

**UNIVERSITE PARIS VI – PIERRE ET MARIE CURIE
ÉCOLE DOCTORALE DES SCIENCES DE L'ENVIRONNEMENT****THESE DE DOCTORAT**

présentée par

Samuel NAHMANI

pour obtenir le grade de

DOCTEUR de l'UNIVERSITÉ PIERRE ET MARIE CURIE

Spécialité : Sciences de l'Environnement

**Méthodologies en traitement de données GPS
pour les Sciences de l'Environnement :
Contributions à l'étude de la Mousson en
Afrique de l'Ouest**

Soutenue le mardi 11 septembre 2012 devant le jury composé de :

M.François Ravetta	Président du Jury
M. Olivier Bock	Directeur de thèse
Mme. Marie-Noëlle Bouin	Codirectrice de thèse
M. Pierre Briole	Rapporteur
Mme. Muriel Llubes	Rapporteur
M. Erik Doerflinger	Examinateur
M. Pierre Genthon	Examinateur
M. Jacques Hinderer	Examinateur

Recherches effectuées au Laboratoire de Recherche en Géodésie (LAREG)
de l'Institut National de l'Information Géographique et Forestière (IGN).
site internet : <http://recherche.ign.fr/labos/lareg/>

Remerciements

Ces travaux de thèse ont été réalisés au LAboratoire de REcherche en Géodésie (LAREG) de l’Institut National de l’Information Géographique et Forestière (IGN)¹ sous la direction d’Olivier Bock, directeur de recherche de l’IGN et de Marie Noëlle Bouin, ingénieur en chef des Ponts, des Eaux et des Forêts à l’IGN puis à Météo France. Mes premiers remerciements leur sont adressés pour la confiance qu’ils ont su m’accorder et pour la disponibilité et la patience dont ils ont fait preuve pendant ces cinq années de thèse.

Je tiens à remercier l’IGN et plus particulièrement le chef du LAREG, Olivier Jamet, et les deux chefs qui se sont succédé à la tête du Service de la Recherche, Patrice Bueso et Bénédicte Bucher. Ils ont su créer les conditions logistiques optimales et nécessaires à la bonne conduite de mes travaux. Je tiens à remercier également Christiane Guérin et Marie-Claude Foubert qui ont constitué un support administratif précieux.

Je remercie chaleureusement toute l’équipe du LAREG, et tout spécialement Arnaud Pollet pour les nombreux échanges constructifs et les différents travaux réalisés ensemble, pour m’avoir transmis sa puissante maîtrise des scripts «bash» et «awk» et pour son soutien moral inébranlable dans les situations qui semblaient «apocalyptiques». Je remercie également Paul Rebischung pour les nombreuses «discussions GPS» et pour la relecture méticuleuse et pertinente de ce manuscrit ; Xavier Collilieux pour sa disponibilité, son volontarisme et son aide précieuse concernant les stratégies de mise en référence et l’utilisation des données gravimétriques de la mission GRACE ; et enfin Isabelle Panet, David Coulot, Alvaro Santamaría-Gómez et Laurent Métivier pour leurs conseils avisés et leur expertise.

Je remercie également l’équipe «AMMA-GPS» d’avoir répondu aux besoins logistiques des stations GPS AMMA en Afrique de l’Ouest. En son sein, j’ai pu sillonner l’Afrique de l’Ouest à de nombreuses reprises sur l’axe Tombouctou-Gao-Ouagadougou-Tamale et me former à la maintenance des stations GPS en milieu difficile. Je profite de cet avant-propos pour saluer Erik Doerflinger de Géosciences Montpellier, Frédérique Masson de l’université de Strasbourg ainsi que Philippe Collard de Géosciences Montpellier avec qui j’ai installé les ponts WIFI des stations GPS de Tombouctou et Ouagadougou.

Je remercie l’équipe du projet GHYRAF et tout particulièrement Jacques Hinderer, Pierre Genthon, Jean-Paul Boy et Caroline de Linage d’avoir partagé leur expertise me permettant de mieux appréhender le cycle de l’eau continentale en Afrique de l’Ouest.

Je remercie évidemment les collègues du SGN de l’IGN et tout particulièrement Bruno

1. Institut créé en 2012 et issu de la fusion de l’Institut Géographique National (IGN) et de l’Inventaire Forestier National (IFN)

Garayt et Georgia Roesch d'avoir contribué activement à l'intégration des stations GPS AMMA dans le réseau IGS. Je salue également les collègues du DPTS et du DIAS de l'ENSG et en particulier Jacques Chedhomme de m'avoir fait part de sa connaissance profonde de la géologie ouest-africaine.

Les missions terrain ont été à chaque fois une réussite grâce au support logistique de l'IRD présent à Ouagadougou, Niamey, Bamako et Djougou. Je profite de cet avant-propos pour remercier l'ensemble du personnel (représentants, régisseurs et gestionnaires et secrétaires) de tout particulièrement Dramane Ouattara et Ibrahima Sidibé qui m'ont accompagné à Tombouctou, Gao, Ouagadougou, Bamako ou Tamale.

Je remercie également les nombreux collaborateurs africains de l'ASECNA ou des DMN nationales qui ont aidés à l'installation et à la maintenance des stations GPS depuis 2005 jusqu'à maintenant.

J'ai une très grande pensée pour mes parents et mon frère Clément qui m'ont toujours apporté un soutien moral sans faille tout au long de mon parcours. Je remercie affectueusement mes grands-parents pour ces choses qu'eux seuls peuvent apporter. Je tiens enfin à rendre un hommage appuyé à ma tante Danielle, à ma grand-mère Marguerite et à mon grand-père Salomon qui nous ont quitté au cours de ma dernière année de thèse.

Mes pensées très amicales vont à mes amis proches (Pij, Bob, John, Morgan, Raphaël, Jess, Alan ...) et à mes «compagnons abonnés TGV» (Patrick, Denis, Ludivine, Claudie, «l'Homme au Chapeau», ...) qui m'ont permis de supporter ce «marathon doctoral» par les nombreux moments conviviaux passés auprès d'eux.

Enfin, je ne peux achever mes remerciements sans avoir de tendres pensées pour Aurélia, pour son soutien en toutes circonstances et sans qui je n'aurais jamais pu terminer la rédaction de ce manuscrit.

L'aventure a commencé sur une piste avec Olivier en mai 2007, entre Gao et Tombouctou, au cours d'une mission de maintenance des stations GPS... J'ai pu découvrir, pendant ces cinq années de thèse, une thématique de recherche passionnante dans un environnement très enrichissant sur les plans scientifiques, humains et culturels. J'espère vous en donner un bon aperçu à travers ce manuscrit et vous souhaite une bonne lecture.

Ce qui est affirmé sans preuve peut être nié sans preuve.

Euclide

Résumé

Le *Global Positioning System* (GPS) présente aujourd’hui un grand intérêt dans le domaine de la météorologie et des Sciences de l’Environnement. Cette thèse s’intéresse plus particulièrement à l’étude du cycle de l’eau atmosphérique aussi bien que continentale, en Afrique de l’Ouest, dans le cadre des projets AMMA (Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine) et GHYRAF (Gravité et Hydrologie en Afrique).

Dans une première partie, nous analysons la précision des calculs GPS en Afrique. Les contenus intégrés en vapeur d’eau (CIVE) sont particulièrement importants pour appréhender les processus atmosphériques clefs de la mousson couvrant des périodes subdiurnes à pluriannuelles. Nous prêtons alors une grande attention aux sources d’erreurs et à la stratégie de traitement des données GPS. Un rappel des principaux éléments théoriques nous permet d’identifier les sources d’erreur majeures susceptibles d’affecter les estimations. Nous quantifions la sensibilité des CIVE pour chacune de ces sources d’erreur et nous montrons que leur précision long terme est de l’ordre de 1 kg.m^{-2} . Parallèlement, les hauteurs de station se montrent particulièrement sensibles aux erreurs et choix de paramétrisation. Elles sont principalement sujettes à des biais compris entre 2 et 6 mm (choix des modèles d’antenne et de l’angle de coupure) et à des signaux saisonniers d’amplitude inférieure à 2 mm (choix de la modélisation troposphérique).

Dans une deuxième partie, nous nous intéressons aux estimations de position des stations dans le but de quantifier les déformations de la croûte terrestre induites par l’hydrologie continentale. Nous comparons les estimations GPS à des estimations de surcharge calculées à partir de produits de modèles géophysiques et de données de gravimétrie spatiale GRACE. À travers cette étude nous évaluons aussi la qualité de la représentation de la variation saisonnière de l’humidité des sols en Afrique de l’Ouest par les modèles hydrologiques et les produits GRACE. Les trois jeux de données considérés sont en bon accord concernant l’amplitude annuelle des déformations verticales. Un signal GPS additionnel est toutefois détecté sur les hauteurs des stations GPS AMMA qui apparaît comme une oscillation se produisant entre septembre et mars avec une amplitude maximale à Ouagadougou évaluée entre 12 et 16 mm. L’hypothèse d’un artefact GPS est écartée à la lumière des tests de sensibilité précédents. Le signal GPS additionnel est fortement corrélé avec la crue du fleuve Niger pour les stations situées à proximité (Tombouctou, Gao et Niamey) ou avec les variations piézométriques de l’aquifère supérieur à Ouagadougou. Il serait d’origine hydrogéologique et s’expliquerait par des mécanismes géotechniques impliquant une séquence de retrait/gonflement des argiles combinée à des effets hydrologiques locaux.

Mots clefs Mousson Ouest Africaine, AMMA, GHYRAF, contenus intégrés en vapeur d’eau, déformation, surcharge, GPS, géodésie, gravimétrie, hydrogéologie, géotechnique.

Abstract

Global Positioning System (GPS) is now very useful for meteorology and environmental sciences. This thesis focuses on the study of the water cycle (atmospheric and continental) in West Africa, as part of AMMA (African Monsoon Multidisciplinary Analyses) and GHYRAF (Gravity and Hydrology in Africa) projects.

In the first part, we analyze the precision of GPS solutions in Africa. The integrated water vapour (IWV) are especially important in understanding the key atmospheric processes of the monsoon from subdiurne to multiyear periods. We pay much attention to sources of errors and the strategy of GPS data processing. A recall of the main theoretical elements allows us to identify the major sources of error that may affect the GPS estimates. We quantify the sensitivity of IWV for each of these sources of error and obtain a long term precision of 1 kg m^{-2} on IWV. Meanwhile, station heights are really sensitive to errors and choices of parameterization. They are mainly subject to bias between 2 and 6 mm (choice of antenna models and the cut-off angle) and to seasonal signals which amplitude is lesser than 2 mm (choice of tropospheric modeling).

In the second part, we focus on estimates of station positions in order to quantify crustal deformation caused by continental hydrology. We compare the GPS solutions to estimates calculated from geophysical data and from GRACE space gravimetric data. Through this study, we also evaluate the quality of representation of the seasonal variation of soil moisture in West Africa with hydrological models and GRACE products. The three data sets are rather matching with the annual range of vertical deformations. An additional GPS signal is however detected, on the heights of AMMA GPS stations which appears to be an oscillation occurring between September and March with a maximum amplitude in Ouagadougou evaluated between 12 and 16 mm. The hypothesis of an artifact GPS is rejected given previous sensitivity tests. The additional GPS signal is strongly correlated with the flooding of the Niger River to nearby stations (Timbuktu, Gao and Niamey) or piezometric variations of the upper aquifer in Ouagadougou. It would be explained by hydrogeological and geotechnical mechanisms involving a sequence of shrinkage / swelling clays combined with local hydrological effects.

Key words West African Monsoon, AMMA, GHYRAF, content integrated water vapor, deformation, overloading, GPS, geodesy, gravimetry, hydrogeology, geotechnical engineering.

Table des matières

Glossaire, Index et Notations	10
Introduction	14
1 Théorie GPS	19
1.1 De la mesure GPS à l'équation d'observation	19
1.1.1 Mesure de phase	19
1.1.2 Propagation dans l'atmosphère	23
1.1.3 Autres effets	25
1.2 Modélisation de la propagation des signaux GPS dans l'atmosphère	31
1.2.1 Propagation dans l'ionosphère	31
1.2.2 Propagation dans la troposphère	32
1.2.3 Modélisation troposphérique et contenu intégré en vapeur d'eau	39
1.3 Déformations de la croûte terrestre	41
1.3.1 Tectonique des plaques et rebond postglaciaire	41
1.3.2 Déformations induites par le potentiel de marée et les surcharges	41
1.3.3 Autres phénomènes	46
1.3.4 Conclusion	47
2 Traitement des données GPS et impact des sources d'erreur	48
2.1 Stratégie de calcul	48
2.1.1 Choix et paramétrages préalables	49
2.1.2 Modélisation troposphérique du traitement	51
2.1.3 Estimation stochastique des paramètres troposphériques	52
2.2 Traitement des données GPS et mise en référence	54
2.2.1 Schéma algorithmique du traitement des données GPS	54
2.2.2 Mise en référence	58
2.2.3 Critères d'évaluation de la qualité des estimations GPS	60
2.3 Influences des sources d'erreur sur les estimations GPS	63
2.3.1 Problématiques	63
2.3.2 Influences des principales sources d'erreur	65
2.3.3 Conclusion : méthodologie nécessaire à la contribution du GPS à l'étude du cycle de l'eau	70
3 Le réseau GPS AMMA	72
3.1 Motivations	72
3.1.1 Sécheresses au Sahel	72

3.1.2	Mécanismes à l'origine des précipitations	73
3.1.3	Variabilité climatique et apport des estimations GPS	74
3.2	Le réseau GPS AMMA et ses évolutions techniques	76
3.2.1	Description des sites	77
3.2.2	Évolution des équipements	78
3.2.3	Diffusion des données des stations AMMA	79
3.3	Traitements des données GPS AMMA	80
3.3.1	Traitements opérationnels et retraitements	80
3.3.2	Premiers résultats	82
3.3.3	Qualité du retraitement précis/repro1a	88
3.4	Les tests méthodologiques pertinents pour les données GPS AMMA	97
3.4.1	Problématiques spécifiques aux données AMMA	97
3.4.2	Méthodologie adoptée	98
3.4.3	Mise en référence spécifique des solutions régionales	99
4	Tests de sensibilité du calcul GPS avec le réseau AMMA	101
4.1	Impact du changement de matériel	102
4.1.1	Problématiques	102
4.1.2	Tests méthodologiques	105
4.1.3	Conclusions et perspectives	112
4.2	Influence de la modélisation troposphérique	113
4.2.1	Fonctions de projection	114
4.2.2	Allongements Zénithaux Hydrostatiques <i>a priori</i>	121
4.2.3	Conséquences sur les retraitements précis/repro1a et précis/repro1b	125
4.2.4	Échantillonnage des allongements troposphériques zénithaux	125
4.2.5	Échantillonnage des gradients troposphériques	130
4.3	Modélisations de la surcharge atmosphérique et de l'ionosphère	133
4.3.1	Surcharges atmosphériques	134
4.3.2	Termes ionosphériques d'ordre 2 et supérieurs	138
4.3.3	Synthèse sur la période [2006,0-2008,0] et conclusion	141
4.4	Autres tests de sensibilité	142
4.4.1	Influence des effets de bord	142
4.4.2	Angle de coupure	145
4.5	Synthèse	150
5	Déformations hydrologiques induites par la mousson ouest africaine	152
5.1	Introduction	152
5.2	Hydrological deformation induced by the West African Monsoon : Comparison of GPS, GRACE and loading models	154
5.2.1	Introduction	155
5.2.2	Data and Methods	158
5.2.3	Deformation Analysis	163
5.2.4	A Possible Geophysical Origin of the Additional GPS Deformation Signal	170
5.2.5	Summary and Conclusions	176

6 Conclusions, perspectives	178
6.1 Sur la qualité des estimations GPS pour l'étude du cycle de l'eau atmosphérique	178
6.1.1 Méthodologie générale	178
6.1.2 Méthodologie spécifique aux données AMMA	179
6.1.3 Conclusions et perspectives	179
6.2 Sur l'apport des estimations GPS à l'étude du cycle de l'eau continentale en Afrique de l'Ouest	181
Bibliographie	182
Liste des figures	202
Liste des tableaux	209

Glossaire, Index et Notations

AFREF	African Geodetic Reference Frame, système de référence du continent africain (cf. p. 76).
AMMA	Analyse Multidisciplinaire de la Mousson en Afrique, projet scientifique international d'étude de la mousson ouest africaine (cf. p. 15 & 72). site internet officiel http://www.amma-international.org
ARP	Antenna Reference Point, notion intervenant dans la modélisation des antennes GPS (cf. p. 26)
ASECNA	Agence pour la Sécurité de la Navigation Aérienne en Afrique et à Madagascar.
CEPMMT	Centre Européen de Prévision Météorologique à Moyen Terme, <i>ECMWF</i> en anglais.
CIVE	Contenu Intégré en Vapeur d'Eau, généralement exprimé en $kg.m^{-2}$ <i>IWV</i> en anglais (cf. définition p. 39).
CNES	Centre National d'Études Spatiales (http://www.cnes.fr).
DIAS	Département Imagerie Aérienne et Spatiale de l'Ecole Nationale des Sciences Géographiques
DMN	Direction de la Météorologie Nationale, dénomination commune pour les services météorologiques nationaux des pays ouest africains.
DORIS	Détermination d'Orbite et Radiopositionnement Intégrés par Satellite. Une des quatre techniques de géodésie spatiale avec le SLR, le VLBI et les GNSS (GPS, GLONASS, GALILEO).
DPTS	Département Positionnement Terrestre et Spatial de l'Ecole Nationale des Sciences Géographiques
ENSG	École Nationale des Sciences Géographiques (http://www.ensg.eu/).

EOP	Extended Observing Period, dans le cadre du projet AMMA, phase d'observation de la variabilité interannuelle à décennale de la mousson ouest africaine sur la période 2002-2010 (voir aussi SOP, LOP et p. 16).
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, <i>CEPMMT</i> en français.
FIT	Front Intertropical , constitué par la rencontre du flux de mousson avec l'Harmattan, vent saharien sec et chaud.
GAMIT	GPS Analysis at MIT, logiciel de traitement des données GPS du MIT (cf. organigramme de fonctionnement p. 57). www-gpsg.mit.edu/~simon/gtgk/
GHYRAF	Gravité et Hydrologie en Afrique , projet financé par l'Agence Nationale de la Recherche et coordonné par l'Institut de Physique du Globe de Strasbourg (cf. p. 16 & <i>lien url</i>).
GLDAS	Global Land Data Assimilation System (cf. p. 44 & 155). http://ldas.gsfc.nasa.gov/gldas/GLDASspecs.php
GNSS	Global Navigation Satellite System (Système de Navigation par Satellite).
GPS	Global Positionning System (Système de Positionnement Global).
GRACE	Gravity Recovery and Climate Experiment , mission spatiale lancée en mars 2002 et destinée à effectuer des mesures détaillées de la gravité terrestre (http://www.csr.utexas.edu/GRACE/).
GRGS	Groupe de Recherche de Géodésie Spatiale , Groupe constitué d'un ensemble de laboratoires français travaillant dans le domaine de la géodésie. http://grgs.obs-mip.fr/
ICRF	International Celestial Reference Frame , Repère de Référence Céleste International. http://rorf.usno.navy.mil/ICRF/
IERS	International Earth rotation and Reference systems Service , service international s'occupant de la rotation de la Terre et de la maintenance des repères de référence terrestre et céleste internationaux. http://www.iers.org/
IGN	Institut National de l'Information Géographique et Forestière . Institut créé en 2012 et issu de la fusion de l' Institut Géographique National (IGN) et de l' Inventaire Forestier National (IFN). http://www.ign.fr/

IGS	International GNSS Service, Service international qui a la charge de fournir le support aux données et produits de la technique GNSS à la communauté scientifique internationale. http://igscb.jpl.nasa.gov/
IGS ACC	IGS Analysis Center Coordinator. http://acc.igs.org/
IRD	Institut de recherche pour le développement, établissement public français à caractère scientifique, technique et culturel.
ITRF	International Terrestrial Reference Frame, Repère de Référence Terrestre International. http://http://itrf.ensg.ign.fr/
IWV	Integrated Water Vapor, généralement exprimée en $kg.m^{-2}$, CIVE en français (cf. définition p. 39).
LOP	Long Observing Period, dans le cadre du projet AMMA, phase d'observation longue couvrant la période 2005-2007 (voir aussi EOP, SOP et p. 16).
LAREG	LAboratoire de REcherche en Géodésie, affilié à l'Institut National de l'Information Géographique et Forestière. http://recherche.ign.fr/labos/lareg/
MCS	Mesoscale Convective System, Système convectif de méso-échelle. http://fr.wikipedia.org/wiki/Système_convectif_de_méso-échelle
mf	<i>Mapping Function</i> ou fonction de projection, cf. définition p. 35.
MIT	Massachusetts Institute of Technology. Le logiciel GAMIT est développé et maintenu au sein de cet institut. http://web.mit.edu/
PCO / PCV	Phase Center Offset et Phase Center Variations Notions intervenant dans la modélisation des antennes GPS (cf. définition p. 26)
RQM / RMS	Résidu Quadratique Moyen / Root Mean Square. Moyenne quadratique des résidus issus d'une compensation par moindres carrés.
SGN	Service de Géodésie et Nivellement de l'IGN. http://geodesie.ign.fr/
SLR	Satellite Laser Ranging (Télémétrie Laser sur Satellites).

<http://www-g.oca.eu/cerga/lassat/lasersat.htm>

SONEL	Système d’Observation du Niveau des Eaux Littorales www.sonel.org/
SOP	Special Observing Period, dans le cadre du projet AMMA, phase d’observation intensive de la mousson 2006 (voir aussi EOP, LOP et p. 16).
TEC	T otal E lectron C ontent ou contenu électronique total, quantité décrivant l’activité ionosphérique terrestre. Il est exprimé en TECU où 1 TECU correspond à 10^{16} électrons.m ⁻² . http://iono.jpl.nasa.gov/index.html (cf. p. 31 et 138)
ULR	Université de La Rochelle http://www.univ-larochelle.fr/ .
VLBI	V ery L ong Baseline Interferometry, Interférométrie à Très Longue Base. http://en.wikipedia.org/wiki/Very-long-baseline_interferometry
$WRMS_{ts}^{hebdo}(dh)$	Répétabilité hebdomadaire des hauteurs de station (cf. définition p. 62)
ZCIT	Z one de C onvergence I ntertropicale, formée par la convergence des masses d’air chaudes et humides anticycloniques et caractérisée par des mouvements convectifs des cellules de Hadley (cf. p. 73).
ZHD	Notions intervenant dans la modélisation de la propagation des signaux GPS à travers la troposphère et définies p. 33 :
ZTD	Z enithal H ydrostatic D elay (Allongement Hydrostatique Zénithal).
ZWD	Z enithal T ropospheric D elay (Allongement Troposphérique Zénithal). Z enithal W et D elay (Allongement Troposphérique Humide).

Introduction

Apports du GPS aux Sciences de l'Environnement

Dans les années 1980, le *Global Positioning System* (GPS) fut créé pour répondre à des besoins militaires de géolocalisation. Il est devenu un outil essentiel, contribuant à l'émergence de nouveaux paradigmes dans de très nombreux domaines et notamment dans les sciences de l'environnement. Ceci n'a été rendu possible que par l'association harmonieuse de plusieurs facteurs : le développement rapide des réseaux GPS permanents à travers le monde, le partage des données et produits dérivés (positions, orbites, horloges, etc.) grâce à l'*International GNSS Service*(IGS) et une recherche scientifique active et pluridisciplinaire pour réduire les incertitudes de la technique.

L'un des apports majeurs du GPS à la géodésie est l'estimation des coordonnées d'un grand nombre de points matérialisés à la surface de la croûte terrestre. Les positions ainsi obtenues sur le réseau IGS contribuent à la réalisation du Système International de Référence Terrestre (ITRS) dont les définitions et concepts sont décrits dans les conventions 2010 de l'*International Earth Rotation and Reference Systems Service* (IERS) (*Petit et Luzum, 2010*). Les réalisations successives de l'ITRS dont la dernière en date est l'ITRF2008 (*Altamimi et coll., 2011*), ainsi que les récentes améliorations de la technique GPS, ont eu des incidences notables en géophysique. L'utilisation première et majoritaire du GPS en sciences de l'environnement est l'étude des déformations liées à la tectonique et au cycle sismique (co, inter et post sismique). Par exemple, *Legrand (2007)* interpole un champ de vitesses horizontales à partir de l'ITRF2005 et le confronte à des modèles géophysiques de tectonique des plaques. D'autres utilisations du GPS sont possibles pour étudier d'autres phénomènes géophysiques. *Santamaría-Gómez (2010)* utilise un réseau GPS permanent dédié pour corriger les mesures marégraphiques affectées par les mouvements du sol pour une détermination précise de l'évolution récente (1994-2009) du niveau moyen des mers (*Wöppelmann et coll., 2009*). Des déformations de la croûte terrestre peuvent être induites par les déplacements des masses océaniques, atmosphériques ou hydrologiques, réponse de la couche fluide à des sollicitations thermodynamiques ou gravitationnelles. Le GPS permet d'estimer les amplitudes de ces déformations et ainsi de valider leurs modélisations ou d'évaluer la sensibilité de la technique à ces phénomènes. De nos jours, les surcharges liées aux marées océaniques semblent plutôt bien appréhendées par les derniers modèles (p. ex. FES2004 (*Lyard et coll., 2006*)), même dans des contextes de fortes marées comme dans l'ouest de la France (*Melachroinos, 2007 ; Vergnolle et coll., 2008 ; Fund, 2009*). Les surcharges atmosphériques ont fait l'objet de nombreuses études pour limiter leur impact dans les traitements GPS à des amplitudes généralement sub-millimétriques (*Tregoning et van Dam, 2005a et 2005b ; Tregoning et Watson., 2009*). L'intérêt du GPS pour la détection des surcharges hydrologiques est connu (*Van Dam et*

coll., 2001). Ainsi, *Tregoning et coll. (2009)* isolent les signaux hydrologiques des séries temporelles de position GPS qui sont généralement en bon accord avec les déformations déduites de la gravimétrie spatiale (mission *Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE²)*; *Wahr et coll., 1998*).

Le GPS repose sur un principe théorique simple. Un satellite émet un signal radio modulé de telle sorte qu'un récepteur dédié peut déterminer la position de ce satellite ainsi que la distance qui l'en sépare. Le récepteur se trouve alors sur une sphère de rayon et de centre connus. Avec au minimum quatre satellites, la position du récepteur est alors déterminée par trilateration. En pratique, les incertitudes de positionnement sont directement liées à de très nombreux facteurs et en particulier à l'incertitude sur l'estimation de la distance séparant le satellite du récepteur. En effet, la propagation des signaux GPS à travers la troposphère induit un « allongement troposphérique » qui s'ajoute à la distance géométrique satellite-récepteur. Cet effet a longtemps été un facteur limitant la précision du positionnement et de la composante verticale en particulier. Cependant, grâce aux récentes modélisations des allongements troposphériques introduites dans le traitement des données GPS, cette limitation a été réduite. De plus, il est désormais possible d'estimer le contenu intégré en vapeur d'eau de l'atmosphère avec une précision comparable, et souvent supérieure, à celle des observations des instruments météorologiques classiques. La mesure de cette quantité permet d'appréhender les processus liés au cycle de l'eau atmosphérique et de quantifier sa variabilité spatio-temporelle. Les mesures GPS ont ainsi été largement utilisées dans de nombreuses études météorologiques, notamment pour IHOP³ aux États-Unis (*Weckwerth et coll., 2006*), OHM-CV⁴ dans les Cévennes (*Champollion, 2004 ; Brenot, 2006 ; Boniface, 2009*), COPS⁵ dans les Vosges en 2007 (*Wulfmeyer et coll., 2008*) et pour l'Analyse Multidisciplinaire de la Mousson en Afrique de l'Ouest (AMMA) (*Bock et coll., 2008*).

