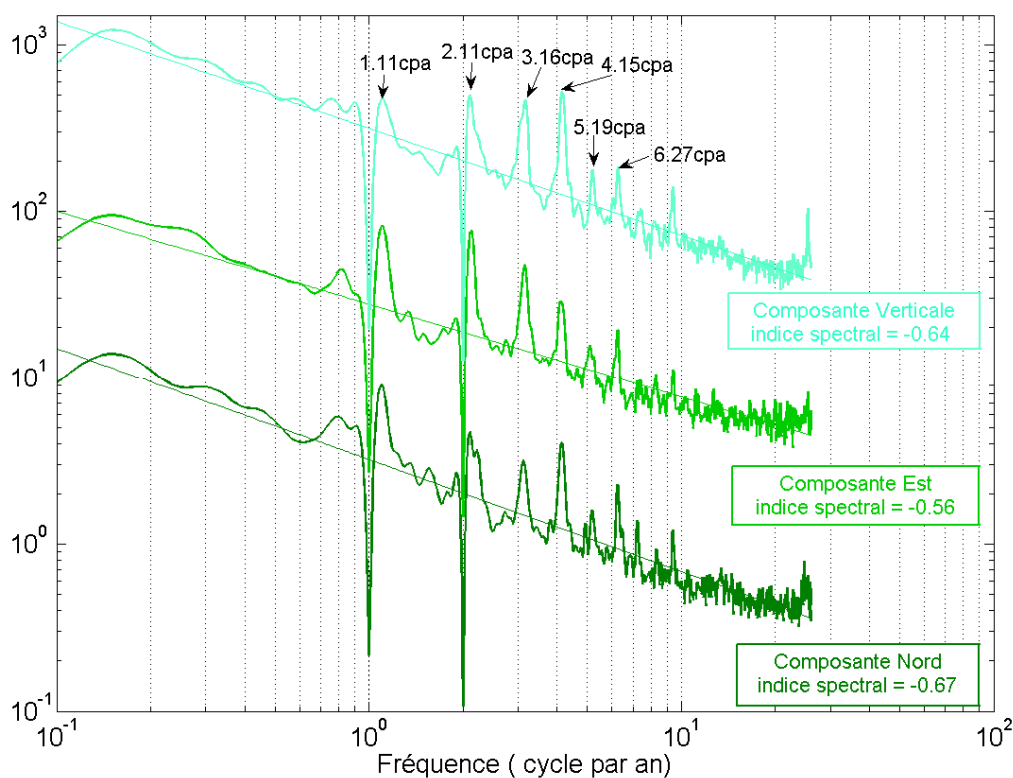


Figure 2.6 : Stacking des périodogrammes des séries de positions GPS sur les composantes Nord, Est et Verticale avec indication de leurs pentes linéaires (droites). Les courbes sont décalées arbitrairement pour la clarté du graphique.

Afin d'évaluer si notre solution ULR3 représentait des progrès significatifs, nous avons comparé de manière rigoureuse notre solution à la solution de l'IGS incorporée dans la réalisation de l'ITRF2005 (Altamimi *et al.*, 2007).

2.2.4.1.2 Comparaison des solutions IGS et ULR

Les résultats ULR3 ont été comparés à ceux de la solution IGS de l'ITRF2005, plus précisément il s'agissait des résidus de position de cette solution IGS issus de la réalisation de l'ITRF2005 (Altamimi *et al.*, 2007). L'exercice a été réalisé avec rigueur, ne conservant que les 75 stations communes aux deux solutions et la période commune de 1997.0 à 2006.0. La Figure 2.7 montre les résultats de l'analyse spectrale et du stacking. L'indice spectral de la solution ULR3 sur ces 75 stations est évalué à -0.68 , alors que l'indice spectral de la solution IGS montre une composante de bruit coloré plus dominante que dans la solution ULR3 avec un indice moyen de -0.80 . Les différences sont statistiquement significatives (Figure 2.7). Le type de bruit dans les séries de positions de la solution ULR3 apparaît alors plus « blanc » que celui des séries IGS, suggérant une réduction des erreurs introduites par la stratégie d'analyses GPS du consortium ULR.

J'ai présenté le détail des résultats de ces analyses de bruit (et une partie de ceux de la section suivante sur la méthode d'Allan) à l'occasion d'une communication orale à l'AGU de San Francisco (Letetrel *et al.*, 2007).

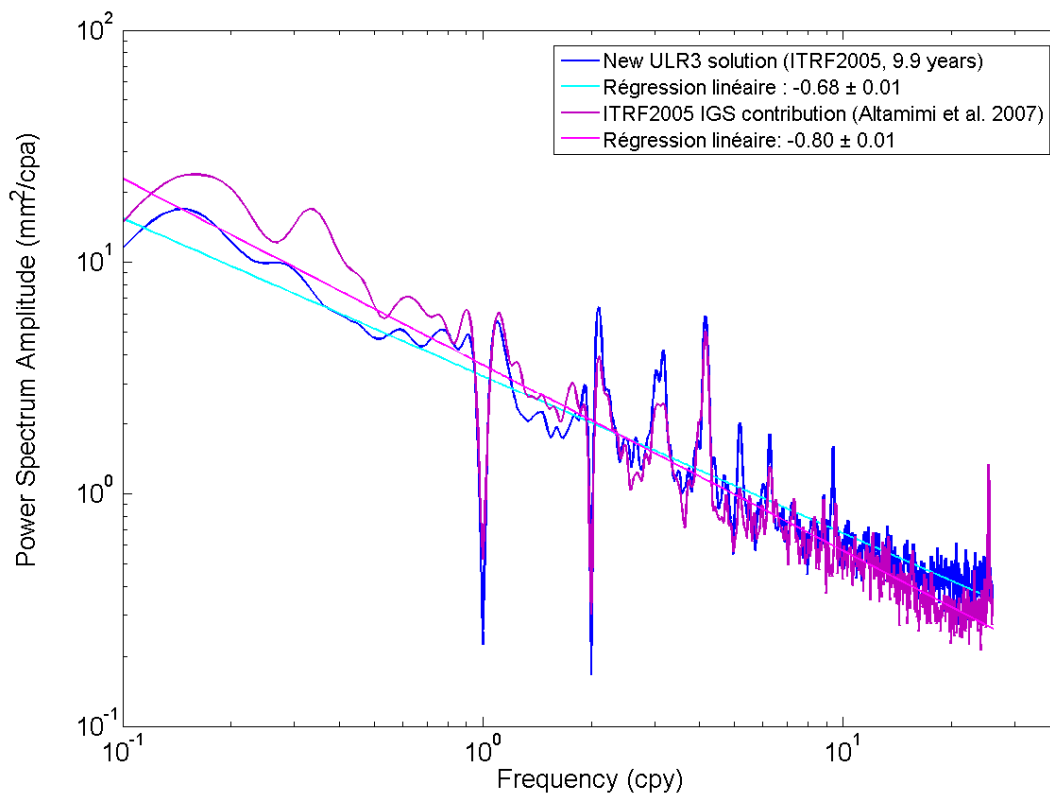


Figure 2.7 : Comparaison des spectres d'amplitude moyen des solutions ULR3 et IGS sur la composante verticale du positionnement.

Alors que les différentes sources d'erreurs peuvent se traduire par des combinaisons de processus bruitaux dans une même série, la méthode d'analyse spectrale apparaît comme une évaluation grossière du contenu bruital de séries temporelles. Elle ne permet pas une analyse fine, ni la détermination de paramètres propres à chaque type de bruit contenu dans les séries.

2.2.4.2 Variance d'Allan

L'analyse des séries GPS à partir de la variance d'Allan permet un diagnostic simple et direct du signal en termes de bruit. La méthode de diagnostic a été élaborée à partir de nombreuses simulations. Elle permet une démarche d'analyse simple directement à partir de la forme de la courbe de la variance d'Allan en représentation log/log (Le Bail, 2004). La méthode de la variance d'Allan est implémentée dans le logiciel *crono_vue* développé par Martine Feissel-Vernier au laboratoire LAREG (<http://ids-doris.org/analysis-software.html>). Il comprend plusieurs méthodes mathématiques pour l'estimation d'une pente et l'extraction de composantes cycliques, en particulier par la méthode de Census X-11, méthode de filtrage numérique développée pour les analyses économiques (Cleveland & Tiao, 1976 ; Lenz, 2003). On a retiré au préalable un modèle linéaire et les termes annuels et semi-annuels des séries temporelles de positions GPS avant de les analyser. Dans l'application de la méthode d'Allan, nous avons comparé les résultats des solutions de la première et deuxième génération de stratégies d'analyse (solutions ULR0 et ULR1, respectivement) sur les périodes communes afin d'évaluer l'impact de la mise à jour de la stratégie d'analyses GPS qui s'est effectuée en début de mon travail de thèse. Cette mise à jour était motivée par la disponibilité des corrections absolues des centres de phases des antennes GPS (Ge *et al.*, 2005; Schmid *et al.*, 2007) et d'un nouveau modèle de fonction de rabattement pour la composante troposphère de l'atmosphère (Boehm *et al.*, 2006). L'application de la méthode de la variance d'Allan n'a pas été étendue aux solutions ULR2 et ULR3 obtenues sur la période plus longue 1997.0-2006.9 car la méthode a été abandonnée pour des raisons expliquées à la fin de cette section.

Les sorties de *crono_vue* sont les périodogrammes, les variances d'Allan, et plusieurs indicateurs statistiques usuels. La Figure 2.8 montre un exemple de résultats d'analyse des séries de position GPS pour la série de Dumont d'Urville en Antarctique (acronyme DUM1). Les graphes d'Allan sont représentés sur la partie droite de la Figure 2.8 avec en ordonnées le logarithme de la variance d'Allan et en abscisses le logarithme des différents pas d'échantillonnage τ utilisés comme multiple du pas d'échantillonnage originel τ_0 de la série passant par les valeurs $1\tau_0 = 7$ jours, $4\tau_0 \approx 1$ mois, $52\tau_0 \approx 1$ an, et $208\tau_0 \approx 4$ ans. Sur la partie de gauche, on a tracé les observations (points bleus) pour les trois composantes de la position GPS et comme les points des séries doivent être régulièrement espacés temporellement, un comblement préalable (points marron) a été nécessaire.

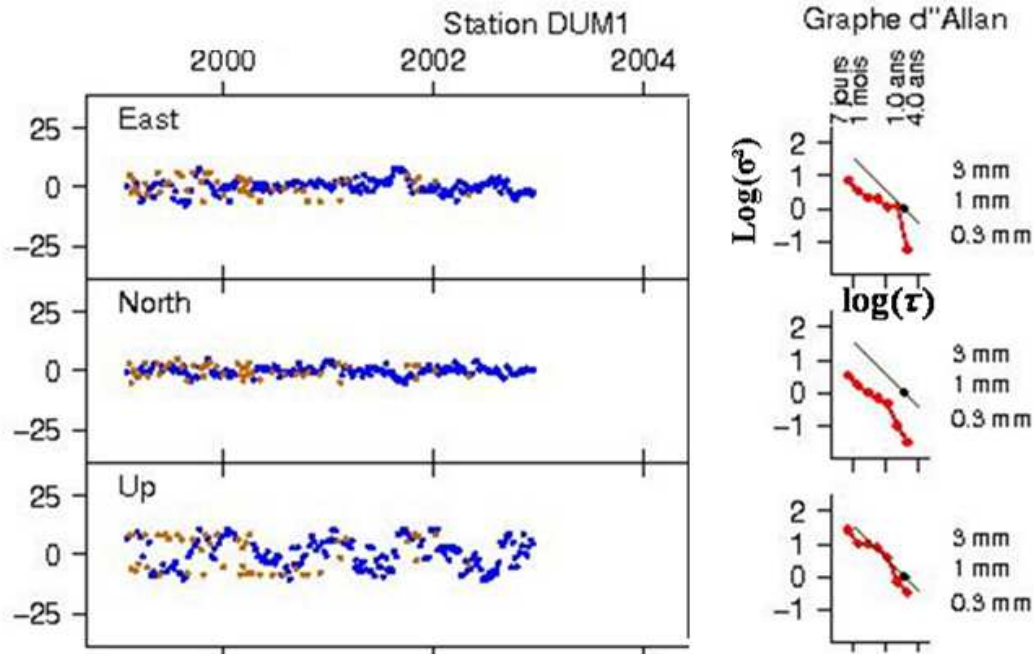


Figure 2.8 : Séries temporelles des résidus de positions GPS (mm) de Dumont d'Urville (DUM1) sur les 3 composantes (à gauche) et graphes d'Allan associés (à droite).

A partir de la pente de la courbe, on en déduit donc directement l'indice spectral par la simple relation : $\text{pente} = - \text{indice spectral} - 1$.

Dans l'approche de Le Bail, (2004) ou de Feissel-Vernier *et al.*, (2007), pour un indice spectral compris entre 0.5 et -0.5, le bruit est considéré comme blanc. Pour un indice spectral compris entre -0.5 et -1.5, le bruit est considéré comme du bruit de scintillation. Et pour un indice spectral compris entre -1.5 et -2.5, le bruit est considéré comme du bruit de marche aléatoire.

Les résultats des indices spectraux obtenus sont résumés dans la Table 2.2. Le changement de stratégie d'analyse ne semble pas améliorer le contenu bruital des séries. Pour la composante verticale, dans les deux cas, le bruit blanc domine l'ensemble des séries. La distribution des indices spectraux pour la composante verticale (Figure 2.9) montre une répartition hétérogène des indices sur la plage de valeurs [-0.5 ; -0.5] avec une forte dominance vers -0.5.

Ces résultats sont très éloignés des résultats obtenus par l'analyse spectrale. La méthode de la variance d'Allan montre des séries dominées par du bruit blanc. Ils vont également à l'encontre des résultats publiés dans lesquels il est reconnu que les séries de position GPS sont contaminées par du bruit corrélé de type scintillation (Zhang *et al.*, 1997 ; Mao *et al.*, 1999 ; Williams *et al.*, 2004). Mais, cela pourrait encore s'expliquer par le caractère homogène des analyses GPS de l'ULR, comme le soulignait Feissel-Vernier *et al.*, (2007), et une méthode spectrale grossière et sujette à des biais. Nous reviendrons sur cette discussion un peu plus loin.

INDICE SPECTRAL (en mm)							
Solution ULR0				Solution ULR1			
	Moyenne	Min	Max		Moyenne	Min	max
EST	-0.2±0.3	-0.8	0.6	EST	-0.3±0.2	-1.1	0.6
NORD	-0.3±0.3	-0.9	0.6	NORD	-0.3±0.3	-1.2	0.7
VERTICALE	-0.3±0.2	-0.8	1.0	VERTICALE	-0.3±0.3	-0.9	0.7

Table 2.2 : comparaison des moyennes, des minimums et des maximums des indices spectraux sur les composantes Est, Nord, et Verticale pour les solutions ULR0 et ULR1.

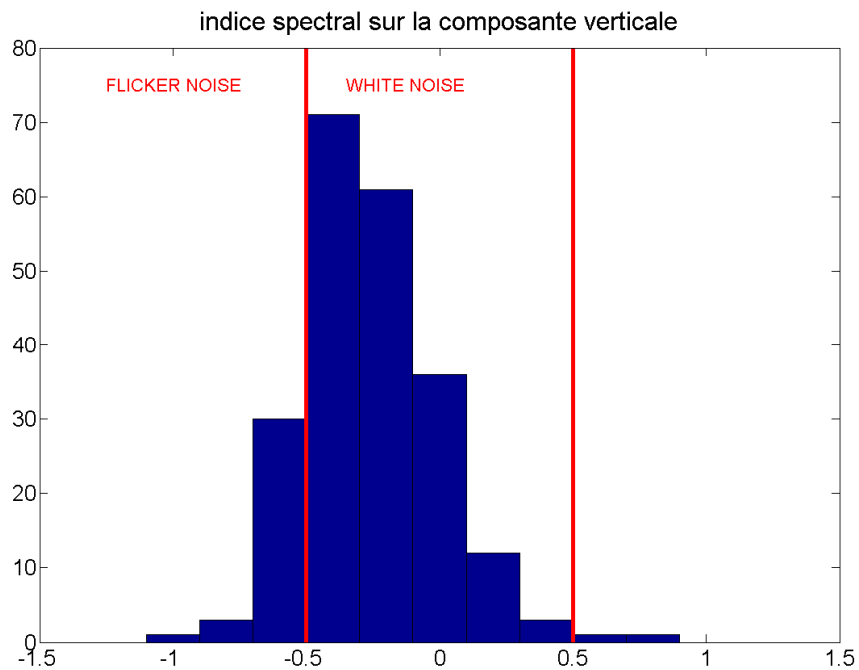


Figure 2.9 : histogramme des indices spectraux estimés sur la composante verticale par la méthode de la variance d'Allan (ULR1).

Quantitativement sur l'ensemble des stations, 87% sont dominées par le bruit blanc (Table 2.3) pour la solution ULR0 et 78 % pour la solution ULR1 sur la composante verticale. La composante Est reste pour les deux solutions celle qui contient le plus de bruit blanc.

Nombre de stations affectées par le bruit blanc					
Solution ULR0			Solution ULR1		
	Effectif	%		Effectif	%
EST	168	88.4	EST	184	84.0
NORD	154	81.1	NORD	171	78.1
VERTICALE	166	87.4	VERTICALE	170	77.6

Table 2.3 : comparaison du nombre de stations affectées par le bruit sur les composantes Est, Nord, et Verticale pour les solutions ULR0 et ULR1.

L'amplitude du bruit reste plus élevée dans le cas de la composante verticale pour les deux solutions (Table 2.4). La solution ULR1 montre aussi une plus grande amplitude du bruit que la solution ULR0.

AMPLITUDE DU BRUIT (en mm)					
Solution ULR0			Solution ULR1		
	WN	FN		WN	FN
EST	0.8±0.5	1.2±0.8	EST	1.0±0.7	1.2±0.6
NORD	0.8±0.6	0.9±0.8	NORD	0.9±0.6	1.2±0.8
VERTICALE	1.6±1.2	2.1±1.0	VERTICALE	1.7±1.3	2.4±1.2

Table 2.4 : comparaison de l'amplitude des bruits blanc et de scintillation sur les composantes Est, Nord, et Verticale pour les solutions ULR0 et ULR1.

Une attention particulière a été portée à la qualité du retraitement et à la prise en compte des nouvelles exigences et recommandations de l'IGS dans la solution ULR1. C'est pourquoi les résultats issus du diagnostic de la variance d'Allan à travers le logiciel *crono-vue* nous ont surpris, d'autant qu'ils étaient sensiblement différents de la méthode de l'analyse spectrale. Nous avons exploré les différentes raisons qui pouvaient expliquer de tels résultats. Nos conclusions sont que la contrainte d'avoir des séries temporelles sans lacunes et le comblement des séries afin d'avoir un pas d'échantillonnage régulier « blanchissaient » les séries temporelles. La stratégie d'analyse de la solution ULR0 moins performante rejetait en effet davantage d'observations que la stratégie ULR1 (nettoyage des sauts de cycle, fixation des ambiguïtés entières,...). Nous avons donc considéré *a posteriori* les résultats de cette analyse douteux dans le cadre de l'objectif d'une estimation d'une incertitude réaliste sur la vitesse des mouvements verticaux.

Présenter des résultats négatifs peut paraître une démarche incongrue dans le cadre d'une thèse mais, outre la démarche scientifique, il nous a semblé intéressant de mentionner les limites que nous avons trouvées dans l'application de la méthode d'Allan, et par suite les

précautions que d'autres devront prendre, ou les développements qu'ils devront considérer. En parallèle, face à ces limites et pendant la phase de recherche d'explications, l'opportunité s'est présentée d'appliquer la méthode MLE avec la mise à disposition de la communauté scientifique du logiciel CATS (Williams, 2008). C'est pourquoi dans la suite de mon travail, je me suis résolument tournée vers cette méthode, plus robuste et éprouvée, du maximum de vraisemblance.

2.2.4.3 Maximum de Vraisemblance : le logiciel CATS

Le logiciel CATS est distribué sur demande par son auteur S.D.P. Williams (voir l'adresse web <http://www.pol.ac.uk/home/staff/?user=WillSimoCats>). De nombreux processus stochastiques sont implémentés, qu'il est possible de tester, et donc de produire les différentes matrices de covariance associées. Parmi les modèles de bruit disponibles, mentionnons :

- le bruit blanc ;
- le bruit en loi de puissance (ce qui inclut le bruit de scintillation et de marche aléatoire) ;
- le bruit de Gauss Markov de 1^{er} ordre ;
- le bruit de Gauss Markov généralisé ;
- le bruit blanc variable (bruit blanc dont l'amplitude est variable, fonction des erreurs formelles multipliées par un facteur d'échelle).

Ce dernier, le bruit blanc variable, a par exemple été appliqué dans le cas de séries de positions DORIS (Williams & Willis, 2006).

Dans le cas de notre étude, nous avons testé six modèles de bruits différents :

- le bruit blanc (indice spectral : $\kappa=0$ avec une amplitude constante) que l'on désignera par **WN** (White Noise) dans la suite ;
- le bruit blanc variable (indice spectral : $\kappa=0$ avec une amplitude variable) : **VWN** (Variable White Noise) ;
- une combinaison de bruit blanc et de bruit de scintillation (indice spectral : $\kappa=-1$) : **WN+FN** (White Noise+Flicker Noise) ;
- une combinaison de bruit blanc variable et de bruit de scintillation : **VWN+FN** (Variable White Noise+Flicker Noise) ;
- une combinaison de bruit blanc et de bruit en loi de puissance (indice spectral à estimer) : **WN+PL** (White Noise+Power Law Noise) ;
- une combinaison de bruit blanc variable et de bruit de type loi de puissance : **VWN+PL** (Variable White Noise+Power Law noise).

Pour chaque modèle de bruit, on détermine donc la matrice de covariance qui décrit le mieux les données à partir d'un estimateur de vraisemblance (Eq. 2.27). La meilleure estimation de vraisemblance est obtenue en maximisant cette fonction sous forme de logarithme (Eq. 2.29) notée MLE. Les paramètres du bruit (indice et amplitude) sont ajustés pour obtenir ce maximum de vraisemblance.

Si on suppose que les séries de position GPS ne sont pas corrélées spatialement les unes avec les autres, ce qui est souvent supposé dans les solutions globales comme la nôtre car les stations sont réparties sur tout le globe, alors la valeur du maximum de vraisemblance par modèle stochastique considéré est la somme des valeurs individuelles obtenues pour chaque série (Williams & Willis, 2006). Afin d'évaluer quel modèle stochastique décrit le mieux les données, on soustrait la somme obtenue pour le modèle simple de bruit blanc sur la

composante verticale aux autres valeurs (sommées) MLE obtenues à partir des différents modèles de bruits cités précédemment. La Figure 2.10 résume les résultats obtenus pour la solution ULR3. Le processus stochastique de bruit qui s'ajuste le mieux à nos données (celui qui donne la plus grande valeur MLE de maximum de vraisemblance) est une combinaison de bruit blanc variable et de bruit en loi de puissance.

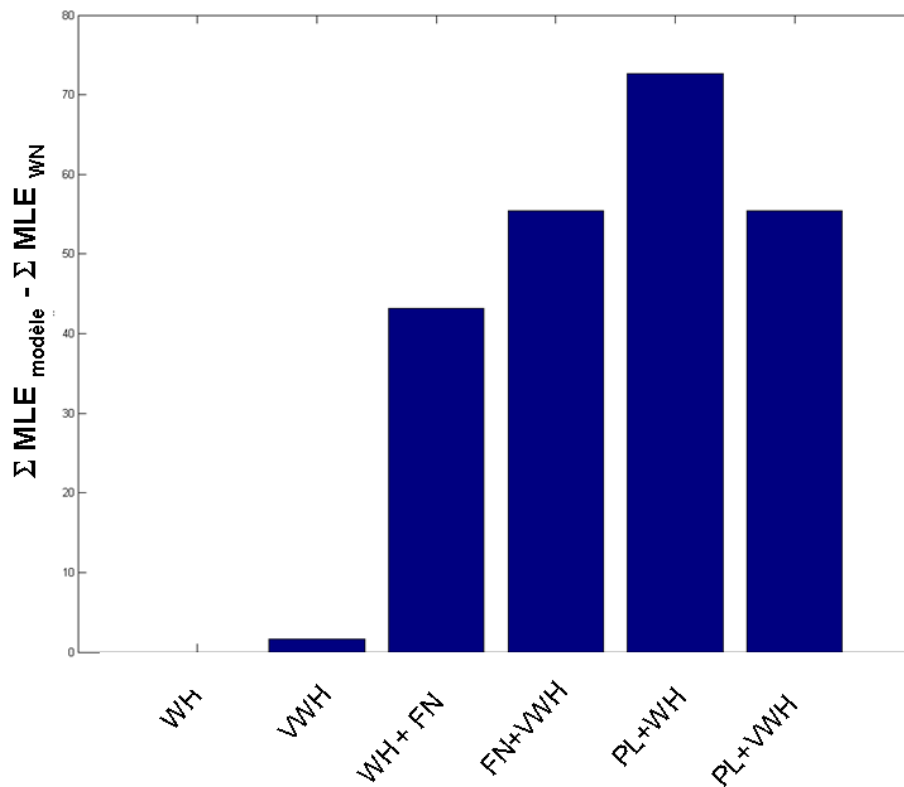


Figure 2.10 : Sommes des valeurs de MLE obtenues à partir des différents modèles de bruit appliqués aux séries de positions ULR3 sur la composante verticale relativement au modèle de bruit blanc.

Rappelons que le but de cette étude d'analyse du contenu de bruit dans les séries temporelles de position GPS est d'estimer une incertitude réaliste de la vitesse, c'est-à-dire qui prend en compte la nature et l'importance du bruit, alors que les erreurs formelles supposent implicitement le bruit comme étant blanc. Ainsi, dans la suite des résultats, nous avons adopté le modèle de bruit le plus « vraisemblable » en terme de valeur MLE pour l'ensemble des séries, à savoir la combinaison de bruit blanc et de bruit de type loi de puissance.

Les calculs des incertitudes ne s'est fait cependant que pour les 180 stations qui remplissaient les critères de minimum 3.5 ans de données avec moins de 30% de lacunes. Le choix de ces critères s'appuie sur les résultats de Blewitt & Lavallée, (2002) qui montrent l'importance des biais sur les vitesses par les signaux saisonniers lorsque les séries sont trop courtes.

2.2.4.3.1 Les indices spectraux

Nous avons estimé les indices spectraux liés au bruit de type loi de puissance combiné à un modèle de bruit blanc pour les trois composantes du positionnement. Dans le contexte particulier de notre application niveau marin, nous nous concentrerons sur les résultats

obtenus sur la composante verticale. La distribution des indices spectraux, Figure 2.11, montre une gamme de valeurs couvrant l'intervalle -3.6 à -0.2 avec une concentration importante autour de la moyenne de -0.8 ± 0.4 . Cette moyenne est en accord avec les résultats de la littérature. Elle confirme que nos séries de position ULR3 sont dominées par du bruit de scintillation (Mao *et al.*, 1999 ; Williams *et al.*, 2004).

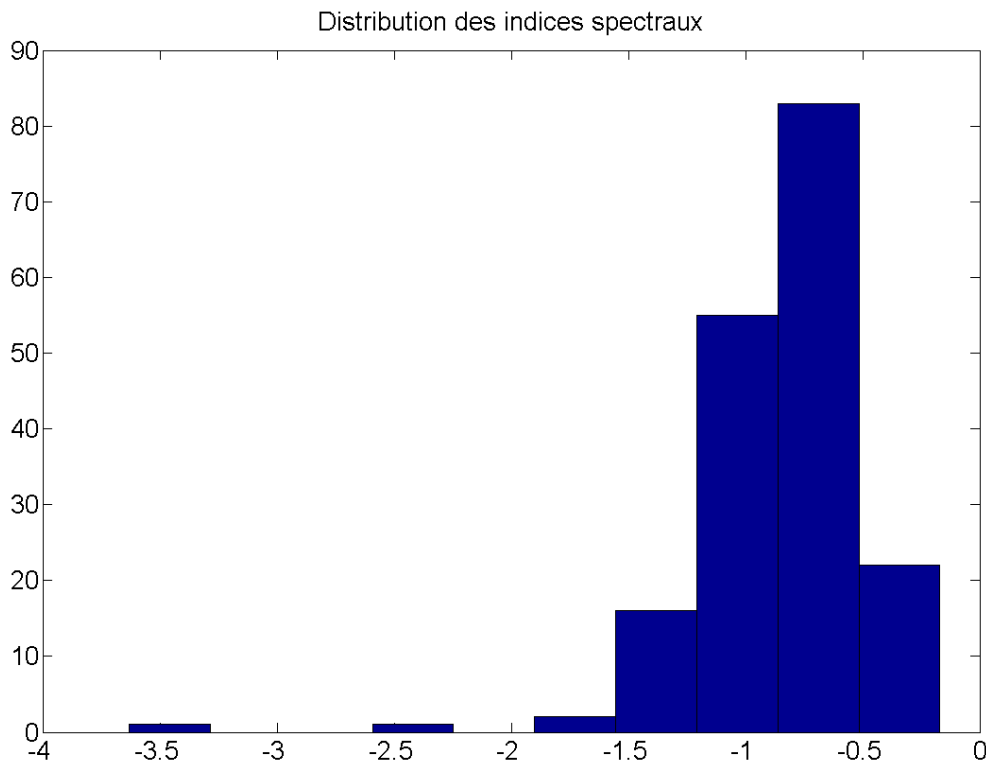


Figure 2.11 : Histogrammes des indices spectraux issus de l'estimation MLE sur la composante verticale des séries de positions GPS.

La dominance du bruit de scintillation est aussi illustrée dans la Figure 2.12 dans laquelle nous avons regroupé les types de bruit par groupes suivant l'approche de la variance d'Allan appliquée par Le Bail, (2004) ou Feissel-Vernier *et al.*, (2007). Quelques stations montrent un bruit de type loi de puissance proche d'un bruit blanc. Ces stations présentent aussi une amplitude de bruit blanc qui converge vers zéro (cf. Annexe E). Pour les stations où le logiciel CATS ne trouvait pas de bruit blanc ou qu'il ne pouvait pas distinguer entre deux sources de bruit d'indices spectraux très proches (dans les deux cas, l'indice spectral est entre la limite du bruit blanc et du bruit de scintillation), nous avons alors soumis ces séries à une analyse basée sur un modèle unique de bruit en loi de puissance afin de déterminer un indice spectral plus réaliste de la série.

Le large intervalle de valeurs dans l'indice spectral suggère une combinaison de sources de bruit multiples plutôt qu'une source dominante. Cette diversité des sources de bruit pourrait provenir de différences dans les effets atmosphériques d'une région à une autre mais aussi d'effets locaux introduits par l'environnement du site, la monumentation, et le matériel GPS. Une analyse plus poussée serait intéressante à mener pour dégager des causes communes à des indices spectraux proches, mais un tel travail sortait du cadre imposé par mon sujet de thèse à durée limitée. J'ai néanmoins essayé de tirer quelques éléments caractéristiques qui pourraient alimenter une étude détaillée.

indices spectraux du bruit de loi de puissance

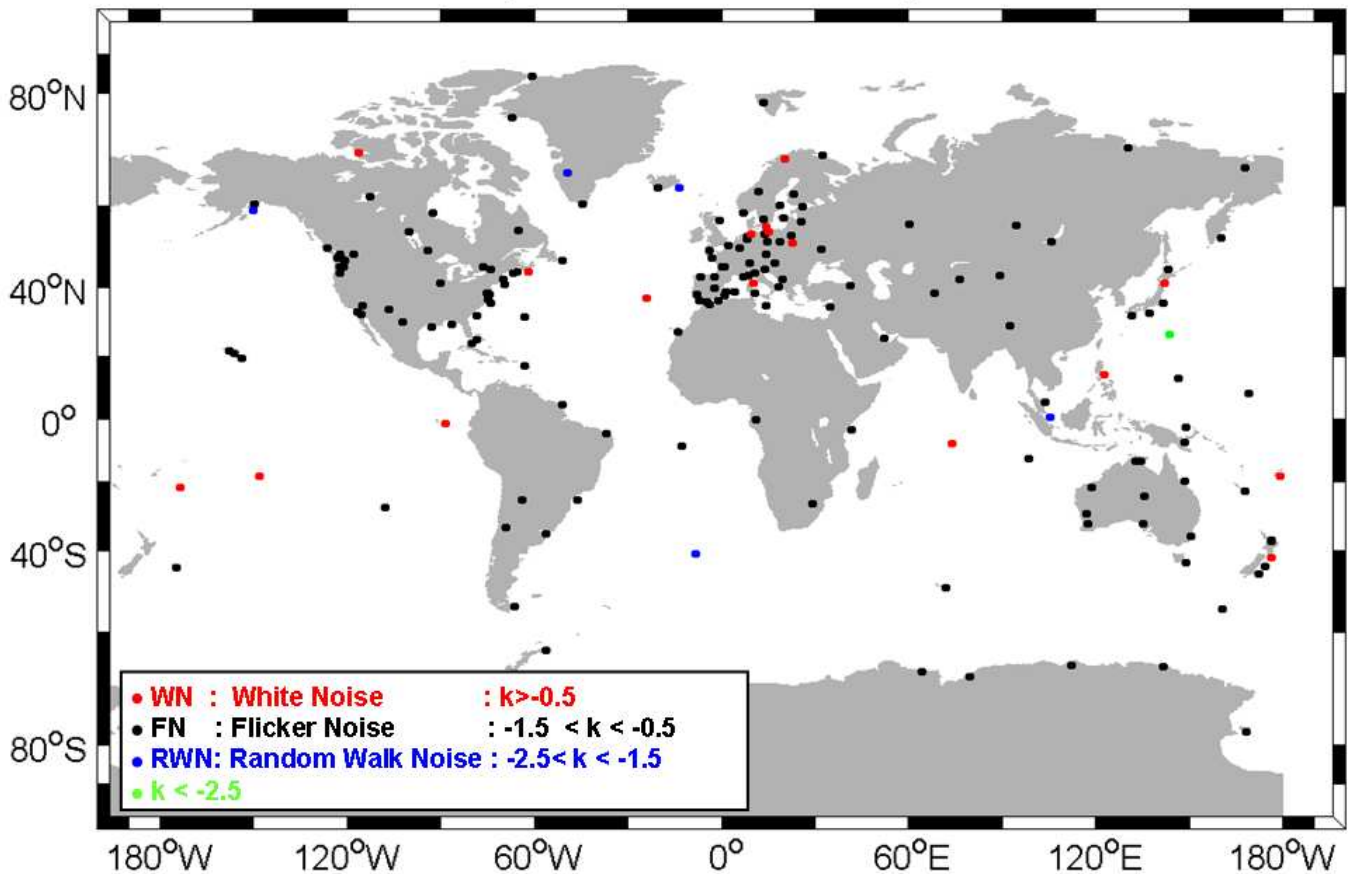


Figure 2.12 : Distribution spatiale des indices spectraux déterminés par la méthode MLE et classés suivant l'approche de la variance d'Allan appliquée par Le Bail, (2004) par groupes de type de bruit.

Si on s'intéresse plus particulièrement aux indices spectraux proches du bruit de scintillation compris en -1.5 et -0.5 (Figure 2.13), on observe une grande variété de valeurs. Un biais entre les hémisphères se dégage, l'hémisphère Sud dont les indices spectraux sont proches de la limite inférieure du bruit de scintillation entre -1.5 et -1 et l'hémisphère Nord qui est dominé par des indices spectraux entre -0.7 et -0.5 .

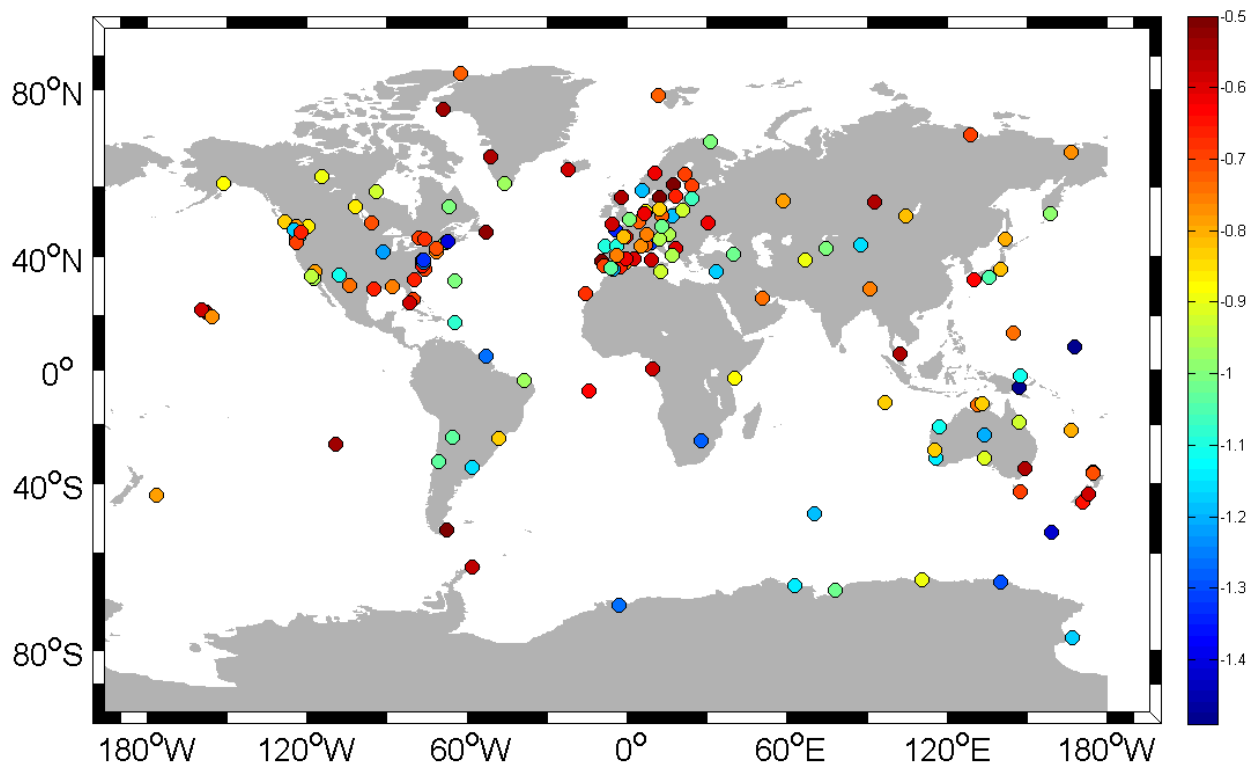


Figure 2.13 : Distribution spatiale des indices spectraux $-1.5 < \kappa < -0.5$.

Pour les indices spectraux inférieurs à -1.5, classés donc dans la catégorie du bruit de marche aléatoire, cinq stations se dégagent: Hoefn (HOFN) en Islande, Seldovia (SELD) au Canada, Kellyville (KELY) au Groenland, Gough Island (Goug) en plein océan Atlantique, et la station de Nanyang (NTUS) en Malaisie. Une autre station se distingue avec un indice spectral de -3.6, la station Chichijima (P213) au Japon (Figure 2.14).

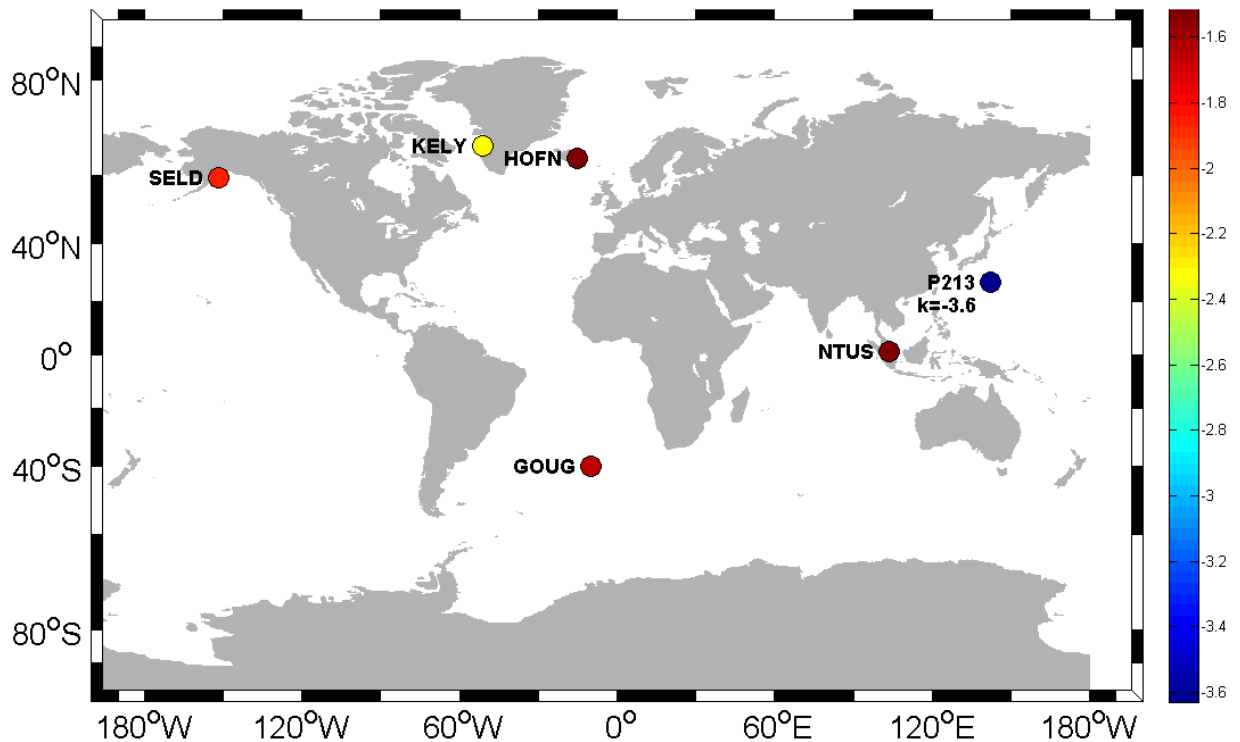


Figure 2.14 : Distribution spatiale indices spectraux $\kappa < -1.5$.

Nous noterons que les stations SELD, KELY et HOFN sont situées à des hautes latitudes où les fluctuations de l'épaisseur de neige sont importantes, et peuvent engendrer des petits sauts dans les séries de position verticale qui peut imiter un processus stochastique de marche aléatoire (Shishido *et al.*, 2007). Les trois autres, GOUG, NTUS et P213 sont dans des zones tectoniquement actives. Dans ces cas aussi, des sauts d'origine tectonique, imperceptibles par les outils classiques de détection ou par l'examen visuel des séries temporelles, pourraient mimer un processus de type marche aléatoire.

2.2.4.3.2 Amplitude du bruit

Bruit Blanc

L'amplitude du bruit blanc atteint 1.2 ± 0.2 , 1.6 ± 0.3 , et 2.6 ± 0.4 mm, pour les composantes Nord (N), Est (E) et Verticale (V) respectivement. La composante verticale est celle qui présente les niveaux de bruit blanc les plus élevés. Williams *et al.*, (2004) trouvent des valeurs plus importantes : 1.5 ± 0.6 , 2.1 ± 1.0 , et 3.9 ± 1.9 mm, respectivement, pour la meilleure solution globale qu'ils ont analysée (SOPAC). Et pour la solution globale du laboratoire JPL, cette même étude montre des valeurs significativement plus importantes que les nôtres : 3.0 ± 0.7 , 4.6 ± 1.9 , et 7.7 ± 2.6 mm. Les amplitudes sont deux fois supérieures dans le cas de la solution JPL comparé à la solution SOPAC pour les trois composantes. Williams, *et al.* (2004) expliquent cette différence par une différence de stratégie d'analyse. La solution SOPAC utilise les logiciels GAMIT, version 9.94 et 10.01 (King & Block, 2000) et GLOBK, version 5.04 (Herring, 2000) pour estimer leurs coordonnées de positions GPS journalières. Une stratégie de traitement par réseaux est utilisée avec jusqu'à 48 sites par réseau (Zhang, 1996) et les coordonnées de position GPS sont exprimées dans l'ITRF1997. Les données de la solution JPL ont été traitées en utilisant le logiciel GIPSY-OASIS II (Zumberge *et al.*, 1997). La stratégie d'analyse de SOPAC est similaire à celle appliquée pour la solution ULR ce qui explique qu'il y ait moins de différences entre les deux solutions. La différence majeure de la stratégie employée par le centre d'analyse ULR est l'utilisation de l'ITRF2005 (solution ULR3), qui semble réduire le niveau de bruit blanc. Ces observations soulignent aussi la faiblesse de la stratégie d'analyse de la solution JPL par comparaison avec les solutions SOPAC et ULR.

En traçant l'amplitude du bruit blanc obtenu pour les différentes stations en fonction de la latitude, on observe une grande variabilité des niveaux de bruit blanc, et particulièrement sur la composante verticale (Figure 2.15). Mao *et al.*, (1999) ont signalé l'existence d'une dépendance du bruit blanc en fonction de la latitude pour la composante verticale sans toutefois trouver une explication. Williams *et al.*, (2004) caractérisent cette dépendance en latitude sous la forme d'une fonction exprimée dans l'équation 5 de l'article. Dans notre cas, les trois composantes semblent montrer une dépendance par rapport à la latitude. L'amplitude du bruit est supérieure dans l'hémisphère Sud et maximale pour les stations proches de l'équateur.

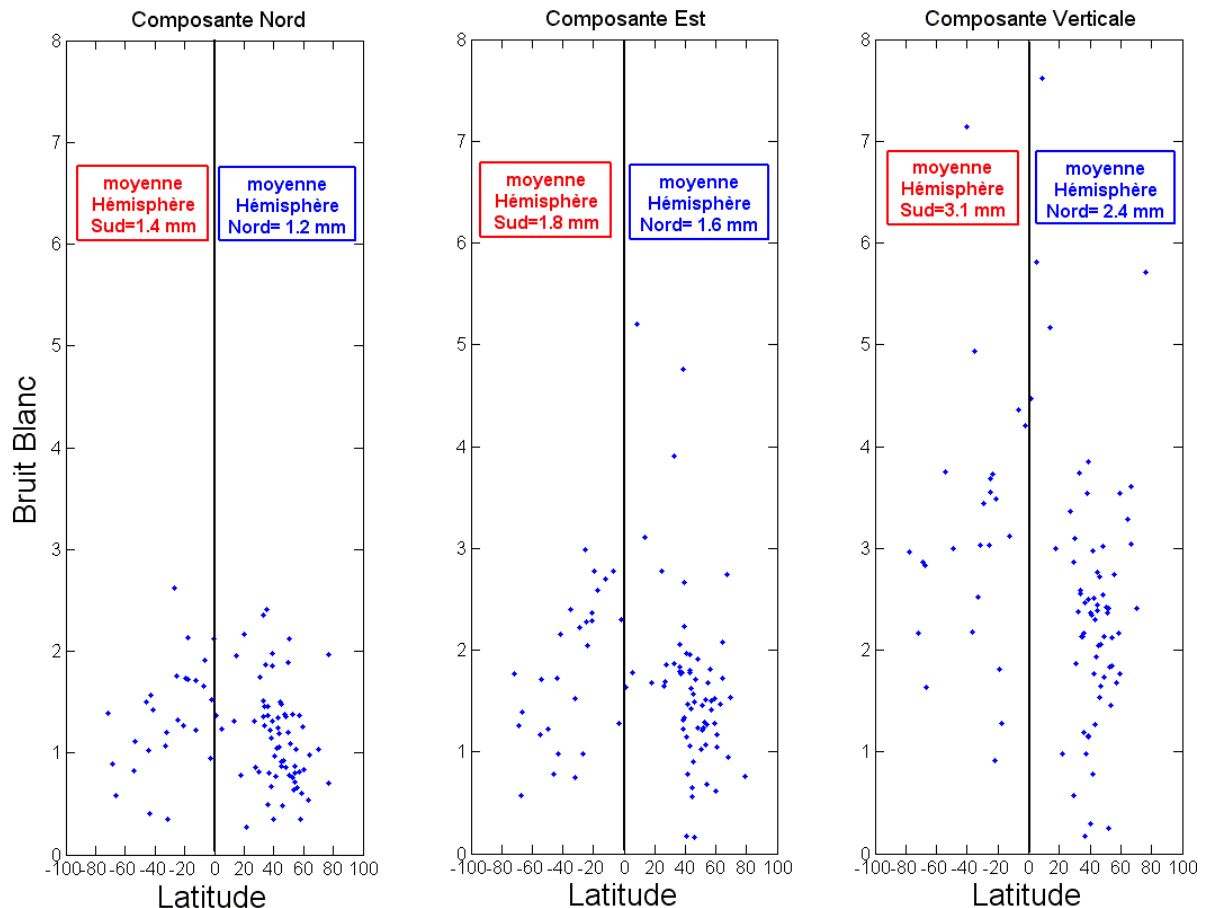


Figure 2.15 : Amplitude du bruit blanc (mm) en fonction de la latitude pour chacune des composantes Nord, Est et Verticale des séries de position ULR3 ayant passé les critères de sélection (180 stations).

Bruit en loi de puissance

Les valeurs moyennes obtenues sont de 3.4 ± 0.4 , 4.1 ± 0.5 et 8.2 ± 1 mm/an^{0.25} pour les composantes Nord, Est et Vertical respectivement. L'amplitude du bruit¹ de type loi de puissance montre aussi une dépendance vis-à-vis de la latitude (Figure 2.16). Comme l'amplitude du bruit de scintillation dépend du pas d'échantillonnage (Williams & Willis 2006), pour comparer nos résultats avec des résultats issus de solutions journalières publiées dans la littérature, il faut multiplier ces résultats par $7^{0.25}$. Ainsi ramenées à des valeurs comparables, Williams *et al.*, (2004) évaluent le bruit de scintillation à 3.3 ± 1.35 , 4.7 ± 1.8 , et 12.4 ± 3.4 mm/an^{0.25} pour les composantes N, E et V de la meilleure solution globale SOPAC. Les résultats sur les deux premières composantes sont semblables à ceux de notre solution (ULR3). Sur la composante verticale, notre solution montre de nets progrès de réduction d'amplitude du bruit de scintillation. Elle montre 1.5 fois moins de bruit de scintillation que la solution SOPAC analysée par Williams *et al.*, (2004). La qualité de notre solution ULR3 est davantage mise en valeur lorsqu'on la compare avec la solution JPL dont l'amplitude du bruit de scintillation atteint les valeurs de 4.7 ± 1.3 , 6.6 ± 2.3 , et 14.2 ± 5.8 mm/an^{0.25} pour les composantes N, E et V, respectivement. Le bruit sur la composante verticale du JPL est presque le double de celui de la solution ULR3.

¹ L'unité de l'amplitude de loi de puissance dépend du type de loi de puissance, dans cette section pour des raisons pratiques, on choisit d'exprimer l'amplitude du bruit avec l'unité du bruit de scintillation.

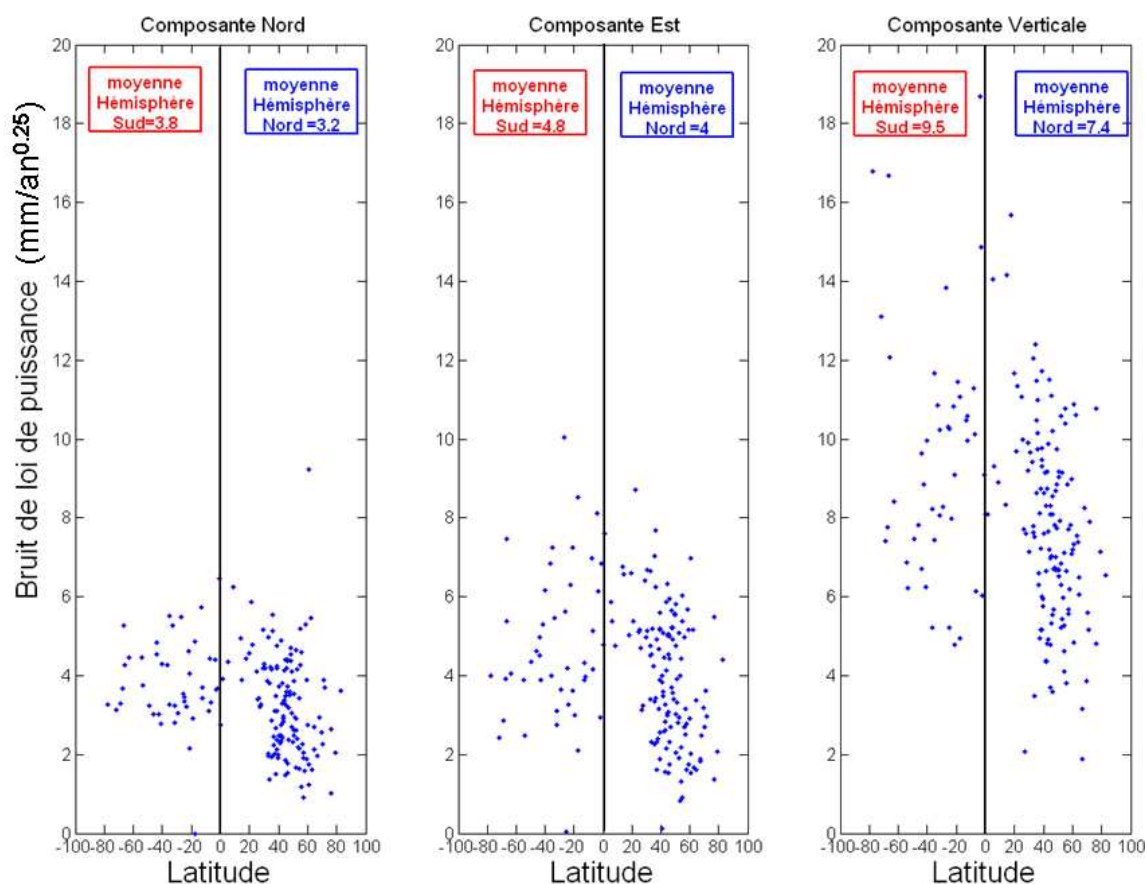


Figure 2.16 : Amplitude du bruit en loi de puissance en fonction de la latitude pour chacune des composantes Nord, Est, et Verticale des séries de position ULR3 ayant passé les critères de sélection (180 stations).

Les différences obtenues au niveau de l'amplitude du bruit de type loi de puissance entre les différentes solutions reflètent probablement une base physique commune selon Williams *et al.*, (2004) telle que des effets de distribution de masses atmosphériques saisonnières (Dong *et al.*, 2002), du bruit atmosphérique (Williams *et al.*, 1998) ou des effets ionosphériques de second ordre (Kedar *et al.*, 2003). Ceci reste à démontrer par des études plus poussées.

2.2.4.3.3 Incertitudes sur les vitesses

Les incertitudes des vitesses sont calculées à partir de la matrice de covariance des données. La matrice de covariance est déterminée en fonction du modèle de bruit, dont les paramètres choisis sont ceux qui s'ajustent le mieux aux données en termes de maximum de vraisemblance. Les résultats sont publiés dans la table du supplément électronique de Wöppelmann *et al.*, (2009) pour les stations de la solution ULR3 ayant passé nos critères de sélection (180 stations). Pour chaque station GPS, elle fournit la durée de la série temporelle, le pourcentage de lacunes, la vitesse verticale et son incertitude tenant compte du bruit, les amplitudes du bruit blanc et du bruit en loi de puissance avec son indice spectral (annexe E).

La moyenne et la dispersion des incertitudes sur les vitesses est de 0.26 ± 0.31 , 0.28 ± 0.30 , et 0.58 ± 0.63 mm/an pour les composantes Nord, Est et Verticale, respectivement. On remarque, Figure 2.17, que quelques stations seulement dépassent l'incertitude de 1 mm/an et

que la majorité des stations (105 stations) ont une incertitude inférieure ou égale à 0.5 mm/an dans la composante verticale. La station P213 montre une valeur extrême de 8 mm/an, cette valeur a d'ailleurs été retirée des résultats afin de ne pas biaiser l'échelle de la représentation graphique. Si on calcule la moyenne et la dispersion des incertitudes sans la station P213, sur la composante verticale, on trouve une valeur de 0.54 ± 0.35 mm/an, soit une réduction de 4 à 8 fois par rapport aux valeurs de Mao *et al.*, (1999) et Zhang *et al.*, (1997).

