INSTITUT DE PHYSIQUE DU GLOBE DE PARIS

ECOLE DOCTORALE DES SCIENCES DE LA TERRE

Thèse de Doctorat

Présentée par

Pierre VALTY

Spécialité : Géophysique

Apport de la géodésie à l'étude des transferts de masse d'origine climatique

Application au Sud de l'Europe

Soutenue à Paris le 7 Novembre 2013, devant le jury composé de :

Guy WOPPELMANN	Rapporteur
Frédéric MASSON	Rapporteur
Pierre BRIOLE	Examinateur
Laurent LONGUEVERGNE	Examinateur
Olivier de VIRON	Directeur de thèse
Isabelle PANET	Co-encadrante de thèse

Ce travail a été effectué au sein du Laboratoire de Recherches en Géodésie (LAREG) de l'Institut National de l'Information Géographique et Forestière (IGN)

Résumé

Les techniques géodésiques, telles que la gravimétrie par satellite ou le GPS, fournissent des séries temporelles de plus en plus longues, et des observations indépendantes, précises et continues. Ces mesures contiennent une part de variabilité commune, qui est notamment constituée par le signal lié aux redistributions de masse d'eau. Celui-ci est source à la fois de variations temporelles du potentiel de pesanteur terrestre et de déformations de la Terre. Toutefois, ce signal se retrouve dans les mesures via une fonction de transfert inconnue, qui dépend à la fois de l'observable géodésique (le potentiel de pesanteur terrestre ou les déformations de la Terre) et des résolutions spatiales et temporelles des instruments de mesure. De plus, par nature, les mesures géodésiques sont intégratives et les effets des redistributions de masse d'eau se retrouvent superposés à d'autres signaux géophysiques, à des systématismes et à un bruit de mesure.

A certaines échelles spatiales et temporelles, toutefois, la charge d'eau constitue *a priori* la principale contribution. Utiliser la présence de cette variabilité commune dans les mesures permet alors de caractériser la précision des techniques et des modèles pour mesurer le signal commun, et ainsi d'approcher la précision de la mesure à ces échelles spatiales et temporelles. Estimer cette précision est primordial, non seulement parce qu'elle permet de mieux connaître les caractéristiques de la mesure géodésique, mais également parce qu'elle nous permet de savoir quelle est l'amplitude minimale des signaux qu'il est possible de rechercher dans les séries temporelles.

En effet, les redistributions de masse d'eau liées au cycle de l'eau présentent certes en majeure partie une variabilité saisonnière, avec un maximum de hauteur d'eau généralement à la fin de l'hiver et un minimum à la fin de l'été, mais elles sont également soumises à des variations inter-annuelles d'amplitudes plus faibles, qui témoignent indirectement des fluctuations des régimes de précipitations et de températures d'une année sur l'autre. Ces variations inter-annuelles sont donc notamment d'origine climatique, et témoignent de la place de la dynamique du climat européen à l'échelle globale. L'étude de la variabilité inter-annuelle du climat, en particulier dans le Sud de l'Europe, est justement un sujet de recherche majeur, notamment parce que ses effets sont en partie reliés au changement global mais que ses mécanismes restent mal connus. Néanmoins, les mesures géodésiques ne sont pas encore, à l'heure actuelle, utilisées pour les études climatiques, alors qu'elles constituent pourtant une source d'observations précises et indépendantes des modèles climatiques.

Nous avons alors montré, dans ce travail, qu'étant donné la précision des mesures géodésiques sur l'estimation de la charge en eau, y compris à l'échelle inter-annuelle (Valty et al., 2013), des signaux d'origine climatiques pouvaient être isolés. Leur analyse a permis d'apporter une contribution quant à la place de la dynamique climatique européenne à l'échelle globale (Valty et al., 2013b, soumission prochaine). Pour cela, afin d'isoler la contribution climatique dans le signal, nous nous sommes également intéressés au choix d'une technique de séparation des sources adaptée au contenu physique des séries géodésiques. Nous avons alors en particulier montré que les principales redistributions de masse d'eau concernaient, en Europe, la Mer Noire et ses bassins hydrologiques, et qu'à l'échelle inter-annuelle leurs variations étaient reliées à l'amplitude de la différence de pression entre l'anticyclone des Açores et la dépression d'Islande.

Abstract

Geodetic techniques, as satellite gravimetry or Global Positioning System, provide now longer measurement time series. These techniques are based on independent, precise and continuous observations. These observations contain a part of common variability, which is especially related to water mass changes. This signal is thus a common source which has consequences both on the Earth's gravity potential and on the Earth's shape. Nevertheless, this signal impacts the measurements throughtout an unknown transfer function, which depends both on the geodetic observable (i.e the Earth's geopotential or the Earth's deformations) and on the spatial and temporal resolutions of the techniques. Moreover, geodetic measurements, by nature, integrate all contributions and water load signal is superimposed to other geophysical signals, to systematic errors and to measurement noise.

Nevertheless, water load appears at first sight as the main contribution to the signal at some spatial and temporal scales. Using the fact that the time series contain a part of common variability allows to evaluate the precision of the techniques and of the models for the estimation of this common signal, and therefore to approach the precision of the techniques thereselves at these spatial and temporal scales. Estimating this precision is important, not only because it allows us to improve our knowledge about the characterization of the geodetic measurements noises, but also because this is a way to evaluate the minimal amplitude of the significative signals which can be extracted from the geodetic time series.

Indeed, water load changes related to water cycle are first of all dominated by a seasonal signal, with a maximal water storage generally at the end of winter, and a minimal water storage at the end of summer, but they are also subjected to inter-annual variations of lower amplitude, which are indirectly impacted by the variations of precipitations and temperature from one year to an other. These inter-annual variations are mainly of climatic origin, and provide informations about the teleconnections between European climate and global scale climatic patterns. The study of inter-annual climatic variability, especially in Southern Europe, is a major research topic, first because its effects are partly related to global change but also because its mechanisms remain not very well known. However, geodetic measurements are not used for the moment in climatic studies, even if they provide high quality measurement independent from climatic models.

In this work, we have shown, that, given the precision of the estimation of water load by geodetic techniques, included at inter-annual time scales (Valty et al., 2013), it is possible to extract significative common signals of climatic origin from the geodetic time series. The analyse of these signals confirms that inter-annual European climate dynamics are strongly related to climatic processes that occur on a much larger spatial scale, for example linked to global Earth's climate dynamics (Valty et al., 2013b, to be submitted). For this, and in order to isolate climatic contribution in the time series, we also focused on the choice of a blind sources separation technic well-suited for geodesy. In particular, we found then that the main inter-annual water mass changes in Europe concerned the Black Sea and its related hydrological basins, and that at inter-anuual time scale these temporal variations were strongly related to the value of the sea level pressure difference between the anticyclone of the Azores and the depression of Iceland.

Remerciements

Quand vient l'heure de rédiger ces quelques lignes, l'essentiel est terminé et il est alors temps de prendre un peu de recul.

L'une de mes premières pensées va alors à Henri Duquenne, qui m'a accueilli au LAREG par un lundi matin glacial de Novembre 2007. Malgré le trop peu de temps pendant lequel j'ai pu travailler avec lui, j'ai pu ressentir la mine de connaissances qu'il était. Je pense alors à Françoise son épouse, qui a, je pense, toujours un œil sur ce qui se fait en géodésie à l'IGN.

J'aimerais ensuite remercier Isabelle et Olivier, pour leurs conseils, que j'ai (tenté) de suivre au maximum, leur suivi et leur gentillesse. En particulier, la rigueur d'Isabelle, sa bienveillance et l'intérêt qu'elle a porté à mes travaux m'ont permis d'avancer. Je lui en suis extrêmement reconnaissant.
Tout ce travail n'existerait pas sans la boîte à idées qu'est Olivier. Il sa toujours su donner les impulsions qu'il fallait à ce travail, en me suggérant des pistes dont lui seul avait le secret.
Je tiens également à remercier tous les membres du jury pour me faire l'honneur d'accepter de juger ce travail. Merci également à ceux, qui, de près ou de loin, se sont intéressés à cette thèse.

On a coutume de dire qu'une thèse passe vite. En effet, je n'ai pas l'impression, au moment de livrer ce rapport, que 3.8 années ont passé depuis le jour où j'ai pour la première fois tenté de télécharger les données GRACE. Mais cela reste malgré un travail au long cours…. Pour se le prouver, il suffit de se rappeler qu'en Janvier 2010, penser Hollande en président-chef de guerre était aussi probable que de voir VGE se déhancher sur du zouk-love. Ceci paraît fou, mais je me rappelle même qu'à l'époque, on pouvait contempler le coucher du soleil d'en haut du Mont Qassioun en buvant du maté sans entendre d'autre bruit que la rumeur de la ville... O tempora o mores….

Travailler au LAREG a été pour moi un grand privilège, malgré ce que l'on peut en penser les conditions de travail y sont parfaites. Je voudrais remercier alors tout le monde, dans le désordre, Olivier J., Samuel, Arnaud, Paul, David bien sûr pour son inénarrable gentillesse, Etienne, Laurent, Gwendoline, Zuheir, Shuo, Qi, Zahra, et j'en oublie sans doute. Une mention spéciale est destinée à Christiane et Marie-Claude qui ont parfois eu fort à faire, à Xavier à qui je réserve toujours certaines questions, à Daphné, Marine et Leslie pour leur soutien durant les derniers mois, et bien sûr à Leila et Alvaro qui m'ont accompagné à mes débuts à Marne-la-Vallée et avec qui je garde toujours une profonde amitié. Je voudrais également mentionner l'équipe de Tolbiac, Hélène, Nicolas et Julien, et Sébastien qui m'a permis de faire une mission en Afrique dont je garde les meilleurs souvenirs. Merci également à toute l'équipe du DPTS de l'ENSG, à Laurent Morel de l'ESGT pour m'avoir fait confiance pour assurer les TPs de GPS, et à Jérôme Verdun sans qui je n'aurais sans doute jamais fait de géodésie. Je suis également reconnaissant à Florence Birol de m'avoir accueilli au LEGOS pour m'initier au traitement des données d'altimétrie spatiale, et à Juliette Legrand pour les quelques jours passés à Bruxelles.

Mes derniers mots vont bien sûr à mes parents, et en particulier à ma mère, qui m'ont toujours soutenu et encouragé à faire des études, à ma sœur ainsi qu'à Aztèque. Les derniers des derniers mots sont pour celle qui se reconnaîtra, qui a toujours été là à mes côtés et pour qui, en ce dimanche matin ensoleillé d'un été déclinant, écrire ces lignes me sert d'excuse afin de reporter de quelques minutes l'heure fatidique à laquelle je devrai… passer l'aspirateur…

Table des matières

Introduction 15
Chapitre I : Le climat en Europe et sa variabilité inter-annuelle 23
I. Circulations atmosphériques principales et climat 23
I.a. Les régimes de temps 23
II. Variabilité saisonnière 26
III. Variabilité inter-annuelle 28
III.a La NAO 28
III.a.1 Généralités et calcul de l'indice mensuel 28
III.a.2 Variabilité inter-annuelle et décennale de la NAO 29
III.a.3 Une méthode annexe de calcul de la NAO (PC-NAO) 31
III.a.4 L'AO (Oscillation Arctique), et conséquences sur le choix d'un indice de NAO 32
III.a.5 Les conséquences de la NAO 34
III.b Blocage scandinave et Dorsale Atlantique 36
III.c Autres téléconnections importantes 39
Conclusion du chapitre 39
Chapitre II : Les Modèles de circulation des enveloppes fluides 41
Généralités 41
I. Les modèles hydrologiques 41
I.a Principe 41
I.b Le cycle de l'eau dans les modèles hydrologiques 42
I.c Principaux paramètres, contraintes et données assimilées par les modèles 44
I.d Limitations des modèles de circulation hydrologiques : les sources d'erreur et les contributions non modélisées 44
I.d.1 Incertitudes sur les paramètres en entrée du modèle 44
I.d.2 Contributions non modélisées 45
Bilan 45
II . Les modèles de circulation océanique 46
II.a Principe général 46
II.b Calcul de la pression de fond de mer 46
II.c Contraintes et données assimilées 47
Bilan 47
III. Les modèles de circulation générale atmosphérique 47
III.a Principe général 47
III.b Données assimilées 48
III.c Données en sortie et limitations 48
Chapitre III : Présentation des techniques géodésiques 49
I. Gravity Recovery and Climate Experiment 49
I.a Quelques mots sur la mission 49
I.b Principe de la mesure 49
II. Le GPS 50
II.a Principe de la mesure 50
II.a.1 Principe de base 50
II. a.2 Ambigüités entières 51
II. a.3 Tour d'horizon des principales limitations 52
II.a.4 Equation de base du positionnement GPS 53

II.a.5 Obtention des séries temporelles de déplacement en pratique 53
III. Les sources de variation du potentiel de pesanteur et de déformation de la surface de la Terre 55
III.a Rebond post-glaciaire 56
III.b Tectonique des plaques 58
III.c Rotation de la Terre 60
III.d Cycle de l'eau 60
III.d.1 Les océans 61
III.d.2. L'hydrologie continentale et la cryosphère 61
III.d.3 La cryosphère 62
III.d.4. L'atmosphère 63
III.e Les marées 63
III.e.1 Marées océaniques 64
III.e.2. Marées terrestres 64
III.e.3. Les marées polaires 64
III.e.4. Marées atmosphériques 64
III.f Les séismes 65
III.g Le contexte géologique 66
III.h Effets résiduels : dynamique du noyau 67
III.i Déplacements spécifiques aux stations GPS 67
Bilan 68
IV. Sources d'erreur dans les séries temporelles de géodésie 68
IV.a Les solutions GRACE 68
IV.a.1. Erreurs dues aux mesures 69
IV.a.2. Propagation des erreurs liées aux variations haute fréquence du potentiel de pesanteur 69
Bilan 70
IV.b Analyse des postes d'erreur et des principales corrections 70
IV.b.1 Orbites et effets relativistes 70
IV.b.2 Délai ionosphérique 71
IV.b.3 Délai troposphérique 72
IV.b.4 Décalage du centre de phase des antennes 74
IV.b.5 Multitrajets 74
IV.b.6 Autres effets 74
IV.b.7 Sources d'erreur non liées à la mesure GPS 75
Bilan des sources d'erreur 75
V. Les données MODIS (Aqua et Terra) 77
V.a Instrument 77
V.b Calcul de la température de surface des océans (SST, Sea Surface Temperature) à partir des radiances 77
V.c Utilisation 78
Bilan du chapitre 78
Chapitre IV : Préparation des données 79
Liens entre potentiel de pesanteur, surcharge et déplacement 79
I. Préparation des solutions GRACE 80
I.a Méthode d'estimation des coefficients de Stokes 80
I.b Les différentes solutions GRACE utilisées 81
I.c Traitement des données GRACE 82
I.c.1 Rajout des produits de dealiasing 82
I.c.2 Filtrage des solutions non régularisées 82

I.c.3 Remplacement des harmoniques de bas degré du potentiel de pesanteur 85
Bilan : Calcul des surcharges et des déplacements associés 86
II. Les solutions GPS utilisées : description et traitements effectués 89
II.a Les réseaux permanents 89
II.b Solution Européenne 90
II.b.1 Présentation 90
II.b.2 Mise en référence globale 90
II.c La solution ULR4 90
Bilan 91
II.d Traitement des données 92
II.d.1 Calcul de la solution Européenne combinée 92
II.d.2 Correction des points aberrants ou divergents, des discontinuités et des trous dans les séries temporelles 94
Bilan 97
III. Les modèles de circulation globaux : caractéristiques et calcul des séries temporelles associées 99
III.a Cas des modèles hydrologiques 99
III.a.1 Modèles utilisés 99
III.a.2 Calcul des surcharges 102
III.b Les modèles de circulation océanique et les données d'altimétrie satellitaire 102
III.b.1 Les modèles océaniques utilisés 102
III.b.2 Traitement des données 103
III.c Les modèles de circulation atmosphérique 103
III.c.1 Traitements 103
Bilan 104
IV. Mise en cohérence des séries temporelles de déplacement des techniques et des modèles 105
IV.a Contenu des séries 105
IV.b Déformations de degré 1 105
IV.c. Déformations induites par des charges de haut degré 109
V. Quelques éléments sur la physionomie des déplacements obtenus 111
V.a. Cycle saisonnier 111
V.b. Calcul des déplacements inter-annuels 115
Conclusion du chapitre 117
Chapitre V : Analyse conjointe et estimation de la précision des données 119
I. Généralités 119
I.a Enjeux 119
I.b Etat des lieux 120
II. Evaluation de la précision pour l'estimation des variations de masse d'eau 120
II.a Application de la méthode du tricorne 121
II.a.1 Cas basique 121
II.a.2 Evaluation de la précision des estimations de surcharges par la géodésie dans le Sud de l'Europe (Valty et al., 2013, Geophysical Journal International) 121
II.b Compléments : méthode de filtrage optimale des solutions GRACE pour l'estimation des variations de masse d'eau 144
II.c Applications aux déplacements horizontaux 145
II.d Les erreurs relatives 146
II.e Vérification de l'hypothèse des corrélations nulles entre les erreurs inter-technique . 147
II.e.1. Méthode de Galindo et al. (2001) 147
II.e.2 Méthode avec ajout de contraintes 148

II.f Eléments d'interprétation des répartitions spatiales des erreurs 149
Conclusion du chapitre 156
Chapitre VI : La séparation des sources en géodésie 159
I. Problématique 159
II. Définition d'une source 159
III. Les méthodes aveugles de séparation des sources 160
III.a Généralités 160
III.b Orthogonalité et indépendance statistique 160
III.c Séparation des sources selon un critère d'orthogonalité 161
III.c.1 L'analyse en composantes principales 161
III.c.2 L'analyse en composantes principales « avec rotation » 162
III.d Séparation des sources selon un critère d'indépendance statistique 163
III.d.1 Minimisation directe de l'information mutuelle 163
III.d.2. Approximation de l'information mutuelle par la mesure de non-gaussianité 164
Bilan 165
IV. Adéquation des critères de séparation et sources 165
IV.a Quelques mots d'introduction 165
IV.b Les sources *a priori* respectent-elles les critères définis par les méthodes de séparation des sources ? 165
IV.b.1 Respect du critère de non-corrélation 167
IV.b.2 Respect des critères d'indépendance statistique 169
Bilan 173
V. Tests synthétiques 174
V.a Processus 174
V.a.1. Constitution des séries synthétiques 174
V.a.2.Quelques aspects pratiques 177
V.b Résultats 180
VI. Application aux données climatiques et aux données géodésiques 183
VI.a Application aux séries temporelles climatiques 183
VI.b Application aux séries temporelles inter-annuelles de surcharge déduites de la solution GRACE/GRGS 184
Bilan 184
Conclusion du chapitre 195
Chapitre VII : Apport des mesures de géodésie à l'étude de la variabilité climatique : l'exemple du sud de l'Europe 197
I. Introduction : lien entre variations temporelles de masse d'eau et des principaux paramètres climatiques 197
II. Séparation de sources d'origine climatique dans les séries inter-annuelles de géodésie 199
II.a. Problématique 199
II.b Variations inter-annuelles de masse dans le sud de l'Europe vues par la géodésie: un mode dominant relié à la NAO (Valty et al., 2013b, to be submitted) 200
II.c Principaux résultats 215
II.c.1 Un mode de variabilité commun GRACE/GPS prédominant 215
II.c.2 Mise en évidence des effets de l'Oscillation Nord-Atlantique 216
II.c.3 La géodésie met en évidence les limites des modèles de circulation générale 220
II.c.4. Apport à la compréhension de la dynamique climatique 221
Bilan 222
III. Compléments sur les liens entre la NAO et la dynamique inter-annuelle des bassins du Danube, du Dniepr, et de la Mer Noire 222

III.a Validation du lien entre NAO et variations de masse inter-annuelles des bassins hydrologiques du Dniepr et du Danube à l'aide de données indépendantes 222
III.a.1 Utilisation de données de débit des fleuves 223
III.a.2 Résultats 223
Bilan 225
IV. Etude du mode de variabilité Ouest-Européen (mode n°2) 225
IV.a. Un second mode inter-annuel commun GRACE/GPS 225
IV.b Signature du mode n°2 dans les modèles 226
Conclusion du chapitre 229
Conclusion 231

Introduction

Depuis 2002, la mission GRACE mesure les fluctuations du géoïde avec une résolution spatiale de l'ordre de 400 km et une résolution temporelle théorique de 10 jours. Cette mission a permis de nombreuses études géophysiques, par exemple relatives à l'étude du cycle de l'eau à l'échelle régionale ou globale, ou à la fonte actuelle des glaces, à un point tel qu'une mission très proche, GRACE Follow-On, doit être lancée en 2017.

Les variations temporelles du géoïde terrestre ont été largement étudiées parce qu'elles nous renseignent sur les variations de distribution de masse à l'intérieur du système Terre. Or, ces redistributions de masse modifient également la forme de la Terre, qui est suivie en continu par des réseaux de stations GNSS (Global Navigation Satellite System), SLR (Satellite Laser Ranging), VLBI (Very Long Baseline Inteferometry) et DORIS (Détermination d'Orbite et Radiopositionnement Intégré par Satellite). En particulier, les stations permanentes du système GPS (Global Positioning System) sont de plus en plus nombreuses depuis une quinzaine d'années, et contribuent à la connaissance des déformations de la Terre avec une précision croissante.

Les mesures de géodésie permettent donc de connaître les variations temporelles du géoïde terrestre et les déformations de la surface de la Terre depuis au moins une dizaine d'années. Aux échelles de temps allant du journalier au décennal, les variations de masse de la Terre et de ses enveloppes fluides sont principalement dues aux redistributions de masse reliées au cycle de l'eau. Le contenu en eau des enveloppes fluides autour de la Terre est alors usuellement divisé en trois contributions principales : l'hydrologie continentale, dont les lacs, les rivières, les nappes d'eau souterraines et la cryosphère, les océans et l'atmosphère.
La masse d'eau contenue dans les enveloppes fluides de la Terre, qui est également en partie décrite par des modèles de circulation générale (Global Circulation Models, GCMs), constitue donc une source de variabilité commune au potentiel de pesanteur terrestre mesuré par GRACE, aux déformations de la surface terrestre mesurées notamment par les stations permanentes GPS, et à ces modèles de circulation.

La géodésie comme outil pour l'étude des redistributions de masse d'eau
La connaissance de la distribution des masses d'eau est primordiale pour la gestion des ressources hydrologiques et pour l'évaluation des conséquences du changement climatique sur celles-ci. Dans le Sud de l'Europe, notre zone d'étude, les échanges de masse entre atmosphère, hydrosphère continentale et océans ne sont pas très bien connus et font l'objet de projets de recherche comme le projet HyMex. Ces régions, qui sont densément peuplées et largement urbanisées, sont de ce fait particulièrement vulnérables aux risques naturels liés au cycle de l'eau (crues éclair, vagues de chaleur, sécheresses), potentiellement reliés au changement global. Ces extrêmes du climat ont également des conséquences sur l'accès aux ressources en eau, et constituent à ce titre un enjeu important non seulement scientifique, mais également socio-économique. Parmi ces évènements marquants du climat européen, les sécheresses de 2003, 2007 ou 2011, et les inondations de 2005, 2010 ou 2013 ont affecté toute ou partie de l'Europe, mais de nombreux évènements plus locaux ont également touché la zone. C'est par exemple le cas des crues éclair caractéristiques du pourtour méditerranéen.
Il est donc nécessaire de mieux comprendre les interactions entre les différents processus liés au cycle de l'eau dans ces régions. Par exemple, le projet HyMex a pour but d'améliorer la connaissance des mécanismes relatifs à ces échanges d'eau par la modélisation et l'observation, en particulier à trois échelles spatio-temporelles : celle des évènements critiques à fort impact, celle des tendances associées au changement global, et celle de la variabilité inter-annuelle à décennale du couplage entre les différents systèmes climatiques qui peuvent exister dans cette région. Nous nous intéressons plus particulièrement ici à cette dernière échelle de temps. Les couplages étudiés concernent alors en

particulier les échanges de masse d'eau entre les trois compartiments que sont l'atmosphère, l'océan et l'hydrosphère continentale, et sont étudiés par les climatologues et météorologues à partir de modèles de circulation globaux ou régionaux basés et/ou complétés par des mesures au sol et/ou satellitaire. Or, les mesures géodésiques ne sont actuellement pas utilisées en tant qu'indicateur des variations temporelles de masse d'eau. Pourtant, celles-ci ont de nombreux avantages : elles sont précises, indépendantes des autres observables climatiques, continues, et gratuites.
L'utilisation des mesures géodésiques pour des applications climatiques n'en est donc qu'à ses balbutiements, et quantifier leur apport à l'étude des échanges d'eau à l'échelle inter-annuelle est un défi. Ce travail est donc tourné sur la quantification de l'apport des mesures géodésiques à la compréhension de la variabilité climatique, particulièrement inter-annuelle. Nous nous focalisons sur le Sud de l'Europe (au Sud du 55ème parallèle, Figure 1). Dans cette région, l'étude de la variabilité climatique par mesures géodésiques est rendue possible grâce à la densité relativement élevée des stations GPS permanentes.

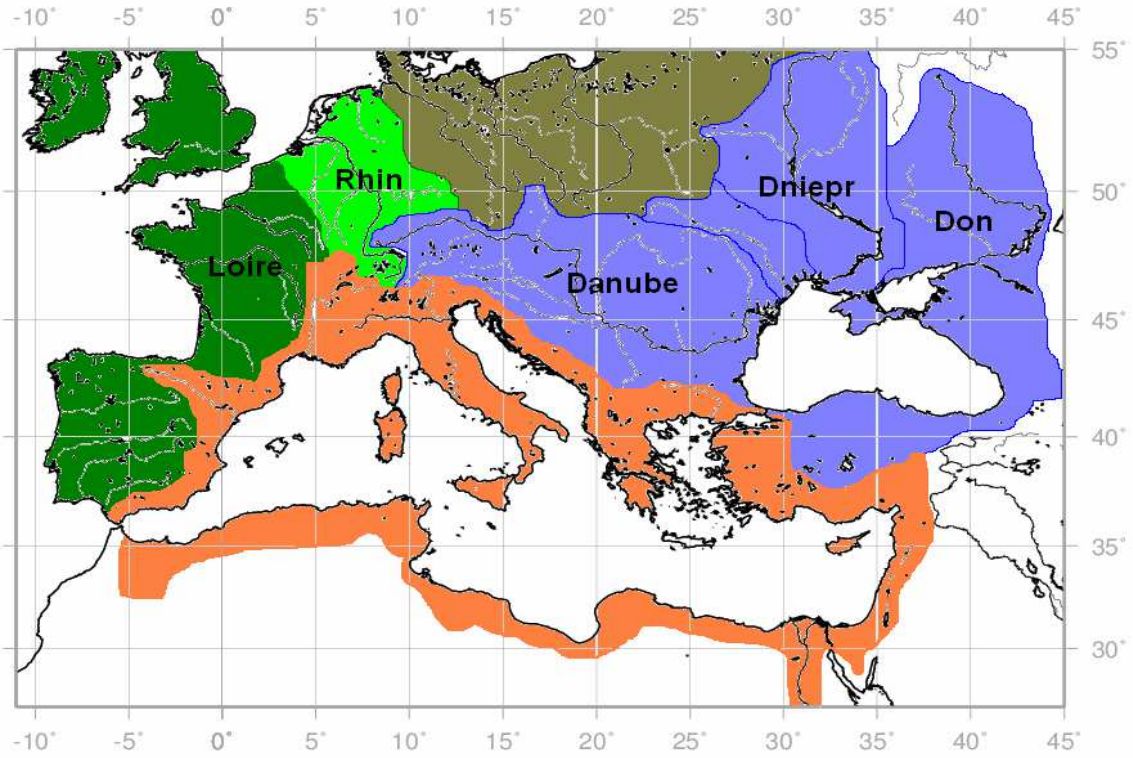


Figure 1 : La zone d'étude.

Description de la zone d'intérêt
La dynamique du système climatique dans notre zone d'intérêt est caractérisée, d'une part par une circulation atmosphérique complexe qui résulte en partie des interactions entre les masses d'air d'origine Nord-Atlantique, sibérienne et saharienne, et d'autre part par la présence du bassin semi-fermé qu'est la Mer Méditerranée, à laquelle on joint habituellement la Mer Noire, dont les dynamiques sont spécifiques et différentes de celle de l'océan Atlantique. Au niveau continental, le cycle de l'eau est conditionné par la grande variabilité des régimes de température et de précipitations qui touchent la zone, et par la présence de quelques grands bassins fluviaux, les trois plus grands en terme de superficie étant le Danube, le Dniepr et le Don[1], qui alimentent tous trois la Mer Noire. Les

1 Le Don se situe à l'extrême limite orientale de notre zone d'étude, et le Nil n'est pas pris en considération

échanges entre l'atmosphère, les océans et les eaux continentales se font à travers les précipitations, l'évaporation, l'évapotranspiration, et l'apport des fleuves (Figure 2).

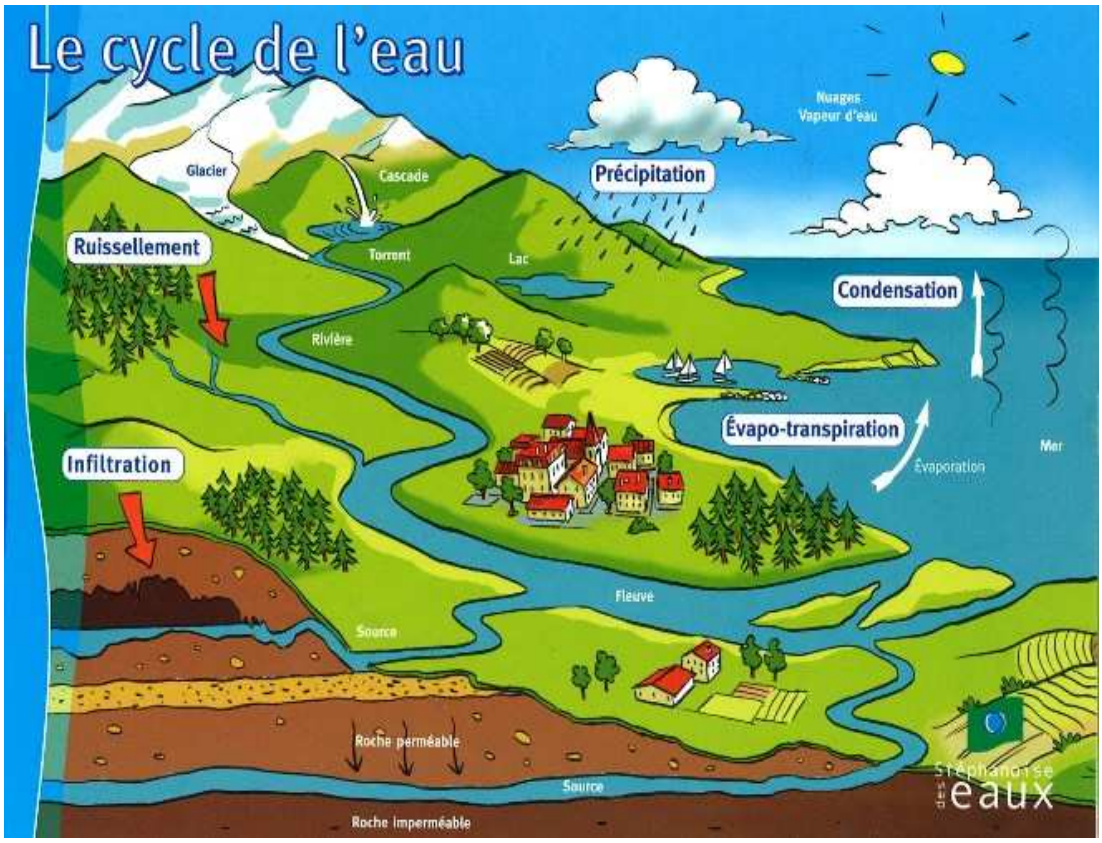


Figure 2 : Le cycle de l'eau (source : Stéphanoise des Eaux).

- *Circulation atmosphérique dans la zone d'étude*

La circulation des masses d'eau atmosphériques dans le sud de l'Europe est complexe. Elle est caractérisée par la récurrence de quatre grands régimes de temps qui résultent des interactions entre, premièrement, la circulation atmosphérique en provenance de l'Atlantique, porteuse en général d'air doux et humide et dont l'intensité dépend notamment de la position et de l'amplitude de l'anticyclone des Açores et de la dépression d'Islande, deuxièmement, les masses d'air froid et sec venant de Sibérie ou du pôle, et, troisièmement, celles, chaudes, en provenance du Sahara ou même d'Afrique tropicale (Vautard, 1990). La dynamique atmosphérique du sud de l'Europe est donc indissociable de la circulation atmosphérique à l'échelle mondiale, et la grande variabilité des températures et des précipitations en Europe et en Méditerranée témoigne de cette complexité.

- *Circulation océanique dans la zone d'étude*

La circulation océanique est fondamentalement différente selon que l'on étudie l'océan Atlantique, la Mer Noire (d'une superficie de 413 000 km²) ou la Mer Méditerranée (2,5 millions de km²). Ceci ne signifie pas pour autant que ces circulations soient indépendantes, car des échanges de masse directs existent entre ces trois entités, au travers du détroit de Gibraltar entre l'Atlantique et la Méditerranée, et à travers le Bosphore entre la Méditerranée et la Mer Noire.

La circulation dans la zone de l'océan Atlantique nous concernant tient à la fois de la circulation à grande échelle plus ou moins permanente, reliée notamment à la dérive Nord-Atlantique, au courant des Canaries, et de la circulation régionale. Celle-ci est particulièrement significative dans la zone d'étude étant donné la physionomie complexe et la présence par exemple de la Manche, d'une partie de la Mer du Nord et du golfe de Gascogne qui ont des circulations spécifiques qui peuvent être très variables selon les saisons (Service Hydrologique et Océanographique de la Marine, 2002). En mer

Méditerranée, le bassin oriental et le bassin occidental ont des dynamiques assez différentes, et on parle souvent de circulation bicéphale. La circulation y est caractérisée par un apport d'eau important en provenance de l'Atlantique. Elle est relativement complexe du fait de la présence de nombreuses mers secondaires (Adriatique, Egée, Tyrrhénienne, Ionienne, mer d'Alboran), et d'un relief sous-marin tourmenté, mais elle suit globalement une boucle dans le sens antihoraire, jalonnée de tourbillons. La période moyenne de circulation en Méditerranée des eaux en provenance de l'Atlantique est de l'ordre de 50 à 100 ans (Tchernia, 1978, Millot et Taupier-Letage, 2005). Quant à la Mer Noire, elle a sa propre dynamique. Cette mer assez profonde, peu salée, et relativement homogène d'un point de vue physique, se singularise par la présence d'un certain nombre de tourbillons importants et de courants saisonniers qui suivent les côtes dans le sens antihoraire (Korotaev et al., 2003). L'une des spécificités de la Mer Noire est également l'absence de circulation verticale, et donc le peu d'échanges entre les eaux de surface et les eaux profondes (Stanev, 1990, Oguz et al., 1992).

- *Hydrologie continentale dans la zone d'étude*

La dynamique spatio-temporelle de l'hydrologie continentale dépend non seulement des précipitations, de l'évaporation et de la physionomie des bassins versants, mais aussi des mécanismes du ruissellement et de l'infiltration. En effet, la circulation des masses d'eau diffère selon la couche dans laquelle l'eau est stockée (eaux de surface, eaux de subsurface, aquifères). Les grands bassins de notre zone alimentent indifféremment la mer du Nord (Rhin, Meuse), l'océan Atlantique et la Manche (Loire, Seine, Garonne, Tage, Douro), la Méditerranée (Ebre, Rhône, Pô, Nil, Oronte), mais il est important de noter que, hormis le Nil, les trois plus grands bassins hydrologiques en terme de superficie et de débit à l'embouchure alimentent tous la Mer Noire. Il s'agit en l'occurrence du Danube (817 000 km², 6900 m3/s), du Dniepr (463 000 km², 1370 m3/s) et du Don (378 000 km², 830 m3/s). Par conséquent, la superficie totale des bassins alimentant la Mer Noire est de 2,15 millions de km², contre moins d'un million de km² pour la Méditerranée, alors que la Mer Noire est cinq fois moins étendue.

Cet aperçu de la dynamique des échanges de masse d'eau dans le sud de l'Europe témoigne de la complexité du système climatique. Nous montrons dans ce travail que les données de géodésie permettent de retrouver les échelles spatiales et temporelles de ces échanges, et ce qu'ils impliquent sur le lien entre le climat du sud de l'Europe et la dynamique climatique mondiale.

Utiliser la géodésie pour étudier le signal commun.

Problématique : un signal climatique « caché » dans les mesures géodésiques

Si les redistributions de masse d'eau, qui reflètent la variabilité climatique, constituent un signal effectivement présent dans les mesures géodésiques, ces dernières sont affectées de manière très différente, selon le type d'observable (potentiel de pesanteur, déplacement), la sensibilité de la technique et sa résolution spatiale et temporelle. Les signatures climatiques des changements de masse d'eau se retrouvent alors dans la mesure à travers une fonction de transfert inconnue, et elles y sont superposées à de nombreux autres signaux, des systématismes et un bruit de mesure. En effet, les mesures géodésiques constituent par nature un système intégrateur, et la mesure est alors la superposition de nombreuses contributions, dont la masse d'eau ne représente qu'une partie (Figure 3). La première problématique relative à l'utilisation des données géodésiques pour la compréhension des échanges de masse d'eau consiste alors à estimer le niveau de bruit des données et modèles, et à isoler le signal d'origine climatique des autres contributions.

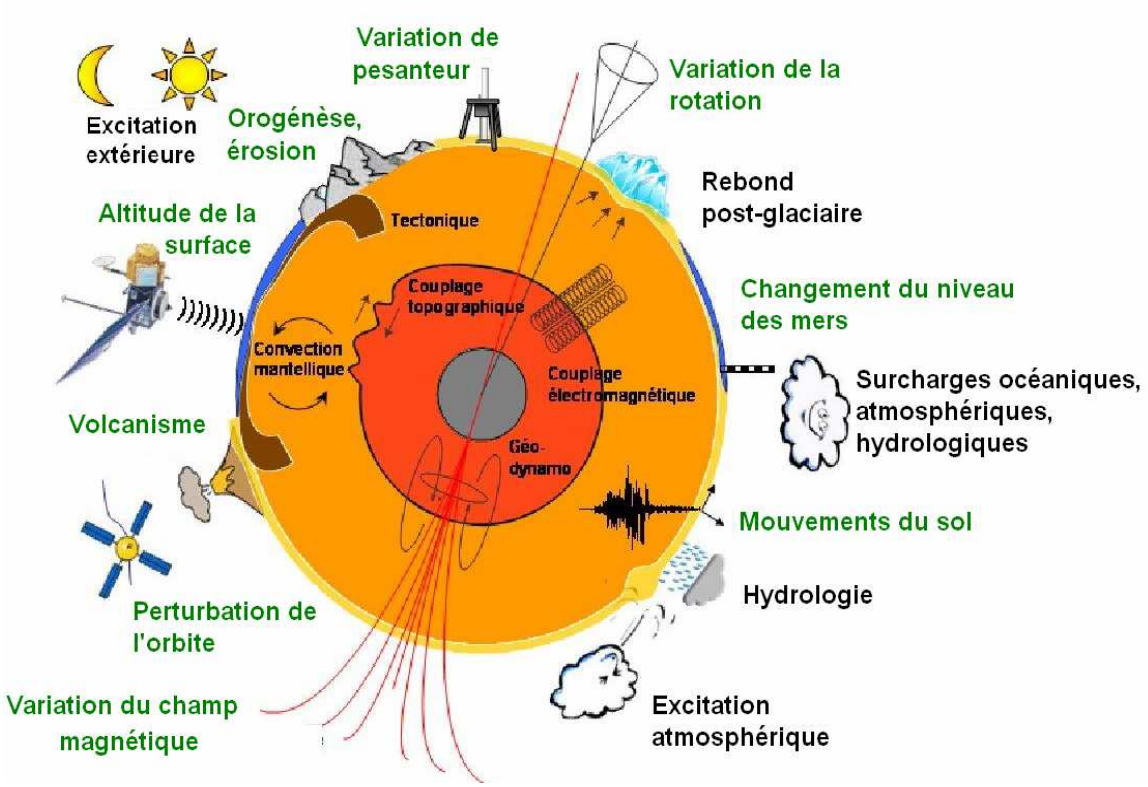


Figure 3 : Superposition des contributions dans la mesure géodésique (de Viron, communication personnelle).

Utiliser le signal commun pour étudier les mesures géodésiques

La redondance d'information dans les données géodésiques (Figure 4, Figure 5) peut aussi être vue comme une chance, et peut être utilisée afin de mieux caractériser les données et les modèles dans le but, par exemple, de quantifier la précision des techniques et de caractériser le niveau de bruit des séries géodésiques. Evaluer ces quantités est primordial dans tous les domaines utilisant les données géodésiques, depuis les systèmes de référence jusqu'à l'hydrologie.

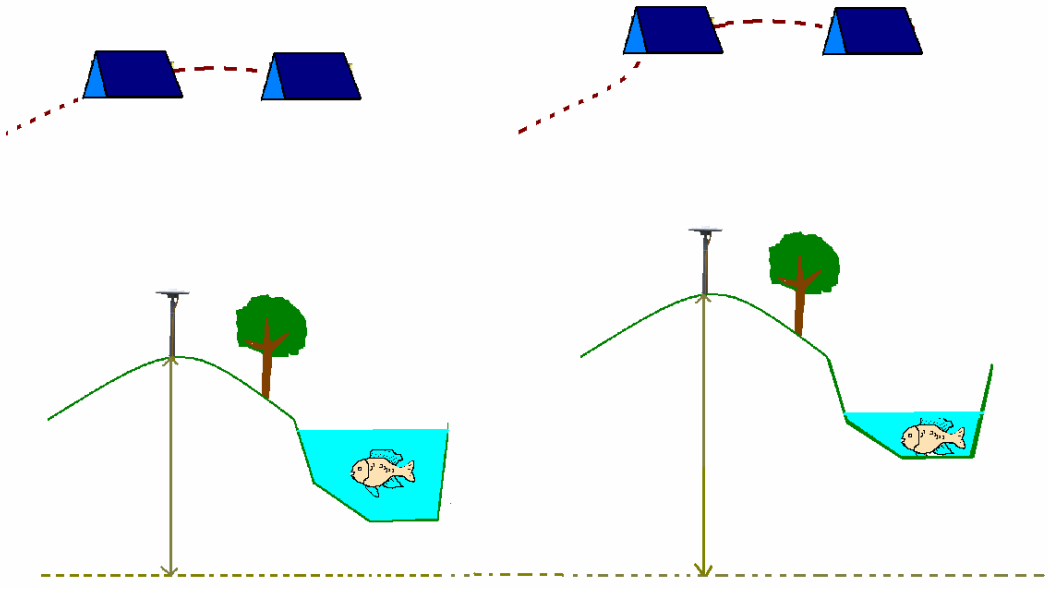


Figure 4 : Les variations de masse d'eau influent les mesures géodésiques de manière différente.

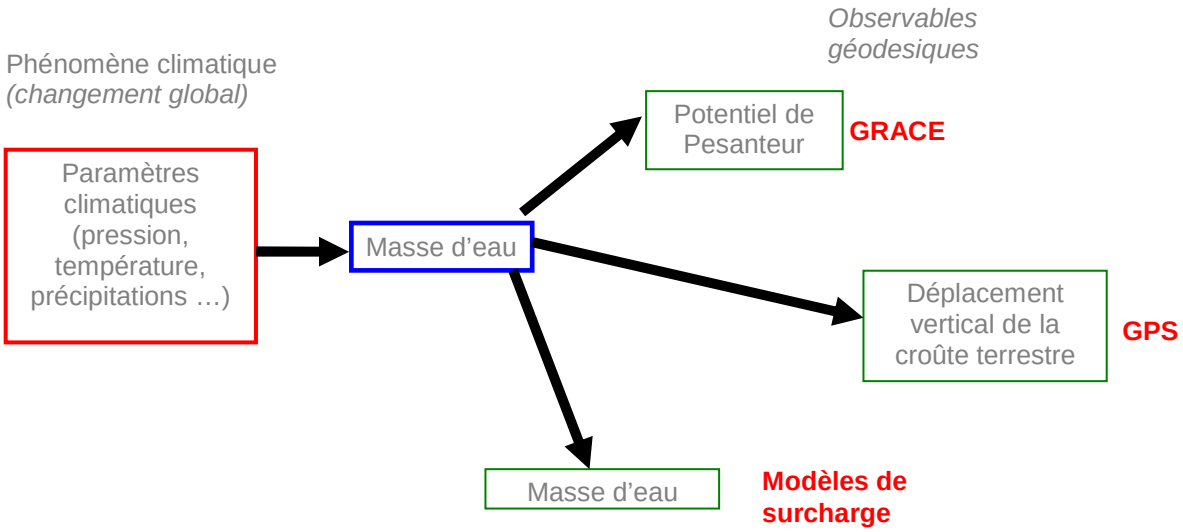


Figure 5 : Le lien indirect entre climat et mesures géodésiques.

Cette réciprocité, à savoir d'une part tirer profit du meilleur des mesures géodésiques comme outil pour l'étude de la variabilité climatique, et d'autre part utiliser le fait que les données géodésiques contiennent un signal commun lié aux redistributions de masse d'eau afin d'évaluer chaque technique, constitue le fil conducteur de ce travail de thèse.

Plan détaillé

Nous tentons de répondre aux questions soulevées par la problématique exprimée ci-dessus, appliquée au Sud de l'Europe (30° à 55° Nord, 12° Ouest à 45° Est). Ce mémoire est organisé en sept chapitres.

Dans le chapitre I, nous présentons les grandes lignes du climat en Europe, en insistant particulièrement sur la variabilité inter-annuelle des températures et des précipitations qui conditionne une partie importante des variations de masse d'eau à cette échelle temporelle.

Le chapitre II est dédié à la présentation des modèles de circulation générale des enveloppes fluides, et le chapitre III à celle des principales techniques géodésiques utilisées, en particulier la gravimétrie spatiale et le GPS. Dans ce même chapitre III, nous dressons également une liste du contenu physique des signaux présents dans les données. Notre travail étant basé sur la confrontation des données GRACE, GPS, et des modèles de circulation globaux, complétés par les données d'altimétrie satellitaire combinées à des mesures de l'instrument MODIS, les sources d'erreur pouvant affecter les mesures ou les modèles sont également détaillées.

La séparation de signaux climatiques de faibles amplitudes nécessite d'accorder un soin particulier au prétraitement des données. Le choix d'une solution spécifique ou d'un paramétrage de calcul peut alors mettre en lumière ou noyer le signal recherché. Le traitement des données effectué, ainsi que la description des différentes solutions, constitue donc le corps du chapitre IV. Nous expliquons également dans ce chapitre pourquoi et comment il est possible de confronter les données GRACE, GPS et les modèles de façon rigoureuse, avant de présenter rapidement la physionomie du signal sur la zone.

L'un des objectifs principaux de cette thèse, comme expliqué dans la description de la problématique, est de tirer profit du fait que le signal lié aux redistributions de masse d'eau soit présent dans les données et les modèles, mais à travers une fonction de transfert inconnue et à des échelles spatio-temporelles différentes. Dans le chapitre V, nous nous attachons à utiliser la part de variabilité

commune afin d'estimer la précision de chaque technique et de chaque solution pour mesurer la masse d'eau, en utilisant notamment la méthode du tricorne (Premoli et Tavella, 1993). Ceci permet alors de mieux connaître les caractéristiques de chaque technique et leur niveau de bruit sur le signal lié aux masses d'eau, d'évaluer les différentes solutions disponibles et également d'assurer la capacité des techniques à mesurer des redistributions de masse d'eau à l'échelle inter-annuelle.

Nous avons vu que le signal climatique lié à la masse d'eau est superposé à un certain nombre d'autres contributions dans les séries temporelles de géodésie. Séparer celles-ci, afin d'isoler la contribution climatique dans le signal lié à la charge d'eau, est un des enjeux fondamentaux de la géodésie moderne en général, et de ce travail en particulier. Pour cela, des hypothèses sur les caractéristiques des signaux recherchés, appelés sources, doivent être formulées. Le chapitre VI est dédié à la définition de ces sources, en particulier climatiques, et à la présentation de quelques techniques aveugles de séparation. Celles-ci sont ensuite appliquées aux sources *a priori* et comparées afin d'estimer quels sont les critères les plus adaptés à l'extraction du signal climatique, et quelle est leur efficacité pour notre problématique.

L'application de l'Analyse en Composantes Principales, la technique de séparation des sources qui s'est avérée optimale pour notre étude, met en évidence deux modes de variabilité climatique communs aux données GRACE et GPS. Les résultats ainsi obtenus sont décrits dans le chapitre VII. Leur interprétation témoigne notamment de l'influence de la circulation atmosphérique zonale en Atlantique Nord sur le climat du Sud de l'Europe. Nous démontrons également dans ce chapitre que la téléconnection mise en évidence par la géodésie est confirmée par des études sur des périodes plus longues qui combinent données géodésiques, mesures *in-situ* et sorties de modèles.

Chapitre I : Le climat en Europe et sa variabilité inter-annuelle

Les mesures géodésiques contiennent donc *a priori* une part de variabilité commune, qui correspond au signal lié aux redistributions de masse qui ont lieu dans le cadre du cycle de l'eau. Bien que n'expliqaunt pas à eux seuls toutes les variations de masse, les variations temporelles des paramètres climatiques majeurs comme la température et les précipitations régulent une partie importante des échanges d'eau. Les corrélations (ou anticorrélations) entre variations temporelles de précipitations, température et charge en eau sont ainsi largement significatives sur l'Europe (Syed et al., 2008, voir par ailleurs section I du chapitre VII). La dynamique spatio-temporelle des redistributions de masse d'eau est donc *a priori* être largement reliée à celle des paramètres climatiques majeurs.

I. Circulations atmosphériques principales et climat

I.a. Les régimes de temps

La dynamique du climat en Europe, à la fois à l'échelle saisonnière et inter-annuelle, est largement conditionnée par la circulation atmosphérique. Quatre grands régimes de circulation atmosphérique (Figure I.1), chacun durant de quelques jours à quelques semaines, se partagent l'essentiel de la dynamique climatique sur l'Atlantique Nord-Est et l'Europe (Vautard, 1990, Cheng et Wallace, 1993). Ce sont les phases positive et négative de l'Oscillation Nord Atlantique (North Atlantic Oscillation, NAO), le régime de dorsale et le régime de blocage. Ils contrôlent une part significative des régimes de température et de précipitations en Europe, particulièrement en hiver. L'importance et les effets de chacun de ces régimes changent en fonction de la latitude, de la longitude et des conditions géographiques locales. Outre les effets saisonniers habituels d'ensoleillement et de température, de l'altitude, de l'orographie ou encore de la végétation, la sur ou la sous-exposition d'une région à l'un ou l'autre de ces régimes de temps va moduler une partie significative de la variabilité des paramètres climatiques à l'échelle annuelle. En moyenne, la répartition dans le temps de ces quatre régimes est à peu près équitable (de 15 à 20% du temps pour chacun sur une année), et l'augmentation temporaire de l'importance de l'un de ces régimes est la source de variations inter-annuelles du climat.

Ces quatre grands modes de circulation sont principalement reliés aux interactions entre la circulation atmosphérique en Atlantique Nord, porteuse d'air humide, la circulation en provenance de Sibérie et de l'Arctique, porteuse d'air froid et sec, et celle en provenance d'Afrique, porteuse d'air chaud. Ils sont habituellement définis à l'échelle journalière, et sont identifiés à partir de la circulation atmosphérique journalière moyenne. Ces régimes de temps expliquent environ 60% de la variance des anomalies de pression atmosphérique en moyenne sur l'année, et plus de 75% en hiver (Barrier et al., 2012). Il faut noter que leurs conséquences sur les paramètres climatiques peuvent changer d'une saison à l'autre.

La circulation atmosphérique en Europe est en premier lieu contrôlée par la position et l'intensité de deux pôles de pression, dits *semi-permanents*, situés en Atlantique Nord (l'anticyclone des Açores au sud, et la dépression d'Islande au Nord), et à leurs interactions avec un anticyclone positionné en Sibérie. Les anomalies moyennes de cette différence de pression sont généralement approximées par un indice, issu de mesures *in-situ*, appelé Oscillation Nord-Atlantique (North Atlantic Oscillation, notée NAO), qui est plus largement décrit dans le paragraphe III.a.

Ces quatre régimes de temps sont donc :
- **Le régime « NAO positive »** (Figure I.2). L'anomalie de pression entre les Açores et l'Islande est positive. La circulation zonale Est-Ouest est alors renforcée, et déviée vers le Nord, et a lieu par

conséquent lieu dans le sens Sud-Ouest ➔Nord-Est, apportant alors sur l'Europe du Nord-Ouest un air chargé de douceur océanique et d'humidité, causant des précipitations sur les îles britanniques et la Scandinavie, et, au contraire, sécheresse autour de la Méditerranée. La douceur hivernale est remplacée, en été, par une certaine fraîcheur.

- **Le régime « NAO négative »** (Figure I.2). Dans ce cas, la différence de pression entre Islande et Açores est plus faible que la moyenne. Le vent zonal, plus faible que d'ordinaire, est dévié au Sud, apportant des précipitations sur la Méditerranée. L'Europe du Nord-Ouest est alors principalement influencée par l'anticyclone de Sibérie, avec un temps plus froid et sec que la moyenne. Comme pour le régime NAO+, les conséquences du mode NAO- sont plus marquées en hiver qu'en été (Bladé et al., 2011).

Si la différence de pression entre les Açores et l'Islande est peu ou pas marquée, deux autres régimes de circulation majeurs à l'échelle de l'Europe prennent le relais :

- **Le régime de « blocage atmosphérique »** (Figure I.1 et I.3). Un anticyclone est positionné sur la Scandinavie et le Nord-Ouest de la Russie, alors qu'en Atlantique Nord, la pression est plus faible que la moyenne. Ce régime a pour conséquence un afflux d'air froid et sec d'origine arctique et sibérien sur l'Europe du Nord.
- **Le régime dit de « dorsale »** (Figure I.1 et I.3). L'anticyclone des Açores est alors décalé, et est positionné au centre de l'Atlantique Nord-Est. La pression est alors forte à la fois sur l'Islande et sur les Açores, générant un flux de Sud-Ouest qui a pour conséquences un temps plus chaud que la moyenne sur une grande partie l'Europe, associé à des précipitations supérieures à la moyenne sur l'Europe du Nord-Ouest et inférieures à la moyenne sur la péninsule ibérique.

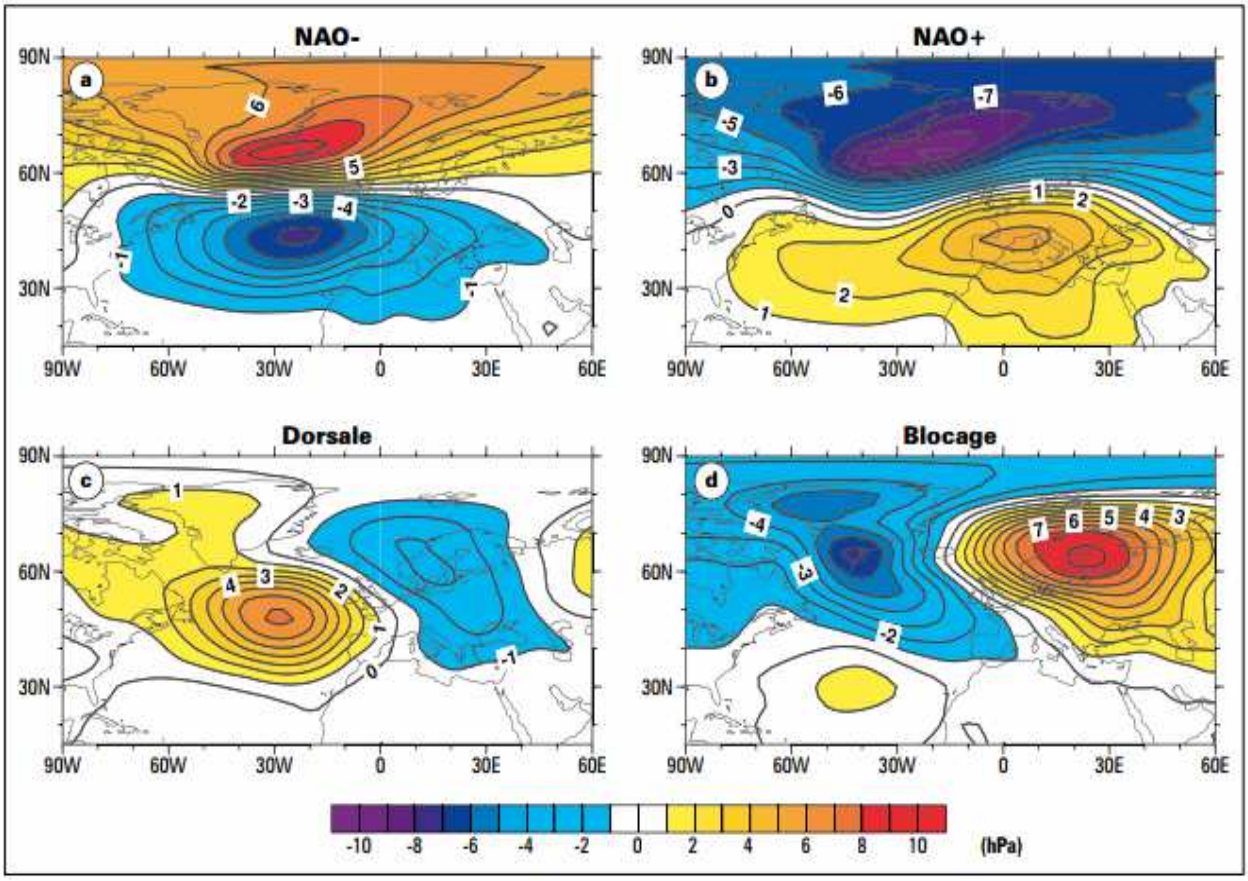


Figure I.1 : Anomalies de pression atmosphérique correspondant aux quatre principaux régimes de circulation atmosphérique en Europe (Cassou, 2004).

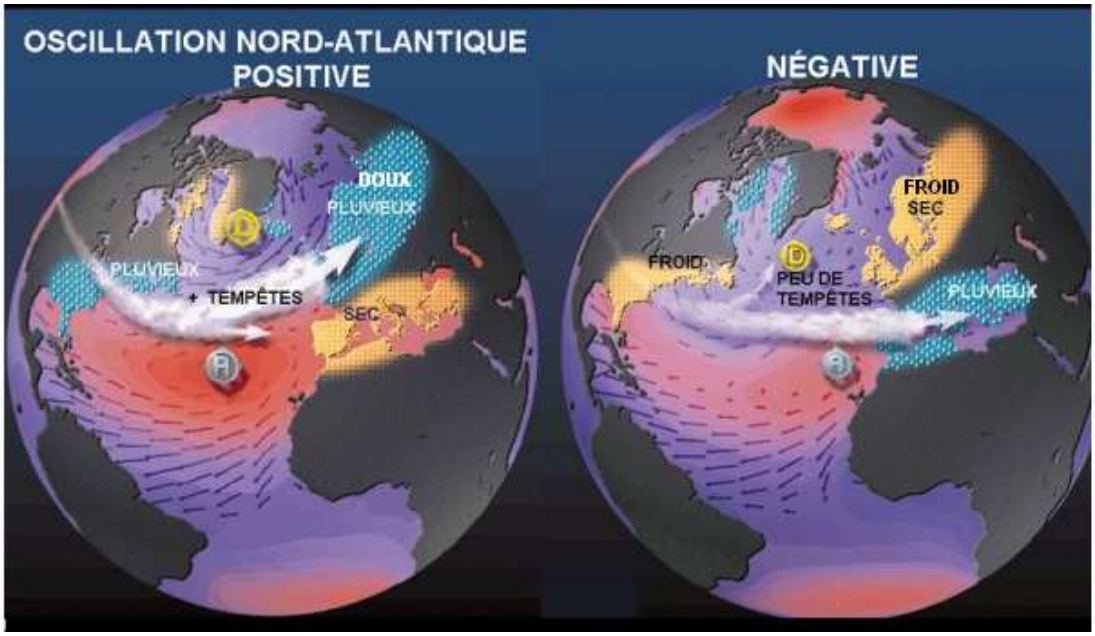


Figure I.2: Dynamique schématique de la NAO (source : Wikipedia, modifié).

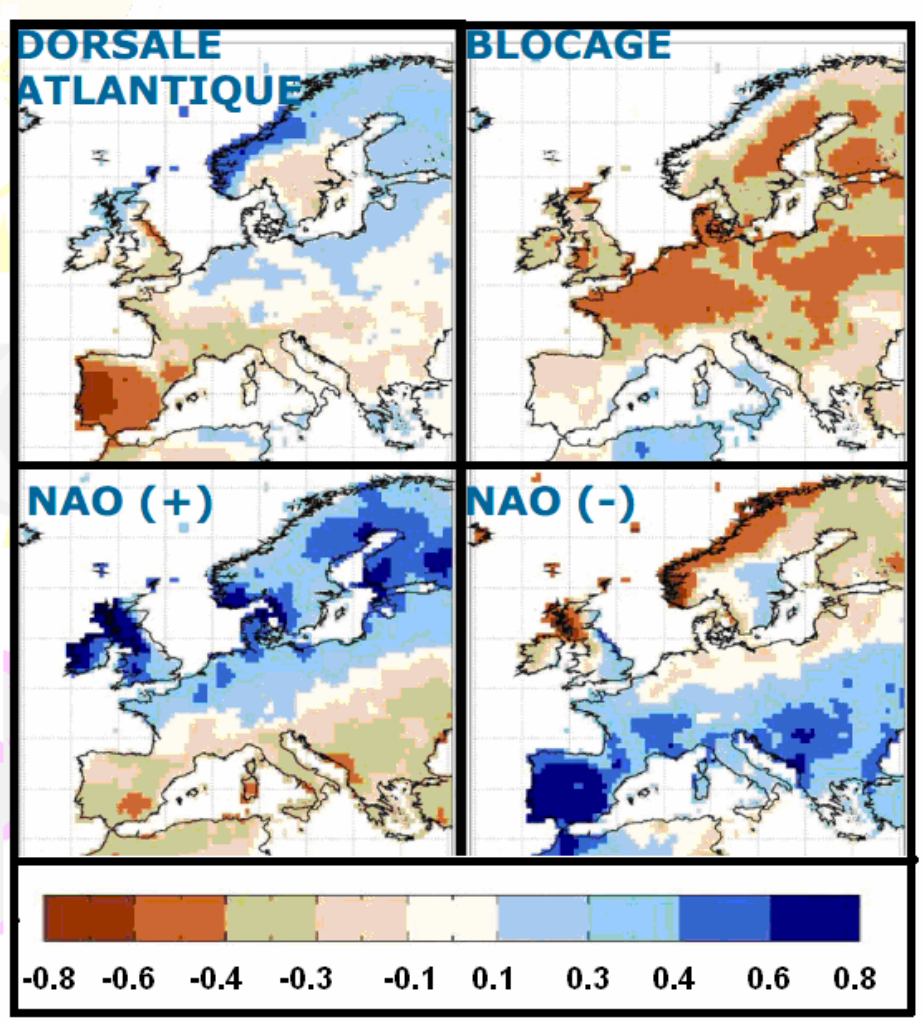


Figure I.3 : Signatures des quatre régimes de circulation atmosphérique majeurs sur les précipitations en Europe (Sanchez Gomez et al., 2004). Sans unités.

La dynamique du climat européen est donc en partie caractérisée par la fréquence et l'exposition à ces quatre grands régimes de circulation (Figure I.3). Ceux-ci contrôlent environ 50% de la variance des précipitations en Europe (Sanchez Gomez et al., 2004). Néanmoins, les régimes de temps n'expliquent pas toute la circulation atmosphérique européenne, et leurs fréquences et conséquences sont différentes selon les saisons. Les régimes de temps NAO+ et NAO-, par exemple, sont plus actifs en hiver. A l'échelle régionale, la variabilité climatique peut également être plus complexe. Par exemple, au niveau de la Méditerranée, six régimes de temps majeurs sont actifs, dont trois sont les manifestations locales des quatre régimes dominants à l'échelle du continent (Salameh, 2008).

II. Variabilité saisonnière

Une grande diversité de climats existe en Europe. Ils reflètent la combinaison de nombreux facteurs, dont font partie la circulation atmosphérique, la fréquence et l'exposition locale moyennes aux quatre régimes météorologiques majeurs décrits en section I. On caractérise tout d'abord le climat par sa typologie saisonnière moyenne, qui est en grande partie décrite par les séries temporelles mensuelles ou hebdomadaires moyennes des températures et des précipitations (Figure I.4) ainsi que par les paramètres qui en sont directement dérivés (mois le plus chaud, le plus froid, le plus sec, le plus humide, cumul annuel des précipitations, amplitude thermique). On considère alors usuellement que quatre grands types de climat coexistent en Europe : climats océanique, méditerranéen, continental et polaire. Il faut y ajouter l'effet notable de l'altitude (climat montagnard). La situation est en pratique bien plus complexe puisque tous les dégradés existent entre ces cinq grandes familles, sans compter aux marges de la zone les influences désertiques ou subtropicales.

Le climat européen est principalement contrôlé par la circulation atmosphérique zonale en Atlantique Nord, correspondant à des flux d'ouest porteurs de précipitations régulières et de douceur en toute saison, ceci grâce aux effets de la dérive Nord-Atlantique. Ceux-ci sont atténués de façon plus ou moins progressive en direction de l'Est en fonction des obstacles, tels que les chaînes de montagne. Des influences océaniques se font ressentir, au Nord, jusqu'au centre de l'Allemagne, du fait de l'absence de barrières naturelles, alors qu'au centre les Alpes, et au sud les Pyrénées et la cordillère cantabrique bloquent une grande partie des flux atlantiques. Au-delà de ces obstacles naturels, d'autres influences apparaissent : au fur et à mesure que l'on de dirige vers l'Est, au-delà des Alpes, les précipitations deviennent moins régulières et l'amplitude de fluctuations thermiques s'accroît. Les précipitations, plus rares, y ont lieu de façon plus irrégulière. Au sud, sur les bords de la Méditerranée, le blocage du flux océanique, combiné aux hautes pressions estivales d'origine subtropicale propres à la région, a pour conséquences des étés chauds et secs. En hiver, malgré le barrage naturel relatif des montagnes, la zone Méditerranéenne est davantage soumise à une circulation Ouest➔Est d'origine océanique, porteuse de douceur et de précipitations. Ces précipitations viennent s'ajouter aux perturbations propres qui se forment au-dessus de la mer Méditerranée. Ces deux sources se combinent et les hivers méditerranéens sont alors plutôt humides, surtout dans les zones côtières soumises à un flux d'ouest important. Cette situation globale permet donc d'identifier les trois grands types de climats dans le Sud de l'Europe : océanique, continental et méditerranéen (Figure I.5).

Toutefois, ces trois grands types de climat ne suffisent pas à caractériser à eux seuls la variabilité saisonnière du climat de l'Europe, et on utilise généralement une classification plus nuancée pour pouvoir mieux décrire le climat. Par exemple, on sépare le climat océanique « classique » en un climat océanique froid au niveau de la Norvège ou de l'Ecosse, un climat océanique tempéré dans l'Ouest de le France et en Angleterre, un climat océanique degradé à tendance continentale dans le centre de la France, l'Ouest de l'Allemagne ou encore un climat océanique à tendance méditerranéenne dans le Sud-Ouest de la France ou certaines régions des Balkans. Chaque type de climat peut être en partie caractérisé par un certain nombre de statistiques simples sur la variabilité saisonnière de la température et des précipitations.

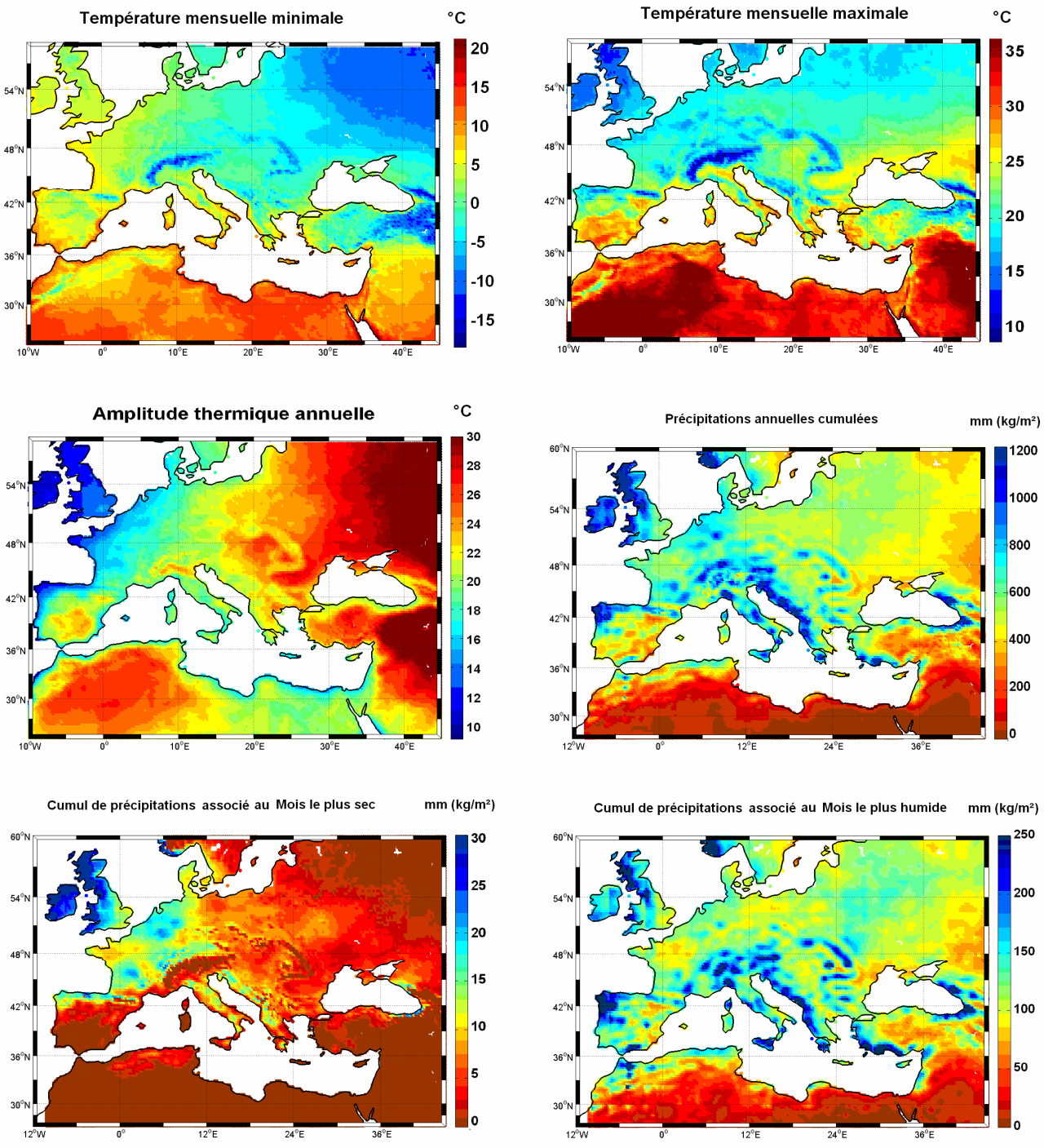


Figure I.4 : Principaux paramètres permettant de caractériser la variabilité climatique européenne, calculées à partir du modèle GLDAS[2] *(Note : les précipitations ne prennent pas en compte les chutes de neige).*

[2] Voir chapitre III

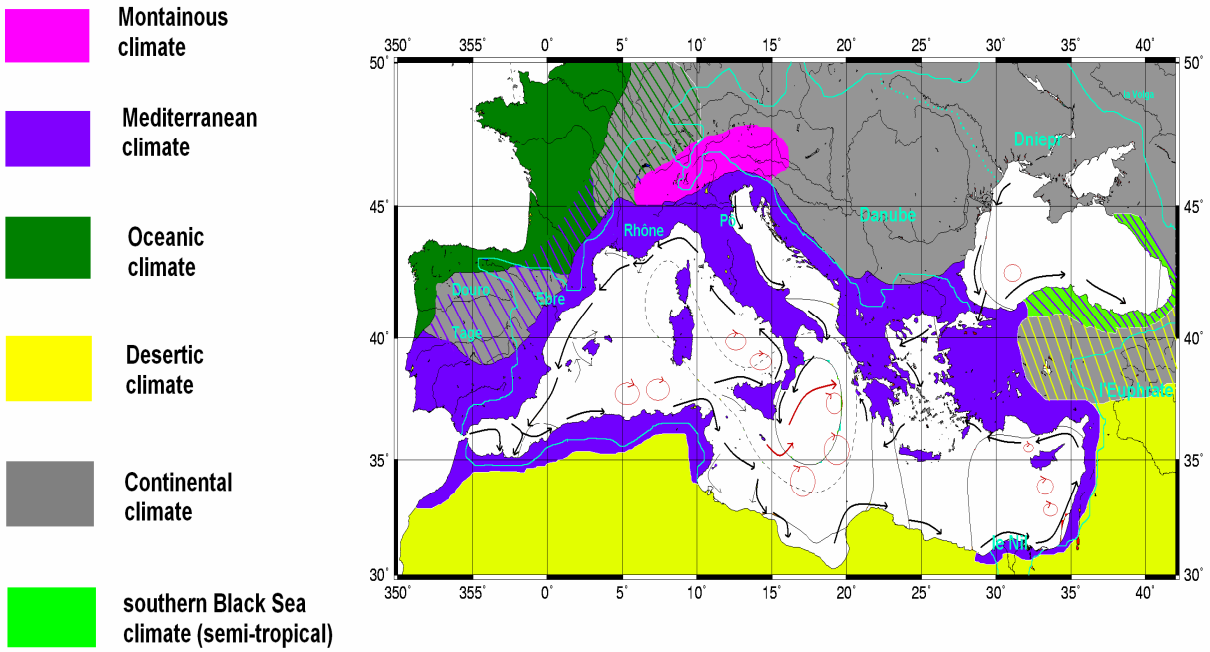


Figure I.5 : La répartition des principaux climats en Europe

La variabilité saisonnière décrite ici correspond à une circulation atmosphérique moyenne. Néanmoins, les quatre régimes de temps ne sont en réalité pas répartis équitablement dans le temps et n'ont pas toujours la même intensité. Les variations temporelles de leur intensité par rapport à la moyenne ainsi que la sur ou sous-représentation de l'un ou l'autre de ces modes par rapport à leur fréquence moyenne vont être source d'anomalies inter-annuelles de température et de précipitations.

III. Variabilité inter-annuelle

La variabilité inter-annuelle des paramètres climatiques tels que la pression, les précipitations et la température est en partie due à la sur-représentation pendant une période donnée de l'un des quatre grands types de circulation atmosphérique : NAO+, NAO-, blocage et dorsale Atlantique (Cassou et al., 2004).

III.a La NAO

III.a.1 Généralités et calcul de l'indice mensuel

La NAO en tant que régime de temps est un phénomène qui est identifié par les météorologues à l'échelle journalière (section I). En hiver, 70% des jours sont associés à l'un des quatre régimes de temps, et un peu plus d'un jour sur trois est alors associé à un régime de temps NAO+ ou NAO-. Mais ce nombre n'est pas constant dans le temps, et, de plus, l'anomalie de pression reliée à l'une ou l'autre phase de la NAO fluctue également. Ainsi, pendant un mois donné, le mode NAO+ peut représenter à lui seul la moitié des circulations atmosphériques journalières moyennes. Ce mois, alors dominé par la NAO positive, sera associé à une anomalie largement positive dans une série temporelle sans dimension : l'indice mensuel de la NAO (Barnston et Livezey, 1987), et induira un temps plus doux et plus humide que la moyenne sur l'Europe du Nord-Ouest. Si cette sur-représentation de NAO positive

dure plusieurs mois, voire plusieurs années, alors c'est toute la variabilité climatique inter-annuelle de ces régions qui sera potentiellement affectée.

La valeur de l'indice mensuel de NAO est donc directement reliée à l'occurrence et à l'intensité des modes NAO+ et NAO- pendant ce mois. Traditionnellement, cet indice est calculé comme étant la moyenne mensuelle de l'anomalie de la différence de pression entre les Açores (ou le sud du Portugal dans certaines variantes) et l'Islande. Le calcul de l'indice de NAO en tant que tel a été défini par Rogers (1984), mais des indicateurs existaient depuis le début du siècle pour quantifier la « force des vents d'Ouest » en Atlantique du Nord. Il est basé sur des mesures au sol effectuées sur une ou plusieurs stations météorologiques proche de chacun des pôles de pression *A* (anticyclone) et *D* (dépression). Le choix des stations météorologiques se fait en fonction de la qualité et de la disponibilité des mesures. Les séries sont harmonisées, et débarrassées des biais instrumentaux et des différences de fréquences d'enregistrement. L'indice de NAO mensuel s'exprime alors :

$$NAO(t_i) = \frac{(P_A(t_i) - \overline{P_A})}{\sigma(\overline{P_A})} - \frac{(P_D(t_i) - \overline{P_D})}{\sigma(\overline{P_D})},$$

avec $\overline{P_A}$ et $\overline{P_D}$ les moyennes mensuelles de pression sur ces deux stations, calculées sur plus de 30 ans, $\sigma(\overline{P_A})$ et $\sigma(\overline{P_D})$ leur écart-type associé, et $P_A(t_i)$ et $P_D(t_i)$ les moyennes mensuelles de pression sur la ou les stations situées respectivement au niveau de l'anticyclone des Açores et de la dépression islandaise.

La série temporelle de la NAO est calculée par différents centres. Nous utilisons ici celle du Center for Prediction of Climate (CPC), basée sur des mesures au sol harmonisées. D'autres méthodes de calcul de la NAO existent, notamment basées sur le calcul de modes de variabilité de la pression atmosphérique au niveau de la mer (Hurrell et al., 2003, voir section III.a.3).

III.a.2 Variabilité inter-annuelle et décennale de la NAO

A partir des mesures historiques, l'indice de NAO a pu être calculé depuis les années 1860 (Figure I.6). Sa structure temporelle présente des variations décennales importantes, avec alternance de modes positifs et négatifs plus ou moins longs (Chelliah et Bell, 2004). Par exemple, de la fin des années 1970 au milieu des années 2000, la NAO est restée très largement positive, et un lien a été établi (Cassou, 2004) entre cette dominance de phases NAO positives et une sur-représentation des hivers doux et humides en Europe du Nord-Ouest. Le passage d'une phase positive à une phase négative peut être très rapide. La NAO possède aussi des variations plus rapides, à l'échelle de quelques mois (variabilité intra-saisonnière) à 2 ou 3 ans (variabilité inter-annuelle), comme montré sur la figure I.7. A une échelle fréquentielle encore plus haute, inférieure à l'échantillonnage de base de la NAO (le mois), des variations existent aussi, et correspondent à l'alternance des régimes de temps journaliers NAO+ et NAO- qui caractérisent la variabilité climatique à l'échelle de quelques jours.

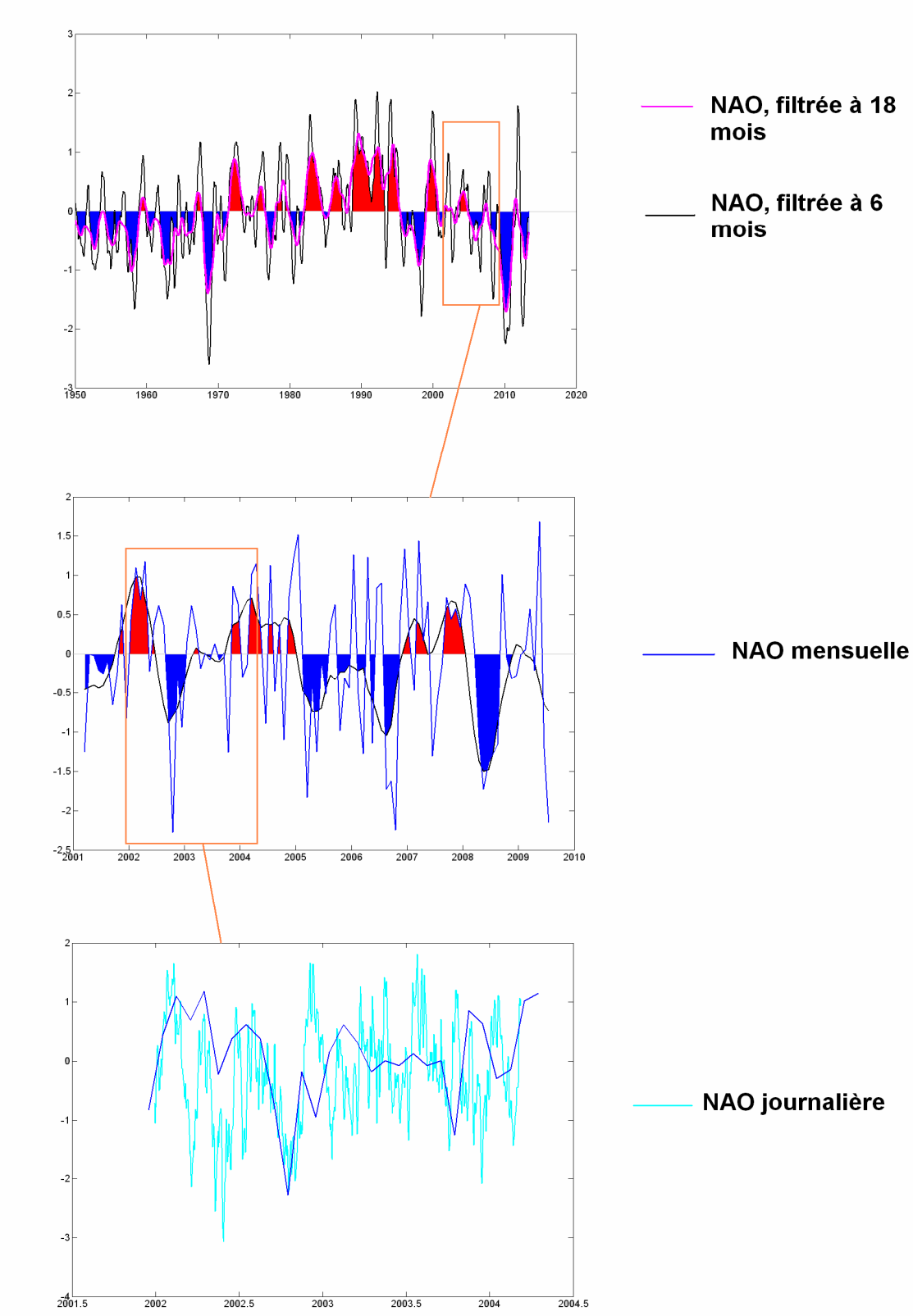


Figure I.6 : Séries temporelles de la NAO (indice calculé par le Center for Prediction of Climate) à différentes échelles temporelles. En haut : échelle inter-annuelle. Au milieu : échelle mensuelle. En bas : échelle journalière et mensuelle. Sans unités.

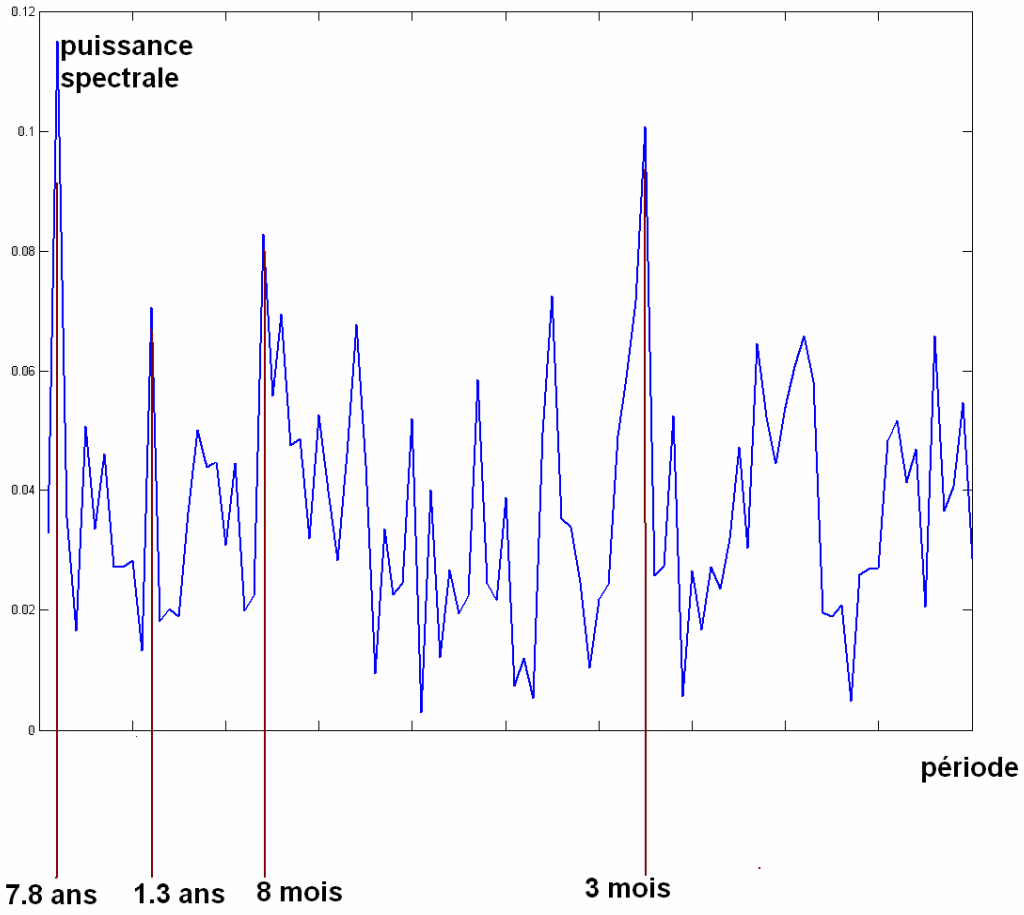


Figure I.7 : Spectre de Fourier de la NAO échantillonnée à un mois.

III.a.3 Une méthode annexe de calcul de la NAO (PC-NAO)

Le calcul de la NAO se basant sur des mesures ponctuelles, il est aussi soumis aux aléas de mesure. Vicente-Serrano et Lopez-Moreno (2008b) ont ainsi montré des différences significatives entre les séries temporelles de la NAO dérivées de calculs différents, tout en montrant cependant que, sur une échelle de temps assez longue, ces différences affectent peu les interprétations climatiques. Néanmoins, ce constat n'est pas vrai pour des études portant sur une dizaine d'années de données seulement, c'est pourquoi nous avons choisi de tester des indices de la NAO issus de calculs différents.

Devant les aléas des mesures ponctuelles, Hurrell (1995) a proposé de calculer la NAO comme le premier mode de l'Analyse en Composantes Principales (ACP, voir chapitre V) de la pression atmosphérique de surface sur l'Atlantique Nord (20°-80°N et 90°W-40°E). Ce mode est alors associé à une série temporelle normalisée (c'est la NAO elle-même, appelée alors PC-NAO), et à une représentation spatiale très proche de celle de la NAO classique (le dipôle de pression Açores/Islande, Figure I.1). Ce type de calcul nécessite un modèle de pression atmosphérique fiable, donc il est moins adapté à l'étude de séries de NAO longues puisqu'il ne permet pas de remonter de manière fiable au-delà de 1948 (date de début du modèle atmosphérique NCEP). Par contre, il permet de s'affranchir des incertitudes liées à l'utilisation de stations fixes, qui ne sont donc pas toujours bien adaptées pour décrire au mieux la circulation Nord-Atlantique, l'anticyclone et la dépression pouvant parfois s'excentrer de leurs pôles habituels et donc rendre la mesure de NAO classique moins représentative (Hurrell et al., 2003). La corrélation entre les séries temporelles issues de deux méthodes de calcul de la NAO reste largement significative, malgré quelques différences à des échelles de temps mensuelles

(Figure I.8), comme montré également par Vicente-Serrano et Lopez-Moreno (2008). En particulier, ces dernières années la NAO «classique » n'a pas montré un excellent accord avec la PC-NAO.
Ceci confirme les questions soulevées ci-dessus et par certains auteurs concernant la sensibilité de la NAO « classique » aux mesures et donc à la position des pôles de pression. De façon à choisir quel indice utiliser, nous nous sommes intéressés à d'autres indices représentatifs de la circulation atmosphérique zonale en Atlantique Nord.

III.a.4 L'AO (Oscillation Arctique), et conséquences sur le choix d'un indice de NAO

L'apparition des modèles globaux de circulation atmosphérique a alors permis aux climatologues de rechercher d'autres indices permettant de décrire au mieux la circulation atmosphérique en une région donnée du globe. C'est le cas de l'Oscillation Arctique (Arctic Oscillation, AO), qui est calculée comme le premier mode de l'ACP de la pression de surface pour les latitudes de 20 à 90°N (Thompson et Wallace, 1998). Lorsqu'ils sont basés sur les mêmes modèles d'atmosphère, les séries temporelles associées à l'AO et de PC-NAO sont très bien corréleés (0.92 sur la période 1950-2010 et 0.90 sur la période 2002-2010 avec le modèle NCEP par exemple). Lorsque l'on compare à l'indice de NAO classique, la corrélation reste élevée sur une longue période (0.71 sur la période 1950-2010), mais quelques différences notables apparaissent sur des périodes plus courtes (Greatbach, 2000). Ainsi, la corrélation entre l'AO et la NAO classique descend à 0.62 sur la période 2002-2010 (Figure I.8).
La signature spatiale de l'AO présente en Atlantique une structure également très proche de celle de la NAO. Même si les mécanismes de l'AO sont différents de ceux de la NAO, et que le flux d'ouest en Atlantique est alors vu comme une conséquence de la force des vents stratosphériques circulaires au niveau du pôle (Figure I.9), les conséquences de ces deux phénomènes sont les mêmes en Europe. En phase positive, l'AO se traduit par un temps doux et humide au niveau de l'Europe du Nord-Ouest, et du temps sec au niveau de la Méditerranée. Inversément, une AO négative a les mêmes conséquences qu'une NAO négative.
La question de savoir si c'est la NAO ou l'AO qui est la plus à même d'expliquer la variabilité inter-annuelle du climat européen a été discutée par plusieurs auteurs (Greatbach, 2000, Ambaum et al., 2001). Certains d'entre eux (Greatbach, 2000) ont certes admis que l'interprétation « physique » de la NAO était plus satisfaisante d'un point de vue climatique, mais que l'AO était un phénomène plus global et que la NAO n'était que la restriction de l'AO à l'Atlantique Nord. Cependant, la grande majorité des études climatiques portant sur le sujet continuent à parler de NAO et non d'AO pour les effets de la circulation zonale Nord-Atlantique.
Ceci dit, en prenant en considération le fait que les indices d'AO et de PC-NAO sont très cohérents, nous choisissons la série de PC-NAO (Hurrell et al., 2003) comme indice associé à l'intensité de cette circulation atmosphérique zonale Nord-Atlantique. Nous utilisons désormais le terme NAO pour se référer à cet indice, que nous privilégions à l'indice classique de NAO.

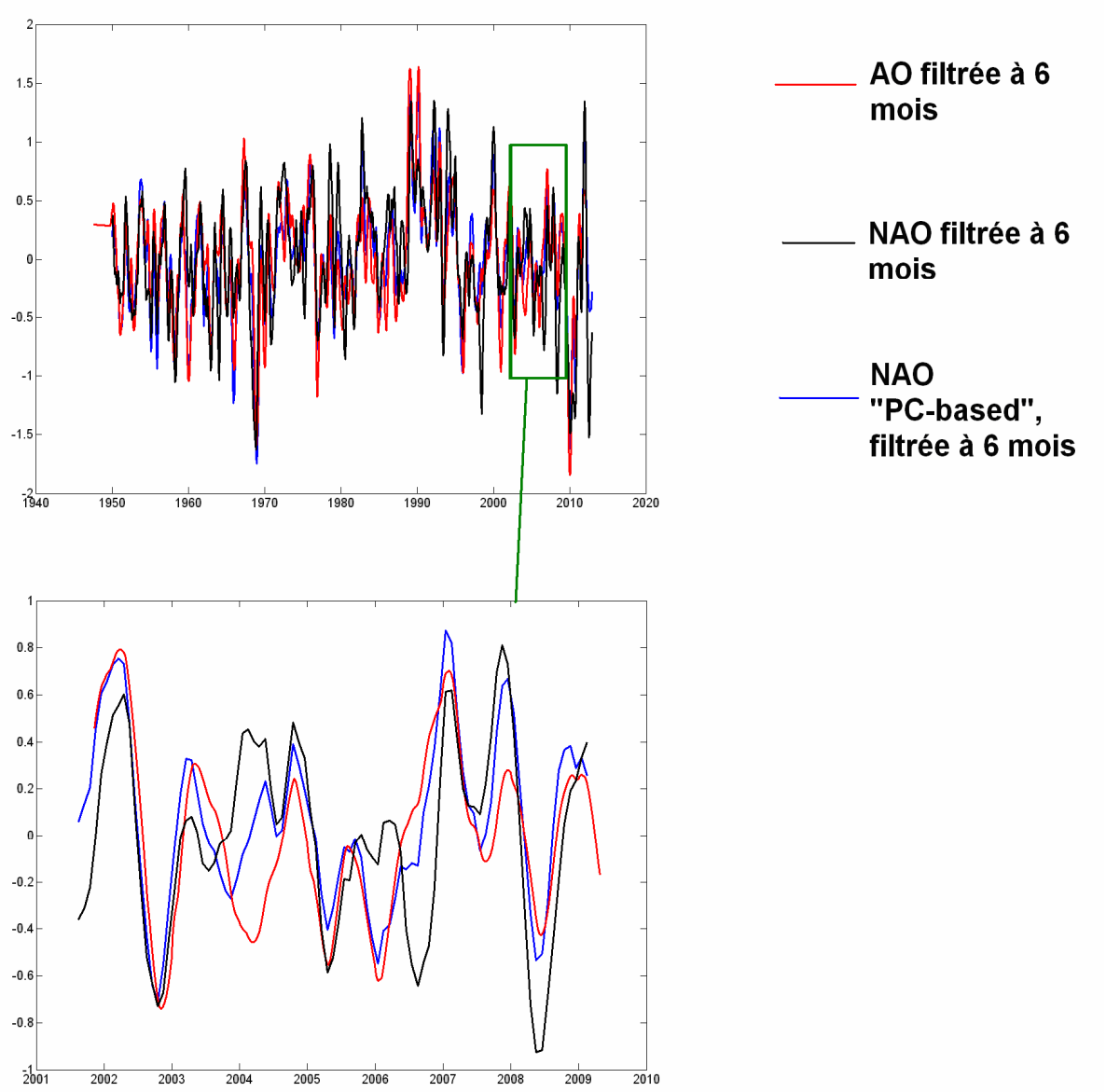


Figure I.8 : Séries temporelles associées à la NAO « classique », à l'AO et à la PC-NAO (PC-based NAO) sur les périodes 1950-2010 (en haut) et 2002-2010 (en bas).Sans unités.

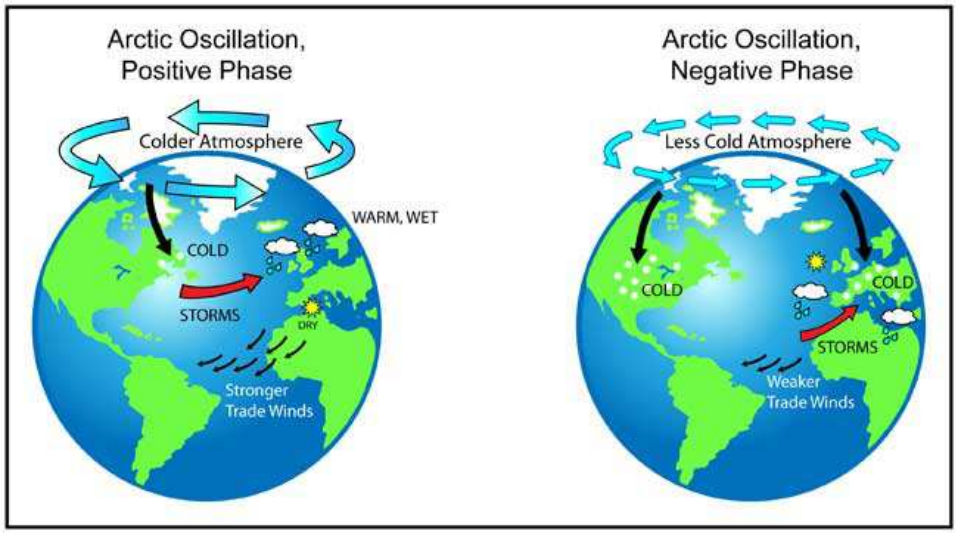


Figure I.9: Mécanismes de l'Oscillation Arctique (AO) (Source : Wikipedia, modifié).

III.a.5 Les conséquences de la NAO

A. Effets saisonniers de la NAO

Les climatologues séparent habituellement les effets de la NAO en deux parties au moins : hivernale (DJF pour Décembre Janvier Février) et estivale (JJA pour Juin Juillet Août), parce que les effets de la NAO sont plus forts en hiver (Greatbach, 2000).

Les effets de la NAO DJF sur les températures et les précipitations sont bien connus (van Loon et Rodgers, 1978, Hurrell, 1995). La NAO DJF en phase positive explique alors une part importante des précipitations le long des côtes de Norvège et en Ecosse, alors qu'en phase négative elle est très largement corrélée aux précipitations sur la bordure septentrionale du bassin méditerranéen (Figure I.3 et Figure I.11), dans les Balkans ainsi que sur la plus grande partie de la côte Atlantique. Les températures, elles, subissent l'influence de la NAO principalement dans le Nord de l'Europe, où une NAO positive est reliée à des températures supérieures à la normale, alors que le contraire se produit en Anatolie et au Proche- Orient (chapitre VI, Figure VI.21). L'effet de la NAO sur les températures est donc décalé par rapport à son influence sur les précipitations.

En été, les effets de la NAO sur le climat européen ont donné lieu à des études contradictoires, dont les différences de résultats sont à mettre en relation avec la difficulté qu'il y a de définir la NAO en été. En effet, le dipôle de pression n'y est pas aussi bien marqué qu'en hiver, et de plus se retrouve souvent déplacé plus au Nord-Est. Toutefois, les études les plus récentes (Folland et al., 2009 et Bladé et al., 2011), se basant sur des approches semblables ont trouvé que les corrélations avec la variabilité climatique estivale étaient différentes de celles notées en hiver. Ainsi, une NAO JJA positive est reliée à un temps sec et plutôt chaud sur l'Europe du Nord-Ouest (Scandinavie, îles Britanniques), et un temps plutôt humide sur la Méditerranée et les Balkans. Néanmoins, les corrélations alors notées entre NAO JJA et précipitations sont largement inférieures à celles qui peuvent exister en hiver.

Lorsque l'on considère les effets moyens de la NAO, après lissage temporel de l'indice associé et suppression des périodes inférieures à six mois, il n'y a alors plus lieu de séparer la NAO en un indice hivernal et un indice estival. Ainsi moyennés, les effets de la NAO sont très proches des effets dominants, qui sont ceux de la NAO hivernale (Figure I.3 et Figure I.11).

Variabilité climatique inter-annuelle au niveau de la Mer Noire et de ses bassins versants

Les limites orientales de l'influence de la NAO restent cependant assez floues, particulièrement au niveau de la Mer Noire, de l'Asie Mineure et des bordures caucasiennes.

A la frontière de l'Europe influencée par la circulation atmosphérique zonale Nord-Atlantique, et de l'Asie où d'autres influences sont prépondérantes, la Mer Noire fait donc office de frontière climatique. Sa dynamique inter-annuelle a été étudiée par plusieurs auteurs. Stanev et Peneva (2002) ont ainsi montré que les variations de hauteur de mer issues des marégraphes suivaient, à l'échelle inter-annuelle, des fluctuations anticorrélées à la NAO. Le lien entre la dynamique de la Mer Noire et la NAO, notamment lors des épisodes critiques, a également été mis en évidence dans les paramètres climatiques tels que la température de surface de la mer (Sea Surface Temperature, SST) (Oguz, 2005, Kazmin et al., 2007), ou dans l'activité cyclonique (Voskresenskaya et Maslova, 2011). Kazmin et al. (2007) ont par ailleurs mis en évidence la non-stationnarité de la corrélation entre la SST et la NAO, l'existence de cycles de plusieurs années correspondant à la dynamique moyenne des vents (d'Ouest ou d'Est), et la prédominance de variations de SST significativement anticorrélées à la NAO lorsque les flux d'ouest étaient dominants.
En moyenne, les précipitations inter-annuelles au niveau de la Mer Noire et de ses bassins versants sont significativement anticorrélées à la NAO sur la façade Ouest (bassin du Danube principalement), alors que ces corrélations sont en moyenne non significatives sur la façade Est (Figure I.11). Cependant, les conséquences de la NAO peuvent se déplacer plus à l'Est, et, par exemple, les précipitations de ces dix dernières années ont été davantage reliées à la NAO qu'en moyenne (voir chapitre VII) au niveau de l'Ukraine. L'étude de l'influence de la circulation atmosphérique zonale Nord-Atlantique dans cette région, pourtant *a priori* éloignée des influences océaniques, a alors fait l'objet de plusieurs études.
Rimbu et al. (2002) ont par exemple émis l'hypothèse que ce soient les fortes précipitations, très significativement anticorrélées à la NAO et qui touchent le bassin supérieur et moyen du Danube, qui soient à l'origine de l'anticorrélation entre le débit à l'embouchure et la NAO, avec un délai de 2 à 3 mois. Des conclusions semblables ont été trouvées par Mares et al. (2006). Devant ce constat, Mares (2012) a simulé la NAO pour les décennies à venir à partir de modèles prévisionnels, et a montré que le nombre de phases extrêmes de la NAO, et donc le nombre d'évènements critiques au niveau de l'embouchure du Danube (inondations et/ou sécheresses) était susceptible d'augmenter dans les prochaines décennies. Ainsi, au niveau du bassin du Danube, les précipitations et le débit à l'embouchure semblent ainsi être largement dépendants des fluctuations de la NAO. Mais un lien aussi net n'a pas pu être établi pour les autres fleuves alimentant la Mer Noire, et d'ailleurs peu d'auteurs se sont intéressés à ces bassins-là (signalons tout de même Boryczka et al., 2008).
Quant aux températures, elles sont significativement corrélées à la NAO dans les zones au Nord de la Mer Noire, alors qu'ailleurs, ce lien est peu marqué, sauf au niveau de la Turquie où des anticorrélations locales sont mises en évidence.

B. Conséquences indirectes de la NAO

Si la NAO est un paramètre essentiel de l'analyse des variations inter-annuelles des températures et précipitations, elle explique aussi une partie des occurences de phénomènes qui sont directement ou indirectement reliés aux paramètres climatiques de base. C'est le cas par exemple de la couverture nuageuse ou des tempêtes, qui sont plus fréquentes et plus fortes en cas de NAO positive car le flux d'ouest est alors particulièrement puissant, y compris dans des zones assez éloignées de la bordure Atlantique, comme l'Europe Centrale (Donat et al., 2010). Les liens entre NAO et couverture neigeuse ont aussi été mis en évidence, par exemple en Europe centrale (Clark et al., 1999, Bednorz et al., 2004), tout comme l'ont été ceux qui unissent la NAO et le recul ou l'avancée des glaciers, notamment scandinaves (Marzeion et Nesje, 2012). L'une des conséquences les plus étudiées de la NAO est celle qui établit le lien avec les extrêmes de précipitation (Haylock et al., 2004, Vicente Serrano et al., 2011). Haylock et al. (2004) ont ainsi clairement relié les épisodes de fortes précipitations en Europe avec l'intensité de la circulation atmosphérique zonale Nord-Atlantique.
La NAO est donc un facteur majeur pour expliquer les variations temporelles de nombreux paramètres, climatiques et hydrologiques, mais aussi biologiques et végétaux.
Toutefois, au final, relativement peu d'études se sont intéressées au lien entre variations de masse d'eau et NAO, en Europe. Les plus proches sur le plan thématique (Dettinger et al., 2000, Trigo et al., 2004) se sont surtout intéressées aux fortes corrélations entre la NAO et le débit de certains fleuves européens, comme le Danube (Rimbu et al., 2002, Mares et al., 2006) ou les fleuves de la péninsule ibérique.

L'un des sujets de recherche actuels le plus important concernant la NAO est relatif à l'évolution temporelle des corrélations entre la NAO et les divers paramètres climatiques. En effet, la non-stationnarité des conséquences de la NAO à l'échelle décennale a été mise en évidence par exemple par Beranova et Huth (2007) dans les séries de température et de précipitations en Europe, par Boroneant et Ionita (2005) dans les séries de précipitations en Roumanie, et, comme mentionné ci-dessus, par Kazmin et al. (2007) en Mer Noire.
Or, si l'effet de la NAO n'est pas stationnaire, c'est en partie à cause du déplacement vers le Nord-Est du dipôle de pression, qui contribue à modifier la signature spatiale de la NAO sur les précipitations (Vicente Serrano et Lopez Moreno, 2008). Or, plusieurs scenarii futurs (Vicente Serrano et Lopez-Moreno, 2008b) ont montré que, sous l'effet du changement global, le pôle d'action de la NAO était justement susceptible de se déplacer. Ceci peut avoir des conséquences variables sur les effets de la NAO, et notamment un déplacement de son aire d'influence. De même, certains auteurs, comme Terray et al. (2004), ont suggéré qu'une partie du réchauffement en Europe pourrait être expliquée par une augmentation de l'apparition de NAO positives.

Ainsi, même si nous n'étudions pas ici le lien entre variations temporelles de la charge en eau et le changement global, on voit bien que la compréhension de la variabilité inter-annuelle des redistributions de masses d'eau, et de son lien potentiel avec la NAO va nécessairement s'inscrire dans un cadre beaucoup plus large qui est celui de la compréhension du changement global en Europe.

III.b Blocage scandinave et Dorsale Atlantique

Si la circulation atmosphérique zonale en Atlantique Nord liée aux interactions entre l'anticyclone des Açores et la dépression d'Islande a les conséquences les plus visibles sur le climat européen, les deux autres régimes de circulation atmosphérique dominants en Europe (blocage et dorsale) expliquent eux aussi une part significative de la variance inter-annuelle des températures et des précipitations.
En suivant l'exemple de Hurrell et al. (2003) et Barrier et al. (2012), nous avons procédé à une Analyse en Composantes Principales (voir chapitre VI) sur la pression inter-annuelle au niveau de la mer (Sea Level Pressure, SLP) issue du modèle de circulation atmosphérique NCEP, sur la période 1950-2010 (voir chapitre II). Les signatures spatiales des trois premiers modes nous permettent respectivement d'identifier le dipôle de pression de l'Atlantique Nord (NAO+/NAO-), la situation de blocage et celle de dorsale Atlantique (Figure I.10).
Après avoir assuré que la série temporelles associée au premier mode était bien la NAO (elle l'est effectivement avec une corrélation de 0.92), nous avons identifié, au vu de sa signature spatiale, la série temporelle associée à la seconde source comme étant proche de l'indice de blocage scandinave. Celle-ci est corrélée avec un coefficient de 0.52 avec l'indice Scandinave (« Scand ») calculé par le CPC sur la période 1950-2012. Le troisième mode issu de l'ACP est proche de la situation de dorsale barométrique atlantique, malgré le fait que l'anticyclone soit positionné plus au Nord que dans la situation classique (Figure I.1). Sa série temporelle associée est corrélée significativement à l'indice Est-Atlantique (EA) fourni par le CPC, notamment sur la période 1979-2012 où la corrélation est de 0.67. Ces corrélations, tout en restant significatives à 95%, sont nettement moins élevées que celles obtenues entre le premier mode et la NAO, et donc prendre l'EA et l'indice Scandinave comme représentatifs de ces situations climatiques doit faire l'objet d'une attention particulière, et nous préférons prendre les séries temporelles que nous avons calculées par ACP comme les indices représentatifs de ces deux situations atmosphériques.
Nous identifions donc à chaque type de circulation atmosphérique caractérisant la variabilité du climat européen un indice climatique : la NAO et deux indices dits de blocage Scandinave et de dorsale océanique, calculés donc par cette ACP du champ de pression atmosphérique dans l'Atlantique Nord. Leur signature dans les précipitations inter-annuelles (Figure I.11) est proche de la signature *a priori* des régimes de temps auxquels ils sont associés (Figure I.3).

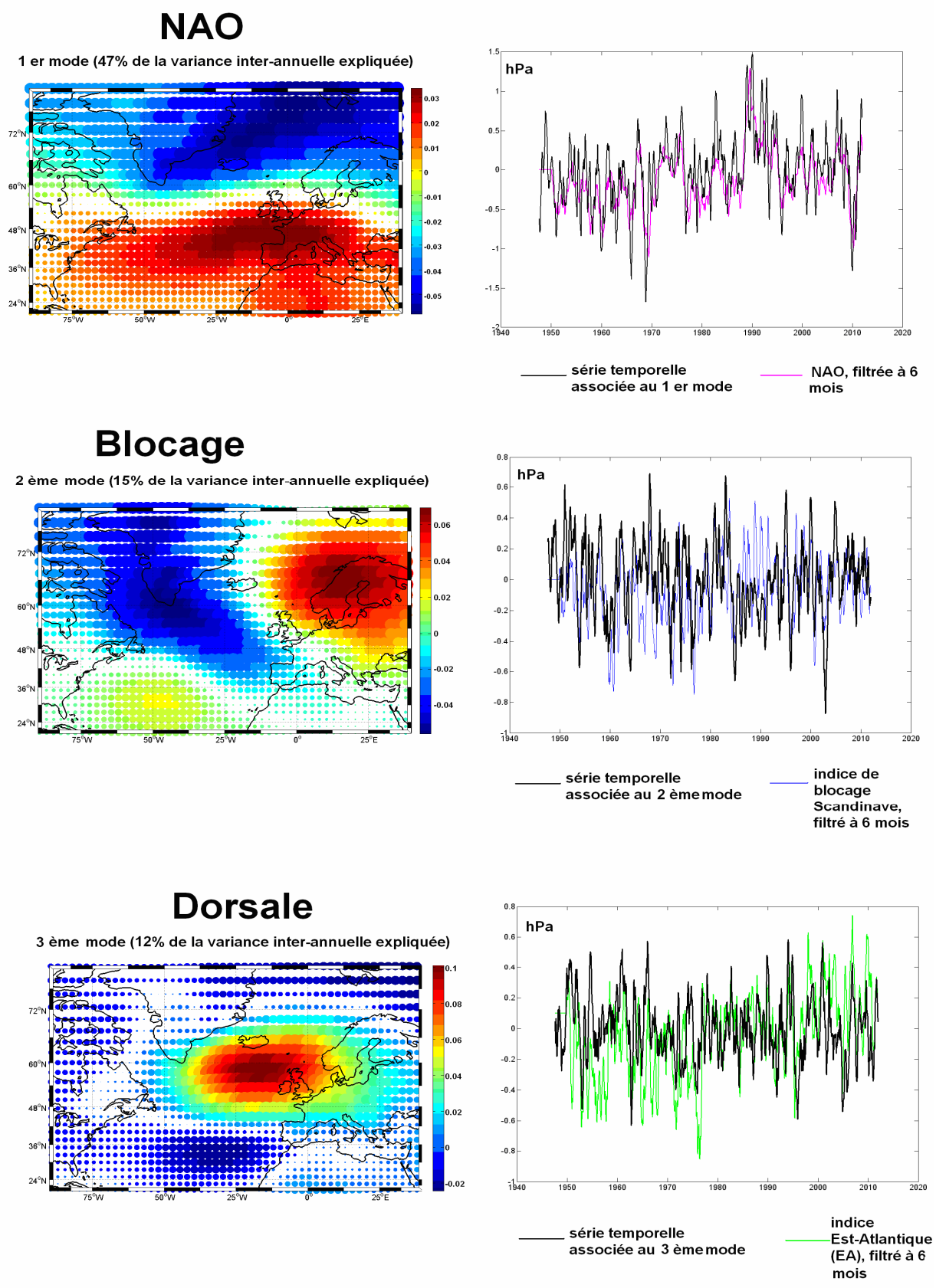


Figure I.10 : Résultats de l'ACP sur la pression à la surface des océans (SLP) inter-annuelle du modèle NCEP.

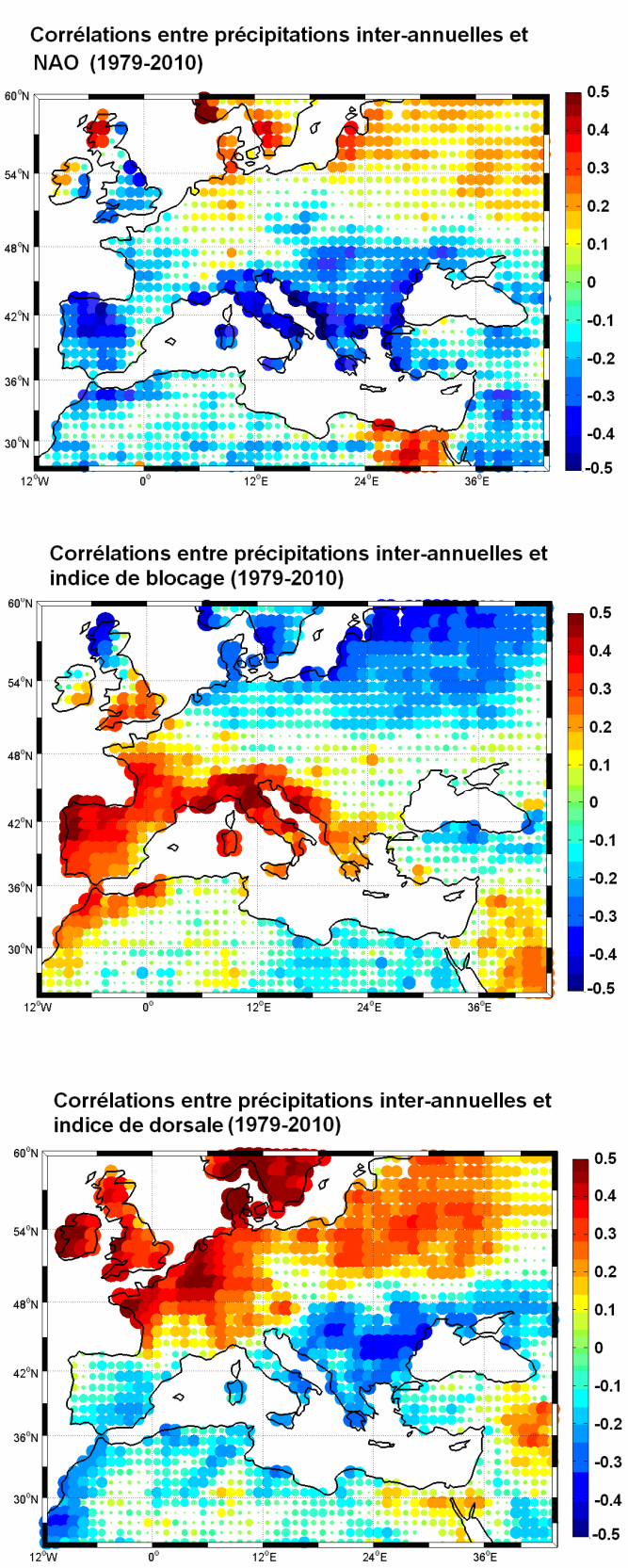


Figure I.11 : Corrélations entre les indices relatifs aux quatre principaux régimes de temps et les précipitations inter-annuelles du modèle GLDAS (chapitre II).

III.c Autres téléconnections importantes

Si les effets des quatre régimes de temps principaux expliquent une partie importante de la variabilité inter-annuelle du climat européen, la connaissance des mécanismes externes causant la sur-représentation de l'une ou l'autre de ces circulations à une période donnée nécessite une vision de la dynamique climatique à une échelle plus globale.
En particulier, les liens entre les variations inter-annuelles de la température et des précipitations en Europe et les variations inter-annuelles de la température de surface (Sea Surface Temperature, SST) de l'océan Atlantique en zone tropicale et de l'océan Pacifique Sud ont été plus largement étudiés récemment. L'influence de ces sources externes peut alors être évaluée en utilisant, en particulier, deux indices climatiques qui sont :
- L'AMO (Atlantic Multidecadal Oscillation) : il s'agit là du premier mode de l'ACP sur la *SST* (à laquelle une tendance linéaire a été soustraite) en Atlantique Nord, filtrée temporellement pour n'en garder que les variations décennales. L'AMO est un facteur d'influence majeur sur la variabilité décennale du climat, et, en particulier plusieurs études ont pointé les liens entre une AMO positive et une NAO négative. Cassou et al. (2007) ont relié par exemple la récurrence d'un mode de NAO aux interactions océan/atmosphère au niveau de l'Atlantique Tropical : la persistance d'anomalies de température de *SST* positives en Atlantique tropical est génératrice d'une anomalie de NAO négative, via un mécanisme complexe de remontée d'air chaud et de renforcement du courant-jet, un vent zonal violent. A l'échelle décennale, c'est la modulation des phases négatives de la NAO par l'AMO qui est ainsi mise en évidence. Le lien entre l'AMO et les variations décennales du climat estival en Europe ont également été montrées par Knight et al. (2006), mais les oscillations très basses périodes de cet indice (de l'ordre de grandeur typique de 50 ans) ne permettent pas aux techniques de géodésie d'estimer son influence sur le climat européen à l'heure actuelle.

- L'ENSO (El Niño Southern Oscillation) : l'influence de l'Oscillation Australe est modérée sur le climat Ouest-Européen, mais est plus importante aux marges de l'Europe, et notamment au Moyen-Orient. Mariotti et al. (2002) ont néanmoins aussi montré qu'il existait un lien clair entre les évènements El Niño et la Niña et les précipitations automnales et printanières en zone méditerranéenne, ainsi que les précipitations hivernales et printanières en Europe Centrale. Lors d'un maximum de l'ENSO (évènement El Niño), les précipitations sont en avance par rapport à la moyenne et 10% plus fortes qu'à l'accoutumée sur le bassin méditerranéen. Bronnimann et al. (2007) ont, eux, étudié les mécanismes qui relient le phénomène El Niño à une NAO négative en fin d'hiver, et donc à un temps plutôt froid et sec en Europe du Nord et pluvieux en Europe du Sud : ils notent alors que l'influence de l'ENSO sur le climat européen est en générale indirecte, car elle se fait via la modulation de la NAO, sauf durant des évènement très critiques comme la vague de froid très marquée de 1940-1942 en Europe (Bronnimann et al., 2004).

Conclusion du chapitre

Le climat européen s'explique donc en grande partie, à la fois à l'échelle saisonnière et à l'échelle inter-annuelle, par la succession de quatre principaux régimes de circulation atmosphérique liés à la position et à l'intensité de l'anticyclone des Açores, de la dépression d'Islande et de l'anticyclone sibérien, le tout modulé par des influences polaires et tropicales. Ces quatre modes peuvent chacun être associé à un indice climatique, soit existant (la NAO), soit calculé à partir du champ de pression atmosphérique. Néanmoins, si les conséquences de ces régimes de circulation sur le climat sont relativement bien connues en moyenne, celles-ci sont également soumises à des variations dans le temps et dans l'espace, qui peuvent être reliés à des phénomènes globaux. C'est le cas par exemple des conséquences de la NAO sur les précipitations, qui ne sont pas stationnaires. De même, les mécanismes à l'origine de la sur ou sous-représentation de ces régimes de circulation sont aujourd'hui l'objet de nombre d'études. Celles-ci ont en particulier pointé du doigt le fait que la dynamique du climat a lieu à l'échelle mondiale et pas seulement continentale, en ce sens que des phénomènes externes tels la température de surface dans l'océan Pacifique sud ou dans l'océan Atlantique en zone

tropicale ont des conséquences, avec un délai de quelques mois sur la circulation Nord-Atlantique et donc la variabilité climatique européenne.

Chapitre II : Les Modèles de circulation des enveloppes fluides

Généralités

Les masses d'eau mises en jeu dans le cycle de l'eau peuvent être divisées en trois contributions (Figure II.1): l'hydrologie continentale (dont la cryosphère), l'atmosphère et l'océan. Des modèles de circulation générale (GCMs) fournissent une approximation directe ou indirecte de la masse d'eau contenue dans chacun de ces trois réservoirs.
Les modèles de circulation générale sont tous basés sur l'assimilation de données dans un système d'équations théoriques régissant le comportement physique, dynamique et thermodynamique du système. Le processus d'assimilation consiste à trouver un compromis optimal entre des mesures *in-situ* ou satellitaires et le comportement théorique de l'atmosphère, de l'océan ou du cycle de l'eau continental. L'assimilation de ces données dans les modèles peut se faire de différentes façons, par exemple par l'utilisation d'un filtre de Kalman.

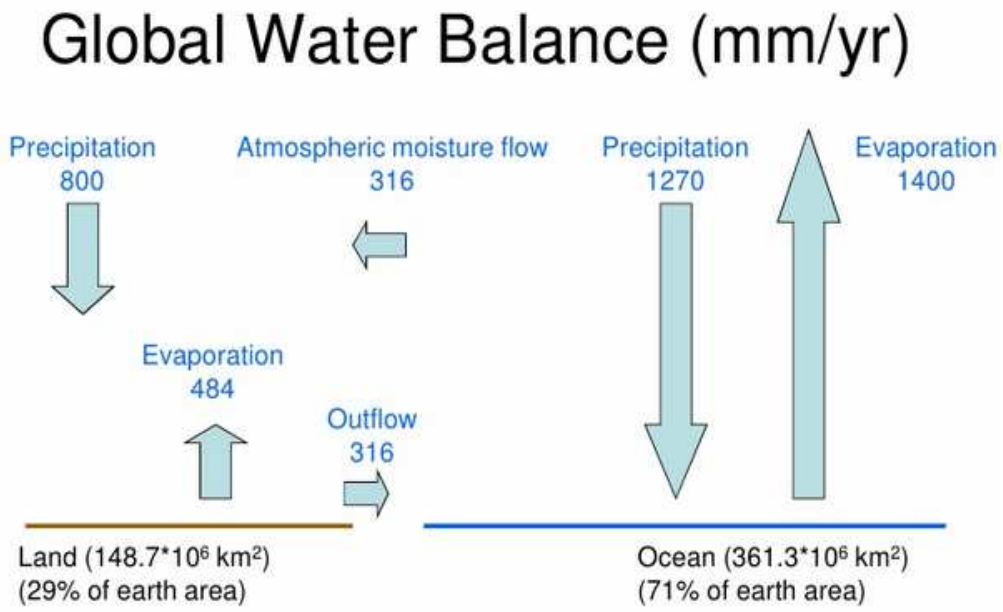


Figure II.1 : Une approximation de l'amplitude des échanges de masse d'eau à l'échelle globale (Kumar, 2006).

I. *Les modèles hydrologiques*

I.a Principe

Les modèles utilisés pour décrire les variations spatio-temporelles de la masse d'eau continentale rentrent dans la classe plus large des « Land Surface Models », des modèles destinés, à l'origine, à étudier les interactions entre paramètres physiques, biologiques ou géochimiques, dans le cadre notamment du couplage entre biosphère et atmosphère. Ces modèles ont été, dans les dix dernières années, enrichis de nombreuses données satellitaires destinées à la fois à l'étude du couplage

hydrosphère continentale/atmosphère et à la modélisation du climat. Le but de ces modèles d'hydrologie continentale, tels GLDAS (Global Land Data Assimilation, Rodell et al., 2004) et WGHM (Water Gap Hydrology Model, Döll et al., 2003), qui sont utilisés dans notre étude, est de fournir des modèles globaux, à haute-résolution, qui assimilent différents types de mesures satellitaires et terrestres, mais qui restent indépendants d'autres modèles climatiques, en particulier des modèles atmosphériques. Parmi les paramètres calculés par ces modèles, avec une résolution allant de quelques heures à un mois, le stockage hydrologique continental (Terrestrial Water Storage ou *TWS*) nous intéresse plus particulièrement. Il s'agit d'une quantité homogène à une surcharge (kg/m²) qui peut donc être comparée aux surcharges déduites des modèles GRACE (voir chapitre III). L'estimation du *TWS* se base sur la modélisation du cycle de l'eau continentale (Figures II.1 et II.2).

I.b Le cycle de l'eau dans les modèles hydrologiques

La modélisation du *TWS* suppose tout d'abord qu'il est réparti dans différentes couches : la canopée, les eaux de surface et éventuellement la couverture neigeuse, une zone non saturée (la subsurface), et une zone saturée qui contient les eaux souterraines.

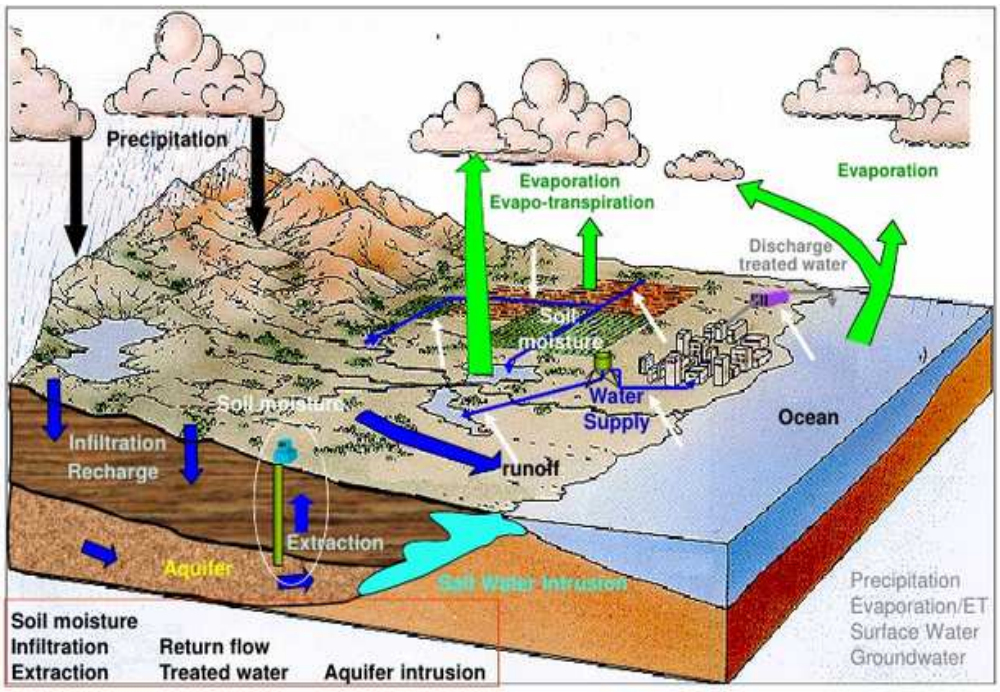


Figure II.2 : La complexité du cycle de l'eau (Kumar, 2006).

Les modèles de circulation hydrologique utilisent une Terre divisée en cellules plus ou moins complexes. Un apport de masse en provenance de l'atmosphère dans une cellule donnée, c'est-à-dire une chute de pluie ou de neige, peut alors soit :
- être intercepté, par la végétation par exemple, avant d'arriver au sol, et par la suite s'évapotranspirer en une durée qui dépend notamment des conditions météorologiques, de la couverture végétale et de la saison,
- être stocké en surface,
- être transporté par ruissellement dans une cellule voisine par les eaux de surface (rivières) en un laps de temps dépendant des conditions externes,
- s'évaporer en un laps de temps dépendant des conditions météorologiques dans la cellule, et également des caractéristiques du sol, de la configuration du bassin hydrologique concerné et de l'état du *TWS* à la période précédente,

- s'infiltrer ou percoler en subsurface dans un premier temps et dans les eaux souterraines dans un second temps,
- être stocké dans la zone non saturée ou dans la zone saturée,
- être alors drainé de proche en proche, dans la zone non saturée ou dans la zone saturée, de la même façon que pour le ruissellement de surface, selon les conditions locales,
- remonter de la zone saturée jusque dans la zone non saturée, ou de la zone non saturée jusqu'en surface, ou de la surface jusque dans dans la canopée, et suivre alors le cycle spécifique à chacun de ces compartiments.

Si la précipitation est de forme neigeuse, le comportement est le même que celui d'un apport de pluie, mais avec un délai. En effet, si la température est suffisamment basse et que l'état du sol est confirmé enneigé par des mesures de radiances externes, la neige s'accumule et contribue à la surcharge. Sinon, elle fond et son comportement rejoint celui d'un apport de pluie. Il en est de même pour la contribution des glaciers continentaux.

Toute la quantité d'eau qui, à un instant *t*, est présente dans une cellule, soit parce qu'elle est directement arrivée sous forme de pluie, soit parce qu'elle a été transportée à partir d'une cellule voisine, contribue au *TWS* à cet instant *t*. Cette quantité d'eau peut donc être stockée dans la canopée, dans la surface, la subsurface ou dans la zone saturée.

Les modèles GLDAS et WGHM utilisés dans cette étude ne prennent cependant pas en considération ni les variations de *TWS* dans les eaux souterraines ni la contribution des glaciers continentaux, et, de plus, les eaux de surface ne sont modélisées que dans WGHM (Figure II.2 et section I.d). Prenons l'exemple des variations de *TWS* en surface et en subsurface uniquement. Au niveau d'une surface d'aire *A*, la variation de ce paramètre ΔTWS peut être modélisée par l'équation du bilan en eau :

$$\frac{\Delta TWS}{\Delta t} = P - E + (G - R) + 1000.\frac{\Delta Q}{A},$$

où ΔTWS est la variation de stockage hydrologique (kg/m²) en surface et subsurface pendant l'intervalle de temps Δt (en secondes)[3],

P est le taux de précipitation en kg/(m².s),

E est le taux d'évaporation et d'évapotranspiration, en kg/(m².s),

R est le taux d'infiltration ou de percolation, c'est-à-dire de masse d'eau qui passe de la subsurface jusque dans la zone saturée[4] (flux du haut vers le bas), en kg/(m².s),

G est le taux de remontée (« capillary rise ») des eaux présentes dans la zone saturée jusque dans la subsurface (flux du bas vers le haut), en kg/(m².s),

ΔQ est la différence entre les taux de ruissellement entrant et sortant en m^3/s, à la fois en surface et en subsurface. Le facteur multiplicatif 1000 provient du fait que le rapport $\frac{\Delta Q}{A}$ est en mètres d'eau /s, or 1 kg/(m².s)=1 mm d'eau/s.

Lorsqu'elle est moyennée au niveau d'un bassin hydrologique, cette équation se simplifie car la différence ΔQ devient le ruissellement global du bassin versant, c'est-à-dire le taux de décharge du fleuve en question dans la mer.

Plusieurs données interviennent donc dans le calcul de ΔTWS :

- les précipitations,
- la température, qui conditionne une partie de l'évaporation et de l'évapotranspiration,
- le période de l'année, qui joue notamment sur l'évaporation et de l'évapotranspiration,
- la couverture végétale, qui influe en particulier l'évapotranspiration,
- la nature du sol (dont la porosité) dans la cellule considérée mais aussi dans les cellules voisines. Ce paramètre module principalement l'infiltration, la percolation mais aussi le ruissellement,

[3] Pour l'eau douce, 1 kg/m² équivaut à environ 1 mm d'eau (1 mm EWH).

[4] Les eaux souterraines ne sont pas prises en considération

- les paramètres hydrologiques et géographiques (configuration du bassin, pente, chevelu hydrographique) qui influent en majeure partie le ruissellement.

Au bout d'un certain temps, toute la pluie qui a touché un bassin versant et qui ne s'est ni évaporée, ni évapotranspirée, et qui ne s'est pas infiltrée dans les eaux souterraines[5] finit par arriver à la mer, et à « sortir » du modèle de circulation[6]. Tous les mécanismes de drainage, de temps d'infiltration et de ruissellement, d'évaporation et d'évapotranspiration sont complexes et sont modulés par de nombreux paramètres, parmi lesquels la température du sol et de la subsurface, le type de végétation, la période de l'année, la nature du sol, la pente, le contexte hydrogéologique et bien sûr l'état du système à la période précédente, sans compter la présence éventuelle de lacs ou de barrages qui modifient le processus d'écoulement. Le problème devient encore plus complexe si l'on veut considérer l'influence des activités humaines, comme le pompage, qui modifie l'équation du cycle de l'eau.

I.c Principaux paramètres, contraintes et données assimilées par les modèles

Les contraintes utilisées par GLDAS et WGHM sont en grande partie du même type, mais les modèles, produits et paramètres d'assimilation diffèrent. Elles consistent à forcer le modèle par :

- Les sorties d'un modèle atmosphérique global, en particulier pour les températures de surface[7].
- L'assimilation de données de précipitation et de neige, issues de produits globaux ou régionaux (parmi eux le produit CPC Merged Analysis of Precipitation, CMAP). La présence d'une couverture neigeuse peut, en plus, être contrainte par un indice calculé à partir des radiances mesurées par les instruments MODIS.
- L'assimilation de mesures de rayonnements de surface.

D'autre part, les modèles hydrologiques utilisent un certain nombre de paramètres en entrée, qui, eux, ne sont pas ré-estimés :

- Des paramètres de couverture végétale. Parmi eux, les modèles utilisent un indice relatif au type de végétation, issu d'une classification réalisée à partir de données MODIS. Cet indice contient une partie « variable », décrivant les changements saisonniers de la couverture végétale (présence de feuilles par exemple).
- Des paramètres de typologie des sols, issus de bases de données. Il peut s'agir par exemple, de la porosité ou du pourcentage de sable ou d'argile contenu dans le sol.
- Des paramètres de topographie et de configuration des bassins.