Étude de la Mousson en Afrique de l'Ouest et apports du GPS

Mousson Ouest Africaine Le système de Mousson Ouest Africain est un système couplé terre-océan-atmosphère complexe. Le déplacement saisonnier de la zone de convergence inter-tropicale (ZCIT), du golfe de Guinée vers le Sahara, engendre une saison des pluies régionale, plus ou moins marquée, entre juin et septembre (*Le Barbé et coll., 2002*).

Projet AMMA Le projet AMMA a pour objectif la compréhension des mécanismes physiques régissant cette forte variabilité de l'intensité des précipitations afin d'en améliorer la prévision saisonnière (*Redelsperger et coll., 2006*). Le *livre blanc du projet AMMA (Équipe Française AMMA, 2002)* distingue cinq thématiques scientifiques interconnectées : la dynamique de la Mousson Ouest Africaine, la phase continentale du cycle de l'eau, les conditions de surface, la chimie atmosphérique et l'intégration modèles/observations sur plusieurs échelles. Pour répondre aux questions scientifiques associées et vu le déficit

2. Une présentation succincte de la mission GRACE de son fonctionnement et de ses résultats est disponible sur Wikipedia à l'adresse suivante : http://fr.wikipedia.org/wiki/Gravity_Recovery_and_Climate_Experiment.

3. International H2O Project

4. Observatoire Hydro-météorologique Méditerranéen Cévennes Vivarais <http://www.ohmcv.fr/>

5. Convective and Orographically-induced Precipitation Study <http://www.cops2007.de/>

chronique d'observation, AMMA intègre un volet instrumental conséquent. Le dispositif est déployé pour couvrir les différentes échelles spatiales (de locale à supra-régionale) et temporelles (SOP, EOP et LOP)⁶ des processus atmosphériques et hydrologiques en interaction qui sont les éléments clefs du système de mousson ouest africain (cf. figure 1).

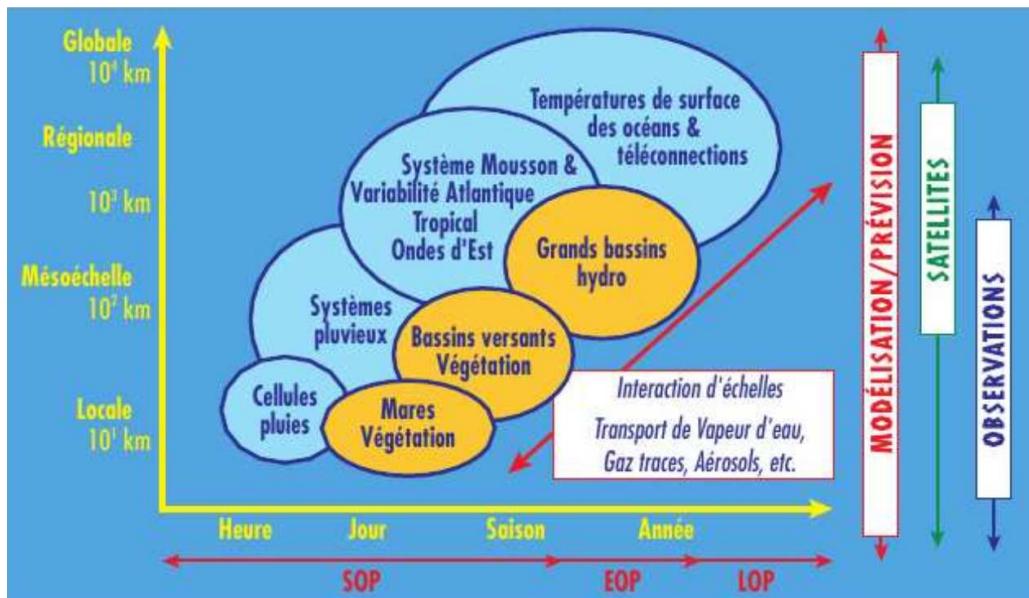


FIGURE 1 – Organigramme des processus atmosphériques et hydrologiques de la mousson ouest-africaine selon leurs échelles spatiales et temporelles d'après Redelsperger *et coll.* (2006)

Projet GHYRAF L'objectif du projet ANR GHYRAF (Gravité et Hydrologie en Afrique) (Hinderer *et coll.*, 2009) vise une meilleure compréhension de l'hydrologie continentale associée à la mousson ouest africaine, du Sahara aux zones de forte mousson du golfe de Guinée. Les variations de l'humidité des sols de cette région sont en effet difficilement restituées par les modèles hydrologiques et les produits GRACE qui peuvent s'avérer particulièrement divergents (Grippa *et coll.*, 2011). La méthodologie retenue pour ce projet consiste à comparer les variations saisonnières des réserves en eau obtenues par les modèles hydrologiques aux différentes observations gravimétriques (sol et spatiale), géodésiques, hydrologiques et météorologiques.

Apport du GPS à l'étude du cycle de l'eau atmosphérique Un réseau GPS (Bock *et coll.*, 2008) a été spécifiquement installé pour AMMA dans les années 2005-2006 (cf. figure 2). Il est composé de six stations disposées pour refléter les gradients climatiques

6. La *Special Observing Period* (SOP) est une phase d'observation intensive de la mousson 2006. La *Extended Observing Period* (EOP) mesure la variabilité de la mousson ouest africaine sur la période 2005-2007. La *Long term Observing Period* (LOP) est une phase d'observation de la variabilité interannuelle à décennale de la mousson ouest africaine sur la période 2002-2010 qui s'appuie notamment sur les instruments de l'observatoire AMMA-CATCH.

mériadiens et zonaux, éléments clefs de la dynamique atmosphérique de la mousson. Les observations de chaque station GPS permettent l'estimation des contenus intégrés en vapeur d'eau à des fréquences horaires, indépendamment des conditions météorologiques, sur de longues périodes d'observation, et à bas coût. Ces estimations permettent de mesurer avec une grande précision la variabilité méso-échelle de l'humidité atmosphérique, du cycle diurne à l'échelle interannuelle. Ainsi, cela permet à *Bock et Nuret (2009)* de mettre en évidence des biais dans les radiosondages qui sont transmis aux modèles numériques par assimilation. En étendant l'analyse des estimations GPS sur le réseau AMMA, le champ régional de l'humidité atmosphérique est alors appréhendé, donnant accès à une partie du bilan hydrique et énergétique nécessaire à l'étude régionale du cycle de l'eau (*Meynadier 2010a*; *Meynadier et coll., 2010b et 2010c*; *Bock et coll., 2011*). Quand la transmission de données est suffisamment rapide, les contenus intégrés en vapeur d'eau peuvent être obtenus par un calcul GPS spécifique en temps quasi réel (*Near Real Time (NRT)*) et ainsi être utilisés en météorologie opérationnelle jusqu'à une possible assimilation dans les modèles numériques (cf. p. ex. projet E-GVAP⁷ en Europe).

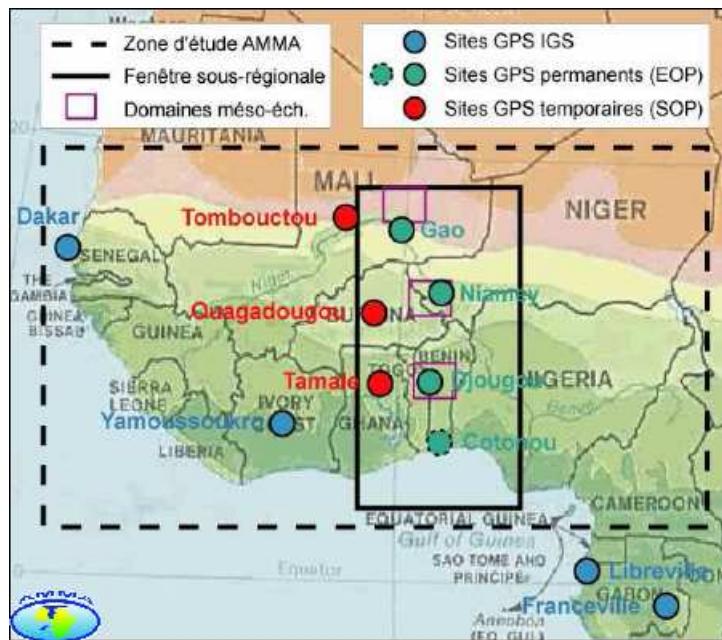


FIGURE 2 – Réseau GPS AMMA d'après *Bock et coll. (2008)*.

Objectifs de la thèse et démarche

Ces travaux de thèse s'inscrivent dans le cadre des projets AMMA et GHYRAF, et ont deux objectifs principaux. Le premier, principalement méthodologique, vise à évaluer la précision des estimations GPS en prêtant une grande attention aux sources d'erreurs et à la stratégie de traitement des données. Le second cherche à quantifier par GPS les déformations de la croûte terrestre induites par l'hydrologie continentale. La démarche permettant de répondre à ces objectifs s'articule en cinq chapitres.

7. EUMETNET EIG GNSS water vapour programme <http://egvap.dmi.dk/>

Le chapitre 1 dresse un panorama des phénomènes physiques et instrumentaux intervenant dans la «théorie GPS». Il rappelle comment les équations d'observation sont obtenues à partir des mesures de phase pour en identifier les sources d'erreur potentielles. Il précise alors comment la propagation des signaux GPS dans l'ionosphère et la troposphère est prise en compte dans les équations d'observation, et comment il est possible d'en déduire les contenus intégrés en vapeur d'eau de l'atmosphère. Enfin, il rappelle les principaux phénomènes géophysiques à l'origine des déformations de la croûte terrestre en s'intéressant particulièrement aux effets de charge.

Le chapitre 2 présente les étapes clefs d'un traitement des données GPS en réseau, à savoir : le choix d'une stratégie de calcul, la constitution et l'inversion du système d'équations d'observation, la mise en référence des solutions GPS dans un repère identifié et l'évaluation de la qualité du traitement à l'aide de critères objectifs. L'influence des erreurs résiduelles sur les estimations GPS restant une question scientifique ouverte, le chapitre 2 établit une synthèse bibliographique des principales sources d'erreur afin d'en quantifier les effets.

Le chapitre 3 présente les mécanismes à l'origine des précipitations en Afrique de l'Ouest. Il décrit le réseau GPS AMMA, les équipements installés, leurs évolutions ainsi que les efforts menés afin de pérenniser ces installations. Il présente les différents traitements des données AMMA et leurs apports à la documentation des processus atmosphériques de mousson tant à l'échelle saisonnière que subdiurne. Une évolution saisonnière des répétabilités hebdomadaires des hauteurs de station est détectée, indiquant une hétérogénéité de la qualité des estimations GPS au cours de l'année. Le chapitre 3 révèle aussi certaines problématiques spécifiques aux données GPS AMMA.

Le chapitre 4 évalue la sensibilité des estimations GPS vis-à-vis des problématiques établies dans le chapitre 3 concernant : la modélisation des antennes réceptrices, la modélisation troposphérique, la prise en compte des surcharges atmosphériques ou des termes ionosphériques de hauts degrés, et l'influence des erreurs affectant les mesures GPS aux basses élévations. Il évalue la précision interne des contenus intégrés en vapeur d'eau de l'atmosphère et quantifie les biais, signaux saisonniers et signaux parasites introduits sur les hauteurs de station par les erreurs et choix de paramétrisation.

Le chapitre 5 s'intéresse aux variations des positions des stations AMMA dans le but de quantifier les déformations de la croûte terrestre induites par l'hydrologie continentale. La démarche retenue consiste à comparer les estimations GPS à des estimations de surcharge calculées à partir de produits de modèles géophysiques et de données de gravimétrie spatiale GRACE. Les trois jeux de données considérés sont en bon accord concernant l'amplitude annuelle des déformations verticales. Un signal GPS additionnel est toutefois détecté sur les hauteurs des stations AMMA. L'hypothèse d'un artefact GPS est écartée à la lumière des résultats du chapitre 4. La suite du chapitre 5 discute de l'origine hydrogéologique de ce signal.

Le chapitre 6 est une conclusion qui rappelle les principaux résultats méthodologiques et géophysiques obtenus pour mettre en avant les différentes perspectives de recherche que ces travaux de thèse ont permis de définir.

Chapitre 1

Théorie GPS

Chaque satellite GPS émet deux ondes porteuses, L_1 et L_2 , de fréquence respective 1575,42 MHz et 1227,60 MHz, chacune modulée par des codes pseudo-aléatoires spécifiques (C/A code sur L_1 , C/A code et P code sur L_2). On se place dans un système de coordonnées *ECEF* (*Earth-Centered-Earth-Fixed*), c'est-à-dire centré sur la Terre et tournant avec celle-ci. Un satellite GPS, situé en (x_e, y_e, z_e) à la date t_e , émet un signal électromagnétique reçu, à la date t_r , par un récepteur rattaché à un point géodésique dont la position $X_r = (x_r, y_r, z_r)$ est à déterminer. À partir des mesures de code, le récepteur GPS estime les temps de propagation $\Delta t = t_r - t_e$ des signaux GPS par autocorrélation entre les signaux reçus du satellite et les signaux qu'il génère. Il en déduit alors une estimation de la distance $D_r^e = c\Delta t$ qui le sépare du satellite. Avec les mesures de code, la précision du positionnement est d'environ 5 mètres. Dans la première partie de ce chapitre, on s'intéresse aux mesures des phases des signaux GPS afin d'obtenir des précisions millimétriques utiles en géodésie. On présente comment les équations d'observation sont obtenues et quels sont les phénomènes physiques ou instrumentaux à prendre en compte pour une estimation optimale de la position récepteur. La propagation des signaux électromagnétiques dans l'atmosphère a une forte influence sur les mesures GPS. Par ce fait, dans la deuxième partie, on s'intéresse plus particulièrement à la modélisation de cette propagation. L'objectif étant la détermination de la position $X_r(t)$, il est important d'identifier les principaux phénomènes géophysiques à l'origine du déplacement du point géodésique. La troisième partie présente ces phénomènes en accordant une attention particulière à la réponse de la Terre au potentiel de marée et aux effets de charge.

1.1 De la mesure GPS à l'équation d'observation

1.1.1 Mesure de phase

Pour chacune des ondes porteuses L_1 et L_2 , le récepteur compare la phase $\phi_r(t_r)$ du signal qu'il génère à la phase $\phi_e(t_e)$ du signal GPS émis à la date t_e et reçu à la date t_r , pour obtenir le déphasage $\varphi_r^e(t_r, t_e)$. Le bruit de mesure de cette comparaison est connu pour être inférieur à 1% de la longueur d'onde du signal, ce qui correspond à une précision millimétrique sur la mesure. Si le récepteur était capable de mesurer le nombre total de

cycles on aurait, avec f la fréquence et λ la longueur d'onde :

$$\begin{aligned}\varphi_r^e(t_r, t_e) &= \phi_r(t_r) - \phi_e(t_e) = f(t_r - t_e) + \epsilon_{\text{mesure}}^{\text{cycle}} \\ \iff \lambda \varphi_r^e(t_r, t_e) &= c(t_r - t_e) + \epsilon_{\text{mesure}}, \text{ avec } \epsilon_{\text{mesure}} \sim 1 \text{ mm.}\end{aligned}$$

1.1.1.1 Biais d'horloges

Les horloges du satellite et du récepteur ne sont pas parfaitement synchronisées au «*temps GPS*». Les mesures t_e et t_r sont entachées respectivement des biais d'horloges δt_e et δ_r définis tels que $t_e = t_e^{\text{GPS}} - \delta t_e$ et $t_r = t_r^{\text{GPS}} - \delta t_r$. Il vient :

$$\lambda \varphi_r^e(t_r, t_e) = c \Delta t = \underbrace{c(t_r^{\text{GPS}} - t_e^{\text{GPS}})}_{D_r^e} - c(\delta t_r - \delta t_e). \quad (1.1)$$

Lors d'un traitement des données GPS en réseau, les biais d'horloges peuvent être éliminés des équations par la formation de doubles différences. En effet, avec les mesures des récepteurs r_1, r_2 sur les satellites e_1, e_2 , il vient :

$$(\lambda \varphi_{r_2}^{e_2} - \lambda \varphi_{r_1}^{e_2}) - (\lambda \varphi_{r_2}^{e_1} - \lambda \varphi_{r_1}^{e_1}) = D_{r_2}^{e_2} - D_{r_2}^{e_1} + D_{r_1}^{e_1} - D_{r_1}^{e_2}$$

Cette élimination n'est que formelle et est équivalente à une réduction du nombre de paramètres (cf. p. ex. *Xu (2007)*, chapitre 6) lors de l'inversion du système d'équations d'observations par moindres carrés (cf. p. ex. *Sillard (2001)*). Les différentes erreurs de mesure peuvent ainsi affecter les estimations des biais d'horloges de manière implicite et les différentes simulations GPS doivent tenir compte de ce phénomène.

Lors d'un traitement des données GPS en *Precise Point Positionning (PPP)*, le système d'équations est obtenu à partir des données d'un seul récepteur. Les doubles différences ne pouvant pas être formées, les biais d'horloges du récepteur sont alors estimés lors de l'inversion. Concernant les biais d'horloges satellites, le traitement utilise les estimations précises diffusées par l'*IGS* ou par l'un de ses centres d'analyse. Par rapport à la solution *IGS* finale, les solutions des centres d'analyse ont, en moyenne, d'après l'*IGS Analysis Center Coordinator (IGS ACC)* :

- un écart-type de l'ordre de 20 ps, soit 6 mm sur la mesure de distance,
- un résidu quadratique moyen (RQM) de l'ordre de 100 ps, soit 30 mm sur la mesure de distance.

1.1.1.2 Ambiguïté entière

En raisonnant toujours en terme de nombre de cycles, la comparaison des phases $\varphi_r^e(t_r, t_e)$ ne reflète en réalité que la partie fractionnaire de la différence $\phi_r(t_r) - \phi_e(t_e)$, c'est-à-dire que :

$$\forall t_r, \exists! N_r^e(t_r) \in \mathbb{N} \text{ tel que } \lambda \varphi_r^e(t_r, t_e) = \lambda(\phi_r(t_r) - \phi_e(t_e)) - \lambda N_r^e(t_r)$$

$N_r^e(t_r)$ est l'ambiguïté entière de la mesure de phase. En l'état, cette mesure ne pourrait pas être utilisée car $N_r^e(t_r)$ varie pour chaque t_r . En notant t_0 l'époque de la première mesure de phase sur le satellite e , le récepteur est capable de compter le nombre de cycles $n_0^e(t_r)$ de différence entre $N_r^e(t_r)$ et $N_r^e(t_0)$:

$$\forall t_r > t_0, \lambda \Delta \phi_{r,t_0}^e(t_r) = \lambda \varphi_r^e(t_r, t_e) + \lambda n_0^e(t_r) = \lambda(\phi_r(t_r) - \phi_e(t_e)) - \lambda N_r^e(t_0)$$

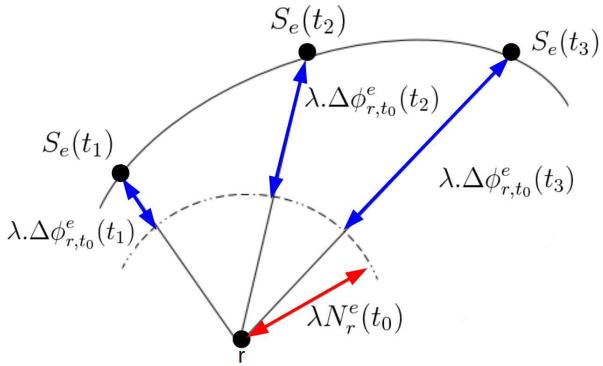


FIGURE 1.1 – Interprétation géométrique des mesures de phase entre le satellite e et le récepteur r , avec $S_e(t_1)$, $S_e(t_2)$ et $S_e(t_3)$ les positions du satellite aux époques t_1 , t_2 et t_3 .

Le paramètre $N_r^e(t_0)$ est l’ambiguïté entière de la mesure de phase (cf. figure 1.1). Au cours d’une session de mesure et pour diverses raisons, il arrive que le récepteur ne parvienne pas à dénombrer correctement le nombre de cycles de différence entre $N_r^e(t_r)$ et $N_r^e(t_0)$. Cela introduit aléatoirement des sauts de cycles dans les mesures ce qui oblige à utiliser des tests et algorithmes spécifiques de détection (cf. p. ex. *Xu (2007)*, chapitre 8). Quand un saut de phase est détecté, on introduit une nouvelle ambiguïté entière dans les équations. Pour la suite de la démonstration, on considère qu’aucun saut de cycle n’affecte la mesure après l’époque t_0 . Ainsi, on a :

$$\forall t_r > t_0, \lambda. \Delta\phi_{r,t_0}^e(t_r) = c.(t_r^{GPS} - t_e^{GPS}) - c(\delta t_r - \delta t_e) - \lambda N_r^e(t_0) \quad (1.2)$$

La fixation des ambiguïtés à des valeurs entières permet un gain en précision d’un facteur 10 sur la détermination des lignes de base¹ en comparaison d’un calcul où les ambiguïtés entières sont estimées à des valeurs réelles (*Bouteloup, 2003*). En pratique, des combinaisons linéaires spécifiques de mesure sont formées (*wide-lane, Melbourne-Wubbena, narrow-lane*) ainsi que les doubles différences associées. Une première estimation des ambiguïtés à valeurs réelles est alors obtenue. Un algorithme itératif de fixation des ambiguïtés à des valeurs entières basé sur des tests statistiques est alors utilisé. Une littérature abondante traite ce sujet (cf. p. ex. *Remondi, 1984* ; *Hofmann-Wellenhof et coll., 2001* ; *Leick, 2004* ; *Xu, 2007*). En ce qui concerne l’implémentation dans les logiciels de calcul GPS scientifiques, le lecteur pourra consulter (*Herring et coll., 2008*) pour le GAMIT du MIT, (*Dach et coll., 2007*) pour le BERNSE de l’université de Berne et (*Loyer, 2007*) pour le GINS du CNES/GRGS. Le pourcentage de résolution des ambiguïtés entières est un indicateur long terme de la qualité du traitement des données GPS. *Santamaría-Gómez et coll. (2012)* observent, sur le réseau ULR et avec le logiciel GAMIT, une amélioration significative du pourcentage de fixation des ambiguïtés entières passant de moins de 60% avant 1997 à plus de 80% après 2004 et atteignant plus de 90% après 2008. Cette amélioration est principalement due à l’augmentation du nombre de stations GPS disponibles par jour traité.

1. Dans la littérature GPS, la ligne de base est définie comme étant le vecteur séparant deux points géodésiques matérialisés.

1.1.1.3 Temps, distance, coordonnées

Le terme $c(t_r^{GPS} - t_e^{GPS})$ intervient dans l'équation d'observation (1.2). Il correspond à la distance qui sépare les centres de phase des antennes émettrice et réceptrice et qui est affectée principalement par des erreurs de propagation induites par la traversée du signal dans l'atmosphère. L'orbitographie détermine la trajectoire suivie par le centre des masses du satellite émetteur qui, à la date t_e^{GPS} , se trouve en $X_e(t_e^{GPS}) = (x_e, y_e, z_e)$. $X_r(t_r^{GPS}) = (x_r, y_r, z_r)$ est la position, à la date t_r^{GPS} , du point géodésique matérialisé sur lequel est installée l'antenne réceptrice. En introduisant $\rho_r^e(t_r^{GPS}, t_e^{GPS})$ la distance séparant les deux points d'intérêt définie par :

$$\rho_r^e(t_r^{GPS}, t_e^{GPS}) = \|X_e(t_e^{GPS}) - X_r(t_r^{GPS})\|_2 = \sqrt{(x_e - x_r)^2 + (y_e - y_r)^2 + (z_e - z_r)^2}, \quad (1.3)$$

les rattachements des centres de phase des antennes émettrice δ_{ant}^{emt} et réceptrice δ_{ant}^{rec} ainsi que les erreurs de propagation δ_{prop} , il vient :

$$\forall t_r > t_0, \lambda \cdot \Delta \phi_{r,t_0}^e(t_r) = \rho_r^e(t_r^{GPS}, t_e^{GPS}) - c(\delta t_r - \delta t_e) - \lambda N_r^e(t_0) + \delta_{prop} + \delta_{ant}^{emt} + \delta_{ant}^{rec} \quad (1.4)$$

1.1.1.4 Orbites

D'après la première loi de Kepler, si l'on ne considère que la force centrale exercée sur le satellite par la Terre, la trajectoire du satellite est une orbite elliptique dont l'un des foyers est le centre des masses de la Terre. Cette modélisation s'avère insuffisante pour des applications géodésiques, car des forces perturbatrices écartent le satellite de sa trajectoire idéalisée. Celui-ci est en effet soumis à la force non centrale de la Terre, aux forces d'attraction de la Lune et du Soleil, à la pression de radiation solaire, l'influence des marées terrestres et océaniques ainsi qu'à des effets relativistes. L'accélération du satellite s'obtient en faisant un bilan de toutes ces forces dans un repère inertiel centré sur la Terre *ECSF* (*Earth-Centred-Space-Fixed*), ce qui permet la détermination de la trajectoire du satellite par intégration numérique dans ce même repère puis dans le repère *ECEF* via l'utilisation des paramètres d'orientation de la Terre². Pour un exposé complet de ces problématiques et de leurs résolutions, le lecteur pourra consulter p. ex. le chapitre 11 de Xu (2007). Les résidus quadratiques moyens pondérés (RQMP), obtenus à partir des orbites finales des centres d'analyse par rapport à la solution IGS combinée, sont généralement inférieurs à 20 mm, d'après l'IGS ACC, ce qui donne une estimation de la précision à laquelle les orbites des satellites sont estimées par les centres d'analyse IGS.