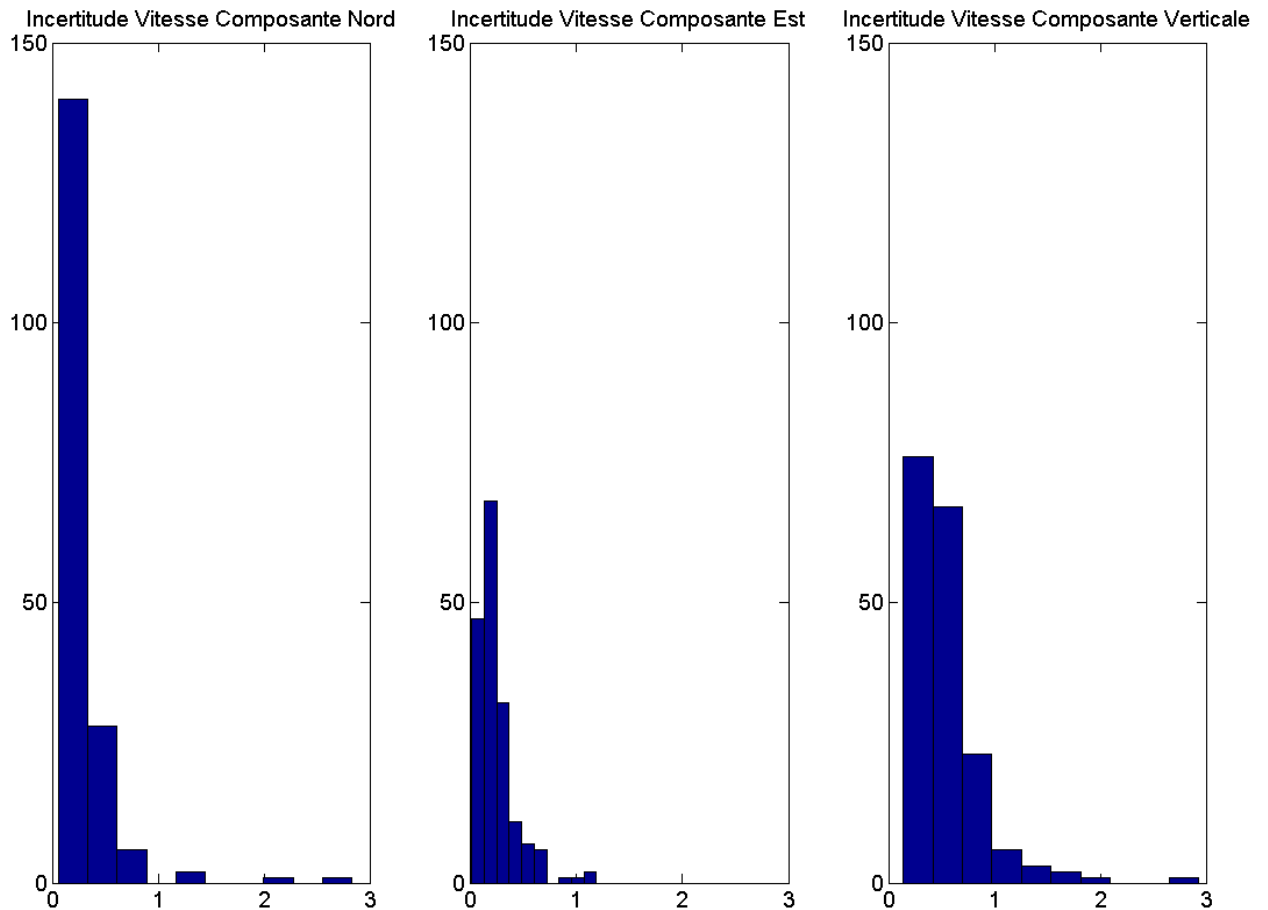


Figure 2.17 : Histogrammes des incertitudes (en mm/an) des vitesses de la solution ULR3, calculées en prenant en compte la nature du bruit dans les composantes Nord (à gauche), Est (au milieu) et Verticale (à droite).

L'examen des incertitudes sur les vitesses montre des résultats en accord avec les valeurs de niveau de bruit plus importantes observées vers l'équateur sur les trois composantes (Figure 2.18).

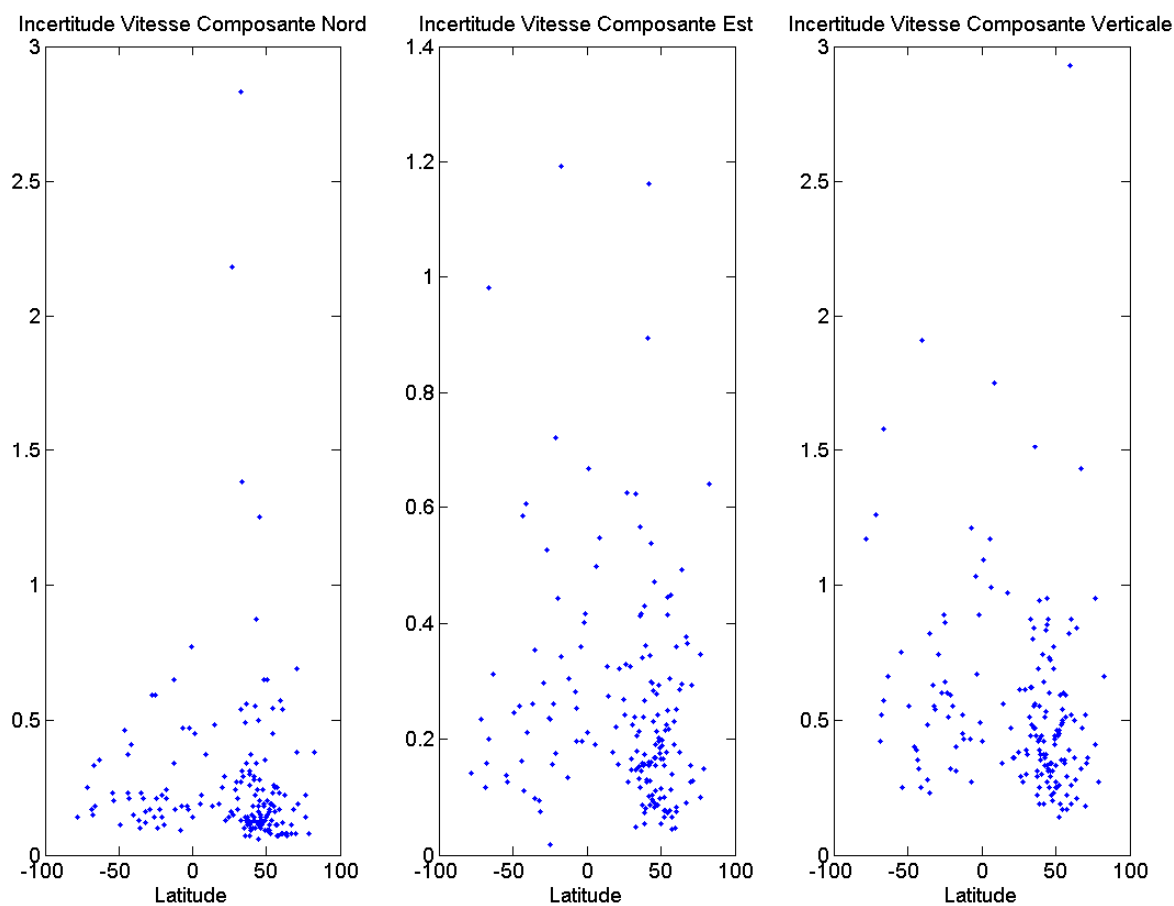


Figure 2.18 : Distribution des incertitudes des vitesses GPS en fonction de la latitude des stations sur les composantes Nord (à gauche), Est (au milieu) et Verticale (à droite) .

Si on regarde la distribution spatiale des valeurs des incertitudes en les séparant sur les plages de valeurs $[0 : 0.5]$, $[0.5 : 1]$, et celles supérieures à 1 (Figure 2.19), on peut noter que les incertitudes supérieures à 1 mm/an sont essentiellement situées dans l'hémisphère Sud et, si on s'intéresse à ces quelques stations (Figure 2.20), on remarque que la plupart d'entre elles sont communes avec celles qui avaient un indice spectral de loi de puissance de type marche aléatoire.

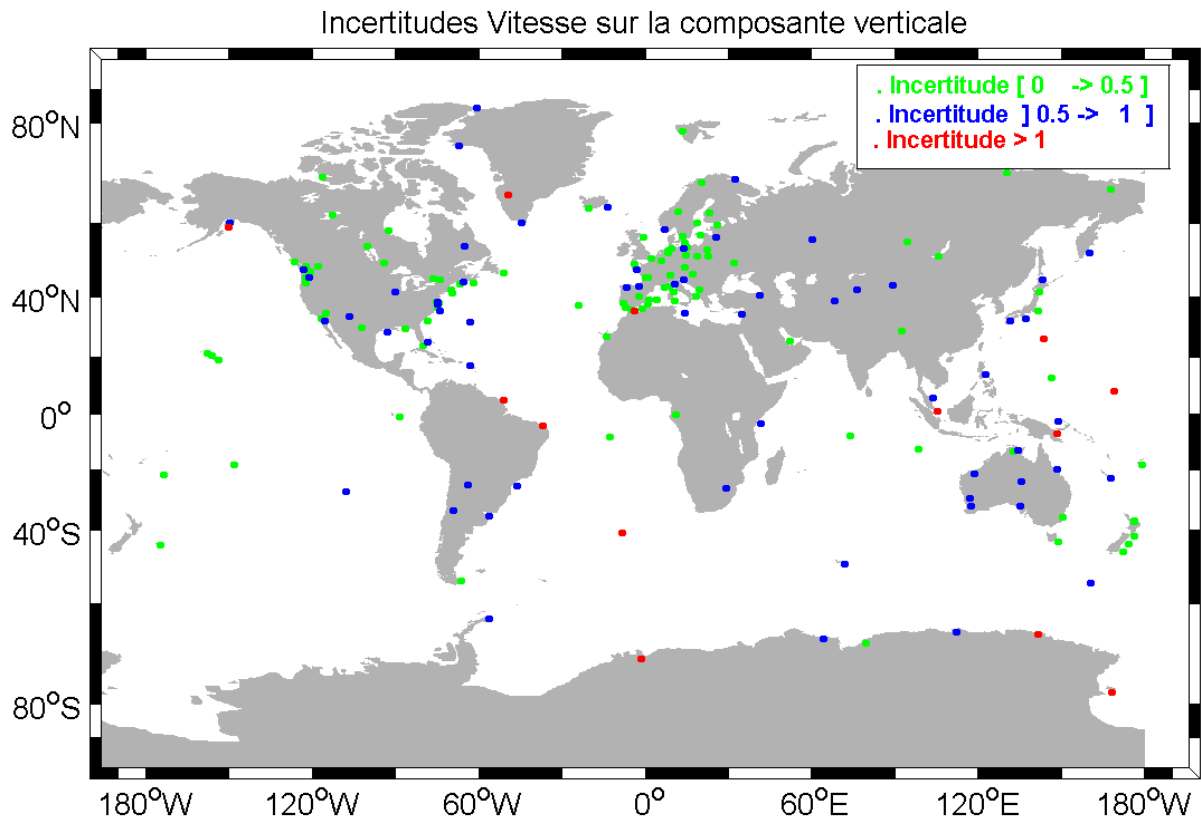


Figure 2.19 : distribution spatiale des incertitudes des vitesses (mm/an) sur la composante verticale.

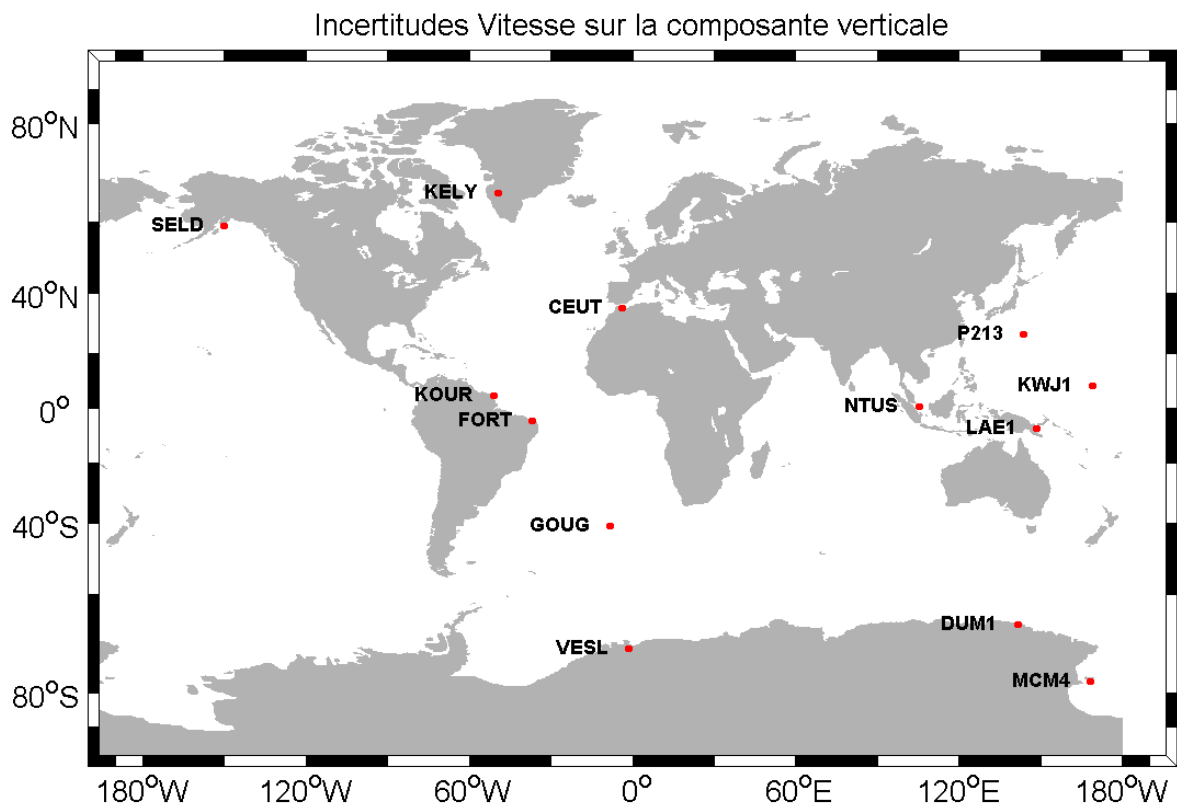


Figure 2.20 : distribution spatiale des incertitudes des vitesses sur la composante verticale supérieures à 1mm/an.

Pour quantifier le facteur « d'optimisme » sur les incertitudes des vitesses verticales calculées à partir d'un modèle unique de bruit blanc, nous avons évalué le rapport entre les incertitudes issues de l'estimation MLE et les incertitudes dites formelles qui supposent un processus aléatoire de type bruit blanc (Figure 2.21). En moyenne, nous sous-estimerions d'un facteur 11.6 les incertitudes avec l'hypothèse implicite de bruit blanc, autrement dit, dans ce dernier cas, elles seraient optimistes d'un facteur 11.6. Les plus grandes erreurs d'appréciation se produiraient pour les stations affectées par du bruit de marche aléatoire.

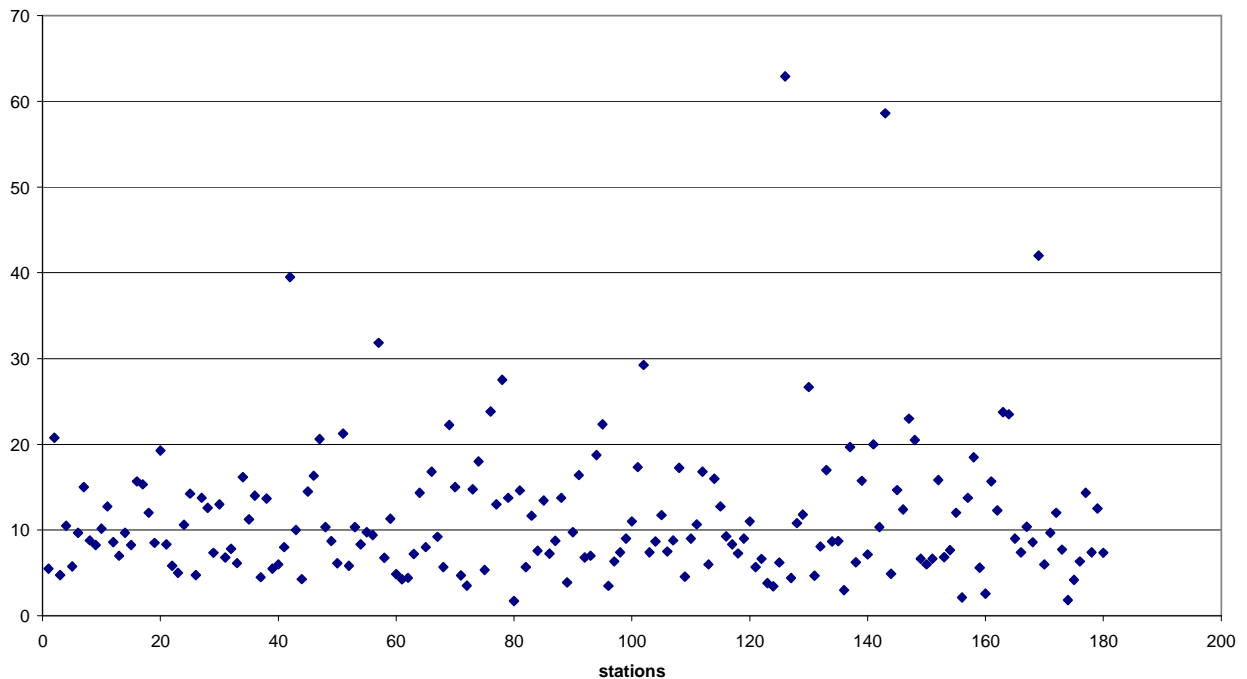


Figure 2.21 : Rapport des incertitudes des vitesses GPS sur la composante verticale issues de l'analyse MLE et des incertitudes formelles.

Mon étude a permis de confirmer la qualité des résultats de la solution ULR3 à l'aide d'une méthode éprouvée par la communauté scientifique. Il est cependant surprenant qu'elle ne soit pas plus souvent utilisée, en particulier dans la communauté des géophysiciens qui exploitent la technique GPS, et cela malgré la mise à disposition sur Internet de son implémentation dans le logiciel CATS et le nombre important de modèles stochastiques qu'elle permet de tester. Comme nous l'avons déjà souligné, la qualité de la solution ULR3 est due pour l'essentiel au traitement homogène appliqué à l'ensemble des observations avec des modèles les plus à jour possibles. Le caractère global est bien sûr critique, car le re-calcul des orbites des satellites GPS en dépend. Mais cela pose des difficultés d'infrastructure de calcul, puisque le retraitement des observations de la solution ULR3 aura pris près de un an.

Le second résultat important de cette étude est l'estimation d'incertitudes réalistes sur les vitesses GPS, obtenues à partir des séries temporelles de position. L'examen de ces incertitudes montre qu'elles atteignent des performances moyennes à un niveau effectivement utile pour les applications visées ici d'estimation et de correction des mouvements verticaux du socle sur lequel reposent les marégraphes. (Wöppelmann *et al.*, 2007) avaient ignorés cet aspect, n'ayant que des incertitudes formelles qu'ils savaient trop optimistes. Leur confiance dans leur solution GPS s'appuyait sur les seuls (mais importants) résultats de réduction des tendances du niveau marin des marégraphes lorsque leur vitesses GPS étaient appliquées aux marégraphes pour les corriger des mouvements verticaux du sol. Le travail effectué ici apporte des éléments complémentaires permettant d'évaluer la confiance dans les vitesses

GPS fondée sur une analyse rigoureuse du bruit qui affecte les résultats de position GPS. Nous allons voir dans la section suivante l'application qui a résulté de ce travail, et à laquelle j'ai contribué par les résultats présentés ci-dessus (Wöppelmann *et al.*, 2009).

2.3 Application à l'exercice de Douglas & Peltier (2001)

Cette partie présente les résultats de l'exploitation des vitesses verticales GPS dans la correction des tendances linéaires du niveau relatif de la mer telles que déterminées à partir des marégraphes. Elle correspond à l'article qui se trouve en annexe B (Wöppelmann *et al.*, 2009) auquel j'ai contribué tout particulièrement avec les résultats présentés dans la section précédente. L'étude ne remet pas en question l'approche développée par Douglas & Peltier (2001) (Chapitres 3 et 4) pour analyser les séries temporelles des marégraphes, ni la question de la légitimité de l'estimation d'une tendance globale du niveau de la mer. Elle se concentre à examiner dans quelle mesure les vitesses GPS apportent une information intéressante et pertinente.

Il s'agissait donc de reproduire l'exercice de Douglas & Peltier (2001) en utilisant la même approche et les mêmes critères en tous points sauf en celui de la correction des mouvements verticaux. Les critères appliqués étaient d'avoir 85% de données valides dans les séries temporelles marégraphiques couvrant une période d'observation supérieure à 60 ans. Le regroupement des stations en régions suivait l'approche de Douglas & Peltier (2001), fondée sur la corrélation basse fréquence des séries marégraphiques. Seules les prédictions du modèle de GIA étaient écartées, et remplacées par les vitesses verticales GPS issues de la solution ULR3. De même que Douglas & Peltier (2001), nous sommes tombés sur 27 marégraphes (un 28^{ème} marégraphe, Fernandina, avait été initialement retenu par erreur alors qu'il n'était pas co-localisé avec une station GPS proche), et 10 régions (Figure 2.22) répondant aux critères.

Comme Douglas & Peltier (2001), nous avons supposé le mouvement vertical du sol linéaire sur la période d'observation marégraphique. Cette hypothèse s'appuie sur l'absence d'accélération dans les séries marégraphiques supérieures à 50-60 ans, ce qui suggère un mouvement vertical constant (Douglas (2001), Figure 3.16 p. 61). La 2^{ème} hypothèse que nous avons faite est que le mouvement enregistré au niveau de l'antenne GPS est le même que celui subit par la station marégraphique, et cela même pour une distance de quelques kilomètres. La Table 2.5 résume les résultats obtenus, dont la tendance globale en utilisant les corrections verticales à la fois des solutions ULR1, ULR2 et ULR3 (cf. section 2.2.2).

Type de correction verticale sur les marégraphes	Pas de correction	Correction modèle GIA ICE5G (VM2)	Correction GPS		
			ULR1	ULR2	ULR3
Dispersion des tendances individuelles des changements du niveau marin (mm/an)	2.05	1.49	1.32 (1.15*)	1.23 (1.06*)	1.15 (0.98*)
Dispersion des tendances régionales des changements du niveau marin (mm/an)	1.37	0.98	0.93 (0.91*)	0.87 (0.83*)	0.62 (0.60*)
Tendances du niveau marin (mm/an)	1.33	1.82	1.37*	1.44*	1.61*

Table 2.5 : récapitulatif des dispersions des tendances des marégraphes individuelles et régionales mesurées par déviation standard corrigées de différentes corrections de mouvements. (*) : Résultats sans Fernandina.

Sur les 27 stations considérées, la dispersion des tendances linéaires individuelles des séries marégraphiques atteint 2 mm/an sans aucune correction de mouvement vertical. Si on applique les prédictions du modèle de GIA de (Peltier, 2004) ICE5G-VM2, on réduit cette dispersion à 1.5 mm/an, et si on applique ULR1, ULR2 et ULR3 (Table 2.5) on réduit encore davantage cette dispersion à 1.2, 1.1 et 1.0 mm/an respectivement. Les différences sont minimales mais si on compare la dispersion des tendances régionales (Table 2.5, 2^{ème} ligne) on voit une nette réduction de la dispersion entre régions. Cette observation illumine les progrès réalisés dans la réalisation du repère de référence en passant à L'ITRF2005, puisque c'est ce qui distingue la solution ULR3 (cf. section 2.2.2). La Figure 1 de l'article Wöppelmann *et al.*, (2009) montre de manière illustrée que l'application des corrections GPS augmente la cohérence des séries marégraphiques dans une même région.

La nouvelle solution ULR3 intégrant une plus longue période d'observation et surtout l'implémentation de l'ITRF2005 montre le plus de cohérence régionale entre les séries marégraphiques corrigées dans une région et entre régions par rapport aux autres solutions. La Figure 2.23 montre les tendances des séries marégraphiques avant et après correction des vitesses verticales dans leur groupement géographique. Les tendances avant correction (TG) présentent de grandes hétérogénéités au sein des mêmes régions. La correction des vitesses verticales ULR1 semble améliorer la cohérence des stations pour les régions du continent européen et pour la région Océanie. Les tendances TG+ULR2 semblent être plus cohérentes entre elles sur la côte ouest des Etats-Unis. Et enfin l'application des vitesses verticales de la solution ULR3 augmente la cohérence des régions de la côte Est des Etats-Unis.

Remarquons que la région qui englobe le Golfe du Mexique montre encore de grandes hétérogénéités dans les tendances du niveau marin corrigées des vitesses GPS sur les trois solutions ULR. La région du Golfe du Mexique est une région complexe en termes de processus océanographiques et géologiques, elle doit donc faire l'objet d'une attention particulière. Cette divergence entre les estimations des tendances corrigées au sein de cette même région soulève des questions, en particulier sur la validité de l'hypothèse selon laquelle l'antenne GPS mesure le mouvement affectant la station marégraphique. Bevis *et al.*, (2002) discutent cette hypothèse. Ils soulignent que le critère de distance n'est pas suffisant. Des points éloignés de quelques centaines de mètres peuvent subir des mouvements différentiels importants de l'ordre du mm/an. L'hypothèse doit être examinée au cas par cas. L'idéal est

bien entendu d'avoir accès à une information quantifiée par nivellement de précision. Nous reviendrons sur cette hypothèse dans le cas du Golfe du Mexique dans la partie 3.

On peut noter aussi que, même si la dispersion des tendances régionales diminue, elle n'en demeure pas moins visible, ce qui pourrait s'expliquer naturellement par la variabilité spatiale des phénomènes contribuant à l'élévation du niveau marin et qui a déjà été mise en évidence par de précédentes études appuyées sur des observations ou sur des considérations théoriques (Mitrovica *et al.*, 2001 ; Ishii *et al.*, 2006 ; Cazenave & Llovel, 2010).

L'approche GPS devrait permettre d'inclure des régions dominées par le GIA et par suite souvent écartées des analyses globales alors qu'elles disposent des séries temporelles de marégraphie les plus longues. L'estimation de montée globale du niveau marin avec la solution ULR3 de 1.61 ± 0.19 mm/an est en accord avec la somme des contributions climatiques de Mitrovica *et al.*, (2006) et Antonov *et al.*, (2005) sur les 50 à 100 dernières années de 1.4 mm/an. Elle est cohérente avec celle plus récente de Domingues *et al.*, (2008) de 1.6 ± 0.2 mm/an.

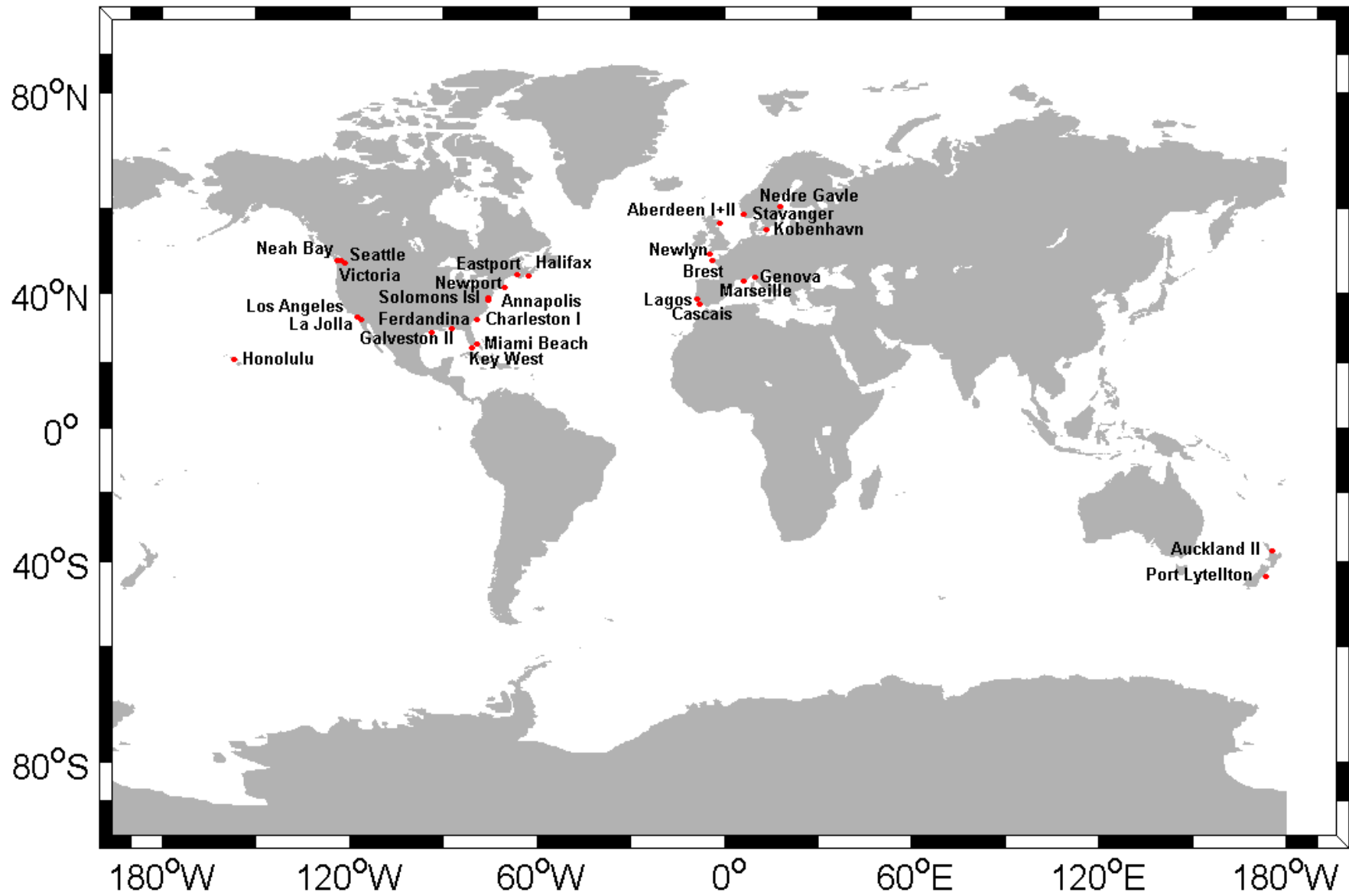


Figure 2.22 : Répartition des 28 stations marégraphiques utilisées pour reproduire l'exercice de Douglas & Peltier (2001).

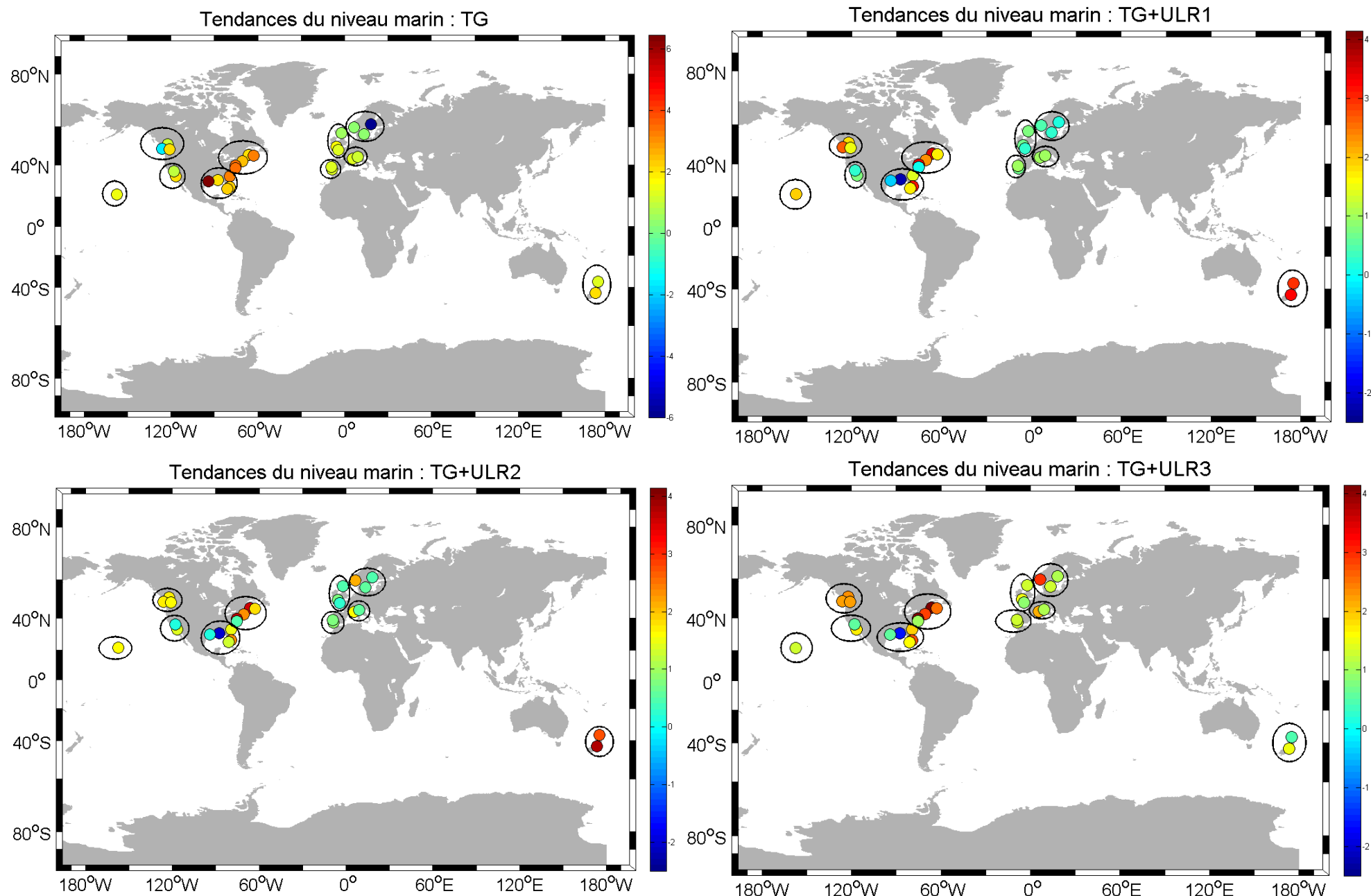


Figure 2.23 : Tendances des observations marégraphiques avant (TG) et après correction des vitesses verticales GPS des solutions ULR1, ULR2 et ULR3

CHAPITRE 3

Combinaison de l'altimétrie et de la marégraphie : application au Golfe du Mexique

3 Combinaison de l'altimétrie et de la marégraphie : application au Golfe du Mexique

3.1 Présentation de l'idée d'origine : la méthode classique

La méthode dite classique de combinaison de données altimétriques et marégraphiques afin d'extraire le mouvement vertical à la côte où se trouvent les marégraphes est fondée sur les principes d'une méthode élaborée pour la calibration des radars des missions altimétriques satellitales en utilisant comme étalon la mesure in situ marégraphique. Mitchum (1994) montre la bonne cohérence entre les données altimétriques du satellite TOPEX/POSEIDON (T/P), et les données d'un réseau de 71 marégraphes répartis essentiellement dans les océans Indien et Pacifique. La marégraphie a ainsi été très tôt utilisée comme étalon pour déterminer les biais et dérives dans la mesure altimétrique spatiale.

Mitchum (1994) utilise cette approche comparative pour calibrer la dérive des altimètres radar en proposant d'effectuer de simples différences entre les séries altimétriques et marégraphiques. Les données altimétriques sont sélectionnées comme les points les plus proches de la station marégraphique (< 2km) sur les traces ascendantes et descendantes de chaque côté du marégraphe. Pour chaque station marégraphique, on a donc quatre séries temporelles altimétriques dont les hauteurs d'eaux altimétriques instantanées sont choisies sur les dates communes avec les mesures marégraphiques moyennes journalières. Aucun critère de corrélation n'est admis entre les séries marégraphiques et altimétriques, juste un critère de proximité est appliqué.

Plus tard, Mitchum (1998), 'M98', réalise une analyse plus sophistiquée en ajoutant le critère de corrélation d'une valeur minimum de 0.3 entre les séries marégraphiques et altimétriques et en posant les équations définissant les différents termes mis en jeu dans cette problématique de différenciation entre les deux jeux de données sous forme d'un système linéaire.

La hauteur du niveau marin altimétrique g_i en un point proche de la station marégraphique à un instant donné peut s'écrire sous la forme :

$$g_i = T_i + \Delta + a_{\text{error}} \quad (3.1),$$

où T_i est le signal océanographique, Δ la dérive altimétrique et a_{error} la somme de toutes les erreurs altimétriques (discontinuités de la référence, échantillonnage, etc).

Parallèlement, on peut aussi définir le niveau marin marégraphique S_i tel que :

$$S_i = T_i + l_i + t_{\text{error}} \quad (3.2),$$

avec T_i le signal océanographique commun aux deux observations, l_i les erreurs dues aux effets locaux près du marégraphe et t_{error} la somme de toutes les erreurs du marégraphe (dérives instrumentales, corrections, discontinuités, échantillonnage, etc.).

La somme des diverses contributions à la différence altimétrie moins marégraphie s'écrit donc :

$$\delta_i = S_i - g_i = \Delta + a_{\text{error}} - l_i - t_{\text{error}} \quad (3.3)$$

Les effets locaux l_i observés par la marégraphie et non par l'altimétrie peuvent varier d'une station à l'autre et peuvent être accentués dans certaines régions comme le long de marges continentales qui piègent la variabilité côtière (Mitchum, 1994) et donc dans certains cas être

du même ordre de grandeur que la dérive altimétrique Δ . De plus, les hauteurs altimétriques sont corrigées d'une diversité de variables environnementales qui peuvent aussi introduire des sources d'erreurs supplémentaires sur la grandeur g_i . M98 simplifie l'équation (3.3) en :

$$\delta n = \Delta + \epsilon n \quad (3.4),$$

avec ϵn la somme des sources d'erreurs et résout (3.4) sous forme matricielle :

$$\delta = X\Delta + \epsilon \quad (3.5)$$

avec δ la matrice des différences altimétrie-marégraphie, $X = [1 \dots 1]^T$, Δ la dérive altimétrique et ϵ la matrice de la somme des erreurs.

L'estimation de la dérive altimétrique se réalise alors par la résolution d'un système d'équations linéaires au sens des moindres carrés pondérées par la matrice de covariance des erreurs ϵn .

Cette approche dépend fortement de la qualité des marégraphes et de la corrélation entre les séries marégraphiques et altimétriques. La dérive de l'altimètre radar estimée par Mitchum atteignait les 2 mm/an. Chambers *et al.*, (1998) soulignent alors l'importance de prendre en compte le mouvement vertical du marégraphe présent dans l'expression de la mesure marégraphique du niveau marin (Equation 3.2) et suggèrent qu'on ne peut pas directement conclure que les résultats de M98 soient dus uniquement à la dérive altimétrique. En effet, la mesure altimétrique est directement rapportée à un repère géocentrique grâce au principe de mesure de l'altimètre radar qui déduit la mesure de hauteurs d'eau directement à partir de la différence de la hauteur du satellite (orbite référencée dans un repère géocentrique) et du trajet parcouru par le signal altimétrique. Alors que le socle du marégraphe est soumis aux mouvements de la Terre, la mesure de hauteur d'eau contient donc le signal du mouvement vertical terrestre.

Cazenave *et al.*, (1999) reprennent la méthode de M98 pour évaluer un terme de dérive général provenant soit de l'altimètre radar, soit de la composante verticale du sol dans les marégraphes, ou soit d'une combinaison des deux. Ils estiment la dérive altimétrique de T/P à -2 mm/a à partir de 53 stations marégraphiques globalement réparties. Les écarts de plus de 10 mm/an sont mis de côté, soupçonnant l'influence du mouvement vertical du marégraphe. Parmi ces résultats, 6 stations marégraphiques sont colocalisées à moins de 10 km d'une station DORIS. Les séries temporelles issues de la différence entre les mesures marégraphiques de la station de l'île de Socorro (18.8°N, 249.0°E) et les hauteurs altimétriques, et celles issues des hauteurs dérivées de DORIS montrent une variabilité fortement similaire. Ce résultat illustre l'importance du signal vertical sur la station marégraphique de Socorro, reconnue par ailleurs pour son instabilité géologique, et démontre l'importance de prendre en compte cette composante dans l'équation (3.2).

Mitchum, (2000) corrige les séries marégraphiques à l'aide d'une combinaison d'estimations interne et externe du mouvement vertical affectant la station marégraphique. L'estimation interne est obtenue à partir des données de niveau marin long-terme de la marégraphie et l'estimation externe est obtenue à partir de mesures géodésiques disponibles (GPS et DORIS). Les stations géodésiques utilisées sont localisées dans un rayon de 1000 km autour de la station marégraphique. Bevis *et al.*, (2002) affirme que la distance n'est pas critique dans l'estimation de la stabilité locale relative de la station marégraphique. La condition qui valide l'hypothèse que la station géodésique mesure le mouvement subi par la station marégraphique est que le socle sur lequel reposent les deux instruments est sujet aux mêmes mouvements verticaux. Mitchum (2000) ne vérifie cette hypothèse. Cette méthode réduit significativement

l'erreur de l'estimation à 0.4 mm/an. Cependant, comme le souligne Mitchum (2000), la meilleure estimation du mouvement vertical reste une mesure directe sur le long-terme.

Ces différentes constatations montrent que le mouvement vertical n'est pas négligeable dans l'expression des tendances du niveau marin mesuré par la marégraphie. On peut donc réécrire l'équation (3.2) ainsi :

$$S_i = T_i - u_i + l_i + t_{\text{error}} \quad (3.6),$$

avec u_i le mouvement vertical du sol (absolu ou géocentrique) et sur lequel repose le marégraphe. La somme des diverses contributions à la différence altimétrie moins marégraphie s'écrit donc :

$$\delta_i = S_i - g_i = \Delta + a_{\text{error}} + u_i - l_i - t_{\text{error}} \quad (3.7)$$

Le niveau de confiance acquis dans les corrections appliquées aux données altimétriques des satellites permet à certaines études telles que celles de Nerem & Mitchum (2002) et, Fenoglio-Marc *et al.*, (2004) de cibler l'analyse des différences altimétrie-marégraphie en termes de détection des mouvements verticaux contenus dans les marégraphes. Les erreurs résiduelles des corrections environnementales de l'altimétrie qui peuvent être importantes dans certaines régions côtières sont négligées ou considérées comme du bruit dans la plupart des études ayant un tel objectif (Cazenave *et al.*, 1999 ; Nerem & Mitchum, 2002 ; Fenoglio-Marc *et al.*, 2004). Le terme d'erreur lié à l'altimétrie ' a_{error} ' est donc éliminé par approximation. De même, ces études négligent les erreurs introduites par le marégraphe ' t_{error} ' ; cette approximation est justifiée par le fait que les données marégraphiques ont déjà aussi subi des contrôles au niveau des organismes responsables, puis des banques de données telles que le PSMSL (Woodworth & Player, 2003). L'équation (3.7) devient donc, face à ces différentes hypothèses :

$$\delta_i = S_i - g_i = \Delta + u_i - l_i \quad (3.8)$$

Le terme ' l_i ' représentant les effets locaux enregistrés par la marégraphie et non par l'altimétrie est souvent négligé et inclus dans le terme des erreurs liées à la marégraphie ' t_{error} ', par simplification, on peut donc réduire (3.8) à :

$$\delta_i = S_i - g_i = \Delta + u_i \quad (3.9)$$

La méthode classique présente deux principales limitations. L'estimation du mouvement vertical correspond en toute rigueur à la période d'observation des données altimétriques utilisées alors qu'il est intéressant de connaître ces mouvements sur des périodes plus longues, en particulier sur toute la période marégraphique. En outre, toutes ces études (Cazenave *et al.*, 1999 ; Nerem & Mitchum, 2002 ; Fenoglio-Marc *et al.*, 2004 ; Ray *et al.*, 2010) ont montré des incertitudes de 1 à 2 mm/an sur les vitesses des mouvements verticaux estimés aux marégraphes, ce qui est 2 à 4 fois supérieur aux incertitudes des vitesses estimées par GPS cf. Section 2.3.3.3.2.

Mon travail a consisté à mener une analyse critique de la méthode classique à partir des travaux publiés dans la littérature, et à examiner dans quelle mesure les limitations mentionnées ci-dessus pouvaient être surmontées pour estimer avec une meilleure confiance des mouvements verticaux à la côte où se trouvent les marégraphes.

3.2 Un peu plus loin dans la méthode

Les travaux publiés sur la détermination des mouvements verticaux à la côte à partir de l'altimétrie et de la marégraphie sont relativement peu nombreux. Une revue bibliographique a permis de conclure que la méthode classique appliquée avec peu ou pas de différences dans les détails est toujours utilisée (e.g., Ray *et al.*, 2010) alors qu'une nouvelle méthode d'analyse a été développée et publiée dans une revue spécialisée importante en géophysique par Kuo *et al.*, (2004), avec des résultats démontrant clairement la perspicacité de la nouvelle méthode. La publication de Kuo *et al.*, (2004) est pourtant souvent citée dans la littérature (Fotopoulos *et al.*, 2005 ; Muller *et al.*, 2005 ; Mangiarotti, 2007 ; Lee *et al.*, 2008 ; Steffen *et al.*, 2008 ; Steffen *et al.*, 2009a ; Steffen *et al.*, 2009b ; Wang *et al.*, 2009) mais de toute évidence pas pour son fond méthodologique. A ma connaissance donc, aucune application de la méthode de Kuo *et al.*, (2004) n'a été encore réalisée si ce n'est celle ultérieure de Kuo *et al.*, (2008), présentant une amélioration dans la finesse des modèles stochastiques et de déformation du sol. Le caractère synthétique de l'article original (4 pages) propre à la revue *Geophysical Research Letters*, et par suite austère dans la présentation des détails de la méthode, explique peut-être ce constat puisqu'il faut s'investir sérieusement pour bien la comprendre, puis la mettre en œuvre. Je la décris ici avant de présenter les développements que j'ai apportés dans la section 3.3.

La méthode de Kuo *et al.*, réussit à combiner l'information long terme des marégraphes sur des périodes de 40 ans et plus, avec celle des données altimétriques sur des périodes plus courtes, d'une quinzaine d'années aujourd'hui, dans un ajustement simultané en réseau. Voici comment le système est construit.

Notons $\frac{\partial S(\lambda, \varphi)}{\partial t}$ la tendance linéaire du niveau relatif de la mer par rapport à la côte (tel qu'un marégraphe peut l'observer) en un point de longitude λ et de latitude φ . Cette tendance peut s'écrire sous la forme :

$$\frac{\partial S(\lambda, \varphi)}{\partial t} = \frac{\partial T(\lambda, \varphi)}{\partial t} - \frac{\partial u(\lambda, \varphi)}{\partial t} + \frac{\partial t_{error}(\lambda, \varphi)}{\partial t} \quad (3.10)$$

avec

$\frac{\partial T(\lambda, \varphi)}{\partial t}$: Tendance linéaire de toutes les contributions climatiques au niveau de la mer (absolue ou géocentrique)

$\frac{\partial u(\lambda, \varphi)}{\partial t}$: Tendance linéaire du mouvement vertical du sol (absolue ou géocentrique) et sur lequel repose le marégraphe

$\frac{\partial t_{error}(\lambda, \varphi)}{\partial t}$: Tendance liée aux erreurs du marégraphe et à sa série de données (dérive instrumentale, discontinuités de la référence, échantillonnage, etc.)

Dans la suite du mémoire, les tendances linéaires (dérivées temporelles ou vitesses) seront exprimées avec un point au dessus de la grandeur dont est extraite la tendance, telles que : \dot{S} pour la tendance marégraphique. Ainsi (3.10) s'écrira :

$$\dot{S}(\lambda, \varphi) = \dot{T}(\lambda, \varphi) - \dot{u}(\lambda, \varphi) + \dot{t}_{error}(\lambda, \varphi) \quad (3.11)$$

De la même manière, on peut exprimer la tendance linéaire des séries de données altimétriques au même point géographique (λ, φ) :

$$\dot{g}(\lambda, \varphi) = \dot{T}(\lambda, \varphi) + \dot{a}_{error}(\lambda, \varphi) \quad (3.12)$$

avec $\dot{a}_{error}(\lambda, \varphi)$ la tendance liée aux erreurs altimétriques (dérives instrumentales, corrections, discontinuités, échantillonnage, etc.).

Kuo *et al.*, supposent que les tendances des erreurs marégraphiques et altimétriques sont inséparables du signal et du mouvement vertical et sont négligeables. Cette hypothèse est justifiée par les efforts apportés pour corriger les données altimétriques, en particulier des biais possibles entre les missions ou le basculement sur les instruments redondants (e.g., Ablain *et al.*, 2009), et par le fait que les données marégraphiques ont déjà aussi subi des contrôles au niveau des organismes responsables, puis des banques de données telles que le PSMSL (Woodworth & Player, 2003).

On néglige alors $\dot{a}_{error}(\lambda, \varphi)$ et $\dot{t}_{error}(\lambda, \varphi)$.

Ainsi la tendance du mouvement vertical à la station i peut se déduire des équations (3.11) et (3.12) :

$$\dot{u}_i(\lambda, \varphi) = \dot{g}_i(\lambda, \varphi) - \dot{S}_i(\lambda, \varphi) \quad (3.13)$$

Dans cette équation (3.13), les tendances marégraphiques correspondent à la période altimétrique. L'approche dite classique utilisée par Cazenave *et al.*, (1999) et Nerem & Mitchum (2002) se limite à cette équation (3.13). Elle peut cependant avoir des résolutions pratiques différentes : ajustement par moindres carrés simples ou robustes, appliquée sur la série temporelle des différences ou sur chacune des séries (altimétrique et marégraphique), puis calcul des différences des tendances résultantes, information stochastique, critères variés dans les choix des couples de points marégraphe / altimétrie (plus proche, plus corrélé,...), ainsi que la durée d'observation (Cazenave *et al.*, 1999 ; Nerem & Mitchum 2002 ; Fenoglio-Marc *et al.*, 2004). Nous considérons ces différences comme du détail, qui peuvent certes avoir leur importance, mais constituent davantage des variantes de la méthode classique qu'une véritable nouvelle méthode.

La méthode de Kuo *et al.*, va donc bien au-delà des détails techniques mentionnés ci-dessus. Elle introduit de nouvelles informations (équations), et donc un nouveau système d'équations à résoudre. Kuo *et al.*, proposent alors d'exprimer les tendances relatives ainsi :

$$\begin{aligned} r \dot{u}_{ij} &= \dot{u}_i(\lambda_i, \varphi_i) - \dot{u}_j(\lambda_j, \varphi_j) \\ &= \dot{g}_i(\lambda_i, \varphi_i) - \dot{S}_i(\lambda_i, \varphi_i) - \dot{g}_j(\lambda_j, \varphi_j) + \dot{S}_j(\lambda_j, \varphi_j) \end{aligned} \quad (3.14)$$

avec i et j les indices de deux stations marégraphiques adjacentes.

Pour simplifier la résolution du problème, Kuo *et al.*, supposent que les grandeurs $\dot{g}_i(\lambda_i, \varphi_i)$ et $\dot{g}_j(\lambda_j, \varphi_j)$ sont identiques et donc qu'elles s'annulent dans l'équation (3.14). Cette hypothèse est souvent vérifiée dans le cadre de mers fermées ou semi-fermées, ou en plein océan lorsque les stations sont relativement proches car les tendances long terme du niveau marin ont des signatures spatiales de grande longueur d'onde (Douglas, 2001 ; Mitrovica *et al.*, 2009). L'équation (3.14) s'exprime alors sous la forme :

$$r u_{ij} = \dot{S}_j(\lambda_j, \varphi_j) - \dot{S}_i(\lambda_i, \varphi_i) \quad (3.15)$$

L'équation (3.15) s'applique sur l'ensemble de la période d'observation des marégraphes. Et donc, pour être plus rigoureux, il faut l'écrire avec les notations suivantes :

$$r u_{ij} = \dot{S}_j^{TG}(\lambda_j, \varphi_j) - \dot{S}_i^{TG}(\lambda_i, \varphi_i) \quad (3.16)$$

avec $\dot{S}_i^{TG}(\lambda_i, \varphi_i)$ la tendance linéaire de la série temporelle de la station marégraphique i sur la période entière d'observation de la série.

De la même façon, on doit alors aussi réécrire l'équation (3.5) avec les notations suivantes qui permettent de bien expliciter les périodes d'observation altimétriques :

$$u_i(\lambda, \varphi) = \dot{g}_i(\lambda, \varphi) - \dot{S}_i^{SAT}(\lambda, \varphi) \quad (3.17)$$

avec \dot{S}_i^{SAT} la tendance linéaire de la série temporelle de la station marégraphique i sur la période commune à l'altimétrie spatiale.

Kuo *et al.*, proposent de regrouper dans un système d'équation unique les systèmes d'équations (3.16) et (3.17) à l'aide d'une extension de l'ajustement du modèle de Gauss-Markov en introduisant les contraintes stochastiques des données afin d'obtenir la meilleure estimation du mouvement vertical (Koch, 1999).

L'avantage de la méthode de Kuo *et al.*, est la prise en compte de l'information des tendances marégraphiques sur la période entière de ces observations (plus longues que l'altimétrie), ce qui constitue une amélioration significative par rapport à la méthode classique comme nous le montrerons dans l'application de cette méthode au Golfe du Mexique. La restriction de la méthode classique à la période d'observation altimétrique constitue le facteur limitant qui est à l'origine des incertitudes importantes de 1 à 2 mm/an constatées sur les estimations des mouvements du sol publiées à partir de 6-15 ans d'observations. Elles sont causées principalement par la présence de signaux saisonniers, interannuels, décennaux et interdécennaux, en particulier de signaux de courtes longueurs d'onde spatiale, qui remettent en question l'hypothèse qu'ils s'éliminent dans le calcul des différences de l'équation (3.13). La section suivante s'appuie sur la méthode de Kuo *et al.*, en s'attaquant à réduire davantage l'effet de ces signaux de courte longueur d'onde spatiale qui sont aussi souvent associés à des signaux de courte période de temps.

3.3 Encore plus loin : utilisation d'un filtrage sophistiqué

La méthode classique, qui repose sur l'équation (3.13), suppose que la marégraphie côtière et l'altimétrie au large enregistrent le même signal océanographique. En effet, les mesures du niveau marin marégraphique et altimétrique sont souvent constatées comme positivement corrélées (Barbosa *et al.*, 2007). La forte corrélation reflète principalement une variabilité commune due aux signaux saisonniers qui dominent la variance des signaux altimétriques et marégraphiques. Mais cette corrélation révèle aussi une grande variabilité spatiale reflétant les influences locales sur le niveau marin, saisonnières mais aussi interannuelles (Fenoglio-Marc & Tel, 2010). Kuo *et al.*, négligent en première approximation ces effets locaux autour de la station et les incertitudes liées aux modèles de corrections géophysiques. La contrainte nouvelle introduite par les équations de différence des données d'un réseau de stations marégraphiques proches (Eq. 3.16) permet alors de réduire l'influence des signaux de courte variabilité spatiale mais pas de les éliminer totalement. Appliquer la méthode de Kuo *et al.*, sans prendre en compte ou sans filtrer au préalable ces sources de différences entre les deux types de mesure autres que le mouvement vertical du sol peut introduire des incertitudes dans l'estimation de la tendance verticale. Certes, ces incertitudes seront d'autant plus petites que les signaux de courte longueur d'onde spatiale seront aussi de courte période temporelle et que les séries d'observations considérées seront longues. Mais on constate encore aujourd'hui des incertitudes importantes dans les résultats récents publiés par Ray *et al.*, (2010) avec plus de 16 ans d'observations altimétriques en utilisant la méthode classique. Nous montrerons les progrès des développements que nous proposons par rapport à la méthode de Kuo *et al.*, dans la section suivante avec une application au Golfe du Mexique.

Pour améliorer l'estimation des tendances linéaires dans les séries temporelles à la fois de la marégraphie et de l'altimétrie, et par la suite réduire les signaux indésirables dans la série des différences des deux types de données (considérés donc comme bruit au regard de notre application parce qu'ils sont susceptibles d'engendrer des biais dans nos estimations), nous proposons de filtrer au préalable le bruit dans ces séries.

La première étape de notre filtrage est l'élimination des signaux saisonniers (annuels et semi-annuels) des séries temporelles marégraphiques et altimétriques. Pour cela, les moyennes mensuelles de chaque mois du calendrier sont calculées à partir des moyennes mensuelles de toutes les années d'observation disponibles. Le cycle saisonnier apparaît alors clairement (exemple de la Figure 3.1). Ce cycle est ensuite soustrait de toutes les données mensuelles.