I.d Limitations des modèles de circulation hydrologiques : les sources d'erreur et les contributions non modélisées

I.d.1 Incertitudes sur les paramètres en entrée du modèle

Les contraintes utilisées ont chacune leur incertitude propre, liées notamment à la qualité de la mesure assimilée ou à celle du modèle en amont. C'est *a priori* sur les apports de masse (notamment les précipitations) que les incertitudes sont les plus faibles (Wang et al., 2011), mais, en contrepartie, une erreur sur les pluies a une plus grande probabilité de se répercuter de façon importante sur l'estimation du TWS (Decharme, 2005).

[5] Les limites des bassins hydrogéologiques, c'est-à-dire les lignes de partage des eaux souterraines, étant différentes de celles des bassins versants de surface, l'écoulement des eaux dans les aquifères complexifie la modélisation du cycle de l'eau.

[6] Les bassins endoréiques, dont les eaux alimentent un lac, n'obéissent pas à cette modélisation. Leur nombre est cependant limité.

[7] L'assimilation directe de données de température est prévue pour GLDAS.

Les bases de données de typologie des sols ou de couverture végétale peuvent également être une source d'erreur. Une autre source d'incertitude provient de la résolution spatiale de certains paramètres en entrée : par exemple, dans la simulation du modèle GLDAS que nous avons utilisée, le modèle d'élévation utilisé pour décrire les flux dans les bassins hydrologiques a une résolution de 50 km (Longuevergne, 2008) contre 25 km pour les paramètres de sortie du modèle. La modélisation du ruissellement et des flux, est donc, elle aussi, potentiellement source d'erreurs.

I.d.2 Contributions non modélisées

S'il a été montré que les modèles étaient globalement en bon accord avec les mesures *in-situ* ou avec d'autres données indépendantes (Syed et al., 2008, Liu et al., 2011, Chen et al., 2013), cet accord ne concerne que les couches effectivement modélisées, c'est-à-dire dans le cas de GLDAS, la contribution du manteau neigeux, la canopée et, principalement, la subsurface.

La contribution de la cryosphère n'est par exemple pas prise en compte dans le cycle de l'eau modélisé, ni par GLDAS, ni par WGHM. Néanmoins, contrairement aux eaux souterraines, et, dans une moindre mesure, aux eaux de surface, cette contribution est limitée dans notre zone, puisqu'elle ne concerne que les glaciers alpins et ceux du Grand Caucase.
Les eaux de surface (lacs, rivières, marais) ne sont pas non plus modélisées dans GLDAS, et, par conséquent, les variations de masse d'eau que l'on peut déduire de ce modèle ne concernent qu'une partie du stockage. Les grands réservoirs de surface sont, eux, en revanche, pris en considération dans WGHM (Güntner et al., 2007).
Enfin, les contributions des eaux souterraines, contenues dans la couche saturée, ne sont modélisées ni dans GLDAS, ni dans la version de WGHM utilisée. En fonction de la capacité d'infiltration du sol et de la masse d'eau contenue dans chacune des couches de la subsurface, les modèles estiment alors la quantité d'eau quittant la subsurface pour la zone saturée. Cette eau « sort » alors du modèle au même titre que la décharge d'un fleuve dans l'océan.
Ce coefficient d'infiltration subsurface/eaux souterraines est néanmoins approximatif, et des limites à cette modélisation apparaissent:

- cette infiltration y est supposée se passer à une profondeur donnée, la même partout (2m par exemple pour la simulation NOAH de GLDAS),
- la capacité d'infiltration du sol (fonction de sa porosité, de la végétation) y est supposée constante dans le temps,
- les aquifères ne sont pas propres à un seul bassin hydrologique et il peut y avoir des échanges d'eau entre différents bassins pour un même aquifère qui complexifient le problème.

Ainsi, outre le fait que les eaux souterraines ne soient pas prises en considération dans l'estimation du *TWS*, la modélisation du taux d'infiltration ou de percolation qui conduit à leur recharge théorique est également imparfaite et montre également les limites de la modélisation du *TWS* de subsurface.

Bilan

La modélisation du TWS, qui est homogène à une surcharge, est régie par l'équation du cycle de l'eau, est contrainte par des données externes, en premier lieu desquelles les températures et les précipitations. Toutefois, toutes les contributions au TWS ne sont pas modélisées. En particulier, le contenu en eau de la zone saturée, qui correspond aux aquifères, n'est pris en considération dans aucun des modèles utilisés dans ce travail. La modélisation de la masse d'eau continentale ou *TWS* n'est donc que partielle, même si elle est basée sur l'assimilation de données précises et bien résolues comme le sont *a priori* les précipitations. Les traitements effectués sur les modèles hydrologiques utilisés (GLDAS et WGHM) sont décrits dans le chapitre IV.

II . Les modèles de circulation océanique

II.a Principe général

Les modèles de circulation océanique ont pour but de calculer différents paramètres décrivant l'état de l'océan. Parmi les paramètres estimés par les modèles océaniques, seule la pression de fond de mer (Ocean Bottom Pressure, OBP) est directement liée à la charge d'eau. En un point de coordonnées (λ, φ), la différence entre la pression de fond de mer et la pression à la surface de l'océan P_{surf} est assimilable directement à la surcharge océanique σ_{oceans}, moyennant division par l'accélération de pesanteur.

$$\sigma_{oceans}(\lambda, \varphi) = \frac{OBP(\lambda, \varphi) - P_{surf}(\lambda, \varphi)}{g}$$

Les modèles océaniques se répartissent en deux catégories :

- les modèles baroclines, pour lesquels les surfaces d'égale densité ne sont pas toujours les surfaces d'égale pression. Cependant, la propagation des ondes de pression à hautes fréquences n'étant pas adaptée à ces modèles qui fonctionnent en trois dimensions, ceux-ci ne peuvent pas correctement gérer l'excitation par la pression de surface et les ondes hautes fréquences qu'elle génère. La plupart de ces modèles sont alors construits sans tenir compte de l'excitation de pression en surface. Or, si on travaille à des périodes plus longues que quelques jours, l'océan tend à se réajuster de façon hydrostatique à la pression en surface, équilibrant en eau les déséquilibres de pression atmosphérique. C'est l'hypothèse de baromètre inverse, qui est utilisée par la plupart des modèles baroclines.
- les modèles barotropes, pour lesquelles les lignes d'égale pression sont les lignes d'égale densité, et qui peuvent être forcés par la pression de surface.

L'océan intrinsèquement a une dynamique barocline. Néanmoins, aux courtes périodes (mois d'un mois), lorsque l'on considère l'OBP, l'hypothèse du baromètre inverse n'est pas vérifiée et il est alors préférable d'utiliser un modèle barotrope forcé par la pression de surface qu'un modèle barocline construit sous l'hypothèse du baromètre inverse. Au contraire, à longues périodes (au-delà du mois), les approximations de la modélisation barotropique ne sont plus justifiées, et l'hypothèse du baromètre inversé est mieux adaptée (Ponte et Gaspar, 1999, de Viron et al., 2004). Pour notre étude qui se focalise sur des variations de la masse des océans aux échelles de temps comprises entre plusieurs mois et quelques années, nous opterons donc pour des modèles baroclines, non forcés par la pression atmosphérique. Des solutions combinant modélisation barotrope aux hautes et moyennes fréquences et modélisation barocline aux basses fréquences existent cependant (de Viron et al., 2004).
Les équations régissant l'ensemble de la circulation d'un modèle océanique barocline sont basées sur la simplification des équations de Navier-Stokes. Cette simplification est appelée système des équations primitives. C'est un système d'équations différentielles reliant plusieurs variables (la pression, la salinité, la température, les courants Est/Ouest, Nord/sud et verticaux) et leurs dérivées temporelles et spatiales. Ce système se base sur les équations de conservation du mouvement, sur l'équation de l'équilibre hydrostatique, sur le principe d'incompressibilité (conservation du volume total des océans) et sur la première loi de la thermodynamique. Elles font également intervenir d'autres paramètres, tels que la densité, la force des vents, ainsi que les apports de chaleur et de masse en provenance de l'atmosphère et de l'hydrosphère.

II.b Calcul de la pression de fond de mer

La pression de fond de mer peut alors être calculée à partir de la pression atmosphérique à la surface des océans P_{surf}, de la bathymétrie, de la pesanteur g et de la densité ρ (Wahr et al., 1998), à une point de profondeur $z_{\max}$ par :

$$OBP(\lambda,\varphi) = P_{surf}(\lambda,\varphi) + \int_{z=0}^{z\max} g(\lambda,\varphi,z).\rho(\lambda,\varphi,z)dz$$

En pratique, les modèles de circulation océanique baroclines divisent l'océan en couches horizontales, dans lesquelles la température et la salinité sont estimées à partir des équations du modèle. En séparant la contribution altimétrique et le terme de correction stérique, il est alors possible de discrétiser l'équation, en fonction de la hauteur de mer (Sea Surface Height, *SSH*), des profondeurs minimale et maximale de la couche n°i z_i et z_{i-1}, et de la densité de cette même couche n°i ρ_i :

$$\frac{OBP(\lambda,\varphi) - P_{surf}(\lambda,\varphi)}{g} = SSH(\lambda,\varphi).\rho_{surf}(\lambda,\varphi) + \sum_{i=1}^{nbcouches} \rho_i(\lambda,\varphi,z_i,T_i,S_i)(z_i - z_{i-1})$$

Pour chaque couche, ρ_i est calculé en fonction de la température *T*, de la salinité *S* et de la pression *P* pour la couche considérée.

II.c Contraintes et données assimilées

Les données en sortie des modèles de circulation océanique sont, en général la température et la salinité, pour toutes les couches de la surface jusqu'au fond de la mer (une couche a une profondeur minimale et maximale), la pression de fond de mer, la hauteur de mer, mais aussi la vitesse des courants (Est/ouest, Nord/Sud et verticaux) et les moments angulaires dus à l'océan.
Les échanges entre atmosphère et océans sont généralement contraints à partir d'un modèle de circulation atmosphérique, mais, dans le cas d'un modèle barocline, la pression n'est pas utilisée directement comme un paramètre de forçage.
Les modèles océaniques assimilent également un grand nombre de données satellitaires et de mesures *in-situ*. La couverture spatiale des données d'origine non-satellitaire est très hétérogène. Ces données peuvent être :
- des mesures de *SSH* issues d'altimétrie par satellite,
- des profils de température et de salinité issus de mesures de bouées dérivantes ou de sondes,
- des séries marégraphiques,
- des mesures de capteurs de pression de fond de mer,
- des mesures de courantomètres.

Nous décrivons rapidement les données de SSH assimilées dans le chapitre III, étant donné qu'elles ont aussi été utilisées indépendamment des modèles.

Bilan

Les données de pression de fond de mer des modèles baroclines globaux ECCO (Estimating the Circulation and Climate of the Oceans, Fukumori, 2002) et Mercator (Ferry et al., 2012) ont été utilisées. Tous deux assimilent le même type de données que celles décrites ci-dessus, mais ils diffèrent sur plusieurs points secondaires relatifs à la méthode d'assimilation à la modélisation de la circulation. Les traitements effectués sur ces deux modèles sont détaillés dans le chapitre IV.

III. Les modèles de circulation générale atmosphérique

III.a Principe général

Le troisième réservoir d'eau, après l'océan et l'hydrosphère continentale, est l'atmosphère. La masse de l'atmosphère est directement déduite de la pression atmosphérique en divisant par une valeur moyenne de l'accélération de pesanteur terrestre. La pression atmosphérique peut bien sûr se mesurer *in-situ*, mais elle est également fournie à pas et à échantillonnage temporel constants par des modèles de circulation atmosphérique. Si l'eau n'est pas le seul constituant de l'atmosphère, néanmoins ses

variations de masse sont principalement dues aux variations temporelles de masse d'eau (Trenberth et Guillemot, 1994). La surcharge atmosphérique σ_{atmo} est déduite de la pression atmosphérique au sol *P* au point de coordonnées (λ, φ, h) par :

$$\sigma_{atmo}(\lambda, \varphi, h) = \frac{P(\lambda, \varphi, h)}{g}$$

La pression atmosphérique au sol ne constitue que l'un des très nombreux paramètres en sortie des modèles atmosphériques. Des trois types de modèles de circulation générale, les modèles atmosphériques occupent une place centrale, puisqu'ils sont utilisés comme forçage à la fois par les modèles océaniques et hydrologiques.

A l'échelle globale et sur des écheles spatiales sufisamment larges, la circulation atmosphérique consiste en premier lieu en une circulation d'origine géostrophique liée à la rotation de la Terre. A plus long terme, la circulation atmosphérique est également d'origine thermique, puisque ce sont alors les mouvements de masse induits par les cellules dites de Hadley et de Ferrel qui caractérisent la circulation atmosphérique verticale et méridienne respectivement aux latitudes équatoriales et tempérées. A plus petites échelles spatiales et temporelles, la circulation est beaucoup plus complexe. La modélisation de cette circulation se base sur la discrétisation des équations primitives régissant la dynamique des fluides, qui sont intégrées au cours du temps et initialisées par des mesures *in-situ* ou satellitaires. Les modèles atmosphériques y joignent des équations thermodynamiques permettant de relier les variables matérielles (température, humidité) aux variables dynamiques (pression, vitesse) (de Viron, 2009).

III.b Données assimilées

Les données assimilées dans les modèles atmosphériques sont très diverses et très nombreuses. Elles proviennent d'observations qui peuvent être directes, c'est-à-dire concerner les variables utilisées pour la description du modèle (température, pression, humidité, vitesse et direction des vents) ou indirectes, c'est-à-dire concernant des variables plus « complexes », des intégrales ou des dérivées temporelles des variables classiques estimées par le modèle. Celles-ci peuvent être issues de mesures *in-situ* de température, de pression, de précipitation, mais aussi de radiosondages, de bouées. Elles peuvent provenir également de données issues d'observations satellitaires comme les précipitations, la température de surface et les flux de chaleur émanant du sol.

III.c Données en sortie et limitations

Le modèle de circulation atmosphérique utilisé ici est la réanalyse NCEP/NCAR (National Centers for Environment Prediction / National Center for Atmospheric Research). Les données en sortie de ce modèle sont très nombreuses. Il fournit par exemple les données classiques (température, humidité, pression, vitesses du vent) au niveau du sol et sur 17 isobares, en plus d'un grand nombre de paramètres atmosphériques dérivés (quantité de précipitations potentielles, dérivée de la pression). Une partie d'entre elles est destinée à la comparaison avec des mesures au sol afin de valider la qualité des sorties du modèle. Seule la pression atmosphérique de surface nous intéresse ici. Sa résolution temporelle est de 6 heures, et sa résolution spatiale de 2.5°. A cette échelle, une certaine partie de la variabilité atmosphérique passe inaperçue. Suivant les paramètres en sortie utilisés, l'influence des données assimilées sur leur qualité est plus ou moins forte. Ainsi, la fiabilité des températures des couches supérieures de l'atmosphère est fortement contrainte aux observations, alors que les échanges de chaleur avec le sol, eux, sont principalement dépendants de la modélisation adoptée. Les paramètres de surface tels que la pression, eux, occupent une place intermédiaire et sont à la fois dépendants de la modélisation adoptée, et sensibles à la qualité et à la densité des mesures assimilées (Kistler et al., 2001).

Chapitre III : Présentation des techniques géodésiques

I. *Gravity Recovery and Climate Experiment*

La mission GRACE fournit des séries temporelles de variations du potentiel de pesanteur. Nous présentons ici la mission de gravimétrie spatiale GRACE, puis nous listons les sources de variations possibles du potentiel de pesanteur terrestre.

I.a Quelques mots sur la mission

La mission GRACE est une mission germano-américaine de gravimétrie spatiale lancée en mars 2002, principalement pour étudier le cycle de l'eau à l'échelle globale (Tapley et al., 2004). Cette mission a été développée conjointement par les agences spatiales de ces deux pays, respectivement la NASA (National Aeronautics and Space Administration) et la DLR (Deutsche Zentrum für Luft und Raumfahrt). Son but est le suivi et l'amélioration de la connaissance du champ de pesanteur et de ses variations. Le but de la mission GRACE était de fournir des modèles de géoïde globaux avec une précision de l'ordre du dixième de millimètre de géoïde (Wahr et al., 1998), pour une résolution spatiale de l'ordre de 400 km, et une résolution temporelle de l'ordre du mois. Initialement prévue pour une durée de 5 ans, cette mission est toujours en fonctionnement, même si les batteries sont régulièrement mises hors-ligne de façon à économiser de l'énergie et de permettre de prolonger la mission de quelques mois (le statut actuel de la mission GRACE est régulièrement mis à jour sur http://www.csr.utexas.edu/grace/operations/mission_status/).

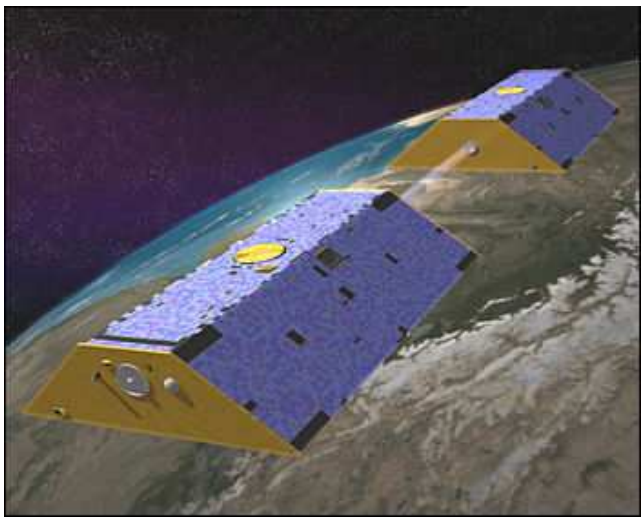


Figure III.1 : Les satellites GRACE « GRACE-1 et GRACE-2 » (source : Center of Spatial Research).

I.b Principe de la mesure

Le système est constitué de deux satellites (GRACE-1 et GRACE-2, Figure III.1) qui se suivent à 220 km de distance environ sur une orbite basse, à environ 480 km d'altitude. Cette orbite est quasi-

circulaire et inclinée de 89° par rapport à l'équateur. La mission GRACE permet d'avoir une couverture globale de la Terre tous les 10 jours environ.
La donnée de base de la mission GRACE est la mesure, avec une précision micrométrique (Tapley et al., 2004), de l'inter-distance entre les deux satellites. Ces inter-distances sont mesurées par un système de lien micro-onde « K-Band Ranging » (KBR), qui utilise la mesure de déphasage entre les signaux émis et reçus par chacun des satellites. La distance inter-satellite varie lorsque la vitesse des deux satellites diffère, et donc en particulier lorsque l'accélération qu'ils subissent est différente. En orbite basse, une telle différence est principalement associée à une différence de pesanteur entre les positions des deux satellites. Par exemple, un satellite survolant une anomalie de masse positive subira une accélération plus forte que son jumeau, ce qui aura pour effet une variation de l'inter-distance. A partir des variations d'inter-distances, il est possible de reconstruire les différences d'accélérations subies par les deux satellites.
Passer des différences d'accélérations entre les deux satellites aux différences de potentiel de pesanteur nécessite également d'estimer très précisément les forces non gravitationnelles auxquelles ils sont soumis, en particulier la pression de radiation solaire et le frottement atmosphérique. Les accélérations associées à ces forces sont mesurées par des accéléromètres placés au centre de masse de chacun des satellites.
Le dispositif est complété par des récepteurs GPS permettant de connaître la position de chacun des deux satellites, par une caméra stellaire afin de contrôler l'attitude relative des satellites, et enfin par un réflecteur laser qui permet de contrôler au sol l'orbite des satellites.
A partir de tous ces paramètres, il est possible d'estimer le potentiel de pesanteur terrestre à un instant donné.

II. Le GPS

Nous utilisons des séries temporelles de déplacements issues des mesures de stations GPS permanentes. Après avoir présenté le principe du positionnement par GPS en théorie puis en pratique, nous détaillons le contenu *a priori* des séries temporelles, puis nous listons les sources d'erreur potentielles dans les séries GPS et la façon dont elles sont corrigées.

II.a Principe de la mesure

II.a.1 Principe de base

Le positionnement GPS repose sur un principe de trilatération, via la mesure de distances entre des satellites en orbite à 20 000 km d'altitude, et un récepteur GPS (Figure III.2). Trois satellites suffiraient donc en théorie pour obtenir un jeu de positions.
La distance entre satellite et récepteur est déduite de la mesure du temps de parcours des ondes, en l'occurrence celui des deux porteuses L1 et L2. Celui-ci est lui-même calculé à partir du déphasage mesuré entre l'instant d'émission par le satellite et celui de réception au sol. Ce déphasage est appelé mesure de phase. Considérons la mesure de distance entre un satellite *i* et un récepteur *R*, notée $D_{i,R}$.

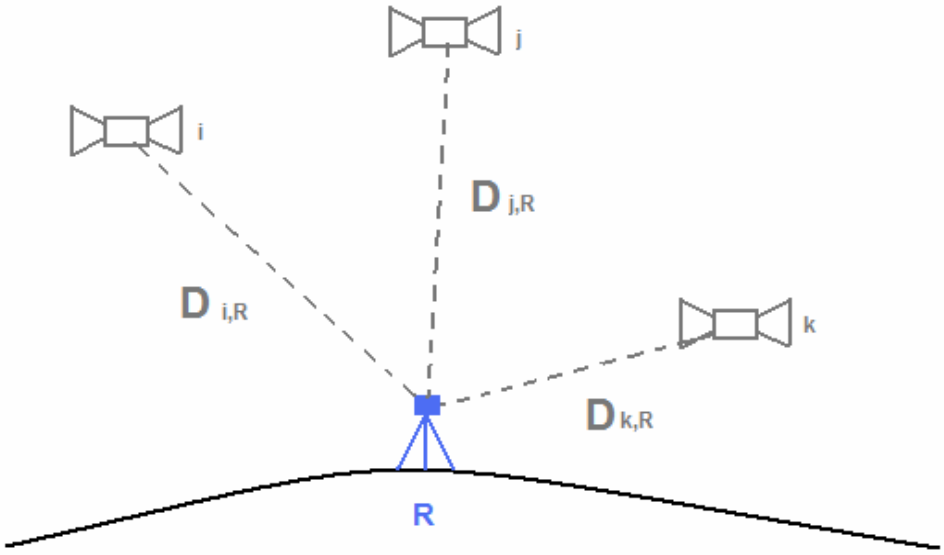


Figure III.2 : Principe de base du positionnement GPS.

II. a.2 Ambigüités entières

Un premier problème rencontré pour l'estimation précise de $D_{i,R}$ est que le nombre de cycles entiers écoulés entre l'instant d'émission de la phase par le satellite et son instant de réception doit être estimé, car il n'est pas mesuré par le système. En effet le récepteur ne mesure précisément que le déphasage au sein d'un même cycle, noté $\Delta\varphi$ sur la Figure III.3. Ce nombre de cycles entiers est appelé ambigüité entière, et noté N. Ce terme doit être estimé lors du calcul, étant donné qu'une erreur d'un cycle induit une erreur sur la mesure de distance d'une longueur d'onde, soit environ 20 cm pour les phases L1 et L2. Par conséquent, la fixation des ambigüités entières, c'est-à-dire l'estimation des N comme paramètres entiers (voir par ailleurs l'équation en section II.a.4), est une condition nécessaire à un positionnement GPS centimétrique. Le pourcentage d'ambigüités entières fixées est un indicateur fiable de la qualité du traitement GPS (Santamaria-Gomez , 2011).

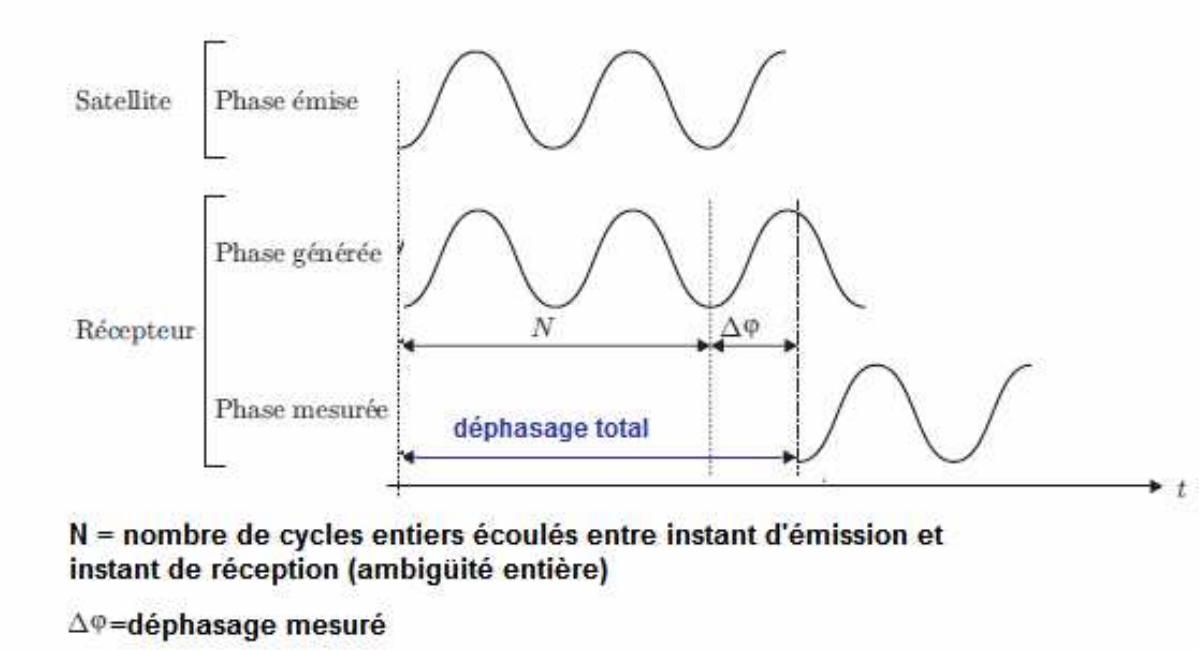


Figure III.3 : Le problème des ambigüités entières N (d'après Bosser, 2010, modifié).

II. a.3 Tour d'horizon des principales limitations

Listons rapidement les autres limitations intervenant dans le positionnement GPS. Elles sont plus amplement détaillées en section IV.

A. Synchronisation des horloges

Un second problème rencontré concerne la synchronisation des horloges du satellite et du récepteur avec le temps GPS. En effet, une mesure très précise du déphasage nécessite une synchronisation très bonne entre les horloges (1µs de désynchronisation ~ 300 m d'erreur sur la mesure de distance). Il faut alors introduire deux termes de décalage d'horloge, l'un pour le satellite, et l'autre pour le récepteur, afin de corriger la mesure de déphasage. Si le biais d'horloge du satellite peut être modélisé, il n'en est pas de même pour le biais d'horloge du récepteur qui est une inconnue et doit donc être estimé. En pratique, l'usage des doubles différences (section II.a.5) permet de s'affranchir en grande partie du problème.

B. Traversée de l'atmosphère

Il faut ensuite prendre en compte le fait que la traversée de l'atmosphère, et en particulier de la ionosphère et de la troposphère, induit un ralentissement de l'onde GPS. Si les effets ionosphériques sont en grande partie éliminés par une combinaison de mesures sur L1 et L2, la modélisation du délai troposphérique est plus complexe.

C. Calibration des antennes

Au niveau du récepteur, il est nécessaire de bien connaître la position exacte du centre de phase de l'antenne, qui est la position où sont effectivement reçues les ondes provenant du satellite. Ce centre de phase est décalé par rapport au centre « géométrique » de l'antenne appelé ARP (Antenna Representative Point). Des méthodes de calibration absolues existent afin de fournir des modélisations adéquates du décalage entre l'ARP et le centre de phase. Celles-ci dépendent à la fois de la fréquence de l'onde considérée, mais également de l'angle d'élévation et de l'azimut du satellite sur lequel la mesure est réalisée.

D. Autres corrections principales

D'autres corrections doivent également être prises en compte lors du calcul GPS. Il s'agit principalement des erreurs sur les orbites des satellites, des effets relativistes, des décalages du centre de phase des satellites et des erreurs liées aux multitrajets. Les premières peuvent être réduites en utilisant des orbites de haute qualité, ou en ré-estimant les orbites. Les secondes et les troisièmes peuvent être corrigées par un modèle. Enfin, les dernières sont plus difficiles à modéliser, étant donné qu'elles dépendent fortement du type d'antenne utilisé et de l'environnement local.

Reste le bruit de mesure, généralement estimé à 1% de la longueur d'onde du signal, soit environ 2 mm pour les mesures de déphasage sur L1 et L2.

II.a.4 Equation de base du positionnement GPS

En prenant en compte les erreurs listées dans le paragraphe précédent ainsi que les ambigüités entières, il est possible d'écrire l'équation de base de la mesure GPS. On écrit donc alors qu'à un instant t, pour un récepteur *R*, un satellite *i* et une fréquence (L1 ou L2):

$$\sqrt{(X_R - X_i)^2 + (Y_R - Y_i)^2 + (Z_R - Z_i)^2} =$$

$$\lambda^{Lk}\Delta\varphi_{i,R}^{Lk}(t) + \lambda^{Lk}N_{i,R}^{Lk}(t) + c(dt_R(t) - dt_i(t)) + \Delta\rho_{iono}(t) + \Delta\rho_{tropo}(t) + \Delta\rho_{orbites}(t) + \Delta\rho_{relativist}(t) + \Delta\rho_{multitrajs}(t) + bruit$$

c est la vitesse de propagation de l'onde dans le vide, X_R, Y_R, Z_R sont les coordonnées géocentriques du récepteur et X_i, Y_i, Z_i celles du satellite *i*, exprimées dans le système de référence IGS08 si l'on utilise des orbites précises, $\Delta\varphi_{i,R}^{Lk}(t)$ est la mesure de déphasage sur la phase L_k de longueur d'onde λ^{Lk}, à l'instant t, $N_{i,R}^{Lk}$ est le nombre d'ambigüités entières, et $dt_R(t)$ et $dt_i(t)$ sont les décalages des horloges du récepteur et du satellite par rapport au temps GPS

Les $\Delta\rho$ correspondent aux différents postes d'erreur listés ci-dessus : traversées de la ionosphère et de la troposphère, erreurs d'orbites, effets relativistes, multitrajets).

II.a.5 Obtention des séries temporelles de déplacement en pratique

A. Calcul en doubles différences

Jusqu'à récemment, l'exactitude des orbites précises calculées par l'IGS et des modèles de retard troposphérique ne permettait pas un calcul station par station des coordonnées avec une précision centimétrique. C'est entre autres pour cette raison que les calculs GPS étaient dans leur écrasante majorité réalisés en mode différentiel, c'est-à-dire en calculant des lignes de base entre les stations. La plupart des méthodes de positionnement différentiel utilisent le principe des doubles différences, qui consiste à utiliser comme observable la différence de distance entre deux stations et deux satellites. Cette combinaison permet notamment d'éliminer les biais des horloges satellite et récepteurs.

C'est en pratique une combinaison linéaire de doubles différences sur les deux fréquences qui est utilisée en tant qu'observable dans les calculs GPS. Le calcul consiste alors à estimer au moins, à intervalle de temps régulier (1 jour la plupart du temps), plusieurs inconnues, dont les longueurs des différentes lignes de base constituant le réseau de stations GPS. L'estimation de ces dernières permettrait alors d'obtenir les séries temporelles de position des différentes stations du réseau.

B. Mise en référence

Néanmoins, au préalable, il est nécessaire de procéder à la mise en référence des solutions GPS issues d'un calcul journalier ou hebdomadaire libre dans un système de référence global, en l'occurrence l'ITRF2008 (Altamimi et al., 2011). En effet, à un instant donné, le système de référence dans lequel sont exprimées les positions des stations issues d'un calcul standard en doubles-différences, bien que proche du système de référence utilisé pour les orbites des satellites (une réalisation de l'IGS) et les

coordonnées *a priori* des stations, n'en reste pas moins mal défini et n'est pas le même d'une époque à une autre. En particulier, l'origine de ce repère n'est pas confondue avec le centre des masses de la Terre, et ne s'accorde pas avec les mesures provenant du SLR, et de plus son échelle dépend notamment des décalages du centre de phase des satellites qui sont mal connus (Collilieux et al., 2010) La mise en référence des solutions GPS journalières ou hebdomadaires passe alors par l'estimation de paramètres de transformation entre ce repère et l'ITRF2008 propagé à l'époque de mesure. Ces paramètres, décrits ci-dessous, sont par exemple calculés à partir des stations de la solution faisant partie de l'ITRF.

La méthode habituelle consiste alors à exprimer chaque solution hebdomadaire libre dans un repère *R*, choisi de façon à être cohérent au maximum avec l'ITRF2008. Cette mise en référence consiste à estimer une transformation de Helmert à 7 paramètres (3 translations, 3 rotations et un facteur d'échelle) calculée à partir des stations de la solution faisant partie de l'ITRF, classiquement sous l'hypothèse des contraintes minimales. Celles-ci consistent à ajouter une contrainte de cohérence entre le repère combiné *R* (celui de la solution mise en référence) et le repère de référence, en l'occurrence l'ITRF 2008, en contraignant à des valeurs nulles les paramètres de transformation hebdomadaire entre le repère combiné et l'ITRF propagé à l'époque de mesure, sur les stations utilisées pour l'alignement. Cette stratégie a l'avantage de préserver les caractéristiques de la solution libre et d'éviter une distorsion du réseau original (Altamimi, 2003). Cette mise en référence peut alors s'exprimer comme :

$$\begin{pmatrix} X_R \\ Y_R \\ Z_R \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} X \\ Y \\ Z \end{pmatrix} + A.\theta$$

Où $A = \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 & X & 0 & Z & -Y \\ 0 & 1 & 0 & Y & -Z & 0 & X \\ 0 & 0 & 1 & Z & Y & -X & 0 \end{pmatrix}$ et $\theta = \begin{pmatrix} T_X & T_Y & T_Z & D & R_X & R_Y & R_Z \end{pmatrix}^T$, où les R_K correspondent aux angles des rotations ($\cos(R_K) \approx 1$ et $\sin(R_K) \approx R_K$ car les angles sont très petits, *K*= *X, Y* ou *Z*).

où $\begin{pmatrix} X_R \\ Y_R \\ Z_R \end{pmatrix}$ sont les coordonnées cartésiennes dans le repère combiné lié à l'ITRF et $\begin{pmatrix} X \\ Y \\ Z \end{pmatrix}$ celles de la solution libre.

Les contraintes minimales consistent à imposer θ nul entre le repère combiné et le repère d'origine :

$$\theta = (A^T PA)^{-1}(A^T P \begin{pmatrix} X_R - X \\ Y_R - Y \\ Z_R - Z \end{pmatrix}) = 0$$

Le choix des paramètres de transformation et des stations sur lesquelles ceux-ci sont estimés sont des étapes cruciales qui conditionnent la qualité de la mise en référence. Il est alors notamment recommandé (Collilieux et al., 2011) :

- de n'estimer que six paramètres de transformation hebdomadaires (trois rotations et trois translations), et de ne pas considérer de variations temporelles du facteur d'échelle.
- de n'utiliser que des stations stables et bien réparties à la surface de la Terre pour la mise en référence.
- de dépondérer éventuellement les composantes verticales

Une fois effectuée cette mise en référence, il est possible d'obtenir des séries temporelles de coordonnées des stations permanentes.

III. Les sources de variation du potentiel de pesanteur et de déformation de la surface de la Terre

Les variations temporelles du potentiel de pesanteur mesuré par la mission GRACE et les séries temporelles de déplacement issues de mesures GPS sont la superposition de nombreuses contributions, que nous nous attachons ici à lister au mieux. Elles se caractérisent par leurs échelles de temps et d'espace caractéristiques (Figure III.4). Parmi celles-ci, certaines sont à la fois sources de variation du potentiel et de déplacement. C'est le cas en particulier des redistributions de masse liées au cycle de l'eau. Or, les fonctions de transfert propres à la mission GRACE et à la mesure GPS agissent aussi comme un filtre spatio-temporel, et agissent donc sur la détection des différents phénomènes en fonction de leurs échelles de temps et d'espace. Toutes ces sources de variations temporelles ne se retrouvent donc pas, ou pas de la même façon, dans les modèles construits à partir des données GRACE et dans les séries temporelles de déplacement GPS, et certaines en particulier ne sont pas mesurées correctement, par la mission GRACE (Figure III.4), à cause :

- de leur fréquence, trop rapide par rapport à l'échantillonnage temporel de GRACE
- de leur résolution spatiale, trop locale ou trop globale pour être déterminée suffisamment précisément à partir des données GRACE.

Ces sources sont ici listées par fréquence croissante. Pour chacune, nous tentons de décrire la façon dont elles perturbent le géopotentiel et la forme de la Terre.

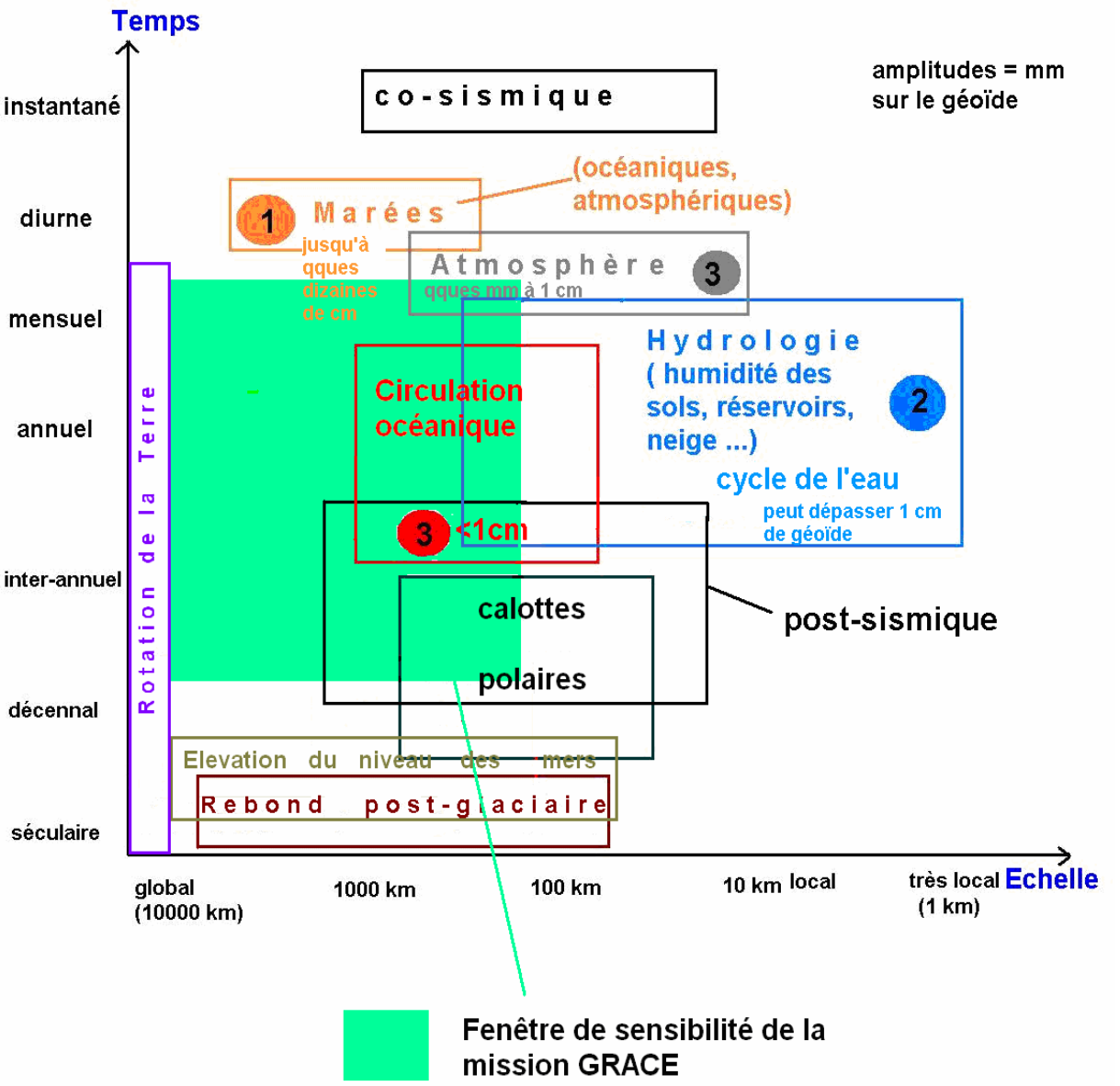


Figure III.4 : Les sources de variations temporelles du potentiel de pesanteur terrestre.

III.a Rebond post-glaciaire

La fonte des calottes de glace en Antarctique, au Canada et en Scandinavie depuis le dernier maximum de glaciation, il y a près de 20000 ans, se traduit à l'heure actuelle par une remontée de la surface terrestre dans ces régions sous l'effet de la relaxation visqueuse du manteau (Figure III.5). Ceci induit également dans les zones affectées une tendance dans le géoïde, généralement positive près des zones de maxima de déglaciation. Cet effet, appelé ajustement isostatique ou rebond post-glaciaire (Post Glacial Rebound, PGR), concerne des échelles spatiales de plusieurs milliers de kilomètres.
Le rebond post-glaciaire est assez difficile à mesurer à partir des mesures de gravimétrie spatiale seules, car il est la plupart du temps superposé à d'autres effets ayant une signature également linéaire dans le géoïde sur la période de mesure de GRACE, comme la fonte actuelle des calottes polaires. Ainsi, son effet sur le géoïde peut biaiser l'estimation des pertes de masse dues à la fonte des glaces s'il est mal pris en considération, comme par exemple en Antarctique (Riva et al., 2009).

De même, même si les effets du PGR ne constituent pas la seule source de variations séculaire de la hauteur des stations dans ces mêmes régions, il constitue néanmoins la contribution majeure aux déplacements séculaires verticaux des stations GPS dans les régions concernées. Les effets du PGR peuvent aussi affecter les vitesses horizontales (Figure III.5). Dans ce cas, mêlés aux effets de la tectonique des plaques, les vitesses horizontales dues au PGR sont plus difficiles à isoler.

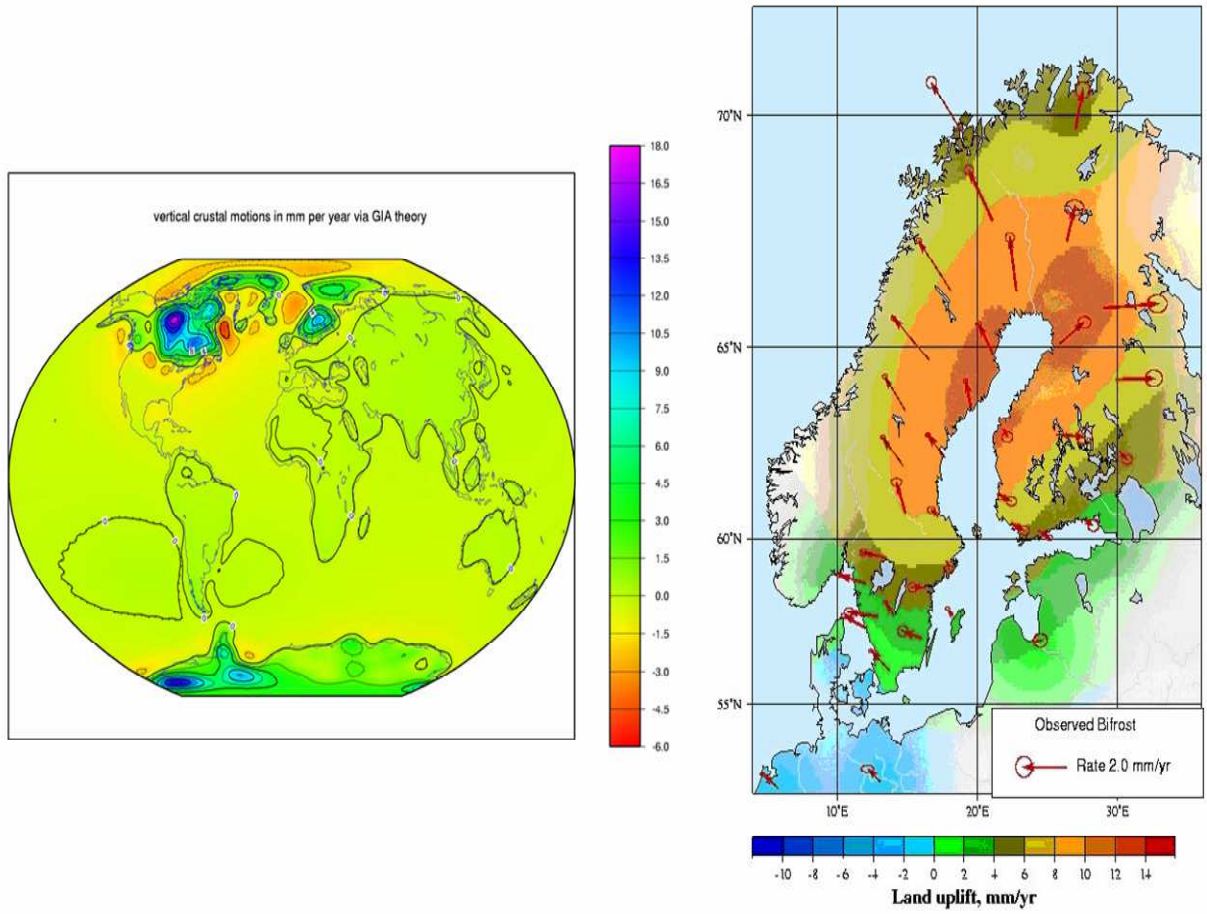


Figure III.5 : A gauche : vitesses verticales déduite du modèle de PGR de Paulson et al. (2007).

A droite : déformations verticales et horizontales induites par le PGR en Scandinavie.

Les modèles de correction des effets de cet ajustement isostatique sur le géoïde, sur la surcharge, et sur les déplacements verticaux ont connu de grandes améliorations et montrent un accord croissant avec les mesures, principalement en Scandinavie et au Canada, même s'il reste à l'heure actuelle encore de grandes incertitudes sur le PGR, notamment en Antarctique (Métivier, communication personnelle, Gunter et al., 2013). Les modèles de rebond récents utilisent des modèles de Terre complexes (VM2) et des historiques de glaciation complets, par exemple ICE-5G (Peltier, 2004). Les modèles de rebond post-glaciaire sont également contraints par des mesures au sol, par exemple des vitesses de surrection GPS, des marqueurs géologiques de l'extension passée des calottes de glace ou des estimations *in-situ* des variations historiques du niveau historique de la mer (« paleo sea level »).
Les géoïdes GRACE contiennent les effets du PGR, qui touchent des échelles spatiales plus grandes que 400 km, avec des vitesses pouvant atteindre plus de 1.5 mm de géoïde/an sur le nord du Canada (Peltier, 2004). Des modèles globaux comme ceux de Peltier (2004) ou de Paulson et al. (2007) ou des modèles régionaux tels celui de Whitehouse pour l'Antarctique (Whitehouse et al., 2012), qui prédisent les vitesses verticales dues au rebond, et dont on déduit les vitesses de variation du géoïde,

sont ensuite utilisés pour corriger les séries temporelles de variations du potentiel de pesanteur issues des mesures GRACE ou les séries temporelles de hauteur des stations GPS.
Le Sud de l'Europe est, *a priori*, peu affecté par le rebond post-glaciaire. De plus, tous les effets séculaires, dans lesquels sont compris les effets de l'ajustement isostatique, seront, dans notre étude, retranchés des séries temporelles issues de mesures GRACE et des séries temporelles de déplacements issues des mesures GPS.

III.b Tectonique des plaques

La croûte terrestre est divisée en une dizaine de plaques majeures, qui se déplacement chacune en tournant autour d'un pôle de rotation. Les variations temporelles des positions des stations GPS permanentes exprimées dans un système de référence global construit sur la condition de non-rotation globale de ces plaques (No Net Rotation, NNR), révèlent en premier lieu les déplacements liés à la tectonique.

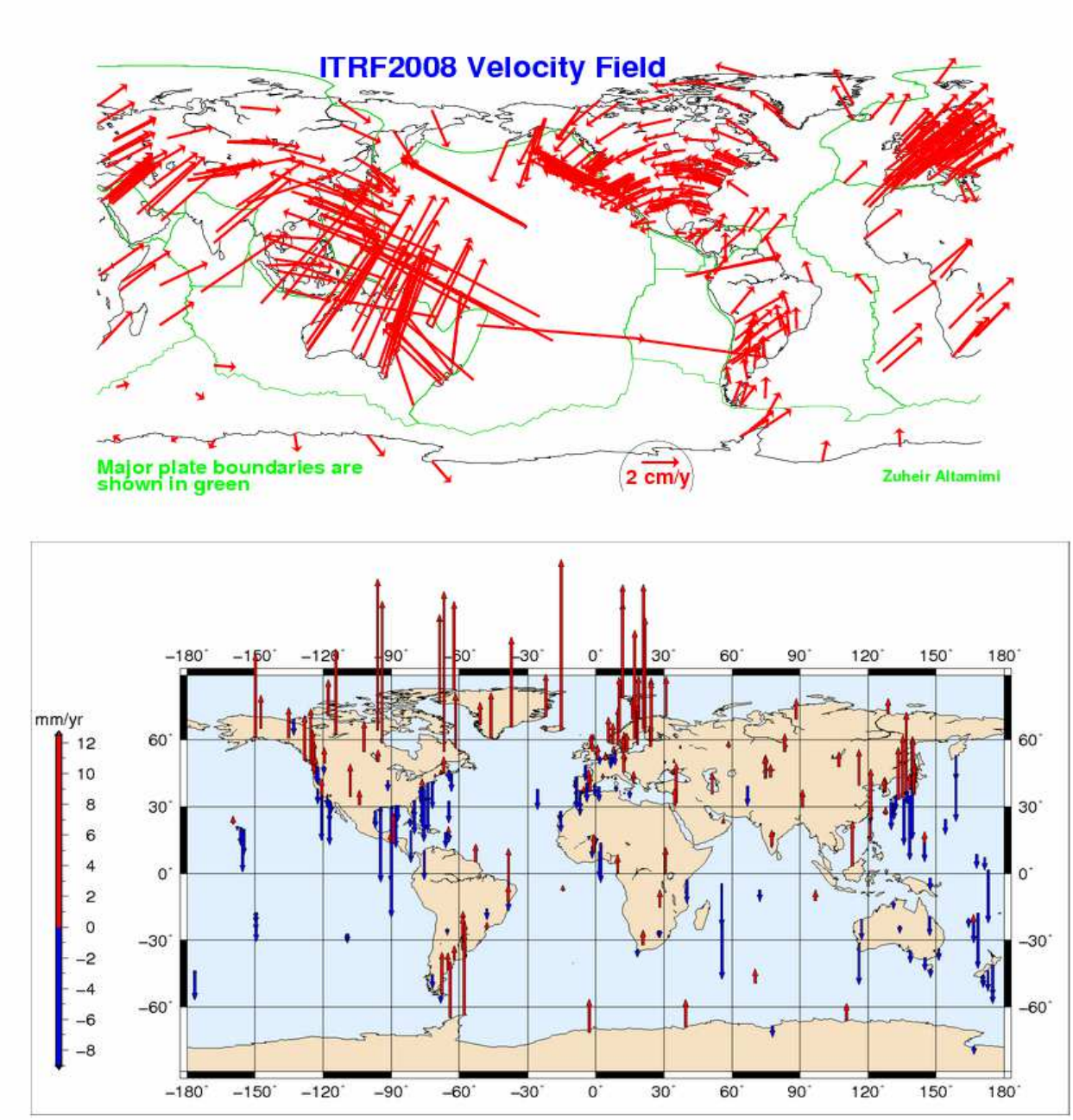


Figure III.6 : En haut : vitesses horizontales des stations de l'ITRF 2008

En bas : vitesses verticales des stations GPS de la solution ULR4 (Santamaria-Gomez et al., 2012).

Les mouvements de ces plaques tectoniques et les déformations intra-plaques constituent la première source de déplacements horizontaux des stations GPS (Figure III.6). Ceux-ci atteignent jusqu'à 10 cm/an (pour la plaque Pacifique). Cependant, ils peuvent également affecter, dans une moindre mesure, les déplacements verticaux des stations, avec par exemple des vitesses allant jusqu'à 6 mm/an (Fu et al., 2012) dans l'Himalaya. En Europe, la quasi-totalité des vitesses verticales sont comprises entre -2 et 2 mm/an (Santamaria-Gomez et al., 2012, Figure III.6).

Tous ces mouvements liés à la tectonique des plaques sont séculaires et, même mélangés à d'autres effets, ils sont de fait retirés des séries temporelles avec les tendances linéaires.

Les effets de la tectonique des plaques sur les variations du potentiel de pesanteur sont plus faibles, mais peuvent être détectés par des mesures de gravimétrie au sol (Francis et al., 2004, van Camp et al., 2002). En revanche, les redistributions de masse liées aux processus tectoniques séculaires sont difficilement détectables par les mesures GRACE, principalement à cause de leur amplitude inférieure à la précision de la mission.

III.c Rotation de la Terre

Les composantes principales du mouvement du pôle, outre la dérive séculaire notamment due aux conséquences du rebond post-glaciaire, sont l'oscillation de Chandler à 435 jours, une oscillation annuelle et les effets de la nutation à 18.6 ans. Les mouvements du pôle annuels et à la période de Chandler sont pris en considération dans les effets dits de marée polaire (voir section III.e). Ces mouvements modifient l'inertie de la Terre, c'est-à-dire les coefficients de degré 2 du potentiel de pesanteur terrestre. En effet, la partie centrifuge du potentiel de pesanteur terrestre s'écrit, pour un point A à la surface de la Terre, de coordonnées cartésiennes (X, Y, Z), comme :

$$U_{centrifuge}(\lambda,\varphi,t) = \frac{1}{2}(\omega(t)^2.(X^2+Y^2+Z^2) - (\vec{\Omega}.\overrightarrow{OM})^2) = \frac{1}{2}\omega(t)^2(X^2+Y^2),$$

où ω la vitesse de rotation de la Terre, autrement dit la norme du vecteur rotation $\vec{\Omega}$ dont la direction moyenne définit l'axe $\vec{z}$ du repère. Un mouvement du pôle induit une perturbation de ce vecteur, de telle façon que $\vec{\Omega}$ aie pour coordonnées (*m1, m2*) selon les axes x et y et que la vitesse de rotation de la Terre soit perturbée d'une valeur m3.
Ces mouvements du pôle provoquent alors uniquement des variations des coefficients de degré 2 du potentiel de pesanteur.
Bien que la période de ces observables les rende potentiellement mesurables, ils sont en réalité mal estimés par GRACE, à cause de la configuration de son orbite et de son altitude basse (Chen et al., 2005).
Les variations temporelles des paramètres de rotation de la Terre ont des conséquences sur les déformations de la Terre, mais ces effets sont décrits par les variations des paramètres d'orientation de la Terre, qui sont estimés lors du calcul GPS et dont les effets sont retirés.

III.d Cycle de l'eau

Aux périodes hebdomadaires à décennales, les principales variations temporelles du potentiel de pesanteur terrestre et *a priori* une partie importante des déformations de la surface terrestre sont reliées aux redistributions de masse liées au cycle de l'eau (Figure III.7). Celles-ci se traduisent par des échanges de masse d'eau entre l'hydrosphère continentale, la cryosphère, les océans et l'atmosphère. Ceux-ci concernent des périodes allant de l'inter-annuel, voire du séculaire, comme c'est le cas pour la fonte des calottes polaires, jusqu'à l'échelle de quelques jours, la durée typique des changements dans la circulation atmosphérique et la dynamique climatique régionale, en passant par la période annuelle qui est caractéristique du cycle de l'eau. Nous allons nous intéresser à chacun des réservoirs mentionnés ci-dessus. Même s'ils n'affectent pas de la même façon le potentiel de pesanteur et la forme de la Terre, leur signature temporelle sur les déplacements est également principalement annuelle, avec des composantes intra-annuelles et inter-annuelles notables. Ils peuvent se traduire, dans certaines zones où la déplétion est marquée, par l'apparition d'une tendance, due par exemple à l'assèchement des aquifères (Jia et al., 2007), et qui peut perturber sur quelques années l'estimation de la tendance séculaire liée à la tectonique (Blewitt et Lavallée, 2002). Les effets de redistributions de masse sur les déplacements touchent principalement la composante verticale. L'amplitude de ces effets sur les composantes horizontales y est en général au moins 4 fois plus faible.

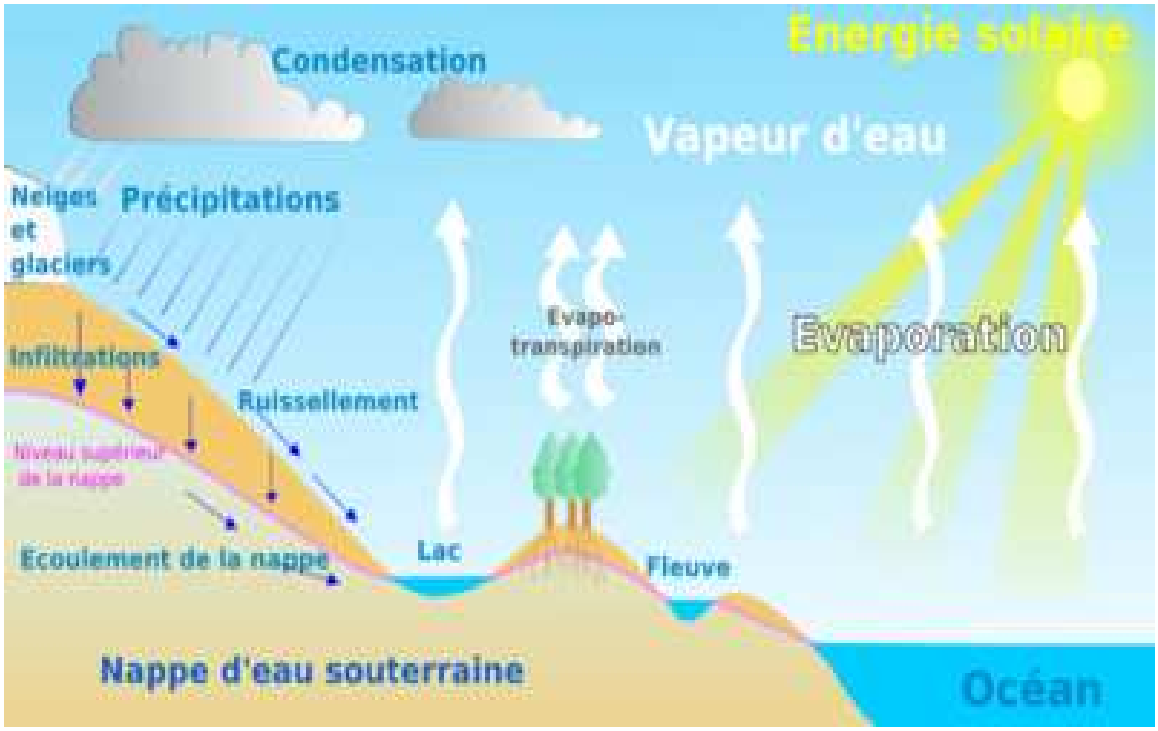


Figure III.7 : Le cycle de l'eau (Wikipedia).

III.d.1 Les océans

Le potentiel de pesanteur terrestre et les coordonnées des stations GPS sont affectés par les redistributions de masses dues à la circulation climatique de l'océan qu'elles soient régionales ou globales, rapides (quelques jours ou quelques heures) ou décennales (élévation du niveau des mers). Leurs effets sur le géoïde et sur le déplacement vertical peuvent atteindre respectivement 1 cm et 1.5 cm au maximum de pic à pic. Les échanges d'eau se font principalement avec l'atmosphère (précipitations et évaporation) et avec l'hydrosphère (apport des fleuves).

III.d.2. L'hydrologie continentale et la cryosphère

L'hydrologie continentale est constituée des eaux de surface (lacs, rivières, marais), des eaux de subsurface (contenues dans le sol, jusqu'à quelques mètres de profondeur), des eaux souterraines (nappes contenues dans les aquifères), de la neige et de la cryosphère. Les échanges liés au cycle de l'eau induisent des variations de masse dans chacun de ces compartiments. Les variations temporelles de la pesanteur et les déplacements induits couvrent des échelles spatiales très variables, allant du très local, inférieur à la résolution spatiale de GRACE (un petit lac, une rivière), jusqu'au phénomène à l'échelle continentale, en passant par les variations à l'échelle d'un bassin versant. Les variations de masse liées à l'hydrologie continentale induisent un effet sur le géoïde qui peut atteindre plusieurs centimètres sur les grands bassins en zone tropicale et équatoriale comme l'Amazone (Figure III.8) ou le Congo. Le GPS, est, lui, théoriquement sensible à toute la gamme de ces résolutions, mais la physique des déformations favorise les grandes longueurs d'ondes. Les déplacements associés peuvent dépasser 2.5 cm pic à pic dans le bassin amazonien sur la composante verticale, et 2 à 3 millimètres sur les composantes horizontales.

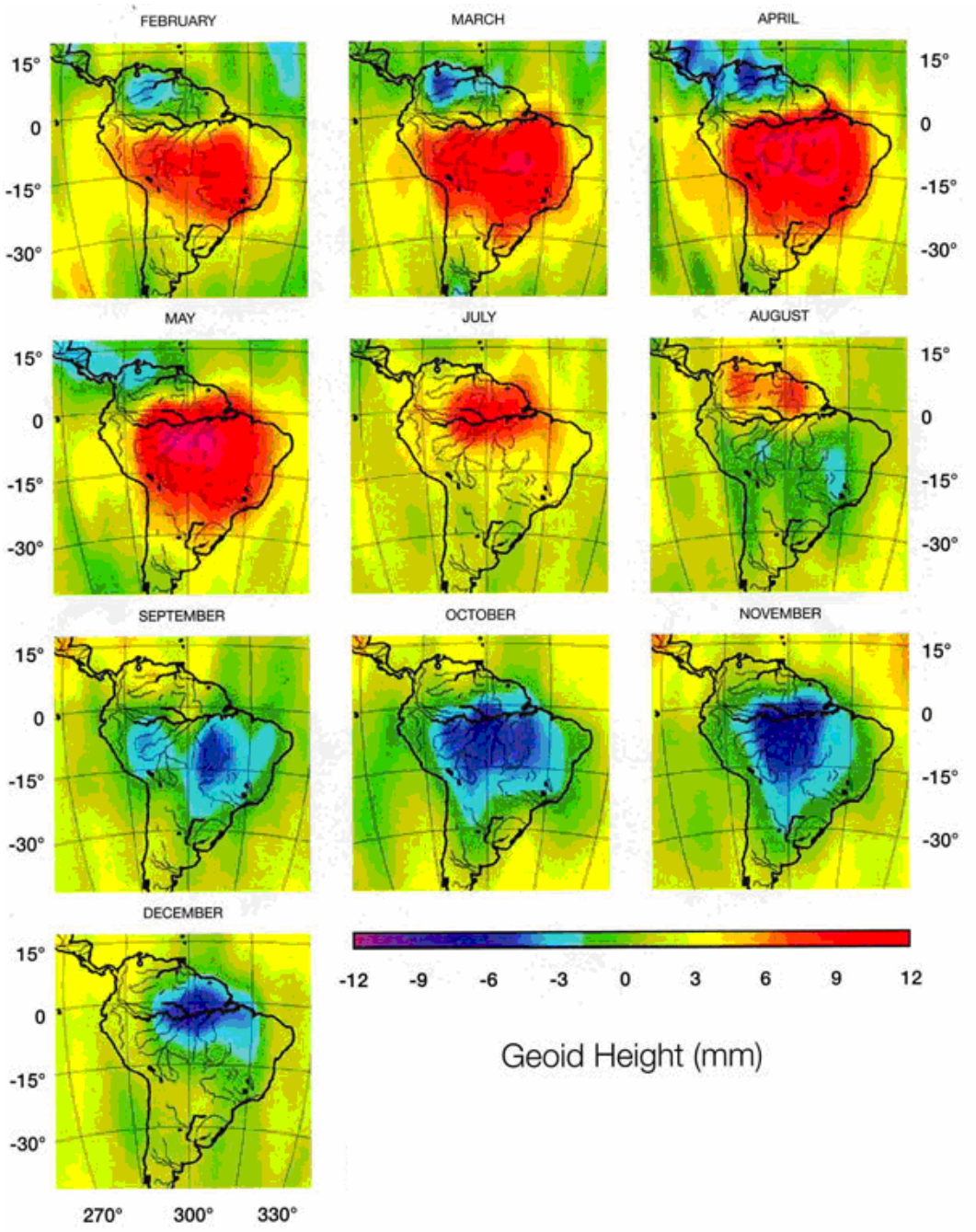


Figure III.8: Anomalies mensuelles moyennes des géoïdes issus des mesures GRACE en 2003 (Tapley et al., 2004).

III.d.3 La cryosphère

La cryosphère, bien que traitée ici séparément, est indissociable de l'hydrologie continentale, les glaciers étant alimentés par la neige et alimentant eux-mêmes les rivières.
Au Groenland, la fonte des glaces entraîne une perte de masse de près de 240 Gigatonnes par an sur l'ensemble de la zone (van den Broeke et al., 2009, Veliocogna, 2009), qui se traduit par une tendance négative dans le géoïde atteignant près de 1.5 mm de géoïde par an, avec des hétérogénéités spatiales. Au contraire des effets purement séculaires comme le rebond post-glaciaire, l'effet de la fonte actuelle des glaces sur la hauteur du géoïde semble présenter des variations inter-annuelles bien marquées (Bergmann et al., 2012).. Au niveau des glaciers de montagne, plusieurs études se sont intéressées aux

glaciers de l'Alaska, de l'Himalaya ou de Patagonie, mais les effets de contamination de l'hydrologie continentale voisine, qui n'est pas toujours bien modélisée dans de telles régions, rendent l'interprétation difficile, malgré des tendances nettes. Plusieurs études sur la fonte des glaces dans l'Himalaya ont abouti à des conclusions significativement différentes, avec des tendances allant du simple au double (Jacob et al., 2012).
L'effet de la fonte actuelle des glaces sur les coordonnées des stations a fait l'objet de plusieurs études récentes, en particulier au Groenland (Bevis et al., 2012), où une accélération de la vitesse verticale de près d'1 cm/an² a été notée en 2010.

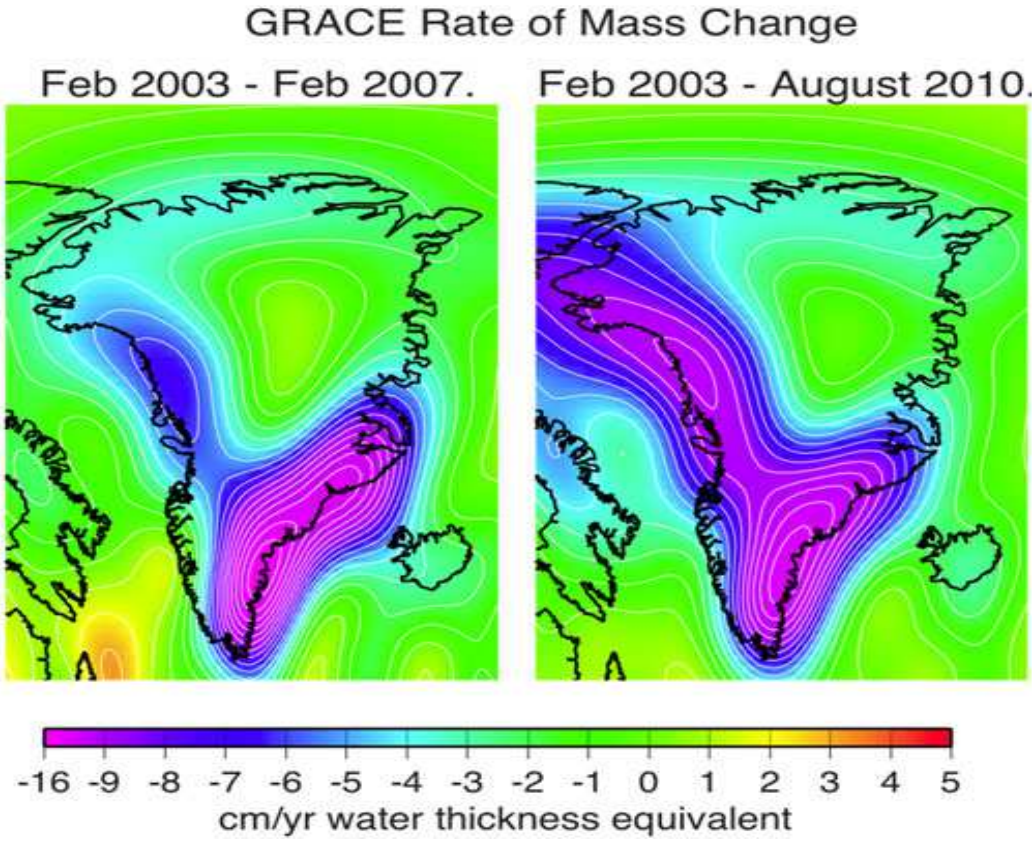


Figure III.9: Tendance (cm d'eau EWH) calculée à partir des géoïdes GRACE corrigés du PGR (Wahr, http://cires.colorado.edu/people/wahr/).

III.d.4. L'atmosphère

Les variations temporelles de la pression atmosphérique (hors marées) sont responsables d'une surcharge qui affecte le potentiel de pesanteur terrestre et qui cause une déformation de la surface terrestre, principalement sur la composante verticale. Les changements induits sur le géoïde couvrent des échelles spatiales d'une centaine à un millier de kilomètres, et peuvent atteindre 1 cm de géoïde, et ceux sur déplacements verticaux peuvent dépasser 2 cm pic à pic (Petrov et Boy, 2004).

III.e Les marées

Les marées sont les sources principales de variation du potentiel de pesanteur terrestre en terme d'amplitude. Elles sont liées à l'attraction exercée par des astres tiers (Lune, Soleil, autres planètes du système solaire) sur les points à la surface de la Terre.

Le potentiel générateur des marées est un potentiel perturbateur égal à la différence de potentiel gravitationnel créé par l'astre perturbateur de masse M_P entre le centre de la Terre M, et un point A situé à sa surface.

Si le potentiel générateur des effets de marée est le même, les réponses de l'océan et de la Terre solide sont différentes, et ainsi on sépare les effets de marée en deux catégories principales :

- la contribution des marées océaniques, qui correspondent aux variations de la pesanteur dues à la réponse des océans aux effets perturbateurs de la Lune et du Soleil.
- la contribution des marées terrestres, qui sont les conséquences sur le potentiel de pesanteur des mouvements de la croûte terrestre dus aux marées.

Tous ces effets de marées vont affecter les mesures GRACE mais, ceux-ci étant principalement diurnes et semi-diurnes, on ne peut pas, du fait de la résolution temporelle de GRACE, en extraire leurs effets dans les mesures. En revanche, par effet de repliement, elles entraînent une détérioration de la caractérisation des effets de plus longues périodes. Pour cette raison, les données GRACE sont corrigées *a priori* à partir de modèles de marées. Toutefois, ces modèles ne sont pas parfaits et des effets de marées résiduels créent des effets d'aliasing dans les solutions GRACE. En particulier, les marées océaniques diurne S1 et semi-diurne S2, sont en partie mal échantillonnées par les modèles utilisés pour les retrancher. Des effets résiduels de S2 subsistent alors dans les mesures de GRACE. Ceci peut créer des effets de repliement de spectre dans les solutions, qui se manifestent par un aliasing de période 161 jours. Toutefois, cet effet de repliement de spectre a été significativement réduit dans les Release 04 (voir chapitre IV du manuscrit) des solutions GRACE (Chen et al., 2009).

Les déformations de la Terre dues aux marées sont également retirées des séries temporelles de coordonnées par un modèle, durant le calcul. En effet, si l'échantillonnage de la mesure de phase les rend détectables par le système GPS, il est néanmoins nécessaire de les retirer au préalable, car les positions GPS sont habituellement estimées toutes les 24 heures. Ne pas retirer ces contributions majoritairement diurnes et semi-diurnes serait alors, à cet échantillonnage temporel, source d'aliasing.

III.e.1 Marées océaniques

L'amplitude des marées océaniques sur le géoïde peut atteindre plusieurs mètres.

La charge dûe aux marées océaniques est aussi responsable d'un déplacement de la croûte terrestre, qui, localement, peut être important. Celui-ci est corrigé dans les séries temporelles GPS lors du calcul par l'utilisation d'un modèle comme FES2004 (Lyard et al., 2006).

III.e.2. Marées terrestres

Les effets des marées terrestres atteignent plusieurs dizaines de centimètres sur le géoïde. Les déformations de la croûte terrestre correspondant aux marées terrestres constituent les déplacements les plus forts en terme d'amplitude (elles peuvent atteindre 30 cm sur la verticale, Fund, 2009).

III.e.3. Les marées polaires

On inclut habituellement dans le terme de marées les mouvements du pôle annuels et à la période de Chandler. Ceux-ci modifient uniquement le degré 2 du potentiel de pesanteur (voir section III.c). Les déplacements résultants des mouvements annuels du pôle peuvent atteindre 4 mm et ceux liés aux déplacements à la période de Chandler 2.5 cm sur la composante verticale et 7 mm en horizontal (Conventions IERS 2003).

III.e.4. Marées atmosphériques

Comme pour les marées océaniques et terrestres, il existe deux ondes principales de marées atmosphériques : la marée diurne, nommée S1, et la marée semi-diurne, nommée S2. Ces effets de marée sont principalement dûs aux variations de radiations solaires. Ils se manifestent par des variations de pression atmosphérique à grande échelle, maximaux autour de l'équateur. Leur effet sur le potentiel de pesanteur est certes secondaire, mais, comme pour les autres effets de marée, les marées atmosphériques sont retirées des solutions GRACE par un modèle.
Les déplacements associés aux effets des marées atmosphériques S1 et S2 peuvent atteindre 1.5 mm de déplacement vertical à l'équateur. A l'heure actuelle, ils ne sont pas corrigés dans les solutions GPS, mais ceci est appelé à changer dans les années qui viennent.

III.f Les séismes

La signature des séismes dans les séries temporelles de coordonnées des stations est atypique, et se traduit par un brusque déplacement instantané dont l'amplitude détermine le mouvement co-sismique (Figure III.10). L'amplitude du déplacement dépend de la magnitude du séisme ainsi que de la distance de la station à l'épicentre. Les séismes sont suivis de déplacements post-sismiques. Dans le cas d'une relaxation visco-élastique, on observe des mouvements qui se traduisent par un mouvement de relaxation exponentiellement décroissant (Nakano et al., 1997), avec un ralentissement de la vitesse progressive. La période de relaxation correspondant à ces effets post-sismiques est très variable, et dépend de la magnitude du séisme, de la position de la station par rapport à l'épicentre et de la rhéologie. Dans notre zone, ils affectent peu de stations, étant donné le nombre relativement limité de gros séismes qui se sont produits depuis 2002. On peut cependant noter que le séisme de l'Aquila en 2009 a été suivi d'un mouvement de ce type sur la station éponyme (Cheloni et al., 2010).

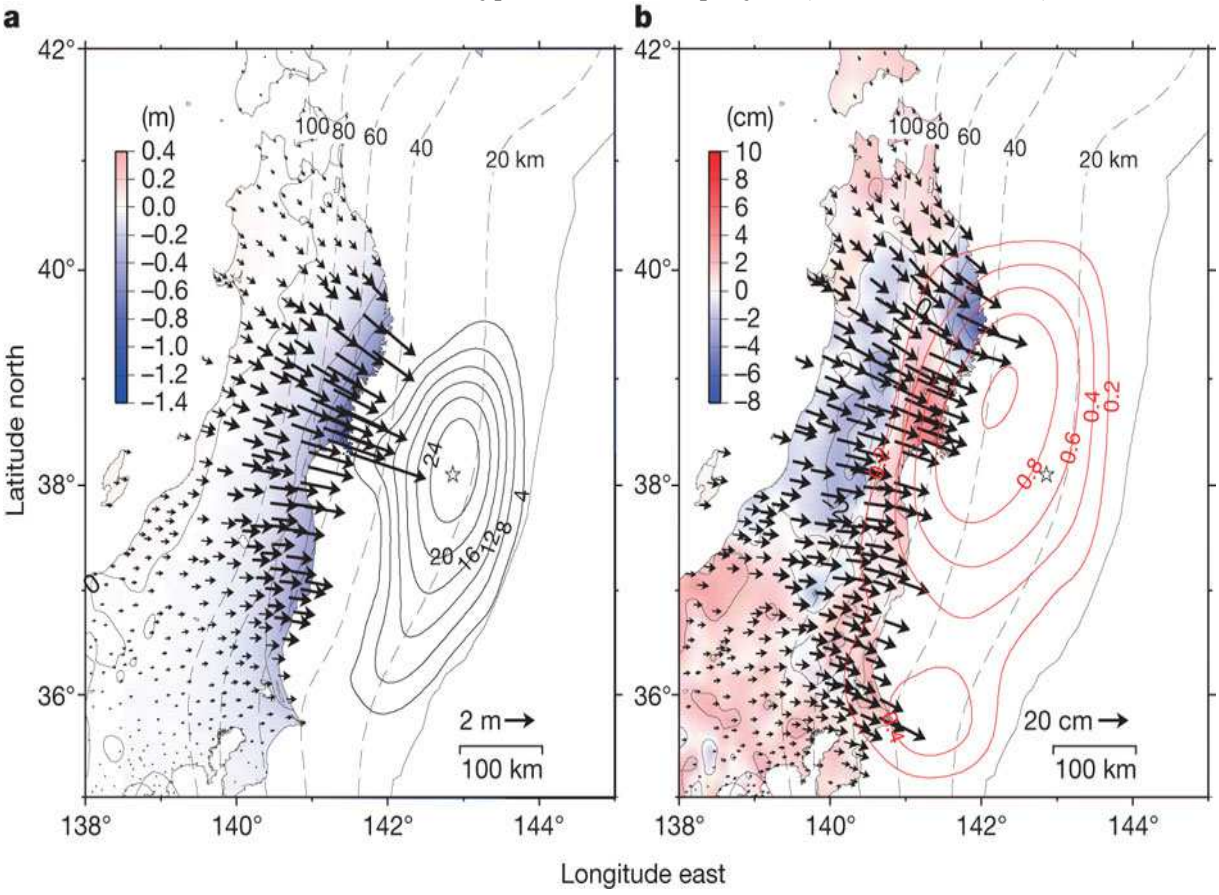


Figure III.10 : déplacements Co (gauche) et post-sismique (droite) consécutifs au séisme de Tohoku-Oki (Ozawa et al., 2011).

Les mouvements tectoniques et les séismes s'accompagnent également des redistributions de masse, et donc de variations du géoïde. Les effets co et post-sismiques se traduisent respectivement dans les séries de gravimétrie spatiale par un saut et par l'apparition après le séisme d'une tendance se ralentissant au fil des mois (Panet et al., 2007, Chen et al., 2007), qu'il est possible de modéliser par une exponentielle (de Linage et al., 2009). De par sa résolution et sa précision, GRACE ne permet d'isoler la signature que des grands séismes (de magnitude supérieure à 8.6, de Viron et al., 2006). Pour des séismes tels que celui de Sumatra en 2004, les effets co-sismiques atteignent près d'1 cm de géoïde à proximité de l'épicentre (Figure III.11). Quant aux effets post-sismiques, ils peuvent atteindre pour les régions les plus affectées plus de 6 mm de géoïde en deux ans (début 2005-début 2007), et ils s'étendent sur une distance de près de 1500 km le long de la faille (de Linage et al., 2009).

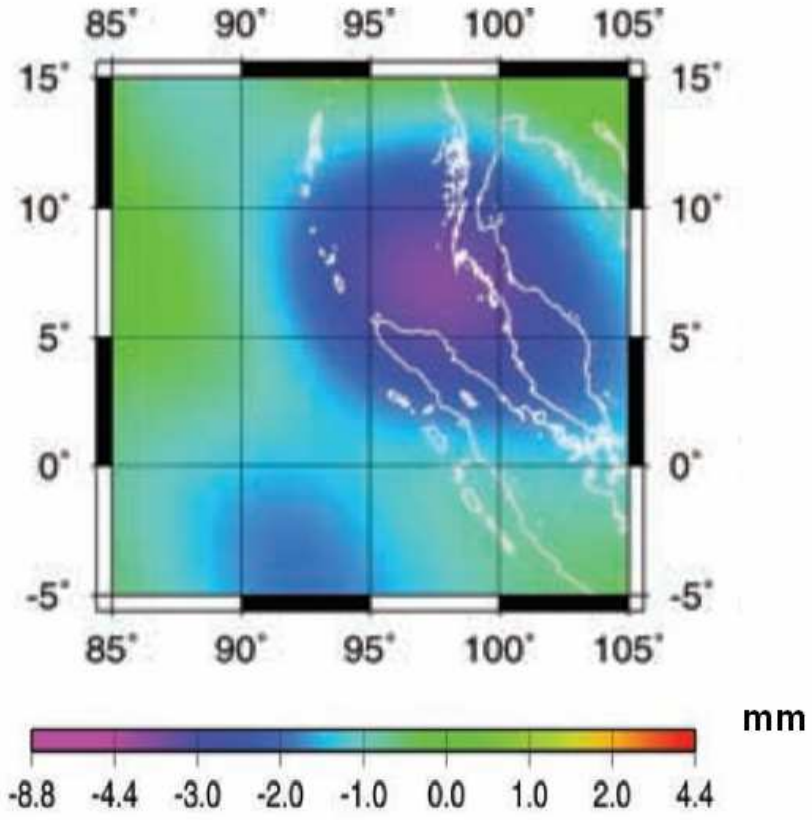


Figure III.11 : Variation de hauteur de géoïde en mm, correspondant à une déformation co-sismique (Panet et al., 2007).

III.g Le contexte géologique

Les mouvements de terrain d'origine géologique, dûs par exemple à l'expansion des roches en surface, au déformations des volcans ou au gonflement des argiles (Nahmani et al., 2012) sont sources de déplacement, mais également de variation locale du potentiel de pesanteur. Les échelles spatiales mises en jeu restent toutefois largement inférieures à la résolution spatiale de GRACE, ce qui rend ces phénomènes *a priori* non détectables par GRACE.
Dans les séries temporelles de déplacement, les signatures de ces effets géologiques peuvent être très diverses. Ainsi, par exemple, la subsidence dans la plaine du Pô se traduit principalement par une tendance linéaire (Zerbini et al., 2007). Néanmoins, la plupart de ces mouvements, même s'ils ne sont pas à proprement parler d'origine hydrologique ou climatique, sont dépendants des conditions de température et d'humidité. Ainsi, les mouvements dûs au gonflement des argiles ou ceux liés à des glissements de terrains peuvent être fortement corrélés à l'amplitude du cumul des précipitations. Leur signature temporelle est principalement annuelle, avec une composante semi-annuelle, voire inter-

annuelle, significative. De fait, il est difficile de les séparer du signal lié aux variations temporelles de masse d'eau, sauf à analyser finement le contexte hydrogéologique local.
Certaines de ces contributions peuvent être modélisées de façon approximative : ainsi, Dong et al. (2002) ont montré que l'expansion des roches en surface générerait un déplacement vertical Δh tel que, pour une amplitude thermique annuelle de 20°C, un coefficient d'expansion linéaire $\alpha_1 = 10^{-5}$, et une diffusivité thermique $K = 1mm^2 s^{-1}$, cet effet se traduisait par un signal annuel d'amplitude 0.5 mm, décalé de 1,5 mois par rapport au pic de température. Ce résultat a été obtenu en utilisant l'expression :

$$\Delta h = -\frac{1+\gamma}{1-\gamma}\alpha_1 \Delta T \sqrt{\frac{K}{\omega}} \cos(\omega t - \frac{\pi}{4})$$

Yan et al. (2009), eux, ont montré que l'amplitude du signal annuel lié à l'expansion des roches en surface pouvait atteindre 1.3 mm.

III.h Effets résiduels : dynamique du noyau

Parmi les effets de moindre amplitude pouvant avoir des conséquences sur le potentiel de pesanteur terrestre, il faut citer la dynamique du noyau. Une étude récente (Mandea et al., 2012) a montré que de tels effets pouvaient être isolés dans les données GRACE. Ceux-ci affectent de grandes échelles spatiales et leur signature temporelle est de type inter-annuelle. Il s'agit là d'un effet secondaire, de faible amplitude (plusieurs centaines de nanogals).

III.i Déplacements spécifiques aux stations GPS

Il s'agit notamment des déplacements de la station dûs à la déformation de la monumentation ou des bâtiments, mais qui ne correspondent pas à une déformation réelle de la surface de la Terre. Ils sont très difficiles à quantifier. Toutefois, ils sont pour beaucoup d'origine thermique (expansion thermique des piliers en béton par exemple), et donc leur signature attendue est plutôt de type annuel. Ils ont été quantifiés par Yan et al. (2009) comme pouvant créer un signal annuel d'amplitude supérieure à 2 millimètres dans certains contextes.

Conclusion

Effet	**Présents dans les géoïdes GRACE ?**	**Présents dans les séries temporelles de déplacements GPS ?**	**Pourquoi ?**	**Commentaires**
marées (océaniques, terrestres, polaires, atmosphériques)	Oui, mais sous-échantillonnées	Oui, mais l'estimation de positions journalières rend nécessaire leur retrait par des modèles	Hautes fréquences non détectables par GRACE	Elles sont retirées par des modèles
rotation de la Terre	Potentiellement, mais mal mesuré	Oui, mais estimées lors du calcul	Le degré 2 mal estimé par GRACE	Le degré 2 des géoïdes GRACE est remplacé par un modèle venant de mesures SLR
co et post sismique	Oui	Oui		Détectables par GRACE uniquement pour les gros séismes (Mw>8,6)
rebond post-glaciaire	Oui	Oui		Echelles spatiales > 400 km pour GRACE
cryosphère	Oui, sauf effets de résolution spatiale < 400 km	Oui		Echelles spatiales > 400 km pour GRACE
noyau	Oui	Eventuellement, mais très faible		Faible amplitude

hydrologie continentale	Oui, sauf effets de résolution spatiale < 400 km et/ou de période < 1 mois	Oui		
circulation océanique	Oui, sauf effets de résolution spatiale < 400 km et/ou de période < 1 mois	Oui		Pour GRACE, un modèle de circulation barotrope est retiré durant la phase d'inversion, mais rajouté par nos soins a posteriori
circulation atmosphérique	Oui, sauf effets de résolution spatiale < 400 km et/ou de période < 1 mois	Oui		Pour GRACE, un modèle de circulation retiré durant la phase d'inversion, mais rajouté par nos soins a posteriori
contexte géologique	Peu probable étant donné leur résolution	Oui	Souvent locaux	

Table III.1 : Les sources de variation temporelle de la pesanteur terrestre

Ainsi, il apparaît que la plupart des déplacements des stations GPS, qui n'ont pas été retirés par des modèles comme les principaux effets de marée, et qui ne sont pas associés aux redistributions de masse liées au cycle de l'eau, sont d'origine tectonique ou liées au rebond post-glaciaire, et donc associés à une signature de type séculaire. Les autres contributions (déplacements locaux ou régionaux d'origine géologique ou déplacements liés à l'expansion thermique des bâtiments ou des roches) sont soit d'amplitude plus limitée, soit de signature plus locale, et en tout cas en général plus difficiles à identifier. Dans ce travail nous retirons donc systématiquement les effets séculaires des séries temporelles de déplacement des stations GPS permanentes.

Bilan

Les mesures de gravimétrie spatiale issues de la mission GRACE permettent de retrouver les variations temporelles du potentiel de pesanteur terrestre. Cependant, toutes les sources possibles de variation de la pesanteur ne sont pas présentes dans les mesures GRACE, à cause de la résolution spatiale et spectrale limitée de la mission. Les variations temporelles du potentiel de pesanteur effectivement présentes dans les données GRACE sont alors principalement les effets liés au rebond post-glaciaire, à la fonte actuelle des calottes glaciaires et aux redistributions de masse d'eau (interactions océans/ atmosphère/hydrosphère continentale), auxquels s'ajoutent la signature co et post-sismique des grands tremblements de terre. Les effets des marées, eux, affectent les mesures GRACE mais ne peuvent pas être estimés correctement par la mission du fait de leur période majoritairement diurne et semi-diurne. Ils ont donc été retirés par des modèles, mais des effets résiduels peuvent subsister.

IV. Sources d'erreur dans les séries temporelles de géodésie

IV.a Les solutions GRACE

L'estimation des variations temporelles du potentiel de pesanteur par la mission GRACE fait face à deux principales sources d'erreur (Seo et Wilson, 2004):
- les erreurs liées aux incertitudes sur les mesures proprement dites (inter-distance, forces non gravitationnelles, position des satellites)
- les erreurs liées à l'effet de repliement de spectre induit par les variations à haute fréquence (inférieure au mois) du potentiel.

IV.a.1. Erreurs dues aux mesures

Chaque instrument de mesure embarqué à bord des satellites GRACE a sa propre précision, qui est de l'ordre de quelques µm pour la mesure d'inter-distance, $10^{-10} m.s^{-2}$ pour la mesure des accélérations liées aux forces non-gravitationnelles et centimétrique sur le positionnement des satellites (Tapley et al., 2004b). La propagation de ces erreurs de mesure sur l'estimation du potentiel de pesanteur dépend de la longueur d'onde. Avant la lancement de la mission, les estimations de la précision des géoïdes uniquement basées sur la propagation des incertitudes nominales des instruments montraient qu'il était possible d'obtenir une précision de l'ordre du dixième de millimètre sur les hauteurs de géoïde, à une résolution spatiale de 400 km (Tapley et al., 2004, Watkins and Bettadpur, 2000). Mais, en pratique, les incertitudes obtenues après mise en orbite étaient 10 à 50 fois plus fortes (Gerlach et al., 2003). Devant cette inadéquation, il est apparu qu'une autre source d'erreurs perturbait l'estimation des variations temporelles du potentiel de pesanteur terrestre.

IV.a.2. Propagation des erreurs liées aux variations haute fréquence du potentiel de pesanteur

L'estimation des premières solutions mensuelles à partir des mesures GRACE a montré que la précision cumulée, à 400 kilomètres de résolution, était plutôt de l'ordre de quelques millimètres de géoïde (Seo et Wilson, 2004). La dégradation de la précision par rapport à ce qui était attendu étant donné les spécifications des instruments était à rechercher dans la perturbation des solutions par des effets de repliement de spectre liés aux variations du potentiel à hautes fréquences. En effet, nous avons vu que les variations diurnes et semi-diurnes du potentiel de pesanteur liées aux marées sont les plus importantes en terme d'amplitude. Or, GRACE n'est pas en mesure de les détecter correctement étant donné sa résolution temporelle de 10 jours.
Afin de pouvoir connaître les variations du potentiel de pesanteur non liées à ces variations haute fréquence, il est donc nécessaire de les retirer avant d'estimer le potentiel, sinon celles-ci vont être responsables d'importants effets de repliement de spectre. Plusieurs modèles (un modèle pour chaque type de marée – océanique, terrestre, polaire, atmosphérique) sont utilisés pour corriger le potentiel des contributions déduites de ces modèles. Néanmoins, ceux-ci ne suffisent pas à décrire toute la variabilité haute fréquence du potentiel de pesanteur, et c'est pourquoi d'autres modèles, dits « de dealiasing », décrivant les contributions des circulations atmosphériques et océaniques non liées aux marées au potentiel de pesanteur à des périodes inférieures à la résolution temporelle de GRACE, sont également utilisés.

Tous ces modèles sont cependant imparfaits, et il subsiste des variations du potentiel à haute fréquence qui ne sont prises en considération par aucun de ceux-ci. Les effets résiduels, et en particulier ceux liés à la modélisation imparfaite des marées océaniques, peuvent alors encore avoir une amplitude importante. Han et al. (2004) a décrit la façon dont une erreur dans les modèles de marée pouvait créer des effets de repliement de spectre dans les solutions mensuelles, effets amplifiés par la configuration spécifique de l'orbite de GRACE, qui est quasiment orientée Nord-Sud. Ces effets de repliement de spectre affectent les coefficients d'harmoniques sphériques du potentiel principalement à partir du degré 25-30, et se manifestent alors par la présence de bandes orientées Nord-Sud appelées couramment « stripes » (Han et al., 2004, Seo et al., 2008a et 2008b), d'une amplitude pouvant approcher un mètre de hauteur d'eau (Figure III.12), qui constituent la première source d'erreur dans les géoïdes GRACE.
Ces erreurs d'aliasing dans les solutions GRACE sont impossibles à retirer parfaitement a posteriori. L'une des étapes essentielles du traitement à effectuer sur les données GRACE (chapitre IV) consiste à réduire ces erreurs d'aliasing par un filtrage spatial, tout en étant conscient que ce filtrage fait également perdre de l'information géophysique.

Bilan

Les erreurs formelles issues de l'estimation des coefficients de Stokes montrent que la somme des deux postes d'erreur précédemment cités est responsable d'une erreur de l'ordre, en moyenne, du millimètre de géoïde au degré 60 (0.5 mm au degré 40), mais cette estimation ne prend pas en considération le fait que la solution nécessite d'être corrigée des effets de repliement de spectre, correction qui est également susceptible d'affecter le signal.

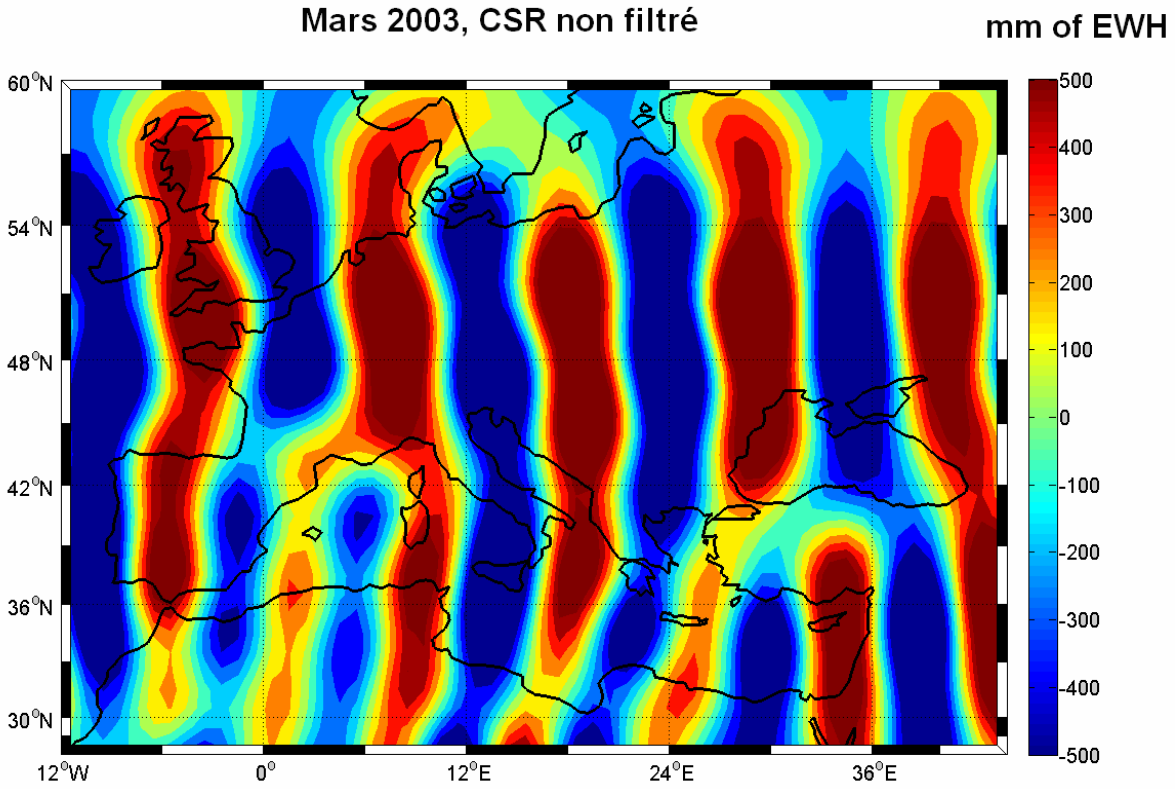


Figure III.12 : surcharge associée au géoïde CSR – RL04, Mars 2003 (unité : kg/m² ou mm d'eau).

IV.b Analyse des postes d'erreur et des principales corrections

Pour permettre d'analyser finement les différences obtenues entre déplacements GPS et déplacements issus d'autres techniques de mesure, il est important de lister et de quantifier les possibles sources d'erreur.

IV.b.1 Orbites et effets relativistes

A. Orbites

La trentaine satellites de la constellation GPS actuellement en orbite se trouvent sur des orbites quasi-circulaires à environ 20000 km d'altitude, et inclinées de 55° par rapport à l'équateur. Sous une quinzaine de jours, l'IGS (International GNSS Service) met à disposition des orbites précises des satellites, où les coordonnées des satellites sont données avec une précision de l'ordre de 2 cm. Certaines solutions GPS ne se contentent pas de cette précision, et ré-estiment les orbites des satellites durant le calcul, tout en prenant ces valeurs calculées par l'IGS comme valeurs *a priori*. Cette estimation est rendue possible par le grand nombre d'observations disponibles lors du calcul d'un réseau de stations GPS. Pour les orbites IGS précises, l'impact d'une erreur sur les positions des satellites est *a priori* submillimétrique pour une ligne de base de 100 km.

B. Effets relativistes

Les effets de la relativité générale impactent notamment le temps de parcours des signaux GPS. L'horloge de chaque satellite *i* doit alors être corrigée. La valeur de cette correction, multipliée par *c*, peut atteindre 3 mètres. Une correction supplémentaire, appliquée à la distance entre satellite et récepteur (Xu, 2010), ainsi qu'un troisième effet, appelé effet de Sagnac et lié à la rotation de la Terre, doivent également être pris en considération. Tous ces effets relativistes sont corrigés au niveau du satellite ou du récepteur, et sont généralement considérés comme étant modélisés avec une précision de l'ordre de la picoseconde (correspondant à 0.3 mm sur la mesure de la distance), suffisante pour que cette source d'erreur soit considérée comme secondaire (Kouba, 2004).

IV.b.2 Délai ionosphérique

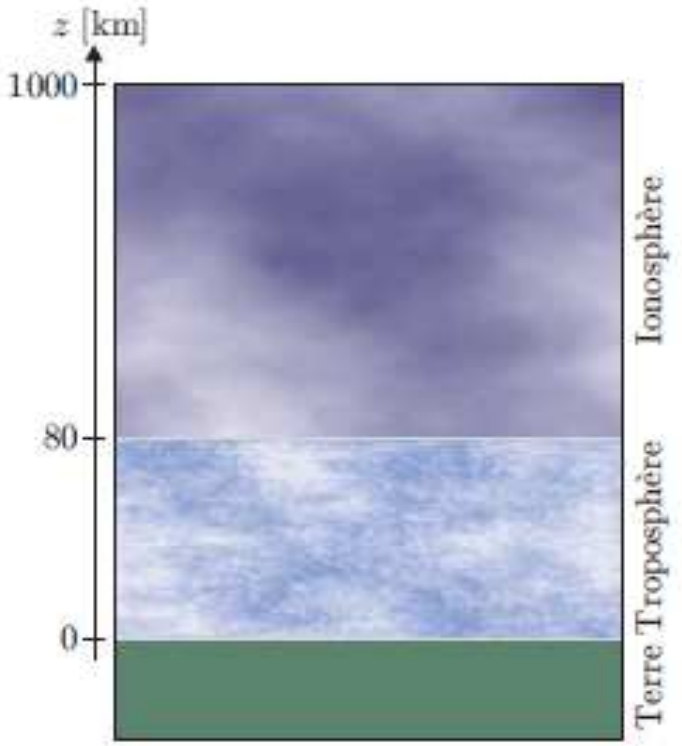


Figure III.13 : Les différentes couches de l'atmosphère (Bosser, 2010)

L'ionosphère est la couche la plus haute de l'atmosphère, comprise entre les altitudes de 80 et 800 à 1000 km environ (Figure III.13). Sa traversée par les ondes électromagnétiques induit un délai qui est dû à la présence d'électrons provenant de l'ionisation des molécules de gaz par les rayons ultraviolets du soleil. C'est pourquoi l'allongement ionosphérique, qui est très important puisqu'il varie de 1 à 100 mètres pour la phase GPS, dépend du contenu en électrons de la ionosphère, et donc de l'activité solaire. La ionosphère possède une particularité notable : il s'agit d'un milieu dispersif, c'est-à-dire que le temps de propagation d'une onde dans cette couche est proportionnel à sa longueur d'onde.
L'allongement ionosphérique est approximé comme la somme de plusieurs termes :

$\Delta\rho_{iono}(f) \approx -\frac{s_1}{f^2}\frac{s_2}{f^3} - \frac{s_3}{f^4}$, où *f* est la fréquence de l'onde considérée. L'allongement ionosphérique de premier ordre est le terme $-\frac{s_1}{f^2}$. Les autres termes correspondent aux allongements ionosphériques de second et troisième ordre.

La mesure GPS se faisant sur 2 signaux L1 et L2 de fréquences *f1* et *f2*, en considérant la quantité $f_1^2.\Delta\rho_{iono}(f_1) - f_2^2\Delta\rho_{iono}(f_2)$, il est possible d'éliminer le délai ionosphérique de premier ordre. C'est d'ailleurs là l'un des principaux avantages de l'utilisation de deux fréquences pour la mesure GPS. La combinaison des fréquences GPS, appelée « iono-free » est alors la quantité $\frac{f_1^2.\lambda^{L1}.\Delta\varphi_{i,R}^{L1}(t) - f_2^2.\lambda^{L2}.\Delta\varphi_{i,R}^{L2}(t)}{f_1^2 - f_2^2}$. Quant aux effets de second ordre, $\frac{s_2}{f^3}$, ils sont beaucoup plus faibles, et dépassent rarement 1 à 2 cm ($\frac{s_1}{s_2.f} \approx 2.10^{-4}$, Petrie et al., 2010). La prise en compte de ces effets ionosphérique d'ordre 2 dans les calculs GPS est en progression, mais loin d'être systématique, étant donné que les biais qu'ils entraînent sur les hauteurs des stations sont inférieurs à 1 mm (Petrie et al., 2010).

IV.b.3 Délai troposphérique

La troposphère est la couche de l'atmosphère la plus basse, et est située entre 0 et 50 km d'altitude environ, sous la stratosphère. Elle concentre 90% de la masse de l'atmosphère, et en particulier la totalité du contenu en vapeur d'eau. La traversée de la troposphère retarde la propagation des signaux GPS. Le délai dépend notamment des conditions météorologiques et de l'élévation du satellite : de 2,3 m environ pour un satellite au zénith, il peut atteindre 10 mètres à 15° d'élévation et dépasser 50 mètres pour des satellites d'élévation très basse.
L'incertitude sur la modélisation du délai troposphérique a été jusqu'à récemment l'une des principales sources d'erreur du positionnement GPS précis, en particulier sur la composante verticale qui était considérée jusqu'à 2 à 3 fois moins précise que les composantes horizontales, et l'une des raisons pour lesquelles le positionnement relatif était une nécessité (Morel, 2010).

Le délai troposphérique oblique total (Slant Tropospheric Delay, STD) est exprimé comme étant la somme d'un terme appelé allongement hydrostatique oblique (Slant Hydrostatic Delay, SHD) et d'un terme appelé allongement humide oblique (Slant Wet Delay, SWD). Lorsque l'on calcule ce délai pour un signal au zénith, c'est-à-dire arrivant perpendiculairement à la couche troposphérique (avec une élévation de 90°), celui-ci, nommé ZTD (Zenithal Tropospheric Delay, $ZTD = \Delta\rho_{tropo}(elev = 90°)$), s'exprime comme la somme d'un délai hydrostatique zénithal noté ZHD (Zenithal Hydrostatic Delay) et d'un délai humide zénithal ZWD (Zenithal Wet Delay). Les comportements spatio-temporels des termes ZHD et ZWD sont très différents. L'importance de la modélisation de la troposphère étant importante pour le calcul des déplacements verticaux, nous allons nous y attarder un peu.

A. ZHD
Le délai hydrostatique zénithal ZHD varie plutôt lentement et sur de grandes échelles spatiales. Les ZHD sont notamment calculés avec le modèle de Saastamoinen (1972). L'expression de ZHD dépend notamment de la pression atmosphérique au sol. Aujourd'hui, la plupart des calculs GPS calculent un ZHD *a priori* à partir de modèles atmosphériques. La qualité de l'estimation des ZHD, qui représentent 90% en moyenne du délai troposphérique zénithal, dépend donc en grande partie du modèle atmosphérique utilisé qu'il soit simple, comme le SPT (Standard Pressure and Temperature) ou plus évolué, comme le GPT (Global Pressure and Temperature, Boehm et al., 2007) issu du modèle ECMWF.

B. ZWD
Le retard troposphérique zénithal humide, lui, est plus faible (5 à 50 cm) que le ZHD, et représente en moyenne seulement 10% du délai zénithal total, mais il est très variable dans le temps et dans l'espace, et est complexe à modéliser sans connaître précisément le profil du contenu en vapeur d'eau de la troposphère dont il dépend fortement. De ce fait, ce paramètre est généralement estimé lors du calcul, à intervalles horaires réguliers.

C. Fonctions de projection

En supposant la troposphère comme une couche radiale, l'indice de réfraction troposphérique en un endroit donné et à un instant donné ne dépend que de l'épaisseur de la troposphère et de l'angle d'incidence entre le signal et la couche troposphérique. Il existe alors un facteur de proportionnalité entre l'allongement troposphérique zénithal décrit précédemment, et l'allongement troposphérique effectif, ou allongement troposphérique oblique. Faute de modélisation précise de l'épaisseur de la troposphère, ce facteur dépend uniquement de l'angle du signal d'incidence *elev*. Ce facteur de proportionnalité est appelé fonction de projection. Il en existe une pour la partie hydrostatique et une pour la partie humide. Le STD s'exprime alors comme :

$$STD(t, elev) = ZHD(t).mf_h(t, elev) + ZWD(t).mf_w(t, elev)$$

où mf_h et mf_w sont respectivement les fonctions de projection hydrostatique et humide.

En première approximation, on considère cette fonction de projection comme égale à $\frac{1}{\sin(elev)}$, pour la partie hydrostatique et la partie humide. En pratique, depuis Marini (1972), on modélise les fonctions de projection comme des développements en fractions continues généralisées (DFC) jusqu'au degré 3.

L'une des premières fonction de projection apparue, et qui est longtemps restée la plus utilisée, est la Niell Mapping Function (avec ses deux composantes NMF_{hydro} et NMF_{wet}) (Niell, 1996). Les fonctions de projection actuellement utilisées sont pour la plupart basées sur l'analyse de profils atmosphériques et de données météorologiques issus de modèles. C'est le cas des fonctions de la VMF (Vienna Mapping Function, Boehm et al., 2006), et de la GMF (Global Mapping Function, Boehm et al., 2006b).

D. Les gradients horizontaux

Cependant, l'utilisation des délais zénithaux et de leurs fonctions de projection associées suppose que l'indice de réfraction atmosphérique est isotrope. Cette approximation a ses limites, et on introduit alors habituellement deux gradients horizontaux, l'un Est/Ouest et l'autre Nord-Sud, qui permettent de corriger l'anisotropie de la fonction de projection. On écrit alors cette correction sous la forme :

$$\vec{G} = G_{EW}\cos(az).\vec{u}_{EW} + G_{NS}.\sin(az)\vec{u}_{NS}$$

où $\vec{G}$ dépend de l'azimuth az, et avec $\vec{u}_{EW}$ et $\vec{u}_{NS}$ les vecteurs unitaires du plan, respectivement Est/Ouest et Nord-Sud. On a alors :

$$\Delta\rho_{tropo}(elev) = STD(elev) = ZHD(t).mf_h(t, elev) + ZWD(t).mf_w(t, elev) + 10^{-6} mf_g(t, elev)(G_{EW}\cos(a) + G_{NS}.\sin(a))$$

où mf_g est la fonction de projection des gradients.

Les paramètres G_{EW} et G_{NS}, appelés gradients horizontaux, sont estimés durant le calcul. La modélisation de cette dépendance azimuthale du délai troposphérique fait actuellement l'objet de recherches. En effet, la modélisation imparfaite des gradients horizontaux est l'une des causes possibles des erreurs élevées constatées sur les composantes verticales des stations GPS dans des zones côtières fortement accidentées, comme en Corse (Morel, communication personnelle).

E. Bilan

Les délais troposphériques, qui étaient jusqu'à récemment sans doute la principale source d'erreur dans le GPS, sont aujourd'hui mieux maîtrisés. Ainsi, les différences entre deux calculs utilisant des modélisations récentes (GPT/GMF, ECMWF/VMF1) est de l'ordre de 1 mm au maximum (Steigenberger et al., 2009) sur la composante annuelle verticale des stations (2.5 mm pour Nahmani, 2012). Toutefois, des problèmes de modélisation passagers et/ou locaux ne sont pas à exclure. De même, l'utilisation de la modélisation GPT/NMF peut, elle, entraîner des biais atteignant plusieurs millimètres sur la hauteur des stations (Fund et al., 2009).

IV.b.4 Décalage du centre de phase des antennes

De la même façon que le décalage entre le centre des masses du satellite et l'endroit d'émission des signaux GPS a été pris en compte, il est nécessaire de considérer le décalage entre le centre géométrique des antennes, l'ARP (Antenna Representative Point, Figure III.14), auquel est rattaché le point géodésique de la mesure, et le centre de phase, qui est l'endroit où sont effectivement reçus les signaux GPS, et donc par rapport auquel la mesure de distance est effectivement réalisée. Ce décalage $\vec{\delta}$ peut s'exprimer, pour une antenne *j*, sous la forme :

$$\vec{\delta} ant_j(L_i, elev, az) = \overrightarrow{PCO}(ant_j, L_i) + \overrightarrow{PCV}(elev, az, ant_j)$$

La partie « offset » (PCO) dépend du type d'antenne et de l'observable (L1 ou L2), tandis que la partie « variations » (PCV) dépend du type d'antenne, de l'élévation et de l'azimuth du satellite considéré. Les valeurs du PCO et du PCV sont sub-centimétriques sur la composante horizontale. Sur la composante verticale, par contre, le PCO peut atteindre plusieurs dizaines de centimètres, et le PCV quelques centimètres.
Pour une antenne donnée, les valeurs de décalage du centre de phase peuvent être calculées par calibration absolue ou par calibration relative, c'est-à-dire par rapport à une antenne de référence. Aujourd'hui, même si les calibrations des antennes sont en majorité absolues et donc *a priori* précise au niveau millimétrique, la modélisation des décalages de centre de phase est particulièrement complexe du fait du nombre considérable d'antennes, de radômes utilisés, avec des différences étant sources de biais pouvant atteindre jusqu'à 5 mm sur la composante verticale (Nahmani, 2012).

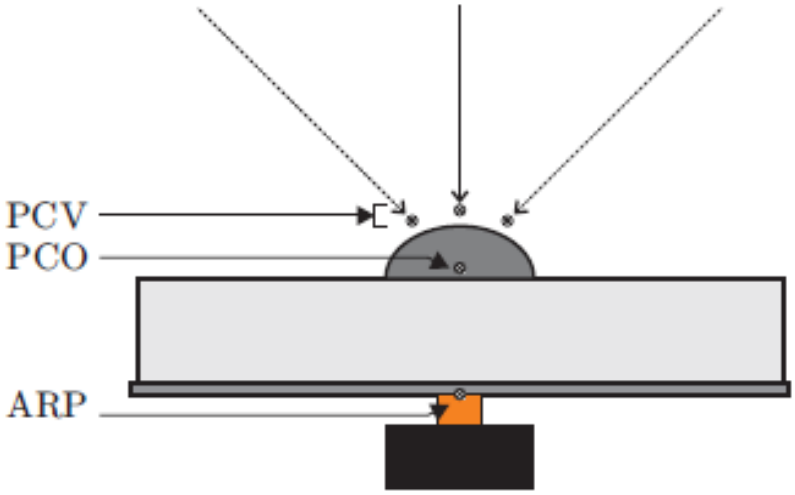


Figure III.14 : Décalage du centre de phase d'une antenne GPS

IV.b.5 Multitrajets

Les multitrajets sont des trajectoires parasites dues aux réflexions des ondes porteuses des signaux GPS sur des objets tiers, à proximité de l'antenne. Ainsi, les signaux GPS reflétés par de tels objets ne parviennent pas directement à l'antenne, et le déphasage mesuré sur tels signaux ne correspond pas à un temps de parcours direct entre le satellite et le récepteur. Ces effets sont difficiles à modéliser, et dépendent à la fois du type d'antenne, des conditions locales (présence de surface fortement réfléchissantes) et de l'élévation des satellites (les signaux à basses élévations étant potentiellement plus vulnérables aux multitrajets).

IV.b.6 Autres effets

Les harmoniques draconitiques constituent des signaux parasites de périodes sous-multiples de 351 jours (Ray et al., 2008) qui impactent les séries temporelles GPS. Cette période de 351 jours

correspond à l'année draconitique du GPS, c'est-à-dire à la période de répétition de la géométrie de la constellation GPS par rapport à la position du soleil, mais les mécanismes qui font que cet effet crée un repliement de spectre dans les séries temporelles GPS n'est pas encore très clair. En pratique, ce sont principalement les harmoniques draconitiques d'ordre supérieur (de la seconde, de période 175.5 jours, jusqu'à la cinquième) qui sont mises en évidence dans les séries GPS. L'amplitude moyenne des déplacements correspondant aux quatre premières harmoniques draconitiques est généralement de l'ordre de 1 à 1.5 mm sur la verticale (Santamaria-Gomez, 2011).

IV.b.7 Sources d'erreur non liées à la mesure GPS

Dans le bilan des sources d'erreur affectant les séries temporelles de positionnement GPS figurent aussi les effets qui n'affectent pas la qualité du positionnement GPS en lui-même, mais qui peuvent créer des effets parasites affectant les séries temporelles et biaisant l'estimation des déplacements associés aux variations de masse d'eau.

A. Aliasing des effets de marée

Les effets de marée ne sont pas à proprement parler une source d'erreur, mais il a été démontré (Penna et Stewart, 2003) qu'une modélisation imparfaite des effets diurnes et semi-diurnes, qui sont retranchés lors du traitement GPS, peut provoquer des effets d'aliasing, en particulier à période annuelle et semi-annuelle. La propagation de ces effets, ajoutée à celle des effets qui ne sont pas corrigés du tout comme les marées atmosphériques, peut créer un signal annuel parasite d'amplitude 2 mm ou plus, et d'un 1 mm en Europe (King et al., 2008).

B. Mise en référence

Là encore, le problème de la mise en référence n'affecte pas à proprement parler le positionnement GPS mais doit être prise en compte comme une source d'erreur. En effet, une mise en référence non optimale se traduit par l'estimation de rotations et de translations qui sont biaisées, provoquant un effet d'aliasing pouvant atteindre 30% de l'amplitude du signal (Legrand et al., 2012). Ce point est plus largement détaillé dans le chapitre IV, et est appliqué aux solutions GPS utilisées.

Bilan des sources d'erreur

Il convient tout d'abord de noter que la plupart des erreurs (et particulièrement la troposphère et le problème de décalage du centre de phase) affectent davantage la composante verticale. Il est courant d'estimer que la précision du positionnement vertical est dégradée d'un facteur 2 à 3 par rapport à l'horizontal. Les sources d'erreur et leur amplitude résiduelle après correction sur la position GPS sont listées ci-dessous

Effet	**Amplitude maximale approximative**	**Correction**	**Effet résiduel (après correction) sur la position**	**Commentaire**
Bruit de mesure	2 mm pour une mesure de phase instantanée	Multiplication des mesures		
Erreurs orbite	2 à 3 cm pour les orbites précises IGS	Ré-estimation des orbites	En théorie millimétrique pour des lignes de base < 1000 km	La ré-estimation des orbites en doubles différences permet de limiter ce poste d'erreur.
Erreurs horloge du satellite	1 ns = 30 cm sur la mesure de distance	Modélisation et/ou éliminée par doubles-différences	Submillimétrique et/ou éliminée	Bien modélisée
Décalage du centre de phase du satellite	PCO peut être métrique + PCV dépendant de l'élévation, du type de satellite et de la direction du signal	Modèle de PCO + PCV (IGS05.atx ou IGS08.atx)	Millimétrique	IGS08.atx PCO et PCV précis à quelques cm -> erreur *a priori* millimétrique (Cardellach et al., 2007)

Effets relativistes	Très variables, mais peuvent atteindre plusieurs mètres sur la mesure de distance	Modèle de correction mathématique	*A priori* submillimétrique	Difficile à contrôler mais les modèles sont considérés fiables
Délai ionosphérique	Peut atteindre plusieurs dizaines de mètres	1 er ordre : combinaison iono-free (la ionosphère est un milieu dispersif) ordres supérieurs : modèles dépendant du TEC (contenu en électrons de la ionosphère)	Effets résiduels d'ordre 2 submillimétriques (Nahmani, 2012)	D'où l'intérêt d'utiliser des récepteurs bifréquences
Délai troposphérique	Peut dépasser une dizaine de mètres à basses élévations	Modélisation en 3 parties, chacune étant le produit d'un délai zénithal et d'une fonction de projection donnée par des modèles : - partie sèche (80 à 90% du total), dont la contribution zénithale est calculée par des modèles - partie humide, dont la contribution zénithale est estimée durant le calcul - partie dite "gradients" destinée à corriger de l'anisotropie du délai troposphérique	L'utilisation de ZHD *a priori* issus de modèles fiables tels que l'ECMWF et de fonctions de projection à jour (VMF, GMF) permet de limiter l'influence du retard troposphérique. Toutefois, celui-ci dépend largement des modèles utilisés pour les ZHD et les fonctions de projection. Des différences pouvant atteindre 8 mm voire 1 cm peuvent exister entre différents paramétrages (SPT/NMF et VMF/GPT par exemple) L'aliasing de variations de ZWD hautes fréquences peut entraîner l'apparition d'artefacts au maximum millimétriques à longues périodes (King et al., 2008)	L'estimation des ZWD et des gradients doit être faite à intervalles réguliers, plusieurs fois par jour si possible
Décalage du centre de phase des antennes	PCO peut dépasser 15 cm sur la verticale + PCV centimétrique dépendant de la fréquences, de l'élévation et de l'azimuth du satellite	Modèles d'antennes issus de calibrations absolues type GEO++ ou de calibrations mixtes (type NGS)	Peut dépasser 5 mm si la modélisation est imparfaite (Nahmani, 2012), en particulier si l'antenne ne dispose pas de calibration absolue pure et, si, en plus, le radôme n'est pas calibré,	Le fichier d'antennes igs08,atx permet de disposer d'un maximum de calibrations absolues.
Multitrajets	Difficile à estimer	Pas de correction.	Difficile à estimer, mais peut dépasser plusieurs millimètres, particulièrement à période draconitique (King et Watson, 2010)	L'environnement direct (surfaces réfléchissantes) de la station et le type d'antenne sont des facteurs d'augmentation des multitrajets importants.
Effets draconitiques	Entre 1,1 et 1,7 mm (Santamaria-Gomez, 2011)	Pas de correction.	L'harmonique principale (351 jours) présente une amplitude entre 1,1 et 1,7 mm (Santamaria-Gomez, 2011) en général, L'amplitude de l'harmonique semi-draconitique est inférieure à 0,5 mm	Période et sous-périodes de 351 jours
Marées (terrestres, océaniques, polaires, atmosphériques)	Les effets des marées terrestres, océaniques, atmosphériques et polaires peuvent respectivement atteindre voire dépasser 30 cm, 5-6 cm, 1,5 mm et 2,5 cm de déplacement vertical	Modèles (dont FES2004 pour les marées océaniques)	L'aliasing des marées terrestres + marées océaniques + marées atmosphériques peut dépasser 2-2,5 mm sur la composante annuelle et 1 mm sur la composante semi-annuelle (mais ces effets sont *a priori* < 1 mm en Europe, King et al., 2008))	Les modèles sont généralement précis, mais les modélisations restent imparfaites, et des résidus généralement < 1 mm (sauf pour les marées atmosphériques) peuvent en se propageant créer des signaux parasites d'amplitude plus forte

Table III.2 : Bilan des sources d'erreur dans l'estimation de la position par GPS

V. Les données MODIS (Aqua et Terra)

Les variations temporelles de la surcharge océanique peuvent être déduites des variations temporelles de hauteur de mer issues de l'altimétrie satellitaire, après correction de la contribution stérique. Cette dernière dépend de plusieurs paramètres (chapitre II), et notamment de la température de surface de l'océan (SST). Or, les variations temporelles de celle-ci sont mesurées indirectement par l'instrument MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer). Nous les avons utilisées directement en tant qu'estimation alternative afin de calculer la SST, en complément de l'altimétrie satellitaire

V.a Instrument

Les radiomètres MODIS, qui sont deux instruments très proches, nommés PFM (Protocol Flight Model) et FM1 (Flight Model 1), ont été embarqués respectivement à bord des satellites Terra, lancé en 1999, et Aqua, lancé en 2002.
Ces satellites, en orbite à 705 km d'altitude, imagent la Terre entière tous les 1 à 2 jours. Les mesures de radiances sont réalisées dans 36 canaux différents, entre les longueurs d'onde de 1.4 et de 14.4 µm, avec une résolution spatiale de 250 mètres à 1 km suivant les bandes. Les applications de MODIS couvrent à la fois les domaines de l'océanographie, de l'atmosphère, de la biochimie, de la cryosphère ou de l'hydrologie. Les données sont alors fournies à trois niveau de post-traitements différents, depuis les données de niveau 1-B qui concernent les radiances brutes mesurées jusqu'aux données de niveau 3 qui sont déjà des indicateurs calculés fournis sur des grilles régulières.

Nous utilisons ici les données MODIS de niveau 3 pour le calcul de la SST (Esaias, 1998). Ces donnes de niveau 3 sont réparties en quatre domaines : océans, continent, neige et glace et atmosphère. Plusieurs types d'indicateurs sont disponibles pour chacun de ces champs d'application. Ainsi, les dérivés MODIS pour les applications océaniques sont, par exemple, la réflectance, la concentration en chlorophylle ou la température de surface SST. C'est cette dernière qui est donc utilisée.

V.b Calcul de la température de surface des océans (SST, Sea Surface Temperature) à partir des radiances

Le calcul de la SST utilise les mesures effectuées par le satellite Aqua dans 4 bandes spectrales : les bandes 22, 23, 31 et 32, de longueurs d'onde respectives 3.9, 4, 11 et 12 µm. la résolution spatiale de ces mesures est de 1 km.

Deux produits destinés au calcul de la SST sont fournis à intervalle de temps mensuel par l'équipe OBPG de la NASA (Ocean Processing Biology Group), l'un obtenu à partir de radiances à courtes longueurs d'onde, et l'autre à partir de radiances à moyenne longueurs d'onde.
Les radiances mesurées par l'instrument MODIS sont régulièrement étalonnées par rapport à des mesures *in-situ* de radiances connues. Plusieurs coefficients de calibration (les a_{ij}) sont alors estimés tous les mois, et sont utilisés lors du calcul de la SST. Cette dernière est obtenue de la façon suivante :
En posant μ le cosinus de l'angle de visée du capteur, et T_B^z la température de brillance de la bande spectrale *z*, obtenue à partir de la radiance *I* mesurée sur ce même canal, si $0.5 < T_B^{11} - T_{12}^B < 0.9$, on calcule la *SST* comme :

$$SST(\lambda,\varphi,h) = SST_{lo} + \frac{(T_B^{11} - T_B^{12} - 0.5)}{0.4}.(SST_{hi} - SST_{lo})$$

, avec $SST_{lo} = a_{00} + a_{01}(T_B^{11}) + a_{02}(T_B^{11} - T_B^{12}).SST_{short} + a_{03}.(T_B^{11} - T_B^{12}).\frac{1}{\mu - 1}$

et $SST_{hi} = a_{10} + a_{11}(\ T_B^{11}) + a_{12}(T_B^{11} - T_B^{12}).SST_{short} + a_{13}.(T_B^{11} - T_B^{12}).\frac{1}{\mu - 1}$

Le terme SST_{short} est en pratique calculée à partir de deux bandes à courtes longueurs d'onde:

$$SST_{short} = a_{20} + a_{21}.T_B^{39} + a_{22}(T_B^{39} - T_B^{38}) + a_{23}(T_B^{39} - T_B^{38})..\frac{1}{\mu - 1}$$

Les températures de brillance sont calculées par :

$$T_B^z = \frac{1}{\frac{k}{hc\nu_z}\ln(1 + \frac{2hc^2\nu^3}{I_z})}$$

où *c* est la vitesse de la lumière dans le vide, *h* la constante de Planck, *k* celle de Boltzmann, et ν la longueur d'onde de la bande spectrale *z*. Les produits MODIS/Aqua de niveau 3 fournissent des radiances destinées au calcul des grilles de SST à une résolution de 9 km et une résolution temporelle du mois. Un indicateur est également fourni de façon à garantir (ou non) la fiabilité de la SST présentée.

V.c Utilisation

Les données de SST ont été combinées aux données d'altimétrie satellitaire pour approximer les changements de masse océaniques, en particulier en Mer Noire. Pour cela, nous avons dans un premier temps évalué la précision des données MODIS par rapport à une modèle de SST classique, habituellement utilisé pour les application géophysiques (Kaplan et al., 1998). Le résultat est que, en Mer Noire, l'écart-type des différences entre MODIS et ce modèle est toujours inférieure à 1.5 K. Ceci valide alors l'utilisation des données MODIS pour approximer la SST dans cette région.

Bilan du chapitre

Les séries temporelles de coordonnées provenant de mesures GPS permanentes, exprimées dans un système de référence global comme l'ITRF2008 (Altamimi et al., 2011), contiennent un certain nombre de contributions géophysiques, parmi lesquelles les effets séculaires de la tectonique des plaques, les effets liés à la charge en eau, et des déplacements dits locaux qui peuvent être liés au contexte géologique local, à la déformation thermique des roches, ou à la déformation des bâtiments ou de la monumentation. La plupart des effets de marées ont été retirés lors du calcul. Ces séries de coordonnées sont sujettes à un certain nombre d'erreurs, qui sont pour la plupart corrigées par des modèles mais dont peuvent subsister des effets résiduels, qui, sommés les uns aux autres, peuvent atteindre le centimètre, notamment sur la composante verticale. Néanmoins, nous allons montrer qu'il ne s'agit là que d'une contribution théorique, et qu'en pratique, la précision du GPS pour mesurer les déplacements liés aux variations de masse d'eau est inférieure.

Les mesures d'altimétrie satellitaire, une fois corrigées de l'effet stérique dépendant notamment de la température de surface de l'océan, mesurée indirectement par l'instrument MODIS, permettent d'approximer la contribution de la circulation océanique, qui a des conséquences à la fois sur la déformation de la Terre et sur les variations temporelles du potentiel de pesanteur.

Chapitre IV : Préparation des données

Liens entre potentiel de pesanteur, surcharge et déplacement

Afin de pouvoir être comparées aux mesures de déplacement de la croûte terrestre issues du GPS et aux surcharges déduites des modèles, les variations temporelles du potentiel de pesanteur mesurées par GRACE doivent être converties dans l'une ou l'autre de ces quantités (mm de déplacement et/ou surcharge en kg/m²).
La théorie de la gravito-élasticité, introduite par Love (1909), et développée par Farrell (1972), permet, sous certaines hypothèses, de relier une variation de masse surfacique (dite surcharge) à un changement de potentiel et à un déplacement horizontal et vertical. Ces hypothèses sont que :

-Toutes les variations de masse sont concentrées dans une couche infiniment mince à la surface de la Terre, qui est supposée sphérique, incompressible et de densité constante.
- La réponse de la Terre est de type élastique.

La déformation de la Terre associée à une masse est modélisée par des coefficients de proportionnalité sans dimension appelés nombres de Love de charge qui ne dépendent que de la longueur d'onde de la charge, et donc du degré de l'harmonique sphérique. Ils sont calculés pour un modèle de Terre donné. Les trois types de nombres de Love de charge, h'_n, l'_n et k'_n permettent de calculer respectivement le déplacement vertical, le déplacement horizontal et la variation de potentiel de pesanteur associés à une charge surfacique.
En pratique, nous disposons des variations temporelles du potentiel de pesanteur *V* issues de GRACE, sous forme de fichiers en harmoniques sphériques. Ce potentiel de pesanteur s'exprime comme :

$$V(\lambda,\varphi,r) = \frac{GM}{r}\Big(\sum_{n=1}^{\infty}\left(\frac{a}{r}\right)^n \sum_{m=0}^{n} P_{nm}(\cos\theta)(C_{nm}\cos(m\lambda) + S_{nm}\sin(m\lambda))\Big)$$

où λ, φ et θ sont respectivement la longitude, la latitude et la colatitude du point de calcul, G la constante de gravitation universelle, M la masse de la Terre, r la distance géocentrique, a le demi-grand axe de l'ellipsoïde de référence, n et m le degré et l'ordre du développement en harmoniques sphériques, les P_{nm} les fonctions associées de Legendre et les C_{nm} et S_{nm} les coefficients de Stokes du potentiel.

Pour une charge surfacique σ (en kg/m²) d'expression

$$\sigma(\lambda,\varphi,r) = \Big(\sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=0}^{n} P_{nm}(\cos\theta)(\sigma^c_{nm}\cos(m\lambda) + \sigma^S_{nm}\sin(m\lambda))\Big)$$

, le potentiel total *V* associé, incluant la contribution de la déformation de la Terre, s'écrira :

$$V(\lambda,\varphi,r) = 4\pi G r\Big(\sum_{n=1}^{\infty}\left(\frac{a}{r}\right)^n \sum_{m=0}^{n} P_{nm}(\cos\theta)(\sigma^c_{nm}\cos(m\lambda) + \sigma^S_{nm}\sin(m\lambda))\frac{1+k'_n}{2n+1}\Big)$$

On déduit de ces deux expressions : $C_{nm} = \frac{4\pi r^2}{M}\frac{1+k'_n}{2n+1}\sigma^c_{nm}$
On exprime la plupart du temps la surcharge en hauteur d'eau équivalente (Equivalent Water Height EWH), ave c1 cm EWH = 10 kg/m².
Les déplacements verticaux dH, Est-Ouest dE et Nord-Sud dN associés à la surcharge s'expriment alors en fonction des coefficients de Stokes de développement du potentiel de pesanteur par :

$$dH(\lambda,\varphi,r) = r\Big(\sum_{n=1}^{\infty}\left(\frac{a}{r}\right)^n \sum_{m=0}^{n} P_{nm}(\cos\theta)(C_{nm}\cos(m\lambda) + S_{nm}\sin(m\lambda))\frac{h'_n}{1+k'_n}\Big)$$

$$dE(\lambda,\varphi,r) = r(\sum_{n=1}^{\infty}\left(\frac{a}{r}\right)^n \sum_{m=0}^{n} \overrightarrow{grad}\left[\frac{l'_n}{1+k'_n} P_{nm}(\cos\theta)(C_{nm}\cos(m\lambda)+S_{nm}\sin(m\lambda))\right].\vec{e}_\lambda)$$

$$dN(\lambda,\varphi,r) = r(\sum_{n=1}^{\infty}\left(\frac{a}{r}\right)^n \sum_{m=0}^{n} \overrightarrow{grad}\left[\frac{l'_n}{1+k'_n} P_{nm}(\cos\theta)(C_{nm}\cos(m\lambda)+S_{nm}\sin(m\lambda))\right].\vec{e}_\varphi)$$

Les formulations des gradients en coordonnées sphériques permettent d'obtenir les expressions :

$$dE(\lambda,\varphi,r) = r(\sum_{n=1}^{\infty}\left(\frac{a}{r}\right)^n \sum_{m=0}^{n} \frac{P_{nm}(\cos\theta)}{\sin(\theta)}(-C_{nm}\cos(m\lambda)+S_{nm}\sin(m\lambda))\frac{(-ml'_n)}{1+k'_n})$$

$$dN(\lambda,\varphi,r) = r\sum_{n=0}^{\infty}\frac{l'_n}{1+k'_n}\sum_{m=0}^{n}\Big(\frac{\cos(m\lambda)}{\sin(\theta)}C_{nm}\Big(\sqrt{\frac{(n+m)(n-m)(2n+1)}{(2n-1)}}P_{nm-1}(\cos\theta)-n\sin(\varphi)P_{nm}(\cos\theta)\Big) + \frac{\sin(m\lambda)}{\sin(\theta)}S_{nm}\Big(\sqrt{\frac{(n+m)(n-m)(2n+1)}{(2n-1)}}P_{nm-1}(\cos\theta)-n\sin(\varphi)P_{nm}(\cos\theta)\Big)\Big)$$

I. Préparation des solutions GRACE

Nous utilisons les solutions GRACE de niveau 2 produites par cinq équipes de recherche. Ces solutions sont fournies, à une date donnée, sous la forme de coefficients du développement en harmoniques sphériques du potentiel de pesanteur. Le degré maximal du développement en harmoniques sphériques diffère selon les solutions (voir section I.b).

I.a Méthode d'estimation des coefficients de Stokes

Les coefficients du développement en harmoniques sphériques du potentiel sont estimés par moindres carrés itératifs à partir de l'équation du mouvement des satellites, dans laquelle interviennent les paramètres mesurés (inter-distance, forces non-gravitationnelles, positions des satellites). Les coefficients de Stokes qui sont calculés lors de cette étape définissent la différence du potentiel total par rapport à un potentiel de pesanteur *a priori*. Ce potentiel *a priori* est la somme d'un potentiel de pesanteur statique déduit des données, et de modèles. Ces derniers décrivent les effets sur le potentiel des variations séculaires de bas degrés et des contributions connues de courte période, c'est-à-dire les effets des marées, les effets de la circulation océanique haute fréquence obtenue à partir d'un modèle barotrope et ceux de la circulation atmosphérique haute fréquence (Bettadpur, 2007). Les coefficients de Stokes ainsi estimés ne contiennent donc, en théorie, aucun de ces effets-là. Les variations séculaires des bas degrés sont néanmoins fournies séparément et peuvent être rajoutées si l'on s'intéresse aux variations du potentiel à long terme. De plus, des résidus, liés au fait que ces modèles ne sont pas parfaits, subsistent et se superposent aux variations du potentiel de pesanteur terrestre aux périodes plus longues dans les solutions GRACE.
Cependant, selon l'application, il faudra éventuellement rajouter le signal correspondant aux modèles qui ont été retirés. Par exemple, dans notre cas où l'on s'intéresse aux variations totales du potentiel, les contributions liées à la circulation atmosphérique et à la circulation océanique barotrope à courtes périodes mais non liées aux marées, retranchées lors de l'estimation des coefficients de Stokes, doivent être rajoutées. Les moyennes des effets de ces deux contributions sur le potentiel de pesanteur sur la période d'intérêt sont fournies par les équipes de recherche sous le nom d' « Atmosphere and Ocean Dealiasing Products (AOD)».