1.1.1.5 Déplacements du point géodésique matérialisé

Les coordonnées $X_r(t_r^{GPS})$ de l'équation (1.3) sont instantanées et décrivent le mouvement général du point géodésique matérialisé. Ce mouvement est la somme des effets de nombreux phénomènes géophysiques s'exerçant sur la croûte terrestre à des périodes plus ou moins grandes. La tectonique des plaques et le rebond postglaciaire génèrent la

2. Cinq paramètres d'orientation de la Terre permettent d'exprimer l'orientation spatiale de la Terre, c'est-à-dire la rotation du repère international de référence terrestre (ITRF) par rapport au repère international de référence céleste (ICRF), comme une fonction du temps http://hpiers.obspm.fr/eop-pc/earthor/EOP_fr.html.

tendance long terme du déplacement. Les phénomènes de surcharges océaniques, atmosphériques et hydrologiques induisent des déformations principalement saisonnières. Les marées sont les conséquences des variations du potentiel gravitationnel généré principalement par le couple Soleil-Lune. Elles génèrent des déformations long terme, diurnes, semi-diurnes et tiers-diurnes. D'autres effets peuvent être à l'origine des déformations enregistrées dans les séries de positions : déformations thermiques de la croûte terrestre ou du monument géodésique (*Yan et coll., 2009*), interactions de l'eau dans les sols (*Holtz et Kovacs, 1981*)... Les coordonnées $X_r(t_r)$ reflètent également le mouvement du monument géodésique, lui aussi soumis à des déformations thermiques, ainsi que les erreurs du traitement GPS. Une synthèse intéressante de ces problématiques est donnée par *Dong et coll. (2002)* et est abordée plus en détail dans le chapitre 2. Dans la section suivante, nous explicitons le terme δ_{prop} de l'équation (1.4) qui correspond aux erreurs introduites sur les mesures de phase par la propagation du signal GPS dans l'atmosphère.

1.1.2 Propagation dans l'atmosphère

Une onde porteuse L_i (avec $i = 1$ ou 2), de longueur d'onde λ_i , parcourt son chemin optique séparant le point d'émission du point de réception en un temps $(t_r^{GPS} - t_e^{GPS})$. La trajectoire et la vitesse de propagation de cette onde électromagnétique est dépendante de l'indice de réfraction n_{λ_i} du milieu traversé. Par définition du chemin optique entre l'émetteur et le récepteur noté $L_{opt}^{\lambda_i}$, il vient :

$$c(t_r^{GPS} - t_e^{GPS}) = c \int_{t_e}^{t_r} dt = c \int_e^r \frac{ds}{dv} = \int_e^r n_{\lambda_i}(s) ds = L_{opt}^{\lambda_i}. \quad (1.5)$$

avec ds élément d'arc compté sur la trajectoire empruntée par l'onde et $n_{\lambda_i}(s)$ l'indice de réfraction du milieu de propagation au voisinage de ds .

Du point de vue de la propagation des ondes électromagnétiques, l'atmosphère se divise en deux couches, l'ionosphère et la troposphère (cf. table 1.1 extraite de *Seeber (1993)*). En considérant n_{iono} et n_{tropo} les indices de réfraction ionosphérique et troposphérique et en considérant $\tilde{\rho}_r^e(t_r, t_e)$ la distance géométrique séparant les centres de phase des antennes émettrice et réceptrice, il vient :

$$c(t_r^{GPS} - t_e^{GPS}) = \int_{iono} n_{iono}(s) ds + \int_{tropo} n_{tropo}(s) ds = \tilde{\rho}_r^e(t_r, t_e) + \delta_{iono} + \delta_{tropo} \quad (1.6)$$

1.1.2.1 Ionosphère

L'ionosphère est une région de la haute atmosphère qui s'étend entre 60 et plusieurs milliers de kilomètres d'altitude. Des processus complexes de photo-ionisation et de recombinaison des molécules atmosphériques conduisent à la création du plasma ionosphérique caractérisé principalement par sa densité d'électrons libres. La photo-ionisation est induite par le rayonnement solaire ultraviolet et provoque la dissociation des molécules neutres ou leur ionisation par arrachement d'un électron du nuage électronique. Ce processus tend à augmenter l'agitation thermique du milieu et la densité des particules chargées électriquement. Par attraction coulombienne, ces particules tendent alors à se recombiner en molécules neutres. L'activité ionosphérique dépend de la latitude, du cycle diurne, de la saison et de l'activité solaire qui possède un cycle d'environ 11 ans.

Altitude (km)	Température	Ionisation	Champ magnétique	Propagation	Technique
10 000		Protonosphère			
1 000	Thermosphère		Magnétosphère	Ionosphère	Haute atmosphère
100		Ionosphère			
10	Mésosphère Stratosphère Troposphère	Neutrosphère	Dynamosphère	Troposphère	Basse atmosphère

TABLE 1.1 – Les subdivisions possibles de l’atmosphère terrestre (*Seeber, 1993*).

Propagation dans l’ionosphère Lorsqu’une onde électromagnétique se propage dans un milieu ionisé, son champ électrique interagit avec les électrons libres qui, après excitation, réémettent une onde déphasée. Ce déphasage dépend de la fréquence de l’onde incidente (l’ionosphère est un milieu dispersif) et du contenu total en électrons (*Total Electron Content (TEC)*), résultat de la sommation de la densité d’électrons libres sur le chemin optique.

Au premier ordre, l’allongement ionosphérique δ_{iono} induit par la réfraction, sur la mesure de phase, est :

$$\delta_{iono} = \int_e^r (n_{p,f}^{iono}(s) - 1) ds = -\frac{40,3498}{f^2} TEC_e^r$$

A noter que pour les mesures de phase, l’allongement ionosphérique se traduit par une avance de phase. Pour des mesures au zénith, il varie entre 0 et 15 mètres et peut atteindre 45 mètres pour des mesures aux basses élévations (cf. p. ex. *Hofmann-Wellenhof et coll., 2001* ; *Duquenne et coll., 2005*). Des effets de scintillation ionosphérique peuvent perturber la propagation de l’onde porteuse L_2 mais ne constituent pas pour autant une limitation de la technique. Lors du pic d’activité solaire de 2001, *Walpersdorf et coll. (2007)* observent une perte limitée de données sur L_2 , de 2% en moyenne et de 8% pendant les tempêtes magnétiques.

1.1.2.2 Troposphère

La troposphère est la couche la plus basse et la plus dense de l’atmosphère, épaisse de 8 km aux pôles à 16 km à l’équateur et surplombée par la stratosphère qui s’étend

jusqu'à 50 km d'altitude. La troposphère concentre 90% des molécules atmosphériques et la stratosphère est constituée de la quasi-totalité des 10% de molécules restantes. Ces deux couches utilisées classiquement en météorologie définissent la troposphère dans le domaine de la propagation des signaux électromagnétiques (cf. figure 1.1). La troposphère est constituée de 78,08% de diazote, de 20,54% de dioxygène, de 1% de gaz rares et d'une part variable spatialement et temporellement de 0,4% de molécules d'eau. Les molécules troposphériques sont neutres et très majoritairement apolaires, c'est-à-dire que les centres de gravité des charges négatives et des charges positives sont confondus. Seules les molécules d'eau présentent un dipôle permanent en raison de l'électronégativité importante de l'atome d'oxygène.

Propagation dans la troposphère Lorsqu'une onde électromagnétique se propage dans la troposphère, son champ électrique interagit cette fois avec le nuage électronique des molécules rencontrées. En fonction de la polarisabilité, un moment dipolaire est induit, proportionnel au champ appliqué, réorientant la molécule afin qu'il soit perpendiculaire à la ligne de champ. Cette influence à l'échelle moléculaire sur la propagation d'une onde électromagnétique se traduit, à l'échelle macroscopique, par un indice de réfraction dépendant uniquement de la composition chimique de la couche troposphérique traversée. En introduisant *elev* l'angle d'élévation de la mesure et en tenant compte du rôle spécifique des molécules d'eau, l'allongement troposphérique se décompose classiquement :

$$\delta_{tropo}(elev) = \int_e^r (n_{tropo}(s) - 1) ds = \delta_{tropo}^{hydro}(elev) + \delta_{tropo}^{humide}(elev).$$

Cette expression et les termes la composant seront explicités dans la section 1.2 consacrée à la modélisation de la propagation des ondes électromagnétiques. $\delta_{tropo}^{hydro}(elev)$ est l'allongement troposphérique hydrostatique. Au zénith, il est de l'ordre de 2,3 m. $\delta_{tropo}^{humide}(elev)$ est l'allongement troposphérique humide. Au zénith, il mesure au grand maximum 50 cm mais présente une forte variabilité spatiale et temporelle. Aux basses élévations, l'allongement troposphérique total peut atteindre une cinquantaine de mètres.

Conclusion

L'équation (1.4) faisait apparaître un terme correctif lié à la propagation du signal dans l'atmosphère qui est désormais explicité : $\delta_{prop} = \delta_{iono} + \delta_{tropo}^{hydro} + \delta_{tropo}^{humide}$.

$$\text{D'où } \forall t_r > t_0, \lambda \cdot \Delta \phi_{r,t_0}^e(t_r) = \rho_r^e(t_r, t_e) - c(\delta t_r - \delta t_e) - \lambda N_r^e(t_0) + \delta_{iono} + \delta_{tropo}^{hydro} + \delta_{tropo}^{humide} + \delta_{ant}^{emt} + \delta_{ant}^{rec} \quad (1.7)$$

1.1.3 Autres effets

L'équation d'observation (1.7) est affectée par des phénomènes physiques et instrumentaux secondaires, mais qui ne peuvent pas être négligés dans les calculs GPS géodésiques.

1.1.3.1 Effets relativistes

Les phénomènes relativistes introduisent des biais en temps et en fréquence sur les horloges, mais aussi des erreurs sur la mesure de distance et sur le vecteur accélération du

satellite émetteur. Ils ont diverses origines : la différence de potentiel gravitationnel entre l'émetteur et le récepteur, les vitesses de déplacements importantes prises dans le repère inertiel *ECSF*, l'excentricité de l'orbite du satellite ainsi que la rotation de la Terre (effets Sagnac). Les corrections relativistes sont directement appliquées au niveau des satellites et des récepteurs pour corriger les biais en temps et en fréquence des horloges. La correction sur la mesure de distance est de l'ordre de 2 cm. Les effets Sagnac sont les plus importants avec des effets sur la mesure de distance d'environ 30 m et des déplacements apparents à la surface terrestre de l'ordre de 2 m (*Ashby, 2007*). Les effets relativistes prédicts par la théorie et observés sur le système GPS sont en très bon accord. Ils sont corrigés et on peut considérer que les erreurs résiduelles de ces corrections sont négligeables devant les autres sources d'erreurs. Le lecteur pourra consulter (*Zhu et Groten, 1988*) pour une présentation complète de ces phénomènes et des équations associées.

1.1.3.2 Antennes

Les points d'intérêt que sont le centre de masse du satellite et le point géodésique matérialisé sur lequel est installée l'antenne réceptrice se conçoivent de manière concrète et présentent une certaine stabilité au cours du temps. À l'inverse, les points d'émission et de réception des ondes porteuses GPS font appel à des notions plus complexes. En effet, dans un repère local d'une antenne donnée, la position du centre de phase électrique ($CPE_{L_i}(\vec{e}_{L_i})$) varie selon la longueur d'onde L_i et la direction \vec{e}_{L_i} du signal émis ou reçu ainsi que la configuration électronique du matériel (cf. figure 1.2). La distance $\delta_{ant}^{L_i}$ entre le centre de phase électrique $CPE_{L_i}(\vec{e}_{L_i})$ et le point de référence *ARP* (*Antenna Reference Point*) de l'antenne doit alors être corrigée dans les équations d'observation (cf. équation (1.7)) et s'écrit :

$$\delta_{ant}^{L_i}(elev, azi) = \overrightarrow{PCO_{L_i}} \cdot \vec{e}_{L_i} + PCV_{L_i}(\vec{e}_{L_i}) \quad (1.8)$$

où $\overrightarrow{PCO_{L_i}}$ ³ est le vecteur entre le centre de phase électrique moyen $CPE_{L_i}^m$ et l'*ARP* et $PCV_{L_i}(\vec{e}_{L_i})$ ⁴ une correction dépendant de la direction du signal.

Pour une antenne réceptrice, l'*ARP* est matérialisé généralement à la base de l'antenne et les termes $\overrightarrow{PCO_{L_i}}$ et $PCV_{L_i}(\vec{e}_{L_i})$ de l'équation (1.8) sont obtenus par calibration⁵. Selon la stratégie de calibration, les PCV_{L_i} peuvent être exprimée en fonction de l'élévation et de l'azimut de l'onde incidente ou de l'élévation seule. Les composantes planimétriques de $\overrightarrow{PCO_{L_i}}$ sont généralement inférieures au centimètre tandis que sa composante verticale peut être décimétrique. Les corrections PCV_{L_i} dépendant de l'élévation dépassent rarement 1 cm. Les corrections étant données par rapport à l'*ARP*, il ne faut pas oublier d'introduire dans les calculs le vecteur entre le point géodésique et le point de référence de l'antenne.

Pour une antenne émettrice, les termes $\overrightarrow{PCO_{L_i}}$ et $PCV_{L_i}(\vec{e}_{L_i})$ de l'équation (1.8) sont donnés dans le repère local, centré sur l'*ARP* qui est confondu avec le centre des masses du satellite, dont l'axe y est aligné avec les panneaux solaires et dont l'axe z pointe en direction du centre de la Terre. Les $\overrightarrow{PCO_{L_i}}$ ont été déterminés pour chaque onde porteuse

3. PCO pour *Phase Center Offset*

4. PCV pour *Phase Center Variations*

5. Le terme le plus approprié en français serait «étalonnage» mais nous avons préféré conserver l'anglicisme «calibration» propre aux problématiques d'étalonnage des antennes GPS.

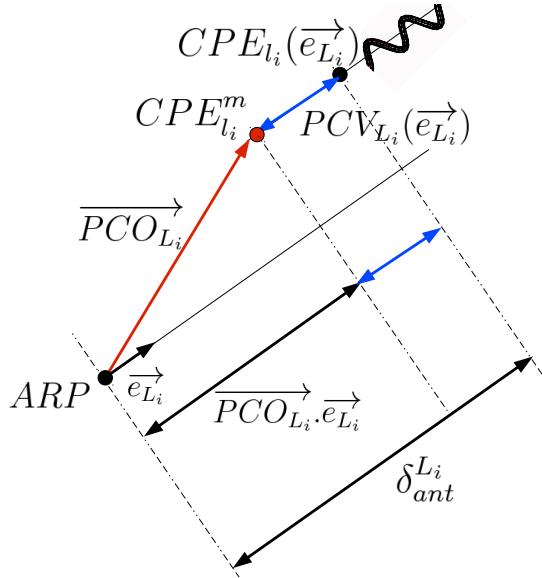


FIGURE 1.2 – Correction $\delta_{ant}^{L_i}$ à prendre en compte dans les équations d’observation pour un signal de longueur d’onde L_i de direction

de chaque satellite GPS tandis que les PCV_{L_i} l’ont été en fonction du «block» de satellites considéré (IIA, IIR, IIR-M et II-F sont opérationnels actuellement). L’excentrement du centre de phase est décimétrique en x , nul en y et métrique en z tandis que les PCV_{L_i} dépassent rarement 1,5 cm.



source <http://www.ngs.noaa.gov/ANTCAL>

source <http://www.ifc.uni-hannover.de>

FIGURE 1.3 – Illustrations des calibrations relative (a) et absolue à l'aide d'un robot articulé (b).

Ainsi, grâce à ces différents éléments, les rattachements entre les points géodésiques et les centres de phase peuvent être déterminés et introduits dans les équations d’observation. Différentes stratégies de calibration des antennes ont été utilisées (cf. figure 1.3). Anciennement, des calibrations «relatives» étaient effectuées. Cela consistait à comparer l’antenne à calibrer à une antenne *choke ring*⁶ de référence supposée parfaite. De nos

6. L’antenne GPS choke ring a été conçue par le *Jet Propulsion Laboratory* (JPL) pour réduire l’influence des multi-trajets (cf. section 1.1.3.3). Pour plus d’informations, le lecteur pourra consulter le site http://en.wikipedia.org/wiki/Choke_ring_antenna.

jours, l'utilisation des calibrations «absolues» est recommandée par l'IGS. Ces calibrations sont obtenues pour chaque type d'antenne par l'utilisation d'un bras articulé *in situ* ou en chambre anéchoïque.

1.1.3.3 Multi-trajets

Le signal GPS, émis par le satellite, peut emprunter différentes trajectoires avant d'atteindre l'antenne réceptrice. Ces trajectoires parasites sont induites par des réflexions indirectes des ondes électromagnétiques dans l'environnement immédiat de la station. Dans de tels cas, le récepteur ne peut pas distinguer la trajectoire directe satellite-récepteur des trajectoires indirectes induites par ces diverses réflexions. *Elosegui et coll. (1995)* modélisent une situation simplifiée. Ils considèrent une onde GPS incidente ayant un angle d'élévation *elev*. Elle se réfléchit sur une surface horizontale d'albédo α située à une hauteur H sous l'antenne réceptrice (figure 1.4). L'erreur ϵ_{mltj} sur la mesure de phase induite par ce multi-trajet et ramenée à une mesure de distance est définie par :

$$\epsilon_{mltj}(elev, \alpha, H, \lambda) = \frac{\lambda}{2\pi} \arctan \left(\frac{\alpha \sin(4\pi \frac{H}{\lambda} \sin elev)}{1 + \alpha \cos(4\pi \frac{H}{\lambda} \sin elev)} \right) \quad (1.9)$$

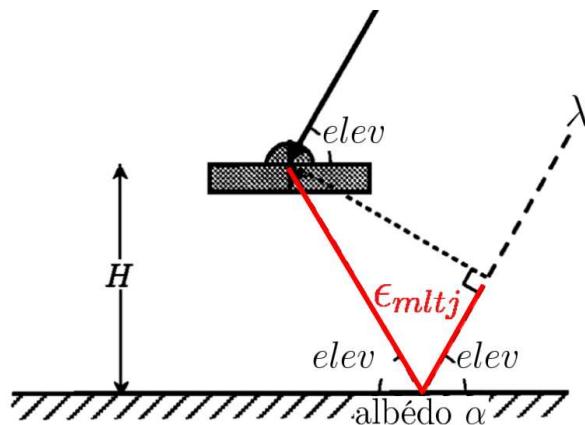


FIGURE 1.4 – Modélisation d'un multi-trajet généré par une surface horizontale réfléchissante selon *Elosegui et coll. (1995)*.

La combinaison *LC* des mesures de phase sur L_1 et L_2 définie par, $LC = 2,5457.\lambda_1.\Delta\phi_1 - 1.5457\lambda_2.\Delta\phi_2$ est classiquement utilisée car elle n'est pas affectée au premier ordre par l'allongement ionosphérique (cf. section 1.2.1.2). Ainsi, l'erreur induite sur *LC* par les multi-trajets sur L_1 et L_2 est :

$$\epsilon_{mltj}^{LC}(elev, \alpha, H) = 2,5457.\epsilon_{mltj}(elev, \alpha, H, \lambda_1) - 1.5457.\epsilon_{mltj}(elev, \alpha, H, \lambda_2) \quad (1.10)$$

La figure 1.5 illustre l'équation (1.10) où $\epsilon_{mltj}^{LC}(elev, \alpha, H)$ est représentée pour des élévations variant de 0° à 90° . Pour un paramétrage standard, c'est-à-dire un plan réfléchissant à 1,50 m de l'antenne et un albédo de 0,12, l'erreur ϵ_{mltj}^{LC} a une amplitude crête à crête de 20 mm. Le multi-trajet affecte les mesures quel que soit l'angle d'élévation. Réduire la distance H du plan réfléchissant ne modifie pas l'amplitude crête à crête de l'erreur, mais

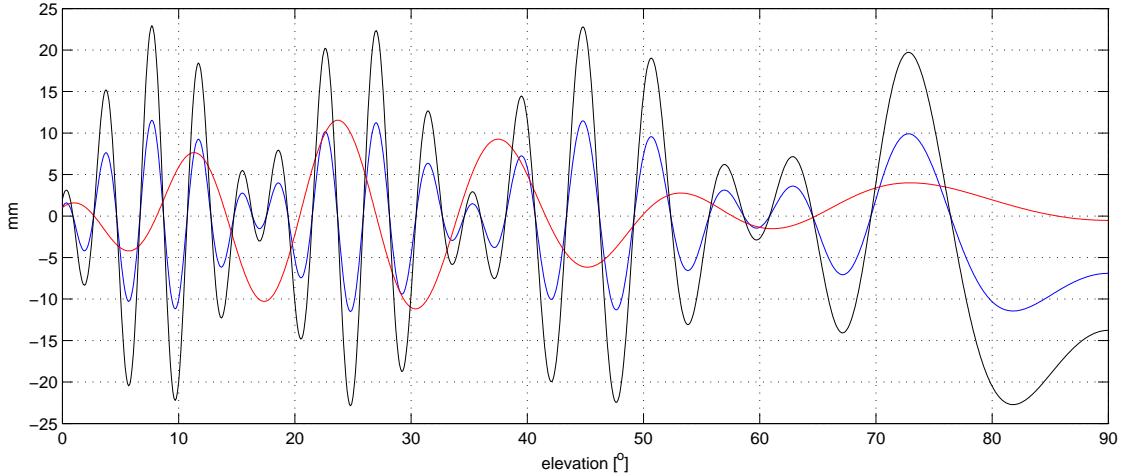


FIGURE 1.5 – Erreurs de mesure sur LC en fonction de l’angle d’élévation pour différents paramétrages d’après (*Elosegui et coll., 1995*). En bleu, $H = 1,5$ m et $\alpha = 0,06$; en rouge $H = 0,5$ m et $\alpha = 0,06$ et en noir $H = 1,5$ m et $\alpha = 0,12$.

modifie la forme de l’erreur fonction de l’élévation (cf courbes bleue et rouge). Augmenter l’albédo du plan réfléchissant augmente proportionnellement l’erreur ϵ_{mltj}^{LC} (cf. courbes bleue et noire). *Elosegui et coll. (1995)* montrent qu’en ajoutant un plan absorbant sous l’antenne réceptrice, les résidus obtenus sur les mesures de phase sont moins dépendants de l’angle d’élévation.

Évidemment le modèle utilisé ne décrit pas toute la complexité des situations rencontrées en pratique. Il permet cependant d’appréhender cette notion de multi-trajet afin d’envisager différentes approches pour réduire leurs effets. Des efforts de conception ont été réalisés afin de réduire les gains des antennes réceptrices pour des élévations négatives. Des cartes de multi-trajet sont établies par l’étude a posteriori des résidus des mesures de phase obtenus par un premier calcul. Elles sont ensuite utilisées pour corriger les mesures dans un second calcul afin d’obtenir des estimations plus précises (cf. p. ex. *Shoji et coll., 2004 ; Bosser, 2008*). La monumentation du point géodésique joue un rôle important dans la gestion des multi-trajets. Dans le cas d’un pilier en béton, le diamètre doit être suffisamment petit pour que l’antenne GPS le couvre entièrement. D’après la figure 1.5, placer l’antenne à même le sol permettrait de réduire l’influence des multi-trajets aux hautes élévations quand les conditions de visibilité le permettent. Cependant, l’humidité du sol et les phénomènes de rosée ont un rôle important dans les multi-trajets des signaux GPS (*Larson et coll., 2010*). Placer l’antenne GPS trop proche du sol n’est donc pas forcément un choix judicieux. Les monumentations retenues par l’IGS⁷ pour des stations permanentes sont le pilier en béton armé ou la tige en Invar. Elles sont le juste compromis pour assurer la stabilité du point matérialisé, limiter les déformations thermiques et réduire l’influence des multi-trajets.

7. <http://igscb.jpl.nasa.gov/network/monumentation.html>

Conclusion

Ainsi, à partir de la mesure de phase, on obtient l'équation d'observation suivante :

$$\begin{aligned} \forall t_r > t_0, \lambda \cdot \Delta\phi_{r,t_0}^e(t_r) = & \| (X_e(t_e) + \epsilon_{orb}) - X_r(t_r) \|_2 \\ & - \lambda N_r^e(t_0) - c(\delta t_r - \delta t_e) + \delta_{ant}^{emt} + \delta_{ant}^{rec} + \epsilon_{mltj} + \epsilon_{autre} \quad (1.11) \\ & + \delta_{iono} + \delta_{tropo}^{hydro} + \delta_{tropo}^{humide} \end{aligned}$$

dont les termes sont illustrés par la figure 1.6. La position du satellite est donnée par l'orbitographie avec une erreur ϵ_{orb} centimétrique. L'ambiguïté $N_r^e(t_0)$ est déterminée et fixée à une valeur entière par des algorithmes spécifiques. Le terme $c(\delta t_r - \delta t_e)$ lié aux biais d'horloges est supprimé par l'utilisation des doubles différences. Les termes δ_{ant}^{emt} et δ_{ant}^{rec} corrigent respectivement les excentrements des centres de phase des antennes émettrice et réceptrice. Des erreurs liées aux multi-trajets ϵ_{mltj} ou à d'autres phénomènes non identifiés ϵ_{autre} peuvent toutefois subsister. Les termes liés à la propagation du signal doivent être modélisés et font l'objet de la section 1.2. La position $X_r(t_r) = (x_r(t_r), y_r(t_r), z_r(t_r))_{ECEF}$ du récepteur varie dans le temps, la section 1.3 présente les phénomènes géophysiques à l'origine de ces déplacements.

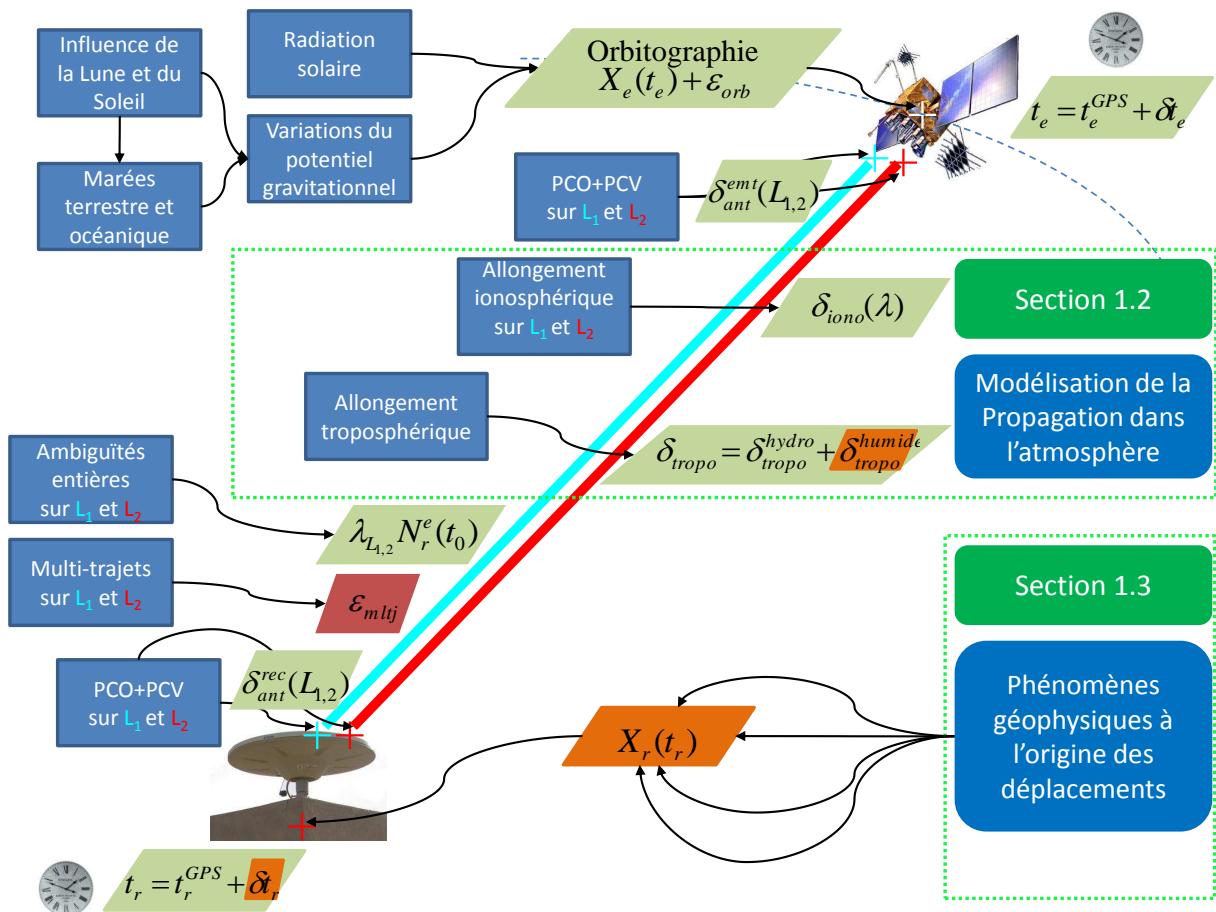


FIGURE 1.6 – Synthèse des phénomènes affectant la technique GPS.