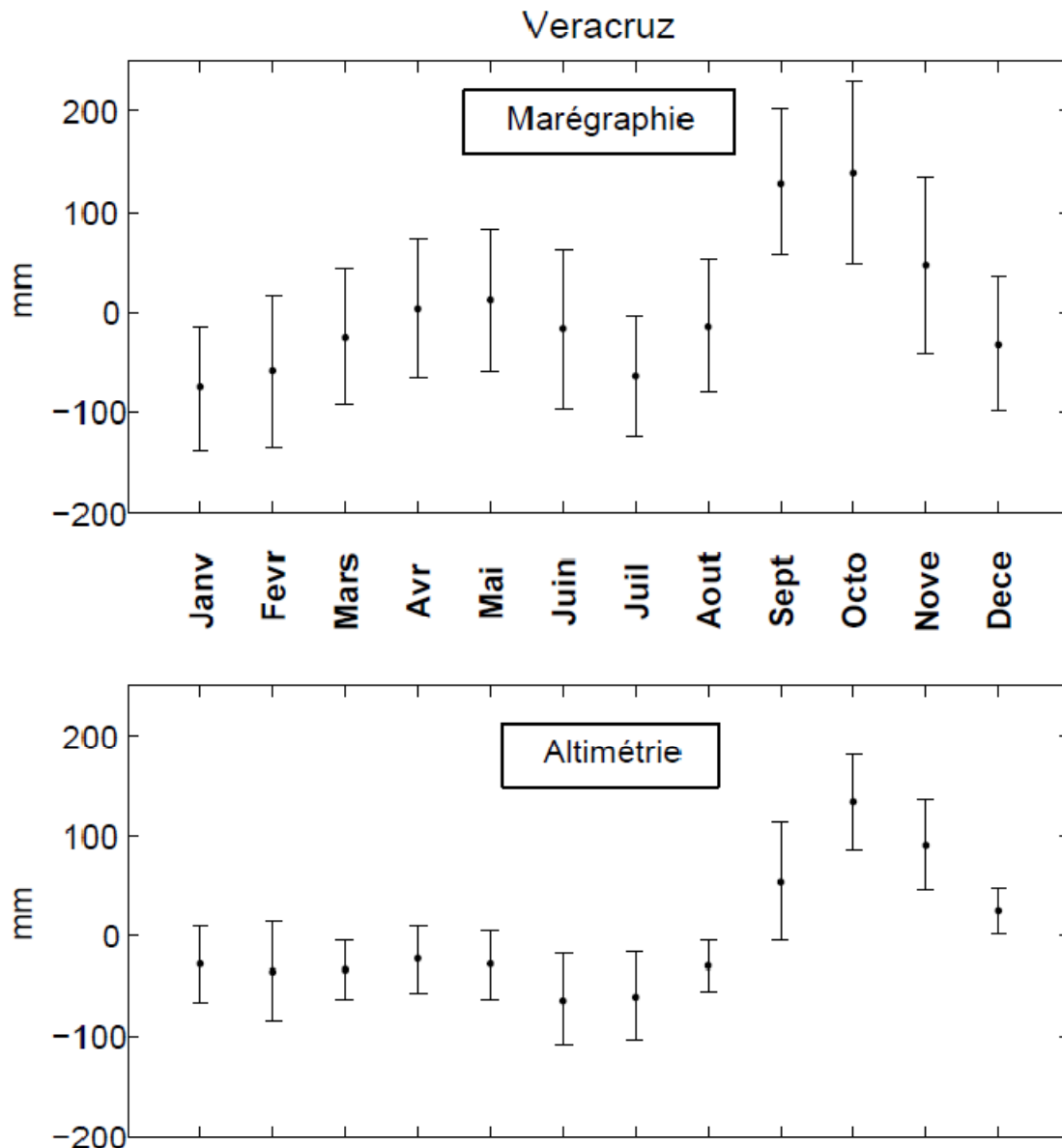


Figure 3.1 : Cycles saisonniers issus du calcul, pour chaque mois, des moyennes de toutes les données disponibles sur la totalité de la série temporelle marégraphique de Veracruz (panel supérieur) et de la série altimétrique du point le plus corrélé dans un rayon de 1° autour de la station marégraphique de Veracruz (panel inférieur).

La deuxième étape consiste à décomposer les variations du niveau de la mer sur une base composée de vecteurs propres de la matrice de covariance des signaux marégraphiques et altimétriques. Cela consiste à représenter le champ de hauteurs d'eau H au point (x,y) et à l'instant t par une somme :

$$H(x,y,t) = \sum X_i(x,y)e_i(t) \quad (3.18)$$

Les modes $X_i(x,y)$, nommés EOFs (Empirical Orthogonal Functions) en Sciences de la Terre (Preisendorfer, 1988), déterminent la variabilité spatiale du champ H . La fonction $e_i(t)$ est l'amplitude de chaque mode. Les EOFs sont classées selon l'amplitude décroissante de leurs valeurs propres λ_i correspondantes. Ainsi par exemple, le mode X_1 correspond à la structure

spatiale qui explique au sens des moindres carrés le maximum de variabilité du champ H. La part de variance expliquée par chaque mode est donnée par la formule :

$$\lambda_n / \sum \lambda_i, i=1.. N \quad (3.19)$$

N étant le nombre d'EOF sur lesquelles est décomposé le signal.

La décomposition EOF trouve d'innombrables applications en océanographie et météorologie (Preisendorfer, 1988). Une des applications consiste à ne retenir dans la somme de l'équation (3.18) que quelques EOFs qui expliquent une grande partie de la variabilité du champ H. Cette approche peut être ainsi considérée comme une procédure de filtrage du signal.

Pour calculer les EOFs et leur amplitude, nous avons utilisé une approche directe en cherchant les vecteurs propres de la matrice de covariance du champ H. Les valeurs manquantes dans les séries marégraphiques ont été ignorées. Une autre technique consiste à « reboucher » les données manquantes et calculer les EOFs en utilisant la technique SVD. Afin de ne pas introduire d'information supplémentaire dans les séries, nous avons choisi la première approche.

Les premiers modes représentent la variabilité dominante des séries temporelles d'observation. Ainsi cette décomposition permet de séparer des signaux de forte amplitude, comme le signal océanique commun attendu dans les deux types de mesures, des signaux de faible amplitude tels que le bruit de courte longueur d'onde. La méthode EOF permet alors de reconstituer la série temporelle d'observation sur un nombre de modes choisi *a priori*. En choisissant de reconstituer les séries sur un nombre N (inférieur au minimum de (m, n)) de modes, on réalise alors un « filtrage » sophistiqué éliminant ainsi les signaux de faible amplitude représentant la contribution des courtes longueurs d'onde de la série.

Plusieurs tests ont été effectués sur le nombre de premiers modes à choisir pour reconstituer le signal filtré du « bruit ». Le bruit que l'on considère dans le signal correspond à tous les signaux hautes fréquences tels que les effets locaux, ainsi que les dérives instrumentales, les induites des corrections appliquées, des discontinuités de référence, d'échantillonnage, tous les termes qui sont supposés s'annuler dans l'équation (3.3) de Mitchum, 2000.

J'ai appliqué cette approche sur la région du Golfe du Mexique (cf. Résultats section 3.4.4). Le nombre de modes sur lesquels on choisit de reconstruire les séries temporelles a fait l'objet d'un examen critique. Lorsqu'on utilise de 5 à 15 modes, les tendances et les incertitudes des mouvements verticaux estimés au final ne changent pas significativement. Nous avons donc extrait les tendances linéaires des séries temporelles reconstituées sur 10 modes illustrées par la Figure 3.2 sur la série de St Petersburg.

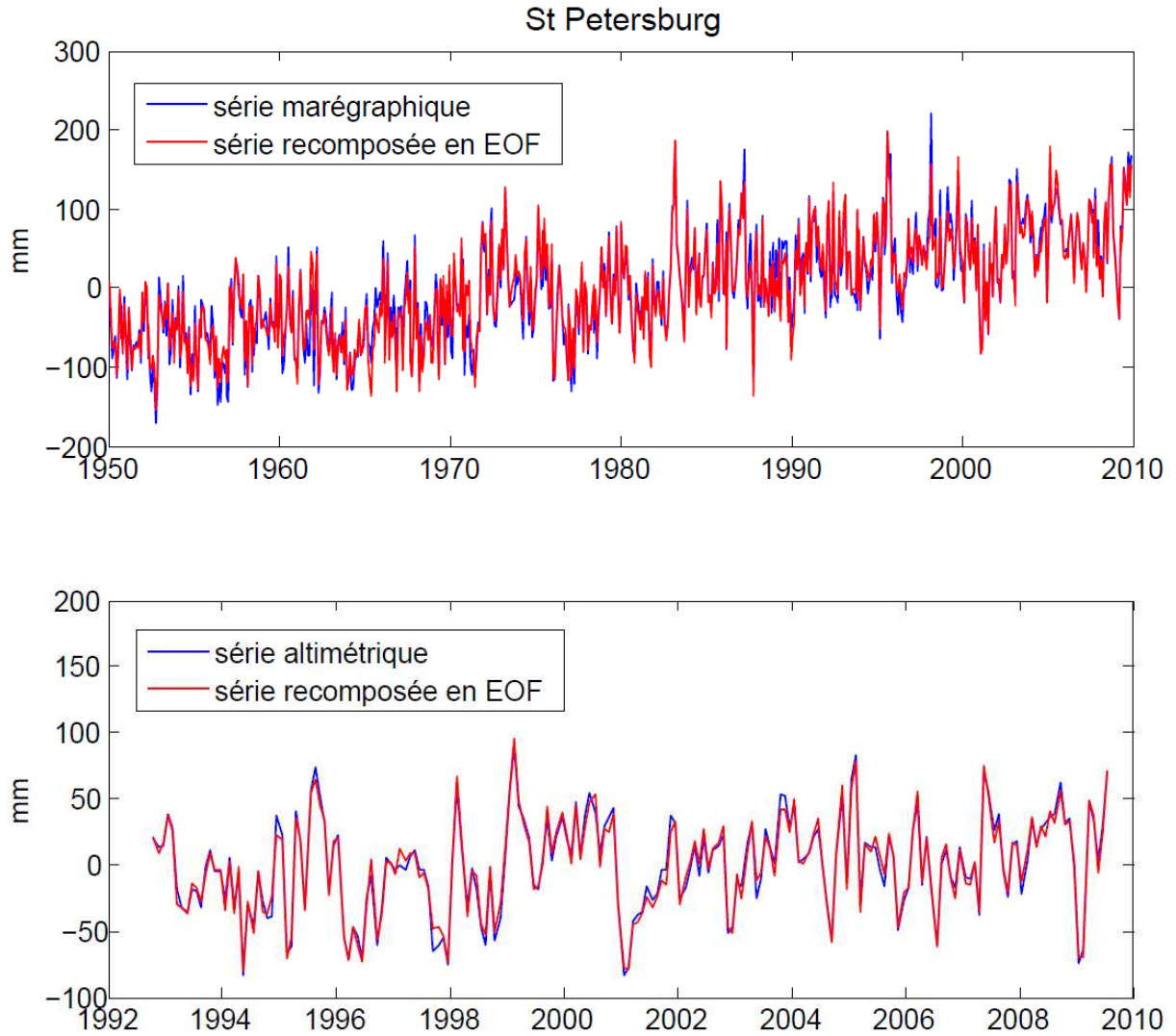


Figure 3.2 : Comparaison de la série temporelle d'observation marégraphique de St Petersburg (27.77° N, -82.62° O) (en bleu) et de sa reconstruction sur 10 modes EOF (en rouge) (panel supérieur), la même chose pour la série altimétrique associée (panel inférieur).

On peut réécrire l'équation (3.16) en prenant en compte ces nouvelles tendances sous la forme :

$$\dot{r}_{ij} = \dot{S}_j^{TG*}(\lambda_j, \varphi_j) - \dot{S}_i^{TG*}(\lambda_i, \varphi_i) \quad (3.20)$$

Et (3.18) se réécrit donc :

$$\dot{u}_i(\lambda, \varphi) = \dot{g}_i^*(\lambda, \varphi) - \dot{S}_i^{SAT*}(\lambda, \varphi) \quad (3.21)$$

avec \dot{S}_i^{TG*} et \dot{S}_i^{SAT*} les tendances de la série temporelle marégraphique au point i filtrée (ou reconstruite), respectivement sur une longue période d'observation marégraphique et sur

la période altimétrique ; et \dot{g}_i la tendance de la série temporelle altimétrique au point i filtrée. Les équations (3.20) et (3.21) constituent un système d'équations dont la résolution simultanée est réalisée sous forme matricielle à l'aide d'un ajustement linéaire par la méthode des moindres carrés avec contraintes (Menke, 1989). On pose alors le système sous forme matricielle tel que l'équation de contrainte 3.20 s'écrit :

$$\mathbf{Fm}=\mathbf{h}, \text{ avec } \mathbf{F} = \begin{pmatrix} 1-1 & 0 & \dots & \dots & 0 \\ 0 & 1-1 & 0 & \dots & 0 \\ \vdots & & \ddots & & \\ \vdots & & & \ddots & 0 \\ 0 & \dots & \dots & 0 & 1-1 \end{pmatrix}, \mathbf{m} = \begin{pmatrix} \dot{u}_1 \\ \dot{u}_2 \\ \vdots \\ \dot{u}_{n-1} \\ \dot{u}_n \end{pmatrix} \text{ et } \mathbf{h} = -\mathbf{F} \begin{pmatrix} S_1^{TG*} \\ S_2^{TG*} \\ \vdots \\ S_{n-1}^{TG*} \\ S_n^{TG*} \end{pmatrix} \quad (3.22)$$

Et l'équation (3.21) s'écrit :

$$\mathbf{Gm}=\mathbf{d}, \text{ avec } \mathbf{G} = \begin{pmatrix} 1 & 0 & \dots & \dots & 0 \\ 0 & 1 & 0 & \dots & 0 \\ \vdots & & \ddots & & \\ \vdots & & & \ddots & 0 \\ 0 & \dots & \dots & 0 & 1 \end{pmatrix}, \mathbf{m} = \begin{pmatrix} \dot{u}_1 \\ \dot{u}_2 \\ \vdots \\ \dot{u}_n \end{pmatrix} \text{ et } \mathbf{d} = \begin{pmatrix} \dot{g}_1 - S_1^{SAT*} \\ \dot{g}_2 - S_2^{SAT*} \\ \vdots \\ \dot{g}_n - S_n^{SAT*} \end{pmatrix} \quad (3.23)$$

En utilisant la méthode des multiplicateurs de Lagrange (Menke, 1989), on accède au système :

$$\begin{bmatrix} \mathbf{G}^T \mathbf{d} \\ \mathbf{h} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \mathbf{G}^T \mathbf{G} & \mathbf{F}^T \\ \mathbf{F} & \mathbf{0} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \mathbf{m} \\ \mathbf{v} \end{bmatrix} + \mathbf{E} \quad (3.24)$$

avec E le vecteur colonne des erreurs aléatoires, de moyenne nulle et décorrélées avec le signal recherché. Cette équation (3.24) revient alors à résoudre le système linéaire de type : $\mathbf{AX}=\mathbf{Y}$ (3.25)

On résout l'équation (3.25) au sens des moindres carrés généralisés : $\mathbf{X}=(\mathbf{A}^T\mathbf{A})^{-1}(\mathbf{A}\mathbf{Y})$ (3.25)

La variance estimée sur m est donnée par :

$$\sigma^2=(\mathbf{Y}^T\mathbf{Y} - \mathbf{A}^T\mathbf{Y}\mathbf{X}) / (a-b+c) \quad (3.26)$$

avec b le nombre de colonnes de A, c le nombre de lignes de h et a le nombre de lignes de m.

Dans la section 3.4.4, nous avons comparé les résultats de notre approche à celle de Kuo *et al.*, et de l'approche classique. Les erreurs sur les tendances verticales issues de l'approche de Kuo *et al.*, ont été résolues en suivant la même procédure que précédemment mais en changeant juste les variables dans les matrices.

Les développements que nous proposons à la méthode de Kuo *et al.*, sont particulièrement efficaces et adaptés à résoudre le problème de la détermination des mouvements verticaux du sol dans des régions fermées ou semi-fermées présentant une grande variabilité spatiale dans

les signaux du niveau marin. La région du Golfe du Mexique qui a déjà retenu notre attention (section 2.3) présente de grandes hétérogénéités dans les tendances relatives du niveau de la mer issues de la marégraphie (Turner, 1991 ; Douglas, 2005). Il est reconnu que cette région est soumise à de forts mouvements verticaux du sol dus à une variété de processus de nature géophysique et anthropique (Driskill & Nunn, 1988 ; de Kock *et al.*, 1998 ; Roure *et al.*, 2009). Il nous a donc semblé très intéressant d'appliquer la méthode développée ici dans cette région, d'autant plus que cinq stations GPS se trouvaient co-localisées avec des stations marégraphiques, ce qui permettait de tester nos résultats.

3.4 Application au Golfe du Mexique

La région du Golfe du Mexique (GOM) présente des intérêts scientifiques nombreux dans le domaine de l'océanographie comme dans celui de la géophysique. En effet, les côtes du GOM ont largement été sous le feu des projecteurs lors des catastrophes environnementales sous le sillage des ouragans Katrina et Rita en 2005. Les conséquences dramatiques de ces tempêtes ont relancé le débat de la restauration des systèmes naturels de défense côtiers et de la construction de barrages plus grands et plus robustes en prévention de futures tempêtes. Quantifier l'ensemble des contributions relatives au mouvement vertical est crucial dans les mesures de plans de gestion de la côte, en particulier à long terme dans le contexte de changement climatique. Le niveau relatif de la mer montera-t-il ? De combien ? Et pourquoi montera-t-il ? Quelles seraient les causes et leur importance relative ? Effet stérique, fonte des glaces continentales, ou bien mouvements verticaux du sol à la côte ?

Le Nord du Golfe du Mexique peut se diviser en deux grandes parties. La Floride, une partie dont les côtes semblent relativement stables, et une autre partie qui connaît une subsidence active reconnue couvrant la région du Delta du Mississippi jusqu'à Port Isabel au Texas. Nous les passons brièvement en revue ici.

3.4.1 Les mouvements verticaux dans la région

Il est connu et reconnu que d'importantes régions bordant le GOM sont en train de subsider entraînant la lente inondation des côtes (Kolb & Van Lopik, 1958). La subsidence dans le GOM est souvent considérée comme un effet de proche surface, étant la conséquence de processus sédimentaires de surface ou d'activités humaines (Boesch *et al.*, 1994 ; Reed & Wilson 2004). Bien que les processus tectoniques passés aient considérablement transformé la lithosphère résultant en quelque 20000 m d'épaisseur de sédiments dans le GOM (Worrall & Snelson, 1989), la tectonique est rarement invoquée comme contrôle de subsidence moderne. Ce n'est que récemment que les mouvements des failles ont été proposés comme processus de subsidence (Gagliano, 1999).

3.4.1.1 La Louisiane

La Louisiane présente le plus grand taux de subsidence dans la région Sud centrale des Etats-Unis. La subsidence actuelle des côtes de La Louisiane est le résultat de compaction et consolidation de sédiments récents et d'activités humaines d'exploitation (Reed & Wilson, 2004). Les activités humaines incluent l'extraction de gaz et de pétrole (Morton, 2002), le pompage d'eaux souterraines (Kazmann & Heath, 1968) et des drainages de sols organiques (Kolb & Saucier, 1982). Dokka (2006) suggère, en s'appuyant sur des relevés topographiques

à partir de points de référence du National Geodetic Survey (NGS), que la subsidence inclut une large composante profonde relative aux mouvements de faille de Michoud. Sur la période 1969-1971, on enregistre un rapide glissement de 23.7 mm/an le long de la faille. Sur la période 1971-1977, le glissement est moins rapide (15 mm/an). Ces glissements entraînent des subsidences de 16.9 mm/an sur 1969-1971 et de 7.1 mm/an sur 1971-1977. Les contributions dues à l'extraction de pétrole sur ces périodes de temps sont estimées à 1.5 mm/an et 2.5 mm/an respectivement.

Durant les mêmes périodes de temps, la subsidence profonde intermédiaire due à la compaction des sédiments du Miocène au Pléistocène serait constante (4.6 mm/an).

Le problème de la subsidence en Louisiane dans le delta du Mississippi est sujet à controverse, pas seulement en terme de mécanismes mais aussi sur la vitesse des processus mis en jeu. De 1930 à 2000, on estime que la Louisiane a subi une perte des marais dans le delta du Mississippi d'au moins 100 km²/an (Gagliano *et al.*, 1981) et un total de 3900 km² de marais côtiers ont été perdus (Boesch *et al.*, 1994). Les plus grandes pertes ont été identifiées dans les années 1960 et 1970 et ont diminuées depuis mais restent encore significatives (Baumann & Turner, 1990 ; Britsch & Dunbar 1993 ; Barras *et al.*, 1994).

La submersion des zones humides/marais se produit à des taux alarmants sur les côtes de la Louisiane où la subsidence contribue de façon importante à la montée du niveau de la mer relatif de 1 cm/an (Penland & Ramsey, 1990). Ces zones de marais sont essentielles : non seulement elles sont un espace d'habitation important mais elles font également office de zones tampon face aux catastrophes naturelles telles que les ouragans et les tempêtes. La variété des processus qui contribuent à la subsidence de la terre est grande : compaction, mouvement de faille ainsi que les processus anthropiques : extraction de fluide de subsurface, drainage des eaux de surface, dragage (Penland *et al.*, 1990 ; Day *et al.*, 2000 ; Morton *et al.*, 2005). Les processus étant variés, il est difficile de bien les séparer et d'en évaluer un taux de subsidence. De récentes études suggèrent que les taux actuels de subsidence ont augmenté avec la diminution de l'apport des sédiments de l'Holocène (Penland & Ramsey, 1990 ; Roberts *et al.*, 1994). Cependant, nous manquons d'analyses quantitatives de l'histoire de la compaction de ces sédiments. Meckel *et al.*, (2006), surpassent cette limitation en utilisant des simulations stochastiques de Monte Carlo afin d'estimer le taux de compaction des sédiments : la subsidence actuelle due à la compaction des sédiments holocènes dans le sud de la Louisiane ne dépasserait pas 5 mm/an.

Une étude récente de Shinkle & Dokka (2004) basée sur des données de levés topographiques par rapport à des points de référence du NGS montre que la subsidence est un processus très étendu le long des côtes de la Louisiane. Cette étude présente des taux de subsidence de 25 mm/an dont de larges sections du delta du Mississippi qui subsident à 10-15 mm/an, ce qui est significativement supérieur au taux moyen pour l'ensemble de la Louisiane, de 5-10 mm/an, attribuant à la tectonique la responsabilité des taux moyens. Selon Shinkle & Doka (2004), les taux de subsidence entre Pensacola et Grand Isle varient de 0.9 à 13.4 mm/an à partir des enregistrements marégraphiques et de 4.3 à 11.7 mm/an à partir des levés topographiques. Penland & Ramsey, (1990) montrent des taux de 10 mm/an enregistrés par des marégraphes où les dépôts de sédiments Holocènes sont les plus fins.

González & Törnqvist, (2006) appliquent la méthodologie de Törnqvist *et al.*, (2004), en datant les différents marqueurs de niveau marin d'échantillons de tourbe dans des zones de marais à l'aide du carbone 14, isotope en traces. Ils comparent Pensacola, considérée comme relativement stable, à Grand Isle située sur le delta central du Mississippi qui subit une subsidence rapide due à la compaction des sédiments. Ils obtiennent un taux d'élévation du

sol de 0.55 mm/an qui coïncide avec la différence entre le taux du niveau marin relatif de Pensacola (2.1 mm/an) et celui du taux moyen global sur le XX^{ème} siècle (1.7 mm/an).

La diversité des taux de subsidence publiés observés le long des côtes de la Louisiane est le résultat de la multiplicité des processus mis en jeu, chacun opérant à des échelles de temps et d'espace différentes (Meckel, 2008). La liste complète des processus mis en jeu n'est pas encore bien répertoriée dans la littérature. De plus, il existe encore des désaccords sur les processus de subsidence qui ont le plus d'influence le long des côtes de La Louisiane. La méthodologie employée par ces études est généralement sélectionnée parce qu'elle mesure effectivement à la même échelle temporelle et spatiale que le processus en jeu recherché par les auteurs. Ainsi les diverses études ne rendent pas compte de la diversité des processus mis en jeu (Meckel, 2008).

Une étude récente de (Yuill *et al.*, 2009), de l'université de la Nouvelle Orléans et du programme de technologie et de sciences des zones côtières de Louisiane dresse une liste des principaux processus responsables de la subsidence des côtes de La Louisiane afin de répondre aux problématiques des conséquences de cette subsidence. Voici une synthèse de différentes observations issues de cette étude :

La subsidence causée par la tectonique :

Les processus tectoniques ont principalement été identifiés dans le sud de La Louisiane, activés par des failles créées lors de la formation du bassin du GOM et du delta du fleuve du Mississippi ainsi que par l'intrusion de diapir de sel (Diegel *et al.*, 1995). Un grand nombre de failles verticales se trouve dans le sud du GOM et plus particulièrement de la Louisiane. Leur présence est attribuée aux processus associés à la croissance du delta du Mississippi et à l'évolution du bassin du GOM. Ces processus sont à la fois l'effondrement du bassin, mouvements de sel souterrain, et croissance de failles (Murray, 1961 ; Diegel *et al.*, 1995 ; Gagliano *et al.*, 2003a ; Gagliano *et al.*, 2003b ; Berman, 2005 ; Dokka, 2006). Les différents taux de subsidences obtenus près des zones de failles majeures comme celle de Michaud présentent des valeurs de 7 à 20 mm/an sur des périodes de temps de quelques années entre 1969 et 1971 (Table 3.1). Gagliano *et al.*, (2003a) à plus long terme indiquent des taux de 2.5 à 25 mm/an, (Table 3.1). Et sur des périodes beaucoup plus grandes de l'ordre du siècle ou du millier d'années les taux sont beaucoup plus petits, autour de 0.1 mm/an (Table 3.1).

Tectonique		
Taux de subsidence	Etudes	Période
0.1 mm/an	Gonzalez & Törnqvist (2006) Törnqvist <i>et al.</i> , (2004)	600-1600 AD
16.9 mm/an (zone de faille de Michaud) 7.1 mm/an (zone de faille de Michaud) 15-20 mm/an (zone de faille de Michaud)	Dokka (2006)	1969-71 1971-77 1977-95
100-1000 mm (Sud Louisiane près des zones de failles de Golden Meadow et Theriot)	(Gagliano <i>et al.</i> , 2003a)	Depuis les années 1960
0.14-0.18 mm/an (zone de faille de Michaud)	Edrington (2008)	-12 Ma –présent

Table 3.1 : taux de subsidence le long des côtes de la Louisiane dus à la tectonique d'après les différentes études issues de la littérature.

La compaction des sédiments Holocène :

La compaction que l'on cite communément comme cause de subsidence implique la compression et la consolidation des sédiments. Dans les marais des côtes de Louisiane, la subsidence de surface attribuée à la compaction de sédiments déposés a souvent été confondue avec les taux d'accrétion de sédiments. Cependant, l'action humaine dans les processus de distribution des sédiments à travers le delta du Mississippi a réduit l'apport en sédiment fluvial des marais côtiers (Day *et al.*, 2007 ; Dixon & Dokka, 2008). La diminution des taux d'accrétion par rapport aux taux de compaction accentue la subsidence. Les taux de compaction dépendent des propriétés des sédiments, de la profondeur de compaction et des temps d'expulsion naturelle de l'eau. La subsidence associée à ce processus de compaction montre des taux de 1.5 à 24 mm/an sur des périodes de 2 à 6 ans (Table 2.2) mais avec les plus grandes valeurs dans les marais côtiers. Sur des périodes plus larges (millier d'années), les taux sont de l'ordre de 0.5 à 3 mm/an près du delta du Mississippi (Table 2.2).

Compaction des sédiments		
Taux de subsidence	Études	Période
0.5 mm/an (le long des marges du delta du Mississippi)	Törnqvist, <i>et al.</i> , (2008)	Période millénaire
1-3 mm/an (Delta du Mississippi)	Meckel <i>et al.</i> , (2006, 2007)	1-12 ka
1.5-2.5 mm/an	Dokka (2006)	1969-77
4-24 mm/an (dans deux marais côtiers)	Cahoon <i>et al.</i> , (1995)	2 ans

Table 3.2 : taux de subsidence le long des côtes de la Louisiane dus à la compaction des sédiments d'après les différentes études issues de la littérature.

La charge des sédiments :

La charge des sédiments déposés dans le delta du Mississippi depuis le dernier maximum glaciaire induit des déformations de la lithosphère sur laquelle ils reposent en créant une flexure vers le bas. Le taux de subsidence de 1.8 mm/an (Table 2.3) est calculé en utilisant des modèles numériques de réponse visco-élastiques de la lithosphère à la charge sédimentaire.

Charge des sédiments		
Taux de subsidence	Études	Période
1-8 mm/an (Delta du Mississippi)	Ivins (2007)	-10 000-présent

Table 3.3 : taux de subsidence le long des côtes de la Louisiane dû à la charge sédimentaire d'après une étude issue de la littérature.

Ajustement isostatique glaciaire :

La Louisiane se situe juste à la périphérie des glaces de Laurentides qui existaient au moment du dernier maximum glaciaire. La pression exercée par le poids de la couche de glace sur la lithosphère produit une surrection entraînée par la compensation isostatique le long des marges extérieures. Le retrait de cette couche de glace a conduit à une subsidence graduelle le long de ce bombement. Ce processus est associé à des taux de subsidence de 0.5 à 2 mm/an sur des périodes de l'ordre du millénaire (Table 2.4).

Ajustement Isostatique Glaciaire		
Taux de subsidence	Etudes	Période
0.55 mm/an	Gonzalez & Törnqvist (2006)	Période millénaire
1- 2 mm/an	Sella <i>et al.</i> , (2007)	Période millénaire

Table 3.4 : taux de subsidence le long des côtes de la Louisiane dus à l'ajustement isostatique glaciaire d'après les différentes études issues de la littérature.

L'extraction des fluides :

L'extraction des fluides fait diminuer la pression à l'intérieur des réservoirs souterrains ce qui provoque une compaction des sédiments autour et à l'intérieur (Chan & Zoback, 2007), ou une réactivation de glissement de failles à l'intérieur de la zone proche de failles (Chan & Zoback, 2007 ; Morton *et al.*, 2005 ; Morton *et al.*, 2006 ; White & Morton, 1997). Les taux de subsidences associés à l'extraction de fluides montrent des valeurs assez élevées de l'ordre de 8 à 23 mm/an dans le Sud de La Louisiane (Table 2.5) où l'activité est particulièrement intense.

Extraction des fluides		
Taux de subsidence	Etudes	Période
23 mm/an (Sud de la Louisiane)	Shinkle & Dokka (2004)	40 ans
8 and 12 mm/an (Sud Louisiane près des champs de production d'hydrocarbures)	Morton <i>et al.</i> , (2002, 2005, 2006)	40 ans

Table 3.5 : taux de subsidence dus à l'extraction des fluides d'après les différentes études issues de la littérature.

Le drainage des eaux de surface :

La manipulation anthropogénique de l'hydrologie a déshydraté les sols initialement inondés, ce qui a conduit à la consolidation et oxydation des sols organiques. Le drainage des eaux de surface a pu n'entraîner aucune subsidence comme au contraire conduire à des taux de subsidence de 29 mm/an (Table 2.6) sur des périodes assez courtes (de quelques années à la dizaine d'années).

Drainage des eaux de surface		
Taux de subsidence	Etudes	Période
0.1 – 10.0 mm/an.	Deverel & Rojstaczer, (1996) Stephens & Speir, (1969)	De l'année à des dizaines d'années
0 - 29.0 mm/an	Dixon <i>et al.</i> , (2006)	2002-2005

Table 3.6 : taux de subsidence dus au drainage des eaux de surface d'après les différentes études issues de la littérature.

3.4.1.2 Le Texas

Le Texas est une région qui présente l'un des plus importants taux de montée du niveau marin relatif, jusqu'à 20 mm/an. Si un tel taux se poursuit, les pires prévisions de montée globale du niveau de la mer du GIEC sont très largement dépassées pour la fin du XXI^{ème} siècle (IPCC 2007). De Sabine Pass sur la frontière de La Louisiane à Freeport, on enregistre un taux de montée du niveau marin relatif de plus de 10 mm/an (Sharp *et al.*, 1991). On observe

cependant des taux inférieurs près des vallées alluviales des rivières de Brazos et Colorado. De plus, la côte texane est affectée par des ouragans ou des tempêtes tropicales tous les 2 ans environ (McGowen *et al.*, 1977) ce qui accentue la vulnérabilité de la côte.

Depuis 1897, la région de Houston connaît une rapide croissance depuis la découverte de pétrole et l'instauration du port de Houston. En 1907, l'industrie pétrochimique connaît un véritable succès grâce au 1^{er} puits de pétrole. Depuis, Houston bénéficie de tous les développements urbains qui se sont construits autour. La production de pétrole fut la première cause de subsidence significative. En fait, la subsidence de Creek oil field (Figure 3.3) dans la baie de Galveston (San Jacinto) fut la 1^{ère} subsidence attribuée à l'extraction de fluide de subsurface dans la littérature (Morton *et al.*, 2004). En 1917, un champ de pétrole prolifique fut développé dans l'embouchure de Goose Creeks (Figure 3.3) et durant 1918 et les années suivantes, des millions de barils de pétrole ont été exploités (Pratt & Johnson, 1926). Depuis 1918, la péninsule de Gaillard près du centre du champ de pétrole et les autres terres aux alentours furent submergées. Les infrastructures urbaines et pétrolières furent surélevées. La végétation fut inondée et mourut, et la péninsule disparut sous l'eau.

Avant les années 1940, la principale source de subsidence était donc l'extraction de pétrole. De 1906 à 1943, l'extraction d'eaux souterraines provoque cependant aussi la subsidence de 0.49 m de terre soit un taux de 12.8 mm/an de subsidence. A partir de 1937, le niveau des nappes d'eaux souterraines diminue et au milieu des années 1970, plus de 2 mètres de subsidence ont lieu le long du canal Ship entre Bayport et Houston à cause du déclin des eaux souterraines associé à un développement industriel rapide. Depuis 1940 et jusqu'aux années 1970, l'extraction d'eaux souterraines reste la principale source de subsidence, ensuite le pompage des eaux s'arrête pour se tourner vers les eaux de surface. L'extraction des eaux souterraines et la subsidence associée est bien étudiée par Gabrysh, (1982) qui montre des taux de subsidence de quelques 4 mm/an entre 1906 et 1978.

Principalement à cause de la subsidence, plus de 26 000 hectares dans la baie de Galveston sont submergés (White *et al.*, 1993). A cause des effets combinés de la hausse relative du niveau marin, de la perte des zones de marais et de la diminution des quantités de sédiments, la bande côtière s'érode à un taux de 73 cm/an (Paine & Morton, 1986). Dans cette région, les marais le long de la rivière de San Jacinto (Figure 3.3) subissent un taux de 91 cm de subsidence en 1978 entraînant la submersion et des changements d'environnement dans les marais.

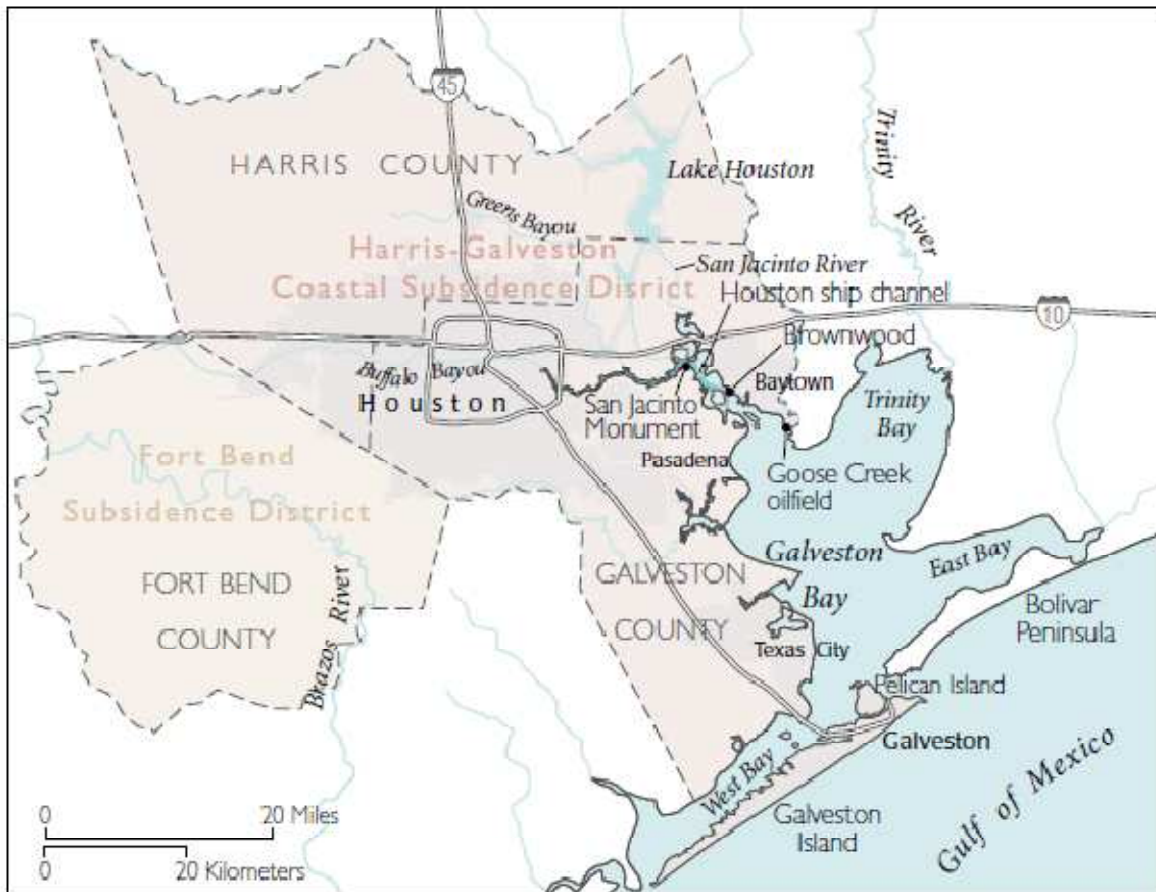


Figure 3.3 : Situation géographique du Texas. (Source: Land subsidence in the United States / edited by Devin Galloway, David R. Jones, S.E. Ingebritsen., U.S. Geological Survey Circular; 1182).

La côte nord-ouest du GOM est caractéristique d'une séquence fine de sédiments clastiques déposés sur une marge continentale. La Louisiane et le Texas ont donc des propriétés géologiques semblables qui impliquent les mêmes processus géophysiques responsables de la subsidence. Le long des côtes du Texas, les sédiments supérieurs contiennent des couches d'argile de grande compressibilité inter décalées et enfermant des aquifères côtiers. Le taux de subsidence atteindrait 0.1-2.4 mm/an selon Morton, (1979). Sharp *et al.*, (1991) estiment des taux de subsidence de Port Isabel à Galveston basés sur des levés topographiques par rapport à des points de référence de 1951-78/82. Pour Galveston, ils trouvent que la subsidence atteint la valeur de 2.5 mm/an et pour Rockport de 3 mm/an. Au nord de Sabine Passe, la subsidence est attribuée à l'extraction des eaux souterraines (Ratzlaff, 1980 ; Bonnet & Gabrysch, 1982).

Sharp *et al.*, (1991) dressent un bilan des différentes contributions naturelles et anthropiques à la tendance du niveau marin relatif enregistré dans cette région à 11.4 mm/an. De cette dernière valeur, 2 à 2.4 mm/an constituerait la contribution eustatique du niveau marin. La subsidence naturelle provoquerait un taux de subsidence de 0.1 à 2.4 mm/an, l'extraction des eaux souterraines de 0 à 4.1 mm/an, et la dépressurisation des réservoirs due à l'extraction de pétrole, un taux de 2.5 à 9.2 mm/an.

Germiat & Sharp, (1990) extrapolent linéairement le taux historique du niveau marin relatif et estiment dans le plus optimiste des scénarios une montée de 9.2 mm/an et dans le pire des scénarios de 28.5 mm/an d'ici 2050. Ce dernier scénario engendrerait l'inondation de 10 km²

de côtes. C'est pourquoi il devient urgent de se préoccuper du niveau marin relatif, et particulièrement de la composante en mouvements verticaux du sol qui occupe une part importante du bilan des différentes contributions à l'élévation du niveau marin relatif.

3.4.1.3 La Floride

La Floride est la région la plus stable géologiquement du nord du Golfe du Mexique. Elle s'étend de Pensacola jusqu'à Kew West. Certaines zones ont montré des taux de subsidence élevés dans certaines parties de la région très localisées. De 1969 à 2009, Wright & Snyder, (2009) évaluent un taux de subsidence de 14 mm/an dû aux drainages des zones marécageuses, résultats d'une agriculture intensive. Quelques caractéristiques spécifiques marquent la géologie de la Floride telles que la présence de dolines, « sinkhole » en anglais (Babbitt & Groat, 1999) d'environ 18 m de profondeur et 190 m de diamètre. La plupart se développent naturellement dans le centre ouest de la Floride. L'augmentation de leur nombre correspond à l'accélération du développement industriel et de l'exploitation des ressources d'eaux souterraines. La formation de ces "sinkhole" est due aux dépôts fins de carbonates susceptibles de se dissoudre lors de la circulation d'eau souterraine. Lors de ces effondrements, la principale source d'eau fraîche et donc d'eaux souterraines de la Floride s'introduit dans le stock des aquifères. L'effondrement de ces trous entraîne la subsidence du sol localement. Outre ces phénomènes bien spécifiques et localisés la Floride ne connaît pas de mouvements verticaux de grande amplitude.

3.4.2 Description des données utilisées

La marégraphie

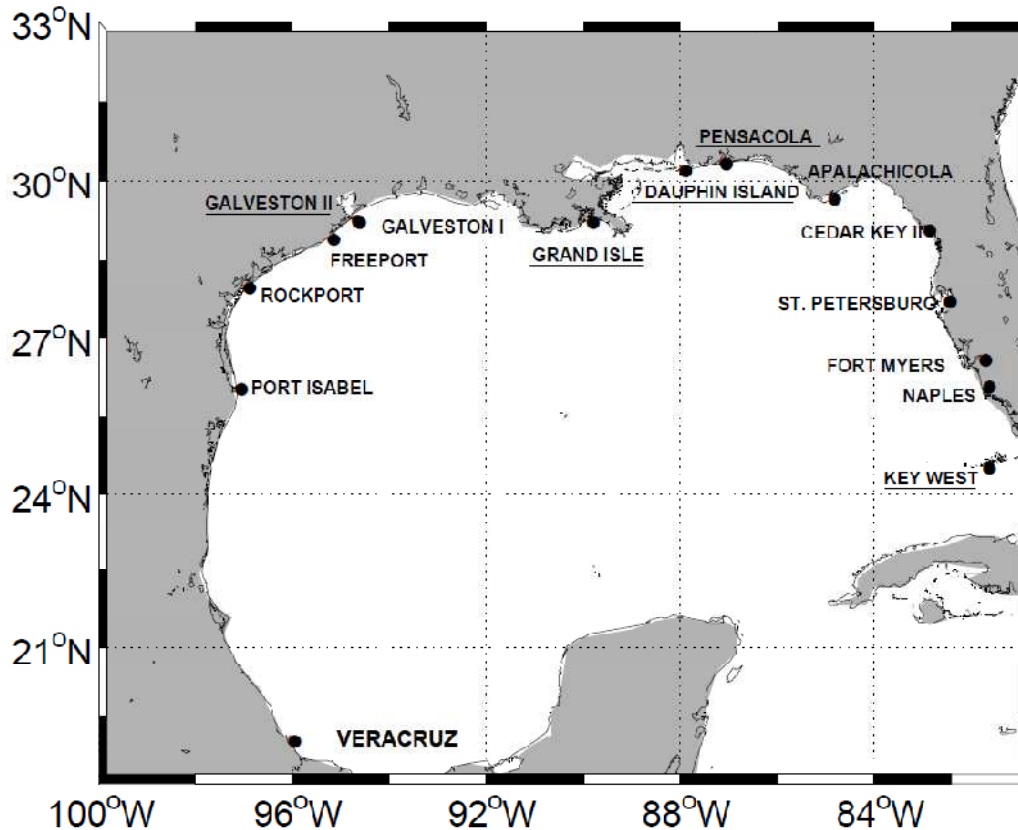


Figure 3.3 : Distribution spatiale des stations de plus de 40 ans d’observations et 30 % de données valides. Les stations dont le nom est souligné sont co-localisées avec une station GPS.

Les observations marégraphiques que nous avons utilisées sont des moyennes mensuelles du PSMSL, plus précisément de la catégorie dite “Revised Local Reference” (RLR). Les données RLR ont été contrôlées, notamment la continuité de leur référence (Woodworth & Player, 2003). La référence est alors redéfinie par le PSMSL à approximativement 7000 mm en dessous du niveau moyen de la station à une date donnée. La redéfinition du zéro des données a pour objectif d’éviter les valeurs négatives, mais surtout de souligner le caractère arbitraire et conventionnel des zéros des marégraphes. Ils varient d’un site à l’autre pour une même convention (définition), et d’un organisme à l’autre pour le choix de la convention. Veracruz est la seule station ne répondant pas aux critères RLR, cette station appartient à la catégorie dite « Metric », autrement dit, elles sont diffusées par le PSMSL telles que reçues de l’organisme responsable. Elles n’ont pas passé les contrôles qualité du PSMSL, mais cela ne signifie pas qu’elles n’aient pas subi des contrôles qualité de l’organisme responsable, ni qu’elles soient de mauvaise qualité. Il faut juste veiller à garder un esprit plus critique avec les données de la catégorie Metric.

Dans le cadre de notre étude de signaux long terme le long des côtes du GOM, nous avons sélectionné les séries marégraphiques du PSMSL répondant aux critères suivants, à savoir une période d’observation couvrant au moins 40 ans avec plus de 70% de données valides dans la période d’observation. La Figure 3.4 montre la répartition géographique des séries répondant à ces critères. On peut noter qu’elles sont essentiellement concentrées sur la côte nord du

Golfe du Mexique. La Figure 3.5 représente les séries temporelles de valeurs moyennes mensuelles des stations sélectionnées. La Table 3.7 donne les principales caractéristiques des données de ces stations. Les tendances sont obtenues par régression linéaire robuste sur l'ensemble des données mensuelles disponibles à chaque station (cf section 3.4.3). L'incertitude sur la tendance est la déviation standard des estimations de la pente de la série estimée lors de la régression linéaire robuste. Parmi les stations, seule Veracruz est située à plus de 600 km des autres stations (Table 3.7,) or la méthode que nous appliquons repose sur l'hypothèse de similitude des signaux océanographiques, qui est d'autant plus vraie que les stations sont proches. Cependant (Woodworth, 2003) signale que des stations à 1500 km de distance l'une de l'autre montrent des signaux communs et peuvent parfois bien se prêter à l'exercice de 'buddy checking'. C'est pourquoi nous avons voulu vérifier que Veracruz montrait les arguments nécessaires pour être incluse dans notre étude. En effet, nous verrons que Veracruz montre une corrélation de 0.68 (Section 3.4.3, Figure 3.7) supérieure à la corrélation moyenne entre la région ouest (de Veracruz à Grand Isle) et la région Est (de Dauphin Island à Key West). La série temporelle la plus longue est celle de Galveston I couvrant la période 1908-2009.

Name	Latitude	Longitude	Période d'observation	Nb années	% trous	tendance linéaire (mm/an)	dist. GPS (km)
VERACRUZ	19.18	-96.12	1953 - 2008	55	7,2	1,7 ± 0,2	
PORT ISABEL	26.07	-97.22	1944 - 2009	65	4,3	3,8 ± 0,2	
ROCKPORT	28.02	-97.05	1948 - 2009	61	17,3	5,4 ± 0,3	
FREEPORT	28.95	-95.32	1954 - 2008	54	0,9	8,9 ± 0,3	
<u>GALVESTON I</u>	29.32	-94.80	1957 - 2009	52	8,9	6,7 ± 0,3	5.5
<u>GALVESTON II</u>	29.28	-94.78	1908 - 2009	101	0,6	6,3 ± 0,1	6.8
<u>GRAND ISLE</u>	29.28	-89.97	1947 - 2009	62	5,2	9,2 ± 0,2	0.1
<u>DAUPHIN ISLAND</u>	30.25	-88.07	1966 - 2009	43	25,3	2,9 ± 0,4	5.5
<u>PENSACOLA</u>	30.40	-87.22	1923 - 2009	86	1,2	2,1 ± 0,1	7.5
APALACHICOLA	29.72	-84.98	1967 - 2009	42	7,0	1,4 ± 0,3	
CEDAR KEY II	29.13	-83.03	1938 - 2009	71	5,3	1,5 ± 0,2	
ST. PETERSBURG	27.77	-82.62	1947 - 2009	62	0,0	2,5 ± 0,2	
FORT MYERS	26.65	-81.87	1965 - 2009	44	7,4	2,4 ± 0,3	
NAPLES	26.13	-81.80	1965 - 2009	44	3,7	2,1 ± 0,3	
KEY WEST	24.55	-81.80	1913 - 2009	96	0,8	2,2 ± 0,1	16

Table 3.7 : Principales caractéristiques des stations marégraphiques de plus de 40 ans d'observations le long des côtes du GOM. Les tendances sont obtenues par régression linéaire robuste sur l'ensemble des données disponibles indiquées ici.

Sur les quatorze stations restantes six sont co-localisées à une station GPS permanente calculée par le centre d'analyses ULR (Partie 2). Elles sont soulignées dans la Table 2.7, et leur distance qui les sépare est donnée dans la dernière colonne. Notons que la même station GPS est co-localisée avec les deux stations marégraphiques de Galveston, à des distances sensiblement comparables.

Pour être cohérentes avec les données altimétriques, les données marégraphiques ont été corrigées de la réponse du niveau marin à l'effet de baromètre inverse sous la pression atmosphérique en utilisant des champs de pression du National Center for Environmental Project (NCEP) (Kalnay *et al.*, 1996) et en appliquant la formule de Pugh, 1987, pp.195. Nous avons vérifié que la correction appliquée à la marégraphie était cohérente avec celle de l'altimétrie et les deux corrections corrélaient à plus de 80%.

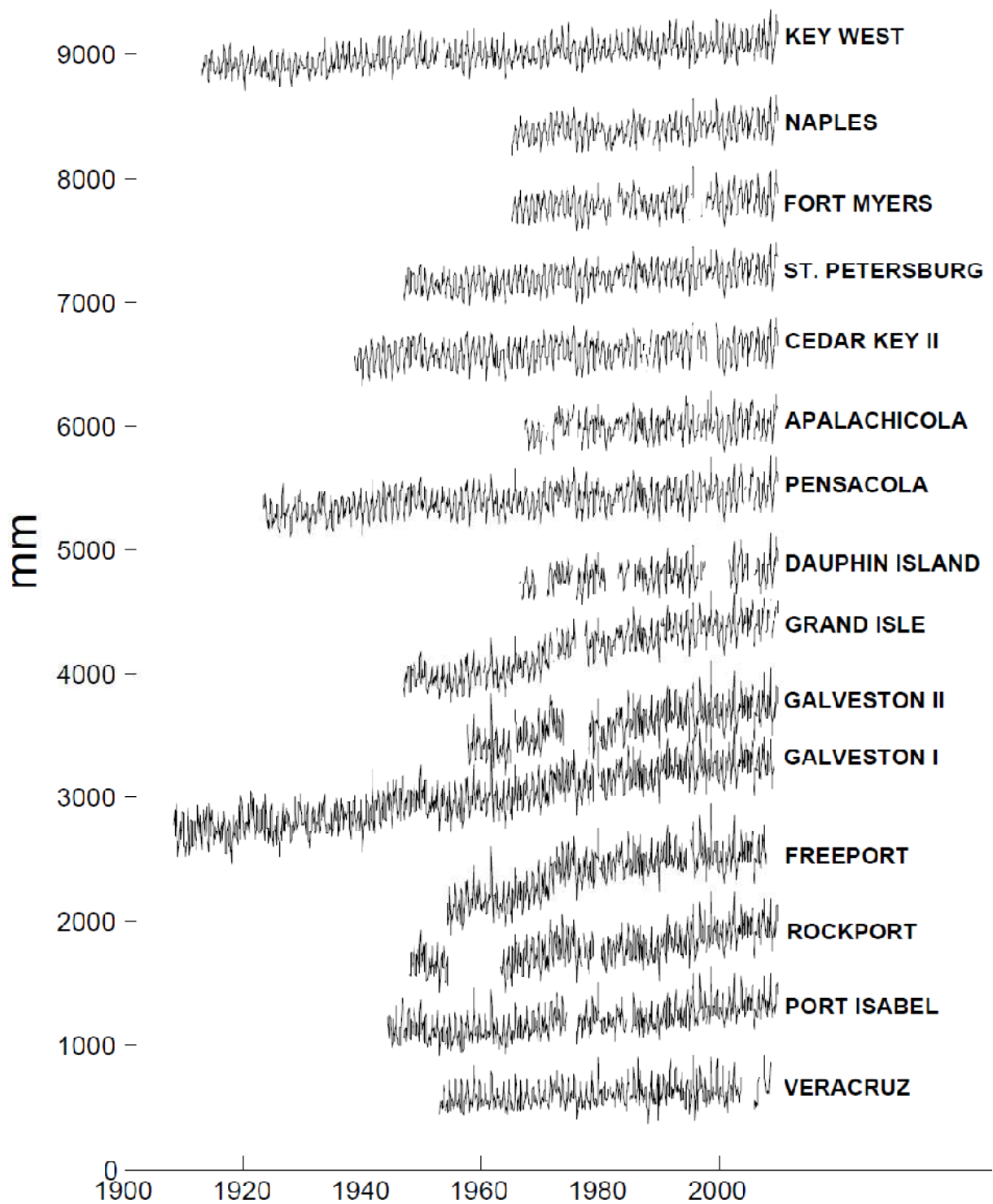


Figure 3.4 : Séries marégraphiques de valeurs moyennes mensuelles du PSMSL de plus de 40 ans dans le Golfe du Mexique avec plus de 70% de données valides.

L'altimétrie spatiale

Nous avons utilisé les produits grillés des champs combinés d'anomalies de niveau de la mer produits par [Ssalto/Duacs](#) (Segment Sol multimissions d'ALTimétrie, d'Orbitographie et de localisation précise) et distribués par AVISO avec le soutien du Cnes (Centre National d'Etudes Spatiales) (<http://www.aviso.oceanobs.com/duacs/>).

Ces champs d'anomalies combinent les données de plusieurs missions altimétriques : Topex/Poseidon (T/P) couvrant la période 1993-2001, Jason-1 (Aout 2002 jusqu'à présent), ERS1/2 (Janvier 1993-Juin 2006) avec une perte de données d'ERS1 de janvier 1994 à Mars 1995, GFO (Janvier 2000-Octobre 2008) et ENVISAT (Juin 2003 jusqu'à présent). La procédure appliquée par AVISO (Ssalto/Duacs system, <http://www.aviso.oceanobs.com/>) commence par créer un jeu de données homogène et intercalibré aux points de croisement en utilisant la mission T/P comme référence (Le Traon & Ogor, 1998). Cette procédure de cross-calibration assure un jeu de données altimétriques cohérent et précis. Les erreurs d'orbites résiduelles 'OE' (Le Traon & Ogor 1998), ou les erreurs grandes longueur d'onde 'LWE' (Le Traon *et al.*, 1998) sont ainsi éliminées en grande partie. La Table 3.8 résume les différentes corrections géophysiques qui sont appliquées aux données altimétriques. Toutes ces corrections sont appliquées dans une volonté d'homogénéiser les missions altimétriques entre elles et prennent en compte l'état de l'art des connaissances et les dernières corrections disponibles. Mentionnons cependant que de nouveaux modèles et corrections sont disponibles depuis peu, en particulier des orbites T/P recalculées de manière homogène (Ablain *et al.*, 2009) et les produits AVISO seront mis à jour prochainement (communication personnelle CLS, juin 2010).