En revanche, les variations séculaires des coefficients de bas degrés n'ont pas été rajoutées, étant donné que l'on ne s'intéresse pas ici aux variations à long-terme.

I.b Les différentes solutions GRACE utilisées

Cinq solutions GRACE ont été utilisées.
Quatre d'entre elles sont des solutions non régularisées, au sens où il n'y a pas eu ajout lors de la phase d'inversion de contraintes sur les valeurs ou les variances des coefficients de Stokes estimés (Flechtner et al., 2010). Celles-ci sont :

- La release 04 des solutions du CSR (Center of Spatial Research)
- La release 04 des solutions du GFZ (GeoForschungZentrum)
- La release 04 des solutions calculées par le JPL (Jet Propulsion Laboratory).
- La solution GRACE2010 de l'ITG

Ces quatre centres fournissent des solutions mensuelles. Non contraintes, elles sont davantage affectées par un bruit lié à l'aliasing des effets hautes fréquences (voir chapitre III) et ont besoin d'être filtrées.
Ces solutions, dont les caractéristiques sont mentionnées dans le tableau IV.1, sont proches à divers points de vue : elles utilisent les mêmes modèles atmosphériques (ECMWF, d'une résolution spatiale de 0.5° et d'une résolution temporelle de 6h), océaniques (le modèles barocline OMCT, Thomas, 2002) pour la prise en compte des effets de circulation non liés aux marées (ce sont les produits de dealiasing AOD1B). La plupart de ces quatre solutions GRACE mensuelles utilisent également les mêmes modèles pour la correction des effets de marées terrestres, polaires et océaniques : les deux premières sont calculées à partir des conventions de l'IERS 2003, alors que les dernières sont paramétrées pour trois des quatre solutions en utilisant le modèle FES 2004 (Carrère et Lyard, 2003).

La cinquième solution GRACE utilisée est la release 02 de la solution du Groupe de Recherche en Géodésie Spatiale (GRGS) (Lemoine et al., 2007). Ses principales caractéristiques sont également résumées dans le tableau 1. Cette solution est dite régularisée, et ne nécessite pas de filtrage a posteriori. La solution GRACE du GRGS se distingue des autres par sa résolution temporelle (10 jours), son degré maximal de développement en harmoniques sphériques (50) et par les modèles utilisés pour la correction des effets océaniques et atmosphériques hautes fréquences, respectivement les modèles ATM3D, basé sur l'ECMWF, et le modèle d'océan barotrope MOG2D (Carrère et Lyard, 2003). La procédure de régularisation employée par le GRGS permet de tirer partiellement profit de l'énergie comprise entre les degrés 30 et 50. Ceux-ci, bien qu'affectés d'un bruit important, contiennent néanmoins une part de signal significative, y compris pour des périodes de 10 jours (Bruinsma et al., 2011). Les solutions sont régularisées en contraignant à une incertitude σ_{nm} près les coefficients de Stokes du potentiel vers une valeur calculée, à partir de 4.5 années de données GRACE, comme la somme d'un champ statique, d'un signal annuel, d'un signal semi-annuel et d'un effet séculaire de bas degré. Cette incertitude dépend du degré, de l'ordre, de la matrice de covariance des erreurs formelles *a priori*, et de coefficient empiriques. Ces coefficients empiriques sont estimés, premièrement, de façon à réduire au mieux les bandes verticales induites par le repliement de spectre, deuxièmement, par comparaison avec des données d'altimétrie satellitaire et, troisièmement, de façon à être en accord avec le signal *a priori* quasi-nul au-dessus de certaines zones comme les déserts (Bruinsma et al., 2011). Les données SLR issues des mesures sur le satellite LAGEOS sont utilisées durant la phase d'inversion pour permettre d'estimer les très bas degrés du potentiel, et en particulier le degré 2, mal mesuré par GRACE.
L'incertitude calculée est utilisée comme *a priori* lors de l'estimation des coefficients de Stokes de la solution contrainte. Elle fixe le niveau de régularisation obtenu : plus l'incertitude est faible, plus le bruit *a priori* des hauts degrés sera faible et donc plus la solution sera régularisée vers la valeur *a priori* des coefficients. La comparaison du spectre moyen des solutions GRGS par rapport aux solutions non régularisées montre clairement que le spectre des coefficients est diminué dès le degré 15 par rapport aux solutions non contraintes, et que le rapport signal sur bruit est largement amélioré

jusqu'au degré 45. Cette régularisation permet d'obtenir des solutions stables jusqu'au degré 50, à intervalles de 10 jours.

Equipe	CSR	GFZ	JPL	ITG	GRGS
Release	RL04	RL04	RL04	GRACE2010	RL02
Contraintes	Non	Non	Non	non	oui
degré maximal	60	120	120	120	50
résolution temporelle	30 jours	30jours	30 jours	30 jours	10 jours
Modèle de dealiasing (circulation océanique)	OMCT (degré 100)	OMCT (degré 100)	OMCT (degré 100)	OMCT (degré 100)	MOG2D
Modèle de dealiasing (circulation atmosphérique)	ECMWF (degré 100)	ECMWF (degré 100)	ECMWF (degré 100)	ECMWF (degré 100)	ATMD 3d (basé sur l'ECMWF, 0,5°, résolution 6h)
Modèle de marées océaniques	FES 2004 (degré 100)	FES 2004 (degré 80)	FES 2004	EOT08a	FES 2004 (degré 80)
Marées terrestres	standards IERS2003	standards IERS2003	standards IERS2003	standards IERS2003	standards IERS2003
Rotation de la Terre	standards IERS2003	standards IERS2003	standards IERS2003	standards IERS2003	standards IERS2003
Référence	Bettadpur et al. (2007)	Flechtner et al., 2010	Watkins and Yuan, 2007	**http://www.igg.uni-bonn.de/apmg/index.php?id=itg-grace2010**	Bruinsma et al. (2011)
Méthodes de filtrage	1- gaussien 300 km 2- gaussien 500 km 3- décorrélation avec paramétrage de Duan et al. (2009) + gaussien 500 km 4-décorrélation avec paramétrage n°2 + gaussien 500 km 5-apodisation degré minimal 20 6-apodisation degré minimal 30	gaussien 500 km	gaussien 500 km	gaussien 500 km	Aucune

Table IV.1 : Principales caractéristiques des solutions GRACE utilisées

I.c Traitement des données GRACE

I.c.1 Rajout des produits de dealiasing

Comme cela a été mentionné en section I.a, les contributions au potentiel des hautes fréquences de la circulation atmosphérique et de la circulation océanique, retirées à partir des produits AOD1B lors de la phase d'estimation des coefficients de Stokes, sont, dans un premier temps, rajoutées à toutes les solutions GRACE, et ceci afin de prendre en compte toutes les contributions au potentiel.

I.c.2 Filtrage des solutions non régularisées

A. Généralités

Il est inopportun de réduire les effets de repliement de spectre par une troncation brute à partir d'un certain degré. La réduction de l'aliasing par des filtres appliqués en post-traitement est largement utilisée, bien que problématique car ces filtres vont également affecter le signal géophysique.
Une littérature abondante existe sur le sujet, et, depuis la publication des premières données issues des mesures GRACE, des filtres de plus en plus évolués se sont succédé, chacun étant présenté comme optimal pour une application spécifique. Globalement, les filtres se séparent (Mémin, 2011) en plusieurs catégories :

- les filtres isotropes, qui dépendent uniquement du degré du développement en harmoniques sphériques (Wahr et al., 1998 , Sasgen et al., 2006)
- les filtres anisotropes, qui dépendent à la fois du degré et de l'ordre (Han et al., 2005, Kusche, 2007, Klees et al., 2008b)
- les filtres empiriques, qui s'appuient sur une analyse du spectre des coefficients d'harmoniques sphériques (Swenson and Wahr, 2006, Chen et al., 2006)
- les filtres statistiques qui s'appuient sur l'analyse des erreurs *a priori* des coefficients d'harmoniques sphériques (Kusche, 2007, Wouters and Schrama, 2007)
- les filtres utilisant des modèles d'information *a priori* (Han et al., 2005, Kusche, 2007, Klees et al., 2008b, Davis et al., 2008)
- les filtres utilisant des méthodes de séparation des sources telles l'Analyse en Composantes Principales (Wouters and Schrama, 2007, Kusche et al., 2011) ou l'Analyse en Composantes Indépendantes (Frappart et al., 2011)

Nous avons sélectionné trois types de filtre qui ont prouvé leur efficacité et qui étaient le plus couramment utilisés dans le cadre de la comparaison de GRACE avec d'autres données géodésiques (King et al., 2006, Memin, 2011) :

- le filtrage gaussien de Jekeli (1981), tel que décrit par Wahr et al. (1998)
- le filtrage par décorrélation, mis au point par Swenson and Wahr (2006)
- l'apodisation spectrale (Ramillien et al., 2005)

Ces trois filtres ont été chacun appliqués à la solution CSR avec deux paramétrages différents : rayon de filtrage de 300 et 500 km pour le filtre gaussien, deux options différentes pour le filtre décorrélateur, et apodisation spectrale à partir des degrés 20 ou 30, soit au final 6 méthodes de filtrage différentes. Afin de ne pas multiplier infiniment le nombre de combinaisons solution/filtrage, les trois autres solutions non régularisées GFZ, JPL et ITG ont été uniquement testées avec le filtrage gaussien utilisant un rayon de 500 km.

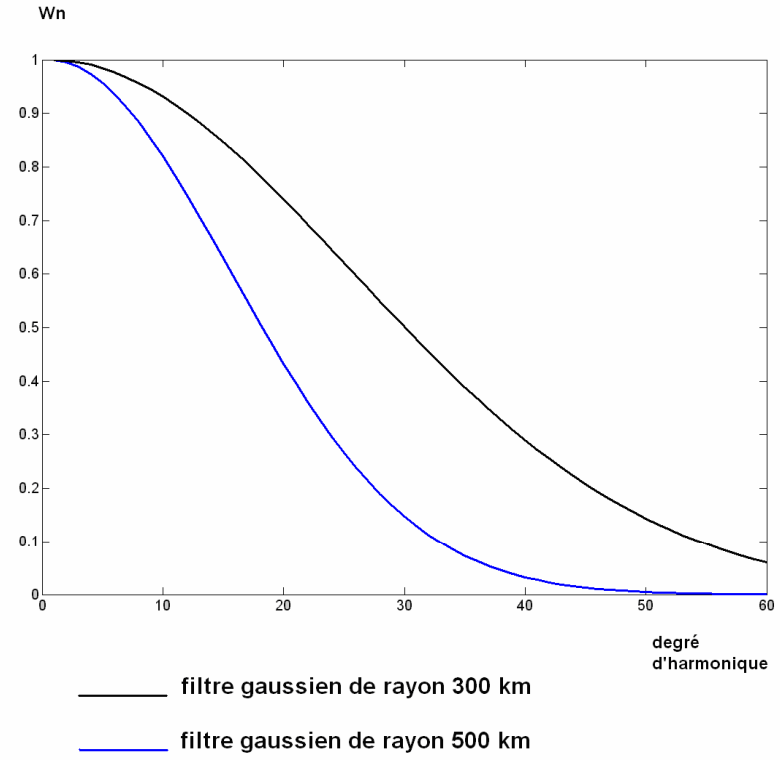
B. Filtrage gaussien

Le filtre gaussien est un filtre isotrope. Le développement en harmoniques sphériques du potentiel de pesanteur après filtrage s'exprime (Jekeli, 1981), avec r le rayon terrestre et r_f le rayon du filtre gaussien :

$$V(r,\lambda,\varphi) = \frac{GM}{r}\left(\sum_{n=0}^{\infty}\left(\frac{a}{r}\right)^n \sum_{m=0}^{n} W_n P_{nm}(\cos\theta)(C_{nm}\cos(m\lambda) + S_{nm}\sin(m\lambda))\right)$$

où $W_n = \left(-\frac{2(n-1)+1}{b}W_{n-1} + W_{n-2}\right)$, $W_0 = 1$, $W_1 = \left(\frac{1+e^{-2b}}{1-e^{-2b}} - \frac{1}{b}\right)$ et $b = \frac{\ln 2}{1-\cos\frac{r_f}{r}}$

Ce filtre a pour caractéristiques d'affecter tous les degrés d'harmoniques (Figure IV.1). Les rayons couramment utilisés pour le filtrage des données GRACE vont de 300 à 1000 km. King et al. (2006) ont montré que 500 km était un rayon optimal pour la comparaison de GRACE avec des déplacements issus du GPS. Afin de mieux appréhender l'effet du rayon du filtre gaussien sur les séries temporelles de déplacements, nous avons implémenté le filtre gaussien de Jekeli avec des rayons de 300 et 500 km.



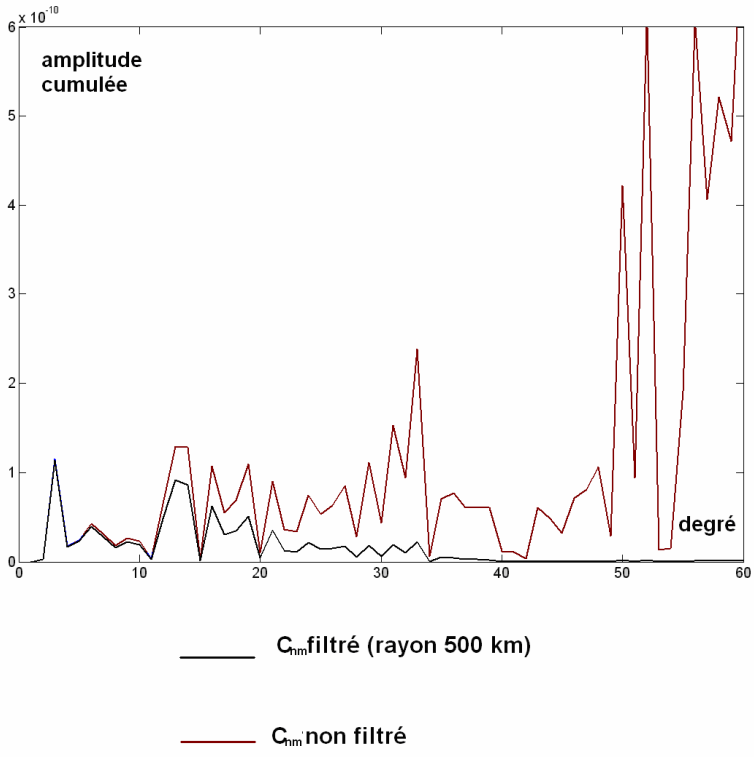


Figure IV.1 : En haut : coefficients des filtres gaussiens à 500 (bleu) et 300 km (noir).

En bas : Spectre des coefficients de Stokes de géoïde de la solution CSR-RL04 de Juillet 2007 non filtrée(rouge) et filtrée (filtre gaussien 500km, noir).

B. Filtrage par apodisation spectrale

Une autre méthode simple de filtrage consiste à atténuer progressivement le poids des harmoniques en fonction de l'incertitude les affectant. Cette incertitude étant largement proportionnelle au degré du développement en harmoniques sphériques, Ramillien et al. (2005) et de Linage (2008) ont proposé de diminuer de façon progressive le poids des coefficients de Stokes du potentiel en fonction du degré correspondant, à partir d'un degré minimal et jusqu'à un degré maximal de troncature. Cette méthode est nommée apodisation spectrale. Dans l'équation du paragraphe précédent, on a alors :

$$W_n = \frac{1}{2}(1+\cos\left(\pi \frac{n-n_{\min}}{n_{\max}-n_{\min}}\right)),$$

$n_{\min}$ et $n_{\max}$ étant respectivement les degrés minimaux et maximaux de filtrage. $n_{\max}$ a été fixé comme le degré maximal du développement en harmoniques sphériques du champ considéré (60 pour CSR), alors que $n_{\min}$ est variable. Deux valeurs de $n_{\min}$ différentes ont été testées : 20 et 30. Les degrés inférieurs à $n_{\min}$ ne sont donc pas filtrés.

C. Filtrage par décorrélation spatiale

Contrairement aux deux filtres précédemment décrits, qui ne sont pas particulièrement dédiés à la suppression des bandes verticales appelées « stripes », Swenson et Wahr (2006) ont développé un filtre de décorrélation spécifique des coefficients en harmoniques sphériques. Celui-ci part du principe que ces bandes verticales se traduisent dans les coefficients de Stokes par de fortes corrélations entre des harmoniques de même ordre et de degrés de même parité. C'est donc à partir de ce constat qu'ils ont proposé d'estimer et de retirer un polynôme d'ordre *k*, dépendant du degré des coefficients, ajusté sur une fenêtre de largeur *w*, sur $\frac{w}{2}+1$ coefficients de Stokes de même ordre et de degrés de même parité. Duan et al. (2009) ont détaillé le calcul des coefficients optimaux *w* et *k* pour ce filtre décorrélateur. Ils ont alors estimé qu'un degré 2 était suffisant, et que la largeur de la fenêtre sur laquelle était estimé le polynôme, *w*, était obtenue par la formule $w = \max(5, Ae^{-m/K}+1)$, avec *A* et *K* fixés empiriquement aux valeurs respectives de 10 et 30, *m* étant l'ordre des coefficients.

Ce filtre décorrélateur est alors appliqué pour tous les ordres supérieurs à 5, et pour tous les degrés supérieurs à 8. On estime alors par moindres carrés les paramètres α_i, tels que $\tilde{C}_{nm} = \sum_{i=n-\frac{w}{2}}^{i=n+\frac{w}{2}} \alpha_i C_{im}$ (i et m de même parité), pour tous les n>8 et m>5.

Les coefficients filtrés sont alors calculés en retranchant ce polynôme, c'est-à-dire la partie spatialement corrélée :

$$C_{nm}^{filtrés} = C_{nm} - \tilde{C}_{nm} \text{ pour } n>8 \text{ et } m>5$$

Le filtrage a été implémenté avec les paramètres de Duan et al. (2009), mais, afin de tester la sensibilité à ce paramétrage, un filtrage avec d'autres paramètres (k=2, degré minimum 12, $w = \max(8, 20e^{-m/30}+1)$) a été également été utilisé. Nous avons appelé ce paramétrage « paramétrage n°2». La largeur de la fenêtre d'estimation du polynôme est alors plus large, et le degré de celui-ci plus élevé que pour le paramétrage classique de Duan et al. (2009), ce qui implique que le paramétrage n°2 touche des échelles spatiales plus larges, mais en contrepartie il n'affecte pas les degrés inférieurs à 12.

Il convient de souligner que ce filtre décorrélateur est généralement utilisé en complément d'un filtre gaussien. Nous avons ici utilisé un filtre gaussien de rayon 500 km.

I.c.3 Remplacement des harmoniques de bas degré du potentiel de pesanteur

De par la nature de sa mesure, GRACE ne mesure pas les possibles variations temporelles du centre de masse de la Terre par rapport à son centre géométrique, autrement dit les variations temporelles du géocentre. De plus, à cause de la géométrie de leur orbite, de la courte distance qui les sépare et de l'imperfection du modèle de marées polaires utilisé (Chen et al., 2005), les satellites GRACE mesurent mal les variations temporelles du degré 2 du potentiel de pesanteur. Il est d'usage de remplacer, dans les géoïdes GRACE, les coefficients de degré 2 par des valeurs provenant de mesures SLR. C'est ce que nous avons fait pour le coefficient C_{20} des solutions CSR, GFZ, JPL et ITG. Pour la solution GRGS, les termes de degré 2 du potentiel sont dérivés des mesures provenant du satellite LAGEOS, utilisées lors de la phase d'inversion (Bruinsma et al., 2011).

Bilan : Calcul des surcharges et des déplacements associés

Afin d'être en mesure de comparer séries temporelles issues des mesures GRACE et séries temporelles GPS (voir paragraphe V), il est nécessaire de calculer les déplacements associés aux variations de potentiel de pesanteur issues des mesures de GRACE sur la période 2002-2010, pour chaque solution et chaque filtrage, premièrement, sur les stations GPS, et, deuxièmement, sur une grille de pas 1°x1° couvrant la majeure partie de l'Europe (25°N à 66° N et 12°W à 45°E, Figures IV.2 et IV.3). Nous avons pour cela utilisé la théorie de la gravito-élasticité développée par Farrell (1972) et décrite dans l'introduction de ce chapitre.
De la même façon, les variations temporelles de surcharge ont également été calculées sur cette même grille, afin d'y être comparées aux surcharges dérivées des modèles.

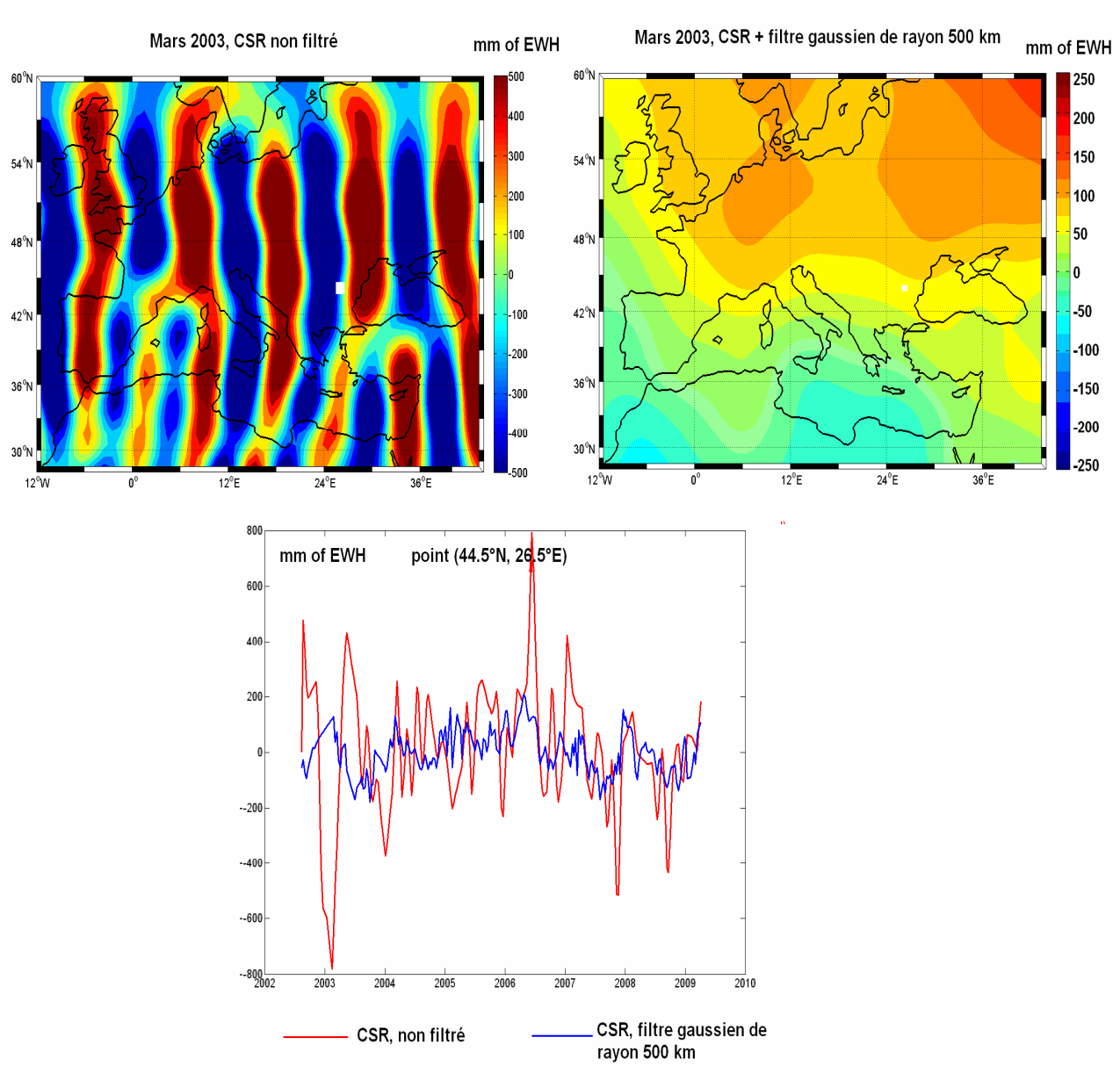


Figure IV.2 : Surcharges CSR provenant d'une solution mensuelles non filtrée (en haut à gauche) et filtrée (en haut à droite), et (en bas) séries temporelles associées au point de coordonnées 44.5°N, 26.5°E (attention les échelles de couleur des cartes ne sont pas les mêmes).

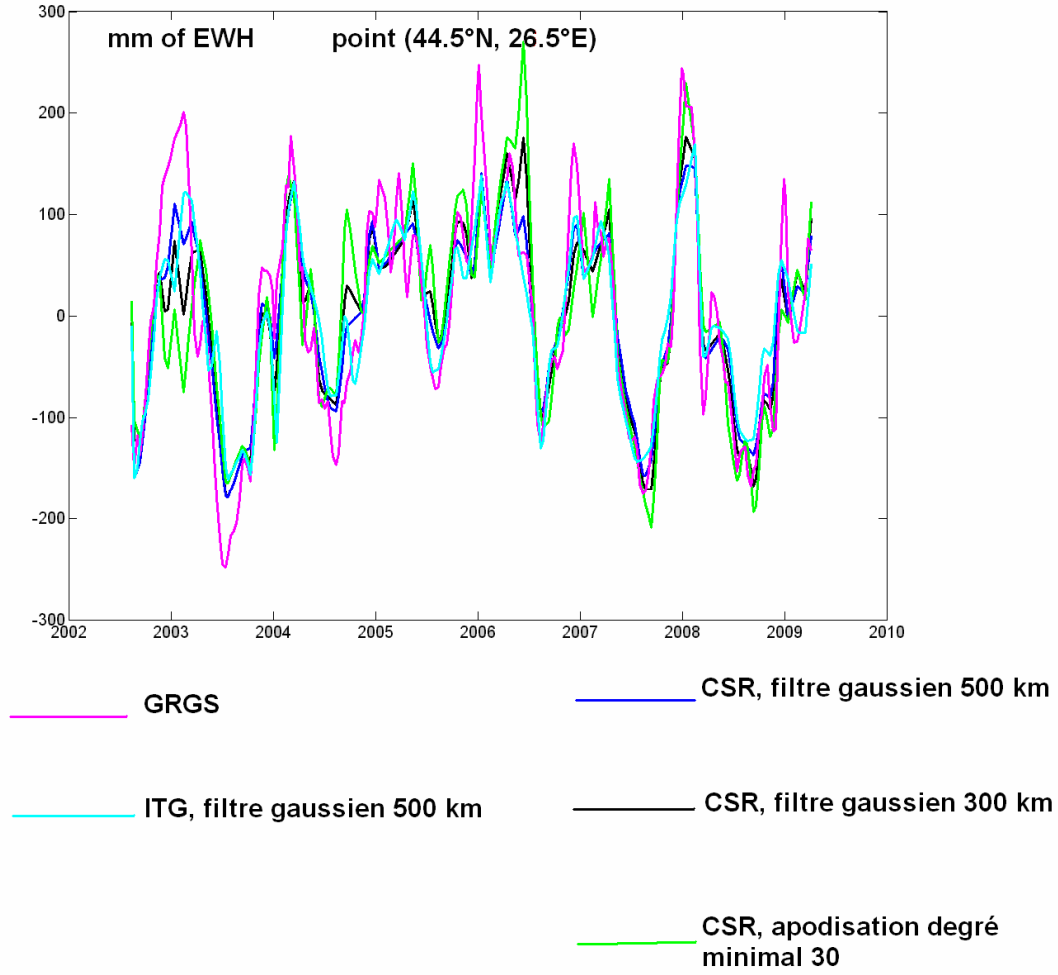
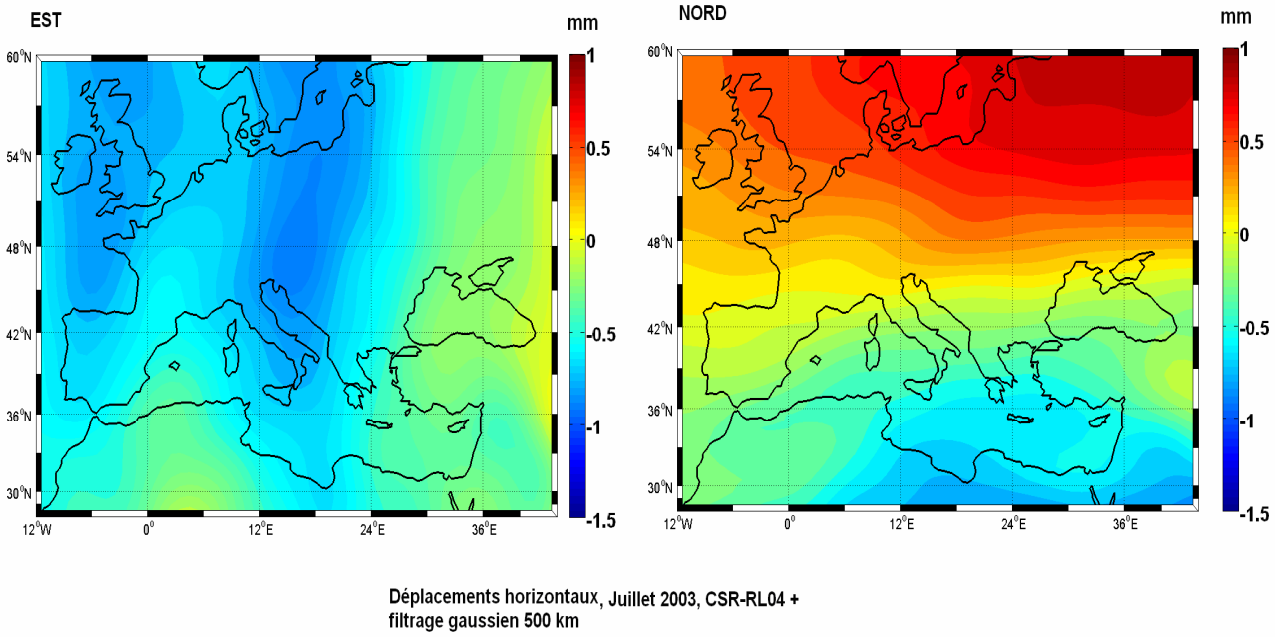


Figure IV.2b : Séries temporelles de surcharge au point de coordonnées 44.5°N, 26.5°E déduites de plusieurs solutions GRACE



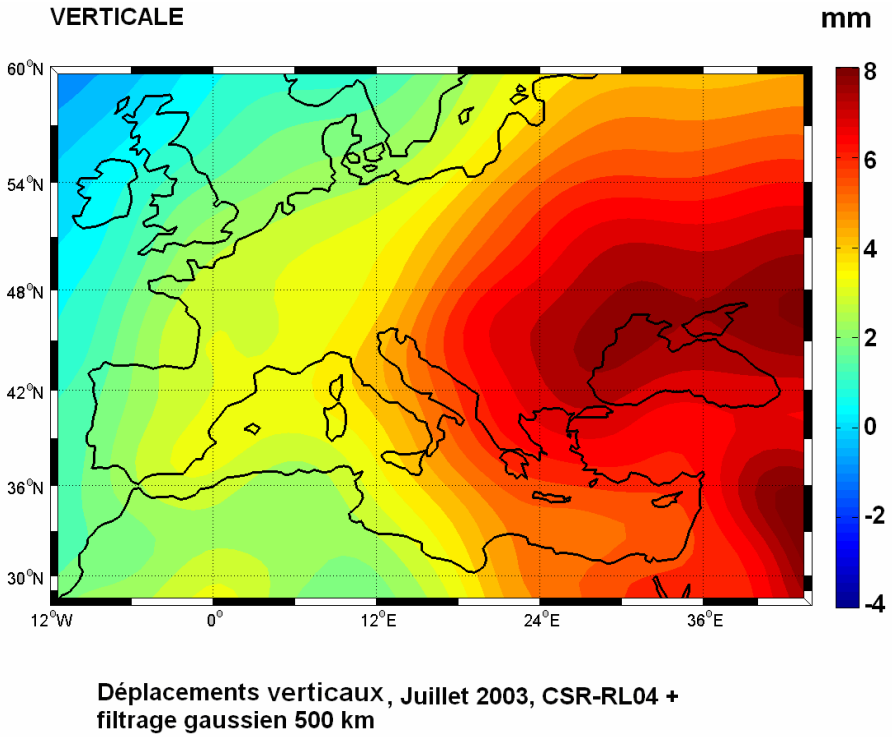


Figure IV.3 : Déplacements en mm, solution CSR, filtre gaussien 500 km, Juillet 2003 (unité : mm) ; Attention les échelles de couleur ne sont pas les mêmes pour les déplacements horizontaux et verticaux.

II. Les solutions GPS utilisées : description et traitements effectués

Afin de pouvoir les comparer aux séries provenant d'autres techniques de mesure ou de modèles, nous avons besoin des séries les plus longues et les plus homogènes possibles, et c'est pourquoi nous utilisons des séries temporelles de coordonnées de stations GPS permanentes issues de deux réanalyses homogènes décrites ci-dessous : une réanalyse dite « Européenne », et la solution ULR4.

II.a Les réseaux permanents

Les réseaux permanents GPS à l'échelle mondiale (réseau IGS), continentale (réseau European Permanent Network EPN) ou nationale (Réseau GPS Permanent RGP) se sont mis en place depuis une vingtaine d'années, principalement dans la cadre de projets opérationnels ou pour la constitution de systèmes de références globaux ou régionaux. Ils constituent une ressource de données inestimable pour les géophysiciens. La principale application scientifique des séries temporelles GPS concerne la déformation tectonique ou l'ajustement isostatique : en effet, les séries temporelles de position des stations GPS permanentes sont fréquemment utilisées par les tectoniciens, afin d'estimer les vitesses des plaques ou la déformation intra-plaques (Aktug et al., 2009, Vigny et al., 2011), ou encore la surrection liée au rebond post-glaciaire dans les zones concernées (Larsson et al., 2000). Dans ces deux cas, ce sont les tendances linéaires des séries temporelles qui sont étudiées. L'utilisation de stations permanentes a ainsi permis d'améliorer la précision de l'estimation des vitesses, d'étudier les déformations de la Terre dues aux effets co et post-sismiques, mais également de mettre en évidence l'apport des séries temporelles de déplacement pour l'étude du cycle de l'eau (Davis et al., 2004). En effet, la présence d'un signal annuel lié au cycle de l'eau dans les séries temporelles de position a été noté très tôt (Blewitt et al., 2001, van Dam et al., 2001). Ce signal a d'abord été étudié parce qu'il

biaisait l'estimation des vitesses (Blewitt et Lavallée, 2002). Une analyse plus fine de ces séries temporelles de positions a permis d'identifier les redistributions de masse d'eau comme étant la principale contribution aux variations temporelles de position verticales (van Dam et al., 2007, Tregoning et al., 2009) à l'échelle annuelle.

II.b Solution Européenne

II.b.1 Présentation

Le réseau permanent EUREF (appelé EPN pour EUREF Permanent Network) est né en 1995, pour la maintenance du Repère Européen de Référence Terrestre (European Terrestrial Reference Frame, ETRF). Les stations du réseau, actuellement au nombre de 246, sont réparties sur tout le continent européen et sur ses régions avoisinantes (Maghreb, Proche-Orient). La structure comporte plusieurs centres de données et centres d'analyses qui, respectivement, archivent et calculent leurs solutions hebdomadaires sur un sous-réseau, qu'ils transmettent ensuite au centre de combinaison à l'Observatoire Royal de Belgique (ORB), qui est chargé de combiner les différentes solutions de chaque centre d'analyse pour calculer une solution EUREF officielle. L'un des projets portés par EUREF est également la réanalyse intégrale du réseau, sans passer par une quelconque combinaison des données des différents centres d'analyse.
C'est l'une de ces réanalyses, non officielle, que nous avons utilisée. Celle-ci a été calculée à l'ORB par Juliette Legrand. Elle sera notée par la suite solution (ou réanalyse) européenne. Ses caractéristiques sont résumées dans le Tableau IV.2.

II.b.2 Mise en référence globale

Utiliser en l'état la solution européenne n'est pas recommandé. En effet, le fait que toutes les stations soient concentrées en Europe est un facteur limitant pour la mise en référence, et est donc une source de dégradation de l'estimation des positions et des vitesses. Ceci est particulièrement notable sur la composante verticale, et à l'échelle annuelle. En effet, la qualité de la mise en référence dépend fortement du choix des stations utilisées pour celle-ci, et particulièrement de leur répartition géographique. Legrand et al. (2012) ont ainsi montré que sur un réseau régional, le signal annuel était sous-estimé de près de 30% en moyenne par rapport au signal annuel obtenu en utilisant les mêmes paramètres de calcul, mais avec un réseau réparti de façon homogène à la surface de la Terre lors de la mise en référence. Cette sous-estimation s'explique par le fait qu'une grande partie des effets annuels étant communs à toutes les stations du réseau, ceux-ci sont « absorbés » par les paramètres de transformation issus de l'alignement des solutions hebdomadaires sur l'ITRF.
La réanalyse du réseau EPN, malgré son nombre de stations, n'est donc pas adaptée à une comparaison directe avec des données satellitaires. Néanmoins, elle possède un atout de poids : le nombre de stations. C'est pour cette raison qu'il nous a semblé réaliste de tirer tout de même parti de la densité de stations sur le continent Européen du réseau EPN.
Pour cela nous avons combiné les solutions hebdomadaires de la réanalayse d'EPN avec les solutions hebdomadaires provenant d'une solution GPS globale. Cette combinaison consiste à estimer sur les stations communes, les paramètres de transformation entre les repères hebdomadaires de la solution régionale et de la solution globale, et à appliquer ces paramètres à la solution régionale de façon à ce que toutes les coordonnées des stations de la solution européenne soient exprimées dans un repère proche de celui de la solution globale, pour ainsi se défaire de l'effet de réseau. Nous avons choisi comme solution globale la solution IGb (Rebischung, 2011b). Il s'agit d'une combinaison, réalisée au sein de du centre de combinaison IGS de l'IGN, de différentes réanalyses fournies par les centres d'analyse IGS. La stratégie retenue est décrite dans le paragraphe II.d.

II.c La solution ULR4

La deuxième solutions GPS utilisée est la solution ULR4 (Santamaria-Gomez et al., 2011). Il s'agit d'une solution globale, comprenant 316 stations, qui a été calculée à l'Université de la Rochelle. Les principales caractéristiques de ce calcul, qui utilise le logiciel Gamit 10.34 et la stratégie des doubles différences, sont résumées dans la table IV.2. Cette solution se différencie de la solution régionale Européenne présentée dans la section précédente sur certains points :

- Il s'agit d'une solution globale, calculée à partir de sous-réseaux dynamiques répartis de façon homogène à la surface de la Terre. La stratégie utilisée par Santamaria-Gomez et al. (2011) consiste alors à diviser, pour chaque jour de données, l'ensemble des stations du réseau en plusieurs sous-réseaux choisis de façon automatique afin de couvrir de façon optimale la surface de la Terre. Ces réseaux ne sont pas toujours les mêmes, et sont fonction du nombre de données disponibles. Cette méthode permet d'optimiser la couverture spatiale de la Terre tout en évitant de possibles biais liés à la forme de ces sous-réseaux. Les solutions journalières de chacun de ces sous-réseaux, calculées de façon indépendante avec un paramétrage propre à la solution (voir tableau), sont ensuite combinées entre elles avec le logiciel Globk. Les solutions journalières du réseau complet ainsi obtenues sont ensuite combinées en solutions hebdomadaires avec Globk, puis cumulées en une solution long-terme, en utilisant la stratégie des contraintes minimales[8], avec le logiciel CATREF. Elles sont alors alignées sur l'ITRF à partir de 68 stations reconnues pour leur fiabilité et leur stabilité, et ayant un maximum de données disponibles.
- Les délais troposphériques zénithaux *a priori* ont été modélisés en utilisant des paramètres de pression, température et humidité calculés à partir du modèle atmosphérique ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts). Les ZWD sont réestimés toutes les deux heures. Les fonctions de projection alors utilisées pour calculer les délais totaux sont les composantes sèche et humide de la Vienna Mapping Function (VMF). Ce paramétrage est considéré comme davantage optimal que celui utilisé pour la modélisation des délais troposphériques dans la solution EPN (voir table IV.2).
- Les orbites des satellites et les paramètres d'orientation de la Terre sont réestimés durant le calcul, à partir des valeurs *a priori* issues des calculs définitifs de l'IGS.

Nous utilisons dans ce travail directement les séries temporelles issues du cumul final et alignées sur l'ITRF 2005. Celles-ci sont déjà corrigées des discontinuités et des points aberrants. Nous avons ensuite exprimé les coordonnées des stations dans l'ITRF 2008 (voir chapitre III) en appliquant les paramètres de transformation adéquats[9]. Aucune autre correction n'a été appliquée. Sur l'Europe, nous avons gardé les stations d'ULR4 possédant au moins 75% de données hebdomadaires disponibles sur la période allant de début 2002 à fin 2009, ce qui représente 36 stations.
Malgré le fait que les paramètres de calcul de la solution ULR soient meilleurs que ceux de la solution régionale, cette dernière possède trois fois plus de stations disponibles sur notre zone d'intérêt. De plus, les stations y sont mieux réparties sur l'ensemble de l'Europe que pour la solution ULR4, dans laquelle les stations côtières sont en partie privilégiées[10].

Bilan

Solution	***Solution européenne***	***ULR4***
Logiciel	Bernese 5,0	Gamit 10,34
réseau de stations	réseau Européen (245 stations)	réseau mondial (316 stations)
orbites et paramètres de rotation terrestre	fixés aux valeurs finales calculées par l'IGS	ré-estimés durant le calcul
session de calcul	1 jour	1 jour
angle de coupure	5°	10°

[8] Voir chapitre III
[9] Disponibles sur le site de l'ITRF http://itrf.ensg.ign.fr/doc_ITRF/Transfo-ITRF2008_ITRFs.txt
[10] Ceci provenant du fait que cette solution ait été calculée dans le cadre du projet TIGA, dont l'un des buts consiste à corriger les mesures marégraphiques du mouvement vertical de la croûte terrestre.

pondération des observations	en fonction de la station et de l'élévation du satellite	en fonction de l'élévation lors d'une première inversion, et en fonction de la dispersion des résidus par station lors d'une seconde itération.
retard ionosphérique	combinaison "iono-free" de L1 et L2. Effets du second et troisième ordre négligés	combinaison "iono-free" de L1 et L2. Effets du second et troisième ordre négligés
retard troposphérique (ZHD *a priori*)	modèle Standard Pressure and Temperature (SPT)	modèle ECMWF
retard troposphérique (fonction de projection)	Niell mapping Function (NMF)	Vienna mapping Function (VMF1)
retard troposphérique zénithal humide (ZWD)	Estimés	Estimés toutes les deux heures
gradients troposphériques (Est-Ouest et Nord-Sud)	Estimés (2 par jour et par station)	Estimés (2 par jour et par station)
modèle de marées océaniques	FES 2004	FES 2004
modèle de marées terrestres	voir conventions IERS 2003	voir conventions IERS 2003
modèle de marées polaires	voir conventions IERS 2003	voir conventions IERS 2003
prise en compte des marées atmosphériques	Non	Non
décalage des centres de phase des antennes	IGS05.atx	IGS05.atx
mise en référence	combinaison hebdomadaire avec la solution IGS, puis alignement sur l'ITRF2008 en deux temps (1 : estimation de la position et de la vitesse long terme, 2 : alignement sur l'IGS core)	combinaison journalière de sous-réseaux dynamiques avec Globk, alignement sur l'ITRF2005 (contraintes minimales) puis combinaison hedbomadaire (Globk) et cumul (CATREF) puis tranformation dans l'ITRF 2008

Table IV.2 : Principales caractéristiques des solutions GPS utilisées.

II.d Traitement des données

II.d.1 Calcul de la solution Européenne combinée

Les solutions hebdomadaires issues d'un calcul GPS par doubles-différences sont dites libres, et sont exprimées dans un repère de référence mal connu. Elles sont donc habituellement mises en référence dans l'ITRF 2008 (voir chapitre III, section II.a.5).
Le problème de la solution régionale est que, justement, cette mise en référence ne peut pas être optimale (section II.b). La solution Européenne est donc mal mise en référence dans l'ITRF 2008. Ce problème n'est pas rencontré pour les solutions IGS hebdomadaires que nous avons utilisées. En pratique, celles-ci sont déjà alignées sur l'ITRF2008, mais seulement en orientation car trois rotations seulement sont estimées.
Pour combiner les solutions hebdomadaires de la réanalyse européenne et de l'IGS, nous avons suivi la stratégie décrite par Collilieux et al. (2011), afin de limiter au maximum les artefacts dus à la mise en référence. Cette combinaison a été effectuée avec le logiciel CATREF (Altamimi, 2007), et consiste en trois étapes :
- la première est la combinaison des solutions hebdomadaires. Pour cela, nous estimons sept paramètres de transformation entre les repères hebdomadaires de la solution résultante, appelée solution combinée, et ceux des solutions régionale et globale. Ces sept paramètres sont calculés à partir des stations communes, et sont choisis de façon à minimiser la transformation entre le repère de

la solution combinée et celui de la solution IGb, de façon à ce que le repère de la solution combinée soit le plus proche possible de celui de la solution globale. Les coordonnées dans le repère combiné s'expriment alors comme :

$$\begin{pmatrix} X_{comb} \\ Y_{comb} \\ Z_{comb} \end{pmatrix} = \frac{1}{2}\left[\begin{pmatrix} X_{EUR} \\ Y_{EUR} \\ Z_{EUR} \end{pmatrix} + A.\theta_{EUR} + \begin{pmatrix} X_{GLOB} \\ Y_{GLOB} \\ Z_{GLOB} \end{pmatrix} + A.\theta_{GLOB} \right]$$

, où θ_{GLOB} est contraint à être nul par l'application d'une contrainte forte à σ_{GLOB}.

- la deuxième étape consiste à estimer la position moyenne et la vitesse de chaque station, en cumulant les solutions hebdomadaires combinées en une solution long-terme. Ce cumul consiste à estimer 6 paramètres entre la solution long-terme et chacune des solutions hebdomadaires combinées calculées à l'étape précédente. Les facteurs d'échelle ne sont ici pas estimés, conformément aux préconisations de Tregoning et van Dam (2005) et Collilieux (2008) qui ont montré que l'estimation d'un facteur d'échelle lors du cumul menait à une sous-estimation des effets de charge, qui étaient « absorbés » par le facteur d'échelle. Ces coordonnées long-terme s'expriment alors comme :

$$\begin{pmatrix} X^{long}{}_{comb}(t) \\ Y^{long}{}_{comb}(t) \\ Z^{long}{}_{comb}(t) \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} X_{comb}(t_0) \\ Y_{comb}(t_0) \\ Z_{comb}(t_0) \end{pmatrix} + \begin{pmatrix} \dot{X}^{long}{}_{comb}(t_0) \\ \dot{Y}^{long}{}_{comb}(t_0) \\ \dot{Z}^{long}{}_{comb}(t_0) \end{pmatrix}.(t - t_0) + A_{comb}.\theta_{comb}\,,$$

où $\begin{pmatrix} X_{comb}(t_0) \\ Y_{comb}(t_0) \\ Z_{comb}(t_0) \end{pmatrix}$ est la position moyenne, $\begin{pmatrix} \dot{X}^{long}{}_{comb}(t_0) \\ \dot{Y}^{long}{}_{comb}(t_0) \\ \dot{Z}^{long}{}_{comb}(t_0) \end{pmatrix}$ la vitesse long-terme, qui sont estimées à l'époque centrale t_0 et où θ_{comb} est estimé chaque semaine.

Cette étape nécessite d'éliminer toutes les discontinuités et un nombre maximal de points faux. Pour cela, on adopte une démarche itérative qui consiste à effectuer un premier cumul avant de compléter la liste des discontinuités. Une fois celle-ci complète, un second alignement est réalisé. Nous ajoutons également à cette étape une contrainte sur les vitesses, qui doivent être les mêmes avant et après chaque discontinuité. Cela implique que la vitesse d'une station soit la même sur toute la plage de données. Il s'agit d'une hypothèse forte, particulièrement en cas de gros séismes suivis par des effets post-sismiques importants. Etant donné que l'Europe a peu été confrontée à ce genre d'évènements durant notre période d'étude (2002-2010), sauf sur la station de l'Aquila (mais le séisme étant situé à la mi-2009 ces effets affecteront peu les déplacements sur la période d'intérêt), et sur celle de Gebze près d'Izmit (Turquie), cette approximation est justifiée. Cette contrainte nous permettra de mettre plus clairement en évidence de possibles mouvements inter-annuels.

- la troisième étape consiste à calculer les séries temporelles de coordonnées des stations en alignant sous contraintes minimales la solution combinée sur l'*IGS core*, un sous-réseau stable de stations de l'IGS dont les coordonnées dans l'ITRF2008 sont bien connues, et réparties de façon très homogène à la surface de la Terre (Rebischung et al., 2011). Les positions moyennes et les vitesses estimées lors de l'étape précédente sont alors utilisées. Six paramètres de transformation pour les positions sont alors estimés, le facteur d'échelle n'étant pas considéré. Le mouvement apparent du géocentre, donné par les translations entre solutions, est donc retiré, de façon à ce que la solution cumulée soit exprimée par rapport au centre du réseau « moyen ». Etant donné la répartition homogène des stations de l'IGS core, celui-ci est assimilé au centre de Figure de la Terre.

La solution résultante est appelée solution régionale (ou Européenne) combinée. On a alors :

$$\begin{pmatrix} X_{comb}(t) \\ Y_{comb}(t) \\ Z_{comb}(t) \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} X_{comb}(t_0) \\ Y_{comb}(t_0) \\ Z_{comb}(t_0) \end{pmatrix} + \begin{pmatrix} \dot{X}_{comb}(t_0) \\ \dot{Y}_{comb}(t_0) \\ \dot{Z}_{comb}(t_0) \end{pmatrix} .(t - t_0) + A_{comb} . \theta_{comb_IGScore} + \begin{pmatrix} \Delta X_{comb}(t) \\ \Delta Y_{comb}(t) \\ \Delta Z_{comb}(t) \end{pmatrix}$$

où $\theta_{comb_IGScore}$ n'est estimé que sur les stations de l'IGS core, et où :

$$A_{comb} = \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 & 0 & Z_{comb}(t_0)+\dot{Z}_{comb}(t_0).(t-t_0) & -Y_{comb}(t_0)-\dot{Y}_{comb}(t_0).(t-t_0) \\ 0 & 1 & 0 & -Z_{comb}(t_0)-\dot{Z}_{comb}(t_0).(t-t_0) & 0 & X_{comb}(t_0)+\dot{X}_{comb}(t_0).(t-t_0) \\ 0 & 0 & 1 & Y_{comb}(t_0)+\dot{Y}_{comb}(t_0).(t-t_0) & -X_{comb}(t_0)-\dot{X}_{comb}(t_0).(t-t_0) & 0 \end{pmatrix}$$

Les paramètres de la transformation sont donnés par :

$$\theta_{comb_IGScore}(t) = \left(T_X^{comb_IGScore}(t) \quad T_Y^{comb_IGScore}(t) \quad T_Z^{comb_IGScore}(t) \quad R_X^{comb_IGScore}(t) \quad R_Y^{comb_IGScore}(t) \quad R_Z^{comb_IGScore}(t) \right)^T$$

$\begin{pmatrix} \Delta X_{comb}(t) \\ \Delta Y_{comb}(t) \\ \Delta Z_{comb}(t) \end{pmatrix}$ sont les résidus de l'alignement. Ce sont eux qui forment les séries temporelles de déplacement étudiées.

Au final, nous disposons donc des séries temporelles de positions de toutes les stations IGS et EUREF dans un repère aligné sur l'ITRF 2008 à partir de *l'IGS core*. Cette solution résultante est appelée solution européenne combinée. Nous considérons par la suite toutes les stations Européennes ayant plus de 75% de données disponibles sur la période début 2002- fin 2009, ce qui représente 110 stations en Europe.
Pour la solution ULR4, comme expliqué dans la section II.c, la mise en référence a déjà été effectuée et les séries sont déjà exprimées dans l'ITRF2008.

II.d.2 Correction des points aberrants ou divergents, des discontinuités et des trous dans les séries temporelles

A. Discontinuités

Pour la solution ULR4, les deux premiers points ont déjà traités par Santamaria-Gomez et al. (2011).
Les discontinuités dans les séries issues d'une réanalyse homogène peuvent avoir des causes diverses :

- Mouvements « réels » soudains de la croûte terrestre, notamment les tremblements de terre (Figure IV.4).
- Déplacement non lié à un déplacement de la croûte terrestre. C'est typiquement un mouvement dû à une déformation de la monumentation ou du bâtiment sur lequel est installée la station.
- Changement dans l'environnement local ne correspondant pas à un déplacement. Un changement soudain à proximité d'une station (nouveau bâtiment, voie de transports) peut favoriser l'apparition ou la disparition soudaine de masques ou de multitrajets et ainsi affecter la séries (Dong et al., 2002).
- Changement dans les paramètres de traitement, par exemple changement d'antenne non pris en compte dans le traitement ou alors pris en compte de façon erronée.

Isoler les discontinuités dans le signal est toujours intéressant, que ce soit pour les étudier (par exemple dans le cas d'un séisme) ou, comme dans notre cas, pour les supprimer dans les séries afin d'étudier des phénomènes plus lents. Par ailleurs, la détection des discontinuités est nécessaire à un alignement optimal sur l'ITRF.
A partir des séries temporelles de la solution européenne combinée, qui déjà prenaient en compte un certain nombre de discontinuités, en grande partie issues de la liste des discontinuités de l'IGS 08 améliorée (Collilieux, communication personnelle), nous avons recensé manuellement toutes les discontinuités subsistantes, selon plusieurs critères :
- être visible dans les séries d'au moins 2 des 3 composantes (Est, Nord et Verticale), auxquelles on avait préalablement soustrait la vitesse estimée ainsi qu'un signal annuel approximatif (estimé sans prendre en considération d'éventuelles nouvelles discontinuités),
- sur au moins une composante avoir une amplitude trois fois supérieure à l'écart-type σ des coordonnées (débarrassées donc de la tendance et de l'annuel) cinq semaines avant et cinq semaines après ce saut.
L'amplitude du saut a été estimée comme étant la différence entre la moyenne des coordonnées cinq semaines avant et cinq semaines après ce saut.

$$\sum_{i=n-5}^{n-1}\begin{pmatrix} dE_{detr-annuel}(i) \\ dN_{detr-annuel}(i) \\ dH_{detr-annuel}(i) \end{pmatrix} - \sum_{i=n}^{n+4}\begin{pmatrix} dE_{detr-annuel}(i) \\ dN_{detr-annuel}(i) \\ dH_{detr-annuel}(i) \end{pmatrix} > \frac{3}{2}\left(\sigma\begin{pmatrix} dE_{detr-annuel}(i=n-5:n-1) \\ dN_{detr-annuel}(i=n-5:n-1) \\ dH_{detr-annuel}(i=n-5:n-1) \end{pmatrix} + \sigma\begin{pmatrix} dE_{detr-annuel}(i=n:n+4) \\ dN_{detr-annuel}(i=n:n+4) \\ dH_{detr-annuel}(i=n:n+4) \end{pmatrix}\right)$$

A partir de ce test et de la détection visuelle des discontinuités, le logiciel Tsview (Massachusetts Insitute of Technology) a été utilisé pour prendre en compte ces discontinuités lors du cumul et de l'alignement avec CATREF.

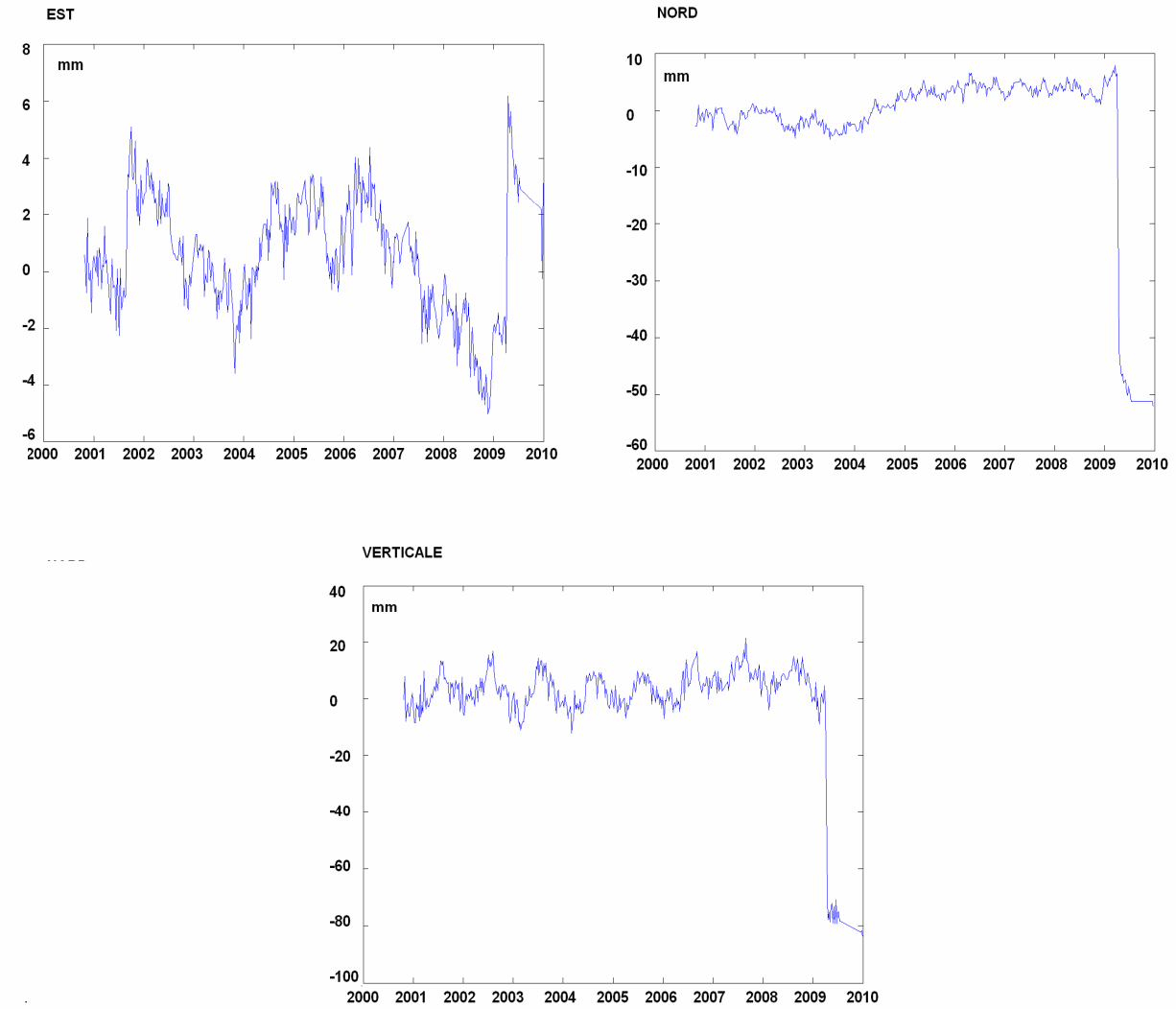


Figure IV.4 : Exemple de discontinuité avant correction dans une série temporelle (tremblement de terre de L'Aquila). Attention les échelles ne sont pas les mêmes sur les trois composantes.

Si la discontinuité remplit la condition décrite ci-dessus, ses caractéristiques (date, amplitude du saut) sont ajoutées à la liste des discontinuités originale, et un nouveau cumul est réalisé pour estimer la position et la vitesse long-terme. Habituellement, les coordonnées et vitesses de chaque section de série sont estimées indépendamment mais nous avons imposé que les vitesses long-terme soient les mêmes pour toutes les sections d'une même station, afin de ne pas biaiser le signal inter-annuel éventuellement présent dans les séries.
La stratégie utilisée pour la détection des discontinuités pour la solution ULR4 pouvant être différente, il peut apparaître sur certaines stations communes aux solutions Européenne combinée et ULR4 des différences dues au fait que certaines discontinuités ont été corrigées dans une solution mais pas dans l'autre.

B. Points aberrants ou divergents

Une fois les séries cumulées débarrassées de leurs discontinuités, il convient de nettoyer les séries résiduelles de tous les points aberrants ou divergents. Bien que lors de l'étape finale d'alignement, les points dont les résidus normalisés sur les paramètres de transformation étaient supérieurs à 5 aient été nettoyés, il subsiste des points manifestement aberrants ou trop divergents par rapport au reste de la série. Nous avons considéré comme aberrant ou divergent dans les séries résiduelles, débarrassées des discontinuités, de la vitesse long-terme et du signal annuel tout point satisfaisant les conditions suivantes :

$$\begin{pmatrix} dE_{\det r-annuel}(i) \\ dN_{\det r-annuel}(i) \\ dH_{\det r-annuel}(i) \end{pmatrix} - \frac{\sum_{j=i-5}^{i-1} \begin{pmatrix} dE_{\det r-annuel}(j) \\ dN_{\det r-annuel}(j) \\ dH_{\det r-annuel}(j) \end{pmatrix}}{5} > 4\sigma \begin{pmatrix} dE_{\det r-annuel}(i-5:i-1) \\ dN_{\det r-annuel}(i-5:i-1)) \\ dH_{\det r-annuel}(i-5:i-1)) \end{pmatrix}$$

$$\text{et} \begin{pmatrix} dE_{\det r-annuel}(i) \\ dN_{\det r-annuel}(i) \\ dH_{\det r-annuel}(i) \end{pmatrix} - \frac{\sum_{j=i+1}^{i+5} \begin{pmatrix} dE_{\det r-annuel}(j) \\ dN_{\det r-annuel}(j) \\ dH_{\det r-annuel}(j) \end{pmatrix}}{5} > 4\sigma \begin{pmatrix} dE_{\det r-annuel}(i+1:i+5) \\ dN_{\det r-annuel}(i+1:i+5)) \\ dH_{\det r-annuel}(i+1:i+5)) \end{pmatrix}$$

, où σ est l'écart-type de la portion de série concernée, qui est donc d'une longueur de 5 semaines.

Le choix de prendre 5 points avant et après ainsi qu'un facteur de 4 sigmas a été choisi de façon empirique à partir de séries tests. Nous avons donc appliqué ce processus de détection de manière itérative jusqu'à ne plus détecter visuellement de points aberrants.

C. Valeurs manquantes dans les séries

Selon les applications, nous avons identifié deux cas pour remédier ou non aux plages temporelles sans données qui peuvent exister dans les séries temporelles :

- soit les séries temporelles GPS sont utilisées sur chaque station indépendamment (calcul de corrélation, de signaux annuels). Dans ce cas, les indicateurs ont été calculés uniquement sur les semaines disponibles.
- soit les séries temporelles GPS sont utilisées de façon globale, comme un bloc de données. C'est par exemple le cas lorsque des Analyses en Composantes Principales (voir chapitre VI) sont réalisées sur les données. Il faut alors disposer de données les plus homogènes possibles, afin de les stocker dans une matrice de dimensions fixes. Cela ne pose pas ou peu de problèmes pour GRACE et les modèles, où seulement quelques dates isolées peuvent être manquantes. C'est plus problématique pour les séries GPS, où, bien que 75% des semaines soient disponibles, il peut subsister des plages importantes de données manquantes. Dans ce cas là, et uniquement dans ce cas là, les « trous » dans les séries GPS sont remplacés par la valeur du signal annuel (calculé sur la série entière et uniquement sur les semaines disponibles) à la date considérée. Cette opération permet également de ne pas créer un signal inter-annuel artificiel en remplaçant les valeurs manquantes par des valeurs nulles, par exemple.

Bilan

Nous disposons donc de déplacements GPS sur les trois composantes (Est, Nord, Verticale), issus de d'une solution appelée européenne combinée et des déplacements verticaux de la solution ULR4 (Figure IV.5). Ces deux solutions comportent respectivement 110 et 36 stations dans notre zone d'intérêt. Les séries ont été débarrassées des discontinuités, points faux et tendances.

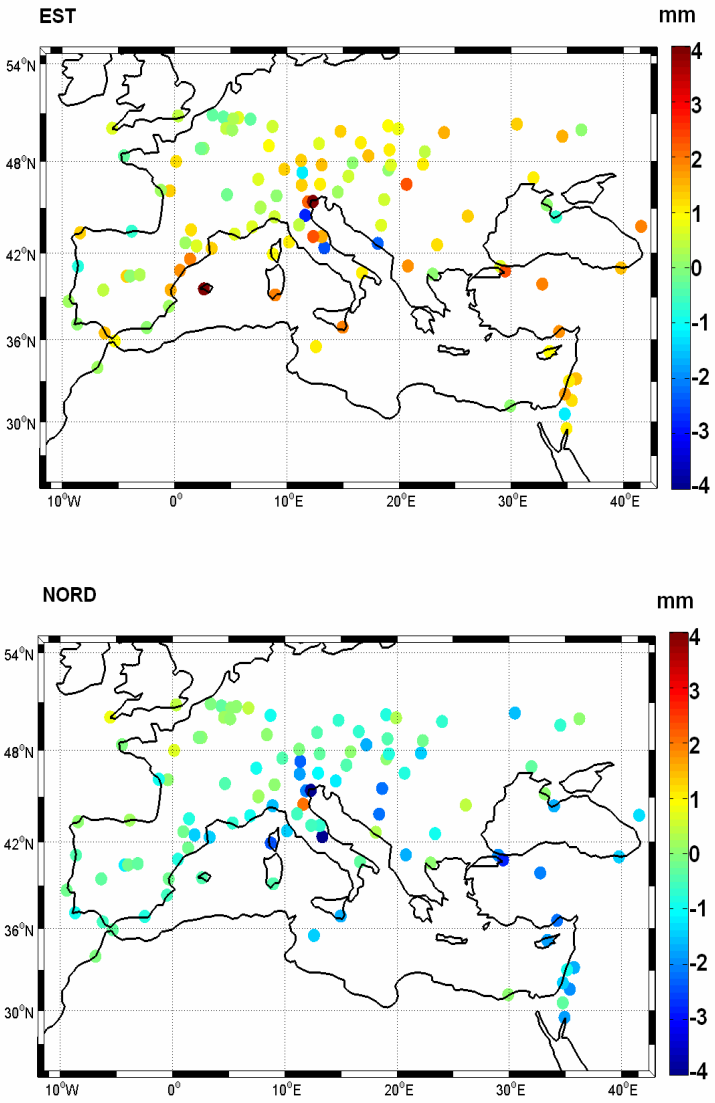


Figure IV.5a : Déplacements horizontaux GPS en Juillet 2003 (solution Européenne combinée).

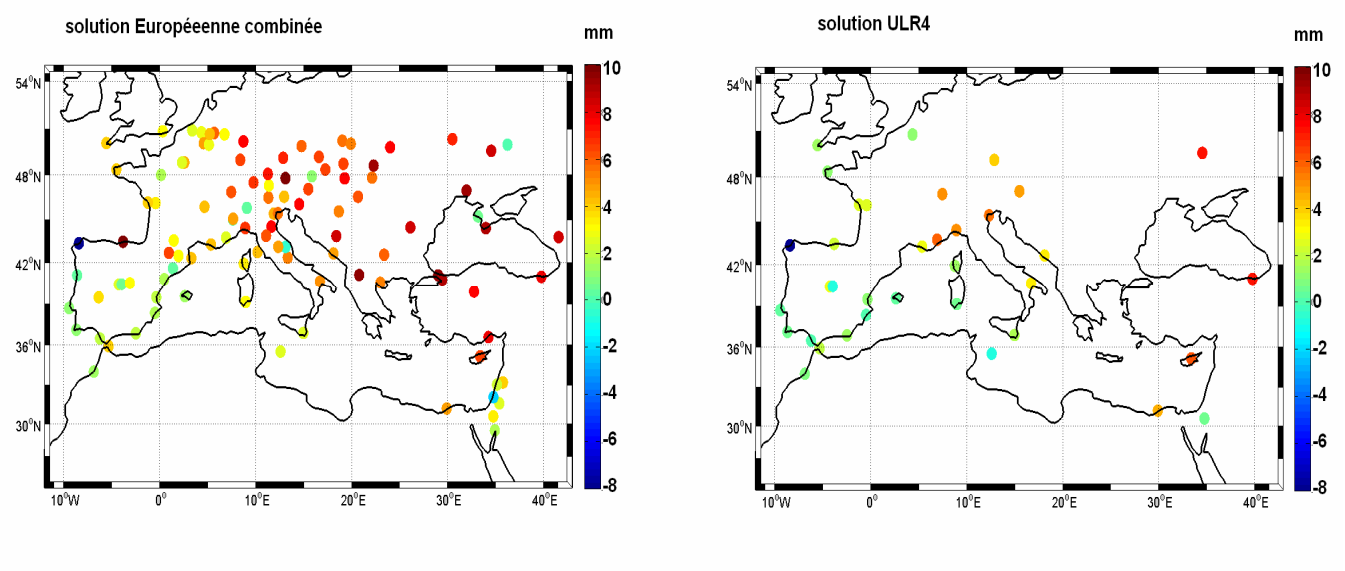


Figure IV.5b. : Déplacements verticaux GPS en Juillet 2003 (droite : ULR4, gauche : solution Européenne combinée).

III. Les modèles de circulation globaux : caractéristiques et calcul des séries temporelles associées

III.a Cas des modèles hydrologiques

III.a.1 Modèles utilisés

Deux modèles de circulation hydrologique ont été utilisés : GLDAS (Rodell et al., 2004) et WGHM (Döll et al., 2003).

A. Le modèle GLDAS/NOAH (Rodell et al., 2004)

Le modèle GLDAS (Global Land Data Assimilation System) a été développé en partenariat entre la NASA (Goddard Space Flight Center), et l'office météorologique américain, le NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration).

Les forçages utilisés par les modèles hydrologiques en général ont été présentés dans le chapitre II. Ceux spécifiquement utilisés par le modèle GLDAS sont résumé en Table IV.4. Ainsi, le forçage atmosphérique s'appuie sur différents modèles en fonction de la période considérée, mais, depuis 2000, c'est la réanalyse NOAA/GDAS qui est utilisée. Les autres paramètres d'entrée du modèle GLDAS sont principalement des données de végétation (classification de l'Université du Maryland , issue de mesures MODIS notamment), différents paramètres de description des sols (texture, porosité, couleur, pourcentage de sable, pourcentage d'argile) issus de la base de Reynolds et al. (1999) et un modèle d'élévation.

De nombreux paramètres de sortie sont calculés par GLDAS (voir Tableau IV.3). Le TWS total est la somme de trois d'entre eux :

- La masse d'eau contenue dans le sol, en subsurface, en kg/m²
- La teneur en eau de la canopée en kg/m²

- La masse d'eau contenue dans la neige en kg/m²

Par ailleurs, nous utilisons également, de manière indépendante, les données de température de surface, de précipitations et d'évaporation.

Plusieurs simulations de GLDAS existent : NOAH, CLM, MOSAIC et VIC. Ces quatre LSM (Land Surface Models) sont très légèrement différents les uns des autres. Les paramètres de forçage et de sortie ne sont pas tout à fait les mêmes. Nous utilisons ici la simulation NOAH (Rodell et al., 2004), qui a la meilleure résolution spatiale. Les paramètres décrits précédemment sont fournis toutes les 3 heures, sur une grille globale de pas 0.25°. Néanmoins, des moyennes mensuelles sont aussi fournies pour ceux qui, comme nous, s'intéressent davantage aux variations moyennes et long-terme de ces paramètres. L'une des principales caractéristiques de la solution NOAH est que la subsurface, c'est-à-dire la couche située entre 0 et 2 mètres de profondeur, est divisée en quatre couches superposées.

Données en sortie de GLDAS NOAH	**Unités**	**Nombre de couches**
Runoff en surface	kg/(m².s)	1
Runoff en subsurface	kg/(m².s)	4
Flux de chaleur dans le sol	W/m²	1
Température de surface	K	1
Pluviométrie	kg/(m².s)	1
Chute de neige	kg/(m².s)	1
Fonte de neige	kg/(m².s)	1
Contenu en eau de la subsurface	kg/m²	4
Température de la subsurface	K	4
Contenu en eau de la canopée	kg/m²	1
Hauteur de neige équivalente	kg/m²	1
Evapotranspiration	kg/(m².s)	1
Magnitude du vent à proximité de la surface	m/s	1
Température de l'air à proximité de la surface	K	1
Pression de surface	Pascals	1

Table IV.3 : Quelques paramètres en sortie du modèles GLDAS/NOAH. Les sorties qui ont été utilisées d'une manière ou d'une autre dans ce travail sont indiquées en grisé.

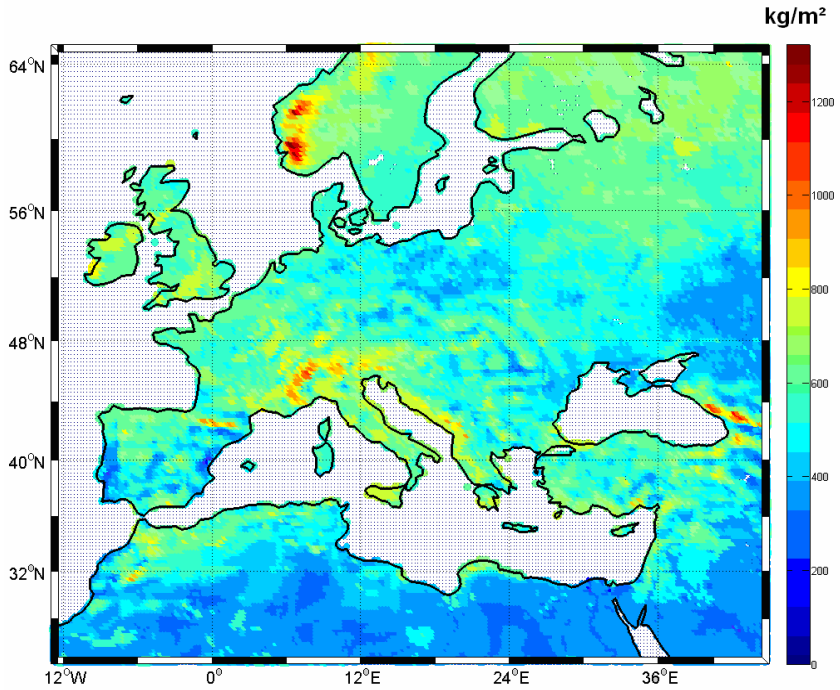


Figure IV.6 : Surcharge totale issue de GLDAS, Juin 2007 (kg/m²).

Note : GLDAS ne couvre que les continents.

B. Le modèle WGHM (Döll et al., 2003)

Le modèle WGHM diffère assez peu de GLDAS sur sa conception, mais modélise en plus le contenu en eau des grands réservoirs de surface, des principales zones humides (marais). Les principaux forçages connus sont listés en table IV.4.

Contraintes	**GLDAS NOAH 025**	**WGHM**
Pluviométrie	Assimilation de données issues de données satellitaires et sol : PERSIANN , CMAP, CMORPH (NOAA/CPC), TRMM (NASA/GSFC)	modèles issus de données satellitaires et/ou couplés à des pluviomètres au sol
Atmosphère (y compris température de surface)	Modèles GDAS (NCEP), GEOS (NASA/GSFC), ECMWF	ECMWF
Rayonnements	Assimilation de données issues de mesures de l'instrument MODIS,	
Paramètres		
Végétation	MODIS (Classification des types de végétation UMD, moyennes mensuelles de Leaf Area Index et Canopy Greenness)	
Sols	Reynold, Jackson and Rawls (1999)	
Caractéristiques principales	Stockage hydrologique (TWS) de subsurface	Stockage hydrologique (TWS) de subsurface + grands réservoirs de surface+ zones humides majeures
Résolution spatiale	0,25°	0,5°
Résolution temporelle utilisée	1 mois	1 mois

Table IV.4 : Principaux forçages et principales données assimilées par les modèles hydrologiques utilisés

III.a.2 Calcul des surcharges

Afin de calculer les déplacements associés aux surcharges, le TWS total du modèle GLDAS, calculé sur une grille régulière de pas 0.25°, est développé en harmoniques sphériques jusqu'au degré 400.
Pour WGHM, les valeurs de TWS en kg/m² sont fournies sur une grille régulière de pas 0.5° qui est développée en harmoniques sphériques jusqu'au degré 400 également.
Les déplacements sont ensuite calculés sur les stations GPS et sur la même grille de pas régulier couvrant l'Europe que les données GRACE. Pour le calcul des surcharges destinées à être comparées à celels déduites des données GRACE, nous avons appliqué un filtrage gaussien de Jekeli (1981) de rayon 500 km aux modèles, afin d'être cohérent avec GRACE en termes de résolution spatiale.

III.b Les modèles de circulation océanique et les données d'altimétrie satellitaire

III.b.1 Les modèles océaniques utilisés

A. Le modèle ECCO (Fukumori, 2002)
Le projet ECCO (Estimating the Circulation and Climate of the Oceans) a débuté en 1998 dans le cadre du WOCE (World Ocean Circulation Experiment) ; son but est de modéliser et de prédire l'évolution temporelle de l'état des océans. De nombreuses simulations existent pour le modèle ECCO, toutes basées sur le modèle d'océan développé par le Massaschusets Institute of Technology (le modèle MITgcm), mais qui diffèrent par leurs résolutions spatiales et temporelles, les données assimilées et la façon dont elles sont intégrées dans le modèle, la période de disponibilité ou encore le nombre de couches sur lesquelles l'océan est modélisé. Plusieurs organismes sont partie prenante du projet ECCO, et chacun d'entre eux développe sa solution ECCO. Parmi ces organismes, il y a le SIO (Scripps Insititution of Oceanography) et le JPL (Jet Propulsion Laboratory). C'est une solution calculée par le JPL que nous avons utilisée ici. En effet, le JPL est le seul à distribuer des données ECCO jusqu'en 2012. Parmi les simulations calculées par le JPL, celle que nous avons choisie utilise un filtre de Kalman pour l'assimilation des données. Les sorties, parmi lesquelles on trouve l'OBP, la SSH, les vitesse des courants, la température ou la salinité, sont calculées tous les 10 jours sur une grille de pas 1°x1°, sauf entre les latitudes de 10° Nord et 10° Sud où son pas diminue jusqu'à 0.3°. 46 niveaux de profondeur sont disponibles, de la surface jusqu'à 150 m de profondeur pour la température et la salinité. Parmi les données assimilées, les grilles de SSH interpolées à 0.5° par Aviso ont été utilisées pour la hauteur de mer. Le forçage atmosphérique par les vents de surface et les échanges de masse avec l'atmosphère se base sur les sorties du modèle NCEP.

B. La simulation GLORYSV1 du modèle Mercator
Les modèle français Mercator est un modèle de circulation océanique barocline, qui, comme ECCO, se base sur l'assimilation de données, notamment d'altimétrie spatiale et de mesures *in-situ*. Mercator est un consortium auquel participent plusieurs organismes français, Météo France, le SHOM, l'IRD (Institut de Recherche pour le Développement), le CNRS et l'Ifremer. Son but est la description opérationnelle en temps réel et la prévision de la variabilité océanique. Plusieurs simulations calculées par Mercator existent. Nous avons utilisé la réanalyse Glorys (Global Ocean Reanalysis and Simulations) version 1, dont la résolution spatiale est irrégulière, de l'ordre du quart de degré, et la résolution temporelle journalière, et qui est constituée de 50 couches allant de 1 à 500 mètres de profondeur. Cette simulation assimile des données du même type qu'ECCO (altimétrie grillée Aviso, mesures *in-situ* de température et salinité issue de la base CORA-02 puis Coriolis), mais ses échanges avec l'atmosphère sont forcés par la solution ERA-Interim de l'ECMWF alors que la température de surface assimilée est issue du modèle NCEP. Le but de cette simulation est de fournir un modèle qui soit la fois cohérent avec la physique de l'océan décrite dans les équations d'évolution spatio-temporelle des paramètres, et proche des mesures qui restent une source d'information primordiale. Pour cela, les données sont assimilées en utilisant une version adaptée du filtre de Kalman dit de rang

réduit (Pham et al., 1998), et le modèle physique utilisé est le système NEMO (Nucleus for European Modelling of the Ocean), basé, comme le modèle MITgcm pour ECCO, sur les équations primitives.

III.b.2 Traitement des données

Les grilles d'OBP d'ECCO et de Mercator, qui sont globales mais de pas irrégulier, sont interpolées à l'aide de splines sur des grilles de pas régulier 1° (Figure IV.7). Ces grilles d'OBP sont ensuite converties en surcharge, puis développées en harmoniques sphériques jusqu'au degré 200. Les déplacements sont alors calculés, premièrement sur les stations GPS, et, deuxièmement, sur la même grille que GRACE.
Pour le calcul des surcharges, nous avons appliqué un filtrage gaussien de Jekeli (1981) de rayon 500 km aux modèles, afin d'être cohérent avec GRACE en terme de résolution spatiale. Les surcharges océaniques ainsi obtenues ont été calculées sur la même grille que les surcharges GRACE.

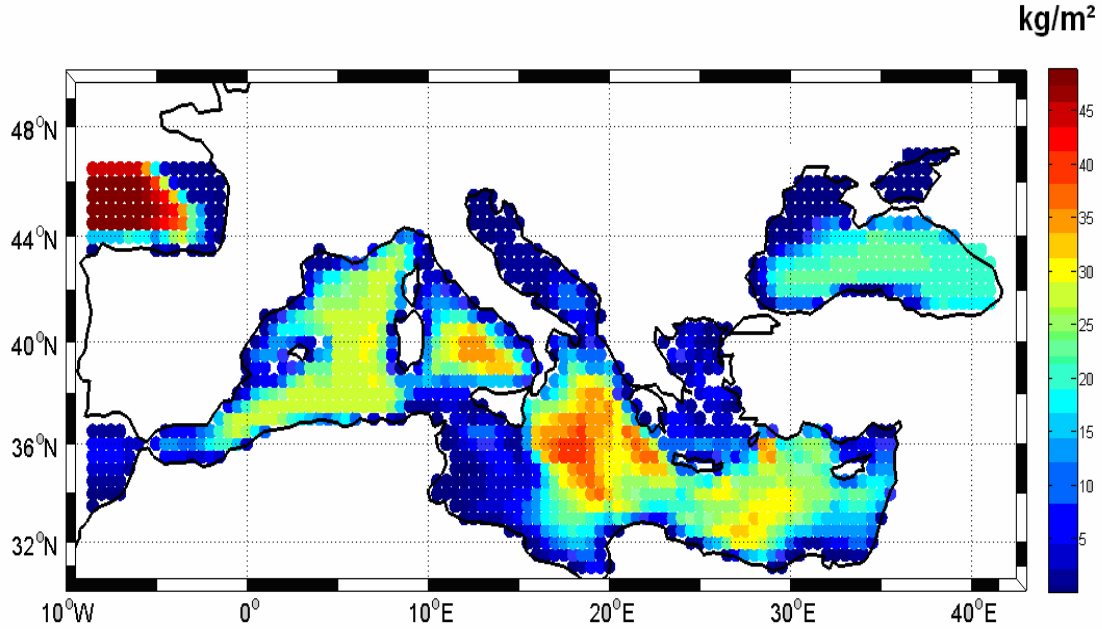


Figure IV.7 : Surcharge associée à l'OBP issue du modèle Mercator, avant interpolation sur une grille régulière (kg/m²).

III.c Les modèles de circulation atmosphérique

III.c.1 Traitements

Nous avons utilisé les déplacements calculés à partir de la réanalyse NCEP/NCAR par Petrov et Boy (2004). Les pressions atmosphériques au sol de cette réanalyse (Kalnay et al., 1996) sont produites à un pas de 2.5° en latitude et en longitude et un échantillonnage temporel de 6 heures. L'hypothèse du baromètre inversé y est appliquée au-dessus des océans. Le problème de l'échantillonnage temporel à 6 heures est qu'il correspond justement à la fréquence de Nyquist des marées atmosphériques semi-diurnes S2 (Petrov et Boy, 2004). Pour cela, il n'est pas possible de les éliminer par un filtrage temporel simple. Petrov et Boy (2004) ont alors utilisé le modèle de Ponte et Ray (2002) pour modéliser les effets diurnes S1 (qui sont également potentiellement biaisés par l'échantillonnage de NCEP), et semi-diurnes S2, des marées atmosphériques. Ces marées ont ensuite été retirées aux séries temporelles de pression issues de NCEP, avant d'être converties en déplacements. Ces déplacements horizontaux et verticaux dus à la surcharge atmosphérique sont calculés par Petrov et Boy (2004) dans le centre des masses de la Terre en utilisant la théorie de Love, sur la même grille de pas 2.5°.

Les déplacements aux stations GPS et aux nœuds de la grille de pas 1° que nous avons utilisée ont alors été interpolés dans ces grilles à l'aide de splines.

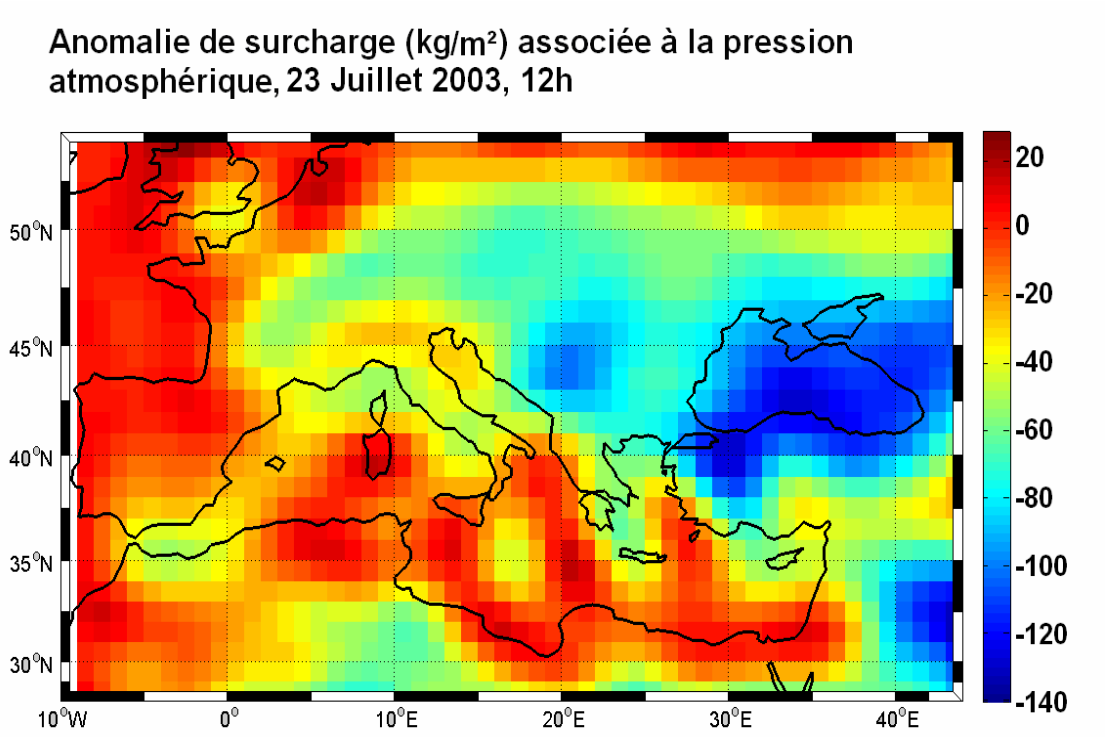


Figure IV.8: Anomalie de surcharge en kg/m² associée à la pression atmosphérique du modèle NCEP

Pour calculer la surcharge atmosphérique, les grilles de déplacements verticaux de Petrov et Boy (2004) ont été converties en harmoniques sphériques de surcharge jusqu'au degré 80, en utilisant la théorie de Love. Les surcharges résultantes ont alors été calculées sur la même grille de pas 1°x1° que GRACE (Figure IV.8). Etant donné la résolution spatiale (250 km environ, soit assez proche de celle de GRACE), nous n'avons pas appliqué de filtrage spatial aux surcharges atmosphériques, contrairement aux surcharges océaniques et hydrologiques.

Bilan

Une fois les séries temporelles de surcharge et de déplacement issues de chacune des trois contributions (hydrologie continentale, océan et atmosphère) débarrassées de leurs périodes inférieures à un mois, de leurs moyennes et de leurs tendances, elles sont interpolées aux mêmes dates et sommées.
Nous disposons alors pour chacune des quantités (surcharges et déplacements) de séries temporelles issues de quatre combinaisons :

- GLDAS + ECCO + NCEP
- GLDAS + Mercator + NCEP
- WGHM + ECCO + NCEP
- WGHM + Mercator + NCEP

IV. Mise en cohérence des séries temporelles de déplacement des techniques et des modèles

Désormais, on utilisera systématiquement le terme « technique » pour les sources d'information, c'est-à-dire, indifféremment les modèles de surcharge ou les mesures géodésiques, et le terme « solution » pour chaque solution obtenue pour une technique donnée. Par exemple, GRACE est une « technique », et CSR est une « solution », de la même manière que la combinaison d'un modèle océanique, d'un modèle atmosphérique et d'un modèle hydrologique est une "technique" et la combinaison de GLDAS de ECCO et de NCEP est une "solution".
Nous disposons donc notamment des séries temporelles de déplacement calculées à partir de :

- 10 solutions GRACE (GRGS, ITG, GFZ, JPL et CSR, sur laquelle six méthodes de filtrage ont été testées), pour lesquelles on dispose des séries temporelles de déplacement et de surcharge.
- 4 combinaisons de modèles, pour lesquelles on dispose des séries temporelles de déplacement et de surcharge.
- des déplacements provenant de 2 solutions GPS, l'une possédant 36 stations (solution ULR4), l'autre 110 (solution européenne combinée).

Avant de pouvoir analyser conjointement les données entre elles, il est nécessaire de savoir s'il est en pratique justifié de les comparer. Bien que mesurant ou modélisant *a priori* en partie le même signal, les mesures GRACE, GPS et les sorties des modèles sont trois quantités physiques différentes (un potentiel, un déplacement et une surcharge), de résolutions spatiales et temporelles différentes.

IV.a Contenu des séries

Pour comparer ces séries temporelles de déplacement, il est nécessaire d'effectuer quelques traitements sur les séries temporelles :

- Le retrait des tendances dans toutes les séries (principalement à cause de la présence des déplacements séculaires liés à la tectonique des plaques dans les séries GPS et des éventuels effets liés au rebond post-glaciaire),
- Le retrait de toutes les périodes inférieures au mois dans les solutions ayant un échantillonnage temporel plus rapide (solutions GPS, modèles océaniques et atmosphériques, solution GRACE/GRGS),
- L'interpolation les déplacements aux mêmes dates, choisies comme étant les dates centrales de chaque semaine GPS, et le retrait de toutes les périodes inférieures à 1 mois (le mois est la résolution temporelle de la plupart des solutions GRACE et des modèles GLDAS et WGHM),
- L'expression des séries temporelles de déplacement dans un système de référence cohérent. Ce dernier point est l'objet de la section IV.b.

IV.b Déformations de degré 1

La principale différence entre les systèmes de référence dans lequel sont exprimés, d'une part, les déplacements associés à GRACE et aux modèles, et, d'autre part, les déplacements issus du GPS, concerne l'origine du repère.
Le mouvement apparent du géocentre, c'est-à-dire la translation entre l'origine de la solution GPS hebdomadaire et sa moyenne, a été retiré lors de la phase de cumul. La solution GPS est donc référée par rapport au centre géométrique du réseau sur lequel les paramètres de transformation du cumul ont été estimés. Celui-ci étant basé sur les stations de *l'IGS core*, qui ont été choisies pour leur stabilité et couverture homogène de la surface de la Terre, le centre du réseau est proche du centre de figure de la Terre, noté CF (Collilieux et al., 2011).

Au contraire, les géoïdes GRACE sont exprimés par rapport au centre des masses de la Terre. Afin de comparer les déplacements GRACE et GPS, il convient donc d'exprimer les déplacements associés aux effets de charge estimés à partir des solutions GRACE dans le CF (Tregoning et al., 2009, Nahmani et al., 2012). Pour cela, un modèle de géocentre, issu par exemple des mesures SLR ou de combinaison de modèles de circulation, est utilisé. Nous avons ici opté pour celui calculé par Swenson et al. (2008) à partir de la combinaison de sorties de modèles océaniques et atmosphériques et de données GRACE. Ce modèle de géocentre, décrivant le déplacement du CM par rapport au CF, est déjà exprimé en tant que coefficients de Stokes de degré 1 du potentiel de pesanteur (ftp://podaac.jpl.nasa.gov/allData/tellus/L2/degree_1/). Cette contribution est alors rajoutée à la contribution de degré 1 au potentiel déduite des produits de dealiasing, et réinjectée dans le développement en harmoniques sphériques des géoïdes GRACE. Les déplacements résultants sont alors calculés en utilisant les nombres de Love de degré 1 dans le CF. La relation entre le déplacement du géocentre en coordonnées cartésiennes et sa contribution au potentiel de pesanteur est donnée par (Crétaux et al., 2002, Collilieux, 2008) :

$\begin{pmatrix} X_{geo} \\ Y_{geo} \\ Z_{geo} \end{pmatrix} = r \begin{pmatrix} C_{11} \\ S_{11} \\ C_{10} \end{pmatrix}$, où $\begin{pmatrix} X_{geo} \\ Y_{geo} \\ Z_{geo} \end{pmatrix}$ sont les déplacements du géocentre (CM par rapport au CF par convention) en coordonnées cartésiennes, et $\begin{pmatrix} C_{11} \\ S_{11} \\ C_{10} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} C_{11}^{Swenson} \\ S_{11}^{Swenson} \\ C_{10}^{Swenson} \end{pmatrix} + \begin{pmatrix} C_{11}^{ocean} \\ S_{11}^{ocean} \\ C_{10}^{ocean} \end{pmatrix} + \begin{pmatrix} C_{11}^{atmosphere} \\ S_{11}^{atmosphere} \\ C_{10}^{atmosphere} \end{pmatrix}$, où $\begin{pmatrix} C_{11}^{Swenson} \\ S_{11}^{Swenson} \\ C_{10}^{Swenson} \end{pmatrix}$ sont la contribution aux coefficients de Stokes du modèle de géocentre de Swenson et al. (2008), $\begin{pmatrix} C_{11}^{ocean} \\ S_{11}^{ocean} \\ C_{10}^{ocean} \end{pmatrix}$ celle du modèle de dealiasing océanique et $\begin{pmatrix} C_{11}^{atmosphere} \\ S_{11}^{atmosphere} \\ C_{10}^{atmosphere} \end{pmatrix}$ celle du modèle de dealiasing atmosphérique (produits AOD).

Les surcharges associées aux modèles sont, en théorie, exprimées dans le repère centré sur le centre de masses de la Terre Solide (CE) (Dong et al., 2002), qui diffère, toujours selon Dong et al. (2002) de moins de 2% du CF. Il serait donc possible d'utiliser le déplacement associé aux modèles, qui serait alors calculé avec les nombres de Love associés dans un repère dont l'origine est très proche du CF. Toutefois, deux problèmes apparaissent :

- les déplacements atmosphériques sont, eux, exprimés par Petrov et Boy (2004) dans le CM.
- le mouvement du CE par rapport au CM calculé à partir des modèles implique que la masse totale soit conservée (Clarke et al., 2005). Or la conservation de cette masse totale (atmosphère + océans + hydrologie) n'est pas assurée. Selon Clarke et al. (2005), les mouvements du CE par rapport au CM, et donc ceux du CF par approximation, issus de la somme des trois modèles parmi ceux utilisés serait alors *a priori* biaisée. Il n'est donc pas assuré que les déplacements associés à la somme des modèles soit exprimés de façon précise dans le CE.

Pour remédier à ces deux problèmes, et également afin d'être cohérent avec GRACE et avec GPS, nous adoptons la stratégie suivante : les déplacements associés aux surcharges hydrologiques, océaniques et atmosphériques sont calculés dans le CF en suivant la même stratégie que pour GRACE. Pour chacune de ces contributions, le degré 1 de la surcharge est calculé à partir du modèle de géocentre de Swenson et al. (2008), reinjecté dans le développement en harmoniques sphériques de la

charge, et les déplacements associés à chaque contribution sont alors calculés dans le CF, avant d'être sommés.

Ainsi, tous les déplacements sont exprimés dans un système de cohérent centré sur le CF de la Terre (Figure IV.9).

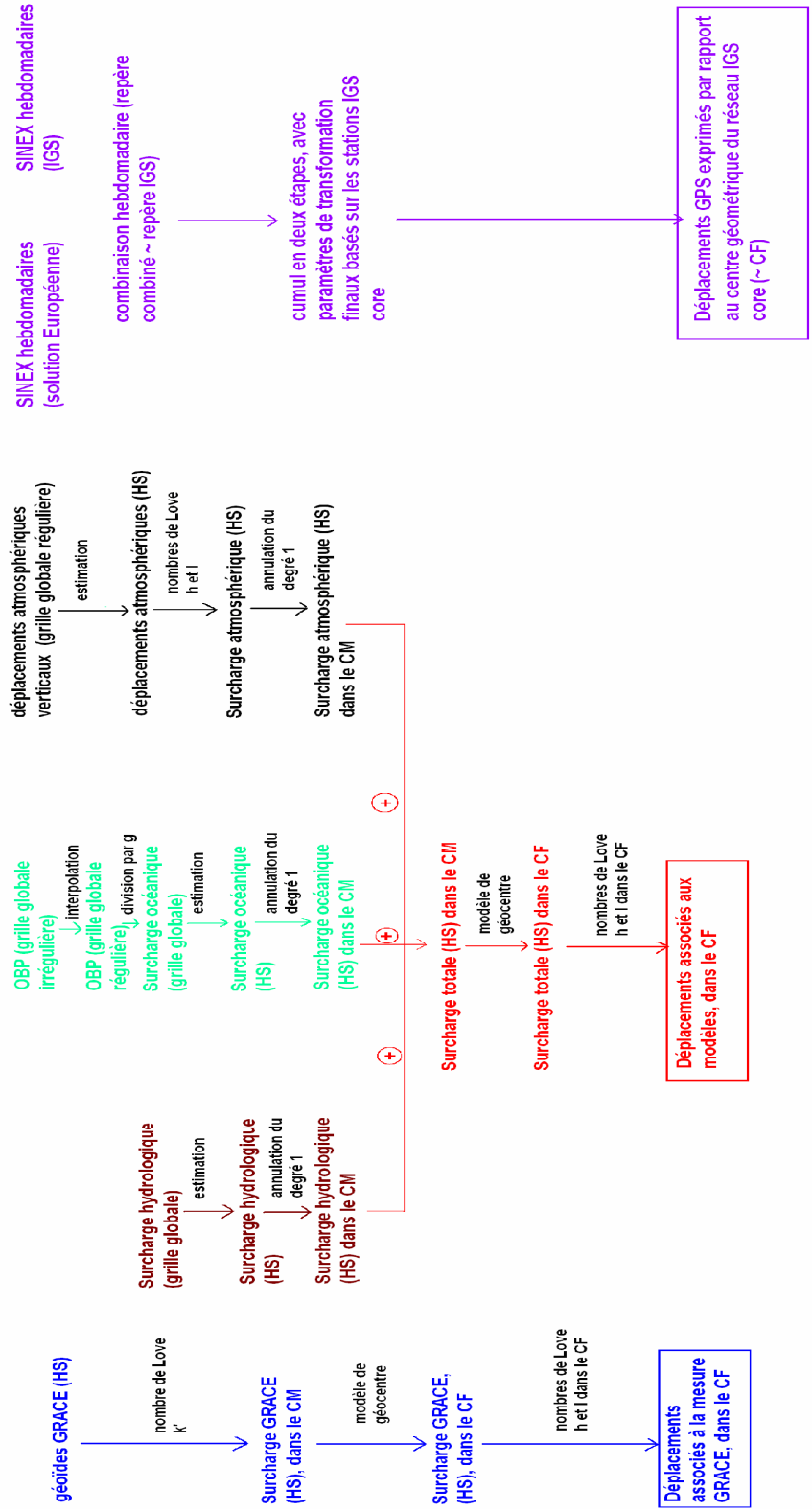


Figure IV.9 : Résumé schématique des opérations de post-traitement des différentes données et modèles.

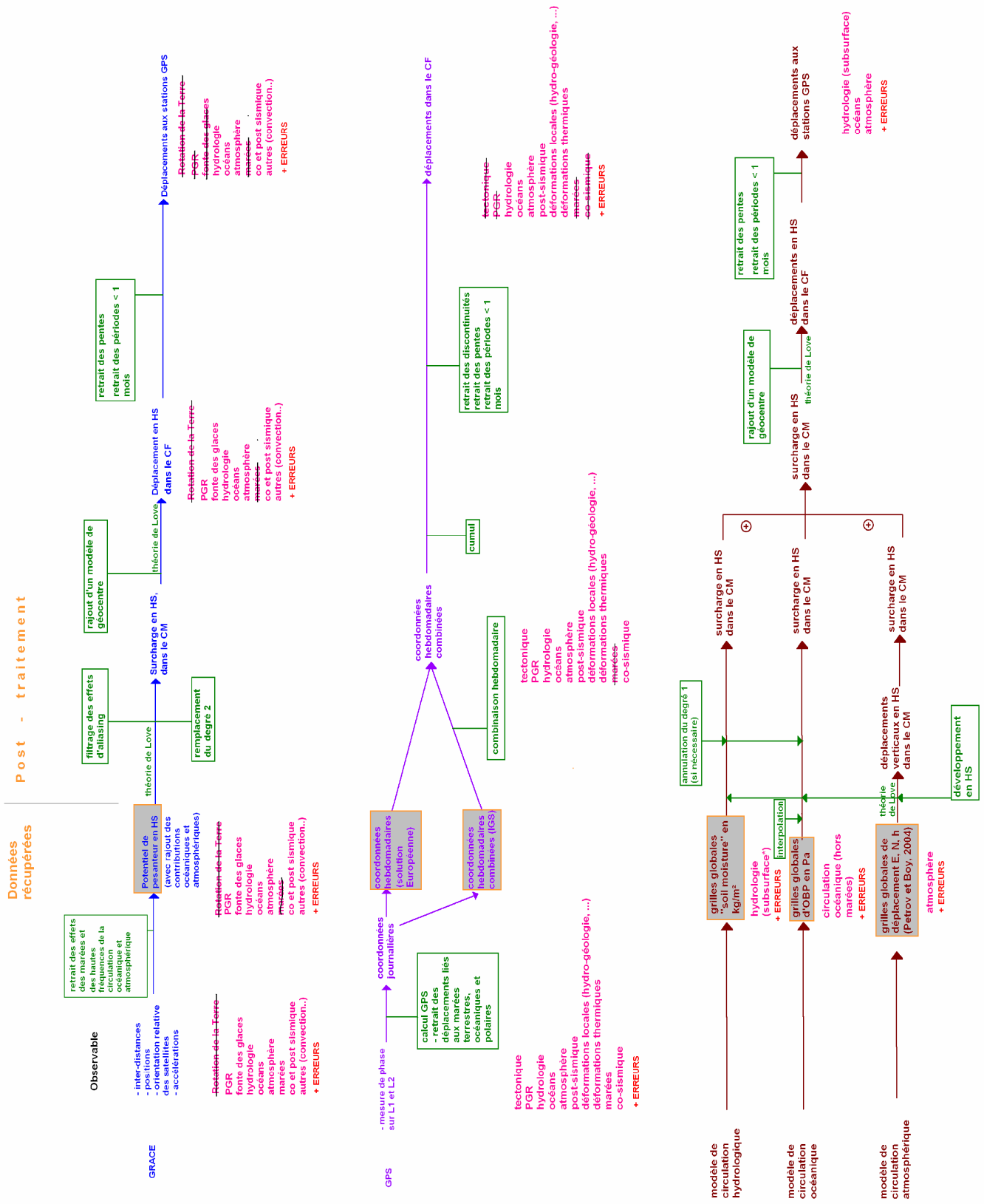


Figure IV.10 : Résumé de la phase de traitement des données. En rose est indiqué le contenu géophysique des séries finales. En gris et encadré en orange sont indiquées les données telles que nous les récupérons. (: seulement pour GLDAS).*

IV.c. Déformations induites par des charges de haut degré

La Figure IV.10 résume les traitements effectués et montre en outre que, du fait des différentes opérations, la principale contribution subsistant dans les séries de déplacement est la surcharge. Il faut cependant noter que GRACE, le GPS et les modèles de surcharge diffèrent par leur résolution spatiale. En particulier, GRACE a une résolution spatiale de l'ordre de 400km, alors que la mesure du GPS est ponctuelle et de résolution en théorie infinie. Toutefois, la fonction de transfert associée au passage de la surcharge au déplacement rend *a priori* leur comparaison possible, étant donné que cette fonction de transfert agit comme un filtre passe-bas.

Vérifions cette assertion en analysant le déplacement induit par une charge de résolution spatiale inférieure à celle de GRACE, charge qui serait donc en théorie associée à un déplacement dans les séries temporelles GPS mais pas dans les séries GRACE.

Pour cela, nous nous basons sur la surcharge issue de GLDAS, dont la résolution au sol est de 25 km environ, donc largement inférieure à la sensibilité de GRACE, et légèrement supérieure à celle du GPS. Nous ne considérons que cette contribution hydrologique, étant donné que le modèle atmosphérique (de résolution 250 km) n'est pas assez résolu pour isoler de telles charges locales.

Nous avons calculé, sur l'ensemble de l'Europe, les déplacements verticaux associés à la charge hydrologique du modèle GLDAS à pleine résolution (25 km), et celle associée à la charge de ce même modèle, mais sur lequel un filtre gaussien de Jekeli (1981) de rayon 500 km, le même exactement que celui utilisé pour les données GRACE, a été appliqué. La résolution du modèle GLDAS filtré se rapproche ainsi de celle de GRACE.

La différence entre les déplacements verticaux associés à la charge de GLDAS filtré et non-filtré correspond donc aux déplacements associés à des charges de résolution spatiale comprises entre 25 et 500 km, donc difficilement détectables *a priori* par GRACE, mais mesurables par GPS.

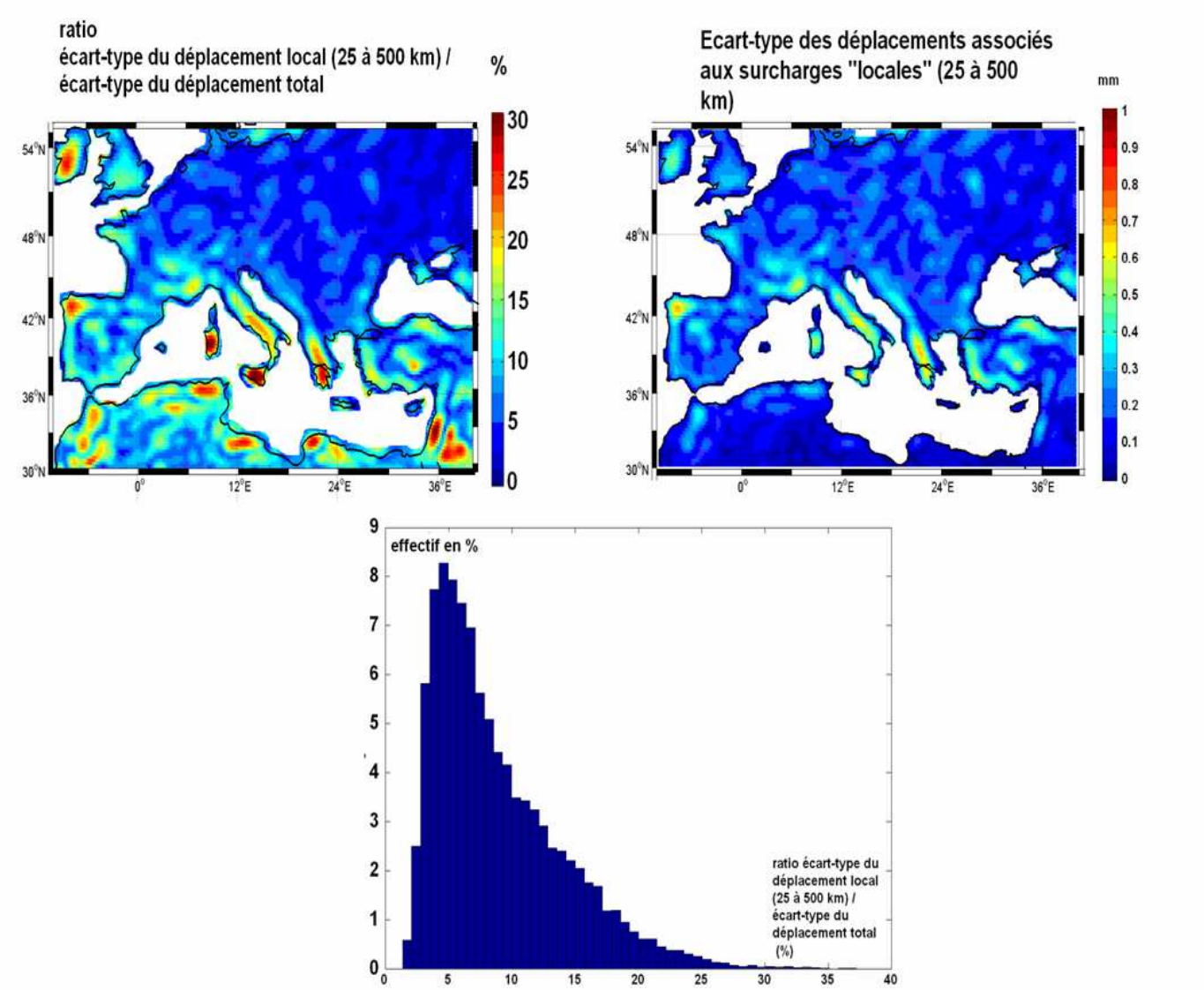


Figure IV.11: En haut à gauche : Pourcentage des déplacements (en écart-type) induits par les surcharges comprises entre 25 et 500 km de résolution par rapport aux déplacements totaux.

En haut à droite :Ecart-type en mm des déplacements induits par les surcharges comprises entre 25 et 500 km de résolution.

En bas : Histogramme des ratios de la figure en haut à gauche.

Le résultat (Figure IV.11) montre que l'écart-type maximal des déplacements verticaux induits par les effets hydrologiques modélisés dans GLDAS entre les résolutions spatiales de 25 et 500 km peuvent dépasser 0.5 mm dans certaines régions montagneuses (Alpes, Apennins, Alpes Dinariques, Taurus, chaîne Pontique). Le cas de la Sicile, de la Sardaigne et d'autres zones côtières est différent car des artefacts liés à la non prise en considération des effets océaniques lors de ce test ont biaisé les résultats dans ces endroits (îles, péninsules) en particulier.
Sur l'Europe, l'écart-type des déplacements dûs à ces surcharges représente moins de 20% de l'écart-type total du déplacement sur 97% des points, et moins de 10% sur 71% des points : cela signifie donc que les déplacements associés aux charges comprises entre 25 et 500 km dans le modèle GLDAS expliquent moins de 4% de la variance des déplacements sur 97% de l'Europe.
Ainsi, il apparaît que ces effets locaux mesurés par GPS, et modélisés par GLDAS, mais non mesurables potentiellement par GRACE, représentent dans la plupart des zones un pourcentage minime du déplacement induit par la masse d'eau, sauf dans certaines zones de montagne.

Ceci confirme que le déplacement associé au signal d'origine hydrologique présent dans les séries GPS correspond avant tout à des résolutions spatiales plus larges que 500 km.
Bien sûr, la résolution du GPS est encore meilleure que 25 km, et le modèle GLDAS n'est pas parfait. Toutefois, étant donné que les effets des surcharges comprises entre les longueurs d'onde de 25 et 500 km contribuent de façon faible aux déplacements totaux, il est raisonnable de penser que les surcharges comprises entre 0 et 25 km ne contribuent pas plus au déplacement total (van Dam et al., 2007), ce qui permet de valider la possibilité de procéder à des inter-comparaisons entre les déplacements associés aux variations de potentiel mesuré par GRACE (de résolution spatiale 400 km) ou aux surcharges déduites des modèles (dont celles des modèles hydrologiques de résolution spatiale 25 km), et les déplacements issus des mesures GPS (résolution en théorie infinie). Nous insistons également sur le fait que ceci concerne uniquement les effets locaux liés à l'hydrologie, car bien sûr les séries temporelles GPS sont susceptibles de contenir des signaux liés à des déplacements locaux non liés à l'hydrologie.

Ainsi, la comparaison entre les déplacements GPS et ceux déduits des géoïdes GRACE est justifiée pour l'étude des redistributions de masse d'eau, étant donné que ces déplacements sont principalement induits par les masses d'eau à large et moyenne échelle.

V. Quelques éléments sur la physionomie des déplacements obtenus

V.a. Cycle saisonnier

Les séries temporelles de déplacements calculées à partir des différentes solutions et techniques sont dominées par un signal annuel plus ou moins fort selon les régions (Figure IV.12). Même si d'autres effets peuvent s'y ajouter, ce signal semble être principalement associé au cycle saisonnier de l'eau : le déplacement est maximal en été, lorsque, dans notre zone, les sols sont plus secs et donc la masse d'eau minimale, et réciproquement en hiver.
Le signal saisonnier moyen sur la période d'étude est estimé sur toutes les séries de déplacement (Est, Nord, Verticale) de façon indépendante pour chaque point de la grille, sous la forme d'un signal composite : l'amplitude du signal saisonnier en un mois donné (Janvier par exemple) est estimée comme la moyenne de la valeur de la série en cette date sur l'ensemble de la période de mesure (la moyenne de tous les mois de Janvier). Les principales caractéristiques de ce signal saisonnier sont présentées, pour une solution particulière, en Figure IV.13. Il s'agit juste d'avoir un aperçu de la physionomie du signal sur la zone, c'est pourquoi nous ne considérons ici qu'une solution de chaque technique (solution GRGS pour GRACE, combinaison GLDAS+ECCO+NCEP pour les modèles et solution GPS européenne combinée). Les amplitudes annuelles des déplacements verticaux sont montrées en Figure IV.13, ceux des déplacements horizontaux en Figure IV.14. Globalement, on note une cohérence d'ensemble entre les trois techniques, puisque l'amplitude du signal annuel est globalement du même ordre, et va de 2 à 3 mm le long de la côte Atlantique (3 à 4 pour les modèles) jusqu'à 8 mm en Russie et en Ukraine. Les phases des signaux annuels sont partout très cohérentes entre les trois techniques. Les déplacements horizontaux sont beaucoup plus faibles, ne dépassant jamais 1.5 mm d'amplitude annuelle. La cohérence entre les trois techniques est alors moins marquée, en particulier concernant GPS, avec l'apparition d'effets locaux ou régionaux non cohérents avec l'amplitude déduite des séries temporelles de GRACE et des modèles.

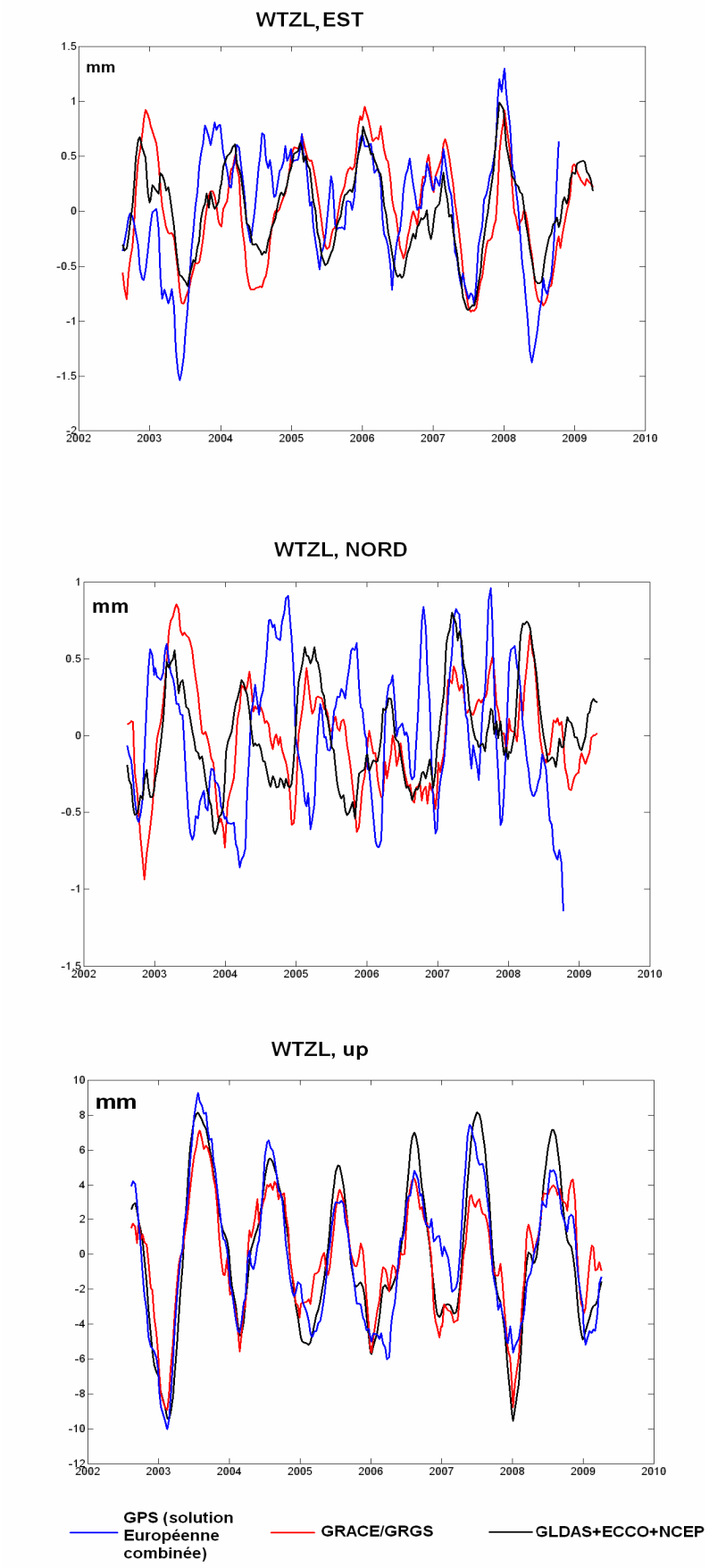


Figure IV.12 : Séries temporelles de déplacement Est, Nord, vertical pour la station WTZL (Allemagne) pour une solution de chaque technique.

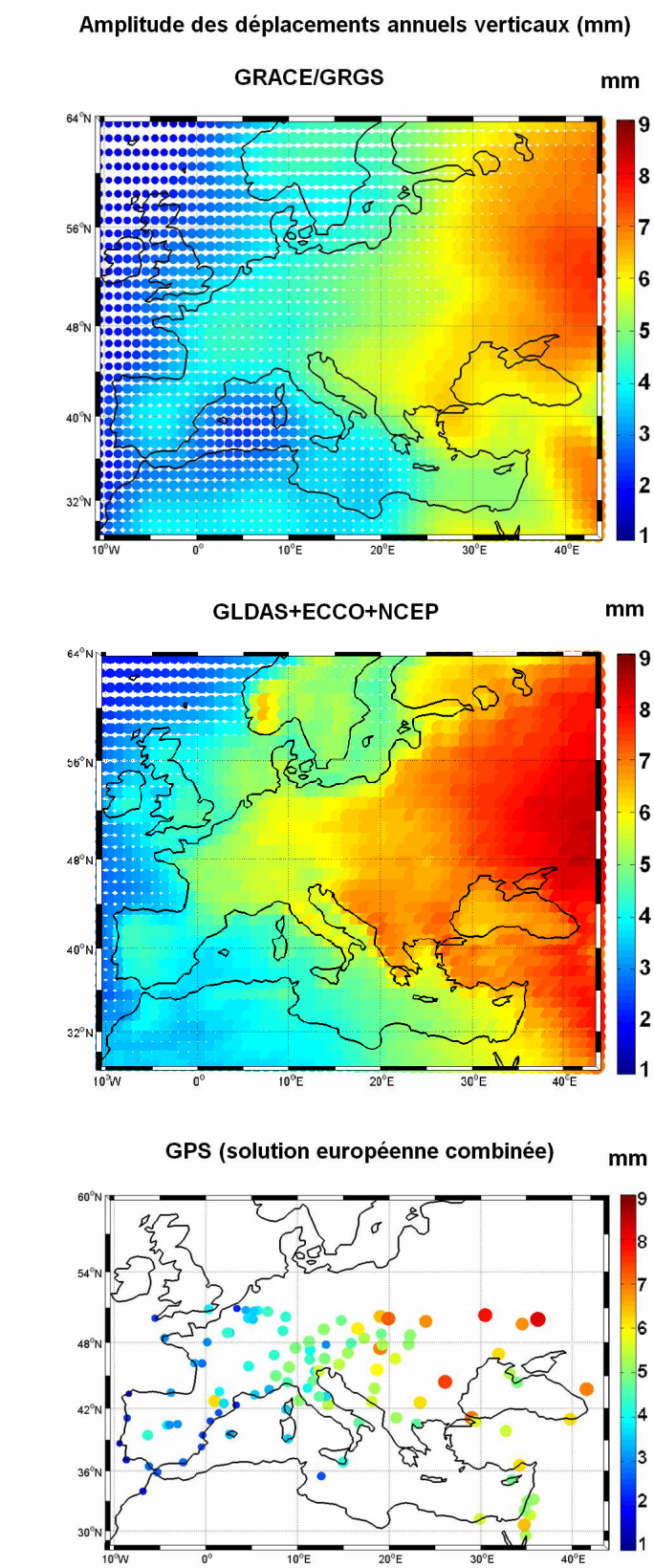


Figure IV.13 : Amplitude des déplacements annuels verticaux déduits des géoïdes GRACE/GRGS (en haut), de la somme des modèles GLDAS, ECCO et NCEP (milieu) et des séries temporelles GPS de la solution européenne combinée (en bas).

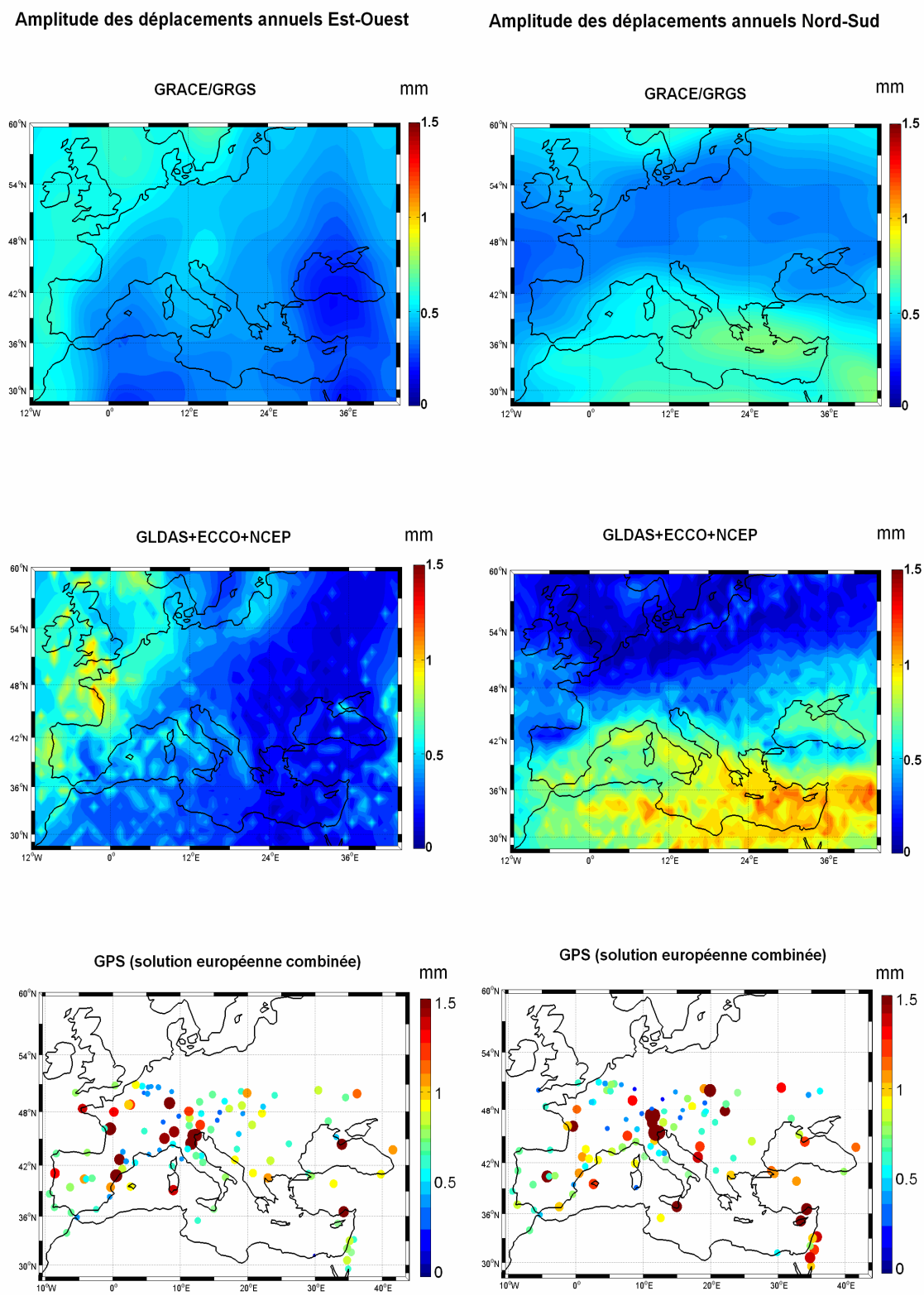


Figure IV.14 : A gauche : amplitude des déplacements annuels Est-Ouest déduits des géoïdes GRACE/GRGS (en haut), de la somme des modèles GLDAS, ECCO et NCEP (milieu) et des séries temporelles GPS de la solution européenne combinée (en bas).

A droite : amplitude des déplacements annuels Nord-Sud déduits des géoïdes GRACE/GRGS (en haut), de la somme des modèles GLDAS, ECCO et NCEP (milieu) et des séries temporelles GPS de la solution européenne combinée (en bas).

V.b. Calcul des déplacements inter-annuels

Nous nous intéressons plus particulièrement au signal inter-annuel, pour plusieurs raisons :

- L'amplitude annuelle, qui domine les signaux, est plus sensible aux signaux parasites, notamment d'origine thermique (déformation des bâtiments, Yan et al., 2009) et aux erreurs (aliasing des signaux hautes fréquences, déformation des antennes), qui, notamment pour le GPS, affectent principalement la composante annuelle.
- Le signal inter-annuel est directement relié au signal climatique. A ce titre, son étude est davantage susceptible d'apporter des informations sur la dynamique du climat à l'échelle du sud de l'Europe.

Les déplacements inter-annuels sont obtenus en retirant des séries temporelles originales ce signal saisonnier moyen, puis en appliquant un filtre destiné à retirer toutes les périodes inférieures à 6 mois sous forme d'une fenêtre glissante.
Les déplacements inter-annuels verticaux (les déplacements inter-annuels horizontaux ne sont pas assez grands pour être *a priori* significatifs) semblent à premier abord relativement cohérents entre les trois techniques, sur une majorité des stations (Figure IV.15, voir annexe C). Leurs écarts-types sont significatifs, notamment en Europe de l'Est, où ils atteignent 2.5 mm (Figure IV.16). L'accord global entre les trois techniques au niveau de l'Europe du Sud est satisfaisant en termes d'amplitude (de 0.5 à 2.5 mm pour les trois techniques). Au premier abord, la localisation des déplacements inter-annuels verticaux maximaux est plutôt cohérente, mais des différences apparaissent, notamment entre GRACE et les modèles, et particulièrement au-dessus et au Nord de la Mer Noire.

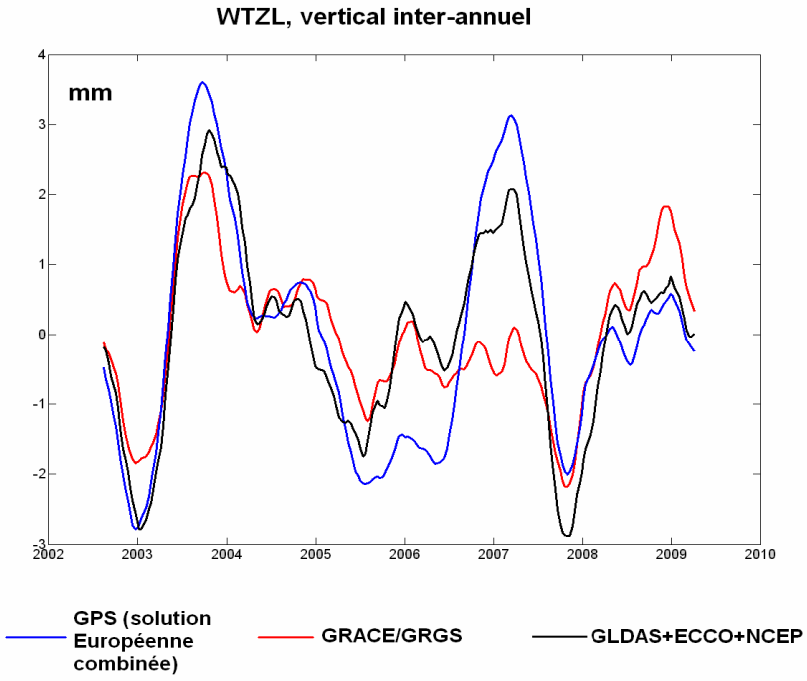


Figure IV.15 : Séries temporelles de déplacement Est, Nord, vertical pour la station WTZL (Allemagne) pour une solution de chaque technique.

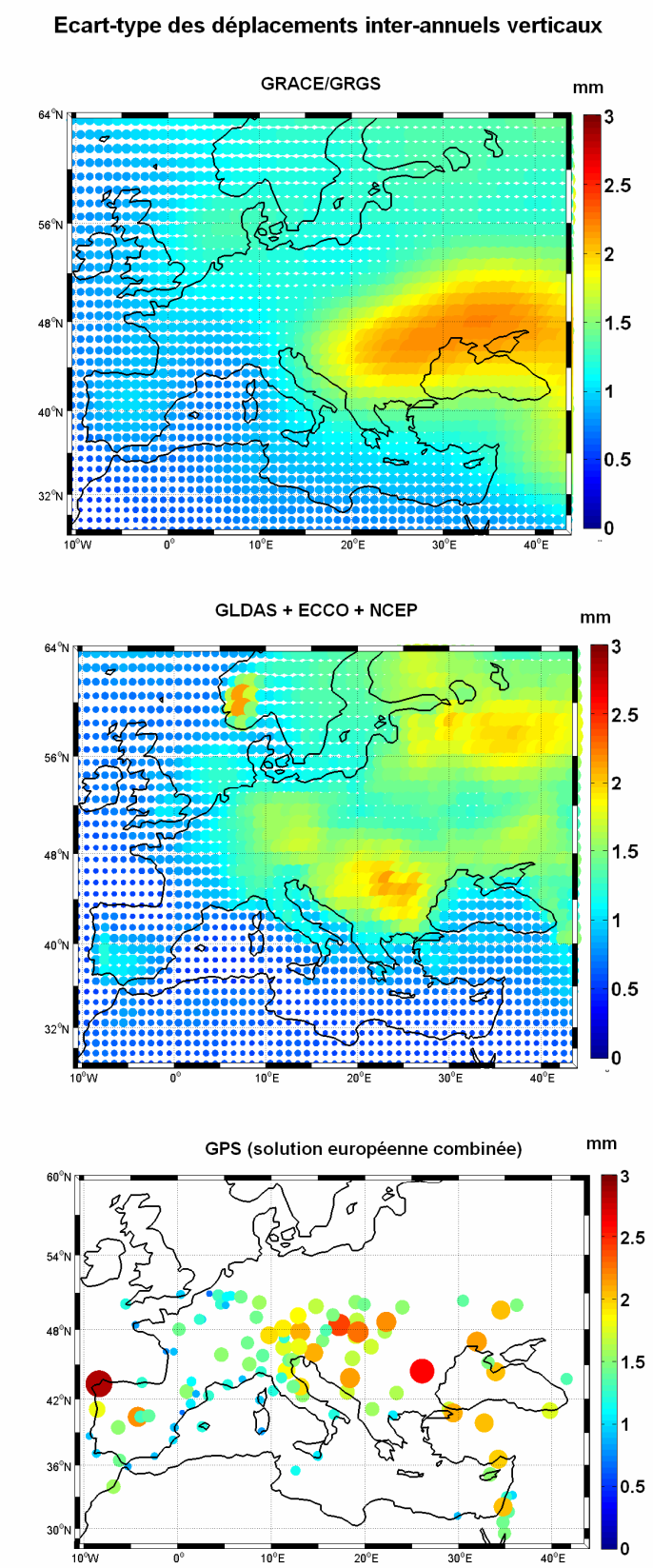


Figure IV.16 : Ecart-type des déplacements inter-annuels verticaux déduits des géoïdes GRACE/GRGS (en haut), de la somme des modèles GLDAS, ECCO et NCEP (milieu) et des séries temporelles GPS de la solution européenne combinée (en bas).

Conclusion du chapitre

Nous disposons donc au final de séries temporelles de déplacements verticaux et horizontaux :

- calculées à partir de 5 solutions GRACE différentes, dont l'une (CSR) a servi de solution test sur laquelle plusieurs méthodes de filtrage ont été utilisées.
- provenant de deux solutions GPS, ULR4 et la solution européenne combinée, chacune ayant ses propres caractéristiques.
- dérivées de la somme des surcharges hydrologique, océanique et atmosphérique, chacune d'entre elles étant calculée à partir de différents modèles (GLDAS et WGHM pour l'hydrologie continentale, ECCO et Mercator pour l'océan et NCEP pour l'atmosphère).