1.2 Modélisation de la propagation des signaux GPS dans l'atmosphère

Dans cette partie, on s'intéresse aux termes δ_{iono}^{hydro} , δ_{tropo}^{hydro} et δ_{tropo}^{humide} intervenant dans l'équation d'observation et à la manière dont ces termes sont traités afin d'inverser le système d'équations d'observations par moindres carrés. Les processus physiques générant ces allongements atmosphériques sur la mesure de phase ont déjà été présentés dans la partie 1.1.2 pages 23 et suivantes. On présente ici comment, à partir de l'expression des indices de réfraction ionosphérique et troposphérique, les effets liés à la propagation sont en partie corrigés dans le calcul GPS. La modélisation de l'allongement troposphérique utilisée classiquement est ainsi présentée et on montre par quelle manière on peut, à partir de celle-ci, estimer le contenu intégré en vapeur d'eau de l'atmosphère. Cette partie est une synthèse intégrant les éléments de bibliographie récente, dont les dernières recommandations issues du chapitre 9 des conventions IERS de 2010 (*Petit et Luzum, (2010)*).

1.2.1 Propagation dans l'ionosphère

1.2.1.1 Indice de réfraction ionosphérique

L'indice de réfraction de l'ionosphère pour une onde électromagnétique de fréquence f est, d'après *Petit et Luzum (2010)* :

$$n_p = 1 - \frac{q^2}{8\pi^2 m_e \epsilon_0} \cdot \frac{N_e}{f^2} - \frac{q^3}{16\pi^3 m_e^2 \epsilon_0} \cdot \frac{N_e B \cos \theta}{f^3} - \frac{q^4}{128\pi^4 m_e^2 \epsilon_0^2} \cdot \frac{N_e^2}{f^4} - \frac{q^4}{64\pi^4 m_e^3 \epsilon_0} \cdot \frac{N_e B^2 (1 + \cos^2 \theta)}{f^4} \quad (1.12)$$

où N_e est la densité d'électrons libres, B le module du champ magnétique, q la charge élémentaire, m_e la masse de l'électron, ϵ_0 la permittivité diélectrique du vide et θ l'angle formé entre le vecteur de propagation du signal et le champ magnétique. Il vient :

$$\delta_{iono}^{phase} = \int_e^r (n_p(s) - 1) ds = -\frac{s_1}{f^2} - \frac{s_2}{f^3} - \frac{s_3}{f^4} \quad (1.13)$$

$$\text{avec } s_1 = 10,309 \int_e^r N_e(s) ds, \quad s_2 = 1,1284 \cdot 10^{12} \int_e^r N_e(s) B \cos \theta ds,$$

$$\text{et } s_3 = 812,42 \int_e^r N_e^2(s) ds + 1,5793 \cdot 10^{22} \int_e^r N_e(s) B^2 (1 + \cos^2 \theta) ds.$$

Avec $STEC = \int_e^r N_e(s) ds \sim 300 \cdot 10^{16}$ électrons par m^2 (soit 300 TECU) et comme $f_1 = 1575,42$ MHz, $\frac{s_1}{f_1^2}$ peut atteindre plusieurs dizaines de mètres et doit ainsi être corrigé dans les équations d'observations.

1.2.1.2 Élimination de l'effet ionosphérique au premier ordre

D'après l'équation (1.13), les allongements ionosphériques sur L_1 et L_2 valent :

$$\delta_{iono}^{phase}(f_1) = -\frac{s_1}{f_1^2} - \frac{s_2}{f_1^3} - \frac{s_3}{f_1^4} \text{ et } \delta_{iono}^{phase}(f_2) = -\frac{s_1}{f_2^2} - \frac{s_2}{f_2^3} - \frac{s_3}{f_2^4}$$

Il vient $f_1^2 \times \delta_{iono}^{phase}(f_1) - f_2^2 \times \delta_{iono}^{phase}(f_2) = o(\frac{1}{f_1^2})$. La combinaison des mesures de phase LC , classiquement utilisée dans le calcul GPS, est alors définie de la façon suivante :

$$LC_e^r(t_r) = \frac{f_1^2 \lambda_{L_1} \cdot \Delta\phi_{r,t_0}^{e,L_1}(t_r) - f_2^2 \lambda_{L_2} \cdot \Delta\phi_{r,t_0}^{e,L_2}(t_r))}{f_1^2 - f_2^2}$$

et est, par construction, corrigée de l'allongement ionosphérique au premier ordre $-\frac{s_1}{f^2}$.

1.2.1.3 Influence des ordres supérieurs de l'effet ionosphérique

Pour le terme ionosphérique du deuxième ordre $-\frac{s_2}{f^3}$ de l'équation (1.13), on a :

$$\frac{s_2}{s_1 f} = \frac{2,7994 \cdot 10^{10}}{f} \cdot \frac{\int_e^r N_e(s) B \cos \theta ds}{\int_e^r N_e(s) ds} \simeq \frac{2,7994 \cdot 10^{10}}{f} \cdot |B_o \cos \theta_0| \sim \frac{2,8 \cdot 10^5}{f}$$

avec $|B_o \cos \theta_0| \simeq 10^4 nT$. Ainsi le terme de second ordre est inférieur au centimètre pour les fréquences f_1 et f_2 GPS. Sur LC , il est inférieur à 5 mm. Les conventions IERS de 2010 conseillent désormais de corriger cet effet.

Les ordres supérieurs de l'allongement ionosphérique ont été l'objet de nombreuses études (p. ex. *Bassiri et Hajj, 1993* ; *Kedar et coll., 2003* ; *Fritsche et coll., 2005* ; *Hernandez-Pajares et coll., 2007* ; *Petrie et coll., 2010a et 2010b*). L'influence de la non-prise en compte de ces phénomènes sur les estimations GPS est discutée globalement dans la section 2.3.2.2 page 66 et étudiée spécifiquement pour les stations AMMA dans le chapitre 4.

Concernant les ordres ionosphériques supérieurs, ils peuvent être négligés car millimétriques à submillimétriques aux basses élévations :

$$\frac{s_3}{f^4} < 10\% \text{ de } \frac{s_2}{f^3} \text{ et } \frac{s_4}{f^5} < 0.1\% \text{ de } \frac{s_3}{f^4}.$$

1.2.2 Propagation dans la troposphère

En introduisant $L_{opt} = \int_e^r n_{tropo}(s) ds$ la longueur du chemin optique entre l'émetteur et le récepteur en tenant compte de la traversée de la troposphère, $L_{geo} = \int_e^r ds$ la longueur géométrique entre l'émetteur et le récepteur et $\tilde{\rho}_r^e(t_r, t_e)$ la distance séparant les centres de phase des antennes émettrice (à t_e) et réceptrice (à t_r), il vient :

$$L_{opt} = \tilde{\rho}_r^e(t_r, t_e) + \underbrace{(L_{opt} - L_{geo})}_{(1)} + \underbrace{(L_{geo} - \tilde{\rho}_r^e(t_r, t_e))}_{(2)} \quad (1.14)$$

$$\delta_{tropo}$$

La distance émetteur-récepteur est allongée d'un δ_{tropo} composé de deux termes : (1) est l'influence de la variation de l'indice de réfraction seule tandis que (2) est l'influence de la courbure de la trajectoire du signal. Pour une mesure effectuée à 8° d'élévation, (2) mesure 1,3 cm tandis que (1) mesure près de 15 m, d'après *Marini (1972)*.

1.2.2.1 De l'indice de réfraction troposphérique aux allongements troposphériques zénithaux

L'indice de réfraction troposphérique pour une onde électromagnétique peut être modélisé par :

$$n_{tropo}(s) = 1 + 10^{-6} \left(\underbrace{k_1 \cdot \frac{P_{sec}(s)}{T(s)}}_{\text{dipôle induit de l'air sec}} + \underbrace{k_2 \cdot \frac{e(s)}{T(s)}}_{\text{dipôle induit } H_2O} + \underbrace{k_3 \cdot \frac{e(s)}{T^2(s)}}_{\text{dipôle permanent } H_2O} \right) \\ N_{tropo}(s) \text{ co-indice de l'air}$$

où P_{sec} est la pression partielle de l'air sec, e est la pression partielle de vapeur d'eau et T est la température. k_1, k_2, k_3 sont des coefficients empiriques dont les valeurs couramment utilisées sont issues de *Thayer (1974)* ou de *Bevis (1994)*. Pour une mesure zénithale, l'impact du choix de ces valeurs a un impact submillimétrique sur l'allongement troposphérique (*Fund, 2009*).

Par application de la loi des gaz parfaits, on introduit $\mu(s)$ la masse volumique de l'air et R_{sec}, R_{hum} les constantes spécifiques de l'air sec et de la vapeur d'eau, pour obtenir :

$$N_{tropo}(s) = 10^{-6}(n_{tropo}(s) - 1) = \underbrace{k_1 R_{sec} \mu(s)}_{\text{terme hydrostatique}} + k'_2 \cdot \underbrace{\frac{e(s)}{T(s)}}_{\text{terme humide}} + k_3 \cdot \underbrace{\frac{e(s)}{T^2(s)}},$$

où $k'_2 = k_2 - k_1 \frac{R_{sec}}{R_{hum}}$. On obtient :

$$\underbrace{L_{opt} - L_{geo}}_{\text{STD}} = \int_e^r (n_{tropo}(s) - 1) ds = \underbrace{10^{-6} \int_e^r k_1 R_{sec} \mu(s) ds}_{\text{SHD}} + \underbrace{10^{-6} \int_e^r (k'_2 \cdot \frac{e(s)}{T(s)} + k_3 \cdot \frac{e(s)}{T^2(s)}) ds}_{\text{SWD}}.$$

La différence entre chemins optique et géométrique est l'allongement troposphérique oblique total (*Sland Total Delay (STD)*). Il est la somme de l'allongement hydrostatique oblique (*Sland Hydrostatic Delay (SHD)*) et de l'allongement humide oblique (*Sland Wet Delay (SWD)*).

Pour une mesure prise au zénith, il vient :

$$\underbrace{\delta_{tropo}^z}_{\text{ZTD}} = \underbrace{10^{-6} \cdot k_1 R_{sec} \cdot \frac{P_{sol}}{g_m}}_{\text{ZHD}} + \underbrace{10^{-6} \cdot \left(k'_2 \cdot \int_e^r \frac{e(z)}{T(z)} dz + k_3 \cdot \int_e^r \frac{e(z)}{T^2(z)} dz \right)}_{\text{ZWD}} \quad (1.15)$$

avec P_{sol} la pression au sol et g_m l'accélération de la pesanteur approximée classiquement à φ latitude et z altitude par : $g_m(\varphi, z) = 9,784 / (1 - 2,66 \cdot 10^{-3} \cos(2\varphi) - 2,8 \cdot 10^{-4} z)$.

Le terme ZTD (*Zenith Total Delay*) est l'allongement troposphérique total au zénith, somme des allongements zénithaux hydrostatiques (*Zenith Hydrostatic Delay (ZHD)*) et humide (*Zenith Wet Delay (ZWD)*).

Allongement zénithal hydrostatique Le terme ZHD se détermine précisément par les modèles de *Saastamoinen (1972)*, *Baby et coll. (1988)* ou de *Hopfield (1969)*. Il ne

dépend que de la mesure de pression et de l'accélération de la pesanteur au niveau du récepteur. Le ZHD dépendant principalement de la pression au sol, il est fonction de l'altitude du récepteur (figure 1.7, à gauche). Ses variations sont lentes et s'effectuent à grande échelle (cf figure 1.7, à droite). *Bock et coll. (2007)* montrent que la précision obtenue sur l'estimation de la pression au sol à partir des modèles numériques (NCEP dans l'article) est meilleure que 1 hPa.

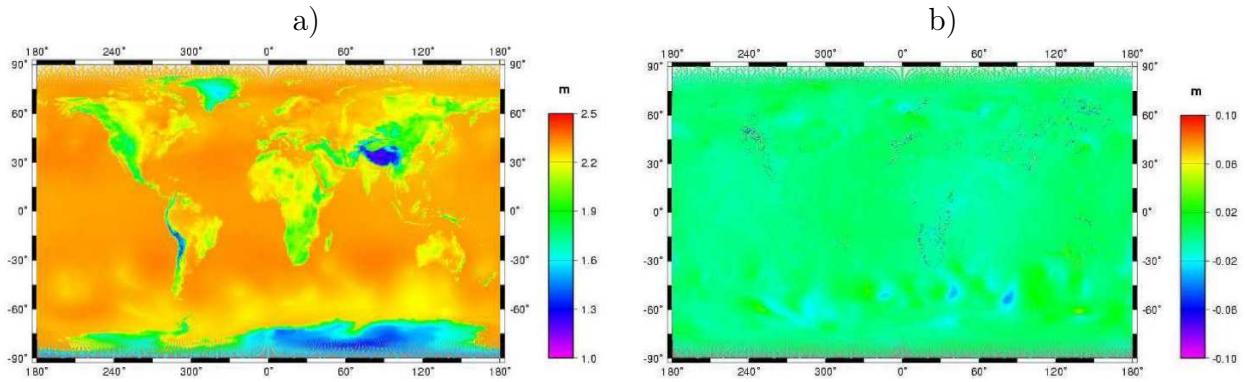


FIGURE 1.7 – ZHD (a) du 11 juillet 2002 à 6h et ses variations de 6h à 12h (b) déduits du modèle ECMWF opérationnel.

Allongement zénithal humide Le terme ZWD est l'allongement humide au zénith. Sa détermination précise est difficile sans un profil de la vapeur d'eau atmosphérique nécessaire au calcul des intégrales de l'équation (1.15). Depuis *Saastamoinen (1972)* jusqu'à *Mendes (1998)*, de nombreux modèles ont été développés afin d'obtenir une évaluation du ZWD mais aucun n'est parvenu à atteindre une précision suffisante pour corriger les mesures GPS. Le ZWD est clairement dépendant des conditions climatiques (figure 1.8, à gauche) et ses variations peuvent atteindre une dizaine de centimètres en moins de 6 heures.

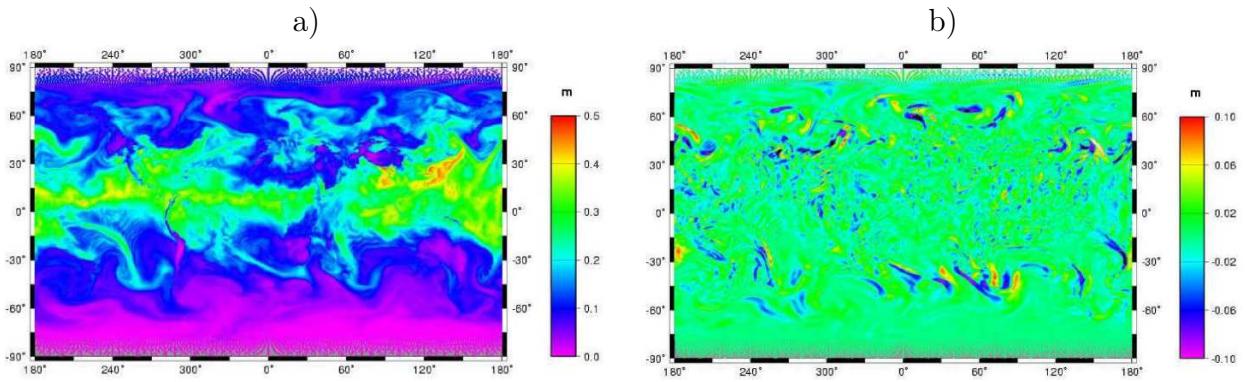


FIGURE 1.8 – ZWD (a) du 11 juillet 2002 à 6h et ses variations de 6h à 12h (b) déduits du modèle ECMWF opérationnel.

En un point donné, l'allongement troposphérique humide ZWD a une forte varia-

bilité, typiquement plusieurs centimètres en une seule journée. Il est préférable de le considérer comme le résultat d'un processus stochastique, généralement un processus de Gauss-Markov du 1^{er} ordre ou plus simplement une marche aléatoire. Dans l'hypothèse d'une marche aléatoire, la variance du processus $\sigma^2(t)$ dépend du temps t telle que $\sigma^2(t) = \sigma_0^2 + q \cdot t$. q définit le bruit de la marche aléatoire. D'après les résultats de *Schüler (2001)* obtenus sur les sites IGS, $\sqrt{q} \sim 10\text{mm}/\sqrt{h}$ en zone tropicale, $\sqrt{q} \sim 5\text{mm}/\sqrt{h}$ aux latitudes moyennes et $\sqrt{q} \sim 4\text{mm}/\sqrt{h}$ aux pôles.

1.2.2.2 Les fonctions de projection

En considérant que l'atmosphère est stratifiée horizontalement, l'indice de réfraction ne dépend que de l'altitude et le rayon joignant le satellite au récepteur est contenu dans un plan vertical. En notant $elev$ l'angle d'élévation de la mesure GPS, l'allongement troposphérique oblique affectant la mesure GPS peut être approximé par $ZTD.mf(elev)$ où mf est une fonction d'élévation, encore appelée fonction de projection ou *mapping function* (MF). Au 1^{er} ordre, en ignorant la courbure terrestre, cette fonction est en $\frac{1}{\sin(elev)}$ comme illustrée simplement en figure 1.9.

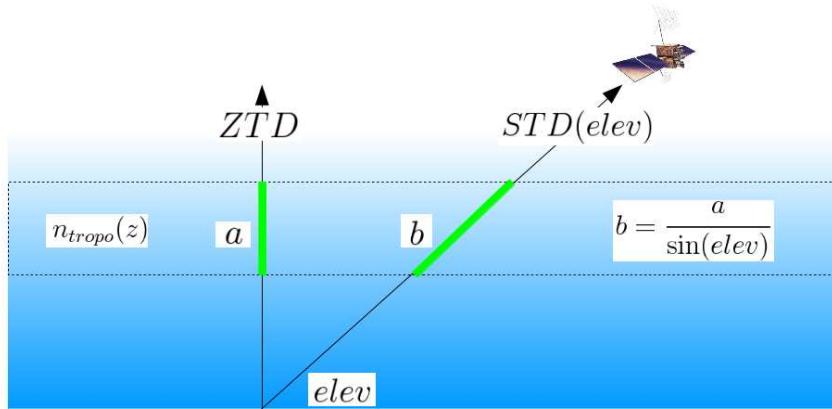


FIGURE 1.9 – Lien entre STD et ZTD, introduction de la fonction de projection.

La fonction de projection permet de déduire l'allongement troposphérique oblique d'une mesure GPS à partir de l'allongement troposphérique zénithal. La définition de cette fonction a fait l'objet de nombreuses études tant son importance est capitale pour améliorer la précision des estimations GPS. *Marini (1972)* approxime cette fonction par son développement en fraction continue généralisé (DFC). Ce formalisme est adopté dans toutes les études ultérieures traitant des fonctions de projection. *Herring (1992)* distingue la fonction d'élévation hydrostatique mf_{hydro} de la fonction d'élévation humide

mf_{wet} chacune formulée selon le modèle suivant :

$$mf(elev) = \frac{1}{\frac{1 + \frac{a}{1 + \frac{b}{1 + \frac{c}{\sin elev + \frac{a}{\sin elev + \frac{b}{\sin elev + c}}}}}}{\sin elev + \frac{b}{\sin elev + \frac{c}{\sin elev + c}}}} \quad (1.16)$$

où a, b, c sont les coefficients du *DFC*. Le problème réside désormais dans la détermination des coefficients des *DFC* des fonctions d'élévation mf_{hydro} et mf_{wet} tels que

$$STD(elev) = mf_{hydro}(elev).ZHD + mf_{wet}(elev).ZWD \quad (1.17)$$

Niell (1996) améliore sensiblement la modélisation troposphérique de la propagation des ondes GPS en introduisant les *New Mapping Functions* hydrostatique NMF_{hydro} et humide NMF_{wet} formulées sur le modèle (1.16). Ces fonctions de projection sont théoriquement valables à partir de 3° d'élévation. Les coefficients ont été ajustés sur des profils de l'U.S. Standard Atmosphere 1966 (*Cole et coll., 1965*) et sont donnés aux latitudes $15^\circ, 30^\circ, 45^\circ, 60^\circ$ et 75° nord. Les coefficients adaptés à la latitude du récepteur sont déterminés par interpolation linéaire. De plus, la NMF_{hydro} intègre un terme annuel et un terme correctif dépendant de l'altitude du récepteur. Les recherches ultérieures se sont alors concentrées sur la détermination des fonctions de projection par l'intégration de plus en plus importante de données et considérations météorologiques.

Niell (2000) développe la *Isobaric Mapping Function (IMF)* basée sur le fait que les valeurs à 5° d'une fonction de projection hydrostatique, déduites de radiosondages, sont fortement corrélées à l'altitude géopotentielle de l'isobare 200 hPa. L' IMF_{hydro} intègre ces altitudes calculées par le *Goddard Space Flight Center Data Assimilation Office* sur une grille de $2.5^\circ \times 2^\circ$ toutes les 6 heures. L' IMF_{wet} est déduite de profils de radiosondages ou de sorties de modèles numériques. *Niell (2000)* compare alors les allongements troposphériques hydrostatiques et humides déduits de *raytracing* avec ceux obtenus par calculs GPS utilisant la *NMF* et l'*IMF*. L'amélioration apportée par l'*IMF* est d'un facteur 2 sur la composante hydrostatique et de 25% sur la composante humide. Cependant, la limitation première de l'*IMF* réside dans la prise en compte seule de l'isobare 200 hPa alors que les modèles météorologiques sont bien plus riches.

La détermination de fonctions de projection par *raytracing* à travers un profil atmosphérique est possible par méthode analytique (*Rocken et coll., 2001*). *Boehm et Schuh (2003)* adaptent cette méthode en l'utilisant sur les grilles du modèle ERA-40 de l'ECMWF pour obtenir différentes versions des *Vienna Mapping Functions (VMF)*. La *VMF-Rigorous* est obtenue sur les stations VLBI et IGS, toutes les 6 heures, par 10 *raytracing* entre 3.3° et 90° d'élévation. Elle a l'avantage d'être fidèle aux modèles météorologiques sous-jacents et donne de bons résultats. Son utilisation a été abandonnée en raison de son coût important en temps de calcul. *Boehm et Schuh (2004)* proposent une *VMF-Fast* où les coefficients b_{hydro} et c_{hydro} sont ceux de l' IMF_{hydro} et b_{wet} et c_{wet} ceux de la NMF_{wet} à 45° de latitude. Les coefficients a_{hydro} et a_{wet} sont obtenus à l'aide

des *raytracing* à $3,3^\circ$ par inversion de l'équation (1.16). Sur la campagne CONT02 et les sessions de mesures IVS-R1 et IVS-R4, les fonctions de projection déduites de modèles météorologiques améliorent sensiblement les répétabilités des lignes de base et la stabilité des calculs en fonction de l'angle de coupure. Cependant, la $VMF\text{-}Fast_{hydro}$ est trop proche de l' IMF_{hydro} pour que les différences entre les estimations obtenues soient significatives (*Boehm et Schuh, 2004*).

À partir des profils thermodynamiques issus de la réanalyse ERA-40 de l'ECMWF, *Boehm et coll. (2006a)* améliorent la modélisation des coefficients b_{hydro} et c_{hydro} de la $VMF\text{-}Fast$ pour obtenir la $VMF1$. Cette fonction de projection obtient les meilleurs résultats lors d'intercomparaisons entre fonctions de projection. Elle est disponible en deux versions. Le produit $VMF1\text{-site}$ est calculé pour les sites IGS, DORIS et VLBI à partir des grilles $0,25^\circ \times 0,25^\circ$ de l'ECMWF toutes les 6 heures. Il est composé des estimations de la pression, température et humidité au sol, des ZHD et ZWD issus d'un *raytracing* calculé au niveau de la station et des coefficients a_{hydro} et a_{wet} . Le produit $VMF1\text{-grille}$ est composé des estimations des ZHD, ZWD, a_{hydro} et a_{wet} obtenues de l'ECMWF sur une grille mondiale de résolution $2,5^\circ \times 2,0^\circ$ toutes les 6 heures.

À partir des réanalyses ERA-40 de l'ECMWF, *Boehm et coll. (2006b)* ont développé la *Global Mapping Function (GMF)* pour pallier les éventuelles indisponibilités des produits $VMF1$. C'est une fonction de projection empirique ayant les mêmes coefficients b et c que la $VMF1$ mais dont les coefficients a sont modélisés à partir des réanalyses ERA-40 obtenues entre septembre 1999 et août 2002, afin de faire apparaître un terme annuel tel que :

$$a = a_0 + A \cos\left(2\pi \frac{doy - 28}{365}\right) \text{ avec } doy \text{ le jour dans l'année}$$

Les valeurs a_0 et A sont alors fournies sur une base d'harmoniques sphériques tronquée au degré et à l'ordre 9. La *GMF* est fonction des coordonnées de la station, de son altitude et du jour dans l'année considérée.

Les applications GPS en temps quasi réel devenant de plus en plus courantes, *Boehm et coll. (2008)* ont développé des produits $VMF1\text{-Forecast}$ à partir des prévisions météorologiques de l'ECMWF. Publiés chaque jour à 8 h UT, les valeurs de ces produits sont estimées pour le lendemain à 0 h, 6 h, 12 h et 18 h. L'utilisation de ces produits⁸ est cependant restreinte aux applications non commerciales.

Des informations complémentaires concernant les fonctions de projection $VMF1$ et *GMF* ainsi que les routines fortran et matlab associées sont disponibles sur le site *GGOS Atmosphere* à l'adresse <http://ggoosatm.hg.tuwien.ac.at/delay.html>. L'utilisation des produits $VMF1$ est préconisée par le chapitre 9 des conventions IERS de 2010 (*Petit et Luzum, 2010*). En cas d'indisponibilité de ces produits, l'utilisation de la *GMF* est recommandée.