Missions Corrections	Jason-1/Jason-2	Topex/Poseidon	Envisat	ERS-2	GFO
Orbit	Cnes POE	NASA POE	Cnes POE	DGME-04	NAVSOC POE
Orbit Error	Global multi-mission crossover minimization (Le Traon & Ogor 1998)				
Dry troposphere	Model computed from rectangular (Gaussian) grids (new S1 and S2 atmospheric tides are applied)				
Wet troposphere	From JMR (AMR) radiometer further than 50 km from the coasts, From ECMWF model for distances between 10 and 50 km	From TMR radiometer (Scharoo <i>et al.</i> , 2004)	From MWR only (cycle 1-64) From MWR radiometer further than 50 km from the coasts, From ECMWF model for distances between 10 and 50 km from cycle 65	From corrected MWR with neural algorithm	From GFO radiometer
Ionosphere	From dual-frequency altimeter range measurements	From dual-frequency altimeter range measurements (Topex), from Doris (Poseidon)	From dual-frequency altimeter range measurements (cycle 1-64) and GIM model from cycle 65 (Iijima <i>et al.</i> , 1999) corrected from 8 mm bias	Bent model (cycle 1-49), GIM model from cycle 50 (Iijima <i>et al.</i> , 1999)	GIM model (Iijima <i>et al.</i> , 1999)
Sea State Bias	Non parametric SSB (Gaspar <i>et al.</i> , 2002)]	Non parametric SSB (Topex) BM4 formula (Poseidon) (Gaspar <i>et al.</i> , 1996)	Non parametric SSB (Gaspar <i>et al.</i> , 2002)	Non parametric SSB (Mertz <i>et al.</i> , 2005)	Non parametric SSB (Gaspar <i>et al.</i> , 2002)
Ocean tide and loading tide	GOT00 (S1 and S2 parameters are included)				
Solid Earth tide	Elastic response to tidal potential (Cartwright & Tayler, 1971, Cartwright & Edden, 1973)				
Pole tide	(Wahr, 1985)				
Combined atmospheric correction	MMOG2D High Resolution forced with ECMWF pressure and wind fields (S1 and S2 were excluded) + inverse barometer computed from rectangular grids ..(Carrère & Lyard 2003)				

Table 3.8 : Corrections géophysiques appliquées aux données dites « merged » des différentes missions altimétriques, source :

http://www.aviso.oceanobs.com/fileadmin/documents/data/tools/hdbk_duacs.pdf

Les champs de valeurs de hauteur d'eau à un instant donné sont produits à l'aide d'une procédure d'interpolation optimale combinée à des fonctions de corrélations réalistes (Le Traon & Ogor, 1998 ; Ducet *et al.*, 2000). Cette procédure génère des champs de valeurs grillées pour chaque mission altimétrique et champs combinés dit « merged » rassemblant les mesures de toutes les données altimétriques disponibles (Ducet *et al.*, 2000) que nous

utilisons dans cette étude. La combinaison des données de différentes missions améliore significativement l'estimation méso échelle des signaux (Le Traon & Dibarboure, 1999 ; Le Traon *et al.*, 2001 ; Pascual *et al.*, 2006). La résolution spatiale du champ résultant est de 0.25° en latitude et longitude, soit 2055 points couvrant la région du Golfe du Mexique de longitudes [-98.00° : -80.67°] Est et de latitudes [18.26° : 32.09°] Nord.

A l'issue de cette procédure, une combinaison des champs de hauteurs d'eau grillées hebdomadaires des différentes missions altimétriques est créée par interpolations optimales spatiale et temporelle des différents champs de hauteurs d'eau (Le Traon *et al.*, 1998 ; Ducet *et al.*, 2000). Les valeurs mensuelles ont été calculées à partir des séries hebdomadaires de ces champs d'anomalies sur la période Octobre 1992- Juillet 2009.

3.4.3 Premières analyses des tendances du niveau de la mer

Les tendances linéaires ont été calculées au moyen d'un ajustement linéaire robuste. Cette méthode alternative à une simple régression linéaire au sens des moindres carrés minimise la somme pondérée des carrés où le poids donné à chaque point dépend de son éloignement par rapport à la droite ajustée en utilisant une fonction de pondération bicarrée réduisant l'influence des points aberrants (Huber, 1981). La matrice de variance-covariance des estimations des coefficients de la droite est calculée comme : $V=(X^T * X)^{-1} * \sigma^2$, où X est le vecteur temps et σ la racine carrée moyenne de l'erreur entre la prédiction et les données. Les erreurs standard de la matrice V sont estimées. Les tendances sont évaluées sur les quatorze séries marégraphiques qui satisfont nos critères de plus de 40 ans d'observation et 70 % de données valides (Table 2.7, colonne 7). La Figure 3.6 représente géographiquement les résultats. Son analyse permet de scinder la côte Nord du GOM en deux sous-ensembles. La zone Ouest, de Port Isabel à Grand Isle, présente de fortes tendances du niveau marin relatif avec une valeur maximum pour Grand Isle de 9.2 mm/an et une valeur minimum de 3.8 mm/an pour Port Isabel. La zone Est, de Pensacola à Key West, montre des tendances de 1.4 à 2.9 mm/an, plus proches de la moyenne globale de 1.7 mm/an sur le XX^{ème} siècle (Church *et al.*, 2001).

Les fortes élévations du niveau marin relatif dans les régions du Texas et de La Louisiane ont déjà été étudiées dans la littérature (Turner, 1991 ; Zervas, 2001 ; Gonzalez & Törnqvist, 2006) soulignant l'influence significative des processus de subsidence bien connus dans ces régions (Sharp *et al.*, 1991), dans les enregistrements marégraphiques (voir aussi la section 3.4.1). Cette hétérogénéité entre l'Est et l'Ouest, et au sein même des stations adjacentes à l'Ouest montre un terrain intéressant à l'application de notre nouvelle approche de détermination des mouvements verticaux du sol basée sur la méthode Kuo *et al.*, (2004).

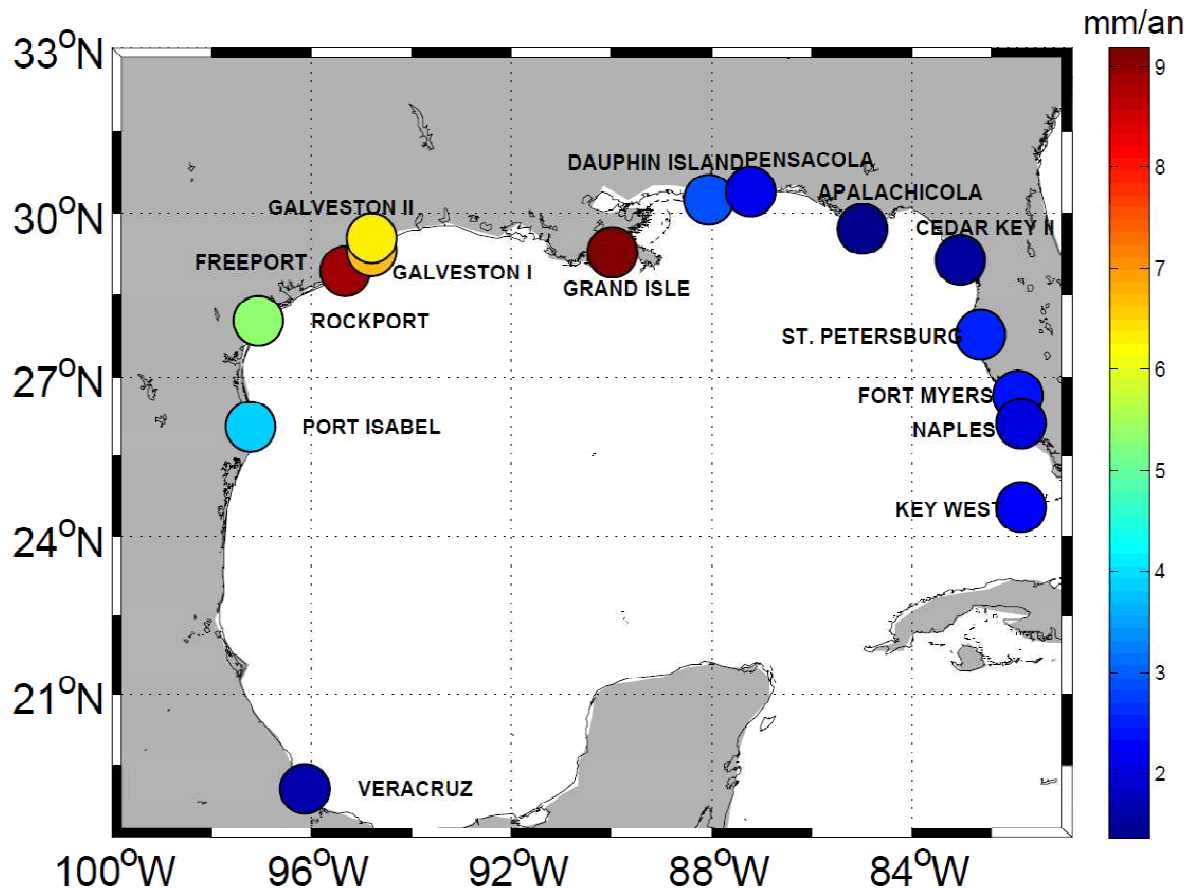


Figure 3.5 : Distribution spatiale des tendances linéaires des séries marégraphiques de plus de 40 ans dans le GOM obtenues par régression linéaire robuste.

Nous avons calculé la corrélation entre les séries marégraphiques sur la période 1950-2009. Le signal saisonnier (annuel et semi-annuel) a été au préalable retiré des séries temporelles. Ce sont les basses fréquences qui nous intéressent. La Figure 3.7 montre le résultat de cet exercice. Elle révèle une forte corrélation entre les séries de la partie Ouest avec une moyenne de 0.83. Les données de la partie Est sont elles aussi très corrélées entre elles avec une moyenne de 0.80. L'analyse des corrélations met aussi bien en évidence la distinction que nous avons faite entre la partie Ouest et Est du Nord du GOM, soulignée par une corrélation moyenne de 0.67 entre séries des deux régions, mais qui reste néanmoins une bonne corrélation suggérant que toutes les séries sont affectées par des signaux géophysiques communs de basse fréquence. Veracruz semble moins bien corrélée avec toutes les autres stations que le reste des stations entre elles mais la corrélation demeure forte, de 0.68 avec la station la plus proche (Port Isabel) qui justifie son utilisation.

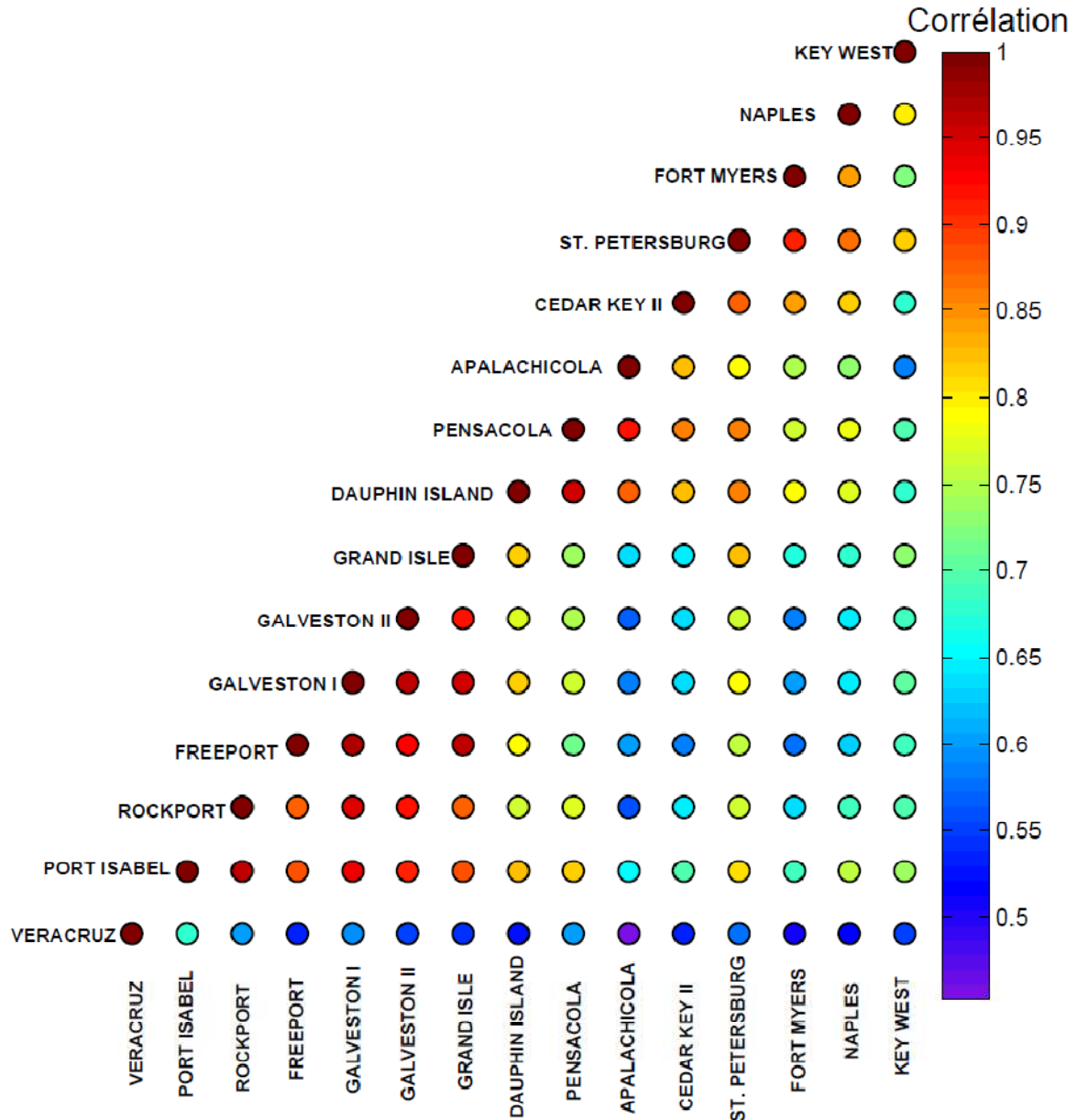


Figure 3.6 : Corrélation entre séries marégraphiques sur la période 1950-2009. Les signaux saisonniers ont été retirés préalablement au calcul des corrélations.

Les tendances des séries altimétriques ont été estimées sur le jeu de données combinées d’Octobre 1992 à juillet 2009. La Figure 3.8 présente les résultats sur l’ensemble des points de la grille AVISO. Les valeurs grilles sont tracées sous forme d’isolignes de valeurs calculées à partir des champs grillés de hauteurs d’eau et sont « remplies » entre elles en utilisant des valeurs constantes. La caractéristique la plus marquante se situe dans le centre du GOM qui est dominé par une forte tendance de 10 mm/an (Figure 3.8 A).

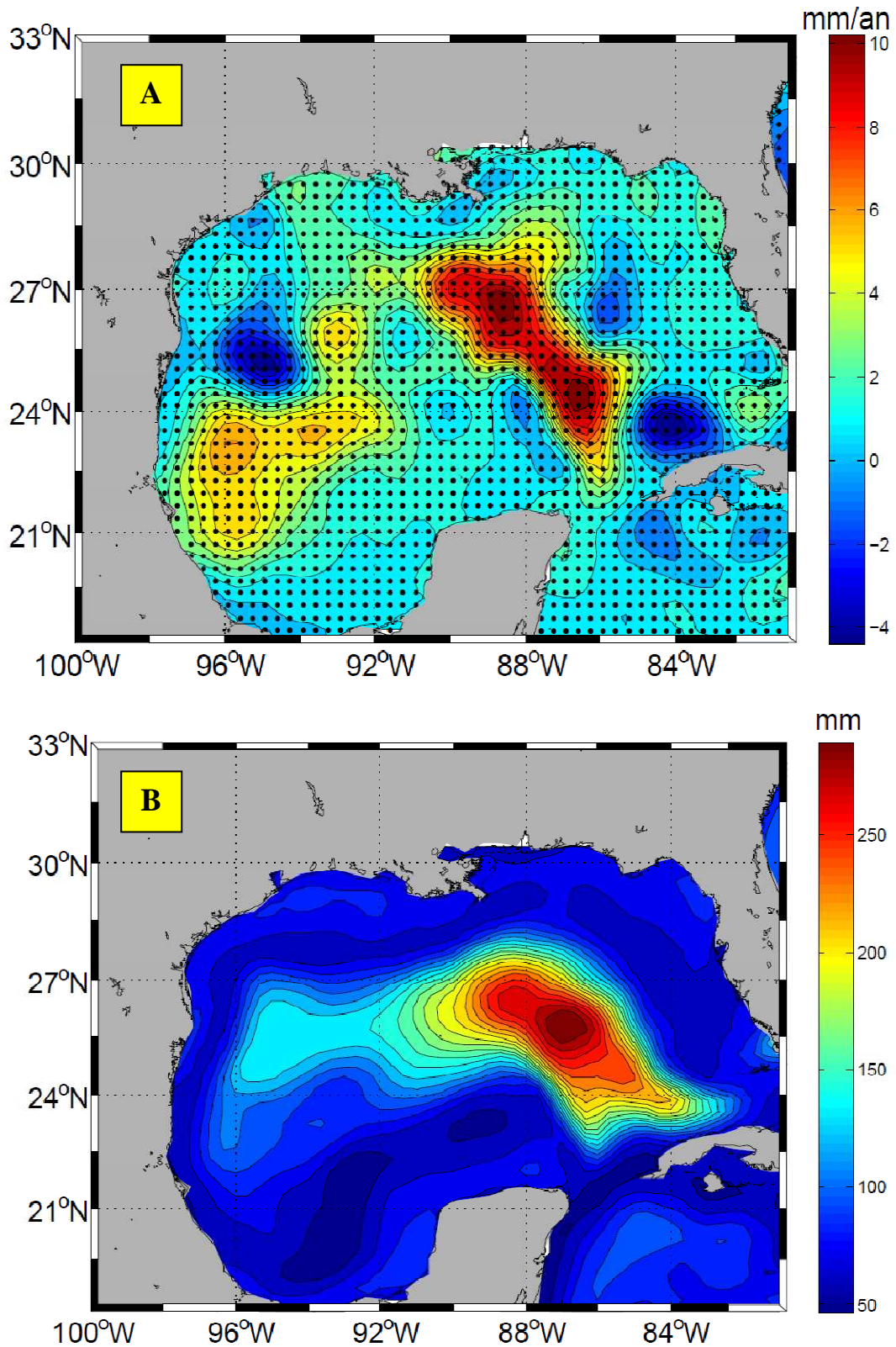


Figure 3.7 : Résultats de l'analyse des tendances linéaires des séries altimétriques sur la période 1992-2009 dans le Golfe du Mexique. A : distribution spatiale des tendances (mm/an) avec indication des points de la grille des données altimétriques ; B : distribution spatiale des RMS (écarts moyens quadratiques) des séries une fois la tendance linéaire retirée (mm).

Cette zone met en évidence une particularité de la circulation de l'Est du GOM dominée par un courant tourbillonnant appelé « loop-current » (Hofmann & Worley, 1986) qui entre par le canal Yucatan au Sud-Est du Golfe. Il est associé à des colonnes d'eau de température élevée et donc à un niveau marin plus élevé que le reste du Golfe (Oey *et al.*, 2005). La dispersion temporelle de chaque point de la grille a été évaluée à partir de la déviation standard (écart-type) des séries temporelles (Figure 3.8 B) ; elle montre une plus grande variabilité sur cette zone dite de « loop-current » que l'ensemble de la variabilité du reste du Golfe.

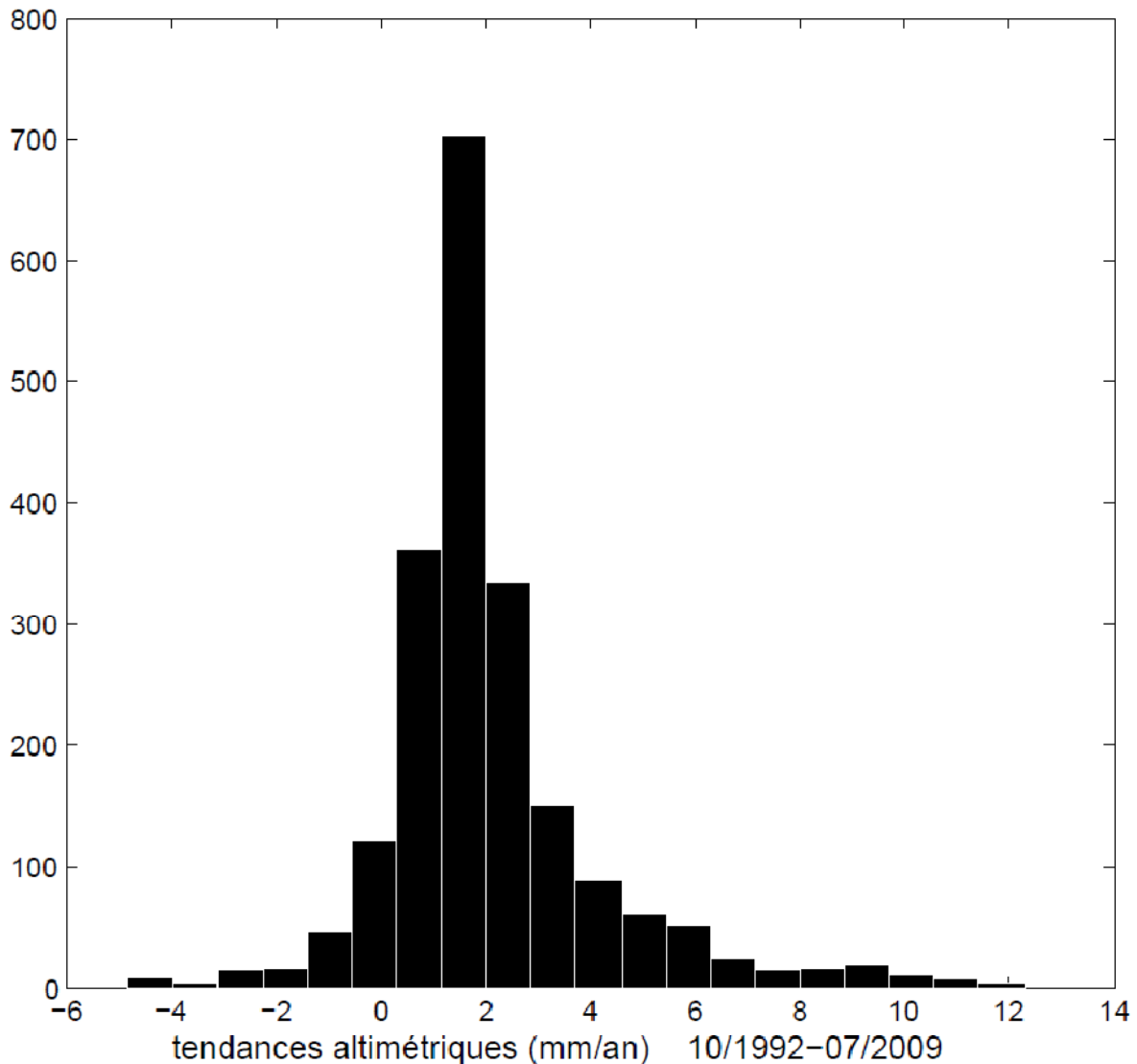


Figure 3.8 : Tendances linéaires (mm/an) des séries altimétriques sur la période 1992-2009 dans le Golfe du Mexique.

La tendance altimétrique moyenne du Golfe est de 2.09 mm/an mais d'après la Figure 3.9 montre que les tendances les plus représentatives se situent entre 1 et 2 mm/an (38% sur l'ensemble des tendances). 60% des tendances sont comprises entre 0.5 et 2.5 mm/an. Les tendances extrêmes du centre du Golfe (6-12 mm/an) ne représentent que 5% des tendances du Golfe. Cet histogramme (Figure 3.9) montre aussi une asymétrie positive justifiée par les tendances du centre du Golfe extrêmes positives qui « tirent » l'histogramme vers des valeurs positives.

Ces observations soulignent la nécessité de regarder en détail la distribution des tendances et de ne pas s'arrêter simplement à la moyenne qui est imparfaitement représentative de la description de notre bassin

Si on compare les tendances marégraphiques et altimétriques sur la période commune altimétrique de octobre 1992 à Juillet 2009 (Figure 3.10), on peut observer que sur la partie Nord-Est du Golfe les tendances concordent relativement bien de Key West à Dauphin Island, ce qui est cohérent avec la distinction établie précédemment à l'aide des tendances marégraphiques. A partir de Grand Isle et jusqu'à Rockport, il y a une réelle et nette discordance entre les vitesses altimétriques et marégraphiques.

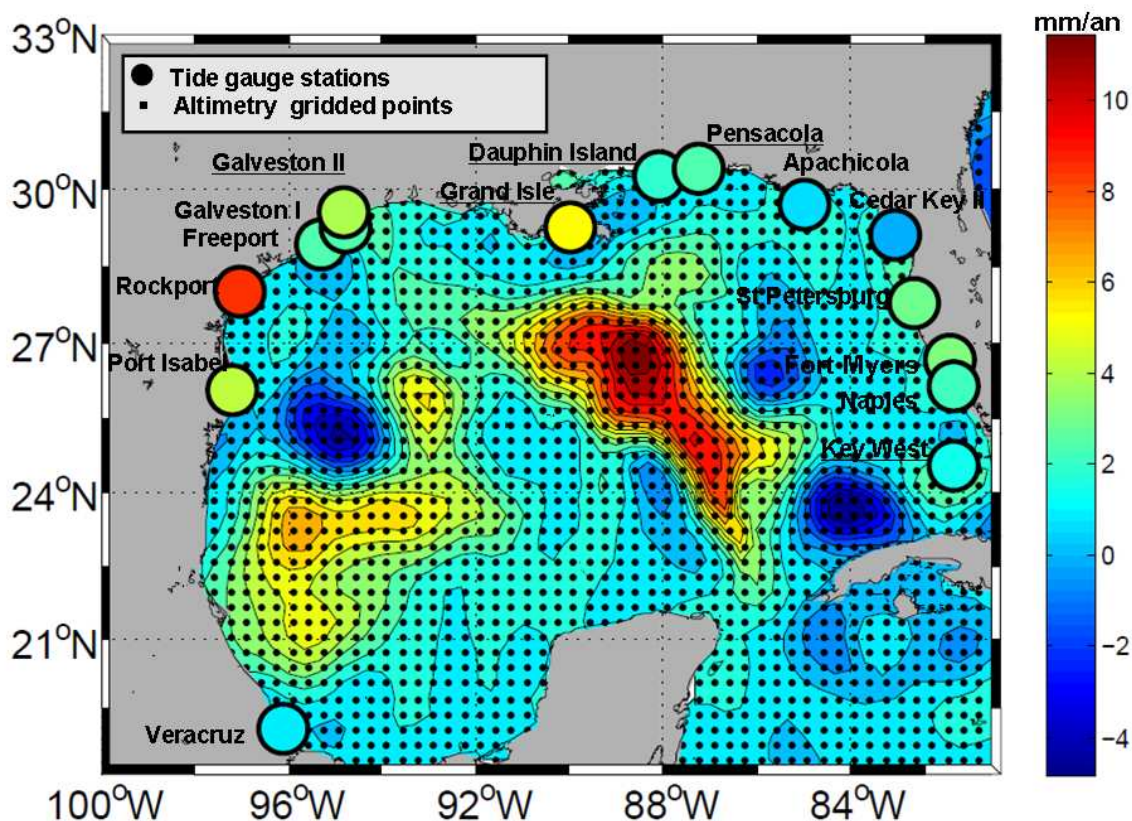


Figure 3.9 : Tendence linéaire des séries de stations marégraphiques et des points altimétriques sur la période altimétrique (10/1992-07/2009).

L'exercice de comparaison marégraphie/altimétrie appliqué dans cette étude repose sur l'hypothèse que la marégraphie et l'altimétrie spatiale observent le même signal océanique. Nous devons donc choisir les séries temporelles altimétriques qui ont le plus de cohérence avec chaque série marégraphique. Mitchum (2000) sélectionne quatre séries altimétriques sur les traces altimétriques les plus proches de la station marégraphique en appliquant le critère de corrélation de 0.3. Kuo *et al.*, (2004) choisissent de calculer une série altimétrique moyenne à partir des séries altimétriques contenues dans la limite de 3° autour de la station marégraphique. La solution de Kuo *et al.*, a également été testée sur des rayons de 1°, 2° et 3° mais n'a pas été retenue. En effet, les séries altimétriques ont été sélectionnées dans une région de 1° de latitude sur 1° de longitude autour de la station marégraphique. Cette solution montrait davantage de corrélation entre les séries altimétriques et marégraphiques. J'ai choisi de sélectionner le point de la grille altimétrique pour lequel la série temporelle

« désaisonnalisée » montrait le maximum de corrélation avec la série marégraphique « désaisonnalisée ».

Les moyennes spatiales des séries altimétriques et marégraphiques ont été calculées à partir des séries individuelles de valeurs mensuelles « désaisonnalisées » suivant le même principe que j'ai décrit dans la section 3.3 sur la période 1992-2009 et sur les points corrélés de l'altimétrie et de la marégraphie. La Figure 3.11 illustre le résultat. On peut noter la forte corrélation (73%) entre les deux moyennes spatiales, ce qui conforte les sélections des données altimétriques à partir du critère de corrélation expliqué ci-dessus. La série marégraphique présente cependant un signal de plus forte amplitude qui peut se justifier par des effets à la côte plus accentués. Ce résultat a déjà été constaté par Prandi *et al.*, (2009) ailleurs dans le monde. De plus, la pente de la série moyenne marégraphique présente une plus forte tendance de 2.7 ± 0.7 mm/an comparée à la moyenne altimétrique de 1.2 ± 0.5 mm/an. Mais si on prend toutes les données altimétriques du Golfe alors la tendance de la moyenne est de 2.0 ± 0.2 mm/an. La tendance du niveau marin à la côte ne reflète pas totalement la tendance de l'ensemble du Golfe obtenue à partir de l'altimétrie spatiale.

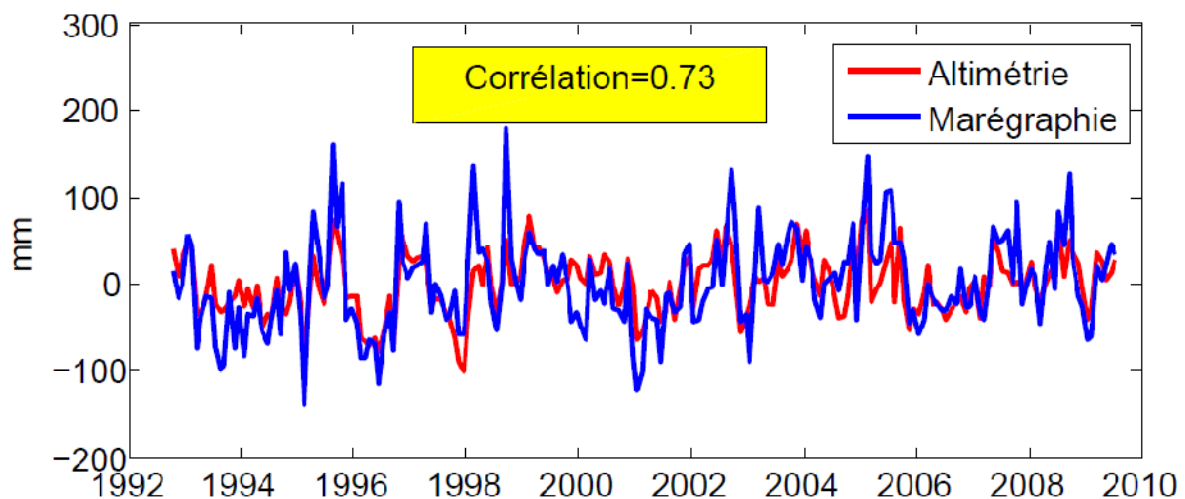


Figure 3.10 : Séries temporelles des moyennes spatiales (mm) de l'ensemble des 15 séries marégraphiques et altimétriques proches « désaisonnalisées » au préalable.

Les reconstructions EOF ont été réalisées sur des séries marégraphiques sur la période 1950-2009 pour la marégraphie et sur la période 1992-2009 pour l'altimétrie spatiale sur dix modes EOF. On a vu dans la section 3.1 que le nombre d'EOF entre 5 et 15 ne changeaient pas les résultats sur les vitesses verticales. Nous avons donc choisit de reconstruire les séries temporelles sur 10 modes EOF. Les pourcentages des variances expliquées pour les trois premiers modes EOF sont de 74.5%, 7.9% et 4.2 % pour la marégraphie et de 64.8%, 12.8% et 6.6% pour l'altimétrie. Le signal reconstruit par les dix première EOF explique 98% de la variance totale pour la marégraphie et 99% pour l'altimétrie. La 1^{ière} EOF de la marégraphie explique davantage la variance du signal que dans le cas de l'altimétrie dont la 2^{ième} EOF représente alors un pourcentage plus élevé que la 2^{ième} EOF de la marégraphie. On peut donc supposer que les signaux des deux types de mesures présentent des différences dans la composition du signal mesuré.

Les amplitudes temporelles de la 1^{ière} EOF montrent une grande similarité entre les deux types de mesures (Figure 3.12) avec une corrélation de 0.73. Mais les composantes spatiales EOFs

montrent de plus grandes variations pour la marégraphie et semblent être en accord avec les variations de l'EOFs1 de l'altimétrie de Pensacola à Key West. Pour la 2^{ième} EOF, les variations des composantes temporelles sont très distinctes et montrent une corrélation non significative de 0.12 ainsi que pour les composantes spatiales entre la marégraphie et l'altimétrie. Cette différence reflète la différence de pourcentage de variance expliquée entre les deux instruments.

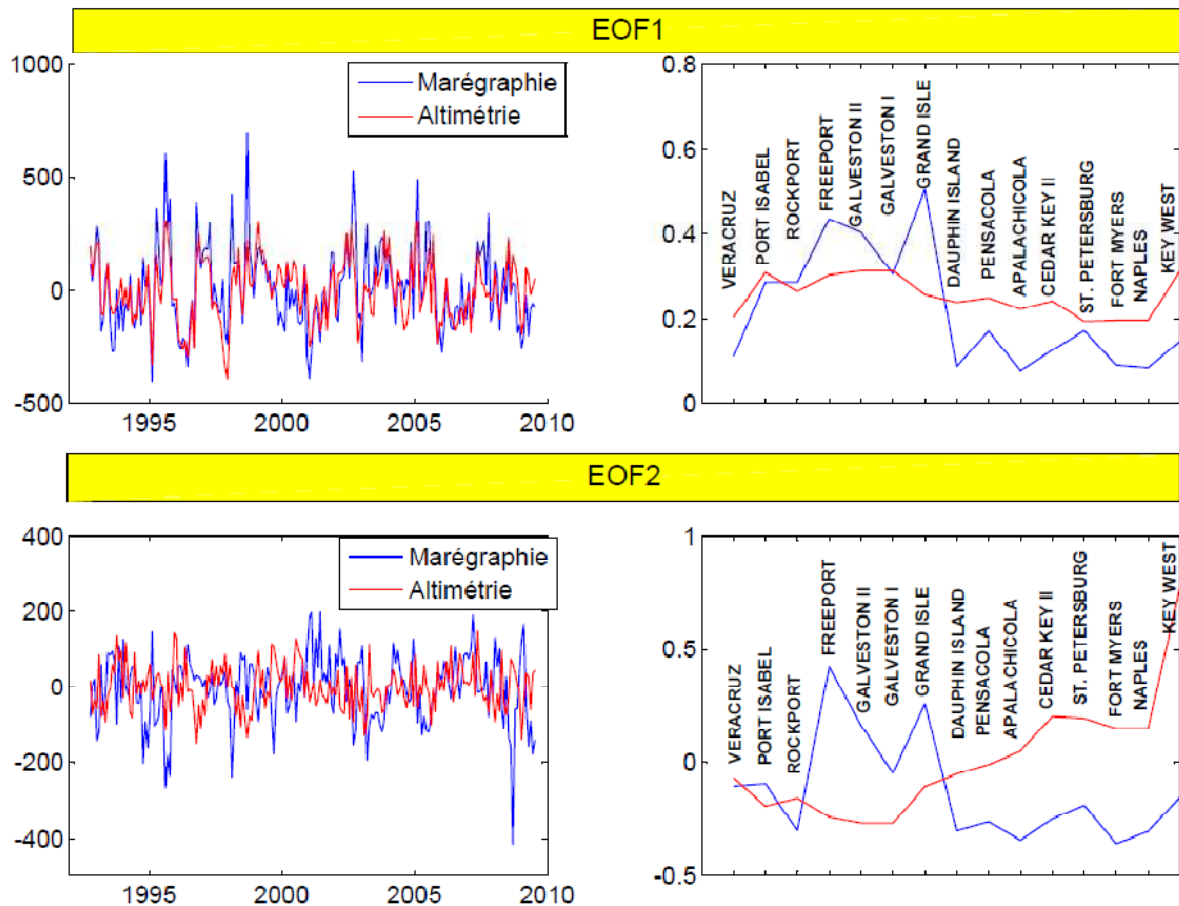


Figure 3.11 : amplitudes temporelles (à gauche) et spatiales (à droite) des deux modes EOF, dominants à partir de l'altimétrie en rouge et de la marégraphie (en bleu).

3.4.4 Application de la méthode et résultats

La Table 3.9 résume les résultats obtenus avec les différentes approches. Tout d'abord, les mouvements verticaux ont été estimés à partir de l'équation (3.17), c'est-à-dire en utilisant l'approche classique, que l'on notera 'M1'. Les séries altimétriques sont choisies comme indiqué à la fin de la section précédente 3.4.3. Les différences des valeurs mensuelles des séries temporelles altimétriques et marégraphiques sont calculées, puis une régression linéaire robuste est appliquée aux différences obtenues afin d'estimer le mouvement vertical au marégraphe. Les signaux saisonniers ont été retirés au préalable suivant la procédure décrite dans la section 3.3. Les résultats sont dans la 2nde colonne de la Table 3.9. Les erreurs sur les vitesses issues de la régression (Cf. Section 3.3) et les coefficients de corrélation (entre parenthèses) calculés entre les séries marégraphique et altimétrique sont également fournis dans cette colonne. Les coefficients de corrélation sont entre 0.42 et 0.78 avec de moins bonnes corrélations pour les stations situées en Floride, ce qui indique une plus faible cohérence dans les signaux océaniques observés par les deux techniques. Les erreurs sont comprises entre 1.59 et 2.19 mm/an avec une moyenne de 1.88 mm/an, ce qui est cohérent avec les résultats publiés de la méthode classique (Nerem & Mitchum, 2002 ; Ray *et al.*, 2010). L'erreur est dominée par la courte période d'observation considérée dans la résolution du problème et la variabilité spatiale marine non éliminée dans les différences. Rockport qui montrait la plus forte tendance marégraphique montre aussi la plus forte vitesse verticale, alors que les stations de Freeport et de Galveston semblent être beaucoup moins marquées par les mouvements verticaux du sol, ce qui est en contradiction avec les résultats indépendants issus de la littérature dans la région du Texas (e.g., Sharp *et al.*, 1991). En outre, les stations en Floride comme St Petersburg et Fort Myers montrent des vitesses du même ordre de grandeur que les stations du Texas comme Freeport et Galveston I. Ce qui est en contradiction avec les différentes observations distinguant le Texas par sa subsidence élevée (Sharp *et al.*, 1991).

Nous avons ensuite utilisé l'approche de Kuo *et al.*, (2004) décrite dans la section 3.2 en intégrant les contraintes données par l'équation (3.16). Dans un premier temps, la procédure est appliquée comme Kuo *et al.*, l'entendent, à savoir sur les périodes complètes d'observation de l'altimétrie et de la marégraphie, respectivement. L'approche est dite 'M2' dans la suite du mémoire. Les résultats apparaissent dans la 3^{ème} colonne de la Table 3.9. On constate que les incertitudes sont réduites d'un facteur 2.6 en moyenne par rapport à l'approche classique M1, de 1.88 à 0.75 mm/an. L'information stochastique introduite n'est cependant pas la même. Optimiste ou pas, la différence n'est pas importante dans le cadre de notre étude comparative, tant que l'on veille à introduire une information stochastique comparable dans nos applications. Il est intéressant de noter par ailleurs que les vitesses verticales des deux solutions (M1 et M2) sont aussi significativement différentes. Nous les commenterons plus loin. Dans un deuxième temps, et par souci de rigueur dans la comparaison avec notre approche, nous avons appliqué la méthode de Kuo *et al.*, en utilisant les données marégraphiques uniquement sur la période 1950-2009. Nous avons noté les solutions correspondantes 'M3' (Table 3.9, colonne 4). Dans ce cas, le niveau des incertitudes augmente légèrement de 0.75 à 0.85 mm/an en moyenne car la période d'observation est plus courte (résultat attendu). Les incertitudes sont cependant toujours diminuées d'un facteur sensiblement égal à celui de M2 de 2.3 par rapport à la méthode classique. Les vitesses verticales sont également cohérentes avec celles estimées à partir de M2 dans la limite des barres d'erreur alors que ce n'est encore une fois pas le cas avec M1. L'écart moyen quadratique (RMS) des différences des vitesses verticales entre M2 et M3 n'est que de 0.04mm/an.

Puis finalement, la nouvelle méthode que nous proposons, basée sur les équations (3.20) et (3.21), approche dite 'M4', est appliquée en incorporant les données marégraphiques de la période 1950-2009 et les données altimétriques de la période 1992-2009. La 4^{ème} colonne de la Table 3.9 donne les résultats avec des vitesses de -7.1 à 1.1 mm/an. Les incertitudes sont réduites d'un facteur 3.8 par rapport à l'approche M1, et de 1.7 à 1.5 par rapport aux approches M2 et M3 respectivement. Les vitesses verticales sont cohérentes avec celles issues de M3 avec un RMS pour les différences des vitesses entre M3 et M4 de 0.20 mm/an ce qui reste inférieur à l'incertitude moyenne de 0.50 mm/an de la solution M4. L'incertitude est significativement réduite par rapport à Kuo *et al.*, sans introduire de modèle stochastique élaboré, ce qui suggère une plus grande confiance dans la méthode que nous proposons.

Les résultats des solutions M2, M3 et M4 confirment le mouvement de subsidence de forte amplitude qui affecte les stations marégraphiques de Grand Isle à Rockport. Port Isabel semble significativement moins affectée mais avec une subsidence d'environ 2 mm/an qui reste non négligeable. La Floride et l'Alabama, de Dauphin Island à Key West, montrent des vitesses verticales de -1.3 à 0.2 mm/an pour M2, de -1.3 à 0.2 mm/an pour M3, et de -0.4 à 1.1 mm/an pour M4. Dauphin Island et Pensacola qui sont proches montrent des tendances de -0.4 et 0.4 mm/an qui semblent moins éloignées entre elles que pour M2 et M3.

Il est difficile d'évaluer les valeurs des vitesses verticales obtenues ici avec celles issues de la littérature (section 3.1.1). Cependant, on peut confirmer qu'elles sont cohérentes avec les observations réalisées avec des mesures indépendantes dans ces régions. Un autre élément de comparaison et de validation précis nous est offert par le biais des mesures directes du mouvement vertical du sol obtenues par GPS. C'est l'objet de la section suivante.

Nom de la Station (PSMSL)	Altimétrie – TG ¹ Approche classique (1992-2009)	Altimétrie – TG ² Approche Kuo <i>et al</i> (2004), (toutes les données)	Altimétrie – TG ³ Approche Kuo <i>et al</i> (2004), (1950-2009)	Altimétrie – TG ⁴ Cette étude (1950-2009)	GPS ⁵ (Solution ULR)	GIA ⁶ (ICE5G- VM2)
Veracruz	0.35 ± 2.10 (0.80*) (0.65**)	-0.15 ± 0.89	0.08 ± 1.02	0.75 ± 0.64		-0.98
Port Isabel	-4.26 ± 1.78 (0.81*) (0.78**)	-2.27 ± 0.85	-2.60 ± 0.98	-1.82 ± 0.61		-1.60
Rockport	-7.66 ± 1.92 (0.79*) (0.68**)	-3.81 ± 0.80	-4.02 ± 0.92	-3.28 ± 0.57		-1.70
Freeport	-2.13 ± 2.19 (0.84*) (0.73**)	-7.38 ± 0.74	-7.22 ± 0.85	-6.53 ± 0.51		-1.80
Galveston I	-4.61 ± 2.06 (0.80*) (0.75**)	-5.17 ± 0.68	-5.08 ± 0.75	-4.42 ± 0.45	-4.96 ± 0.47	-1.80
Galveston II	-2.36 ± 2.07 (0.84*) (0.73**)	-4.78 ± 0.70	-4.88 ± 0.79	-4.08 ± 0.47	-4.96 ± 0.47	-1.80
Grand Isle	-5.58 ± 1.81 (0.80*) (0.67**)	-7.63 ± 0.66	-7.85 ± 0.72	-7.11 ± 0.43	-7.86 ± 0.66	-2.00
Dauphin Island	-1.70 ± 1.89 (0.82*) (0.55**)	-1.35 ± 0.65	-1.34 ± 0.71	-0.40 ± 0.42	-3.01 ± 0.26	-2.00
Pensacola	-2.36 ± 1.92 (0.84*) (0.57**)	-0.54 ± 0.65	-0.38 ± 0.72	0.39 ± 0.43	-0.23 ± 0.59	-2.00
Apalachicola	-0.52 ± 1.87 (0.76*) (0.42**)	0.20 ± 0.68	0.25 ± 0.75	1.15 ± 0.45		-2.00
Cedar Key II	0.91 ± 1.97 (0.81*) (0.46**)	0.06 ± 0.71	0.03 ± 0.80	0.82 ± 0.47		-1.80
St, Petersburg	-1.96 ± 1.59 (0.83*) (0.60**)	-0.91 ± 0.73	-0.97 ± 0.83	-0.11 ± 0.49		-1.70
Fort Myers	-2.32 ± 1.80 (0.82*) (0.50**)	-0.82 ± 0.78	-0.77 ± 0.90	-0.11 ± 0.52		-1.60
Naples	-1.49 ± 1.61 (0.89*) (0.63**)	-0.52 ± 0.86	-0.40 ± 0.99	0.34 ± 0.56		-1.60
Key West	-0.03 ± 1.86 (0.76*) (0.62**)	-0.68 ± 0.90	-0.60 ± 1.05	0.13 ± 0.58	-0.30 ± 0.11	-1.60

Table 3.9 : Estimations des mouvements verticaux à partir des différentes solutions (approches) :

¹ Mouvements verticaux estimés à partir de la différenciation des données de niveau marin de l'altimétrie (AVISO) et des marégraphes sur la même période de temps (1992-2009) en utilisant l'approche classique. Les coefficients de corrélation entre les données de hauteurs d'eaux de l'altimétrie et de la marégraphie sont entre parenthèses.

² Mouvements verticaux estimés à partir de l'approche décrite dans Kuo *et al.*, (2004) en utilisant toutes les données disponibles sur la période 1992-2009 pour l'altimétrie et sur les périodes d'enregistrement pour la marégraphie (Table 2.7).

³ La même chose que précédemment excepté que les données marégraphiques sont restreintes à la période 1950-2009.

⁴ Mouvements verticaux estimés à partir de l'approche proposée dans cette étude basée sur l'approche de Kuo *et al.*, (2004) en utilisant les tendances de la reconstruction des séries temporelles par projection des modes EOF. Pour l'altimétrie on utilise la période disponible sur la période 1992-2009 et pour la marégraphie, on utilise les tendances sur la période 1950-2009.

⁵ Mouvements verticaux estimés par les vitesses verticales GPS issues de la solution ULR décrite dans Santamaria *et al.*, (in press). Les incertitudes ont été estimées en prenant en compte le bruit contenu dans les séries de position GPS (détails, section 3.4.5).

⁶ Prédiction du modèle GIA ICE-5G VM2 (Peltier, 2004). Les valeurs négatives indiquent une subsidence.

* : corrélation sur les séries sans traitement ; ** : corrélation sur les séries « désaisonnalisées »

3.4.5 Evaluation avec les résultats GPS

Sur les côtes du GOM, six stations GPS sont co-localisées avec des stations marégraphiques. Les observations de ces stations ont été analysées par le centre ULR (Partie 2). Leurs caractéristiques sont résumées dans la Table 3.10. La station Aransas soulignée en gris, n'a pas été utilisée dans cette étude car la série marégraphique à laquelle elle est co-localisée ne présente pas suffisamment de données pour satisfaire à nos critères.

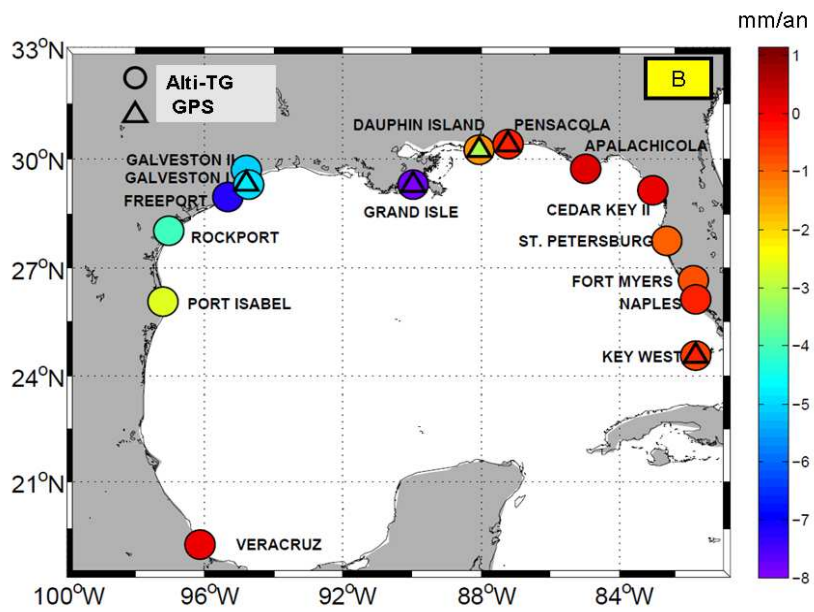
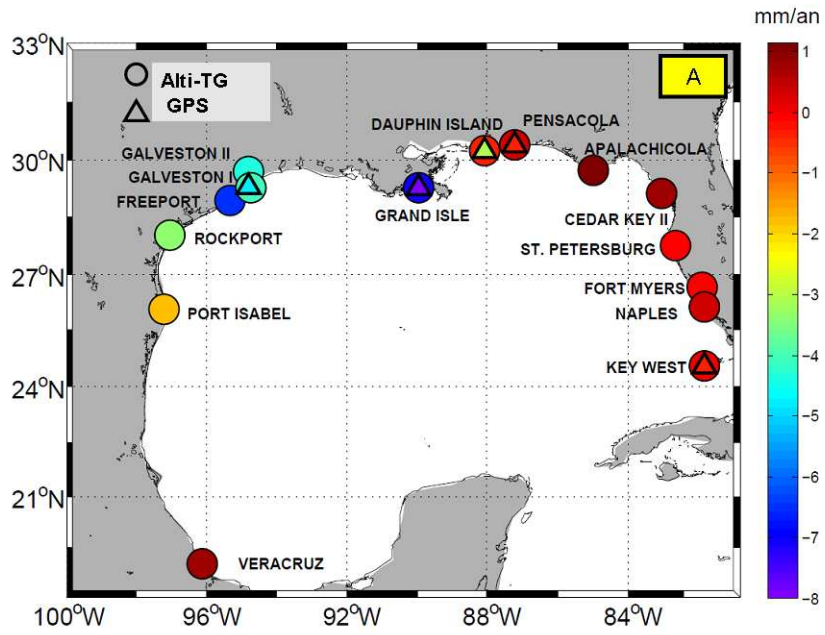
Stations	Acronyme	Lon (°)	Lat (°)	T (années)	% données
Aransas	ARP3	262.9410	27.6797	10.35	96.7
Galveston I	GAL1	265.2632	29.1658	7.48	81.0
Grand Isle	GRIS	270.0427	29.2655	3.30	84,3
Dauphin Island	MOB1	271.9759	30.0604	11.87	97.4
Pensacola	PCLA	272.8106	30.3011	4.88	99.0
Key West	KYW1	278.3470	24.4370	10.76	91.7

Table 3.10 : Stations GPS permanentes co-localisées avec des marégraphes le long des côtes du GOM incorporées dans les solutions du centre d'analyses ULR (partie 2).

Les vitesses GPS que nous avons utilisées *in fine* ici ne sont pas celles que j'ai analysées dans la partie 2 (solution ULR3), car une nouvelle solution GPS a été élaborée entre-temps dans le cadre de la thèse d'Alvaro Santamaria-Gomez. Néanmoins, cette dernière solution (ULR4) a bénéficié des développements que j'ai apportés en matière d'analyse du bruit contenu dans les séries de positions à partir de la méthode MLE (Section 2.2.3.2.3). La stratégie d'analyse ULR4 est décrite en détail dans Santamaria-Gomez *et al.*, (in press), et le champ de vitesses GPS sera publié à l'automne 2010. Nous avons donc les résultats ULR4 pour les stations du GOM en avant-première. Elles sont données dans la 6^{ème} colonne de la Table 3.9.

De Galveston à Dauphin Island, les vitesses GPS indiquent des taux de subsidence de 3 à 8 mm/an. A l'inverse, le long des côtes de Floride et d'Alabama, représentées par Pensacola (PCLA) et Key West (KYW1), les vitesses GPS ne révèlent pas de mouvements verticaux significatifs, de -0.30 à -0.23 mm/an. La figure 3.13 représente conjointement les vitesses estimées par la méthode altimétrie – marégraphie M2, M3 et M4 (cercles) les vitesses GPS (triangles) des cinq stations co-localisées.

On observe que les tendances verticales estimées par la nouvelle approche M4 sont très cohérentes (valeurs centrales) avec les vitesses indiquées par les résultats GPS pour Galveston I, Galveston II et Grand Isle. Pour les stations Pensacola et Key West, la comparaison montre un écart plus significatif entre les deux types de résultats mais les vitesses restent cohérentes entre elles dans les barres d'erreur de chacune des valeurs. Si on compare avec la méthode de Kuo *et al.*, M3, les tendances estimées se confondent avec celles indiquées par les résultats GPS avec quelques exceptions pour Key West et Pensacola, dont la subsidence semble être surestimée par l'approche M3, mais restent aussi cohérentes avec les barres d'erreur de chacune des estimations. La solution qui semble le plus se rapprocher des résultats de vitesses GPS est la solution de Kuo *et al.*, appliquée sur la période 1950-2009 (M3).



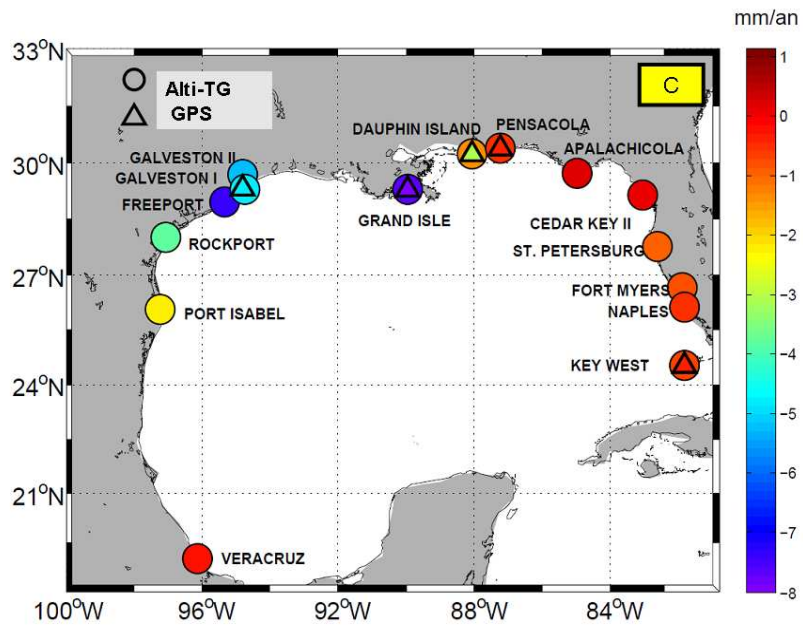


Figure 3.12 : Comparaison des tendances verticales estimées sur 15 stations marégraphiques à partir de la nouvelle approche de combinaison de mesures marégraphiques et altimétriques (cercles) et des vitesses verticales observées par les stations GPS (triangles) co-localisées avec les stations marégraphiques à partir des approches M2(A), M3 (B) et M4 (C).