Les surcharges associées aux différentes solutions GRACE et à la somme des modèles ont également été calculées.

Ces séries temporelles de surcharge et de déplacements associés aux géoïdes GRACE, et dérivées des différents modèles de circulation globaux, sont calculés, premièrement sur une grille régulière couvrant l'Europe, et deuxièmement aux stations GPS, en suivant en détail les traitements décrits dans cette partie. Les différentes étapes du post-traitement ont permis de réduire la part des contributions autres que la charge d'eau, qu'elles soient du bruit (et notamment l'aliasing présent dans les solutions GRACE), ou du signal (effets tectoniques séculaires ou effets des séismes dans les séries temporelles GPS), de sorte à ce qu'une partie importante du signal corresponde justement aux effets de redistribution des masses d'eau.

Afin de pouvoir comparer les données et modèles, nous avons également vu qu'il était nécessaire, premièrement de les exprimer en déplacement, et deuxièmement d'être attentif au repère dans lequel ces déplacements sont exprimés, et en particulier à l'origine de ce repère. Pour cela, nous avons exprimé tous les déplacements dans le centre de figure de la Terre (CF). Nous avons également assuré que les différences de résolution spatiale entre les différentes techniques et modèles contribuaient de manière limitée au déplacement total, et donc que les effets de ces différences étaient faibles par rapport à l'amplitude totale des déplacements. Devant ce constat, nous avons montré que le signal était dominé par une composante annuelle forte, qui était à première vue assez cohérente en phase et en amplitude entre les techniques, et qui, sur notre zone, montrait des amplitudes allant du simple au quadruple. Un signal inter-annuel, qui peut être important dans certaines régions, est également mis en évidence.

Chapitre V : Analyse conjointe et estimation de la précision des données

I. Généralités

I.a Enjeux

La question de la précision des données géodésiques est primordiale pour la pertinence des études à visée géophysiques.
Une erreur dans les variations de masse dérivées des mesures GRACE, par exemple, se propage dans les quantités qui sont évaluées à partir de celles-ci, comme le déficit de masse provoqué par la fonte des glaces (Velicogna et Wahr, 2013), ou les bilans de masse au niveau de bassins fluviaux (Swenson et al., 2003) ou d'aquifères (Tregoning et al., 2012). Cette propagation des erreurs est d'autant plus problématique que l'amplitude des signaux recherchés est faible. En outre se pose la question d'évaluer et de comparer les diverses méthodes de traitement et de corrections des données géodésiques, afin de quantifier leur impact sur l'estimation des redistributions de masse d'eau, et de dégager les méthodes ou solutions les plus appropriées pour l'exploitation des données en géophysique.

La précision des déplacements GPS et de l'impact des stratégies de calcul utilisées est également une question ouverte, dont la réponse a des implications importantes dans le domaine des systèmes de référence ou de la tectonique des plaques. Plusieurs études ont analysé la cohérence entre les déplacements des stations GPS permanentes et ceux associés aux redistributions de masse, par exemple estimées à partir des mesures GRACE (van Dam et al., 2007). Certaines ont alors montré qu'une partie significative des déplacements GPS non-linéaires était reliée à la charge hydrologique (Tregoning et al., 2009, Tesmer et al., 2011). Estimer la précision de la mesure de la charge d'eau par GPS permettrait donc de mieux quantifier les erreurs systématiques et le bruit de ces séries temporelles de déplacement, dans la limite des corrections qui ont été appliquées.

D'autre part, un grand nombre de modèles hydrologiques, océaniques ou atmosphériques coexistent, mais ceux-ci, qui n'ont pas été construits pour les utilisations géodésiques, ne font pas les mêmes hypothèses, n'ont pas le même comportement par rapport aux échanges de masse et ne sont pas contraints par les mêmes données. Déterminer les incertitudes de ces modèles sur l'estimation de la masse d'eau est alors essentiel pour nombre d'études, en hydrologie, océanographie et climatologie, mais aussi en géodésie, par exemple dans l'optique de la correction des signaux GPS non-linéaires par les déplacements dérivés des modèles, dans le cadre des systèmes de référence.

Dans une zone telle que le Sud de l'Europe, la charge en eau est *a priori* la principale source de déformation de la surface terrestre et de variation du potentiel, une fois que les contributions linéaires (liées en particulier à la tectonique, au rebond post-glaciaire ou à la surrection locale) et les discontinuités dans les séries GPS (liées en particulier aux séismes) ont été retirées. Cette hypothèse est confortée par le bon accord constaté à premier abord (chapitre IV) entre les déplacements estimés à partir des trois techniques sur la composante verticale, qui est la plus affectée par les variations de surcharge. Nous allons alors utiliser le fait qu'une partie importante du signal mesuré par GRACE, GPS et dérivé des modèles de circulation soit *a priori* commune pour analyser conjointement ces trois données, estimer leurs précisions sur la mesure des déplacements associés aux redistributions de masse d'eau, et déterminer au passage la ou les solution(s) et jeu(x) de paramètres de calcul qui sont, pour chaque technique, les plus appropriés pour l'estimation de la surcharge.

I.b Etat des lieux

La précision des géoïdes GRACE, des déplacements GPS et des modèles a fait l'objet d'un certain nombre d'études, mais aucune d'entre elles ne s'est attachée à analyser conjointement ces trois jeux de données pour en dériver leurs incertitudes sur l'estimation de la charge en eau.

Un bilan des sources d'erreur du GPS montre, que, cumulées, elles pourraient en théorie dépasser le centimètre (chapitre III). Néanmoins, plusieurs travaux, basés sur l'étude du bruit affectant les séries temporelles ou la répétabilité des séries de coordonnées, ont montré que la précision était inférieure à 5 mm sur la composante verticale (2.2 mm pour Ray et al., 2011, 4.0 mm pour Feissel-Vernier et al., 2007). Cette incertitude est encore plus faible sur les composantes horizontales. Ces estimations diffèrent cependant notablement d'une étude à l'autre, en fonction de la méthode et/ou des données (répétabilité hebdomadaire moyenne sur des stations débarrassées de toutes les possibles sources d'erreurs, répétabilité hebdomadaire de séries temporelles auxquelles un modèle stochastique de bruit a été retiré, comparaison à d'autres déplacements issus de la géodésie spatiale). Quelques études ont comparé les déplacements GPS aux modèles de surcharge (Collilieux et al., 2010) ou à ceux dérivés des mesures GRACE (van Dam et al., 2007, Tregoning et al., 2009, Tesmer et al., 2011), sans toutefois conclure sur l'apport à la connaissance de la précision des déplacements GPS.

L'estimation de la précision des solutions GRACE fait également l'objet d'une littérature abondante. En effet, devant l'inadéquation entre les erreurs affectant les données GRACE prédites avant son lancement et celles effectives, nombre d'auteurs se sont attachés à évaluer les incertitudes réelles de GRACE pour la mesure des redistributions de masse, que ce soit par l'étude de la propagation des erreurs formelles issues de l'estimation des coefficients de Stokes (Wahr et al., 2006), par la comparaison de GRACE avec des modèles hydrologiques (Syed et al., 2008, Klees et al., 2008, Chen et al., 2009b, Longuevergne et al., 2010), par la comparaison à des mesures *in-situ* à la fois terrestres et océaniques (Rietbroek, 2006, Wang X. et al., 2011), par le calcul de la dispersion des séries temporelles issues des mesures GRACE sur des zones *a priori* vierges de signal (Boy et al., 2012) ou encore par l'intercomparaison de différentes solutions (Klees et al., 2008, Tesmer et al., 2011).
Les estimations issues de ces études sont assez variables, mais sont toutes comprises entre 1 et 3 cm d'eau (soit 10 à 30 kg/m²).

Quant aux travaux portant sur l'estimation de la précision des modèles de circulation hydrologique, océanique ou atmosphérique sur la prédiction de la surcharge, ils sont classiquement basés sur la comparaison à des mesures *in-situ* ou à des mesures satellites (Rodell et al., 2004, Ziatchik et al., 2010) ou sur l'intercomparaison des modèles entre eux (Jin et al., 2013).

Une littérature importante traite par exemple de la comparaison de différentes solutions GRACE entre elles (Boening et al., 2008, Klees et al., 2008, Tesmer et al, 2011) afin d'estimer quelle étaient leurs différences, et laquelle pouvait être considérée comme la « meilleure » pour une application donnée, ou de la comparaison de différentes solutions GPS (Rebischung, 2012). Cependant, connaître la meilleure solution ou les paramètres de calcul les plus adéquats pour une technique donnée dépend largement du signal que l'on souhaite estimer au mieux : cela peut être, comme dans notre cas, la charge en eau, mais aussi, par exemple, les vitesses long-terme horizontales et verticale pour le GPS ou la déplétion des nappes phréatiques pour GRACE.

II. Evaluation de la précision pour l'estimation des variations de masse d'eau

Nous utilisons dans cette partie l'ensemble des solutions et techniques présentées dans le chapitre IV afin d'estimer la précision de chacune pour l'estimation de déplacements liés aux masses d'eau. Nous

utilisons la méthode du tricorne (Premoli et Tavella, 1993) qui permet de tirer profit du fait que nous disposons de trois techniques en première approximation indépendantes.

Nous utilisons alors les déplacements horizontaux, verticaux et inter-annuels verticaux calculés aux 110 stations GPS à partir de différentes solutions des trois techniques (GRACE, GPS et modèles).

II.a Application de la méthode du tricorne

II.a.1 Cas basique

La méthode du tricorne s'applique à au moins trois séries de mesure d'un signal commun, sous l'hypothèse que les erreurs des trois séries soient indépendantes entre elles. La méthode permet alors d'estimer la variance de l'erreur de chacune des techniques sur la mesure du signal commun, qui est ici le déplacement lié à la charge d'eau. Dans notre cas, le tricorne est appliqué sur les déplacements GPS, déduits des mesures GRACE et des modèles, calculés aux stations GPS. Il est alors possible d'estimer les variances pour l'ensemble du réseau ou pour chaque station[11].

II.a.2 Evaluation de la précision des estimations de surcharges par la géodésie dans le Sud de l'Europe (Valty et al., 2013, Geophysical Journal International)

A. Résumé de l'article (traduction)

Nous nous intéressons à l'estimation, à l'aide de la méthode du tricorne, de la précision des déformations associées à la charge en eau dérivées des mesures de la mission GRACE, des déplacements GPS et des modèles globaux décrivant la circulation hydrologique, océanique et atmosphérique. Cette méthode permet alors d'estimer la variance des erreurs de chaque technique, lorsque la même quantité est décrite par trois techniques dont les erreurs de mesure sont indépendantes. Lorsque la méthode du tricorne est appliquée à un réseau de stations, plusieurs degrés d'interprétation peuvent être considérés : l'erreur de technique (dans le but de déterminer l'erreur sur la mesure des déformations liées à la masse d'eau pour GRACE, GPS et les modèles), l'erreur de solution (dans le but de comparer les performances de différentes solutions d'une même technique ou de différents modèles), et l'erreur de station (afin de mettre en évidence des anomalies locales ou régionales). Les résultats obtenus montrent que la précision de l'estimation des déplacements verticaux associés à la surcharge est de l'ordre de 1 mm pour GRACE et les modèles, et de 2 mm pour le GPS. Nous trouvons que l'erreur est davantage une erreur de technique que de solution, dans le sens où les différences de sensibilité entre solutions d'une même technique sont généralement moindres que les différences de sensibilité entre deux techniques, en dépit des différences dans la modélisation ou les paramètres de calcul qui peuvent parfois exister entre deux solutions d'une même technique.

[11] Toutes les solutions GRACE ne sont utilisées dans cette publication, pour des raisons de clarté. De même, seuls les déplacements verticvaux y sont considérés. Ces deux points font chacun l'objet d'une section spécifique complémentaire, respectivement les sections II.a et II.b.

Assessing the precision in loading estimates by geodetic techniques in Southern Europe

Pierre Valty [1] , Olivier de Viron [2] , Isabelle Panet [1,2] , Michel Van Camp [3] , Juliette Legrand [3]

[1] Institut National de l'Information Géographique et Forestière / Laboratoire de Recherche en Géodésie, Université Paris-Diderot, bâtiment Lamarck, case 7011, 35 rue Hélène Brion, 75013 Paris, France

[2] Institut de Physique du Globe de Paris (IPGP, Sorbonne Paris-Cité, UMR 7154, CNRS, Université Paris-Diderot), bâtiment Lamarck, Case 7011, 35 rue Hélène Brion, 75013 Paris, France

[3] Observatoire Royal de Belgique, 3 avenue Circulaire, 1180 Bruxelles, Belgique

In original from 19/03/2013, accepted for publication in Geophysical Journal Internationa, April 24th, 2013

Corresponding author: Pierre Valty, mail : pierre.valty@ign.fr, phone : +33164153260

Summary

This paper investigates the precision of the estimation of geophysical fluid load deformation computed from GRACE space gravity, GPS vertical displacement and geophysical fluids models (Global Circulation Models - GCMs - for ocean, atmosphere, and hydrology), using the three-cornered hat method. This method allows the estimation of the variance of the errors of each technique, when the same quantity is monitored by three instruments with independent errors. Applied on a network of stations, several points of view can be considered: the technique level (in order to determine the error of each technique: GRACE, GPS and GCMs), the solution level (allowing to compare the precision of the same technique when different strategies/models are used), and the station level (in order to emphasize local anomalies and geographical patterns). In particular, our results show a precision of the loading vertical displacement at the level of 1 mm when using GRACE or the fluid models, and of 2 mm using GPS. We do not find significant differences between the precision of different solutions of the same techniques, even when there are strong differences in the data processing.

Keywords: Time variable gravity, Global change from geodesy, Space geodetic surveys, Time series analysis, Europe

Introduction

Since 2002, the GRACE satellite mission has been measuring the temporal variations of the Earth's gravity field, reflecting the mass redistributions associated with the dynamics of the Earth and its climate system, with an optimal sensitivity to the global water cycle (Tapley *et al.*, 2004). Results from GRACE have opened the way to the use of space gravimetry for monitoring water resources and improving hydrological models (Ramillien *et al*., 2005, Güntner *et al*., 2007, Rodell *et al.*, 2007, Schmidt *et al*., 2008, Famiglietti *et al.*, 2011), as predicted by Wahr *et al.* (1998). The availability of various geoid models however raised the question of understanding to which extent one of the GRACE solutions would be more suited than others for this purpose, stressing the importance of the quantitative assessment of the precision of these different solutions. Beyond the propagation of formal errors as done by Wahr *et al*. (2006), precision estimates are based on inter-comparisons of the different GRACE geoid solutions (de Viron et al., 2008, Tesmer et al., 2011) or comparisons with *in-situ* measurements (Swenson *et al.*, 2006, Chambers, 2006).

In addition to the gravity changes, water mass redistribution also causes the Earth's surface to deform, impacting the time series of displacements. Various studies have investigated the consistency between deformation measured by GPS and modeled from GRACE models (Blewitt *et al*., 2001, Blewitt and Clarke, 2003, van Dam *et al*., 2007), and more recent studies have shown that this consistency improves with the quality of the GPS data processing (Tregoning *et al*., 2009, Tesmer *et al*., 2011). The agreement between GPS and GRACE has been demonstrated on the annual cycle while much remains to be done at inter-annual time scale.

Here, we assess the precision of the load vertical deformation as measured by GPS, and as computed from the GRACE time variable gravity and from the climatic Global Circulation Models (GCMs), with emphasis on the inter-annual time-scale. Quantitatively comparing the GRACE geoid time variations with time series of GNSS surface displacements and model water loads is not straightforward, because GRACE and GNSS sense the effect of the water displacement through their own transfer function, and because observations and models have different spatial and spectral properties. GRACE provides geoid models, GCMs provide mass distribution, and GPS data are surface displacement. Nevertheless, everything can be converted into the same physical observable, in our case the vertical displacement, using the elastogravity theory of the Earth deformation under surface load (Farrell, 1972). The space resolution is different for the three datasets; nevertheless the vertical surface displacements transfer function emphasizes the load signal of medium to large space scale, i.e. at a spatial resolution close to that of GRACE. The effective spatial resolution of the displacements associated to the signal contained in the models is close to that of GRACE. Note that we used the vertical displacement only, because the horizontal displacements associated to large and medium scale load are generally much smaller, and, over all, because they are not significantly consistent with the GPS ones on a large number of stations. This has already been shown by several authors, see for instance Tregoning *et al.* (2009).

Our approach is based on the three-cornered hat (TCH) method, which was proved efficient at estimating the precision of space geodesy techniques (Koot *et al.*, 2006, Feissel-Vernier *et al*., 2007), and allows us to estimate the average precision of each technique, and to assess the impact of the modeling strategy on the precision by comparing several solutions for GRACE and GPS and different GCM combinations. We focus on Southern Europe, where (1) a dense network of GPS stations is available, (2) the Glacial Isostatic Adjustment (GIA) is negligible, and (3) no strong non-tidal effects are expected (Boy and Lyard, 2008)..

The paper is organized as follows. We first describe the datasets and their processing in Section 1, and present the three-cornered hat method in Section 2. We then apply the method to the data and present the results in Section 3. Finally, in section 4, we discuss our results, just before the conclusion.

1. Data used and processing

Farrell (1972) shows how to convert a global load distribution into ground displacement and gravity. As GRACE and GCMs models, unlike the GPS network used, are global, we convert them both into surface displacement using Farrell method, and using a spherical harmonic decomposition.

A. GPS

We use two GPS solutions over Europe. The first one, called here European combined, is a combination of a weekly reprocessing of the regional EUREF Permanent Network (EPN) (Bruyninx, 2004) performed at the Royal Observatory of Belgium, with weekly global International GNSS Service solutions (IGb, Paul Rebischung, personal communication, June 2011). The characteristics of these two solutions are summarized in Table 1.This combination is necessary as Legrand *et al*. (2012) demonstrated that the size of the network in regional GPS solutions induces an underestimation of the seasonal component up to about 30%. As recommended by Collilieux *et al.* (2011), in order to mitigate network effects for this combination, no scale factor was estimated, and a stable well-distributed sub-network, namely the IGS core network, was used during a two-step combination. The European reprocessing uses the Niell mapping function (Niell, 1996), which has been proved to create spurious annual signals (Tregoning and Watson, 2009). On the other hand, Fund et al. (2011) and Boehm *et al.* (2007) found that bias larger than 4 mm in Europe between solutions using Niell mapping function and up-to-date VMF (Boehm *et al.*, 2006), are concentrated at high latitudes. Consequently, the impact on this study should be limited. The second GPS solution is the ULR4 one (Santamaria-Gomez *et al.*, 2011) from the Université de la Rochelle. It is a global, homogeneously reprocessed solution that uses up-to-date processing parameters, with a better-suited tropospheric delays mapping function, but has a sparser spatial distribution. Technical information for the two solutions are provided in Table 1. Note that we only keep the stations with less than 25% of gaps over the study time period (August 2002 to May 2009), for a total of 110 stations for the European combined solution and 36 for the ULR4 solution.

GPS Solution	**ULR4**	**European solution**	**IGb**
Computation center	Université de la Rochelle	Royal Observatory of Belgium	Institut National de l'Information Géographique et Forestière
Strategy	Ionosphere-free double differences, using dynamic subnetworks	Ionosphere-free double differences	Weekly combination of ionosphere-free solutions from 11 analysis centers
Software	Gamit 10.34	Bernese 5.0	The combination uses CATREF. The analysis centers use Bernese, Gamit, Gipsy-OASIS, EPOS, GINS or NAPEOS
Global or regional	Global	Regional	Global
Mapping function	VMF1	Niell	Most analysis centers use VMF1 or GMF
A priori zenithal hydrostatic delays	ECMWF	Standard Pression and Temperature	Most analysis centers use GPT
Tropospheric gradients	Two East/West and North/south gradients esitmated per day	Two East/West and North/south gradients esitmated per day	Most analysis centers estimate one pair of gradients per day and per station
Orbits	Re-estimated	IGS, not estimated	Re-estimated by analysis centers
Earth Orientation Parameters	Re-estimated	IGS, not estimated	Re-estimated by analysis centers

Solid earth tides	IERS 2003 conventions	IERS 2003 conventions	IERS 2003 conventions
Oceanic tides	FES2004	FES2004	FES2004
Atmopsheric tides	Not used	Not used	Not used
Time span	1 week	1 week	1 week
Number of stations available with 75% or more data	36	110	67
Reference	Santamaria-Gomez *et al*., 2011	Bruyninx, 2004	Rebischung, personal communication

Table 1: Main characteristics of the GPS solutions. Our European combined solution is a combination of the European and IGb solutions.

B. Space gravimetry

We use four GRACE geoid models solutions, produced by the GRGS, GFZ, CSR and JPL teams. Their main characteristics, the preprocessing applied, and relevant references are described in Table 2. Except for the GRGS, the GRACE solutions are affected by striping noise (Chen *et al.*, 2005) which needs to be filtered out. This filtering process was accomplished by applying to the original spherical harmonic geoid fields a Gaussian filtering of 500 km radius (King *et al.* (2006), Jekeli, 1981), in addition to the decorrelation filter detailed by Swenson and Wahr (2006) with parameters from Duan et al. (2009). The Atmosphere and Ocean dealiasing (AOD) products, representing the non-tidal contributions of ocean and atmosphere, are added back into the GRACE spherical harmonic fields in order to be consistent with the GPS and GCM data. To ensure the consistency between the different geoid solutions, we also replaced the C_{20} coefficients from the CSR, JPL and GFZ models by a value obtained from SLR data, as suggested by Cheng and Tapley (2004). In the GRGS solution, the C_{20} coefficient is constrained from SLR measurements, and has consequently not been changed.

Research team	**CNES/GRGS**	**CSR**	**GFZ**	**JPL**
Release	RL02	RL04	RL04	RL04
Maximum degree	50	60	120	120
Ocean dealiasing model	MOG2D	OMCT	OMCT	OMCT
Atmosphere dealiasing model	ECMWF	ECMWF	ECMWF	ECMWF
Reference	Bruinsma et al., 2010	Bettadpur et al. (2007)	Flechtner et al., 2010	Watkins and Yuan, 2007
Filtering	None	Gaussian filtering, radius 500 km + decorrelation filter from Swenson *et al.* (2006) with parameters from Duan *et al.* (2009)		

Table 2: Main characteristics of the GRACE geoid models

We then convert the geoid models into surface displacements at the GPS station positions, using the method described by Farrell (1972), using elastic load Love numbers in the Earth's center of Figure, computed for the PREM Earth model (Pagiatakis, 1990).

C. Loading models

The total load is estimated by the sum of the hydrology, ocean, and atmosphere contributions. We used two hydrological models (GLDAS and WGHM), two baroclinic ocean models (ECCO and

Mercator) and the ground displacements computed from the NCEP reanalysis atmospheric model by Petrov and Boy (2004). Their characteristics and relevant references are summarized in Table 3. For GLDAS, the total water load is the sum of the soil moisture of the four layers and of the snow cover. Oceanic load in $kg.m^{-2}$ is directly estimated from Ocean Bottom Pressure data by dividing by a mean value of the gravity in $m.s^{-2}$. Periods shorter than one month have been smoothed out by applying a running window average filter.

Contribution	**Hydrology**		**Ocean**		**Atmosphere**
Loading model	GLDAS	WGHM	ECCO	Mercator	NCEP
Data modelled	Surface and subsurface soil moisture (kg/m²)	Surface, subsurface soil moisture and large surface aquifers water load (kg/m²)	Ocean bottom Pressure under IB hypothesis (Pa)	Ocean bottom Pressure under IB hypothesis (Pa)	Pressure loading associated displacement (mm). IB hypothesis over the oceans, including the Mediterranean sea.
Time span	1 month	1 month	10 days	1 week	6 hours
Grid step	0,25°	0,5°	Interpolated at 1°, using spline interpolation	Interpolated at 1°, using spline interpolation	2,5°
Reference	Rodell *et al.*, 2004	Döll *et al*., 2003	Lee *et al.*, 2002	Drillet, personal communication	Petrov and Boy, 2004

Table 3: Main characteristics of the GCMs used

D. Reference frame

If the displacement estimates from GRACE, from GPS and from GCMs are not referred to the same origin, it generates errors which can reach the same level as the precision we want to achieve. The GPS solutions are centered on the center of the stations network, assumed to be the Earth's center of figure. As described for example by Davis *et al.* (2004), the GRACE models have their origin at the Earth's center of mass, and they have to be translated to the Earth's center of figure. Here, we use for this translation the degree 1 coefficient of the load from the Swenson *et al.* (2008) geocenter model, following the procedure described, for example, by Nahmani *et al.* (2012) or Tregoning *et al.* (2009). We applied this same procedure to ensure the GCMs combinations to be referred to the Earth's center of Figure.

E. Total and inter-annual displacements

The periods shorter than one month were filtered out using a running average, and the time series were sampled to a common monthly time span. In addition, we estimated and removed the trend from all the time series as, for GPS, it includes tectonic contributions.

The geophysical signal remaining in the preprocessed data sets is dominated by the seasonal cycle (Figure 1). This is not optimal for our purpose as it can include sources other than the water load, especially for the GPS. For example, the seasonal temperature fluctuations can create an annual signal in the antenna position due to thermal expansion of the bedrock or of the building, or to phase center variations (Dong *et al.*, 2002). Consequently, we also investigate separately the inter-annual cycle. This inter-annual signal is obtained by subtracting from each time series a composite annual cycle and by applying a low-pass filter to all these residual time series (Figure 2), removing periods smaller than six months. The composite annual cycle is computed as the mean seasonal signal over the entire time span: the January value of the composite is the mean value in January over all the time series (Hartmann and Michelsen, 1989).

2. The three-cornered hat method

A. Basic principle of the three-cornered hat method

The three-cornered hat method aims to estimate the precision of three measurement techniques observing the same quantity, under the hypothesis that the errors of each technique are independent from the errors of the others (Premoli and Tavella, 1993). For a given observation time serie D_i, one can write:

$$D_i = D_{true} + \varepsilon_i \quad (1)$$

where D_i is the time series of displacement as determined from the data of the technique *i*, D_{true} is the true displacement, which is common to all the techniques and ε_i the error of technique *i*. For each station, each solution is then the exact sum of the displacement due to the water load, common to all the solutions and techniques, and of the residual term, which only depends on the technique, solution and station. In our case, the three techniques do not exactly observe the same signal, and a part of the "error" is actually a signal that the others do not see, such as the local deformation that only GPS can measure. For the sake of clarity, in what follows, we will nevertheless speak about error. Computing the variance of the difference between the time series from two techniques *i* and *j*, we obtain:

$$\begin{aligned} \mathrm{var}(D_i - D_j) &= \mathrm{var}(D_{common} + \varepsilon_i - D_{common} - \varepsilon_j) \\ &= \mathrm{var}(\varepsilon_i - \varepsilon_j) \\ &= \mathrm{var}(\varepsilon_i) + \mathrm{var}(\varepsilon_j) - 2\,\mathrm{cov}(\varepsilon_i, \varepsilon_j) \end{aligned} \quad (2)$$

For techniques *i* and *j* with independent errors, the covariance between their errors is zero and

$$\mathrm{var}(D_i - D_j) = \mathrm{var}(\varepsilon_i) + \mathrm{var}(\varepsilon_j) \quad (3)$$

When three datasets with independent errors are used, the equations (3) make a set of three equations with three unknowns, with a unique solution: the three variances of the technique errors. This is actually the case when using three independent sources of information: GPS, GRACE and the sum of the GCMs.
Note that this hypothesis of null covariance is only true at the first order as, for instance, the same atmospheric and oceanic products are used in the dealiasing of GRACE and in GPS analysis. This point is discussed in section 3.B, where we justify this approximation.

Level of resolution (and concerned Section)	**Estimated variance of residuals**	**Number of equations**	**Number of variances**	**Total number of covariances**	**Total number of unknowns**	**number of covariances considered as null**
Basic case (1 GPS solution, 1 GRACE solution, 1 model solution), at the station level (Section 2.B)	One variance of residual for each data	3 (for one station)	3	3 (all are inter-technique covariances)	3 (3 variances)	3 (all differences are inter-technique differences, no differences between two solutions of the same technique)
At the technique level (Section 3.A)	One variance of residual for each technique (case 1)	24 x 36 stations (where we have 2 GPS solutions) + 36 x 74 stations (where we have only one GPS solution) = 3528 (only inter-technique differences are considered at this level)	3	3 (all are inter-technique covariances)	3 (3 variances)	3 (all differences are inter-technique differences, no differences between two solutions of the same technique)
At the solution level (Section 3.B), case 1 *(stations part of European combined GPS solution only)*	One variance of residuals for each solution ,	36x74 stations	10	45	23 (10 variances + 13 covariances between different solutions of the same technique)	32 (the inter-technique covariances)

		+ 45x36 stations				
At the solution level (Section 3.B), case 2 *(stations being part of European combined and ULR4 GPS solutions)*	One variance of residuals for each solution	= 4284				
At the station level (Section 3.C)	One variance of residuals for each solution and for each station (case 3)	36 *(for each of the 74 stations only part of European combined solution)*	9 (for one station)	36 (for one station)	21 (for one station) : 9 variances + 12 covariances	24 inter-technqiue covariances (for one station)
		45 *(for each of the 36 stations part of European combined and of ULR4 solutions)*	10 (for one station)	45 (for one station)	23 (for one station) : 10 variances + 13 covariances	32 inter-technique covariances (for one station)
Generalized three-cornered hat, at the station level	One variance of residuals and all covariances for each solution and each station	36 + 24 constraint *equations (for each one of the 74 stations only part of European combined solution)* = 60	9 (for one station)	36 (for one station)	45 (for one station)	None (all covariances, even inter-technique ones, are estimated)
		45 + 32 constraint equations *(for each of the 36 stations part of European combined and of ULR4 solutions)* = 77	10 (for one station)	45 (for one station)	55 (for one station)	

Table 4: Summary of the number of equations and of the number of unknowns in the three-cornered hat system.

Each line corresponds to a way of solving the three-cornered hat system, the second column corresponds to the total number of observations (i.e. equations) of the three-cornered hat system, the third column is the number of total estimated parameters (i.e. the variance of the residuals and the covariances of the residuals between two solutions for a same technique), and fourth and fifth columns are respectively the total number of variances and covariances (including usually non-estimated inter-technique covariances).

B. Example of the Matera station, Italy

Figure 1 shows the time series of vertical displacement computed from GRACE-GRGS, GPS, and the sum of loading models GLDAS+ECCO+NCEP for the Matera station (MATE), Italy.

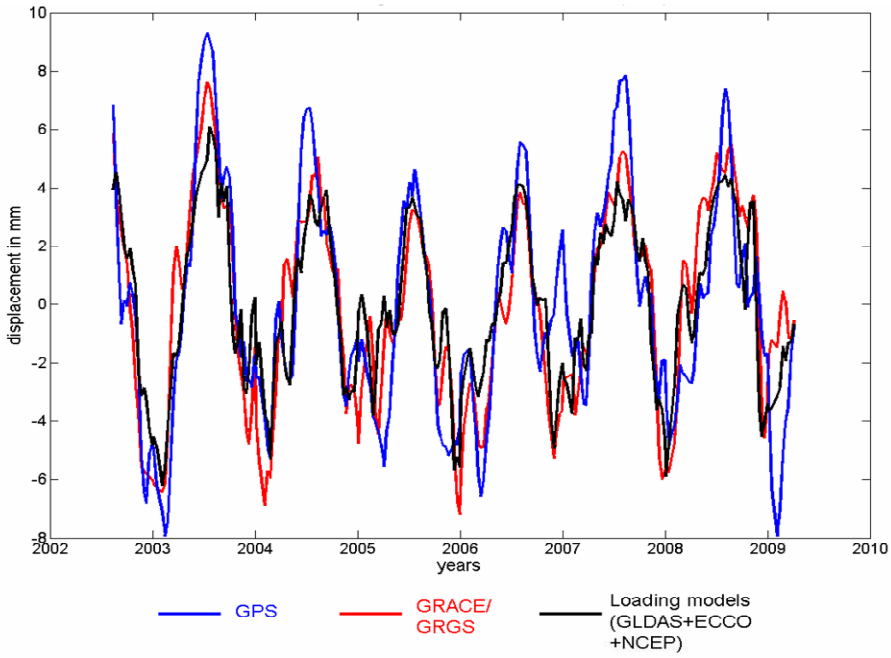


Figure 1: Time series of vertical displacement at the Matera station (mm) from GRACE-GRGS (red), GPS (European combined solution, blue) and the sum of the loading models (GLDAS+ECCO+NCEP, black).

For this station, we applied the three-cornered hat equation system (Equation 3) to the vertical displacements from one GRACE solution (GRACE-GRGS time serie), one GPS solution (European combined time serie) and one combination of loading models (the time series of the sum of GLDAS, ECCO and NCEP contributions). We obtain the standard deviation of the error as 0.8, 1.7 and 0.6 mm for respectively the GRACE, the GPS and the load models solutions (Table 5). These results are smaller than the amplitude of the computed displacements (Figure 2), confirming that a large part of the signal is common to the GRACE, GPS and the sum of the models.
Over the inter-annual part of the signal, the error standard deviation is found to be 0.4, 0.8 and 0.5 mm for the considered GRACE, GPS and the load models solutions, respectively (Table 6). Note that this error reduction mostly results from the running average, as averaging on 6 values diminishes the standard deviation by a factor of 2.4 ($\sqrt{6}$).

	GRACE	GPS	Loading models
	GRGS	European combined	GLDAS+ ECCO+ NCEP
standard deviation of residuals (mm)	0.8	1.7	0.6

Table 5: Standard deviation of the errors on the vertical displacements at the Matera station.

	GRACE	GPS	Loading models
	GRGS	European combined	GLDAS+ ECCO+ NCEP
standard deviation of residuals (mm)	0.4	0.8	0.5

Table 6: Standard deviation of the errors on the inter-annual vertical displacements at the Matera station.

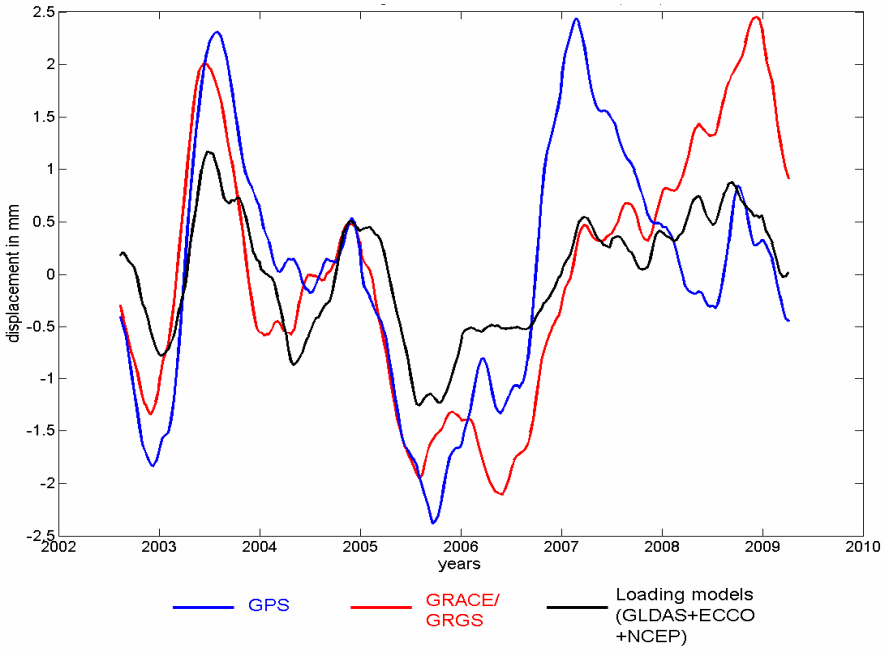


Figure 2: Time series of inter-annual vertical displacement at the Matera station (mm) from GRACE-GRGS (red), GPS (European combined solution, blue) and the sum of the loading models (GLDAS+ECCO+NCEP, black)

3. Results

We have three independent sources of information, GPS, GRACE and load models, with several solutions for each technique. Section 2.B has presented a basic application of the three-cornered hat on one station, with only one solution for each technique. In this section 3, we use the full dataset, i.e the four GRACE solutions, the four combinations of the GCMs and the two GPS solutions, for all the stations of our network. By computing the variances of the differences between two time series of displacement on each station, we can write the equation system for all pairs of series. We keep and estimate the covariance term when we consider the differences of time series between two solutions of the same technique, like two GRACE solutions, and we set this covariance term to zero in case of two different techniques, as mentioned in section 2.A (Equation 3). The resulting system remains over-determined and is solved by a least-square procedure. This approach is consistent with the method of Chin *et al.*, (2005), who showed that the three-cornered hat method has a solution even when datasets with correlated error are used, as long as there are at least three differences of time series from techniques with independent errors, which is the case here as we have several solutions from each one of our independent techniques. The covariances that need to be estimated are those between two solutions of the same technique. As some techniques have more observations than others, we weight the equations so that, globally, every technique (GRACE, GPS and models) is given the same weight in the total system.

Considering that the time series from each dataset at each station allow sampling the error of the technique used to generate the time series, we solve, in part A, a global equation system with only three unknown variances: the error variance of GRACE, GPS and the sum of the loading models. Then, considering that the time series from each solution at each station allow us to sample the error of a given solution, we compare, in part B, the solutions from the same technique with each other. In this

case, the number of unknown variances equals 10 (4 GRACE solutions, 4 combinations of the loading models, and 2 GPS solutions). Finally, in part C, we solve the same equation system, with the same unknowns than in part B, but for each station independently. This allows to detect geographical patterns in the precision of a given solution, as well as local anomalies.

A. Technique level comparison

To obtain the technique error, we only use differences of time series from different techniques. We do not consider the differences between two solutions of a same technique, as they are supposed here to be the samplings of the same quantity, the technique error. The system is then composed of 32 equations for each station, or 24 if the station is not part of the ULR4 solution (see Table 4). The 32 equations are the 16 differences between the time series of each one of the two GPS solutions and each one of the four GRACE solutions and of the four combinations of models, in addition to the 16 differences between each one of the four GRACE solutions and each one of the four GCM solutions. We solve the global system for the variance of the errors for GRACE, GPS and the loading models. In order to get better estimations of the uncertainties on the error variances, we used a boot-strapping method with 1000 resamplings (Moore *et al*., 2003), randomly picking as many stations as in the initial set, with repetition, and making independent estimation of the errors for each resampling. The medians, extreme values, and standard deviations for the errors are presented in Figure 4. The results are at the same order than those obtained for the Matera station, with error standard deviation for the vertical displacement of 1.2, 2.1 and 1.0 mm for GRACE, GPS and the loading models, respectively. Note that 1 mm of vertical displacement corresponds to about 2 cm of equivalent water height at a 2500 km spatial scale (Figure 3). Similar conclusions hold for the inter-annual vertical errors, though the standard deviations are half the size: 0.5 mm for the loading models, 0.6 mm for GRACE and 1.1 mm for GPS. The relative errors, representing the ratios between the variances of the errors and the variances of the signals, are shown on Figure 5. Both on total and inter-annual signals, for GRACE, GPS and the loading models, these relative errors are always smaller than 50%, showing that a significative part of the variance of the signal can be explained by the common loading, included at inter-annual time scale.

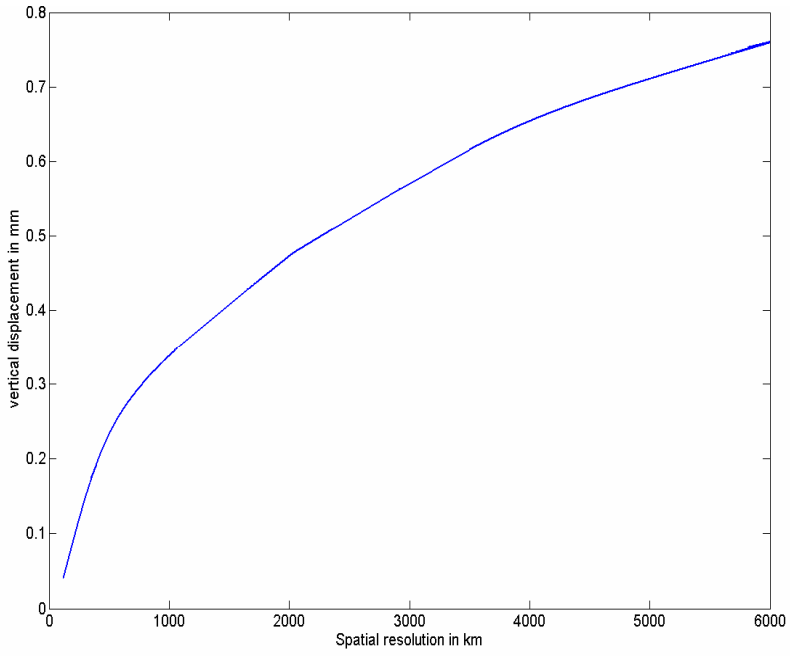


Figure 3: Vertical displacement induced by a 1 cm equivalent water height loss, as a function of the spatial scale of this load.

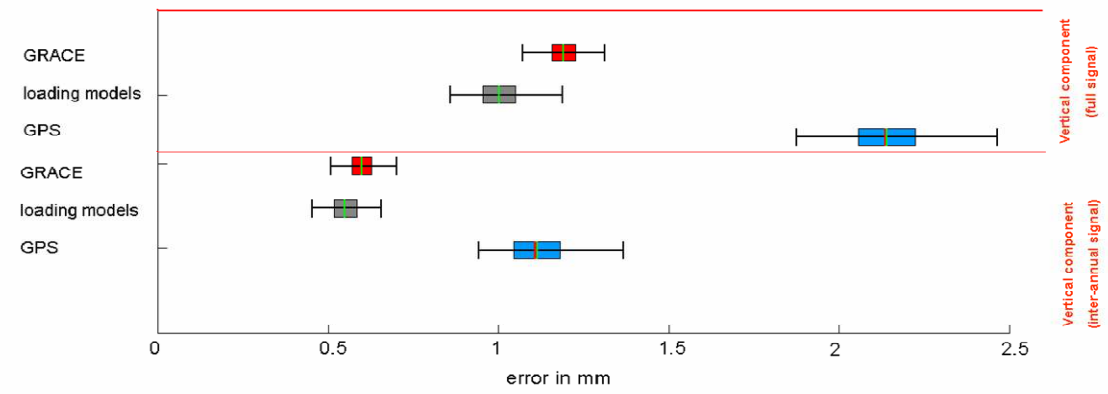


Figure 4: Standard deviation of the residuals computed by the three-cornered hat method. Results are given at the technique level (GRACE, GPS, loading models), for the Vertical, Eastern, Northern and inter-annual Vertical displacements.

The half length of the thick coloured bars represents the standard deviation of the residual estimates obtained from the boot-strapping method, the green vertical bar the median value (assumed to be the standard deviation of the residual) and the two extremes of each thin bar the minimal and maximal value obtained when doing the bootstrapping.

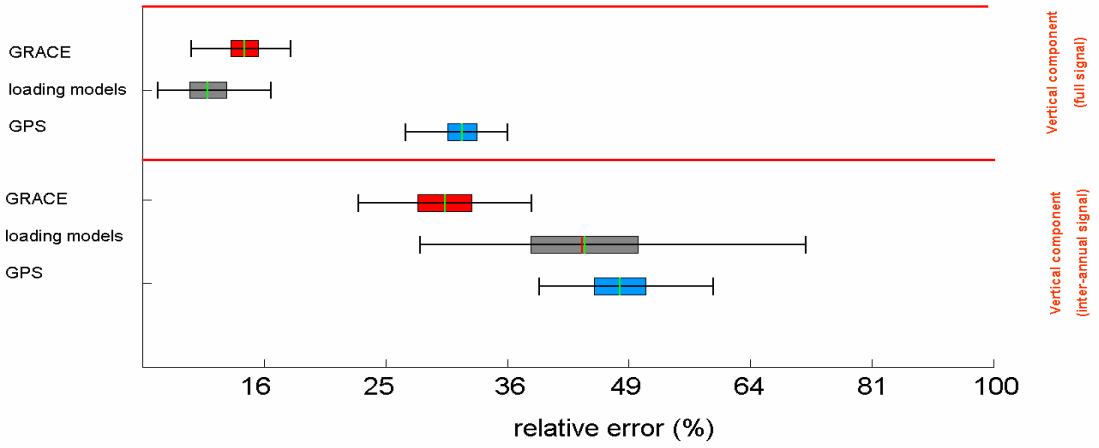


Figure 5 : Relative residuals (ratio between the variance of the residuals computed by the three-cornered hat method and the mean variance of the signal. Results are given at the technique level (GRACE, GPS, loading models), for the Vertical, Eastern, Northern and inter-annual Vertical signals.

B. Solution level comparison

We also use the three-cornered hat method to compare the quality of the different solutions for a same technique, by estimating the variance of the error term for each solution. In this case, the equations with differences of time series from the same techniques are added into the system described in section 3.A.The covariances between the errors for two solutions of a same technique are kept as an unknown of the system and estimated. This leads to 13 equations more than is section 3.A or 12 if the station is not part of ULR4 solution. These 13 equations are the six pair-wise differences between the four GRACE solutions, the six pair-wise differences between the four combinations of GCMs and the difference between the two GPS solutions time series if the station is part of the ULR4 solution. We then have 36 equations on each station, and 45 for stations included in the ULR4 Solution (Table 4). Tables 7 and 8 present the results obtained respectively on the total and inter-annual time series. Both

on the total signal and on the inter-annual displacements, our results show that the standard deviation of the errors depends more on the technique than on the solution used.

As mentioned above, there might be some covariance between the inter-technique errors. Including all the covariance as unknown of the problem would make it underdetermined. To overcome that problem, we added constraint equations, under the hypothesis of weak correlation for all the inter-techniques errors. The obtained results with this method are consistent within 0.2 mm with the results presented in Tables 7 and 8, confirming that the possible inter-technique covariance can be left out of the problem.

	GRACE-GRGS	GRACE-JPL	GRACE-CSR	GRACE-GFZ	GPS (European combined)	GPS (ULR4) on 36 stations only	GLDAS+ ECCO+ NCEP	GLDAS+ Mercator+ NCEP	WGHM+ ECCO+ NCEP	WGHM+ Mercator+ NCEP
GRACE-GRGS	**1.0 +/- 0.06**	*0.10*	*0.29*	*0.39*						
GRACE-JPL		**1.4 +/- 0.06**	*0.86*	*0.83*						
GRACE-CSR			**1.2 +/- 0.06**	*0.82*						
GRACE-GFZ				**1.3 +/- 0.06**						
GPS (European combined)					**2.1 +/- 0.13**	*0.71*				
GPS (ULR4) on 36 stations only						**1.9 +/- 0.09**				
GLDAS+ ECCO+ NCEP							**0.8 +/- 0.05**	*0.61*	*0.60*	*0.49*
GLDAS+ Mercator+ NCEP								**0.9 +/- 0.05**	*0.52*	*0.88*
WGHM+ ECCO+ NCEP									**1.0 +/- 0.06**	*0.95*
WGHM+ Mercator+ NCEP										**1.1 +/- 0.06**

Table 7: Standard deviation of the errors in mm (diagonal terms) and correlation of the errors (non-diagonal terms) on the vertical displacements on the 110 European stations. Gray blocks indicate that the inter-technique covariances of the residual terms are not estimated.

B.1. Comparison of the GPS solutions

In Table 7, the precision of the ULR4 solution appear slightly better than that of the European combined one. Nevertheless, if we restrict the estimation on the ULR4 stations only, the results for the two solutions are both at 1.9mm. This indicates that the difference resulted mostly from the different network, as the ULR4 network is less homogeneously distributed than the network of 110 stations of the European combined solution. This also implies that the impact of the differences in data processing strategy is small with respect to the inter-technique differences.

	GRACE-GRGS	GRACE-JPL	GRACE-CSR	GRACE-GFZ	GPS (European combined)	GPS (ULR4) on 36 stations only	GLDAS+ ECCO+ NCEP	GLDAS+ Mercator+ NCEP	WGHM+ ECCO+ NCEP	WGHM+ Mercator+ NCEP
GRACE-GRGS	**0.6 +/- 0.04**	*0.56*	*0.65*	*0.73*						
GRACE-JPL		**0.6 +/- 0.04**	*0.89*	*0.71*						
GRACE-CSR			**0.6 +/- 0.04**	*0.69*						
GRACE-GFZ				**0.6 +/- 0.04**						
GPS (European combined)					**1.2 +/- 0.10**	*0.69*				
GPS (ULR4) on 36 stations only						**1.1 +/- 0.07**				
GLDAS+ ECCO+ NCEP							**0.5 +/- 0.04**	*0.87*	*0.79*	*0.64*
GLDAS+ Mercator+ NCEP								**0.6 +/- 0.05**	*0.68*	*0.98*
WGHM+ ECCO+ NCEP									**0.6 +/- 0.05**	*0.97*
WGHM+ Mercator+ NCEP										**0.7 +/- 0.05**

Table 8: Standard deviation of the errors in mm (diagonal terms) and correlation of the errors (non-diagonal terms) on the inter-annual vertical displacements on the 110 European stations. Gray blocks indicate that the inter-technique covariances of the residual terms are not estimated.

B.2. Comparison of the GRACE solutions

The estimated precision for the GRACE solutions is at the same order, about 1 mm. The best precision is obtained with the GRGS model. This is appears to be due to the fact that the amplitudes of the displacements from the GRGS solution are generally slightly larger than for the other solutions, and more consistent with those from the GCMs and the GPS. Also note that the GRGS solution is less covariant with the other GRACE solutions than the other GRACE models with each other. This point is consistent with the differences in data processing methods, and in particular the stabilization applied to the GRGS solution in order to avoid any additional data filtering (Bruinsma *et al.*, 2010). This difference disappears at inter-annual time scale, the four GRACE solutions giving similar errors.

B.3 Comparison of the loading models combinations

The precisions of the GCM combinations are also of the same order, about 1.2 mm, with small differences between the combinations: for example WGHM and Mercator generate about 0.4 mm more standard deviation of errors than GLDAS and ECCO, which give the best results. This suggests that the use of that combination might be optimal for comparing with geodesy data.

C. Station level comparison of the solutions

When solving the same equation system for each station independently, we obtain information on the precision of each solution at each station as shown on Figure 6, and on Figure 7 for the inter-annual signal.

The GRGS and CSR solutions, which appear to be the most precise ones in the previous section, do not show any clear geographical pattern in their local errors. Conversely, a consistent spatial pattern

appears in the errors estimated for the GFZ or JPL models, with higher errors in Eastern Europe (Ukraine, Romania) and in the Atlantic coast than in the Mediterranean region. In coastal regions, this result can be due to the non homogeneous quality of the dealiasing product, whereas in Eastern Europe it might be mainly due to a slightly smaller amplitude of the annual signal in those GRACE solutions. Spatial patterns also appear in the map of errors on the load mass estimation derived from the loading models: larger errors are found around the Black Sea. This would indicate a less precise modelling of the Black Sea Ocean Bottom Pressure. The distribution of estimated GPS standard deviations of errors shows higher values in the Middle-East and in some Eastern Europe stations. Stations with strong local effects appear clearly, such as ESCO station in the Spanish Pyrenees where effects due to the high altitude (around 2450 m) can affect the amplitude of annual signal. This suggest a practical application of this method for the detection of anomalies in the GPS time series.

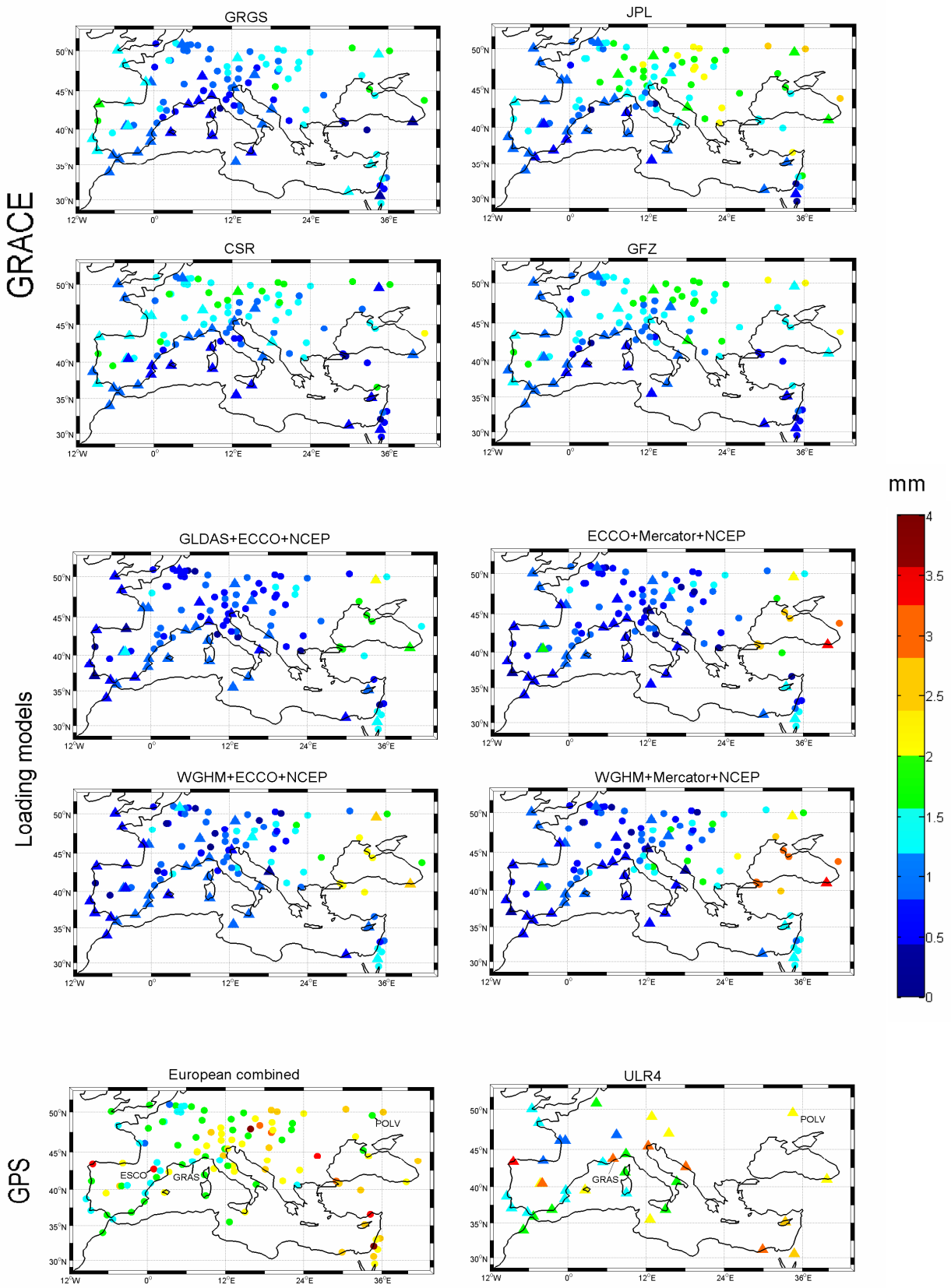


Figure 6 : Maps of residuals on the vertical displacements due to the loading (in mm) given by station and by solution.

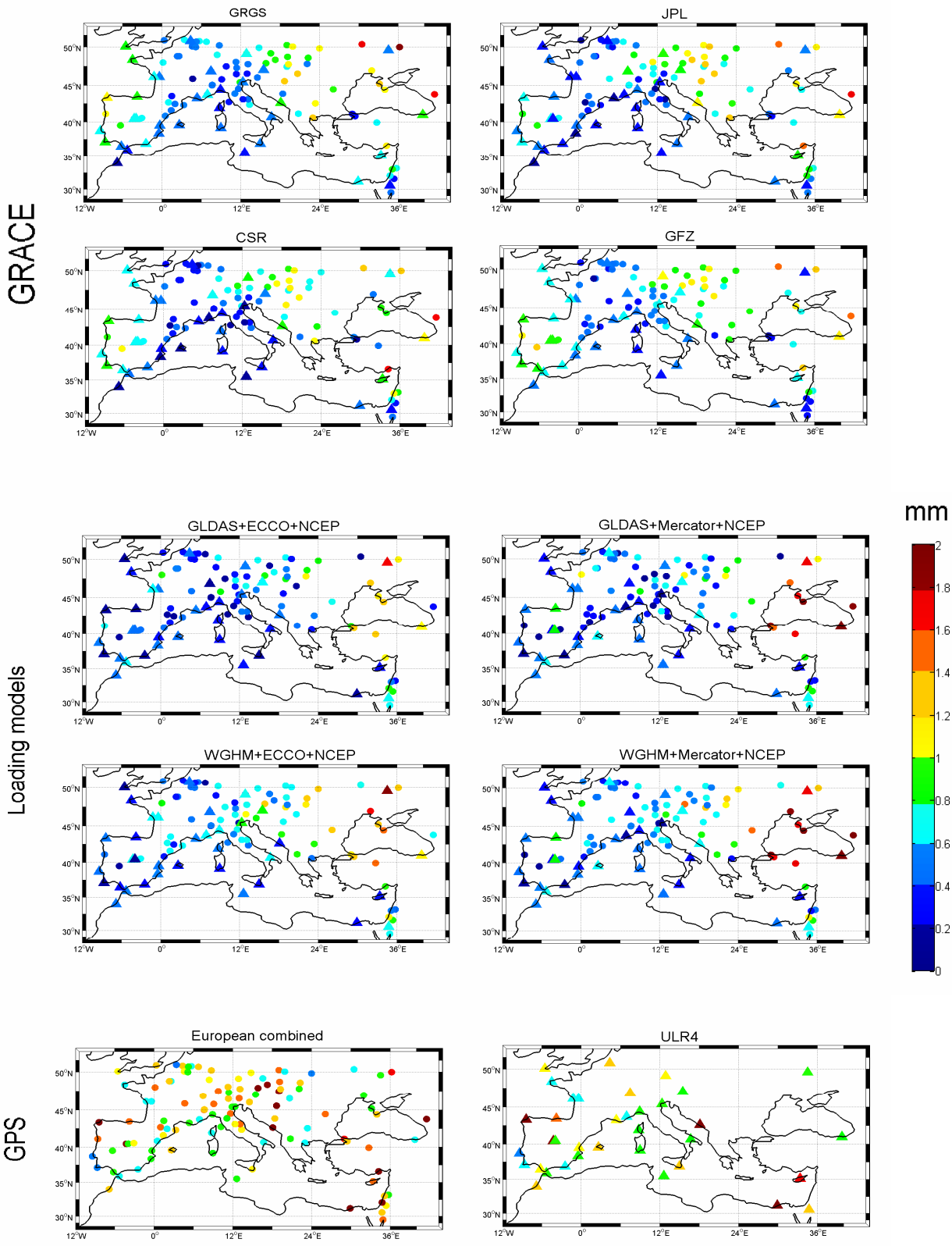


Figure 7: Maps of residuals on the inter-annual vertical displacements due to the loading (in mm) given by station and by solution.

4. Discussion

Using the three-cornered hat method on GPS, GRACE, and climate GCMs, we estimate the load deformation precision at the mm level for GRACE and the GCM, and twice as large for the GPS. Note that this precision estimates does not only include the specific technique and solution errors in measuring the deformations, the gravity changes, or in estimating the mass associated to water load, i.e. what we actually want to estimate, as they also include the possible geophysical contributions other than the common water signal, as well as the omission error related to the difference of spatial resolution of the water load estimation between the different techniques.

The other geophysical contributions are actually not an issue for our study, as we want to investigate the quality of the water load determination; consequently, considering such contributions as error is appropriate. In addition, those effects are expected to be small. Indeed, we removed a trend for all the datasets, the time series should be free from any linear tectonic, GIA or subsidence (Zerbini *et al.,* 2007) signals. Moreover, earthquakes effects should not be present in our time series as de Viron *et al*. (2008) showed that GRACE was only able to detect earthquakes with a magnitude larger than 8.6, which did not happen in our area of interest, and as earthquakes-related discontinuities have been removed from the GPS time series during the stacking step. Given the earthquakes which occurred between 2002 and 2009, residual post-seismic displacements can locally affect significantly GPS time series on some stations in the area of the epicenters, especially in Central and Southern Italy (earthquake of l'Aquila in 2009) and Morocco (earthquake of Al-Hoceima in 2004). The number of stations concerned is however limited. The GPS time series also include local site effects, for instance linked with seasonal deformations of the buildings where stations are installed, displacements due to monumentation instability (Dong *et al*., 2002), or local geologic effects (Nahmani *et al*., 2012).

As the displacements from both GRACE and the models have a space resolution of the order of several hundreds of kilometers, the omission error on the displacements associated to water load is mostly associated with the shorter wavelengths spatial signal in the GPS station positions, which is not present in GRACE and the models. Note that the conversion from loading to displacements also acts as a low-pass filter: the resulting displacement from a load is more sensitive to low frequencies than to local spatial patterns, compared to the original load. Therefore the differences of resolutions between the three techniques are smaller when considering the displacements than one could expect from the difference of *a priori* resolutions.

For the GPS, specific technique and solution errors may come from the propagation of mismodellings in zenithal hydrostatic *a priori* delays, mapping function, antenna phase center variations, solid or oceanic tides or orbits, draconitic signals (Ray *et al*., 2008), multipaths effects, or the fact that atmospheric tides are not taken into account (Tregoning and Watson, 2009, van Dam et al., 2007). For GRACE, those are mostly related to aliasing noise. For the loading models, they would be associated with the modeling errors or the non-modelled contributions, like groundwater in hydrological models or great surface aquifers, which are not taken into account in GLDAS.

When considering that the load mass from GRACE has a mean spatial scale of 2500 km, the 1.2 mm precision obtained here corresponds to about 2.5 cm of water height, which is consistent with previous studies. Estimates obtained by Wahr *et al*. (2006) range between 2 and 3.5 cm of EWH. Swenson *et al*. (2006) found a precision of the GRACE-estimated water storage at the level of 2.5 cm EWH over large hydrological basins. A precision of 2 cm EWH was found by Klees *et al*. (2008) by comparing several global and regional GRACE solutions on basins larger than 1 million km², and by Longuevergne *et al*. (2010) over small basins.

Our error levels for the GPS displacements are smaller than the precision estimates obtained by Collilieux *et al*. (2010), who reported a 4.7 mm precision based on a weekly repeatability analysis. Our results are consistent with those of Ray *et al*. (2011), who found a 2.2 mm weekly repeatability on the vertical displacement at stations where the water signal is supposed to have been removed. The lesser precision of the GPS as compared to GRACE and the GCMs can be associated with local deformations, which are only measured by GPS, and by error from the technique itself. As shown by van Dam *et al*. (2007), the contribution of local load, or omission error, to this difference of errors between GPS and the two other techniques is expected to be small. However, our results also show that the GPS keeps a fair sensitivity to the water load also at inter-annual time scales.

The inconsistencies between geodetic measurements and the loading models in coastal areas, especially in the Atlantic, had been noticed by several studies (e.g. Tesmer *et al.*, 2011, van Dam et al., 2007). A possible explanation is the large amplitude of oceanic tides at those locations, associated with the low amplitude of the annual signal. The use of imperfect tide correction models, assimilated in different ways in the GPS and GRACE data processing, may create artefacts contaminating the times series.

5. Conclusion

We showed that the three-cornered hat can be used to assess the precision of the water load determined from GRACE, GPS, and GCMs. We found that GRACE and the GCMs, when converted into vertical displacement, reach a precision of about 1mm over Europe, whereas the GPS performs with about twice this level of error. We also investigated the inter-annual signal, and showed that the performances of the different techniques are comparable to what is obtained for the seasonal signal. In particular, the GPS time series keep a fair sensitivity to water load signals at inter-annual time scales, and the loading models prove to be efficient at retrieving the inter-annual water displacements. An outcome of our analysis was also to detect local problems in the different solutions, such as outlying GPS stations, or mismodelling of the Black Sea. When comparing different solutions for each type of data/model, we assessed the impact of the processing strategy of each GRACE and GPS time series and compared the quality of the different loading models. Both on the total and on the inter-annual displacements, it was shown that the standard deviation of the errors depended more on the technique than on the solution used. In the future, this assessment can be completed by studies at a global scale, as a step towards a possible use and assimilation of geodetic data into hydrological and oceanic circulation models.

Reference list

Bettadpur, S., 2007. *CSR Level-2 processing standards document for level-2 product release 0004,* GRACE 327742 (Rev. 3.1*).*

Blewitt, G., Lavallee, D., Clarke, P. & Nurutdinov, D., 2001. A new global mode of Earth deformation: Seasonal cycle detected, *Science*, 294, 2342–2345.

Blewitt, G. & Clarke, P., 2003. Inversion of Earth's changing shape to weigh sea level in static equilibrium with surface mass redistribution, *Journal of Geophysical Research*, 108(B6), 2311, doi:10.1029/2002JB002290.

Boehm, J., Werl, B. & Schuh, H., 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*, 111, B02406, doi:10.1029/2005JB003629

Boehm J, Mendes Cerveira PJ, Schuh H, Tregoning P (2007) The impact of tropospheric mapping functions based on numerical weather models on the determination of geodetic parameters. In: Tregoning P, Rizos C (eds) Dynamic planet—monitoring and understanding a dynamic planet with geodetic and oceanographic tools. Springer, International Association of Geodesy Symposia, vol 130, pp 837–843. doi:10.1007/978-3-540-49350-1_118

Boy, J.-P. & Lyard, F., 2008. High-frequency non-tidal ocean loading effects on surface gravity measurements, *Geophysical Journal International*, **175**, 35–45.

Bruinsma, S., Lemoine, J.-M. & Biancale, R., 2010. CNES/GRGS 10-day gravity field models (release 2) and their evaluation, *Advanced Space Researchs.*, 45, 4, 587-601, doi: 10.1016/j.asr.2009.10.012.

Bruyninx, C., 2004, The EUREF Permanent Network: a multi-disciplinary network serving surveyors as well as scientists, *GeoInformatics*, 7, pp. 32-35

Chambers, D. P., 2006. Evaluation of new GRACE time-variable gravity data over the ocean**,** *Geophysical Research Letters.*, 33, L17603, doi:10.1029/2006GL027296.

Chen, J. L., Wilson, C.R., Famiglietti, J. S. & Rodell, M., 2005. Spatial sensitivity of GRACE time-variable gravity observations, *Journal of Geophysical Research*, 110, B08408, doi:10.1029/2004JB003536.

Cheng, M. & Tapley, B. D., 2004. Variations in the Earth's oblateness during the past 28 years, *Journal of Geophysical Research*, 109, B09402, doi:10.1029/2004JB003028.

Chin, T. M., Gross, R. S., Dickey, J. O., 2005. Multi-reference evaluation of uncertainty in Earth orientation parameter measurements, *Journal of Geodesy*, 79(1–3):24–32

Collilieux X., Métivier, L., Altamimi, Z., van Dam, T. & Ray, J., 2010. Quality assessment of GPS reprocessed Terrestrial Reference Frame, *GPS Solutions*, 15, number 3, page 219-231, doi:10.1007/s10291-010-0184-6.

Collilieux X., van Dam, T.., Ray, J.., Coulot, D., Métivier, L. & Altamimi, Z., 2011. Strategies to mitigate aliasing of loading signals while estimating GPS frame parameters, *Journal of Geodesy*, doi:10.1007/s00190-011-0487-6.

Davis, J.L., Elosequi, P., Mitrovica, J.X. & Tamisiea, M.E., 2004. Climate driven deformation of the solid Earth from GRACE and GPS, *Geophysical*. *Research Letters*, 31(24), L24605, doi:10.1029/2004GL021435.

Döll, P., Kaspar, F., and Lehner, B., 2003. A global hydrological model for deriving water availability indicators: model tuning and validation, *Journal of Hydrology*, 270, 105–134.

Dong, D., P. Fang, Y. Bock, M., Cheng, K. & Miyazaki, S., 2002. Anatomy of apparent seasonal variations from GPS-derived site position time series**,** *Journal of Geophysical Research*, 107, 2075, doi:10.1029/2001JB000573.

de Viron, O., Panet, I., Mikhailov, V. Van Camp, M. & Diament, M., 2008. Retrieving earthquake signature in GRACE gravity solutions, *Geophysical Journal International* ,174(1), 14–20.

Duan XJ., Guo JY., Shum CK. & ven der Wal, W., 2009. On the postprocessing removal of correlated errors in GRACE temporal gravity field solutions. *Journal of Geodesy.* doi:10.1007/s00190-009-0327-0.

Famiglietti, J. S., Lo, M., Ho, S. L., Bethune, J., Anderson, K. J., Syed, T. H., Swenson, S. C., de Linage, C. R., and Rodell, M., 2011. Satellites measure recent rates of groundwater depletion in California's Central Valley. *Geophysical Research Letters*, 38:3403–+, doi:10.1029/2010GL046442.

Farrell, W.E., 1972. Deformation of the earth by surface loads, *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 10(3), 761–797.
Feissel-Vernier M., de Viron, O. & Le Bail, K., 2007. Stability of VLBI, SLR, DORIS, and GPS positioning, *Earth Planets Space*, 59, 475-497.

Flechtner, F., Dahle, C., Neumayer, K.-H., König, R., & Foerste, C. , 2010. The Release 04 CHAMP and GRACE EIGEN Gravity Field Models, *in: Flechtner, F.; Gruber, T.; Güntner, A.; Mandea, M.; Rothacher, M.; Schöne, T.; Wickert, J. (Eds.), System Earth via Geodetic-Geophysical Space Techniques*, Springer, 41-58.

Fund, F., Morel, L., Mocquet, A. & Boehm, J., 2011. Assessment of ECMWF-derived tropospheric delay models within the EUREF Permanent Network, *GPS Solutions*, 15, 39-48, doi:10.1007/s10291-010-0166-8.

Güntner, A., Stuck, J., Werth, S., Döll, P., Verzano, K., & Merz, B., 2007. A global analysis of temporal and spatial variations in continental water storage, *Water Resources Research*, 43, W05416.

Hartmann, D.L. & Michelsen, M.L., 1989. Intraseasonal Periodicities in Indian Rainfall, *Journal of Atmospheric Sciences*, 46(18), 2838-2862.

Jekeli, C., 1981. *Alternative methods to smooth the Earth's gravity field*, p. 48, Department of Geodetic Science and Surveying, Ohio State University, Columbus, Ohio.

King, M., Moore, P., Clarke, P. & Lavallée, D., 2006. Choice of optimal averaging radii for temporal GRACE gravity solutions, a comparison with GPS and satellite altimetry, *Geophysical Journal International*, 166, 1–11, doi:10.1111/j.1365-246X.2006.03017.x.

Klees, R., Liu, X., Wittwer, T., Gunter, B. C., Revtova, E. A., Tenzer, R., Ditmar, P., Winsemius, H. C., & Savenije, H. H. G., 2008. A Comparison of Global and Regional GRACE Models for Land Hydrology. *Surveys in Geophysics*, 29:335–359, doi:10.1007/s10712-008-9049-8.

Koot L., de Viron, O., & Dehant, V., 2006. Atmospheric angular momentum time-series: characterization of their internal noise and creation of a combined series, *Journal of Geodesy*, 79(12):663-674. DOI : 10.1007/s00190-005-0019-3.

Legrand J., Bergeot, N., Bruyninx, C., Wöppelmann, G., Santamaria-Gomez, A., Bouin, M-N., & Altamimi, Z., 2012. Comparison of regional and global GNSS positions, velocities and residual time series. *International Association of Geodesy Symposia 136, Geodesy for Planet Earth*, pp. 95-104, doi:10.1007/978-3-642-20338-1_12.

Lee, T., Fukumori, I., Menemenlis, D., Xing, Z.F., &. Fu, L.L., 2002. Effects of the Indonesian Throughflow on the Pacific and Indian oceans, *Journal of Physical Oceanogr*aphy, 32, 1404–1429.

Longuevergne, L., Scanlon, B. R., & Wilson, C. R., 2010. GRACE Hydrological estimates for small basins:
Evaluating processing approaches on the High Plains Aquifer, USA, *Water Resources Research.,* 46, W11517,doi:10.1029/2009WR008564

Moore D.S., McCabe G.P., Duckworth W.M., & Sclove S.L., 2003. *The practice of business statistics: Using data for decisions*, 2nd ed. (New York: WH Freeman) 859 p.

Nahmani S., Bock, O., Bouin, M-N., Santamaria-Gomez, A., Boy, J-P., Collilieux, X., Métivier, L., Panet, I., Genthon, P., de Linage, C., and Wöppelmann, G., 2012. Hydrological deformation induced by the West African Monsoon: Comparison of GPS, GRACE and loading models, *Journal of Geophysical Research*, vol. 117, number B05409, doi:10.1029/2011JB009102

Niell, A.E., 1996., Global mapping functions for the atmosphere delay at radio wavelengths, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 101, No. B2, pp. 3227-3246.

Pagiatakis, S. D., 1990. The response of a realistic Earth to ocean tide loading, *Geophysical Journal International*, 103, 541-560.

Petrov L. & Boy J-P., 2004. Study of the atmospheric pressure loading signal in VLBI observations, *Journal of Geophysical Research*, 10.1029/2003JB002500, Vol. 109, No. B03405.

Premoli, A. & Tavella, P., 1993. A Revisited Three-Cornered Hat Method for Estimating Frequency Standard Instability, *IEEE Transactions on Instrumentation and Measurement*, 42, No.1, pp. 7-13.

Ramillien, G., Frappart F., Cazenave A., & Güntner A., 2005. Time variations of the land water storage from an inversion of 2 years of GRACE geoids. *Earth Planet. Science Letters*, 235, 283–301.

Ray, J., Altamimi, Z., Collilieux, X. & van Dam . T., 2008. Anomalous harmonics in the spectra of GPS position estimates. *GPS Solutions*, 12(1):55–64.

Ray, J., 2011. Consistency of crustal loading signals derived from models and GPS. Inferences for GPS positioning errors, *AGU Fall Meeting 2011*, Session G51B-06, San Francisco, 9 December 2011.

Rodell, M, Houser P.R., Jambor, U., Gottschalck, J., Mitchell, K., Meng, C-J., Arsenault, K., Cosgrove, B., Radakovich, J., Bosilovich, M., Entin, J.K., JWalker, J.P., Lohmann, D. & Toll , D., 2004. The Global Land Data Assimilation System. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 85 (3), pp 381-394.

Rodell, M., J. Chen, H. Kato, J. Famiglietti, J. Nigro and C. Wilson, 2007, Estimating ground water storage changes in the Mississippi river basin using GRACE, *Hydrogeology Journal*, doi 10.1007/s10040-006-0103-7

Santamaria-Gomez, A., Bouin, M-N., Collilieux, X. & Wöppelmann, G., 2011. Correlated Errors in GPS Position Time Series : Implications for Velocity Estimates. *Journal of Geophysical Research*, 116, B01405, doi:10.1029/2010JB007701.

Schmidt, R., Flechtner, F., Meyer, U., Neumayer, K. H., Dahle, C., König, R. & Kusche, J., 2008. Hydrologic signals observed by the GRACE satellites. *Survey in Geophys*ics, 29(4–5), 319–334, doi:10.1007/s10712-008-9033-3.

Syed, T. H., Famiglietti, J. S., Rodell, M., Chen, J. & Wilson, C. R., 2008. Analysis of terrestrial water storage changes from GRACE and GLDAS, *Water Resources Res*earch, 44, W02433, doi:10.1029/2006WR005779.

Swenson, S., and Wahr, J. 2006, Post-processing removal of correlated errors in GRACE data,*Geophysical Research Letters*,33, L08402, doi:10.1029/2005GL025285

Swenson, S., Yeh, P.J-F., Wahr, J. & Famiglietti, J., 2006. *A comparison of terrestrial water storage variations from GRACE with in situ measurements from Illinois, Geophyical Research Letters.*, *33*, L16401, doi:10.1029/2006GL026962.

Swenson, S.C , Chambers, D.P. & Wahr, J., 2008. Estimating geocenter variations from a combination of GRACE and ocean model output. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 113, Issue: B8, Article B08410.

Tapley, B.D., Bettadpur, S., Ries, J.C., Thompson, P.F. & Watkins, M.M., 2004. GRACE measurements of mass variability in the Earth system, *Science*, 305(5683), 503–505, doi:10.1126/science.1099192.

Tesmer, V., Steigenberger, P., van Dam, T. & Gürr, T.M., 2011. Vertical deformations from homogeneously processed GRACE and global GPS long-term series, *Journal of Geodesy*, DOI: 10.1007/s00190-010-0437-8.

Tregoning, P., Watson, C., Ramillien, G., McQueen, H. & and Zhang, J., 2009. Detecting hydrologic deformation using GRACE and GPS, *Geophyical Research Letters*, 36, L15401, doi:10.1029/2009GL038718.

Tregoning, P. and Watson, C., 2009. Atmospheric effects and spurious signals in GPS analyses, *Journal Of Geophysical Research*, 114, B09403, doi:10.1029/2009JB006344

van Dam, T., Wahr, J. & Lavallée, D., 2007. A comparison of annual vertical crustal displacements from GPS and Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) over Europe, *Journal of Geophysical Research.*, 112, B03404, doi:10.1029/2006JB004335.

Wahr, J., Molenaar, M. & Bryan, F., 1998. Time variability of the Earth's gravity field: hydrological and oceanic effects and their possible detection using GRACE, *Journal of Geophysical Research.*, 103(B12), 30 205–30 229.

Wahr, J., Swenson, S. & Velicogna, I., 2006. Accuracy of GRACE mass estimates, *Geophysical Research Letters*., 33, L06401, doi:10.1029/2005GL025305.

Watkins, M. & Yuan, D., 2007. *JPL level-2 processing standards document for level-2 product release 04*, GRACE 327-744 (Rev. 4.1).

Zerbini, S., Richter, B., Rocca, F., van Dam, T. and Matonti, F., 2007. A Combination of Space and Terrestrial Geodetic Techniques to Monitor Land Subsidence: Case Study, the Southeastern Po Plain, Italy, *Journal of Geophysical Research*, 112, B05401, doi:10.1029/2006JB004338)

Acknowledgments

We are grateful to Xavier Collilieux and to the two reviewers for their remarks and fruitful discussions. The help of Arthur Jacobs and Wayne Crawford in the editing of the paper is gratefully acknowledged.. We thank CNES for financial support through the TOSCA program, as an exploitation of the GRACE mission. This study was supported by the Institut Universitaire de France,. We thank the GLDAS, ECCO, NCEP and WGHM teams for the Global Circulation Models outputs used in this work. We also thank Yann Drillet and the Mercator team for providing us the Mercator ocean model, and the editor and reviewers for their remarks and comments which helped us to improve this manuscript.

B. Résultats

La méthode du tricorne a permis d'estimer sur l'ensemble du réseau la précision de GRACE et des modèles à respectivement 1.2 et 1.1 mm de déplacement vertical (+/- 0.05 mm) pour la mesure de la surcharge. Cette erreur correspond, à la résolution spatiale moyenne de GRACE (annexe D), à une hauteur d'eau d'environ 2.5 cm, soit un résultat cohérent à 0.5 cm d'eau près avec la plupart des résultats obtenus par propagation des erreurs formelles, comparaison à des mesures *in-situ* ou estimation de bilans de masse sur des bassins (Wahr et al., 2006, Klees et al., 2008, Longuevergne et al., 2010). Concernant le GPS, la précision de la mesure de la surcharge été estimée à 2.1 mm de déplacement vertical. La différence de précision par rapport à GRACE ou aux modèles s'explique en partie par des différences au niveau de la station qui peuvent être plus fortes et dépasser largement 3 ou 4 mm. Celles-ci peuvent correspondre à une contribution plus forte des effets locaux non liés à la surcharge, par exemple d'origine géologique ou due à des effets d'expansion thermique, ou encore causée par diverses erreurs pouvant avoir une signature locale de forte amplitude (modélisation imparfaite du centre de phase des antennes, multitrajets). A l'échelle inter-annuelle, les précisions estimées de GRACE, GPS et des modèles sont divisées par 2 par rapport à celles obtenues sur le signal total. Les erreurs pour GPS y sont alors évaluées à environ 1 mm de déplacement vertical inter-annuel. En comparant ce chiffre à l'écart-type moyen des déplacements inter-annuels verticaux GPS, qui est de l'ordre de 2 mm sur les 110 stations, ceci montre qu'une partie significative du signal inter-annuel peut être expliquée par la surcharge à moyenne et grande longueur d'onde. Ce résultat met donc en évidence la présence d'un signal commun à GRACE, GPS et aux modèles à l'échelle inter-annuelle (voir par ailleurs l'annexe C).

La méthode du tricorne a également permis de quantifier les erreurs au niveau des solutions. Nous avons montré que, parmi les solutions GRACE, celle du GRGS avait les erreurs les plus faibles. Nous avons attribué ce constat au fait que l'amplitude du signal annuel de cette solution est plus grande et par conséquent globalement plus proche de celle des modèles et du GPS, par rapport aux autres solutions GRACE. Cette hypothèse est discutée dans la section II.e, et est partiellement confirmée par le fait qu'à l'échelle inter-annuelle, toutes les solutions GRACE se valent en termes de précision sur l'estimation de la charge d'eau. Concernant les modèles, des erreurs légèrement plus faibles, y compris à l'échelle inter-annuelle, sont obtenues en utilisant GLDAS et ECCO. Cependant, ce constat doit être nuancé par le fait qu'ECCO est incomplet et n'a pas de données en mer Noire, une zone où par ailleurs les erreurs sont plus fortes que la moyenne. Quant aux solutions GPS, les différences entre ULR4 et la solution européenne combinée ont été estimées, sur les 36 stations communes, comme étant inférieures à 0.1 mm. Ceci confirme le bon accord entre ces deux solutions malgré les différences dans le traitement : il y a par exemple plus de différences entre deux combinaisons de modèles de surcharge ou deux solutions GRACE comme GRGS et GFZ qu'entre les deux solutions GPS. Par ailleurs, en général, l'erreur reste principalement une erreur de technique, dans le sens où les écarts de précision entre différentes solutions d'une même technique restent plus petits que 0.3 mm, donc inférieurs aux différences de précision au niveau de la technique, entre GRACE et GPS, ou entre GPS et les modèles par exemple. Cette conclusion doit néanmoins être modérée, notamment par le fait que cette étude ait été réalisée avec un seul type de filtrage pour les solutions GRACE. Or, le type de filtrage utilisé peut également détériorer de façon importante l'estimation des redistributions de masse d'eau.

Notre étude a également permis de déceler de possibles problèmes dans les modèles, notamment autour de la Mer Noire, d'isoler des stations GPS avec de forts effets locaux ou de fortes erreurs, et de noter que des erreurs supérieures à la moyenne étaient généralement sur-représentées pour les stations en bord de mer, particulièrement le long de la côte Atlantique, au Proche Orient et sur les côtes espagnoles. La cause de ceci n'est pas confirmée, mais il faut considérer le fait que la zone Atlantique et la péninsule ibérique sont aussi les régions où l'amplitude du déplacement vertical lié à la charge d'eau est la plus faible. D'autres sources d'erreur peuvent se superposer : on peut alors émettre l'hypothèse de possibles effets d'aliasing des marées océaniques ou d'une modélisation imparfaite des gradients troposphériques, étant donné que l'anisotropie du délai troposphérique est supposée être plus importante en zone côtière.

II.b Compléments : méthode de filtrage optimale des solutions GRACE pour l'estimation des variations de masse d'eau

Nous disposons pour GRACE de 5 solutions issues d'autant d'équipes (CSR, JPL, GFZ, ITG et GRGS), et de six méthodes de filtrage différentes (voir le chapitre III du manuscrit). Ces différentes méthodes de filtrage n'ont en pratique été appliquées qu'à une seule solution (CSR), et les déplacements des autres solutions nécessitant un filtrage (GFZ, JPL, ITG) n'ont été calculées qu'avec un filtrage gaussien de rayon 500 km. Au total, nous disposons donc de 10 solutions GRACE (6 filtrages différents pour CSR + GFZ + ITG + JPL + GRGS). Cependant, seules 4 d'entre elles ont été utilisées dans Valty et al. (2013), afin de gagner en lisibilité.

La méthode du tricorne permet également de comparer les erreurs de séries temporelles corrélées pour autant qu'il y ait au moins autant de paires de séries indépendantes qu'il y a d'erreurs à estimer, de la même manière que lorsque la méthode est utilisée pour évaluer différentes solutions d'une même technique les unes par rapport aux autres. Ceci a pour but de déterminer s'il existe une combinaison « solution + filtrage » optimale pour estimer les déplacements liés à la charge d'eau. Les écart-types des erreurs sur la mesure de la surcharge alors obtenus avec la méthode du tricorne et toutes les solutions GRACE sont présentés dans le tableau ci-dessous. Les résultats obtenus pour les solutions GPS et les modèles ne sont pas rappelés ici, étant donné qu'ils sont exactement les mêmes que ceux montrés dans la publication. Ceci prouve en passant la robustesse de l'estimation par la méthode du tricorne, qui n'est nullement modifiée par l'ajout de solutions au système.

	GRGS, pas de filtrage	ITG, (1)	GFZ, (1)	JPL, (1)	CSR, (1)	CSR, (2)	CSR, (3)	CSR, (4)	CSR, (5)	CSR, (6)
GRGS, pas de filtrage	1,0 mm	0,34	0,38	0,1	0,29	0,3	0,26	0,25	0,15	0,09
ITG, filtre gaussien de rayon 500 km(1)		1,3 mm	0,76	0,67	0,79	0,77	0,68	0,64	0,34	0,24
GFZ, filtre gaussien de rayon 500 km(1)			1,4 mm	0,83	0,82	0,79	0,69	0,66	0,37	0,25
JPL, filtre gaussien de rayon 500 km(1)				1,5 mm	0,86	0,82	0,72	0,7	0,41	0,27
CSR, filtre décorrélateur de Swenson et al. avec paramétrage n°2 + filtre gaussien de rayon 500 km (1)					1,2 mm	0,9	0,78	0,74	0,54	0,48
CSR, filtre décorrélateur de Swenson avec paramétrage n°2 + filtre gaussien de rayon 500 km (2)						1,3 mm	0,79	0,76	0,56	0,49
CSR, filtre gaussien de rayon 500 km (3)							1,3 mm	0,88	0,59	0,52
CSR, filtre gaussien de rayon 300 km (4)								1,4 mm	0,61	0,54
CSR, apodisation à partir du degré 20 (5)									1,6 mm	0,83
CSR, apodisation à partir du degré 30 (6)										1,8 mm

Table V.1: Résultats du tricorne appliqué aux méthodes de filtrage des solutions GRACE.

Sur la diagonale : écart-type des erreurs sur la mesure du signal commun (mm)..

Termes hors-diagonale : corrélations estimées.

La solution GRGS reste celle qui fournit les erreurs les plus faibles, confirmant ainsi les résultats précédents. Pour les autres solutions, c'est le filtre décorrélateur de Swenson et al. (2008) utilisé avec les paramètres « classiques » de Duan et al. (2009) (voir chapitre IV), en complément d'un filtre gaussien de rayon 500 km qui donne les meilleurs résultats, même si les précisions obtenues avec un simple filtrage gaussien de rayon 500 km restent très proches. L'apodisation spectrale est le filtrage qui donne les écarts les plus gros par rapport à la solution de référence. En réalité, cette méthode de filtrage, et en particulier celle appliquée à partir du degré 30, affecte moins les coefficients d'harmoniques sphériques de degrés inférieurs à 50 que les autres méthodes de filtrage, et donc permet en théorie de garder un maximum de signal intact, mais, en contrepartie, une partie résiduelle importante du bruit est encore présente à moyens degrés. Quant aux effets du rayon de filtrage et du paramétrage de la décorrélation spatiale, ils apparaissent comme secondaires, mais toutefois non négligeables, l'amplitude des erreurs associées étant inférieures à 0.2 mm.

Les déplacements inter-annuels ne sont pas montrés ici, toutes les solutions et tous les filtrages sauf l'apodisation donnant des erreurs cohérentes à 0.1 mm près (0.6 à 0.7 mm).

Ces résultats rejoignent ceux obtenus par King et al. (2006), qui ont montré qu'un rayon de 500 km pour le filtrage des solutions GRACE était optimal pour la comparaison avec d'autres données géodésiques, mais permettent en plus de privilégier le filtrage décorrélateur de Swenson et al. (2008) De plus, la solution GRGS apparaît comme la solution la plus adaptée à l'estimation des déplacements associés à la charge en eau lorsque le signal total est considéré.

II.c Applications aux déplacements horizontaux

Le tricorne peut être appliqué de la même façon aux déplacements horizontaux. Les précisions alors estimées, au niveau de la technique, sur les composantes Est et Nord sont de l'ordre de 0.2 à 0.3 mm pour GRACE et les modèles, et 0.9 à 1 mm pour GPS (Figure V.1).

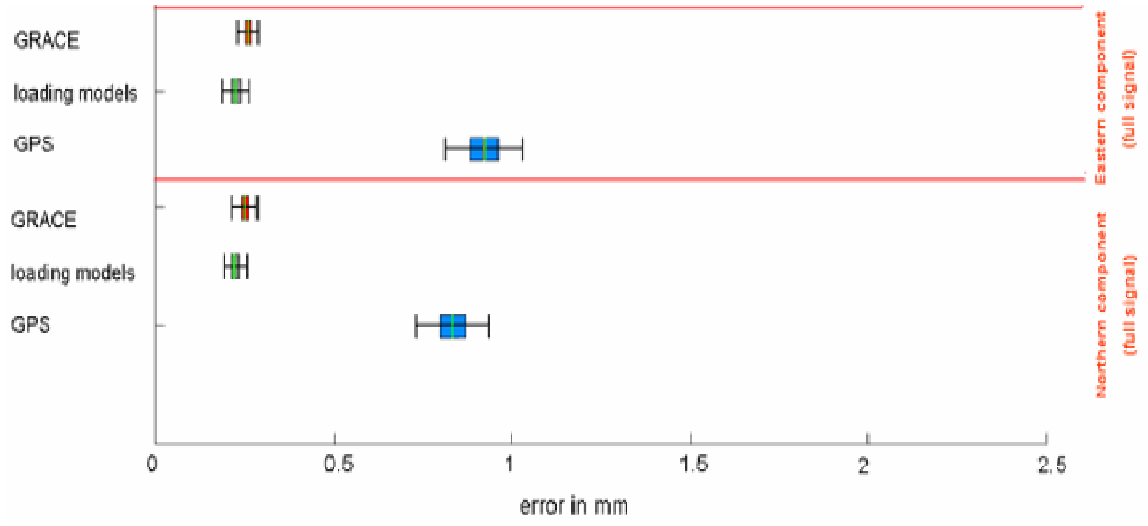


Figure V.1 : Erreurs par technique sur les déplacements horizontaux (en haut : Est, en bas : Nord).

Ces erreurs semblent faibles par rapport à celles sur les déplacements verticaux, mais elles doivent être rapportées à l'amplitude des déplacements horizontaux qui elle-même est faible. C'est pourquoi nous introduisons les erreurs relatives dans le paragraphe suivant.

Etant donné la faible amplitude des déplacements inter-annuels horizontaux, nous ne sous y intéressons pas.

II.d Les erreurs relatives

Les erreurs relatives correspondent au rapport entre l'erreur estimée par la méthode du tricorne et l'écart-type du signal. L'information qu'elles apportent indirectement est celui du niveau de bruit sur la mesure de la surcharge. Elles s'expriment donc comme :

$$\varepsilon_i^{\mathrm{Re}\,lat} = \frac{\varepsilon_i}{\sigma(D_i)}$$

Nous avons limité ici notre investigation au niveau de la technique. Les résultats montrent que sur la composante verticale, les erreurs relatives de GRACE et des modèles de surcharge sont de l'ordre de 35 à 40%, ce qui montre que la variance des erreurs ne représente en moyenne « que » 10 à 20% de la variance des déplacements. Pour le GPS, l'erreur relative étant de 55% environ, la variance des erreurs sur la mesure de la charge représente 30% de la variance totale moyenne des déplacements (Figure V.2).

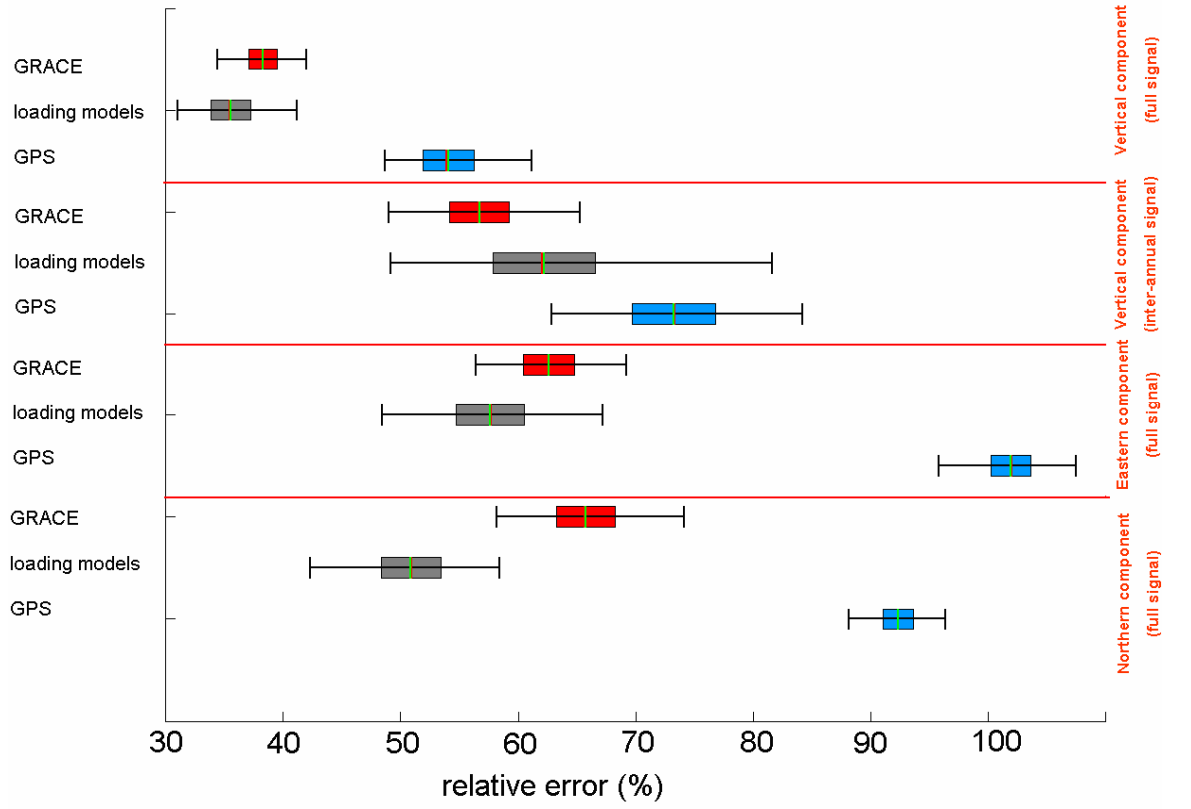


Figure V.2: Erreurs relatives par technique

Les niveaux de bruit des déplacements inter-annuels verticaux sont plus élevés, montrant que la variance des erreurs représente 55% en moyenne de la variance inter-annuelle des déplacements GPS, et environ 35% de celle des déplacements déduits de GRACE. Ceci signifie néanmoins qu'en moyenne, une partie significative du signal, y compris pour le GPS, peut être expliquée par les déplacements associés aux masses d'eau. Par contre, sur les composantes Est et Nord, si la part de variance des erreurs obtenue avec GRACE et les modèles reste raisonnable (entre 25 et 45 %, contre

10 à 20% en vertical), ce n'est pas le cas pour le GPS où la variance des erreurs dépasse 80% de celle du signal, malgré certaines tendances régionales semblant montrer que les déplacements horizontaux GPS peuvent localement être associés aux variations de masse. En moyenne, les composantes horizontales ne sont donc pas dominées par les effets de surcharge, notamment pour le GPS, et il n'est pas possible en moyenne d'estimer de manière fiable un signal commun. Pour le reste de notre travail, nous nous focalisons donc sur la composante verticale.

II.e Vérification de l'hypothèse des corrélations nulles entre les erreurs inter-technique

La méthode du tricorne classique utilise l'hypothèse de non-corrélation des erreurs entre deux solutions de techniques différentes (une solution GRACE et une solution GPS par exemple). Cette hypothèse semble justifiée en première approximation, étant donné qu'il là s'agit de deux techniques géodésiques indépendantes qui ne mesurent pas la même grandeur physique. Ce constat est également vrai pour les modèles de circulation, puisque ceux utilisés n'assimilent directement ni données GRACE ni données GPS.

Toutefois, cette approximation a des limites, car, par exemple, les mêmes modèles de marée sont utilisés pour corriger les déplacements GPS, les mesures GRACE ou les mesures d'altimétrie spatiale assimilées dans les modèles océaniques. Même si la façon dont ces modèles sont utilisés et échantillonnés pour ces corrections est très différente selon les techniques, il n'en reste pas moins qu'une erreur dans FES 2004 affectera potentiellement chacune de nos données.

Il est toutefois impossible d'estimer toutes les covariances inter-techniques des erreurs par la méthode du tricorne classique, car le système comporte alors plus d'inconnues que d'équations. Pour résoudre cela, et afin de tester l'hypothèse de corrélation nulles, nous avons étendu la méthode du tricorne à une méthode dite généralisée. Celle-ci utilise l'hypothèse de corrélations inter-techniques faibles mais non nulles.

II.e.1. Méthode de Galindo et al. (2001)

Des méthodes de tricorne généralisé existent déjà, comme celle décrite par Galindo et al. (2001) et utilisée par Koot et al. (2006), qui permet d'estimer les variances et les covariances intra et inter-techniques, sous réserve que ces dernières soient faibles.

Soit *R* la matrice de variance/covariance, dont nous voulons estimer les termes R_{ij} ($R_{ij} = \mathrm{cov}(\varepsilon_i, \varepsilon_j)$), avec ε_i l'erreur de la solution n°*i* pour l'estimation de la surcharge commune, il est possible d'écrire :

$S_{ij} = R_{ij} + R_{iN} + R_{jN} - R_{NN}$, dont on déduit

$$R_{ij} = S_{ij} + R_{iN} + R_{jN} - R_{NN}$$

, avec $S_{ij} = \mathrm{cov}(D_i - D_N, D_j - D_N)$

, où D_i est la série temporelle de déplacement de la technique n°*i*.
La solution *N* est alors considérée comme « solution de référence », sans que cela ait la moindre influence sur les résultats. Nous avons choisi celle-ci arbitrairement comme étant GRACE. La première étape consiste à estimer R_{iN}, et après à partir de ceci, de calculer la matrice *R* complète.
Or, *R* étant la matrice complète de variance-covariance, elle doit être définie positive (det (*R*)>0).

Sous cette contrainte, la méthode consiste alors à minimiser les covariances inter-techniques, soit minimiser la fonction F_2 en fonction des paramètres R_{kN}, en utilisant l'expression $R_{ij} = S_{ij} + R_{iN} + R_{jN} - R_{NN}$. La méthode employée est décrite en détail dans Galindo et al. (2001).

$$F_2(R_{1N,}....,R_{NN}) = \sum_{i<j}^{N} \frac{R_{ij}}{R_{ii}R_{jj}}$$

Une fois fixés les R_{kN}, les R_{ij}, R_{ii} et R_{jj} sont calculés en fonction des R_{kN} à partir de l'équation $R_{ij} = S_{ij} + R_{iN} + R_{jN} - R_{NN}$.

Toutefois, cette méthode ne permet d'estimer variances et covariances que dans le cas où toutes ces dernières, y compris les covariances inter-techniques, sont faibles, ce qui n'est pas le cas lorsque l'on utilise deux solutions de la même technique. Nous l'appliquerons donc en nous limitant à une solution de chaque technique. En utilisant la solution GRACE/GRGS, la somme de GLDAS, ECCO et NCEP comme modélisation et la solution Européenne combinée pour le GPS, on obtient les résultats de la Table V.2 :

	GRACE-GRGS	GPS (solution européenne combinée)	somme des modèles (GLDAS+ECCO+NCEP)
GRACE-GRGS	1,1 mm	0.03	0,14
GPS (solution européenne combinée)	0.03	2,1mm	0,08
somme des modèles (GLDAS+ECCO+NCEP)	0.14	0,08	1,2 mm

Table V.2 : Résultats du tricorne généralisé obtenus avec la méthode de Galindo et al. (2001).

Sur la diagonale : écart-type des erreurs sur la mesure du signal commun (mm)..

Termes hors-diagonale : corrélations estimées.

L'estimation est proche de celle obtenue, pour les mêmes solutions, par la méthode du tricorne classique, avec des différences inférieures à 0.2 mm. De même, les corrélations inter-techniques alors estimées sont toujours inférieures à 0.1.

II.e.2 Méthode avec ajout de contraintes

La méthode précédente ne permet cependant pas d'estimer des covariances entre deux solutions de la même technique, et donc n'est pas tout à fait adaptée à notre système d'observations complet. Pour pouvoir appliquer une version du tricorne généralisé à notre système complet, nous avons modifié la version classique du tricorne de façon à pouvoir estimer toutes les covariances, y compris celles entre solutions de techniques différentes. Pour cela, des équations ont été rajoutées. Celles-ci consistent à contraindre tous les termes de covariances inter-technique vers des valeurs *a priori*, propres aux deux techniques concernées et non spécifiques aux solutions ($\mathrm{cov}(\varepsilon_i, \varepsilon_j) = K_{ij}$). Il y a donc trois valeurs *a priori* de covariances inter-techniques à déterminer (une entre les solutions GRACE et GPS, une entre les solutions GRACE et les modèles et une entre GPS et les modèles).

Le système complet est alors constitué de 60 équations (les 36 variances du tricorne classique et les 24 équations de contrainte), et de 45 inconnues, et peut donc être résolu. Les valeurs *a priori* des covariances inter-technique sont fixées empiriquement en minimisant la somme quadratique des

résidus d'observations (hors équations de contrainte) lors de la compensation du système. Les covariances inter-technique *a priori* K_{ij} entre solutions GRACE et GPS sont alors fixées à 0.35, celles entre les modèles et GPS à 0.3 et celles entre GRACE et modèles à 0.15. Appliquée aux mêmes solutions que dans Valty et al. (2013), cette méthode donne les résultats listés en Table V.2. Les erreurs ne sont pas changées de façon significative par rapport aux résultats obtenus avec le tricorne « classique », ni au niveau de la technique, ni au niveau de la solution. Par ailleurs, toutes les corrélations inter-techniques estimées sont inférieures à 0.2.

Ces deux constatations justifient donc l'hypothèse de corrélations faibles et valide les deux approches, celle du tricorne classique dans lequel l'approximation de corrélations nulles est fiable et ne modifie pas les écarts-type des erreurs estimées, et celle du tricorne généralisé qui montre que les variances estimées sont peu sensibles aux faibles corrélations qui existent entre les différentes techniques, mais qui permet une approche plus robuste.

	GRACE-GRGS	GRACE-JPL	GRACE-CSR	GRACE-GFZ	GPS (solution européenne combinée)	GLDAS+ ECCO+ NCEP	GLDAS+ Mercator+ NCEP	WGHM ECCO+ NCEP	WGHM+ Mercator+ NCEP
GRACE-GRGS	**1.0 +/- 0.06**	*-0.08*	*0.16*	*0.24*	*0.12*	*-0.02*	*-0.07*	*0.02*	*-0.02*
GRACE-JPL		**1.3 +/- 0.06**	*0.53*	*0.48*	*-0.01*	*0.14*	*0.19*	*0.10*	*0.14*
GRACE-CSR			**1.1 +/- 0.06**	*0.51*	*0.07*	*0.06*	*0.06*	*0.06*	*-0.01*
GRACE-GFZ				**1.2 +/- 0.06**	*0.05*	*0.02*	*0.04*	*0.09*	*0.09*
GPS (solution européenne combinée)					**2.3 +/- 0.13**	*0.18*	*0.17*	*0.16*	*0.07*
GLDAS+ ECCO+ NCEP						**1.0 +/- 0.05**	*0.81*	*0.78*	*0.62*
GLDAS+ Mercator+ NCEP							**1.1 +/- 0.05**	*0.65*	*0.82*
WGHM+ ECCO+ NCEP								**1.2 +/- 0.06**	*0.85*
WGHM+ Mercator+ NCEP									**1.3 +/- 0.06**

Table V.3 : Résultats du tricorne généralisé.

Sur la diagonale : écart-type des erreurs sur la mesure du signal commun (mm)..

Termes hors-diagonale : corrélations estimées.

II.f Eléments d'interprétation des répartitions spatiales des erreurs

Pour GRACE et les modèles, l'analyse de la répartition spatiale sur l'ensemble de l'Europe des différences entre solutions permet d'apporter un complément d'information aux résultats du tricorne. C'est pourquoi nous avons, dans un premier temps, calculé les écarts-types moyens de chacune de ces 10 solutions GRACE par rapport à une solution dite « de référence », sur l'ensemble de l'Europe cette fois-ci, et non seulement aux stations GPS. La solution de « référence » a été choisie comme la solution CSR avec filtrage gaussien de rayon 500 km (Figure V.3). La même méthode a été appliquée aux combinaisons de modèles, en considérant cette fois les écarts à la solution GLDAS+ECCO+NCEP. Nous avons fait de même pour les solutions GPS, mais sur 36 stations seulement. Nous avons également ajouté à la Figure V.3 les écarts entre la moyenne des solutions GRACE et chaque combinaison de modèles, ainsi qu'entre chaque solution GRACE et la moyenne des modèles. Les déplacements inter-annuels ne sont pas considérés ici, étant donné le peu de différences entre solutions GRACE à cette échelle temporelle.
Afin de mieux interpréter la répartition spatiale de ces différences, nous considérons uniquement dans cette section l'amplitude du signal annuel, qui domine le signal « total ».

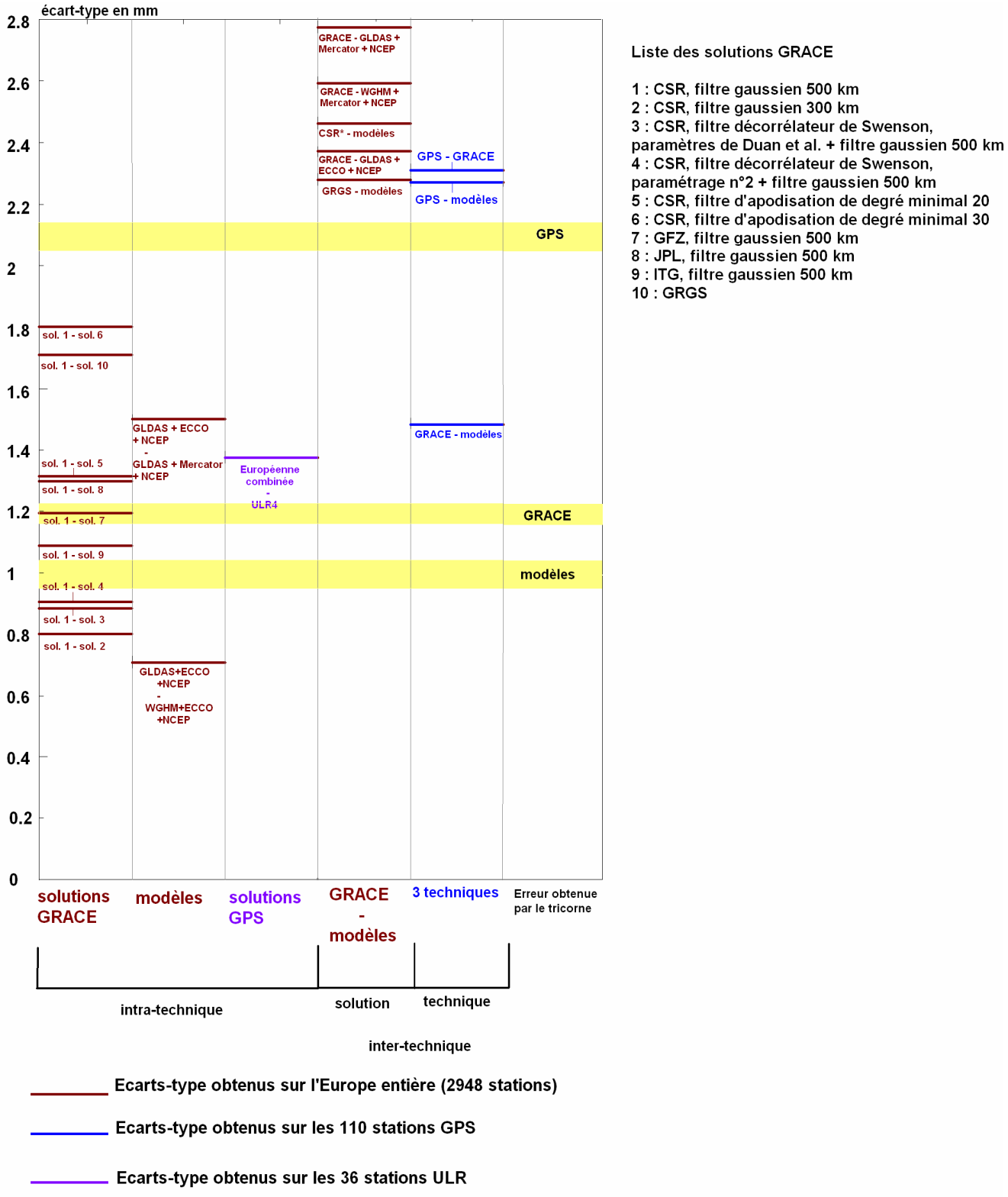


Figure V.3: Ecart-type des différences entre solutions, pour une même technique (à gauche), ou pour des solutions de techniques différentes.

A. Solutions GRACE

La solution GRGS fournit des précisions significativement meilleures que les autres solutions lorsque le déplacement vertical total est considéré. Ceci est confirmé par deux constats :

- la dispersion moyenne entre la solution GRGS et les autres solutions GRACE est plus élevée que celles des autres solutions deux à deux (mises à part les solutions utilisant le filtrage par apodisation, mais c'est alors à cause du bruit de striping),
- la répartition spatiale des écarts entre la solution GRGS et les autres solutions (en l'occurrence ici CSR) épouse celle de l'amplitude du signal annuel (voir Figure IV.14, Figure V.4 et annexe B). L'analyse des amplitudes du signal annuel confirme que l'amplitude de la composante annuelle de la solution GRGS est plus cohérente avec celle des modèles et du GPS, ce qui explique les erreurs plus faibles obtenus avec cette solution (Figure V.4). En effet, l'amplitude du signal annuel des modèles est, sur 70% des points de notre zone, entre 1 et 2 mm plus élevée que celle de la solution GRACE/GRGS. Or, sur 40% de l'Europe, l'amplitude de la composante annuelle des déplacements verticaux associés à la solution GRGS est elle-même de 1 à 2.5 mm plus élevée que pour les autres solutions (dont la solution CSR).

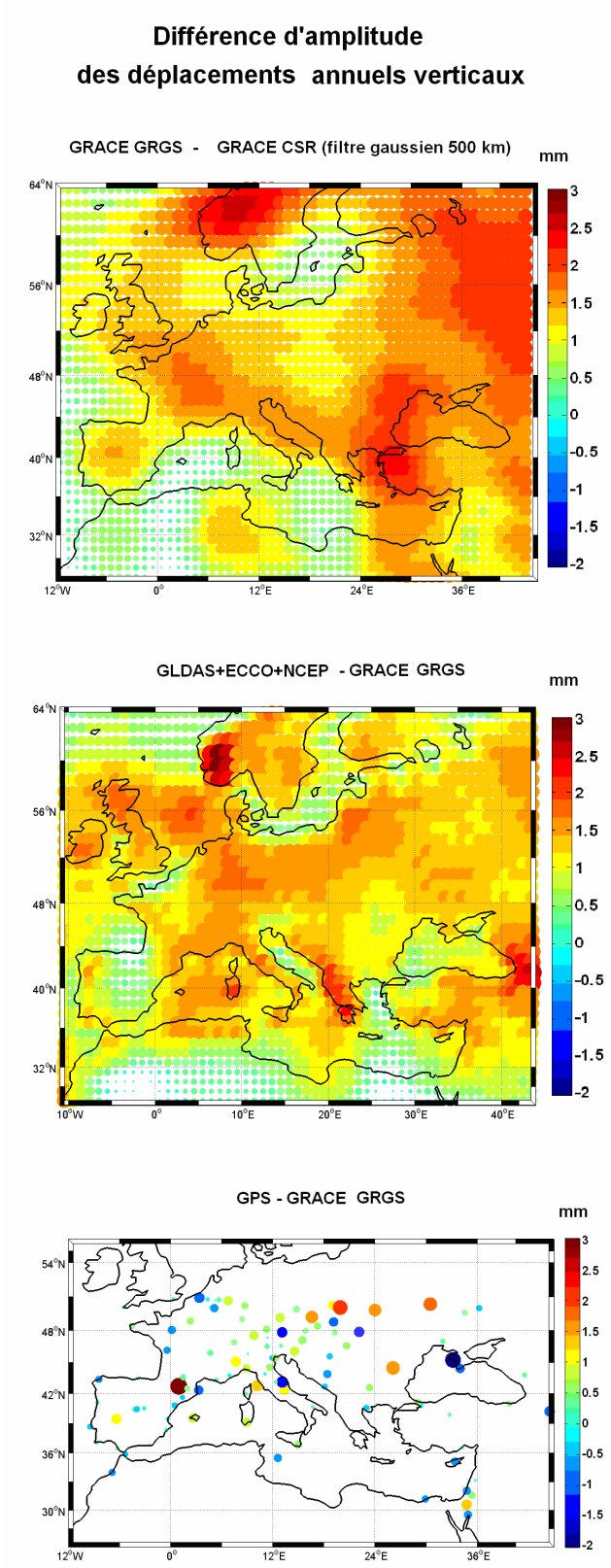


Figure V.4: Différence d'amplitude annuelle des déplacement verticaux entre :
En haut : la solution GRACE/GRGS et la solution GRACE/CSR (avec filtrage gaussien de rayon 500 km).

Au milieu : la combinaison GLDAS+ECCO+NCEP et la solution GRACE-GRGS..
En bas: la solution GPS européenne combinée et la solution GRACE/GRGS.

B. Modèles

L'analyse de la répartition spatiale des différences entre différentes combinaisons (Figure V.5) montre que :

- Peu de différences existent entre GLDAS et WGHM (l'écart-type de leurs différences est de 0.7 mm), et que celles-ci se concentrent dans des zones de présence de grands lacs (Carélie, Finlande, Suède, bassin du Don).
- Les principales différences concernent donc les modèles océaniques, avec de forts écarts en Mer du Nord et en Mer Noire. Dans cette dernière région, on note des erreurs élevées sur l'estimation de la surcharge. Or, la Mer Noire n'est pas modélisée par ECCO, nous ne pouvons donc pas espérer améliorer la connaissance de la dynamique de la Mer Noire dans cette région avec les modèles. Ces différences soulignent l'existance un problème important de modélisation de la masse de la Mer Noire.

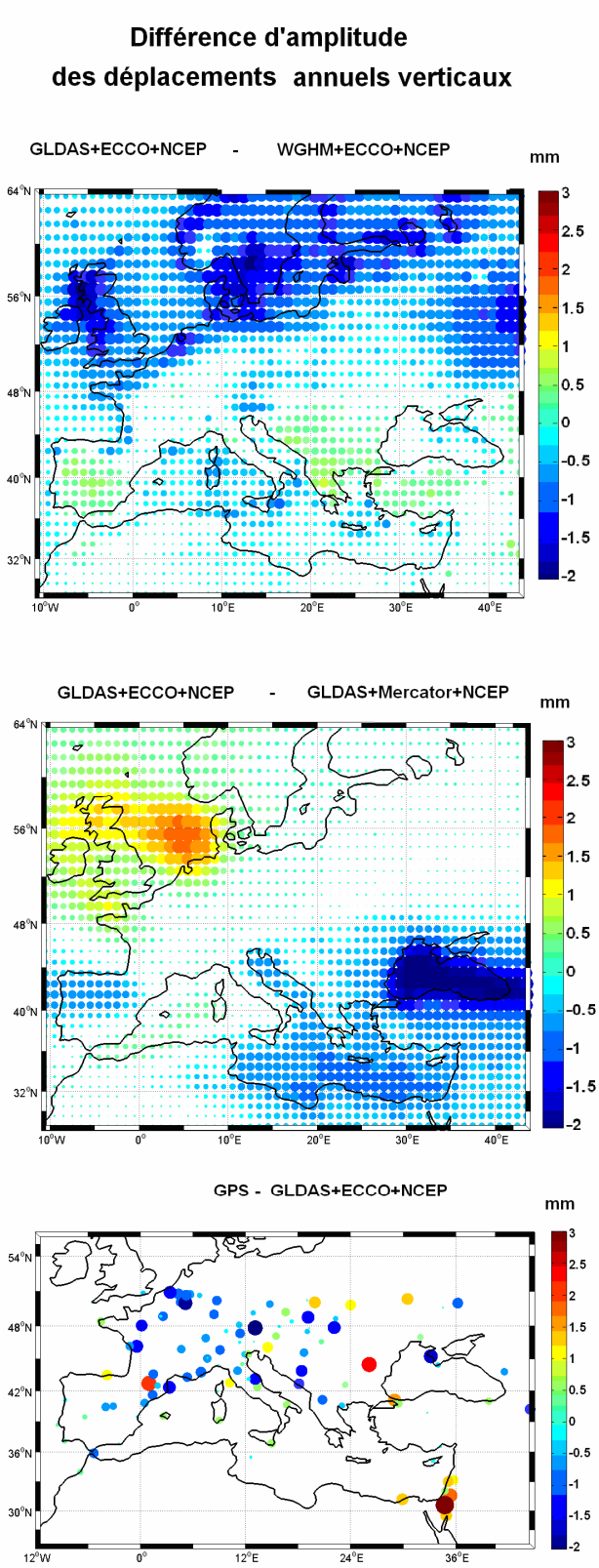


Figure V.5: Différence d'amplitude annuelle des déplacement verticaux entre :
En haut: la combinaison GLDAS+ECCO+NCEP et la combinaison WGHM+ECCO+NCEP.
Au milieu : la combinaison GLDAS+ECCO+NCEP et la combinaison GLDAS+Mercator+NCEP.
En bas : la solution GPS européenne combinée et la combinaison GLDAS+ECCO+NCEP.

C. GPS

Sur les 36 stations communes, la solution européenne combinée et la solution ULR4 ont des amplitudes très proches sur la composante annuelle verticale, bien qu'une tendance globale à la surestimation de la composante annuelle par la solution européenne combinée soit visible (Figure V.6). Cette surestimation, toutefois, est très modérée puisqu'elle ne dépasse 1 mm que sur deux stations, et parce qu'elle n'affecte pas significativement l'estimation par l'une ou l'autre des solutions du déplacement lié à la masse d'eau sur l'ensemble des 36 stations (Valty et al., 2013). On peut également noter que la seule station où l'amplitude du signal annuel est plus forte dans la solution ULR que dans la solution européenne combinée correspond à une station où, manifestement, une discontinuité a été oubliée dans la solution ULR4 (GRAS).

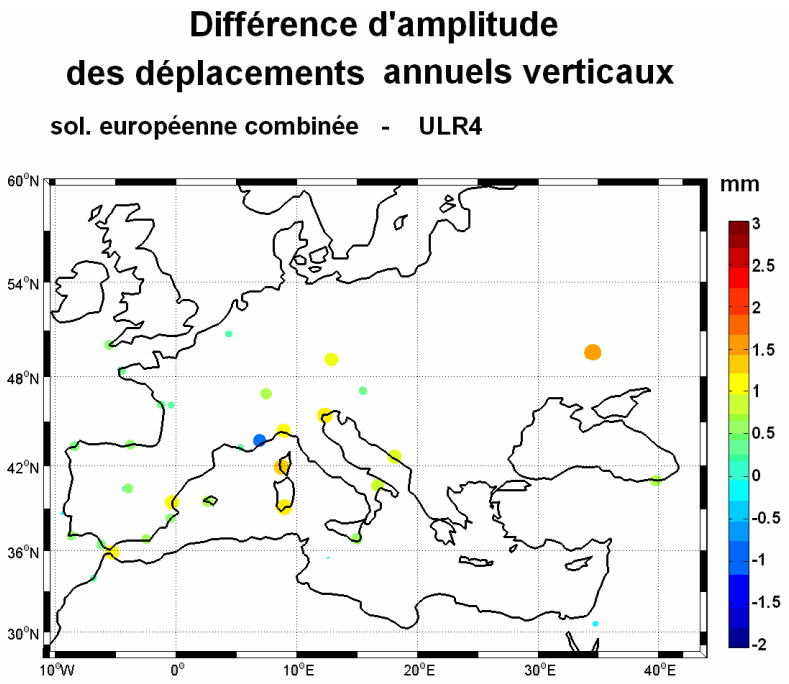


Figure V.6: Différence d'amplitude annuelle des déplacements verticaux entre la solution GPS européenne combinée et la solution GPS ULR4.

Les tendances régionales dans les erreurs calculées à l'aide de la méthode du tricorne sont en partie expliquées, par l'analyse des cartes des écarts entre les différentes solutions GRACE, les différentes combinaisons de modèles ou les différentes solutions GPS. Elles montrent en particulier que les différences entre la solution du GRGS et les autres solutions GRACE est principalement dûe à des différences d'amplitude du signal annuel, et que les différences de précision obtenues entre les modèles étaient principalement dues à la modélisation des variations de masse en Mer Noire.

Conclusion du chapitre

Nous avons montré que l'application de la méthode du tricorne aux séries temporelles de déplacement 1) associées aux variations du potentiel de pesanteur mesuré par GRACE, 2) issues des mesures GPS et 3) associées à la masse d'eau dérivée des modèles permettait d'évaluer la précision sur la mesure des déplacements associés à la charge d'eau à un peu plus d'1 mm pour GRACE et les modèles, et 2

mm pour le GPS. Cette précision correspond, pour GRACE, à une incertitude de l'ordre de 2.5 cm d'eau (annexe D). Cette estimation ne correspond pas tout à fait à l'erreur proprement dite des techniques, puisqu'elle inclut également d'autres contributions. Nous avons montré que ces dernières, qui peuvent être séparées en deux catégories (effet de la différence de résolution spatiale et présence de signaux non liés à la masse d'eau), contribuent de façon secondaire à l'incertitude estimée pour chaque technique, soit en raison de leur amplitude, soit de leur éventualité plutôt épisodique, ou soit parce qu'un certain nombre de ces contributions ont été retirées. Ainsi, l'erreur estimée sur la mesure des variations de masse d'eau est *a priori* une approximation raisonnable de l'erreur systématique et du bruit de chaque technique. Ce terme d'erreur inclut par ailleurs, pour les modèles, la contribution des réservoirs non modélisés comme les eaux souterraines.

Nous avons également estimé que les déplacements associés aux variations de masse à l'échelle inter-annuelle pouvaient être estimés avec une précision de l'ordre de 1 mm de déplacement pour le GPS, et deux fois moins pour GRACE et les modèles. Etant donné l'amplitude moyenne des déplacements inter-annuels, ce résultat prouve qu'une partie toujours significative de ceux-ci sont associés aux effets de redistribution des masses d'eau à l'échelle inter-annuelle, y compris pour le GPS.

Dans le but de déterminer s'il existe une solution ou une méthode de post-traitement optimale pour chaque technique, nous avons comparé les incertitudes sur l'estimation des déplacements associés à la masse d'eau de chaque solution, et de chaque paramétrage de calcul, que ce soit sur le signal total et inter-annuel. Il en ressort que, s'il peut exister des différences significatives entre solutions sur le signal total (par exemple, la solution GRGS est la plus adaptée des solutions GRACE), ces différences sont peu significatives à l'échelle inter-annuelle. Nous avons également trouvé que l'incertitude est en général avant tout une incertitude de technique, dans le sens où les différences entre solutions sont inférieures aux différences moyennes entre techniques. Ceci est vrai par exemple pour les solutions GPS, qui, en dépit de leurs différences, fournissent des incertitudes très proches.

La répartition spatiale des erreurs nous a permis de montrer que l'amplitude des déplacements verticaux obtenus pour la solution GRACE/GRGS était plus cohérente, dans l'ensemble, avec celle des autres techniques (GPS et modèles), ceci expliquant les erreurs plus faibles obtenues avec cette solution lorsque le signal total est considéré. Pour les modèles, si les différences entre modèles hydrologiques sont faibles et ne concernent que quelques zones très spécifiques (grands lacs), il n'en va pas de même pour la charge océanique, et la modélisation de la masse de la Mer Noire est la source d'erreurs largement supérieures à la moyenne. Par ailleurs, l'absence des eaux souterraines dans la modélisation de la surcharge hydrologique a un impact limité, puisque les incertitudes des modèles restent en moyenne relativement faibles, malgré les erreurs autour de la Mer Noire, et du même niveau que celles de GRACE. Pour le GPS, sans suprise, la répartition spatiale des erreurs permet de mettre en évidence quelques stations avec des erreurs élevées, correspondant à des effets purement locaux dans la plupart des cas. Néanmoins, le nombre de stations affectées (moins d'une dizaine sur le réseau européen) reste alors limité, montrant que la surcharge est la principale contribution aux déplacements verticaux des stations GPS.

S'il apparaît donc que les déplacements verticaux sont dominés par un signal de surcharge puisque le ratio entre la variance des erreurs et la variance des déplacements est de l'ordre de 10 à 30% sur la composante verticale et comprise entre 35 et 55% sur la composante inter-annuelle verticale, il n'en va pas de même sur les composantes horizontales, où il n'est pas possible d'isoler un signal de surcharge cohérent en moyenne. Cette conclusion est surtout valable pour le GPS car, sur l'ensemble de la zone, les déplacements horizontaux déduits de GRACE et les modèles gardent un niveau de bruit acceptable, et, localement, certaines stations montrent qu'un déplacement horizontal cohérent et lié à la masse d'eau peut être mis en évidence.

Chapitre VI : La séparation des sources en géodésie

I. Problématique

Notre but est d'isoler, dans les séries temporelles de géodésie, la contribution climatique aux variations temporelles de masse d'eau. Or, les séries temporelles de surcharge ou de déplacement issues de mesures géodésiques sont la réponse de la Terre à un certain nombre de contributions, à laquelle vient s'ajouter une erreur. L'exploitation de ces séries en termes de géodynamique interne ou externe impose d'attribuer à chaque source sa contribution au signal.
Un ensemble de techniques statistiques permettent de décomposer les signaux en contributions élémentaires en se basant uniquement sur leurs caractéristiques intrinsèques. Celles-ci sont appelées méthodes aveugles de séparation des sources. Ces techniques sont depuis longtemps utilisées en traitement d'image, en médecine, en analyse financière ou en acoustique (Jutten et Hérault, 1991). En géodésie, si le problème est ancien, on s'est longtemps limité à une séparation fréquentielle ou à une correction sur base d'une information externe. Par exemple, pour de nombreuses mesures au sol, on connaît la fréquence des ondes de marées terrestres, et il est donc possible de retirer leur contribution en ajustant le signal à ces fréquences. Toutefois, l'utilisation de ces méthodes de séparation des sources commence à se développer sous la pression du volume de données. Différentes méthodes existent, chacune différant des autres par la façon dont elle définit une source et par le critère utilisé pour séparer les sources les unes des autres. La majorité utilisent la notion d'indépendance comme critère de séparation, deux signaux étant considérés comme des sources s'ils sont suffisamment indépendants l'un de l'autre. Selon le type de données utilisées, le type d'application ou le type des sources recherchées, les méthodes de séparation des sources seront donc adaptées ou non suivant si la définition de source indépendante est adapté aux « vraies » sources.

II. Définition d'une source

Avant de s'intéresser aux différentes méthodes de séparation des sources, à la façon dont elles peuvent être appliquées et aux critères qu'elles utilisent pour décomposer le signal, il convient d'abord de savoir ce qui définit une source en géodésie.
Dans notre cas, les séries temporelles de géodésie sont la superposition de nombreux signaux. Prenons l'exemple de GRACE. Nous avons disserté sur le fait que les séries temporelles de GRACE étaient la somme de plusieurs contributions : le rebond post-glaciaire, la fonte actuelle des glaces, la charge liée au cycle de l'eau, les effets co et post sismiques, la dynamique du noyau et les erreurs, dont celels liées aux effets de repliement de spectre liés aux variations à hautes fréquences du potentiel.
Intuitivement, il est alors assez simple de définir une source, puisque ce que nous souhaitons, c'est séparer la contribution de ces différents phénomènes géophysiques. Une source peu alors se définir comme un signal élémentaire dont la signature spatiale et/ou temporelle permet clairement d'identifier le processus géophysique sous-jacent. Par exemple, si on analyse le signal GRACE dans la région de Sumatra, on voudrait obtenir séparément le signal co-sismique, sous forme d'une marche d'escalier bien nette, le signal post-sismique, comme une exponentielle décroissante, le signal lié à la masse d'eau (éventuellement lui-même décomposé), et le bruit.
Cependant, contrairement à l'exemple classique de séparation des voix d'une conversation[12], la géodésie, et la géophysique en général, traitent de systèmes complexes. La façon la plus simple de modéliser spatialement et temporellement la contribution climatique aux variations de masse d'eau,

[12] Cet exemple est souvent cité pour décrire les méthodes aveugles de séparation des sources : c'est le problème de « la soirée cocktail » (voir par exemple Frappart et al. (2011)

par exemple, est de l'approximer comme la somme de contributions à l'échelle synoptique (de un à quelques jours), à l'échelle saisonnière, de contributions inter-annuelles et, le cas échéant, d'une tendance, avec des déphasages et des différences d'amplitude selon les régions. La contribution inter-annuelle peut, quant à elle, être en partie décrite par la combinaison d'indices climatiques (voir chapitre I). La signature temporelle de ces indices climatiques est bien définie : en ce sens, ils constituent un signal élémentaire *a priori* de la variabilité inter-annuelle de la masse d'eau de signature temporelle connue, et font partie des sources climatiques que nous désirons extraire du signal.
Cependant, le problème se pose alors de savoir si l'on peut considérer des sources comme indépendantes dans ce contexte, alors qu'on sait bien que tout est lié. En particulier, les indices climatiques reflètent une dynamique à l'échelle globale, et de nombreuses corrélations existent *a priori* entre les indices décrivant la variabilité climatique inter-annuelle, en particulier lorsque des décalages de quelques mois sont pris en compte (de Viron et al. 2013). Par exemple, AMO et NAO peuvent être corrélées, avec un décalage de quelques mois, la température de l'Atlantique en zone inter-tropicale influençant dans certains cas les valeurs de la pression atmosphérique aux Açores et en Islande (Cassou, 2004). De même, un excès de pluie de mousson en Asie, lié à un phénomène El-Nino, gorge en eau une plaine de grande envergure, ce qui a pour conséquence de changer la disponibilité en chaleur latente dans la région, perturbant alors la dynamique climatique dans la région. On voit dans cet exemple que la source initiale est le phénomène El-Niño, mais qu'il entraîne des conséquences décalées dans le temps et à des fréquences qui ne lui sont pas du tout caractéristiques.
Le but de cette partie de notre travail est d'analyser les différentes méthodes de séparation, de comprendre les hypothèses de séparation qu'elles impliquent, d'analyser à quel point elles concordent avec les problématiques que l'on rencontre en géodésie afin de voir quelle méthode est applicable à la recherche de signaux climatiques, et de définir des pistes pour une séparation des sources plus adaptées aux données géodésiques.

III. Les méthodes aveugles de séparation des sources

III.a Généralités

Soit un signal *X* multidimensionnel représentant à *P* séries temporelles de *N* mesures. On suppose que la matrice *X* (*NxP*) est le résultat du produit d'une matrice *S*, qui contient les séries temporelles associée aux *Z* sources, et d'une matrice de mélange *A*, qui est définie par la fonction de transfert du système et de l'appareil de mesure. Le cas le plus simple, qui sera traité ici, suppose que le mélange est linéaire et instantané :

$$X_j(\lambda,\varphi,t) = \sum_{i=1}^{Z} S_i(t) A_{ij}(\lambda,\varphi)$$

Des mélanges plus complexes, par exemple asynchrones ou convolutifs (Jutten et Hérault 1991), existent toutefois. Le cas des mélanges asynchrones est brièvement évoqué en annexe F.
La détermination de *A* et *S* nécessite alors de faire des hypothèses sur la méthode de décomposition de *X*. Plusieurs méthodes de séparation des sources existent, chacune utilisant des hypothèses différentes sur la nature des sources et les critères de leur séparation.

III.b Orthogonalité et indépendance statistique

Nous détaillons brièvement les principales méthodes utilisées ici, qui se séparent en deux grandes familles : celles basées sur un cas particulier d'indépendance linéaire, l'orthogonalité des sources, et celles basées sur leur indépendance statistique.

Orthogonalité ou non-corrélation

L'orthogonalité des sources S_i est équivalente à la non-corrélation, et au fait que les sources forment alors une base orthogonale.

Les méthodes basées sur l'orthogonalité utilisent les vecteurs propres de la matrice de covariance de *X* comme matrice de séparation. Les sources reconstruites sont alors non-corrélées et linéairement indépendantes.

Indépendance statistique
Deux variables aléatoires sont dites statistiquement indépendantes si la probabilité d'avoir, simultanément, la variable *x* dans l'état A et la variable *y* dans l'état B est égale au produit de la probabilité avoir la variable *x* dans l'état A et de la probabilité d'avoir la variable *y* dans l'état B, soit

$$P(x = A \bigcap y = B) = P(x = A) \cdot P(y = B)$$

Deux sources sont alors statistiquement indépendantes si et seulement si leur information mutuelle est nulle (voir section III.d). La séparation des sources sur basant sur l'indépendance statistique vise donc à trouver un ensemble de sources qui respectent cette condition d'indépendance, ce qui nécessite de l'optimisation non linéaire, et un grand nombre d'estimation des probabilités conjointes : c'est donc *a priori* une méthode plus complexe et plus chère en temps de calcul.