1.2.2.3 Prise en compte de la dépendance azimutale

La modélisation de l'allongement troposphérique oblique par le biais des fonctions de projection et des allongements troposphériques zénithaux a le défaut de ne pas tenir

8. Accès après autorisation à l'adresse : http://ggoosatm.hg.tuwien.ac.at/DELAY/GRID/STD_FC

compte du caractère anisotrope de l'indice de réfraction troposphérique. En introduisant un développement de Taylor au premier ordre du co-indice de réfraction N fonction de l'altitude z et de la position horizontale \vec{k} , on a :

$$N(\vec{k}, z) = N_0(z) + \vec{k} \cdot \frac{\partial N(\vec{k}, z)}{\partial \vec{k}} = N_0(z) + \vec{k} \cdot \vec{\nu}$$

Par intégration du co-indice le long du chemin optique émetteur-récepteur et en introduisant azm l'angle azimutal, il vient :

$$STD(elev, azm) = 10^{-6} \int_e^r N_0(z) ds + 10^{-6} \int_e^r \vec{k} \cdot \vec{\nu} ds$$

On exprime \vec{k} et $\vec{\nu}$ sur la base orthonormée (\vec{u}_{NS} , \vec{u}_{EW}) du plan tangent au récepteur r , on a $\vec{k} \simeq z \cot(elev)(\cos(azm).\vec{u}_{NS} + \sin(azm).\vec{u}_{EW})$ et $\vec{\nu} = \nu_{NS}.\vec{u}_{NS} + \nu_{EW}.\vec{u}_{EW}$.

Comme $ds = \frac{1}{elev_z} dz$, où $elev_z$ angle d'élévation formé par la trajectoire du signal GPS et le plan horizontal d'altitude z , il vient :

$$\begin{aligned} STD(elev, azm) &= STD_0(elev) \\ &+ 10^{-6} \cdot mf_g(elev) \left(\underbrace{\cos(azm) \int_e^r z \nu_{NS}(z) dz}_{G_{NS}} + \underbrace{\sin(azm) \int_e^r z \nu_{EW}(z) dz}_{G_{EW}} \right) \end{aligned}$$

où mf_g est une fonction de projection propre à l'utilisation des gradients. *Chen et Herring (1997)* donnent la formulation de mf_g la plus couramment utilisée :

$$mf_g(elev) = \frac{1}{\sin(elev) \cdot \tan(elev) + C} \text{ où } C = 0,003.$$

La prise en compte du gradient horizontal de l'indice de réfraction introduit un terme correctif dans l'expression de l'allongement troposphérique oblique dénommé improprement gradient troposphérique et défini par $\vec{G} = G_{NS} \vec{u}_{NS} + G_{EW} \vec{u}_{EW}$.

Les gradients troposphériques ainsi définis et estimés lors du traitement GPS, ne distinguent pas les gradients hydrostatiques des gradients humides. D'après *MacMillan (1995)*, les gradients troposphériques hydrostatiques sont produits par des gradients de pression ou de température dont l'échelle spatiale est de l'ordre de 100 km et dont les variations temporelles s'étalent sur plusieurs jours. Les gradients troposphériques humides ont des échelles spatiales plus petites, de l'ordre de 10 km voire inférieures (*Tarniewicz, 2005*). Ils présentent des variations rapides de quelques heures ou moins, et sont fonction du contenu en vapeur d'eau et de la température.

Des recherches sont en cours pour mieux prendre en compte la dépendance azimutale de l'allongement troposphérique oblique. *Boehm et Schuh (2007)* estiment des gradients troposphériques à partir des modèles météorologiques pour ne pas avoir à les estimer en cours de traitement GPS. Certains auteurs tentent de dépasser le concept de gradient troposphérique pour définir des fonctions de projection dépendantes de l'élévation et de

l'azimut. *Boehm et coll.* (2005) ont ainsi développé la VMF2 et l'ont utilisée pour la campagne CONT02. Les répétabilités des lignes de base obtenues avec cette nouvelle fonction de projection sont meilleures que celles obtenues avec la VMF1 et estimations de gradients troposphériques. L'utilisation opérationnelle de cette fonction est limitée par la puissance de calcul requise et parce qu'aucune formulation synthétique n'a encore été trouvée.

1.2.3 Modélisation troposphérique et contenu intégré en vapeur d'eau

Bilan La modélisation troposphérique dans le calcul GPS pour une mesure est donc la suivante :

$$\begin{aligned} STD(elev, azm) &= ZHD.mf_{hydro}(elev) + ZWD.mf_{wet}(elev) \\ &+ mf_g(elev)(G_{NS} \cos(azm) + G_{EW} \sin(azm)) \end{aligned}$$

où *elev* est l'angle d'élévation et *azm* l'angle azimutal. Nous avons vu que *ZHD* était fonction de la pression au niveau du récepteur et qu'il pouvait être déterminé à l'aide des modèles météorologiques avec une précision meilleure que 1 hPa (*Bock et coll.*, 2007). Les fonctions de projection hydrostatique, humide et celle spécifique aux gradients troposphériques ont fait l'objet de recherches approfondies. L'utilisation de la *VMF1* ou à défaut de la *GMF*, est préconisée par le chapitre 9 des conventions IERS de 2010 (*Petit et Luzum*, 2010). Les composantes G_{NS} et G_{EW} du gradient troposphérique peuvent être considérées comme des réalisations de processus stochastiques et doivent dans ce cas être estimées. Elles peuvent également être obtenues en utilisant des modèles météorologiques et être ainsi utilisées dans le traitement GPS (*Boehm et coll.*, 2007b). L'allongement troposphérique humide au zénith ne peut pas être déterminé précisément à l'aide des modèles météorologiques ou d'autres sources externes. Il doit être considéré comme la réalisation d'un processus stochastique (cf. p. ex. *Schüller*, 2001) et doit être estimé lors du traitement des données GPS.

Contenu intégré en vapeur d'eau Le contenu intégré en vapeur d'eau (CIVE, *Integrated Water Vapour (IWV)* en anglais) est défini par :

$$CIVE = \int_{z_{rec}}^{+\infty} \rho_w(z) dz \text{ avec } \rho_w \text{ la densité de la vapeur d'eau.}$$

À partir de l'équation (1.15), on a :

$$\begin{aligned} ZWD = ZTD - ZHD &= 10^{-6} \cdot \int_e^r \left(k'_2 + \frac{k_3}{T(z)} \right) \frac{e(z)}{T(z)} dz \\ &\simeq \underbrace{10^{-6} \cdot \left(k'_2 + \frac{k_3}{T_m} \right) R_{hum}}_{\Pi(T_m)} \underbrace{\int_e^r \rho_w(z) dz}_{CIVE} \end{aligned}$$

$\Pi(T_m)$ est assimilable à un coefficient de proportionnalité liant *ZWD* et *CIVE* avec k'_2 et k_3 les constantes de réfractivité, R_{hum} la constante spécifique de la vapeur d'eau et T_m

la température moyenne de la colonne d'air au dessus du récepteur GPS. T_m est définie telle que :

$$T_m = \frac{\int_e^r \frac{e(z)}{T(z)} dz}{\int_e^r \frac{e(z)}{T(z)^2}}$$

avec $e(z)$ est la pression partielle de vapeur d'eau et $T(z)$ la température à la hauteur z (*Davis et coll., 1985*).

L'obtention des CIVE GPS à partir des ZWD estimés repose sur la connaissance de T_m qui présente des disparités spatiales et une évolution temporelle saisonnière. À partir de 9000 radiosondages effectués aux États-Unis, *Bevis et coll. (1992)* approximent T_m en fonction de T_{sol} température au sol par la relation linéaire suivante :

$$T_m = aT_{sol} + b, \text{ avec } a = 0,72 \text{ et } b = 70,2K.$$

Cette relation varie localement et avec le cycle saisonnier (*Bevis et coll., 1992*) ce qui peut introduire des erreurs de l'ordre de 1,5% du contenu intégré en vapeur d'eau. En analysant les radiosondages de 53 stations à travers le monde et couvrant une période de 23 ans, *Ross et Rosenfeld (1997)* évaluent les limites de cette relation linéaire et la réfutent pour les zones tropicales en raison des faibles corrélations obtenues entre T_m et T_{sol} . Ce dernier point a conduit *Bock et coll. (2008)* à utiliser des valeurs de T_m issues du modèle météorologique opérationnel de l'ECMWF pour estimer les $CIVE_{GPS}$ en Afrique de l'Ouest et ainsi garantir la précision de ces estimations à l'échelle du cycle diurne.

Un ordre de grandeur utile liant ZWD et $CIVE$ est donné par :

$$1 \text{ kg.m}^{-2} \text{ en } CIVE \sim 6,5 \text{ mm en } ZWD.$$

1.3 Déformations de la croûte terrestre

La croûte terrestre se déforme en permanence sous l'action de plusieurs phénomènes géophysiques à des périodes subdiurnes, diurnes, saisonnières, pluriannuelles voire à très long terme et à des échelles spatiales de locale à globale. L'évolution au cours du temps de la position $X_r(t)$ d'un point de la surface terrestre est la résultante locale de la somme de toutes ces déformations. Dans cette partie, on présente les différents phénomènes géophysiques qu'il est possible d'observer en analysant la série temporelle de position $X_r(t)$.

1.3.1 Tectonique des plaques et rebond postglaciaire

Sur de longues périodes de temps, les déformations de la croûte terrestre ont pour principales origines la tectonique des plaques et le rebond postglaciaire. Les plaques tectoniques qui constituent la lithosphère terrestre se déplacent en raison des mouvements de convection du manteau asthénosphérique sous-jacent. Les déplacements relatifs de ces plaques peuvent atteindre plusieurs centimètres par an et peuvent être estimés par géodésie spatiale (cf. p. ex. *Legrand (2007)*). Ces déplacements modifient le champ des contraintes exercées principalement aux frontières inter-plaques et sont à l'origine des séismes, ces brusques ruptures de la croûte, ainsi que des déformations postsismiques. Des déplacements horizontaux, de 15 m maximum, ont été observés sur plus de 600 km lors du séisme majeur de Sumatra-Andaman de 2004 (*Ammon et coll., 2005*).

Le rebond postglaciaire est une réponse viscoélastique du manteau consécutive aux cycles de glaciation/déglaciation de -125000 ans à nos jours qui se traduit par une surrection régionale de la lithosphère dont la vitesse n'excède pas 2 cm par an (*Peltier, 2004*). Les principales régions affectées par ce phénomène sont la Scandinavie, le Groenland, le nord de l'Amérique du Nord et l'Antarctique. Sa détermination précise est un des enjeux actuels de la géophysique. La méconnaissance de ce phénomène en Antarctique engendre une forte incertitude sur le bilan de masse de ce continent (*Métivier et coll., 2010*), de -300 Gt/an à +100 Gt/an, ce qui n'est pas sans conséquence sur l'évaluation du changement climatique potentiellement en cours.

Aux échelles d'observations géodésiques, les déformations tectoniques et le rebond postglaciaire se traduisent dans les séries temporelles de positions par des déplacements linéaires, les séismes par des sauts parfois suivis de signaux liés aux déformations postsismiques.

1.3.2 Déformations induites par le potentiel de marée et les surcharges

La Terre est un solide qui se déforme en réponse aux variations du potentiel gravitationnel générées par les mouvements de la Lune et le Soleil (*Wahr, 1981*) et en réponse aux variations de charge à sa surface (*Farrell, 1972*). Dans les deux cas, en considérant un modèle de Terre sphérique, à symétrie radiale, non en rotation, élastique et isotrope (i.e. modèle *SNREI*), on peut montrer qu'il y a proportionnalité dans le domaine spectral entre l'excitation et la réponse de la Terre. Les coefficients de proportionnalité sont appelés nombres de Love, de marée ou de charge, suivant le cas.

1.3.2.1 Du potentiel de marée aux déformations de la Terre solide

D'après *Wahr (1995)*, le Soleil et la Lune induisent un potentiel de marée V_T à la date t en un point $P = (r, \theta_c, \lambda)$ où r est la coordonnée radiale, θ_c la co-latITUDE et λ la longitude. Ce potentiel peut se décomposer sur une base d'harmoniques sphériques Y_n^m avec a le rayon terrestre, tel que :

$$V_T(r, \theta_c, \lambda, t) = \Re e \left(\sum_{n=2}^{+\infty} \sum_{m=0}^n c_n^m(t) Y_n^m(\theta_c, \lambda) \left(\frac{r}{a}\right)^n \right)$$

avec n le degré et m l'ordre de Y_n^m . En raison de la décroissance rapide de la suite $|c_n^m(t)|_{n \in \mathbb{N}}$ quand $n \rightarrow +\infty$ (en $1/60^n$ pour la Lune et encore plus rapide pour le Soleil), la décomposition précédente est tronquée à l'ordre 2. La dépendance temporelle de $c_n^m(t)$ est fonction de la vitesse de rotation terrestre Ω et des orbites de la Lune et du Soleil. La rotation de la Terre crée une fluctuation semi-diurne, le fait que le Soleil et la Lune ne soient pas inclus en permanence dans le plan équatorial terrestre introduit une fluctuation diurne et le fait que les déclinaisons solaire et lunaire ne soient pas constantes au cours du temps est à l'origine des fluctuations longues périodes. En utilisant les éphémérides de la Terre et de la Lune, chaque $c_n^m(t)$ est approximé par :

$$c_n^m(t) = \sum_p H_p e^{i(\omega_p t + \Phi_p)}$$

avec ω_p la pulsation, Φ_p le déphasage et H_p l'amplitude de la *p*ième composante de c_n^m . La pulsation ω_p , proche de $m\Omega$, est modulée par une ou plusieurs fréquences orbitales de la Lune ou de la Terre. La table 1.2 liste les principales composantes du potentiel de marée (*Wahr, 1995*).

La réponse de la Terre solide au potentiel de marée V_T est la marée terrestre et est la somme des réponses à chaque composante de ce potentiel. Considérant $V_{T,p}$ la contribution d'une composante p au potentiel de marée, il vient :

$$V_{T,p}(r, \theta_c, \lambda, t) = H_p e^{i(\omega_p t + \Phi_p)} Y_n^m(\theta_c, \lambda) (r/a)^n$$

Sous l'hypothèse d'une Terre SNREI, un point P à sa surface se déplace sous l'action de $V_{T,p}(r, \theta_c, \lambda, t)$ de s_r radialement, s_{θ_c} vers le sud et de s_λ vers l'est tels que :

$$s_r(r, \theta_c, \lambda, t) = \frac{h_n}{g} V_{T,p}(r = a, \theta_c, \lambda, t) , s_{\theta_c}(r, \theta_c, \lambda, t) = \frac{l_n}{g} \partial_{\theta_c} V_{T,p}(r = a, \theta_c, \lambda, t)$$

et $s_\lambda(r, \theta_c, \lambda, t) = \frac{l_n}{g \sin \theta_c} \partial_\lambda V_{T,p}(r = a, \theta_c, \lambda, t)$

De plus, le potentiel gravitationnel terrestre au point P est modifié de $\varphi(\theta_c, \lambda, t)$ où $\varphi(\theta_c, \lambda, t) = k_n V_{T,p}(r = a, \theta_c, \lambda, t)$ en raison de la modification de la distribution des masses à l'intérieur de la Terre. Les coefficients h_n , l_n et k_n sont les nombres de Love de marée et ne dépendent que de n sous les hypothèses décrites précédemment. Le modèle de Terre PREM (*Dziewonski et Anderson, 1981*) est généralement utilisé pour déterminer les valeurs de ces coefficients.

Tidal Constituent		Period (solar hrs/dys/yr)	amplitude (H_p/g in cm)	phase in degrees (ϕ_p relative to May 22.5, 1960)
long period (Y_2^0)	(lunar nodal tide)	18.613 years	2.79	188.82048
	S_a	365.26 days	0.49	137.86005
	S_{sa}	182.621 days	3.10	120.23846
	M_m	27.555 days	3.52	110.65598
	M_f	13.661 days	6.66	44.44202
diurnal (Y_2^1)	O_1	25.819 hours	26.22	105.67722
	P_1	24.066 hours	12.20	29.88078
	S_1	24 hours	0.29	12.25919
	K_1	23.934 hours	36.88	150.11923
	Ψ_1	23.869 hours	0.29	287.97928
	ϕ_1	23.804 hours	0.52	270.35770
semi-diurnal (Y_2^2)	N_2	12.658 hours	12.10	325.14050
	M_2	12.421 hours	63.19	75.79645
	S_2	12 hours	29.40	0.00
	K_2	11.967 hours	8.00	120.23846

TABLE 1.2 – Principales composantes du potentiel de marée d'après *Wahr (1995)*

Déformations induites par la marée terrestre La marée terrestre induit des déplacements de plusieurs dizaines de centimètres (~ 30 cm pour la composante M_2 par exemple). La précision recherchée sur la modélisation des déformations est submillimétrique ce qui oblige à considérer un modèle de Terre elliptique en rotation. Les nombres de Love deviennent alors spécifiques pour chaque excitation de pulsation ω_p (cf table 1.3).

Tidal Constituent	k	h	l
any long period tide	0.299	0.606	0.0840
O_1	0.298	0.603	0.0841
P_1	0.287	0.581	0.0849
S_1	0.280	0.568	0.0853
K_1	0.256	0.520	0.0868
Ψ_1	0.466	0.937	0.0736
ϕ_1	0.328	0.662	0.0823
any semi-diurnal tide	0.302	0.609	0.0852

TABLE 1.3 – Nombres de Love pour les constituants de la marée terrestre pour $n = 2$ pour un modèle de Terre elliptique en rotation, d'après *Wahr (1995)*

Déformations induites par la marée polaire Le pôle de rotation terrestre se déplace au cours du temps ce qui provoque des variations du potentiel centrifuge. Ces variations de potentiel induisent des déformations de la Terre dont l'amplitude maximale en surface est de 25 mm sur la verticale et de 7 mm en horizontal (*Perosanz, 2006*).

1.3.2.2 Déformations induites par les surcharges

Le potentiel de marée et les variations thermodynamiques sont à l'origine de déplacements des constituants de la couche fluide terrestre (océans, atmosphère, hydrologie continentale). Ces variations de masse induisent des déformations de la Terre solide dont les amplitudes maximales sont de quelques centimètres en surface. L'hypothèse d'une Terre SNREI est alors suffisante pour calculer les déformations à des précisions submillimétriques. Les variations de masse à la surface terrestre peuvent être assimilées à une densité surfacique $\sigma(t)$, décomposable sur une base d'harmoniques sphériques. Les déformations radiales et tangentielles s'expriment en un point $P(r = a, \theta, \lambda)$ (avec θ la latitude, λ la longitude, r distance radiale égale au rayon terrestre a) de la manière suivante (cf. p. ex. (*Blewitt, 2003*)) :

$$s_{radiale}(r = a, \theta, \lambda, t) = \frac{4\pi a^3}{M_E} \sum_{n=1}^{+\infty} \sum_{m=0}^n \sum_{\zeta=1}^2 h'_n \frac{\sigma_{nm}^\zeta(t) Y_{nm}^\zeta(\theta, \lambda)}{2n+1} \quad (1.18)$$

$$s_{tangentielle}(r = a, \theta, \lambda, t) = \frac{4\pi a^3}{M_E} \sum_{n=1}^{+\infty} \sum_{m=0}^n \sum_{\zeta=1}^2 l'_n \frac{\sigma_{nm}^\zeta(t) \hat{\mathbf{I}} \cdot \nabla Y_{nm}^\zeta(\theta, \lambda)}{2n+1} \quad (1.19)$$

où les $\sigma_{nm}^\zeta(t)$ sont les coefficients du développement en harmoniques sphériques de la densité surfacique $\sigma(t)$, M_E la masse de la Terre, h'_n et l'_n les nombres de Love de surcharge, $Y_{nm}^1(\theta, \lambda) = P_{nm}(\sin\theta) \cos m\lambda$ et $Y_{nm}^2(\theta, \lambda) = P_{nm}(\sin\theta) \sin m\lambda$, P_{nm} polynômes de Legendre et $\hat{\mathbf{I}}$ vecteur directeur unitaire de la déformation latérale (*Lambeck, 1988*).

Déformations de degré 1 Les termes de degré 1 des équations (1.18) et (1.19) correspondent à une translation d'ensemble liée au choix de l'origine du système de référence dans lequel sont exprimées les déformations. La figure 1.10 illustre les différentes origines possibles des repères de référence utilisées en géodésie (*Tregoning et van Dam, 2005*). À gauche, le cercle plein représente le centre de masse de la Terre solide CE tandis que la croix représente le centre de masse de la Terre total CM (Terre solide + enveloppe fluide (FE)). Au centre, le centre de réseau CN est illustré dans le cas extrême de seulement trois stations. Il diffère alors nettement des points CE et CM. À droite, dans la situation théorique où les sites géodésiques sont répartis de manière homogène sur toute la surface de la Terre (y compris sur les océans), le centre de figure, CF, se rapproche alors du CE. Afin de simplifier les figures, les déformations de degré 1 n'ont pas été représentées.

Les déplacements obtenus par GPS après mise en référence sont exprimés par rapport au centre de figure (CF). Les déformations calculées à partir des modèles de surcharges peuvent être exprimées par rapport au centre des masses de la Terre solide (CE), par rapport au centre des masses de la Terre (CM) ou par rapport au CF selon les valeurs des nombres de Love de surcharge de degré 1 choisies (*Blewitt, 2003*).

Hydrologie continentale Les variations temporelles et spatiales de l'eau stockée par les continents déforment la surface terrestre. Ainsi, les variations saisonnières de la surcharge hydrologique sont très importantes dans le bassin de l'Amazone et conduisent à des déplacements verticaux dont l'amplitude crête à crête observée par GPS peut atteindre 7 cm (*Bevis et coll., 2005*). Le *Global Data Assimilation System (GLDAS)* (*Rodell et coll.,*

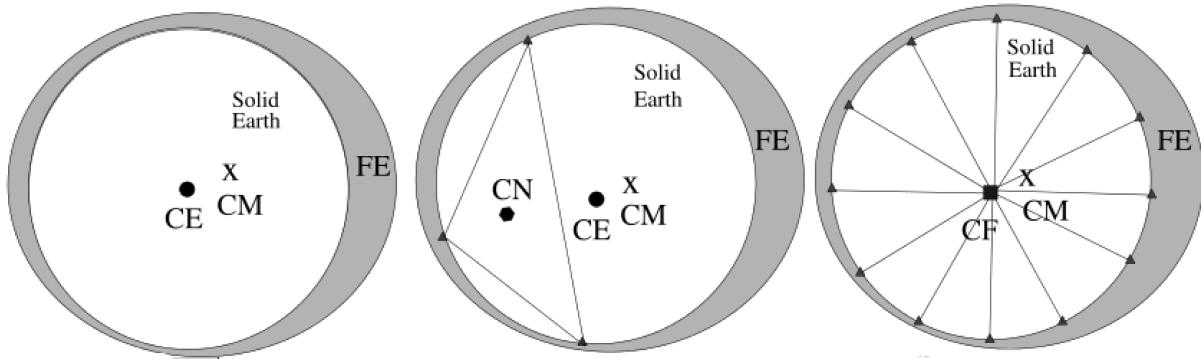


FIGURE 1.10 – Illustrations des origines possibles des repères de référence utilisés en géodésie d’après *Tregoning et van Dam (2005)*.

2004) permet d'estimer ces variations à partir de données météorologiques assimilées et des conditions de surface. Les mesures gravimétriques de la mission *Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE)* sont utilisées, entre autres, pour estimer l'humidité des sols et donc en déduire les déformations résultantes (*Wahr et coll., 1998*). L'évaluation et la compréhension des différences entre les déformations obtenues par GPS, GRACE et les modèles figurent parmi les objectifs scientifiques actuels et seront abordées en détail dans la partie III.

Atmosphère Les variations de la pression atmosphérique s'exerçant sur la surface topographique déforment la surface terrestre. Des cartes de pression au niveau du sol sont calculées toutes les 6 heures par le *National Center for Environmental Prediction (NCEP)* ou l'*European Center for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF)*. Les comparaisons entre les mesures de pression in situ et les estimations des modèles sont en très bonne adéquation. Ces cartes présentent un cycle diurne et semi-diurne, conséquence du cycle de l'éclairement de la Terre par le Soleil, que l'on assimile à des marées S_1 et S_2 (cf table 1.2) bien que leur origine soit principalement thermique. Ces marées atmosphériques sont mal représentées avec des cartes de pression atmosphérique dont l'intervalle de 6 heures correspond à la fréquence de Nyquist de la marée S_2 . Elles sont donc modélisées séparément (*Ray et Ponte, 2003*). À partir des grilles de pression et des modèles des marées S_1 et S_2 , il est possible d'obtenir le cycle diurne complet de la pression atmosphérique nécessaire au calcul des déformations induites par l'atmosphère (*Ponte et Ray, 2002*). Les déformations induites par S_1 et S_2 peuvent être calculées précisément en ligne (*van Dam et Ray, 2010*)⁹. L'amplitude des déformations induites par S_1 et S_2 dépend de la latitude et est maximale à l'équateur ($\sim 1,5$ mm). Les déformations induites par l'atmosphère à plus longue période peuvent atteindre 20 mm sur la verticale et 3 mm en horizontal (*Petrov et Boy, 2004*).

Océans Les variations de la pression au fond des océans induisent des déformations de la Terre. Elles ont trois origines : le potentiel de marée, la dynamique de la circulation océanique et la pression atmosphérique en surface.

9. Un calculateur en ligne des déformations induites par les marées atmosphériques S_1 et S_2 est disponible à l'adresse :<http://geophy.uni.lu/ggfc-atmosphere/tide-loading-calculator.html>

L'océan, comme la Terre solide, répond au potentiel de marée. Chaque onde de marée p , caractérisée par son amplitude a_p , sa phase φ_p et par son argument de Doodson (1929) $\Theta_p(t)$ à la date t , modifie en un point $P(\theta, \lambda)$ la hauteur d'eau de l'océan d'une quantité :

$$h_p(t) = a_p f_{N_p}(t) \cos(\Theta_p(t) - \varphi_p(\theta, \lambda) + \Phi_{N_p}(t))$$

avec $f_{N_p}(t)$ le facteur nodal et $\Phi_{N_p}(t)$ la phase nodale de l'onde p . Le modèle FES2004 (*Lyard et coll., 2006*), dont l'utilisation est recommandée par les conventions IERS (*Petit et Luzum, 2010*), donne les amplitudes et phases de 14 ondes de marées ($M_4, M_2, S_2, K_2, N_2, 2N_2, O_1, P_1, K_1, Q_1, M_f, M_{tm}, M_m$ et M_{sqm}), ce qui permet de déduire pour chaque point de l'océan les variations de hauteur d'eau associées, donc les variations de pression s'exerçant sur la topographie sous marine. On peut ainsi calculer les déformations liées aux surcharges océaniques induites par les marées. Les surcharges déduites du modèle FES2004 ont été validées globalement par GPS. Cependant elles peuvent légèrement sous-estimer localement l'amplitude des déformations de 2 à 7 mm dans un contexte de fortes marées amplifiées par un rétrécissement des côtes (*Vergnolle et coll., 2008*).

Les déplacements long terme des masses d'eau sont liés à la circulation océanique globale. Le consortium *Estimating the Circulation and Climate of the Ocean (ECCO)* dispose de modèles de circulation basés sur l'assimilation de mesures satellitaires et in situ et met à disposition ses estimations, de 1992 à nos jours. Des cartes de pression de fond de mer sont disponibles, notamment par l'application en ligne¹⁰ du *Jet Propulsion Laboratory (JPL)*.