Seul Dauphin Island (MOB1) est discordante pour l'ensemble des estimations issues de approches M2, M3 et M4 avec les résultats GPS. Pourtant, MOB1 est l'une des séries GPS les plus longues avec plus de 11 ans d'observations (Table 3.10). Un examen détaillé des séries GPS montre que MOB1 est atypique. Elle présente un signal inter-annuel net, peut-être de caractère périodique. Nous avons estimé cette période à partir d'un ajustement itératif d'une courbe sinusoïdale de période T , T variant à chaque itération. La période du signal trouvée est de 8.33 ans (Figure. 3.14). La présence de ce signal remet en question l'estimation de la vitesse GPS, et la confiance qu'on pourrait lui attribuer. Elle biaise vraisemblablement l'estimation de vitesse. Par ailleurs, la Figure 3.15 montre que la notion de co-localisation est délicate, et ne peut se réduire à un simple critère de distance (Bevis *et al.*, 2002) comme nous l'avons déjà souligné . Les stations GPS et marégraphe se situent sur les bras opposés d'une embouchure de lagune. L'hypothèse faite que la station GPS enregistre les mêmes mouvements du sol que ceux du marégraphe est difficilement tenable. Nous avons donc considéré par la suite que MOB1 ne présentait pas les qualités nécessaires dans notre exercice de comparaison.

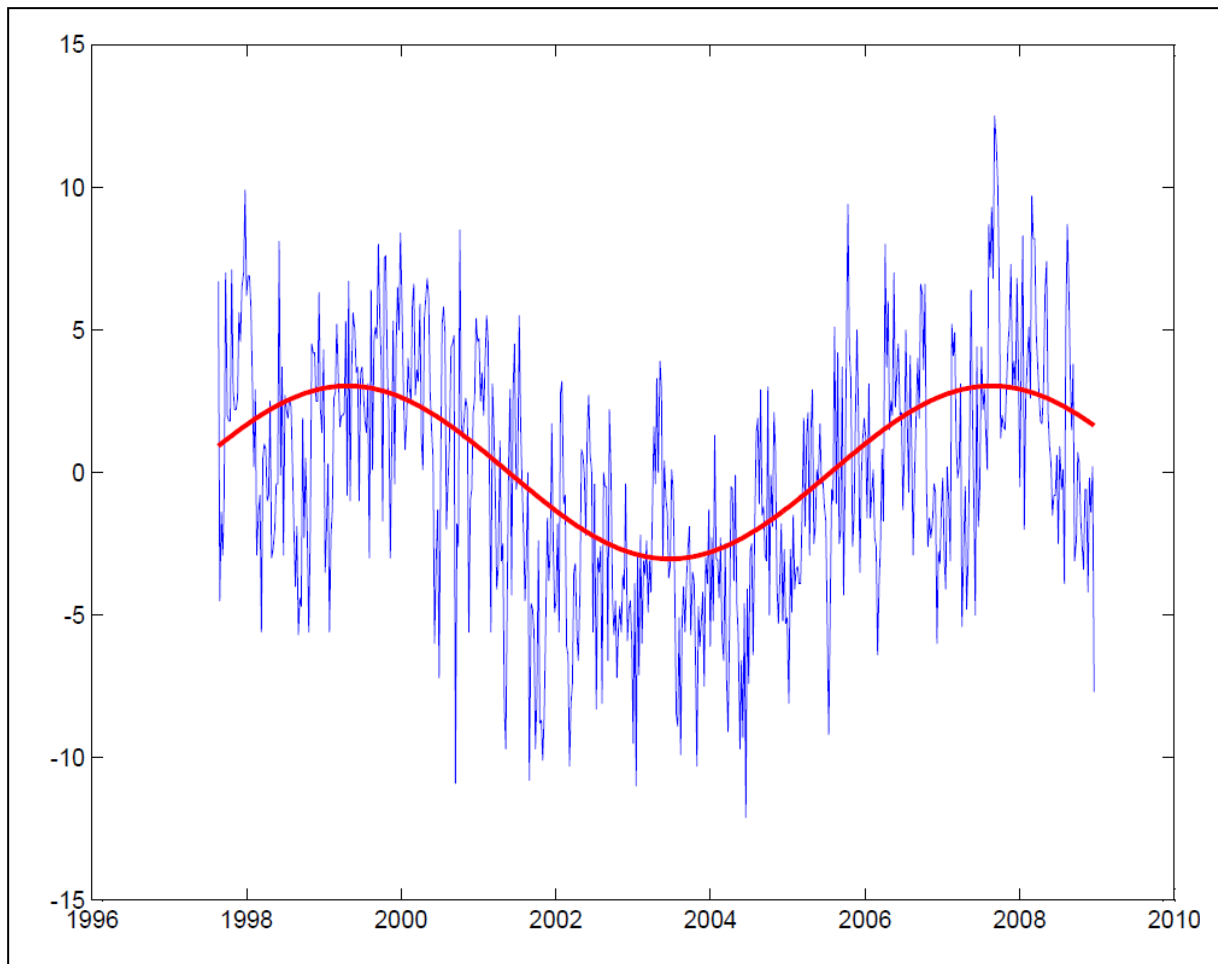


Figure 3.13 : Superposition de la série temporelle de position GPS (hebdomadaire) de la station GPS 'MOB1' (en bleu) et du signal périodique de 8.33 ans estimé à partir des données de la série (en rouge).



Figure 3.14 : Localisation de la station marégraphique Dauphin Island et de la station GPS colocalisée (M) située à 5500 m de distance.

Les différences entre les vitesses obtenues par la nouvelle approche M4 et celles issues des données GPS présentent un RMS de 0.60 mm/an ce qui représente cohérence correcte avec le GPS. La Figure 3.16 A illustre cette observation. Cependant, on ne peut nier la supériorité de l'approche de Kuo *et al.*, ou M3 dans cet exercice de comparaison basée sur les seules valeurs centrales avec un RMS de 0.29 mm/an pour les différences des vitesses (Figure 3.16 B).

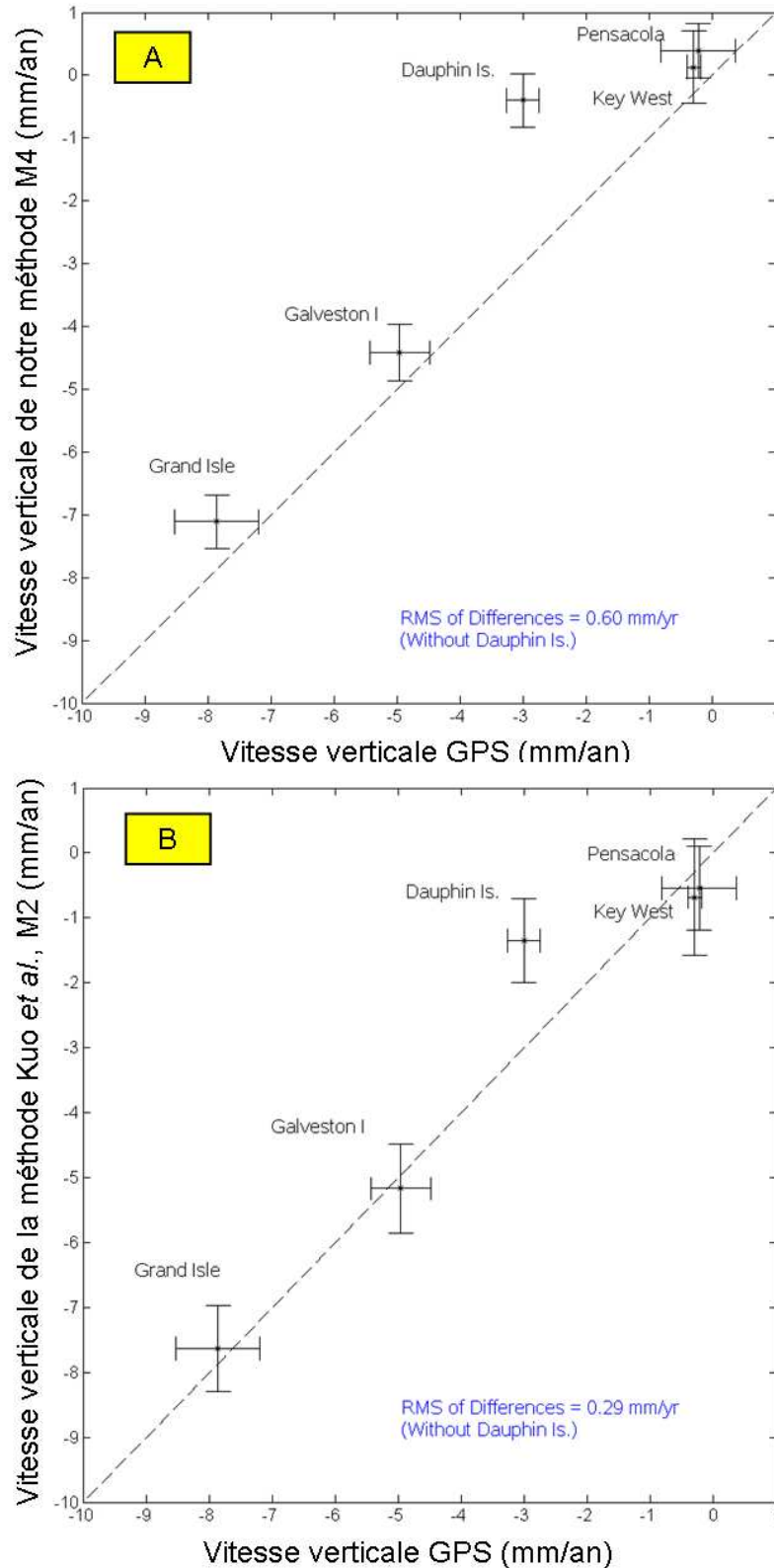


Figure 3.15 : Comparaison des vitesses verticales (et leurs incertitudes associées) des méthodes altimétrie – marégraphie M4 (Panel supérieur A) et M3 (Panel inférieur B) avec les vitesses GPS co-localisées de la dernière solution ULR4.

La Figure 3.17 compare les deux approches M3 et M4 révélant que l'explication de la performance moindre de M4 dans la comparaison avec les vitesses GPS est liée à un biais ou

un écart systématique, petit mais clair, qui est donc introduit par notre filtrage. Ce biais doit donc faire l'objet d'une recherche approfondie dans les perspectives de cette étude.

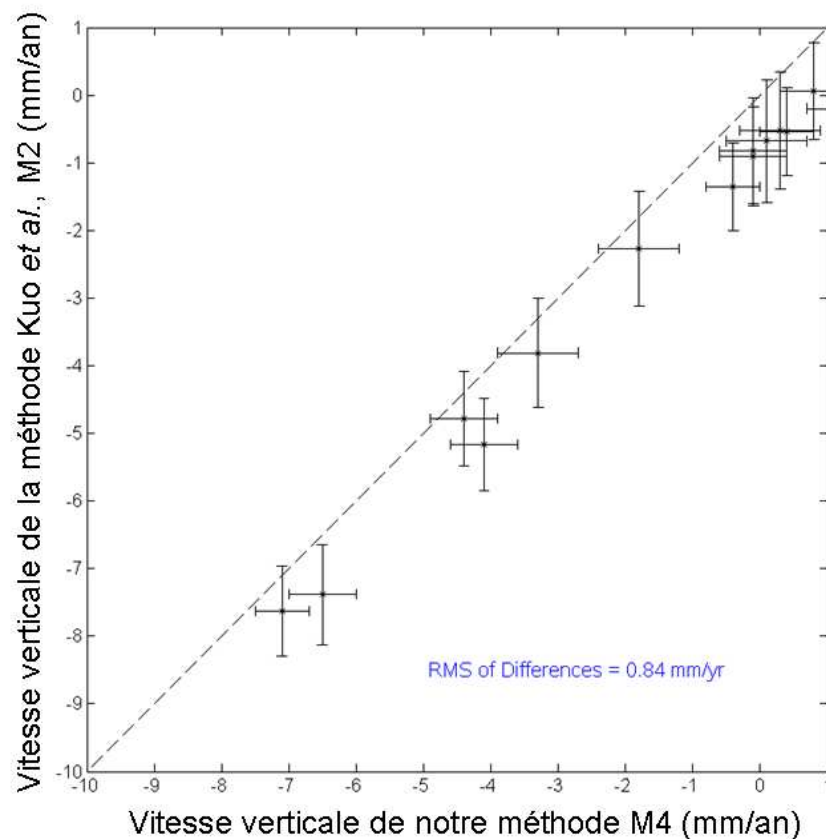


Figure 3.16 : Comparaison des vitesses verticales (et leurs incertitudes associées) de la nouvelle approche altimétrie (M4) - marégraphie et de l'approche Kuo (M2).

Nos vitesses verticales ont aussi été comparées aux prédictions du GIA en utilisant le modèle ICE-5G VM2 de Peltier, (2004). Les valeurs sont données dans la 7^{ème} colonne de la Table 3.9. Il apparaît très clairement que le GIA est loin d'expliquer les mouvements verticaux de la croûte observés dans le Golfe du Mexique. Le RMS des différences des vitesses verticales est de 4.41, 5.00, et 4.98 mm/an avec les vitesses respectivement de M4, M3, M2, et de 6.02 mm/an avec les vitesses GPS, suggérant que les modèles GIA de Peltier (2004) ne sont pas une bonne option pour corriger les séries marégraphiques dans cette région.

3.4.6 Résumé des résultats

Au travers de cette étude comparative, nous avons pu évaluer la valeur de notre nouvelle approche d'estimation des mouvements verticaux du sol à partir de l'altimétrie et de la marégraphie. Elle s'appuie sur une méthode originale développée par Kuo *et al.*, (2004) mais qui est visiblement passée inaperçue dans la communauté.

La région du Golfe du Mexique est une région particulièrement intéressante par la complexité des signaux long-terme qui interagissent et dont les séries marégraphiques témoignent par des taux de niveau marin relatifs très différents entre stations adjacentes proches. Les quinze

séries marégraphiques qui ont répondu aux critères (40 ans d'observation et 70% de données valides) se trouvent concentrées sur la côte Nord du Golfe du Mexique avec une exception pour Veracruz. Les incertitudes obtenues de l'ordre de 0.5 mm/an démontrent la valeur de notre approche. Elle sont d'un facteur 3.8 inférieures aux incertitudes de l'approche classique (Nerem & Mitchum, 2002), et d'un facteur 1.5 à 1.7 inférieures à celles de l'approche de Kuo *et al.*, (2004). L'importante amélioration de la précision s'explique principalement par les deux arguments suivants. Le premier est la technique d'ajustement qui combine de façon optimale les informations de tendance court terme de l'altimétrie (~15 ans) et l'information de tendances long terme de la marégraphie (~40 ans et plus) dans un ajustement simultané. Le deuxième est le filtrage appliqué sur les données marégraphiques et altimétriques qui réduit les différences spatiales dans les signaux observés entre les deux techniques de mesure et donc légitime davantage l'équation (3.21) et l'hypothèse de similitude des signaux océaniques sur laquelle elle s'appuie. Cette réduction des incertitudes reflète également la diminution de la variabilité des séries grâce à l'exercice de filtrage par les EOF.

Enfin, l'exercice de comparaison de nos estimations avec les vitesses verticales issues de mesures GPS indique qu'elles sont cohérentes dans les petites barres d'erreur affichées par les deux techniques. Cependant, cet exercice a aussi montré que la méthode Kuo *et al.*, offre des estimations plus proches des valeurs issues des résultats GPS remettant en question (temporairement) la supériorité de l'approche proposée dans cette étude. La comparaison avec l'approche de Kuo *et al.*, confirme en retour la qualité des solutions GPS produites par le centre d'analyses ULR, et l'estimation des barres d'erreur sur les vitesses GPS présentée dans la Partie 2, prenant en compte la nature du bruit contenu dans les séries de position GPS.

Certaines questions restent donc en suspens concernant le filtrage des séries temporelles par EOF. Les différences obtenues de cette décomposition entre l'altimétrie et la marégraphie montrent des différences dans la composition du signal, soulignées par des pourcentages de variances expliquées par chaque mode différents entre les deux types de mesures.

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

L'équipe niveau marin de l'ULR est aujourd'hui reconnue pour ses travaux dans les données historiques de marégraphie : recherche et sauvetage des archives historiques, valorisation dans le contexte du changement climatique de ces rares témoins directs du passé avec des résultats publiés dans l'évolution long terme des composantes du niveau marin, à savoir les ondes de marée (e.g., Pouvreau *et al.*, 2006), le niveau moyen (e.g., Wöppelmann *et al.*, 2006), et les effets de couplage océan – atmosphère (e.g., Woodworth *et al.*, 2010). Le développement de cet axe de recherches s'est fait dans le cadre de la thèse de doctorat de Pouvreau (2008). Le savoir-faire existant en marégraphie m'a été très utile pour comprendre rapidement les limites et les avantages de ce domaine technique. De plus, les travaux en cours sur la longue série de Marseille m'ont permis de les maîtriser en pratique, donnant lieu à une publication sur les niveaux extrêmes et leur évolution long terme (Letetrel *et al.*, 2010). Le sujet d'application (niveaux extrêmes) se détache quelque peu du sujet principal (variations du niveau moyen et mouvements verticaux des marégraphes), mais il occupe une place significative dans la préoccupation générale de l'évolution long terme des composantes du niveau marin. Les outils mathématiques et méthodologiques sont cependant bien différents, et ont constitué une étape enrichissante de ma thèse dans leur assimilation et leur développement. Le soutien de ma co-directrice et la bourse MedClivar ont participé à ce succès.

L'équipe niveau marin de l'ULR est probablement plus reconnue par son activité dans la surveillance géodésique des marégraphes par GPS avec une présence dans le projet TIGA du service international IGS depuis 2002, et des premiers résultats importants à l'échelle globale publiés en 2007 (Wöppelmann *et al.*, 2007). Les travaux menés dans le cadre de la thèse de doctorat d'Alvaro Santamaria-Gomez confirment cette reconnaissance en l'étendant aux produits phares de l'IGS (orbites des satellites, par exemple). Les solutions GPS de l'ULR ont participé à la première campagne 'reprocessing' de l'IGS (2009-2010). Elles concourent avec celles des dix plus prestigieux groupes du spatial dans le domaine du GPS (JPL, ESA, AIUB, MIT,...) avec des résultats très honorables (Griffiths *et al.*, 2009). Même si ma contribution est modeste au regard de ces récents succès, j'ai contribué au développement du centre d'analyses ULR en apportant un savoir-faire qui faisait défaut dans l'analyse du bruit dans les séries temporelles de position GPS, et en implémentant les outils que je suis allée chercher à l'extérieur, auprès de M. Feissel-Vernier (Observatoire de Paris) mais aussi et surtout de S. Williams (POL) lors d'un séjour financé par le Ministère des Affaires Etrangères. Ce savoir-faire pourrait parfaitement être appliqué à d'autres séries temporelles, en particulier du niveau de la mer (marégraphes et altimétrie par satellite). Dans le cadre du travail que j'ai mené, la technique MLE était de loin la plus complète, fournissant des résultats fins et robustes. Le niveau de bruit des séries de position GPS de l'ULR montre des résultats remarquables, comparables ou meilleurs que ceux des meilleurs groupes de l'IGS. L'examen des incertitudes sur les vitesses GPS montre qu'elles atteignent des performances moyennes de 0.6 mm/an sur la composante verticale, soit un niveau effectivement intéressant et utile pour les applications niveau marin visées ici.

Enfin, au XXI^{ème} siècle, comment peut-on imaginer proposer la description et la compréhension des variations du niveau marin sans incorporer une expertise détaillée en altimétrie radar embarquée sur satellite ? L'altimétrie par satellite a sans aucun doute révolutionné l'océanographie avec le lancement en août 1992 du satellite franco-américain Topex/Poseidon. L'acquisition de cette expertise a démarré au sein de l'ULR en 2005 à travers un post-doctorat soutenu par le Conseil Général de la Charente-Maritime et par la Région Poitou-Charentes. Elle a conduit notamment à des premiers résultats : Marcos *et al.*,

2007. Mais la question de la continuité du développement de cette expertise s'est posée en 2006, à la fin du post-doctorat. Elle a trouvé réponse à travers ma thèse de doctorat, mais elle se repose maintenant à nouveau alors que les résultats sont positifs et les perspectives enthousiasmantes, en particulier dans l'estimation des mouvements verticaux à la côte à partir de la combinaison des données d'altimétrie par satellite et de marégraphie. Les résultats sont concluants même s'il reste encore des questions en suspens (Partie 3). Ils confirment la perspicacité de la méthode développée par Kuo *et al.*, (2004) qui est curieusement passée inaperçue dans la communauté susceptible d'être intéressée, comme le prouvent les récents articles de Fenoglio & Tel, (2010) ou de Ray *et al.*, (2010). Le complément à la méthode originale de Kuo *et al.*, que je propose (filtrage EOF) montre une réduction significative des barres d'erreur qui s'explique par la satisfaction des hypothèses et contraintes d'application de la méthode, à savoir que les signaux d'origine océanique s'éliminent dans la différentiation des données d'altimétrie et de marégraphie. Une publication était sur le point d'être soumise sur les résultats dans le Golfe du Mexique lorsque nous avons découvert le biais introduit par ce complément. Il s'agira donc de le comprendre et de le corriger. Une future publication doit être reconsidérée car il pourrait être intéressant de ne pas attendre et de restructurer l'article en mettant l'accent sur l'application de la méthode de Kuo *et al.*, dans une région encore inexplorée, en espérant la mettre en exergue par cette nouvelle application. Mentionnons par ailleurs dans les perspectives qu'il y a un travail méthodologique en amont et en parallèle sur la méthode de reconstruction des variations du niveau marin par la méthode de Kaplan *et al.*, (1997, 1998, 2000) avec des idées d'améliorations techniques de fond de cette méthode dans l'équipe ULR ou des applications simples dont j'ai présenté les premiers résultats à l'AGU sur la reconstruction des variations du niveau de la mer dans le Golfe du Mexique (Letetrel *et al.*, 2009).

BIBLIOGRAPHIE

Bibliographie

A

- Abidin, H. Z., H. Andreas, T. Kato, T. Ito, I. Meilano, F. Kimata, D. H. Natawidjaya, and H. Harjono (2009), Crustal Deformation Studies in Java (Indonesia) Using Gps, *Journal of Earthquake and Tsunami*, 3(2), 76-88.
- Ablain, M., A. Cazenave, G. Valladeau, and S. Guinehut (2009), A new assessment of the rrir budget og global mean sea level rate estimated bu satelllite altimetry over 1993-2008, *Ocean Science*, 5, 193-201.
- Agnew, D. C. (1992), The Time-Domain Behavior of Power-Law Noises, *Geophysical Research Letters*, 19(4), 333.
- Allan, D. W. (1966), Statistics of Atomic Frequency Standards, *Proceedings of the Institute of Electrical and Electronics Engineers*, 54(2), 221.
- Allan, D. W. (1987), Time and Frequency (Time-Domain) Characterization, Estimation, and Prediction of Precision Clocks and Oscillators, *Ieee Transactions on Ultrasonics Ferroelectrics and Frequency Control*, 34(6), 647.
- Altamimi, Z., P. Sillard, and C. Boucher (2002), ITRF2000: A new release of the International Terrestrial Reference frame for earth science applications, *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 107(B10).
- Altamimi, Z., P. Sillard, and C. Boucher (2004), CATREF Software: Combination and analysis of terrestrial reference frames, *Insitut Géographique National, LAREG Technical Note*, Insitut Géographique National, Paris.
- Altamimi, Z., X. Collilieux, J. Legrand, B. Garayt, and C. Boucher (2007), ITRF2005: A new release of the International Terrestrial Reference Frame based on time series of station positions and earth orientation parameters, *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 112(B9).
- Amiri-Simkoei, A. R., C. Tiberius, and P. J. G. Teunissen (2007), Assessment of noise in GPS coordinate time series: Methodology and results, *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 112(B7).
- Anandakrishnan, S., D. D. Blankenship, R. B. Alley, and P. L. Stoffa (1998), Influence of subglacial geology on the position of a West Antarctic ice stream from seismic observations, *Nature*, 394, 62-65.
- Angell, J. P., T. R. Robinson, and S. P. Lawrence (1999), TOPEX/Poseidon observations of Kelvin, Rossby and tropical instability waves in the equatorial Pacific Ocean, in *Remote Sensing: Earth, Ocean and Atmosphere*, edited, *Advances in Space Research*, 1561-1565 pp.
- Antonov, J. I., S. Levitus, and T. P. Boyer (2002), Steric sea level variations during 1957-1994: Importance of salinity, *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 107(C12).
- Antonov, J. I., S. Levitus, and T. P. Boyer (2005), Thermosteric sea level rise, 1955-2003, *Geophysical Research Letters*, 32(12).
- Argus, D. F., and M. B. Heflin (1995), Plate Motion and Crustal Deformation Estimated with Geodetic Data from the Global Positioning System, *Geophysical Research Letters*, 22(15), 1973-1976.

Argus, D. F., W. R. Peltier, and M. M. Watkins (1999), Glacial isostatic adjustment observed using very long baseline interferometry and satellite laser ranging geodesy, *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 104(B12), 29077-29093.

B

Babbitt, B., and C. G. Groat (1999), *Land Subsidence in the United States*, USGS, U.S. Geological Survey Circular, USGS, D. R. J. Devin Galloway, and S.E. Ingebritsen, Reston, Virginia.

Barbosa, S. M., M. J. Fernandes, and M. E. Silva (2007), Scale-based comparison of sea level observations in the North Atlantic from satellite altimetry and tide gauges, *Dynamic Planet: Monitoring and Understanding a Dynamic Planet with Geodetic and Oceanographic Tools*, 130, 63-66.

Barnett, T. P. (1984), The Estimation of Global Sea-Level Change - a Problem of Uniqueness, *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 89(NC5), 7980-7988.

Barras, J. A., P. E. Bourgeois, and L. R. Handley (1994), Land loss in coastal Louisiana, 1956-1990.

Batisse, M., and M. Grenon (1989), *State and Pressures of the Marine and Coastal Mediterranean Environment*, Agence européenne de l'environnement (AEE) en coopération avec le PNUE/PAL, 2000, in *Futures for the Mediterranean Basin, The Blue Plan*, edited, Oxford University Press.

Baumann, R. H., and R. E. Turner (1990), Direct Impacts of Outer Continental-Shelf Activities on Wetland Loss in the Central Gulf of Mexico, *Environmental Geology and Water Sciences*, 15(3), 189.

Beavan, J. (2005), Noise properties of continuous GPS data from concrete pillar geodetic monuments in New Zealand and comparison with data from U.S. deep drilled braced monuments, *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 110(B8).

Becker, M., *et al.*, (2002), Assessment of height variations by GPS at Mediterranean and Black Sea coast tide gauges from the SELF projects, *Global and Planetary Change*, 34(1-2), 5-35.

Berman, A. E. (2005), The debate over subsidence in coastal Louisiana and Texas, *Houston Geological Society Bulletin*, 48, 47-52.

Bevis, M., W. Scherer, and M. Merrifield (2002), Technical Issues and Recommendations Related to the Installation of Continuous GPS Stations at Tide Gauges, *Marine Geodesy*, 25(1), 87 - 99.

Bindoff, N. L., *et al.*, (2007), Observations: oceanic climate change and sea level, in *Climate change 2007: the physical science basis. Contribution of working group I to the fourth assessment report of the intergovernmental panel on climate change*, edited by S. Solomon, *et al.*, 385-433 pp., Cambridge Univ. Press, Cambridge, U.K.

Bingley, R. M., *et al.*, (2007), Absolute fixing of tide gauge benchmarks and land levels: measuring changes in land and sea levels around the coast of Great Britain and along the Thames Estuary using GPS, absolute gravimetry, persistent scatterer interferometry and tide gauges., DEFRA/Environment Agency Joint R&D, R&D Technical Report, DEFRA/Environment Agency Joint R&D, FCERM Programme.

- Blanck, H. F. (1999), Using TOPEX satellite El Nino altimetry data to introduce thermal expansion and heat capacity concepts in chemistry courses, *Journal of Chemical Education*, 76(12), 1635-1638.
- Blewitt, G. (1989), Carrier phase ambiguity resolution for the global positioning system applied to geodetic baselines up to 2000km, *Journal of Geophysical Research*, 94, 10187-10203.
- Blewitt, G., and D. Lavallee (2002), Effect of annual signals on geodetic velocity, *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 107(B7).
- Boehm, J., B. Werl, and H. Schuh (2006), Troposphere mapping functions for GPS and very long baseline interferometry from European Centre for Medium-Range Weather Forecasts operational analysis data, *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 111(B2).
- Boesch, D. F., M. N. Josselyn, A. J. Mehta, J. T. Morris, W. K. Nuttle, C. A. Simenstad, and D. J. P. Swift (1994), Scientific assessment of coastal wetland loss, restoration and management in Louisiana, *Journal of Coastal Research*, 10(Special issue n° 20), 103 p.
- Bonnet, C. W., and R. K. Gabrysch (1982), Development of ground-water resources in Orange County, Texas, and adjacent areas in Texas and Louisiana, 1971-1980.
- Born, G. H., B. D. Tapley, J. C. Ries, and R. H. Stewart (1986), Accurate Measurement of Mean Sea-Level Changes by Altimetric Satellites, *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 91(C10), 1775.
- Bosser, P. (2008), Développement et validation d'une méthode de calcul GPS intégrant des mesures de profils de vapeur d'eau en visée multi-angulaire pour l'altimétrie de haute précision, 261 pp, Université Pierre et Marie Curie, Paris.
- Boulanger, J. P., and L. L. Fu (1996), Evidence of boundary reflection of Kelvin and first-mode Rossby waves from TOPEX/POSEIDON sea level data, *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 101(C7), 16361-16371.
- Bradley, S. L., G. A. Milne, F. N. Teferle, R. M. Bingley, and E. J. Orliac (2009), Glacial isostatic adjustment of the British Isles: new constraints from GPS measurements of crustal motion, *Geophysical Journal International*, 178(1), 14-22.
- Brandt, P., L. Stramma, F. Schott, J. Fischer, M. Dengler, and D. Quadfasel (2002), Annual Rossby waves in the Arabian Sea from TOPEX/POSEIDON altimeter and in situ data, *Deep-Sea Research Part II-Topical Studies in Oceanography*, 49(7-8), 1197-1210.
- Britsch, L. D., and J. B. Dunbar (1993), Land Loss Rates - Louisiana Coastal-Plain, *Journal of Coastal Research*, 9(2), 324.

C

- Cahoon, D. R., D. J. Reed, and J. W. Day (1995), Estimating Shallow Subsidence in Microtidal Salt Marshes of the Southeastern United-States - Kaye and Barghoorn Revisited, *Marine Geology*, 128(1-2), 1.
- Calmant, S., J. J. Valette, J. F. Cretaux, and L. Soudarin (2000), Tectonic plate motion and co-seismic steps surveyed by DORIS field beacons: the New Hebrides experiment, *Journal of Geodesy*, 74(7-8), 512.

- Camoin, G. F., P. Ebren, A. Eisenhauer, E. Bard, and G. Faure (2001), A 300,000-yr coral reef record of sea level changes, Mururoa atoll (Tuamotu archipelago, French Polynesia), *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 175(1-4), 325.
- Carrere, L., and F. Lyard (2003), Modeling the barotropic response of the global ocean to atmospheric wind and pressure forcing - comparisons with observations, *Geophysical Research Letters*, 30(6).
- Carter, W. E., *et al.*, (1989), Geodetic fixing of tide gauge benchmarks, Oceanographic Institution, Technical Report, 44 pp, Oceanographic Institution, W. Hole.
- Cartwright, D. E., and R. J. Tayler (1971), New Computations of Tide-Generating Potential, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 23(1), 45-74.
- Cartwright, D. E. (1999), *Tides : a scientific history* Cambridge University Press, New York.
- Cartwright, G. E., and A. C. Edden (1973), Corrected Tables of Tidal Harmonics, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 33(3), 253-264.
- Cazenave, A., K. Dominh , M. C. Gennero, and B. Ferret (1998), Global mean sea level changes observed by Topex-Poseidon and ERS-1, *Physics and Chemistry of the Earth*, 23, 1069-1075.
- Cazenave, A., K. Dominh, F. Ponchaut, L. Soudarin, J. F. Cretaux, and C. Le Provost (1999), Sea level changes from Topex-Poseidon altimetry and tide gauges, and vertical crustal motions from DORIS, *Geophysical Research Letters*, 26(14), 2077-2080.
- Cazenave, A., and R. S. Nerem (2004), Present-day sea level change: Observations and causes, *Reviews of Geophysics*, 42(3).
- Cazenave, A., A. Lombard, and W. Llovel (2008), Present-day sea level rise: A synthesis, *Comptes Rendus Geoscience*, 340(11), 761.
- Cazenave, A., K. Dominh, S. Guinehut, E. Berthier, W. Llovel, G. Ramillien, M. Ablain, and G. Larnicol (2009), Sea level budget over 2003-2008: A reevaluation from GRACE space gravimetry, satellite altimetry and Argo, *Global and Planetary Change*, 65(1-2), 83-88.
- Cazenave, A., and W. Llovel (2010), Contemporary Sea Level Rise, *Annual Review of Marine Science*, 2, 145.
- Chambers, D. P., J. C. Ries, C. K. Shum, and B. D. Tapley (1998), On the use of tide gauges to determine altimeter drift, *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 103(C6), 12885-12890.
- Chan, A. W., and M. D. Zoback (2007), The role of hydrocarbon production on land subsidence and fault reactivation in the Louisiana coastal zone, *Journal of Coastal Research*, 23(3), 771-+.
- Choi, B. H. (2003), Simulation of the trans-oceanic tsunami propagation sue to the 1883 Krakatau volcanic eruption., *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 3, 321-332.
- Church, J. A., J. M. Gregory, P. Huybrechts, M. Kuhn, K. Lambeck, M. T. Nhuan, D. Qin, and P. L. Woodworth (2001), Changes in Sea Level, in *Climate Change 2001: The Scientific Basis*, edited by Houghton and Ding, Cambridge Univ. Press., Cambridge.
- Church, J. A., N. White, R. Coleman, K. Lambecj, and J. Mitrovica (2004), Estimates of the regional distribution of sea level rise over the 1950-2000 period, *Journal of Climate*, 17(13), 2609-2625.

- Church, J. A., and N. J. White (2006), A 20th century acceleration in global sea-level rise, *Geophysical Research Letters*, 33(1).
- Clark, P. U. (1995), Fast glacier flow over soft beds, *Science*, 267, 43-44.
- Clarke, G. K. C., S. G. Collins, and D. E. Thompson (1984), Flow, thermal structure, and subglacial conditions of a surge-type glacier, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 21, 232-240.
- Cleveland, W. P., and G. C. Tiao (1976), Decomposition of Seasonal Time-Series - Model for Census X-11 Program, *Journal of the American Statistical Association*, 71(355), 581-587.
- Collilieux, X., Z. Altamimi, D. Coulot, J. Ray, and P. Sillard (2007), Comparison of very long baseline interferometry, GPS, and satellite laser ranging height residuals from ITRF2005 using spectral and correlation methods, *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 112(B12).
- Collilieux, X., and G. Wöppelmann (2009), Global sea level rise and its relation to the terrestrial reference frame definition, paper presented at AGU fall meeting, San Francisco, Session G11C "Terrestrial Reference Systemes: Theory, Realizations, and Applications", 14-18 December.

D

- Day, J. W., G. P. Shaffer, L. D. Britsch, D. J. Reed, S. R. Hawes, and D. Cahoon (2000), Pattern and process of land loss in the Mississippi Delta: A spatial and temporal analysis of wetland habitat change, *Estuaries*, 23(4), 425.
- Day, J. W., *et al.*, (2007), Restoration of the Mississippi Delta: Lessons from Hurricanes Katrina and Rita, *Science*, 315(5819), 1679.
- de Kock, A. J., T. J. Johnson, T. Hagiwara, H. A. Zea, and F. Santa (1998), Gulf of Mexico subsidence monitoring project with a new formation-compaction monitoring tool, *Spe Drilling & Completion*, 13(4), 223-230.
- Deverel, S. J., and S. Rojstaczer (1996), Subsidence of agricultural lands in the Sacramento San Joaquin Delta, California: Role of aqueous and gaseous carbon fluxes, *Water Resources Research*, 32(8), 2359.
- Diegel, F. A., J. F. Karlo, D. C. Schuster, and R. C. Shoup (1995), Cenozoic structural evolution and tectono-stratigraphic framework in the northern Gulf Coast continental margin.
- Dixon, T. H., *et al.*, (2006), Subsidence and flooding in New Orleans, *Nature*, 441(7093), 587.
- Dixon, T. H., and R. Dokka (2008), Earth scientists and public policy: have we failed New Orleans ? , *EOS, Transactions, American Geophysical Union*, 89, 96 p.
- Dokka, R. K. (2006), Modern-day tectonic subsidence in coastal Louisiana, *Geology*, 34(4), 281.
- Domingues, C. M., J. A. Church, N. J. White, P. J. Gleckler, S. E. Wijffels, P. M. Barker, and J. R. Dunn (2008), Improved estimates of upper-ocean warming and multi-decadal sea-level rise, *Nature*, 453(7198), 1090.

- Dong, D., P. Fang, Y. Bock, M. K. Cheng, and S. Miyazaki (2002), Anatomy of apparent seasonal variations from GPS-derived site position time series, *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 107(B4).
- Dong, X. J., C. Huang, D. W. Zheng, and H. Q. Wu (1999), Monitoring of 1997 El Nino from TOPEX/Poseidon, *Chinese Science Bulletin*, 44(4), 320-322.
- Doodson, A. T. (1922), The accuracy of tide-predicting machines, *Nature*, 109, 479-479.
- Douglas, B. C. (1991), Global sea level rise, *Journal of Geophysical Research*, 96, 6981-6992.
- Douglas, B. C. (1997), Global sea rise: A redetermination, *Surveys in Geophysics*, 18(2-3), 279.
- Douglas, B. C. (2001), Sea level change in the era of the recording tide gauge, in *Sea Level Rise: History and Consequences*, edited by B. Douglas, et al., I. G. Ser., 37-64 pp., Academic, San Diego.
- Douglas, B. C., and W. R. Peltier (2002), The puzzle of global sea-level rise, *Physics Today*, 55(3), 35-40.
- Douglas, B. C. (2005), Gulf of Mexico and Atlantic Coast Sea Level Change, in *Circulation in the Gulf of Mexico, Observations and Models*, edited by W. Sturges and A. Lugo-Fernandez, American Geophysical Union, Washington, DC.
- Dow, J. M., R. E. Neilan, and G. Gendt (2005), The International GPS Service: Celebrating the 10th anniversary and looking to the next decade, *Advances in Space Research Satellite Dynamics in the Era of Interdisciplinary Space Geodesy*, 36(3), 320-326.
- Dow, J. M., R. E. Neilan, and C. Rizos (2009), The International GNSS Service in a changing landscape of Global Navigation Satellite Systems, *Journal of Geodesy*, 83(3-4), 191-198.
- Driskill, B. W., and J. A. Nunn (1988), Subsidence and Thermal Histories of Northeast Gulf of Mexico, *Aapg Bulletin-American Association of Petroleum Geologists*, 72(2), 180-180.
- Ducet, N., P. Y. Le Traon, and G. Reverdin (2000), Global high-resolution mapping of ocean circulation from TOPEX/Poseidon and ERS-1 and-2, *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 105(C8), 19477-19498.

E

- Edrington, C. (2008), Long-term subsidence and compaction rates: a new model for the Michoud area, South Louisiana, 78 pp, Louisiana State University, Baton Rouge, Louisiana.
- Elosegui, P., J. L. Davis, R. T. K. Jaldehag, J. M. Johansson, A. E. Neill, and S. I. I. (1995), Geodesy using the Global Positioning System: the effects of signal scattering on estimates of site position, *Journal of Geophysical Research*, 100(N.B6), 9921-9934.
- Engelhardt, H., and B. Kamb (1998), Basal sliding of ice stream B, West Antarctica, *Journal of Glaciology*, 44, 223-230.

F

- Fairbanks, R. G. (1989), A 17,000-Year Glacio-Eustatic Sea-Level Record - Influence of Glacial Melting Rates on the Younger Dryas Event and Deep-Ocean Circulation, *Nature*, 342(6250), 637-642.
- Feissel-Vernier, M., O. de Viron, and K. Bail (2007), Stability of VLBI, SLR, DORIS, and GPS positioning, *Earth Planets and Space*, 59(6), 475.
- Fenoglio-Marc, L., C. Dietz, and E. Groten (2004), Vertical Land Motion in the Mediterranean Sea from Altimetry and Tide Gauge Stations, *Marine Geodesy*, 27(3), 683-701.
- Fenoglio-Marc, L., and E. Tel (2010), Coastal and global sea level change, *Journal of Geodynamics*, 49(3-4), 151-160.
- Ferland, R. (2006), IGB00 review-GOUG-YAKT. IGSSTATION-352 of Dec. 31, 2005., in available at <http://igsb.jpl.nasa.gov/mail/igsstation/2005/msg00035.html>.
- Fleming, K., P. Johnston, D. Zwartz, Y. Yokoyama, K. Lambeck, and J. Chappell (1998), Refining the eustatic sea-level curve since the Last Glacial Maximum using far- and intermediate-field sites, *Earth and Planetary Science Letters*, 163(1-4), 327.
- Fleming, K. (2000), Glacial Rebound and Sea-level Change Constraints on the Greenland Ice Sheet, Australian National University.
- Foreman, M. G. G. (1978), Manual for tidal Currents Analysis and Prediction, Pacific Marine Science Report 78-6, Institute of Ocean Sciences, Patricia Bay, Sidney, BC.
- Fotopoulos, G., I. N. Tziavos, and M. G. Sideris (2005), On the incorporation of sea surface topography in establishing vertical control, in *Gravity, Geoid and Space Missions*, edited, International Association of Geodesy Symposia, 185-190 pp.
- Fu, L. L., and D. B. Chelton (2001), Large scale ocean circulation. In: *Satellite Altimetry and Earth Sciences: A Handbook for Techniques and Applications.*, L. L. FU and A. Cazenave, 133-116 pp., Academic Press, San Diego.

G

- Gabrysch, R. K. (1982), Groundwater withdrawals and land surface subsidence in the Houston-Galveston Region, Texas, 1906-1980, U.S. Geological Survey, Open File Report, U.S. Geological Survey.
- Gagliano, S. M., K. J. Meyerarendt, and K. M. Wicker (1981), Land Loss in Mississippi River Deltaic Plain, *Aapg Bulletin-American Association of Petroleum Geologists*, 65(9), 1684.
- Gagliano, S. M. (1999), Faulting, subsidence and land loss in coastal Louisiana.
- Gagliano, S. M., E. B. Kemp, and K. M. Wicker (2003a), Active geological faults and land change in southern Louisiana.
- Gagliano, S. M., E. B. Kemp, K. M. Wicker, K. Wiltenmuth, and R. W. Sabate (2003b), Neotectonic framework of the southeast Louisiana and applications to coastal restoration, *Transactions of the Gulf Coast Association Geological Society*, 53, 262-272.
- Gaspar, P., F. Ogor, and C. Escoubes (1996), Nouvelles calibration et analyse du biais d'état de mer des altimètres TOPEX et POSEIDON, Technical Note 96/018 of CNES contract 95/1523.

- Gaspar, P., S. Labroue, F. Ogor, G. Lafitte, L. Marchal, and M. Rafanel (2002), Improving nonparametric estimates of the sea state bias in radar altimeter measurements of sea level, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 19(10), 1690-1707.
- Ge, M., G. Gendt, G. Dick, F. P. Zhang, and C. Reigber (2005), Impact of GPS satellite antenna offsets on scale changes in global network solutions, *Geophysical Research Letters*, 32(6).
- Gehrels, R. (2010), Sea-level changes since the Last Glacial Maximum: an appraisal of the IPCC Fourth Assessment Report, *Journal of Quaternary Science*, 25(1), 26-38.
- Gelb, A. (1994), *Applied optimal estimation*, 344 pp., MIT Press, Cambridge.
- Géodésique, B. (1991), IAG Resolution adopted at the XXth IUGG general assembly in Vienna, *Bulletin of Geodesy*, 65(3), 192-194.
- Germiat, S. J., and J. M. J. Sharp (1990), Assessment of future coastal land loss along the upper Texas Gulf Coast, *Bulletin of the Association of Engineering Geologists*, 27, in press.
- Gonzalez, J. L., and T. E. Törnqvist (2006), Coastal Louisiana in crisis: subsidence or sea level rise ?, *EOS, Transactions, American Geophysical Union*, 87(45), 493-508.
- Gornitz, V., C. Rosenzweig, and D. Hillel (1997), Effects of anthropogenic intervention in the land hydrologic cycle on global sea level rise, *Global and Planetary Change*, 14(3-4), 147-161.
- Griffiths, J., G. Gendt, T. Nischan, and J. Ray (2009), Assessment from the 1st IGS reprocessing campaign, paper presented at AGU Fall meeting, San Francisco, Session G13A-04, 14 December.
- Groger, M., and H. P. Plag (1993), Estimations of a Global Sea-Level Trend - Limitations from the Structure of the Pmsl Global Sea-Level Data Set, *Global and Planetary Change*, 8(3), 161-179.
- Guman, M. (1997), *Determination of global mean sea level variations using multiple satellite altimetry*, University of Texas, Austin.

H

- Hagedoorn, J. M., and D. Wolf (2003), Pleistocene and Recent deglaciation in Svalbard: implications for tide-gauge, GPS and VLBI measurements, *Journal of Geodynamics*, 35(4-5), 415-423.
- Hatanaka, Y., M. Sawada, A. Horita, M. Kusaka, J. M. Johnson, and C. Rocken (2001), Calibration of antenna-radome and monument-multipath effect of GEONET - Part 2: Evaluation of the phase map by GEONET data, *Earth Planets and Space*, 53(1), 23.
- Hernandez-Pajares, M., J. M. Juan, J. Sanz, and R. Orus (2007), Second-order ionospheric term in GPS: Implementation and impact on geodetic estimates, *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 112(B8).
- Herring, T. (2000), Effects of GPS common mode errors, *Eos Trans. AGU*, 81(19).
- Hofmann, E. E., and S. J. Worley (1986), An investigation of the circulation of the Gulf of Mexico, *Journal of Geophysical Research*, 91(C12), 14221-14236.

- Holgate, S., P. Foden, J. Pugh, and P. Woodworth (2008), Real time sea level data transmission from tide gauges for tsunami monitoring and long term sea level rise observations, *Journal of Operational Oceanography*, 1(1), 3-8.
- Holgate, S. J. (2007), On the decadal rates of sea level change during the twentieth century, *Geophysical Research Letters*, 34(1).
- Hosking, J. R. M. (1981), Fractional Differencing, *Biometrika*, 68(1), 165.
- Huber, P. J. (1981), *Robust Statistics*, J. s. Wiley, Hoboken.
- Hughes, C. W. (1995), Rossby Waves in the Southern-Ocean - a Comparison of Topex/Poseidon Altimetry with Model Predictions, *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 100(C8), 15933-15950.
- Iijima, B. A., I. L. Harris, C. M. Ho, U. J. Lindqwister, A. J. Mannucci, X. Pi, M. J. Reyes, L. C. Sparks, and B. D. Wilson (1999), Automated daily process for global ionospheric total electron content maps and satellite ocean altimeter ionospheric calibration based on Global Positioning System data, *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 61(16), 1205-1218.

I

- Ishii, M., M. Kimoto, K. Sakamoto, and S. I. Iwasaki (2006), Steric sea level changes estimated from historical ocean subsurface temperature and salinity analyses, *Journal of Oceanography*, 62(2), 155-170.
- Ivins, E. R., R. K. Dokka, and R. G. Blom (2007), Post-glacial sediment load and subsidence in coastal Louisiana, *Geophysical Research Letters*, 34(16).

J

- Jansen, E., *et al.*, (2007), Paleoclimate, in *Climate change 2007: the physical science basis. Contribution of working group I to the fourth assessment report of the intergovernmental panel on climate change*, edited by S. Solomon, *et al.*, 433-497 pp., Cambridge Univ. Press, Cambridge, U.K.
- Jevrejeva, S., J. C. Moore, and A. Grinsted (2010), How will sea level respond to changes in natural and anthropogenic forcings by 2100?, *Geophys. Res. Lett.*, 37(7), L07703.
- Johansson, J. M., *et al.*, (2002), Continuous GPS measurements of postglacial adjustment in Fennoscandia - 1. Geodetic results, *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 107(B8).

K

- Kalnay, E., *et al.*, (1996), The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77(3), 437-471.
- Kaplan, A., Y. Kushnir, M. A. Cane, and M. B. Blumenthal (1997), Reduced space optimal analysis for historical data sets: 136 years of Atlantic sea surface temperatures, *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 102(C13), 27835-27860.
- Kaplan, A., M. A. Cane, Y. Kushnir, A. C. Clement, M. B. Blumenthal, and B. Rajagopalan (1998), Analyses of global sea surface temperature 1856-1991, *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 103(C9), 18567-18589.

- Kaplan, A., Y. Kushnir, and M. A. Cane (2000), Reduced space optimal interpolation of historical marine sea level pressure: 1854-1992, *Journal of Climate*, 13(16), 2987-3002.
- Kaser, G., S. Hastenrath, and A. Ames (1996), Mass balance profiles on tropical glaciers, *Z. Gletscherkd. Glazialgeol.*, 32, 75-81.
- Kaser, G. (1999), A review of the modern fluctuations of tropical glaciers, *Global and Planetary Change*, 22(1-4), 93-103.
- Kazmann, R., and M. Heath (1968), Land subsidence related to ground-water offtake in the New Orleans area, *Transactions of the Gulf Coast Association Geological Society*, 18, 108-113.
- Kedar, S., G. A. Hajj, B. D. Wilson, and M. B. Heflin (2003), The effect of the second order GPS ionospheric correction on receiver positions, *Geophysical Research Letters*, 30(16), 1829.
- King, M. A., and C. S. Watson (2010), Long GPS coordinate time series: Multipath and geometry effects, *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 115.
- King, R., and Y. Bock (2000), Documentation for the GAMIT GPS Analyssi Software, release 9.9, Massachusetts Institute of Technology, Massachusetts Institute of Technology.
- King, R., and Y. Bock (2006), Documentation for the GAMIT GPS Analyssi Software, release 10.2, Massachusetts Institute of Technology, Massachusetts Institute of Technology.
- Koch, K. (1999), *Parameter Estimation and Hypothesis Testing in Linear Models*, 2ième edition, Springer.
- Kolb, C. R., and J. R. Van Lopik (1958), *Geology of the Mississippi deltaic plain, southeastern Louisiana*.
- Kolb, C. R., and R. Saucier (1982), *Engineering geology of New Orleans*
- Kuo, C. Y., C. K. Shum, A. Braun, and J. X. Mitrovica (2004), Vertical crustal motion determined by satellite altimetry and tide gauge data in Fennoscandia, *Geophysical Research Letters*, 31(1).
- Kuo, C. Y., C. K. Shuin, A. Braun, K. C. Cheng, and Y. C. Yi (2008), Vertical motion determined using satellite altimetry and tide gauges, *Terrestrial Atmospheric and Oceanic Sciences*, 19(1-2), 21.

L

- Langbein, J., and H. Johnson (1997), Correlated errors in geodetic time series: Implications for time-dependent deformation, *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 102(B1), 591.
- Langbein, J. O., R. O. Burford, and L. E. Slater (1990), Variations in Fault Slip and Strain Accumulation at Parkfield, California - Initial Results Using 2-Color Geodimeter Measurements, 1984-1988, *Journal of Geophysical Research-Solid Earth and Planets*, 95(B3), 2533.
- Le Bail, K. (2004), *Etude statistique de la stabilité des stations de géodésie spatiale- Application à DORIS*, Institut Géographique National, Marne La Vallée.

- Le Traon, P. Y., F. Nadal, and N. Ducet (1998), An improved mapping method of multisatellite altimeter data, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 15(2), 522-534.
- Le Traon, P. Y., and F. Ogor (1998), ERS-1/2 orbit improvement using TOPEX/POSEIDON: The 2cm challenge, *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 103(C4), 8045.
- Le Traon, P. Y., and G. Dibarboure (1999), Mesoscale mapping capabilities of multiple-satellite altimeter missions, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 16(9), 1208-1223.
- Le Traon, P. Y., G. Dibarboure, and N. Ducet (2001), Use of a high-resolution model to analyze the mapping capabilities of multiple-altimeter missions, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 18(7), 1277-1288.
- Lee, H., C. K. Shum, Y. C. Yi, A. Braun, and C. Y. Kuo (2008), Laurentia crustal motion observed using TOPEX/POSEIDON radar altimetry over land, *Journal of Geodynamics*, 46(3-5), 182-193.
- Legrand, J., N. Bergeot, C. Bruyninx, G. Wöppelmann, M. N. Bouin, and Z. Altamimi (2009), Impact of regional reference frame definition on geodynamic interpretations, *Journal of Geodynamics*, 49, 116-122.
- Lenz, C. (2003), A different look at the Census X-11 filter, *Economics Letters*, 79(1), 1-6.
- Letetrel, C., G. Wöppelmann, M. N. Bouin, Z. Altamimi, M. Feissel-Vernier, and A. Santamaria (2007), ULR Re-analysed Global GPS Solution for Vertical Land Motion Correction at Tide Gauges, paper presented at AGU Fall Meeting, Presentation Orale, San Francisco, Session G14A "Earth Reference System and Rotation: Geodesy and Geoscience I", 10-14 December.
- Letetrel, C., M. Karpytchev, and G. Wöppelmann (2009), Reconstruction of sea level variability in the Gulf of Mexico during the period 1950-2007 paper presented at AGU Fall meeting, San Francisco, Session G53C, 14-18 December.
- Letetrel, C., M. Marcos, B. Martin Miguez, and G. Wöppelmann (2010), Sea level extremes in Marseille (NW Mediterranean) during 1885-2008, *Continental Shelf Research*, 30, 1267-1274.
- Leuliette, E. W., R. S. Nerem, and G. T. Mitchum (2004), Results of TOPEX/ Poseidon and Jason calibration to construct a continuous record of mean sea level, *Marine Geodesy*, 27, 74-94.
- Leuliette, E., and L. Miller (2009), Closing the sea level budget with altimetry, Argo and GRACE. *Geophys. Res. Lett.*, 36: L04608.
- Levitus, S., J. I. Antonov, T. P. Boyer, and C. Stephens (2000), Warming of the world ocean, *Science*, 287(5461), 2225-2229.
- Lombard, A., D. Garcia, G. Ramillien, A. Cazenave, R. Biancale, J. M. Lemome, F. Flechtner, R. Schmidt, and M. Ishii (2007), Estimation of steric sea level variations from combined GRACE and Jason-1 data, *Earth and Planetary Science Letters*, 254(1-2), 194-202.
- Lombard, A., G. Garric, and T. Penduff (2009), Regional patterns of observed sea level change: insights from a 1/4A degrees global ocean/sea-ice hindcast, *Ocean Dynamics*, 59(3), 433-449.

M

- Mader, G. L. (1999), GPS antenna calibration at the National Geodetic Survey, *GPS Solutions* 3(1), 50-58.
- Mandelbrot, B., and J. W. Vanness (1968), Fractional Brownian Motions Fractional Noises and Applications, *Siam Review*, 10(4), 422.
- Mandelbrot, B. (1983), *The Fractal Geometry of Nature*, W. H. Freeman, New York.
- Mangiarotti, S. (2007), Coastal sea level trends from TOPEX-Poseidon satellite altimetry and tide gauge data in the Mediterranean Sea during the 1990s, *Geophysical Journal International*, 170(1), 132-144.
- Mao, A. L., C. G. A. Harrison, and T. H. Dixon (1999), Noise in GPS coordinate time series, *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 104(B2), 2797.
- Marcos, M., and M. N. Tsimplis (2008), Coastal sea level trends in Southern Europe, *Geophysical Journal International*, 175(1), 70-82.
- Marshall, J. A., N. R. Zelensky, S. M. Klosko, D. S. Chinn, S. B. Luthcke, K. E. Rachlin, and R. G. Williamson (1995), The temporal and spatial characteristics of TOPEX/POSEIDON radial orbit error, *Journal of Geophysical Research Oceans*, 100(C12), 25.
- McGowen, J. M., L. E. Garner, and B. M. Wilkinson (1977), The Gulf shoreline of Texas - Processes, characteristics and factors in use.
- Meckel, T. A., U. S. ten Brink, and S. J. Williams (2006), Current subsidence rates due to compaction of Holocene sediments in southern Louisiana, *Geophysical Research Letters*, 33(11).
- Meckel, T. A., U. S. ten Brink, and S. J. Williams (2007), Sediment compaction rates and subsidence in deltaic plain, numerical constraints and stratigraphic influences, *Basin Research*, 19, 19-31.
- Meckel, T. A. (2008), An attempt to reconcile subsidence rates determined from various techniques in southern Louisiana, *Quaternary Science Reviews*, 27(15-16), 1517.
- Meier, M. F., M. B. Dyurgerov, U. K. Rick, S. O'Neel, W. T. Pfeffer, R. S. Anderson, S. P. Anderson, and A. F. Glazovsky (2007), Glaciers dominate Eustatic sea-level rise in the 21st century, *Science*, 317(5841), 1064-1067.
- Menke, W. (1989), *Geophysical data analysis: discrete inverse theory*, R. Dmowska and J. R. Holton, International Geophysics Series, Harcourt Brce Jovanovich.
- Mertz, F., F. Mercier, S. Labroue, N. Tran, and J. Dorandeu (2005), ERS-2 OPR data quality assessment ; Long-term monitoring – particular investigation, CLS, DOS.NT-06.001, CLS, Ramonville.
- Mignard, F. (2005), FAMOUS, Frequency Analysis Mapping On Usual Sampling, Observatoire de la Côte d'Azur Cassiopée, Technical report, Observatoire de la Côte d'Azur Cassiopée, Nice.
- Miller, L., and B. C. Douglas (2004), Mass and volume contributions to twentieth-century global sea level rise, *Nature*, 428(6981), 406.