III.c Séparation des sources selon un critère d'orthogonalité

III.c.1 L'analyse en composantes principales

Le principe de l'analyse en composantes principales (ACP) est de décomposer le signal en sources non corrélées, c'est-à-dire orthogonales (Preisendorfer, 1988), et de réduire ainsi la dimension du signal en limitant le nombre de composantes significatives. Elle s'applique à un mélange linéaire instantané. Il s'agit de la méthode de séparation des sources la plus simple, et aussi la plus utilisée en géodésie, puisque de nombreuses études ont montré son efficacité, que ce soit pour débruiter des signaux géodésiques (Schrama et al., 2007), pour analyser des séries temporelles de géodésie à la recherche de sources spécifiques (de Viron et al., 2006, 2008, Zerbini et al., 2008), pour séparer différentes contributions (Rangelova et Sideris, 2008) ou encore pour reconstruire des séries de TWS passées (Becker et al., 2010).
Le principe de base de l'ACP est de rechercher les vecteurs propres de la matrice de variance-covariance de la matrice X^T des séries temporelles. Les vecteurs propres alors estimés forment une base orthogonale, et sont donc linéairement indépendants.
Considérons la matrice X des séries temporelles (comportant donc à *N* lignes et *P* colonnes correspondant à *P* points et N périodes de mesure). Alors chaque série temporelle peut être repérée par un point dans un espace à *N* dimensions : ses coordonnées sont ses valeurs à chaque période de mesure. L'ensemble des séries temporelles va alors former un nuage de points. L'analyse en composantes principales va chercher de nouveaux axes e_i de longueur N, de façon à maximiser la variance des distances de ces points autour de ceux-ci. Ces axes sont choisis comme les axes d'une base orthogonale qui optimisera la projection de chaque série temporelle X_i sur les nouveaux axes recherchés, constituant la matrice *e*.
Prenons l'exemple du premier vecteur, noté e_1 :

La quantité à maximiser est alors $\sum_{i=1}^{P} (X_i^T . e_1)^2 = e_1^T X X^T e_1$

où XX^T est la matrice de covariance des données transposées, qui est donc de dimension NxN. Maximiser la quantité $e_1^T X X^T e_1$ revient alors à chercher le vecteur propre associé à la plus grande

valeur propre de cette matrice XX^T. Cela revient, par itération, à décomposer la matrice XX^T en vecteurs propres de façon à avoir pour tout $i \leq N$,

$XX^T.e_i = L.e_i$

où L est la matrice diagonale contenant les valeurs propres de XX^T.

Nous considérerons alors que chaque vecteur propre e_i de XX^T (matrice à NxN dimensions) est une source $S_i(t)$ [13]. Pour chacune de ces sources, la projection orthogonale de la matrice *X* sur cet axe nous fournit la représentation spatiale de la source, qui correspond à une ligne de la matrice de séparation *A*, qui est de dimensions NxP. On peut alors écrire :

$$X(\lambda, \varphi, t) = \sum_{i=1}^{N} S_i(t) A_i(\lambda, \varphi)$$

Les sources sont donc les séries temporelles qui constituent les colonnes de la matrice *S*, et chaque ligne de la matrice *A* est la représentation spatiale associée de la source. Le duo « source+représentation spatiale » est appelé mode. Un mode est également associé à un pourcentage de variance expliquée, qui peut-être estimé par le ratio entre valeur propre correspondante à la source associée dans la décomposition de XX^T et la somme de toutes les valeurs propres.

III.c.2 L'analyse en composantes principales « avec rotation »

L'Analyse en Composantes Principales dite «avec rotation » est une variante de l'ACP classique. Comme son nom l'indique, elle consiste à chercher une rotation optimale pour l'ensemble des vecteurs propres obtenus par l'ACP, de façon à optimiser la représentation des données.
Si on note $X = SA$, où *S* sont les sources temporelles issues de l'ACP classique. La rotation consiste à appliquer une matrice de rotation R telle que

$X = SR^T RA$, avec $R^T R$ =I car R est une rotation.

Notons $B = A^T R^T = (RA)^T$ et $T = SR^T$.

Les sources "pivotées" sont alors les colonnes de *T*. Les rotations d'ACP ont pour but de minimiser le nombre de sources avec lesquelles les séries temporelles peuvent être représentées, et donc d'expliquer un maximum de variance des séries temporelles avec un minimum de sources. Elles vont donc permettre de réduire encore la dimension de la décomposition du signal par ACP.

Plusieurs types de rotations existent, mais la plus employée est la rotation Varimax (Kaiser, 1958) qui a pour but de maximiser un indicateur proportionnel à la différence entre la variance des représentations spatiales des sources « pivotées » au carré et le carré des variances de celles-ci. La matrice *B*, de dimensions PxN est alors estimée de façon à maximiser le facteur suivant $\Im$:

$$\Im(R) = \sum_{i=1}^{P} \left(\sum_{j=1}^{N_2} B(i,j)^4 - \frac{1}{N_2} \left(\sum_{j=1}^{N_2} B(i,j) \right)^2 \right) \quad \text{, avec } N_2 \leq N .$$

[13] Nous avons illustré notre cas en supposant que les sources sont des séries temporelles. Il est également possible de considérer les sources comme des signatures spatiales (des cartes transformées artificiellement en séries). L'ACP fonctionne alors exactement de la même façon, mais en considérant la matrice X^T à la place de *X*. Les vecteurs propres recherchés, i.e les sources, sont alors les vecteurs propres d'une matrice de dimensions *PxP*. Choisir l'une ou l'autre des méthodes dépend de ce que l'on considère comme une source. Ici, nous avons plus d'informations sur les séries temporelles associées aux sources a priori que sur leur comportement spatial : nous considérons dans un premier temps les sources comme des séries temporelles et non comme des fonctions spatiales.

La quantité à l'intérieur de la somme sur *i* est maximale pour une valeur de *i* lorsqu'une seule valeur de *B* est non nulle. Ceci revient à dire, pour un point de mesure *i*, une seule source est dominante et les autres sont nulles (Kusche, 2011).
C'est pourquoi d'une certaine façon la rotation Varimax va permettre de localiser les sources de façon plus précise que dans le cas d'une ACP classique (Dommenget et Latif, 2002), puisque un point va tendre à correspondre à une seule source temporelle. Toutefois les hypothèses sur la nature même des sources restent les mêmes que dans le cas de l'ACP, puisque même «pivotées», les sources temporelles restent orthogonales et linéairement indépendantes.

III.d Séparation des sources selon un critère d'indépendance statistique

Utilisée dans de nombreux domaines tels que les télécommunications, l'acoustique, l'imagerie ou la médecine, l'analyse en composantes indépendantes (ACI), basée sur un critère d'indépendance statistique, a été utilisée depuis peu en géodésie, et en particulier appliquées aux données GRACE par Frappart et al (2011) pour débruiter les séries et par Forootan et al. (2012) pour isoler des modes de variabilité dominants.

Plusieurs méthodes existent pour maximiser l'indépendance statistique des sources. Ces méthodes assimilent généralement la maximisation de l'indépendance à la maximisation d'une fonction de contraste (Le Borgne, 2004). Etant donné le critère d'indépendance statistique, la manière la plus naturelle de mesurer l'indépendance de plusieurs sources S_i entre elles serait de dire que $f_S(u) = \prod f_{Si}(u_i)$ où f_{Si} est la fonction de densité de probabilité de chaque source. Assurer l'indépendance statistique entre les sources reviendrait alors à minimiser l'information mutuelle entre les sources, laquelle peut s'exprimer comme :

$$I(S) = \int f_s(u).\log \frac{f_s(u)}{\prod_i f_{Si}(u)} du$$

Malheureusement, ceci reste une définition théorique de l'indépendance entre les sources, parce que le calcul de *I(S)* est difficile. Comon (1994) a alors montré que la minimisation de l'information mutuelle pouvait aussi revenir à minimiser d'autres fonctions de contraste plus faciles à calculer, s'approchant au mieux de l'information mutuelle.

Plusieurs méthodes existent, la plupart se basant sur une fonction de contraste différente. Hyvarinen et Oja (2000) et le Borgne (2004) ont résumé l'état de l'art en la matière. Nous en avons choisi deux, dont la logique est différente : l'une basée sur le principe du calcul direct de l'information mutuelle en utilisant la notion d'entropie jointe et une deuxième basée sur la minimisation de la gaussianité des sources.

III.d.1 Minimisation directe de l'information mutuelle

Des algorithmes plus récents, tels Icainf (Pham, 2004) s'intéressent directement à la minimisation de l'information mutuelle entre les sources. D'ailleurs Narozny (2005) a souligné qu'Icainf était l'une des seules méthodes à s'intéresser directement à la mesure d'information mutuelle et non à une fonction approchée. Elle utilise le fait que l'information mutuelle peut s'écrire

$$I(X_1, X_2, ..., X_N) = \sum_{i=1}^{N} H(X_i) - H(X_1, X_2, ..., X_N)$$

où *H* est l'entropie jointe, donnée pour deux variables par :

$$H(X_1, X_2) = \int_{-\infty}^{+\infty} f_{X1X2}(u,v) \log_2 f_{X1X2}(u,v) du dv,$$

, où f_{X1X2} est la fonction de densité de probabilité de la variable $X_1 \cap X_2$. Si on note *B* l'inverse de la matrice de mélange *A*, alors on a :

$$H(S_1, S_2, ..., S_N) = H(X_1, X_2, ..., X_N) + \log_2 |\det(B)|,$$

La minimisation de l'information mutuelle des sources revient alors à la minimisation de la quantité :

$$I(S_1, S_2, ..., S_N) = \sum_{i=1}^{N} H(S_i) - H(X_1, X_2, ..., X_N) - \log_2 |\det(B)|$$

, où l'entropie jointe est généralement calculée comme :

$$H(X_1, X_2 ...., X_N) = \sum_{i=1}^{N} - P(X_1 \cap .... \cap X_N).\log_2(P(X_1 \cap .... \cap X_N)),$$

où $P(X_1 \cap .... \cap X_1)$ est la densité de probabilité, dont la méthode de calcul est détaillée dans Pham (2004).

Le système est alors résolu de façon itérative, en recalculant les sources et l'inverse de la matrice de mélange *B*.

III.d.2. Approximation de l'information mutuelle par la mesure de non-gaussianité

La seconde méthode utilisant la notion d'indépendance statistique se base sur la recherche de sources dont la distribution est la plus éloignée de la distribution normale.

Ce critère est lié au théorème de la limite centrale, qui stipule que la somme de variables aléatoires tend vers une variable dont la distribution est gaussienne. Les sources théoriques devant être indépendantes les unes des autres, la distribution de leur somme va donc théoriquement se rapprocher d'une distribution gaussienne. En cherchant à maximiser la non-gaussianité de cette somme, on va donc tendre vers une seule source. Par conséquent, une manière de rechercher les sources est alors de maximiser leur non-gaussianité. Cette approche est couramment utilisée en ACI. Elle possède l'avantage d'être rapide et robuste.

L'équivalence entre minimisation de l'information mutuelle et maximisation de la non-gaussianité a été montrée par Hyvarinen et Oja (2000), dans le cas d'un signal ayant au préalable subi une décorrélation. En pratique, cette décorrélation est souvent réalisée par une ACP préalable.

Les principales mesures de non-gaussianité classiques utilisées pour ce type d'ACI sont le kurtosis (qui est également un indice de l'aplatissement d'une distribution) et la néguentropie.

$$kurt(S_i) = \frac{E(S_i^{\,4})}{[E(S_i^{\,2})]^2}$$

où $E(S_i)$ est l'espérance mathématique de la source S_i.

En particulier, l'algorithme FastIca (Hyvarinen, 1999) a pour but de maximiser la néguentropie des sources, notée *J*. Celle-ci s'exprime comme la différence entre l'entropie d'une série de même moyenne et de même écart-type que la source considérée mais de distribution gaussienne S_{gauss} ,et l'entropie de la source S_i.

$$J(S_i) = H(S_{gauss}) - H(S_i)$$

Cette mesure de néguentropie est toujours positive et ne s'annule que dans le cas d'une source gaussienne. En pratique, l'algorithme FastIca que nous avons testé, et qui utilise la méthode du point fixe pour maximiser cette fonction de contraste, utilise des fonctions non quadratiques *G* afin d'approcher la néguentropie par (Hyvarinen, 1999).

$$J(S_i) \approx [E(G(S_{gauss}) - E(G(S_i))]^2$$

avec $G(x) = \tanh(x)$, ou $G(x) = x.\exp(-x^2/2))$, par exemple.

Bilan

Méthode	Critère
ACP	Orthogonalité
ACP varimax	orthogonalité + localisation spatiale « précise »
ACI avec minimisation de l'information mutuelle	minimisation d'un critère d'indépendance dépendant de l'entropie
ACI avec minimisation de la gaussianité	maximisation de la néguentropie

Table VI.1 : Bilan des critères de séparation des sources utilisés par les principales techniques de séparation.

IV. Adéquation des critères de séparation et sources

Les différentes méthodes de séparation des sources présentées ci-dessus sont ainsi divisées en deux grandes familles : les méthodes dérivées de l'ACP qui utilisent le critère d'orthogonalité pour séparer les sources, et les méthodes de type ACI qui utilisent le critère d'indépendance statistique.
La question désormais sous-jacente est : les sources *a priori*, et en particulier les sources climatiques, respectent-elles ces critères ?

IV.a Quelques mots d'introduction

A première vue, l'orthogonalité des sources ne semble pas indiscutable, pour les raisons mentionnées en section II. Ainsi, dans le système climatique, un grand nombre d'évènements sont liés, et donc il y a peu de raisons de penser que les séries temporelles associées aux sources soient à ce point non corrélées pour former une base orthogonale.
L'indépendance statistique, elle, est plus difficile à quantifier, mais, là encore, pour les même raisons que précédemment, la dynamique climatique à l'échelle globale induit qu'il est peu probable de trouver deux évènements climatiques totalement indépendants d'un point de vue statistique.

IV.b Les sources *a priori* respectent-elles les critères définis par les méthodes de séparation des sources ?

En nous basant sur ce que pouvaient être les sources du signal géodésique (signaux périodiques, tendances, bruits et erreurs, sauts, signaux de type logarithmiques ou exponentiels, indices climatiques), nous avons construit un jeu de 37 sources synthétiques décrites dans la Table VI.2. Toutes les périodes inférieures à un mois ainsi que les possibles résidus de signaux annuels présents dans les séries autres que périodiques ont été retirés. Ces sources *a priori* ont été calculées sur la même plage de temps que les séries temporelles géodésiques (2002-2010). Elles ont été normalisées, à l'exception des signaux périodiques pour lesquels des amplitudes variables ont été utilisées, afin de correspondre au mieux avec les « vraies » séries géodésiques. Les séries temporelles associées sont montrées en annexe E.

	Source	amplitude ou écart-type	phase (mois)	Remarques
signaux périodiques	1- signal annuel	Amplitude 5	0	
	2- signal annuel	Amplitude 3	2	
	3- signal quasi-annuel	Amplitude 3	phase variable à +/- 2 mois	
	4- signal semi-annuel	Amplitude 1	3	
	5- signal semi-annuel	Amplitude 1,5	4	
	6- signal biannuel	Amplitude 0.5	0	
	7- signal bimensuel	Amplitude 0.5	0	
Tendances	8- pente	Positive		
	9- pente	Négative		
	10- pente brisée	Accélération		
discontinuités	11- saut	écart-type unitaire	mai-04	
	12- saut	écart-type unitaire	juil-06	
Bruits	13- bruit blanc	écart-type unitaire		
	14- bruit rose	écart-type unitaire		densité spectrale 1/f
	15- bruit spécifique aux données GRACE 1	écart-type unitaire		série associée à l'EOF n°1 de la différence CSR non filtré / CSR filtré (filtre gaussien de rayon 500 km), en Europe
	16- bruit spécifique aux données GRACE 2	écart-type unitaire		séries associée à l'EOF n°2 de la différence CSR non filtré / CSR filtré (filtre gaussien de rayon 500 km), en Europe
Autres	17- exponentielle	écart-type unitaire		décroissance en 1/t
	18- exponentielle	écart-type unitaire		décroissance en 1/t^(0.5)
indices climatiques	19- East Atlantic/West Russian (EAWR)	écart-type unitaire		
	20- Mediterranean Oscillation Index (MOI)	écart-type unitaire		
	21- East Atlantic (EA)	écart-type unitaire		
	22- North Atlantic Oscillation (NAO)	écart-type unitaire		
	23- Pacific North American pattern (PNA)	écart-type unitaire		
	24- El Nino Southern Oscillation (ENSO)	écart-type unitaire		
	25- Arctic Oscillation (AO)	écart-type unitaire		
	26- North Pacific (NP)	écart-type unitaire		
	27- Pacific Decadal Oscillation (PDO)	écart-type unitaire		
	28- South Oscillation Index (SOI)	écart-type unitaire		
	29- Tropical North Atlantic (TNA)	écart-type unitaire		

	30- Atlantic Multidecadal Oscillation (AMO)	écart-type unitaire		
	31- Scandinavian Pattern(SCAND)	écart-type unitaire		
	32- Western Pacific Index (WP)	écart-type unitaire		
	33- Western Hemisphere Warm Pool (WHWP)	écart-type unitaire		
	34- Antartctic Oscillation (AAO)	écart-type unitaire		
	35- Atlantic Meridional Mode (AMM)	écart-type unitaire		
	36- Indian Moonsoon cumulated precipitations	écart-type unitaire		
	37- Moment angulaire	écart-type unitaire		

Table VI.2 : Liste des séries temporelles utilisées comme sources a priori.

IV.b.1 Respect du critère de non-corrélation

Les coefficients de corrélation ont été calculés pour chaque paire de sources à priori. Les résultats montrent que 28% des couples de sources peuvent être considérés comme non corrélées avec une probabilité de 95%, selon le test de significativité de Pearson. Les corrélations significatives se retrouvent principalement entre pentes, exponentielles et sauts et entre certains indices climatiques. D'ailleurs, 90% des couples de sources satisfaisant le critère d'orthogonalité concernent 14 sources parmi les 37 (dont 3 indices). L'orthogonalité semble alors être un critère adapté à la séparation des tendances, des erreurs et des bruits ainsi qu'à celle d'un certain nombre d'indices climatiques.
Cependant, malgré le fait qu'une minorité de couples puissent être considérés comme orthogonales, un nombre important de corrélations linéaires restent faibles. Ainsi, 60% des sources possèdent une corrélation en valeur absolue moyenne inférieure à 0.2 avec les autres sources (Figure VI.2), et l'histogramme des corrélations linéaires inter-sources (Figure VI.1) montre que plus de 70% des corrélations sont comprises entre -0.2 et 0.2, et que 11% seulement sont supérieures à 0.5 ou inférieures à -0.5. D'ailleurs, seulement 8% des couples de sources, au contraire, peuvent être considérés comme corrélés avec une probabilité de 95%.
Ainsi, bien que le critère de non-corrélation, donc d'orthogonalité, ne soit respecté que par un quart des sources environ, celui-ci reste, sans être la panacée, un critère globalement acceptable.

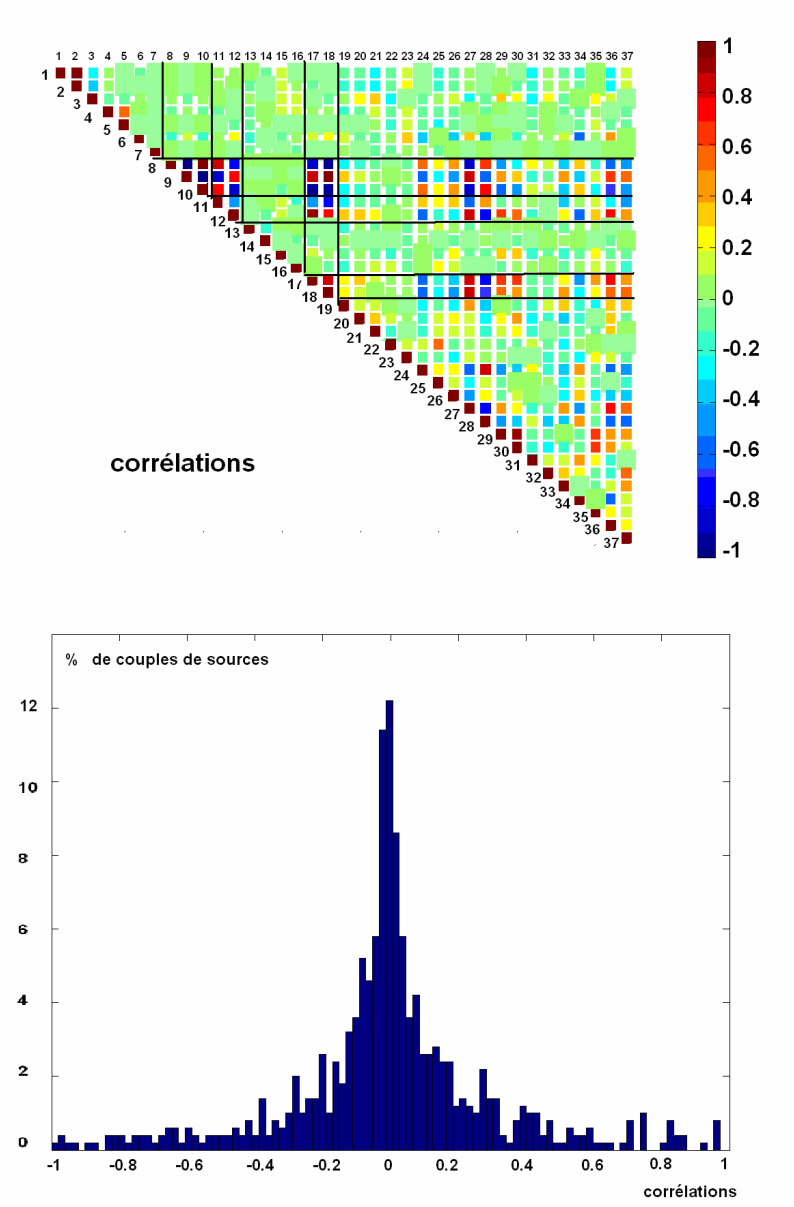


Figure VI.1 : En haut : corrélations entre chaque couple de sources (les gros carrés signifient que les sources sont significativement non-corrélées). Les traits noirs séparent les six grandes familles de sources a priori (1 à 7 : signaux périodiques, 8 à 10 : tendances, 11 et 12 : sauts, 13 à 16 : bruits, 17 et 18 : signaux exponentiels, 19 à 37 : indices climatiques).

En bas : distribution des corrélations deux à deux des sources

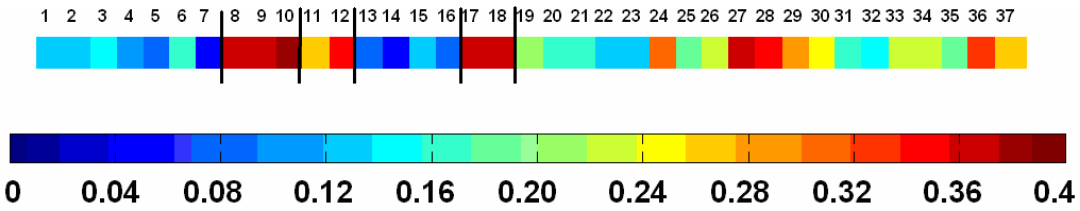


Figure VI.2 : Corrélation (en valeur absolue) moyenne entre chacune des 37 sources (numérotées) et les 36 autres.

Localisation précise des sources (critère de la rotation Varimax)

La localisation spatiale précise des sources, qui est le critère de séparation additionnel proposé par la rotation Varimax, semble uniquement valable pour un nombre limité de sources, par exemple celles correspondant à un possible séisme. La plupart des signaux de la Table VI.2 sont peu susceptibles de posséder une signature spatiale localisée, mais plutôt une structure régionale : par exemple, l'impact de la NAO sur les précipitations et les températures est significatif sur des échelles spatiales de l'ordre de plusieurs milliers de kilomètres. Le fait que la rotation Varimax ait tendance à associer à une série temporelle (un point) une seule source n'est de ce fait pas optimal, car il est plus réaliste de considérer qu'une série temporelle est la superposition de plusieurs sources, en particulier pour les indices climatiques dont les conséquences en un point donné peuvent se superposer. Néanmoins, la rotation Varimax est très couramment utilisée en climatologie, y compris pour le calcul d'indices régionaux tels que l'Oscillation Arctique, qui ne possède pas à proprement parler une signature très localisée. Ce constat doit donc être nuancé, et le critère semble avant tout théorique et doit être plus largement testé.

IV.b.2 Respect des critères d'indépendance statistique

A. Minimisation de l'information mutuelle

La minimisation de l'information mutuelle à l'ensemble des sources est le critère utilisé par la méthode Icainf de Pham (2004). Nous avons calculé l'information mutuelle pour tous les couples de sources *a priori*. L'information mutuelle est toujours positive, et plus elle se rapproche de zéro, plus les sources peuvent être considérées comme indépendantes.

Nous avons donc représenté en Figure VI.3 les informations mutuelles entre tous les couples de sources temporelles. Les informations mutuelles entre signaux périodiques et pentes sont relativement importantes par rapport à l'information mutuelle qui existe entre les autres sources, y compris entre les indices climatiques. Nous avons calculé la probabilité d'indépendance mutuelle de façon empirique comme le rapport entre l'information mutuelle et l'entropie minimale des deux sources. Elle montre que 60% des couples de sources peuvent être considérés comme mutuellement indépendants avec une probabilité de 90%, mais que ce chiffre descend à 26% lorsque la probabilité d'indépendance mutuelle est de 95% (Figure VI.5). Ce résultat est du même ordre que celui obtenu selon le critère d'indépendance linéaire (28% des couples de sources sont linéairement indépendants à une probabilité de 95%). 90% des couples de sources mutuellement indépendants concernent 10 sources : cinq signaux périodiques, trois types d'erreurs et les discontinuités. Ce critère ne semble pas adapté aux tendances, aux signaux exponentiels ainsi qu'à la plupart des indices climatiques. Hormis les sauts, la plupart des sources pour lesquelles la minimisation de l'information mutuelle est appropriée sont également ceux pour lesquels l'indépendance linéaire est justifiée : c'est le cas en particulier des signaux périodiques, des erreurs et de trois indices climatiques.

L'indépendance mutuelle ne semble donc pas être un critère optimal permettant de caractériser les sources *a priori*, mais mérite toutefois d'être étudiée, car, comme pour le critère d'indépendance linéaire, la majorité des couples de sources présentent des informations mutuelles faibles.

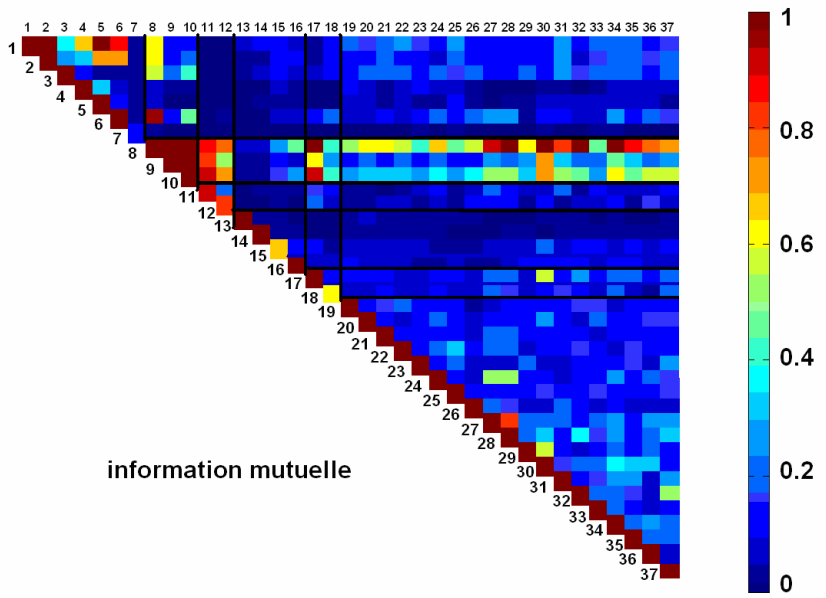


Figure VI.3 : Information mutuelle entre chaque couple de sources a priori. Les traits noirs séparent les six grandes familles de sources a priori (1 à 7 : signaux périodiques, 8 à 10 : tendances, 11 et 12 : sauts, 13 à 16 : bruits, 17 et 18 : signaux exponentiels, 19 à 37 : indices climatiques)

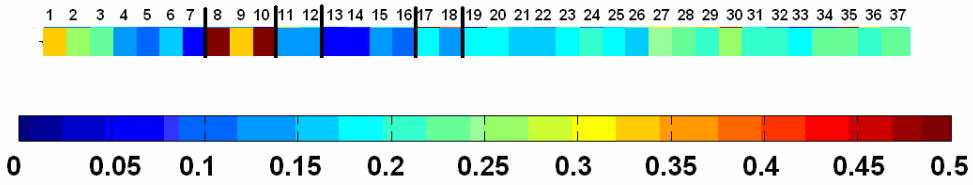


Figure VI.4 : Information mutuelle moyenne entre chacune des 37 sources (numérotées) et les 36 autres.

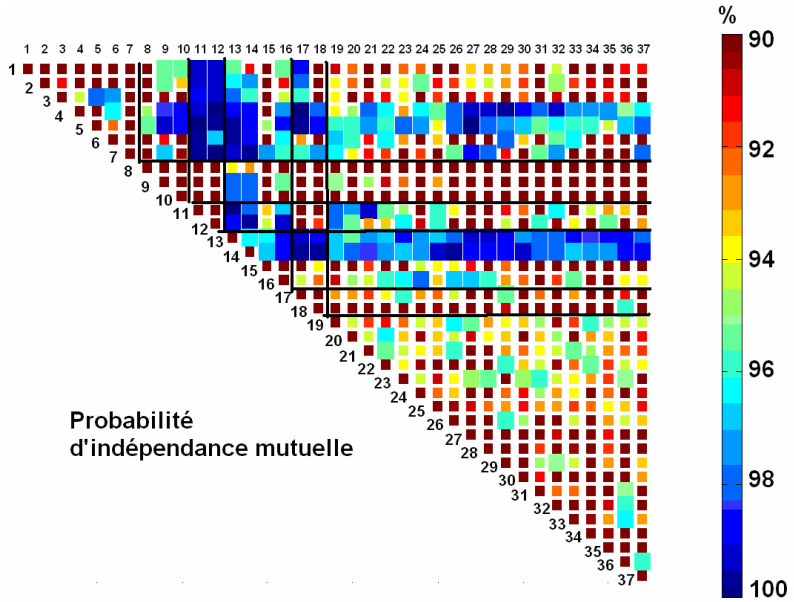


Figure VI.5 : Probabilité d'indépendance mutuelle entre chaque couple de sources a priori (les gros carrés signifient que les deux sources sont mutuellement indépendantes avec une probabilité de 95%).

Les traits noirs séparent les six grandes familles de sources a priori (1 à 7 : signaux périodiques, 8 à 10 : tendances, 11 et 12 : sauts, 13 à 16 : bruits, 17 et 18 : signaux exponentiels, 19 à 37 : indices climatiques).

B. Maximisation de la non-gaussianité

La maximisation de la non-gaussianité des sources est utilisée comme critère d'indépendance par l'algorithme Fastica. Nous avons effectué sur les sources différents tests de normalité classiques comme le test de Kolmogorov-Smirnov, dont les résultats sont montrés en Figure VI.6.

60% des sources environ suivent une distribution qui peut être qualifiée de non-gaussienne avec une probabilité de plus de 95% selon le test de Kolmogorov-Smirnov. Ce chiffre est supérieur aux résultats obtenus pour les critères d'information mutuelle et de non-corrélation, mais il leur est difficilement comparable car ces critères ont été obtenus pour les couples de sources et non pour les sources elles-même, comme c'est le cas ici pour la non-gaussianité. Toutefois, la non-gaussianité n'est donc pas non plus, *a priori*, un critère indiscutable de sélection des sources temporelles. En particulier, si ce critère semble assez justifié pour les signaux périodiques ou certains bruits, la plupart des indices climatiques (75%) ne peuvent pas être considérés comme non gaussiens.

Dans l'ensemble, les sources qui minimisent l'information mutuelle (sources périodiques de 4 à 7 et de 11 à 16) sont aussi celles qui passent avec succès le test de non gaussianité, et donc sont celles qui semblent satisfaire l'hypothèse d'indépendance statistique, malgré quelques exceptions notables (le bruit blanc et les stripes de GRACE qui minimisent l'information mutuelle mais ont une distribution gaussienne, ou dans l'autre sens les signaux exponentiels et les pentes qui sont une distribution significativement non gaussienne mais ne minimisent pas l'information mutuelle). Quant aux indices climatiques, la plupart ne peuvent pas être considérés comme ayant une distribution non gaussienne, et ce critère n'est alors pas adapté (Figure VI.7). Ainsi, la minimisation de l'information mutuelle, sans être un critère optimal pour les indices climatiques, semble alors mieux adaptée que la non-gaussianité, à quelques exceptions près (indices 24 et 28).

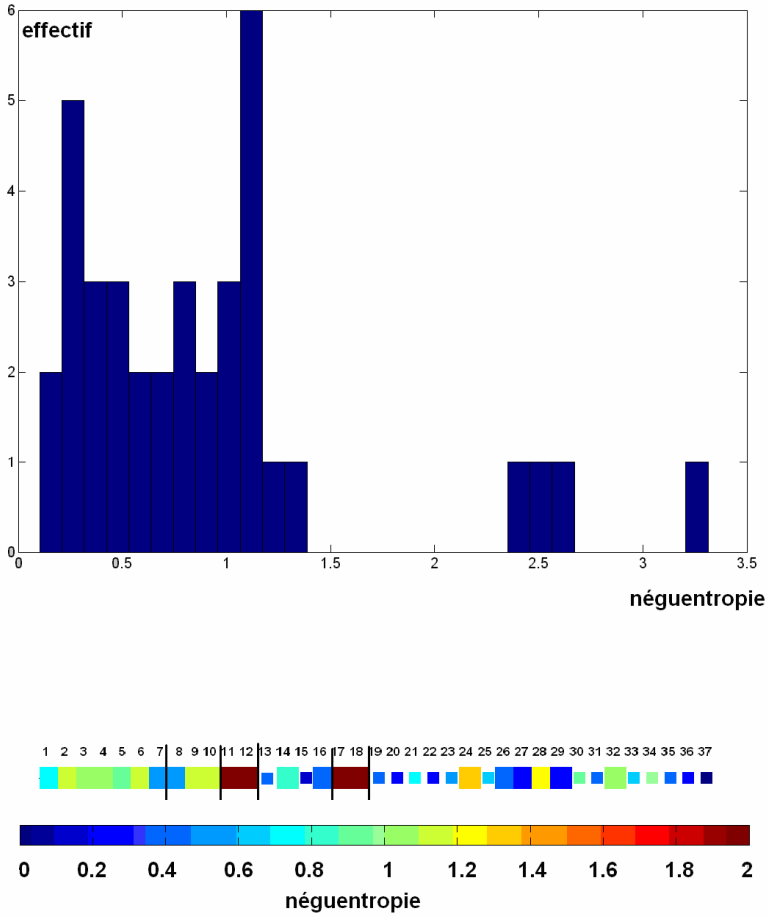


Figure VI.6 En haut : distribution des néguentropies (plus la néguentropie est élevée, moins la distribution est proche d'une distribution normale).

En bas : valeur de la néguentropie et résultats du test de Kolmogorov-Smirnov à 95% du niveau de confiance (les gros carrés signifient que les sources peuvent être considérées comme non gaussiennes avec une probabilité de 95%).

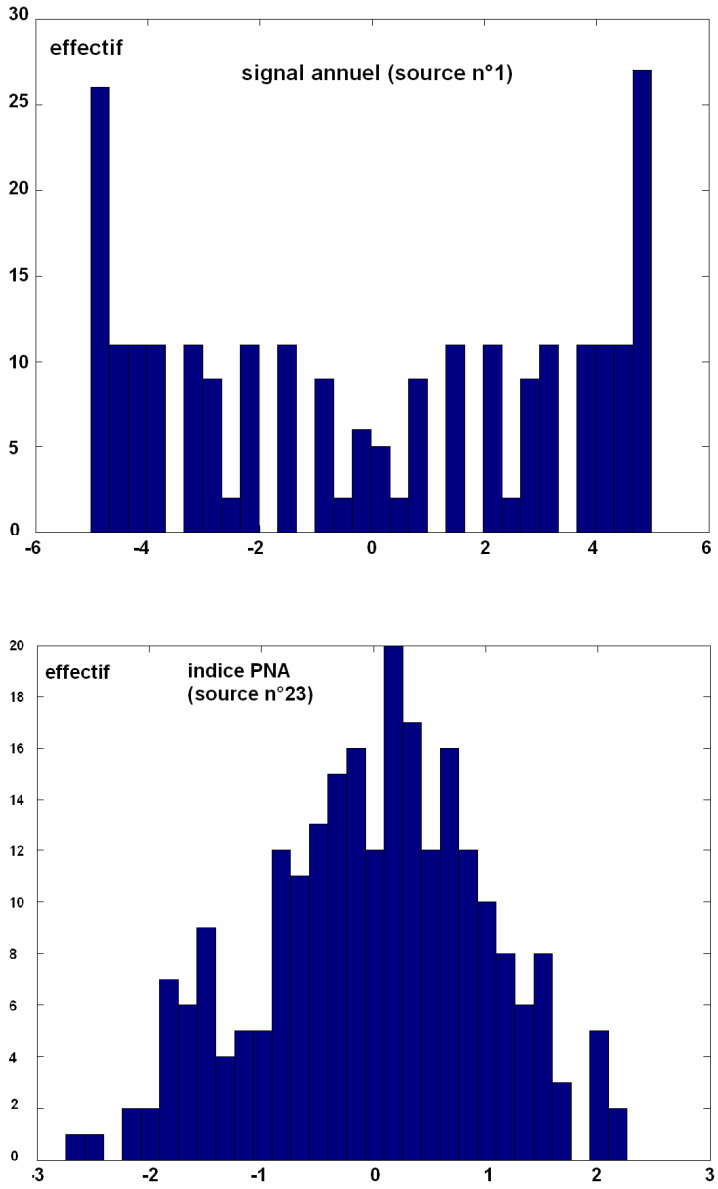


Figure VI.7 : Gauche : Distribution statistique de la source n°1(signal annuel), qui est identifiée comme ayant une distribution non-gaussienne avec un niveau de confiance de 95%.

Droite : Distribution statistique de la source n°23 (indice PNA), qui ne passe pas le test de non-gaussianité.

Bilan

Nous avons testé l'adéquation des critères de séparation utilisés par les différentes techniques de séparation, et en particulier ceux reliés aux concepts d'orthogonalité et d'indépendance statistique, avec les séries temporelles associées aux sources *a priori*. Les conclusions sont mitigées, car les sources ne répondent de façon satisfaisante aux hypothèses *a priori* d'aucune méthode de séparation.
Néanmoins, plusieurs tendances de dessinent, et plusieurs types de sources semblent être davantage associés à l'un des critères décrits :

- le critère de non-gaussianité semble le mieux adapté à la séparation des tendances et des signaux exponentiels ou logarithmiques,

- les deux critères d'indépendance statistique semblent être appropriés pour séparer les sauts, au contraire de l'orthogonalité qui n'est pas justifiée pour ce type de signal,
- la séparation des différents types de bruits semble davantage en adéquation avec les hypothèses de minimisation de l'information mutuelle, et, dans une moindre mesure, avec celles d'orthogonalité,
- les caractéristiques des signaux périodiques semblent, elles, aussi bien en accord avec les critères de séparation se basant sur la non-corrélation linéaire ou sur l'indépendance statistique des sources,
- les conclusions sont moins claires pour les indices climatiques. C'est notamment pour cette raison que nous choisissons désormais de procéder à des tests synthétiques.

V. Tests synthétiques

Devant la relative inadéquation, en moyenne, entre les sources *a priori* et les critères de séparation, nous testons maintenant en pratique les performances de ces techniques sur un mélange aléatoire de sources.

V.a Processus

V.a.1. Constitution des séries synthétiques

Pour cela, nous constituons un signal aléatoire à partir des sources *a priori* listées en Table V.2. Les sources ont été au préalable interpolées selon un pas de 10 jours sur la période 2002-2010, ce qui représente 240 dates. Le processus du test, résumé en Figure VI.8 et VI.9, est alors le suivant :
1- 10 sources parmi les 37 sont sélectionnées aléatoirement.
2- 100 jeux de 10 coefficients sont tirés de façon aléatoire entre -1 et 1.
3- 100 séries temporelles sont constituées.
4- Les techniques de séparation des sources sont appliquées aux signaux spatio-temporels (100 points et 240 dates) : l'ACP classique, l'ACP « varimax », l'ACI avec minimisation de l'information mutuelle (algorithme Icainf), l'ACI avec maximisation de la non-gaussianité (algorithme FastIca).
5- Les sources ainsi obtenues sont normalisées.
6- Le pourcentage de réduction de variance entre sources originelles et sources estimées normalisées sont calculées.
Ce test est répété 1000 fois. Un exemple est donné en Figure VI.10, et les résultats globaux en Table VI.3 et en Figure VI.11.

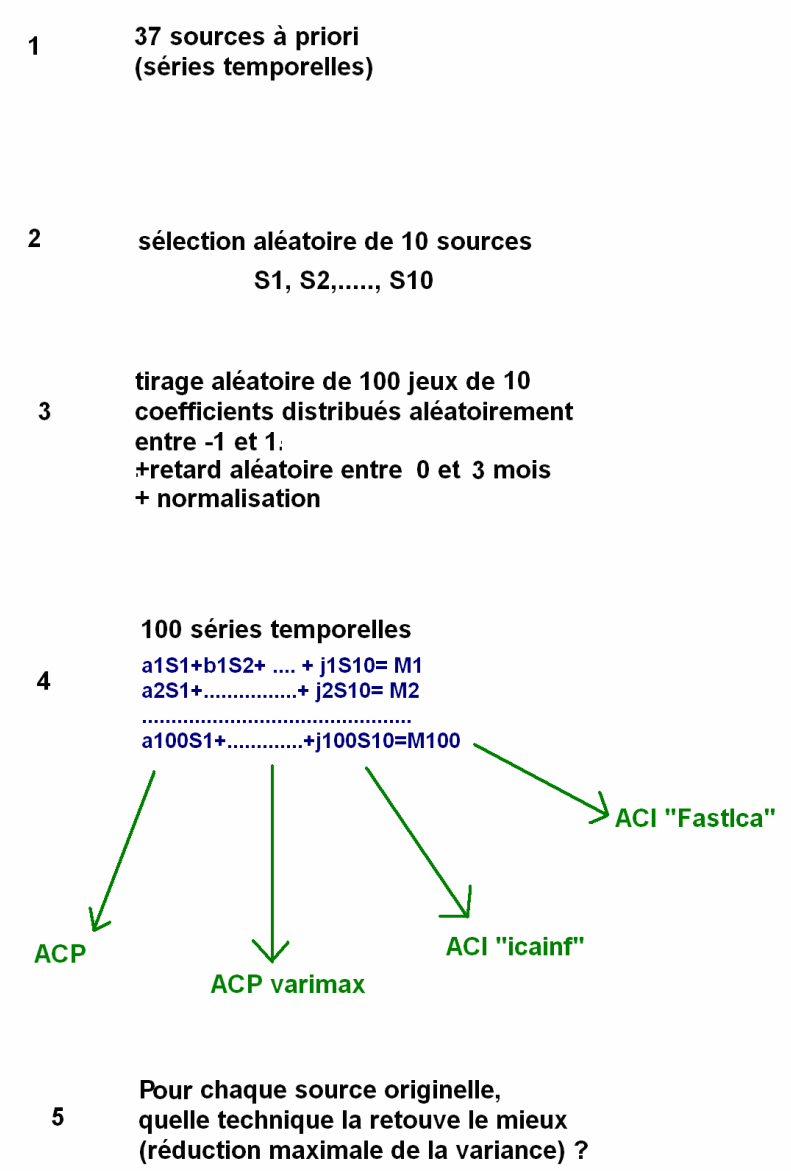


Figure VI.8 : Processus utilisé pour les tests synthétiques.

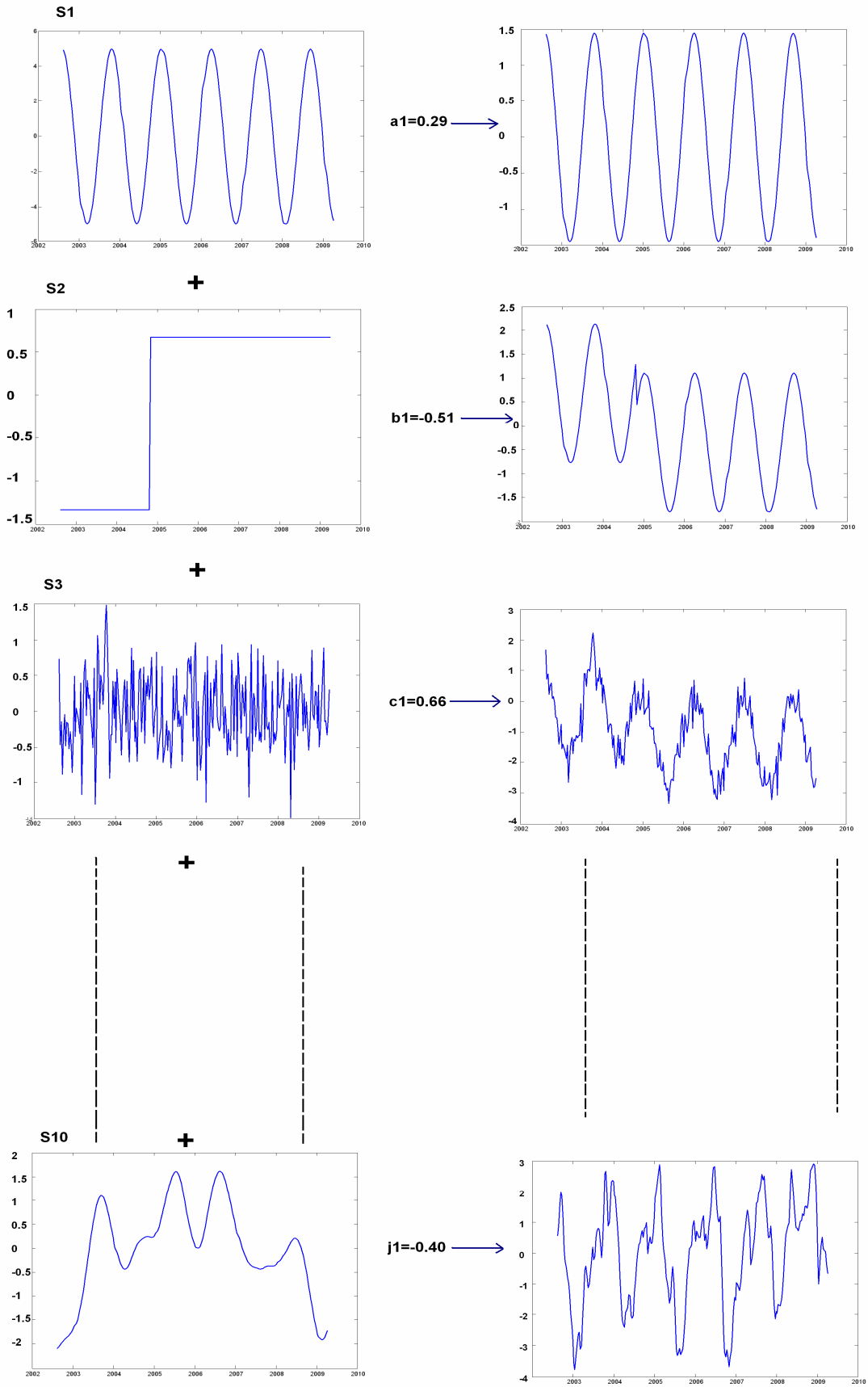


Figure VI.9 : Constitution de séries synthétiques à partir de sources et de coefficients tirés aléatoirement.

A gauche : les sources (de 1 à 10) tirées aléatoirement.

Au milieu : le coefficient aléatoire qui leur est appliqué.

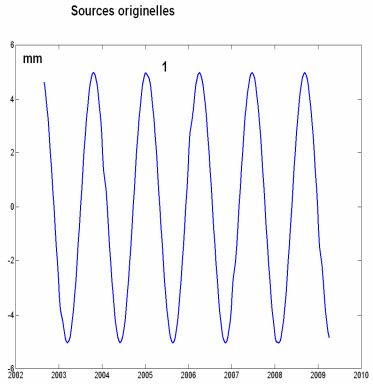
A droite : la séries temporelles résultant de la somme des sources de gauche pondérées par le coefficient associé. La série temporelle finale qui va être utilisée dans les méthodes de séparation des sources est alors la série en bas à droite.

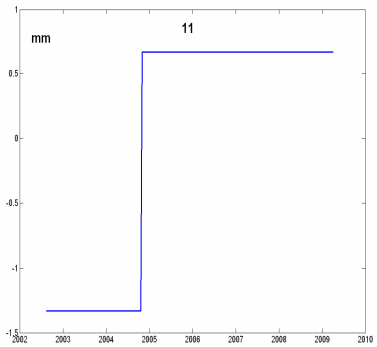
Pour un test, les méthodes de séparation sont appliquées à 100 séries comme celle-ci, obtenues à partir des 10 mêmes sources.

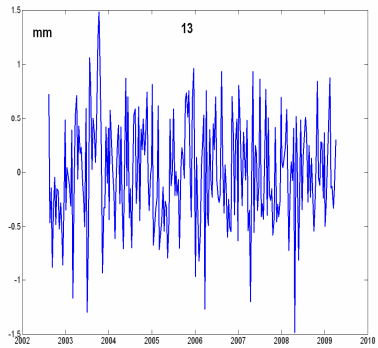
V.a.2.Quelques aspects pratiques

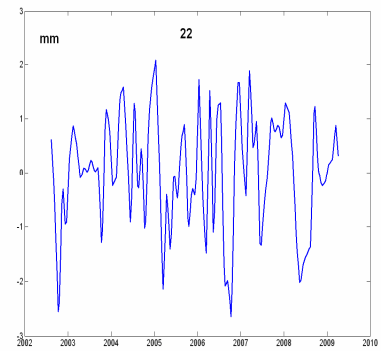
L'utilisation des méthodes d'ACI nécessite une décorrélation des données (voir section III). Celle-ci est appliquée en général par une ACP préalable. Il est alors nécessaire de spécifier le nombre de composantes principales à sélectionner pour appliquer l'ACI. Etant donné qu'il y a N (N=240 ici) composantes principales possibles, nous choisissons de ne procéder à l'ACI que sur les 50 premières. La raison à ceci est qu'un nombre trop élevé de composantes principales sélectionnées a tendance à faire diverger les sources estimées par ACI, or les 50 premières composantes principales expriment sur tous les points au moins 99.5% de la variance des signaux synthétiques.

Sources d’origine

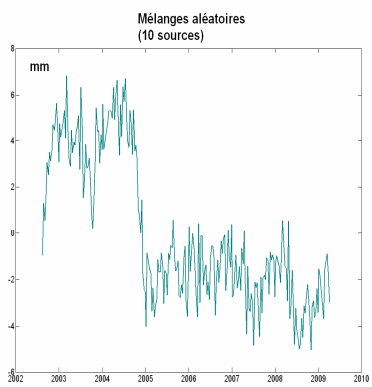


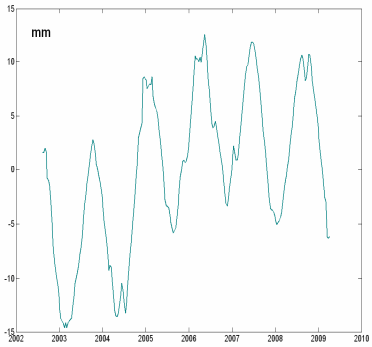


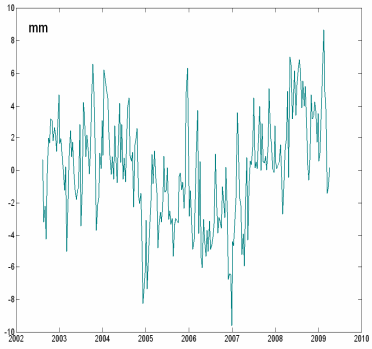


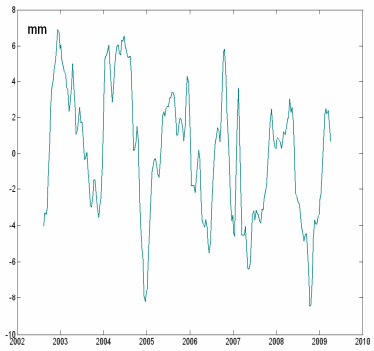


Mélange aléatoire

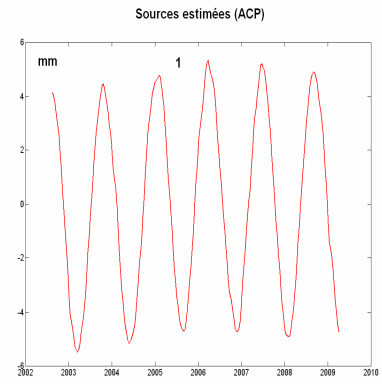


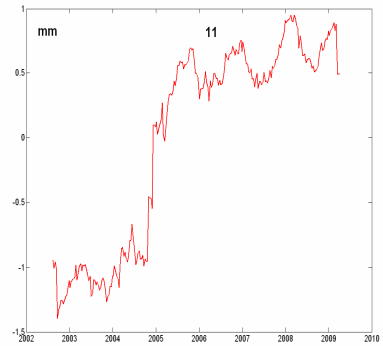


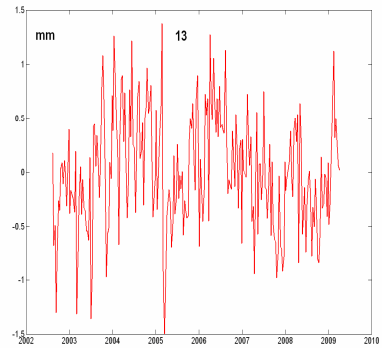


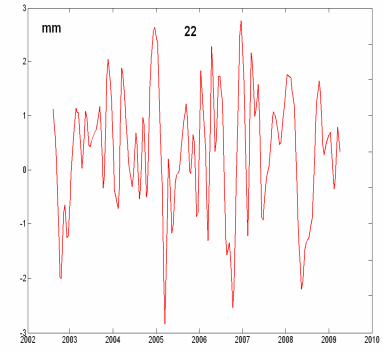


Résultat 1 (ACP)









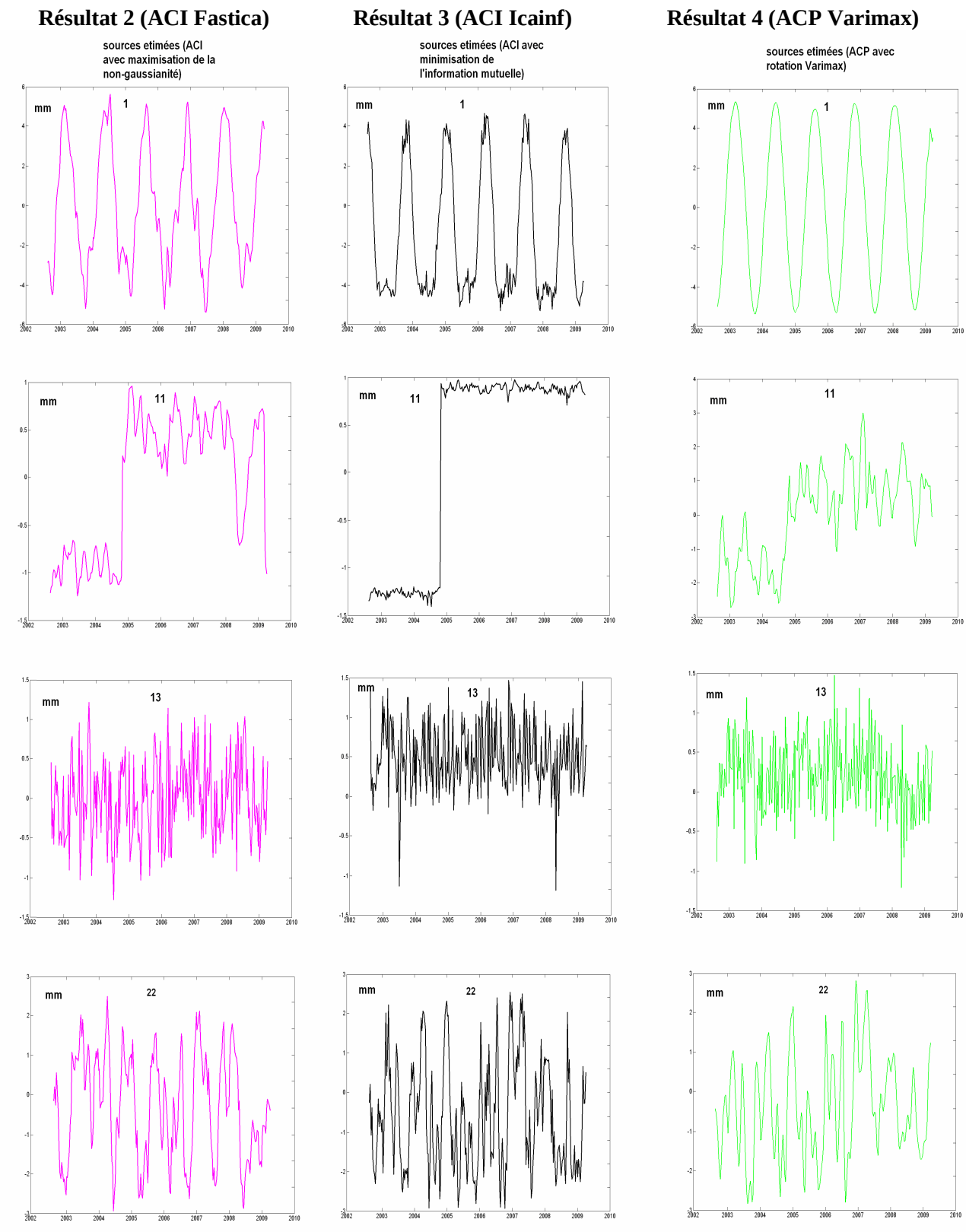


Figure VI.10 : Quelques résultats obtenus à partir d'un test synthétique.

Bleu : quatre sources originelles (parmi 10 tirées aléatoirement).

Turquoise : quatre signaux synthétiques parmi les 100 constitués.

Rouge : les quatre sources originelles telles que retrouvées par l'ACP classique.

Magenta : les quatre sources originelles telles que retrouvées par l'ACI avec maximisation de la non-gaussianité.

Noir : les quatre sources originelles telles que retrouvées par l'ACI avec minimisation de l'information mutuelle

Vert clair: les quatre sources originelles telles que retrouvées par l'ACP avec rotation Varimax

V.b Résultats

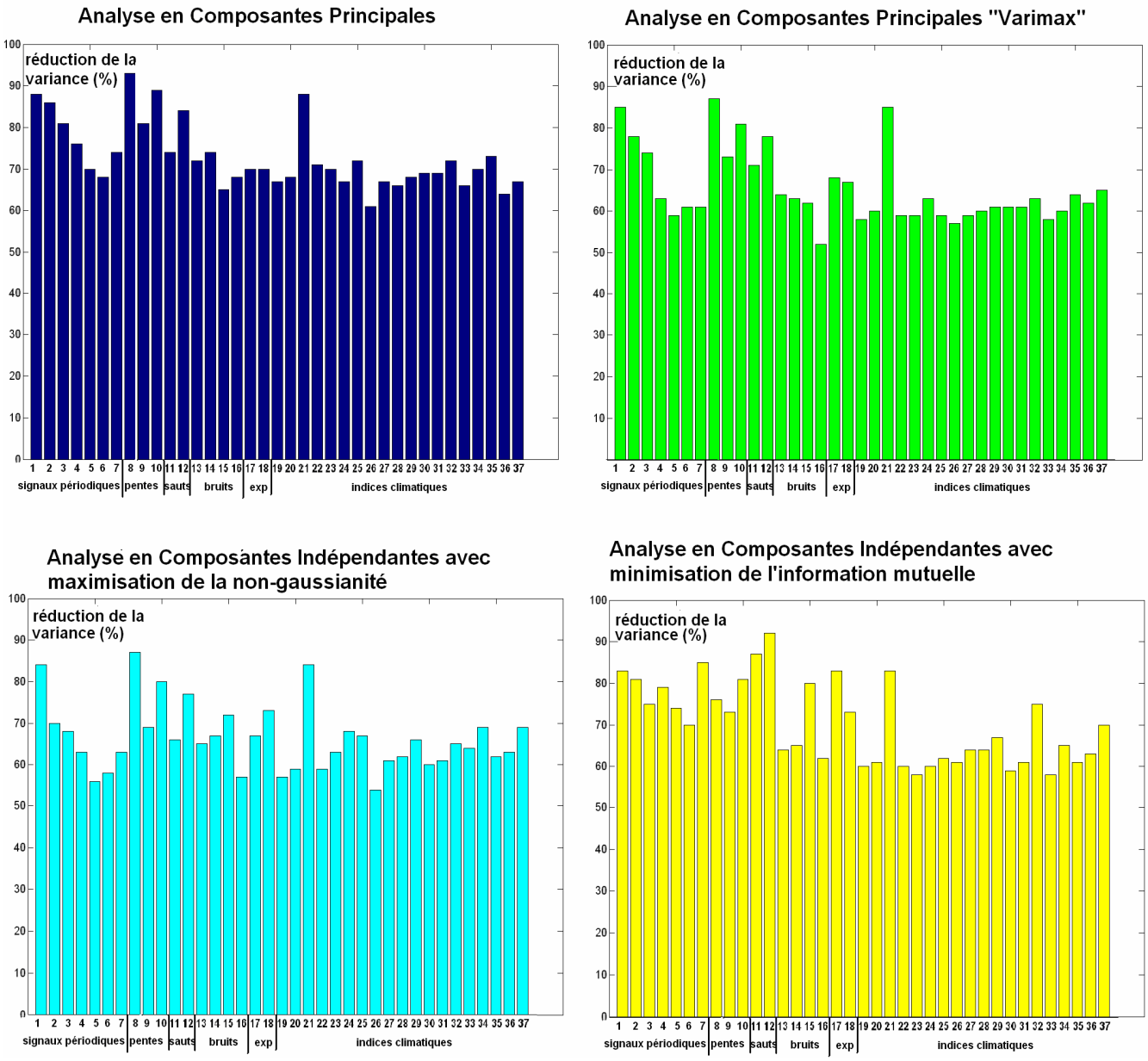


Figure VI.11 : Résultats des tests synthétiques : pour chaque source, pourcentage de réduction moyen de la variance pour chaque technique.

Source	ACP	ACP varimax	ACI FastIca	ACI Icainf	Moyenne
1	88	85	84	83	*85*
2	86	78	70	81	*80*
3	81	74	68	75	*75*
4	76	63	63	79	*70*
5	70	59	56	74	*64*
6	68	61	58	70	*65*
7	74	61	63	85	*70*
Périodiques	78	69	66	78	73
8	93	87	87	76	*87*
9	81	73	79	73	*76*
10	89	81	80	81	*84*
Tendances	88	81	79	76	82
11	74	71	66	87	*74*
12	84	78	77	92	*83*
sauts	79	75	72	90	*79*
13	72	64	65	64	*64*
14	74	63	67	65	*65*
15	65	62	72	80	*67*
16	68	52	57	62	*60*
bruits	70	61	65	68	67
17	70	68	67	83	*72*
18	70	67	73	73	*71*
exponentielles	70	68	70	78	*72*
19	67	58	57	60	*60*
20	68	60	59	61	*61*
21	88	85	84	83	*85*
22	71	59	59	60	*62*
23	70	59	63	58	*61*
24	67	63	68	60	*63*
25	72	59	67	62	*63*
26	61	57	54	61	*58*
27	67	59	61	64	*64*
28	66	60	62	64	*64*
29	68	61	66	67	*66*
30	69	61	60	59	*64*
31	69	61	61	61	*64*
32	72	63	65	75	*70*
33	66	58	64	58	*60*
34	70	60	69	65	*67*
35	73	64	62	61	*66*
36	64	62	63	63	*63*
37	67	65	69	70	*68*
Indices	69	62	64	64	65
Moyenne	*73*	*66*	*66*	*70*	*69*

Table VI.3 : Pourcentage de réduction moyenne de la variance entre chaque source originelle et les sources retrouvées par chaque technique (moyenne sur 1000 tests).

Chaque type de source est identifié par une couleur différente.

Les résultats des tests synthétiques peuvent être interprétés à plusieurs niveaux.

- En moyenne, c'est l'ACP simple qui donne les meilleurs résultats, en particulier sur les indices climatiques. Pour plus de 60% des sources (et près des trois quarts des indices), l'ACP est la technique qui permet de retrouver au mieux les sources originelles, avec une moyenne de 73% de réduction de la variance entre les sources originelles et les sources retrouvées.
- Les deux méthodes d'ACI donnent des résultats légèrement moins bons, avec une réduction moyenne de la variance de 70% lorsque c'est la minimisation de l'information mutuelle qui est utilisée comme critère de séparation, et une réduction de 66% lorsque le critère est la maximisation de la non gaussianité

En moyenne, les signaux périodiques, les pentes et les sauts sont mieux retrouvés que les autres sources *a priori* (réduction de variance de plus de 75%). Les meilleurs résultats sont obtenus pour les signaux périodiques d'amplitude plus forte et de phase fixe (sources 1 et 2), et pour les pentes, avec des réductions de variances de plus de 80%. Les indices climatiques, eux, ne sont retrouvés qu'avec des réductions de variance de l'ordre de 60 à 70% en général.

Pour chaque type de sources, une technique de séparation optimale est mise en évidence:

- Concernant les signaux périodiques ou pseudo-périodiques, les signaux annuels, d'amplitude plus forte (sources 1 à 3), sont bien isolés par les quatre techniques, qui donnent des réductions de variance du même ordre, avec toutefois un certain avantage à l'ACP classique et l'ACI Icainf (minimisation de l'information mutuelle). Ceci confirme l'une des conclusions de la section IV, qui montrait que les signaux périodiques satisfaisaient assez bien tous les critères de séparation des sources. Cependant, dès lors que les amplitudes sont plus faibles (sources 4 à 7), la minimisation de l'information mutuelle apparaît comme le meilleur critère de séparation des sources. On pourra peut-être envisager de l'utiliser pour la recherche de signaux périodiques de faible amplitude, par exemple, des harmoniques draconitiques dans les séries temporelles GPS.
- L'ACP est incontestablement la meilleure technique pour la séparation des tendances, mais l'ACI avec maximisation de la non-gaussianité donne des résultats assez proches. Nous avions pourtant montré que l'orthogonalité n'était pas justifiée pour les tendances. Malgré cela, l'ACP les isole très clairement. Ceci montre les mimites d'adéquation entre les critères « théoriques » et les résultats obtenus en pratique.
- La minimisation de l'information mutuelle est le critère optimal pour isoler les sauts, confirmant à moitié le fait que ces signaux sont statistiquement indépendants des autres. Malgré le fait qu'ils sont de distribution non gaussienne, l'ACI Fastica ne permet pas de les extraire de manière aussi fiable que l'ACI Icainf. La réduction de la variance approchant alors les 90%, il peut être intéressant d'utiliser l'ACI avec minimisation de l'information mutuelle pour rechercher, par exemple, les effets de séismes dans certaines séries géodésiques.
- L'ACP classique permet la meilleure estimation des bruits usuels affectant les séries (bruit blanc et bruit de scintillation), mais la méthode d'ACI avec minimisation de l'information mutuelle donne les meilleurs résultats pour l'estimation du bruit affectant les données GRACE, ce qui semble aller dans le sens des études réalisées par exemple par Frappart et al. (2011). Comme cela avait été prédit par la physionomie de ces signaux, la maximisation de la non-gaussianité n'est pas optimale pour isoler ces bruits dans les séries.
- Les résultats pour les indices climatiques sont plus mitigés, étant donné la grande diversité des signatures des séries. Néanmoins, c'est l'ACP classique qui donne les meilleurs résultats pour près de 75% des indices, et en particulier pour une grande partie des indices susceptibles d'avoir des conséquences significatives en Europe, à savoir la NAO, l'AO, l'EA et l'AMO. Néanmoins, ce résultat n'est pas vrai pour l'ENSO qui est mieux isolé par l'ACI avec maximisation de la non-gaussianité. L'ENSO est d'ailleurs l'un des seuls indices ayant une distribution pouvant être qualifiée de non gaussienne.

VI. Application aux données climatiques et aux données géodésiques

VI.a Application aux séries temporelles climatiques

Afin d'évaluer sur des données climatiques les performances des méthodes de séparations, et ainsi de déterminer si les résultats des tests synthétiques sur les indices climatiques peuvent être confirmés, nous avons appliqué les trois principales méthodes de séparation, à savoir l'ACP classique et les méthode d'ACI avec maximisation de la non-gaussianité et avec minimisation de l'information mutuelle aux données inter-annuelles de pluviométrie et de température de surface issues du modèle GLDAS. Celles-ci ont été interpolées pour raisons pratiques sur une grille de pas 1° (au lieu des 0.25° originaux) et calculées sur la période allant de 1979 à 2010.
Le but ici est de déterminer, en pratique, quelles peuvent être les conséquences sur l'interprétation géophysique d'utiliser l'une ou l'autre des techniques de séparation des sources.

Les figures VI.12 à VI.14 présentent les cinq sources principales estimées à partir des variations inter-annuelles de précipitations en utilisant respectivement l'ACP classique, l'ACI avec maximisation de la non-gaussianité et l'ACI avec minimisation de l'information mutuelle. Les figures VI.15 à VI.17 présentent les mêmes résultats, mais pour les températures de surface. Les résultats sont assez différents selon les méthodes employées, confirmant l'impact du choix d'une méthode aveugle de séparation des sources, et à l'œil nu les modes de peuvent pas toujours être identifiés deux à deux.

Il apparaît alors que :

- l'ACP retrouve de manière significative[14] trois indices climatiques connus pour les précipitations (NAO, indice de blocage et indice de dorsale, voir chapitre I) et pour les températures[15], et que la signature spatiale alors associée à ces modes est relativement cohérente avec ce qui est attendu de l'influence de ces indices sur les paramètres climatiques considérés[16] (voir par ailleurs la figure VI.18 où sont calculées les corrélations entre indices et températures te précipitations inter-annuelles)
- L'ACI avec maximisation de la non-gaussianité retrouve de manière fiable deux indices pour les précipitations et trois pour les températures. Cependant, les signatures spatiales alors associées ne sont pas toujours cohérentes avec celles obtenues par ACP, et de plus certains indices pourtant de première importance (la NAO pour les températures par exemple) ne sont pas retrouvés. De plus les corrélations entre sources et indices sont systématiquement plus faibles que celles obtenues par ACP. Cette méthode d'ACI a par ailleurs tendance à retrouver des sources sont la signature spatiale est très forte sur un ou plusieurs points, sans toutefois que cette signature spatiale ne puisse être validée et reliée à un effet local dans les températures ou les précipitations.
- L'ACI avec minimisation de l'information mutuelle ne permet de retrouver qu'un seul indice (la NAO) sur les précipitations, qui plus est avec une signature spatiale qui n'est pas tout à fait cohérente avec l'effet de cet indice *a priori*. Sur les températures, l'ACI Icainf met en évidence l'effet de trois indices, avec des signatures spatiales qui restent globalement cohérentes avec celles de l'ACP, malgré quelques différences notables. L'analyse des corrélations montre que c'est plutôt le résultat de l'ACP qui est cohérent avec la signature spatiale du phénomène. Par contre, cette méthode d'ACI semble particulièrement adaptée à

[14] Nous entendons par significative le fait qu'une source temporelle ait une corrélation avec un indice climatique significative avec une probabilité supérieure à 95%.
[15] L'indice de blocage n'est pas retrouvé de manière significative, mais l'indice EAWR (East Atlantic – West Russian), dont la signature sur les paramètres climatiques reste assez proche (http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/eawruss.shtml), est retrouvé.
[16] Quelques différences sur la signature spatiale de la source associée à la NAO dans les précipitations subsistent toutefois, peut-être reliées au fait que l'indice n'est pas retrouvé de manière parfaite dans la séries temporelles associées (Figure VI.12). Cette signature reste nénamoins plus réaliste que celle obtenue avec la méthode d'ACI Fastica (l'autre méthode d'ACI, elle, ne retrouve pas l'indice de NAO).

l'extraction de signaux élémentaires critiques (une sécheresse). Cette caractéristique notable, dont nous n'avons cependant pas évalué la fiabilité, semble intéressante à creuser par la suite.

L'analyse des simples corrélations entre données de précipitation et de température et les indices retrouvés (Figure VI.21) confirme que celles-ci sont plus cohérentes avec les signatures spatiales des indices retrouvés par ACP, en particulier pour les températures.

Les sources issues de l'ACP semblent donc en meilleur accord avec ce que l'on attend d'une source : les indices climatiques prépondérants sont retrouvés de manière plus systématique et plus réaliste, dans le sens où la signature spatiale est plus cohérente et correspond mieux à la connaissance *a priori* de la variabilité climatique en Europe. Par conséquent, les sources issues de l'ACP sont plus facilement interprétables que les sources issues de l'ACI. Parmi les deux techniques d'ACI, l'ACI avec minimisation de l'information mutuelle donne des résultats plus réalistes concernant la localisation des modes climatiques que l'ACI avec maximisation de la non-gaussianité. Nous insistons sur le fait que ces constats concernent la variabilité climatique inter-annuelle uniquement, car nous avons vu à partir des tests synthétiques qu'un certain nombre d'autres signaux sont retrouvés de façon plus systématique par les techniques d'ACI.

VI.b Application aux séries temporelles inter-annuelles de surcharge déduites de la solution GRACE/GRGS

Les trois techniques de séparation des sources ont également été appliquées aux surcharges inter-annuelles déduites de la solution GRACE/GRGS (Figures VI.19, VI.20 et VI.21). Certaines constations entr'aperçues avec les séries climatiques deviennent plus évidentes : ainsi, les techniques d'ACI avec maximisation de la non-gaussianité et minimisation de l'information mutuelle s'avèrent particulièrement efficaces pour isoler, respectivement, des phénomènes très localisés spatialement (Figure VI.20), et des sources correspondant à un évènement critique bien marqué comme les sécheresses (Figure VI.21). Ce dernier constat est relié au fait que des séries temporelles présentant un extremum dominant possèdent une information mutuelle très faible. Au contraire, les sources isolées par ACP classique, et leurs signatures spatiales associées, ne sont ni ultra-localisées spatialement, et ne correspondent pas non plus particulièrement à un extremum, ce qui correspond davantage aux signatures spatiales *a priori* des indices climatiques. Ceci confirme alors que l'ACP classique est plus adaptée à l'extraction de signaux d'origine climatique dans les séries issues de mesures géodésiques. Au contraire, les techniques d'ACI semblent particulièremnt bien adaptées à la mise en évidence d'évènements bien localisés temporellement et/ou spatialement (séismes, signaux locaux forts).

Bilan

Par conséquent, l'analyse des séries inter-annuelles des paramètres climatiques tels que les précipitations et les températures est plus facile avec l'ACP classique, car les sources estimées sont davantage en accord avec les sources de variabilité climatique *a priori*. Ceci ne signifie pas que l'ACI n'est pas fiable, mais les critères qu'elle utilise ne sont pas optimaux pour retrouver ces sources climatiques *a priori*. Cela ne signifie pas non plus que les sources estimées par ACI ne peuvent pas être interprétées géophysiquement, mais elles ne correspondent pas aux critères d'interprétation que nous nous sommes donnés, et qui consistent à considérer la dynamique climatique inter-annuelle corrélée à des facteurs climatiques externes à l'échelle mondiale, dont les indices climatiques sont les séries temporelles associées.

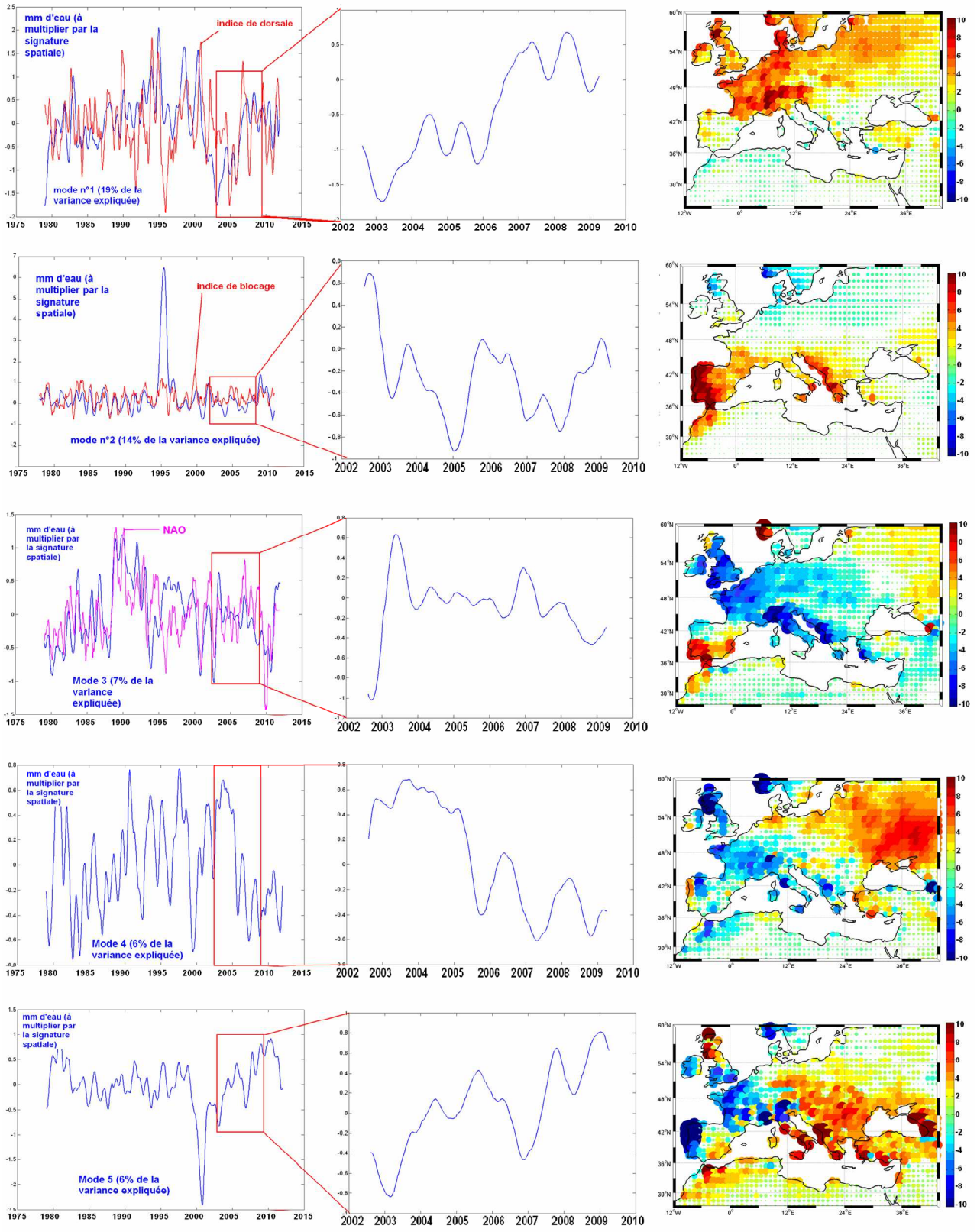


Figure VI.12 : Cinq premiers modes issus de la décomposition des précipitations inter-annuelles du modèle GLDAS par ACP.

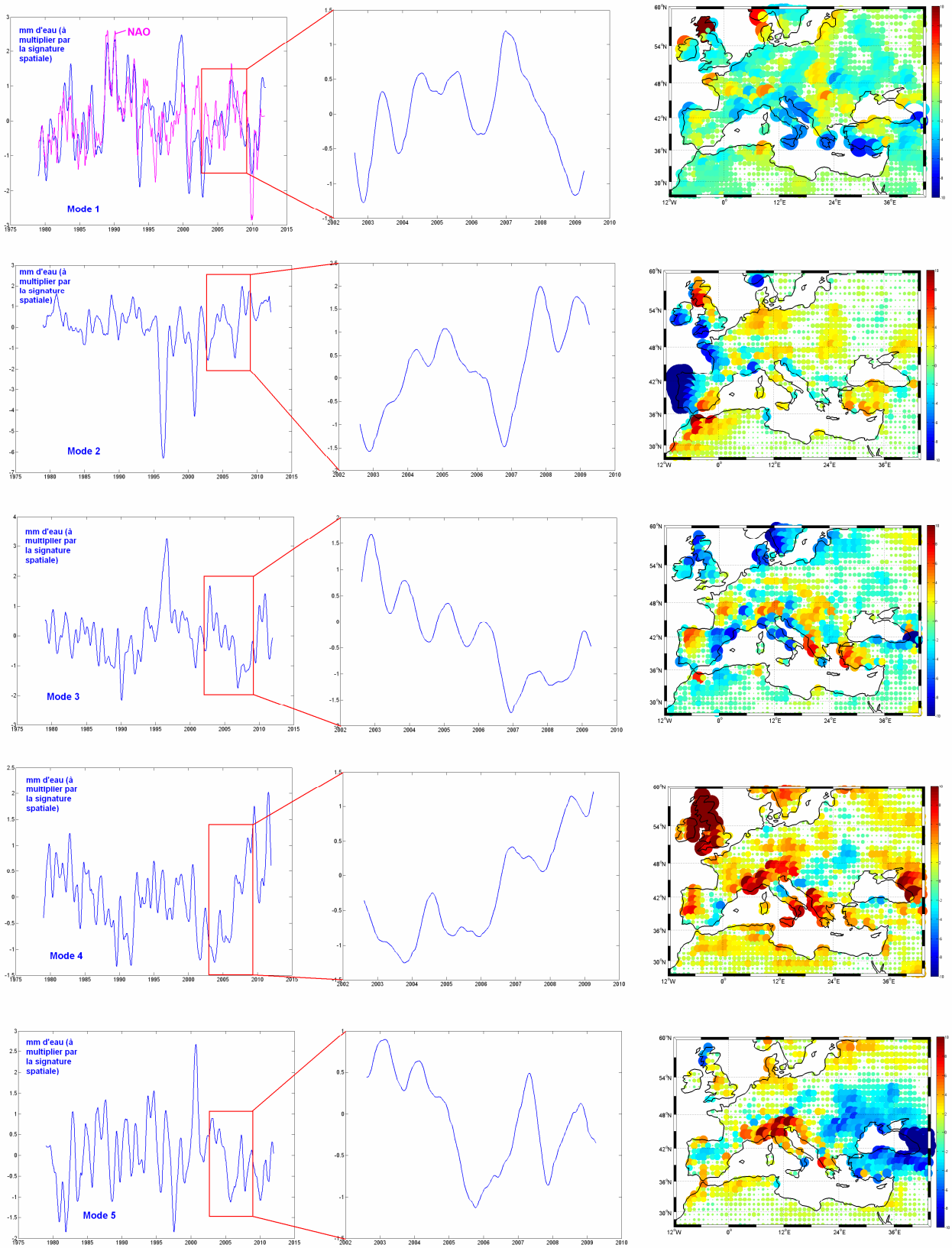


Figure VI.13 : Cinq premiers modes issus de la décomposition des précipitations inter-annuelles du modèle GLDAS par ACI avec maximisation de la non-gaussianité.

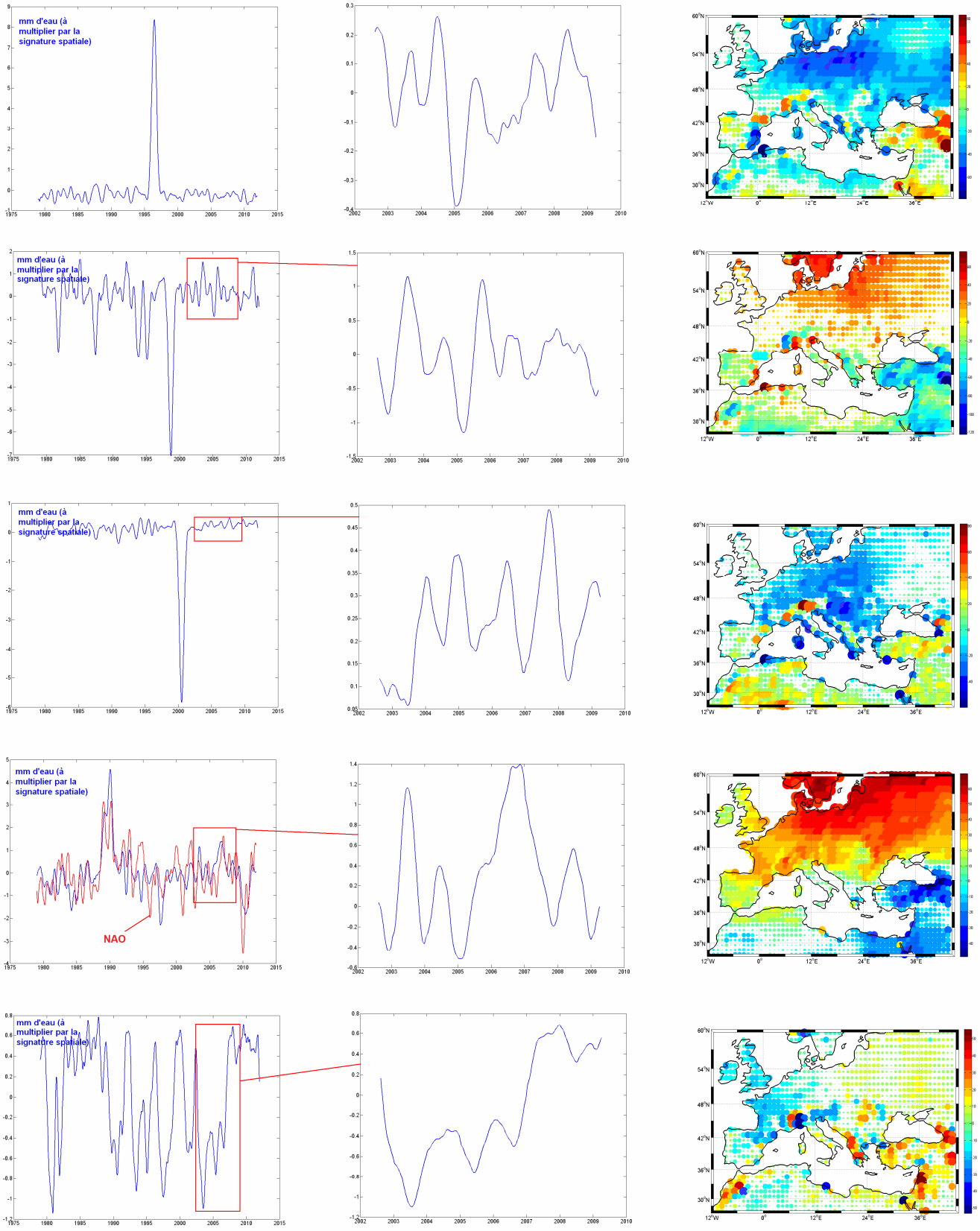


Figure VI.14 : Cinq premiers modes issus de la décomposition des précipitations inter-annuelles du modèle GLDAS par ACI avec minimisation de l'information mutuelle.

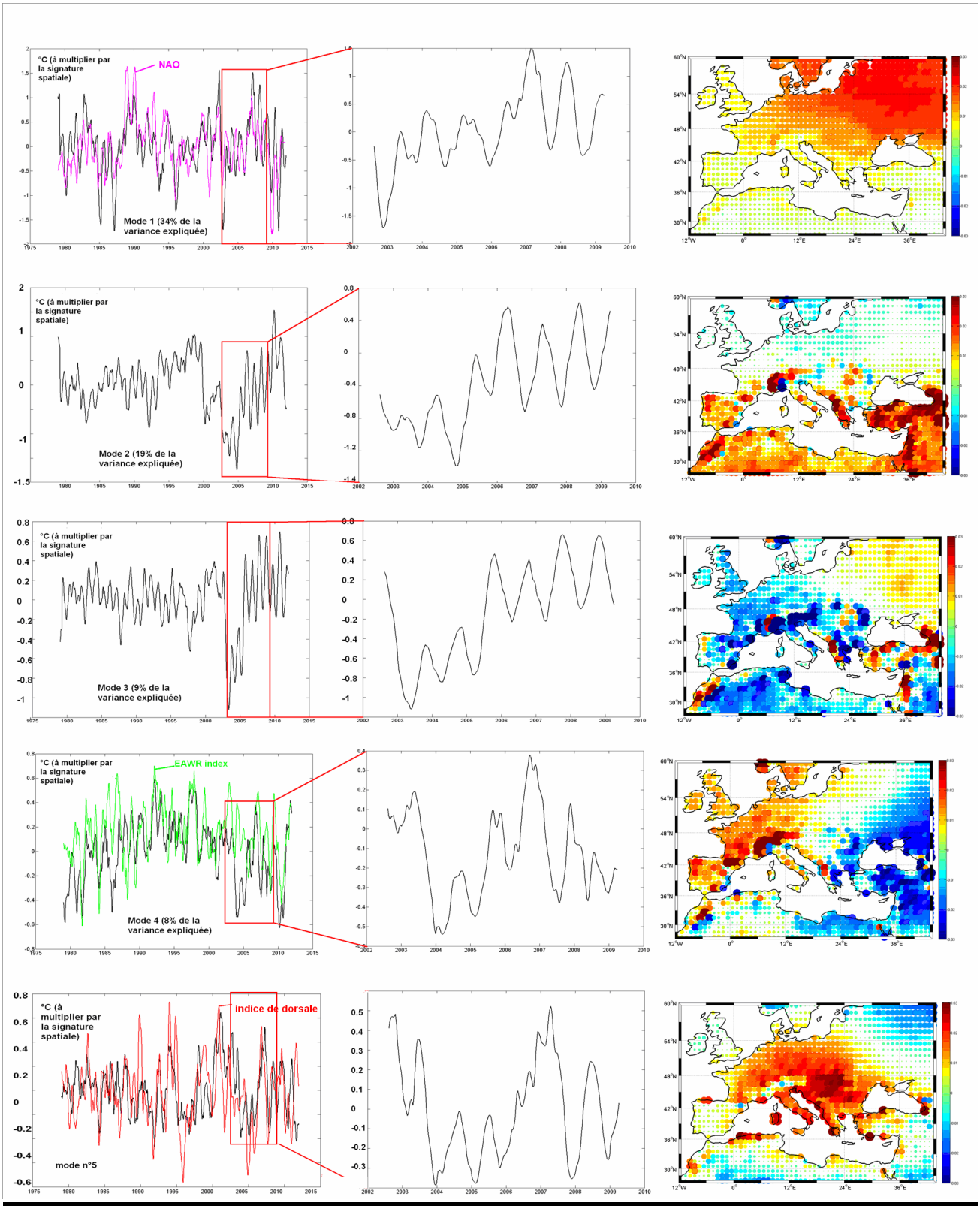


Figure VI.15 : Cinq premiers modes issus de la décomposition des températures de surface inter-annuelles du modèle GLDAS par ACP.

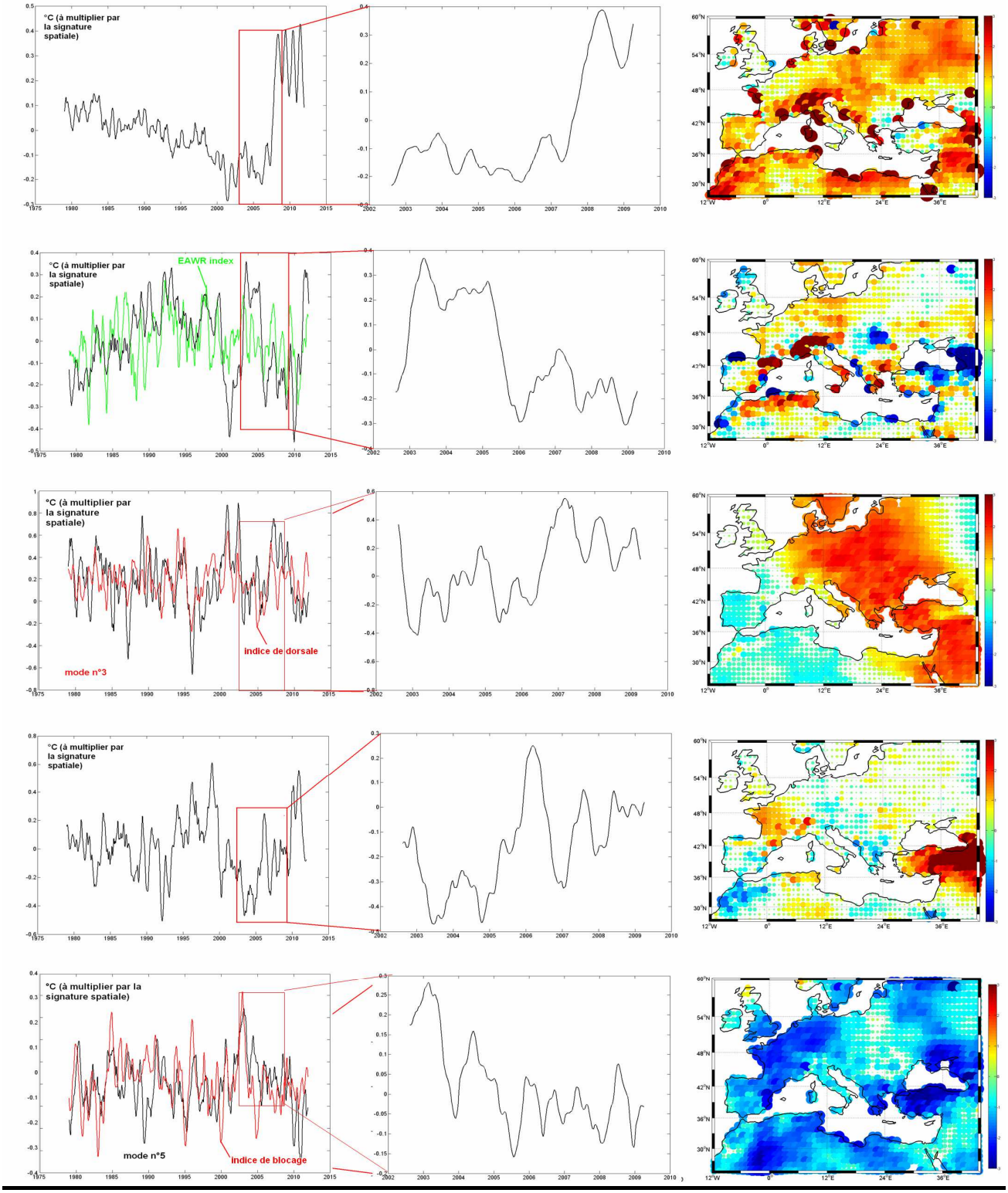


Figure VI.16 : Cinq premiers modes issus de la décomposition des températures de surface inter-annuelles du modèle GLDAS par ACI avec maximisation de la non-gaussianité.

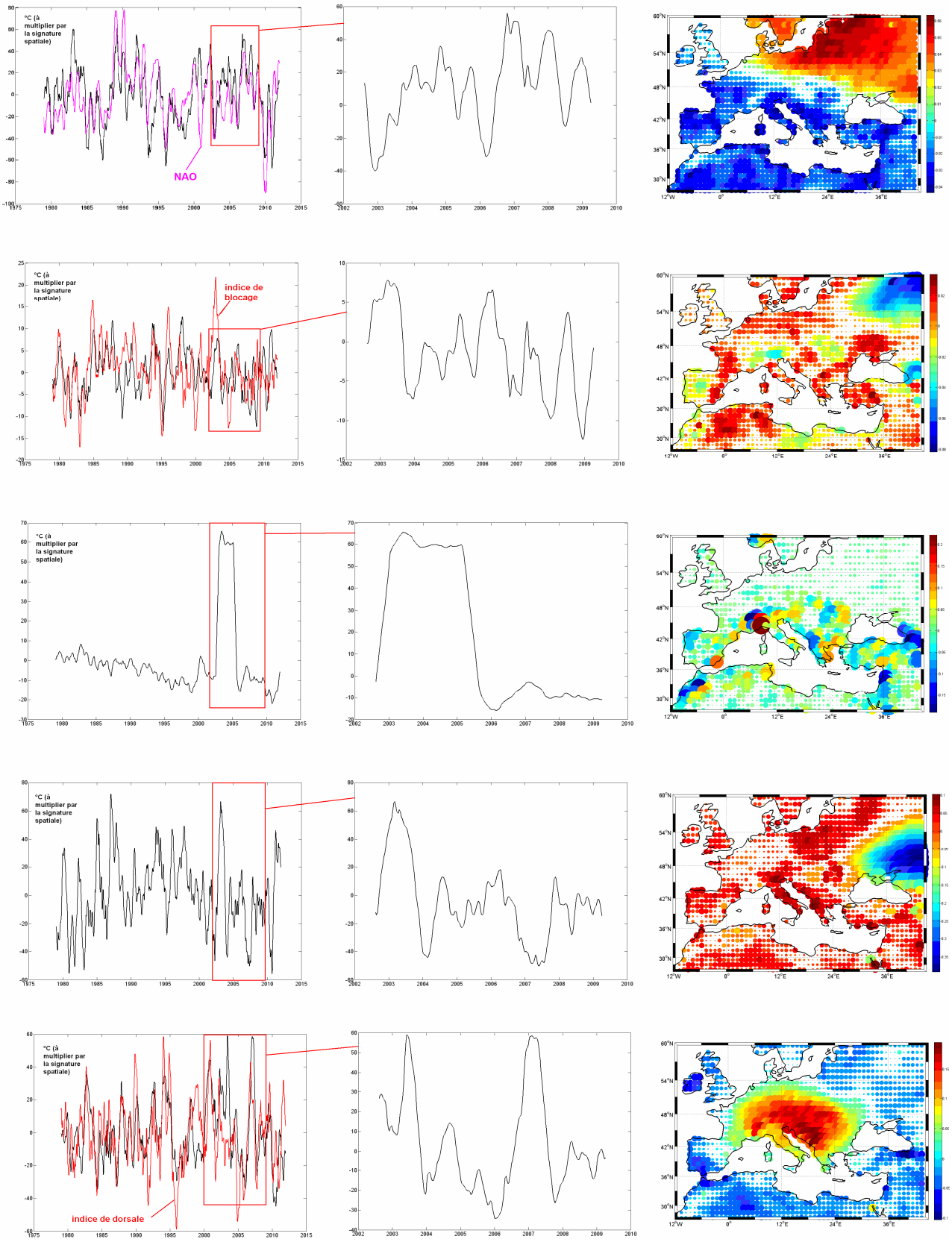


Figure VI.17 : Cinq premiers modes issus de la décomposition des températures de surface inter-annuelles du modèle GLDAS par ACI avec minimisation de l'information mutuelle.

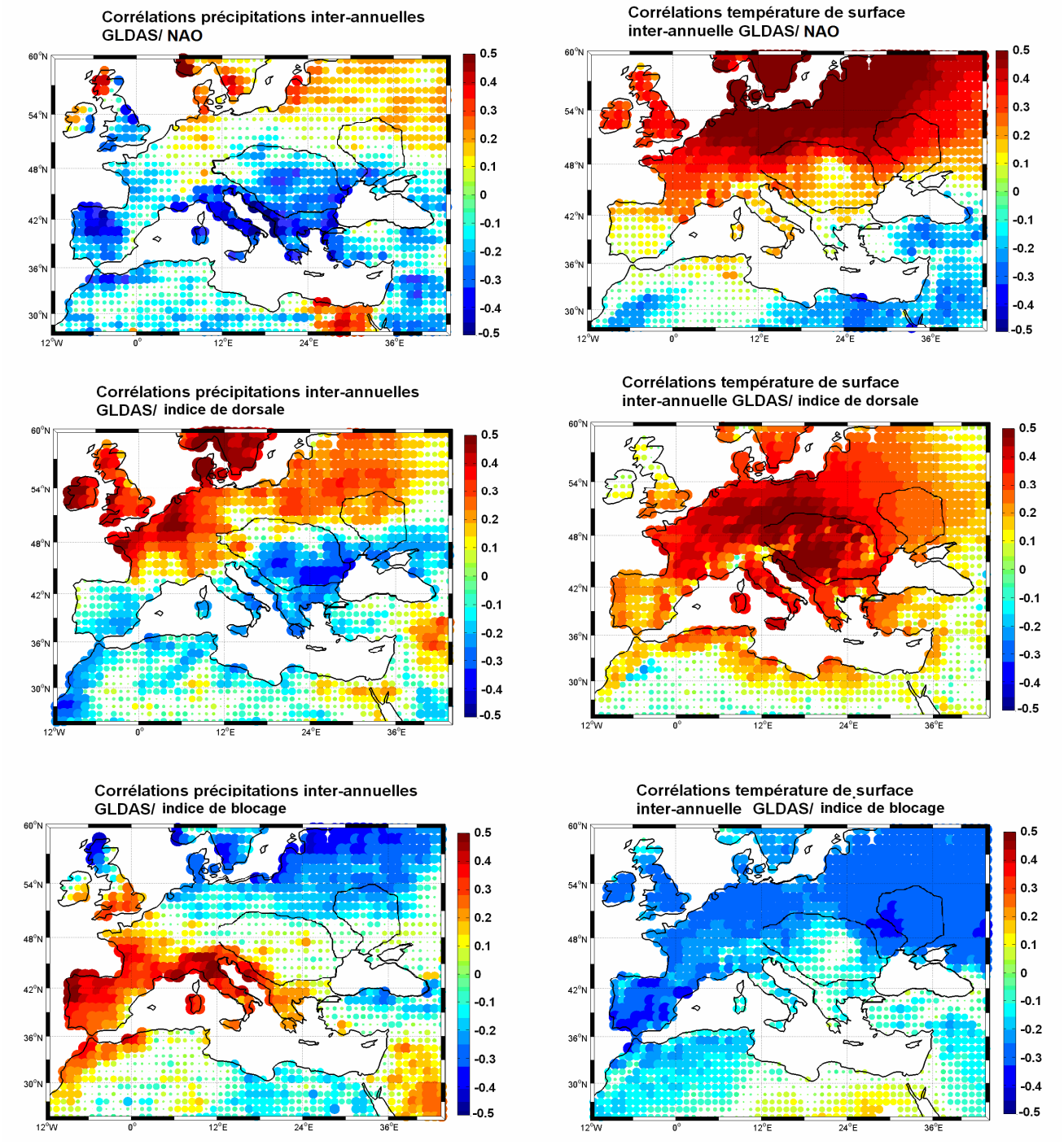


Figure VI.18 : Corrélations entre précipitations (à gauche) et températures (à droites) inter-annuelles issues du modèle GLDAS et les quatres indices climatique majeurs en Europe : NAO, EAWR, EA et indice Scandinave.

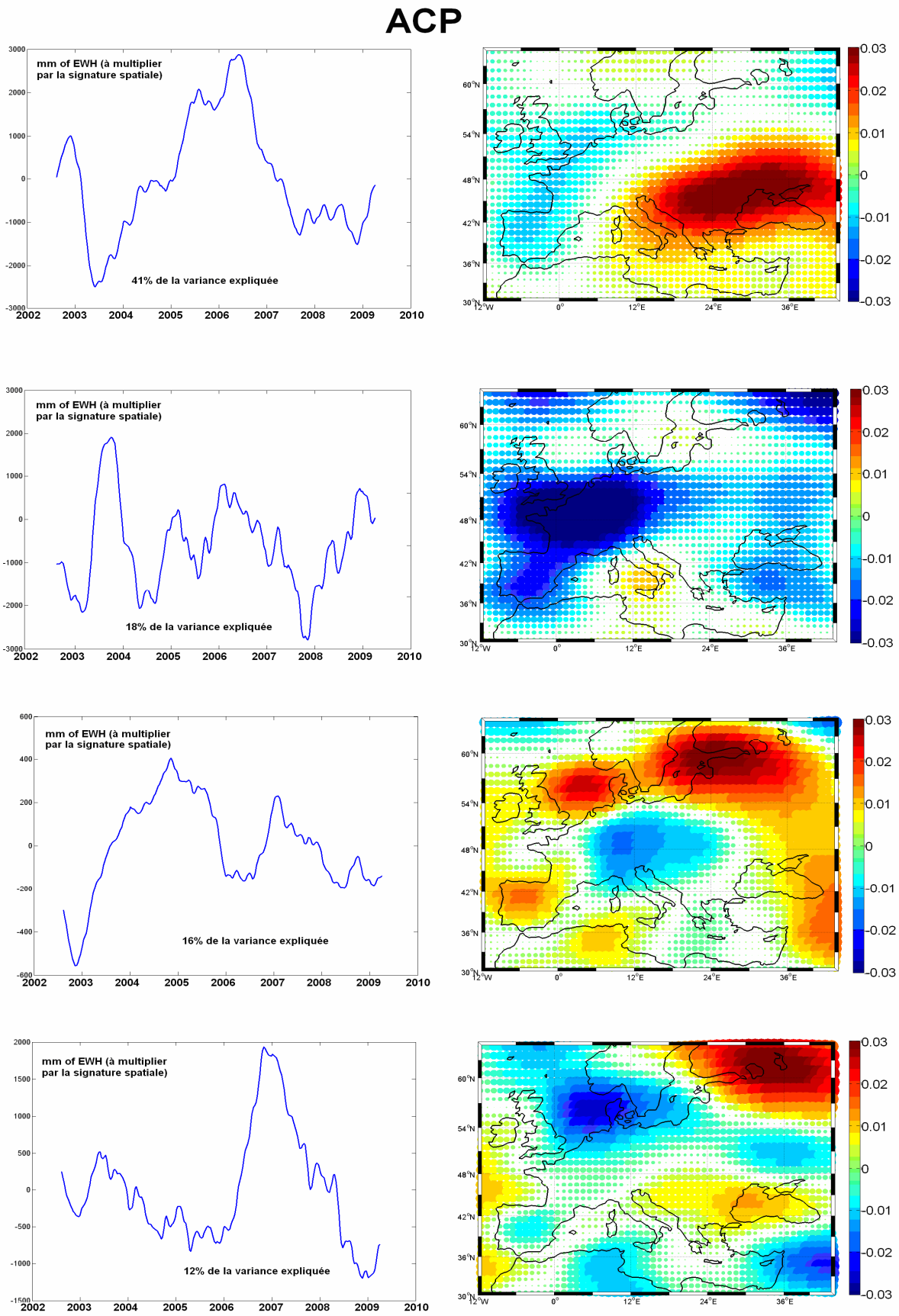


Figure VI.19 : Résultats de l'ACP sur les surcharges inter-annuelles déduites de la solution GRACE/GRGS.

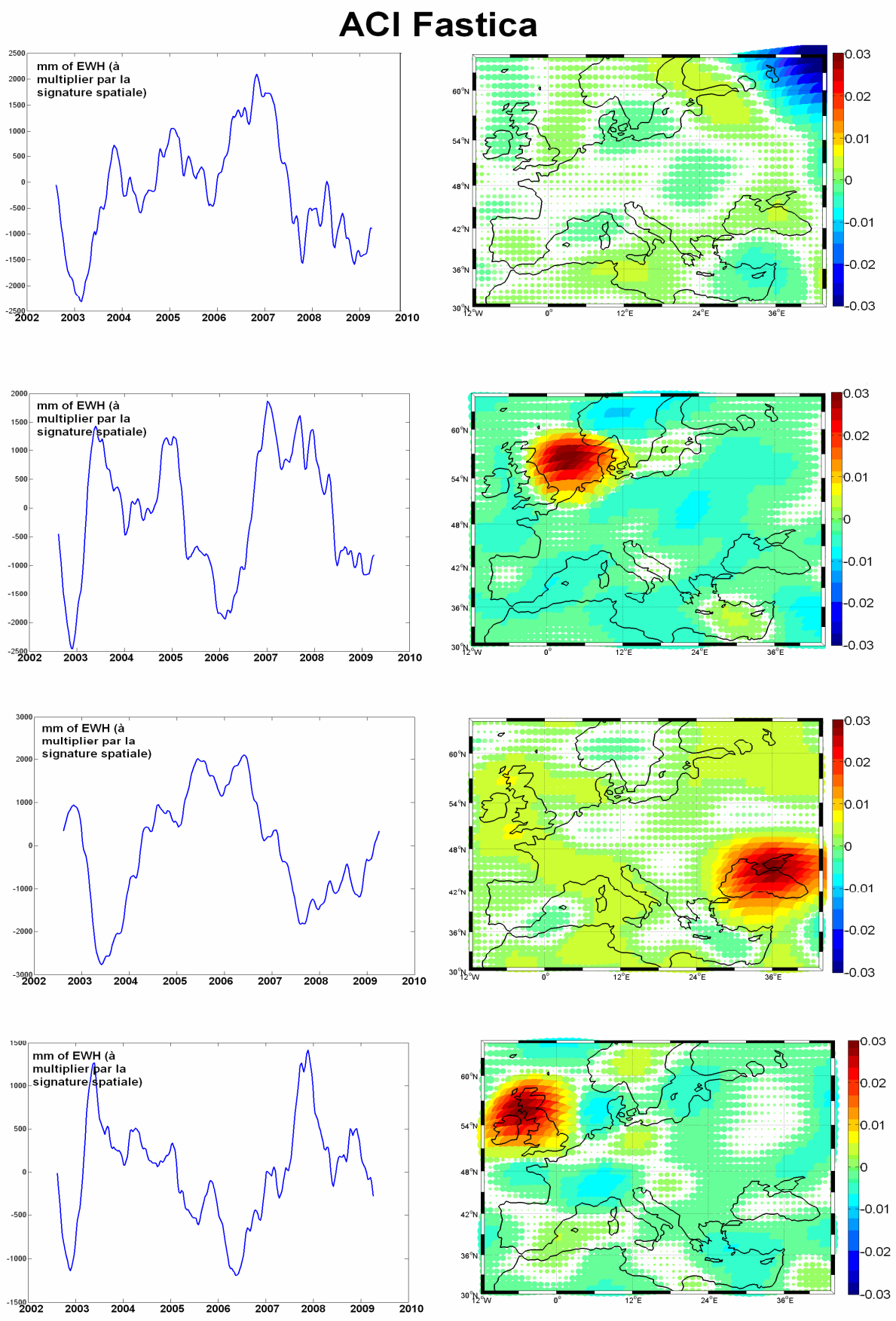


Figure VI.20 : Résultats de l'ACI avec maximisation de la non-gaussianité sur les surcharges inter-annuelles déduites de la solution GRACE/GRGS.

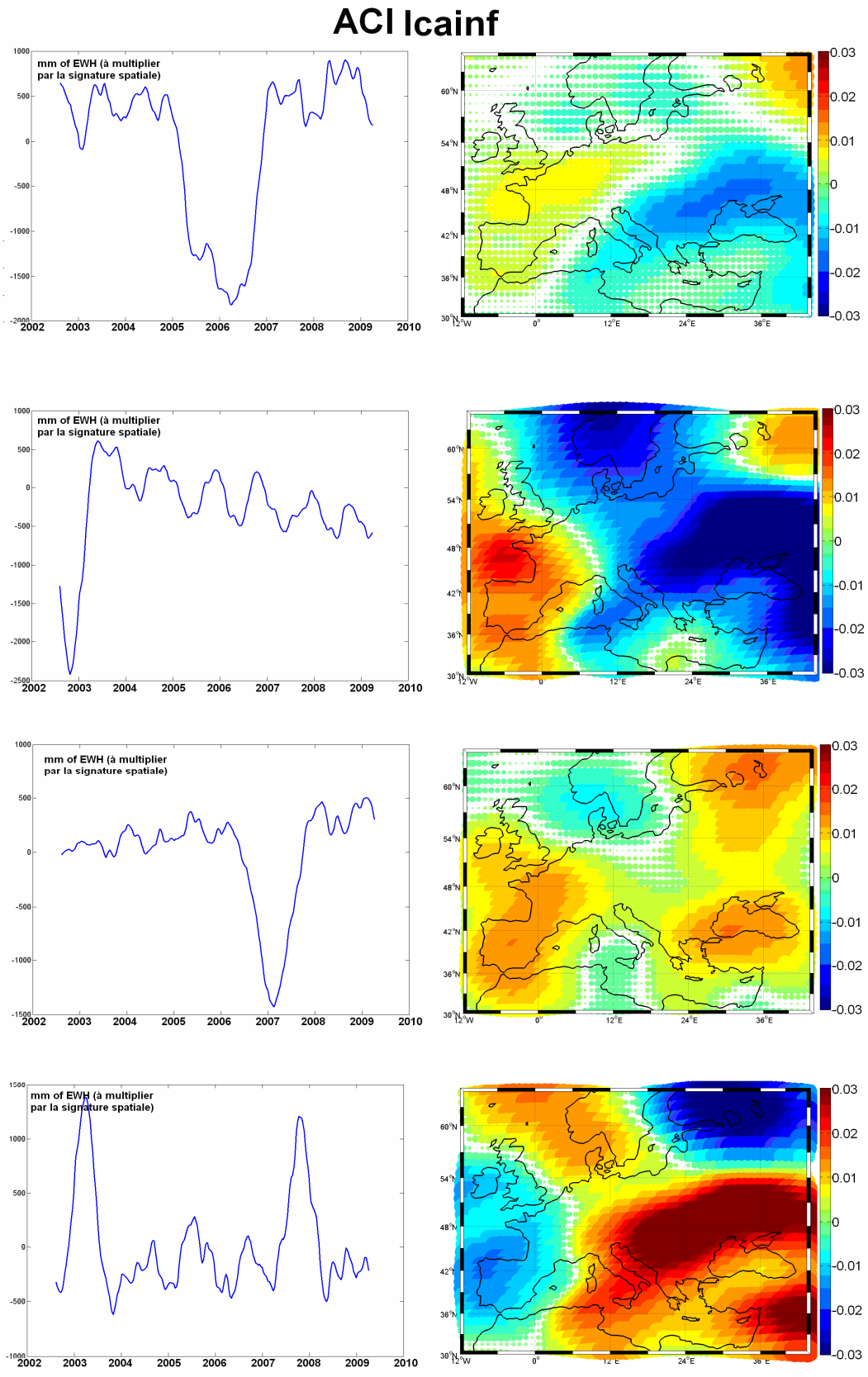


Figure VI.21 : Résultats de l'ACI avec minimisation de l'information mutuelle sur les surcharges inter-annuelles déduites de la solution GRACE/GRGS.

Conclusion du chapitre

L'étude de l'anatomie des séries temporelles de géodésie permet de séparer le signal en contributions élémentaires *a priori*, appelées sources, dont les signatures permettent une interprétation physique facilitée. C'est le cas en particulier des sources dites climatiques, qui contribuent aux redistributions inter-annuelles de masse d'eau. La connaissance *a priori* de la dynamique climatique à l'échelle interannuelle (chapitre I) permet d'identifier celles-ci comme étant les séries temporelles associées aux divers indices climatiques. Isoler ces sources temporelles dans un signal aussi complexe que les séries géodésiques nécessite de faire appel à des techniques de séparation aveugle, qui vont, en outre, permettre de réduire la dimension du signal en mettant en relief les sources dominantes. Ces méthodes de séparation utilisent alors des critères d'indépendance différents pour la décomposition des séries temporelles en sources. Les deux principaux sont l'orthogonalité, qui est basée sur l'indépendance linéaire, et l'indépendance statistique, avec des méthodes qui peuvent être différentes pour une même notion d'indépendance.

Le problème auquel nous sommes alors confrontés dès lors que nous désirons isoler les sources climatiques, est de savoir si les signaux que nous avons identifiés comme sources *a priori* peuvent effectivement être considérés comme indépendants. Au premier abord, cela semble peu probable, en particulier pour les indices climatiques qui témoignent d'une dynamique globale où la plupart des paramètres mis en jeu sont liés.

Nous avons alors testé l'adéquation entre ces sources *a priori* et les critères de séparation. Cet accord est très variable, et n'est jamais extrêmement satisfaisant. En moyenne, entre un quart et un tiers des couples de sources peuvent être considérées comme orthogonales ou statistiquement indépendants, avec de fortes disparités selon les sources, certaines étant en meilleur accord avec l'un ou l'autre des critères de séparation. Ceci témoigne de la complexité de la définition d'une source indépendante. Face à cet accord moyen, nous avons constitué des signaux synthétiques à partir des sources *a priori*. L'étude des performances des techniques de séparation sur ces signaux synthétiques a alors montré que certaines sources étaient plus facilement isolées par une technique que par les autres. En particulier, les sources de variabilité climatique inter-annuelles, comme les indices, sont isolés de façon plus systématique avec l'Analyse en Composantes Principales (ACP). Les sauts dans les séries, eux, par exemple, sont bien détectés par l'Analyse en Composantes Indépendantes (ACI) utilisant la minimisation de l'information mutuelle.

De plus, les sources de variabilité inter-annuelle des paramètres climatiques (Température et Précipitations), et, surtout, leurs signatures spatiales, sont retrouvées de manière plus systématique et plus cohérente avec l'ACP. Ainsi, l'ACP, utilisant l'orthogonalité, c'est-à-dire la non-corrélation linéaire des sources, comme critère de séparation, apparaît comme la technique la plus adaptée pour isoler les sources climatiques inter-annuelles dans les séries temporelles géodésiques.

Chapitre VII : Apport des mesures de géodésie à l'étude de la variabilité climatique : l'exemple du sud de l'Europe

I. Introduction : lien entre variations temporelles de masse d'eau et des principaux paramètres climatiques

Dans un premier temps, nous voulons nous assurer que la fonction de transfert entre variabilité inter-annuelle des paramètres climatiques (température et précipitations) et variations inter-annuelles de masse d'eau est linéaire, ce qui constitue un critère indispensable pour que l'ACP donne des résultats intéressants. Si l'on met de côté l'atmosphère, pour laquelle la variation de masse est directement proportionnelle à la variation temporelle de la pression atmosphérique, qui est l'un des paramètres climatiques de « base » décrits par les modèles, le lien entre les variations spatio-temporelles des paramètres climatiques et les variations spatio-temporelles de masse d'eau est certes intuitif, un excédent de pluie à un endroit donné et à un instant *t* est susceptible de se répercuter sur la masse d'eau en aval, à un instant *t+k*, mais néanmoins complexe et indirect.

Prenons l'exemple de l'hydrologie continentale : c'est l'équation du cycle de l'eau et la physionomie des bassins qui permet de relier les variations des paramètres climatiques (température, précipitations) à celle de la masse d'eau. Ce lien peut être symbolisé par une fonction de transfert inconnue comprenant un déphasage qui dépend de nombreux paramètres (type de sols, couverture végétale, configuration du bassin, état du système à l'instant *t-1*). Toutefois, Hirschi et al. (2007) ou Syed et al. (2008), par exemple, ont montré qui suivant la région et le bassin où l'on se trouve, le *TWS* est plus ou moins dépendant des précipitations, de l'évaporation, ou du ruissellement. Nous avons montré (Figure VII.1), qu'en Europe, les variations temporelles de *TWS* en un point donné sont corrélées linéairement de manière significative à la quantité « précipitations moins évaporation » (*P-E*), moyennant un déphasage que nous avons estimé comme optimal à 3 mois. De plus, les variations inter-annuelles des autres paramètres importants régulant la dynamique du cycle de l'eau à l'échelle d'un bassin fluvial, en particulier celles du taux de ruissellement, sont elles aussi largement corrélées à la quantité *P-E* (Figure VII.2). Ceci suggère donc que la fonction de transfert entre variabilité inter-annuelle de la quantité *P-E* et *TWS* est linéaire, et qu'ainsi les principales sources de variabilité inter-annuelle des paramètres climatiques *P* et *E*, à savoir les indices reliés aux régimes de temps (chapitre I), sont également les sources majeures *a priori* des variations du *TWS* en Europe.

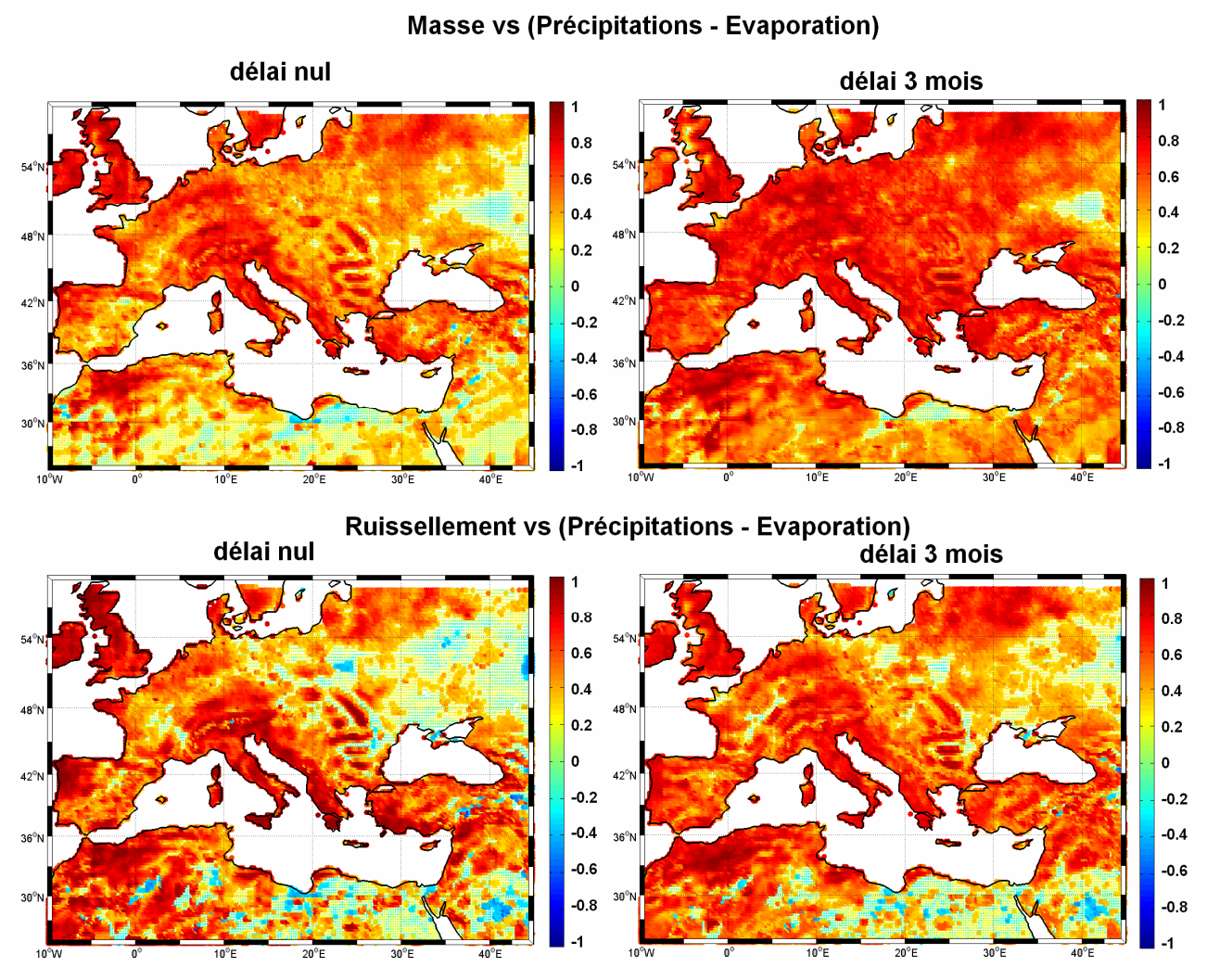


Figure VII.1 : Corrélations entre les variations inter-annuelles de la quantité « Précipitations moins Evaporation » (convertie en kg/m²) du modèle GLDAS, et

En haut : les variations inter-annuelles de masse d'eau (TWS en kg/m²) de ce même modèle, en instantané (gauche) et avec un déphasage de trois mois (droite).

En bas : les variations inter-annuelles du ruissellement local (ruissellement de surface et de subsurface, converti en kg/m²) de ce même modèle, en instantané (à gauche) et avec un déphasage de trois mois (à droite).

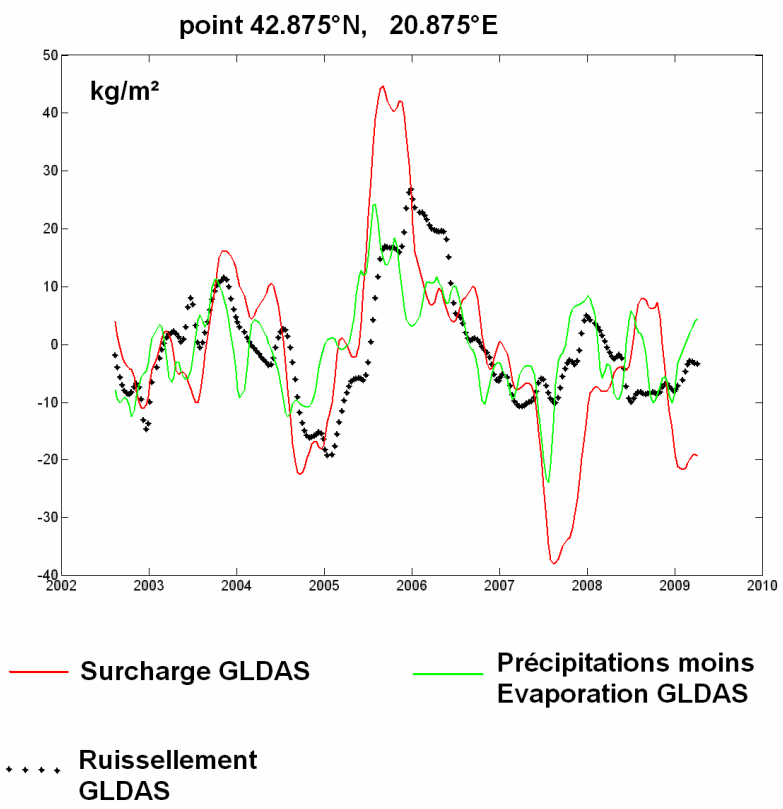


Figure VII.2 : Séries temporelles inter-annuelles (converties en kg/m²) de masse d'eau (TWS), de ruissellement local et de la quantité (P-E) au point de coordonnées 4.875°N, 20.875°E.

II. Séparation de sources d'origine climatique dans les séries inter-annuelles de géodésie

II.a. Problématique

La variabilité climatique européenne étant, à l'échelle inter-annuelle, largement influencée par des paramètres externes, les sources climatiques contenues dans les séries géodésiques sont attendues comme étant des indices climatiques, tels que la NAO, l'indice de bloquage scandinave ou l'indice de dorsale Atlantique. Or, dans le chapitre VI, nous avons montré que l'ACP classique était la technique optimale pour séparer les contributions climatiques dans les données géodésiques. C'est donc l'ACP que nous appliquons ici, dans un premier temps aux déplacements inter-annuels GPS ainsi qu'aux surcharges et déplacements inter-annuels déduits de GRACE, de façon à mettre en évidence des modes de variabilité communs, et afin de caractériser au mieux les signatures spatiale et temporelle des modes communs GRACE/GPS. Une seule solution de chaque technique est utilisée, les différences entre solutions d'une même technique étant faibles. Nous n'utilisons dans cette partie que la solution GRGS pour GRACE, la solution Européenne combinée pour GPS et la somme GLDAS+Mercator+NCEP[17] pour les modèles de charge.

L'article ci-dessous, en cours de finalisation, montre que les principales variations de masse d'eau inter-annuelles en Europe durant la période 2002-2010 correspondent aux variations de masse de la

[17] ECCO n'ayant pas de données en mer Noire, nous privilégions l'utilisation du modèle Mercator.

Mer Noire et de ses deux principaux bassins hydrologiques afférents, le Danube et le Dniepr, et que ceux-ci sont modulés par la NAO.

II.b Variations inter-annuelles de masse dans le sud de l'Europe vues par la géodésie: un mode dominant relié à la NAO (Valty et al., 2013b, to be submitted)

Impact of the North Atlantic Oscillation on the variability of Southern Europe water distribution: insight from geodetic data

Pierre Valty [1] , Olivier de Viron [2] , Isabelle Panet [1,2] , Xavier Collilieux [1]

[1] Institut National de l'Information Géographique et Forestière / Laboratoire de Recherche en Géodésie, Université Paris-Diderot, bâtiment Lamarck, case 7011, 35 rue Hélène Brion, 75013 Paris, France

[2] Institut de Physique du Globe de Paris (IPGP, Sorbonne Paris-Cité, UMR 7154, CNRS, Université Paris-Diderot), bâtiment Lamarck, Case 7011, 35 rue Hélène Brion, 75013 Paris, France

Abstract :
Permanent GPS station vertical displacements and water mass loads deduced from GRACE space gravity models are analyzed over Southern Europe, at interannual time scale. In that context, the water load is known to be the major cause of vertical displacement. Using Principal Component Analysis, we isolate two large scale coherent variability modes between GPS and GRACE loads. The first one impacts the Black Sea and its two main related river basins, the Danube and the Dnieper. Its effect on GPS displacements and on GRACE water load reaches respectively 1 cm and 16 cm EWH. The associated load time series is significantly correlated to the North Atlantic Oscillation (NAO) index. This result, far from the main area of influence of the Atlantic zonal atmospheric circulation, has been confirmed on a larger time scale on inter-annual loads from the hydrology model, but only over the Danube basin. The link between the mass changes of the Black Sea, its main river catchments, and the NAO during the last decade is likely to be linked with both the impact of NAO over the precipitation and of the large size of the considered basins. Between 1979 and 2001, this connection between NAO and precipitations over the Dnieper basin does not exist, and cannot be found in the hydrology models. This study has emphasized the contribution of geodesy to climatic studies, as a complement to the information brought by the GCMs. Indeed, mismodelling of the Black sea mass variations has been evidenced, together which smaller disagreements between geodetic measurements and models in the Dnieper basin. These mismodellings can explain why the location of the main inter-annual water load changes is not exactly consistent between, from one part, geodetic datasets and, from other part, the GCMs.

Keywords : Time variable gravity, Global change from geodesy, Space geodetic surveys, Time series analysis, Europe

Introduction

Monitoring, understanding, and modeling the Earth water cycle, and in particular the land hydrology, is a fundamental scientific challenge, with a strong societal impact in the context of the global change. One of the key issues is the data availability, as hydrology has a strong local and regional variability, requiring a sensitive sensor set to really monitor its time and space evolution.

The GRACE space gravimetry mission, since its launch in 2002, has provided unprecedented high quality global data about the time variable water mass distribution, allowing many steps forward in understanding the regional scale hydrology (Tapley et al., 2004, Wahr et al., 2004, Ramillien et al., 2005, Güntner et al., 2007, Rodell et al., 2007, Ramillien et al., 2008). Most of those studies focus on either episodic events (Chen et al., 2009 and 2010, Swenson and Wahr, 2009) or on the seasonal cycle (Llubes et al., 2007, Güntner, 2008). The long term trend in the mass distribution has also been the topic of several studies (Velicogna and Wahr, 2006, Rodell et al., 2007, van den Broeke et al., 2009, Velicogna, 2009, Velicogna and Wahr, 2013). The interannual dynamics has been less investigated (Andersen et al, 2005, de Viron et al., 2006, Ramillien et al., 2006, Xavier et al., 2010, Shum et al., 2011, Vey et al., 2012). With the creation and routine processing of permanent station networks for Global Navigation Satellite System, such as the GPS, the non-secular deformations of the Earth surface have been shown mostly related to water load (Tregoning et al., 2009, Tesmer et al., 2011), including at inter-annual time scales (Valty et al., 2013). Geodesy data can thus be a useful source of information in the framework of climate studies where the mass time variable distribution is important.

In this study, we focus on an area, Southern Europe, where the GPS network is dense. In that region, the zonal atmospheric circulation over the Northern Atlantic ocean (Barnston and Livezey, 1987) is a major actor of the inter-annual climate variability. The state of this circulation is classically monitored using the North Atlantic Oscillation (NAO) index, which has bi-annual to decadal periods (Greatbach, 2000). In particular, this oscillation strongly impacts the rain regime over Europe, with a warmer and wetter Northern-Western Europe and a dryer Southern Europe during the positive phase, and the opposite during the negative phase, conversely (Hurrell, 1995, Greatbach, 2000, Wanner et al., 2001, Brönnimann, 2007). The NAO index is defined from the difference of atmospheric pressure between Iceland and the Azores or the Portugal (Barnston and Livezey, 1987). The effect of NAO is mostly sensible during the winter, but also modulates the summer European climate (Folland et al., 2009, Wang et al., 2010, Bladé et al., 2011). The occurrence of central European droughts has also been linked with the strong positive NAO phases (Lopez-Moreno et Vicente Serrano, 2007).

Several studies (Stanev and Peneva, 2002, Oguz et al., 2006) evidenced significant correlations between NAO index and the Black Sea climate variability, whereas other studies (Tsimplis et al., 2004, Woolf and Tsimplis, 2003) conclude on the opposite. The two main hydrological basins discharging into the Black Sea are the Danube and the Dnieper. Impact of NAO on the inter-annual to decadal discharge of the Danube has been evidenced by several studies (Rimbu et al., 2002, Mares et al., 2006), and linked with the significant correlations between inter-annual precipitations and the NAO index in this basin, also evidenced by Mariotti et al. (2011) and Mares et al. (2012). To our knowledge, the teleconnection between inter-annual climatic variability in the Dnieper basin and the NAO was not shown significant.

In this paper, we study the impact of Northern Atlantic Oscillation on the water mass distribution, using geodetic data (GRACE and GPS), and show that efficiently complement the information from general circulation models. This study is organized as follows: after having described in first section the geodetic data and the models used and their preprocessing, we then explain the method used, and, in the first section we investigate the main inter-annual common variability mode. In last section, we compare the results obtained from geodesy and those from the GCMs.