La réponse de l'océan aux variations atmosphériques sur la topographie marine est complexe. Le modèle MOG2D (*Carrère et Lyard, 2003*) modélise la réponse dynamique de l'océan aux vents et aux variations de pression atmosphérique.

1.3.3 Autres phénomènes

D'autres phénomènes physiques peuvent potentiellement être détectés dans les séries de position $X_r(t)$ d'un point géodésique matérialisé à la surface terrestre.

Expansion thermique des roches en surface L'influence des déformations thermiques de la roche en surface a été explorée par (*Yan et coll., 2009*). Les déplacements verticaux $h_{exp_th}(t)$ induits ont été modélisés tels que :

$$h_{exp_th}(t) = \frac{1+\nu}{1-\nu} \alpha \sum_{i=1}^N A_i \sqrt{\frac{\kappa}{\omega_i}} \cos(\omega_i t - \frac{\pi}{4} - \varphi_i)$$

avec ν le coefficient de Poisson dépendant de la nature du matériau ($\sim 0,20$ pour du béton ou du sable, entre $0,3$ et $0,45$ pour des argiles), α coefficient thermique linéaire ($\sim 10^{-5}/^{\circ}C$ en général, $\sim 12.10^{-6}/^{\circ}C$ pour du béton), κ le coefficient de diffusivité thermique ($\sim 1 \text{ mm}^2/\text{s}$), A_i , ω_i et φ_i les amplitude, pulsation et phase de la i^{eme} composante du développement en série de Fourier de la température tronqué à l'ordre N . L'amplitude annuelle des déplacements verticaux induits par cette expansion thermique est faible, maximale en Sibérie ($\sim 1,3 \text{ mm}$) et dépendant principalement de l'amplitude des variations de la température.

10. <http://ecco.jpl.nasa.gov/las/servlets/>

Expansion thermique du monument géodésique L'impact de l'expansion thermique d'un pilier en béton armé, support du point géodésique, a été étudié par *Dong et coll.* (2002). Considérant la hauteur initiale L du pilier, les variations de température ΔT induisent un allongement/rétrécissement du monument $\Delta L = \alpha L \Delta T$. Selon *Yan et coll.* (2009), l'amplitude du déplacement vertical engendré par cet effet, conjugué à l'expansion thermique des roches en surface, peut atteindre 3,9 mm.

1.3.4 Conclusion

La tectonique des plaques, le rebond postglaciaire, les déformations induites directement par le potentiel de marée et les surcharges sont les principaux phénomènes géophysiques pouvant être observés dans une série temporelle de position $X_r(t)$ obtenue au cours du temps. Leur mesure est d'un grand intérêt pour les sciences de la Terre et de l'Environnement. D'autres phénomènes géophysiques peuvent être à l'origine de mouvements résiduels. Certains ont été évalués comme les expansions thermiques de la roche de surface et du monument géodésique. D'autres peuvent ne pas avoir encore été identifiés. La figure 1.11 dresse une synthèse des phénomènes physiques, géophysiques et instrumentaux affectant la technique GPS et abordés dans ce chapitre.

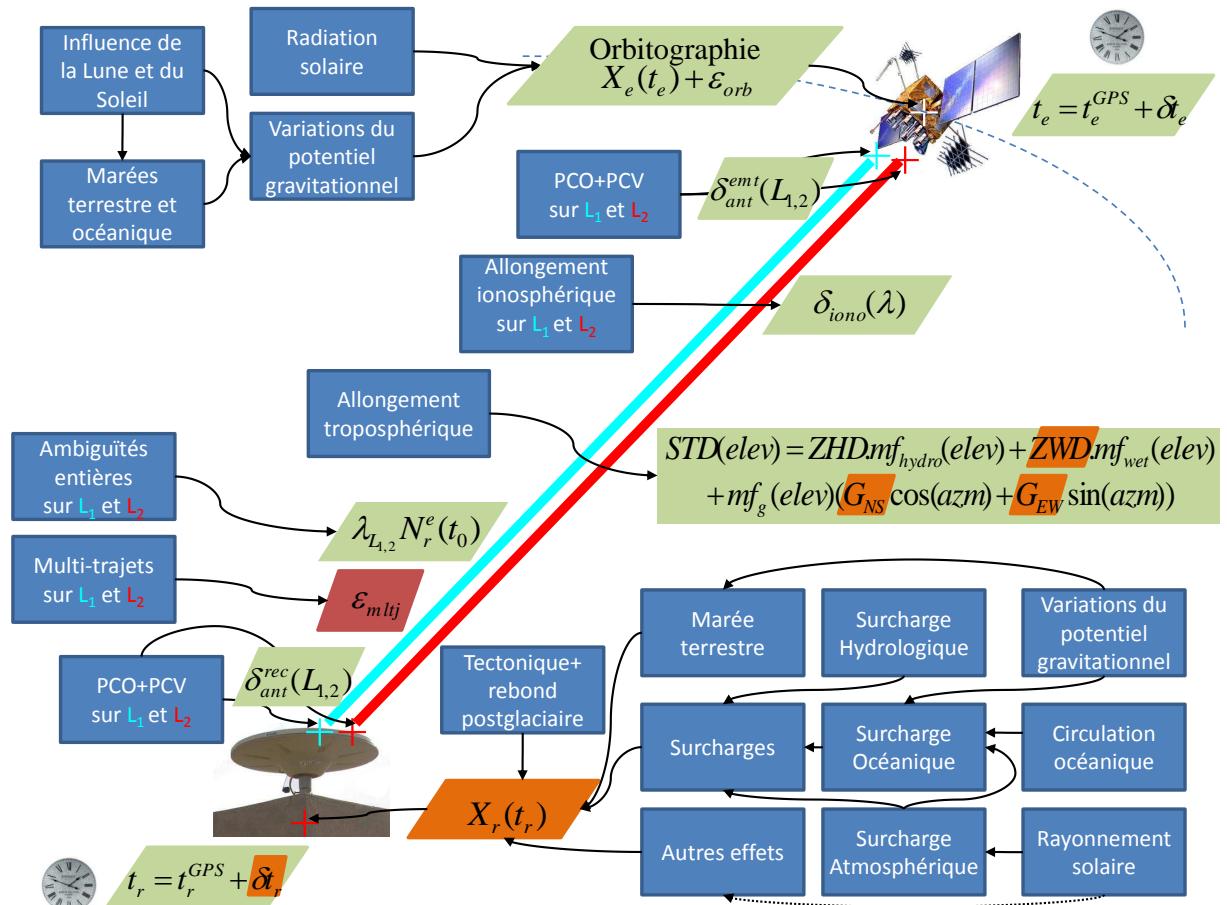


FIGURE 1.11 – Synthèse des phénomènes affectant la technique GPS en précisant les processus géophysiques à l'origine des déplacements du point géodésique matérialisé.

Chapitre 2

Traitement des données GPS et impact des sources d'erreur

Le traitement des données GPS permet de répondre à des questions scientifiques au sujet de phénomènes physiques, géophysiques ou instrumentaux, présentés dans le chapitre précédent (cf. figure 1.11). Le traitement de ces données peut être réalisé en réseau avec un logiciel scientifique dédié afin d'obtenir les meilleures précisions sur les paramètres estimés. Dans le cadre de cette thèse, le logiciel GAMIT du MIT (*Herring et coll., 2008*) a été choisi. Outre le fait que son utilisation est gratuite pour la recherche scientifique et que ses codes sources sont accessibles, ce logiciel est mis à jour régulièrement afin de prendre en compte les dernières améliorations dans le traitement des données GPS. La version 10.4 est en effet datée de novembre 2010 et la dernière mise à jour d'avril 2011.

Une stratégie de calcul GPS doit être définie afin d'estimer de manière optimale les «paramètres d'intérêt» : paramètres troposphériques et positions des stations dans notre cas. La première partie de ce chapitre présente l'élaboration de cette stratégie et précise la modélisation stochastique utilisée pour estimer les paramètres troposphériques. La deuxième partie rappelle les principales étapes algorithmiques d'un logiciel de traitement GPS. Des traitements journaliers, effectués sur des sessions de 24 h, donnent lieu à des séries journalières de positions de stations. Avant toute interprétation géophysique de ces résultats, il a été nécessaire de « mettre en référence» les jeux journaliers de positions, c'est-à-dire de les exprimer dans un unique repère de référence dont la stabilité est assurée au cours du temps. Le traitement des données étant relativement complexe, des critères particuliers ont été introduits pour évaluer la qualité des différents paramètres estimés et en particulier celle des allongements troposphériques. Enfin, la dernière partie de ce chapitre s'intéresse à l'impact des différentes sources d'erreur sur les paramètres estimés en explorant la bibliographie récente et en dégageant les questions scientifiques spécifiques aux données GPS AMMA.

2.1 Stratégie de calcul

La stratégie de calcul doit être adaptée en fonction des données GPS en entrée, de leur intégrité et du temps de latence pour les obtenir mais aussi des paramètres d'intérêt, des précisions attendues et du temps de latence pour obtenir ces résultats. Elle consiste

principalement à choisir un réseau de stations GPS adapté au processus étudié, à rassembler les données nécessaires au calcul (observations des stations, orbites et horloges des satellites, paramètres de rotation terrestre (*ERP*)), et à paramétriser le logiciel de traitement GPS. Un système d'équations d'observations est formé en fonction de ces choix, puis linéarisé et enfin inversé par moindres carrés. Lors de l'inversion, les erreurs de mesure ou de modélisation sur une observation GPS (ϵ_{Obs}) induisent des erreurs sur les paramètres estimés. *Elosegui et coll. (1995)* lient les erreurs sur les biais d'horloge récepteur $\epsilon_{\delta tr}$, sur les allongements troposphériques zénithaux ϵ_{ZWD} et sur la hauteur de station ϵ_h par la relation simplifiée suivante :

$$\epsilon_{Obs} = \epsilon_{\delta tr} + \epsilon_{ZWD} / \sin(elev) + \epsilon_h \cdot \sin(elev), \quad (2.1)$$

qui permet d'évaluer les erreurs et les corrélations entre ces paramètres. La modélisation troposphérique utilisée dans le calcul est un élément important pour décorrérer les paramètres $\epsilon_{\delta tr}$, ϵ_{ZWD} et ϵ_h et ainsi les estimer de manière optimale. Elle est présentée en détail pour une meilleure appréhension des estimations ZWD GPS dont la sensibilité sera étudiée dans le cadre du projet AMMA dans le chapitre 4. Des contraintes d'évolution spécifiques sont généralement appliquées sur les allongements troposphériques zénithaux humides au cours de l'inversion. Pour le logiciel GAMIT, elles reposent sur l'utilisation d'un modèle de Gauss-Markov du premier ordre. Les origines et le cadre théorique de cette modélisation seront rappelés succinctement.

2.1.1 Choix et paramétrages préalables

Le réseau de stations Le réseau doit inclure toutes les stations d'intérêt et présenter une géométrie relativement homogène. Avec l'utilisation du logiciel GAMIT et en fonction du calculateur, le nombre de stations à traiter simultanément est cependant limité (< 80 stations) et peut ainsi nécessiter l'emploi de sous-réseaux (*Santamaría-Gómez, 2010*). Pour des applications météorologiques, un réseau régional s'avère suffisant. Cependant, d'après *Tregoning et coll. (1998)*, ce réseau doit contenir des lignes de base suffisamment longues (> 2000 km) pour décorrérer les hauteurs, les ZWD et les horloges de chaque station dans l'expression des doubles différences. Pour des applications géodésiques, un réseau global est généralement utilisé et incorpore les mesures de certaines stations IGS afin de permettre une mise en référence dans l'ITRF (*Altamimi et coll., 2011*). Pour des applications en temps quasi-réel, notamment en météorologie opérationnelle pour AMMA (*Bock et coll., 2008*), l'enjeu majeur est d'assurer un accès rapide aux données des stations et de former un système d'équations d'observations rapidement inversible. Les données de certaines stations IGS sont ainsi rendues disponibles heure par heure sur les serveurs FTP des centres de données¹.

Les orbites et horloges des satellites GPS et les paramètres de rotation terrestre L'IGS calcule et met à disposition ces différents produits² dont les exactitudes et précisions varient en fonction du temps de latence nécessaire à leur obtention : entre 17 et 41 heures pour les produits «rapides», 15 jours environ pour les produits «finaux».

1. Une liste des centres de données IGS est disponible à l'adresse suivante : <http://igscb.jpl.nasa.gov/organization/centers.html>

2. Un descriptif est disponible à l'adresse suivante : <http://igscb.jpl.nasa.gov/components/prods.html>

Pour des calculs en temps réel opérationnels, des produits «ultra-rapides» sont rendus disponibles à 3 h, 9 h, 15 h et 21 h UTC. Les premières moitiés de ces données sont estimées tandis les secondes moitiés sont prédites. Au besoin, les logiciels de traitement permettent de ré-estimer les paramètres orbitaux, les biais des horloges des satellites ainsi que les paramètres de rotation de la Terre. La précision des produits d'orbites IGS peut être évaluée par l'étude des discontinuités des trajectoires des satellites GPS entre jours consécutifs; leur exactitude en les confrontant à des résultats indépendants de télémétrie laser sur satellite (*Griffiths et Ray, 2009*). L'exactitude des orbites «rapides» et «finales» est de l'ordre de 2,5 cm tandis que celle des orbites «ultra-rapides» est comprise entre 3 cm (partie estimée) et 5 cm (partie prédite). Les précisions de ces produits sont censées être meilleures.

Paramétrages du traitement Pour former un système d'équations d'observations inversible «rapidement» et pour obtenir des estimations de bonne qualité, des réglages spécifiques doivent être précisés dont la plage de données utilisées (session de calcul), l'angle de coupure et la pondération des observations.

▷ ***La session de calcul*** Elle définit l'intervalle de temps sur lequel les mesures de phases sont traitées. Sa durée est de quelques heures pour des traitements NRT météorologiques et est généralement journalière pour des traitements géodésiques. Des effets de bord peuvent être induits aux extrémités de la fenêtre de calcul et doivent être pris en compte (cf. section 4.4.1 page 142).

▷ ***L'angle de coupure (cutoff)*** Il désigne l'élévation en dessous de laquelle les mesures ne sont pas prises en compte dans le calcul. Il est généralement fixé autour de 10° . Les mesures effectuées aux basses élévations permettent une meilleure décorrélation de la hauteur de station, des allongements troposphériques zénithaux et des biais d'horloge récepteur, ce qui rend l'inversion GPS plus sensible à ces paramètres. Pour optimiser la décorrélation, la solution serait de minimiser l'angle de coupure mais les mesures aux basses élévations dégradent en fait l'inversion car elles sont moins précises, principalement en raison des multi-trajets et d'une moins bonne définition des modèles troposphérique et d'antenne réceptrice. Pour ménager ces deux effets antagonistes, les mesures GPS doivent être pondérées en fonction de l'élévation.

▷ ***La pondération des observations*** Différentes stratégies sont possibles pour pondérer les observations GPS en leur affectant un écart-type σ_{mes} . Le logiciel GAMIT propose trois pondérations (*Herring et coll., 2008*) : uniforme, proportionnelle à la longueur de la ligne de base ou suivant l'angle d'élévation et définie dans ce cas telle que $\sigma_{mes}(elev) = \sqrt{a^2 + b^2 / \sin^2(elev)}$. Le pondération uniforme est utilisée principalement lors de certains tests méthodologiques car elle amplifie l'influence des erreurs aux basses élévations sur les estimations GPS. La pondération proportionnelle à la longueur de la ligne de base est utilisée uniquement quand les erreurs orbitales sont supposées prépondérantes et quand la stratégie de calcul ne prévoit pas la ré-estimation des paramètres orbitaux. La pondération suivant l'angle d'élévation offre le meilleur compromis pour utiliser les mesures aux basses élévations. L'inversion par moindres carrés étant un processus itératif (cf. section 2.2.1 figure 2.1), les coefficients a et b initialement fixés sont estimés

par station en fonction des résidus d'observations de la première itération. Ces estimations sont alors utilisées lors d'une seconde itération.

2.1.2 Modélisation troposphérique du traitement

La formulation de l'allongement troposphérique oblique STD intervenant dans l'expression de la mesure de phase a été vue précédemment (cf. section 1.2.3 page 39) :

$$\begin{aligned} STD(elev, azm) &= ZHD.mf_{hydro}(elev) + ZWD.mf_{wet}(elev) \\ &+ mf_g(elev)(G_{NS} \cos(azm) + G_{EW} \sin(azm)) \end{aligned}$$

Les valeurs des fonctions de projection mf_{hydro} et mf_{wet} sont le résultat d'une modélisation plus ou moins réaliste de l'état de la troposphère. GAMIT offre la possibilité d'utiliser les fonctions de projection NMF , GMF et $VMF1$ (cf. section 1.2.2.2). La fonction de projection mf_g utilisée spécifiquement pour les gradients troposphériques est celle de *Chen et Herring (1997)*.

Il a été vu (cf. section 1.2.2.1) qu'en utilisant le modèle de *Saastamoinen (1972)*, les ZHD peuvent être obtenus à partir des valeurs de pression, mesurées *in situ* par des sondes PTU et enregistrées dans des «RINEX météo», ou estimées au niveau de la mer par un modèle climatologique global tel GPT (*Boehm et coll., 2007a*). Ils peuvent aussi être directement obtenus à partir des grilles de pression de l'ECMWF comme les produits ZHD_{ECMWF} de *Boehm et coll. (2006a)*. Quand les ZHD sont déterminés au niveau de la mer, une correction en fonction de l'altitude de la station est alors appliquée en utilisant le modèle de *Hopfield (1969)* avec un gradient thermique vertical de $-4,5^{\circ}\text{C}/\text{km}$. Les gradients troposphériques G_{NS} et G_{EW} sont estimés à une fréquence de 1 à 3 par jours dans le cas général, à des fréquences supérieures pour des études météorologiques (p. ex. entre 7 et 25 pour *Boniface (2009)*).

Pour un site donné, les allongements zénithaux humides sont modélisés par une fonction continue affine par morceaux sur un intervalle $[0, T]$ représentant la session de calcul. Avec $N \in \mathbb{N}$, cette fonction est définie par ses $N + 1$ nœuds échantillonnés à un pas T/N d'environ 2 heures pour des applications géodésiques. Les valeurs aux dates $t_k = kT/N$ de ces nœuds sont données par une suite $(ZWD_k)_{k \in [0, N]}$ considérée comme une réalisation d'un processus de Gauss-Markov du premier ordre (cf. section 2.1.3) et estimée lors de l'inversion par moindres carrés. Ainsi, à la date $t \in [0, T]$, $\exists! k$ tel que $k\frac{T}{N} \leq t \leq (k+1)\frac{T}{N}$ et une mesure GPS obtenue à cette date est affectée par un allongement oblique humide $SWD(elev, t)$ modélisé tel que :

$$SWD(elev, t) = \underbrace{\left[\left(1 - \frac{t - t_k}{T/N}\right) \cdot mf_{wet}(elev, t) \quad \frac{t - t_k}{T/N} \cdot mf_{wet}(elev, t) \right]}_{(1)} \underbrace{\begin{bmatrix} ZWD(t_k) \\ ZWD(t_{k+1}) \end{bmatrix}}_{(2)}. \quad (2.2)$$

Les termes du vecteur ligne (1) alimentent la matrice des dérivées partielles du système des moindres carrés tandis que les termes du vecteur colonne (2) apparaissent dans le vecteur des paramètres à estimer.

2.1.3 Estimation stochastique des paramètres troposphériques

Cadre théorique Un processus stochastique $\{X_t, t \geq 0\}$ est dit de Gauss-Markov du premier ordre (ou de Ornstein-Uhlenbeck³⁾) s'il est :

- *stationnaire* : $\forall t_1 < t_2 < \dots < t_n$ et $\forall h > 0$ les vecteurs $(X_{t_1}, X_{t_2}, \dots, X_{t_n})$ et $(X_{t_1+h}, X_{t_2+h}, \dots, X_{t_n+h})$ sont identiquement distribués.
- *Gaussien* : $\forall t_1 < t_2 < \dots < t_n$, le vecteur $(X_{t_1}, X_{t_2}, \dots, X_{t_n})$ suit une loi normale multidimensionnelle.
- *Markovien* : $\forall t_1 < t_2 < \dots < t_n$, $P(X_{t_n} \leq y | X_{t_1}, \dots, X_{t_{n-1}}) = P(X_{t_n} \leq y | X_{t_{n-1}})$. La valeur que prend le processus à la date t_n ne dépend que de la valeur du processus à la date t_{n-1} et pas des valeurs antérieures.
- *continu en probabilité* : $\forall u \in \mathbb{R}^+, \forall \epsilon > 0, \lim_{v \rightarrow u} P(|X_v - X_u| > \epsilon) = 0$

Un processus $\{W_t, t \geq 0\}$ est dit de Wiener-Lévy si $\forall t > 0$ W_t est normalement distribué, $E(W_t) = 0$ et si ses incrémentations sont indépendantes et stationnaires. Il est alors Gaussien et $Cov(W_s, W_t) = \theta^2 \min(s, t)$ avec θ^2 le paramètre de variance.

Le processus $\{X_t, t \geq 0\}$ de Gauss-Markov du premier ordre satisfait l'équation différentielle stochastique :

$$dX_t = -\rho(X_t - \mu)dt + \sigma dW_t$$

où $\{W_t, t \geq 0\}$ est un processus de Wiener-Lévy de variance unité, μ l'espérance de X_t , σ l'écart-type du bruit du processus et ρ un coefficient d'amortissement. Dans le cas stationnaire strict, le processus $\{X_t, t \geq 0\}$ a une espérance $E(X_t) = \mu$ et une covariance $Cov(X_s, X_t) = \frac{\sigma^2}{2\rho} e^{-\rho|s-t|}$.

Afin d'obtenir une réalisation d'un tel processus $\{X_t\}$ sur un intervalle $[0, T]$, on peut considérer pour $N \in \mathbb{N}$, $(\epsilon_i)_{i \in [0, N]}$ réalisations indépendantes d'une loi normale centrée réduite et à partir de $x_0 = \mu + (\sigma/\sqrt{2\rho})\epsilon_0$, construire récursivement la suite $(x_n)_{n \in [1, N]}$ telle que :

$$\forall n \in [1, N], x_n = \mu + \kappa_N(x_{n-1} - \mu) + \sigma \sqrt{\frac{1 - \kappa_N^2}{2\rho}} \epsilon_n \quad (2.3)$$

avec $\kappa_N = \exp(-\rho T/N)$. Une réalisation discrète du processus $\{X_t\}$ est obtenue en posant $\forall n \in [0, N], X(nT/N) = x_n$. La trajectoire complète du processus peut alors s'obtenir par interpolation linéaire.

La fonction définie telle que $D_X(t, \theta) = \langle (X(t + \theta) - X(t))^2 \rangle$ est la fonction de structure du processus $\{X_t\}$. Dans le cas d'un processus de Gauss-Markov du premier ordre, on a :

$$D_{GM}(t, \theta) = \frac{\sigma^2}{\rho} (1 - e^{-\rho|\theta|})$$

Origine de la modélisation stochastique des ZWD Treuhaft et Lanyi (1987) considèrent les fluctuations de la vapeur d'eau dans l'atmosphère comme des réalisations d'un processus stochastique et le caractérisent en explicitant ses fonctions de structure spatiale et temporelle. Ils se basent sur la théorie de la turbulence de Kolmogorov pour approximer la structure spatiale des fluctuations de l'indice de réfraction atmosphérique et considèrent

3. cf. S. Finch (*communication personnelle*, 15 mai 2004) <http://algo.inria.fr/csolve/ou.pdf>

que les fluctuations temporelles de cet indice, observées en un site, sont le résultat du déplacement des structures spatiales provoqué par le vent. *Herring et coll. (1990)* montrent alors que la fonction de structure temporelle des allongements zénithaux humides, déduites des travaux de *Treuhart et Lanyi (1987)*, peut être vue comme celle d'une somme de trois processus indépendants de Gauss-Markov du premier ordre, ce qui leur permet d'obtenir une méthode de simulation réaliste des allongements zénithaux humides. Ils montrent alors qu'une marche aléatoire⁴ permet d'obtenir une bonne modélisation des allongements zénithaux humides simulés bien que ce processus n'ait pas une fonction de structure très proche de celle du processus initial. Lors d'un traitement avec des données VLBI, *Herring et coll. (1990)* obtiennent une meilleure estimation des paramètres géodésiques avec leur modélisation stochastique des allongements zénithaux humides qu'avec un traitement standard.

Modélisation des ZWD dans le traitement des mesures Pour un site donné, un allongement zénithal humide moyen ZWD_{moy} est estimé sur la session de mesure $[0, T]$. En reprenant l'équation (2.2) et les notations introduites, on a $\forall k \in [0, N]$, $ZWD(t_k) = ZWD_{moy} + \delta zwd_k$ où $(\delta zwd_k)_{k \in [0, N]}$ est une réalisation d'un processus de Gauss-Markov du premier ordre de moyenne nulle (i.e. $\mu=0$). Dans GAMIT, l'allongement oblique humide $SWD(elev, t)$ est alors modélisé tel que :

$$SWD(elev, t) = mf_{wet}(elev, t) \cdot \begin{pmatrix} 1 & (1 - \frac{t - t_k}{T/N}) & \frac{t - t_k}{T/N} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} ZWD_{moy} \\ \delta zwd_k \\ \delta zwd_{k+1} \end{pmatrix}. \quad (2.4)$$

Une contrainte de centrage (2.5) est ajoutée afin que la moyenne des $(\delta zwd_k)_{k \in [0, N]}$ soit nulle, à σ_{ctg} près, sur la session du calcul. Des contraintes d'évolution (2.6), déduites de l'équation (2.3), sont enfin introduites pour que les $(\delta zwd_k)_{k \in [0, N]}$ soit estimés comme réalisation d'un processus de Gauss-Markov du premier ordre. On obtient :

$$\frac{1}{N} \sum_{k=1}^N \delta zwd_k = 0 \quad [\sigma_{ctg}] \quad (2.5)$$

$$\forall k \in [1, N], \left(\begin{array}{cc} -\exp(-\rho T/N) & 1 \end{array} \right) \begin{pmatrix} \delta zwd_{k-1} \\ \delta zwd_k \end{pmatrix} = 0 \quad \left[\sigma \sqrt{\frac{1 - \exp(-2\rho T/N)}{2\rho}} \right] \quad (2.6)$$

Dans le logiciel GAMIT, σ est fixé par défaut à $0,02 \text{ m}/\sqrt{h}$. Le coefficient d'amortissement ρ est assimilable à l'inverse d'un temps de corrélation τ fixé par défaut à 100 h ce qui constraint, pour une session journalière, les $(\delta zwd_k)_{k \in [0, N]}$ estimés à suivre une marche aléatoire.

4. cas limite $\rho = 0$ d'un processus de Gauss-Markov du premier ordre.

2.2 Traitement des données GPS et mise en référence

Dans cette partie, les principales étapes algorithmiques d'un logiciel de traitement GPS sont présentées afin de conceptualiser la manière dont sont pris en compte les différents phénomènes physiques ou instrumentaux présentés dans le chapitre 1. À l'issue du traitement de données, les positions estimées sont exprimées dans un repère de référence propre au calcul et mal défini. La mise en référence consiste alors à exprimer toutes les positions estimées par des calculs différents dans le même repère de référence afin que les séries temporelles des déplacements soient interprétables géophysiquement. Les estimations GPS sont obtenues à l'issue d'un traitement relativement complexe. L'évaluation de la précision des estimations troposphériques est une problématique constante dans le cadre de la météorologie par GPS. Un ensemble de critères possibles répondant à ce besoin est exposé et discuté.