- Milne, G. A., A. J. Long, and S. E. Bassett (2005), Modelling Holocene relative sea-level observations from the Caribbean and South America, *Quaternary Science Reviews*, 24(10-11), 1183.
- Minster, J. F., C. Brossier, and P. Rogel (1995), Variation of the mean sea level from TOPEX/POSEIDON data, *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 100(C12), 25153.
- Minster, J. F., A. Cazenave, Y. V. Serafini, F. Mercier, M. C. Gennero, and P. Rogel (1999), Annual cycle in mean sea level from Topex-Poseidon and ERS-1: inference on the global hydrological cycle, *Global and Planetary Change*, 20(1), 57.
- Mitchum, G. T. (1994), COMPARISON OF TOPEX SEA-SURFACE HEIGHTS AND TIDE-GAUGE SEA LEVELS, *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 99(C12), 24541-24553.
- Mitchum, G. T. (1998), Monitoring the stability of satellite altimeters with tide gauges, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 15(3), 721-730.
- Mitchum, G. T. (2000), An improved calibration of satellite altimetric heights using tide gauge sea levels with adjustment for land motion, *Marine Geodesy*, 23, 145-166.
- Mitrovica, J. X., M. E. Tamisiea, J. L. Davis, and G. A. Milne (2001), Recent mass balance of polar ice sheets inferred from patterns of global sea-level change, *Nature*, 409(6823), 1026-1029.
- Mitrovica, J. X., J. Wahr, I. Matsuyama, A. Paulson, and M. E. Tamisiea (2006), Reanalysis of ancient eclipse, astronomic and geodetic data: A possible route to resolving the enigma of global sea-level rise, *Earth and Planetary Science Letters*, 243(3-4), 390-399.
- Mitrovica, J. X., N. Gomez, and P. U. Clark (2009), The Sea-Level Fingerprint of West Antarctic Collapse, *Science*, 323(5915), 753.
- Morton, R. A. (1979), Temporal and Spatial Variations in Shoreline Changes and Their Implications, Examples from the Texas Gulf-Coast, *Journal of Sedimentary Petrology*, 49(4), 1101.
- Morton, R. A., N. A. Buster, and M. D. Krohn (2002), Subsurface controls on historical subsidence rates and associated wetland loss in south-central Louisiana, *Transactions of the Gulf Coast Association Geological Society*, 52, 767-778.
- Morton, R. A., T. A. Miller, and L. J. Moore (2004), National assessment of shoreline change: Part : Historical shorelines changes and associated coastal land loss along the U.S. Gulf of Mexico, U.S. Geological Survey, Open-file Report, 45 pp, U.S. Geological Survey.
- Morton, R. A., J. C. Bernier, J. A. Barras, and N. F. Ferina (2005), Rapid subsidence and historical wetland loss in the Mississippi delta plain: Likely causes and future implications, U.S. Geol. Surv., Open File Rep., 116 pp, U.S. Geol. Surv., Terrebonne, Parish, Louisiana.
- Morton, R. A., J. C. Bernier, and J. A. Barras (2006), Evidence of regional subsidence and associated interior wetland loss induced by hydrocarbon production, Gulf Coast region, USA, *Environmental Geology*, 50(2), 261.
- Muller, J., L. Timmen, O. Gitlein, and H. Denker (2005), Gravity changes in the fennoscandian uplift area to be observed by GRACE and absolute gravimetry, in

Gravity, Geoid and Space Missions, edited, International Association of Geodesy Symposia, 304-309 pp.

Munk, W. (2002), Twentieth century sea level: An enigma, Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America, 99(10), 6550.

Munk, W. H., and D. E. Cartwright (1966), Tidal spectroscopy and prediction, Philosophical Transactions Royal Society London Series, A.259(1105), 533-581.

Murray, G. E. (1961), Geology of the Atlantic Gulf Coastal Province of North America, Harper, New York.

Nahmani, S., O. Bock, M. N. Bouin, A. Santamaria, G. Wöppelmann, and J. P. Boy (2009), Study of hydrometeorological processes over West Africa using permanent GPS stations, paper presented at AGU fall meeting, San Francisco, Session G23C, 14-18 December.

N

Nerem, R. S. (1995a), Measuring global mean sea level variations using TOPEX/POSEIDON altimeter data, Journal of Geophysical Research-Oceans, 100(C12), 25135-25151.

Nerem, R. S. (1995b), Global Mean Sea-Level Variations from Topex/Poseidon Altimeter Data, Science, 268(5211), 708.

Nerem, R. S., B. J. Haines, J. Hendricks, J. F. Minster, G. T. Mitchum, and W. B. White (1997a), Improved determination of global mean sea level variations using TOPEX/POSEIDON altimeter data, Geophysical Research Letters, 24(11), 1331-1334.

Nerem, R. S., K. E. Rachlin, and B. D. Beckley (1997b), Characterization of global mean sea level variations observed by TOPEX/POSEIDON using empirical orthogonal functions, Surveys in Geophysics, 18(2-3), 293.

Nerem, R. S., D. P. Chambers, E. W. Leuliette, G. T. Mitchum, and B. S. Giese (1999), Variations in global mean sea level associated with the 1997-1998 ENSO event: Implications for measuring long term sea level change, Geophysical Research Letters, 26(19), 3005.

Nerem, R. S., and G. T. Mitchum (2001), Sea Level Change in Satellite Altimetry and Earth Sciences, in Satellite Altimetry and Earth Sciences, edited by L. Fu and A. Cazenave, Academic Press.

Nerem, R. S., and G. T. Mitchum (2002), Estimates of vertical crustal motion derived from differences of TOPEX/POSEIDON and tide gauge sea level measurements, Geophysical Research Letters, 29(19), 1934.

Noel, F., *et al.*, (1994), Precise Center-National-Deutsches-Spatiales Orbits for Topex/Poseidon - Is Reaching 2-Cm Still a Challenge, Journal of Geophysical Research-Oceans, 99(C12), 24405.

O

Oey, L. Y., T. Ezer, and H. C. Lee (2005), Loop current, Rings and Related Circulation in the Gulf of Mexico: A review of Numerical Models and Future Challenges, in Circulation in the Gulf of Mexico, Observations and Models, edited by W. Sturges and A. Lugo-Fernandez, American Geophysical Union, Washington, DC.

P

- Paine, J. G., and R. A. Morton (1986), Historical shoreline changes in Trinity, Galveston, West, and East Bays, Texas Gulf Coast.
- Park, Y. H., and L. Gamberoni (1995), Large-scale circulation and its variability in the South Indian Ocean from TOPEX/POSEIDON altimetry, *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 100(C12), 24911-24929.
- Pascual, A., Y. Faugere, G. Larnicol, and P. Y. Le Traon (2006), Improved description of the ocean mesoscale variability by combining four satellite altimeters, *Geophysical Research Letters*, 33(2).
- Peltier, W. R., and A. M. Tushingham (1989), Global Sea-Level Rise and the Greenhouse-Effect - Might They Be Connected, *Science*, 244(4906), 806-810.
- Peltier, W. R. (1995), Vlb Base-Line Variations from the Ice-4g Model of Postglacial Rebound, *Geophysical Research Letters*, 22(4), 465.
- Peltier, W. R. (2001), Global glacial isostatic adjustment and modern instrumental records of relative sea level history, in *Sea Level Rise: History and Consequences*, edited by B. Douglas, et al., 65-95 pp., Int. Geophys. Ser, Academic, San Diego.
- Peltier, W. R. (2002), On eustatic sea level history: Last Glacial Maximum to Holocene, *Quaternary Science Reviews*, 21(1-3), 377-396.
- Peltier, W. R. (2004), Global glacial isostasy and the surface of the ice-age earth: The ice-5G (VM2) model and grace, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 32, 111-149.
- Penland, S., and K. E. Ramsey (1990), Relative Sea-Level Rise in Louisiana and the Gulf of Mexico - 1908-1988, *Journal of Coastal Research*, 6(2), 323.
- Penland, S., H. H. Roberts, S. J. Williams, A. H. Sallenger, D. R. Cahoon, D. W. Davis, and C. G. Groat (1990), Coastal land loss in Louisiana, *Transactions of the Gulf Coast Association Geological Society*, 40, 685-699.
- Penna, N. T., and M. P. Stewart (2003), Aliased tidal signatures in continuous GPS height time series, *Geophysical Research Letters*, 30(23).
- Petrie, E. J., M. A. King, P. Moore, and D. A. Lavallee (2010), Higher-order ionospheric effects on the GPS reference frame and velocities, *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 115.
- Picaut, J., and A. J. Busalacchi (2001), Tropical ocean variability. Satellite Altimetry and Earth Sciences, in *A Handbook of Techniques and Applications*, edited by L. L. Fu and A. Cazenave, 217-236 pp., Academic Press.
- Polito, P. S., and P. Cornillon (1997), Long baroclinic Rossby waves detected by TOPEX/POSEIDON, *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 102(C2), 3215-3235.
- Pouvreau, N., B. Martin Miguez, B. Simon, and G. Wöppelmann (2006), Evolution of the tidal semi-diurnal constituent M2 at Brest from 1846 to 2005, *Comptes Rendus Geoscience*, 338, 802_808.
- Pouvreau, N. (2008), *Trois cents ans de mesures marégraphiques en France : outils, méthodes et tendances des composantes du niveau de la mer au port de Brest*, 466 pp, University of La Rochelle, La Rochelle.

- Prandi, P., A. Cazenave, and M. Becker (2009), Is coastal mean sea level rising faster than the global mean? A comparison between tide gauges and satellite altimetry over 1993-2007, *Geophysical Research Letters*, 36.
- Pratt, W. E., and D. W. Johnson (1926), Local subsidence of the goose creek oil field, *Journal of Geology*, 34(7), 577.
- Preisendorfer, R. (1988), *Principal Component Analysis in Meteorology and Oceanography*, Elsevier, 425 pp.
- Press, W. H., B. P. Flannery, S. A. Teukolsky, and W. T. Vetterling (1992), *Numerical Recipes*, 818 pp., Cambridge Univ. Press.
- Press, W. H., S. A. Teukolsky, W. T. Vetterling, and B. P. Flannery (2001), *Numerical recipes in Fortran 77: the art of scientific computing* (2nd edn), in Vol. 1 of *Fortran numerical recipes*, edited, 569-577 pp., Cambridge University Press, Cambridge.
- Pugh, C. (2004), *Changing sea levels. Effects of tides, weather and climate*, 280 pp., Cambridge University Press.
- Pugh, D. T., and J. M. Vassie (1980), Applications of the Joint Probability Method for Extreme Sea-Level Computations, *Proceedings of the Institution of Civil Engineers Part 2-Research and Theory*, 69(DEC), 959.
- Pugh, D. T. (1987), *Tides, surges and mean sea-level: a handbook for engineers and scientists*, J. Wiley, 472 pp., Wiley, Chichester;

R

- Radtke, U., and G. Schellmann (2005), Timing and magnitude of sea level change during MIS 5 derived from Barbados coral reef terraces: A critical literature review and new data, *Journal of Coastal Research*, 52.
- Rahmstorf, S. (2007), Response to comments on "A semi-empirical approach to projecting future sea-level rise, *Science*, 317(5846), 1866.
- Rahmstorf, S. (2008), Response to Comments on "A semi-empirical approach to projecting future sea-level rise" (28 September, pg 1866, 2007), *Science*, 322(5899), 192.
- Ramillien, G., A. Lombard, A. Cazenave, E. R. Ivins, M. Llubes, F. Remy, and R. Biancale (2006), Interannual variations of the mass balance of the Antarctica and Greenland ice sheets from GRACE, *Global and Planetary Change*, 53(3), 198-208.
- Ratzlaff, K. W. (1980), Land-surface subsidence in the Texas coastal region, 19 p.
- Ray, J., Z. Altamimi, X. Collilieux, and T. van Dam (2008), Anomalous harmonics in the spectra of GPS position estimates, *Gps Solutions*, 12(1), 55.
- Ray, R. D., B. D. Beckley, and F. G. Lemoine (2010), Vertical crustal motion derived from satellite atlimetry and tide gauges, and comparisons with DORIS measurements, *Journal of Advances in Space Research*, in press.
- Reed, D. J., and L. Wilson (2004), Coast 2050: A New Approach to Restoration of Louisiana Coastal Wetlands, *Physical Geography*, 25(1), 4-21.
- Rignot E., J. L. Bamber, M. R. Van Den Broecke, C. Davis, Y. Li, *et al.* (2008), Recent Antarctic ice mass loss from radar interferometry and regional climate modelling, *Nat. Geosci.* 1:106–10.

- Roberts, H. H., A. Bailey, and G. J. Kuecher (1994), Subsidence in the Mississippi River delta-Importance influences of valley filling by cyclic deposition, primary consolidation phenomena, and early diagenesis, *Transactions of the Gulf Coast Association Geological Society*, 44, 619-629.
- Roemmich, D., and W. B. Owens (2000), The ARGO project: global ocean observations for understanding and prediction of climate variability, *Oceanography*, 13(2), 45-50.
- Rotacher, M., S. Schaer, L. Mervart, and G. Beutler (1995), Determination of antenna phase center variations using GPS data, paper presented at IGS Workshop, Postdam, Germany, May 15-17.
- Roure, F., *et al.*, (2009), Long lasting interactions between tectonic loading, unroofing, post-rift thermal subsidence and sedimentary transfers along the western margin of the Gulf of Mexico: Some insights from integrated quantitative studies, *Tectonophysics*, 475(1), 169-189.

S

- Santamaria-Gomez, A., M. N. Bouin, and G. Wöppelmann (2010), Improved GPS data analysis strategy for tide gauge benchmark monitoring paper presented at International Association of Geodesy General Assembly, Buenos Aires, Argentina, August 31-September 4, 2009, In press.
- Scharroo, R., J. Lillibridge, and W. H. F. Smith (2004), Cross-calibration and long-term monitoring of the Microwave Radiometers of ERS, Topex, GFO, Jason-1 and Envisat, *Marine Geodesy*, 97.
- Schellmann, G., and U. Radtke (2004), The marine quaternary of Barbados, *Kölner Geographische Arbeiten*, 81, 1-137.
- Schellmann, G., U. Radtke, A. Scheffers, F. Whelan, and D. Kelletat (2004), ESR dating of coral reef terraces on Curacao (Netherlands Antilles) with estimates of younger Pleistocene sea level elevations, *Journal of Coastal Research*, 20(4), 947.
- Schmid, R., P. Steigenberger, G. Gendt, M. Ge, and M. Rothacher (2007), Generation of a consistent absolute phase-center correction model for GPS receiver and satellite antennas, *Journal of Geodesy*, 81(12), 781-798.
- Schöne, T., N. Schön, and D. Thaller (2009), IGS Tide Gauge Monitoring Pilot Project (TIGA): scientific benefits, *Journal of Geodesy*, 83, 249-261.
- Schotman, H. H. A., and L. L. A. Vermeersen (2005), Sensitivity of glacial isostatic adjustment models with shallow low-viscosity earth layers to the ice-load history in relation to the performance of GOCE and GRACE, *Earth and Planetary Science Letters*, 236(3-4), 828-844.
- Sella, G. F., S. Stein, T. H. Dixon, M. Craymer, T. S. James, S. Mazzotti, and R. K. Dokka (2007), Observation of glacial isostatic adjustment in "stable" North America with GPS, *Geophysical Research Letters*, 34(2).
- Sharp, J. R., and R. H. Raymond (1991), Re-evaluation of the Causes of Subsidence Along the Texas Gulf of Mexico Coast and Some Extrapolations of Future Trends, in *Land Subsidence (Proceedings of the Fourth International Symposium on Land Subsidence)*, edited by A. I. Johnson, IAHS Publ. no 200.

- Shinkle, K. D., and R. K. Dokka (2004), Rates of vertical displacement at benchmarks in the lower Mississippi valley and the northern Gulf Coast, NOAA, Technical Report, 147 pp, NOS/NGS 50, NOAA.
- Shishido, M., H. Yamamoto, S. Likura, T. Endo, T. Masunari, T. Fujii, and K. Okada (2007), Effect of snow accretion to the GPS antenna on positioning performance, in *Physics and Chemistry of Ice*, edited by W. F. Kuhs, 545 pp.
- Simon, B. (2007), *La marée océanique côtière*, Insitut Océanographique ed., 433 pp., Paris.
- Slobbe D. C., P. Ditmar, R. C. Linderbergh (2009), Estimating the rates of mass change, ice volume change and snow volume change in Greenland from ICESat and GRACE data, *Geophys. J. Int.* 176:95–106
- Small, C., and R. J. Nicholls (2003), A global analysis of human settlement in coastal zones, *Journal of Coastal Research*, 19(3), 584.
- Soudarin, L., and J. F. Cretaux (2006), A model of present-day tectonic plate motions from 12 years of DORIS measurements, *Journal of Geodesy*, 80(8-11), 609.
- Steffen, H., H. Denker, and J. Muller (2008), Glacial isostatic adjustment in Fennoscandia from GRACE data and comparison with geodynamical models, *Journal of Geodynamics*, 46(3-5), 155-164.
- Steffen, H., O. Gitlein, H. Denker, J. Muller, and L. Timmen (2009a), Present rate of uplift in Fennoscandia from GRACE and absolute gravimetry, *Tectonophysics*, 474(1-2), 69-77.
- Steffen, H., J. Muller, and H. Denker (2009b), Analysis of Mass Variations in Northern Glacial Rebound Areas from GRACE Data, in *Observing Our Changing Earth*, edited, International Association of Geodesy Symposia, 501-509 pp.
- Stephens, J. C., and W. H. Speir (1969), Subsidence of organic soils in the USA, in *The Tokyo Symposium on Land Subsidence*, edited, International Association of Hydrological Sciences and the Commission on Ground Water and the United Nations Educational, Scientific, and Cultural Organization, 523-534 pp., Tokyo.
- Stirling, C. H., T. M. Esat, K. Lambeck, and M. T. McCulloch (1998), Timing and duration of the Last Interglacial: evidence for a restricted interval of widespread coral reef growth, *Earth and Planetary Science Letters*, 160(3-4), 745.
- Subrahmanyam, B., I. S. Robinson, J. R. Blundell, and P. G. Challenor (2001), Indian Ocean Rossby waves observed in TOPEX/POSEIDON altimeter data and in model simulations, *International Journal of Remote Sensing*, 22(1), 141-167.

T

- Tapley, B. D., C. K. Shara, J. C. Ries, R. Suter, and B. E. Schutz (1992), Global mean sea level using the geosat altimeter, in *Sea Level Change: Determination and Effects*, edited, American Geophysical Union.
- Tapley, B. D., *et al.*, (1994), Precision Orbit Determination for Topex/Poseidon, *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 99(C12), 24383.
- Tawn, J. A. (1988), An Extreme-Value Theory Model for Dependent Observations, *Journal of Hydrology*, 101(1-4), 227.

- Teferle, F. N., R. M. Bingley, A. H. Dodson, and T. F. Baker (2002a), Application of the dual-CGPS concept to monitoring vertical land movements at tide gauges, *Physics and Chemistry of the Earth*, 27(32-34), 1401-1406.
- Teferle, F. N., R. M. Bingley, A. H. Dodson, N. T. Penna, and T. F. Baker (2002b), Using GPS to separate crustal movements and sea level changes at tide gauges in the UK, *Vertical Reference Systems*, 124, 264-269.
- Teferle, F. N., R. M. Bingley, S. D. P. Williams, T. F. Baker, and A. H. Dodson (2006), Using continuous GPS and absolute gravity to separate vertical land movements and changes in sea-level at tide-gauges in the UK, *Philosophical Transactions of the Royal Society a-Mathematical Physical and Engineering Sciences*, 364(1841), 917-930.
- Teferle, F. N., R. M. Bingley, A. I. Waugh, A. H. Dodson, S. D. P. Williams, and T. F. Baker (2007), Sea level in the British Isles: Combining absolute gravimetry and continuous GPS to infer vertical land movements at tide gauges, *Dynamic Planet: Monitoring and Understanding a Dynamic Planet with Geodetic and Oceanographic Tools*, 130, 23-30.
- Teferle, F. N., S. D. P. Williams, H. P. Kierulf, R. M. Bingley, and H. P. Plag (2008), A continuous GPS coordinate time series analysis strategy for high-accuracy vertical land movements, *Physics and Chemistry of the Earth*, 33(3-4), 205-216.
- Teferle, F. N., *et al.*, (2009), Crustal motions in Great Britain: evidence from continuous GPS, absolute gravity and Holocene sea level data, *Geophysical Journal International*, 178(1), 23-46.
- Törnqvist, T. E., S. J. Bick, K. van der Borg, and A. F. M. de Jong (2006), How stable is the Mississippi Delta?, *Geology*, 34(8), 697.
- Törnqvist, T. E., *et al.*, (2008), Mississippi Delta subsidence primarily caused by compaction of Holocene strata, *Nature Geoscience*, 1(3), 173.
- Törnqvist, T. E., J. L. Gonzalez, L. A. Newsom, K. Van der Borg, A. F. M. De Jong, and C. W. Kurnik (2004), Deciphering Holocene sea-level history on the U.S. Gulf Coast: A high-resolution record from the Mississippi Delta, *Journal Society of American Bulletin*, 116(7-8), 1026-1039.
- Trupin, A., and J. Wahr (1990), Spectroscopic Analysis of Global Tide-Gauge Sea-Level Data, *Geophysical Journal International*, 100(3), 441-453.
- Tsimplis, M., M. Marcos, S. Somot, and B. Barnier (2008a), Sea level forcing in the Mediterranean Sea between 1960 and 2000, *Global and Planetary Change*, 63(4), 325-332.
- Tsimplis, M., M. Marcos, J. Colin, S. Somot, A. Pascual, and A. G. P. Shaw (2009), Sea level variability in the Mediterranean Sea during the 1990s on the basis of two 2d and one 3d model, *Journal of Marine Systems*, 78(1), 109-123.
- Tsimplis, M. N., M. Marcos, and S. Somot (2008b), 21st century Mediterranean sea level rise: Steric and atmospheric pressure contributions from a regional model, *Global and Planetary Change*, 63(2-3), 105-111.
- Turner, R. E. (1991), Tide-Gauge Records, Water Level Rise, and Subsidence in the Northern Gulf of Mexico, *Estuaries*, 14(2), 139.
- Tushingham, A. M., and W. R. Peltier (1991), Ice-3g - a New Global-Model of Late Pleistocene Deglaciation Based Upon Geophysical Predictions of Postglacial Relative

Sea-Level Change, *Journal of Geophysical Research-Solid Earth and Planets*, 96(B3), 4497.

V

- Van Camp, M., S. D. P. Williams, and O. Francis (2005), Uncertainty of absolute gravity measurements, *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 110(B5).
- Vellinga, P., C. Katsman, A. Sterl, and J. J. Beersma (2008), Exploring High-end Climate Change Scenarios for Flood Protection of the Netherlands, 136 pp., International Scientific Assessment carried out at request of the Delta Committee.
- Vilibic, I., and J. Sepic (2010), Long-term variability and trends of sea level storminess and extremes in European Seas, *Global and Planetary Change*, 71(1-2), 1-12.

W

- Wahr, J. M. (1985), Deformation Induced by Polar Motion, *Journal of Geophysical Research-Solid Earth and Planets*, 90(NB11), 9363-9368.
- Wang, H. S., P. Wu, W. van der Wal, L. L. Jia, B. Hu, and Z. Y. Wang (2009), Glacial isostatic adjustment model constrained by geodetic measurements and relative sea level, *Chinese Journal of Geophysics-Chinese Edition*, 52(10), 2450-2460.
- Warrick, R. A., and J. Oerlemans (1990), Sea Level Rise, in *The IPCC assessment*, edited by U. T. Houghton, et al., 257-281 pp., Cambridge University Press, Cambridge.
- Warrick, R. A., G. J. Kenny, G. C. Sims, N. J. Ericksen, Q. K. Ahmad, and M. Q. Mirza (1996), Integrated model systems for national assessments of the effects of climate change: Applications in New Zealand and Bangladesh, *Water Air and Soil Pollution*, 92(1-2), 215-227.
- Waugh, A. I., F. N. Teferle, R. M. Bingley, and A. H. Dodson (2005), Horizontal crustal motion estimates for the UK inferred from GPS: Preliminary results, *Window on the Future of Geodesy*, 128, 26-31.
- Weidick, A., and E. Morris (1996), Local glaciers surrounding continental ice sheets, in *Second Century of World Glaciers Monitoring - Prospect and Strategies. A contribution to the IHP and the GEMS*, edited by W. Haberli, et al., *Studies and Reports in Hydrology* 56, 197-205 pp., UNESCO Publishing, Paris. .
- White, W. A., T. A. Tremblay, E. G. J. Wermund, and L. R. Handley (1993), Trends and status of wetland and aquatic habitats in the Galveston Bay system, Texas.
- White, W. A., and R. A. Morton (1997), Wetland losses related to fault movement and hydrocarbon production, southeastern Texas coast, *Journal of Coastal Research*, 13, 1305-1320.
- Williams, S. D. P., Y. Bock, and P. Fang (1998), Integrated satellite interferometry: tropospheric noise, GPS estimates and implications for interferometric synthetic aperture radar products, *Journal of Geophysical Research*, 102(27), 51-67.
- Williams, S. D. P. (2003), The effect of coloured noise on the uncertainties of rates estimated from geodetic time series, *Journal of Geodesy*, 76(9-10), 483-494.
- Williams, S. D. P., Y. Bock, P. Fang, P. Jamason, R. M. Nikolaidis, L. Prawirodirdjo, M. Miller, and D. J. Johnson (2004), Error analysis of continuous GPS position time series, *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 109(B3).

- Williams, S. D. P., and P. Willis (2006), Error analysis of weekly station coordinates in the DORIS network, *Journal of Geodesy*, 80(8-11), 525.
- Williams, S. D. P. (2008), CATS: GPS coordinate time series analysis software, *GPS Solutions*, 12(2), 147-153.
- Willis, J. K., J. M. Lyman, G. C. Johnson, and J. Gilson (2007), Recent cooling of the upper ocean (vol 33, artn no. L18604, 2006), *Geophysical Research Letters*, 34(16).
- Willis, J. K., D. P. Chambers, and R. S. Nerem (2008), Assessing the globally averaged sea level budget on seasonal to interannual timescales, *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 113(C6).
- Woodworth, P. L., M. N. Tsimplis, R. A. Flather, and I. Shennan (1999), A review of the trends observed in British Isles mean sea level data measured by tide gauges, *Geophysical Journal International*, 136(3), 651-670.
- Woodworth, P. L., and D. L. Blackman (2002), Changes in extreme high waters at Liverpool since 1768, *International Journal of Climatology*, 22(6), 697.
- Woodworth, P. L. (2003), Some comments on the long sea level records from the northern Mediterranean, *Journal of Coastal Research*, 19(1), 212-217.
- Woodworth, P. L., and R. Player (2003), The permanent service for mean sea level: An update to the 21st century, *Journal of Coastal Research*, 19(2), 287.
- Woodworth, P. L., and D. L. Blackman (2004), Evidence for systematic changes in extreme high waters since the mid-1970s, *Journal of Climate*, 17(6), 1190.
- Woodworth, P. L., J. M. Gregroy, and R. J. Nicholls (2004), Long term sea level changes and their impacts, *The Sea*, 13, 717-752.
- Woodworth, P. L. (2006), Some important issues to do with long-term sea level change, *Philosophical Transactions of the Royal Society a-Mathematical Physical and Engineering Sciences*, 364(1841), 787-803.
- Woodworth, P. L., N. Pouvreau, and G. Wöppelmann (2010), The gyre-scale circulation of the North Atlantic and sea level at Brest, *Ocean Science*, 6(1), 185-190.
- Wöppelmann, G., N. Pouvreau, and B. Simon (2006), Brest sea level record: a time series construction back to the early eighteenth century, *Ocean Dynamics*, 56(5-6), 487-497.
- Wöppelmann, G., C. Letetrel, A. Santamaria, M. N. Bouin, X. Collilieux, Z. Altamimi, S. D. P. Williams, and B. M. Miguez (2009), Rates of sea-level change over the past century in a geocentric reference frame, *Geophysical Research Letters*, 36.
- Wöppelmann, G., M. N. Bouin, Z. Altamimi, L. Daniel, and S. McLellan (2004), Current GPS data analysis at CLDG for the IGS TIGA Pilot Project, in *Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie. The state of GPS Vertical Positioning Precision : Separation of Earth Processes by Space Geodesy*, edited by T. van Dam and O. Francis, 149-154 pp.
- Wöppelmann, G., N. Pouvreau, and B. Simon (2006), Brest sea level record: a time series construction back to the early eighteenth century, *Ocean Dynamics*, 56(5-6), 487-497.
- Wöppelmann, G., B. M. Miguez, M. N. Bouin, and Z. Altamimi (2007), Geocentric sea-level trend estimates from GPS analyses at relevant tide gauges world-wide, *Global and Planetary Change*, 57(3-4), 396.

Wöppelmann, G., M. N. Bouin, and Z. Altamimi (2008), Terrestrial reference frame implementation in global GPS analysis at TIGA ULR consortium, *Physics and Chemistry of the Earth*, 33, 217-224.

Worrall, D. M., and S. Snelson (1989), Evolution of the northern Gulf of Mexico, with emphasis on Cenozoic growth faulting and the role of salt.

Wu, P., H. Steffen, and H. S. Wang (2010), Optimal locations for GPS measurements in North America and northern Europe for constraining Glacial Isostatic Adjustment, *Geophysical Journal International*, 181(2), 653-664.

Wyatt, F., K. Beckstrom, and J. Berger (1982), The Optical Anchor - a Geophysical Strainmeter, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 72(5), 1707.

X

Xiong, F. W., and W. Y. Zhu (2007), Land deformation monitoring by GPS in the Yangtze Delta and the measurements analysis, *Chinese Journal of Geophysics-Chinese Edition*, 50(6), 1719-1730.

Y

Yuill, B., D. Lavoie, and D. J. Reed (2009), Understanding subsidence processes in coastal Louisiana, *Journal of Coastal Research*(Special issue 54), 23-36.

Z

Zervas, C. (2001), Sea level variations of the United States 1854-1999.

Zhang, J. (1996), Continuous GPS measurements of crustal deformation in southern California, University of California, San Diego.

Zhang, J., Y. Bock, H. Johnson, P. Fang, S. Williams, J. Genrich, S. Wdowinski, and J. Behr (1997), Southern California Permanent GPS Geodetic Array: Error analysis of daily position estimates and site velocities, *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 102(B8), 18035.

Zumberge, J. F., M. B. Heflin, D. C. Jefferson, M. M. Watkins, and F. H. Webb (1997), Precise point positioning for the efficient and robust analysis of GPS data from large networks, *Journal of Geophysical Research*, 102, 5005-5017.

ANNEXES

Annexe A : Article Letetrel *et al.*, 2010

Continental Shelf Research 30 (2010) 1267–1274



Contents lists available at ScienceDirect

Continental Shelf Research

journal homepage: www.elsevier.com/locate/csr



Sea level extremes in Marseille (NW Mediterranean) during 1885–2008

Camille Letetrel^{a,*}, Marta Marcos^b, Belén Martín Míguez^c, Guy Woppelmann^a

^a LIENSSE, UMR 6250, Université de La Rochelle, CNRS, France

^b IMEDEA (UIB-CSIC), Mallorca, Spain

^c Intergovernmental Oceanographic Commission of UNESCO, Paris, France

ARTICLE INFO

Article history:
Received 30 July 2009
Received in revised form
11 March 2010
Accepted 9 April 2010
Available online 22 April 2010

Keywords:
Northwestern Mediterranean Sea
Storm surges
Extreme sea level variability
Return periods

ABSTRACT

Sea level extremes and their temporal variability have been explored based on the hourly measurements at Marseille tide gauge for the period 1885–2008. A careful quality check has first been applied to the observations to ensure consistency of the record by eliminating outliers and datum shifts. Yearly percentiles have been used to investigate long-term trends of extremes revealing that secular variations in extremes are linked to mean sea level changes. The associated decadal changes show discrepancies between mean sea level trend and extreme fluctuations, due to the influence of the atmospheric forcing. A local regression model based on the generalized Pareto distribution has been applied to derive trends in return levels. The 50-years return levels reach values between 80 and 120 cm. The most significant changes in return levels are characterized by an increase since the 1970s.

© 2010 Elsevier Ltd. All rights reserved.

1. Introduction

Historical tide gauge sea level records provide information on long-term coastal sea level variability relative to the land back to the 18th century (e.g. Wöppelmann *et al.*, 2006a). The time series spanning the 20th century are, with few exceptions, located in the northern hemisphere. Some studies have used these long tide gauge records to estimate the rate of global-averaged mean sea level change over the past century, despite their well known geographical bias, providing values between 1 and 2 mm/yr (Douglas, 2001; Church *et al.*, 2004; Holgate, 2007; Domingues *et al.*, 2008). In contrast, over the last decade of the 20th century tide gauges and satellite altimetry have revealed an enhanced global average sea level rise close to 3 mm/yr (e.g. Cazenave and Nerem, 2004; Leuliette *et al.*, 2004). The long-term sea level trends are highly non-uniform spatially. In particular, the Mediterranean Sea exhibits a smaller than global sea level rise rate during the 20th century with values between 1.1 and 1.3 mm/yr, partly due to an increase of the atmospheric pressure during the period 1960–1990 that lowered sea level (Tsimplis and Baker, 2000; Tsimplis and Josey, 2001; Marcos and Tsimplis, 2008).

Long records of high-frequency sea level measurements are very scarce. The importance of high-frequency measurements relies on the potentially hazardous impact that high waters have on coastal areas. While the knowledge of mean sea level

variability is crucial for coastal planning and for the design of mitigation strategies at long term, the most hazardous events are usually related to extreme high waters. Extreme events are commonly driven by the combination of tidal elevation and storm surges, although occasionally earthquakes and landslides may cause a catastrophic tsunami. Coastal areas may suffer flooding and damages as a consequence of these phenomena. It is thus important to recover and analyze long hourly sea level data. Obviously, the risks of flooding increase with higher mean sea level, so both low and high-frequency processes should be considered in combination for coastal management. For the next decades projections of climate models predict a continuous increase in mean sea level in many parts of the globe, while no consensus has been reached in respect to the changes in storminess (IPCC AR4, 2007).

The study of sea level extremes is not a new subject (e.g. Pugh and Vassie, 1980; Tawn, 1988). The estimation of the recurrence of extreme events is an essential requirement in engineering works to establish the stability of coastal structures and has been widely used. More recently the large number of hourly tide gauge data available and especially the increasing concern on the effects that climate change may have on coastal areas has led to a growing interest in sea level extreme events. Woodworth and Blackman (2002) have used the annual high waters recorded in Liverpool since the 18th century to estimate return periods and the temporal variations of storm surges. The changes in sea level extremes during the last decades were also presented in Woodworth and Blackman (2004) for a worldwide network of 141 tide gauges. They found evidences that variations in extremes are related to regional climate changes. The dependence of sea level

* Corresponding author. Tel.: +33 546457224.
E-mail address: camille.letetrel@univ-lr.fr (C. Letetrel).

extremes in the UK with the main atmospheric pattern in the area, the NAO, was investigated by Woodworth et al. (2007) showing that the correlation of high waters with NAO is similar to the correlation of mean sea level with NAO. Regional sea level variability and its relationship with extreme values have been approached by Barbosa (2008) in the Baltic Sea but using monthly sea level records instead of hourly series. Bernier et al. (2007) used hourly tide gauge records and a 40 year storm surge hindcast in the NW Atlantic to perform an extreme analysis on a yearly and also on a seasonal basis. In the Mediterranean Sea Tsimplis and Blackman (1997) used the tide gauge data in the Aegean and the Ionian seas to estimate return periods of sea level extremes. Special attention has been paid to the North Adriatic area because of the historical heritage of this region and its high vulnerability due to the high tides, winter wind regimes and low lands, where extreme high waters have social and economical implications. For example Pirazzoli and Tomasin (1999) investigated the changes in wind patterns over the Northern Adriatic and their influence on the frequency of flooding. Wakelin et al. (1999) used a barotropic model of tides and surges to study the generation of extreme waters in Venice under different atmospheric forcings. Raicich (2003) examined extreme surges in Trieste and found no significant trend in flood events during the 20th century. Marcos et al. (2009) have recently published an analysis on sea level extremes in the Mediterranean Sea and the Atlantic Iberian coasts based on all the tide gauge data available together with hindcast data forced by atmospheric pressure and wind to obtain the spatial patterns and the temporal variability of sea level extremes. In the Gulf of Lions (NW Mediterranean), Ullmann and Moron (2008) and Ullmann and Tomasin (2007) investigated the relationship between the storm surges and the winter weather regimes during the 20th century using daily sea level measurements from three tide gauge stations in the area.

In this work we will focus on the tide gauge record measured at the station of Marseille, located on the French Mediterranean coast in the Gulf of Lions (NW Mediterranean) (Fig. 1). The Marseille sea level record is unique because of its length, quality and high frequency sampling. It provides thus a useful tool to estimate the long term behaviour of the extreme events and its relationship with forcing mechanisms. The Gulf of Lions is a region under the influence of the mid-latitude low pressure systems travelling from the Atlantic to the Southeast. The main forcing of storm surge events is the strong winds associated to the passage of these perturbations (Ullmann et al., 2007). In addition, the presence of a wide continental shelf can increase the effects of the wind. The paper is organized as follows: in Section 2 the data used is presented, with a particular emphasis on the sea level record at Marseille. In Section 3 the methodology of sea level extremes analysis is described. Sections 4 and 5 are devoted to the analysis of the high frequency behaviour and its time evolution. Finally all results are merged and discussed in Section 6.

2. Data

2.1. Sea level data

The tide gauge site of Marseille was carefully chosen for its long term geodetic stability and representativeness of open sea conditions (away from any source of fresh water). At the end of the 19th century, these criteria were considered of the highest importance to establish the origin of the French national height system (Wöppelmann et al., 2006b). The original tide gauge at Marseille is a classical floating instrument. Sea level oscillations were recorded on paper ("marigrams" or tidal charts) of roughly one month duration, from February 1885 until July 1988.

The hourly sea level values were obtained from these measurements by digitisation at the National Geographical Institute, in France. From October 1998 to April 2009, an acoustic tide gauge was operating along with the original floating instrument in the same stilling well. Since then, a radar device has replaced the acoustic one. The hourly data used in this paper are made available through the French sea level data provider SONEL (Système d'Observation du Niveau des Eaux Littorales, <http://www.sonel.org/>).

The first segment (1885–1988) of the Marseille digitised hourly sea level record underwent an exhaustive quality control process (Wöppelmann et al., 2009). Monthly means were calculated and compared with the values obtained with the 'totalisateur', a device that enabled the mechanical integration of the float gauge recordings into averaged values. The comparison permitted the identification and correction of errors made during the digitisation process, such as wrong date assignation or changes in the scale factor reducing the sea level variations into the tidal chart.

The second segment (1998–2008) of the Marseille time series was obtained with an acoustic sensor installed along with the floating gauge in the same stilling well. Hourly values were decimated from the original 10-min sampling rate values. The acoustic sensor calibration constants had first been estimated in 1999, yet there existed doubts about their suitability. In 2006, a pressure sensor was installed in the stilling well for two months (Tiphaneau and Martin Miguez, 2006). The comparison between the sea level data obtained with the pressure sensor and the acoustic sensor enabled the recalculation of the acoustic sensor calibration constants and the final correction of the second segment of the Marseille time series.

The first and second segments have been reduced to the same vertical reference: the 'Revised Local Reference (RLR)' as defined by the Permanent Service for Mean Sea Level (PSMSL) for Marseille (Woodworth and Player, 2003). This was done by computing, for each segment, the average differences between the data available at the PSMSL and our data.

For the entire hourly time series the tidal components have been estimated by classical harmonic analysis using the standard Matlab program *t_tide* (Pawlowicz et al., 2002). The tidal analysis has been applied on a yearly basis, where a year is defined from September 1st to August 31st. This way the winters are not split into subsequent years. Each tidal component with a signal-to-noise ratio larger than 2 has been fitted to the time series. Tidal residuals are defined hereinafter as the difference between observations and predicted tides.

An additional quality control based on the comparison between tidal time series and observations has been carried out within this study. Observations, tides and tidal residuals have been visually checked month by month. Time shifts and outliers have been detected and removed. The periods when these problems were found are listed in Table 1. The longest period, which covers the years 1951–1952, shows a clear shift which is not justified at the historical documentation. Overall the Marseille record has about 20 short periods (generally of few hours) affected by time shifts and even less outliers (Table 1). Years having more than 60% of gaps based on daily values are 1918 (74.6%), 1919 (68.8%), 1937 (84.1%) and 1940 (91.5%).

2.2. Hindcast data

The meteorological contribution to sea level has been quantified for the period 1958–2001 using the output of a barotropic version of the HAMBURG Shelf Circulation Model (HAMSOM) over the domain 30°N to 47°N and –12°E to 35°E,

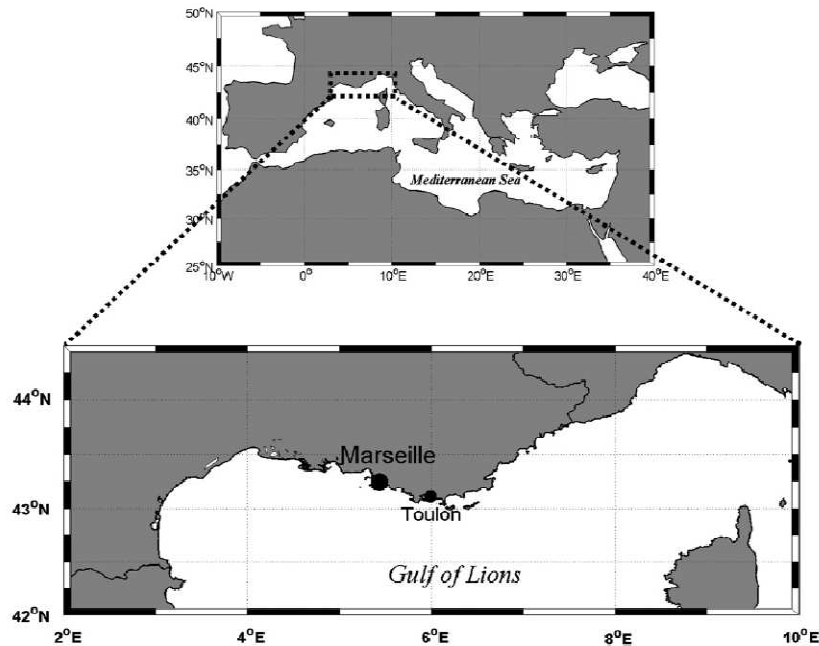


Fig. 1. Location of Marseille and the nearby Toulon tide gauge stations.

Table 1

Time shifts and outliers detected from quality control on Marseille hourly observations.

Time shifts		Outliers
09/02/1893 06:00	→	09/02/1893 20:00
10/04/1901 17:00	→	11/04/1901 21:00
15/02/1902 23:00	→	16/02/1902 20:00
20/02/1907 06:00	→	22/02/1907 21:00
07/01/1908 01:00	→	11/01/1908 00:00
01/12/1908 00:00	→	31/12/1908 00:00
13/01/1916 16:00	→	15/01/1916 10:00
24/03/1923 23:00	→	27/03/1923 20:00
10/04/1923 04:00	→	14/04/1923 00:00
06/05/1923 07:00	→	13/05/1923 05:00
08/06/1923 10:00	→	09/06/1923 22:00
03/07/1923 11:00	→	10/07/1923 11:00
19/07/1923 10:00	→	20/07/1923 22:00
31/03/1929 23:00	→	03/04/1929 22:00
01/07/1931 02:00	→	04/07/1931 07:00
18/08/1951 12:00	→	11/11/1952 23:00
03/07/1961 23:00	→	27/07/1961 22:00
14/02/1963 18:00	→	15/02/1963 20:00
24/11/1965 14:00	→	26/11/1965 04:00
		10/03/1885 01:00
		11/07/1885 21:00
		03/11/1903 13:00
		22/11/1903 21:00
		18/11/1923 23:00
		07/06/1929 06:00
		10/10/1929 10:00
		01/09/1977 17:00

which includes the Mediterranean Sea and the eastern sector of the North Atlantic ocean (Ratsimandresy et al., 2008). The model was forced with atmospheric pressure and wind fields produced by a dynamical downscaling of the reanalysis of NCEP/NCAR for the period 1958–2001 (García-Sotillo et al., 2005).

The model values have been used to compare sea level observations with the atmospherically induced sea level component. The closest grid point of the model grid to the tide gauge station is taken as representative of the atmospherically induced oscillations at the tide gauge site. Previous works have shown that correlation between modelled and observed coastal sea level is

very high (Marcos et al., 2005) and have demonstrated the suitability of this hindcast data set to quantify the atmospherically induced sea level contribution (Marcos and Tsimplis, 2008; Gomis et al., 2008; Pascual et al., 2008).

3. Extreme analysis

The temporal distribution of extremes is analyzed on the basis of annual percentiles. Linear trends are computed with these generated series by means of a linear robust fit with the aim of looking at trends in observed rather than theoretical quantiles.

This alternative to a simple linear regression minimizes a weighted sum of squares, but the weight given to each data point depends on how far the point is from the fitted line by using a bisquare weighting function, resulting in a smaller sensitivity to outliers. The variance-covariance matrix of the coefficient estimates is computed as $V = (X^T * X)^{-1} * \sigma^2$, where X is the vector of times and σ is the root mean square error between the prediction and the data. The standard errors are derived from the matrix V .

Return levels are quantified by fitting the tail of the distribution of extremes to a known function, which is used to estimate the probability of occurrence of an extreme value. In this study the generalized Pareto distribution (GPD) has been chosen to model the excesses over a high threshold. In previous works the generalized extreme value (GEV) distribution has been used to model the largest event per year (Bernier et al., 2007) or the R -largest events per year (Tsimplis and Blackman, 1997), R the number of storms per year. The main advantage of the GPD method over the GEV is that there is no need to separate the extreme values in blocks, allowing the use of more data.

Given a time series (x_1, \dots, x_N) let (y_1, \dots, y_K) be the exceedances over a high threshold U ($y = x - U$) of independent events, with $K \ll N$. In the limit, when U becomes infinitely large the excesses follow a GPD. For a high but finite threshold, we therefore expect that the excesses will approximately follow a GPD whose cumulative distribution function is defined as (Pickands, 1975):

$$G(y; \xi, \sigma) = 1 - \left(1 + \xi \frac{y}{\sigma}\right)^{-1/\xi} \quad (1)$$

where ξ is the shape parameter being a real number and σ is the scale parameter with $\sigma > 0$. For the empirical distribution of extreme values (y_1, \dots, y_K) these parameters of the model can be estimated maximising the log-likelihood function l :

$$l(y; \xi, \sigma) = -K \log \sigma - \sum_{n=1}^K \log \left(1 + \xi \frac{y_n}{\sigma}\right) \quad (2)$$

In a further step and for non-stationary time series the parameters can be modelled as a function of time (Davison and Ramesh, 2000; Hall and Tajvidi, 2000; Coles, 2001). We will follow here the approach on local regression models by Hall and Tajvidi (2000). This method is based on the estimation of the model parameters $(\xi(t), \sigma(t))$ by maximization of a weighted sum of log-likelihood functions for all years t_j

$$\sum_{j=1}^K W(t-t_j, h) l(y_j; \xi_j(t), \sigma_j(t)) \quad (3)$$

Weights are thus determined by the function $W(t-t_j, h)$ which we have taken to be a Gaussian density function with standard deviation h and centred at each year t_j and with t_j to be equal to the year in which observation j occurs. Following Hall and Tajvidi (2000) and Butler et al. (2007) we have chosen the scale parameter to vary linearly locally, that is

$$\sigma_j(t) = \sigma(t) + (t-t_j)\delta(t) \quad (4)$$

It has been shown (Davison and Ramesh, 2000) that the shape parameter is essentially constant in comparison with the others, so no variation in time locally is considered for the parameter ξ . On the other hand, the threshold U can also vary with time. However, we can consider it as a constant as far as the time series are detrended prior to the threshold computation.

Then for each year t of data the weighted log-likelihood function is numerically maximised over the parameters $(\xi(t), \sigma(t), \delta(t))$. The M -year return levels are then estimated for each year t by

$$X_{RM}(t) = U + \frac{\sigma(t)}{\xi(t)} (pM^{\xi(t)} - 1) \quad (5)$$

where p is the probability that an exceedance happens in a given year, computed as the number of excesses divided by the number of measurements.

We follow the bootstrap scheme by Davison and Ramesh (2000) to estimate the uncertainty of the computed return levels. The method has already been applied successfully to sea level extremes in Butler et al. (2007). It consists on the transformation of the data (y_1, \dots, y_K) onto a homogeneous data set by computing the associated cumulative distribution function for each observation t_j using the fitted parameters $\xi(t_j)$ and $\sigma(t_j)$, that is, $E_j = G(y_j; \xi(t_j), \sigma(t_j))$. The standardised observations are re-sampled with replacement B times, so that we have a population of B re-sampled values E_j^1, \dots, E_j^B for each observation j . Then a new set of re-sampled observations (y_j^1, \dots, y_j^B) can be computed by back-transforming, using $y_j^{*b} = G^{-1}(E_j^b, \xi(t_j), \sigma(t_j))$. The $b = 1, \dots, B$ sets of re-sampled observations $\{y_1^1, \dots, y_K^b\}$ are used to compute new estimates of the parameters of the GPD distribution $\xi^{*b}(t)$ and $\sigma^{*b}(t)$ for each year t and resample b , and to construct a set of

return levels. The uncertainty associated to the return levels for each year can be taken as the standard deviation of the return levels computed with the B values of $\xi^*(t)$ and $\sigma^*(t)$.

4. Characterization of sea level extremes and their variability

In this section the persistence in time of sea level extremes as well as their seasonal variability has been documented. The inter-annual and longer term variability of sea level extreme values is characterized on the basis of yearly percentiles looking for linear trends and correlations with NAO.

The persistence of extremes has been characterized by computing the duration of the extremes of sea level observations over a defined threshold. The chosen threshold has been the 99.9th percentile (the time series was previously detrended for this purpose). To justify the use of this value, we made different tests using different high order percentiles. The threshold has to be large enough to ensure that values above are real extremes but at the same time the number of extremes needs to be large enough to be able to build the distribution. Differences in the 50-year return level using 99th and 99.5th percentiles are less than 2 cm (97.2 and 98.9 cm, respectively), that is, about 2% of variation. This indicates that this threshold meets both requirements. If the higher 99.9th percentile is used then the value becomes 90.5 cm due to the few data available to fit the distribution (only 76 values). Lower threshold would not ensure that selected values are actual extremes.

The results are plotted in Fig. 2 and show that the 56% of the events last less than 5 h while 80% last less than 10 h. Also 6 events have been found to last longer than 15 h.

The seasonal distribution of sea level extremes has been estimated by selecting the ten largest events per year from the quality checked time series. Years are defined starting on September 1st until August 31st and events are separated by at least 72 h to ensure independency. The threshold of 72 h was chosen on the basis of empirical knowledge of the mean duration of storm surges in the Mediterranean region. Previous works have made use of the same value (see e.g. Lionello et al., 2008 and Marcos et al., 2009). We have made nevertheless some tests using 48 and 96 h in order to check the sensitivity of our results to this value. We have found that the estimated 50-year return levels when the entire series is used are 99.4 and 97 cm, in contrast to 99.0 cm when the threshold is 72 h. Thus, this can ensure that the

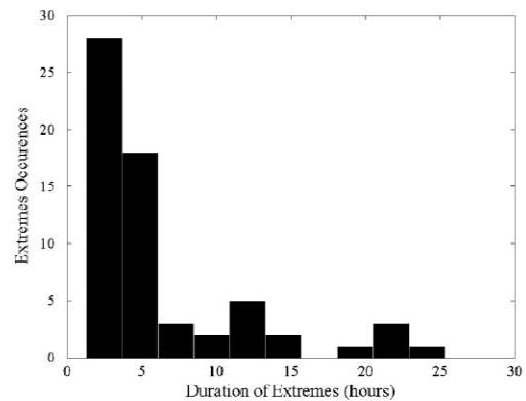


Fig. 2. Distribution of the extreme events depending on their duration.

results are robust since the estimated values are very similar. The monthly distribution is shown in Fig. 3. The largest extreme events are concentrated during winter months from October to March corresponding to the season when storms are developed in the region.

The long-term variability of extreme values has been explored on the basis of yearly percentiles. The 50th, 90th, 95th and 99.9th yearly percentiles of observations are plotted in Fig. 4a together with the corresponding linear trends and their uncertainties (uncertainties in trends correspond hereinafter to standard errors). The 50th percentile roughly coincides with mean sea level and has a trend of 1.18 ± 0.06 mm/yr, in agreement with previous works reporting long term trends in Marseille from the monthly record (Tsimplis and Baker, 2000; Woodward and

Player, 2003; Marcos and Tsimplis, 2008). The trends of the higher order percentiles are slightly smaller but not statistically different from the trend of the mean sea level, with values around 1.0 ± 0.1 mm/yr.

The effect of mean sea level changes over the higher percentiles has been removed by subtracting the 50th percentile (Fig. 4b). Linear trends of the resulting series are slightly negative with values between -0.13 ± 0.06 and -0.19 ± 0.10 mm/yr, except for the higher percentile 99.9th which is not statistically different from zero. Thus, increases in higher extremes are mostly attributed to mean sea level rise at secular time scales, although higher extremes are actually increasing less quickly than mean sea level. It is interesting to note that, although the overall trends coincide, some periods show significant differences between the higher percentiles and the mean sea level. For example, during the period 1960–1975 the higher percentiles display a clear negative trend twice larger than mean sea level trend (-1.66 ± 0.52 mm/yr for 99.9th percentile and -0.23 ± 0.13 mm/yr for 50th percentile). This variability is associated with the atmospheric forcing which has typically shorter time scales.

The time series of percentiles shown in Fig. 4a have been correlated with winter NAO Index (<http://www.cru.uea.ac.uk/cru/data/nao.htm>, Jones et al., 1997). Statistically significant correlations (at 95% of confidence level) are found in all cases with values of -0.4 for the 50th and 90th percentiles and -0.3 for the higher order percentiles.

Percentiles of hindcast data have also been extracted. Inter-annual variability of extremes of the hindcast data has been compared with tidal residuals for the period 1958–2001 (Fig. 5). Mean value has been removed from the observations for the sake of comparison with hindcast data. In the Mediterranean, tides and storm surges are independent, that is, there is not non-linear interaction between them, except in the North Adriatic region and probably in the Gulf of Gabes, where tidal oscillations are larger (Marcos et al, 2009). Therefore tidal residuals are comparable to hindcast data. All reported trends for the period 1958–2001

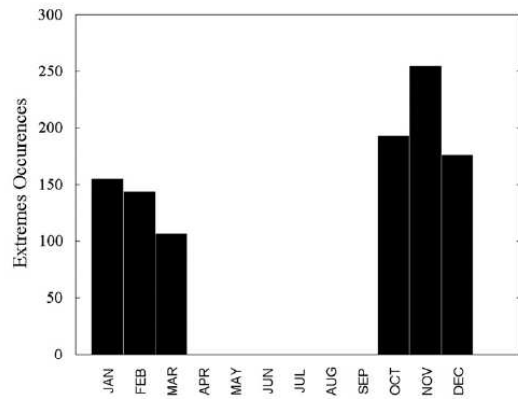


Fig. 3. Seasonal distribution of sea level extremes.