I. Data used and preprocessing

This study makes use of GRACE space gravity models GRGS solution, GPS vertical deformation from a reprocessing of EUREF Permanent Network (EPN), space altimetry multimission data, mass distribution from load models (atmospheric, oceanic and land hydrology), and MODIS derived Sea Surface Temperature. The preprocessing of GPS time series of deformation, GRACE data and of the outputs from the GCMs is described in details in Valty et al. (2013). We limit ourselves here to the information relevant to our study, and the interested reader is referred to that paper for more details.
We use the loads computed from the RL02 spherical harmonics geoids provided by the GRGS (Bruinsma, 2011), with the dealiasing products added back, in order to recover the total load.
The GPS solution consists in a reprocessing of the EPN data (Bruyninx et al., 2004), performed by the Royal Observatory of Belgium, combined with weekly IGS reprocessed solutions (Rebischung et al., 2011) to avoid aliasing due to the regional distribution of the EPN stations. Only the GPS stations with at least 75% of the available weeks on the 2002-2010 period have been kept, for a total of 110 stations. As the signature of the surface load is cleanest in the vertical component of the station displacements, our study is limited to that component.
We also use the sum of the surface load estimated from the GLDAS model (Rodell et al., 2004) for hydrology, from the Mercator model (Ferry et al., 2012) for the ocean, and deduced from the vertical displacements computed by Petrov and Boy (2004) from the NCEP reanalysis for the atmosphere (Lee et al., 2002). A 500 km gaussian filtering has been applied to hydrology and ocean model outputs in order to take into account the differences of spatial resolution, when comparing to GRACE.

Our results (section IV) shows a problem in the modelling of the charge from the Black Sea. To overcome that issue, we follow the work done by Swenson et al. (2007) for the Caspian sea, and we estimate the water load on the Black Sea, using Sea Level Anomalies (SLA) grids computed by Aviso from several satellite altimetry missions. The mass estimated from SLA are corrected from the steric effect using SST (Sea Surface Temperature) variations computed from Aqua/MODIS Infra-red measured radiations (Esaias et al., 1998). This estimation assumes that the density changes are related to temperature variations (Chambers, 1997, Jayne et al., 2003), that the thermal expansion coefficient is constant and equal to $3.10^{-4} K^{-1}$, and that all temperature changes occur in the upper mixed layer of the Black Sea. This latter hypothesis is confirmed by analysing profiles of sea temperature from the World Ocean Database 2005 (Locarnini et al., 2006) and by several other studies (Kucuksezgin et al., 2003, Kara et al., 2008). From these profiles, we estimated the mean depth of the upper Black sea mixed layer to 30 meters. As the temperature decreases fairly linearly in this layer from the SST to the bottom layer constant temperature (around 8°C in all seasons), we approximated the temperature in that layer to be the mean value between the SST computed from MODIS measurements and the bottom layer temperature.

The NAO index we used is the PC-based North Atlantic Oscillation Index, as computed by Hurrell et al. (2003) from the NCAR Sea Level Pressure.

All trends and periods smaller than six month are filtered out from all datasets, and a composite seasonal cycle (Hartmann and Michelsen, 1989) is subtracted from each time series. The inter-annual time series are computed from the original loads or displacements time series by removing a seasonal composite signal and by running then a 6-months averaging window on the residual time series.

II. The Principal Component Analysis

The principal component analysis (PCA, Preisendorfer, 1988) is a data mining technique that decomposes a set of time series $X_i(t_j)$ constituting the matrix X using the eigenvectors (called Principal Components PCs) of their covariance matrix, so that

$$X_i(\lambda, \varphi, \mathrm{t_j}) = \sum_{k=1}^{N} Y_k(\mathrm{t_j}) A_{k,i}(\lambda, \varphi) \qquad \text{(Equation 1)}$$

The PCs are, by construction, uncorrelated and linearly independent. The main interest of this technique is that, when there exists a link between the time series $X_i(t_j)$, most of the dynamics is

usually captured by only a few eigenvectors. The PCs are, by construction, uncorrelated and linearly independent. When applied to spatially distributed time series, the PCs can be interpreted as a spatial pattern, and are associated to a time serie which represents the projection of the datasets on these PCs. A PC mode is thus the combination of a time serie and a map, and is associated to a percentage of variance explained. Datasets of different quantities, such as displacement and load, can be used in PCA, as long as the time series are normalized.
This method has been intensively used in climate studies (see Von Storch and Zwiers, 1999 for example) and, more recently, in geodesy and gravimetry studies for its ability to retrieve common signal in a set of noisy time series (Chambers, 2006, de Viron et al., 2006, Zerbini, 2006, de Viron et al., 2008, Rangelova and Sideris, 2008, Schrama et al., 2007, Rieser et al., 2010, Mandea et al., 2012).

III. Impact of the North Atlantic Oscillation on the water distribution in Southern Europe

Applying the PCA independently to GPS and GRACE inter-annual vertical displacements time series, we find two modes that are consistent in both the GPS and GRACE datasets. The first one captures 41% of the GPS inter-annual vertical displacements variance over Southern Europe. Its associated map, when computed on vertical displacements at GPS stations only, is shown on Figure 2, where it can be seen that this mode has a consistent signature between GRACE and GPS, even if a few GPS stations are not impacted by it (Figure 2). The displacements on these stations are not consistent with the large and medium scale loading because of larger errors or local effects, or even miscorrected discontinuities that can impact the inter-annual signal. When computing a PCA on GRACE inter-annual loads over whole Europe, the first mode captures 56% of GRACE inter-annual loading variance. The spatial pattern associated to this first mode is shown on Figure 3, where it can be observed that this mode is mostly active in Central and Eastern Europe, and especially around the Black Sea and over the basins of its two main affluents: the Danube and the Dniepr (Figure 1). The correlation between the time series associated with the GPS inter-annual displacement PC and associated with the GRACE inter-annual load PC, plotted in Figure 3 (left), is high (-0.81), with however noticeable differences in 2006 and beginning of 2007. The negative sign is consistent with the physics of surface load, as an increase of the load is associated with a ground subsidence. Given that both the time serie and the spatial pattern (Figure 3) associated to this mode are close to those of the first mode computed on displacements at GPS stations (Figure 2), this confirms that these modes presented on Figure 2 and Figure 3 are two variants of the same variability mode, but computed at different locations and, for the first one (Figure 2) on displacements and for the other (Figure 3) on loading. This first mode is called Mode n°1. The impact of Mode n°1 on GPS inter-annual vertical displacements accounts for nearly 1 cm on the most affected stations, and 17 cm EWH on GRACE associated loads. It explains at least 50% of the inter-annual variance of GPS displacements on more than 35 stations out of 110. A second mode consistent between GRACE and GPS, not shown here, only explains 17% of the variance of the GPS vertical displacements and 18% of the variance of GRACE inter-annual loads, and is localized over France and Belgium. There are no other consistent modes between GRACE and GPS.

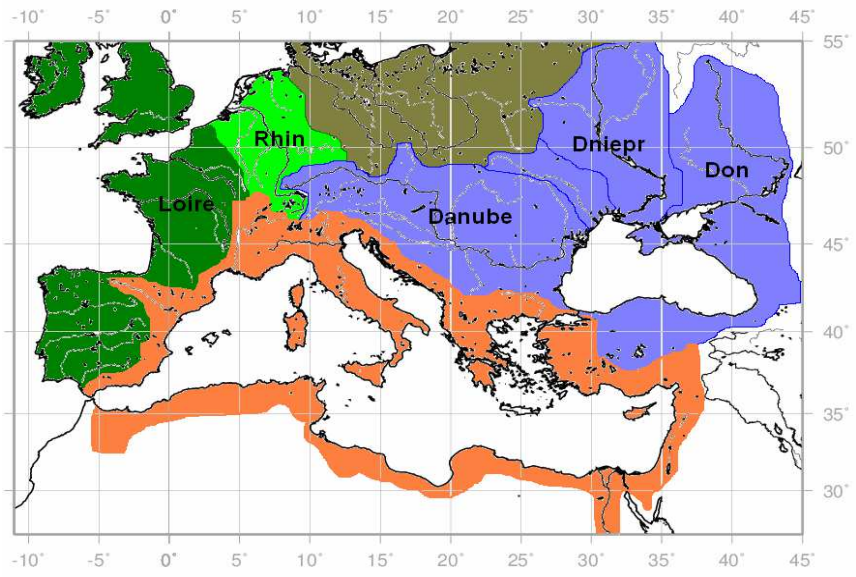


Figure 1: The Black sea and its three main related river basins.

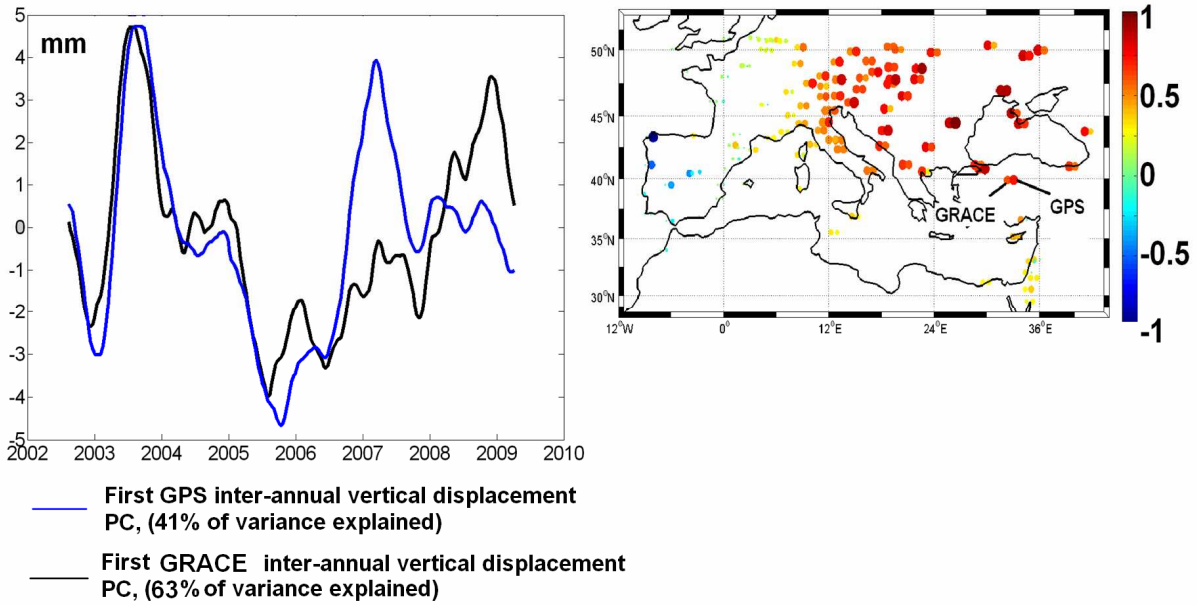


Figure 2: Left : First inter-annual GPS vertical displacement PC time serie (blue), first inter-annual GRACE vertical displacement PC time serie (black).

Right : For each station, spatial patterns associated to the first PC of GPS inter-annual displacement (right dots) and of GRACE inter-annual associated vertical displacements (left dots).

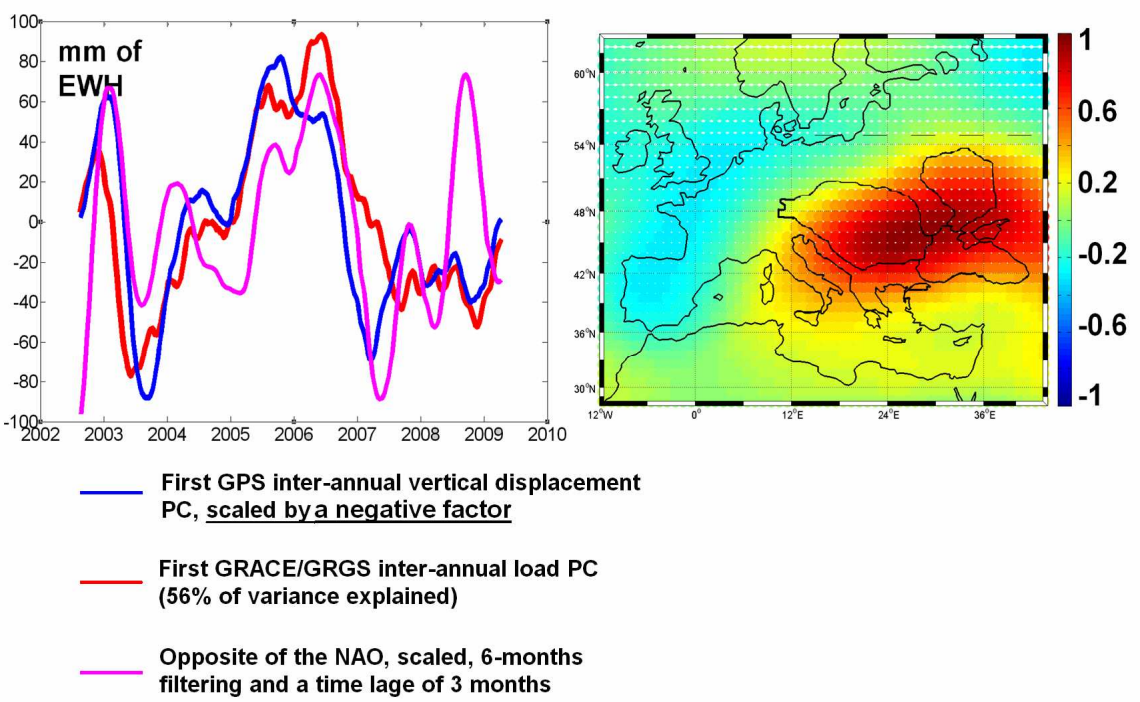


Figure 3: Left : First inter-annual GPS vertical displacement PC time serie (blue), scaled by an adaptated negative factor, first inter-annual GRACE load PC time serie (red) and opposite of the 6-months filtered NAO, with a 3 months time lag (magenta).

Right : Spatial pattern associated to the first PC of GRACE inter-annual loads (red curve).

The small disagreement between GRACE and GPS in 2006 and beginning of 2007 is not linked with the distribution of the GPS stations, as the first PC of inter-annual GRACE limited to the GPS station positions shows almost the same behaviour as the total GRACE dataset. Especially, the regional scale uplift of the GPS stations is consistent with a severe drought in the area, confirmed by a Palmer Drought Severity Index (Dai et al., 2011, not shown here) and by the inter-annual loads computed from the GCMs (Figure 4), nevertheless, on the other hand, GRACE datasets shows a limited mass loss compared to GPS. Such a disagreement between GRACE and the climate models deduced load is often related to groundwater, which is classically not included in the hydrology models, but here, in the Danube basin, the GPS stations uplifts are quite consistent with the model predictions and this groundwater effect can not be incriminated (see section IV).

On the left panel of Figure 3, the sign-reversed NAO index is also plotted. The sign of the NAO and of the time serie associated to the first inter-annual displacement PC from GPS has been changed, in order to emphasize the correlation with GRACE time serie associated to the first inter-annual load mode. The time series associated with the first PC in GPS includes the signature of three noticeable climate events : the Summer 2003 heatwave (associated with a drought), the flooding of Spring 2005 in all South-Eastern Europe, and the drought at the end 2006/beginning 2007. Only the first two events are also present in the time series associated the first PC in the GRACE data. The time series associated with this first mode for GRACE and GPS are significantly (at the 95% level), respectively anticorrelated and correlated with the NAO index, with an optimal lag of three months. This correlation is of 0.56 for GPS first inter-annual displacement PC and of -0.51 for GRACE first inter-annual load PC. The NAO index and the PC time series show periods of disagreement, for example at beginning 2004 or end 2008, but the anticorrelation remains fully significative. This significant anticorrelation between the load and the NAO is consistent with previous studies that pointed out the link between NAO and the Danube basin and Black Sea dynamics, and showed for example a

significative anticorrelation between this index and the Danube runoff into the Black Sea with a 2-3 month lag, as well as with the rainfall over large parts of the Danube basin (see Rimbu et al., 2002, and Figure 5). Our PCA study evidences that those links are part of a larger scale NAO-related behaviour centred on the Black Sea and its main hydrological basins.

IV. Confronting Geodesy and GCMs

Geodesy provides independent information that can be used to complement, improve or detect midmodellings in the GCMs. In our case, we note that the first inter-annual load PC mode from the GCMs, which explains 38% of the variance, is also related to the NAO. Its associated time serie agrees well with GPS and GRACE times series associated to mode n°1 and is significantly anticorrelated with the climatic index, with a value of -0.51 (Figure 4). Nevertheless, the geodesy and the GCM disagree about the location of this first mode. Indeed, only the Danube basin is significantly affected by the first inter-annual load PC computed from the GCMs (Figure 4). The Black Sea is excluded from this first mode computed from the GCMs, whereas it is fully part of the first mode observed by geodesy, especially by GRACE. As GPS inter-annual vertical displacements appear to be more consistent with GRACE than with the GCMs around the Black Sea (Table 1), the cause of this disagreement is expected to come from the GCMs.

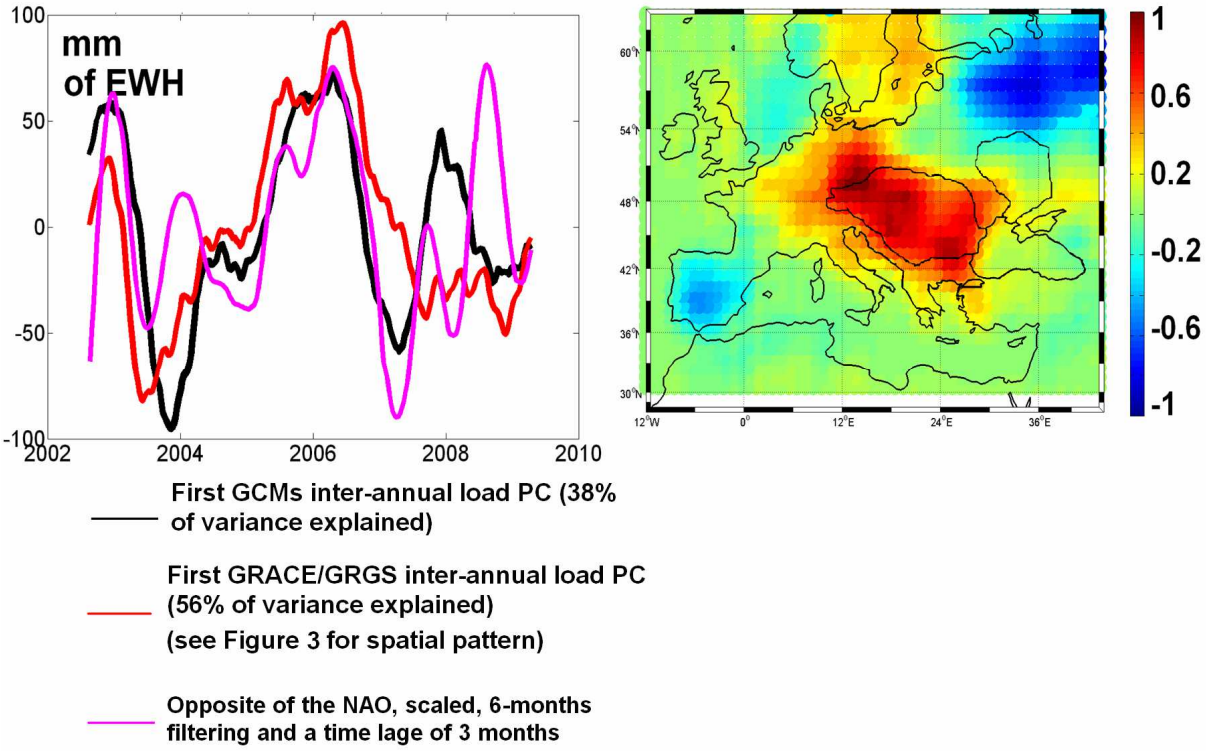


Figure 4 : Left : First inter-annual GCMs load PC time serie (black,) first inter-annual GRACE load PC time serie (red, the same as on Figure 1), and opposite of the 6-months filtered NAO, with a 3 months time lag (magenta).

Right : : Spatial pattern associated to the first PC of the GCMs inter-annual load.

	correlation between inter-annual displacements	
GPS station	GPS/GRACE	GPS/GCMs
GLSV	0,33	0,81
KHAR	**0,58**	**0,38**
POLV	**0,85**	**0,34**
MIKL	**0,81**	**0,64**
EVPA	**0,82**	**0,44**
KVTL	**0,83**	**0,36**
ZECK	**0,62**	**0,18**
BUCU	0,71	0,78
ISTA	**0,56**	**0,37**
TUBI	**0,78**	**0,45**
TRAB	**0,79**	**0,49**
ANKR	**0,68**	**0,49**

Table 1 : Correlation, for each station, between the GPS inter-annual displacement and : GRACE associated displacement (left), and the GCMs inter-annual displacement (right).

Bold lines are for stations where GPS inter-annual vertical displacements are more consistent with GRACE associated ones.

Given the size of the Black Sea and the absence of vertical circulation between the upper mixed layer and the bottom layer (Kara et al., 2008), the load fluctuation can be estimated from space altimetry, after correction from the steric effect, as done in the case of the Caspian Sea by Swenson et al. (2007) and detailed in section I. The inter-annual water load computed from this approximation improves the correlations with GRACE associated load, and confirms the results obtained from GRACE and GPS.
For the Dnieper basin, the disagreement between GRACE and the GCMs estimated loads is smaller than in the Black Sea and has to be considered with more caution, and the small number of GPS stations does not allow to confirm the GRACE results. On the other hand, the GLDAS model only considers the subsurface water, and the most important differences between GRACE and the GCMs in terms of variance are localized in the Dnieper basin, in a region hosting very porous soils, which are likely to host groundwater resources (Gilbrich, 2000, Zekster and Everett, 2004). The inter-annual rainfall in the Dnieper basin is also significantly anticorrelated with the NAO index during the 2002-2010 period (Figure 5), which indicates an impact of the NAO on the Dnieper basin climatic variability during the 2002-2010 period, as evidenced only by GRACE. This teleconnection between NAO and precipitation was stronger during the last decade than it was before. Consequently, the absence of the Dnieper basin in the first load PC computed from the GCMs output can be explained either by a problem in the model, or by the fact that the associated water is stocked in reservoirs which are not taken into account by the hydrology model, especially the surface water or the groundwater. Given the fact that the differences between from one hand, the original, non spatially filtered inter-annual loads from the GCMs and from the other hand the inter-annual loads from GRACE are weaker at the location of the large lakes along the Dnieper than in the surrounding areas, and that similar results are obtained with the WGHM (Water Gap Hydrology Model), which models surface water, discrepancies due to surface water can be mostly ruled out.

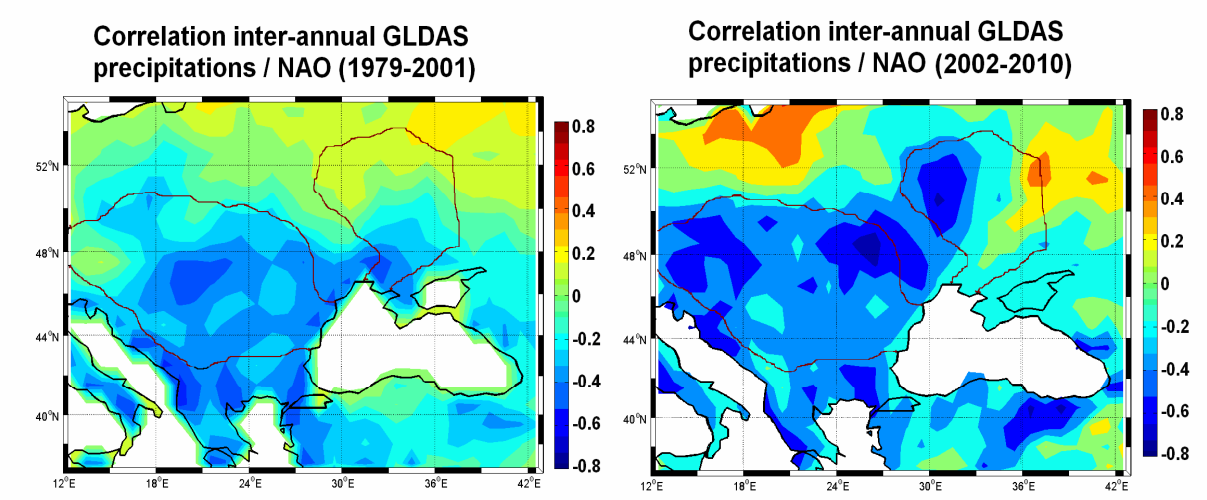


Figure 5 : Correlations between NAO and inter-annual precipitations from the GLDAS model, between 1979 and 2001 (left) and between 2002 and 2010 (right).

The NAO appears to have driven the most important water mass changes in Southern Europe during the last decade, and its effect on the water load first impacted areas which are, at first sight, quite far from the Atlantic influences. To investigate how this teleconnection between inter-annual water mass changes and the NAO takes place, we focus on a longer time scale, considering inter-annual loads from GLDAS on the 1979-2002 period. We only consider the continental hydrology. When performing a PCA on these inter-annual loads, the second main principal component of these 33 years (but the first significant over Southern Europe) is mainly concentrated on the Danube basin (Figure 6), and explains 18% of the inter-annual variance. Its associated time serie is significantly anticorrelated with a 95% confidence level with the NAO with a coefficient of correlation of -0.41, with an optimal lag of 2 to 3 months. Over the 2002–2010 period, this computed mode has a close interannual behavior as the mode n°1 associated time series, and is strongly anticorrelated with NAO. This assessment confirms that one of the two main inter-annual water mass changes modes in Europe during the 1979-2010 is driven by the NAO, and impacts the Danube basin. During the 2002-2010 period, geodetic measurements show that the influence of the NAO was stronger in terms of amplitude (38% of the inter-annual variance of the GCMs and 56% of GRACE loads, against 18% of GLDAS loads during the 30 last years) and was also extended to the Dnieper basin.

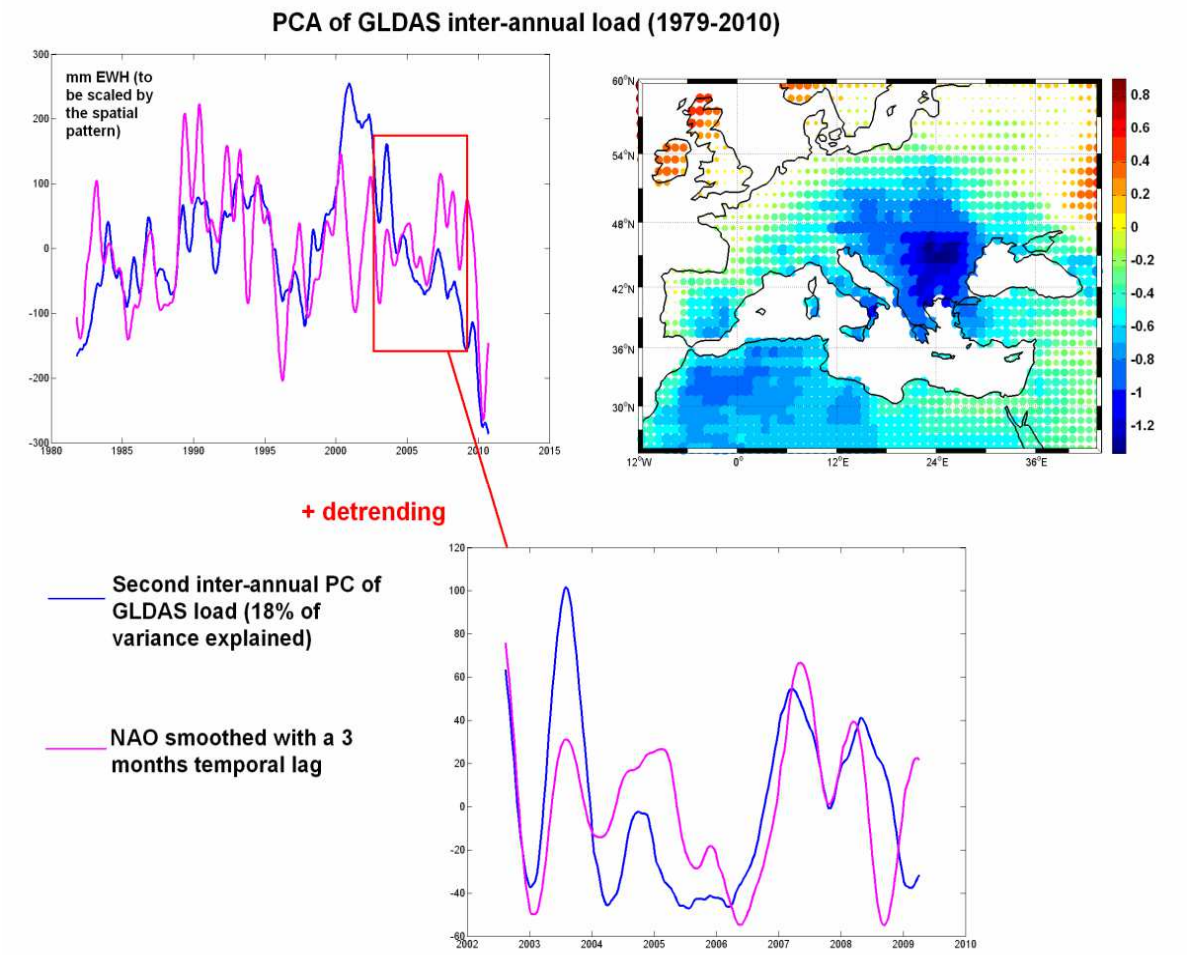


Figure 6 : Upper left panel : Second PC of GLDAS inter-annual load during the 1979-2010 period (blue) and NAO (magenta).

Upper right panel : spatial signature of the PC mode (negative because the impact of a negative N AO index is a positive mass anomaly in Southern Europe).

Bottom panel : zoom of the upper left panel on the 2002-2010 period.

Conclusion

We have investigated the inter-annual fluctuations of the water load in Southern Europe, by analyzing GRACE data and GPS vertical displacements, and confronting them to the load deduced from atmosphere, ocean and hydrolgy GCMs. We show that nearly 50% of the inter-annual mass distribution changes are associated to a regional scale mode over the Black Sea and its two major basins, the Danube and the Dniepr, which is closely related to the North Atlantic Oscillation. This mode impacts consistently GPS vertical measured displacements and GRACE measurement. This result points out that a consistent water load changes dynamics exists between the Black Sea and its two related river basins, and that this dynamics is impacted by the rainfall that is significantly driven by the NAO in these regions, especially during the last decade.

The GCM outputs and geodesy data agree about the time series associated with the main inter-annual load changes, which is (anti)correlated with the NAO, but they partly disagree about the localization of this mode over two areas: the Black Sea itself and, to a lesser extent, the Dnieper basin. Using space altimetry and MODIS derived SST, we approximated the Black Sea water load and showed that it was consistent with the geodesy results. The low number of GPS stations in the Dnieper basin makes it impossible to confirm the GRACE results, compared to the GCMs. On the other hand, rainfall data agree with GRACE on an impact of the NAO on the Dnieper data during the last decade. There are

some indications that the excess of water associated with the NAO in the Dnieper basin would be stored as groundwater, whereas we cannot exclude their presence in the subsurface that would be missed by the model.
This study shows the ability of geodetic measurements to be used for climatic studies. The Northern Atlantic atmospheric circulation impact on the water load appear to be major in an area which is, at first sight, far from the areas most impacted by the effects of the Atlantic zonal atmospheric circulation. This can be explained by the combination of strongly NAO-related precipitations on the considered basins, especially during the last decade, and of the large size of the Danube and Dnieper basins.

Bibliography

Andersen, O. B., and Hinderer, J. ,2005. Global inter-annual gravity changes from GRACE: Early results. Geophysical Research Letters, 32(1)

Barnston A. G., and R. E. Livezey, 1987: Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns. *Mon. Wea. Rev*, 115, 1083-1126.

Brönnimann,S. ,2007. The impact of El Niño/Southern Oscillation on European climate, Reviews of Geophysics ; 45 (RG3003)

Bruinsma, S., Lemoine, J.-M. & Biancale, R., 2010. CNES/GRGS 10-day gravity field models (release 2) and their evaluation, *Advanced Space Researchs.*, 45, 4, 587-601, doi: 10.1016/j.asr.2009.10.012.

Bruyninx, C., 2004, The EUREF Permanent Network: a multi-disciplinary network serving surveyors as well as scientists, *GeoInformatics*, 7, pp. 32-35

Chambers, D. P., B. D. Tapley, *and* R. H. Stewart, 1997. Long-period ocean heat storage rates and basin-scale heat fluxes from TOPEX, J. Geophys. Res., 102*(*C5*)*, 10525–10533, *doi:*10.1029/96JC03644.

Chambers DP, 2006. Observing seasonal steric sea level variations with GRACE and satellite altimetry. J Geophys Res 111:C03010. doi:10.1029/2005JC002914

Chen, J. L., C. R. Wilson, B. D. Tapley, Z. L. Yang, and G. Y. Niu , 2009. 2005 drought event in the Amazon River basin as measured by GRACE and estimated by climate models, J. Geophys. Res.,114, B05404,doi:10.1029/2008JB006056

Chen, J. L., C. R. Wilson, and B. D. Tapley, 2010. The 2009 exceptional Amazon flood and interannual terrestrial water storage change observed by GRACE, Water Resour. Res., 46, W12526, doi:10.1029/2010WR009383.

Dai, A., K. E. Trenberth, and T. Qian, 2004. A global data set of Palmer Drought Severity Index for 1870-2002: Relationship with soil moisture and effects of surface warming. *J.Hydrometeorology*, 5, 1117-1130.

de Viron O., I. Panet, M. Diament, 2006. Extracting low-frequency climate signal from GRACE, *eEarth*, vol. 1, page 9-14.

de Viron, O., Panet, I., Mikhailov, V. Van Camp, M. & Diament, M., 2008. Retrieving earthquake signature in GRACE gravity solutions, *Geophysical Journal International* ,174(1), 14–20.

Esaias, E., Abbott, M., Barton, I., et al., 1998. An overview of MODIS capabilities for ocean science observations. IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing 36 (4), 1250–1265

Folland, C.K., Knight, J., Linderholm, H.W., Fereday, D., Ineson, S. and Hurrell, J.W., 2009. The Summer North Atlantic Oscillation: past, present and future. Journal of Climate, 22: 1082L 1103.

Gilbrich, W. H., 2000. International Hydrogeological Map of Europe. – Feature Article, Waterway No. 19, 11 pp., 1 fig. 1 tab.; Paris

Greatbatch, R.J., 2000. The North Atlantic Oscillation, *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, 14 (4+5), 213-242, copyright Springer-Verlag.

Güntner, A., Stuck, J., Werth, S., Döll, P., Verzano, K., & Merz, B., 2007. A global analysis of temporal and spatial variations in continental water storage, *Water Resources Research*, 43, W05416.

Güntner, A., 2008. Improvement of global hydrological models using GRACE data. Surv. Geophys., 29, 375–397, doi:10.1007/s10712-008 9038-y

Hartmann, D.L. & Michelsen, M.L., 1989. Intraseasonal Periodicities in Indian Rainfall, *Journal of Atmospheric Sciences*, 46(18), 2838-2862.

Hurrell, J. W., 1995: Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: regional temperatures and precipitation.

Hurrell, J. W., Y. Kushnir, G. Ottersen, and M. Visbeck, 2003. *The North Atlantic Oscillation: Climatic Significance and Environmental Impact*, *Geophys. Monogr. Ser.*, vol. 134, 279 pp., AGU, Washington, D. C., doi:10.1029/GM134.

Jayne, S. R., J. M. Wahr, and F. O. Bryan., 2003. Observing ocean heat content using satellite gravity and altimetry,J. Geophys. Res.,108 (C2), 3031, doi:10.1029/2002JC001619

Kara, A. Birol., Wallcraft, Alan J., Hurlburt, Harley E., Stanev, E. V., 2008. Air-sea fluxes and river discharges in the Black Sea with a focus on the Danube and Bosphorus. Journal of Marine Systems, 74 (1-2),74-95.

Kucuksezgin, F and Pazi, I, 2003. Effects of the North Atlantic Oscillation (NAO) on combined temperature and precipitation winter modes in the Mediterranean mountains: Observed relationships and projections for the 21st century, Indian Journal of Marine Sciences.

Lee, T., Fukumori, I., Menemenlis, D., Xing, Z.F., &. Fu, L.L., 2002. Effects of the Indonesian Throughflow on the Pacific and Indian oceans, *Journal of Physical Oceanogr*aphy, 32, 1404–1429.

Llubes M, Lemoine J-M, Rémy F., 2007. Antarctica seasonal mass variations detected by GRACE. EarthPlanet Sci Lett 260:127–136

Locarnini, R. A., A. V. Mishonov, J. I. Antonov, T. P. Boyer, and H. E. Garcia, 2006. World Ocean Atlas 2005, Volume 1: Temperature. S. Levitus, Ed. NOAA Atlas NESDIS 61, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., 182 pp.

López-Morenoa, S.M. Vicente-Serrano, E. Morán-Tejeda a, J. Lorenzo-Lacruz a, A. Kenawya, M. Beniston, 2011. Effects of the North Atlantic Oscillation (NAO) on combined temperature and precipitation winter modes in the Mediterranean mountains: Observed relationships and projections for the 21st century, Global Planetary Change.

Lucarini V., R. Danihlik, I. Kriegerova, and A. Speranza, 2007. Does the Danube exist? Versions of reality given by various regional climate models and climatological dataset , Journal of Geophysical Research, 112, D13103, doi: 10.1029/2006JD008360

Mandea, M., Panet, I., Lesur, V., de Viron, O., Diament, M., and Le Mouel, J. L., 2012. Recent changes of the Earth's core derived from satellite observations of magnetic and gravity fields. *PNAS*, 109:19129–19133, doi:10.1073/pnas.1207346109.

Mares I,C. Mares, P. Stanciu, 2006. Climate variability of the discharge level in the Danube lower basin and teleconnection with NAO. Proceedings of theInternational Conference on "Water Observation and Information System for Decision Support" Ohrid, Republic of Macedonia, 23-26 May 2006.

Mares, C. , I Mares, A Stanciu, M Mihailescu, 2012. NAO Influence on the Danube Lower Basin; In proceeding of: V th International Scientific Conference on Water, Climate and Environment, Balwois 2012 28 May, 2 June 2012, At Balwois

Mariotti A, Dell'Aquila A., 2011. Decadal climate variability in the Mediterranean region: roles of large-scale forcings and regional processes. Clim Dyn. doi:10.1007/s00382-011-1056-7 M

Oguz, T., Dippner, J.W., Kaymaz, Z., 2006. Climatic regulation of the Black Sea hydro-meteorological and ecological proper-ties at interannual-to-decadal time scales. Journal of Marine Systems 60, 235–254

Petrov L. and Boy J-P., 2004. Study of the atmospheric pressure loading signal in VLBI observations, *Journal of Geophysical Research*, 10.1029/2003JB002500, Vol. 109, No. B03405.

Preisendorfer R. W. 1988. *Principal component analysis in meteorology and oceanography.* Elsevier, Amsterdam, 436 pp

Ramillien, G., Frappart F., Cazenave A., & Güntner A., 2005. Time variations of the land water storage from an inversion of 2 years of GRACE geoids. *Earth Planet. Science Letters*, 235, 283–301.

Ramillien, G., Lombard, A., Cazenave, A., Ivins, E.R., Llubed, M., Remy, F., Biancale, R., 2006. Interannual variations of the mass balance of the Antarctica and Greenland ice sheets from GRACE. Global Planet. Change Vol. 53, p. 198–208

Ramillien, G., Famiglietti, J.S., Wahr, J., 2008. Detection of continental hydrology and glaciology signals from GRACE: a review. Surv. Geophys. 29, 361–374.

Rangelova; M. G. Sideris, 2008. Contributions of surface measurements and GRACE data to the study of the secular geoid changes in North America. , Journal of Geodynamics, p.doi: 10.1016/j.jog.2008.03.006.

Rebischung, P., B. Garayt, X. Collilieux, Z. Altamimi1., 2011. IGS Reference Frame Working Group Coordinator Report 2011, in IGS 2011 Technical Report, pp175-182

Rieser D, Kuhn M, Pail R, Anjasmara I, Awange J., 2010. Relation between GRACE-derived surface mass variations and precipitation over Australia. Austral J Earth Sci 57:887–900. doi: 10.1080/08120099.2010.51264

Rimbu,N., Boroneant, C.,Buta,C., Dima, M., 2002. Decadal Variability of The Danube River Flow in The Lower Basin and Its Relation With The North Atlantic Oscillation, International Journal of Climatology 22: 1169-1179

Rodell, M, Houser P.R., Jambor, U., Gottschalck, J., Mitchell, K., Meng, C-J., Arsenault, K., Cosgrove, B., Radakovich, J., Bosilovich, M., Entin, J.K., JWalker, J.P., Lohmann, D. & Toll , D., 2004. The Global Land Data Assimilation System. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 85 (3), pp 381-394.

Rodell, M., J. Chen, H. Kato, J. Famiglietti, J. Nigro and C. Wilson, 2007. Estimating ground water storage changes in the Mississippi river basin using GRACE, *Hydrogeology Journal*, doi 10.1007/s10040-006-0103-7

Schrama EJO, Wouters B, Lavalle DA , 2007. Signal and noise in gravity recovery and climate experiment (GRACE) observed surface mass variations. J Geophys Res 112:B08407. doi:10.1029/2006JB004882

Shum, C. K., Guo, J. Y., Hossain, F., Duan, J., Alsdorf, D. E., Duan, X. J.,& Wang, L., 2011. Inter-annual water storage changes in Asia from GRACE data. *Climate Change and Food Security in South Asia*, 69-83.

Stanev, E. V., and E. L. Peneva, 2002. Regional response to global climatic change: Black Sea examples, Global Planet. Change, 32, 33–47.

Swenson, S., and Wahr, J. ,2007. Multi-sensor analysis of water storage variations of the Caspian Sea. *Geophysical Research Letters*, *34*(16), L16401.

Swenson, S., Wahr, J., 2009. Monitoring the water balance of Lake Victoria, East Africa,from space. J. Hydrol. 370, 163–176.

Tapley, B.D., Bettadpur, S., Ries, J.C., Thompson, P.F. & Watkins, M.M., 2004. GRACE measurements of mass variability in the Earth system, *Science*, 305(5683), 503–505, doi:10.1126/science.1099192.

Tesmer, V., Steigenberger, P., van Dam, T. & Gürr, T.M., 2011. Vertical deformations from homogeneously processed GRACE and global GPS long-term series, *Journal of Geodesy*, DOI: 10.1007/s00190-010-0437-8

Tregoning, P., Watson, C., Ramillien, G., McQueen, H. & and Zhang, J., 2009. Detecting hydrologic deformation using GRACE and GPS, Geophyical Research Letters, 36, L15401, doi:10.1029/2009GL038718.

Tsimplis, M.N., Josey, S.A., Rixen, M. and Stanev, E.V., 2004. On the forcing of sea level in the Black Sea. Journal of Geophysical Research, 109, (C8), C08015-[14pp]. (doi:10.1029/2003JC002185).

Valty, P., de Viron, O. Panet, I., van Camp, M. and Legrand, J., 2013. Assessing the precision in loading estimates by geodetic techniques in Southern Europe, Geophys. J. Int. doi:10.1093/gji/ggt173

Velicogna, I., J. Wahr, 2006. Time variable gravity shows a large mass loss in Antarctica, Science 10.1126/science 11237855.

Velicogna, I.,2009. Increasing rates of ice mass loss from the Greenland and Antarctic ice sheets revealed by GRACE, Geophys. Res. Lett., 36, *L19503, doi:*10.1029/2009GL040222.

Vey, S. , Steffen, H. , Müller, J. and Boike, J. ,2012. Inter-annual water mass variations from GRACE in central Siberia , Journal of Geodesy, Springer . doi: 10.1007/s00190-012-0597-9

Von Storch, H., & Zwiers, F.W., 1999. Statistical analysis in climate research, Cambridge University Press, Cambridge, 484pp

Wahr, J., S. Swenson, V. Zlotnicki, and I. Velicogna, 2004. Time-variable gravity from GRACE: First results, Geophys. Res. Lett., 31, L11501, doi:10.1029/2004GL019779.

Wang, G., Dolman, A. J., and Alessandri, A., 2010. European summer climate modulated by NAO-related precipitation, Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss., 7, 5079-5097, doi:10.5194/hessd-7-5079-2010

Wanner, H., Brönnimann, S., Casty, C., Gyalistras, D., Luterbacher, J., Schmutz, C., Stephenson, D.B. and Xoplaki, E.,2001. North Atlantic Oscillation–Concepts and studies".Surveys in Geophysics 22: 321–382, 2001

Woolf, D.; Tsimplis, M., 2002. The influence of the North Atlantic Oscillation on sea level in the Mediterranean and the Black Sea derived from satellite altimetry. In *Proceedings of the Second International Conference on Oceanography of the Eastern Mediterranean and Black Sea:Similarities and Differences of Two Inter-connected Basins*, Ankara, Turkey, 14–18 October 2002;pp. 145–150.

Xavier L., Becker M., A. Cazenave, Longuevergne L., Llovel W. and O. Rotuno, 2010. Interannual variability in water storage over 2003-2008 in the Amazon Basin from GRACE space gravimetry, in situ river level and precipitation data, Remote Sensing of Environment, 114, 1629-1637

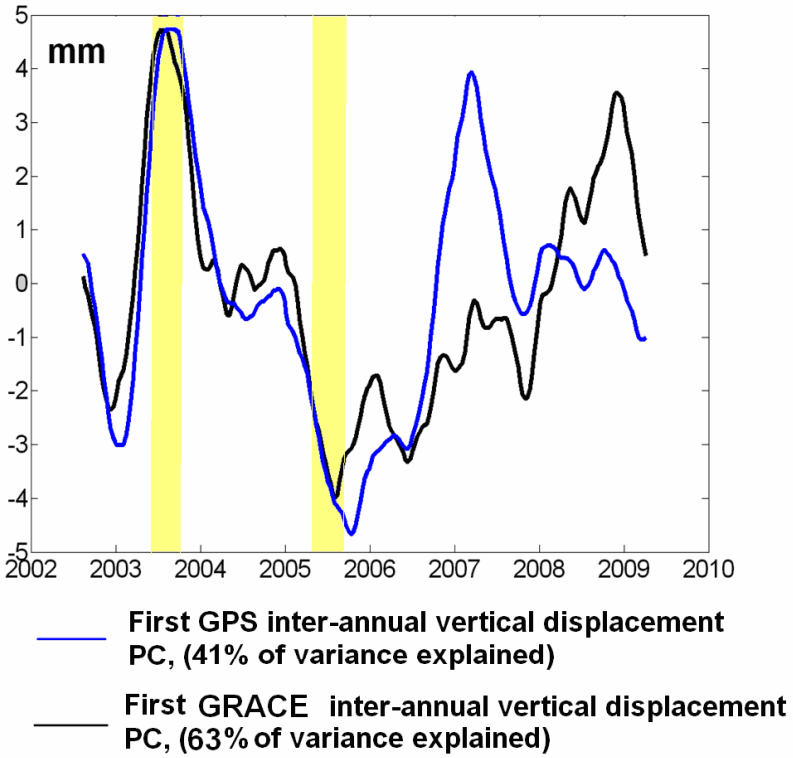
Zekster, I.S., and L.G. Everett, 2004.Groundwater Resources of the World and Their Use .IHP-VI,Series on Groundwater No. 6. Paris, France: United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization

Zerbini, SU. Raicich, F., Gorini; V., and Richter, B., 2008. Space and time variability of height and gravity in Northeastern Italy, AGU Fall Meeting Poster.

II.c Principaux résultats

II.c.1 Un mode de variabilité commun GRACE/GPS prédominant

L'analyse en composantes principales appliquées aux séries temporelles géodésiques permet de caractériser deux modes de variabilité inter-annuelle communs au GPS et à GRACE. Nous avons montré que le premier mode, associé à plus de 40% de la variance inter-annuelle de la masse d'eau en Europe, était lié aux variations de masse de la Mer Noire et de ses deux principaux bassins, ceux du Danube et du Dniepr. Ce mode est mis en évidence dans les séries GRACE et dans les séries GPS. Il représente une grande partie des mouvements inter-annuels verticaux des stations GPS situées en Europe centrale et en Europe de l'Est (Figures VII.3 et VII.4). La Figure IV.3 le présente, tel qu'obtenu lorsque les déplacements associés à GRACE ne sont utilisés qu'aux stations GPS. On peut alors voir que la signature spatiale de ce mode est très cohérente entre les deux techniques. Le second mode, qui quant à lui concerne l'Europe de l'Ouest, est présenté en section IV. Le second mode, qui quant à lui concerne l'Europe de l'Ouest, est présenté en section IV.



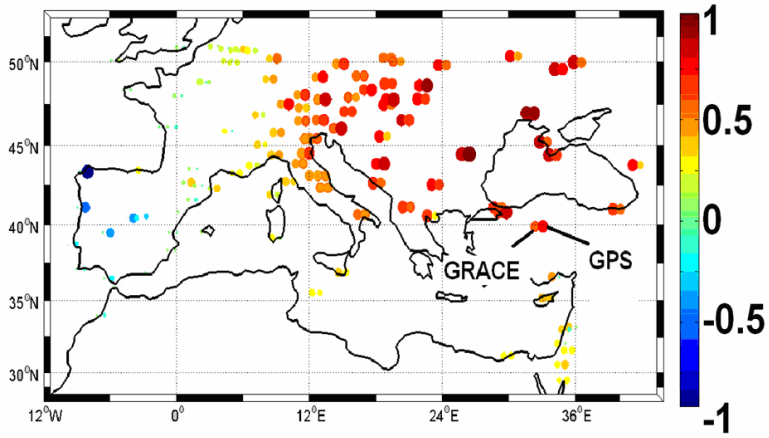


Figure VII.3 : En haut : sources associées au mode n°1, et issues de la décomposition par ACP des séries inter-annuelles de déplacements GPS (en bleu) et GRACE (en noir).

En bas : leur signatures spatiales associées (point de droite : mode n°1 vu par GPS, point de gauche : mode n°1 vu par GRACE).

II.c.2 Mise en évidence des effets de l'Oscillation Nord-Atlantique

Nous avons également montré que les variations de masse de la Mer Noire et de ses deux bassins afférents étaient reliées à la circulation atmosphérique zonale en Atlantique Nord, puisqu'une anticorrélation significative avec la NAO a été mise en évidence (Figure VII.5). Cette anticorrélation est maximale avec un décalage temporel de trois mois, cohérent avec celui noté entre le *TWS* et la quantité « Précipitations moins Evaporation » dans la section I, avec celui noté par Rimbu et al., (2002). Ces résultats signifient que les effets de la NAO sur la masse d'eau sont alors suffisamment

importants et cohérents pour dominer le signal de charge dans toute l'Europe du Sud.

L'analyse des précipitations montre toutefois que la variabilité inter-annuelle des précipitations dans les zones proches de la bordure Sud-est du bassin du Danube (Alpes Dinariques) est très importante et est très fortement anticorrélée à la NAO (Figure VI.18). Ceci, additionné à l'importante taille du bassin du Danube, pourrait expliquer cette importance relative. Les extrêmes de la NAO sont bien identifiés dans les séries de surcharges inter-annuelles : les fortes pluies de l'automne 2002 en Europe, la sécheresse exceptionnelle de l'été 2003, les très fortes précipitations du printemps 2005, qui ont par ailleurs causé des inondations catastrophiques dans tous les Balkans, la sécheresse de l'hiver 2006-2007, ou encore les pluies importantes de l'automne 2007.

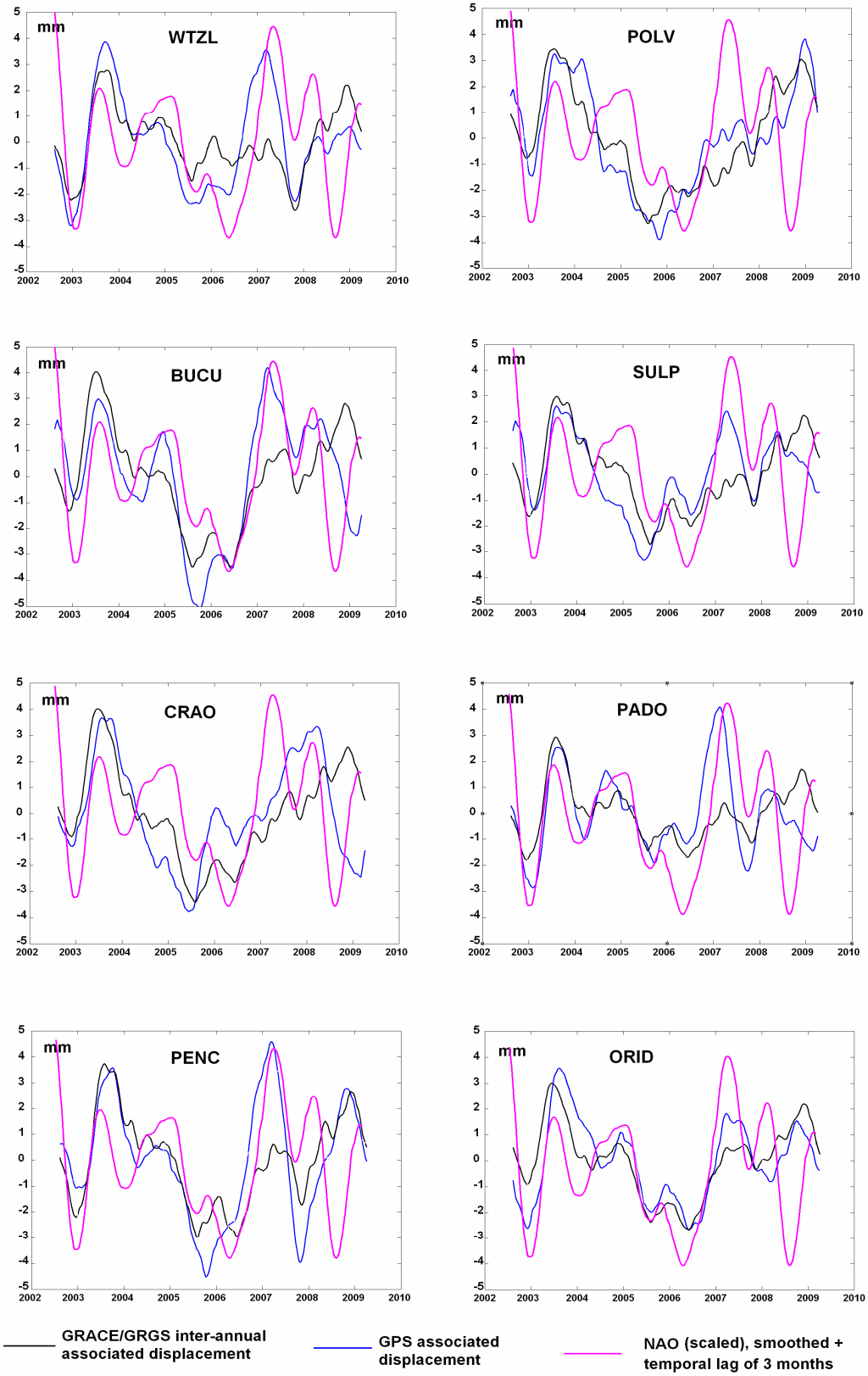


Figure VII.4 : Séries temporelles de déplacement vertical inter-annuel (GPS, GRACE), et séries temporelles de la NAO filtrée et décalée de 3 mois sur diverses stations Européennes (voir la carte en Figure VII.4).

Note : la corrélation entre déplacements et NAO est positive.

Figure VII.4b : Carte de situation.

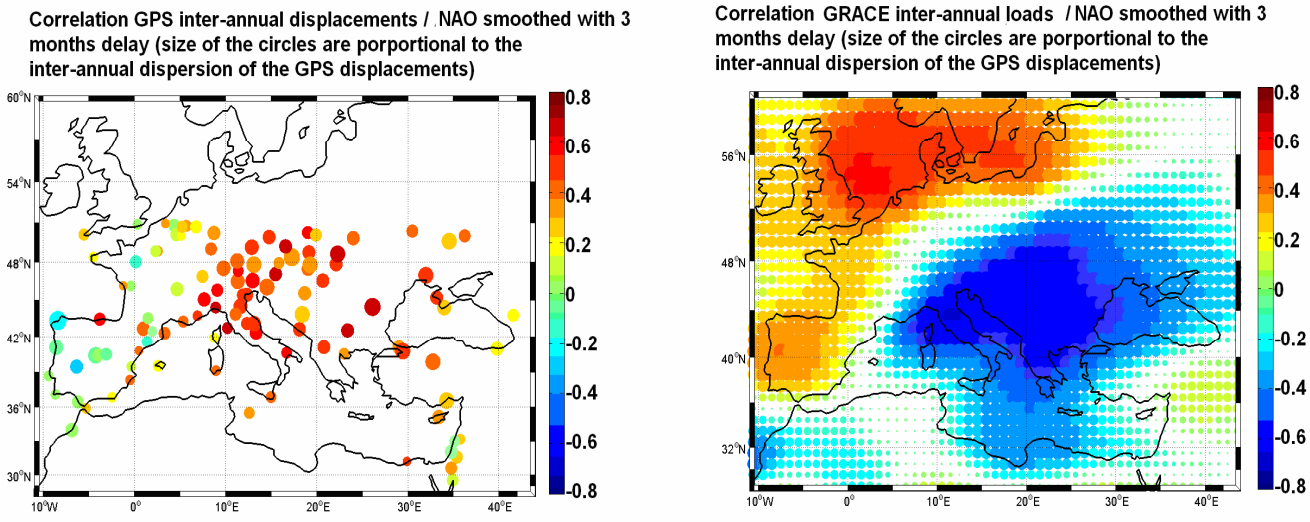


Figure VII.5 : A gauche: corrélations entre NAO et déplacements inter-annuels verticaux GPS. Les corrélations sont positives car un déplacement positif est associé à une anomalie de masse négative.

A droite : corrélations entre NAO et surcharges inter-annuelles déduites des géoïdes GRACE.

L'étude sur une échelle de temps plus longue (1979-2010) à l'aide du modèle hydrologique GLDAS[18] confirme que les variations inter-annuelles de masse du bassin du Danube sont parmi les plus importantes en termes d'amplitude en Europe. La série temporelle associée au mode mis en évidence dans ce bassin est significativement (à 95%) anticorrélée avec la NAO, prouvant le rôle majeur de

[18] Mercator n'est disponible qu'à partir de 1992.

cette oscillation à l'échelle du continent. Cependant, la corrélation y est moins forte que lors de la dernière décennie, et le bassin du Dniepr est alors totalement absent de ce mode dominant (Figure 8 de l'article), alors que lorsque la période est restreinte à 2002-2010, les variations de masse de ce bassin sont cohérentes avec celles du Danube, et sont intégrées dans le mode n°1 lié à la NAO. Ceci peut être en partie expliqué par le fait que les corrélations entre précipitations inter-annuelles et la NAO, d'une part sur la période 1979-2001, et d'autre part sur 2002-2012, montrent que l'influence de la NAO semble avoir été plus forte sur l'Europe de l'Est et autour de la Mer Noire durant la dernière décennie (Figure 6 de l'article). C'est le cas par exemple dans la partie occidentale du bassin du Dniepr, où les corrélations sont insignifiantes sur la période 1979-2001, mais aussi au niveau du bassin du Danube, où la corrélation entre NAO et précipitations a été bien plus forte ces dix dernière années que pendant les vingt précédentes. Cette constatation étaye également le fait que les corrélations entre NAO et variations inter-annuelles de masse d'eau dans ce bassin aient été plus fortes ces dix dernières années qu'auparavant (Figure 8). Au contraire, en Europe de l'Ouest, le lien entre NAO et variation de masse a été peu significatif lors de la dernière décennie.

II.c.3 La géodésie met en évidence les limites des modèles de circulation générale

L'étude de la variabilité spatio-temporelle du mode n°1 a permis, dans un second temps, de mettre en évidence les limites des modèles, en particulier ceux du modèle océanique en Mer Noire. Une modélisation simple de la surcharge océanique à l'aide des données d'altimétrie satellitaire et des données de SST dérivées des mesures MODIS[19] (voir section III.b pour plus de détails) a alors permis de corriger de manière approximative le modèle, et a montré par ailleurs qu'une telle approximation était relativement satisfaisante et permettait d'obtenir des variations de masse inter-annuelles plus cohérentes avec celles issues de GRACE (Figure VII.6), notamment en terme d'amplitude. D'autres différences, moins importantes, subsistent entre données géodésiques d'une part et modèles de l'autre, notamment dans le bassin du Dniepr. Celles-ci restent à investiguer malgré des pistes sérieuses (voir annexe H). Cette étude a montré l'apport des données géodésiques en complément des modèles, et notamment de la bonne homogénéité spatiale de leur qualité.

[19] La modélisation de la charge océanique est détaillée en sction III.b

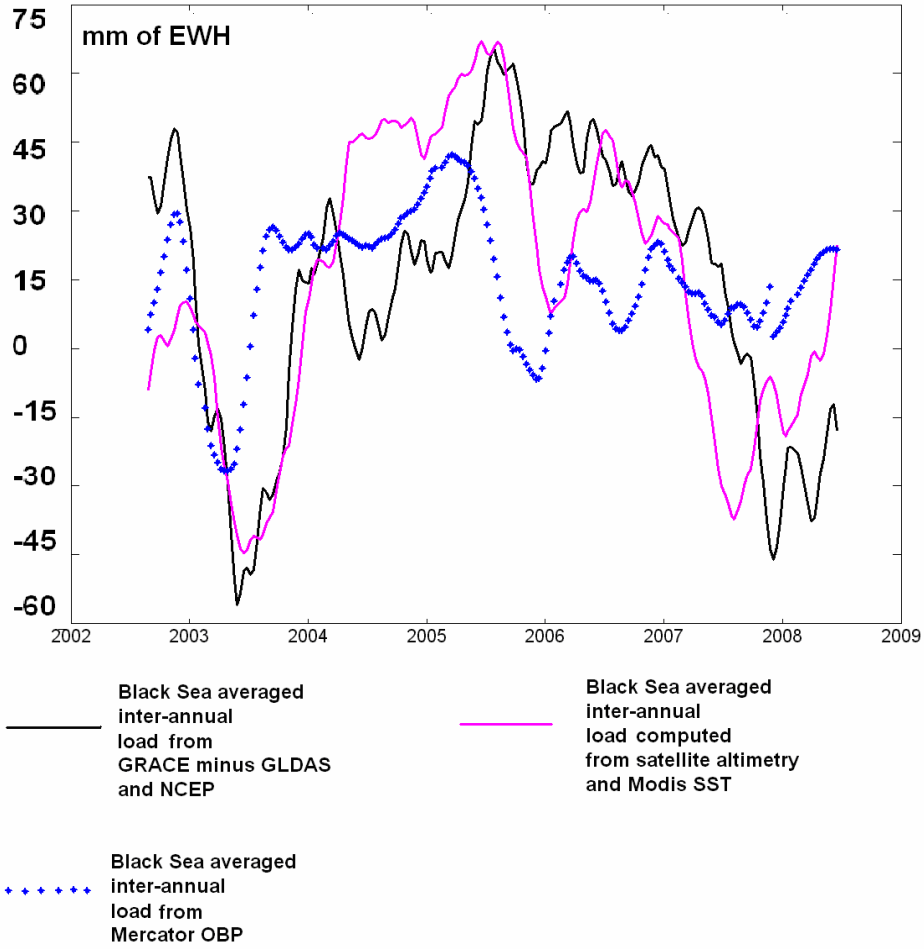


Figure VII.6 : Variation inter-annuelle de surcharge moyennée sur la zone de la Mer Noire.

En noir : surcharge associée à la contribution « océanique » dérivée des mesures GRACE (GRACE moins GLDAS moins NCEP).

En magenta : surcharge modélisée comme la différence entre l'altimétrie et la partie stérique dérivée de la SST déduite des mesures MODIS.

En bleu : surcharge modélisée par Mercator.

II.c.4. Apport à la compréhension de la dynamique climatique

L'étude de Rimbu et al. (2002), en particulier, avait montré le lien entre les précipitations dans les Balkans et le débit à l'embouchure du Danube, et la NAO. Dans cette étude, la téléconnection a été mise en évidence entre la NAO et la surcharge dans lebassin du Danube sur les 30 dernières années. Ceci permet, dans un premier temps, de confirmer les résultats de Rimbu et al. (2002), de les compléter et de les affiner, puisque nous avons :

- relié le déficit en eau aux extrêmes de la NAO. En effet, nous avons noté que la plupart des évènements critiques (sécheresses par exemple) coïncident avec des extremas de l'indice de NAO, y compris à l'échelle de 30 ans.

- montré que ce sont les variations de masse de la Mer Noire et de ses bassins afférents qui sont les

plus importantes en Europe. Ceci montre que l'influence de la circulation atmosphérique zonale Nord-Atlantique sur les ressources hydrologiques sont plus fortes dans cette zone que n'importe où ailleurs en Europe. Il s'agit là, au premier abord, d'un résultat peu intuitif, les régions concernées n'étant pas *a priori* pas les plus exposées à cette circulation atmosphérique.

- mis en évidence une dynamique commune Danube/Dniepr/Dniestr/Mer Noire liée à la NAO. Montrer que ces trois régions ont suivi la même dynamique confirme également que, lors de la dernière décennie, la NAO a vu son influence s'étendre largement à l'Est, puisque le Dniepr n'est pas inclus dans sa zone d'influence habituelle. Ceci peut être mis en relation avec le déplacement du dipôle Nord-Atlantique vers l'Est, avec pour conséquences des flux d'ouest qui entrent davantage profondément au cœur de l'Europe. Jusqu'ici, seule la dynamique climatique du bassin du Danube avait été clairement reliée à la NAO, et celle de la Mer Noire avait donné lieu à des études contradictoires.

- montré que, si la NAO est un indice majeur expliquant les variations de masse inter-annuelles du bassin du Danube pendant toute la période 1979-2012, ce lien a été davantage marqué après 2002, ceci suggérant une non-stationnarité des effets de la NAO sur les redistributions de masse dans ce bassin. Ce résultat rejoint le point précédent, et soulève les mêmes interrogations que de nombreuses études récentes, comme par exemple celle de Vicente-Serrano et Lopez-Moreno (2008), concernant le lien entre cette non-stationnarité des effets de la NAO sur les précipitations, le déplacement du dipôle Nord-Atlantique vers le Nord-Est et le changement du régime de précipitations et de températures en Europe. C'est d'ailleurs là un des axes de recherche majeurs en climatologie à l'heure actuelle concernant l'Europe. Ce point essentiel ne peut être investigué qu'avec des séries plus longues, comme nous le faisons dans la section III.

- validé le calcul de la NAO à partir des modèles de circulation atmosphérique (PC-NAO), puisque cet indice montre un meilleur accord avec les données géodésiques que l'indice de NAO « classique ».

Bilan

Le bilan de cet article concerne donc à la fois la nature des déplacements géodésiques inter-annuels, l'apport des mesures géodésiques par rapport aux modèles, et l'intérêt de leur utilisation pour des études climatiques à l'échelle régionale. La téléconnection que nous avons pu établir entre un indice climatique la NAO en l'occurrence) et un mode de variabilité inter-annuel de la masse d'eau a des applications intéressantes en météorologie. En effet, les indices climatiques ont un avantage : certains d'entre eux, comme justement la NAO, peuvent être prédits de façon relativement fiable quelques mois en avance, par exemple via l'analyse des anomalies de SST en zone Atlantique inter-tropicale (Lin, 2010). Ceci ajouté au délai de trois mois constaté entre l'oscillation et la variation effective de masse permettrait alors de prédire les variations inter-annuelles de masse de certains bassins, afin par exemple de prévenir de certains évènements critiques.

Cette étude a permis de montrer les capacités d'utilisation de séries temporelles de géodésie comme outil pour l'étude de la variabilité climatique inter-annuelle à l'échelle régionale, et de montrer l'intérêt de l'emploi de séries temporelles de géodésie dans le cadre d'études climatiques.

III. Compléments sur les liens entre la NAO et la dynamique inter-annuelle des bassins du Danube, du Dniepr, et de la Mer Noire

III.a Validation du lien entre NAO et variations de masse inter-annuelles des bassins hydrologiques du Dniepr et du Danube à l'aide de données indépendantes

III.a.1 Utilisation de données de débit des fleuves

Nous désirons confirmer les conclusions de la section II à l'aide de données indépendantes. Au niveau des bassins hydrologiques, les mesures de débit des fleuves, et particulièrement de celles réalisées au plus près de l'embouchure, sont spécialement intéressantes, car, premièrement, il s'agit de séries longues, et, deuxièmement, au bout d'un certain temps la masse d'eau contenue dans un bassin donné finit par se déverser dans la mer au niveau d'une embouchure[20], et le débit à l'embouchure est alors directement relié aux variations de *TWS*, de précipitations, d'évaporation et d'évapotranspiration intégrées sur le bassin correspondant.
Les données de débit sont mesurées tous les jours ou tous les mois au niveau de stations hydrométriques, et sont archivées et fournies par le GRDC (Global Runoff Data Center). Leur avantage réside dans leur durée, puisque les données de débit à l'embouchure du Danube (station de Ceatal-Izmail), par exemple, sont disponibles de 1949 à 2012. Dans cette étape de validation, nous n'utilisons que les séries avec au moins 20 ans de mesures. Nous rencontrons un problème au niveau du bassin du Dniepr, car il n'existe pas de station près de l'embouchure, mais seulement quelques données sur le cours inférieur du fleuve, qui ne possèdent malheureusement pas de séries aussi longues que celle de Ceatal-Izmail.

III.a.2 Résultats

Les résultats (Figure VII.7) montrent que les fluctuations inter-annuelles du débit du Danube sont significativement anticorrélées à la NAO (-0.43 sur l'ensemble de la période 1950-2010, et -0.47 sur la période 2002-2010). Le décalage optimal alors trouvé est de 3 à 4 mois, et est donc cohérent à ce qui avait été trouvé à partir des données géodésiques, et avec les résultats de Rimbu (2002).
Ces résultats rejoignent également ceux de Mares et al. (2012), et confirment l'influence majeure de la circulation atmosphérique Nord-Atlantique sur les variations de masse du bassin du Danube. Cette corrélation est même confirmée au niveau du bassin secondaire du Dniestr, puisque le débit inter-annuel de ce fleuve à la station de Tighina est lui aussi également significativement anticorrélé à la NAO sur la période 1950-1985 (Figure VII.7, Figure VII.8).

Au niveau du bassin du Dniepr, les deux seules stations disposant de plus de 20 ans de données, montrent des variations de débit anticorrélées avec la NAO retardée de 3 mois, sans toutefois que ces corrélations soient significatives à plus de 95% (les probabilités de significativité de ces corrélations sont comprises entre 80 et 90%).

Ces données de débit, qui possèdent l'avantage d'être à la fois indépendantes des mesures de géodésie et suffisamment longues pour leur permettre d'apporter des informations complémentaires quant à la dynamique des bassins hydrologiques, confirment en grande partie les conclusions obtenues avec les données GRACE, GPS et, avec les modèles de circulation.
Au niveau du bassin du Dniepr, l'absence de données sur la période 2002-2010 ne permet pas de confirmer l'assertion abordée dans les perspectives du paragraphe précédent, et concernant l'influence croissante de cet indice climatique sur la dynamique du Dniepr.
Néanmoins, nous notons une augmentation constante de l'anticorrélation entre le débit inter-annuel à la station de Kakhovskoye, proche de l'embouchure, et la NAO, qui va dans le sens des hypothèses formulées et suggère une non-stationnarité des effets de la NAO et une sensibilité accrue à la circulation atmosphérique Nord-Atlantique des précipitations dans ce bassin (Figure VII.9).

[20] Sauf dans le cas d'aquifères communicants répartis sous plusieurs bassins versants

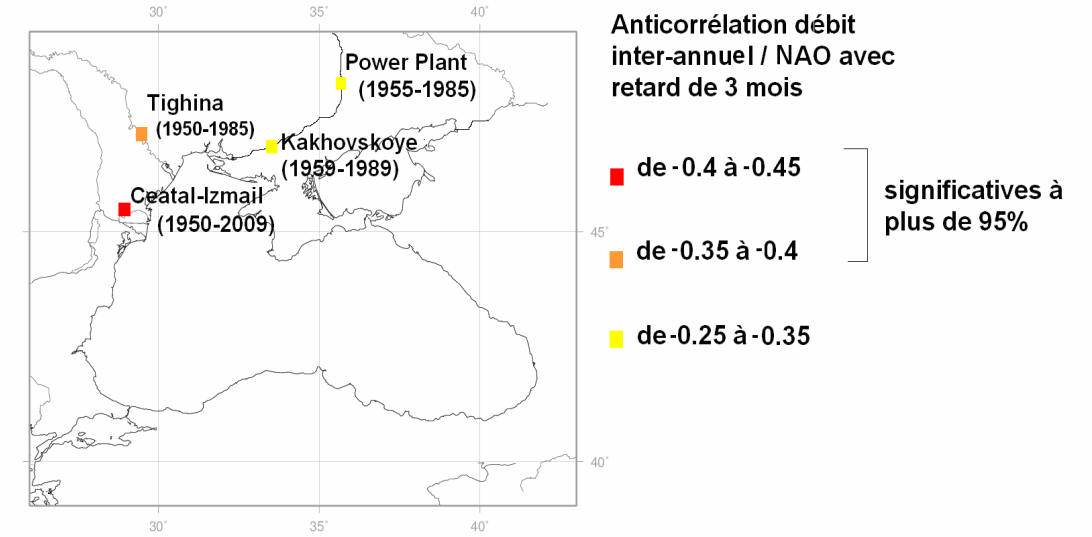


Figure VII.7 : Corrélations entre la NAO et les principaux débits inter-annuels des fleuves alimentant la Mer Noire.

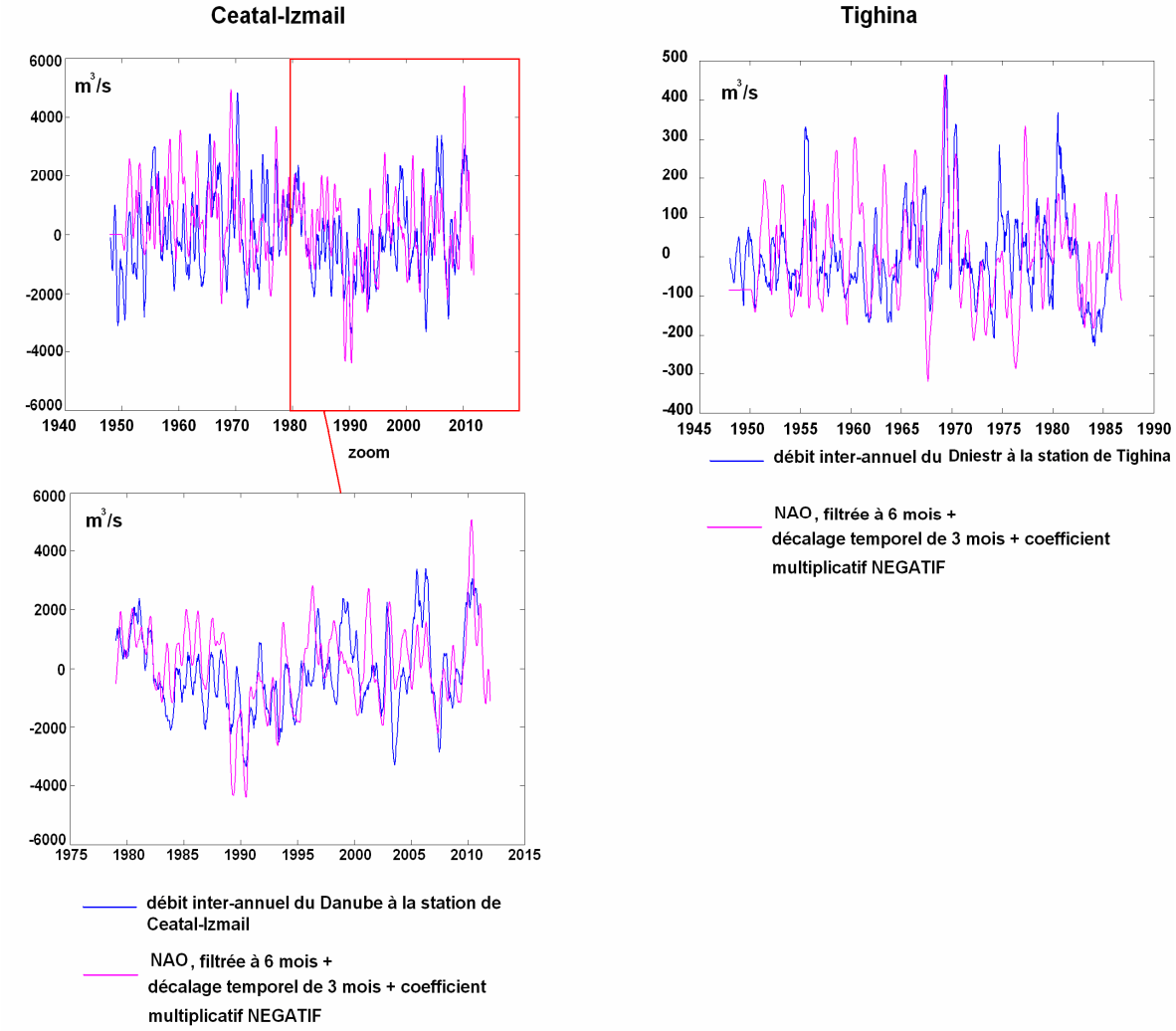


*Figure VII.8 : Séries temporelles de débits aux stations de Ceatal-Izmail (à gauche) et Tighina (à droite), et série temporelles de l'**opposé** de la NAO (mise à l'échelle).*

Note : Les corrélations sont positives car ici c'est l'opposé de la NAO qui est représentée en magenta.

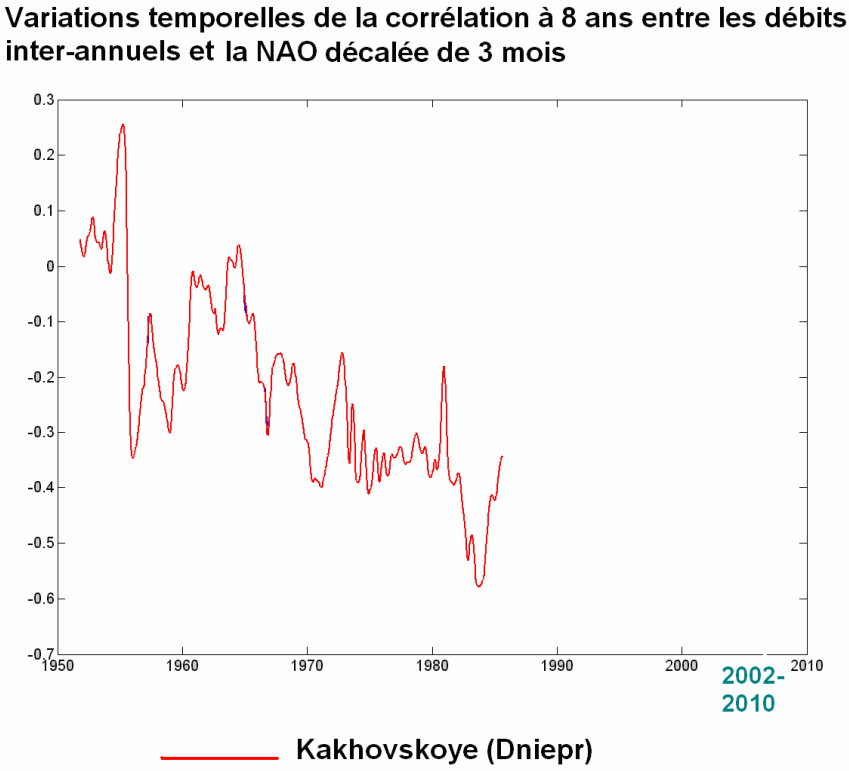


Figure VII.9 : Variations temporelles des corrélations sur 8 ans (moyenne glissante) entre la NAO et le débit inter-annuel dans le bassin inférieur du Dniepr (rouge).

Moyenne : Kakhovskoye : -0.29

Bilan

Les conclusions issues de l'étude couplée sur les signaux inter-annuels communs GRACE/GPS sont confirmées par les données indépendantes que sont les mesures de débit. Elles mettent en évidence le lien entre la circulation atmosphérique Nord-Atlantique et les variations de masse des bassins du Danube, et, à un degré moindre, du Dniepr et du Dniestr, avec une influence croissante de la NAO sur les variations de masse du bassin du Dniepr, témoignant de la non-stationnarité des effets de la NAO.

IV. Etude du mode de variabilité Ouest-Européen (mode n°2)

IV.a. Un second mode inter-annuel commun GRACE/GPS

Comme mentionné dans Valty et al. (2013b), un second mode de variabilité inter-annuelle commun à GRACE et GPS est identifié. Nous l'appelons mode n°2. Même si la variance qu'il explique est largement inférieure à celle du mode n°1 (17% contre 41% de la variance des déplacements inter-annuels GPS), il reste significatif car sa signature spatiale et temporelle est cohérente entre GRACE et GPS (Figure VII.10 et Figure VII.12).
Son effet maximal sur le déplacement vertical atteint 4 mm de pic à pic, et son effet moyen sur la plupart des stations affectées est plutôt de l'ordre de 3 à 3.5 mm, pour un écart-type de l'ordre de 1.5

mm. Cette amplitude peut sembler faible comparée à celle du mode n°1, mais elle reste plus de plus de 50% supérieure à la précision estimée du GPS sur la mesure de surcharge inter-annuelle

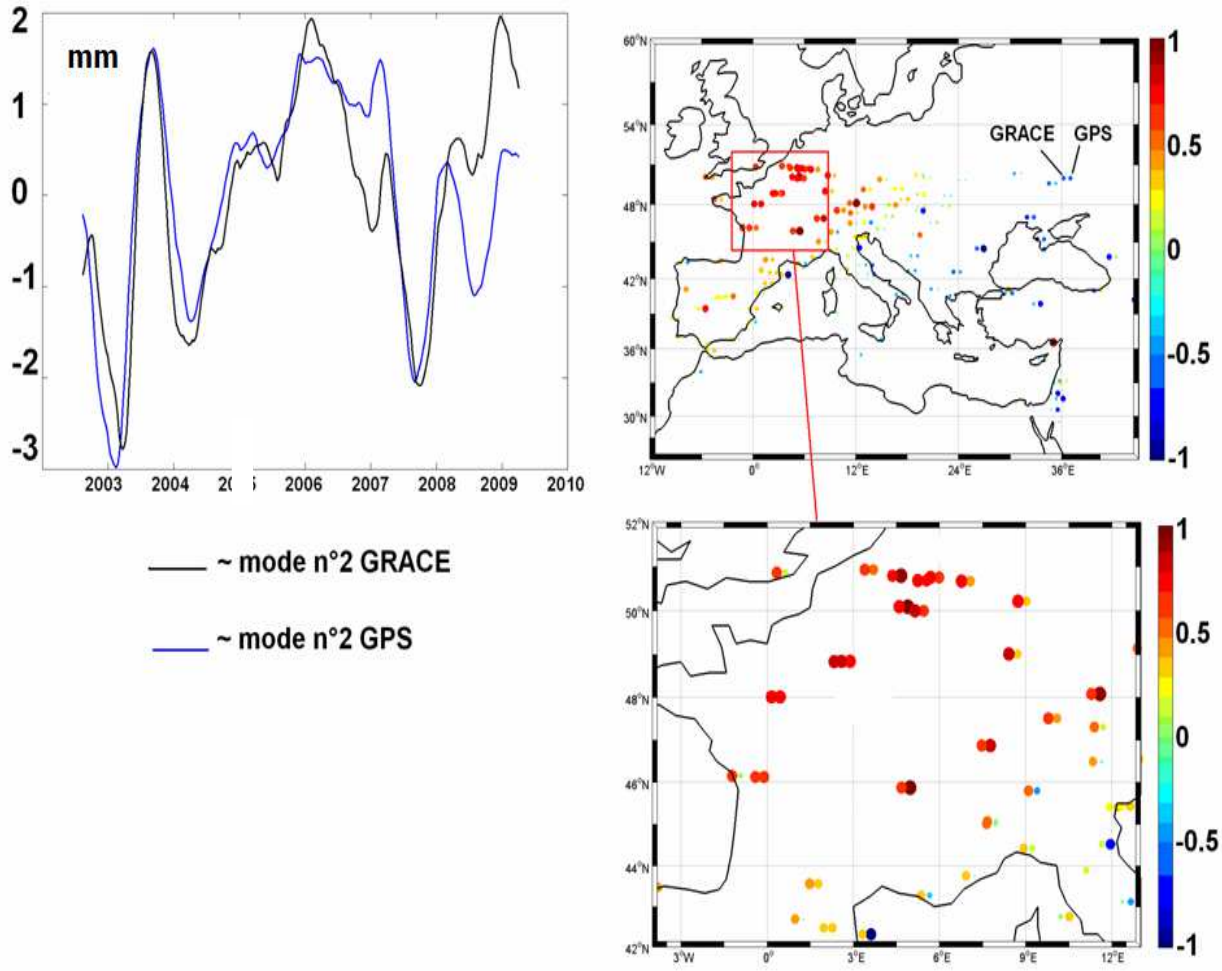


Figure VII.10 : En haut : sources associées au mode n°2, et issues de la décomposition par ACP des séries inter-annuelles de déplacements GPS (en bleu) et GRACE (en noir).

En bas : leur signatures spatiales associées (point de droite : mode n°2 vu par GPS, point de gauche : mode n°2 vu par GRACE), et zoom (en bas à droite).

Le mode est cohérent si deux points sont suffisamment gros et de même couleur.

IV.b Signature du mode n°2 dans les modèles

En analysant le résultat de la décomposition par ACP des variations de masse inter-annuelles de GRACE et des modèles, nous retrouvons un mode de signature spatiale et temporelle proche de celle du mode n°2 (Figure VII.11)

Ainsi, le second mode de variabilité inter-annuelle de la surcharge déduite des géoïdes GRACE (18% de la variance expliquée) et des modèles (12% « seulement » de la variance expliquée) correspondent au mode n°2 : leurs séries temporelles associées et leurs signatures spatiales sont significativement corrélées à celle mise en évidence sur les stations GPS uniquement (Figure VII.10).

Ce mode est actif sur le Nord-Ouest de l'Europe, du Nord de l'Allemagne jusqu'au Sud de la France, avec des amplitudes allant jusqu'à 9 cm d'eau.

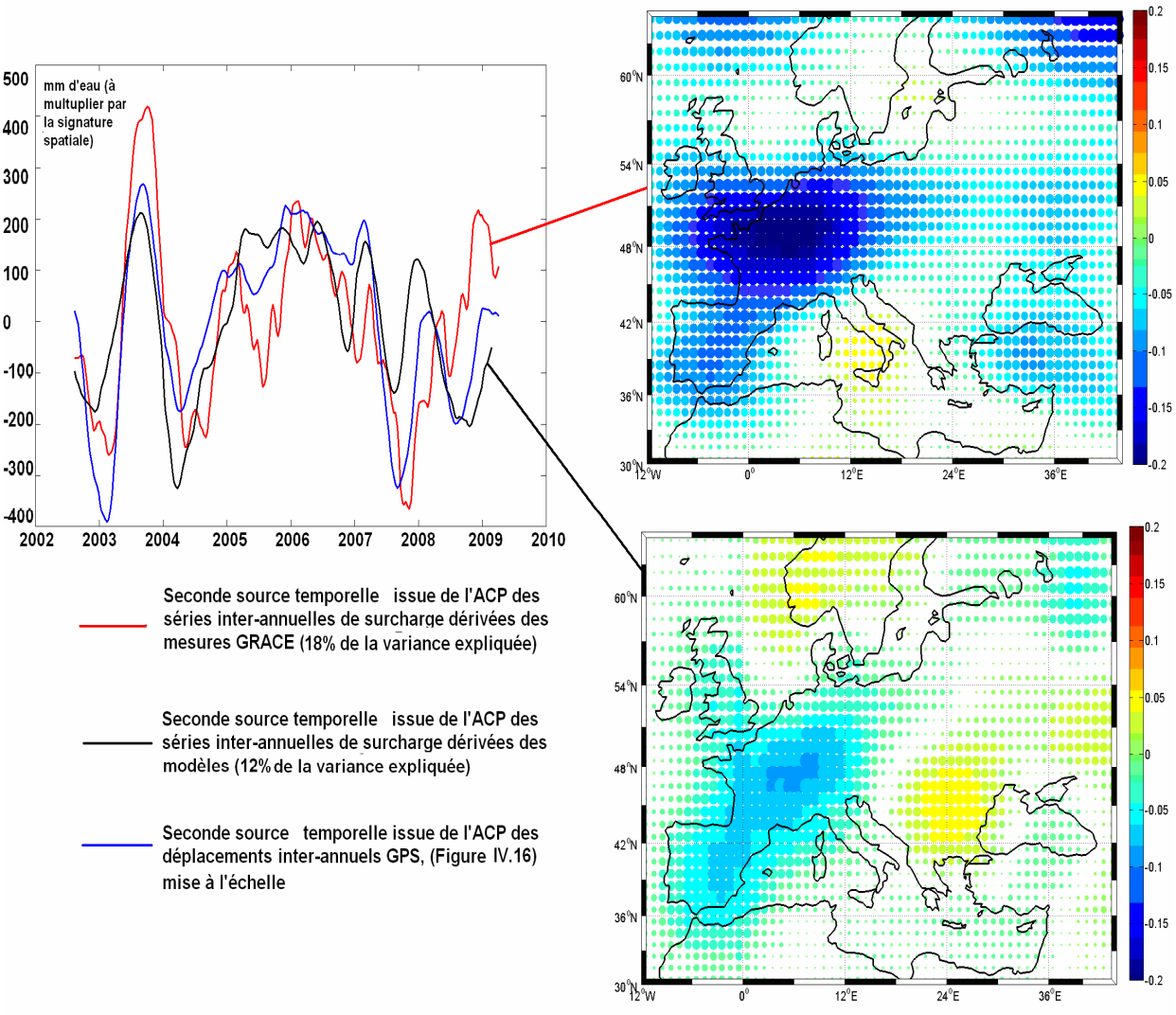


Figure VII.11 : Second mode de variabilité inter-annuelle commune.

A gauche : sources temporelles associées au second mode issu de la décomposition par ACP des séries inter-annuelles de surcharge issues de GRACE (en rouge), et des modèles (noir). En noir, c'est le mode n°2 de déplacement (celui présenté en Figure VII.15),

A droite : signature spatiale associée au mode n°2 pour GRACE (en haut) et les modèles (en bas). Les signatures spatiales sont négatives afin que les séries temporelles de surcharge puissent être directement comparées aux séries temporelles de déplacement.

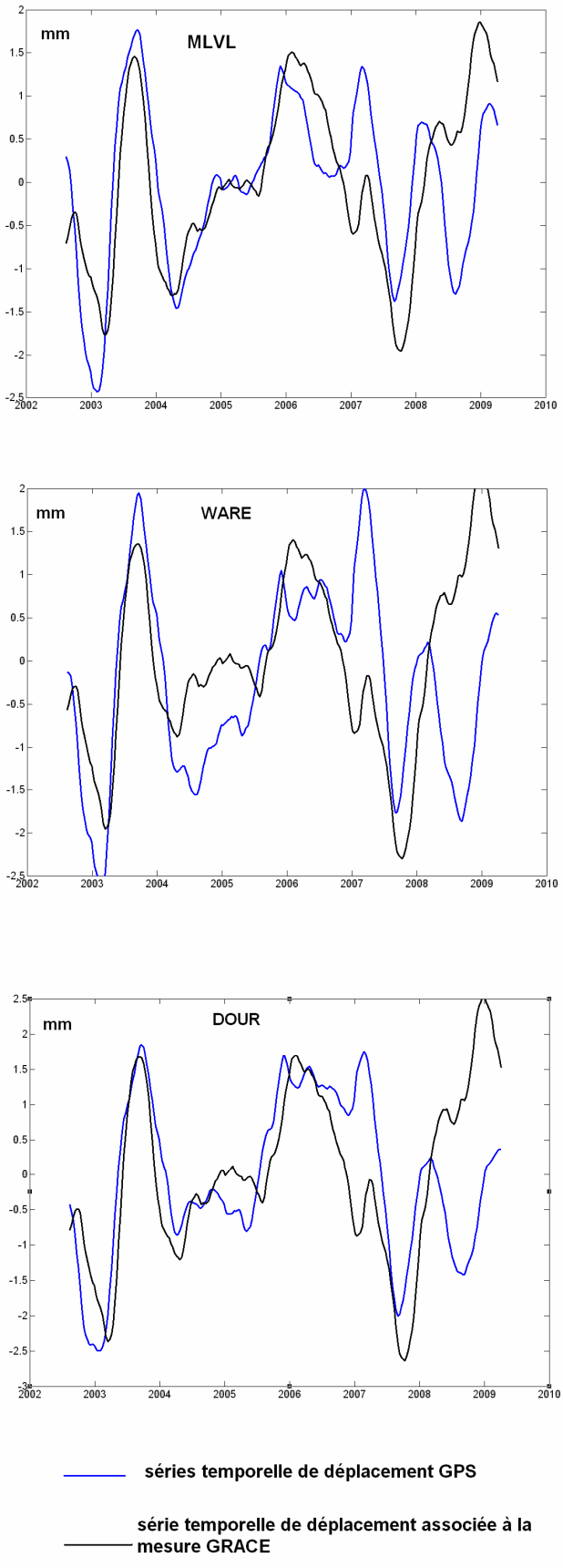


Figure VII.12: exemples de séries temporelles affectées par le mode n°2 (voir leur localisation sur la Figure VII.15).

On peut donc assimiler le mode n°2 aux effets de redistribution inter-annuelles de la masse d'eau sur le Nord-Ouest de l'Europe, du nord de l'Allemagne jusqu'à la Méditerranée.
L'identification de la source climatique reliée au mode n°2 semble plus complexe. En effet, alors que le mode n°1 était clairement concentré sur la Mer Noire et deux des bassins hydrologiques qui l'alimentent, le mode n°2 ne touche de façon claire aucun bassin hydrologique particulier, mais plutôt un ensemble géographique assez large, constitué d'un certain nombre de bassins de fleuves se jetant pour la plupart dans l'Atlantique ou la Manche (Rhin, Meuse, Loire).

Sur une échelle de temps plus longue, un mode proche (12% de la variance inter-annuelle du modèle GLDAS sur la période 1979-2012) est trouvé, dont la signature temporelle sur la période 2002-2010 est la même que celle du mode n°2, et qui est significatif sur l'Europe du Nord-Ouest. Ce mode n°2 peut donc être lui aussi relié à une variabilité inter-annuelle à plus long terme.

Conclusion du chapitre

L'Analyse en composantes principales a été appliquée aux séries inter-annuelles de géodésie. Elle a permis, dans un premier temps, de montrer que les séries inter-annuelles de surcharge ou de déplacement issues des mesures géodésiques contiennent une large part de signal commun d'origine climatique. Ainsi, deux modes communs aux séries GRACE et GPS ont été mis en évidence, l'un significatif sur la Mer Noire et ses principaux bassins afférents, et l'autre sur l'Europe du Nord-Ouest. Le premier explique plus de la moitié de la variance inter-annuelle des variations de masse dans la moitié Sud de l'Europe et environ 40% de la variance des déplacements inter-annuels des stations GPS. Il correspond aux effets de l'Oscillation Nord-Atlantique sur la masse de la Mer Noire, des bassins du Danube et du Dniepr, et constitue donc le mode majeur de variations de la masse d'eau dans le Sud de l'Europe.
Les effets de ce mode d'origine climatique atteignent près d'1 cm sur les hauteurs des stations GPS, et près de 16 cm d'eau sur les surcharges déduites des mesures GRACE. Si les effets de la NAO constituent l'explication à la plus grande partie des variations inter-annuelles de masse d'eau en Europe, le fait qu'ils concernent une zone située à l'extrême limite de l'aire d'influence habituelle de cette oscillation soulève quelques interrogations. Ainsi, il apparaît que cette téléconnection est la combinaison à la fois d'une variabilité inter-annuelle des précipitations importante et très largement influencée par les effets de la NAO dans une partie des bassins du Danube et du Dniepr, et de la taille importante de ces bassins. De plus, la géodésie met alors en évidence des limites des modèles de circulation qui ne permettent pas d'extraire de manière cohérente les effets de la NAO sur la masse d'eau en Mer Noire, ni, dans une moindre mesure, au niveau du bassin du Dniepr. De ce point de vue, de par la relative homogénéité spatiale de leurs incertitudes, les techniques géodésiques s'affirment comme un outil complémentaire pour l'étude de la dynamique du système climatique.
Cette téléconnection majeure est également mise en évidence sur une période plus longue pour le bassin du Danube et la Mer Noire, à l'aide, pour cette dernière, d'une reconstruction basée sur la combinaison de mesures de hauteur de mer et de température de surface de la mer (annexe J). Le lien entre la NAO et les variations de masse du bassin du Danube et de la Mer Noire est alors toujours significatif, mais est plus fort ces dix dernières années que lors des vingt précédentes. L'accroissement de l'impact de la NAO sur le climat du Sud-Est de l'Europe lors de la dernière décennie est confirmé par les données de précipitations, qui montrent que l'influence de la NAO semble s'être déplacée vers l'Est. Ce constat rejoint les interrogations des climatologues quant à la non-stationnarité des effets de la NAO et au déplacement du dipôle de pression Nord-Atlantique vers le Nord-Est.
Ainsi, nous avons montré l'apport de la géodésie pour la compréhension des redistributions inter-annuelles de masse d'eau et leur lien avec la dynamique climatique à l'échelle continentale, et en particulier avec la position et l'intensité du dipôle de pression Nord-Atlantique. Une application connexe concerne la compréhension des différences entre les variations de masse d'eau décrites par les modèles et celles effectivement déduites des mesures géodésiques, qui sont en partie susceptibles d'être reliées à la présence d'aquifères (annexe H). De même, nous avons montré le possible apport de

la géodésie pour l’identification des signatures spatio-temporelles d’évènement critiques telles que les sécheresses, même si certains points restent à investiguer (annexe G).

Conclusion

Rappel de la problématique

Les mesures géodésiques sont toutes sensibles aux variations temporelles de masse d'eau, et, par là, indirectement, à la dynamique du climat. Dans un premier temps, nous avons utilisé le fait que les séries temporelles de position des stations, de variations du potentiel de pesanteur déduites des mesures géodésiques, et les séries temporelles de surcharge dérivées des modèles de circulation générale du système climatique partagent cette source de variabilité commune. Nous en avons alors déduit la nature et l'amplitude du bruit de mesure qui affecte les modèles et les techniques. Dans un second temps, nous avons analysé les divers jeux de données afin de tirer le meilleur de chaque technique pour comprendre les principales redistributions de masse d'eau dans le Sud de l'Europe, et ce qu'on peut en déduire sur la variabilité inter-annuelle climatique.

Nous avons étudié les signaux géophysiques étaient pertinents pour les échelles de temps, la zone d'étude, et les méthodes géodésiques utilisées, et les sources d'erreur possibles sur ces données. Nous nous sommes alors attachés à construire un jeu de données dans lequel une attention particulière a été donnée à la réduction de tous les biais pouvant entâcher l'estimation des variations de masse d'eau. Ce jeu de données comprend des solutions ou modèles mis à disposition par différents centres, que nous avons traités de différentes façons, afin de mettre en évidence l'impact des stratégies de traitement sur la fiabilité des données.

A partir de ce jeu de données, nos travaux ont permis d'apporter une contribution sur plusieurs points..

- Nous avons étudié les sources des déplacements GPS, et en particulier la contribution de la charge en eau, y compris à l'échelle inter-annuelle. Ces effets y sont habituellement considérés dans le processus de bruit estimé sur les déplacements GPS. Ceci dit, l'erreur associée sur l'estimation des vitesses verticales est limité, puisqu'elle atteint au maximum 0.3 mm/an.
- Nous avons également étudié la précision des données et des modèles, mais avec un point de vue plus géophysique puisqu'il est centré sur le signal de charge et non sur l'erreur ou sur la répétabilité. Nous avons appliqué quelques méthodes de séparation des sources aux données de géodésie pour isoler les contributions d'origine climatique, et étudié leur efficacité sur des exemples synthétiques.
- Nous avons mis en évidence la dynamique spatiale et temporelle des principales redistributions de masse d'eau en Europe du Sud, et le rôle majeur des régimes de circulation atmosphérique à l'échelle de l'Atlantique Nord.

Résultats

Nous avons quantifié quelle précision de l'estimation des déplacements associés à la variabilité commune de ce que nous appelons les trois « techniques », c'est-à-dire au signal qui est à la fois commun aux mesures GRACE, GPS, et qui est contenu dans les modèles. Cette estimation permet d'évaluer, premièrement, la précision des trois techniques pour mesurer les déplacements associés à la charge d'eau, et, deuxièmement, celle des différentes solutions disponibles pour une même technique.

Nous avons par ailleurs montré que la précision alors estimée est une évaluation assez réaliste du bruit et des systématismes de mesure, notamment parce que les signaux autres que ceux liés à la surcharge ne sont pas susceptibles d'affecter de manière systématique un nombre significatif de stations, ou que leur amplitude reste limitée. La méthode du tricorne a alors permis de montrer que, sur la composante verticale, les erreurs étaient du même ordre pour GRACE et les modèles, de l'ordre du millimètre, et deux fois plus élevées pour le GPS. De plus, ces précisions restent inférieures à l'amplitude des signaux, y compris à l'échelle inter-annuelle, validant le fait qu'une partie significative des déplacements soit associée à la surcharge commune. Quantifier cette erreur permet également d'assurer que les déplacements inter-annuels verticaux contiennent un signal de surcharge commun suffisamment grand pour qu'il soit possible d'en extraire des signaux d'origine climatique. L'analyse

des déplacements horizontaux a abouti à des conclusions opposées, les déplacements GPS n'étant pas, en moyenne, dominés par les effets de surcharge, malgré quelques tendances locales encourageantes.

Nous avons ensuite identifié l'erreur comme étant d'abord une erreur de technique, puisque différentes solutions d'une même technique sont plus cohérentes entre elles que deux solutions de techniques différentes.

Cependant, sur le signal total, nous avons pu identifier les paramétrages ou solutions optimales pour chaque technique, ce qui nous a permis de sélectionner une solution par technique. La répartition spatiale des erreurs a permis de mettre en évidence des biais régionaux dans les modèles, et la présence de stations GPS dont les déplacements ne sont pas cohérents avec le signal de surcharge. Elles ont également montré que les différences de précision entre solutions GRACE était principalement reliées à l'amplitude de la composante annuelle, plus cohérente avec celle des autres techniques pour la solution du GRGS.

Les méthodes de séparation aveugle de sources permettent d'identifier les variabilités dominantes et d'isoler les signaux d'origine climatique dans les séries géodésiques, qu'il s'agisse de séries temporelles de surcharges, de déplacements ou de hauteurs de géoïde. Ces méthodes de séparation utilisent des critères différents, basés notamment sur plusieurs variantes de deux concepts différents : celui d'orthogonalité et celui d'indépendance statistique. Nous avons alors considéré un certain nombre de sources pouvant être présentes dans les séries géodésiques. Parmi elles, les indices climatiques, tels que l'Oscillation Nord-Atlantique ou l'Oscillation Australe, sont apparus comme étant les sources optimales permettant de décrire la variabilité inter-annuelle de la charge en eau. Nous avons alors classé les séries temporelles associées à ces sources *a priori* en différentes familles : sources périodiques, tendances, bruits, sauts, signaux exponentiels et logarithmiques ou indices climatiques, et nous avons montré que ni l'orthogonalité, ni les différents critères d'indépendance statistique n'étaient vraiment adaptés pour caractériser les sources *a priori*, en particulier en ce qui concerne les indices climatiques. Ceci n'est pas surprenant étant donné que ces indices ne sont qu'un extrait régional ou continental d'une dynamique climatique, qui, elle, ne peut être considérée qu'à l'échelle globale, et qui de ce fait engendre des corrélations entre indices. Néanmoins, sur la base de tests synthétiques puis d'application aux données climatiques, certaines techniques se sont montrées plus performantes pour un certain type de sources *a priori*. Par exemple, l'indépendance statistique basée sur la minimisation de l'information mutuelle est le critère qui permet d'extraire les sauts de la manière la plus systématique et la plus claire possible. Pour les indices climatiques, le bilan est moins clair, mais l'Analyse en Composantes Principales, qui utilise l'indépendance linéaire comme principe de séparation, s'avère la technique la plus à même de les isoler de manière systématique et cohérente.

Nous avons appliqué l'Analyse en Composantes Principales aux surcharges inter-annuelles dérivées des mesures GRACE et aux déplacements inter-annuels GPS. Cette décomposition a permis de mettre en évidence deux modes de variabilité communs significatifs. Le premier explique environ 40% de la variance des déplacements et plus de la moitié des surcharges inter-annuelles dans le Sud de l'Europe, et est relié aux variations inter-annuelles de masse de la Mer Noire et des principaux bassins hydrologiques qui l'alimentent, à savoir ceux du Danube et du Dniepr. Le second, quant à lui, explique 13% de la variance des déplacements GPS inter-annuels sur l'ensemble du réseau, et est significatif sur la France et le Bénélux.

La signature spatio-temporelle du premier mode est déterminée de manière cohérente tant par GRACE que par les modèles, et il affecte les déplacements GPS sur un large quart Sud-Est de l'Europe, avec des amplitudes pouvant approcher le centimètre. Son effet sur la surcharge dépasse 16 cm d'eau pic à pic. Les variations de masse d'eau associées à ce mode sont anticorrélées de manière significative à l'Oscillation Nord-Atlantique, avec un délai optimal de 3 mois. Cette anticorrélation a été confirmée, en partie par les modèles hydrologiques sur une période de 30 ans, mais uniquement pour le bassin du Danube. Cette conclusion apporte un regard nouveau sur le lien entre la circulation atmosphérique zonale Nord-Atlantique et les redistributions de masse en Europe, sous plusieurs aspects. S'il est connu en climatologie que la NAO impacte les principaux paramètres climatiques, notre étude a

montré que cette oscillation explique la plus grande partie des redistributions de masse en Europe, et que la zone concernée se situe à la frontière de la zone d'influence de cette oscillation. L'impact de la NAO a déjà été montré sur le bassin du Danube, mais pas sur le bassin du Dniepr, et son influence sur la dynamique de la Mer Noire a donné lieu à des études contradictoires. Notre étude montre que ces trois entités participent à une même dynamique commune, et corrobore, au moins pour la dernière décénie, l'influence de la NAO sur la Mer Noire, sur le bassin du Danube et sur celui du Dniepr. Au niveau du bassin du Danube, nos conclusions permettent de relier l'impact de la NAO sur les variations de masse de ce bassin, éloigné des influences atlantiques, à la combinaison de deux facteurs : d'une part, une forte variabilité inter-annuelle des précipitations sur la bordure occidentale du bassin (Alpes dinariques en particulier) fortement anticorrélée à la NAO, et, d'autre part, la superficie importante du bassin. Par analogie, cette l'analyse des précipitations sur le bassin du Dniepr durant la dernière décennie permet de supposer les mêmes conclusions pour le Dniepr. Nous avons également montré comment les données géodésiques pouvaient compléter les modèles pour les études climatiques, par la relative homogénéité spatiale de leur précision. Ainsi, nous avons pu mettre en évidence un problème de modélisation océanique en Mer Noire, et des différences dans le bassin du Dniepr. Ces dernières pourraient être reliées à des variations inter-annuelles de masse d'eau stockée dans les aquifères, et non prises en compte dans le modèle hydrologique, pointant alors un autre atout de la géodésie, qui est celui d'intégrer toutes les contributions.

La géodésie a également permis de mettre en évidence un accroissement de l'influence de la NAO sur les redistributions inter-annuelles de masse dans le Sud de l'Europe, puisque lors de la dernière décennie, le pourcentage de variance des variations de masse expliquée par la NAO a presque triplé par rapport aux vingt années précédentes, et son influence s'est largement étendue vers l'Est puisqu'elle a également touché le bassin du Dniepr. L'extension de l'aire d'influence de la NAO est confirmée par les précipitations. Elle est peut-être reliée à la non-stationnarité de l'influence de la NAO sur le climat européen, mise en évidence par plusieurs études et par l'analyse des séries temporelles de débit des fleuves, et dont le lien avec le déplacement vers le Nord-Est du dipôle de pression Nord-Atlantique, et le réchauffement climatique global, suscite l'attention des climatologues. La validation du lien entre NAO et variations de masse des bassins du Danube et du Dniepr a également été confirmée par des données indépendantes. Ces résultats ont été confirmés par l'analyse de données de débits de fleuves. La reconstruction des variations de masse de la Mer Noire a également permis de mettre en évidence le lien entre la NAO et la dynamique de la Mer Noire à l'échelle décennale.

Perspectives

Nous avons vu que les déplacements GPS étaient dominés par les effets de surcharge sur la composante verticale. Ce n'est pas le cas, malgré quelques accords régionaux, sur les composantes horizontales. Leur amplitude plus faible, les effets de déformations saisonnières locales comme cela semble être le cas dans le Nord de l'Italie sont des hypothèse à explorer pour expliquer ces résultats. De même, les causes du désaccord entre les déplacements verticaux sur les stations de la côte Atlantique entre GPS, GRACE et modèles restent à trouver.

L'estimation d'un processus de bruit affectant les séries GPS pourrait prendre en considération le fait qu'une grande partie des déplacements GPS inter-annuels correspond à un signal hydrologique. Ceci permettrait de mieux caractériser les erreurs et les incertitudes sur les estimations des vitesses. De même, notre travail a permis de clarifier certains points concernant la problématique de la correction de mouvements non-linéaires des stations GPS par des modèles de surcharge, dans le cadre de la prise en considération des mouvements non-linéaires des stations, pour la réalisation des systèmes de référence. L'accord passable sur la composante horizontale entre modèles et déplacements GPS ainsi que les erreurs régionales dans les modèles doivent faire prendre conscience qu'une telle correction peut créer plus de problèmes qu'elle n'en résout.

L'une des perspectives est alors la construction d'un modèle de surcharge basé sur l'assimilation directe de séries de surcharge ou de déplacement issues de mesures géodésiques GRACE et GPS dans les modèles. Nous parlons là de l'assimilation directe des séries temporelles de charge ou de déplacement et non de produits dérivés ou annexes comme les CIVE (Contenu Intégré en Vapeur d'Eau) dérivés des estimations des délais troposphériques GPS. Ce type d'assimilation est déjà effectif pour les données GRACE, assimilées depuis peu dans les modèles hydrologiques. Cette assimilation permettrait de contraindre la masse totale du système « Terre + Atmosphère » à se conserver. Ceci s'inscrit dans une problématique fondamentale, qui est celle de construire des modèles de circulation des trois grandes enveloppes (hydrologie, océans, atmopshère), qui soient couplés les uns aux autres, afin que la masse totale puisse être conservée. La question sous-jacente est alors celle de la séparation des sources dans les données géodésiques, afin que les contributions de ces dernières puissent être assimilées de deux façons différentes : assimilation de la contribution « hydrologique » (ou atmosphérique, ou océanique) de GRACE ou du GPS dans les modèles dédiés, et contrainte globale apportée par les mesures géodésiques sur la somme des trois contributions. Cette assimilation nécessite de déterminer les méthodes de séparation optimales des différentes contributions aux mesures de géodésie. Il y a encore beaucoup à faire sur ce point.
Il peut être également judicieux de construire un modèle de surcharge purement géodésique, par la combinaison de données GRACE et de déformations issues d'un calcul GPS. Une telle combinaison permettrait aussi d'étudier la signature d'évènements climatiques sur les redistributions de masse d'eau, comme par exemple lors des sécheresses, et de connaître les principaux mécanismes d'origine climatique qui modulent ces variations de masse.

Ce travail de thèse élargit les perspectives de l'utilisation des mesures géodésiques dans le domaine de l'étude du climat. Le développement des réseaux GPS permanents permettra dans les prochaines années de développer des approches similaires à celles appliquées ici, afin de mieux comprendre les informations que les déformations de la Terre et les variations de masse peuvent apporter à la compréhension de la dynamique climatique, par exemple en Asie, en Amérique du Sud, mais également à l'échelle globale.

Cependant, le principal frein actuel au développement de l'utilisation des séries géodésiques comme outil d'étude climatique est la longueur des séries. C'est pourquoi les méthodes de reconstruction utilisées habituellement, par exemple pour reconstruire les variations de hauteur de mer passées, mériteraient d'être mises en œuvre et approfondies, afin de permettre, éventuellement, d'étudier la reconstruction artificielle des données GRACE dans le passé, ce dernier point se heurtant cependant aux incohérences régionales entre modèles et données.

Bibliographie

Aktug, B., J. M. Nocquet, A. Cingoz, B. Parsons, Y. Ercan, P. C. England, O. Lenk, M. A. Gurdal, A. Kilicoglu, H. Akdeniz, and A. Tekgul, 2009. Deformation of western Turkey from a combination of permanent and campaign GPS data: limits to block-like behaviour, Journal of Geophysical Research,, 114, B10404

Alley, W. M., 1984. The Palmer Drought Severity Index: Limitations and assumptions. Journal of Climate and Applied Meteorology, 23, 1100-1109.

Altamimi Z.,2003. Discussion on How to Express a Regional GPS Solution in the ITRF, EUREF Publication No. 12, Verlag des Bundesamtes für Kartographie und Geodäsie, Frankfurt am Main, pp. 162-167

Altamimi, Z., Sillard, P., Boucher C., 2007. CATREF software: Combination and analysis of terrestrial reference frames. LAREG Technical, Institut Géographique National, Paris, France

Altamimi Z., X. Collilieux, L. Métivier, 2011. ITRF2008: an improved solution of the International Terrestrial Reference Frame, Journal of Geodesy, vol. 85, number 8, page 457-473, doi:10.1007/s00190-011-0444-4

Ambaum, M., B. Hoskins, and D. Stephenson, 2001. Arctic Oscillation or North Atlantic Oscillation?,J. Clim,14, 3495-3507

Andersen, O. B., & Hinderer, J. ,2005. Global inter-annual gravity changes from GRACE: Early results. Geophysical Research Letters, 32(1)

Barnston A. G., and R. E. Livezey, 1987. Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns. Mon. Wea. Rev, 115, 1083-1126.

Barrier, N., Treguier, A.M, Cassou, C., Deshayes, J., 2012. Impact of the winter North-Atlantic weather regimes on subtropical sea-surface height variability. Climate Dynamics

Becker M., Meyssignac B., Xavier L., Cazenave A., Alkama R., and Decharme B.,2010. Past terrestrial water storage (1980–2008) in the Amazon Basin reconstructed from GRACE and in situ river gauging data. Hydrology and Earth System Science, 15:533-546, 2011. doi:10.5194/hess-15-533.

Bednorz, E.,2004. Snow cover in eastern Europe in relation to temperature, precipitation and circulation. Int. J. Climatol., 24: 591–601. doi: 10.1002/joc.1014

Beranová, R., Huth, R.,2007. Time variations of the relationships between the North Atlantic Oscillation and European winter temperature and precipitation. Studia geophysica et geodaetica, 51, 575-590

Bergmann, I., Ramillien, G., Frappart, F., 2012. Climate-driven interannual ice mass evolution in Greenland. Global and Planetary Change, 82-83, 1-11, doi:10.1016/j.gloplacha.2011.11.005

Bettadpur, S., 2007. CSR Level-2 processing standards document for level-2 product release 0004, GRACE 327742 (Rev. 3.1).

Bevis, M., et al., 2012. Bedrock displacements in Greenland manifest ice mass variations, climate cycles and climate change, Proc. Nat.Acad. Sci., 109(30), 11944–11948, doi:10.1073/pnas.1204664109

Blade, I., Liebmann, B., Fortuny, D., and van Oldenborgh, G. J., 2011. Observed and simulated impacts of the summer NAO in Europe: Implications for projected drying in the Mediterranean region, Clim. Dynam., online first,doi:10.1007/s00382-011-1195-x.

Blewitt, G., Lavallee, D., Clarke, P. & Nurutdinov, D., 2001. A new global mode of Earth deformation: Seasonal cycle detected, Science, 294, 2342–2345.

Blewitt, G., and D. Lavallée, 2002. Effect of annual signals on geodetic velocity, J. Geophys. Res., 107(B7), doi:10.1029/2001JB000570.

Blewitt, G. & Clarke, P., 2003. Inversion of Earth's changing shape to weigh sea level in static equilibrium with surface mass redistribution, Journal of Geophysical Research, 108(B6), 2311, doi:10.1029/2002JB002290.

Boehm, J., Werl, B. & Schuh, H., 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, 111, B02406, doi:10.1029/2005JB003629

Boehm, J., A. Niell, P. Tregoning, and H. Schuh, 2006b. Global Mapping Function (GMF) : A new empirical mapping function based on numerical weather model data, Geophys. Res. Lett., 33, L07304, doi :10.1029/2005GL025546.

Boehm, J., R. Heinkelmann and H. Schuh, 2007. Short Note : A global model of pressure and temperature for geodetic applications, Journal of Geodesy, Volume 81, Number 10, 679-683, doi :10.1007/s00190-007-0135-3.

Boehm, J., Mendes Cerveira, P.J., Schuh, H., Tregoning, P.,2007. The impact of tropospheric mapping functions based on numerical weather models on the determination of geodetic parameters. In: Tregoning P, Rizos C (eds) Dynamic planet—monitoring and understanding a dynamic planet with geodetic and oceanographic tools. Springer, International Association of Geodesy Symposia, vol 130, pp 837–843. doi:10.1007/978-3-540-49350-1_118

Boening, C. , Timmermann, R. , Macrander, A. and Schröter, J., 2008. Evaluation of ocean mass variability derived from different GRACE solutions , GEODÄTISCHE WOCHE, Bremen.9.-2.10.2008. .

Boening, C., J. K. Willis, F. W. Landerer, R. S. Nerem, and Fasullo, 2012. The 2011 La Niña: So Strong, the Oceans Fell, Geophys. Res. Lett., doi:10.1029/2012GL053055.

Boroneant, C. and Ionita, M., 2005. Nonstationary influence of ENSO and NAO on precipitation over Romania, EGU Poster, 2005, Vienna

Boryczak, J, Stopa-Boryczka M et Bohda, M., 2008. Tendancies in climate changes in Poland and Ukraine during the last centuries and their causes.Miscelleanea Geographica,

Bosser, P., 2010. Cours d'introduction au GPS, Ecole Nationale des Sciences Géographiques

Boy, J.-P. & Lyard, F., 2008. High-frequency non-tidal ocean loading effects on surface gravity measurements, Geophysical Journal International, 175, 35–45.

Boy, J.-P., Hinderer, J., and de Linage, C., 2012. Retrieval of Large-Scale Hydrological Signals in Africa from GRACE Time-Variable Gravity Fields. Pure and Applied Geophysics, 169:1373–1390, doi:10.1007/s00024-011-0416-x.

Bronnimann, S., Luterbacher, J., Staehelin, J., Svendby, T. M., Hansen, G., and Svenøe, T., 2004. Extreme climate of the global troposphere and stratosphere 1940–1942 related to El Nino, Nature, ˜431, 971–974, 2004.

Brönnimann,S., 2007. The impact of El Niño/Southern Oscillation on European climate Reviews of Geophysics ; 45 (RG3003)

Bruinsma, S., Lemoine, J.-M. & Biancale, R., 2011. CNES/GRGS 10-day gravity field models (release 2) and their evaluation, Advanced Space Researchs., 45, 4, 587-601, doi: 10.1016/j.asr.2009.10.012.

Bruyninx, C., 2004, The EUREF Permanent Network: a multi-disciplinary network serving surveyors as well as scientists, GeoInformatics, 7, pp. 32-35

Cardellach, E., P. Elósegui, and J. L. Davis, 2007. Global distortion of GPS networks associated with satellite antenna model errors, J. Geophys. Res., 112, B07405, doi:10.1029/2006JB004675.

Carrère, L. and F. Lyard, 2003. Modeling the barotropic response of the global ocean to atmospheric wind and pressure forcing – comparisons with observations, Geophys. Res. Lett., 30 (6), 1275.

Cassou, C., 2004. Du changement climatologique aux régimes du temps : l'oscillation nord-atlantique, La Météorologie, no 45, mai 2004

Cassou, C., Terray, L., Hurrell, J. Deser, C., 2004. North Atlantic Winter Climate Regimes: Spatial Asymmetry, Stationarity with Time, and Oceanic Forcing. J. Climate, 17, 1055–1068.

Cassou C, Deser C, Alexander MA., 2007. Investigating the impact of reemerging sea surface temperature anomalies on the winter atmospheric circulation over the North Atlantic. J Climate 20(14):3510–3526

Cazenave A., Bonnefond P., Dominh K. and Mercier F., 2002. Sea level changes in the Mediterranéan and
Black seas from satellite altimetry, Global and Planet. Change, 34, 59-86.

Chambers, D. P., B. D. Tapley, and R. H. Stewart, 1997. Long-period ocean heat storage rates and basin-scale heat fluxes from TOPEX, J. Geophys. Res., 102(C5), 10525–10533, doi:10.1029/96JC03644.

Chambers D. P, 2006. Observing seasonal steric sea level variations with GRACE and satellite altimetry. J Geophys Res 111:C03010. doi:10.1029/2005JC002914

Chambers, D. P., 2006b. Evaluation of new GRACE time-variable gravity data over the ocean, Geophysical Research Letters., 33, L17603, doi:10.1029/2006GL027296.

Chelliah, M., and G. D. Bell, 2004. Tropical multidecadal and interannual climate variability in the NCEP-NCAR reanalysis, J. Clim., 17, 1777 – 1803.

Cheloni, D., D'Agostino, N., D'Anastasio, E., Avallone, A., Mantenuto, S., Giuliani, R., Mattone, M., Calcaterra, S., Gambino, P., Dominici, D., Radicioni, F. and Fastellini, G., 2010. Coseismic and initial post-seismic slip of the 2009 Mw 6.3 L'Aquila earthquake, Italy, from GPS measurements. Geophysical Journal International, 181: 1539–1546. doi: 10.1111/j.1365-246X.2010.04584.x

Chen, J. L., Wilson, C.R., Famiglietti, J. S. & Rodell, M., 2005. Spatial sensitivity of GRACE time-variable gravity observations, Journal of Geophysical Research, 110, B08408, doi:10.1029/2004JB003536.

Chen, J. L., C. R. Wilson, and K.-W. Seo., 2006. Optimized smoothing of Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) time-variable gravity observations, J. Geophys. Res., 111, B06408, doi:10.1029/2005JB004064

Chen, J. L., C. R. Wilson, B. D. Tapley, and S. Grand, 2007. GRACE detects coseismic and postseismic deformation from the Sumatra-Andaman earthquake, Geophys. Res. Lett., 34, L13302, doi:10.1029/2007GL030356.

Chen, J L., C.R. Wilson, C.R., and K.-W. Seo, 2009. S2 Ocean Tide Aliasing in GRACE Time-Variable Gravity Solutions, J. Geod.83, 7, 679-687, DOI: 10.1007/s00190-008-0282-1.

Chen, J. L., C. R. Wilson, B. D. Tapley, Z. L. Yang, and G. Y. Niu, 2009. 2005 drought event in the Amazon River basin as measured by GRACE and estimated by climate models, J. Geophys. Res.,114, B05404,doi:10.1029/2008JB006056

Chen, Y., K. Yang, J. Qin, L. Zhao, W. Tang and M. Han, 2013. Evaluation of AMSR-E retrievals and GLDAS simulations against observations of a soil moisture network on the central Tibetan Plateau, J. Geophys. Res. Atmos., 118, doi:10.1002/jgrd.50301.

Cheng, M. & Tapley, B. D., 2004. Variations in the Earth's oblateness during the past 28 years, Journal of Geophysical Research, 109, B09402, doi:10.1029/2004JB003028.

Cheng, X., and J. M. Wallace, 1993. Cluster analysis of the Northern Hemisphere wintertime 500-hPa height field: Spatial patterns. J. Atmos. Sci., 50, 2674–2696.

Chin, T. M., Gross, R. S., Dickey, J. O., 2005. Multi-reference evaluation of uncertainty in Earth orientation parameter measurements, Journal of Geodesy, 79(1–3):24–32

Chitlleborough, J., 2008. Tidal model used at the National Tidal Center, CAWC modelling workshop, Novemebr 2008

Clark, M., M. Serreze, and D. Robinson, 1999. Atmospheric controls on Eurasian snow extent, Int. J. Climatol., 19, 27–40.

Clarke,P.J.,Lavallée,D.A.,Blewitt,G.,van Dam,T.M.,Wahr,J.M.,2005. Effect of gravitational consistency and mass Conservation on seasonal surface mass loading models. Geophys Res. Lett. 32, L08306, doi:10.1029/2005GL022441

Collilieux, X., 2008. Analyse des séries temporelles de positions de géodésie spatiale: application au Repère International de Référence Terrestre (ITRF). Thèse de doctorat de l'Observatoire de Paris

Collilieux X., Métivier, L., Altamimi, Z., van Dam, T. & Ray, J., 2010. Quality assessment of GPS reprocessed Terrestrial Reference Frame, GPS Solutions, 15, number 3, page 219-231, doi:10.1007/s10291-010-0184-6.

Collilieux X., van Dam, T.., Ray, J.., Coulot, D., Métivier, L. & Altamimi, Z., 2011. Strategies to mitigate aliasing of loading signals while estimating GPS frame parameters, Journal of Geodesy, doi:10.1007/s00190-011-0487-6.

Comon, P., 1994. Independent component analysis, a new concept ? Signal Processing, vol. 63, n° 3, p. 287-314

Crétaux, J.-F., L. Soudarin, F. J. M. Davidson, M.-C. Gennero, M. Bergé-Nguyen, and A. Cazenave, 2002. Seasonal and interannual geocenter motion from SLR and DORIS measurements: Comparison with surface loading data, J. Geophys. Res., 107(B12), 2374, doi:10.1029/2002JB001820.

Crossley, D., de Linage, C., Hinderer, J., Boy, J.-P. and Famiglietti, J., 2012. A comparison of the gravity field over Central Europe from superconducting gravimeters, GRACE and global hydrological models, using EOF analysis. Geophysical Journal International, 189: 877–897. doi: 10.1111/j.1365-246X.2012.05404.x

Dai, A., K. E. Trenberth, and T. Qian, 2004. A global data set of Palmer Drought Severity Index for 1870-2002: Relationship with soil moisture and effects of surface warming. J. Hydrometeorology, 5, 1117-1130.

Dai, A., 2011. Characteristics and trends in various forms of the Palmer Drought Severity Index (PDSI) during 1900-2008. J. Geophys. Res., 116, D12115, doi:10.1029/2010JD015541

Davis, J.L., Elosequi, P., Mitrovica, J.X. & Tamisiea, M.E., 2004. Climate driven deformation of the solid Earth from GRACE and GPS, Geophysical. Research Letters, 31(24), L24605, doi:10.1029/2004GL021435.

Davis, J. L., M. E. Tamisiea, P. Elo´segui, J. X. Mitrovica, and E. M. Hill, 2008. A statistical filtering approach for Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) gravity data, J. Geophys. Res., 113, B04410, doi:10.1029/2007JB005043.

Decharme, B., 2005. Développement et validation d'une modélisation hydrologique globale incluant les effets sous maille et la représentation des zones inondées. Thèse de doctorat de l'Université Paul Sabatier, Toulouse

Dettinger, M. D., and H. F. Diaz, 2000. Global characteristics of stream flow seasonality and variability, J. Hydrometeorol., 1, 289 – 310, doi:10.1175/1525-7541(2000)001<0289:GCOSFS>2.0.CO;2

Döll, P., Kaspar, F., and Lehner, B., 2003. A global hydrological model for deriving water availability indicators: model tuning and validation, Journal of Hydrology, 270, 105–134.

Döll, P., Fiedler, K., 2008. Global-scale modeling of groundwater recharge. Hydrol. Earth Syst. Sci., 12, 863-885.

Donat, M. G., Leckebusch, G. C., Pinto, J. G. and Ulbrich, U., 2010. Examination of wind storms over Central Europe with respect to circulation weather types and NAO phases. Int. J. Climatol., 30: 1289–1300. doi: 10.1002/joc.1982

Dong, D., P. Fang, Y. Bock, M., Cheng, K. & Miyazaki, S., 2002. Anatomy of apparent seasonal variations from GPS-derived site position time series, Journal of Geophysical Research, 107, 2075, doi:10.1029/2001JB000573.

de Linage, C., 2008. Mesures gravimétriques au sol et satellitaires: étude du rapport entre variation de pesanteur et déplacement vertical et apport de la mission spatiale GRACE à l'étude des surcharges hydrologiques et des très grands séismes, thèse de doctorat de l'Université de Strasbourg.

de Linage, C., Rivera, L., Hinderer, J., Boy, J.-P., Rogister, Y., Lambotte, S. and Biancale, R., 2009. Separation of coseismic and postseismic gravity changes for the 2004 Sumatra–Andaman earthquake from 4.6 yr of GRACE observations and modelling of the coseismic change by normal-modes summation. Geophysical Journal International, 176: 695–714. doi: 10.1111/j.1365-246X.2008.04025.x

de Viron, O., J.-P. Boy et H. Goosse, 2004. Geodetic effects of the ocean response to atmospheric forcing in an ocean general circulation model, Journal of Geophysical Research, 109, B03411,doi:10.1029/2003JB002837, 2004.

de Viron O., I. Panet, M. Diament, 2006. Extracting low-frequency climate signal from GRACE, eEarth, vol. 1, page 9-14

de Viron, O., Panet, I., Mikhailov, V. Van Camp, M. & Diament, M., 2008. Retrieving earthquake signature in GRACE gravity solutions, Geophysical Journal International ,174(1), 14–20.

de Viron, O., 2009. Habilitation à diriger des recherches.

de Viron O., J. O. Dickey, and M. Ghil, 2013. Global modes of climate variability, Geophys. Res. Lett., 40, 1832-1837, doi:10.1002/grl.50386.

Dommenget, D., and M. Latif, 2002. A cautionary note on the interpretation of EOFs.J. Climate,15, 216–225

Duan XJ., Guo JY., Shum CK. & ven der Wal, W., 2009. On the postprocessing removal of correlated errors in GRACE temporal gravity field solutions. Journal of Geodesy. doi:10.1007/s00190-009-0327-0.

Esaias, E., Abbott, M., Barton, I., et al., 1998. An overview of MODIS capabilities for ocean science observations. IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing 36 (4), 1250–1265

Famiglietti, J. S., Lo, M., Ho, S. L., Bethune, J., Anderson, K. J., Syed, T. H., Swenson, S. C., de Linage, C. R., and Rodell, M., 2011. Satellites measure recent rates of groundwater depletion in California's Central Valley. Geophysical Research Letters, 38:3403–+, doi:10.1029/2010GL046442.

Farrell, W.E., 1972. Deformation of the earth by surface loads, Reviews of Geophysics and Space Physics, 10(3), 761–797.

Feissel-Vernier M., de Viron, O. & Le Bail, K., 2007. Stability of VLBI, SLR, DORIS, and GPS positioning, Earth Planets Space, 59, 475-497.

Ferry, N., arent, G. Garric, C. Bricaud, C-E Testut, O. Le Galloudec, J-M Lellouche, M. Drevillon, E. Greiner, B. Barnier, J-M Molines, N. C. Jourdain, S. Guinehut, C. Cabanes, L. Zawadzki, 2012. GLORYS2V1 global ocean reanalysis of the altimetric era (1992-2009) at meso scale. Mercator Quarterly Newsletter 44, January 2012, 29-39. Available at http://www.mercator-ocean.fr/eng/actualites-agenda/newsletter/newsletter-Newsletter-44-Various-areas-of-benefit-using-the-Mercator-Ocean-products.GLORYS2V1_MercatorNewsletter44.pdf

Flechtner, F., Dahle, C., Neumayer, K.-H., König, R., & Foerste, C. , 2010. The Release 04 CHAMP and GRACE EIGEN Gravity Field Models, in: Flechtner, F.; Gruber, T.; Güntner, A.; Mandea, M.; Rothacher, M.; Schöne, T.; Wickert, J. (Eds.), System Earth via Geodetic-Geophysical Space Techniques, Springer, 41-58.

Folland, C.K., Knight, J., Linderholm, H.W., Fereday, D., Ineson, S. and Hurrell, J.W. 2009. The Summer North Atlantic Oscillation: past, present and future. Journal of Climate, 22: 1082L 1103.

Forootan, E.; J. Kusche, 2012. Separation of global time-variable gravity signals into maximally independent components. Journal of Geodesy, Vol.86 (7), Pages 477-497, doi:10.1007/s00190-011-0532-5

Francis, O., M. Van Camp, T. van Dam, R. Warnant, and M. Hendrickx, 2004. Indication of the uplift of the Ardenne in long term gravity variations in Membach (Belgium), Geophys. J. Int., 158(1), 346 – 352.

Frappart F., Ramillien G., Leblanc M., Tweed S.O., Bonnet M-P., Maisongrande P., 2011. An independent Component Analysis approach for filtering continental hydrology in the GRACE gravity data, Remote Sensing of Environment, 115(1), 187-204, doi: 10.1016/j.rse.2010.08.017.

Fu, Y., and J. T. Freymueller, 2012. Seasonal and long-term vertical deformation in the Nepal Himalaya constrained by GPS and GRACE measurements, J. Geophys. Res., 117, B03407, doi:10.1029/2011JB008925.

Fukumori, I., 2002: A partitioned Kalman filter and smoother.Mon. Wea. Rev., 130, 1370-1383.

Fund, F., 2009. Observations GPS et retards troposphériques : modélisations et application aux effets de surcharge océanique dans l'Ouest de la France. Thèse de doctorat de l'Université de Nantes

Fund, F., Morel, L., Mocquet, A. & Boehm, J., 2011. Assessment of ECMWF-derived tropospheric delay models within the EUREF Permanent Network, GPS Solutions, 15, 39-48, doi:10.1007/s10291-010-0166-8.