2.2.1 Schéma algorithmique du traitement des données GPS

Dans un repère de référence⁵ r_j réalisé lors du traitement GPS de la session j de longueur T , la position instantanée à l'époque t d'un point p ancré à la croûte terrestre notée $\tilde{X}_p^{r_j}(t)$, est décrite par sa position moyenne sur la session $X_p^{r_j}(t_j)$ et par des déplacements additionnels $\delta X_{p,i}^{r_j}(t)$ (cf. section 1.3) telle que :

$$\forall t \in [0, T], \tilde{X}_p^{r_j}(t) = X_p^{r_j}(t_j) + \sum_i \delta X_{p,i}^{r_j}(t) \quad (2.7)$$

Certains déplacements additionnels qui se produisent en cours de session sont modélisés, ce qui permet d'estimer les positions $(X_p^{r_j}(t_j))_{p \in [1, NB]}$ des NB points géodésiques constituant le réseau. Un traitement standard corrige les effets des marées terrestre et polaire ainsi que les surcharges induites par les marées océaniques. Avec les mêmes notations que précédemment, l'équation d'observation (1.11) page 30 associée à la mesure de phase $\lambda.\Delta\phi_p^e(t)$ obtenue au point p s'écrit :

$$\begin{aligned} \forall t \in [0, T], \lambda.\Delta\phi_p^e(t) &= \rho_r^e(t_r^{GPS}, t_e^{GPS}) + \delta_{ant}^{emt} + \delta_{ant}^{rec} + ZHD(t).mf_{hydro}(elev, t) \\ &+ \delta_{iono} - c(\delta t_r - \delta t_e) - \lambda N_r^e \\ &+ mf_{wet}(elev, t). \left(1 \quad \left(1 - \frac{t - t_k}{T/N}\right) \quad \frac{t - t_k}{T/N} \right) \begin{pmatrix} ZWD_{moy} \\ \delta zwd_k \\ \delta zwd_{k+1} \end{pmatrix} \\ &+ mf_g(elev)(G_{NS} \cos(azm) + G_{EW} \sin(azm)) \end{aligned} \quad (2.8)$$

$$\text{où } \rho_r^e(t_r^{GPS}, t_e^{GPS}) = \|X_e^{r_j}(t_e^{GPS}) - (X_p^{r_j}(t_j) + \sum_i \delta X_{p,i}^{r_j}(t_r^{GPS}))\|_2$$

Origine du repère r_j et implications Les orbites des satellites GPS sont exprimées dans le repère de référence IGS⁶ qui a pour origine le centre de figure. À partir des positions des satellites échantillonnés à 15 minutes, leurs trajectoires sont modélisées dynamiquement à l'aide de paramètres orbitaux décrivant ainsi des orbites continues. Les

5. cf. chapitre 4 des conventions IERS de 2010 (*Petit et Luzum, 2010*)

6. <http://acc.igs.org/igs-frames.html>

positions des satellites peuvent alors être déterminées précisément à chaque époque de mesure. Les orbites dynamiques étant en première approximation des ellipses dont l'un des foyers est le centre des masses de la Terre, le repère de référence r_j a pour origine le centre des masses et les déplacements additionnels $\delta X_{p,i}^{r_j}(t_r^{GPS})$ de chaque point p du réseau doivent alors être exprimés en accord avec cette origine.

Synchronisation de l'horloge du récepteur au temps GPS En pratique, les biais d'horloge des satellites GPS sont radiodiffusés ou calculés précisément par l'IGS. La distance $\rho_r^e(t_r^{GPS}, t_e^{GPS})$ s'exprime alors en fonction de l'époque de réception t_r^{GPS} qui n'est pas directement accessible en pratique en raison du biais d'horloge δt_r . Il vient :

$$\begin{aligned}\rho_r^e(t_r^{GPS}, t_e^{GPS}) &= \rho_r^e(t_r^{GPS}) = \rho_r^e(t_r + \delta t_r) \\ \text{et } d\rho_r^e(t) &= \dot{\rho}_r^e(t) \cdot \delta t_r(t)\end{aligned}$$

$\dot{\rho}_r^e(t)$ est la vitesse radiale du satellite par rapport au récepteur et est de l'ordre de 900 m/s à 10° d'élévation. Une erreur $d\rho_r^e(t)$ sur l'évaluation de la distance ρ_r^e est alors induite par les biais de l'horloge du récepteur $\delta t_r(t)$ au temps GPS. Une synchronisation des horloges des récepteurs est alors effectuée à partir des mesures sur les pseudo-distances, des orbites et des biais d'horloges des satellites à une précision meilleure que 1 μs conduisant à une erreur $d\rho_r^e(t)$ inférieure à 1 mm (cf. p. ex. (*Dach et coll., 2007*)).

Combinaisons des observations La combinaison des mesures de phase L_C permet de corriger δ_{iono} au premier ordre (cf. section 1.2.1.2 page 31) et la formation des doubles différences supprime les biais d'horloges des satellites et des récepteurs des équations (cf. section 1.1.1.1 page 20).

Principe d'inversion par moindres carrés Les combinaisons linéaires des observations GPS obtenues sur le réseau de stations «*Obs*» sont alors décrites par une fonction « $F_{mod}(P)$ » multivariée reposant sur des combinaisons linéaires d'équations d'observations (2.8) et de pseudo-observations permettant de contraindre certains paramètres⁷. « P » est le vecteur des paramètres à estimer tel que $P = (P_p)_{p \in [1, NB]}$ avec :

$$P_p = (X_p^{r_j}(t_j), N_{L_1, L_2}^p, ZWD_{moy}^p, (\delta zwd_k^p)_{k \in [0, N]}, G_{NS}^p, G_{EW}^p)^T \quad (2.9)$$

où N_{L_1, L_2}^p est le vecteur des ambiguïtés entières à considérer pour le récepteur p sur la session de calcul, $(ZWD_{moy}^p, (\delta zwd_k^p)_{k \in [0, N]})$ les paramètres de la modélisation de l'allongement troposphérique humide et (G_{NS}^p, G_{EW}^p) les gradients troposphériques. Si la stratégie de traitement des données GPS nécessite une ré-estimation des orbites des satellites GPS, les positions X_e des satellites sont exprimées en fonction des paramètres orbitaux qui sont ajoutés au vecteur des paramètres P pour être ré-estimés.

L'estimation par moindres carrés (cf. p. ex. (*Sillard, 2001*)) repose sur la linéarisation de la fonction F_{mod} autour d'une valeur *a priori* P_0 du vecteur des paramètres P à estimer (2.10) et sur l'inversion de l'équation normale résultante (2.11) :

$$Obs = F_{mod}(P_0) + A_{P_0} \cdot dP + \epsilon_{Obs} \quad [\Sigma] \quad (2.10)$$

7. cf. p. ex. les équations des contraintes (2.5) et (2.6) sur les paramètres troposphériques

$$A_{P_0}^T \Sigma^{-1} (Obs - F_{mod}(P_0)) = A_{P_0}^T \Sigma^{-1} A_{P_0} dP \quad (2.11)$$

où $dP = P - P_0$, $A_{P_0} = \frac{\partial F_{mod}}{\partial P}|_{P_0}$ est la matrice des dérivées partielles, ϵ_{Obs} est le vecteur des résidus et Σ est la matrice de variance-covariance *a priori* des observations Obs .

Schéma algorithmique du logiciel GAMIT Un traitement de données GPS en réseau suit un schéma algorithmique standard rappelé dans la figure 2.1. Il est constitué de 11 étapes décrites succinctement ci-après :

1. Les fichiers nécessaires au traitement des données du réseau de stations du jour j sont obtenues à partir des serveurs FTP de l'IGS ou d'une base de données privée spécifique à un projet scientifique.
2. Trois pré-traitements préalables sont effectués avant de constituer le système des moindres carrés (2.10) :
 - Pour obtenir le vecteur des paramètres P_0 , les coordonnées *a priori* des stations sont soit extraites d'un traitement précédent ou estimées à partir des mesures de pseudo-distance.
 - Les paramètres orbitaux des satellites GPS sont ré-estimés à partir d'une modélisation dynamique des orbites IGS pour une détermination précise des positions des satellites à chaque époque de mesure.
 - Les horloges des récepteurs sont synchronisées au temps GPS à une précision meilleure que $1 \mu s$ à partir des mesures de pseudo-distance, des biais d'horloges et des orbites des satellites GPS.
3. À partir des vecteurs Obs et P_0 et de la fonction F_{mod} , le vecteur des résidus « $Obs - F_{mod}(P_0)$ » est obtenu.
4. « $Obs - F_{mod}(P_0)$ » est alors analysé statistiquement pour détecter les sauts de cycle et donc adapter le vecteur des ambiguïtés entières $(N_{L_1, L_2}^p)_{p \in [1, NB]}$ à considérer. Il permet aussi de supprimer les mesures jugées aberrantes.
5. Le système « $Obs - F_{mod}(P_0) = A_{P_0} \cdot dP$ [Σ_0] (2.10) est formé et inversé. Le vecteur des paramètres est mis à jour afin d'obtenir $P_1 = P_0 + \hat{dP}$.
6. Le vecteur des résidus « $Obs - F_{mod}(P_1)$ » est calculé.
7. Le vecteur des résidus « $Obs - F_{mod}(P_1)$ » est alors analysé statistiquement pour supprimer les mesures jugées aberrantes.
8. À partir du vecteur des résidus « $Obs - F_{mod}(P_1)$ », une repondération des observations de type $\sigma_{obs}(elev) = \sqrt{a^2 + b^2 / \sin^2(elev)}$ est déduite pour chaque station. Une nouvelle matrice de variance-covariance Σ_1 des observations est ainsi obtenue.
9. Le système « $Obs - F_{mod}(P_1) = A_{P_1} \cdot dP$ [Σ_1] (2.10) est formé. Différents algorithmes sont utilisés pour fixer les ambiguïtés à des valeurs entières. Le système est enfin inversé par moindres carrés. Le vecteur des paramètres est alors mis à jour afin d'obtenir $P_2 = P_1 + \hat{dP}$.
10. Une dernière analyse statistique des résidus $Obs - F_{mod}(P_2)$ est réalisée et les résidus des mesures de phase «zéro différence» sont obtenus.
11. Les positions de stations et la matrice de variance-covariance associée, les paramètres troposphériques et les statistiques de la dernière estimation sont finalement obtenus.

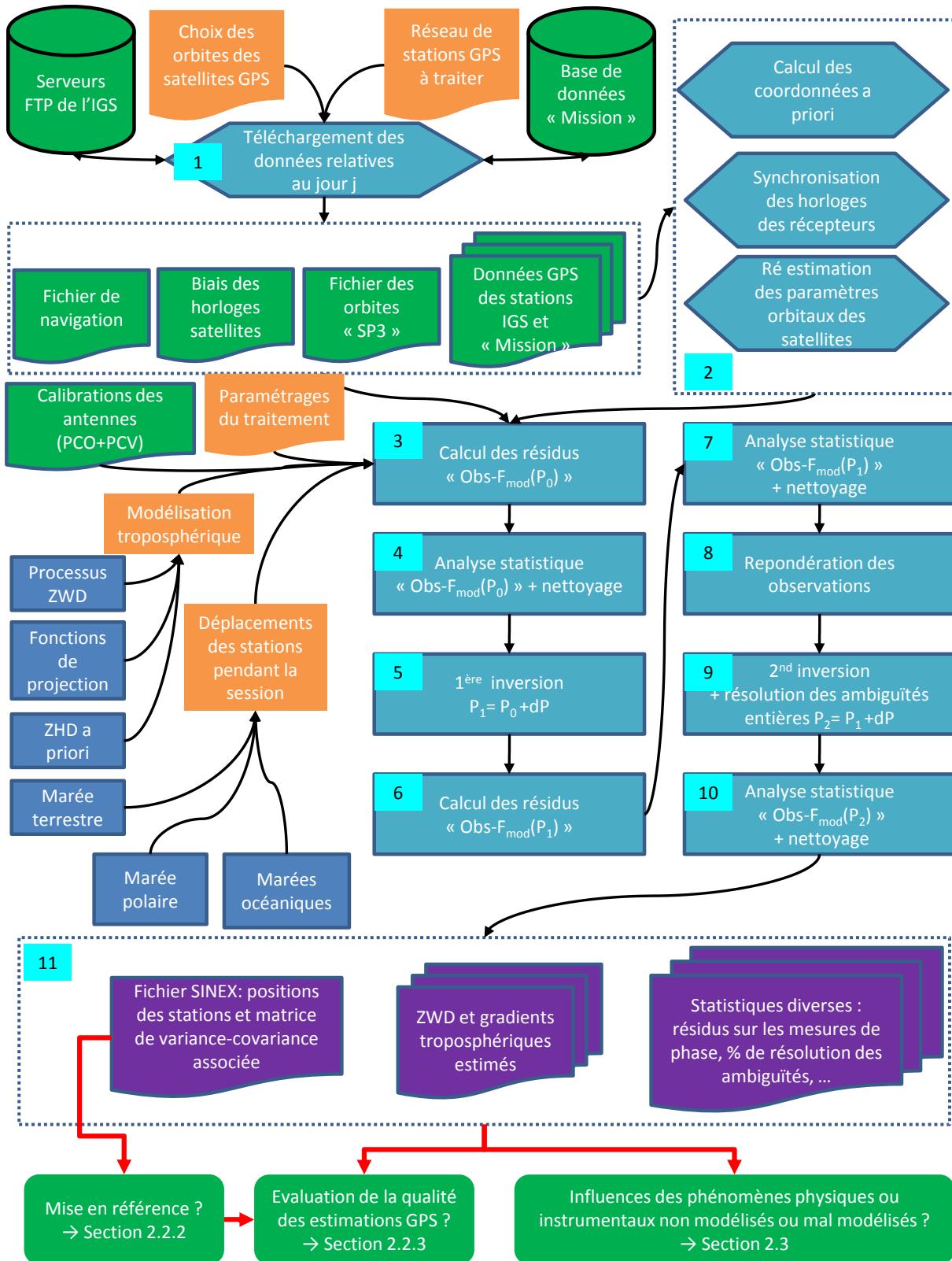


FIGURE 2.1 – Schéma algorithmique standard suivi par un traitement des données GPS en réseau.

À l'issue d'un traitement en réseau sur une session de mesures, les estimations des positions de stations et la matrice de variance-covariance associée sont enregistrées dans un fichier au format *SINEX* défini par l'IERS. La mise en référence est présentée dans la section 2.2.2. Les statistiques internes disponibles pour évaluer la qualité d'un traitement de données GPS sont explicitées dans la section 2.2.3. Enfin, la question de l'influence des phénomènes physiques ou instrumentaux non modélisés ou mal modélisés sur les estimations GPS obtenues est abordée dans la section 2.3.

2.2.2 Mise en référence

Déformations de la croûte terrestre dans un repère de référence Dans un repère de référence⁸ C donné, la position instantanée à l'époque t d'un point p ancré à la croûte terrestre notée $\tilde{X}_p^C(t)$, est décrite par sa position régularisée $X_{p,ref}^C(t)$ et par des déplacements additionnels $\delta X_{p,i}^C(t)$ dont certains ont été exposés dans la section 1.3. La position régularisée $X_{p,ref}^C(t)$ est modélisée linéairement telle que $X_{p,ref}^C(t) = X_{p,ref}^C(t_0) + \dot{X}_p^C(t-t_0)$, où t_0 est une époque de référence et \dot{X}_p^C la vitesse du point p dans le repère C . On a :

$$\tilde{X}_p^C(t) = X_{p,ref}^C(t_0) + (t - t_0) \cdot \dot{X}_p^C + \sum_i \delta X_{p,i}^C(t) \quad (2.12)$$

Accès au repère de référence par cumul des solutions En pratique, pour un jour de traitement j , le calcul GPS ne donne pas accès directement à $\tilde{X}_p^C(t_j)$ mais plutôt à une position $X_p^{r_j}(t_j)$, exprimée dans un repère r_j mal défini, et corrigée de certains déplacements additionnels selon le paramétrage utilisé. À partir des solutions GPS obtenues sur N jours de traitement, la mise en référence consiste à cumuler ces solutions afin d'estimer pour tout point p du réseau sa position $X_{p,ref}^C(t_0)$ et sa vitesse \dot{X}_p^C ainsi que les paramètres de Helmert entre le repère r_j de chaque solution et le repère C , ce qui revient à inverser le système d'équations suivant (*Altamimi et coll., 2007*) :

$$\left\{ \begin{array}{l} X_p^{r_j}(t_j) = X_{p,ref}^C(t_0) + (t_j - t_0) \cdot \dot{X}_p^C + T_j + D_j \cdot X_{p,ref}^C(t_0) + R_j \cdot X_{p,ref}^C(t_0) + \epsilon_p(t_j) \end{array} \right. \quad (2.13)$$

où T_j est un vecteur translation, $1 + D_j$ un facteur d'échelle, R_j une matrice antisymétrique contenant trois angles de rotation et $\epsilon_p(t_j)$ le résidu obtenu à l'issue de l'inversion. Les vitesses des stations, de l'ordre de quelques centimètres par an, ne peuvent pas être estimées précisément quand les N solutions couvrent une période inférieure à quelques années. Pour des cumuls hebdomadaires ou mensuels, les vitesses ne sont pas estimées ce qui simplifie le système (2.13) précédent.

Définition du repère C par l'ajout de contraintes À ce stade, le repère C n'est pas défini ce qui conduit à l'obtention d'un système d'équations (2.13) non inversible. La définition du repère C s'effectue par l'ajout de contraintes qui combinent le défaut de rang du système d'équations. Si les positions doivent être exprimées dans un repère de référence externe E , typiquement un ITRF, des contraintes minimales (*Altamimi et coll., 2007*) sont utilisées. Elles consistent à contraindre l'origine, l'échelle et l'orientation du repère C à être les mêmes que celles du repère E . Une autre possibilité est de définir

8. cf. chapitre 4 des conventions IERS de 2010 (*Petit et Luzum, 2010*)

le repère C comme la moyenne des repères des N solutions à disposition par l'ajout de contraintes internes (*Altamimi et coll., 2007*). Elles consistent à contraindre les paramètres de Helmert de sorte que leurs moyennes et tendances soient nulles.

Mise en œuvre La constitution du système d'équations, l'ajout des contraintes et l'inversion par moindres carrés sont effectués avec le logiciel CATREF (*Altamimi et coll., 2004*).

Résidus de position Après traitement des données GPS et mise en référence sur une période suffisamment longue, on dispose des NB séries temporelles des positions des stations GPS : $\forall p \in [1, NB], X_p^C(t) = X_p^C(t_0) + (t - t_0)\dot{X}_p^C + \tilde{\epsilon}_p(t)$. Il est usuel d'exprimer

$$\tilde{X}_p^C(t)$$

$X_p^C(t)$ dans le repère géodésique local centré sur $\tilde{X}_p^C(t)$ ce qui permet l'obtention des résidus de position $(de(t), dn(t), dh(t))_p$ sur les composantes est, nord et verticale.

Effet de réseau D'après les équations (2.12) et (2.13), $\epsilon_p(t_j)$ est un estimateur de la somme des k déformations non linéaires qui n'ont pas été modélisées lors du traitement GPS. Une fraction de ces déformations est absorbée par les paramètres de transformation $(T_j, D_j, R_j)_{1 \leq j \leq N}$ lors de l'inversion du système (2.13). Ce phénomène, communément appelé «effet de réseau», doit être minimisé pour que les $\epsilon_p(t_j)$ décrivent les déformations réelles de la croûte terrestre aux points de mesure. La mise en référence de solutions régionales ou locales est particulièrement sensible à ce phénomène (cf. p. ex. *Legrand et coll., 2009*). *Kenyeres (2010)* montre, par exemple, que les effets de réseau conduisent à des différences notables entre les solutions globales de l'IGS et régionales de l'EPN⁹ qui ont pour origine le fait que les déformations principalement induites par les surcharges ne sont pas correctement restituées après mise en référence des solutions régionales.

Réduction des effets de réseau L'utilisation d'un réseau global est à privilégier pour des applications géodésiques car les paramètres de transformation $(T_j, D_j, R_j)_{1 \leq j \leq N}$ tendent à mieux être décorrélés des mouvements non linéaires des stations lors de la mise en référence. Les solutions d'un réseau régional doivent être mises en référence en combinant au préalable chaque solution individuelle avec une solution globale, bien distribuée, couvrant la même période d'observation, et en alignant la combinaison obtenue sur la solution de référence. Cette approche a été utilisée pour la mise en référence des solutions du réseau régional AMMA (cf. chapitre 3) et est précisée dans la section 3.4.3. Lors de la mise en référence proprement dite, *Tregoning et van Dam (2005)* montrent que l'estimation du facteur d'échelle absorbe une partie des mouvements des stations dus aux effets de charge, ce qui peut conduire à des erreurs sur les hauteurs des stations, de l'ordre de 4 mm pour un réseau global et de l'ordre de 10 mm pour un réseau régional. Ils préconisent alors de ne pas estimer ce paramètre pour des études géophysiques. Pour une présentation plus complète de ces problématiques, le lecteur pourra consulter les travaux de thèse de *Xavier Collilieux (2008)*.

9. Réseau GPS permanent européen EUREF (site internet <http://epncb.oma.be/>)

2.2.3 Critères d'évaluation de la qualité des estimations GPS

Les estimations GPS sont obtenues à l'issue d'un processus de calcul complexe pouvant être défini par diverses stratégies. Elles sont utilisées pour répondre à des questions scientifiques diverses (géodésiques, géophysiques, météorologiques...). La mesure de la fiabilité de ces estimations est donc d'une importance capitale. Cette partie présente les différents critères internes pouvant être utilisés pour évaluer la qualité des estimations GPS sur les échelles de temps propres aux phénomènes étudiés.

Résidus sur les mesures de phase Le vecteur ϵ_{Obs} obtenu à l'issue de l'inversion par moindres carrés (cf. équation 2.10) est le vecteur des résidus des observations¹⁰ à partir duquel sont déduits les résidus sur les mesures de phase en zéro différence $\epsilon_{p,\Phi}^e(t)$ pour $t \in [0, T]$. Ces résidus mesurent l'inadéquation entre les mesures GPS et la modélisation adoptée :

- Ils peuvent être utilisés pour évaluer la qualité d'un traitement GPS à chaque époque de la session de calcul grâce à la constitution et l'examen des cartes des résidus sur les mesures de phase.
- Ils peuvent aussi être examinés en fonction de l'élévation seule (cf. figure 2.2) ce qui permet de détecter d'éventuels problèmes relatifs à l'antenne réceptrice ou aux multi-trajectoires (cf. section 1.1.3.3). Par moindres carrés, on en déduit les paramètres a et b du modèle d'erreur empirique sur les mesures GPS $\sigma_{mes}(elev) = \sqrt{a^2 + b^2 / \sin^2(elev)}$. $\sigma_{mes}(elev)$ correspond à l'écart-type moyen des différences entre les observations GPS et leurs estimations pour une élévation $elev$ et peut alors être utilisé comme critère de qualité. Cette grandeur permet ainsi d'évaluer comment le traitement GPS restitue les observations GPS en fonction de l'élévation.

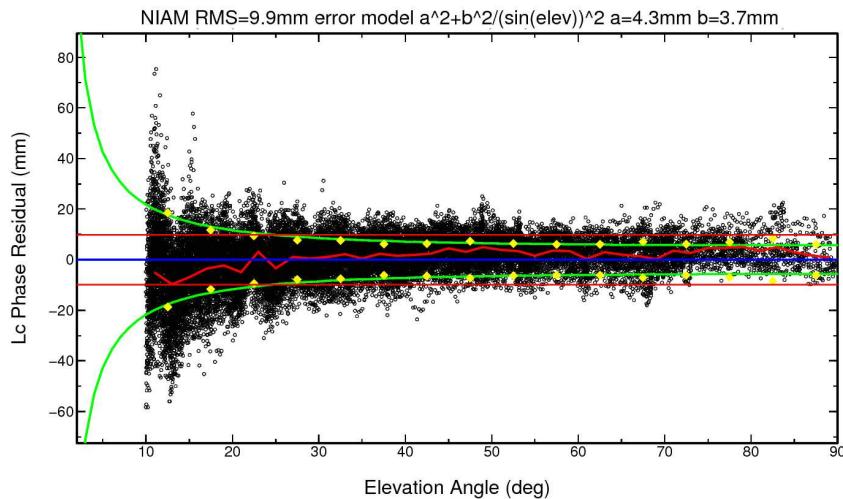


FIGURE 2.2 – Résidus sur les mesures de phase (en noir) en fonction de l'élévation obtenus pour la station de Niamey (Niger) lors du traitement du jour 213 de l'année 2006. Les paramètres du modèle d'erreur de la mesure GPS $\sigma_{mes}(elev) = \sqrt{a^2 + b^2 / \sin^2(elev)}$ sont estimés à 4,3 mm pour a et 3,7 mm pour b . En vert, l'enveloppe associée au modèle d'erreur, en rouge la moyenne mobile des résidus de phase, en bleu l'axe $\epsilon_{p,\Phi}^e = 0$.

10. Dans GAMIT, ce sont des observations issues des combinaisons linéaires en «double différence»

- Enfin, ces résidus peuvent aussi fournir une statistique globale de la qualité des estimations GPS en chaque point p du réseau par le calcul du résidu quadratique moyen (RMS). L'analyse des RMS journaliers des résidus sur les mesures de phase ($RMS_{p,\Phi}^j$) permet d'évaluer la stabilité de la qualité des estimations GPS au cours du temps.

Erreurs formelles σ_{ZWD} des ZWD estimés par GPS L'inversion du système d'équations d'observations (2.10) par moindres carrés fournit une estimation de la matrice de variance-covariance du vecteur de paramètres P . Ainsi, sur une session de calcul $[0, T]$ et pour chaque station p du réseau, on dispose des estimations $ZWD_p(t_k = \frac{kT}{N})$ et de leurs erreurs formelles $\sigma_{p,ZWD}(t_k)$ associées. Comme les RMS des résidus sur les mesures de phase, les erreurs formelles $\sigma_{p,ZWD}(t_k)$ peuvent être examinées à différentes échelles temporelles, du cycle subdiurne à l'échelle pluriannuelle. En général, la qualité des estimations ZWD mesurée par σ_{ZWD} présente des variations systématiques à l'échelle du cycle diurne ainsi qu'une variation saisonnière :

- À l'échelle du cycle diurne, la qualité des estimations des $ZWD(t_k = \frac{kT}{N})$ dépend du nombre d'observations enregistrées sur l'intervalle $[t_{k-1}, t_{k+1}]$ par le récepteur. Le manque de données GPS en bordure de session dégrade ainsi les estimations des ZWD d'où l'augmentation des erreurs formelles σ_{ZWD} à minuit. Pour réduire l'influence de ces effets de bord, une stratégie de calcul par fenêtres glissantes est utilisée (cf. section 4.4.1 page 142). De plus, le nombre théorique d'observations enregistrées par époque varie en fonction de l'évolution de la configuration de la constellation GPS et est égal au nombre de satellites visibles au dessus d'une élévation égale à l'angle de coupure.
- À l'échelle du cycle saisonnier, la qualité des estimations des $ZWD(t_k = k.T/N)$ présente une évolution qui dans certains cas peut être mise en relation avec différents processus atmophériques (cf. section 3.3.3 pour les stations du réseau AMMA).