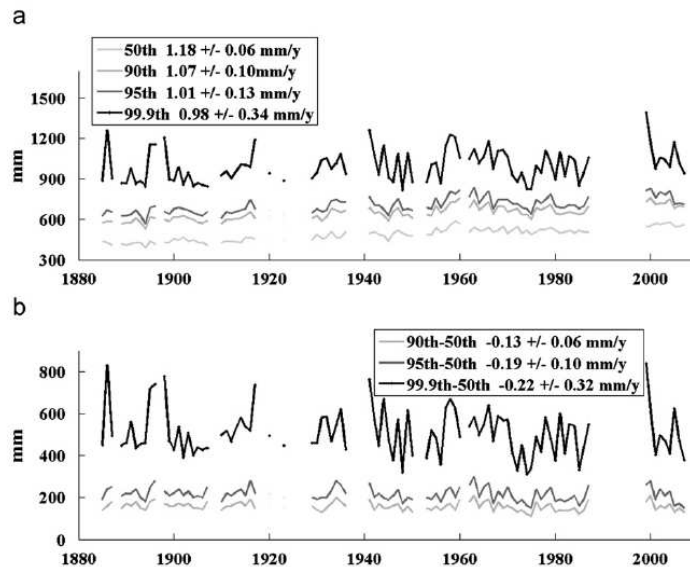


Fig. 4. (a) 50th, 90th, 95th and 99.9th percentiles computed for observed sea level 4 (b). 90, 95 and 99.9th minus 50th percentile. Linear trends for all time series are quoted. The uncertainties correspond to the standard errors.

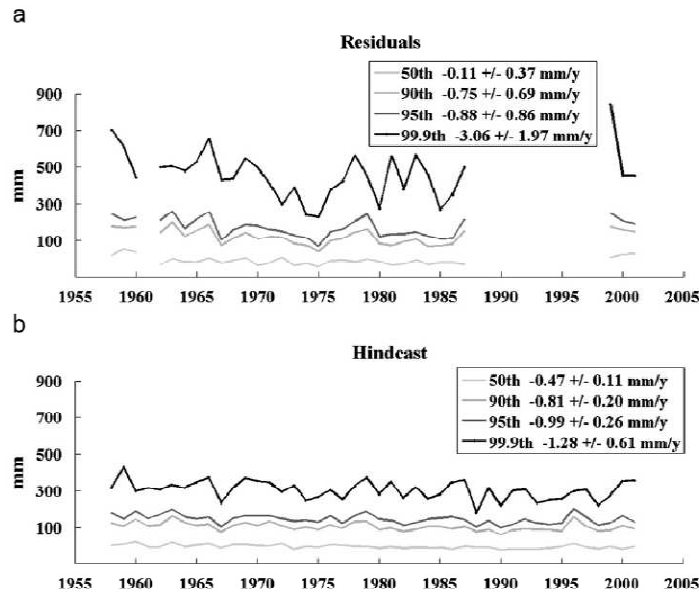


Fig. 5. (a) 50th, 90th, 95th and 99th percentiles computed for tidal residuals & (b), 50th, 95th and 99th percentiles computed for hindcast data. Linear trends and their uncertainties are quoted for each time series.

are negative. The 50th percentile has a trend not statistically different from zero for the observations and -0.47 ± 0.11 mm/yr for the hindcast. Negative trends in mean sea level have already been reported in this area and are attributed to the increase of atmospheric pressure over the Southern Europe during the period 1960–1990 approximately (Tsimplis et al., 2005; Gomis et al., 2008). Higher percentiles display more negative trends not statistically different between those of tidal residuals and hindcast data. The values found are between -0.75 ± 0.69 and -3.06 ± 1.97 mm/yr for the tidal residuals and between -0.99 ± 0.26 and -1.28 ± 0.61 mm/yr for the hindcast. Thus, part of the overall decrease for this period can be attributed to a mean sea level drop. The amplitude of higher percentiles is clearly larger for the data than in the hindcast, reaching more than 60 cm in front of 40 cm for the 99.9th. Also the standard deviations differ with values of 4 and 2 cm for tidal residuals and hindcast, respectively. Therefore hindcast data is underestimating the magnitude of the sea level extremes.

5. Trends in return levels

In this section the time variability in the return levels is characterized. When the entire time series is considered the estimated 50-year return level is 99 cm. However, taking advantage of the length of the record, the changes in the return levels have also been explored. The local time dependent GPD model has been applied to the hourly tide gauge record in Marseille. The time series has been detrended in order to ensure that the threshold is constant over time. The exceedances over the 99.5th percentile have been selected as the extreme values, with events separated by at least 72 h, the mean duration of storm surges in the area. In order to ensure that events are separated at least 72 h the following procedure was used: we built the series of

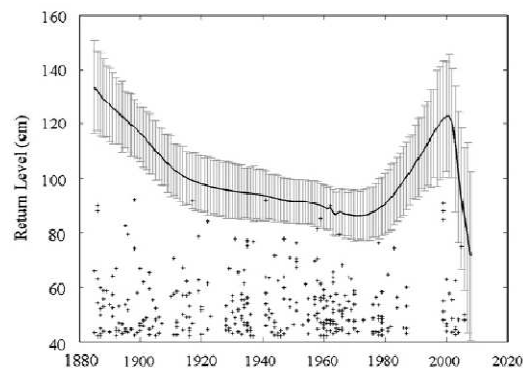


Fig. 6. 50 year return levels (in cm) and their uncertainties estimated from hourly observations in Marseille using the GPD with 99.9th as a threshold.

exceedances over the 99.5th percentile threshold and we selected the maximum value. We then took this value as an extreme and removed from our series of exceedances all the values around the maximum within a period of ± 72 h. We again selected the maximum of the remaining exceedances, stored it as an extreme and removed all values within ± 72 h. And so on until all the extremes were selected.

Results for the 50-year return levels for observations and their uncertainties are plotted in Fig. 6. An important parameter of the time dependent GPD model is the bandwidth h of the Gaussian function $K(t-t_j/h)$. Large values of the bandwidth will result in smoother variations of the return levels. The purpose is to filter out inter-annual variability not related to climate variations, but

to keep inter-decadal variations which can be the consequence of changes in storminess in the region or a shift in the storm patterns. The chosen value has been $h=10$. This value corresponds to a window of approximately 30 years around the year of interest. The choice of this value is based upon a priori knowledge of inter-decadal mean sea level trends in the area. Since it has been shown that long-term extreme changes are partly driven by mean sea level changes we consider that the scale is suitable. Other values have been tested as well ($h=5, 15$) (not shown) finding that the long-term characteristics remain unaffected.

Three periods can be identified showing different return level trends (Fig. 6). The first one, from 1885 to 1910, shows return levels rapidly decreasing from 120 to 100 cm approximately. During 1910 to 1975 the return levels remain nearly constant with values between 90 and 100 cm and uncertainties of ± 10 cm. A sharp increase follows from the late 1970s onwards with a maximum at year 2000 and a rapid decrease afterwards. This marked maximum can be attributed to the lack of data during the periods before and after. For example, if the second segment of the data corresponding to the period 1998–2008 is ignored then a continuous decreasing trend is obtained for the entire period. When a higher degree of smoothing is used ($S=15$, not shown) only the rapid increase is observed without the peak in year 2000. Note that the higher uncertainties are found at the beginning and at the end of the record, coinciding with periods with less data.

The same analysis has been carried out for tidal residuals (not shown) leading to the same temporal variability.

Variations in return levels are the consequence of the variability in the parameters of the GPD model. We have explored whether it can be attributed to a particular parameter or it is the combination of both. Time variability of the shape and scale parameters is shown in Fig. 7. The shape parameter shows a decrease during the first half of the period (until 1950) followed by an increase. It is similar to the behaviour of the return levels, but these decrease

until 1970 approximately. Thus it cannot all be attributed to the time evolution of the shape parameter. The scale parameter displays an oscillating behaviour, increasing from 1900–1950 and decreasing after to 1980. It is also shown that the perturbation of the scale parameter is small in comparison with the $\sigma(t=0)$. Since both parameters display temporal variability, changes in return levels are produced not by a single process but by a combination of changes in the properties of the distribution.

6. Summary and conclusions

The historical hourly sea level record together with recent hourly measurements in Marseille tide gauge have been used to investigate sea level extreme events and their variability during the period 1885–2008. This record, due to its length and quality, represents a valuable and unique tool to study long term changes in high-frequency events.

As expected, sea surges are observed during the winter season when storms are developed in the region. Most of the episodes last less than 5 h and are thus associated with short and rapid passage of perturbations. Whether these are all related to the same atmospheric situation would require an analysis of the prevailing atmospheric conditions and this is beyond the scope of this paper. Occasionally large events have been recorded for up to 15 h, thus increasing the risk of flooding and the potential damages. Special attention should be paid to these longest events and their evolution under a climate change scenario.

The temporal variability of the occurrence of extreme events has been explored on the basis of percentiles. It has been shown that high order percentiles present positive trends around 1 mm/yr for the entire period 1885–2008 mostly attributed to mean sea level changes. At decadal scale however changes in extremes do not always coincide with mean sea level rise. It has been observed that for some periods the velocity at which the amplitude of the extremes varies doubles the mean sea level rise, indicating a period with enhanced atmospheric activity associated to increasing intensity of the storms.

For the period 1958–2001 a hindcast sea level data set forced by atmospheric pressure and wind is available (Ratsimandresy et al., 2008). The comparisons between the hindcast and the tidal residuals have shown that, although the temporal variations are similar, the model underestimates the magnitude of the extremes in about 20 cm in Marseille. This can be due to different factors. On one side the atmospheric forcing is obtained by a dynamical downscaling of ERA40 (García-Sotillo et al., 2005) but may not represent with enough accuracy the regional winds in the Gulf of Lions. On the other side, the intensity of the sea surges can be amplified by the local topography which is not well represented by the relatively low spatial resolution of the model. For this period trends are found to be negative both for observations and hindcast due to an average increase of the atmospheric pressure over the area between 1960 and 1990. Our study evidences the limitations of numerical modes when estimating the magnitude of the extremes, which can be an issue for the model-based predictions of flooding events.

A local regression model based on the GPD has been used to derive trends in return levels. The time series of the observations has been detrended before the estimation of return levels so the threshold U may be considered constant. This implies that changes observed in return levels are not associated to mean sea level changes. This is correct as far as the mean sea level rise is not linked with the mechanism that generates surges. We consider that this is true for the secular trends, not for decadal or inter-decadal trends, where the atmospheric pressure has been shown to influence the mean sea level trends.

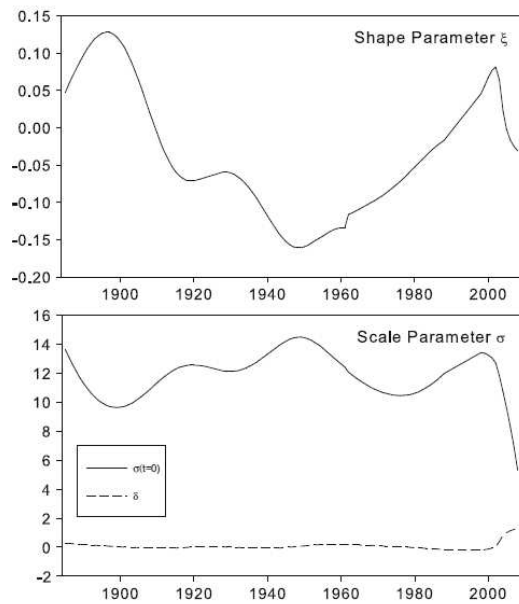


Fig. 7. Time variations of the shape (ξ) and scale (σ) parameters of the local GPD model used to estimate return values of the Marseille record.

The changes found in the return levels are related to complex changes in the distribution of extreme events as evidenced by the variations in the shape and scale parameters of the GPD model. Changes in return levels show a decrease from the beginning of the record until the late 1970s of about 20 cm followed by a rapid increase in their magnitude. The larger return levels obtained for the last decade are also reflected in the larger values of high percentiles around year 2000. This period is associated with an enhanced increase in mean sea level of thermosteric origin. Other factors could also play a significant role in the increasing surges since the 1970s, including coastal erosion and reduction of the beach width which could modify the responses of the coast to the propagation and intensification of the surge events over the long term (Ullmann and Tomasin, 2007). Further research is needed combining local atmospheric data with high frequency sea level observations to determine the origin of all these changes in return levels.

Acknowledgements

This work has been carried out during a visit of the first author to the Instituto Mediterraneo de Estudios Avanzados (IMEDEA (CSIC-UIB)), Mallorca, Spain, funded by an Exchange Grant of the ESF MedCLIVAR Program. It was also partly funded by *Région Poitou-Charentes*, which provided a PhD fellowship for C. Letetrel. M. Marcos acknowledges a "Juan de la Cierva" and a "Ramón y Cajal" contracts both funded by the Spanish "Ministerio de Ciencia e Innovación". The hourly sea level data from Marseille tide gauge were produced by IGN, contributing to the French sea level service SONEL (<http://www.sonel.org>).

References

- Butler, A., Heffernan, J.E., Tawn, J.A., Flather, R.A., Horsburgh, K.J., 2007. Extreme value analysis of decadal variations in storm surge elevations. *J. Mar. Sys.* 67, 189–200.
- Barbosa, S.M., 2008. Quantile trends in Baltic sea level. *Geophys. Res. Lett.* 35, 127704. doi:10.1029/2008GL035182.
- Bernter, N., Thompson, K.R., Ou, J., Ritchie, H., 2007. Mapping the return periods of extreme sea levels: allowing for short sea level records, seasonality and climate change. *Glob. Planet. Change* 57, 139–150.
- Cazenave, A., Nerem, R.S., 2004. Present-day sea level change: observations and causes. *Rev. Geophys.* 42, RG3001. doi:10.1029/2003RG000139.
- Church, J.A., White, N.J., Coleman, R., Lambeck, K., Mitrovica, J.X., 2004. Estimates of the regional distribution of sea-level rise over the 1950 to 2000 period. *J. Clim.* 17, 2609–2625.
- Coles, S.G., 2001. *An Introduction to Statistical Modelling of Extreme Values*. Springer, London.
- Davison, A.C., Ramesh, N.I., 2000. Local likelihood smoothing of sample extremes. *J. R. Statist. Soc. B* 62 (Part 1), 191–208.
- Domingues, C.M., Church, J.A., White, N.J., Gleckler, P.J., Wijffels, S.E., Barker, P.M., Dunn, J.R., 2008. Improved estimates of upper-ocean warming and multi-decadal sea-level rise. *Nature* 453, 1090–1093. doi:10.1038/nature07080.
- Douglas, B.C., 2001. Sea level change in the era of the recording tide gauge. In: Douglas, B., Kearney, M., Leatherman, S. (Eds.), *Sea Level Rise: History and Consequences*. Int. Geophys. Ser., vol. 75. Academic, San Diego, pp. 37–64 chap. 3.
- García-Sotillo, M., Ratsimandresy, A.W., Carretero, J.C., Bentamy, A., Valero, F., González-Rouco, F., 2005. A high-resolution 44-year atmospheric hindcast for the Mediterranean Basin: contribution to the regional improvement of global reanalysis. *Clim. Dyn.* 25, 219–236. doi:10.1007/s00382-005-0030-7.
- Gomis, D., Ruiz, S., García-Sotillo, M., Alvarez-Fanjul, E., Terradas, J., 2008. Low frequency sea level variability in the Mediterranean Sea. Part I: the contribution of atmospheric pressure and wind. *Glob. Planet. Change* 63, 215–229.
- Hall, P., Tajvidi, N., 2000. Nonparametric analysis of temporal trend when fitting parametric models to extreme-value data. *Stat. Sci.* 15, 153–167.
- Holgate, S.J., 2007. On the decadal rates of sea level change during the twentieth century. *Geophys. Res. Lett.* 34, L01602. doi:10.1029/2006GL028492.
- IPCC, 2007. *Climate Change 2008: The Physical Science Basis*. Contribution of the Working Group I to the Fourth Assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. In: Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, H.L., Averyt, K.B., Tignor, M., Miller, H.L. (Eds.), Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 996.
- Jones, P.D., Jónsson, T., Wheeler, D., 1997. Extension to the North Atlantic Oscillation using early instrumental pressure observations from Gibraltar and South-West Iceland. *Int. J. Climatol.* 17, 1433–1450.
- Leuliette, E.W., Nerem, R.S., Mitchum, G., 2004. Results of TOPEX/Poseidon and Jason calibration to construct a continuous record of mean sea level. *Mar. Geod.* 27, 79–94. doi:10.1080/01490410490465193.
- Lionello, P., Cogo, S., Galati, M.B., Sanna, A., 2008. The Mediterranean surface wave climate inferred from future scenario simulations. *Glob. Planet. Change* 63, 152–162. doi:10.1016/j.gloplacha.2008.03.004.
- Marcos, M., Gomis, D., Monserrat, S., Alvarez-Fanjul, E., Perez, B., García-Lafuente, J., 2005. Consistency of long scale level time series in the northern coast of Spain. *J. Geophys. Res.* 110, C03008. doi:10.1029/2004JC002522.
- Marcos, M., Tsimplis, M.N., 2008. Coastal sea level trends in Southern Europe. *Geophys. J. Int.* 175, 70–82. doi:10.1111/j.1365-246X.2008.03892.x.
- Marcos, M., Tsimplis, M.N., Shaw, A.G.P., 2009. Sea level extremes in Southern Europe. *J. Geophys. Res.* 114, C01007. doi:10.1029/2008JC004912.
- Pascual, A., Marcos, M., Gomis, D., 2008. Comparing the sea level response to pressure and wind forcing of two barotropic models: validation with tide gauge and altimetry data. *J. Geophys. Res.* 113, C07011. doi:10.1029/2007JC004459.
- Pawlowicz, R., Beardsley, B., Lentz, S., 2002. Classical tidal "harmonic analysis including error estimates in MATLAB using T_TIDE". *Comput. Geosci.* 28, 929–937.
- Pickands, J., 1975. Statistical inference using extreme order statistics. *Ann. Statist.* 3, 119–131.
- Pirazzoli, P.A., Tomasin, A., 1999. Recent abatement of easterly winds in the Northern Adriatic. *Int. J. Clim.* 19, 1205–1219.
- Pugh, D.T., Vassie, J.M., 1980. Applications of the joint probability method for extreme sea level computations. *Proc. Inst. Civil Eng. Part 2* 69, 959–975.
- Račić, F., 2003. Recent evolution of sea-level extremes at Trieste (Northern Adriatic). *Cont. Shelf Res.* 23, 225–235. doi:10.1016/S0278-4343(02)00224-8.
- Ratsimandresy, A.W., Sotillo, M.C., Carretero, J.C., Albiach, F., Hajji, H., 2008. A 44-year high-resolution ocean and atmospheric hindcast for the Mediterranean Basin developed within the HIPOCAS Project. *Coast. Eng.* 55, 821–842. doi:10.1016/j.coastaleng.2008.02.025.
- Tawn, J.A., 1988. An extreme value theory model for dependent observations. *J. Hydrol.* 101, 227–250.
- Tiphaneau, P., Martin Miguez, B., 2006. Fin de l'expérience avec deux marégraphes SBE26 dans l'anse Calvo, Marseille. CLDG internal report Nr. 03/06, July 2006. (<http://www.sonel.org/Documentation.html>).
- Tsimplis, M.N., Blackman, D., 1997. Extreme sea-level distribution and return periods in the Aegean and the Ionian Seas. *Estuar. Coast Shelf S.* 44, 79–89.
- Tsimplis, M.N., Baker, T.F., 2000. Sea level drop in the Mediterranean Sea: an indicator of deep water salinity and temperature changes? *Geophys. Res. Lett.* 27 (12), 1731–1734.
- Tsimplis, M.N., Josey, S., 2001. Forcing the Mediterranean Sea by atmospheric oscillations over the North Atlantic. *Geophys. Res. Lett.* 28 (5), 803–806.
- Tsimplis, M.N., Alvarez-Fanjul, E., Gomis, D., Fenoglio-Marc, L., Pérez, B., 2005. Mediterranean Sea level trends: atmospheric pressure and wind contribution. *Geophys. Res. Lett.* 32, L20602. doi:10.1029/2005GL023867.
- Ullmann, A., Tomasin, A., 2007. Sea surges in Camargue: trends over the 20th century. *Cont. Shelf Res.* 27, 922–934. doi:10.1016/j.csr.2006.12.001.
- Ullmann, A., Pirazzoli, P.A., Moron, V., 2007. Sea surges around the Gulf of Lions and atmospheric conditions. *Glob. Planet. Change* 63, 203–214. doi:10.1016/j.gloplacha.2007.10.002.
- Ullmann, A., Moron, V., 2008. Weather regimes and sea level variations over the Gulf of Lions (French Mediterranean coast) during the 20th century. *Int. J. Climatol.* 28, 159–171. doi:10.1002/joc.1527.
- Wakelin, S.L., Proctor, R., Pröller, R., Posey, P., 1999. The impact of meteorological data variability on modelling storm surges in the Adriatic Sea. In: *Proceedings of the EGS Pinius Conference held in Maratea, Italy*, pp. 497–508.
- Woodworth, P.L., Blackman, D.L., 2002. Changes in high waters at Liverpool since 1768. *Int. J. Climatology* 22, 697–714.
- Woodworth, P., Player, R., 2003. The Permanent Service for Mean Sea Level: an update to the 21st century. *J. Coastal Res.* 19 (2), 287–295.
- Woodworth, P.L., Blackman, D.L., 2004. Evidence for systematic changes in extreme high waters since the mid-1970s. *J. Climate* 17, 1190–1197.
- Woodworth, P.L., Flather, R.A., Williams, J.A., Wakelin, S.L., Jevrejeva, S., 2007. The dependence of UK extreme sea levels and storm surges on the North Atlantic Oscillation. *Cont. Shelf Res.* 27, 935–946.
- Wöppelmann, G., Pouvreau, N., Simon, B., 2006a. Brest sea level record: a time series construction back to the early eighteenth century. *Ocean Dyn.* 56, 487–497.
- Wöppelmann, G., Zerbini, S., Marcos, M.B., 2006b. Tide gauges and Geodesy: a secular synergy illustrated by three present-day case studies. *C. R. Geoscience* 338, 980–991.
- Wöppelmann et al., 2009. Marseille tide gauge: review and rescue of its historical data (1885–1988). In: *Proceedings of the Third ESF MedCLIVAR Workshop on Understanding the mechanisms responsible for the changes in the Mediterranean Sea circulation and sea level trends*, Rhodes, Greece.

Annexe B : Article Wöppelmann *et al.*, 2009



GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS, VOL. 36, L12607, doi:10.1029/2009GL038720, 2009

Rates of sea-level change over the past century in a geocentric reference frame

G. Wöppelmann,¹ C. Letetrel,¹ A. Santamaria,^{2,3} M.-N. Bouin,^{3,4} X. Collilieux,³ Z. Altamimi,³ S. D. P. Williams,⁵ and B. Martin Miguez⁶

Received 15 April 2009; accepted 21 May 2009; published 24 June 2009.

[1] The results from a carefully implemented GPS analysis, using a strategy adapted to determine accurate vertical station velocities, are presented. The stochastic properties of our globally distributed GPS position time series were inferred, allowing the computation of reliable velocity uncertainties. Most uncertainties were several times smaller than the 1–3 mm/yr global sea level change, and hence the vertical velocities could be applied to correct the long tide gauge records for land motion. The sea level trends obtained in the ITRF2005 reference frame are more consistent than in the ITRF2000 or corrected for Glacial-Isostatic Adjustment (GIA) model predictions, both on the global and the regional scale, leading to a reconciled global rate of geocentric sea level rise of 1.61 ± 0.19 mm/yr over the past century in good agreement with the most recent estimates. Citation: Wöppelmann, G., C. Letetrel, A. Santamaria, M.-N. Bouin, X. Collilieux, Z. Altamimi, S. D. P. Williams, and B. Martin Miguez (2009), Rates of sea-level change over the past century in a geocentric reference frame, *Geophys. Res. Lett.*, 36, L12607, doi:10.1029/2009GL038720.

1. Introduction

[2] Estimates of global-scale sea level rise over the past century are mainly based on long tide gauge records. The range of estimates published in the literature is rather wide (1 to 3 mm/yr), with figures converging towards 1.8 mm/yr [e.g., Church and White, 2006; Douglas, 2001; Holgate, 2007; Jevrejeva *et al.*, 2008]. To a large extent the origin of the differences lies in the methods used to correct the tide gauge records for vertical displacements of the land upon which they are located [e.g., Woodworth, 2006]. While most analyses have included corrections for Glacial-Isostatic Adjustment (GIA) effects, many other land motion processes, for example, associated with plate tectonics, volcanism, sediment compaction, or underground fluid extraction, have not been accounted for, except by excluding the possibly affected tide gauge records from consideration in the studies. Furthermore, the GIA models contain uncertainties in the knowledge of some geophysical parameters, which can yield to large differences in the magnitude and sign of the vertical displacement predictions [e.g., Woodworth, 2006].

[3] Encouraging results were recently obtained on global scales [e.g., Steigenberger *et al.*, 2006; Wöppelmann *et al.*, 2007], showing that the GPS technique in continuous mode and the reference frame realization have reached the maturity to provide useful information to account for land motion in tide gauge records. However, the issue remains challenging. To be useful site displacements at tide gauges should be monitored with standard errors several times smaller than the estimated 1–3 mm/year rates of global sea level rise. The use of a consistent analysis strategy throughout the whole observation data span is demonstrated to be mandatory [e.g., Steigenberger *et al.*, 2006] to prevent GPS products (in particular GPS velocities) from being contaminated with spurious signals that make questionable any geophysical interpretation [e.g., Penna *et al.*, 2007]. In this study, we extended the Wöppelmann *et al.* [2007] results, providing consistent position time series at tide gauges over a longer data span of up to 10 years, based on the recent ITRF2005 reference frame [Altamimi *et al.*, 2007].

2. Data Analysis

2.1. GPS Observations and Processing

[4] We analyzed GPS observations from a global network of 227 stations using a consistent processing strategy over the whole period from January 1997 to November 2006. Among the stations, 160 are co-located within 15 km of a tide gauge, and 91 are used by the International GNSS Service (IGS) for the reference frame implementation. The electronic supplement provides a map showing the stations distribution (Figure S1¹). We used the GAMIT software version 10.21 [King and Bock, 2006], estimating station coordinates, satellite orbits, Earth orientation parameters (EOPs), and zenith tropospheric delay parameters as a piecewise linear model with nodes every 2 hours. Daily observation files were grouped into five subnets with up to 50 stations each. To ensure the optimal estimation of satellite orbital parameters, as well as the alignment to the ITRF2005 reference frame, the subnet stations were globally distributed. Loosely constrained daily subnet solutions were produced using a priori site coordinates in the ITRF2005 reference frame; a priori orbits from the IGS; and a priori EOPs from the IERS Bulletin B. The daily subnet solutions (station coordinates with full co-variances) were combined and aligned to the ITRF2005 by means of minimum constraints using the CATREF Software [Altamimi *et al.*, 2002, 2007]. The obtained global daily solutions were combined into weekly solutions in a second step. The weekly solutions were provided to the TIGA pilot project [Schöne

¹LIENSIS, UMR6250, Université de La Rochelle, La Rochelle, France.

²Instituto Geográfico Nacional, Madrid, Spain.

³LAREG/IGN et GRGS, Marce-la-Vallée, France.

⁴Météo-France, CMM, CNRM, Brest, France.

⁵Proudman Oceanographic Laboratory, Liverpool, UK.

⁶Intergovernmental Oceanographic Commission of UNESCO, Paris, France.

¹Auxiliary materials are available in the HTML. doi:10.1029/2009GL038720.

et al., 2009]. The particular set of stations used to define the reference frame was chosen to provide optimal stability over the entire reanalysis period. More details on the GPS data processing strategy used in this study and implemented by the University of La Rochelle (ULR) analysis centre can be found in the electronic supplement (Text 01). An important feature to outline is the use of absolute antenna phase centre corrections for satellites and receivers [Schmid *et al.*, 2007].

2.2. Noise Characteristics and Velocity Error Estimates

[5] Previous works [e.g., Mao *et al.*, 1999; Williams *et al.*, 2004] demonstrated the presence of significant time-correlated noise in the de-trended GPS position time series residuals. An important consequence is that formal errors on the GPS-derived velocities are grossly underestimated by factors of 5 to 11 if correlations are not properly accounted for [e.g., Mao *et al.*, 1999]. To assign more realistic uncertainties on the GPS velocities, we carefully examined the noise content in our series by the maximum likelihood estimation (MLE) technique using CATS software [Williams, 2008]. These series were the non-linear post-fit residuals obtained from the combination of the whole GPS weekly station coordinates solutions over the 10-year period [Wöppelmann *et al.*, 2007, equation (1), p. 401]. They were previously inspected for outliers and offsets using an iterative approach described in the electronic supplement (Text S2).

[6] A combination of power-law plus white noise model turned out to provide the most likely stochastic description of our GPS position series. This finding was consistent with former results [e.g., Mao *et al.*, 1999; Williams *et al.*, 2004]. The estimated spectral indexes were close to -1 (flicker noise), whatever the positioning component. Furthermore, the noise levels were significantly reduced (30 to 40% in the vertical component) compared to previous global network solutions using similar data spans [e.g., Williams *et al.*, 2004]. The average noise levels were 2.6 ± 0.4 mm and 8.2 ± 1.0 mm/yr $^{0.25}$ for the white- and power law noises, respectively. They support the results obtained by Feissel-Vernier *et al.* [2007] on a preliminary (shorter) version of our reprocessed GPS solutions with an independent noise analysis method (Allan variance). For completeness and further investigations, the electronic supplement provides the vertical GPS velocities in the ITRF2005 and their “CATS” error bars (Table S1). It includes details of the noise analysis for 180 out of the 227 stations that fulfilled the time series selection criteria of 3.5 years of minimum length with more than 70% of valid data in the time series [Blewitt and Lavallée, 2002].

2.3. From ITRF2000 to ITRF2005 Reference Frame

[7] Wöppelmann *et al.* [2007] expressed their long-term cumulative solution in the ITRF2000 [Altamimi *et al.*, 2002], the most recent and robust realization available at that time. In the meantime, three additional observation years were computed at ULR, and the ITRF2005 was released [Altamimi *et al.*, 2007]. Using the ITRF2005 datum and the ITRF2000 as a priori reference frames, starting from the GAMIT loosely constrained subnet solutions in our processing scheme (section 2), resulted in two different solutions over the 10-year period, hereafter ULR2 (using

ITRF2000) and ULR3 (using ITRF2005). The Wöppelmann *et al.* [2007] solution over the shorter 6.7-year period is called ULR1, hereafter. Figure S2 of the auxiliary material shows differences up to 2 mm/yr in the vertical velocities between the two ULR2 and ULR3 solutions (Figure S2, top). A 14-parameter transformation was estimated using the 227 stations in both GPS solutions, yielding a translation rate along the Z-axis of -1.7 ± 0.2 mm/yr and a drift in the scale of 0.13 ± 0.03 ppb/yr. These estimates are consistent with Altamimi *et al.* [2007]. The Z-translation rate between the two frames impacts the vertical velocity of any site at latitude ϕ by $1.7 \times \sin(\phi)$ mm/yr, whereas the scale rate results in a vertical velocity change of about 0.8 mm/yr. Applying these reference frame corrections to the ULR2 solution resulted in differences not statistically significant in the vertical velocities with respect to the ULR3 solution (Figure S2, bottom), thus they were only due to the use of two different reference frames. The transformation parameters between each weekly GPS solution and the combined one expressed in the ITRF2005 (translations and scale factor) showed that our processing scheme implemented the ITRF2005 reference frame at the 1–2 mm level accuracy on a weekly basis (Figure S3).

3. Rates of Sea-Level Change

3.1. Results

[8] The GPS vertical velocities were used to correct for the land motion affecting the tide gauge records to derive absolute (geocentric) changes in sea level (Figure 1). This exercise was carried out at coastal sites with tide gauge records fulfilling the Douglas [2001] selection criteria in determining a global rate of sea level rise. That is, tide gauge records were required to contain more than 85% of valid data over a time span of at least 60 years. The final number of records complying with the selection criteria was identical to the number of records used by Douglas [2001], as it was for the number of regions, respectively 27 and 10 (Figure 1), if the Femandina record was discarded (see discussion). The tide gauge records and their analysis were presented by Wöppelmann *et al.* [2007]. The results are summarized in Table 1, and completed with the 3-year extended ULR solutions presented in section 3.2 (ULR2 and ULR3). The tide gauge and GPS error estimates were each of comparable size, supporting the exercise of applying the GPS vertical velocities for land motion corrections. The “CATS” error bars (section 2.2) are shown for the “best” vertical GPS velocity field (ULR3).

[9] Although the above mentioned error estimates take into account the noise properties of the GPS position time series, they remain an intra-technique estimate. From herein, intra and inter-regional agreement of the sea level trends will be regarded as a most robust estimate of uncertainty.

3.2. Discussion

[10] In estimating absolute sea level trends, we assumed that land motion is essentially linear on the time span considered here (100 years). This assumption is supported by the very small scatter of the acceleration term in the tide gauge records longer than 50–60 years, suggesting that vertical land motion rates are nearly constant at most sites [Douglas, 2001, Figure 3.16, p. 61]. Observational evidence for acceleration was only detected in reconstructions of

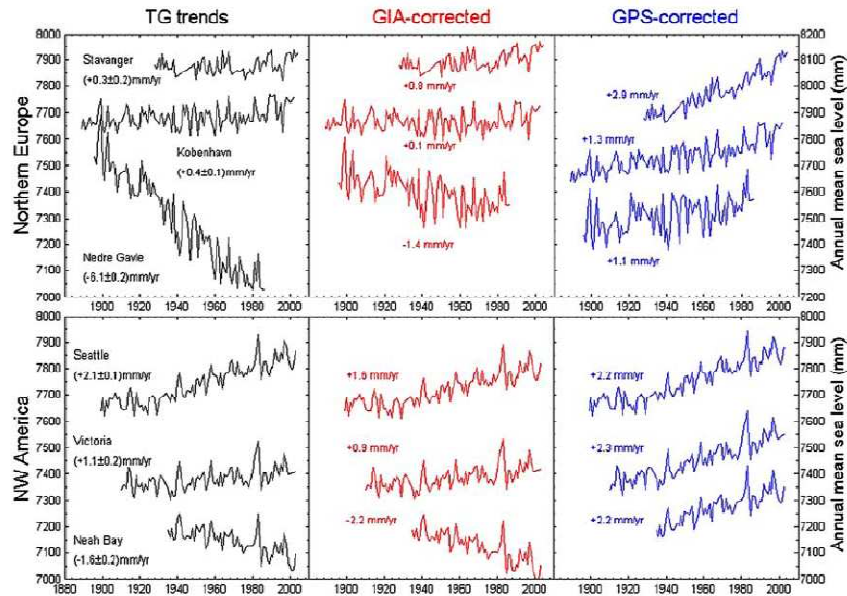


Figure 1. Time series of annual mean sea-level values from: (left) tide gauges; (middle) tide gauges corrected for GIA using *Peltier* [2004] ICE5G (VM2) model predictions; and (right) GPS-corrected tide gauge records in the ITRF2005 reference frame; in (top) Northern Europe and (bottom) North West America. The time series are displayed with arbitrary offsets for presentation purposes (units are in mm).

global sea level curves using large amounts of data [*Church and White*, 2006; *Jevrejeva et al.*, 2008]. In addition, we assumed that the local vertical displacements of the relatively close observation points (tide gauges and GPS antennae) are under the sub-mm per year level. The validity of this second working hypothesis is raised, especially at Femandina, where the land motion corrections failed to provide an agreement with the other stations in the South-East North America region. In absence of repeated high-precision levelling data between the GPS antenna and the tide gauge benchmarks, the hypothesis was necessitated in our exercise.

[11] Table 2 summarises the scatter of the individual- and regional rates of sea level change as measured by the standard deviation statistic. It reveals a slight but steady progress in the land motion corrections performed by the successive ULR solutions. *Wöppelmann et al.* [2007] already noted that GPS corrections provided figures that were more in agreement within a region than GIA corrections from *Peltier* [2004] (e.g., Figure 1). However, the most striking improvement shown here is the significant reduction in the scatter of the regionally averaged sea level trends using ITRF2005 (ULR3 solution, Table 2). Progresses were definitely made in the reference frame realization when shifting to ITRF2005. In contrast, the 3-year data extension barely reduced this scatter using ITRF2000 (ULR1 to ULR2), suggesting that the limitation was more in the

analysis strategy (models, reference frame) than in the data span. This remark is consistent with the predicted standard errors that were obtained for the GPS vertical velocities as a function of the time span of the GPS data (Figure S4). For comparison, the predicted standard errors were also plotted assuming a pure white noise, or using the best noise characteristics observed by *Williams et al.* [2004] in previous global network solutions using similar data spans. GPS analyses have thus reached the maturity to provide useful information for separating land motion from sea level changes recorded by tide gauges, in particular the most underrated and difficult to model effects that are sediment compaction and land subsidence associated with coastal reclamation, development and withdrawal of underground water (Figure 1). Such effects are very site specific, but are sufficiently frequently associated with harbours and tide gauge sites to raise serious concerns on the validity of global averages obtained from uncorrected secular trends.

[12] There might be a limit in the reduction of the scatter of long term sea level trends, however. The issue is the subject of an extensive scientific debate. Sea level rise is expected to vary spatially as a result of the redistribution of melt-water within the Earth system [e.g., *Mitrovica et al.*, 2001]. These variations are long wavelength (>1000 km), and could explain that using ITRF2005 or ITRF2000 did not change significantly the scatter of the geocentric sea-level trends within a region. However, the GPS-corrected

Table 1. Relative and Absolute Sea Level Trends From Tide Gauge Records Using Different Vertical Velocity Fields Computed at ULR^a

Groups of Stations	Tide Gauges			Span (yr)	ULR1 Trend (mm/yr)	TG+ULR1 Trend (mm/yr)	ULR2 Trend (mm/yr)	TG+ULR2 Trend (mm/yr)	ULR3 Trend (mm/yr)	TG+ULR3 Trend (mm/yr)	
	Span (yr)	(TG) Trend (mm/yr)	GPS/TG Dist. (m)								
<i>North Sea + English Channel</i>											
ABERDEEN I+II	103	0.58 ± 0.10	2	6.7	0.15	0.73	8.2	-0.10	0.48	0.67 ± 0.22	1.25
NEWLYN	87	1.69 ± 0.11	10	6.7	-1.04	0.65	8.1	-0.90	0.79	-0.21 ± 0.27	1.48
BREST	83	1.40 ± 0.05	350	6.7	-1.18	0.22	8.0	-1.18	0.22	-0.54 ± 0.77	0.86
<i>Atlantic</i>											
CASCAIS	97	1.22 ± 0.10	84	6.7	-0.58	0.64	8.1	-0.37	0.85	0.12 ± 0.19	1.34
LAGOS	61	1.35 ± 0.18	138	5.3	-0.32	1.03	6.6	-0.59	0.76	-0.10 ± 0.29	1.25
<i>Mediterranean</i>											
MARSEILLE	105	1.27 ± 0.09	5	6.7	-0.32	0.95	8.3	0.34	1.61	0.82 ± 0.37	2.09
GENOVA	78	1.20 ± 0.07	1000	6.6	-0.26	0.94	8.3	-0.61	0.59	-0.16 ± 0.85	1.04
<i>New Zealand</i>											
AUCKLAND II	85	1.30 ± 0.13	5	3.9	1.61	2.91	5.3	1.47	2.77	-0.87 ± 0.48	0.43
PORT LYTTTELTON	101	2.08 ^b ± 0.11	2	5.8	1.21	3.29	7.0	1.66	3.74	-0.59 ± 0.35	1.49
<i>Pacific</i>											
<i>SW North America</i>											
LA JOLLA	72	2.11 ± 0.16	700	6.7	-1.36	0.75	9.8	-0.75	1.36	-0.38 ± 0.62	1.73
LOS ANGELES	78	0.86 ± 0.15	2200	6.7	-0.64	0.22	7.9	-0.67	0.19	-0.30 ± 0.48	0.56
<i>SE North America</i>											
CHARLESTON I	82	3.23 ± 0.16	8200	4.8	-1.80	1.43	6.9	-1.76	1.47	-1.31 ± 0.44	1.92
FERNANDINA	83	2.00 ± 0.13	5500	6.7	-4.28	-2.28	9.4	-3.99	-1.99	-3.58 ± 0.30	-1.58
GALVESTON II	94	6.47 ± 0.17	4200	4.5	-6.85	-0.38	5.9	-6.30	0.17	-5.89 ± 0.61	0.58
MIAMI BEACH	45	2.29 ± 0.26	4800	5.2	0.92	3.21	6.7	0.08	2.37	0.46 ± 0.61	2.75
KEY WEST	90	2.23 ± 0.10	16000	6.7	-0.50	1.73	9.4	-0.97	1.26	-0.59 ± 0.38	1.64
<i>NE North America</i>											
EASTPORT	63	2.07 ± 0.16	800	6.2	1.39	3.46	8.1	1.48	3.55	2.07 ± 0.87	4.14
NEWPORT	70	2.48 ± 0.14	500	6.1	-0.18	2.3	7.3	-0.18	2.3	0.42 ± 0.37	2.9
HALIFAX	77	3.29 ± 0.11	3100	2.8	-1.57	1.72	3.9	-1.5	1.79	-0.72 ± 0.31	2.57
ANNAPOLIS	70	3.46 ± 0.17	100	6.7	-0.12	3.34	8.9	0.19	3.65	0.69 ± 0.94	4.15
SOLOMON'S ISL.	62	3.36 ± 0.19	200	6.7	-3.36	0.00	9.8	-2.92	0.44	-2.43 ± 0.69	0.93
<i>Northern Europe</i>											
STAVANGER	63	0.27 ± 0.17	16000	4.7	0.23	0.50	6.0	1.81	2.08	2.68 ± 0.82	2.95
KOBENHAVN	101	0.32 ± 0.12	7300	2.6	-0.08	0.24	3.9	0.25	0.57	0.97 ± 0.35	1.29
NEDRE GAVLE	90	-6.05 ± 0.23	11000	6.4	6.22	0.17	7.7	6.46	0.41	7.12 ± 0.19	1.07
<i>NW North America</i>											
VICTORIA	86	1.10 ± 0.15	12000	6.7	0.68	1.78	9.8	0.65	1.75	1.20 ± 0.23	2.30
NEAH BAY	65	-1.59 ± 0.22	7800	6.7	4.21	2.62	8.8	3.28	1.69	3.82 ± 0.69	2.23
SEATTLE	104	2.06 ± 0.11	5900	6.7	-0.57	1.49	8.8	-0.42	1.64	0.14 ± 0.31	2.20

^aThe sites are grouped into regions according to Douglas [2001]. The columns TG+ULR represent the GPS-corrected tide gauge trend with the different ULR solutions (see text for details).

^b[from Hannah, 2004].

trends were different in ITRF2005 or ITRF2000 due to the systematic differences between the frames (section 2.3); leading to different values of regionally averaged sea level trends, and scatter (Table 2).

[13] In contrast, Douglas [2008] found no conclusive evidence of glacial melting fingerprints in any of the long tide gauge records that were used by most authors in their determinations of global sea level rise. The assumption that

Table 2. Scatter of the Individual-, and Regional Rates of Sea-Level Change as Measured by the Standard Deviation Statistic Using Different Land Motion Corrections^a

Land Motion Correction at the Tide Gauges	No Correction	GIA-Corrected ICESG (VM2)	GPS Corrected		
			ULR 1	ULR 2	ULR 3
Scatter of the individual rates of sea-level change	2.05 mm/yr	1.49 mm/yr	1.32 mm/yr (1.15)	1.23 mm/yr (1.06)	1.15 mm/yr (0.98)
Scatter of the regional rates of sea-level change	1.37 mm/yr	0.98 mm/yr	0.93 mm/yr (0.91)	0.87 mm/yr (0.83)	0.62 mm/yr (0.60)

^aSee text for details on the ULR solutions. The figures in parentheses correspond to the removal of Fernandina record from the statistics.

underlies the studies which aim at estimating a secular rate of global sea level rise is that the longer the period of sea level variation, the greater the spatial extent of that signal.

[14] Furthermore, Prandi *et al.* [2009] did not find any significant difference between coastal and global mean sea level rise, comparing tide gauges and satellite altimetry data over 1993–2007. Using Douglas [2001] approach and our best estimates of land motion from GPS (ULR3 corrections) yielded a global-average rate of geocentric sea-level rise for the past century which is in good agreement with the recent estimates (e.g., 1.7 mm/yr [Church and White, 2006; Holgate, 2007]). Including or discarding the anomalous Ferdinandina record resulted in an estimate of 1.55 ± 0.19 mm/yr or 1.61 ± 0.19 mm/yr, respectively. The approach is therefore robust (see also figures in parenthesis in Table 2), and gave further support to the Douglas [2001] morphological grouping of tide gauges, which was based on their correlation at low frequencies with their neighbours. Despite the different time spans, our estimate of global sea level rise appeared to be in good agreement with the sum of steric sea level and land ice contributions estimated by Leuliette and Miller [2009] over the recent period of 2003–2007 (1.5 mm/yr) using altimetry, Argo, and GRACE gravity observations.

4. Conclusions

[15] Although there might be a natural limit in the reduction of the scatter of long term sea level trends due to the variability of sea level rise, the geodetic approach is reducing this long-term spatial variability by taking into account the land motion at the tide gauges, whatever the origin of the land motion. The significantly improved results, shown in this paper, give further evidence for a reduction of technique errors and analysis artefacts thanks to the utilization of a fully consistent processing strategy throughout the entire 10-year GPS data span. Improving the analysis strategy proved to be more relevant than extending the data span. Many of our GPS vertical velocities were estimated with uncertainties several times smaller than the 1–3 mm/yr associated with global sea level change, taking into account the stochastic properties of the GPS position time series. Hence, they could be applied to correct the long tide gauge records for land motion, leading to an updated GPS-corrected estimate of global-scale sea level rise which is in agreement with previous ones [e.g., Church and White, 2006].

[16] Other studies may benefit from our new global GPS velocity field, for instance to compare with satellite altimetry data, which requires to monitor the tide gauges in the same geocentric reference frame. The uncertainty introduced by land motion in radar altimeter calibration using tide gauges is estimated to be about 0.4 mm/yr [Mitchum, 2000]. We are looking forward to seeing results from the application of our GPS velocity field in such investigations. These will certainly provide invaluable feedback to further assess the performance of our results, but are beyond the scope of this paper.

[17] Last but not least, improving our understanding of sea-level rise and variability, as well as reducing the associated uncertainties, depends critically on the availability of a stable global reference frame. The accuracy of its

origin and scale is the main factor limiting the determination of geocentric sea level trends today. Progressively improving the frame's accuracy is an important continued mission and effort of international services like the IGS.

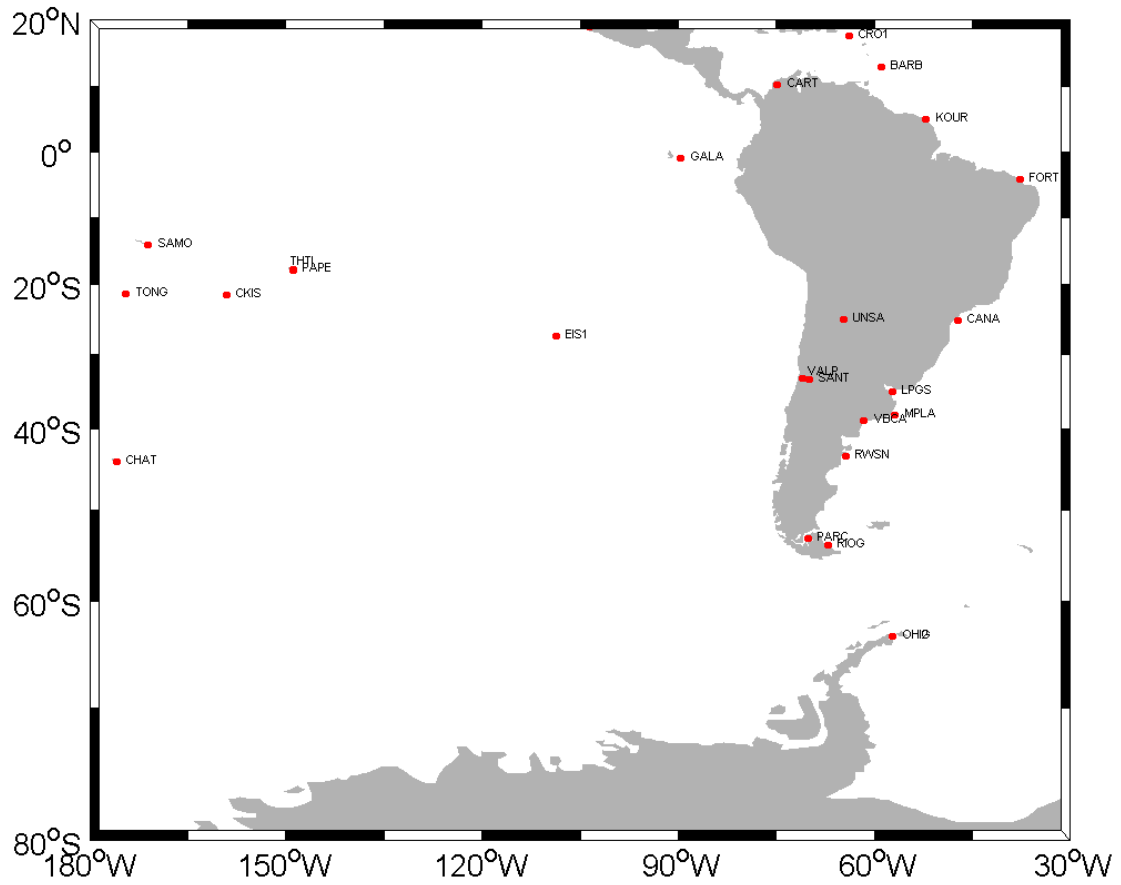
[18] **Acknowledgments.** We thank Matt King (Newcastle University) for his thorough revision that helped to improve the manuscript, as well as Eric Calais (Purdue University) for his early advice on a preliminary version. The work was partly funded by *Région Poitou-Charentes*, which provided a PhD fellowship for C. Letetrel, and by CNES which provided additional support via its TOSCA program. The collaboration with S. Williams (POL) was effective thanks to the specific support provided by MAEE via its PHC/Alliance program. We would like to stress that this work was feasible thanks to all the parties involved in the IGS, EPN, CORS, RGP, RENAG, or BIGF facilities, which make data from a large number of GPS stations freely available.

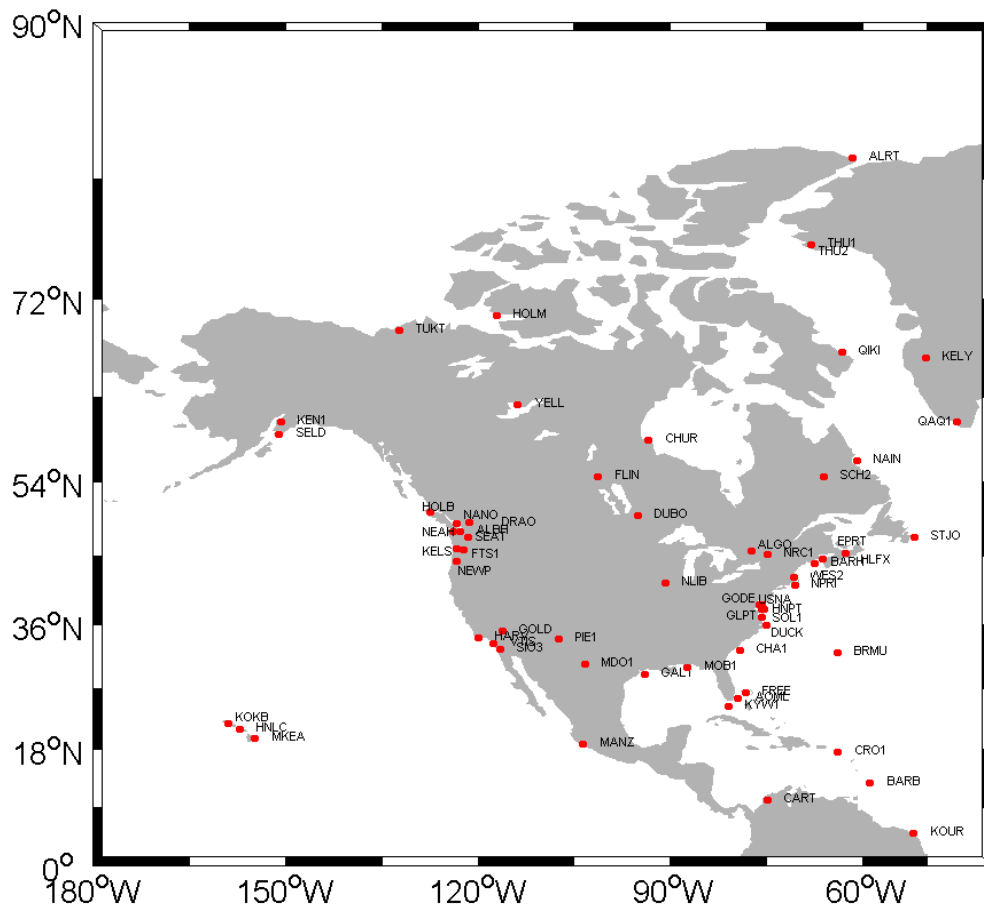
References

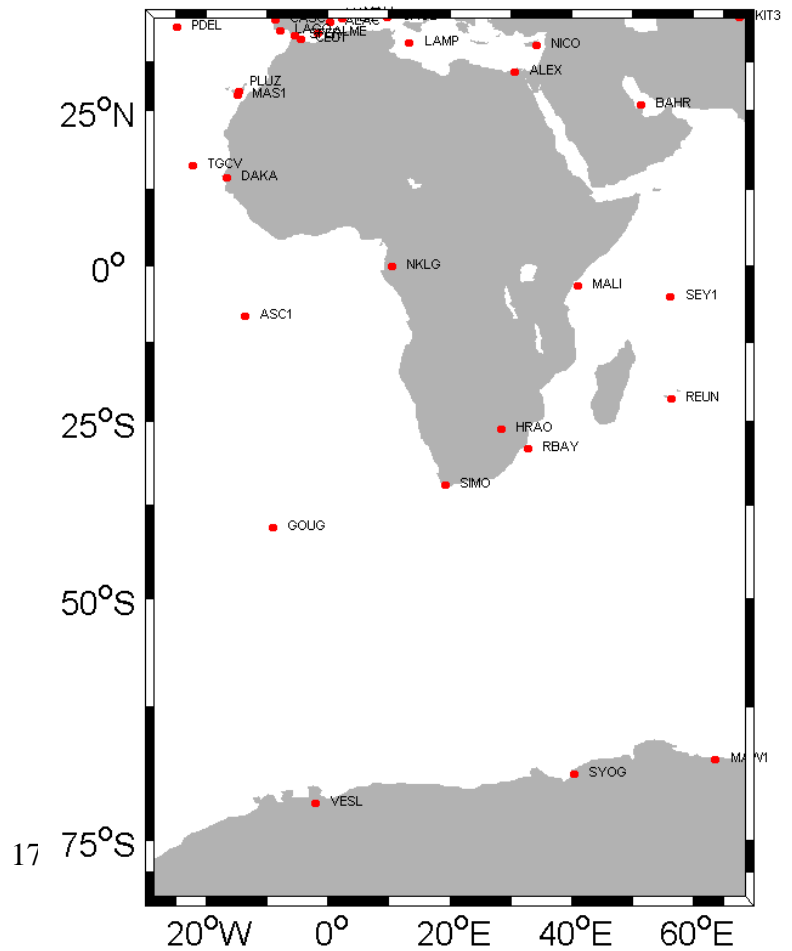
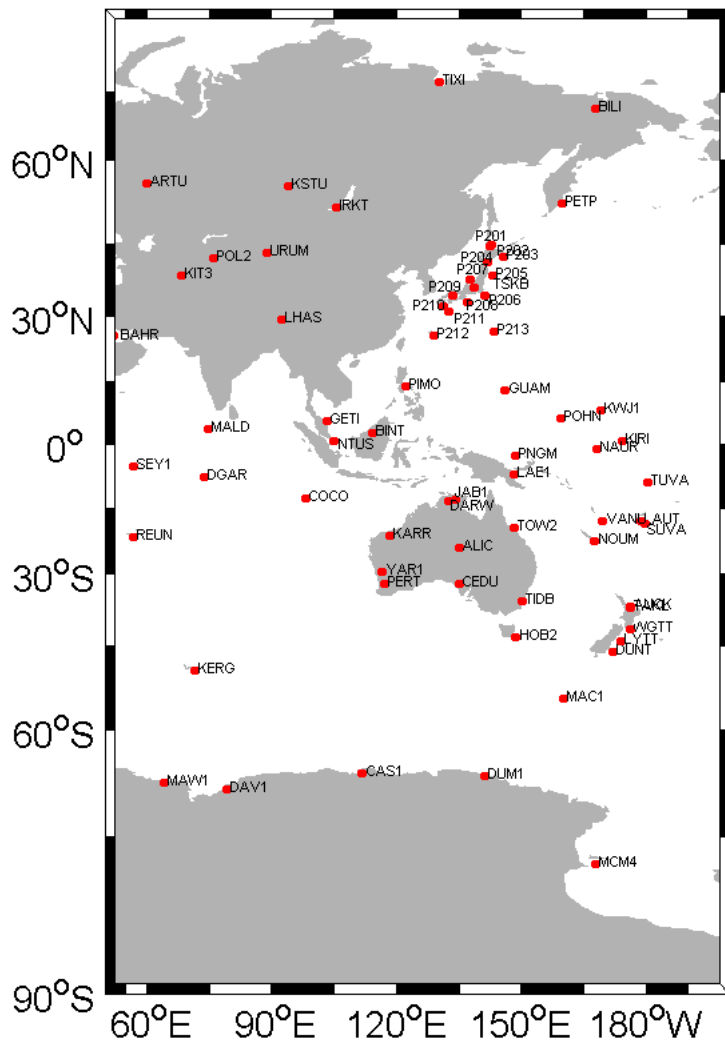
- Altamimi, Z., P. Sillard, and C. Boucher (2002), ITRF2000: A new release of the International Terrestrial Reference Frame for earth science applications, *J. Geophys. Res.*, *107*(B10), 2214, doi:10.1029/2001JB000561.
- Altamimi, Z., X. Collilieux, J. Legrand, B. Garayt, and C. Boucher (2007), ITRF2005: A new release of the International Terrestrial Reference Frame based on time series of station positions and Earth Orientation Parameters, *J. Geophys. Res.*, *112*, B09401, doi:10.1029/2007JB004949.
- Blewitt, G., and D. Lavallée (2002), Effect of annual signals on geodetic velocity, *J. Geophys. Res.*, *107*(B7), 2145, doi:10.1029/2001JB000570.
- Church, J. A., and N. J. White (2006), A 20th century acceleration in global sea-level rise, *Geophys. Res. Lett.*, *33*, L01602, doi:10.1029/2005GL024826.
- Douglas, B. C. (2001), Sea level change in the era of the recording tide gauge, in *Sea Level Rise: History and Consequences*, *Int. Geophys. Ser.*, vol. 75, edited by B. Douglas, M. Kearney, and S. Leatherman, chap. 3, pp. 37–64, Academic, San Diego, Calif.
- Douglas, B. C. (2008), Concerning evidence for fingerprints of glacial melting, *J. Coastal Res.*, *24*, 218–227.
- Feissel-Vernier, M., O. De Viron, and K. Le Bail (2007), Stability of VLBI, SLR, DORIS, and GPS positioning, *Earth Planets Space*, *59*, 475–497.
- Hannah, J. (2004), An updated analysis of long-term sea level change in New Zealand, *Geophys. Res. Lett.*, *31*, L03307, doi:10.1029/2003GL019166.
- Holgate, S. J. (2007), On the decadal rates of sea level change during the twentieth century, *Geophys. Res. Lett.*, *34*, L01602, doi:10.1029/2006GL028492.
- Jevrejeva, S., J. C. Moore, A. Grinsted, and P. L. Woodworth (2008), Recent global sea level acceleration started over 200 years ago?, *Geophys. Res. Lett.*, *35*, L08715, doi:10.1029/2008GL033611.
- King, R. W., and Y. Bock (2006), Documentation for the GAMIT GPS Analysis Software, release 10.2, technical report, Mass. Inst. of Technol., Cambridge.
- Leuliette, E. W., and L. Miller (2009), Closing the sea level rise budget with altimetry, Argo, and GRACE, *Geophys. Res. Lett.*, *36*, L04608, doi:10.1029/2008GL036010.
- Mao, A., C. G. A. Harrison, and T. H. Dixon (1999), Noise in GPS coordinate time series, *J. Geophys. Res.*, *104*, 2797–2816.
- Mitchum, G. (2000), An improved calibration of satellite altimetric heights using tide gauge sea-levels with adjustment for land motion, *Mar. Geod.*, *23*, 145–166.
- Mitrovica, J. X., M. Tamisiea, J. L. Davis, and G. A. Milne (2001), Recent mass balance of polar ice sheets inferred from patterns of global sea-level change, *Nature*, *409*, 1026–1029.
- Penna, N. T., M. A. King, and M. P. Stewart (2007), GPS height time series: Short-period origins of spurious long-period signals, *J. Geophys. Res.*, *112*, B02402, doi:10.1029/2005JB004047.
- Peltier, W. R. (2004), Global glacial isostasy and the surface of the Ice-Age Earth: The ICE-5G (VM2) model and GRACE, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, *32*, 111–149, doi:10.1146/annurev.earth.32.082503.144359.
- Prandi, P., A. Cazenave, and M. Becker (2009), Is coastal mean sea level rising faster than the global mean? A comparison between tide gauges and satellite altimetry over 1993–2007, *Geophys. Res. Lett.*, *36*, L05602, doi:10.1029/2008GL036564.
- Schmid, R., P. Steigenberger, G. Gendt, M. Ge, and M. Rothacher (2007), Generation of a consistent absolute phase center correction model for GPS receivers and satellites antennas, *J. Geod.*, *81*, 781–798.
- Schöne, T., N. Schön, and D. Thaller (2009), IGS Tide Gauge Benchmark Monitoring Pilot Project (TIGA): Scientific benefits, *J. Geod.*, *83*, 249–261.