Galindo FJ, Ruiz JJ, Giachino E, Premoli A, Tavella P, 2001. Estimation of the covariance matrix of individual standards by means of comparison measurements. Advanced mathematical and computational tools in metrology 5. Series on advances in Mathematics for applied sciences, vol. 57. World Scientific, Singapore, pp 179–183

Gegout, P., R. Biancale, and L. Soudarin, 2011. Adaptive mapping functions to the azimuthal anisotropy of the neutral atmosphere, Journal of Geodesy, vol. 85, pp. 661-677, 2011

Gerlach, C., J. Flury, B. Frommknecht, F. Flechtner, and R. Rummel, 2003. GRACE Performance Study and Sensor Analysis, Proceedings of the Joint CHAMP/GRACE Science Meeting, Potsdam, July 2004

Gilbrich, W. H., 2000. International Hydrogeological Map of Europe. – Feature Article, Waterway No. 19, 11 pp., 1 fig. 1 tab.; Paris

Greatbatch, R.J, 2000,The North Atlantic Oscillation, Stochastic Environmental Research and Risk Assessment, 14 (4+5), 213-242, copyright Springer-Verlag.

Gunter, B. C., Didova, O., Riva, R. E. M., Ligtenberg, S. R. M., Lenaerts, J. T. M., King, M. A., van den Broeke, M. R., and Urban, T., 2013. Empirical estimation of present-day Antarctic glacial isostatic adjustment and ice mass change, The Cryosphere Discuss., 7, 3497-3541, doi:10.5194/tcd-7-3497-2013.

Güntner, A., Stuck, J., Werth, S., Döll, P., Verzano, K., & Merz, B., 2007. A global analysis of temporal and spatial variations in continental water storage, Water Resources Research, 43, W05416.

Güntner, A., 2008. Improvement of global hydrological models using GRACE data. Surv. Geophys., 29, 375–397, doi:10.1007/s10712-008 9038-y

Gunter, B. C., Didova, O., Riva, R. E. M., Ligtenberg, S. R. M., Lenaerts, J. T. M., King, M. A., van den Broeke, M. R., and Urban, T., 2013. Empirical estimation of present-day Antarctic glacial isostatic adjustment and ice mass change, The Cryosphere Discuss., 7, 3497-3541, doi:10.5194/tcd-7-3497-2013, 2013.

Han, S.-C., C. Jekeli, and C. K. Shum, 2004. Time-variable aliasing effects of ocean tides, atmosphere, and continental water mass on monthly mean GRACE gravity field, J. Geophys. Res.,109, B04403, doi:10.1029/2003JB002501.

Han, S.-C., C. K. Shum, C. Jekeli, C.-Y. Kuo, C. Wilson, and K.-W. Seo, 2005. Non-isotropic filtering of GRACE temporal gravity for geophysical signal enhancement, Geophys. J. Int., 163, 18 – 25, doi:10.1111/j.1365-246X.2005.02756.x

Hartmann, D.L. & Michelsen, M.L., 1989. Intraseasonal Periodicities in Indian Rainfall, Journal of Atmospheric Sciences, 46(18), 2838-2862.

Haylock, M. R. and Goodess, C. M., 2004. Interannual variability of European extreme winter rainfall and links with mean large-scale circulation. Int. J. Climatol., 24: 759–776. doi: 10.1002/joc.1033

Hirschi, M., S. I. Seneviratne, S. Hagemann, and C. Schaer, 2007. Analysis of seasonal terrestrial water storage variations in regional climate simulations over Europe, J. Geophys. Res., 112, D22109, doi:10.1029/2006JD008338.

Houborg, R., M.Rodell, B.Li, R.Reichle, and B. F.Zaitchik, 2012. Drought indicators based on model-assimilated Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) terrestrial water storage observations, Water Resour. Res., 48, W07525, doi:10.1029/2011WR011291.

Huffman, G. J., R. F. Adler, D. T. Bolvin, and G. Gu, 2009. Improving the global precipitation record: GPCP Version 2.1, Geophys. Res. Lett., 36, L17808, doi:10.1029/2009GL040000.

Hurrell, J. W., 1995. Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: regional temperatures and precipitation. Science, 269, 676-679.

Hurrell, J. W., Y. Kushnir, G. Ottersen, and M. Visbeck, 2003. The North Atlantic Oscillation: Climatic Significance and Environmental Impact, Geophys. Monogr. Ser., vol. 134, 279 pp., AGU, Washington, D. C., doi:10.1029/GM134.

Hyvärinen, A., 1999. Fast and Robust Fixed-Point Algorithms for Independent Component Analysis. IEEE Transactions on Neural Networks 10(3):626-634

Hyvärinen, A. and Oja, E., 2000. Independent Component Analysis: Algorithms and Applications. Neural Networks, 13(4-5):411-430.

Jacob, T., J. Wahr, W. T. Pfeffer, and S. Swenson, 2012. Recent contributions of glaciers and ice caps to sea level rise, Nature, 482, 514–518,doi:10.1038/nature10847.

Jayne, S. R., J. M. Wahr, and F. O. Bryan, 2003. Observing ocean heat content using satellite gravity and altimetry,J. Geophys. Res.,108 (C2), 3031, doi:10.1029/2002JC001619

Jekeli, C., 1981. Alternative methods to smooth the Earth's gravity field, p. 48, Department of Geodetic Science and Surveying, Ohio State University, Columbus, Ohio.

Jia, M., English, P., Commander, P., Johnston, G., 2007. GPS observation of compaction or expansion of the Perth basin aquifer system. AGU Fall Meeting Abstracts, # G43B-1212

Jin, S., Feng, G., 2013. Large-scale variations of global groundwater from satellite gravimetry and hydrological models, 2002–2012, Global and Planetary Change.

Jutten, C., and Hérault, J., 1991. Blind separation of sources, Part 1: An adaptive algorithm based on neuromimetic architecture, Signal processing, 24:1-10.

Kaiser; H.F.,1958. "The varimax criterion for analytic rotation in factor analysis". Psychometrika 23 (3). doi:10.1007/BF02289233.

Kalnay et al., 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project, Bull. Amer. Meteor. Soc., 77, 437-470

Kaplan, A., M. Cane, Y. Kushnir, A. Clement, M. Blumenthal, and B. Rajagopalan, 1998. Analyses of global sea surface temperature 1856-1991, Journal of Geophysical Research, 103, 18,567-18,589

Kaplan, A., Y. Kushnir, M.A. Cane., 2000. Reduced space optimal interpolation of historical marine sea level pressure: 1854–1992 , J. Clim., pp. 2987–3002

Kara, A. Birol., Wallcraft, Alan J., Hurlburt, Harley E., Stanev, E. V., 2008. Air-sea fluxes and river discharges in the Black Sea with a focus on the Danube and Bosphorus. Journal of Marine Systems, 74 (1-2),74-95.

Kazmin, A.S. and A. G. Zatsepin, 2007. Long-term variability of surface temperature in the Black Sea, and its connection with the large-scale atmospheric forcing. Journal of Marine Systems, 68: 293-301.

King, M., Moore, P., Clarke, P. & Lavallée, D., 2006. Choice of optimal averaging radii for temporal GRACE gravity solutions, a comparison with GPS and satellite altimetry, Geophysical Journal International, 166, 1–11, doi:10.1111/j.1365-246X.2006.03017.x.

King MA, Watson CS, Penna NT, Clarke PJ, 2008. Subdaily signals in GPS observations and their effect at semiannual and annual periods. Geophys Res Lett 35:L03302. doi:10.1029/2007GL032252

King, M. A., and C. S. Watson, 2010. Long GPS coordinate time series: Multipath and geometry effects, J. Geophys. Res., 115, B04403, doi:10.1029/2009JB006543.

Kistler, R., and Coauthors, 2001. The NCEP–NCAR 50-year reanalysis: Monthly means CD-ROM and documentation. Bull. Amer. Meteor. Soc., 82, 247–267.

Klees, R., Liu, X., Wittwer, T., Gunter, B. C., Revtova, E. A., Tenzer, R., Ditmar, P., Winsemius, H. C., & Savenije, H. H. G., 2008. A Comparison of Global and Regional GRACE Models for Land Hydrology. Surveys in Geophysics, 29:335–359, doi:10.1007/s10712-008-9049-8.

Klees, R., Revtova, E. A., Gunter, B. C., Ditmar, P., Oudman, E., Winsemius, H. C. and Savenije, H. H. G., 2008b. The design of an optimal filter for monthly GRACE gravity models. Geophysical Journal International, 175: 417–432. doi: 10.1111/j.1365-246X.2008.03922.x

Knight, J. R., C. K. Folland, and A. A. Scaife, 2006. Climate impacts of the Atlantic Multidecadal Oscillation, Geophys. Res. Lett. , 33 , L17706, doi:10.1029/2006GL026242

Koot L., de Viron, O., & Dehant, V., 2006. Atmospheric angular momentum time-series: characterization of their internal noise and creation of a combined series, Journal of Geodesy, 79(12):663-674. DOI : 10.1007/s00190-005-0019-3.

Korotaev, G., T. Oguz, A. Nikiforov, and C. Koblinsky, 2003. Seasonal, interannual, and mesoscale variability of the Black Sea upper layer circulation derived from altimeter data, J. Geophys. Res., 108(C4), 3122, doi:10.1029/2002JC001508

Kouba, J., 2004. Improved Relativistic Transformations in GPS, GPS Solutions,Vol. 8, No. 3, 170-180.

Kucuksezgin, F and Pazi, I, 2003. Effects of the North Atlantic Oscillation (NAO) on combined temperature and precipitation winter modes in the Mediterranean mountains: Observed relationships and projections for the 21st century, Indian Journal of Marine Sciences

Kumar, C.P, 2006. Global water balance analysis. Présentation available at http://www.authorstream.com/Presentation/cpkumar-1401114-water-balance/

Kusche, J., 2007. Approximate decorrelation and non-isotropic smoothing of time-variable GRACE-type gravity field models, J. Geod., 81, 733 – 749, doi:10.1007/s00190-007-0143-3

Kusche, J.; A. Eicker; E. Forootan, 2011. Analysis tools for GRACE and related data sets, theoretical basis. The International Geoscience Programme (IGCP). IGCP 565: Supporting water resource management with improved Earth observations,

Legrand J., Bergeot, N., Bruyninx, C., Wöppelmann, G., Santamaria-Gomez, A., Bouin, M-N., & Altamimi, Z., 2012. Comparison of regional and global GNSS positions, velocities and residual time series. International Association of Geodesy Symposia 136, Geodesy for Planet Earth, pp. 95-104, doi:10.1007/978-3-642-20338-1_12.

Lee, T., Fukumori, I., Menemenlis, D., Xing, Z.F., &. Fu, L.L., 2002. Effects of the Indonesian Throughflow on the Pacific and Indian oceans, Journal of Physical Oceanography, 32, 1404–1429.

Lemoine, J.-M., Bruinsma, S., Loyer, S., Biancale, R., Marty, J.-C., Perosanz, F., Balmino, G., 2007. Temporal gravity field models inferred from GRACE data, Advances in Space Research 39 (2007) 1620-1629, doi:10.1016/j.asr.2007.03.062

Le Borgne, H., 2004. Analyse de scènes naturelles par Analyse en Composantes Indépendantes, thèse de doctorat de l'Institut Polytechnique de Grenoble.

Lin, H., 2010. Predictability and prediction of the North Atlantic Oscillation. Présentation au séminiare ECMWF, 6-9 Septembre 2010, Reading, UK

Liu, Y. Y., Parinussa, R. M., Dorigo, W. A., De Jeu, R. A. M., Wagner, W., van Dijk, A. I. J. M., McCabe, M. F., and Evans, J. P., 2011. Developing an improved soil moisture dataset by blending passive and active microwave satellite-based retrievals, Hydrol. Earth Syst. Sci., 15, 425-436, doi:10.5194/hess-15-425-2011.

Llubes M, Lemoine J-M, Rémy F., 2007. Antarctica seasonal mass variations detected by GRACE. Earth Planet Sci Lett 260:127–136

Locarnini, R. A., A. V. Mishonov, J. I. Antonov, T. P. Boyer, and H. E. Garcia, 2006. World Ocean Atlas 2005, Volume 1: Temperature. S. Levitus, Ed. NOAA Atlas NESDIS 61, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., 182 pp.

Longuervegne, L., 2008. Contribution à l'Hydrogéodesie. Thèse de doctorat de l' Université Pierre et Marie Curie - Paris VI

Longuevergne, L., Scanlon, B. R., & Wilson, C. R., 2010. GRACE Hydrological estimates for small basins:Evaluating processing approaches on the High Plains Aquifer, USA, Water Resources Research., 46, W11517,doi:10.1029/2009WR008564

López-Moreno, J.I. and S.M. Vicente-Serrano, 2007. Extreme phases of the wintertime North Atlantic Oscillation and drought occurrence over Europe: a multi-temporal-scale approach. Journal of Climate.

López-Moreno, J.L., Vicente-Serrano, S.M., Morán-Tejeda E., Lorenzo-Lacruz J., Kenawya, A., Beniston, M., 2011. Effects of the North Atlantic Oscillation (NAO) on combined temperature and precipitation winter modes in the Mediterranean mountains: Observed relationships and projections for the 21st century, Global Planetary Change

Love, A., 1909. The Yielding of the Earth to Disturbing Forces. Proceedings of the Royal Society of London. Series A, Containing Papers of a Mathematical and Physical Character (1905-1934). 1909-02-16. 82 (551):73–88

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

Mandea, M., Panet, I., Lesur, V., de Viron, O., Diament, M., and Le Mouel, J. L., 2012. Recent changes of the Earth's core derived from satellite observations of magnetic and gravity fields. PNAS, 109:19129–19133, doi:10.1073/pnas.1207346109.

Mares I,C. Mares, P. Stanciu, 2006. Climate variability of the discharge level in the Danube lower basin and teleconnection with NAO. Proceedings of theInternational Conference on "Water Observation and Information System for Decision Support" Ohrid, Republic of Macedonia, 23-26 May 2006.

Mares, C., Mares, I., Stanciu, A., Mihailescu, M., 2012. NAO Influence on the Danube Lower Basin. In proceeding of V th International Scientific Conference on Water, Climate and Environment, Balwois 2012 28 May, 2 June 2012, At Balwois

Marini, J. W., 1972. Correction of satellite tracking data for an arbitrary tropospheric profile, Radio Sci., 7, 223-231.

Mariotti, A., N. Zeng, and K.-M. Lau, 2002. Euro-Mediterranean rainfall and ENSO—a seasonally varying relationship, Geophys. Res. Lett., 29(12), doi:10.1029/2001GL014248.

Mariotti A, Dell'Aquila A., 2011. Decadal climate variability in the Mediterranean region: roles of large-scale forcings and regional processes. Clim Dyn. doi:10.1007/s00382-011-1056-7 M

Marzeion B, Nesje A., 2012. Spatial patterns of North Atlantic Oscillation influence on mass balance variability of European glaciers. Cryosphere 6:661–673

Mémin, A., 2011. Modélisation des variations géodésiques induites par la fonte des glaciers. Séparabilité des effets des déglaciations passée et actuelle. Thèses de doctorat, Université de Strasbourg.

Meyssignac B., Calafat F.M., Somot S., Rupolo V., Stocchi P., Llovel W., Cazenave A., 2011. Two-dimensional reconstruction of the Mediterranean sea level over 1970 – 2006 from tide gauge data and regional ocean circulation model outputs. Global and Planetary Change.1/2: 49-61. doi:10.1016/ j.gloplacha.2011.03.002

Meyssignac B., 2012. La variabilité régionale du niveau de la Mer, Thèse de doctorat de l'Université de Toulouse III, Paul Sabatier, 2012

Millot, C., Taupier-Letage, I., 2005. Circulation in the Mediterranean sea. Hdb Env Chem, Vol. 5, Part K, 29-66.

Morel, L., 2010. Cours de géodésie spatiale, volume 1. Ecole Supérieure des Géomètres et Topographes.

Moore D.S., McCabe G.P., Duckworth W.M., & Sclove S.L., 2003. The practice of business statistics: Using data for decisions, 2nd ed. (New York: WH Freeman) 859 p.

Nahmani, S, 2012. Méthodologies en traitement de données GPS pour les Sciences de l'Environnement : Contributions à l'étude de la Mousson en Afrique de l'Ouest. Thèse de doctorat de l'Université Paris VI, Pierre et Marie Curie.

Nahmani S., Bock, O., Bouin, M-N., Santamaria-Gomez, A., Boy, J-P., Collilieux, X., Métivier, L., Panet, I., Genthon, P., de Linage, C., and Wöppelmann, G., 2012. Hydrological deformation induced by the West African Monsoon: Comparison of GPS, GRACE and loading models, Journal of Geophysical Research, vol. 117, number B05409, doi:10.1029/2011JB009102

Nakano, T. and K. Hirahara, 1997. GPS observation of posetseismic deformation for the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake, Japan, Geophys. Res. Lett.,24, 503–506.

Narozny, M., 2005. Analyse en composantes indépendantes et compression, Thèse de Doctorat, Université Paris-Sud

National Aeronautics and Space Administration, 1966. Standard Atmosphere Supplements, 1966, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C.

Niell, A.E., 1996. Global mapping functions for the atmosphere delay at radio wavelengths, Journal of Geophysical Research, Vol. 101, No. B2, pp. 3227-3246.

Oguz, T., P. E. La Violette, and U. Unluata, 1992. The upper layer circulation of the Black Sea: Its variability as inferred from hydrographic and satellite observations, J. Geophys. Res., 97(C8),12569–12584, doi:10.1029/92JC00812.

Oguz, T., 2005. Black Sea ecosystem response to climatic variations. Oceanography, 18(2), 122-133

Oguz, T., Dippner, J.W., Kaymaz, Z., 2006. Climatic regulation of the Black Sea hydro-meteorological and ecological proper-ties at interannual-to-decadal time scales. Journal of Marine Systems 60, 235–254

Ozawa, S., T. Nishimura, H. Suito, T. Kobayashi, M. Tobita, and T. Imakiire, 2011. Coseismic and postseismic slip of the 2011 magnitude 9 Tohoku-Oki earthquake, Nature, 475, 373–376, doi:10.1038/nature10227.

Pagiatakis, S. D., 1990. The response of a realistic Earth to ocean tide loading, Geophysical Journal International, 103, 541-560.

Palmer, W. C, 1965. Meteorological Drought. Res. Paper No.45, 58pp., Dept. of Commerce, Washington, D.C

Panet I., V. Mikhailov, M. Diament, F. Pollitz, G. King, O. de Viron, M. Holschneider, R. Biancale, J.M. Lemoine, 2007. Coseismic and post-seismic signatures of the Sumatra 2004 December and 2005 March earthquakes in GRACE satellite gravity, Geophysical Journal International, vol. 171, page 177-190, doi:10.1111/j.1365-246X.2007.03525.x

Paulson, A., Zhong, S. and Wahr, J., 2007. Inference of mantle viscosity from GRACE and relative sea level data.Geophysical Journal International 171: 497-508.

Peltier, W. R., 2004. Global glacial isostasy and the surface of the ice-age earth: the ICE5G (VM2) model and GRACE, Annu. Rev. Earth Pl. Sci., 32, 111–149,doi:10.1146/annurev.earth.32.082503.144359 3706, 3710, 3711, 3717, 3720

Penna NT, Stewart MP., 2003. Aliased tidal signatures in continuous GPS height time series. Geophys Res Lett 30(23):2184. doi:10. 1029/2003GL018828

Petrie, E.J, M.A. King, P. Moore, D.A. Lavallée, 2010. Higher-order ionospheric effects on the GPS reference frame and GPS velocities, J. Geophys. Res., doi:10.1029/2009JB006677.

Petrov L. & Boy J-P., 2004. Study of the atmospheric pressure loading signal in VLBI observations, Journal of Geophysical Research, 10.1029/2003JB002500, Vol. 109, No. B03405.

Pham, D.T., J. Verron and M.C. Roubaud, 1998. A singular evolutive extended Kalman filter for data assimilation in oceanography, Journal of Marine Systems, 16, 323–340.

Pham, D.-T., 2004. Fast algorithms for mutual information based independent component analysis, IEEE Transactions on Signal Processing Vol. 52(No. 10): 2690–2700.

Ponte, R.M, and P. Gaspar, 1999: Regional analysis of the inverted barometer effect over the global ocean using TOPEX/Poseidon data and model results. J. Geophys. Res., 104, 15 587–15 601.

Ponte, R.M. and Ray, R.D., 2002. Atmospheric pressure correction in geodesy and oceanography: A strategy for handling air tides, Geophys. Res. Let., vol. 29, (24), 2153, doi:10.1029/2002GL016340, 2002

Preisendorfer R. W., 1988. Principal component analysis in meteorology and oceanography. Elsevier, Amsterdam, 436 pp

Premoli, A. & Tavella, P., 1993. A Revisited Three-Cornered Hat Method for Estimating Frequency Standard Instability, IEEE Transactions on Instrumentation and Measurement, 42, No.1, pp. 7-13.

Ramillien, G., Frappart F., Cazenave A., & Güntner A., 2005. Time variations of the land water storage from an inversion of 2 years of GRACE geoids. Earth Planet. Science Letters, 235, 283–301.

Ramillien, G., Lombard, A., Cazenave, A., Ivins, E.R., Llubed, M., Remy, F., Biancale, R., 2006. Interannual variations of the mass balance of the Antarctica and Greenland ice sheets from GRACE. Global Planet. Change Vol. 53, p. 198–208

Ramillien, G., Famiglietti, J.S., Wahr, J., 2008. Detection of continental hydrology and glaciology signals from GRACE: a review. Surv. Geophys. 29, 361–374.

Rangelova; M. G. Sideris, 2007. Contributions of surface measurements and GRACE data to the study of the secular geoid changes in North America. , Journal of Geodynamics, p.doi: 10.1016/j.jog.2008.03.006.

Ray, J., Altamimi, Z., Collilieux, X. & van Dam . T., 2008. Anomalous harmonics in the spectra of GPS position estimates. GPS Solutions, 12(1):55–64.

Ray, J., 2011. Consistency of crustal loading signals derived from models and GPS. Inferences for GPS positioning errors, AGU Fall Meeting 2011, Session G51B-06, San Francisco, 9 December 2011.

Rebischung P., J. Griffiths, J. Ray, R. Schmid, X. Collilieux, B. Garayt, 2011. IGS08: the IGS realization of ITRF2008, GPS Solutions, doi:10.1007/s10291-011-0248-2

Rebischung, P., B. Garayt, X. Collilieux, Z. Altamimi., 2011b. IGS Reference Frame Working Group Coordinator Report 2011, in IGS 2011 Technical Report, 2011, pp175-182

Rebischung, P., 2012. Analysis effects on IGS station motion time series. IGS Workshop, Olsztyn, Poland

Reynolds, C.A., T. J. Jackson, and W.J. Rawls., 1999. Estimated Available Water Content from the FAO Soil Map of the World, Global Soil Profile Databases, and Pedo-transfer Functions, http://www.ngdc.noaa.gov/seg/cdroms/reynolds/reynolds/reynolds.htm

Rieser D, Kuhn M, Pail R, Anjasmara I, Awange J., 2010. Relation between GRACE-derived surface mass variations and precipitation over Australia. Austral J Earth Sci 57:887–900. doi: 10.1080/08120099.2010.51264

Rietbroek, R., LeGrand, P., Wouters, B., Lemoine, J.M., Ramillien, G. and Hughes, C.W., 2006. Comparison of in situ bottom pressure data with GRACE gravimetry in the Crozet and Kerguelen region. Geophysical Research Letters 33: doi: 10.1029/2006GL027452. issn: 0094-8276.

Rimbu,N., Boroneant, C.,Buta,C., Dima, M., 2002. Decadal Variability of The Danube River Flow in The Lower Basin and Its Relation With The North Atlantic Oscillation, International Journal of Climatology 22: 1169-1179

Riva, R. E., Gunter, B. C., Urban, T. J., Vermeersen, B. L., Lindenbergh, R. C., Helsen, M. M.,Bamber, J. L., van de Wal, R. S., van den Broeke, M. R., and Schutz, B. E., 2009. Glacial isostatic adjustment over Antarctica from combined ICESat and GRACE satellite data, Earth Planet.20 Sci. Lett., 288, 516–523, doi:10.1016/j.epsl.2009.10.013 3708, 3710

Rodell, M, Houser P.R., Jambor, U., Gottschalck, J., Mitchell, K., Meng, C-J., Arsenault, K., Cosgrove, B., Radakovich, J., Bosilovich, M., Entin, J.K., JWalker, J.P., Lohmann, D. & Toll , D., 2004. The Global Land Data Assimilation System. Bulletin of the American Meteorological Society, 85 (3), pp 381-394.

Rodell, M., J. Chen, H. Kato, J. Famiglietti, J. Nigro and C. Wilson, 2007. Estimating ground water storage changes in the Mississippi river basin using GRACE, Hydrogeology Journal, doi 10.1007/s10040-006-0103-7

Rogers, J.C., 1984. The association between the North Atlantic oscillation and the Southern oscillation in the Northern Hemisphere. Mon. Wea. Rev., 112, 1999-2015.

Saastamoinen, J., 1972. Atmospheric correction for the troposphere and stratosphere in radio ranging of satellites, in The Use of Artificial Satellites for Geodesy, Geophys. Monogr. Ser., vol. 15, edited by S. W. Henriksen, A. Mancini, and B.H. Chovitz, pp. 247-251, AGU, Washington, D.C.

Salameh, T., 2008. Modélisation multi-échelle de la circulation atmosphérique hivernale sur le bassin Méditerranée : rôle des interactions d'échelles, Thèse de doctorat de l'Ecole Polytechnique.

Sanchez Gomez, E., Terray, L ; Cassou, C., 2004. Les regimes de temps : application à l'étude du climat à l'échelle régionale, Présentation, CERFACS, 2004

Santamaria-Gomez, A., Bouin, M-N., Collilieux, X. & Wöppelmann, G., 2011. Correlated Errors in GPS Position Time Series : Implications for Velocity Estimates. Journal of Geophysical Research, 116, B01405, doi:10.1029/2010JB007701.

Santamaria-Gomez, M. Gravelle, X. Collilieux, M. Guichard, B. Martin Miguez, P. Tiphaneau, G. Wöppelmann, 2012. Mitigating the effects of vertical land motion in tide gauge records using a state-of-the-art GPS velocity field. Global and Planetary Change, Vol. 98-99, pp. 6-17.

Sasgen, I., Martinec, Z., Fleming, K., 2006. Wiener optimal filtering of GRACE data. Stud. Geophys. Geod., 50 (4), 499-508 p., doi:10.1007/s11200-006-0031-y.

Schmidt, R., Flechtner, F., Meyer, U., Neumayer, K. H., Dahle, C., König, R. & Kusche, J., 2008. Hydrologic signals observed by the GRACE satellites. Survey in Geophysics, 29(4–5), 319–334, doi:10.1007/s10712-008-9033-3.

Schrama EJO, Wouters B, Lavalle DA., 2007. Signal and noise in gravity recovery and climate experiment (GRACE) observed surface mass variations. J Geophys Res 112:B08407. doi:10.1029/2006JB004882

Seo, K.W, Wilson, C.R, 2004. Estiamting GRACE aliasing errors, proceedings of GGSM 2004 IAG International Symposium Porto, Portugal August 30 – September 3, 2004

Seo, K.-W., Wilson, C. R., Chen, J. and Waliser, D. E. , 2008. GRACE's spatial aliasing error. Geophysical Journal International, 172: 41–48. doi: 10.1111/j.1365-246X.2007.03611.x

Seo, K. W., C. R. Wilson, S. C. Han, and D. E. Waliser, 2008b. Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) alias error from ocean tides, J. Geophys. Res., 113, B03405, doi:10.1029/2006JB004747.

SHOM, Courants de marée dans la Manche et sur les côtes française de l'Atlantique, ouvrage n°427 A du Service Hydrographique de la Marine (SHM), rédigé par H. Lacombe et réédité sous le nom d'ouvrage n°550.

Shum, C. K., Guo, J. Y., Hossain, F., Duan, J., Alsdorf, D. E., Duan, X. J., & Wang, L., 2011. Inter-annual water storage changes in Asia from GRACE data. Climate Change and Food Security in South Asia, 69-83.

Soulé, P.T., 1990. Spatial patterns of multiple drought types in the contiguous United States: a seasonal comparison. Climate Res.1,13 – 21

Stanev, E.V., 1990. On the mechanisms of the Black Sea circulationEarth-Science Reviews, Volume 28, Issue 4, Pages 285–319http://dx.doi.org/10.1016/0012-8252(90)90052-W

Stanev, E. V., P.-Y. Le Traon, and E. L. Peneva, 2000. Seasonal and interannual variations of sea level and their dependency on meteorological and hydrological forcing. Analysis of altimeter and surface data for the Black Sea, J. Geoph. Res., 105, 17203-17216

Stanev, E. V., and E. L. Peneva, 2002. Regional response to global climatic change: Black Sea examples, Global Planet. Change, 32, 33–47.

Steigenberger, P.; Boehm, J.; Tesmer, V., 2009. Comparison of GMF/GPT with VMF1/ECMWF and implications for atmospheric loading; Journal of Geodesy, Vol. 83, Nr. 10, pp 943-951, Springer, ISSN 0949-7714, DOI: 10.1007/s00190-009-0311-8

Swenson, S., J. Wahr, and P.C.D. Milly, 2003. Estimated accuracies of regional water storage anomalies inferred from GRACE, Water Resour. Res., 39(8), 1223, doi:10.1029/2002WR001808.

Swenson, S., and Wahr, J., 2006. Post-processing removal of correlated errors in GRACE data,Geophysical Research Letters,33, L08402, doi:10.1029/2005GL025285

Swenson, S., Yeh, P.J-F., Wahr, J. & Famiglietti, J., 2006. A comparison of terrestrial water storage variations from GRACE with in situ measurements from Illinois, Geophyical Research Letters., 33, L16401, doi:10.1029/2006GL026962.

Swenson, S., & Wahr, J.,2007. Multi-sensor analysis of water storage variations of the Caspian Sea. Geophysical Research Letters, 34(16), L16401.

Swenson, S.C , Chambers, D.P. & Wahr, J., 2008. Estimating geocenter variations from a combination of GRACE and ocean model output. Journal of Geophysical Research-Solid Earth, 113, Issue: B8, Article B08410.

Swenson, S and J Wahr, 2009. Monitoring the water balance of Lake Victoria, East Africa, from space. J. Hydrol., 370 (4-Jan) 163-176, issn: 0022-1694, ids: 453WY, doi: 10.1016/j.jhydrol.2009.03.008,

Syed, T. H., Famiglietti, J. S., Rodell, M., Chen, J. & Wilson, C. R., 2008. Analysis of terrestrial water storage changes from GRACE and GLDAS, Water Resources Research, 44, W02433, doi:10.1029/2006WR005779.

Tapley, B.D., Bettadpur, S., Ries, J.C., Thompson, P.F. & Watkins, M.M., 2004. GRACE measurements of mass variability in the Earth system, Science, 305(5683), 503–505, doi:10.1126/science.1099192.

Tapley, B. D., S. Bettadpur, M. Watkins, and C. Reigber, 2004. The gravity recovery and climate experiment: Mission overview and early results, Geophys. Res. Lett., 31, L09607, doi:10.1029/2004GL019920

Tchernia, P., 1978. Océanographie régionale, Editions ENSTA.

Terray L. et al., 2004. Simulation of late twenty-first century changes in wintertime atmospheric circulation over Europe due to anthropogenic causes. Journal of Climate 17, 4630-4635.

Tesmer, V., Steigenberger, P., van Dam, T. & Gürr, T.M., 2011. Vertical deformations from homogeneously processed GRACE and global GPS long-term series, Journal of Geodesy, DOI: 10.1007/s00190-010-0437-8

Thomas, M., 2002. Ocean induced variations of Earth's rotation - Results from a simultaneous model of global circulation and tides, PhD dissertation, University of Hamburg, Germany, 129pp

Thompson, D. W. J., and J. M. Wallace, 1998. The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. Geophys. Res. Lett., 25, 1297-1300, 1998

Tregoning, P. and T. van Dam., 2005. The effects of atmospheric pressure loading and 7-parameter transformations on estimates of geocenter motion and station heights from space-geodetic observations, J. Geophys. Res., 110, doi:10.1029/2004JB003334
.

Tregoning, P., Watson, C., Ramillien, G., McQueen, H. & and Zhang, J., 2009. Detecting hydrologic deformation using GRACE and GPS, Geophyical Research Letters, 36, L15401, doi:10.1029/2009GL038718.

Tregoning, P. and Watson, C., 2009. Atmospheric effects and spurious signals in GPS analyses, Journal Of Geophysical Research, 114, B09403, doi:10.1029/2009JB006344

Tregoning, P., SC McClusky, AIJM van Dijk, R. Crosbie and J. Pena-Arancibi, 2012. Assessment of GRACE satellites for groundwater estimation in Australia, Waterlines Report, 71, National Water Commission, ISBN: 978-1-921853-54-8, 82pp.

Trenberth, K. E., and C. J. Guillemot, 1994. The total mass of the atmosphere, J. Geophys. Res.,99(D11), 23079–23088, doi:10.1029/94JD02043.

Trigo, R. M., T. J. Osborn, Y. Castro-Dıez, S. Gamiz-Fortis, and M. J. Esteban-Parra, 2004. North Atlantic oscillation influence on precipitation, river flow and water resources in the Iberian Peninsula. Int. J. Climatol., 24, 925–944

Tsimplis, M.N., Josey, S.A., Rixen, M. and Stanev, E.V., 2004. On the forcing of sea level in the Black Sea. Journal of Geophysical Research, 109, (C8), C08015-[14pp]. (doi:10.1029/2003JC002185).

Valty, P., de Viron, O. Panet, I., van Camp, M. and Legrand, J., 2013. Assessing the precision in loading estimates by geodetic techniques in Southern Europe, Geophys. J. Int. doi:10.1093/gji/ggt173

Valty, P., de Viron, O. Panet, I., and Collilieux, X., 2013b. Comparison of geodesy and models on the impact of the North Atlantic Oscillation on the variability of Southern Europe water distribution, soumission prévue

Van Camp, M., Camelbeeck, T., and Francis, O., 2002. An experiment to evaluate crustal motions across the Ardenne and the Roer Graben (North-western Europe) using absolute gravity measurements, Metrologia, 39, 503-508.

van Dam, T., Wahr, J., Milly, P.C.D., Shmakin, A.B., Blewitt, G., Lavallee,D. & Larson, K.M., 2001. Crustal displacements due to continental water loading, Geophys. Res. Lett., 28, 651–654.

van Dam, T., Wahr, J. & Lavallée, D., 2007. A comparison of annual vertical crustal displacements from GPS and Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) over Europe, Journal of Geophysical Research., 112, B03404, doi:10.1029/2006JB004335.

van den Broeke, M., Bamber, J., Ettema, J., Rignot, E., Schrama, E., van de Berg, W. J., van Meijgaard, E., Velicogna, I., and Wouters, B.: Partitioning Recent Greenland Mass Loss, Science, 326, 984–986, 2009.

van Loon, H. and J.C. Rogers, 1978. The Seesaw in Winter Temperatures Between Greenland and Northern Europe. Part I: General Description. Mon. Wea. Rev., 106, 296 310.

Vautard, R., and M. Ghil, 1989. Singular spectrum analysis in nonlinear dynamics, with applications to paleoclimatic time series, Physica D, 35, 395–424

Vautard R., 1990. Multiple weather regimes over the North Atlantic: analysis of precursors and successors, Monthly Weather Review, 118, 2056-2081

Velicogna, I., J. Wahr, 2006. Time variable gravity shows a large mass loss in Antarctica, Science 10.1126/science 11237855

Velicogna, I., 2009. Increasing rates of ice mass loss from the Greenland and Antarctic ice sheets revealed by GRACE, Geophys. Res. Lett., 36, L19503, doi:10.1029/2009GL040222.

Velicogna, I. and J. Wahr, 2013. Time-variable gravity observations of ice sheet mass balance: Precision and limitations of the GRACE satellite data, Geophys. Res. Lett., 40, 3055–3063doi:10.1002/grl.50527.

Vey, S. , Steffen, H. , Müller, J. and Boike, J., 2012. Inter-annual water mass variations from GRACE in central Siberia , Journal of Geodesy, Springer . doi: 10.1007/s00190-012-0597-9

Vicente-Serrano, S. M., and J. I. López-Moreno, 2008. Nonstationary influence of the North Atlantic Oscillation on European precipitation, J. Geophys. Res., 113, D20120, doi:10.1029/2008JD010382.

Vicente-Serrano, S. M., and J. I. López-Moreno, 2008b. Differences in the non-stationary influence of the North Atlantic Oscillation on European precipitation under different scenarios of greenhouse gas concentrations, Geophys. Res. Lett., 35, L18710, doi:10.1029/2008GL034832.

Vicente-Serrano S.M., Trigo R.M., López-Moreno J.I., Liberato M.L.R., Lorenzo-Lacruz J., Beguería S., Morán-Tejeda E., El Kenawy A., 2011. Extreme winter precipitation in the Iberian Peninsula in 2010: anomalies, driving mechanisms and future projections. Climate Research 46: 51–65.

Vigny,C., A. Socquet, S. Peyrat et al., 2011. The 2010 Mw 8.8 Maule Mega-Thrust Earthquake of Central Chile, Monitored by GPS Science, 332, 17 june 2011, pp 1417-1421 [DOI:10.1126/science.1204132].

Von Storch, H., & Zwiers, F.W., 1999. Statistical analysis in climate research, Cambridge University Press, Cambridge, 484pp

Voskresenskaya, E.N, and Maslova, V.N, 2011. Winter-spring cyclonic variability in the Mediterranean-Black Sea region associated with global processes in the ocean-atmosphere system, Adv. Sci. Res., 6, 237-243.

Wahr, J., Molenaar, M. & Bryan, F., 1998. Time variability of the Earth's gravity field: hydrological and oceanic effects and their possible detection using GRACE, Journal of Geophysical Research., 103(B12), 30 205–30 229.

Wahr, J., S. Swenson, V. Zlotnicki, and I. Velicogna, 2004. Time-variable gravity from GRACE: First results, Geophys. Res. Lett., 31, L11501, doi:10.1029/2004GL019779.

Wahr, J., Swenson, S. & Velicogna, I., 2006. Accuracy of GRACE mass estimates, Geophysical Research Letters., 33, L06401, doi:10.1029/2005GL025305.

Wang, G., Dolman, A. J., and Alessandri, A., 2010. European summer climate modulated by NAO-related precipitation, Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss., 7, 5079-5097, doi:10.5194/hessd-7-5079-2010, 2010

Wang, F., L. Wang, T. Koike, H. Zhou, K. Yang, A. Wang, and W. Li, 2011. Evaluation and application of a fine□ resolution global data set in a semiarid mesoscale river basin with a distributed biosphere hydrological model, J. Geophys. Res.,116, D21108, doi:10.1029/2011JD015990.

Wang, X., C. de Linage, J. Famiglietti, and C. S. Zender, 2011. Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) detection of water storage changes in the Three Gorges Reservoir of China and comparison with in situ measurements, Water Resour. Res., 47, W12502, doi:10.1029/2011WR010534.

Wanner,H., Brönnimann,S., Casty,C.,Gyalistras,D.,Luterbacher,J.,Schmutz,C.,Stephenson,D.B. and Xoplaki,E., 2001. North Atlantic Oscillation–Concepts and studies".Surveys in Geophysics 22: 321–382

Watkins, M., and S. Bettadpur, 2000. The GRACE mission: Challenges of using micron-level satellite-to-satellite ranging to measure the Earth's gravity field, paper presented at the International Symposium on Space Dynamics, Cent. Natl. d'Etud. Spatiales Delegation a la Commun., Biarritz, France, 26 – 30 June.

Watkins, M. & Yuan, D., 2007. JPL level-2 processing standards document for level-2 product release 04, GRACE 327-744 (Rev. 4.1).

Whitehouse, P. L., Bentley, M. J., Milne, G. A., King, M. A., and Thomas, I. D., 2012. A new glacial isostatic adjustment model for Antarctica: calibrated and tested using observations of relative sea-level change and present-day uplift rates, Geophys. J. Int., 190, 1464–1482, doi:10.1111/j.1365-246X.2012.05557.x, 3706, 3707, 3710, 3718, 3720

Woolf, D., Tsimplis, M., 2002. The influence of the North Atlantic Oscillation on sea level in the Mediterranean and the Black Sea derived from satellite altimetry. In Proceedings of the Second International Conference on Oceanography of the Eastern Mediterranean and Black Sea:Similarities and Differences of Two Inter-connected Basins, Ankara, Turkey, 14–18 October 2002;pp. 145–150.

Wouters, B., and E. J. O. Schrama, 2007. Improved accuracy of GRACE gravity solutions through empirical orthogonal function filtering of spherical harmonics, Geophys. Res. Lett., 34, L23711, doi:10.1029/2007GL032098.

Xavier L., Becker M., A. Cazenave, Longuevergne L., Llovel W. and O. Rotuno, 2010. Interannual variability in water storage over 2003-2008 in the Amazon Basin from GRACE space gravimetry, in situ river level and precipitation data, Remote Sensing of Environment, 114, 1629-1637, 2010

Xu, G., 2010. GPS : Theory, Algorithms and Applications. Springer.

Yan, H., W. Chen, Y. Zhu, W. Zhang, and M. Zhong, 2009. Contributions of thermal expansion of monuments and nearby bedrock to observed GPS height changes, Geophys. Res. Lett., 36, L13301, doi:10.1029/2009GL038152.

Zaitchik, B.F., M. Rodell, and F. Olivera, 2010. Evaluation of the Global Land Data Assimilation System using global river discharge data and a source to sink routing scheme, Water Resour. Res., doi:10.1029/2009WR007811, in press, 2010.

Zaitchik, B. F.; Rodell, M.; Reichle, R. H.; Li, B.; Houborg, R.; Bolten, J. D. , 2010b. Realizing the potential of the GRACE Data Assimilation System. American Geophysical Union, Fall Meeting 2010, abstract #H34C-04

Zekster, I.S., and L.G. Everett, 2004.Groundwater Resources of the World and Their Use .IHP-VI,Series on Groundwater No. 6. Paris, France: United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization

Zerbini, SU. Raicich, F., Gorini; V., and Richter, B., 2008. Space and time variability of height and gravity in Northeastern Italy, AGU Fall Meeting Poster.

Zerbini, S., Richter, B., Rocca, F., van Dam, T. and Matonti, F., 2007. A Combination of Space and Terrestrial Geodetic Techniques to Monitor Land Subsidence: Case Study, the Southeastern Po Plain, Italy, Journal of Geophysical Research, 112, B05401, doi:10.1029/2006JB004338)

Publications de l'auteur

Valty P., H. Duquenne. Calcul du quasi-géoïde QGNC08 et de la grille de conversion altimétrique RANC08 pour la Nouvelle-Calédonie, Rapport technique de l'IGN, Janvier 2009

Valty P., Recalage spatial de la gravimétrie dense française à partir des bases de données vecteurs et altimétriques de l'IGN, Rapport technique de l'IGN, Novembre 2009.

Valty P., H. Duquenne, Quasi-geoid of New Caledonia : computation, results and analysis, *Proceedings IAG International Symposium GGEO2008, Chania, Crête, Greece, 23-27 June 2008*, International Association of Geodesy Symposia, vol. 135, page 427--436, Springer, 2010

Valty, P., de Viron, O., Panet, I. Etude géodésique du climat dans le basin Méditerranéen premiers résultats. Bulletin d'Information de l'IGN, Mars 2011

Valty P., H. Duquenne, I. Panet, Auvergne dataset : testing several geoid computation methods, *Geodesy for Planet Earth, Proceedings of the IAG Symposium, Buenos Aires (Argentine)*, International Association of Geodesy Symposia, vol. 136, page 465--472, Springer, IAG, **doi:10.1007/978-3-642-20338-1_56**, 2012

Valty, P., de Viron, O., Panet, I., Van Camp, M., & Legrand, J. Assessing the precision in loading estimates by geodetic techniques in Southern Europe. *Geophysical Journal International*., 2013

Présentations orales

Valty, P. Etude géodésique du climat en Méditerranée : présentation du sujet, Journées de la rechercheé de l'IGN, Mars 2010

Valty, P., Geodesy for understanding water mass changes in Southern Europe, March 2011

Valty, P. Estimation de la précision des déplacements associés aux masses d'eau dans le Sud de l'Europe, Colloque G2, Novembre 2011

Valty, P. Estimation de la précision des déplacements associés aux masses d'eau dans le Sud de l'Europe, Journées de la recherche de l'IGN, Mars 2012

Valty, P.. Assessing the errors for measuring the displacements associated to loading in Southern Europe, GGFC Workshop, Vienna, April 2012

Posters

Valty, P. de Viron, O., Panet, I. Assessing the errors for measuring the displacements associated to loading in Southern Europe, AGU 2011

Valty, P. Recalage spatial de la gravimétrie dense française à partir des bases de données vecteurs et des bases de données altimétriques de l'IGN, Colloque G2, Novembre 2009.

Valty, P. de Viron, O., Panet, I. Estimation de la précision des techniques géodésiques pour l'estimation des variations de la masse d'eau, Journée de la recherche de l'IGN, Mars 2011

Valty, P. de Viron, O., Panet, I. Assessing the errors for measuring the displacements associated to loading in Southern Europe, AGU 2011

Valty, P. de Viron, O., Panet, I. Understanding inter-annual water mass changes in Southern Europe measured by geodesy, AGU 2012

Valty, P. de Viron, O., Panet, I. Apport de la géodésie à la compréhension de la variabilité climatique inter-annuelle : application au sud de l'Europe, Journée de la recherche de l'IGN, Avril 2013

Table des figures

Figure 1 : La zone d'étude. 16
Figure 2 : Le cycle de l'eau (source : Stéphanoise des Eaux). 17
Figure 3 : Superposition des contributions dans la mesure géodésique (de Viron, communication personnelle). 19
Figure 4 : Les variations de masse d'eau influent les mesures géodésiques de manière différente. 19
Figure 5 : Le lien indirect entre climat et mesures géodésiques. 20
Figure I.1 : Anomalies de pression atmosphérique correspondant aux quatre principaux régimes de circulation atmosphérique en Europe (Cassou, 2004). 24
Figure I.2: Dynamique schématique de la NAO (source : Wikipedia, modifié). 25
Figure I.3 : Signatures des quatre régimes de circulation atmosphérique majeurs sur les précipitations en Europe (Sanchez Gomez et al., 2004). Sans unités. 25
Figure I.4 : Principaux paramètres permettant de caractériser la variabilité climatique européenne, calculées à partir du modèle GLDAS 27
Figure I.5 : La répartition des principaux climats en Europe 28
Figure I.6 : Séries temporelles de la NAO (indice calculé par le Center for Prediction of Climate) à différentes échelles temporelles. En haut : échelle inter-annuelle. Au milieu : échelle mensuelle. En bas : échelle journalière et mensuelle. Sans unités. 30
Figure I.7 : Spectre de Fourier de la NAO échantillonnée à un mois. 31
Figure I.8 : Séries temporelles associées à la NAO « classique », à l'AO et à la PC-NAO (PC-based NAO) sur les périodes 1950-2010 (en haut) et 2002-2010 (en bas).Sans unités. 33
Figure I.9: Mécanismes de l'Oscillation Arctique (AO) (Source : Wikipedia, modifié). 34
Figure I.10 : Résultats de l'ACP sur la pression à la surface des océans (SLP) inter-annuelle du modèle NCEP. 37
Figure I.11 : Corrélations entre les indices relatifs aux quatre principaux régimes de temps et les précipitations inter-annuelles du modèle GLDAS (chapitre II). 38
Figure II.1 : Une approximation de l'amplitude des échanges de masse d'eau à l'échelle globale (Kumar, 2006). 41
Figure II.2 : La complexité du cycle de l'eau (Kumar, 2006). 42
Figure III.1 : Les satellites GRACE « GRACE-1 et GRACE-2 » (source : Center of Spatial Research). 49
Figure III.2 : Principe de base du positionnement GPS. 51
Figure III.3 : Le problème des ambigüités entières N (d'après Bosser, 2010, modifié). 52
Figure III.4 : Les sources de variations temporelles du potentiel de pesanteur terrestre. 56
Figure III.5 : A gauche : vitesses verticales déduite du modèle de PGR de Paulson et al. (2007). 57
A droite : déformations verticales et horizontales induites par le PGR en Scandinavie. 57
Figure III.6 : En haut : vitesses horizontales des stations de l'ITRF 2008 59
En bas : vitesses verticales des stations GPS de la solution ULR4 (Santamaria-Gomez et al., 2012). 59
Figure III.7 : Le cycle de l'eau (Wikipedia). 61
Figure III.8: Anomalies mensuelles moyennes des géoïdes issus des mesures GRACE en 2003 (Tapley et al., 2004). 62
Figure III.9: Tendance (cm d'eau EWH) calculée à partir des géoïdes GRACE corrigés du PGR (Wahr, http://cires.colorado.edu/people/wahr/). 63

Figure III.10 : déplacements Co (gauche) et post-sismique (droite) consécutifs au séisme de Tohoku-Oki (Ozawa et al., 2011)..... 65
Figure III.11 : Variation de hauteur de géoïde en mm, correspondant à une déformation co-sismique (Panet et al., 2007). 66
Figure III.12 : surcharge associée au géoïde CSR – RL04, Mars 2003 (unité : kg/m² ou mm d'eau)..... 70
Figure III.13 : Les différentes couches de l'atmosphère (Bosser, 2010)..... 71
Figure III.14 : Décalage du centre de phase d'une antenne GPS 74
Figure IV.1 : En haut : coefficients des filtres gaussiens à 500 (bleu) et 300 km (noir). 84
En bas : Spectre des coefficients de Stokes de géoïde de la solution CSR-RL04 de Juillet 2007 non filtrée(rouge) et filtrée (filtre gaussien 500km, noir). 84
Figure IV.2 : Surcharges CSR provenant d'une solution mensuelles non filtrée (en haut à gauche) et filtrée (en haut à droite), et (en bas) séries temporelles associées au point de coordonnées 44.5°N, 26.5°E 88
Figure IV.2b : Séries temporelles de surcharge au point de coordonnées 44.5°N, 26.5°E déduites de plusieurs solutions GRACE 88
Figure IV.3 : Déplacements en mm, solution CSR, filtre gaussien 500 km, Juillet 2003 (unité : mm) ; Attention les échelles de couleur ne sont pas les mêmes pour les déplacements horizontaux et verticaux. 89
Figure IV.4 : Exemple de discontinuité avant correction dans une série temporelle (tremblement de terre de L'Aquila). Attention les échelles ne sont pas les mêmes sur les trois composantes. 96
Figure IV.5a : Déplacements horizontaux GPS en Juillet 2003 (solution Européenne combinée). 98
Figure IV.5b : Déplacements verticaux GPS en Juillet 2003 (droite : ULR4, gauche : solution Européenne combinée). 99
Figure IV.6 : Surcharge totale issue de GLDAS, Juin 2007 (kg/m²). 101
Figure IV.7 : Surcharge associée à l'OBP issue du modèle Mercator, avant interpolation sur une grille régulière (kg/m²). 103
Figure IV.8: Anomalie de surcharge en kg/m² associée à la pression atmosphérique du modèle NCEP 104
Figure IV.9 : Résumé schématique des opérations de post-traitement des différentes données et modèles..... 107
Figure IV.10 : Résumé de la phase de traitement des données. En rose est indiqué le contenu géophysique des séries finales. En gris et encadré en orange sont indiquées les données telles que nous les récupérons. (* : seulement pour GLDAS). 108
Figure IV.11: En haut à gauche : Pourcentage des déplacements (en écart-type) induits par les surcharges comprises entre 25 et 500 km de résolution par rapport aux déplacements totaux. 110
En haut à droite :Ecart-type en mm des déplacements induits par les surcharges comprises entre 25 et 500 km de résolution. 110
En bas : Histogramme des ratios de la figure en haut à gauche. 110
Figure IV.12 : Séries temporelles de déplacement Est, Nord, vertical pour la station WTZL (Allemagne) pour une solution de chaque technique. 112
Figure IV.13 : Amplitude des déplacements annuels verticaux déduits des géoïdes GRACE/GRGS (en haut), de la somme des modèles GLDAS, ECCO et NCEP (milieu) et des séries temporelles GPS de la solution européenne combinée (en bas). 113
Figure IV.14 : A gauche : amplitude des déplacements annuels Est-Ouest déduits des géoïdes GRACE/GRGS (en haut), de la somme des modèles GLDAS, ECCO et NCEP (milieu) et des séries temporelles GPS de la solution européenne combinée (en bas). 114

A droite : amplitude des déplacements annuels Nord-Sud déduits des géoïdes GRACE/GRGS (en haut), de la somme des modèles GLDAS, ECCO et NCEP (milieu) et des séries temporelles GPS de la solution européenne combinée (en bas). 114
Figure IV.15 : Séries temporelles de déplacement Est, Nord, vertical pour la station WTZL (Allemagne) pour une solution de chaque technique. 115
Figure IV.16 : Ecart-type des déplacements inter-annuels verticaux déduits des géoïdes GRACE/GRGS (en haut), de la somme des modèles GLDAS, ECCO et NCEP (milieu) et des séries temporelles GPS de la solution européenne combinée (en bas). 116
Figure 1: Time series of vertical displacement at the Matera station (mm) from GRACE-GRGS (red), GPS (European combined solution, blue) and the sum of the loading models (GLDAS+ECCO+NCEP, black). 129
Figure 2: Time series of inter-annual vertical displacement at the Matera station (mm) from GRACE-GRGS (red), GPS (European combined solution, blue) and the sum of the loading models (GLDAS+ECCO+NCEP, black) 130
Figure 3: Vertical displacement induced by a 1 cm equivalent water height loss, as a function of the spatial scale of this load. 131
Figure 4: Standard deviation of the residuals computed by the three-cornered hat method. Results are given at the technique level (GRACE, GPS, loading models), for the Vertical, Eastern, Northern and inter-annual Vertical displacements. 132
Figure 5 : Relative residuals (ratio between the variance of the residuals computed by the three-cornered hat method and the mean variance of the signal. Results are given at the technique level (GRACE, GPS, loading models), for the Vertical, Eastern, Northern and inter-annual Vertical signals. 132
Figure 6 : Maps of residuals on the vertical displacements due to the loading (in mm) given by station and by solution. 136
Figure 7: Maps of residuals on the inter-annual vertical displacements due to the loading (in mm) given by station and by solution. 137
Figure V.1 : Erreurs par technique sur les déplacements horizontaux (en haut : Est, en bas : Nord). 145
Figure V.2: Erreurs relatives par technique 146
Figure V.3: Ecart-type des différences entre solutions, pour une même technique (à gauche), ou pour des solutions de techniques différentes. 151
Figure V.4: Différence d'amplitude annuelle des déplacement verticaux entre :
En haut : la solution GRACE/GRGS et la solution GRACE/CSR (avec filtrage gaussien de rayon 500 km). 153
Au milieu : la combinaison GLDAS+ECCO+NCEP et la solution GRACE-GRGS..
En bas: la solution GPS européenne combinée et la solution GRACE/GRGS. 153
Figure V.5: Différence d'amplitude annuelle des déplacement verticaux entre :
En haut: la combinaison GLDAS+ECCO+NCEP et la combinaison WGHM+ECCO+NCEP.
Au milieu : la combinaison GLDAS+ECCO+NCEP et la combinaison GLDAS+Mercator+NCEP. En bas : la solution GPS européenne combinée et la combinaison GLDAS+ECCO+NCEP. 155
Figure V.6: Différence d'amplitude annuelle des déplacements verticaux entre la solution GPS européenne combinée et la solution GPS ULR4. 156
Figure VI.1 : En haut : corrélations entre chaque couple de sources (les gros carrés signifient que les sources sont significativement non-corrélées). 168
En bas : distribution des corrélations deux à deux des sources 168
Figure VI.2 : Corrélation (en valeur absolue) moyenne entre chacune des 37 sources (numérotées) et les 36 autres. 168

Figure VI.3 : Information mutuelle entre chaque couple de sources a priori. Les traits noirs séparent les six grandes familles de sources a priori (1 à 7 : signaux périodiques, 8 à 10 : tendances, 11 et 12 : sauts, 13 à 16 : bruits, 17 et 18 : signaux exponentiels, 19 à 37 : indices climatiques) 170
Figure VI.4 : Information mutuelle moyenne entre chacune des 37 sources (numérotées) et les 36 autres. 170
Figure VI.5 : Probabilité d'indépendance mutuelle entre chaque couple de sources a priori (les gros carrés signifient que les deux sources sont mutuellement indépendantes avec une probabilité de 95%). 170
Figure VI.6 : En haut : distribution des néguentropies (plus la néguentropie est élevée, moins la distribution est proche d'une distribution normale). 172
En bas : valeur de la néguentropie et résultats du test de Kolmogorov-Smirnov à 95% du niveau de confiance (les gros carrés signifient que les sources peuvent être considérées comme non gaussiennes avec une probabilité de 95%). 172
Figure VI.7 : Gauche : Distribution statistique de la source n°1(signal annuel), qui est identifiée comme ayant une distribution non-gaussienne avec un niveau de confiance de 95%. 173
Droite : Distribution statistique de la source n°23 (indice PNA), qui ne passe pas le test de non-gaussianité. 173
Figure VI.8 : Processus utilisé pour les tests synthétiques. 175
Figure VI.9 : Constitution de séries synthétiques à partir de sources et de coefficients tirés aléatoirement. 176
Figure VI.10 : Quelques résultats obtenus à partir d'un test synthétique. 179
Figure VI.11 : Résultats des tests synthétiques : pour chaque source, pourcentage de réduction moyen de la variance pour chaque technique. 180
Figure VI.12 : Cinq premiers modes issus de la décomposition des précipitations inter-annuelles du modèle GLDAS par ACP. 185
Figure VI.13 : Cinq premiers modes issus de la décomposition des précipitations inter-annuelles du modèle GLDAS par ACI avec maximisation de la non-gaussianité. 186
Figure VI.14 : Cinq premiers modes issus de la décomposition des précipitations inter-annuelles du modèle GLDAS par ACI avec minimisation de l'information mutuelle. 187
Figure VI.15 : Cinq premiers modes issus de la décomposition des températures de surface inter-annuelles du modèle GLDAS par ACP. 188
Figure VI.16 : Cinq premiers modes issus de la décomposition des températures de surface inter-annuelles du modèle GLDAS par ACI avec maximisation de la non-gaussianité. 189
..... 190
Figure VI.17 : Cinq premiers modes issus de la décomposition des températures de surface inter-annuelles du modèle GLDAS par ACI avec minimisation de l'information mutuelle. 190
Figure VI.18 : Corrélations entre précipitations (à gauche) et températures (à droites) inter-annuelles issues du modèle GLDAS et les quatres indices climatique majeurs en Europe : NAO, EAWR, EA et indice Scandinave. 191
Figure VI.19 : Résultats de l'ACP sur les surcharges inter-annuelles déduites de la solution GRACE/GRGS. 192
Figure VI.20 : Résultats de l'ACI avec maximisation de la non-gaussianité sur les surcharges inter-annuelles déduites de la solution GRACE/GRGS. 193
Figure VI.21 : Résultats de l'ACI avec minimisation de l'information mutuelle sur les surcharges inter-annuelles déduites de la solution GRACE/GRGS. 194
Figure VII.1 : Corrélations entre les variations inter-annuelles de la quantité « Précipitations moins Evaporation » (convertie en kg/m²) du modèle GLDAS, et 198

En haut : les variations inter-annuelles de masse d'eau (TWS en kg/m²) de ce même modèle, en instantané (gauche) et avec un déphasage de trois mois (droite). 198
En bas : les variations inter-annuelles du ruissellement local (ruissellement de surface et de subsurface, converti en kg/m²) de ce même modèle, en instantané (à gauche) et avec un déphasage de trois mois (à droite). 198
Figure VII.2 : Séries temporelles inter-annuelles (converties en kg/m²) de masse d'eau (TWS), de ruissellement local et de la quantité (P-E) au point de coordonnées 4.875°N, 20.875°E. 199
Figure VII.3 : En haut : sources associées au mode n°1, et issues de la décomposition par ACP des séries inter-annuelles de déplacements GPS (en bleu) et GRACE (en noir). 216
En bas : leur signatures spatiales associées (point de droite : mode n°1 vu par GPS, point de gauche : mode n°1 vu par GRACE). 216
Figure VII.4 : Séries temporelles de déplacement vertical inter-annuel (GPS, GRACE), et séries temporelles de la NAO filtrée et décalée de 3 mois sur diverses stations Européennes (voir la carte en Figure VII.4). 218
Figure VII.4b : Carte de situation. 219
Figure VII.5 : A gauche: corrélations entre NAO et déplacements inter-annuels verticaux GPS. Les corrélations sont positives car un déplacement positif est associé à une anomalie de masse négative.
A droite : corrélations entre NAO et surcharges inter-annuelles déduites des géoïdes GRACE 219
Figure VII.6 : Variation inter-annuelle de surcharge moyennée sur la zone de la Mer Noire. 221
Figure VII.7 : Corrélations entre la NAO et les principaux débits inter-annuels des fleuves alimentant la Mer Noire. 224
Figure VII.8 : Séries temporelles de débits aux stations de Ceatal-Izmail (à gauche) et Tighina (à droite), et série temporelles de l**'opposé** de la NAO (mise à l'échelle). 224
Figure VII.9 : Variations temporelles des corrélations sur 8 ans (moyenne glissante) entre la NAO et le débit inter-annuel dans le bassin inférieur du Dniepr (rouge). 225
Figure VII.10 : En haut : sources associées au mode n°2, et issues de la décomposition par ACP des séries inter-annuelles de déplacements GPS (en bleu) et GRACE (en noir). 226
En bas : leur signatures spatiales associées (point de droite : mode n°2 vu par GPS, point de gauche : mode n°2 vu par GRACE), et zoom (en bas à droite). 226
Figure VII.11 : Second mode de variabilité inter-annuelle commune. 227
Figure VII.12: exemples de séries temporelles affectées par le mode n°2 (voir leur localisation sur la Figure VII.15). 228

Liste des tableaux

Table III.1 : Les sources de variation temporelle de la pesanteur terrestre 68
Table III.2 : Bilan des sources d'erreur dans l'estimation de la position par GPS 76
Table IV.1 : Principales caractéristiques des solutions GRACE utilisées 82
Table IV.2 : Principales caractéristiques des solutions GPS utilisées. 92
Table IV.3 : Quelques paramètres en sortie du modèles GLDAS/NOAH 100
Table IV.4 : Principaux forçages et principales données assimilées par les modèles hydrologiques utilisés 101
Table 1: Main characteristics of the GPS solutions. Our European combined solution is a combination of the European and IGb solutions. 125
Table 2: Main characteristics of the GRACE geoid models 125
Table 3: Main characteristics of the GCMs used 126
Table 4: Summary of the number of equations and of the number of unknowns in the three-cornered hat system. 128
Table 5: Standard deviation of the errors on the vertical displacements at the Matera station. 129
Table 6: Standard deviation of the errors on the inter-annual vertical displacements at the Matera station. 130
Table 7: Standard deviation of the errors in mm (diagonal terms) and correlation of the errors (non-diagonal terms) on the vertical displacements on the 110 European stations. Gray blocks indicate that the inter-technique covariances of the residual terms are not estimated. 133
Table 8: Standard deviation of the errors in mm (diagonal terms) and correlation of the errors (non-diagonal terms) on the inter-annual vertical displacements on the 110 European stations. Gray blocks indicate that the inter-technique covariances of the residual terms are not estimated. 134
Table V.1: Résultats du tricorne appliqué aux méthodes de filtrage des solutions GRACE. 144
Table V.2 : Résultats du tricorne généralisé obtenus avec la méthode de Galindo et al. (2001) 148
Table V.3 : Résultats du tricorne généralisé 149
Table VI.1 : Bilan des critères de séparation des sources utilisés par les principales techniques de séparation. 165
Table VI.2 : Liste des séries temporelles utilisées comme sources *a priori*. 167
Table VI.3 : Pourcentage de réduction moyenne de la variance entre chaque source originelle et les sources retrouvées par chaque technique (moyenne sur 1000 tests). 181

Annexes

Liste des annexes

Les annexes présentées ci-dessous peuvent être divisés en 3 catégories :

- les annexes portant sur des points de détail du traitement des données ou de l'interprétation des résultats (Annexe A, D, E et I)
- les annexes permettant de mieux appréhender la physionomie du signal sur la zone, et qui viennent en complément du chapitre IV, et en préambule au chapitre V (annexes B et C)
- les annexes présentant des résultats prometteurs, mais qui méritent d'être encore approfondis (annexes F, et surtout G et H)
- les annexes présentant des résultats nouveaux qui viennent en complément direct des résultats du chapitre VII (annexe J).

Elles peuvent également être classées suivant le chapitre auquel elles se rapportent. Les annexes A, B et C sont alors un complément du chapitre IV, l'annexe D se rapporte au chapitre V, les annexes E et F sont en rapport avec le contenu du chapitre VI et les annexes G, H, I et J sont complémentaires du chapitre VII.

Annexe A : Compléments sur le traitement des données d'altimétrie spatiale : correction des mesures radar et recalage des cycles

Annexe B : Comparaison des solutions d'une même technique

Annexe C : Comparaison des solutions de techniques différentes : une introduction à la méthode du tricorne

Annexe D : Du déplacement vertical à la hauteur d'eau : estimation d'un facteur de conversion simple pour GRACE (original Appendix of Valty et al., 2013)

Annexe E : Liste des sources temporelles *a priori*

Annexe F : Séparation des sources par MSSA (Multichannel Singular Spectrum Analysis)

Annexe G : Signature de sécheresses dans les séries géodésiques : quel apport vis-à-vis des indices de sécheresse classiques ?

Annexe H : *Application des méthodes de séparation des sources à l'interprétation des différences entre GRACE et modèles à l'échelle inter-annuelle*

Annexe I : Carte hydrogéologique d'Europe (Gilbrich, 2000)

Annexe J : Reconstruction des variations inter-annuelles de masse de la Mer Noire sur 60 ans

Annexe A: Le principe de l'altimétrie satellitaire et compléments sur le traitement des données : correction des mesures radar et recalage des cycles

I. Les données d'altimétrie satellitaire

I.a Généralités

Avec la température de surface des océans (Sea Surface Temperature SST), la hauteur de mer (Sea Surface Height, SSH) est la principale donnée issue de mesures satellitaires à être assimilée dans les modèles océaniques. Elle provient donc de mesures d'altimétrie par satellite (Figure A.1), plus précisément en général d'une combinaison multi-satellite interpolée sur une grille régulière d'anomalies de hauteur de mer (Sea Level Anomaly, SLA). Nous détaillons ici ainsi qu'en annexe A la façon dont ces grilles sont calculées, étant donné que ces données d'altimétrie satellitaire ont aussi été utilisées de façon indépendante des modèles de circulation dans notre travail, les variations temporelles de SLA consituant également une mesure indirecte et partielle des variations temporelles de masse d'eau.

L'anomalie de hauteur de mer *SLA* (Sea Level Anomaly) est reliée à la *SSH* par :
SLA= SSH-MSL,
où la *SSH* est la hauteur de mer instantanée par rapport à un ellipsoïde de référence, déduite des mesures effectuées par le satellite, et où la *MSL* (Mean Sea Level) est la somme de la hauteur du géoïde et de la hauteur de mer liée aux courants permanents. La *MSL* est en pratique la SSH moyennée sur plusieurs années.

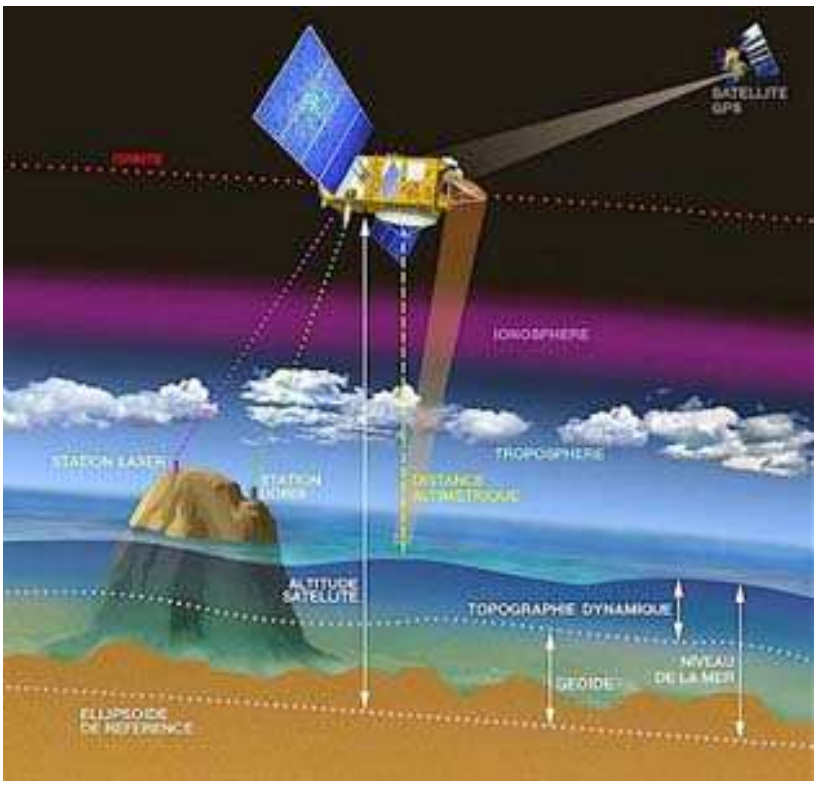


Figure A.1 : Principe général de l'altimétrie satellitaire (source : CNES).

I.b Missions

C'est à partir de 1992 et du lancement de la mission TOPEX/POSEIDON, qui a permis d'atteindre des précisions significativement meilleures que les missions précédentes, que l'altimétrie spatiale s'est imposée comme un outil incontournable en géophysique et en océanographie. En effet, elle est la seule technique à pouvoir évaluer la montée du niveau de la mer à une échelle globale. Le principe de base de l'altimétrie satellitaire repose sur la mesure du temps de parcours aller-retour d'une onde radar émise par le satellite et réfléchie par la surface de la mer. Après quelques corrections, décrites en annexe A et principalement liées à la traversée de l'atmosphère, à l'état de la mer et aux marées, il est possible de déduire, le long de la trace du satellite, la distance entre le satellite et la hauteur instantanée de la mer.

Plusieurs missions d'altimétrie se sont succédé depuis le milieu des années 1980.Parmi les satellites altimétriques, on peut distinguer trois grandes familles. D'un côté, ERS/Envisat et Geosat /GFO, qui orbitent à un peu moins de 800 km d'altitude, et qui ont une résolution temporelle respectivement de l'ordre du mois et de 17 jours, et de l'autre TOPEX/Jason1 et 2, dont l'orbite est beaucoup plus haute (1330 km), et dont la résolution spatiale est de 10 jours.

I.c Mesures

Les satellites, dont l'orbite est connue à quelques centimètres près grâce au suivi par mesures SLR (Satellite Laser Range) ou DORIS (Détermination d'Orbite et Radiopositionnement Intégré par Satellite), émettent à une fréquence variable, de l'ordre du millier de Hz, des signaux radars. Ces signaux sont émis à la verticale du satellite, selon un angle d'ouverture transversal de l'ordre de un à deux degrés, sur une ou plusieurs fréquences, dont chacune a ses spécificités. L'onde radar, si elle est réfléchie par la surface de l'eau (il peut s'agir de la surface de l'océan mais également de la surface d'un lac, d'une rivière), est reçue en retour par le satellite. Le déphasage entre temps de réception et temps d'émission de l'onde est alors mesuré par rapport au milieu du front de montée de l'onde reçue en retour. Ce déphasage est converti en distance, et moyenné sur une période donnée (typiquement 1 seconde). La hauteur de la mer ainsi calculée (SSH) est référée à l'ellipsoïde par rapport auquel ont été calculées les coordonnées des satellites (GRS80 en l'occurrence).
Les radars altimètres permettent aussi de mesurer d'autres quantités que la hauteur de l'océan, car la forme et l'amplitude de train d'onde reçu dépendent fortement de la physionomie de la surface de réflexion. Par exemple, l'étude de la forme du train d'onde reçu permet de caractériser le type de surface rencontrée. En particulier, la pente du train d'onde reçu est liée à la présence éventuelle de vagues, et son amplitude est également fortement corrélée au coefficient de rétrodiffusion, puisque dans le cas d'une zone peu réfléchissante, seulement un pourcentage du train d'onde émis sera effectivement retourné au satellite

Les radars altimètres utilisent en général deux fréquences, *Ku* (13.6 GHz) et *C* (5.3 GHz), ceci afin de corriger le délai ionosphérique A noter qu'une troisième fréquence, *Ka* (35 GHz) est désormais présente sur certains satellites : elle est dédiée à l'étude dans les zones particulières telles que les côtes ou les calottes polaires.

Après diverses corrections liées notamment à la traversée de la ionosphère et de la troposphère, aux marées, à la réponse atmosphérique ou à l'état de la mer, les mesures d'inter-distance entre le satellite et la hauteur instantanée de la mer provenant de différents cycles successifs d'un même satellite sont recalées selon une trace de référence (annexe A). Il est donc possible de connaître les variations temporelles de SSH selon cette trace, et par déduction, après calcul de la MSL, les variations temporelles de SLA. Les mesures des différents satellites sont alors usuellement combinées et interpolées sur une grille régulière. Aviso, en particulier, effectue ces opérations.

II. Principaux traitement pour le calcul de la hauteur de mer

II.a Corrections de la mesure radar

La conversion du déphasage en distance nécessite quelques corrections, qui ont été réalisées à partir des données listées dans les fichiers GDR (Geophysical Data Records).

Atmosphère

La traversée de l'atmosphère induit un ralentissement de l'onde radar, à la fois à l'aller et au retour. Il convient donc de corriger la mesure à la fois du délai ionosphérique et du délai troposphérique. Les corrections apportées se rapprochent de celles qui sont utilisées pour la modélisation du retard des ondes GPS.

En effet, l'effet ionosphérique est d'abord éliminé par combinaison des mesures de l'altimètre sur ses deux fréquences (s'il y en a 2), de préférence au préalable filtrées sur plusieurs dizaines de kilomètres afin d'éviter le bruit hautes fréquences qui peut affecter certaines mesures. Pour les anciens satellites monofréquences, la correction découle d'un modèle.

Le retard troposphérique est, comme pour le GPS, séparé en une partie hydrostatique et une partie humide. La partie sèche, dont la variabilité spatio-temporelle est plutôt bien modélisée, est calculée à partir d'un modèle, par exemple ECMWF. Quant à la partie humide, elle est corrigée à partir de la mesure du contenu en vapeur d'eau issue du radiomètre micro-onde dont sont équipés la plupart des satellites.

« Sea State Bias »

Le «sea state bias », est une correction de surface liée à l'état de la mer, qui est généralement séparé en deux composantes : biais électromagnétique et biais d'appareil.

Marées

Hors ces biais de mesure, la principale correction à effectuer concerne les effets des marées. En effet, les marées océaniques ont la première source de variation du niveau des mers en termes d'amplitude. Toutefois, leur période, majoritairement diurne et semi-diurne, est inférieure à la période de répétabilité de la mesure d'altimétrie par satellite sur une même trace. Des modèles de marée, tels FES2004, sont ainsi retranchés. De même, les effets des marées terrestres et des marées polaires doivent également être retirés.

Réponse à la pression atmosphérique

La réponse de l'océan à la dynamique de l'atmosphère doit également être corrigée si l'on souhaite s'intéresser aux variations de la hauteur de la mer. Cette réponse peut être modélisée comme la somme de deux effets : premièrement l'effet du baromètre inverse qui caractérise davantage la réponse de l'océan à moyen et long terme, et qui est calculé à partir d'un modèle de pression atmosphérique, et deuxièmement la réponse de l'océan aux variations à courtes et moyennes périodes, qui elle est déduite d'un modèle de circulation barotrope forcé par un modèle de circulation atmosphérique, comme MOG2D.

II.b Recalage des cycles

La trajectoire d'un satellite altimétrique autour de la Terre est définie par la succession de traces, avec une répétitivité de 10 jours à 1 mois suivant la mission. Toutefois, entre deux passages successifs, la trace n'est pas exactement superposée. Il est donc nécessaire de « recaler » les traces des cycles successifs les unes par rapport aux autres selon une trace de référence.

En pratique, on sait que d'un cycle à l'autre, étant donné la vitesse du satellite et l'échantillonnage des mesures, la mesure de la hauteur de mer d'un même point théorique sera comprise dans une aire spécifique, appelée case ou cellule.

On sépare donc les traces d'un même satellite en cases en fonction de la latitude, chacune étant séparée d'une distance suffisante de sa suivante, afin de regrouper les mesures successives sur plusieurs cycles de ce qui est censé être un même point.

Il suffirait alors de prendre la position du centre de la case et la valeur moyenne de la mesure altimétrique sur cette même case pour obtenir à la fois le niveau moyen de la mer (MSL) et donc la série temporelle l'anomalie de hauteur de mer (SLA). Néanmoins, cette opération de simple moyenne

revient à négliger les variations spatiales du géoïde dans la case considérée. Or, il est démontré que dans des zones au relief tourmenté, comme c'est souvent le cas en zone côtière, le géoïde peut varier de plusieurs centimètres sur une telle zone, soit un ordre de grandeur à peine inférieur à l'amplitude de la SLA. Il est alors nécessaire de considérer que le géoïde peut varier dans cette surface.
On modélise alors le géoïde comme une surface polynômiale d'ordre 2, dont les coefficients sont ajustés pour chaque cycle *i*, en fonction de la position de la mesure instantanée, de coordonnées planes (E_i, N_i), de la façon suivante (Figure A.1).

$$SSH_i(E_i, N_i) = a(E_i{}^2 + N_i{}^2)^2 + b(E_i{}^2 + N_i{}^2) + c + SLA_i(E_i, N_i)$$

Où a, b et c sont estimés et sont les mêmes pour une case donnée. A partir de la modélisation polynômiale du géoïde, les valeurs de SSH sont calculées au centre de la cellule (plus précisément au barycentre du nuage de points constitué des coordonnées des mesures instantanées pour chaque cycle). Les séries temporelles de SLA en ce point sont donc obtenues après avoir retiré la moyenne des valeurs de SSH ramenées artificiellement au barycentre de la cellule.

A la fin de cette opération, les valeurs de SLA et de MSLA sont donc obtenues le long des traces de chaque satellite, sur des points de coordonnées fixes, de façon à obtenir des séries temporelles pour tous les points de la trace. L'étape suivante consiste à fusionner les mesures des différents satellites et à les interpoler par une méthode de krigeage sur une grille de pas régulier, tous les 10 jours. Cette opération complexe, qui nécessite par ailleurs de corriger tous les possibles biais de mesure pouvant exister entre les différents satellites. est réalisée par Aviso. Le résultat en est des grilles globales de pas 0.5° d'anomalie de hauteur de mer issues d'une combinaison de tous les satellites (TOPEX/POSEIDON, ERS 1, Envisat, GFO, Jason 1 et 2).

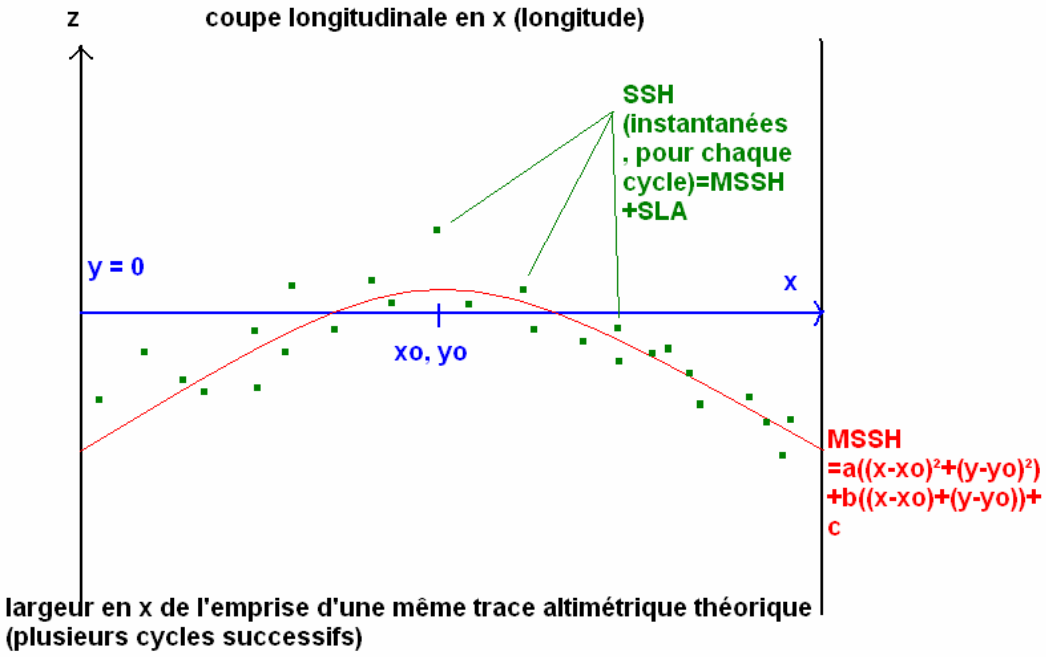


Figure A.2 : Recalage de la trace d'un satellite entre différents cycles

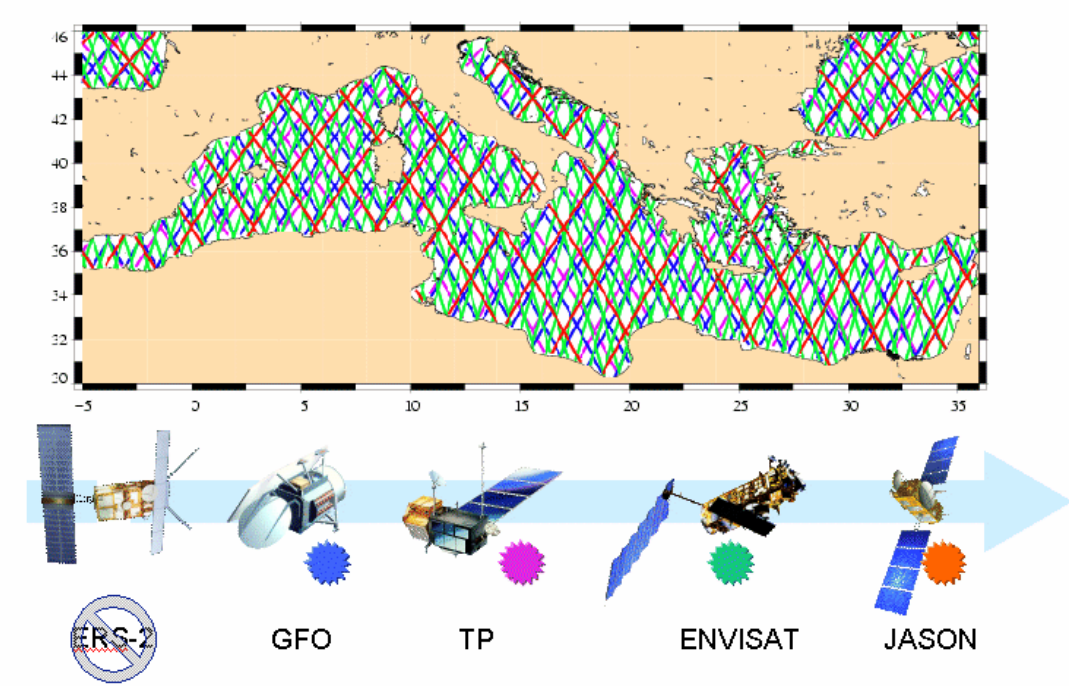


Figure A .3 : Traces des principaux satellites altimétriques en Méditerranée (source : Aviso)

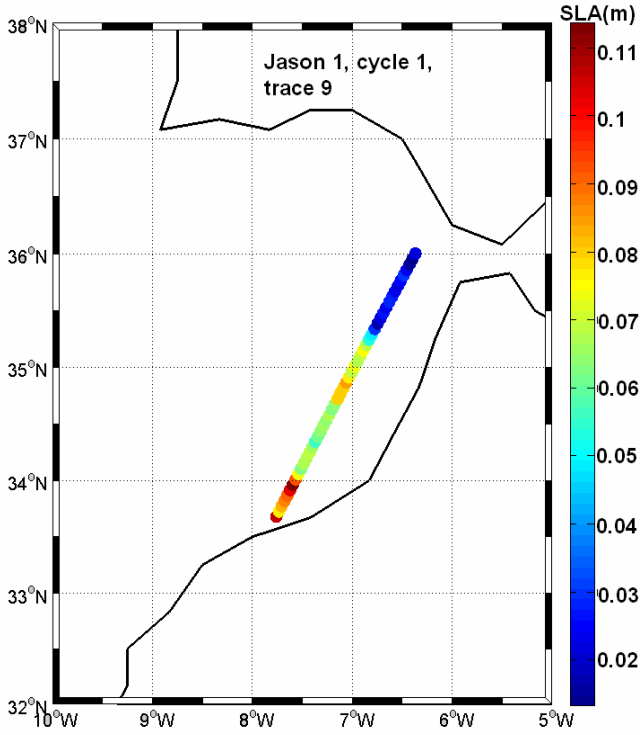


Figure A.4 : SLA (en m) de Jason 1, 1er cycle (2001), trace 9

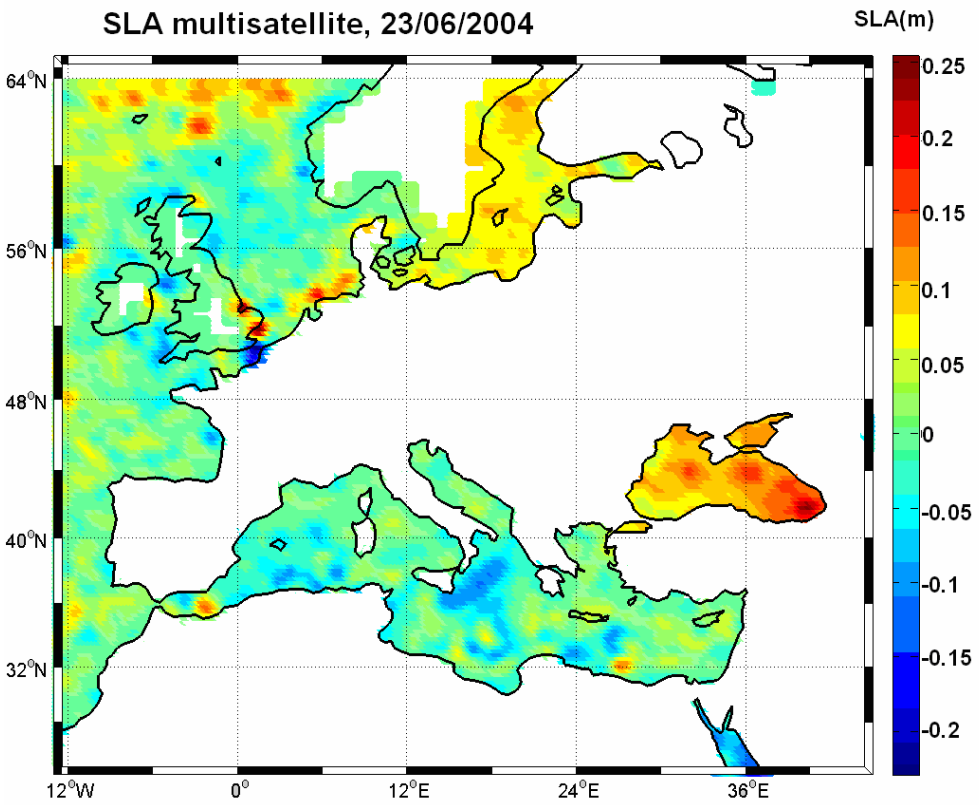


Figure A.5 : Grille de SLA issue d'une combinaison multisatellite Aviso (unité : m)

Annexe B : Comparaison des solutions d'une même technique

I. Comparaison des solutions GRACE

I.a Dispersion des résidus

Nous disposons pour GRACE de 5 solutions issues d'autant de centres de calcul (CSR, JPL, GFZ, ITG et GRGS), et de six méthodes de filtrage différentes.
La solution GRGS ne nécessitant pas de filtrage, nous disposerions en théorie de 25 solutions (6*4 +1). En pratique, nous avons testé les méthodes de filtrage sur une seule solution (CSR). Pour les autres solutions nécessitant un filtrage (GFZ, JPL, ITG), nous avons utilisé un filtrage de référence (le filtrage gaussien de Jekeli de rayon 500 km). Au total, nous disposons donc de 10 solutions GRACE (6 filtrages différents pour CSR + GFZ + ITG + JPL + GRGS).

Dans un premier temps nous avons calculé sur cette grille les dispersions moyennes de chacune de ces 10 solutions GRACE par rapport à une solution dite « de référence », qui a été choisie comme la solution CSR avec filtrage gaussien de rayon 500 km, de façon à la fois à estimer la sensibilité de la méthode de filtrage et du centre de calcul.

mm	dispersion (DE)	dispersion (DN)	dispersion (DH)
GRGS, non filtrée	0,2	0,2	1,7
ITG, filtrage gaussien r = 500 km	0,2	0,1	1,1
GFZ, filtrage gaussien r = 500 km	0,2	0,1	1,2
JPL, filtrage gaussien r = 500 km	0,3	0,1	1,3
CSR, filtrage gaussien r = 500 km	0	0	0
CSR, filtrage gaussien r = 300 km	0,2	0,1	0,8
CSR, filtre décorrélateur avec paramètres de Duan (2009), + filtrage gaussien de rayon 500 km	0,0	0,1	0,9
CSR, filtre décorrélateur avec paramètrage n°2 + filtrage gaussien de rayon 300 km	0,2	0,1	0,9
CSR, apodisation à partir du degré 20	0,3	0,1	1,3
CSR, apodisation à partir du degré 30	0,5	0,1	1,8

Table B.1 : Ecart-type des résidus de déplacements Est, Nord et Vertical en mm entre chacune des solutions et la solution « de référence » (CSR avec filtrage gaussien de rayon 500 km)

La cohérence interne de toutes ces solutions GRACE est de l'ordre de 0.8 à 1.8 mm sur le déplacement vertical et entre 0.1 et 0.3 mm sur les déplacements horizontaux. Ces chiffres correspondent à une première estimation de la sensibilité des déplacements verticaux qui rejoint les estimations indiquées par exemple par Tesmer et al. (2011) qui ont effectué des comparaisons du même type. Ces estimations ne constituent toutefois qu'un indicateur de la cohérence interne des données GRACE. qui

correspond à un rms moyen compris entre 0.6 ($\sqrt{\frac{(0.8)^2}{2}}$)et 1.3 mm ($\sqrt{\frac{(1.8)^2}{2}}$) de déplacement vertical ($\sigma^2_{A-B} \approx \sigma^2_A + \sigma^2_B \approx 2\sigma^2_A$).

L'amplitude des dispersions énumérées en table B.1 montre également la sensibilité à la fois de la méthode d'estimation des coefficients de Stokes et du type de filtrage employé. Les principaux constats que l'on peut tirer des résultats sont :

- l'apodisation spectrale est le filtrage qui donne les écarts les plus gros par rapport à la solution de référence. En réalité, l'apodisation spectrale, et en particulier celle appliquée à partir du degré 30, est une méthode de filtrage qui affecte moins les coefficients d'harmoniques sphériques de degrés inférieurs à 50 que les autres filtrages, mais, en contrepartie, une partie résiduelle du bruit peut être encore présente à moyens degrés.
- La solution GRGS est plus éloignée de la solution de référence que toutes les autres solutions, hormis celles obtenues avec un filtrage par apodisation spectrale. Ce relatif éloignement est à mettre en rapport avec la méthode de régularisation spécifique employée pour le calcul de ces solutions (voir chapitre IV)
- Les solutions ITG, GFZ et JPL sont respectivement les plus proches de la solution de référence.
- L'effet du rayon de filtrage et de la décorrélation spatiale est secondaire, mais toutefois non négligeable, par rapport au filtre gaussien seul.

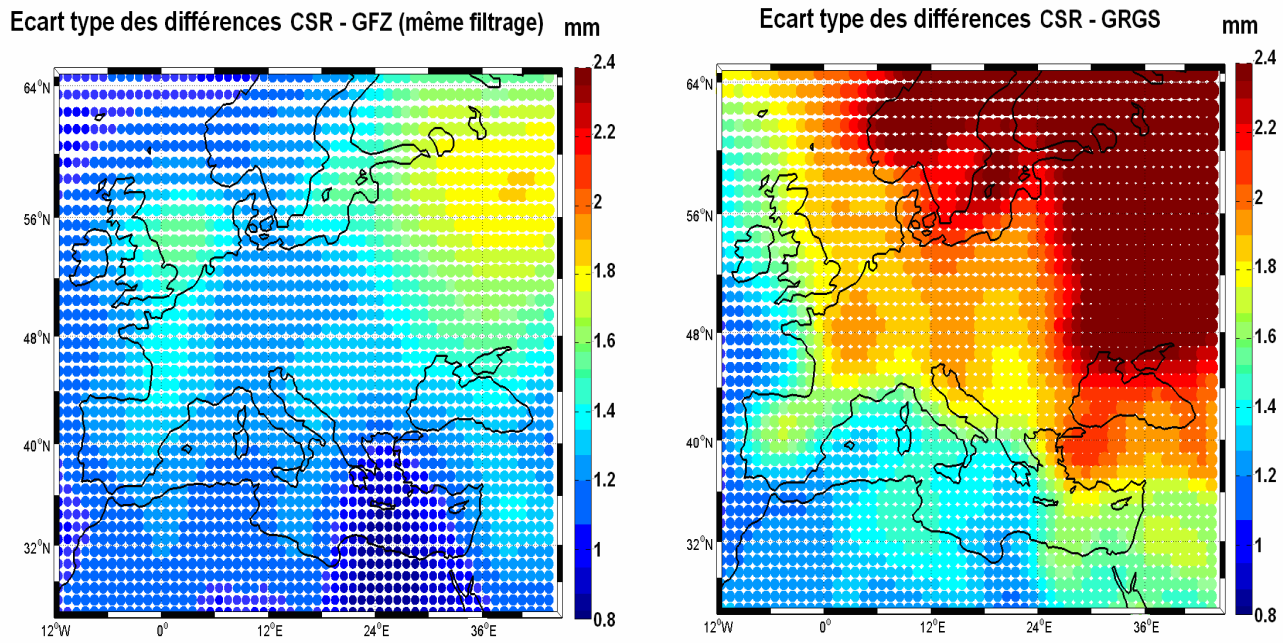


Figure B.1 : Ecart-type (en mm) entre la solution « standard » (CSR RL04 avec filtrage gaussien de 500 k)m sur la composante verticale)), et :

- *à gauche, GFZ RL 04 avec filtrage gaussien de 500 km*
- *à droite, GRGS*

La répartition spatiale des différences entre, d'une part, deux solutions proches avec le même filtrage (CSR et GFZ, moyenne 1.2 mm, Figure B.1, à gauche), et d'autre part, deux solutions dont la dispersion des différences est assez forte (CSR et GRGS, moyenne 1.7 mm, Figure B.1, à droite) montre que les différences ne sont pas réparties de façon homogène sur la zone. Les dispersions les plus importantes se situent principalement en Europe de l'Est (Russie), ce qui correspond à la zone où l'amplitude du signal est la plus forte (chapitre IV, Figure IV.11) .Ceci est particulièrement marqué pour la solution GRGS. Dans d'autres zones, comme la Scandinavie, l'Europe centrale ou l'Anatolie,

l’amplitude des différences entre CSR et GRGS est relativement plus importante (de 1.9 à 2.2 mm, soit nettement au-dessus de la moyenne) que les différences obtenues dans ces mêmes régions entre CSR et GFZ (de 0.9 à 1.2 mm, soit au-dessous de la moyenne). La méthode de régularisation des solutions GRGS et la spécificité des produits de dealiasing utilisés pourraient expliquer une partie de ces différences, qui a été notée dans d’autres régions du Monde (Fu et al., 2012).

I.b Etude de l’amplitude des signaux annuels

Sur l’ensemble de la zone, les séries temporelles sont dominées par un signal annuel plus ou moins fort selon les régions (chapitre IV, Figure IV.12). Ce signal est principalement associé au cycle saisonnier de l’eau : le déplacement est maximal en été, lorsque, dans notre zone, les sols sont plus secs et donc la masse d’eau minimale, et réciproquement en hiver.

Dans un premier temps, nous quantifions l’amplitude de ce signal annuel et analysons les différences d’amplitude entre deux solutions GRACE représentatives, la solution standard CSR avec filtrage gaussien à 500 km, et la solution GRGS.

L’amplitude de la composante annuelle des déplacements verticaux calculés à partir de la solution GRGS est systématiquement plus grande, avec des différences allant jusqu’à 2 mm. En revanche, les deux solutions sont relativement bien en phase, sauf à l’extrême Nord-Ouest de notre zone (mais il s’agit de la zone où l’amplitude du signal annuel est la plus faible, rendant la détermination de la phase moins claire).Ces différences reflètent en grande partie les dispersions montrées par la figure B.1, ce qui montre qu’une grande partie des différences entre ces deux solutions GRACE notées sur le signal total semble être due à une différences d’amplitude du signal annuel, systématiquement plus grande pour la solution GRGS. Le même constat peut être fait en comparant GRGS aux autres solutions GRACE (ITG, GFZ et JPL). Les amplitudes de déplacements annuels sur les composantes Est et Nord sont beaucoup plus faibles, et toujours inférieures à 1 mm. Etant donné leur faible amplitude, les différences entre CSR et GRGS sont peu significatives en planimétrie.

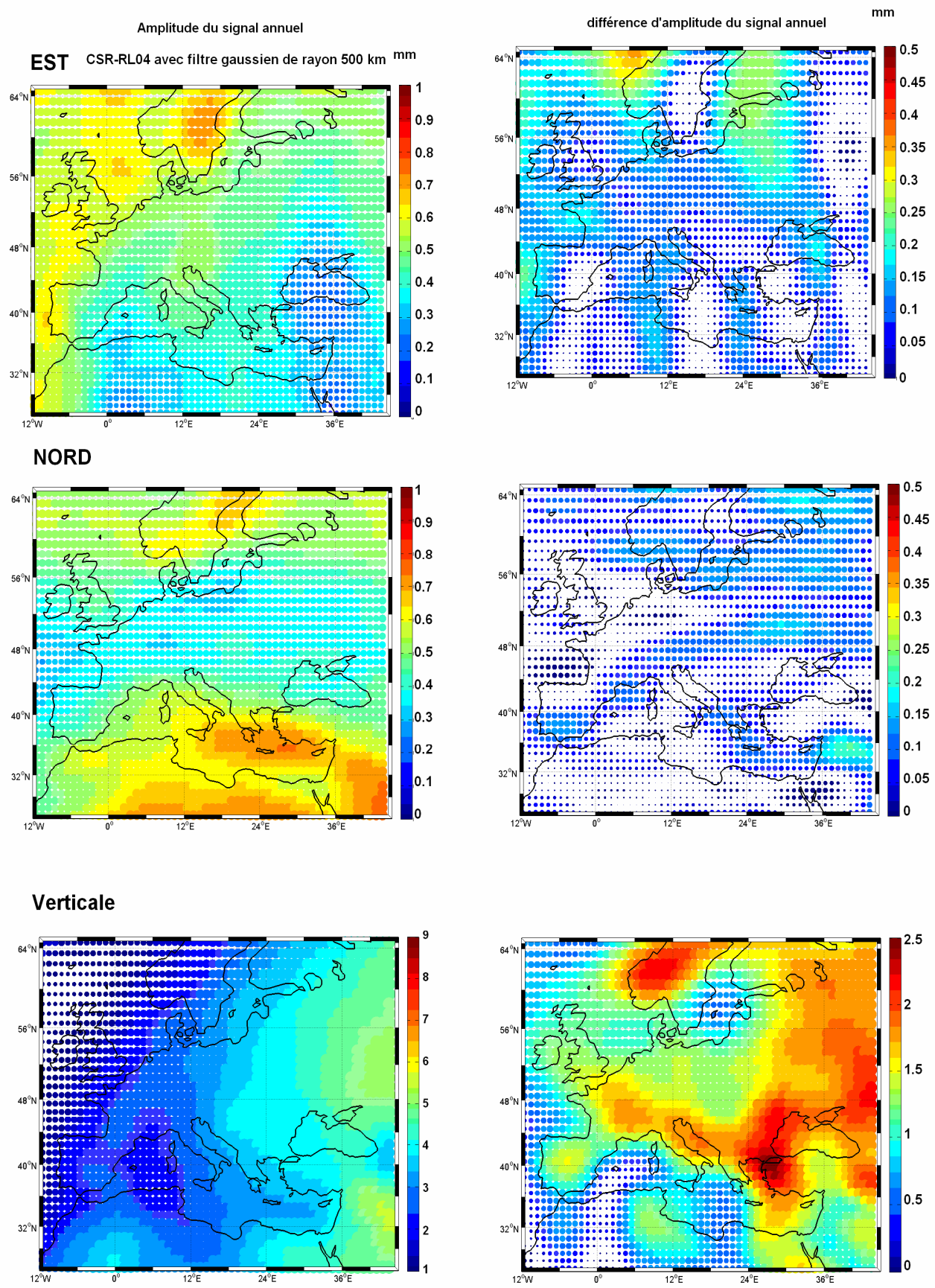


Figure B.2 : Gauche : amplitude du signal annuel de déplacement en mm sur les composantes Est, Nord et Verticale de la solution de référence (CSR avec filtrage gaussien de rayon 500 km). Droite : différence d'amplitude entre la solution GRGS et la solution CSR en mm (GRGS moins CSR).

II. *Comparaison des modèles de surcharge*

II.a Dispersion des résidus

	dispersion (DE)	dispersion (DN)	dispersion (DH)
GLDAS+ECCO+NCEP	0	0	0
GLDAS+Mercator+NCEP	0,2	0,2	1,5
WGHM+ECCO+NCEP	0,1	0,1	0,7
WGHM+Mercator+NCEP	0,2	0,2	1,6

Table B.2 : Ecart-type des résidus de déplacements Est, Nord et Vertical en mm entre chacune des combinaisons de modèles et la somme GLDAS+ECCO+NCEP

Nous disposons des déplacements horizontaux et verticaux issus de quatre combinaisons de modèles de surcharge.
Les dispersions de chacune de ces combinaisons par rapport aux déplacements obtenus en sommant les modèles GLDAS, ECCO et NCEP (Table B.2) sont comprises entre 0.7 et 1.8 mm sur la composante verticale, soit du même ordre que pour les solutions GRACE. Cette cohérence interne des modèles de surcharge correspond à une erreur formelle comprise entre 0.7 et 1.1 mm de déplacement vertical..
Les conséquences du choix d'un modèle hydrologique est minime par rapport à celle du choix du modèle océanique, puisque les solutions utilisant WGHM et GLDAS sont peu éloignées (dispersion de 0.7 mm, soit moins que, par exemple, les différences entre les solutions CSR avec filtrage gaussien de rayons 300 et 500 km par exemple).

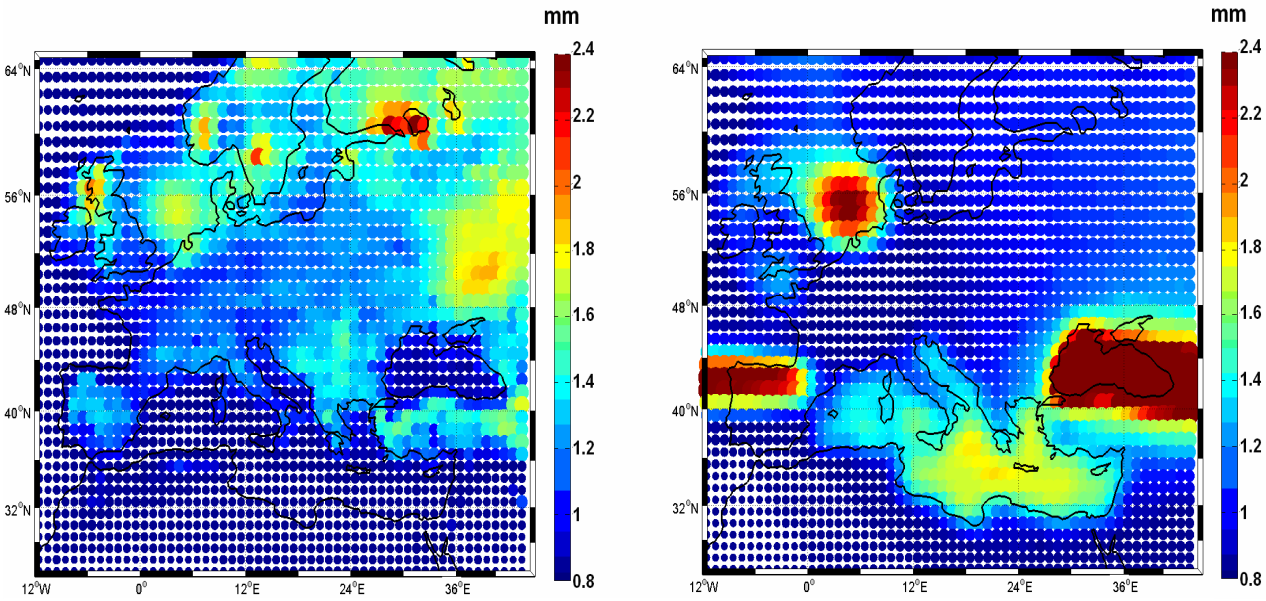


Figure B.3 :Dispersion (en mm de déplacement vertical) entre la solution « standard » (GLDAS+ECCO+NCEP), et :

a. à gauche, WGHM+ECCO+NCEP
b. à droite, GLDAS+Mercator+NCEP

La répartition spatiale des résidus (Figure B.3) montre que les différences significatives entre GLDAS et WGHM sont localisées et relativement faibles : elles se situent notamment au Nord de la Mer d'Azov au large de l'Ecosse et au niveau des lacs caréliens. Dans cette dernière région, les différences

proviennent sans doute au moins en partie du fait que ces lacs sont modélisés dans WGHM mais pas dans GLDAS, qui ne prend pas en compte les eaux de surface.
La carte des résidus entre ECCO et Mercator (Figure B.3, droite) montre de fortes différences en Mer Noire, et dans une moindre mesure en mer du Nord et dans une bande au Nord de l'Espagne. En Méditerranée, en revanche, les différences sont limitées. Ces différences notables affectent, mise à part la bande du Nord de l'Espagne, des mers aux comportements spécifiques et distincts des zones voisines telles que la Méditerranée et l'Atlantique Nord où les deux modèles ECCO et Mercator produisent des déplacements d'amplitude cohérentes (voir par exemple Kara et al., 2008, pour la comparaison de la dynamique de la Mer Noire à celle de la Méditerranée orientale).

II.b Etude de l'amplitude des signaux annuels

L'amplitude des déplacements annuels sur la composante verticale varie de 2 mm (Atlantique Nord) à plus de 9 mm au cœur de la Russie pour la somme GLDAS+ECCO+NCEP (Figure B.4). Etant donné que les signaux de fortes amplitudes se retrouvent principalement en zone continentale (sous-continent Russe, Europe de l'Est, Anatolie, Mésopotamie), nous avons uniquement représenté sur la Figure C.4, au milieu, l'influence du choix du modèle de circulation hydrologique (WGHM à la place de GLDAS) sur l'amplitude et la phase de ce signal annuel. L'amplitude est augmentée de 1 à 2 mm, pour WGHM, sur quelques zones qui coïncident en partie avec la présence de grands lacs. Ailleurs, l'amplitude du signal annuel, tout comme sa phase, sont similaires. Ceci confirme le très bon accord entre GLDAS et WGHM.

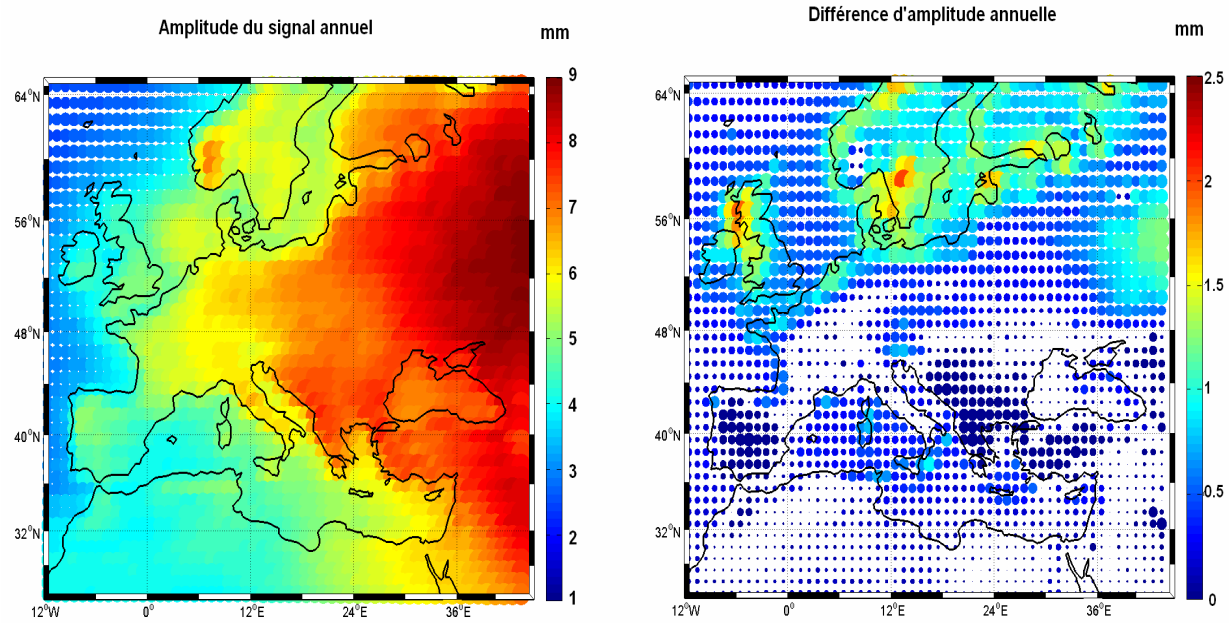


Figure B.4 : Gauche : amplitude du signal annuel de déplacement vertical de la somme GLDAS+ECCO+NCEP
Milieu : différence d'amplitude du signal annuel de déplacement vertical entre WGHM+ECCO+NCEP et GLDAS+ECCO+NCEP
Droite : déphasage du signal annuel de déplacement vertical entre WGHM+ECCO+NCEP et GLDAS+ECCO+NCEP

III. Comparaison des solutions GPS

III.a Dispersion des résidus

La dispersion des différences entre ces deux solutions, sur les 36 stations communes, est de 1.4 mm. Cet écart-type est à mettre en relation avec, par exemple, l'écart-type de 1.1 mm obtenus pour les écarts entre les solutions GRGS et CSR avec filtre gaussien de rayon 500 km, uniquement sur ces 36

stations (contre 1.7 mm sur toute la zone Europe, voir section I de cet annexe). Une telle dispersion permet d'estimer la différence entre les déplacements verticaux des deux solutions GPS, pourtant issues de calculs utilisant des paramétrages et une stratégie de mise en référence assez différents comme étant du même ordre que pour les modèles ou les solutions GRACE

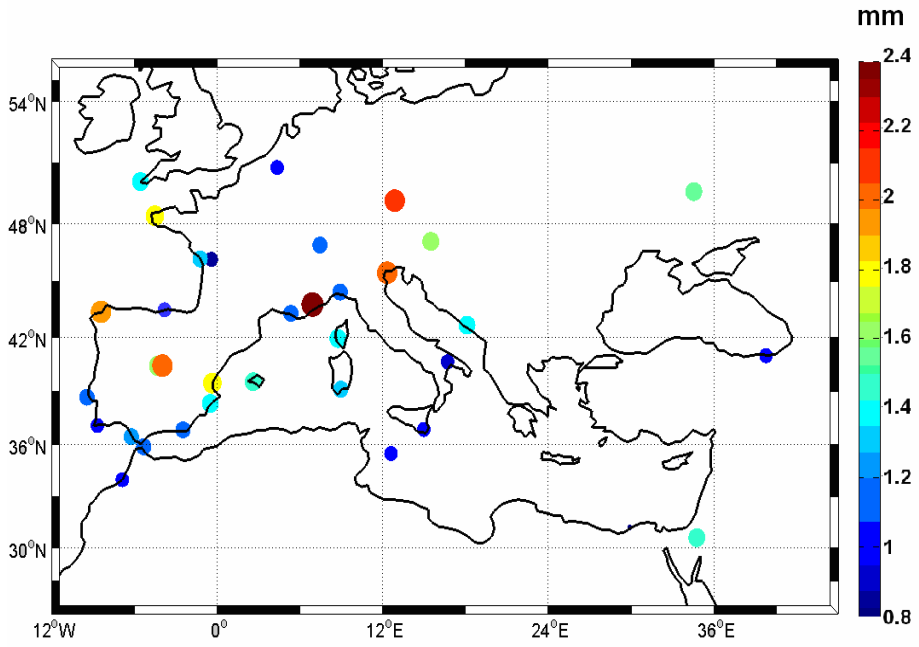


Figure B.5 : Dispersion des résidus de déplacement vertical entre la solution Européenne combinée et la solution ULR4

III.b Etude de l'amplitude des signaux annuels

Là encore, l'amplitude annuelle des déplacements verticaux varie, comme pour GRACE et les modèles, selon un gradient Ouest-Est : les amplitudes les plus faibles (moins de 2 mm) se retrouvent le long de la côte Atlantique et dans le reste de la péninsule ibérique, alors que les déplacements des stations d'Europe de l'Est peuvent avoir une amplitude annuelle dépassant 6 mm. La différence d'amplitude annuelle entre les deux solutions est vraiment significative pour quatre stations uniquement, où elle peut atteindre 30 à 50% de l'amplitude du signal. Ces différences locales peuvent s'expliquer de différentes façons (paramètres de calcul, discontinuités), mais leur occurrence reste faible (au maximum 6 stations, soit environ 16%) et surtout elle ne présente pas de tendances spatiales qui auraient pu signifier un problème dans le calcul ou dans la mise en référence.

Bien qu'en général les déplacements horizontaux aient une amplitude annuelle faible (moins de 0.5 mm, soit du même ordre que ceux calculés à partir de GRACE), quelques stations isolées présentent des signaux importants à l'échelle annuelle, pouvant dépasser 2 mm (Figures B.6 et B.7). Si une tendance globale est difficile à discerner, les cartes montrent néanmoins quelques tendances régionales (amplitude des déplacements Est-Ouest de 1.5 à 2 mm dans le Nord de l'Italie, amplitude supérieures à 2 mm pour deux stations voisines du Frioul), pouvant peut-être s'expliquer par la présence d'effets locaux ou régionaux pouvant avoir des origines diverses (déplacements locaux non liés à l'hydrologie, déformation thermique).

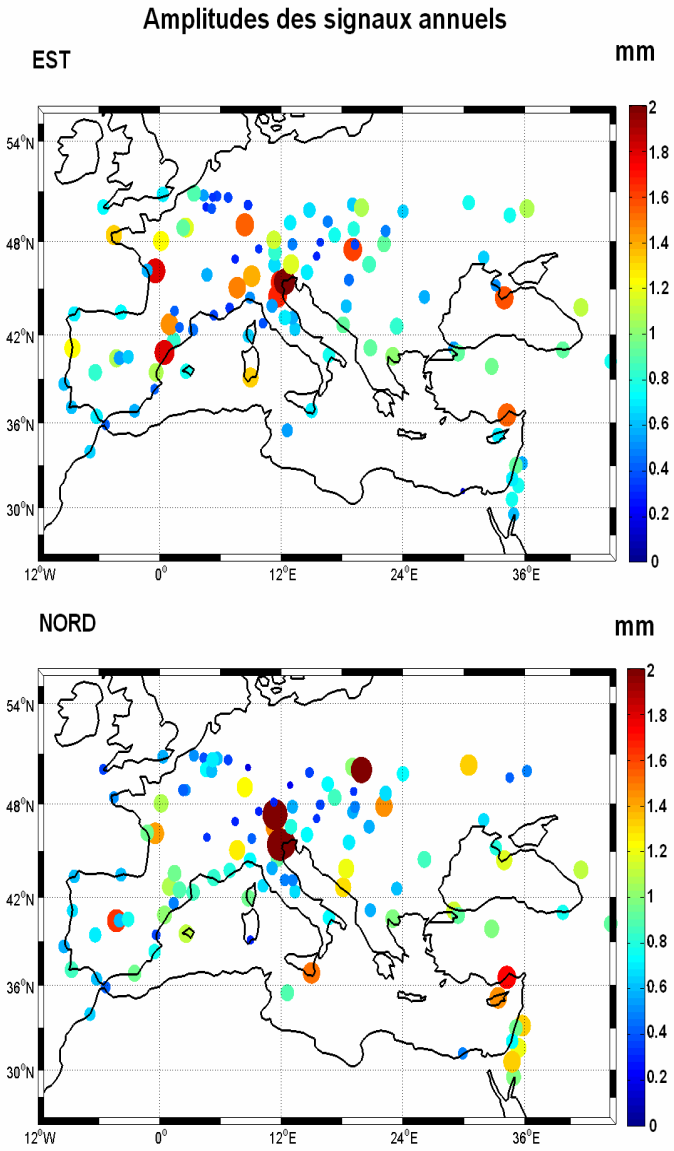


Figure B.6 : Amplitude en mm des signaux annuels de déplacement Est et Nord pour la solution GPS Européenne combinée

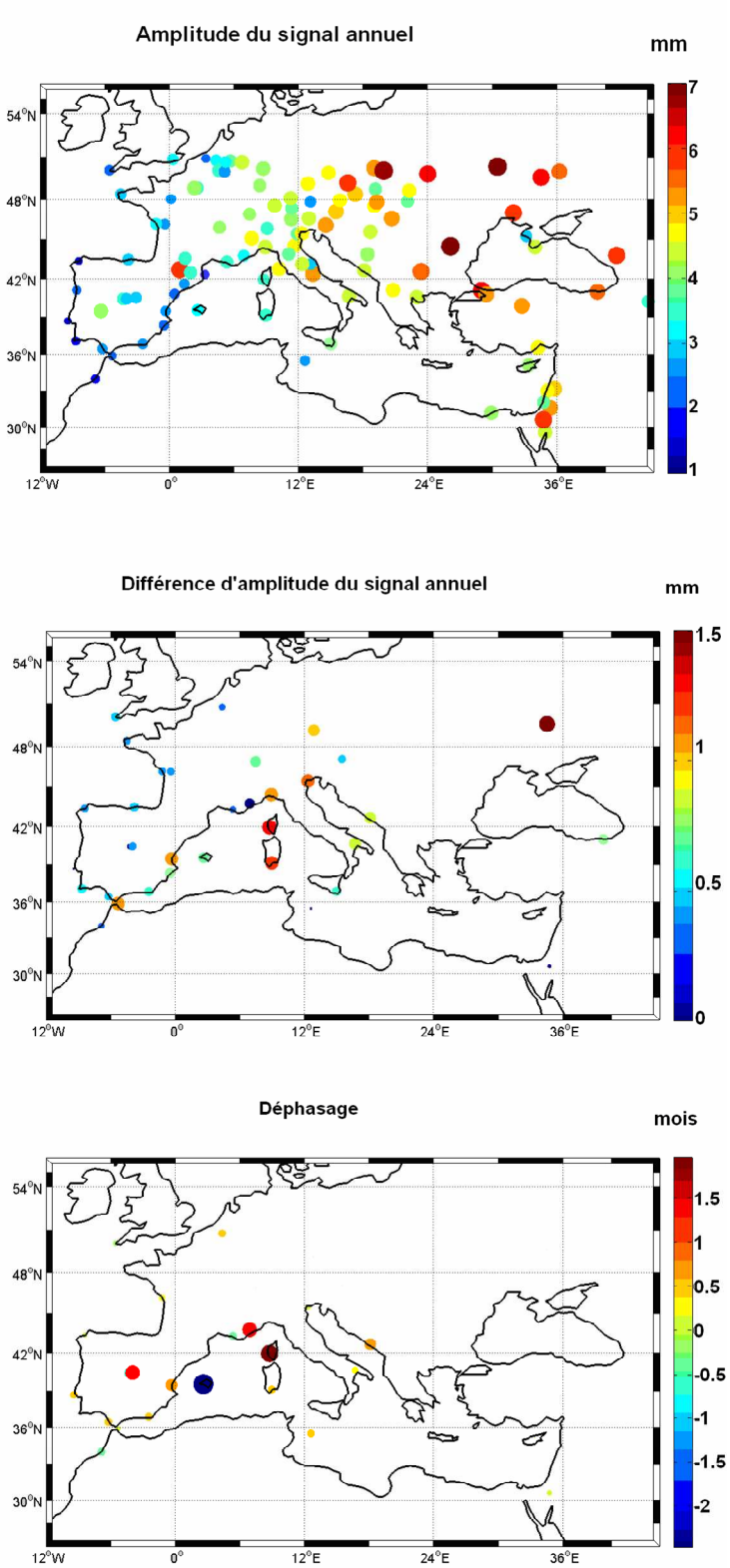


Figure B.7 : En haut : Amplitude en mm des signaux annuels de déplacement vertical pour la solution Européenne combinée
Au milieu : Différence d'amplitude annuelle en mm entre les séries de la solution Européenne combinée et celles de la solution ULR4
En bas : Déphasage entre les signaux annuels des séries de la solution Européenne combinée et de la solution ULR4

Annexe C : Comparaison des solutions de techniques différentes : une introduction à la méthode du tricorne

I. Dispersion des résidus

Le grand nombre de solutions disponibles nous permet d'avoir un aperçu global de la dispersion des résidus entre solutions de techniques différentes. Les résidus sont calculés sur la grille entière dans le cas de comparaisons entre GRACE et modèles, et sur les stations GPS uniquement pour les comparaisons GPS/GRACE et GPS/modèles. Les résultats sont présentés dans le tableau C.1, uniquement sur la composante verticale. Les composantes horizontales ne sont pas présentées pour ne pas nuire à la lisibilité du tableau, au vu de leur faible amplitude. Ces résultats sont résumés en Figure V.3 du manuscrit.

Les modèles et GRACE ont une dispersion moyenne de 2.7 mm (avec un minimum de 2.3 mm en utilisant la solution du GRGS, qui se détache nettement des autres par une dispersion des résidus plus faible).

La dispersion moyenne des résidus entre GPS et GRACE d'une part et GPS et les modèles de surcharge de l'autre est de 2.3 mm. Nous attirons l'attention sur le fait que ces chiffres sont obtenus sur les stations GPS uniquement (110 stations tout au plus pour la solution européenne). Avoir alors une dispersion inférieure à celle de 2.7 mm ne signifie pas que GRACE et les modèles moins cohérents entre eux qu'avec le GPS, car, sur les 110 stations du réseau européen, la dispersion moyenne des résidus entre les 10 solutions GRACE et les 4 modèles de charge est de 1.5 mm environ (contre 2.7 mm sur toute l'Europe). Ceci montre qu'en réalité, GRACE et les modèles sont plus cohérents entre eux qu'avec le GPS, ce qui est somme toute logique étant donné le nombre de possibles effets locaux ou erreurs locales qui peuvent affecter la série de déplacement issue du GPS.

L'analyse plus détaillée du tableau montre donc que :

- en supposant les erreurs formelles de GRACE et des modèles comme contribuant chacune à la moitié de la dispersion de leurs différences, celles-ci seraient de l'ordre, sur toute la zone, de 1.6 mm en moyenne ($\sqrt{\frac{(2.7)^2}{2}}$)
- sur les 110 stations, les erreurs formelles a priori de GRACE, GPS et des modèles peuvent être estimées respectivement à 1.1, 2.0 et 1.1 mm, en posant que :

$\sigma_{GRACE}^2 + \sigma_{GPS}^2 = (2.3)^2 mm^2$, $\sigma_{Modèles}^2 + \sigma_{GPS}^2 = (2.3)^2 mm^2$ et $\sigma_{GRACE}^2 + \sigma_{Modèles}^2 = (1.5)^2 mm^2$

Ce système simple n'est autre que la préfiguration d'un système plus complexe qui fera intervenir les différentes solutions de chaque technique ainsi que les possibles covariances des erreurs. C'est le système du tricorne.

- il n'y a pas ou peu d'incohérences entre les solutions d'une même technique : globalement, les solutions les plus cohérentes avec l'une ou l'autre technique sont les mêmes. En ce sens, il n'y a pas, par exemple, une solution GRACE qui soit très cohérente avec un modèle de surcharge et pas avec l'autre, ou vice-versa.
- la solution GRGS est la solution GRACE qui semble la plus cohérente, et avec les déplacements GPS, et avec les déplacements des modèles. Les solutions CSR, ITG et GFZ donnent des résultats très proches, alors que la solution JPL semble très légèrement moins cohérente avec les deux autres techniques.
- des différences existent entre les modèles, et les résidus les plus faibles sont obtenus en utilisant GLDAS et ECCO.

	GLDAS +ECCO+NCEP	GLDAS +Mercator + NCEP	WGHM+ECCO +NCEP	WGHM+mercator+NCEP	moyenne	GPS (solution Européenne combinée)	GPS (ULR4)	moyenne
GRGS, non filtrée	2,1 mm	2,4 mm	2,3 mm	2,6 mm	*2,3 mm*	2,3 mm	1,9 mm	*2,1 mm*
ITG, filtrage gaussien r = 500 km	2,4 mm	2,5 mm	2,6 mm	2,7 mm	*2,5 mm*	2,5 mm	1,9 mm	*2,2 mm*
GFZ, filtrage gaussien r = 500 km	2,5 mm	2,7 mm	2,7 mm	2,9 mm	*2,7 mm*	2,5 mm	2,0 mm	*2,2 mm*
JPL, filtrage gaussien r = 500 km	2,7 mm	2,8 mm	2,9 mm	3,0 mm	*2,8 mm*	2,6 mm	2,1 mm	*2,3 mm*
CSR, filtrage gaussien r = 500 km	2,4 mm	2,6 mm	2,7 mm	2,8 mm	*2,6 mm*	2,5 mm	1,9 mm	*2,2 mm*
CSR, filtrage gaussien r = 300 km	2,6 mm	2,7 mm	2,8 mm	3,0 mm	*2,8 mm*	2,7 mm	2,1 mm	*2,4 mm*
CSR, filtre décorrléateur avec paramètres de Duan (2009), + filtrage gaussien r = 500 km	2,5 mm	2,7 mm	2,7 mm	2,9 mm	*2,7 mm*	2,5 mm	1,9 mm	*2,2 mm*
CSR, filtre décorrléateur avec paramètrage « Bis » + filtrage gaussien r = 300 km	2,6 mm	2,7 mm	2,8 mm	3,0 mm	*2,8 mm*	2,5 mm	2,0 mm	*2,2 mm*
CSR, apodisation à partir du degré 30	3,2 mm	3,3 mm	3,4 mm	3,5 mm	*3,3 mm*	3,0 mm	2,5 mm	*2,7 mm*
moyenne	*2,5 mm*	*2,7 mm*	*2,8 mm*	*2,9 mm*	**2,7 mm**			**2,3 mm**
GLDAS+ECCO +NCEP						2,3 mm	2,0 mm	*2,1 mm*
GLDAS+Mercator+NCEP						2,5 mm	2,2 mm	*2,3 mm*
WGHM+ECCO +NCEP						2,3 mm	2,3 mm	*2,3 mm*
WGHM+mercator+NCEP						2,7 mm	2,5 mm	*2,6 mm*
								2,3 mm
	Ces valeurs sont obtenues sur 2948 points		Ces valeurs sont obtenues sur 110 stations	Ces valeurs sont obtenues sur 36 stations				

Table C.1 : Dispersions entre solutions de techniques différentes

Avoir trois déplacements sur les points GPS permet d'estimer la précision de chaque donnée pour la mesure du signal commun. Toutefois, l'analyse d'un tel tableau est fastidieuse, et ne permet pas de prendre en compte rigoureusement toute la somme d'informations disponibles, c'est-à-dire toutes les solutions qui amènent de l'information en plus. Une grande partie des erreurs étant communes à

plusieurs solutions d'une même technique, il faudrait en toute rigueur alors prendre en compte les corrélations des erreurs. C'est le justement le principe du tricorne.

II. Amplitude des signaux annuels de déplacement vertical : différences entre techniques

Les déplacements horizontaux étant plus problématiques, nous les laissons de côté pour ce paragraphe. Cette partie complète la section II.f du chapitre V.
Pour plus de clarté, nous considérons ici une seule solution de chaque technique : GRGS pour GRACE, solution GLDAS+ECCO+NCEP pour les modèles, et solution Européenne combinée pour GPS. En effet, nous avons vu que malgré certaines différences (notamment avec la solution GRGS pour GRACE), les différentes solutions étaient globalement en accord entre elles sur l'amplitude de la composante verticale.
La figure C.1 montre que :

- l'amplitude de la composante annuelle des déplacements des modèles est systématiquement plus grande que celle de la solution GRGS, mais que cette différence (entre 1.5 et 2 mm) est répartie de façon relativement homogène sur la zone.
- Les différences d'amplitude annuelle verticales entre, d'une part, GPS et GRACE/GRGS, et, d'autre part, GPS et le modèle GLDAS+ECCO+NCEP, elles sont généralement faibles (moins de 1.5 mm), mais présentent quelques corrélations spatiales notables : ainsi, les amplitudes des déplacements GPS verticaux sont supéreiurs de 1.5 mm environ par rapport à GRACE sur plusieurs stations d'Europe de l'Est, alors que les modèles de surcharge ont tendance à légèrement surestimer l'amplitude de la composante annuelle sur la majeure partie de l'Europe (sauf la péninsule ibérique, le Proche Orient et l'Europe de l'Est) de l'ordre de 1 à 1.5 mm.

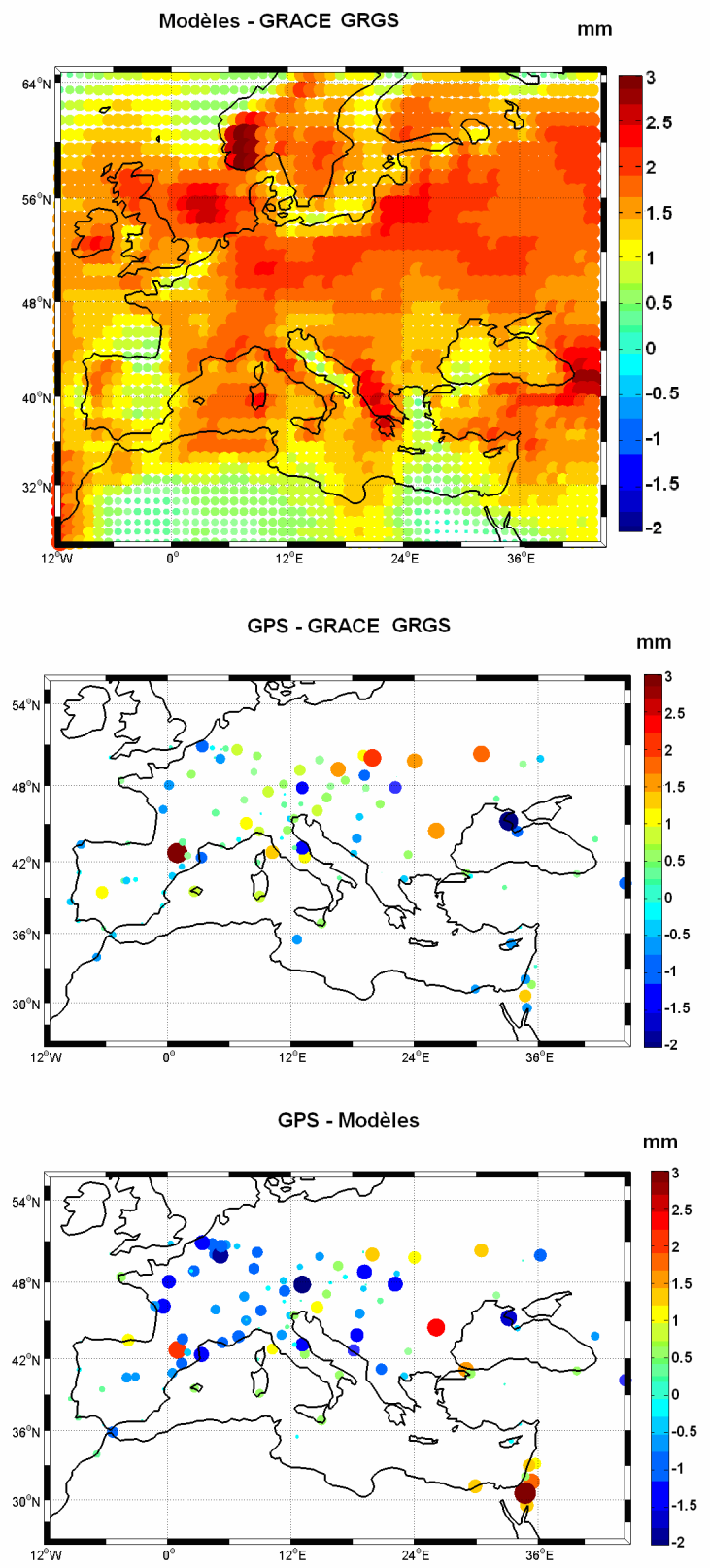


Figure C.1 : gauche : différences d'amplitude du déplacement annuel en mm entre les modèles GLDAS+ECCO+NCEP et la solution GRACE/GRGS
Milieu : différences d'amplitude du déplacement annuel en mm entre la solution GPS Européenne combinée et la solution GRACE/GRGS
droite : différences d'amplitude du déplacement annuel en mm entre la solution GPS Européenne combinée et la somme GLDAS+ECCO+NCEP

L'étude de l'amplitude des signaux annuels entre les trois techniques montre un accord plutôt bon sur l'amplitude et très bon sur la phase (non montré ici). Les différences maximales atteignent 2 mm d'amplitude annuelle. Ce sont les modèles de surcharge qui ont tendance à surévaluer l'amplitude annuelle par rapport à GRACE et GPS. Ici, la solution GRGS présente un accord bon avec GPS, avec une moyenne des écarts d'amplitude annuelle proche de zéro. L'utilisation d'une autre solution (CSR, JPL, GFZ) aurait montré des écarts plus grands avec GPS et avec les modèles, étant donné que la solution GRGS présente sur la plupart de la zone un signal annuel plus fort que les autres solutions, donc plus en accord avec les deux autres techniques, ce qui explique en partie les résidus plus faibles obtenus avec cette solution (Tableau C.1).