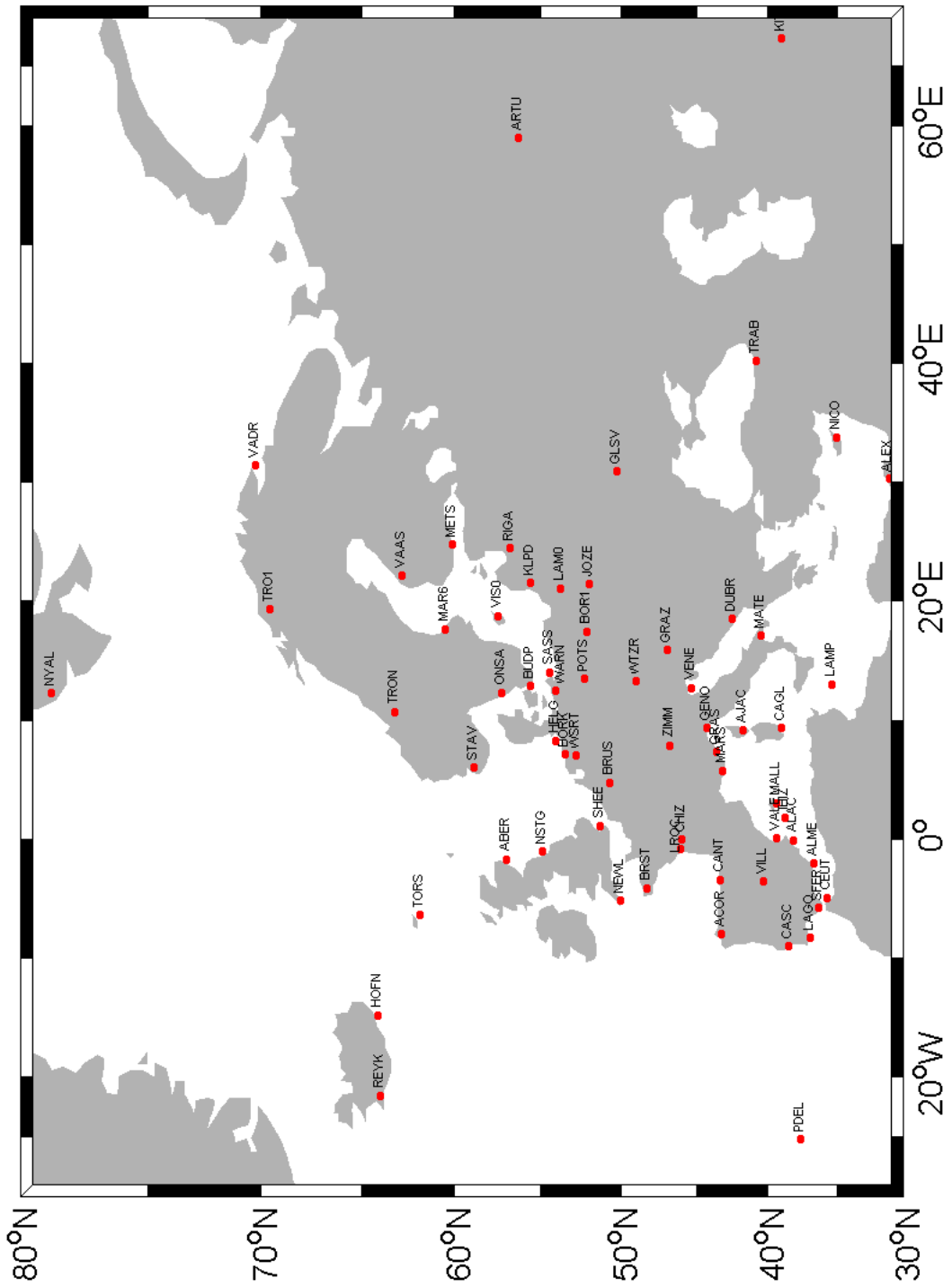
- Steigenberger, P., M. Rothacher, R. Dietrich, M. Fritsche, A. Rülke, and S. Vey (2006), Reprocessing of a global GPS network, *J. Geophys. Res.*, *111*, B05402, doi:10.1029/2005JB003747.
- Williams, S. D. P. (2008), CATS: GPS coordinate time series analysis software, *GPS Solutions*, *12*, 147–153.
- Williams, S. D. P., Y. Bock, P. Fang, P. Jamason, R. M. Nikolaidis, L. Prawirodirdjo, M. Miller, and D. J. Johnson (2004), Error analysis of continuous GPS position time series, *J. Geophys. Res.*, *109*, B03412, doi:10.1029/2003JB002741.
- Woodworth, P. I. (2006), Some important issues to do with long-term sea level change, *Philos. Trans. R. Soc., Ser. A*, *364*, 787–803.
- Wöppelmann, G., B. Martin Miguez, M. N. Bouin, and Z. Altamimi (2007), Geocentric sea-level trend estimates from GPS analyses at relevant tide gauges world-wide, *Global Planet. Change*, *57*, 396–406.
- Z. Altamimi, M.-N. Bouin, X. Collilieux, and A. Santamaria, LAREG/IGN et GRGS, F-77455 Marne-la-Vallée CEDEX, France.
- C. Letetrel and G. Wöppelmann, LIENSS, UMR6250, Université de La Rochelle, 2 rue Olympe de Gouges, F-17000 La Rochelle CEDEX, France. (gwoppelm@univ-lr.fr)
- B. M. Miguez, Intergovernmental Oceanographic Commission of UNESCO, 1 rue Miollis, F-75732 Paris CEDEX 15, France.
- S. D. P. Williams, Proudman Oceanographic Laboratory, Bidston Hill, Liverpool L3 5DA, UK.

Annexe C : Localisation et Acronymes de l'ensemble des 225 stations de la solution ULR









Annexe D : Caractéristiques spatiales et temporelles des 225 stations GPS des solutions ULR1, ULR2 et ULR3

« Site » : Acronyme de la station

« Lon » : Longitude de la station

« Lat » : Latitude de la station

« début » : temps initial de la série GPS

« fin » : temps final de la série GPS

« T_GPS » : Longueur de la série temporelle GPS , en années.

« V_GPS » : Vitesse verticale GPS en mm/an

« Trous » : Pourcentage de trous dans la série temporelle

Site	Lon	Lat	ULR3				ULR1-ULR2			
			début	fin	T_GPS	trous	début	fin	T_GPS	trous
ABER	357.920	57.144	1998.7	2006.9	8.2	6.1	1999.0	2005.7	6.7	11.8
ACOR	351.601	43.364	1999.7	2006.9	7.2	13.8	1999.6	2005.7	6.1	23.2
AJAC	8.763	41.927	2000.1	2006.9	6.8	10.4	2000.1	2005.7	5.7	12.2
ALAC	359.519	38.339	1999.6	2006.9	7.3	10.8	1999.6	2005.7	6.1	10.3
ALBH	236.513	48.390	1997.0	2006.9	9.9	4.9	1999.0	2005.7	6.7	11.8
ALEX	29.911	31.197	2001.8	2003.6	1.8	2.1	2001.9	2003.6	1.7	4.4
ALGO	281.929	45.956	1997.0	2006.9	9.9	4.9	1999.0	2005.7	6.7	11.8
ALIC	133.886	-23.670	1997.0	2006.9	9.9	6.2	1999.2	2005.7	6.6	10.9
ALME	357.541	36.853	2001.0	2006.9	5.9	6.5	2001.0	2005.6	4.6	6.4
ALRT	297.660	82.494	2002.5	2006.9	4.3	4.4	2002.5	2005.7	3.2	3.0
AOML	279.838	25.735	1997.9	2004.3	6.4	6.3	1999.0	2004.3	5.2	15.4
ARTU	58.560	56.430	1999.6	2006.9	7.3	4.5	1999.6	2005.7	6.1	9.7
ASC1	345.588	-7.951	1997.0	2006.1	9.1	25.4	1999.0	2005.6	6.6	33.3
AUCK	174.834	-36.603	1997.0	2006.9	9.9	4.9	1999.0	2005.7	6.7	11.8
BAHR	50.608	26.209	1997.0	2006.9	9.9	4.9	1999.0	2005.7	6.7	11.8
BARB	300.391	13.088	1997.9	2001.1	3.2	29.1	1999.1	2001.1	2.0	39.8
BARH	291.778	44.395	1998.8	2006.8	8.0	13.8	1999.0	2005.7	6.7	23.0
BILI	166.438	68.076	1999.7	2006.9	7.2	7.2	1999.7	2005.7	6.0	13.1
BINT	113.067	3.262	1999.1	2002.8	3.7	32.6	1999.1	2002.8	3.7	42.9
BOR1	17.073	52.277	1997.0	2006.9	9.9	6.0	1999.0	2005.7	6.7	12.4
BORK	6.747	53.564	2000.8	2006.9	6.0	7.0	2000.8	2005.6	4.7	6.9
BRMU	295.304	32.370	1997.0	2006.9	9.9	7.6	1999.0	2005.7	6.7	14.9
BRST	355.503	48.380	1998.8	2006.9	8.0	18.4	1999.0	2005.7	6.7	21.3
BRUS	4.359	50.798	1997.0	2006.9	9.9	4.9	1999.0	2005.7	6.7	11.8
BUDP	12.500	55.739	2003.0	2006.9	3.9	7.4	2003.0	2005.6	2.6	3.0
CAGL	8.973	39.136	1998.1	2006.9	8.8	29.5	2000.0	2005.7	5.7	19.5
CANA	312.075	-25.020	2002.5	2006.9	4.4	19.2	2002.5	2005.7	3.2	18.4
CANT	356.202	43.472	2001.0	2006.9	5.9	6.5	2001.0	2005.7	4.7	21.1
CART	284.466	10.391	2000.1	2006.8	6.7	62.5	2000.1	2003.2	3.1	9.4
CAS1	110.520	-66.283	1997.0	2006.9	9.9	12.3	1999.0	2005.7	6.7	41.7
CASC	350.581	38.693	1998.6	2006.9	8.3	9.3	1999.0	2005.7	6.7	16.1
CEDU	133.810	-31.867	1997.8	2006.9	9.1	12.0	1999.0	2005.7	6.7	12.1
CEUT	354.689	35.896	2001.9	2006.6	4.7	4.5	2001.9	2005.7	3.8	12.4
CHA1	280.157	32.758	1997.0	2003.9	6.9	10.6	1999.0	2003.9	4.8	4.0
CHAT	183.434	-43.956	1997.0	2006.9	9.9	5.1	1999.0	2005.7	6.7	15.5
CHIZ	359.592	46.133	2000.8	2006.9	6.1	7.3	2000.8	2005.7	4.9	12.1

CHUR	265.911	58.759	1997.0	2006.9	9.9	5.3	1999.0	2005.7	6.7	8.2
CKIS	200.199	-21.201	2001.7	2006.9	5.2	33.0	2001.7	2005.7	4.0	12.4
COCO	96.834	-12.188	1997.0	2006.9	9.9	8.6	1999.0	2005.7	6.7	34.1
CRO1	295.416	17.757	1997.0	2006.9	9.9	12.6	1999.0	2005.7	6.7	12.9
DAKA	342.535	14.685	2002.2	2006.9	4.7	55.6	2002.2	2005.6	3.4	23.9
DARW	131.133	-12.844	1997.7	2006.9	9.2	16.3	1999.4	2005.7	6.3	54.8
DAV1	77.973	-68.577	1997.0	2006.9	9.9	8.0	1999.0	2005.7	6.7	14.3
DGAR	72.370	-7.270	1997.0	2006.9	9.9	26.8	1999.0	2005.7	6.7	11.8
DRAO	240.375	49.323	1997.0	2006.9	9.9	5.4	1999.0	2005.7	6.7	41.9
DUBO	264.134	50.259	1997.0	2006.9	9.9	10.1	1999.0	2005.7	6.7	11.8
DUBR	18.110	42.650	2000.7	2005.9	5.2	18.4	2000.7	2005.6	4.8	21.3
DUCK	284.249	36.182	1997.7	2004.3	6.6	9.8	1999.0	2004.3	5.3	20.2
DUM1	140.002	-66.665	1998.0	2006.9	8.9	18.6	1999.0	2005.7	6.7	19.8
DUNT	170.629	-45.814	1999.7	2006.9	7.1	7.5	1999.7	2005.7	6.0	25.9
EIS1	250.617	-27.148	1997.0	2005.1	8.0	21.0	1999.0	2005.0	5.9	12.9
EPRT	293.008	44.909	1998.8	2006.9	8.1	20.5	1999.5	2005.7	6.2	22.4
FLIN	258.022	54.726	1997.0	2006.9	9.9	5.3	1999.0	2005.7	6.7	29.9
FORT	321.574	-3.877	1997.0	2006.3	9.2	5.0	1999.0	2005.7	6.7	11.8
FREE	281.007	26.703	1999.4	2001.8	2.4	19.4	1999.4	2001.8	2.4	12.7
FTS1	236.044	46.205	1997.0	2006.9	9.9	8.6	1999.0	2005.7	6.7	27.0
GAL1	265.263	29.330	1997.7	2003.5	5.9	11.1	1999.0	2003.5	4.5	12.4
GALA	269.696	-0.743	1997.0	2002.9	5.8	19.1	1999.0	2002.8	3.8	19.7
GENO	8.921	44.419	1998.6	2006.9	8.3	7.1	1999.0	2005.7	6.6	31.8
GETI	102.105	6.226	1999.0	2002.8	3.8	14.3	1999.0	2002.8	3.7	13.0
GLPT	283.501	37.249	1997.4	2006.6	9.1	5.0	1999.0	2005.7	6.7	27.5
GLSV	30.497	50.364	1998.2	2006.9	8.7	4.8	1999.0	2005.7	6.7	11.8
GODE	283.173	39.022	1997.0	2006.9	9.9	6.4	1999.0	2005.7	6.7	12.1
GOLD	243.111	35.425	1997.0	2006.9	9.9	13.4	1999.0	2005.7	6.7	13.8
GOUG	350.119	-40.349	1998.6	2006.9	8.3	15.1	1999.0	2005.7	6.7	20.4
GRAS	6.921	43.755	1997.0	2006.9	9.9	9.5	1999.0	2005.7	6.7	23.0
GRAZ	15.493	47.067	1997.0	2006.9	9.9	5.3	1999.0	2005.7	6.7	18.7
GUAM	144.868	13.589	1997.0	2006.9	9.9	11.5	1999.2	2005.7	6.6	12.1
HARV	239.318	34.469	1997.9	2006.4	8.5	75.7	2000.0	2001.6	1.6	18.6
HELG	7.893	54.174	1999.9	2006.9	7.0	6.8	1999.9	2005.6	5.7	48.8
HLFX	296.389	44.684	2003.0	2006.9	3.9	5.4	2003.0	2005.7	2.8	9.5
HNLC	202.135	21.303	1998.1	2006.9	8.8	22.1	1999.2	2005.7	6.5	3.5
HNPT	283.870	38.589	1997.0	2006.9	9.9	12.5	1999.0	2005.7	6.7	27.2
HOB2	147.439	-42.805	1997.0	2006.9	9.8	9.2	1999.0	2005.6	6.5	18.1
HOFN	344.802	64.267	1997.8	2006.9	9.1	5.0	1999.0	2005.7	6.7	14.7
HOLB	231.865	50.640	1998.0	2006.9	8.9	9.3	1999.4	2005.7	6.3	12.4
HOLM	242.239	70.736	2001.7	2006.9	5.2	4.8	2001.7	2005.7	4.1	11.9
HRAO	27.687	-25.890	1997.3	2006.9	9.6	12.9	1999.0	2005.7	6.7	6.6
IBIZ	1.449	38.911	2004.8	2006.7	1.9	18.2	2004.8	2005.7	0.9	12.6
IRKT	104.316	52.219	1997.0	2006.9	9.9	7.0	1999.0	2005.7	6.7	20.8
JAB1	132.894	-12.659	1997.6	2006.7	9.1	26.7	1999.0	2005.7	6.7	12.1
JOZE	21.032	52.097	1997.0	2006.9	9.9	5.3	1999.0	2005.7	6.7	29.3
KARR	117.097	-20.981	1997.0	2006.9	9.8	6.2	1999.0	2005.7	6.7	11.8
KELS	237.104	46.118	1997.8	2006.9	9.1	5.3	1999.0	2005.7	6.7	13.8
KELY	309.055	66.987	1997.0	2001.7	4.7	8.6	1999.0	2005.7	6.6	12.4
KEN1	208.650	60.675	1997.4	2006.9	9.4	10.6	1999.0	2005.7	6.7	22.0
KERG	70.256	-49.351	1997.0	2006.9	9.9	8.4	1999.0	2005.7	6.7	16.4
KIRI	172.923	1.355	2002.6	2006.9	4.3	32.6	2002.6	2005.7	3.1	14.4
KIT3	66.885	39.135	1997.0	2006.9	9.9	16.5	1999.1	2005.7	6.6	32.7
KLPD	21.119	55.715	2004.9	2006.9	1.9	5.9	2004.9	2005.7	0.8	24.0

KOKB	200.335	22.126	1997.0	2006.9	9.9	9.3	1999.0	2005.7	6.7	2.5
KOUR	307.194	5.252	1997.0	2006.9	9.9	11.9	1999.0	2005.7	6.7	18.4
KSTU	92.794	55.993	1997.7	2004.7	7.1	26.1	1999.0	2004.7	5.7	17.2
KWJ1	167.730	8.722	1997.0	2002.6	5.5	23.9	1999.0	2002.6	3.5	35.1
KYW1	278.347	24.582	1997.4	2006.9	9.4	13.0	1999.0	2005.7	6.7	44.3
LAE1	146.993	-6.674	2001.0	2006.6	5.5	7.6	2001.0	2005.7	4.7	13.2
LAGO	351.332	37.099	2000.3	2006.9	6.6	12.5	2000.3	2005.6	5.3	7.0
LAM0	20.670	53.892	1997.0	2006.9	9.9	15.4	1999.0	2005.7	6.7	14.2
LAMP	12.606	35.500	1999.2	2006.9	7.6	8.8	1999.2	2005.7	6.4	21.0
LAUT	177.447	-17.609	2001.9	2006.9	5.0	26.6	2001.9	2005.7	3.8	14.6
LHAS	91.104	29.657	1997.0	2006.9	9.9	10.9	1999.0	2005.7	6.7	24.9
LPGS	302.068	-34.907	1997.0	2006.9	9.9	12.5	1999.0	2005.7	6.7	15.8
LROC	358.781	46.159	2001.9	2006.9	5.0	4.6	2001.9	2005.7	3.8	15.8
LYTT	172.722	-43.606	1999.9	2006.9	7.0	18.1	1999.9	2005.7	5.8	3.5
MAC1	158.936	-54.500	1997.0	2006.9	9.9	5.3	1999.0	2005.7	6.7	22.4
MALD	73.526	4.189	1999.6	2006.5	6.8	41.2	1999.6	2005.7	6.1	12.4
MALI	40.194	-2.996	1997.0	2006.9	9.9	11.5	1999.2	2005.7	6.6	42.8
MALL	2.625	39.553	2001.0	2006.9	5.9	3.6	2001.0	2005.7	4.7	17.7
MANZ	255.702	19.064	1999.3	2006.4	7.1	66.0	1999.3	2002.9	3.5	6.1
MAR6	17.259	60.595	1999.2	2006.9	7.7	7.0	1999.2	2005.6	6.4	59.8
MARS	5.354	43.279	1998.6	2006.9	8.3	8.8	1999.0	2005.7	6.7	11.5
MAS1	344.367	27.764	1997.0	2006.9	9.9	9.9	1999.0	2005.7	6.7	17.2
MATE	16.704	40.649	1997.0	2006.9	9.9	5.3	1999.0	2005.7	6.7	18.7
MAW1	62.871	-67.605	1997.0	2006.9	9.9	5.3	1999.0	2005.7	6.7	12.1
MCM4	166.669	-77.838	1997.0	2006.9	9.9	5.8	1999.0	2005.7	6.7	12.1
MDO1	255.985	30.681	1997.0	2006.9	9.9	6.0	1999.0	2005.7	6.7	12.6
METS	24.395	60.217	1997.0	2006.9	9.9	5.4	1999.0	2005.7	6.7	13.2
MKEA	204.544	19.801	1997.0	2006.9	9.9	7.0	1999.1	2005.7	6.6	11.8
MOB1	271.976	30.228	1997.4	2006.9	9.4	7.9	1999.0	2005.7	6.7	13.2
MPLA	302.469	-38.036	2002.8	2006.9	4.1	58.9	2002.8	2004.2	1.4	12.1
NAIN	298.311	56.537	2003.0	2006.9	3.9	3.9	2003.0	2005.7	2.8	34.2
NANO	235.914	49.295	1998.0	2006.9	8.9	5.8	1999.0	2005.7	6.7	4.2
NAUR	166.926	-0.552	2003.5	2006.8	3.3	51.7	2003.5	2004.9	1.4	14.1
NEAH	235.375	48.298	1998.1	2006.9	8.8	10.9	1999.0	2005.7	6.7	23.6
NEWL	354.457	50.103	1998.8	2006.9	8.1	5.0	1999.0	2005.7	6.7	12.4
NEWP	235.938	44.585	1997.5	2006.9	9.4	13.5	1999.0	2005.7	6.7	14.9
NICO	33.396	35.141	1997.8	2006.5	8.6	17.1	1999.0	2005.7	6.7	23.3
NKLG	9.672	0.354	2000.3	2006.9	6.6	5.2	2000.3	2005.7	5.4	7.4
NLIB	268.425	41.772	1997.0	2006.9	9.9	6.4	1999.0	2005.7	6.7	13.2
NOUM	166.410	-22.270	1998.0	2006.9	8.9	6.5	1999.0	2005.7	6.7	13.8
NPRI	288.672	41.510	1999.6	2006.9	7.3	4.5	1999.6	2005.7	6.1	10.8
NRC1	284.376	45.454	1997.1	2006.9	9.7	7.1	1999.0	2005.7	6.7	12.4
NSTG	358.560	55.007	1998.5	2006.9	8.4	31.6	1999.9	2005.7	5.8	24.8
NTUS	103.680	1.346	1997.7	2006.8	9.2	17.7	1999.0	2005.7	6.7	27.0
NYAL	11.865	78.930	1997.0	2006.9	9.9	9.9	1999.0	2005.7	6.7	12.4
OHI2	302.099	-63.321	2002.1	2006.9	4.8	16.5	2002.1	2005.7	3.6	10.1
OHIG	302.100	-63.321	1997.0	2002.1	5.1	36.3	1999.1	2002.1	3.1	50.6
ONSA	11.926	57.395	1997.0	2006.9	9.9	5.6	1999.0	2005.7	6.7	11.8
P201	141.685	45.408	2003.3	2006.9	3.6	7.4	2003.3	2005.7	2.5	5.5
P202	144.286	44.019	2003.4	2006.9	3.4	5.0	2003.4	2005.7	2.3	3.4
P203	144.371	42.976	2003.8	2006.9	3.1	4.3	2004.3	2005.6	1.3	4.4
P204	140.725	41.782	2003.3	2006.9	3.6	4.3	2003.3	2005.7	2.4	3.2
P205	141.753	39.020	2003.4	2006.9	3.4	3.9	2003.4	2005.7	2.3	2.5
P206	139.825	34.919	2003.5	2006.9	3.4	3.9	2003.5	2005.7	2.3	2.6

P207	137.225	36.762	2003.4	2006.9	3.4	3.9	2003.4	2005.7	2.3	2.5
P208	135.773	33.476	2003.3	2006.9	3.6	4.2	2003.3	2005.7	2.5	3.1
P209	132.066	34.897	2003.5	2006.9	3.4	3.9	2003.5	2005.7	2.3	2.6
P210	129.866	32.735	2003.3	2006.9	3.6	4.2	2003.3	2005.7	2.5	3.1
P211	131.409	31.577	2003.4	2006.9	3.5	5.0	2003.4	2005.7	2.3	2.5
P212	127.665	26.213	2003.4	2006.9	3.4	5.0	2003.4	2005.7	2.3	5.1
P213	142.195	27.094	2003.3	2006.9	3.6	4.3	2003.3	2005.7	2.4	3.2
PAPE	210.427	-17.533	2004.0	2006.9	2.8	31.1	2004.0	2005.6	1.5	35.0
PARC	289.120	-53.137	1999.0	2006.9	7.9	54.0	1999.0	2003.7	4.7	37.3
PDEL	334.337	37.748	2000.3	2006.9	6.6	10.2	2000.3	2005.6	5.2	11.4
PERT	115.885	-31.802	1997.0	2006.9	9.9	9.3	1999.0	2005.7	6.7	17.5
PETP	158.607	53.067	1998.8	2006.9	8.1	7.8	1999.0	2005.7	6.7	16.1
PIE1	251.881	34.302	1997.0	2006.7	9.7	5.8	1999.0	2005.7	6.7	12.9
PIMO	121.078	14.636	1999.3	2006.9	7.6	16.7	1999.3	2005.2	5.9	21.1
PLUZ	344.592	28.147	2004.3	2006.9	2.6	11.8	2004.3	2005.7	1.4	11.0
PNGM	147.366	-2.043	2002.3	2006.9	4.5	28.3	2002.3	2005.6	3.3	26.0
POHN	158.210	6.960	2003.3	2006.9	3.5	37.8	2003.3	2005.7	2.4	32.8
POL2	74.694	42.680	1997.0	2006.9	9.9	14.8	1999.0	2005.7	6.7	20.4
POTS	13.066	52.379	1997.0	2006.9	9.9	4.9	1999.0	2005.7	6.7	11.8
QAQ1	313.952	60.715	2002.4	2006.9	4.5	6.0	2002.4	2005.7	3.3	6.9
QIKI	295.966	67.559	2004.5	2006.9	2.3	4.9	2004.5	2005.7	1.2	1.7
RBAY	32.078	-28.796	2000.8	2006.9	6.1	45.0	2000.8	2005.7	4.9	50.8
REUN	55.572	-21.208	2001.8	2006.9	5.0	50.2	2003.9	2005.7	1.8	2.9
REYK	338.045	64.139	1997.0	2006.9	9.9	6.4	2000.5	2005.7	5.2	12.4
RIGA	24.059	56.949	1999.2	2006.9	7.7	7.0	1999.2	2005.6	6.4	11.5
RIOG	292.249	-53.785	1999.2	2006.9	7.7	5.2	1999.2	2005.7	6.6	10.9
RWSN	294.893	-43.299	2000.1	2006.9	6.8	35.5	2000.1	2004.2	4.1	23.7
SAMO	188.262	-13.849	2001.5	2006.9	5.4	30.7	2001.5	2005.7	4.2	29.8
SANT	289.331	-33.150	1997.0	2006.9	9.9	6.0	1999.0	2005.7	6.7	12.6
SASS	13.643	54.514	2003.1	2006.9	3.8	8.6	2003.1	2005.6	2.5	3.9
SCH2	293.167	54.832	1997.7	2006.9	9.2	13.1	1999.0	2005.7	6.7	18.7
SEAT	237.691	47.654	1998.1	2006.9	8.8	5.7	1999.0	2005.7	6.7	12.4
SELD	208.293	59.446	2000.8	2006.9	6.1	17.7	2000.8	2005.6	4.8	20.6
SEY1	55.479	-4.674	1997.0	2006.9	9.9	54.9	1999.2	2005.2	6.0	44.7
SFER	353.794	36.464	1998.6	2006.9	8.3	8.4	1999.0	2005.7	6.7	16.1
SHEE	0.743	51.446	1997.2	2006.9	9.6	5.4	1999.0	2005.7	6.7	11.8
SIMO	18.440	-34.188	2001.6	2006.9	5.3	53.8	2001.6	2004.2	2.6	16.7
SIO3	242.750	32.865	1997.0	2006.9	9.9	6.8	1999.0	2005.7	6.7	11.8
SOL1	283.546	38.319	1997.0	2006.8	9.8	7.3	1999.0	2005.7	6.7	15.5
STAV	5.599	59.018	2000.8	2006.9	6.0	6.3	2000.8	2005.6	4.7	7.7
STJO	307.322	47.595	1997.0	2006.9	9.9	6.0	1999.0	2005.7	6.7	12.9
SUVA	178.425	-18.146	1999.0	2002.6	3.6	49.5	1999.0	2002.6	3.5	60.1
SYOG	39.584	-69.007	1997.0	2006.9	9.9	62.5	2000.0	2004.0	4.0	70.5
TAKL	174.770	-36.844	2001.5	2006.9	5.3	33.0	2001.5	2005.5	3.9	23.0
TGCV	337.017	16.755	2000.3	2005.0	4.7	84.4	2000.3	2005.0	4.7	84.3
THTI	210.394	-17.577	1998.5	2006.9	8.4	12.8	1999.5	2005.7	6.2	10.5
THU1	291.212	76.537	1997.0	2003.0	6.0	19.7	1999.0	2003.0	4.0	30.8
THU2	291.175	76.537	2002.4	2006.9	4.4	6.9	2002.6	2005.7	3.1	4.9
TIDB	148.980	-35.399	1997.0	2006.9	9.9	12.8	1999.0	2005.7	6.7	21.0
TIXI	128.866	71.634	1998.8	2006.9	8.1	5.2	1999.0	2005.7	6.7	13.8
TONG	184.821	-21.145	2002.1	2006.9	4.7	30.0	2002.1	2005.7	3.6	25.4
TORS	353.235	62.023	2001.1	2004.5	3.3	16.2	2001.1	2004.5	3.3	19.8
TOW2	147.056	-19.269	1997.0	2006.9	9.9	8.9	1999.0	2005.7	6.7	12.6
TRAB	39.776	40.995	1999.9	2006.9	6.9	8.3	1999.9	2005.6	5.6	10.2

TRON	10.319	63.371	2000.8	2006.9	6.0	6.3	2000.8	2005.6	4.7	12.4
TRO1	18.940	69.663	1998.2	2006.9	8.7	4.4	1999.0	2005.7	6.7	6.1
TSKB	140.087	36.106	1997.0	2006.9	9.9	4.9	1999.0	2005.7	6.7	12.1
TUKT	227.006	69.438	2003.6	2006.9	3.2	5.3	2003.6	2005.7	2.1	4.6
TUVA	179.197	-8.525	2002.0	2006.9	4.8	39.9	2002.0	2005.7	3.6	42.0
UNSA	294.592	-24.727	2000.0	2006.9	6.9	12.6	2000.0	2005.7	5.7	16.8
URUM	87.601	43.808	1998.8	2006.9	8.0	13.1	1999.0	2005.4	6.4	14.8
USNA	283.521	38.983	1997.0	2005.9	8.9	5.6	1999.0	2005.7	6.7	12.1
VAAS	21.771	62.961	1999.2	2006.9	7.7	9.5	1999.2	2005.7	6.6	13.0
VALE	359.662	39.481	2001.0	2006.9	5.9	20.3	2001.0	2005.4	4.4	6.5
VALP	288.374	-33.027	1999.3	2002.8	3.5	64.1	1999.3	2002.8	3.5	19.9
VANU	168.315	-17.744	2002.7	2006.9	4.2	32.6	2002.7	2005.7	3.0	66.1
VADR	31.031	70.336	2000.8	2006.9	6.0	6.3	2000.8	2005.6	4.7	32.1
VBCA	297.731	-38.701	2000.2	2006.9	6.7	47.3	2000.3	2003.8	3.5	30.6
VE NE	12.332	45.437	1997.1	2006.9	9.8	16.3	1999.0	2005.6	6.6	16.9
VESL	357.158	-71.674	1998.6	2006.8	8.2	23.8	1999.0	2005.6	6.6	30.3
VILL	356.048	40.444	1997.0	2006.9	9.9	8.4	1999.0	2005.7	6.7	14.7
VISO	18.367	57.654	1999.2	2006.9	7.7	6.5	1999.2	2005.6	6.4	10.9
VTIS	241.706	33.713	1998.9	2006.9	7.9	6.0	1999.0	2005.7	6.7	14.1
WARN	12.101	54.170	2003.1	2006.9	3.8	8.2	2003.1	2005.6	2.4	3.2
WES2	288.507	42.613	1997.3	2006.9	9.6	9.0	1999.0	2005.7	6.7	17.0
WGTT	174.782	-41.290	2000.0	2006.9	6.9	10.8	2000.0	2005.7	5.8	11.0
WSRT	6.605	52.915	1997.5	2006.9	9.4	4.7	1999.0	2005.7	6.7	12.1
WTZR	12.879	49.144	1997.0	2006.9	9.9	5.1	1999.0	2005.7	6.7	11.8
YAR1	115.347	-29.047	1997.0	2002.4	5.3	8.2	1999.0	2002.4	3.3	22.0
YELL	245.519	62.481	1997.0	2006.9	9.9	5.1	1999.0	2005.7	6.7	12.1
ZIMM	7.465	46.877	1997.0	2006.9	9.9	4.9	1999.0	2005.7	6.7	12.1

Annexe E : Vitesses verticales GPS et caractéristiques des 180 stations remplissant les critères cités dans le manuscrit

« Site » : Acronyme de la station

« Lon » : Longitude de la station

« Lat » : Latitude de la station

« T_GPS » : Longueur de la série temporelle GPS, en années.

« Trous » : Pourcentage de trous dans la série temporelle

« V_GPS » : Vitesse verticale GPS en mm/an

« S_GPS » : Incertitude sur la vitesse verticale

« NW » : Amplitude du bruit blanc en mm

« PLN » : Amplitude du bruit de loi de puissance en mm/an^{0.25}

« Indice » : Indice spectral du bruit de loi de puissance

Site	Lon	Lat	T_GPS	trous	V_GPS	S_GPS	WN	PLN	index
ABER	357.920	57.144	8.16	6.10	0.67	0.22	-	5.58	-0.55
ACOR	351.601	43.364	7.22	13.78	-2.92	0.83	1.27	9.88	-1.09
AJAC	8.763	41.927	6.82	10.37	0.01	0.19	-	4.35	-0.46
ALAC	359.519	38.339	7.28	10.78	1	0.42	-	7.21	-0.77
ALBH	236.513	48.390	9.85	4.87	1.2	0.23	-	7.00	-0.62
ALGO	281.929	45.956	9.85	4.87	3.83	0.29	-	8.08	-0.69
ALIC	133.886	-23.670	9.85	6.23	-0.63	0.60	3.73	7.97	-1.21
ALME	357.541	36.853	5.88	6.49	0.96	0.44	0.17	6.61	-0.67
ALRT	297.660	82.494	4.33	4.42	5.46	0.66	-	6.54	-0.72
AOML	279.838	25.735	6.38	6.34	0.46	0.61	-	10.00	-0.70
ARTU	58.560	56.430	7.28	4.46	0.82	0.51	-	8.85	-0.79
ASC1	345.588	-7.951	9.12	25.42	-0.86	0.43	-	11.29	-0.63
AUCK	174.834	-36.603	9.85	4.87	-1.29	0.28	-	8.22	-0.63
BAHR	50.608	26.209	9.85	4.87	0.93	0.29	-	7.72	-0.74
BARH	291.778	44.395	8.03	13.84	0.65	0.33	2.39	4.79	-1.00
BILI	166.438	68.076	7.21	7.17	0.72	0.47	-	8.24	-0.77
BOR1	17.073	52.277	9.85	6.03	-0.4	0.46	2.41	6.30	-1.19
BORK	6.747	53.564	6.04	6.95	-0.22	0.48	1.46	5.98	-0.88
BRMU	295.304	32.370	9.85	7.59	-1.73	0.51	2.38	9.41	-1.00
BRST	355.503	48.380	8.03	18.38	-0.54	0.77	2.54	6.69	-1.35
BRUS	4.359	50.798	9.85	4.87	0.89	0.25	-	6.69	-0.73
BUDP	12.500	55.739	3.87	7.42	0.97	0.35	-	3.81	-0.44
CAGL	8.973	39.136	8.78	29.47	0	0.25	-	6.00	-0.59
CANT	356.202	43.472	5.87	6.54	-1.07	0.53	2.30	4.91	-1.10
CAS1	110.520	-66.283	9.85	12.26	0.47	0.57	-	12.07	-0.89
CASC	350.581	38.693	8.26	9.28	0.12	0.19	-	5.16	-0.50
CEDU	133.810	-31.867	9.12	11.98	-0.47	0.55	-	10.24	-0.91
CEUT	354.689	35.896	4.68	4.50	-0.23	1.51	2.17	10.16	-1.20
CHA1	280.157	32.758	6.86	10.63	-1.31	0.44	3.74	7.78	-0.67
CHAT	183.434	-43.956	9.85	5.06	-0.63	0.39	-	9.63	-0.79
CHIZ	359.592	46.133	6.07	7.24	0.72	0.34	-	5.55	-0.64
CHUR	265.911	58.759	9.85	5.26	10.77	0.39	2.17	7.81	-0.93
COCO	96.834	-12.188	9.85	8.56	0.75	0.43	3.12	9.96	-0.83
CRO1	295.416	17.757	9.85	12.65	-1.81	0.97	3.00	15.67	-1.08
DARW	131.133	-12.844	9.16	16.32	-1.48	0.45	-	10.48	-0.74
DAV1	77.973	-68.577	9.85	7.98	-0.97	0.42	2.86	7.40	-1.02
DGAR	72.370	-7.270	9.85	26.85	1.14	0.27	-	10.13	-0.44
DRAO	240.375	49.323	9.85	5.45	1.54	0.41	1.73	8.86	-0.87

DUBO	264.134	50.259	9.85	10.12	2.71	0.33	-	9.03	-0.71
DUBR	18.110	42.650	5.21	18.34	-1.76	0.36	1.77	4.82	-0.60
DUCK	284.249	36.182	6.63	9.85	-2.58	0.56	-	9.73	-0.70
DUM1	140.002	-66.665	8.87	18.57	-2.42	1.58	1.63	16.67	-1.30
DUNT	170.629	-45.814	7.13	7.52	-0.89	0.40	-	7.83	-0.65
EIS1	250.617	-27.148	8.05	20.95	-1.04	0.60	-	13.84	-0.54
EPRT	293.008	44.909	8.13	20.52	2.07	0.87	2.76	6.98	-1.41
FLIN	258.022	54.726	9.85	5.26	1.52	0.49	-	10.76	-0.87
FORT	321.574	-3.877	9.24	4.98	1.02	1.03	-	18.68	-0.97
FTS1	236.044	46.205	9.85	8.56	3	0.31	-	8.55	-0.70
GAL1	265.263	29.330	5.87	11.13	-5.89	0.61	2.86	9.20	-0.67
GALA	269.696	-0.743	5.83	19.08	0.89	0.49	-	9.10	-0.46
GENO	8.921	44.419	8.32	7.14	-0.16	0.85	2.44	8.30	-1.31
GETI	102.105	6.226	3.76	14.30	5.13	0.99	-	9.31	-0.56
GLPT	283.501	37.249	9.12	5.05	-2.52	0.31	-	8.12	-0.65
GLSV	30.497	50.364	8.72	4.83	-0.5	0.25	-	6.51	-0.62
GODE	283.173	39.022	9.85	6.42	-1.04	0.39	1.16	9.78	-0.76
GOLD	243.111	35.425	9.85	13.43	0.09	0.47	-	11.48	-0.78
GOUG	350.119	-40.349	8.26	15.08	-7.3	1.91	7.14	9.97	-1.66
GRAS	6.921	43.755	9.85	9.54	0.46	0.27	-	7.20	-0.72
GRAZ	15.493	47.067	9.85	5.26	0.11	0.34	2.05	6.71	-0.95
GUAM	144.868	13.589	9.85	11.48	1.18	0.34	5.17	8.34	-0.74
HELG	7.893	54.174	7.01	6.83	0.87	0.17	-	4.63	-0.28
HLFX	296.389	44.684	3.91	5.40	-0.72	0.31	-	3.69	-0.36
HNLC	202.135	21.303	8.76	22.10	-0.15	0.36	-	9.69	-0.51
HNPT	283.870	38.589	9.85	12.45	-2.15	0.43	2.50	9.31	-0.87
HOB2	147.439	-42.805	9.83	9.17	0.04	0.32	-	8.86	-0.70
HOFN	344.802	64.267	9.12	5.05	11.5	0.84	3.29	6.07	-1.52
HOLB	231.865	50.640	8.87	9.28	4.27	0.46	2.42	9.16	-0.84
HOLM	242.239	70.736	5.21	4.78	2.62	0.34	-	5.16	-0.49
HRAO	27.687	-25.890	9.62	12.95	0.16	0.89	3.03	10.32	-1.28
IRKT	104.316	52.219	9.85	7.01	0.66	0.45	-	10.59	-0.82
JAB1	132.894	-12.659	9.12	26.68	-3.35	0.52	-	10.58	-0.83
JOZE	21.032	52.097	9.85	5.26	0.7	0.14	-	5.22	-0.46
KARR	117.097	-20.981	9.83	6.24	0.64	0.59	3.49	9.08	-1.11
KELS	237.104	46.118	9.10	5.27	-0.25	0.72	2.72	10.20	-1.12
KELY	309.055	66.987	4.66	8.64	0.58	0.32	3.61	3.15	-0.56
KELY	309.055	66.987	5.16	6.70	0.58	1.43	3.04	1.88	-2.32
KEN1	208.650	60.675	9.43	10.58	8.56	0.52	-	10.88	-0.88
KERG	70.256	-49.351	9.85	8.37	-0.2	0.55	3.00	7.46	-1.19
KIT3	66.885	39.135	9.85	16.54	-1.3	0.55	1.15	11.72	-0.89
KOKB	200.335	22.126	9.85	9.34	1.39	0.36	0.98	11.35	-0.58
KOUR	307.194	5.252	9.85	11.87	1.87	1.17	5.81	14.04	-1.26
KSTU	92.794	55.993	7.06	26.11	1.82	0.34	2.74	6.65	-0.56
KWJ1	167.730	8.722	5.54	23.88	0.87	1.75	7.62	8.91	-1.48
KYW1	278.347	24.582	9.43	13.02	-0.59	0.38	-	11.06	-0.59
LAE1	146.993	-6.674	5.54	7.62	-5.76	1.21	4.36	6.14	-1.49
LAGO	351.332	37.099	6.61	12.44	-0.1	0.29	0.98	4.95	-0.69
LAM0	20.670	53.892	9.85	15.37	-0.95	0.35	2.12	7.12	-0.92
LAMP	12.606	35.500	7.65	8.76	0.4	0.55	2.13	8.64	-0.92
LAUT	177.447	-17.609	4.96	26.65	-0.17	0.31	1.28	4.95	-0.29
LHAS	91.104	29.657	9.85	10.90	1.3	0.39	0.57	9.91	-0.76
LPGS	302.068	-34.907	9.85	12.45	2.66	0.82	4.94	11.67	-1.15
LROC	358.781	46.159	4.98	4.62	0.17	0.34	1.53	3.60	-0.81
LYTT	172.722	-43.606	6.99	18.07	-0.59	0.35	-	6.71	-0.58
MAC1	158.936	-54.500	9.85	5.26	-2.66	0.75	3.75	6.88	-1.42
MALI	40.194	-2.996	9.85	11.48	-0.28	0.67	-	14.87	-0.88
MALL	2.625	39.553	5.87	3.60	0.05	0.35	-	5.76	-0.60
MAR6	17.259	60.595	7.70	6.96	7.12	0.19	-	4.83	-0.50
MARS	5.354	43.279	8.32	8.75	0.82	0.37	-	7.66	-0.77
MAS1	344.367	27.764	9.85	9.92	-0.05	0.27	-	7.61	-0.68

MATE	16.704	40.649	9.85	5.26	0.79	0.44	2.37	8.62	-0.96
MAW1	62.871	-67.605	9.85	5.26	-0.35	0.52	2.83	7.76	-1.14
MCM4	166.669	-77.838	9.85	5.84	-3.55	1.17	2.96	16.79	-1.17
MDO1	255.985	30.681	9.85	6.03	1.28	0.37	1.87	9.67	-0.74
METS	24.395	60.217	9.85	5.45	4.62	0.26	-	7.20	-0.70
MKEA	204.544	19.801	9.85	7.01	-2.36	0.47	-	11.68	-0.77
MOB1	271.976	30.228	9.43	7.94	-3.58	0.30	3.10	7.15	-0.75
NANO	235.914	49.295	8.87	5.83	1.84	0.44	-	9.74	-0.78
NEAH	235.375	48.298	8.78	10.91	3.82	0.69	3.02	8.68	-1.17
NEIA	312.040	-25.02	4.39	19.22	0.26	0.64	3.68	5.22	-0.83
NEWL	354.457	50.103	8.13	4.95	-0.21	0.27	-	6.69	-0.59
NEWP	235.938	44.585	9.37	13.50	1.61	0.32	-	8.08	-0.69
NICO	33.396	35.141	8.62	17.11	-0.83	0.84	2.13	10.48	-1.18
NKLG	9.672	0.354	6.61	5.19	1.68	0.42	-	8.10	-0.58
NLIB	268.425	41.772	9.85	6.42	-0.6	0.64	2.97	8.30	-1.22
NOUM	166.410	-22.270	8.87	6.48	-2.68	0.51	0.91	10.84	-0.80
NPRI	288.672	41.510	7.28	4.46	0.42	0.37	0.78	6.65	-0.76
NRC1	284.376	45.454	9.74	7.09	4.19	0.25	-	7.04	-0.68
NTUS	103.680	1.346	9.18	17.75	-3.67	1.09	4.47	8.09	-1.51
NYAL	11.865	78.930	9.85	9.92	8.19	0.27	-	7.14	-0.72
OHI2	302.099	-63.321	4.75	16.53	7.64	0.66	-	8.41	-0.57
ONSA	11.926	57.395	9.85	5.64	3.06	0.17	-	5.67	-0.51
P201	141.685	45.408	3.62	7.38	3.06	0.73	2.04	5.33	-0.80
P204	140.725	41.782	3.58	4.26	1.14	0.42	-	4.39	-0.31
P208	135.773	33.476	3.62	4.20	-1.73	0.62	2.59	3.49	-1.05
P210	129.866	32.735	3.62	4.20	-1.31	0.87	-	7.63	-0.63
P213	142.195	27.094	3.56	4.28	0.41	7.55	3.36	2.07	-3.63
PDEL	334.337	37.748	6.55	10.21	-1.9	0.22	-	5.16	-0.37
PERT	115.885	-31.802	9.85	9.34	-6.68	0.54	3.03	8.06	-1.14
PETP	158.607	53.067	8.11	7.80	-2.7	0.59	1.83	9.14	-0.98
PIE1	251.881	34.302	9.66	5.75	2.74	0.80	2.13	12.40	-1.11
PIMO	121.078	14.636	7.57	16.70	-0.45	0.56	-	14.17	-0.47
PNGM	147.366	-2.043	4.54	28.27	-0.38	0.89	4.21	6.04	-1.11
POL2	74.694	42.680	9.85	14.79	0.97	0.51	2.51	9.17	-1.00
POTS	13.066	52.379	9.85	4.87	-0.41	0.26	0.25	6.83	-0.73
QAQ1	313.952	60.715	4.48	5.97	6.13	0.87	-	7.33	-0.97
REYK	338.045	64.139	9.85	6.42	-0.98	0.21	-	6.50	-0.59
RIGA	24.059	56.949	7.70	6.96	1.46	0.59	1.68	7.70	-1.07
RIOG	292.249	-53.785	7.70	5.22	3.49	0.25	-	6.22	-0.51
SANT	289.331	-33.150	9.85	6.03	3.14	0.63	2.52	10.85	-1.04
SASS	13.643	54.514	3.79	8.57	2.93	0.50	-	5.27	-0.46
SCH2	293.167	54.832	9.20	13.13	10.49	0.60	-	10.38	-1.00
SEAT	237.691	47.654	8.78	5.67	0.14	0.31	-	7.82	-0.66
SELD	208.293	59.446	6.06	17.71	10.34	2.93	3.54	8.98	-1.86
SFER	353.794	36.464	8.26	8.35	1.6	0.44	2.47	6.29	-1.04
SHEE	0.743	51.446	9.64	5.38	0.73	0.44	2.37	7.93	-1.01
SIO3	242.750	32.865	9.85	6.81	-0.38	0.62	-	12.04	-0.96
SOL1	283.546	38.319	9.77	7.25	-2.43	0.69	3.54	8.73	-1.23
STAS	5.599	59.018	6.04	6.32	2.68	0.82	1.77	7.08	-1.19
STJO	307.322	47.595	9.85	6.03	-0.22	0.20	-	6.74	-0.52
TAKL	174.770	-36.844	5.35	32.99	-0.87	0.48	2.18	5.23	-0.71
THTI	210.394	-17.577	8.41	12.75	-1.09	0.40	-	11.06	-0.48
THU1	291.212	76.537	6.02	19.76	3.66	0.95	5.71	10.78	-0.91
THU2	291.175	76.537	4.43	6.92	3.68	0.41	-	4.81	-0.54
TIDB	148.980	-35.399	9.85	12.84	0.67	0.23	-	7.44	-0.55
TIXI	128.866	71.634	8.11	5.20	1.42	0.36	-	7.90	-0.69
TONG	184.821	-21.145	4.73	29.96	1.81	0.32	-	4.77	-0.17
TOW2	147.056	-19.269	9.85	8.95	-0.14	0.55	1.81	11.45	-0.92
TRAB	39.776	40.995	6.94	8.28	0.4	0.74	2.34	9.14	-1.02
TRDS	10.319	63.371	8.68	4.42	4.13	0.28	-	7.39	-0.62
TRO1	18.940	69.663	6.04	6.32	3.43	0.18	-	3.87	-0.31

TSKB	140.087	36.106	9.85	4.87	0.11	0.47	1.19	10.98	-0.82
UNSA	294.592	-24.727	6.86	12.56	0.24	0.86	3.55	10.25	-1.04
URUM	87.601	43.808	8.03	13.13	1.2	0.95	1.93	11.50	-1.15
USNA	283.521	38.983	8.89	5.60	0.69	0.94	3.85	9.47	-1.32
VAAS	21.771	62.961	7.70	9.45	8.89	0.36	-	7.56	-0.69
VALE	359.662	39.481	5.87	20.27	-0.75	0.37	-	5.96	-0.61
VARS	31.031	70.336	6.04	6.32	2.71	0.52	2.41	5.59	-1.00
VEVE	12.332	45.437	9.76	16.32	-0.53	0.60	-	11.11	-0.95
VESL	357.158	-71.674	8.22	23.78	1.56	1.26	2.17	13.10	-1.26
VILL	356.048	40.444	9.85	8.37	-1.73	0.30	0.29	7.61	-0.76
VISO	18.367	57.654	7.70	6.46	2.95	0.29	-	6.18	-0.67
VTIS	241.706	33.713	7.93	6.04	-0.3	0.48	2.55	7.53	-0.94
WARN	12.101	54.170	3.76	8.16	1.5	0.54	1.84	4.10	-0.83
WES2	288.507	42.613	9.62	8.97	-0.02	0.33	-	8.74	-0.71
WGTT	174.782	-41.290	6.92	10.80	-3.94	0.25	-	6.25	-0.36
WSRT	6.605	52.915	9.39	4.70	-1	0.19	-	5.43	-0.62
WTZR	12.879	49.144	9.85	5.06	-0.04	0.43	2.13	7.73	-1.02
YAR1	115.347	-29.047	5.35	8.24	-1.55	0.74	3.44	8.29	-0.83
YELL	245.519	62.481	9.85	5.06	6.31	0.50	-	10.61	-0.90
ZIMM	7.465	46.877	9.85	4.87	0.97	0.22	1.65	5.69	-0.75