III. Réduction de la variance

Au-delà de l'étude de l'amplitude du signal annuel, les études portant sur la comparaison entre des différentes séries temporelles, que ce soit pour des études de stabilité ou pour l'étude des mouvements liés au cycle de l'eau, utilisent couramment la réduction de la variance comme indice de corrélation entre deux séries. En effet, au contraire de la corrélation qui n'est pas adaptée à l'étude de signaux dominés par une composante annuelle (en effet, la corrélation entre deux sinusoïdes parfaitement en phase sera de 1 même si leurs amplitudes sont totalement différentes), le pourcentage de réduction de la variance d'une série de déplacement par la soustraction d'une autre est un indicateur de la part du signal contenu dans une série pouvant être potentiellement expliquée par une autre technique. Cet indicateur permet en outre de ne pas forcément se focaliser sur la composante annuelle.

Les pourcentages de réduction de la variance sont montrés sur les Figures C.2 et C.3 pour chacune des trois composantes et des trois combinaisons possibles, toujours en n'utilisant qu'une solution de chaque technique.

Les résultats sont contrastés suivant les composantes :

- sur la composante verticales, dans les trois cas, les variances sont réduites toujours d'au moins 40%, et même sur 80% des stations GPS et sur la plupart de l'Europe (sauf l'Atlantique, les îles britanniques) d'au moins 65%. Ce résultat confirme l'excellent accord qu'il existe sur la verticale entre les déplacements des trois techniques. Cette composante verticale semble dominée par un signal qui est commun au trois techniques, à savoir les déplacements liés au cycle de l'eau.
- Sur la composante Est, GRACE et les modèles présentent un accord significatif, bien que largement moins bon que sur la verticale, avec des réductions de la variance comprises entre 20 et 40%. Toutefois, cet accord ne concerne pas les alentours de la Mer Noire, où la variance n'est pas réduite, mais, au contraire, augmentée, ce qui traduit un désaccord entre les deux séries. Pour le GPS, il n'y a pas de réduction de variance très significative sur l'ensemble de la zone lorsque l'on compare à GRACE ou au modèle : la variance d'environ la moitié des séries, principalement celles des stations situées autour de la Mer Noire, dans la péninsule ibérique et en Italie, sont réduites de 0 à 40%, alors que pour l'autre moitié des stations, les variances sont augmentées, montrant un désaccord entre GPS, d'une part, et GRACE et modèles de l'autre. Ceci montre que les déplacements Est/ouest des stations GPS semblent contenir une part de surcharge, mais que sur la moitié des stations la surcharge mesurée par GRACE et modélisée n'est pas le signal dominant des déplacements. Ce faible accord doit aussi être relié à la faible amplitude des déplacements Est-Ouest concernant la plupart des stations GPS
- Sur la composante Nord, l'accord des trois techniques est légèrement meilleur. S'il est vrai que la réduction de variance des séries GRACE corrigées des modèles est plus faible que sur la composante Est (de 10 à 40%), elle reste néanmoins positive, sauf sur

la côte Atlantique et toujours autour de la Mer Noire où les variances sont augmentées. Par contre, l'accord entre GPS et les deux autres données est meilleur que sur la composante Est, avec des réductions de variances certes moyennes (de 0 à 50%), mais néanmoins positives sur 80 à 90% des stations. Dans tous les cas de figure, l'accord sur la composante Nord semble meilleur autour de la côte Méditerranéenne.

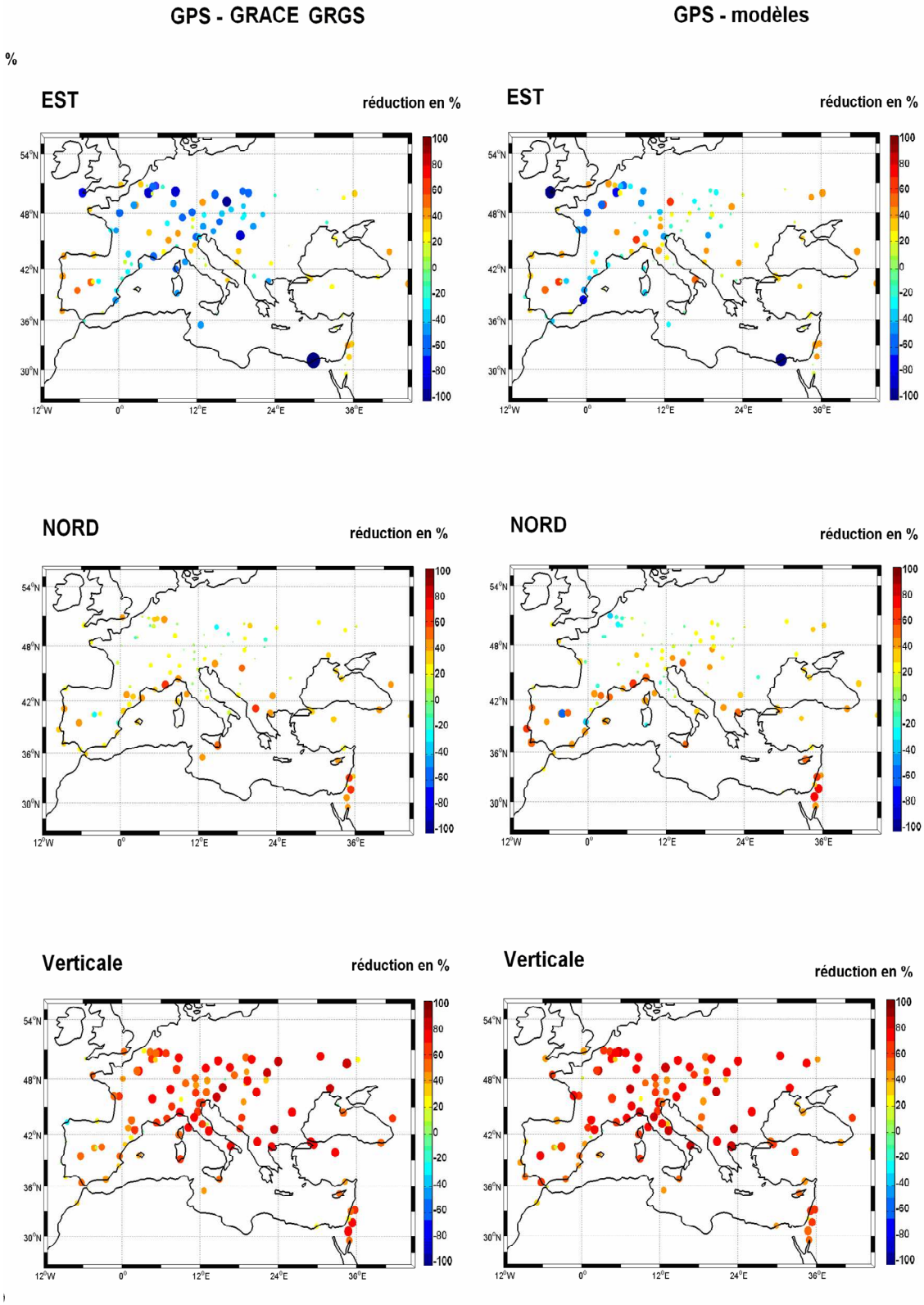


Figure C.2 : Gauche : réduction de la variance des séries temporelles de déplacements GPS (solution Européenne combinée) par la soustraction des déplacements associés à la solution GRACE/GRGS. Droite : réduction de la variance des séries temporelles de déplacements GPS (solution Européenne combinée) par la soustraction des déplacements associés à la somme des contributions de GLDAS, ECCO et NCEP.

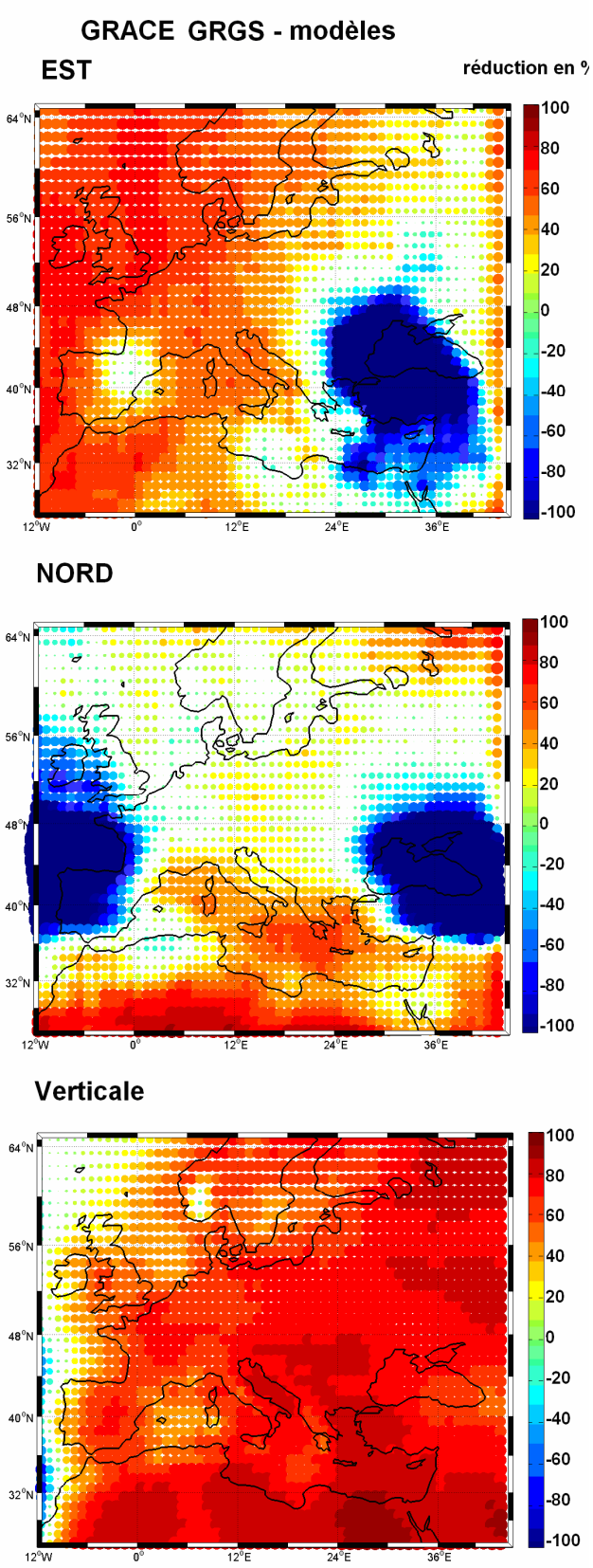


Figure C.3 : Réduction de la variance des séries temporelles de déplacements déduits des modèles (GLDAS+Mercator+NCEP) par la soustraction des déplacements associés à la solution GRACE/GRGS.

IV. Accord à l'échelle inter-annuelle

Nous nous sommes focalisés ici sur les déplacements inter-annuels verticaux, étant donné la faible amplitude (moins de 0.5 mm sur la plupart des points) des signaux inter-annuels horizontaux. Contrairement aux signaux dominés par la composante annuelle, l'utilisation des indices de corrélation reste fiable pour les signaux inter-annuels qui possèdent plus de degrés de liberté qu'un signal dominé par l'annuel. Sur la figure ci-dessous, nous avons représenté en « gros » points les corrélations inter-annuelles entre techniques qui sont significatives à plus de 95%. Cet indice de significativité a été calculé en utilisant les tables de Pearson et en estimant les degrés de liberté des séries inter-annuelles.

Les corrélations inter-annuelles des déplacements verticaux GRACE et modèles (Figure C.4) sont significatives sur une grande partie de l'Europe, avec de très bonnes corrélations sur l'Europe centrale (plus de 0.6) et l'Afrique du Nord, mais avec des corrélations négatives autour de la Mer Noire et en Espagne.
L'accord en inter-annuel entre GPS et GRACE est significatif à plus de 95% sur plus de 70% des stations. Là encore, des tendances spatiales apparaissent, puisque des corrélations supérieures à 0.5 sont notées sur quasiment toutes les stations d'Europe centrale et orientale, alors que la plupart des corrélations non significatives concernent des stations de la péninsule ibérique et du Moyen-Orient. Un constat équivalent est valable pour les corrélations entre GPS et modèles.

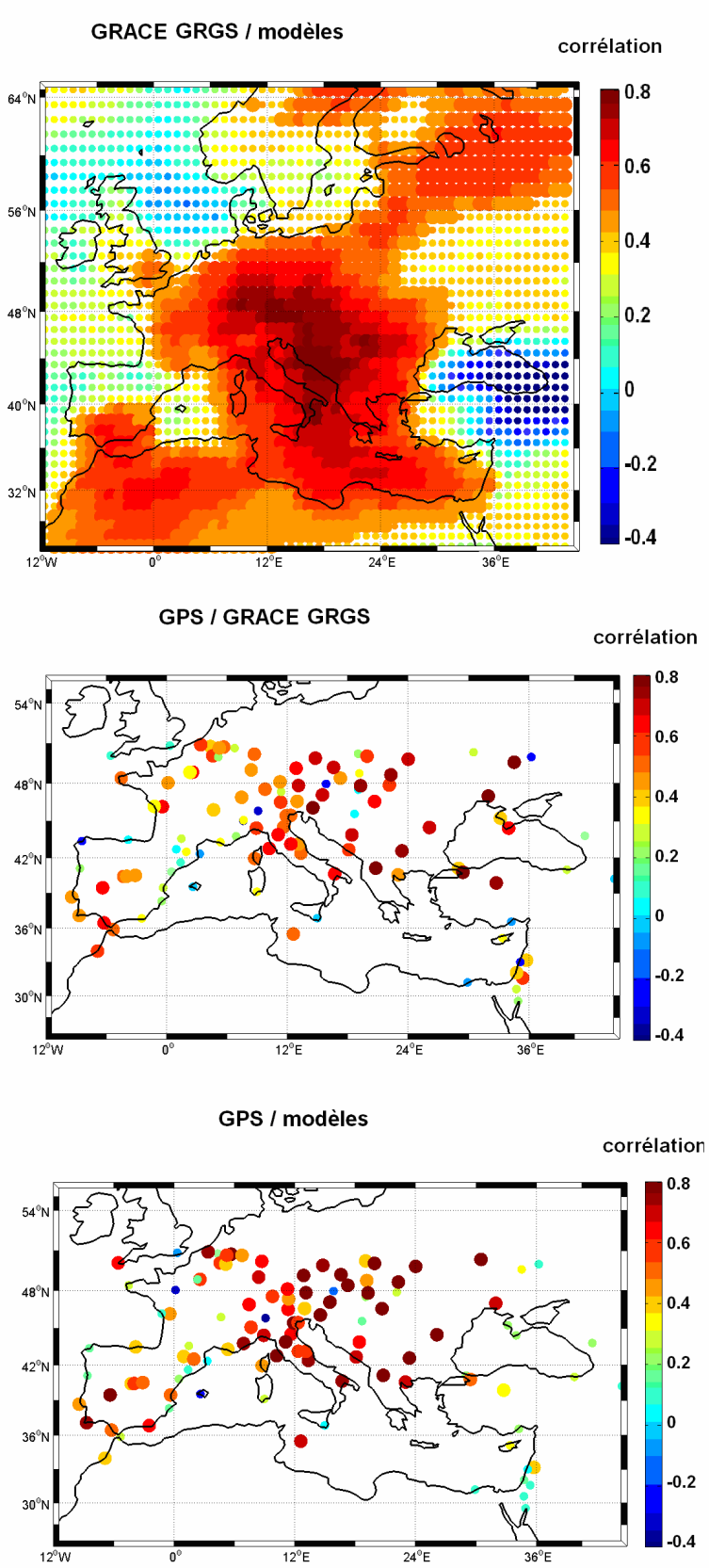


Figure C.4 : Corrélations entre les déplacements inter-annuels verticaux
En haut : GRACE/GRGS et la somme GLDAS+ECCO+NCEP
Au milieu : GPS et GRACE/GRGS
En bas : GPS et la somme GLDAS+ECCO+NCEP

Bilan

La comparaison des différentes techniques entre elles a permis de montrer des accords significatifs, notamment sur la composante verticale, que ce soit à l'échelle annuelle ou inter-annuelle. L'accord sur les composantes horizontales est plutôt bon entre GRACE et les modèles puisque les variances déplacements horizontaux issus de GRACE sont significativement réduites lorsqu'ils sont corrigés des modèles, mais la faible amplitude des déplacements mis en jeu ne permet pas une conclusion tranchée pour GPS, bien que des accord globalement bons (réduction de variances positives) soient notés, notamment sur la composante Nord.

Annexe D: Du déplacement vertical à la hauteur d'eau : estimation d'un facteur de conversion simple pour GRACE (original Appendix of Valty et al., 2013a)

The vertical displacement resulting from a surface load depends on its spatial resolution (see also Farrell, 1972). In this paper, the results are be expressed into millimetres of vertical displacement, but most of usual results concerning GRACE or the GCMs are expressed into Equivalent Water Height (EWH). To compare our results to previous studies, the vertical displacements must be converted into EWH. For this we computed the mean size of spatial GRACE patterns, for several random months, by the sum of spatial resolutions of the spherical harmonics orders, weighted by the corresponding spherical harmonic coefficient value. Results evidenced that the mean size of GRACE spatial patterns was at most times between 2500 and 3500 kilometres.

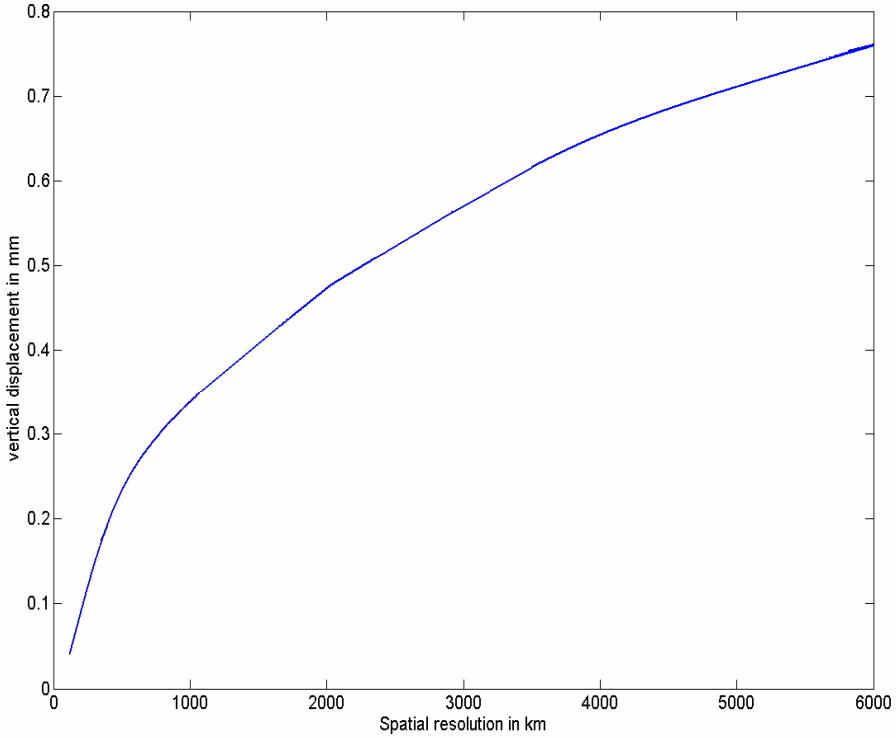


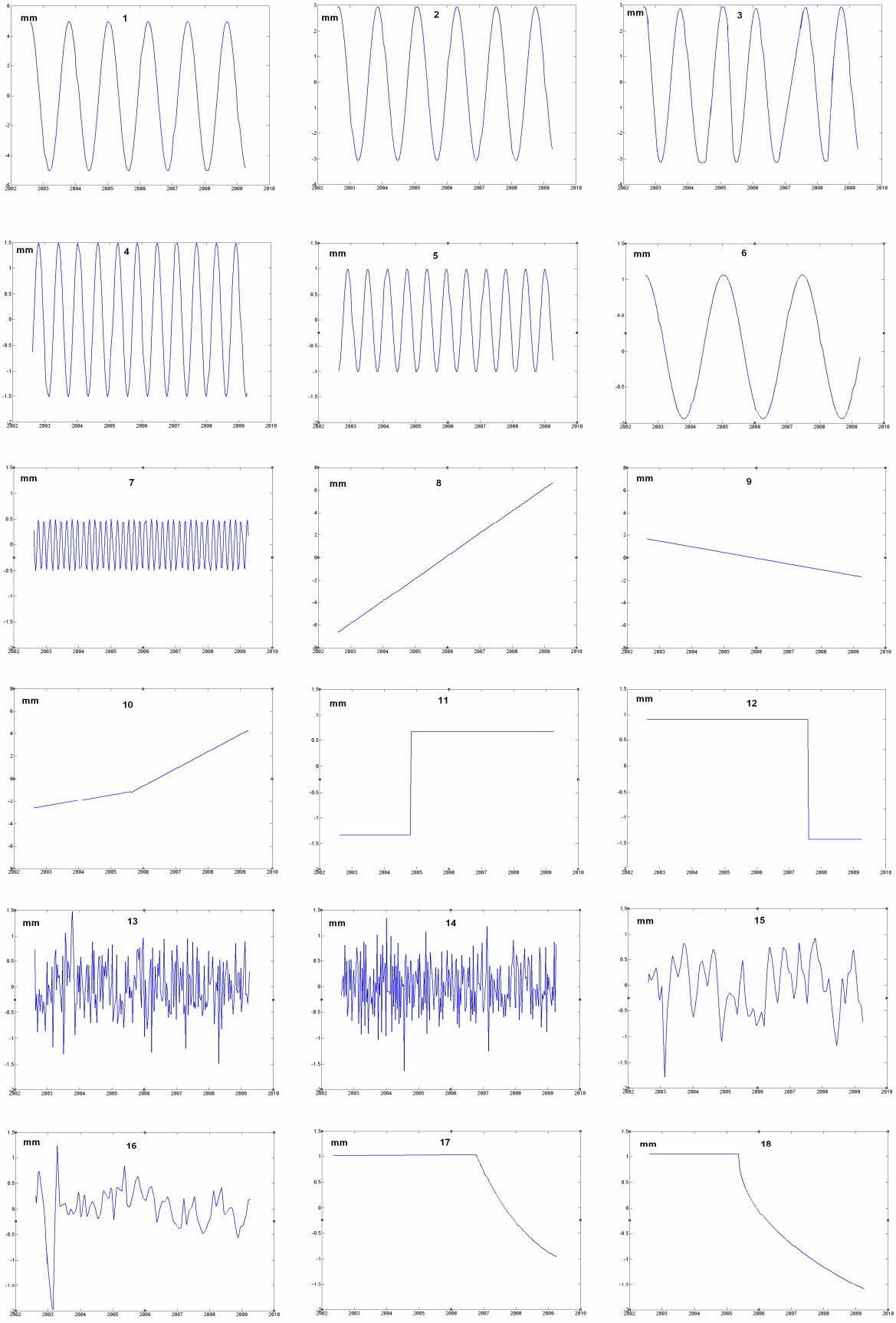
Figure D.1: Vertical displacement induced by a 1 cm equivalent water height loss, as a function of the spatial scale of this load.

From Figure D.1, we notice that 1 cm EWH caused a 0.5 mm negative vertical displacement at around 2500 kilometres of spatial resolution. Consequently, we used this 2500 kilometers resolution as a characteristic scale to define a mean conversion factor between vertical displacement and EWH: 1 mm vertical displacement ⇔ 2 cm EWH.

Annexe E : Liste des sources temporelles *a priori*

La figure E.1 présentent la liste des séries temporelles utilisées comme sources *a priori*.
Les sources temporelles de numéro supérieur ou égal à 19 ont été normalisées. Nous avons indiqué que les sources étaient toutes exprimées en mm de déplacement, sachant qu'attribuer une unité à la plupart des sources est purement artificiel.

Sources a priori



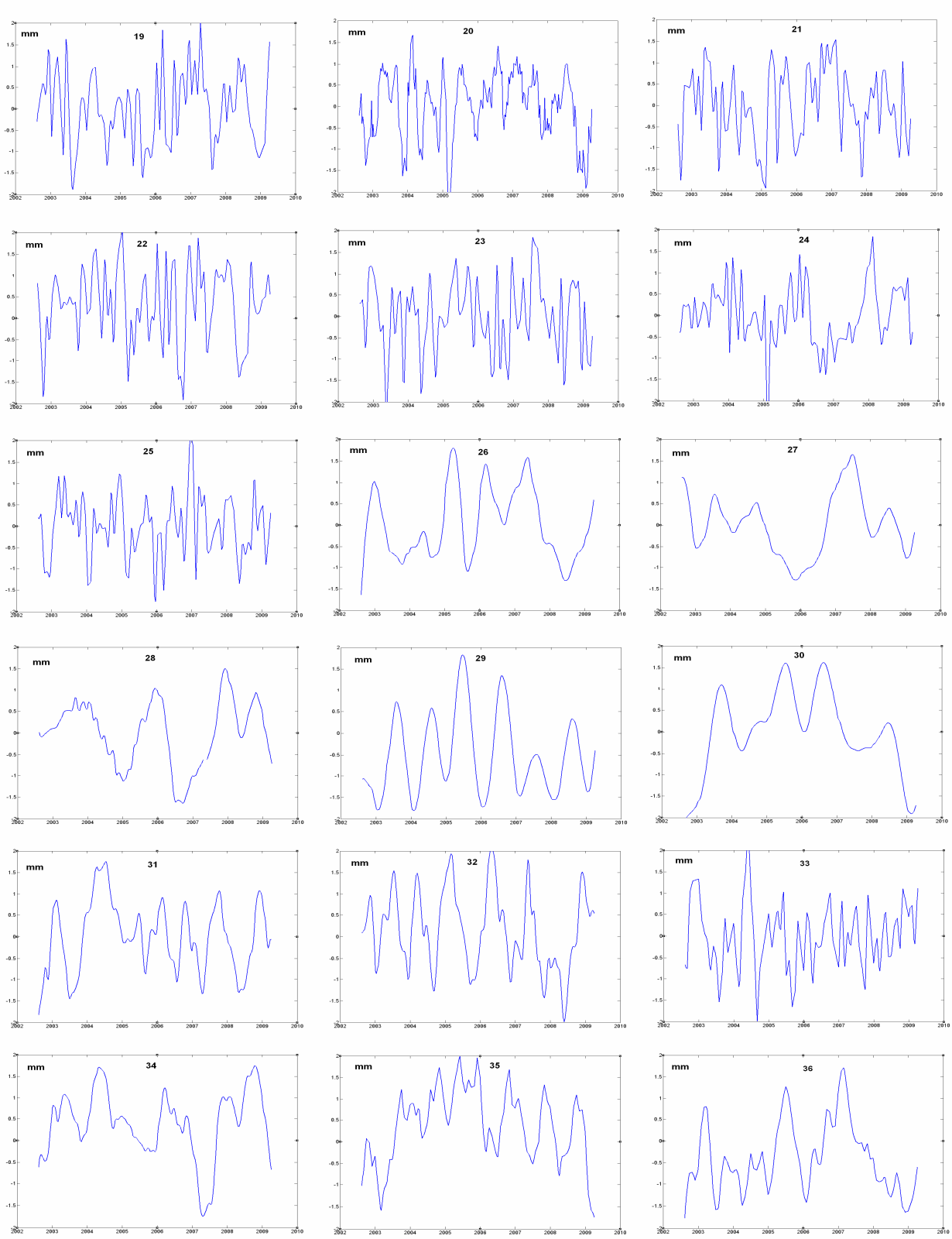


Figure E.1 : Liste des 37 séries temporelles considérées comme sources à priori (exprimées de façon « arbitraire » en mm de déplacement). Attention, les échelles ne sont pas toutes les mêmes pour les sources de numéro inférieur à 19.
Une moyenne glissante a été appliquée aux sources 26 à 30, de façon à retirer les périodes inférieures à 6 mois.

Annexe F : Séparation des sources par MSSA (Multichannel Singular Spectrum Analysis)

I. Méthode

La MSSA (Vautard and Ghil, 1989) est une extension de l'ACP, qui possède l'avantage de prendre en compte de possibles décalages de phase. A ce titre, elle est la seule méthode de séparation de sources autorisant un décalage temporel.
Sur le même principe que l'ACP, la MSSA a pour but de rechercher les vecteurs propres d'une matrice de covariance multi-blocs dite de Toeplitz, où chaque bloc de dimensions MxM correspond à la matrice de covariance entre les séries temporelles associées à un couple de points, décalées d'un Δt compris entre 0 et M-1.
Les retards recherchés étant temporels, alors il faut, contrairement aux autres techniques de séparation des sources présentées ci-dessus, considérer la matrice X^t (N lignes et P colonnes) comme matrice des données. La matrice de caovariance multi-blocs, de dimensions P.MxP.M, peut s'écrire

$$T_X = \begin{bmatrix} T_{11} & . & . & . & T_{1P} \\ . & T_{22} & . & . & . \\ . & . & . & . & . \\ . & . & . & . & . \\ T_{P1} & . & . & . & T_{PP} \end{bmatrix}$$

,où chaque élément (i,j) du bloc T_{kl} s'écrit comme :

$$T_{kl}(i,j) = \frac{1}{N-|i-j|} \sum_{t=1}^{D=N-|i-j|} X(k,t+i)X(l,t+j-1)$$

Notons E_k le k-ième vecteur propre de T_X.

T_X. Ces vecteurs propres sont alors de dimension PxM. Ils correspondent en réalité chacun à M modes spatiaux de dimensions P. La série temporelle associée A_i au mode E_k.

$$A_i(t) = \sum_{m=1}^{M} \sum_{j=1}^{P} X(j,t+m-1)E_k(M.j+m)$$

L'emploi de la MSSA permet de mettre en évidence de possibles décalages temporels dans les séries temporelles associées aux sources. C'est le cas lorsque deux sources avec des valeurs propres associées proches et deux séries temporelles associées très corrélées mais déphasées sont isolées par l'usage de la MSSA.
L'hypothèse de non-corrélation linéaire s'applique alors aux sources spatiales qui sont les vecteurs E_k. La conséquence de ceci est que les sources recherchées sont spatiales, et non temporelles.

II. Application de la MSSA aux données climatiques

L'application de la MSSA aux séries synthétiques a permis de mettre en évidence son apport pour la détection de sources temporellement décalées. Néanmoins, son usage nécessite de connaître le déphasage a priori, ce qui n'est en pratique pas toujours réaliste.
L'application de la MSSA aux séries inter-annuelles de température et de précipitations n'a pas permis de mettre en évidence d'éventuels déphasages temporels dans les indices climatiques en particulier. De ce fait, pour la suite du travail, nous nous focalisons sur les mélanges instantanés. Néanmoins, sur des zones plus larges où des déphasages sont davantage susceptibles de se produire, la MSSA peut s'avérer une technique de séparation des sources efficace.

Annexe G : Signature de sécheresses dans les séries géodésiques : quel apport vis-à-vis des indices de sécheresse classiques ?

Nous avons montré l'intérêt de la géodésie pour la compréhension de la dynamique inter-annuelle des masses d'eau en Europe. Or, les évènements critiques tels que les sécheresses sont très bien identifiés dans les séries inter-annuelles (Valty et al., 2013b). Qu'est-ce que les mesures géodésiques peuvent nous apprendre sur les principales caractéristiques spatio-temporelles de ces évènements ?

I. Un indice de sécheresse : le PDSI (Palmer Drought Severity Index)

Afin de définir la sévérité d'une sécheresse, ou, au contraire, l'excès d'eau et la saturation des sols, les hydrologues et climatologues ont développé des méthodes de mesure de l'intensité du déficit en eau du sol. Ces méthodes permettent de calculer des indices de sécheresse, dont l'un des plus connus et des plus utilisés est l'indice de sécheresse de Palmer (Palmer Drought Severity Index, ou PDSI, Palmer, 1965).
Le PDSI est un indice normalisé basé sur l'estimation du bilan hydrique du sol. Ce dernier est calculé en fonction de la différence entre l' « offre » (les précipitations) et la « demande » en eau (Soulé., 1990).

Si l'offre est calculée à partir des données classiques de précipitations (en partie les mêmes que celles utilisées par les modèles hydrologiques par exemple), la demande est, elle, plus complexe à calculer, et Palmer (1965) a développé pour cela un algorithme complexe, qui est détaillé par Alley et al. (1984). Le calcul de la « demande » en eau, c'est-à-dire de la capacité du sol à se recharger, nécessite alors de prendre en compte les capacités d'évapotranspiration et de ruissellement à un endroit et une période donnée. Ces paramètres sont calculés à partir des caractéristiques du sol, des températures et précipitations et de la valeur de l'indice de sécheresse du mois précédent. En chaque point, la valeur de l'excédent ou du déficit hydrique est alors normalisée de façon à pourvoir être comparée de façon indépendante d'un endroit à l'autre.

Les valeurs du PDSI sont calculées mensuellement et normalisées. Un indice négatif correspond à une « demande » supérieure à l' « offre ». Lorsque l'indice dévient inférieur à -2, on peut commencer à parler d'une sécheresse modérée, et c'est à partir de -3 que la sécheresse est habituellement considérée comme sévère (Dai et al., 2004). Lorsque l'indice devient inférieur à -4, la sécheresse est extrême. Le PDSI est un indice symétrique, c'est-à-dire que le déficit hydrique correspondant à une valeur de -4 (sécheresse extrême) a la même valeur (à un signe près bien sûr) que l'excédent en eau correspondant à une valeur de PDSI de 4.
Plusieurs auteurs, parmi eux Dai et al. (2004, 2011), ont analysé à l'échelle globale les valeurs et tendances du PDSI, et ont mis en évidence les effets du réchauffement global et l'influence des indices climatiques, et notamment ceux de l'ENSO. Dai (2011) a également montré que cet indice était en très bon accord avec des mesures indépendantes d'humidité des sols et les surcharges dérivées des mesures GRACE, sauf dans quelques régions spécifiques comme les zones arides ou les régions où l'impact des activités humaines est important. Même si d'autres indices de sécheresse existent (SPI, Standard Precipitation Index), le PDSI reste l'indice de sécheresse le plus utilisé et revêt à ce titre un caractère semi-officiel. Bien que basé sur une modélisation simple, il s'avère être un indice fiable pour quantifier l'amplitude des sécheresses d'une durée supérieure au mois, et a a plusieurs avantages :

- Il permet de comparer l'amplitude de la sécheresse en deux endroits de façon indépendante, puisque l'indice est normalisé.

- Il ne nécessite pour être calculé que trois données (température, précipitations et une constante appelée capacité de stockage hydrologique du sol), et que de ce fait il peut être estimé en théorie en temps quasi-réel.

Toutefois, plusieurs effets pouvant impacter le bilan hydrique ne sont pas pris en compte lors du calcul du PDSI. La liste des limites du PDSI a été dressée par Dai et al. (2004) et Alley et al. (1984). Les principales sont :

- Certains paramètres (ruissellement) sont calculés de façon empirique, et ne reflètent pas la physionomie du terrain.
- Les précipitations sont supposées alimenter directement l'humidité du sol, ce qui revient à ne pas considérer la neige et le gel.
- L'effet de la couverture végétale ainsi que celui des activités humaines ne sont pas pris en considération.
- Le facteur de normalisation appliqué est arbitraire.

Nous utilisons ici les données de PDSI mensuelles calculées par Dai (2011) à partir des modèles de température calculés par le CRU (Climatic Research Unit) et de la combinaison de trois modèles de précipitations, dont celui du GPCP (Global Precipitation Climatology Project, Huffman et al., 2009). Contrairement aux valeurs de PDSI classiques, l'indice utilisé a été calculé en utilisant un modèle plus évolué pour le calcul de l'évapotranspiration

Ces données mensuelles, fournies en zone continentale sur une grille régulière de pas 2.5°, sont dans un premier temps filtrées temporellement avec une fenêtre glissante de 6 mois, ceci afin de pouvoir être comparées aux séries temporelles inter-annuelles de surcharge issues de GRACE et des modèles, et aux déplacements inter-annuels GPS.

II. Comparaison entre PDSI et séries inter-annuelles de masse issues de géodésie

Le calcul d'un indice de sécheresse (Houborg et al., 2012), basé sur un l'assimilation de données GRACE via sur un filtre de Kalman (GRACE Data Assimilation System, Zaitchik et al., 2010b) a récemment été développé, confirmant ainsi le potentiel des mesures de GRACE pour la quantification des conditions de déficit hydrique.

Afin de déterminer quels sont les apports éventuels des séries inter-annuelles de géodésie par rapport au PDSI, nous avons dans un premier temps calculé les corrélations entre d'une part, les séries inter-annuelles de surcharge déduites des mesures GRACE auxquelles les contributions océaniques et atmosphériques ont été retirées, celles déduites du modèle GLDAS (filtré spatialement avec le filtre habituel de rayon 500 km) et celles des déplacements inter-annuels GPS, et, d'autre part, les séries temporelles de PDSI interpolées aux points de calcul (les points de la grille de pas 1°x1° ou les stations GPS). Les résultats montrent un bon accord général, qui cache néanmoins quelques désaccords régionaux (Figure G.1).

L'accord entre le PDSI et GLDAS est excellent sur toute l'Europe. Ceci confirme, d'une part que la modélisation simple utilisée pour le calcul du PDSI convient relativement bien, en première approximation, à l'estimation de l'excès ou du déficit de masse d'eau. Néanmoins, il faut à ce stade également prendre en compte le fait que GLDAS et le PDSI sont tous deux en partie basés sur les mêmes données d'entrée : précipitations, températures et type de sol, bien que les équations mises en jeu dans le calcul du *TWS* dans le modèle GLDAS soient plus complexes.

L'accord entre le PDSI et les variations de surcharge hydrologique inter-annuelle déduites des mesures GRACE est significatif sur la majeure partie de l'Europe centrale et occidentale, montrant une structure spatiale très proche de ce qui a été trouvé par Dai (2011). Le relatif désaccord entre le PDSI et les anomalies de masse déduites de GRACE dans l'Est de l'Europe interpelle. En effet, d'une part il est peu probable que d'éventuelles imperfections des produits de dealiasing utilisés pour le calcul des champs GRACE perturbent les résultats dans une telle zone éloignée des mers (zone qui est par ailleurs d'une taille largement supérieure à la résolution spatiale de GRACE), et d'autre part cette zone correspond à celle (Valty et al., 2013b) où GRACE et les modèles de surcharge semblent en relatif désaccord à l'échelle inter-annuelle. Le fait que la modélisation du déficit hydrique par le PDSI ne

reflète que partiellement le TWS total, peut en partie expliquer ces différences, d'autant plus que cette région est propice à la présence de réserves d'eaux souterraines (annexe H). On peut alors se poser la question de savoir si le déficit en eau est mieux représenté par le déficit en masse que par un déficit hydrique certes fiable mais restant approximatif. Si la réponse est oui, alors on voit là l'apport potentiel de GRACE dans le calcul d'un indice de sécheresse.
Toutefois, contrairement au PDSI, les séries de variations de masse d'eau déduites des données GRACE ont une résolution spatiale limitée et ne permettent pas de savoir à partir de quel déficit de surcharge inter-annuelle l'évènement peut être qualifié de sécheresse. Une solution serait alors de calibrer les surcharges inter-annuelles GRACE par rapport à la PDSI afin de déterminer à partir de quelle amplitude un extrema négatif dans les séries peut être considéré comme une forte sécheresse, c'est-à-dire de PDSI égale ou inférieure à -3. L'analyse des rapports d'écarts-types entre les différentes données montre qu'en Europe, c'est en moyenne un déficit de 6 à 8 cm d'eau qui correspond à des valeurs de PDSI de -3.

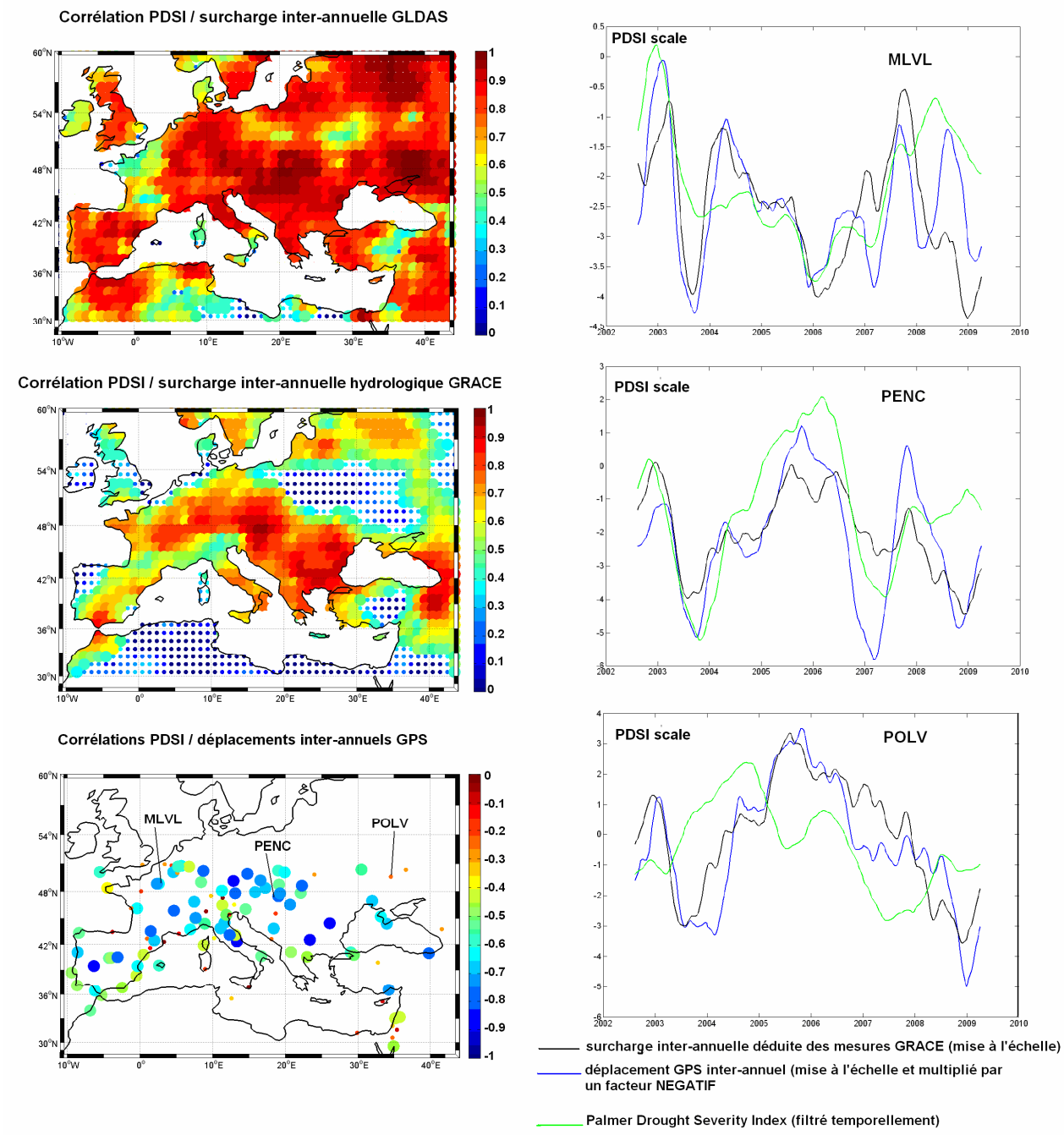


Figure G.1 : A gauche : corrélations entre le PDSI (filtré temporellement), et, de haut en bas :
-les séries temporelles de surcharge inter-annuelles du modèle GLDAS
-les séries temporelles de surcharge inter-annuelles associées aux géoïdes GRACE (après soustraction des contributions atmosphérique et océanique)
- les déplacements inter-annuels GPS (les corrélations sont alors négatives)

*A droite : exemples de séries temporelles de surcharge inter-annuelles déduites des géoïdes GRACE, de séries temporelles de déplacements GPS (**multipliées par un facteur négatif)** pour des raisons de lisibilité, et de séries de PDSI.*

III. Apport des séries inter-annuelles géodésiques à l'étude des sécheresses de 2003 et 2007

Nous analysons maintenant de plus près les signatures spatio-temporelles de deux évènements remarquables affectant d'importantes régions de l'Europe, qui se retrouvent d'ailleurs dans le mode n°1 : la sécheresse de l'été 2003 et celle du début 2007.

III.a La sécheresse de l'été 2003

Il s'agit là d'une sécheresse historique, associée à des valeurs de PDSI de -4 à -5 (sécheresse extrême) sur l'Europe Centrale (Suisse, Sud de l'Allemagne, Hongrie, Autriche) et de -3 à -4 sur de nombreuses autres régions européennes (France, Pologne Italie, ex-Yougoslavie). Les déficits de hauteur d'eau associés mesurés par GRACE et modélisés par GLDAS sont du même ordre, et dépassent 9 cm d'eau.
Néanmoins, la localisation du maximum de sécheresse (surcharge minimale ou déplacements inter-annuel maximal) est différente selon les techniques, modèles ou indice. De manière générale, le PDSI et surtout le modèle d'hydrologie minimisent l'amplitude de la sécheresse sur l'Europe de l'Est, et l'amplifient sur la France, alors que GRACE, en partie sans doute à cause de sa résolution, ne voit qu'une sécheresse modérée au niveau de l'Europe centrale, et localise l'amplitude maximale de cet évènement au niveau du bassin du Danube et du Nord de la Mer Noire (Figure G.2 et G.3) Au contraire, le GPS et le PDSI localisent le maximum de sécheresse au niveau de l'Europe centrale, mais, au niveau du pourtour de la Mer Noire, le GPS confirme l'amplitude de la sécheresse déduite des mesures GRACE. Il apparaît donc que les deux techniques géodésiques, GRACE et GPS, sont complémentaires pour l'estimation précise de la localisation et de l'amplitude des sécheresses. La combinaison des séries inter-annuelles dérivées de ces deux techniques permettrait alors de construire un indice pour la localisation et l'estimation de l'amplitude des sécheresses.

III.b La sécheresse du début 2007 : les limites de GRACE pour l'étude des évènements critiques

Si l'évènement de l'été 2003 est, malgré quelques différences, relativement bien marqué dans les différentes séries (GRACE, GPS, modèles hydrologiques), l'analyse du maximum de sécheresse au début de l'année 2007 montre les limites de l'utilisation de GRACE pour l'étude des sécheresses.
En effet, l'anomalie de surcharge minimale correspondant à cet évènement déduite des géoïdes GRACE est certes localisée au même endroit que l'anomalie déduite du modèle hydrologique, mais elle est 40 à 50% plus faible. De plus, lorsque l'on compare les déplacements inter-annuels GPS et ceux dérivés des mesures GRACE, alors la différence est encore plus flagrante : quasiment aucune anomalie de déplacement ne correspond à cette sécheresse dans les séries GRACE (Figures G.4 et G.5). Ceci est lié à l'amplitude et à la taille très modeste de l'anomalie de masse vue par GRACE. Au contraire, sur la localisation de cet épisode, le PDSI, le GPS et GLDAS sont somme toute relativement cohérents.

La raison de l'absence de cet évènement dans les séries de surcharge et de déplacement déduites des mesures GRACE a été recherchée, sans arriver à une conclusion nette.
Bien sûr, avant d'analyser les différences entre GRACE, GPS et les modèles, il faut prendre en compte toutes les erreurs et les contributions non liées à la masse d'eau qui peuvent affecter ces mesures, et notamment le GPS (déplacements locaux, déformation thermique, mouvements d'origine géologique..). Néanmoins, ici, le relatif désaccord entre d'une part, GRACE, et d'autre part, le GPS, et, dans une moindre mesure les modèles de surcharge, interpelle, car il touche une zone large, et il concerne la plupart des stations GPS et non une poignée seulement comme dans le cas de certaines déformations non liées à la charge d'eau (Nahmani et al., 2012). Plusieurs raisons peuvent être avancées pour expliquer ces différences:

- une anomalie de masse de taille trop faible, inférieure à la résolution de GRACE,
- une erreur simultanée dans les séries GPS et dans les modèles,
- une erreur dans les modèles GRACE, y compris liés par exemple, au filtrage ou à la régularisation des solutions,
- la présence d'anomalies dans les séries GRACE non liées à la charge en eau, qui alors perturbent la perception de cet évènement.

A. Un problème de résolution spatiale ?

La première hypothèse semble peu probable, étant donné, premièrement, la taille de la zone concernée (plus de 1000 km de long), et le fait que cette anomalie de masse soit bien détectée par GRACE, mais avec une amplitude faible.

B. Une erreur dans les séries GPS ?

La présence d'une erreur dans les séries GPS a été étudiée. Une erreur de modélisation du centre de phase, un problème de multitrajets ou la présence de fortes déformations locales semble exclue, car les déplacements inter-annuels verticaux touchent entre 10 et 15 stations avec une amplitude de plus de 3 mm, et de telles erreurs ou mouvements locaux ne sont pas susceptibles de toucher de manière si cohérente spatialement un nombre élevé de stations.

Une possible erreur dans la modélisation du délai troposphérique semble également peu probable, d'autant que les séries temporelles de la solution ULR4, qui utilisent un autre modèle pour les ZHD a priori et une autre fonction de projection, présentent la même anomalie positive au début de l'année 2007.

Un problème de mise en référence correspondrait mieux à ce genre d'erreur corrélée spatialement. Néanmoins, les séries temporelles calculées par le JPL en mode PPP (Precise Point Positioning), et disponibles en ligne, présentent également la même anomalie, néanmoins réduite de 10 à 20%, sur les stations concernées. La présence d'une erreur dans les séries temporelles GPS semble ainsi peu probable.

La présence de déplacements non-élastiques est également écartée du fait que le modèle GLDAS confirme un déficit de masse à la même époque et au même endroit (Figure G.2, à droite).

C. Un biais dans les solutions GRACE utilisées ?

Il reste alors la possibilité d'une anomalie dans les séries de surcharge issues de GRACE.

La solution utilisée ici est la solution du GRGS, qui est une solution contrainte qui n'a pas été filtrée, mais les séries inter-annuelles de surcharge issues du modèle CSR non filtré présentent les mêmes caractéristiques, avec l'absence d'extrema au début de l'année 2007. Un lissage excessif dû au filtrage des solutions GRACE ou à la régularisation de la solution GRGS n'est donc pas la raison pour laquelle la sécheresse du printemps 2007 n'est a priori pas mesurée par GRACE de façon cohérente, alors que tous les autres indicateurs (GPS, modèles, indice) indiquent qu'il y a effectivement eu une sécheresse notable à cette période.

Cet épisode doit alors être étudié plus en détails, afin de comprendre les raisons qui ont rendu GRACE quasiment aveugle à cet épisode. Ce travail est nécessaire si l'on souhaite confirmer l'aptitude des mesures GRACE à l'estimation et à la localisation des déficits de masse liés aux sécheresses. Ceci ouvrirait la porte à la constitution d'un indice de sécheresse dit « géodésique », basé à la fois sur les séries temporelles inter-annuelles de déplacement ou de surcharge dérivées de GRACE et du GPS.

Bilan

L'accord qui existe entre, d'une part, l'indice de sécheresse de Palmer (PDSI), et, d'autre part, les séries temporelles dérivées des mesures GRACE et GPS, confirment l'intérêt qu'il y aurait à considérer le déficit en masse d'eau comme indice de l'amplitude d'une sécheresse, et ainsi à construire un indice de sécheresse basé sur des données issues non seulement de GRACE (Houborg et al., 2012), mais aussi sur des séries inter-annuelles de déplacement GPS. Le possible apport de la géodésie à l'analyse des sécheresses, déjà mis en évidence par plusieurs auteurs (de Linage, 2008, Crossley et al., 2012), serait alors confirmé, et un tel indice permettrait de tirer profit de la complémentarité de GRACE et du GPS pour la localisation et la quantification des déficits de masse d'eau, et de leurs effets sur la déformation de la Terre.

Appliquées aux sécheresses de 2003 et de 2007, l'apport de la géodésie est mis en évidence, mais certaines limites sont également notées. Celles-ci concernent en particulier l'épisode de 2007, ou la présence d'une sécheresse détectée par GPS et notée dans les modèles n'est pas retranscrite de façon cohérente par les séries de masse d'eau déduites des mesures GRACE.

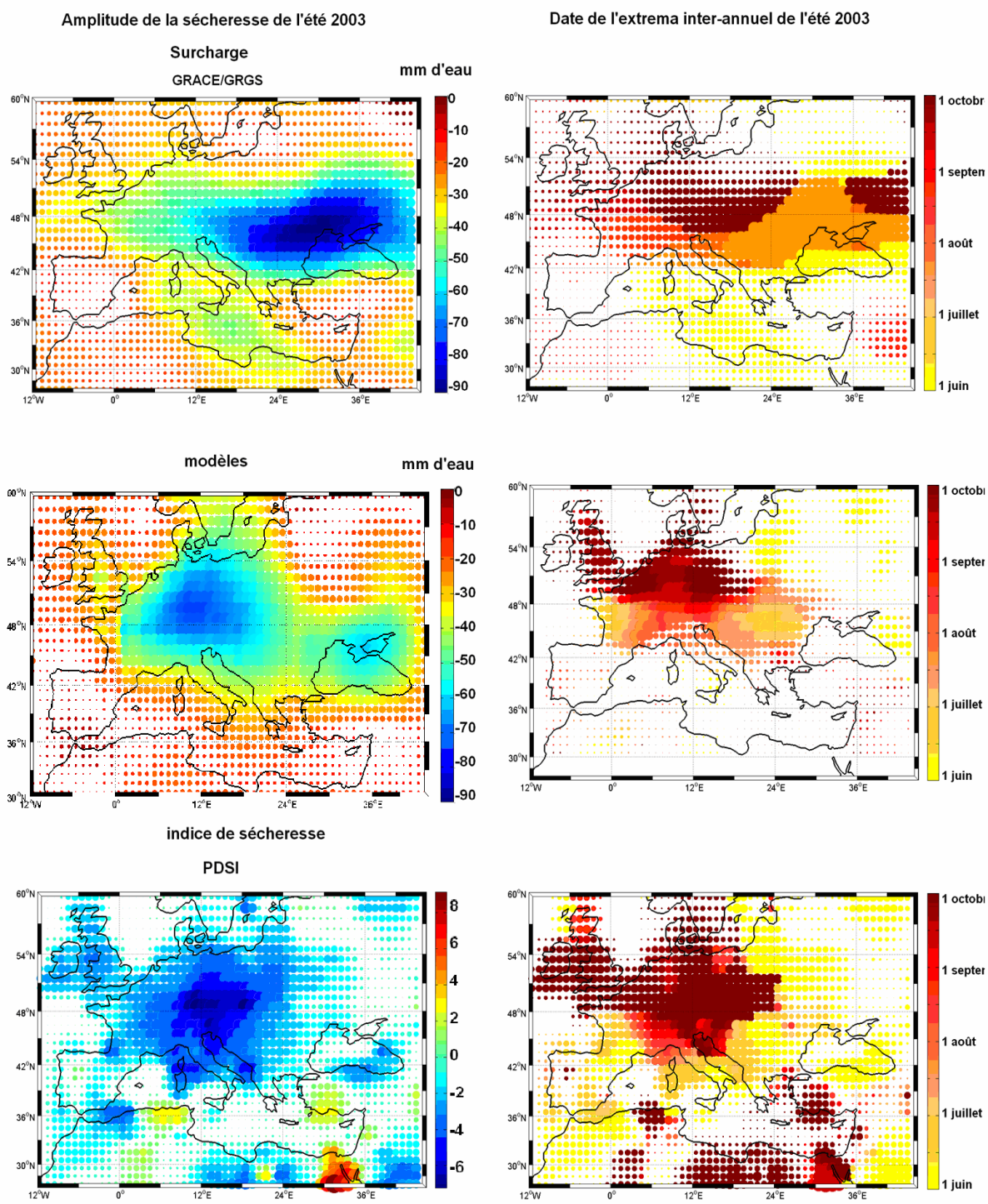


Figure G.2: ***A gauche:*** *déficit de masse d'eau ou déplacement maximal associé à la sécheresse de l'été 2003, avec, de haut en bas :*

- amplitude maximale de déficit de masse dans les séries inter-annuelles de surcharge associées aux mesures GRACE.

- amplitude maximale de déficit de masse dans les séries inter-annuelles de surcharge issue du modèle GLDAS

- minima de PDSI

- déplacement maximal inter-annuel vertical dans les séries GPS

- déplacement maximal inter-annuel vertical associé aux géoïdes GRACE

A droite : *date de l'extrema lié à la sécheresse pour chacune des quantités cartographiées dans la colonne de gauche*

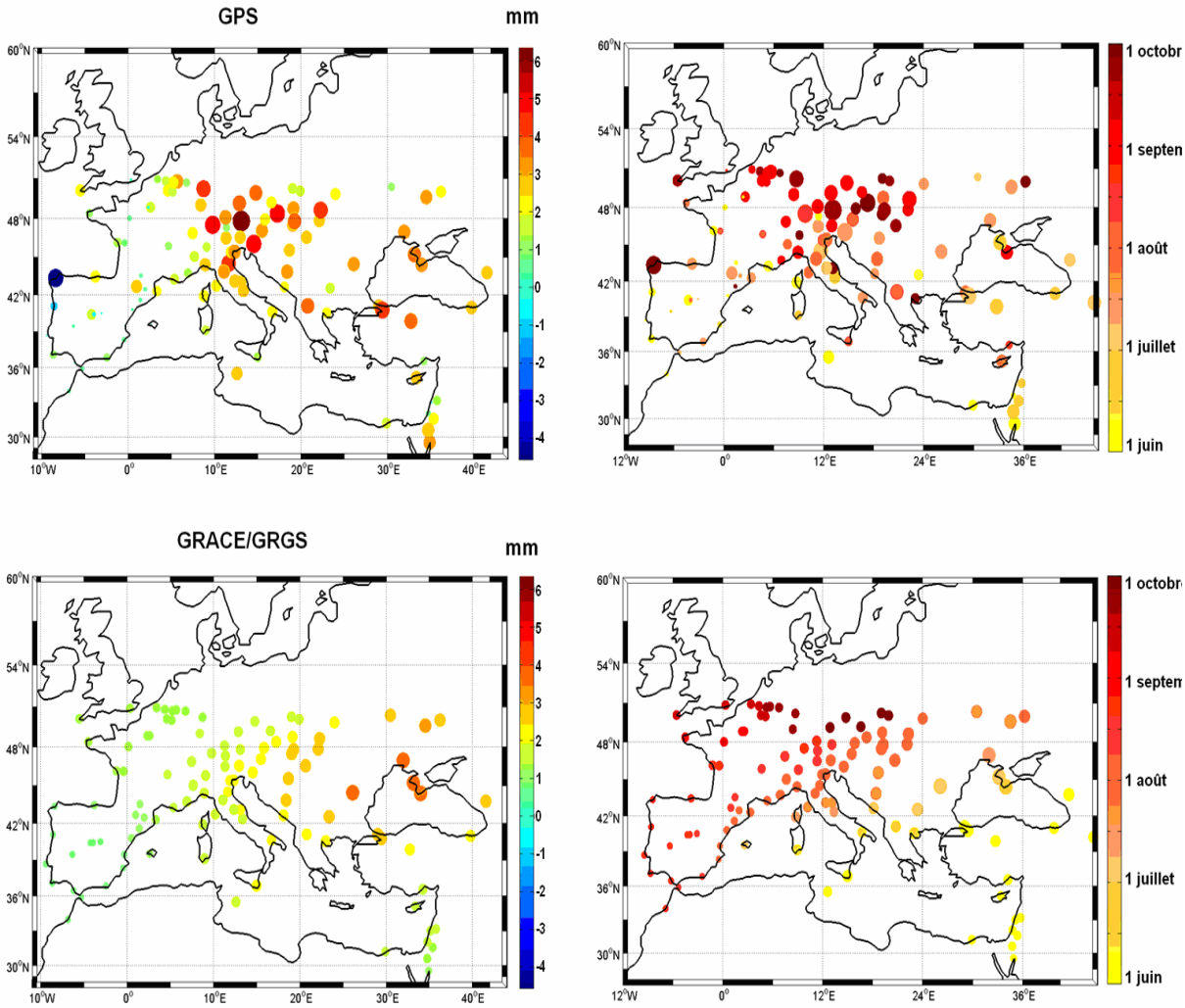


Figure G.3: ***A gauche,*** *de haut en bas :*
- déplacement maximal inter-annuel vertical dans les séries GPS associé à la sécheresse de l'été 2003
- déplacement maximal inter-annuel vertical associé aux géoïdes GRACE associé à la sécheresse de l'été 2003.

A droite : *date de l'extrema lié à la sécheresse pour chacune des quantités cartographiées dans la colonne de gauche*

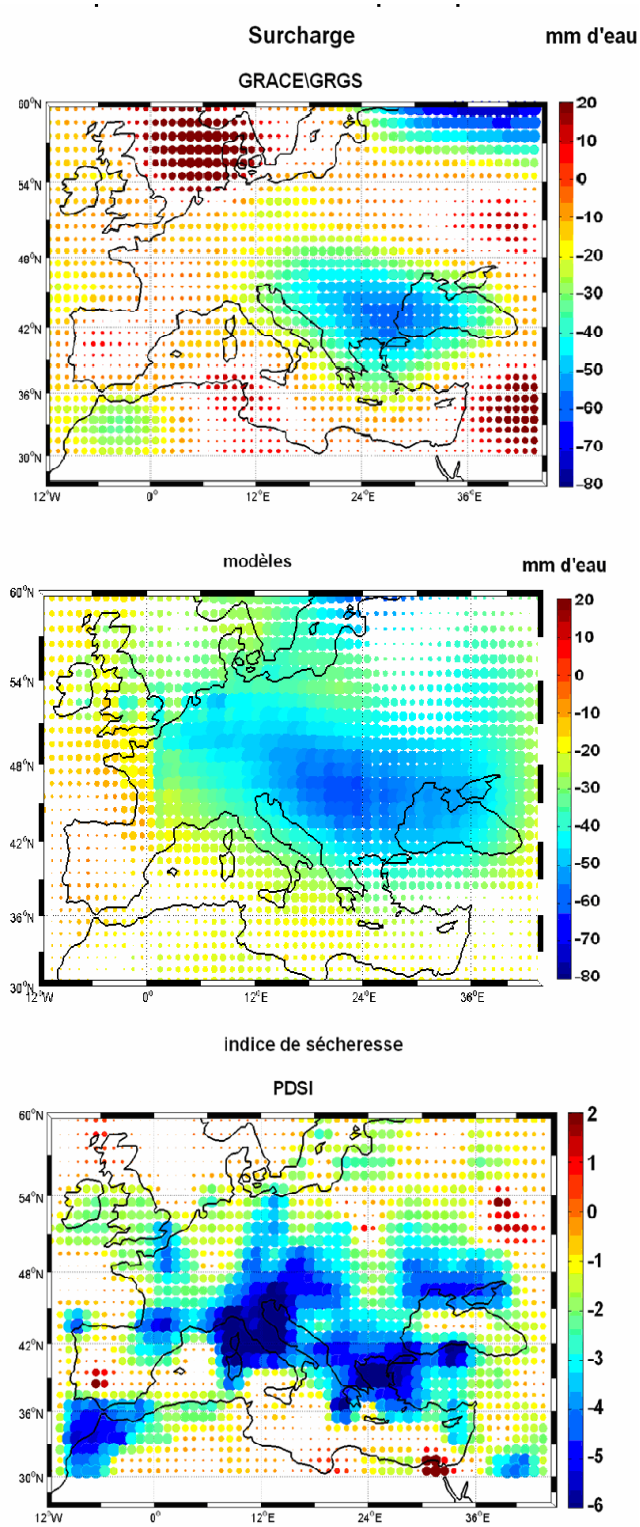


Figure G.4 *:Déficit de masse d'eau ou déplacement maximal associé à la sécheresse du printemps 2007, avec, de haut en bas :*

- amplitude maximale de déficit de masse dans les séries inter-annuelles de surcharge associées aux mesures GRACE.

- amplitude maximale de déficit de masse dans les séries inter-annuelles de surcharge issue du modèle GLDAS

- minima de PDSI

- déplacement maximal inter-annuel vertical dans les séries GPS

- déplacement maximal inter-annuel vertical associé aux géoïdes GRACE

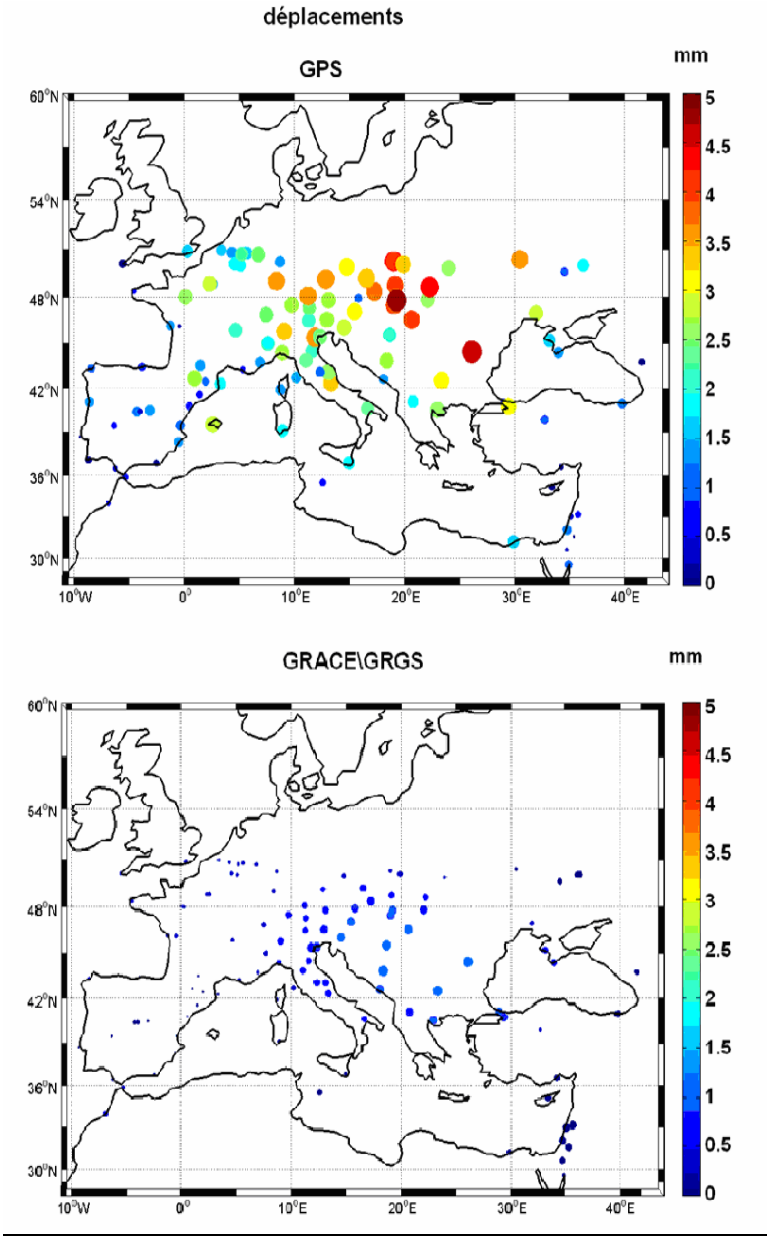


Figure G.5 *:De haut en bas :*
- déplacement maximal inter-annuel vertical dans les séries GPS lors de la sécheresse du printemps 2007
- déplacement maximal inter-annuel vertical associé aux géoïdes GRACE lors de la sécheresse du printemps 2007

Annexe H : Application des méthodes de séparation des sources à l'interprétation des différences entre GRACE et modèles à l'échelle inter-annuelle

I. Comment interpréter les différences entre GRACE et les modèles ?

L'analyse conjointe des surcharges inter-annuelles calculées à partir des mesures GRACE et celles déterminées à partir des modèles ont permis de mettre en évidence des problèmes de modélisation, en particulier au niveau de la Mer Noire, dont la dynamique n'est pas bien restituée par le modèle Mercator. Toutefois, une fois la masse de la Mer Noire approximée par un modèle simple, des différences subsistent entre GRACE et modèles. En particulier, la localisation du principal mode de variabilité inter-annuel de la masse n'est pas exactement le même pour GRACE d'un côté, et la somme des modèles de l'autre. C'est notamment au Nord de la Mer Noire qu'il subsiste alors des différences, principalement au niveau du bassin du Dniepr central (Figure H.1), où le mode n°1 est moins significatif pour les modèles que pour GRACE.

Ces différences sont alors concentrées dans une zone assez éloignée de la Mer Noire pour pouvoir ici encore incriminer la circulation océanique, y compris si l'on tient compte du fait que les surcharges dérivées des modèles ont été au préalable filtrées avec un filtre gaussien de rayon 500 km afin de prendre en compte les effets de contamination liés à la résolution spatiale limitée de GRACE.

L'origine de ces différences peut alors être très diverse. Il peut s'agir :

- d'un défaut de modélisation de l'atmosphère et/ou de l'hydrologie continentale, y compris le fait que certaines contributions de l'hydrologie continentale ne soient pas modélisées (aquifères, eaux de surface)
- d'erreurs dans les solutions GRACE
- d'une différence de résolution entre les deux jeux de données (modèles et GRACE).

Cette dernière possibilité peut d'emblée être mise de côté. En effet, les différences de résolution entre GRACE et les modèles ont été en grande partie gommées par l'application aux modèles d'un filtre gaussien de rayon égal à la résolution de GRACE (500 km). S'il peut éventuellement rester des différences de résolution résiduelles, l'analyse de la figure H.1 montre que la taille de la zone concernée par les différences est largement plus grande que 500 km, donc plus grande que la résolution de GRACE.

Un artefact lié à la modélisation de la surcharge atmosphérique est peu probable. En effet, les modèles atmosphériques sont a priori les plus précis des trois modèles de circulation (Fukumori, communication personnelle). De plus, au niveau inter-annuel, il est peu plausible que des erreurs de modélisation de la pression atmosphérique atteignent l'équivalent de 10 cm d'eau pic à pic, amplitude qui correspond aux différences maximales inter-annuelles notées entre GRACE et les modèles. En effet, Vey et al. (2012) ont montré que les différences annuelle entre deux modèles atmosphériques (en l'occurrence NCEP et ECMWF) peuvent atteindre 4 cm d'eau en Sibérie sur la composante annuelle, mais près de dix fois moins en inter-annuel. Cette estimation est beaucoup plus faible que les différences que l'on met en évidence en Ukraine, et ceci exclut du fait la possibilité d'une erreur dans le modèle atmosphérique, d'autant plus que des différences inter-annuelles entre GRACE et la somme des modèles (GLDAS+ECCO+NCEP) atteignant plus de 10 cm d'eau sont également notées en Sibérie, la zone d'étude de Vey et al. (2012).

Les différences de localisation du mode n°1 proviennent donc a priori principalement de différences entre GRACE et le modèles hydrologiques, en l'occurrence GLDAS. La variance des différences entre, d'une part, la partie « hydrologique » de GRACE (GRACE moins la surcharge atmosphérique moins la surcharge océanique filtrée spatialement), et, d'autre part, la surcharge issue du modèle GLDAS, filtré spatialement ou de résolution originale (Figure H.1) montre qu'effectivement, des différences importantes sont notées au niveau du bassin du Dniepr. Des différences du même ordre de grandeur sont mises en évidence lorsque le modèle WGHM est utilisé à la place de GLDAS.

II. *Une probable contribution des eaux souterraines*

Il peut donc s'agir soit d'une erreur régionale dans les données GRACE, soit d'une erreur dans les modèles, soit d'une différence entre le *TWS* déduit des mesures GRACE et celui effectivement modélisé.

Les modèles hydrologiques se basent en grande partie sur des mesures issues de satellites, et sur des paramètres dont il n'est pas exclu qu'ils comportent des erreurs géographiquement corrélées, comme par exemple la typologie des sols ou la physionomie des bassins. Mais surtout, les modèles d'hydrologie continentale comme GLDAS ne modélisent pas la contribution des aquifères ni celle des eaux de surface.

Si GLDAS n'est pas filtré, les différences avec la partie hydrologique de GRACE sont mises en évidence dans les régions montagneuses et certaines régions karstiques. Ces dernières sont particulièrement remarquables en France (Figure H.2). Les différences notées au niveau de l'Ukraine, elles, ne sont pas les plus fortes en terme d'amplitude lorsque GLDAS n'est pas filtré, mais ce sont les seules à subsister une fois le filtrage spatial effectué, étant donné la large zone qu'elles concernent. La présence de telles différences sur une large zone n'est pas totalement expliquée. En tout cas, la taille de cette zone est largement supérieure à la résolution de GRACE. Etant donné qu'il est peu réaliste d'incriminer une erreur si locale dans les données GRACE, y compris dans les données de dealiasing, dans une zone éloignée des océans, deux hypothèses subsistent alors:

- une erreur de modélisation dans GLDAS qui se propage à l'échelle inter-annuelle
- la contribution de variations inter-annuelles importantes de la masse des eaux souterraines ou des eaux de surface. Or, la contribution des eaux de surface peut être exclue car les différences entre GRACE et GLDAS non filtré sont plus faibles au niveau des grands lacs jalonnant le Dniepr que dans la zone entourée en Figure H.3, immédiatement au Nord-Ouest du fleuve.

Une erreur locale dans les données de précipitation ou de températures reste néanmoins peu probable au vu de l'amplitude des différences (8 cm d'eau), surtout sur une échelle spatiale si large. Par contre, une erreur dans les paramètres du sol (comme la porosité par exemple), qui contraignent à la fois l'évaporation, l'infiltration et le ruissellement n'est, elle, pas à exclure.

Néanmoins, au vu de la signature spatiale et temporelle des principales différences entre la partie hydrologique de GRACE et GLDAS, nous penchons alors pour la seconde hypothèse (la contribution des variations inter-annuelles des aquifères) pour les raisons suivantes :

- La zone où les écarts sont maximaux est située en majeure partie dans une zone où les sols sont très poreux : ils sont formés en majeure partie de chernozomes, une terre noire par ailleurs très propice à la céréaliculture. Or de tels sols poreux sont favorables à l'infiltration d'eau et à la présence de réserves d'eau souterraines (annexe I).
- La série temporelle associée au mode majeur des différences entre la partie hydrologique de GRACE et GLDAS (courbe en bleu sur la figure H.4), lorsqu'elle est comparée aux variations de *TWS* de subsurface déduites de GLDAS sur cette même zone (courbe en noir), montre le comportement typique de recharge et de décharge d'un aquifère : la sécheresse de 2003 cause un assèchement de l'aquifère, qui met ensuite un certain temps avant de se recharger

progressivement. Et ce n'est qu'en 2006, quelques mois après les fortes précipitations notées dans cette région, lorsque les eaux de subsurface sont saturées, que l'aquifère se remplit. Ce comportement temporel est un argument de plus pour penser à la présence d'un aquifère. Cependant, nous ne possédons pas les mesures in-situ qui nous permettraient de conclure définitivement.

- La seule station GPS réellement comprise dans la zone mise en évidence sur la Figure VII.23, la station POLV, montre des déplacements inter-annuels très bien corrélés avec ceux associés aux géoïdes GRACE, mais beaucoup moins avec les déplacements inter-annuels calculés à partir des modèles.

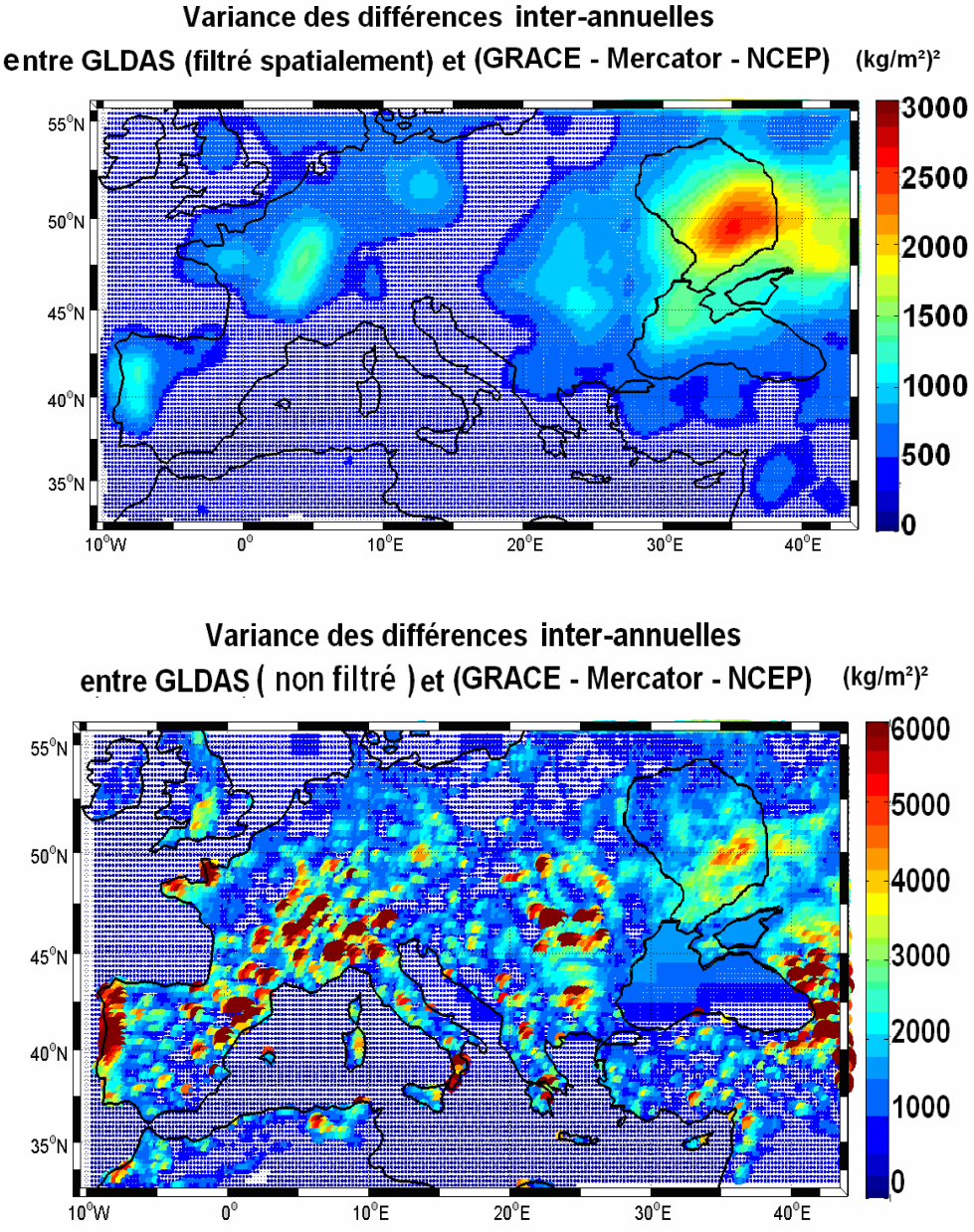


Figure H.1 : Variance des différences entre les surcharges inter-annuelles dérivées de la partie hydrologique de GRACE (GRACE – contribution océanique – contribution atmosphérique), et :

En haut: le modèle GLDAS filtré spatialement à 500 km.

En bas: le modèle GLDAS non filtré spatialement

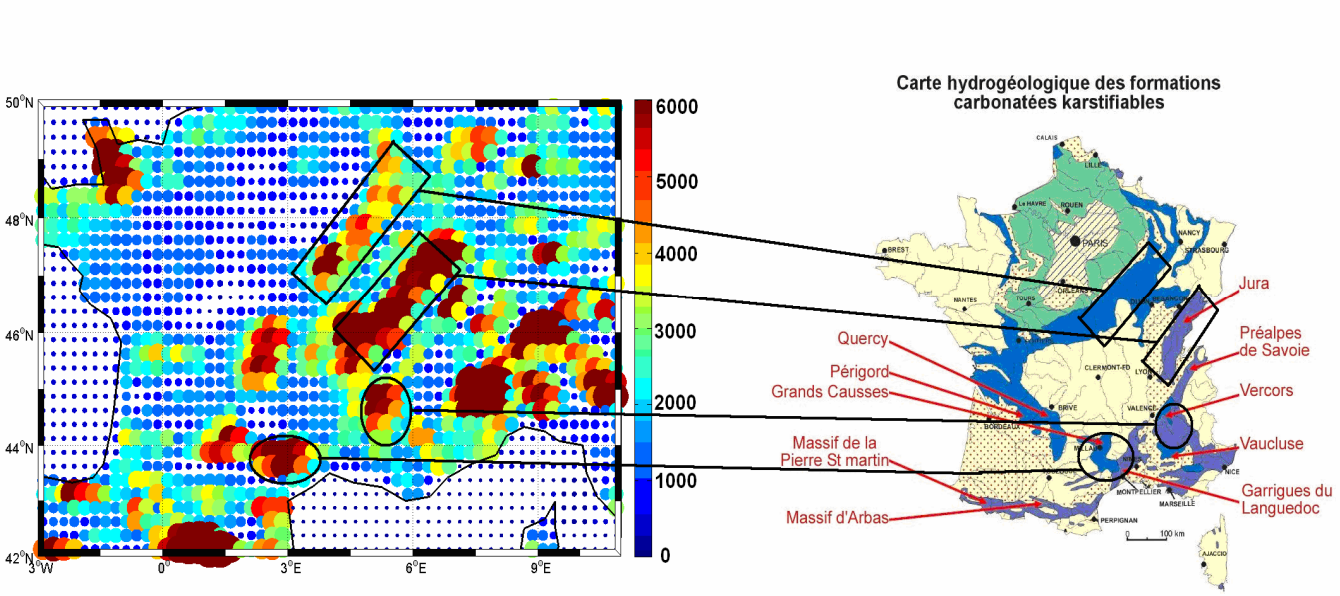


Figure H.2 : Zoom sur la variance des différences inter-annuelles entre la partie hydrologique de GRACE et GLDAS non filtré en France, et mise en évidence des zones karstiques (zoom de la Figure VII.19, droite).

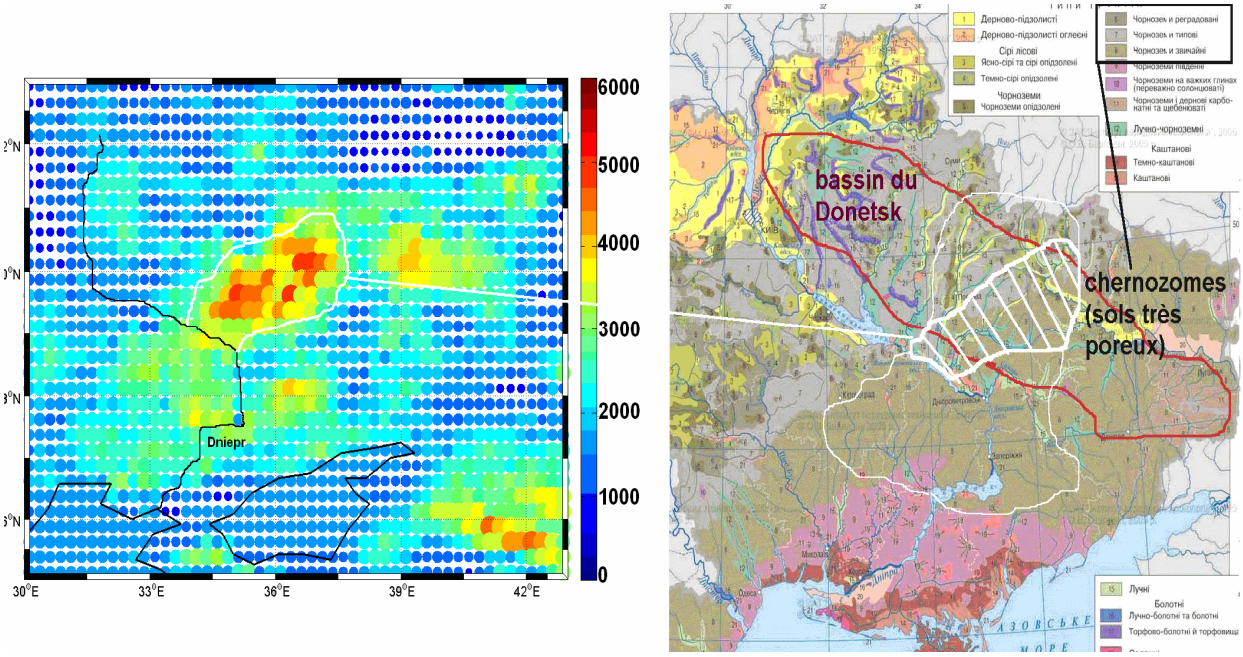


Figure H.3 : Zoom sur la variance des différences inter-annuelles entre la partie hydrologique de GRACE et GLDAS non filtré en Ukraine (zoom de la Figure VII.19, droite)

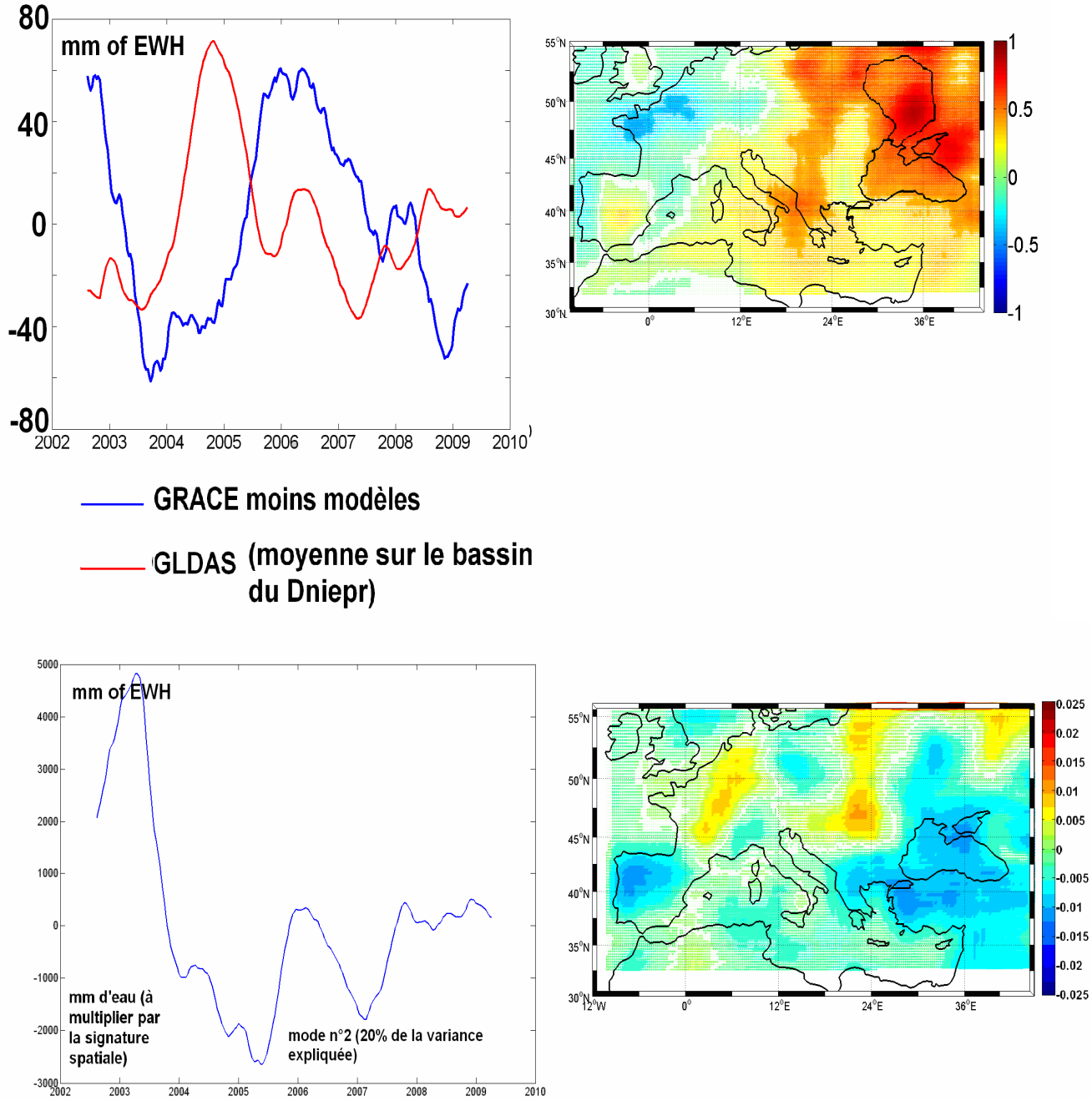


Figure H.4 : Deux premiers modes principaux issus de l'ACP des différences inter-annuelles entre la partie hydrologique de GRACE et GLDAS.

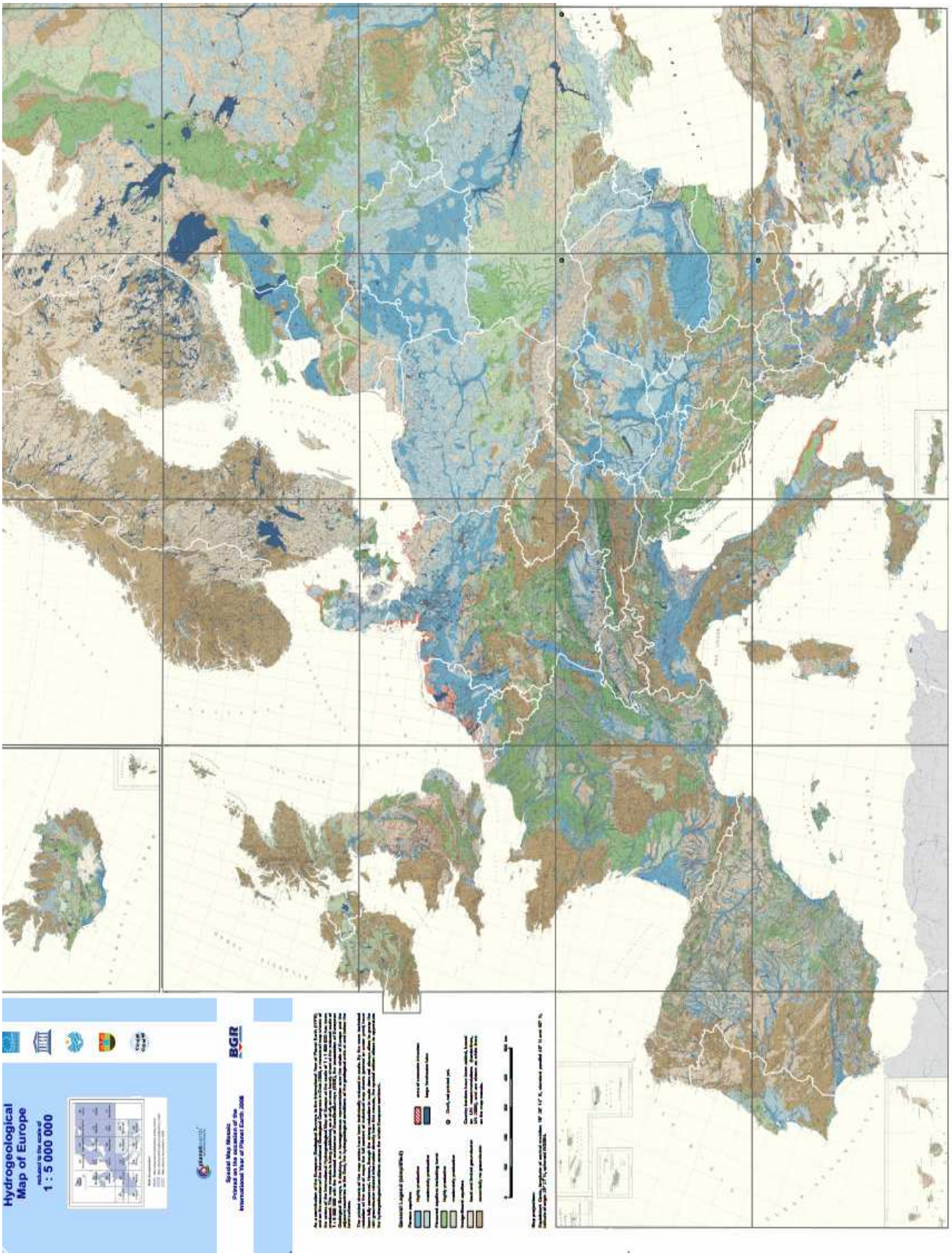
A gauche : sources temporelles

A droite : signatures spatiales associées

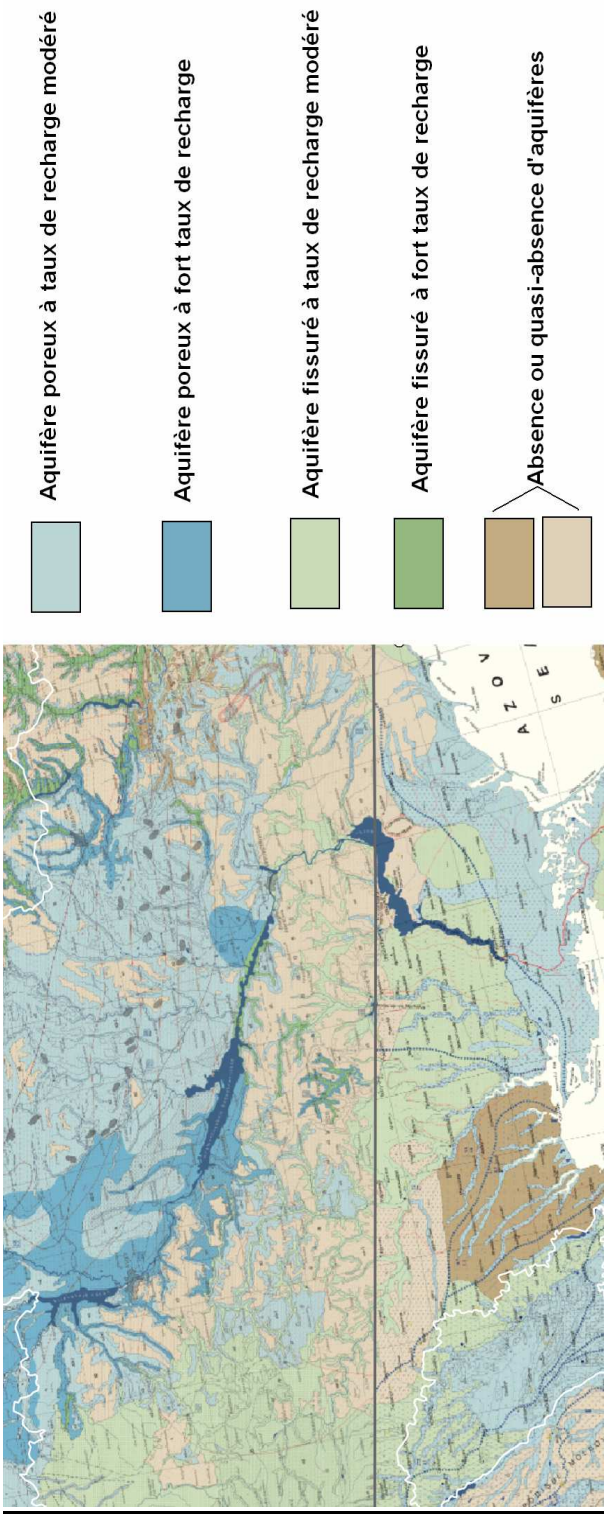
Bilan

L'analyse des différences entre GRACE et les modèles de circulation globaux permet d'identifier des problèmes dans els modèles océaniques, en particulier en Mer Noire, mais aussi des différences avec les modèles d'hydrologie continentale. Alors que ceux-ci sont globalement en très bon accord sur la majeure partie de l'Europe, des différences assez importantes apparaissent à l'échelle inter-annuelle, en particulier au niveau d'une zone à l'Est du bassin du Dniepr. L'explication des ces différences locales à grande échelle (plus de 400 km) ne sont pas arrêtées, mais la contribution d'aquifères non modélisés semble plausible. Si elle était confirmée, il s'agirait d'une application importante de la géodésie. En effet, si la présence d'aquifères en déplétion a été mise en évidence par de nombreux auteurs à partir des données GRACE et GLDAS (dont Rodell et al., 2007), elle ne l'a pas été à l'échelle inter-annuelle. Or ce sont justement ces variations inter-annuelles des hauteurs d'eau dans les aquifères qui sont susceptibles d'être étudiées pour la gestion des ressources hydrologiques à l'échelle régionale ou même continentale.

Annexe I : Carte hydrogéologique d'Europe (Gilbrich, 2000)



Zoom sur l'Ukraine



Annexe J : Reconstruction des variations inter-annuelles de masse de la Mer Noire sur 60 ans

Les modèles océaniques utilisés présentent des lacunes en Mer Noire. Or, sur la période 2002-2010, une modélisation simple basée sur la combinaison de données de hauteur de mer et de SST, utilisée en section II et détaillée ci-dessous, permet d'approximer les variations de masse inter-annuelles de la Mer Noire. Les variations de surcharge issues de cette modélisation sont assez cohérentes avec celles déduites des mesures GRACE, ce qui permet d'une part de valider cette modélisation simple, et d'autre part de confirmer le lien entre les variations de masse de la Mer Noire lors de la dernière décennie et la NAO. Nous aimerions, comme cela a été fait pour le modèle hydrologique (section II), déterminer si cette téléconnection est valable sur une période plus longue, au moins 30 ans. Or, nous sommes limités par les données altimétriques qui ne commencent qu'en 1992. Cependant, le pourtour de la Mer Noire est parsemé de marégraphes, et certains d'entre eux possèdent des séries temporelles très longes. De même, des mesures de SST sont disponibles en Mer Noire depuis l'après-guerre. Nous décidons de tirer profit de ces données pour reconstruire les variations de surcharge en Mer Noire depuis 1950.

I. Approximation de la surcharge océanique

Nous avons utilisé la même méthode que dans Valty et al. (2013b) pour approximer les variations de masse de la Mer Noire. La modélisation utilisée est ici détaillée. La surcharge océanique totale peut s'exprimer comme la différence entre la surcharge associée aux variations de hauteur de mer et un terme de correction lié à la dilatation thermique. Ce dernier terme s'exprime à partir de la somme, sur toutes les couches formant la colonne d'eau, de la surface jusqu'au fond de la mer, du produit de la densité spécifique et de la hauteur de la couche considérée (chapitre II). Nous avons donc utilisé les données d'altimétrie satellitaire pour calculer le premier terme de cette équiation, la surcharge associée aux variations de hauteur de mer, en multipliant celles-ci par une densité de surface moyenne de $1020\,kg.m^{-3}$. La surcharge océanique σ au point coordonnées (λ,φ), en $kg.m^{-3}$, s'exprime comme :

$$\Delta\sigma(\lambda,\varphi) \approx \rho_{surf}(\lambda,\varphi)SLA(\lambda,\varphi) + \sum_{i=0}^{N-1}\Delta\rho_i(\lambda,\varphi,z_i,T_i,S_i)(z_{i+1}-z_i)$$

où ρ_{surf} est la densité de surface (1020 $kg.m^{-3}$), *SLA* est l'anomalie de hauteur de mer en mètres, $\Delta\rho_i$ est l'anomalie de densité de la couche n° *i*, qui est comprise entre les profondeurs z_i et z_{i+1}. La colonne d'eau au point de coordonnées (λ,φ) est donc divisée en N couches, depuis la surface jusqu'au fond de la mer. ρ_i depend de la profondeur, mais également de la température et de la salinité de la couche associées, respectivement notées T_i et S_i.

Nous avons utilisé les grilles de SLA calculées par Aviso à partir d'une combinaison des mesures de différents satellites. Ces grilles sont fournies sur une grille de pas 0.5°, avec un échantillonage hebdomadaire, depuis 1992 jusqu'à aujourd'hui.

L'estimation du terme de correction stérique dépend, lui, de la densité de la couche associée. Estimer celle-ci nécessite de disposer d'un modèle de température et de salinité en trois dimensions. Néanmoins, comme celà a été effectué pour la Mer Noire sur la période 2002-2010 dans l'article précédent, il est possible d'approximer ce terme d'expansion thermique en supposant qu'il ne dépend que de la température. Cette approximation est couramment utilisée, et, bien que n'étant pas parfaite,

elle permet de modéliser de façon relativement fiable le terme de correction stérique (Jayne et al., 2003, Swenson et al., 2007). Dans le cas de la Mer Noire, elle est au premier abord justifiée, étant donné la circulation verticale quasi-inexistante entre la couche de surface, dite couche de mélange (« mixed layer ») et les eaux profondes. Les conditions de température, salinité et densité sont donc quasiment constantes dans les couches profondes (Kucuksezgin et al., 2003, Kara et al., 2008), en comparaison de celles touchant les couches de surface, et l'expansion thermqiue est donc concentrée dans cette même couche. L'analyse des profils de température et de salinité du World Ocean Atlas 05 (Locarnini et al., 2005) confirme cetet assertion.

En combinant ces deux hypothèses (Jayne et al., 2003), nous considérons donc que toutes les variations de densité sont reliées aux variations de température, et sont concentrées dans la couche de mélange. La profondeur de cette couche est variable, et l'analyse d'une douzaine de profils de température à partir du World Ocean Atlas 05 montre que, dans la Mer Noire, la température de surface décroit de façon plus ou moins linéaire entre la surface et une profondeur variable, qui est en moyenne de 20 à 30 mètres en été et de 30 à 40 mètres en hiver. Au-delà de cette profondeur, la température reste, quelle que soit la saison, égale à 8°C environ. Cette profondeur correspond donc à la hauteur de la couche de mélange. Nous la choisissons égale à 30 mètres en moyenne, et nous considérons que dans cette couche, la température est égale à la moyenne entre la SST et la température des eaux profondes (8°). En combinant l'équation 1 de Chambers et al. (1997) et l'équation (21) de Jayne et al. (2003), l'expansion thermique s'exprime alors :

$$\sum_{i=0}^{N-1} \Delta\rho_i(\lambda,\varphi,z_i,T_i,S_i)(z_{i+1}-z_i) \approx -\rho_{surf}(\lambda,\varphi)\frac{\Delta(SST(\lambda,\varphi)-8)}{2}\alpha\Delta z$$

Où α est le coefficient d'expansion thermique, supposé constant et égale à 0.0003 K^{-1} (Swenson et al., 2007), Δz est la profondeur de la couche de mélange (30 m ici), et $SST(\lambda,\varphi)$ est la valeur de la température de surface au point de calcul, en °C.

Cette équation montre que la correction de l'effet stérique ne dépend que des variations de SST. Nous avons utilisé, dans Valty et al. (2013b) les valeurs de SST dérivées de mesures de radiances de l'instrument MODIS. Toutefois, des bases de données de mesures anciennes interpolées existent aussi, comme le produit ICOADS (International Comprehensive Ocean-Atmopshere Data Set) du NCAR (National Center for Atmopsheric Reaserch) ou le modèle de SST de Kaplan (Kaplan et al., 1998). Nous utilisons le produit de l'ICOADS, qui est le seul à fournir des données mensuelles de SST en mer Noire depuis au moins 1950, avec une résolution de 1°x1°. Ce produit est uniquement constitué de mesures interpolées spatialement et temporellement. Sur la Mer Noire, la période postérieure à 1950 est relativement bien couverte en temps et en espace, et les données y sont très cohérentes avec les valeurs de SST déduites des mesures MODIS sur la période 2002-2010.

Nous étendons ici la méthode d'approximation de la surcharge océanique, développée dans l'article précédent. Pour cela, nous sommes confrontés au problème que les mesures d'altimétrie satellitaire ne commencent qu'en 1992. Pour remédier à ceci, nous avons choisi d'utiliser les données de plusieurs marégraphes fournies par le PSMSL (Permanent Service For Mean Sea Level).

II. Reconstruction de la hauteur inter-annuelle de la Mer Noire depuis 1950

II.a Présentation

Le pourtour de la mer Noire est parsemé de plusieurs stations marégraphiques réparties de façon relativement homogène, et fournissant des données depuis au moins 1950. Nous désirons donc tirer profit à la fois de l'altimétrie spatiale qui fournit tout de même près de 20 ans de données et qui permet d'avoir des données sur l'ensemble de la zone, et des marégraphes qui eux sont peu nombreux mais couvrent une longue période. Nous avons choisi, dans un premier temps, de reconstruire les séries temporelles de hauteur de la Mer Noire.

Les reconstructions de hauteur de mer par techniques d'ACP ont été développées par Kaplan et al. (1998, 2000), et utilisées par plusieurs auteurs, notamment par Meyssignac et al. (2011) qui les ont appliquées et adaptées à la reconstruction des séries temporelles de hauteur de mer en Méditerranée et dans le Pacifique tropical, à l'aide justement de données marégraphiques. L'idée générale de ces reconstructions est d'utiliser la variabilité spatiale de l'altimétrie satellitaire sur une période donnée, et de projeter cette variabilité spatiale, obtenue par exemple par une ACP, sur les séries temporelles des marégraphes qui, elles, couvrent une période plus longue. De cette façon, la couverture spatiale de l'altimétrie sur la période 1992-2010 peut être théoriquement étendue jusqu'à la date de début des séries marégraphiques. Néanmoins, ce type de reconstruction nécessite auparavant quelques vérifications sur les données, étant donné que la qualité de la reconstruction réside dans la qualité et l'homogénéité des jeux de données utilisés.

II.b Méthode classique

Plus précisément, la méthode détaillée par Kaplan et al. (1998) et utilisée notamment par Meyssignac (2012), consiste à décomposer les séries inter-annuelles d'altimétrie satellitaire *Z* par ACP, de telle façon à ce que, pour chaque point d'altimétrie spatiale : $Z(\lambda,\varphi,t) = \sum_{s=1}^{M} Sk_i(t)\,Ak_i(\lambda,\varphi)$.

Les signatures spatiales des sources (Ak) sont alors gardées pour la reconstruction finale, et vont être combinées avec des sources temporelles $\widetilde{Sk}(t)$, de telle façon à ce que les séries de hauteur de mer reconsrtuites s'expriment alors comme $\widetilde{Z}(\lambda,\varphi,t) = \sum_{s=1}^{N} Ak_i(\lambda,\varphi)\widetilde{Sk}_i(t)$.

Les modes spatiaux de recomposition (les Ak) sont donc ceux estimés à partir des mesures d'altimétrie satellitaire, sur une période *a priori* plus courte (1992-2010 dans notre cas). Les sources temporelles $\widetilde{Sk}(t)$ sont, elles, recherchées de telle façon que la somme quadratique des écarts entre les séries d'altimétrie recomposées au niveau des marégraphes (ou en tout cas à des points très proches), et les séries marégraphiques associées soient minimales.

En pratique, nous avons utilisé une variante de cette méthode, mais qui suit le même fil conducteur. Notre méthode a consisté à reconstruire les hauteurs de la mer Noire sur la période 1950-2010 à partir, d'une part, des données marégraphiques jalonnant ses côtes, disponibles depuis 1950 mais s'arrêtant pour une partie d'entre eux à la fin des années 1990, et d'autre part à partir des données d'altimétrie satellitaire, disponibles depuis 1992.

II.c Données marégraphiques

Dix marégraphes principaux (Figure J.1), ayant plus de 20 ans de données disponibles depuis 1950, existent autour de la Mer Noire, mais seuls trois d'entre eux enregistrent de façon quasi-continue sur la période 1950-2010. Les tendances, signaux annuels et périodes inférieures à 6 mois ont été retirés.
Trois de ces séries marégraphiques peuvent être considérées comme significativement anticorrélées à la NAO avec un intervalle de confiance de 95% (Constanta, Varna et Tuapse) et trois autres présentent des anticorrélations certes non significatives à 95%, mais qui restent comprises entre -0.34 (Sebastopol) et -0.22 (Poti). Ce résultat rejoint celui de Stanev et al. (2000). Il apparaît donc que, comme l'ont montré en partie Kara et al. (2008), la circulation atmosphérique Nord-Atlantique représentée par la NAO joue un rôle significatif dans les variations de hauteur de la Mer Noire, y compris depuis 1950 (Figure J.1).

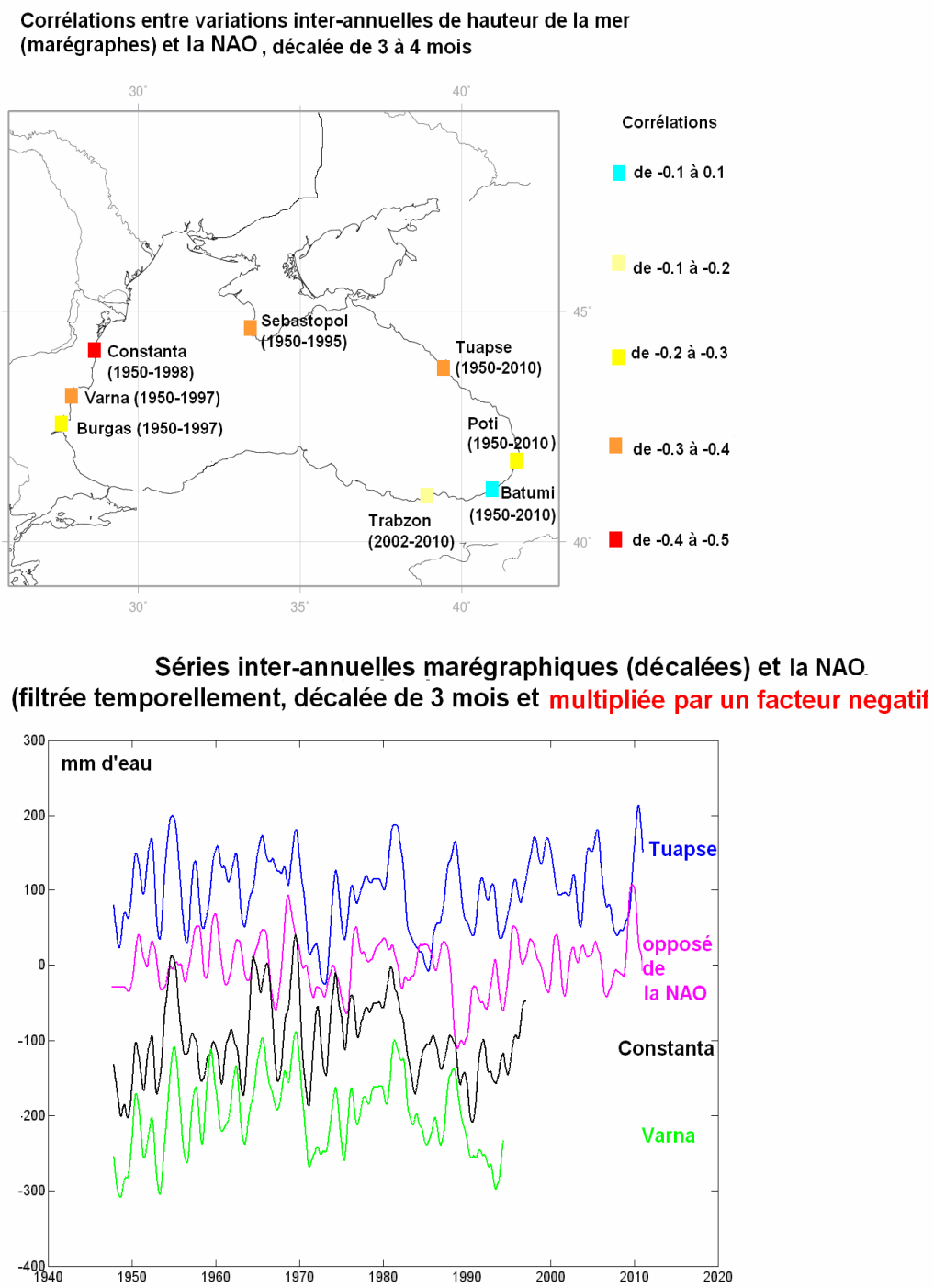


Figure J.1 : A gauche : Corrélations inter-annuelles entre les séries marégraphiques et la NAO décalée de 3 à 4 mois.

A droite : exemples de séries marégraphiques inter-annuelles, superposées à ***l'opposé de la NAO.***

II.d. Pourquoi et comment reconstruire les variations de hauteur de la Mer Noire ?

Plusieurs raisons justifient cette reconstruction :

- Les séries marégraphiques, bien que couvrant la période 1950-2010 de manière assez hétérogène, avec de nombreuses stations sans données (spécialement après 1997/1998), sont cependant réparties de façon relativement homogène sur le pourtour de la Mer Noire. Elles sont donc *a priori* à même de capter une part du signal d'autant plus importante que la Mer Noire n'est pas très grande.

- Les séries marégraphiques présentent une part importante de variabilité commune (Figure VII.11, droite), dont une partie est significativement reliée à la NAO. Ceci montre d'un part que les variations de hauteur de la Mer Noire sont *a priori* relativement homogènes spatialement, et d'autre part qu'hormis une ou deux stations (Batumi en particulier), les séries marégraphiques sont de qualité. La séries marégraphique de Batumi, contient un certain nombre de sauts et une variabilité spatiale qui n'est pas cohérente, ni avec celle de Tupase, Poti et Trabzon, ni avec celle des points voisins d'altimétrie par satellite. Ce problème est d'ailleurs spécifié sur le portail du PMSLS.
- Les séries inter-annuelles marégraphiques sont bien cohérentes sur la plupart des stations avec les séries inter-annuelles d'altimétrie spatiale aux points les plus proches (Figure J.2) sur les périodes de données communes (1992-1998 par exemple pour Constanta, ou 1992-2010 pour les deux stations « complètes » de Tuapse et Poti).

.

II.e. Reconstruction pratique

L'approche utilisée ici a pour but d'exprimer directement les séries temporelles d'altimétrie dans la base de la décomposition par ACP des séries marégraphiques. La reconstruction des séries de hauteur de mer inter-annuelles comprend alors trois étapes :

1. Complétion des séries marégraphiques

Le principal problème alors rencontré pour la reconstruction des séries de hauteur de la Mer Noire tient au fait que seules deux séries marégraphiques fiables contiennent des données sur la période entière (1950-2012). Ces stations sont Poti et Tuapse. Il semble alors difficile d'espérer capter toute la variabilité spatiale de la Mer Noire avec deux marégraphes seulement, qui plus est tous deux situés dans l'Est du bassin. Nous tirons alors profit du fait que le nombre de séries marégraphiques fiables et disponibles avant 1998 est de huit, avec de plus une répartition homogène. Pour compléter les autres séries marégraphiques sur la période manquante (en particulier 1998-2010), nous utilisons le fait que chacun des marégraphes concernés a au moins 5 ans de données communes avec l'altimétrie, et que sur cette période la cohérence est bonne entre les deux mesures (Figure J.2). Les séries marégraphiques inter-annuelles sont alors complétées, sur la fraction de la période 1992-2010 où les mesures sont manquantes, par la moyenne des hauteurs de mer inter-annuelles issues de l'altimétrie spatiale des trois points les plus proches. Les données des quatre marégraphes concernés sont ainsi complétées de façon à disposer de 7 séries complètes sur la période 1950-2010, bien réparties autour du pourtour de la Mer. Nous appelons ces séries « pseudo-marégraphiques ».

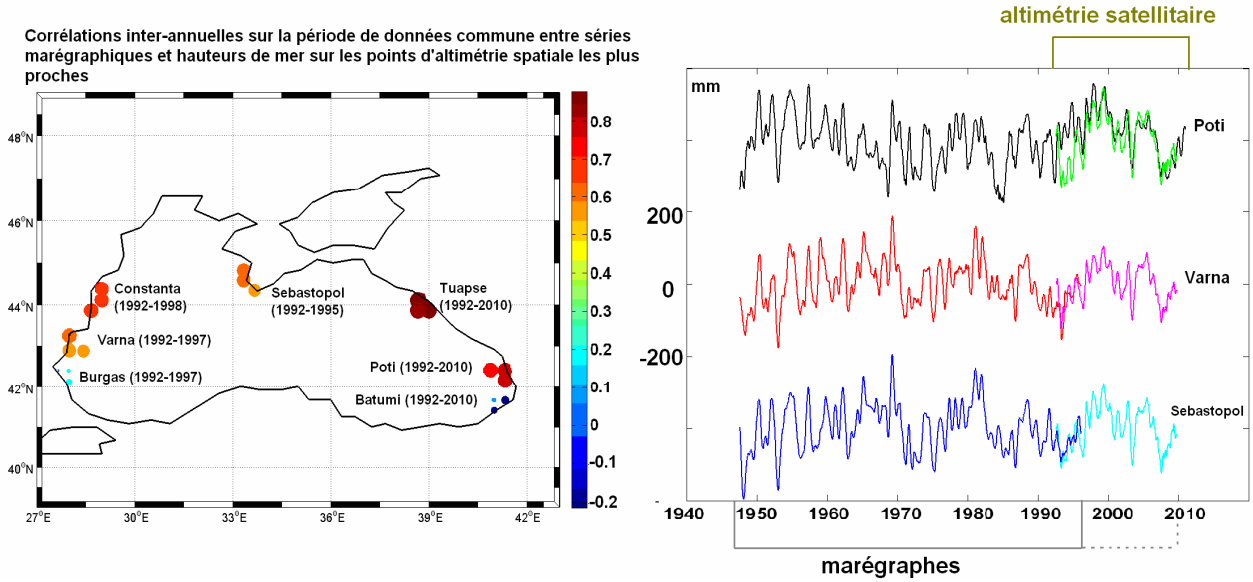


Figure J.2 : A gauche : Corrélations inter-annuelles entre les séries marégraphiques et celles des points d'altimétrie les plus proches.

A droite : exemple des séries inter-annuelles marégraphiques et altimétriques aux points proches.

2) Décomposition par ACP des séries marégraphiques et pseudo-marégraphiques Z_m :

$$Z_m(\lambda,\varphi,t) = \sum_{s=1}^{L} Sm_i(t) Am_i(\lambda,\varphi) \text{ , avec L=6}$$

Nous conservons les six composantes principales. La première, qui condense 71% de la variance expliquée, est associée à une série temporelle qui est d'ailleurs significativement anticorrélée à la NAO avec un intervalle de confiance de 90% (corrélation de -0.34).

- Projection des séries temporelles de l'altimétrie spatiale (les *Z*) sur les sources temporelles issues de la décomposition des marégraphes (les Sm), sur la période commune :

$$\tilde{A}k_i(\lambda,\varphi) = \sum_{i=1}^{L} Sm_i(t)^T Z(\lambda,\varphi,t)$$

Une étape de vérification importante consiste alors à déterminer si cette base de décomposition suffit à bien capter la majeure partie de la variabilité spatiale de la hauteur inter-annuelle de la Mer Noire.
Pour cela, les signatures spatiales issues donc de la projection des hauteurs d'altimétrie spatiale sur la base de décomposition des séries marégraphiques et pseudo-marégraphiques (les $\tilde{A}k$) sont comparées à celles issues de l'ACP directe des séries d'altimérie satellitaire, les Ak du paragraphe II.b (Figure J.3, à gauche). Le bon accord qui existe entre ces deux signatures spatiales mais aussi entre séries temporelles associées à ces deux premiers modes, les Sm de l'équation ci-dessus et les Sk du paragraphe II.b, qui représentent à eux seuls 92% de la variance expliquée, confirme que la décomposition par ACP des séries marégraphiques permet de capter une grande partie de la dynamique spatiale de la hauteur de la Mer Noire. Nous allons par conséquent utiliser la base de décomposition des séries marégraphiques, c'est-à-dire les Sm , comme base de reconstruction des séries d'altimétrie satellitaire sur la période 1950-1992.

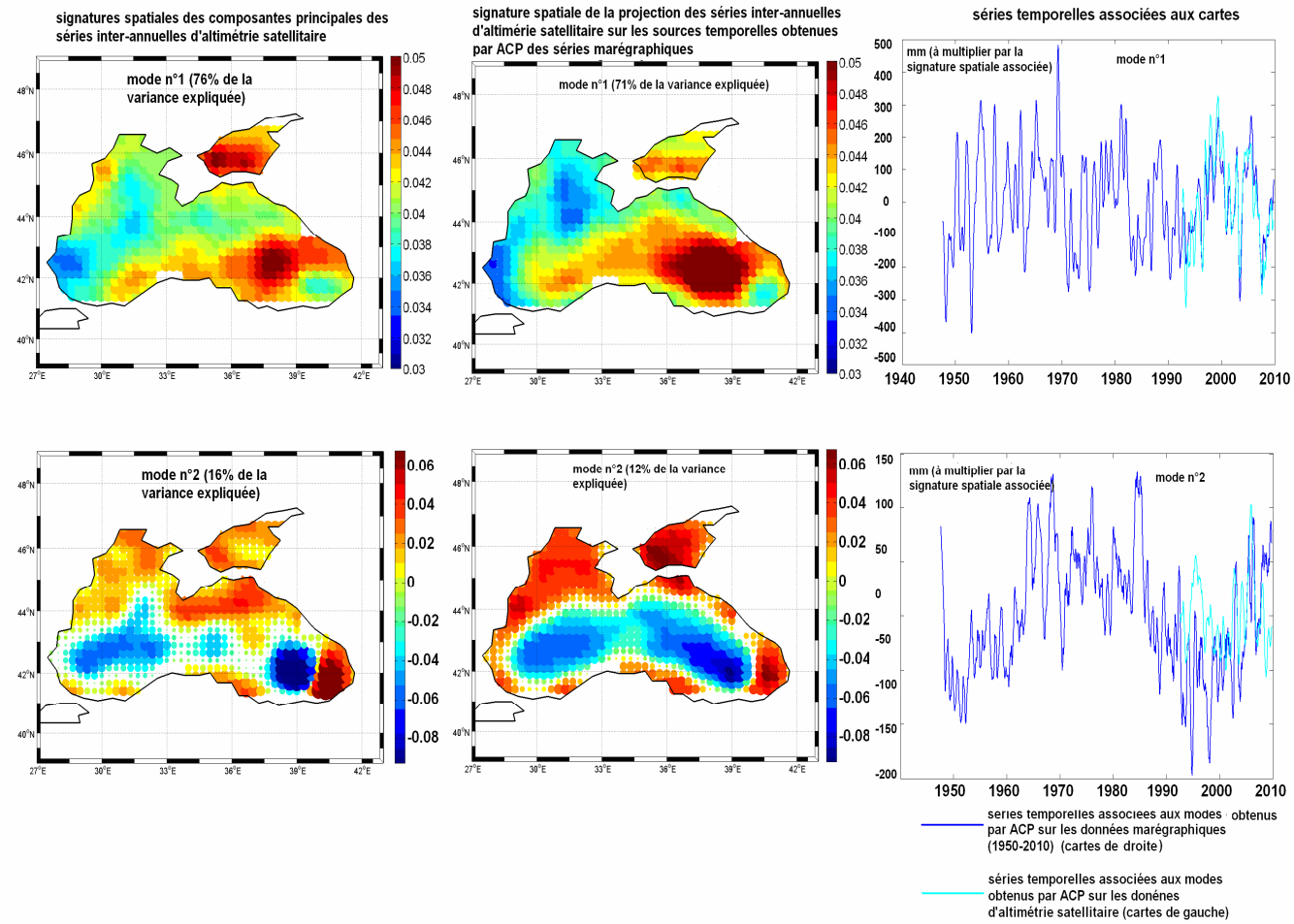


Figure J.3: A gauche : signatures spatiales des sources issues de l'ACP des séries inter-annuelles d'altimétrie satellitaire.

Au milieu : signatures spatiales des projections des séries d'altimétrie sur les sources spatiales issues de l'ACP des séries marégraphiques et pseudo-marégraphiques.

A droite : séries temporelles associées aux signatures spatiales (les séries en bleu sont associées aux cartes du milieu et les séries en bleu ciel aux cartes de gauche).

- Reconstruction des séries de hauteur de mer sur la période 1950-2010, par combinaison de la base temporelle de décomposition des marégraphes, les Sm (6 sources, séries bleues de la Figure J.3) avec la projection spatiale des séries temporelles inter-annuelles d'altimétrie spatiale sur ces sources temporelles, les $\tilde{A}k$ (cartes de gauche de la figure J.3) :

$$Z(\lambda,\varphi,t) = \sum_{s=1}^{L} \tilde{A}k_i(\lambda,\varphi) Sm_i(t) \text{ , avec L=6.}$$

Les séries ainsi reconstruites sont en théorie disponibles sur l'ensemble de la période 1950-2010.

II.f. Validation de la reconstruction

En pratique, nous utilisons les données reconstruites sur la période 1992-2010 comme données de contrôle. Celles-ci sont comparées aux séries d'altimétrie satellitaire originelles : les corrélations sur la période 1992-2010 sont meilleures que 0.65, avec une moyenne de 0.81 sur l'ensemble de la zone (Figure J.4).

De la même façon, les séries reconstruites sur les points d'altimétrie voisins des marégraphes (c'est-à-dire les points utilisés pour la complétion des séries pseudo-marégraphiques à l'étape 1) sont comparées aux marégraphes, uniquement sur la période 1950-1992 (sur cette période, aucune série

marégraphique n'a été complétée). Les corrélations sont alors meilleures que 0.8, sauf bien sûr sur la station de Batumi, qui n'a pas été utilisée pour la reconstruction[21].

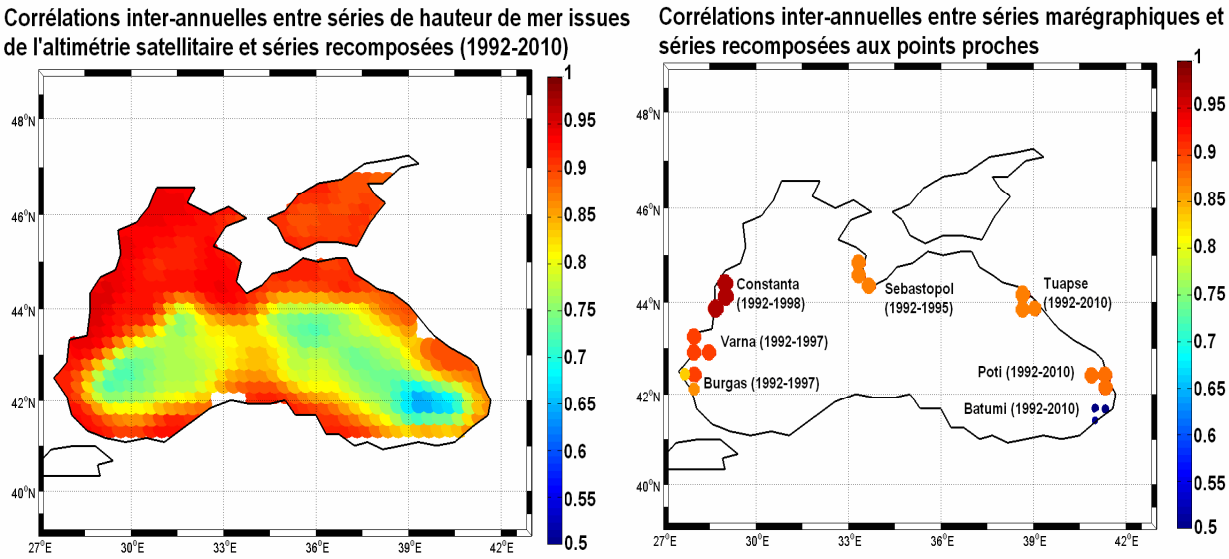


Figure J.4 : A gauche : corrélations inter-annuelles entre séries de hauteur de mer issues de l'altimétrie et reconstruites. Toutes sont significatives à plus de 95%.

A droite : corrélations inter-annuelles entre séries marégraphiques et séries reconstruites.

Ces deux éléments de contrôle nous permettent de valider la reconstruction des séries inter-annuelles de hauteur de Mer Noire.

III. *Calcul des séries inter-annuelles de variation de masse de la Mer Noire depuis 1950*

En utilisant les données de SST de l'ICOADS et les séries de hauteur de mer reconstruites, nous calculons donc les variations inter-annuelles de masse de la Mer Noire sur la période 1950-2012. Moyennées sur l'ensemble du bassin (Figure J.5, droite), ces variations inter-annuelles sont significativement anticorrélées avec l'Oscillation Arctique avec un coefficient de -0.34 et un délai optimal de 4 mois. Cette corrélation peut être considérée comme significative avec une probabilité de 90%. La répartition spatiale des corrélations entre variations de la surcharge océanique depuis 1950 et NAO montre que c'est à l'Ouest, et, plus surprenant, à l'Est de la Mer Noire que se retrouvent les corrélations les plus significatives. Sur la bordure Ouest, ceci peut appuyer l'hypothèse selon laquelle (Cazenave et al., 2002, Stanev et Peneva, 2002) la hauteur de la Mer Noire, et par conséquent sa masse, sont fortement contraintes par les apports des fleuves qui l'alimentent, dont les débits sont anticorrélés à l'indice de NAO , en premier lieu desquels le Danube,.

[21] Les corrélations sont également très significatives au niveau de la station de Burgas, ce qui suggère que les faibles corrélations obtenues en Figure VII.11 sont sans doute liées à la faible étendue temporelle de la période commune à ce marégraphe et à l'altimétrie (6 ans) utilisée pour établir ces corrélations, alors qu'en réalité sur une plage plus longue l'altimétrie recomposée et les marégraphes s'y retrouvent très cohérents.

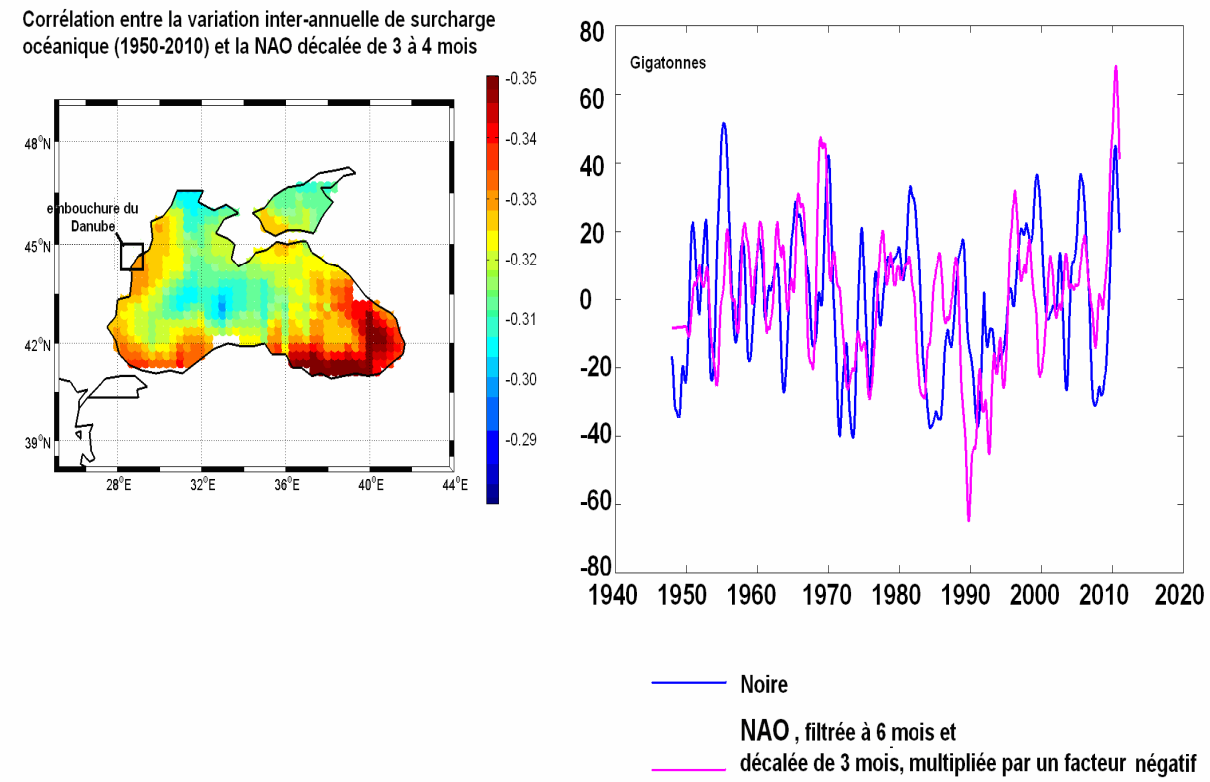


Figure J.5 : A gauche : corrélation entre la masse reconstruite et la NAO décalée de trois mois.

A droite : Variation inter-annuelle de la masse de la Mer Noire (noir) et opposé de la NAO, avec décalage temporel de 3 mois. (Note : la corrélation est positive car il s'agit là de l'opposé de la NAO qui est tracée, et non de la NAO elle-même).

Bilan

La reconstruction des variations inter-annuelles de hauteur de mer et de masse en Mer Noire confirme le lien privilégié qu'il existe à l'échelle inter-annuelle entre ces paramètres physiques et la NAO. Physiquement, ce lien s'explique par la présence de pluies anticorrélées à la NAO et par l'apport de masse des fleuves, qui, comme au niveau du Danube, dépendent largement des fluctuations de l'Ocillation Nord-Atlantique. Ainsi, certains extrema notés dans la NAO (1969, 1974, 2010) sont clairement retrouvés dans la variation de masse de la Mer Noire, avec un délai de 3 à 4 mois. Cependant d'autres (1989, 1998) ne se sont pas repercutés sur la masse, ce qui suggère que la NAO n'est pas la seule téléconnection significative en Mer Noire, ou du moins que l'effet de la NAO en mer Noire n'est pas stationnaire.

Ce résultat permet de compléter l'analyse des variations de masse sur une période plus longue, amorcée avec l'analyse des variations inter-annuelles de *TWS* du modèle GLDAS depuis 1979. Il montre que la NAO a toujours exercé son influence sur les variations de masse inter-annuelles de la Mer Noire, par exemple par l'intermédiaire des apports du Danube, mais que cette influence n'est pas stationnaire. En effet, certaines époques, dont la dernière décennie, semblent avoir été marquées par une influence plus forte de la NAO sur la dynamique de la Mer Noire, confortant ainsi les résultats obtenus à l'aide des débits de fleuves et des données géodésiques.