Répétabilités hebdomadaires des hauteurs de station Les biais d'horloges récepteur, les allongements troposphériques zénithaux humides et la hauteur de station sont corrélés entre eux et sensibles aux erreurs présentes dans les mesures et dans les modélisations utilisées lors du traitement des données. Une manière de caractériser la qualité des estimations GPS est de s'intéresser à la dispersion des positions des stations estimées sur une semaine « s », ces positions étant filtrées des mouvements additionnels dont la période est inférieure à la semaine (cf. équation (2.7) section 2.2.1). Pour cela, un cumul hebdomadaire des solutions journalières est effectué sous contraintes internes (cf. section 2.2.2) ce qui permet de définir le repère de référence r_s et d'obtenir les positions $(X_p^{r_s}(t_s))_{p \in [1, NB]}$ où t_s est l'époque moyenne de la semaine « s » et les positions $(X_p^{r_s}(t_j))_{p \in [1, NB]}$ pour $j \in [0, 6]$ jour de la semaine. Pour chaque point p , on exprime les positions $(X_p^{r_s}(t_j))_{j \in [0, 6]}$ dans le repère géodésique local centré sur $X_p^{r_s}(t_s)$ et on obtient les variations de hauteur $(dh_j \pm \sigma_{dh_j})_{j \in [0, 6]}$ par rapport au point de référence. La répétabilité hebdomadaire des hauteurs de station est définie comme étant le résidu quadratique moyen pondéré de ces variations de hauteur :

$$WRMS_{ts}^{hebdo}(dh) = \sqrt{\frac{7}{6} \cdot \frac{\sum_{j=0}^6 dh_j^2 / \sigma_{dh_j}^2}{\sum_{j=0}^6 1 / \sigma_{dh_j}^2}}, \quad (2.14)$$

la formulation générale étant pour une série $x = (x_i)_{i \in [1, n]}$ d'écart-type $\sigma = (\sigma_i)_{i \in [1, n]}$:

$$WRMS(x) = \sqrt{\frac{n}{n-1} \cdot \frac{\sum_{i=1}^n x_i^2 / \sigma_i^2}{\sum_{i=1}^n 1 / \sigma_i^2}} \quad (2.15)$$

L'analyse des répétabilités hebdomadaires des hauteurs de station $WRMS_{ts}^{hebdo}(dh)$ permet ainsi d'évaluer la stabilité de la qualité des estimations GPS au cours du temps.

Critères globaux d'évaluation de la qualité des estimations GPS Diverses statistiques permettent d'évaluer synthétiquement la qualité globale des estimations GPS sur l'ensemble du réseau. Elles reposent sur les statistiques classiques utilisées dans la théorie des moindres carrés et adaptées aux problématiques géodésiques. On peut ainsi considérer, entre autres :

- les moyennes ou les médianes des RMS des résidus de phase ou des répétabilités hebdomadaires sur l'ensemble du réseau,
- le pourcentage de résolution des ambiguïtés entières sur l'ensemble des lignes de bases considérées,
- les écarts moyens des résidus horizontaux et verticaux des positions sur l'ensemble du réseau exprimés à l'aide de WRMS spécifiques utilisés par le logiciel CATREF (*Altamimi et coll., 2004*),
- les statistiques des paramètres de Helmert estimées lors de la mise en référence.

Elles sont utilisées principalement pour valider rapidement l'ensemble de la chaîne de traitement avant un étude plus approfondie des résultats sur les stations d'intérêt.

Conclusion Les critères présentés permettent d'évaluer la qualité d'un traitement de données GPS. Ils constituent des indicateurs sur la précision des paramètres estimés mais ne garantissent pas l'exactitude de ces estimations. En effet, les erreurs de mesure ou de modélisation sur une observation GPS ϵ_{Obs} peuvent induire des erreurs sur les estimations des biais d'horloge récepteur $\epsilon_{\delta t_r}$, des allongements troposphériques zénithaux humides ϵ_{ZWD} et de la hauteur de station ϵ_h sans nécessairement dégrader les critères de qualité présentés précédemment. Dans ce cas, les erreurs ϵ_{Obs} sont alors entièrement compensées par les erreurs $\epsilon_{\delta t_r}$, ϵ_{ZWD} et ϵ_h liées par une relation complexe mais pouvant être approximée par l'équation (2.1) (*Elosegui et coll., 1995*) déjà présentée page 49. Les critères d'évaluation internes montrent leurs limites, d'où la nécessité de mener des études méthodologiques approfondies pour identifier les sources d'erreur potentiellement présentes au niveau des équations d'observations (cf. équation (2.8) page 54) et d'évaluer leurs impacts sur les paramètres estimés.

2.3 Influences des sources d'erreur sur les estimations GPS

2.3.1 Problématiques

Une série temporelle $\hat{s}_{GPS}(t)$ estimée par GPS peut être conceptualisée de la façon suivante :

$$\hat{s}^{GPS}(t) = \tilde{s}(t) + \epsilon_s^{GPS}(t) \quad (2.16)$$

où \tilde{s} est la valeur vraie et ϵ_s^{GPS} un bruit dont la nature est à déterminer. Cette approche est particulièrement utile pour les séries de positions et d'allongements troposphériques zénithaux humides. La dissociation des termes $\tilde{s}(t)$ et $\epsilon_s^{GPS}(t)$ est difficile et nécessite des méthodologies spécifiques présentées ci-après.

Météorologie GPS De nombreuses intercomparaisons (cf. synthèses bibliographiques de *Brenot (2006)* ou de *Boniface (2009)*) ont été réalisées entre les *ZWD* estimés par GPS et des observations météorologiques (radiosondages, radiomètre micro-onde, lidar Raman), des sorties de modèles météorologiques ainsi que des *ZWD* estimés par d'autres techniques géodésiques comme le VLBI et DORIS. Ces études ont permis de valider les estimations I WV GPS en évaluant leurs exactitudes entre 1 et 2 $kg.m^{-2}$ mais aussi de mettre en évidence des erreurs sur les autres techniques de mesure. Les problématiques de précision et d'exactitude soulevées pour la technique GPS et résumées par l'équation (2.16) se posent aussi pour les données externes dont les radiosondages (*Wang et Zhang, 2008*; *Bock et Nuret, 2009*). Une intercomparaison simple ne permet pas de caractériser $\epsilon_{ZWD}^{GPS}(t)$ seul mais $\epsilon_{ZWD}^{GPS}(t) - \epsilon_{ZWD}^{ext}(t)$. C'est pourquoi, pour pallier ce problème, les intercomparaisons doivent intégrer plusieurs jeux de données (cf. table 2.1).

source	GPS	RS	MWR	LIDAR	NWM	VLBI	DORIS
<i>Snajdrova et coll. (2005)</i>	x	x				x	x
<i>Brenot (2006)</i>	x	x			x		
<i>Steigenberger et coll. (2007)</i>	x					x	
<i>Bosser (2008)</i>	x	x	x	x			
<i>Boniface (2009)</i>	x	x			x		
<i>Bock et Nuret (2009)</i>	x	x			x		
<i>Bock et coll. (2010)</i>	x						x
<i>Teke et coll. (2011)</i>	x		x		x	x	x

TABLE 2.1 – Études comparant des *ZWD* obtenus par GPS, radiosondage (RS), radiomètre micro-onde (MWR), lidar Raman (LIDAR), modèle numérique (NWM), VLBI ou DORIS.

Les inhomogénéités relevées entre techniques de mesure aux différentes échelles temporelles peuvent conduire à une mauvaise appréhension des processus météorologiques sous-jacents rendant ainsi nécessaires des études méthodologiques afin d'identifier et de caractériser les sources d'erreur. L'exercice est cependant délicat en raison de la variabilité de la vapeur d'eau atmosphérique et l'inexistence d'un instrument de mesure «parfait».

Positionnement Les séries temporelles des positions de stations, confrontées à des modèles de déformations, peuvent être utilisées pour évaluer les erreurs résiduelles des techniques géodésiques. *Dong et coll. (2002)* ont dressé un état des lieux des phénomènes géophysiques, instrumentaux et numériques affectant les séries temporelles de positions GPS et en particulier l'amplitude annuelle de la composante verticale (cf. Table 2.2). Ils montrent que les marées polaires et l'ensemble des surcharges (cf. section 1.3) n'expliquent, en moyenne, que 67%¹¹ environ de l'amplitude annuelle des hauteurs de stations $dh_{p \in [1, NB]}$. Les signaux résiduels des séries temporelles de positions peuvent s'expliquer par des déformations non modélisées et par l'influence d'un certain nombre d'erreurs.

Phénomène	Impact sur l'amplitude annuelle $h(t)$	détail
Marées polaires	~ 4 mm	(+25 mm terme de Chandler)
Marées océaniques	~ 0,1 mm	erreur de modélisation
Atmosphère	~ 4 mm	
Autres surcharges océaniques	2 – 3 mm	
Neige	3 – 5 mm	
Humidité des sols	2 – 7 mm	
Expansion thermique des roches	~ 0,5 mm	
Mise en référence	~ 0,7 mm	
Stratégie de calcul/logiciel	~ 2 – 3 mm	5 – 7 mm sur certains sites
Influences des orbites, centres de phase et modélisations atmosphériques non évaluées		

TABLE 2.2 – Influence des phénomènes géophysiques ou numériques affectant l'amplitude annuelle de la composante verticale $h(t)$ d'après *Dong et coll. (2002)*

Par analyse spectrale des résidus de positions GPS ($d\hat{e}^{GPS}(t), d\hat{n}^{GPS}(t), d\hat{h}^{GPS}(t)$), *Ray et coll. (2008)* montrent que des signaux parasites affectent les positions GPS aux harmoniques de la période «draconitique» de 351 jours (soit une fréquence de 1,04 cpa). Cette période caractéristique est la durée nécessaire pour que la constellation GPS revienne à sa configuration initiale par rapport au Soleil. *Santamaría-Gómez et coll. (2011)* évaluent l'amplitude de ces signaux draconitiques sur les résidus de positions de la solution ULR4¹² entre 1,1 et 1,7 mm en moyenne mais pouvant atteindre 4 mm à 4,5 mm sur certaines stations pour les harmoniques 4 et 1. L'analyse spectrale des résidus de positions GPS fournit de plus une indication sur la nature des processus de bruit ($\epsilon_{de}^{GPS}(t), \epsilon_{dn}^{GPS}(t), \epsilon_{dh}^{GPS}(t)$). Considérant f la fréquence, les spectres cumulés des résidus de positions GPS sont proportionnels à $1/f$ ce qui indique la présence d'un bruit de scintillation tandis que les spectres cumulés des résidus de positions VLBI sont plats ce qui indique la présence d'un bruit non corrélé (cf. figure 2.3 extraite de *Ray et coll. (2008)*).

11. En notant A_2 l'amplitude annuelle après correction et A_1 celle avant correction, la puissance expliquée est définie par $1 - \left(\frac{A_2}{A_1}\right)^2$.

12. Solution calculée par le Consortium de l'Université de La Rochelle (<http://www.sonel.org>) dans le cadre du projet TIGA (<http://adsc.gfz-potsdam.de/tiga>) et décrite par *Santamaría-Gómez et coll., 2012*

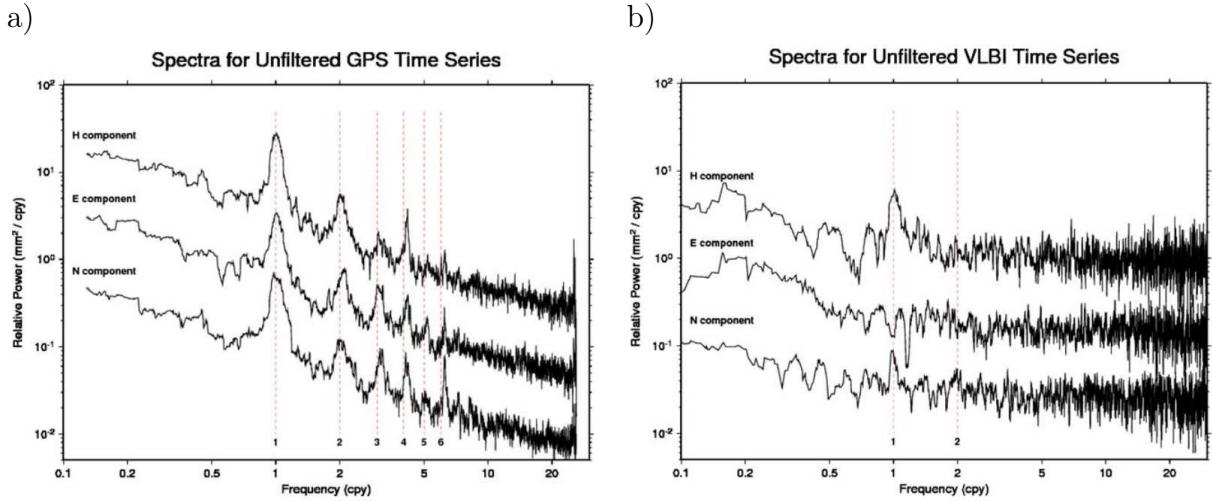


FIGURE 2.3 – Spectres cumulés des séries temporelles des résidus de positions de l'ITRF2005 des techniques a) GPS et b) VLBI extraits de *Ray et coll. (2008)*.

La nature des processus de bruit affectant les résidus de positions GPS conditionne les incertitudes sur les vitesses des positions estimées (*Williams, 2003*) d'où les études menées par exemple par *Williams et coll. (2004)* ou *Amiri-Simkooei et coll. (2007)* pour l'identifier. Par l'analyse stochastique des résidus de positions de la solution ULR4, *Santamaría-Gómez et coll. (2011)* montrent, après soustraction des signaux périodiques relatifs aux effets de charge, que la nature des processus de bruit est une combinaison de bruit blanc d'amplitude moyenne $1,9 \pm 0,1$ mm et de bruit rose d'amplitude moyenne $5,8 \pm 0,1$ mm.an $^{-k/4}$ (avec k indice spectral) qui pour 71% des stations étudiées est un bruit de scintillation ($k = 1$). Cette approche stochastique permet, de surcroît, d'écartier certaines hypothèses sur l'origine de ces bruits comme l'influence de la monumentation des points géodésiques (*Beavan, 2005 ; King et coll., 2009 ; Hill et coll., 2009*).

Bilan La thématique traitant des sources d'erreur affectant la technique GPS est extrêmement riche. Déetecter une éventuelle source d'erreur, évaluer son influence sur les estimations et établir son origine s'avère difficile en raison de la complexité du traitement global des données et des amplitudes millimétriques des signaux à analyser. La section suivante présente les résultats méthodologiques récents permettant d'évaluer les influences des principales sources d'erreur sur les estimations GPS. La question de l'origine des signaux draconitiques sera notamment discutée.

2.3.2 Influences des principales sources d'erreur

Cette section dresse le bilan des principales sources d'erreur en lien avec la modélisation des antennes, les termes ionosphériques d'ordres supérieurs, la modélisation troposphérique, les mouvements non modélisés sur une session de calcul et les multi-trajets afin d'évaluer si possible leur influence sur les estimations GPS.

2.3.2.1 Influences de la modélisation des antennes

La modélisation des centres de phase des antennes émettrices et réceptrices a été abordée dans la section 1.1.3.2 page 26. *Zhu et coll. (2002)* ont montré qu'une erreur homogène de 1 m sur les *PCO* des antennes des satellites GPS conduisait à un biais d'environ 4,4 mm sur les ZWD estimés et de -5,1 cm sur les hauteurs des stations. De plus, *Cardellach et coll. (2007)* ont montré par simulation qu'une erreur de 1 m sur les *PCO* des antennes des satellites GPS générait des distorsions verticales au sein du réseau de stations GPS comprises entre 6 et 12 mm. Le passage d'une calibration des antennes dite «relative» à une calibration dite «absolue» permet de limiter l'influence de cette erreur sur les paramètres estimés par GPS. *Schmid et coll. (2007)* montrent ainsi que le changement de calibration a un impact significatif sur les positions et les allongements troposphériques zénithaux estimés par GPS (cf. table 2.3). L'annulation des biais existants

estimation	calibration	référence	différence moyenne (mm)	écart-type (mm)
$Z\hat{W}D^{GPS}$	relative	$Z\hat{W}D^{VLBI}$	5,3	$\pm 3,5$
	absolue (z-offset par block)		-2,5	$\pm 3,2$
	absolue (z-offset spécifique)		0,8	$\pm 3,2$
$d\hat{e}^{GPS}$	absolue (z-offset spécifique)	relative	0,24	-
$d\hat{n}^{GPS}$			-1,91	-
$d\hat{h}^{GPS}$			5,93	-

TABLE 2.3 – Influence du changement de stratégie de calibration des antennes GPS d'après *Schmid et coll. (2007)*

entre les $Z\hat{W}D^{GPS}$ et les $Z\hat{W}D^{VLBI}$ valide le modèle de calibration absolue avec un z-offset spécifique par satellite GPS. *Steigenberger et coll. (2009)* confirment ce résultat en montrant que cette calibration des antennes permet l'obtention d'un champ de vitesse estimé par GPS en meilleure adéquation avec celui estimé par VLBI et qu'elle réduit la taille des discontinuités dans les séries temporelles de positions. Les calibrations d'antenne demeurent cependant un problème d'actualité. Par exemple, *Rebisching et coll. (2011)* indiquent que la mise à jour du fichier de calibration officiel des antennes (passage du fichier *igs05.atx* au fichier *igs08.atx*) a révélé des biais moyens pour 65 stations sur 232 stations IGS08 de $-1,3 \pm 2,8$ mm, $0,1 \pm 1,1$ mm et $2,2 \pm 3,3$ mm sur les composantes nord, est et verticale.

2.3.2.2 Influences des termes ionosphériques d'ordre 2 et supérieurs

L'effet ionosphérique (cf. section 1.1.2 page 23) a longtemps été éliminé au premier ordre uniquement par la constitution des combinaisons de mesures de phase de type *LC* (cf. section 1.2.1.2 page 31) malgré les nombreuses études traitant des ordres supérieurs de l'allongement ionosphérique. *Petrie et coll. (2010a)* étudient l'influence de la non prise en compte des ordres supérieurs de l'allongement ionosphérique sur les estimations GPS. Ils montrent que ces erreurs ont un impact sur l'estimation des positions et des ZWD dépendant de la latitude, faible en général mais non négligeables aux basses latitudes. Ils ont constaté :

- une erreur d'amplitude crête à crête maximale de 4 mm sur le cycle diurne des $Z\hat{W}D^{GPS}$ de la station de Bangalore (IISC, Inde) sur une période proche du maximum de l'activité ionosphérique (du 28 octobre au 1^{er} novembre 2001),
- des biais de l'ordre de 1,2 mm sur les $Z\hat{W}D^{GPS}$ (même station, même période),
- la présence de bruit blanc sur les résidus de positions dont l'amplitude varie de 0,3 mm aux hautes latitudes à 2,4 mm aux basses latitudes (résultats obtenus sur la période 1995,0-2009,0).

2.3.2.3 Influences des erreurs de la modélisation troposphérique

La modélisation troposphérique adoptée peut être à l'origine d'erreurs affectant les estimations GPS. Les principales erreurs identifiées sont induites par des erreurs sur les valeurs des ZHD *a priori* (cf. section 1.2.2.1 page 33) et sur les modélisations des fonctions de projection (cf. section 1.2.2.2 page 35).

Les ZHD *a priori* Les ZHD *a priori* sont proportionnels à la pression atmosphérique prise au niveau de la station (cf équation (1.15) page 33) et sont utilisés directement dans le traitement. *Tregoning et Herring (2006)* montrent qu'une erreur sur la pression mesurée introduit des biais proportionnels sur la hauteur estimée compris entre -0,1 et -0,2 mm/hPa et sur les ZWD estimés compris entre 0,05 et 0,1 mm/hPa. Ces biais dépendent de l'angle de coupure et de la stratégie de pondération des observations adoptés et sont donc dépendant de la latitude. Comme la surcharge atmosphérique induit des déformations verticales de l'ordre de 0,4 à 0,5 mm/hPa à l'intérieur des terres, *Tregoning et Herring (2006)* signalent qu'une erreur sur les valeurs *a priori* des ZHD peut conduire à une sous estimation de l'ordre de 20% de ces déformations.

Les fonctions de projection Les fonctions de projection *NMF*, *GMF* et *VMF1* ont été présentées dans la section 1.2.2.2 page 35. Le remplacement de la NMF par la VMF1 améliore la répétabilité des lignes de base lors du traitement des données VLBI (*Boehm et coll., 2006a*) et corrige ainsi les hauteurs de stations d'un biais moyen dépendant de la latitude et pouvant dépasser 8 mm (*Boehm et coll., 2006b*). Les différences de hauteur de stations entre deux traitements utilisant la GMF et la VMF1 sont en moyenne inférieures à 2 mm et indépendantes de la latitude.

Bilan *Tregoning et Watson (2009)* analysent les processus de bruit des résidus de positions issus de stratégies de traitement où les modélisations troposphériques sont différentes. Ils montrent qu'utiliser les ZHD *a priori* de l'ECMWF et les fonctions de projection VMF1 permet de minimiser les amplitudes des bruits blanc et rose lorsque les surcharges atmosphériques sont corrigées. Les spectres cumulés des différences de hauteur de stations entre solutions GPS utilisant différentes valeurs *a priori* de ZHD ou utilisant différentes fonctions de projection (cf. figure 2.4) montrent que l'utilisation de modèles empiriques introduit des bruits corrélés qui dégradent les séries temporelles.

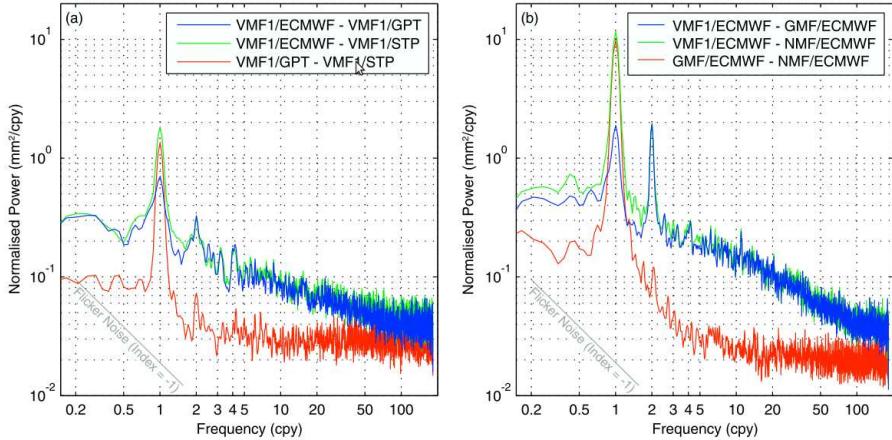


FIGURE 2.4 – Spectres cumulés des différences de hauteur de stations entre solutions GPS utilisant a) la fonction de projection VMF1 et différentes valeurs de ZHD *a priori* issues des modèles ECMWF, GPT et STP (modèle standard) ou utilisant b) les ZHD de l’ECMWF et différentes fonctions de projection extraits de *Tregoning et Watson (2009)*.

2.3.2.4 Influences des mouvements non modélisés sur une session de calcul

Lors du traitement des données GPS sur une session de longueur T , il a été vu que la position instantanée à l'époque t d'un point p ancré à la croûte terrestre notée $\tilde{X}_p^{r_j}(t)$, est décrite par sa position moyenne sur la session $X_p^{r_j}(t_j)$ et par des déplacements additionnels $\delta X_{p,i}^{r_j}(t)$ (cf. équation (2.7) page 54). Certains de ces déplacements additionnels sont mal modélisés ou négligés ce qui introduit des erreurs systématiques dans le système d'équations d'observations GPS (cf. équation (2.8) page 54). Les mécanismes de propagation de ces erreurs résultantes sur les coordonnées des stations sont propres à l'utilisation de l'inversion par moindres carrés et sont étudiés par *Stewart et coll. (2005)*.

Identification des périodes caractéristiques par simulation *Penna et Stewart (2003)* montrent qu'une erreur systématique sur la modélisation des déformations sub-diurnes à une période T_ϵ génère, potentiellement, deux signaux parasites sur les hauteurs de stations. Les périodes T_ϵ^{24h} et T_ϵ^{GPS} de ces signaux sont conditionnées par la longueur de la session (usuellement 24 heures) et par la période de révolution des satellites GPS (soit 23 h 56 correspondant à un jour sidéral). *Penna et Stewart (2003)* évaluent les conséquences d'une erreur de 10 mm d'amplitude aux périodes des ondes de marée M2, S2, N2, K2, O1, K1, P1 et Q1 (cf. section 1.3.2 et table 1.2 page 43) sur les résidus de hauteurs (cf. table 2.4). Les signaux parasites affectent les amplitudes annuelle et semi-annuelle des hauteurs de stations soit directement soit par battement¹³. Ceux générés par des erreurs aux périodes M2, N2, O1 et Q1 ont des amplitudes crête à crête qui dépassent 1,8 mm.

Influences sur les estimations GPS Les simulations de *Penna et Stewart (2003)* ne permettent pas de caractériser complètement les signaux parasites engendrés par les

13. interférence classique entre les deux signaux parasites de périodes légèrement différentes cf. <http://fr.wikipedia.org/wiki/Battement>

onde de marée	T_ϵ (heure)	périodes des signaux parasites T_ϵ^{24h} (jour)	T_ϵ^{GPS} (jour)	amplitude crête à crête totale (mm)	période de battement (jour)
M2	12,42	14,76	13,66	1,8	182,63
S2	12,00	-	182,63	1,0	-
N2	12,66	9,61	9,13	2,2	182,63
K2	11,97	182,63	-	0,1	-
O1	25,82	14,19	13,66	2,5	365,26
K1	23,93	365,26	-	0,1	-
P1	24,07	365,24	182,63	1,0	-
Q1	26,87	9,37	9,13	3,4	365,26

TABLE 2.4 – Synthèse des résultats de *Penna et Stewart (2003)*. À chaque onde de marée correspond sa période, la période des signaux parasites engendrés, l'amplitude crête à crête des signaux parasites engendrés pour une erreur en entrée de 10 mm d'amplitude et l'éventuelle période de battement.

déformations subdiurnes non modélisées. En utilisant les modèles de marées terrestres IERS1992 (*McCarthy, 1992*) et IERS2003 (*McCarthy et Petit, 2003*) qui présentent des différences principalement sur K1, *Watson et coll. (2006)* montrent qu'une erreur de modélisation de 15 mm sur cette onde de marée induit des signaux parasites sur les hauteurs de stations avec des amplitudes annuelle et semi-annuelle d'environ 2 mm et 0,4 mm respectivement. Cette même erreur introduit une erreur sur les ZWD estimés de même période et de 2 mm d'amplitude. En moyenne, l'amplitude des erreurs sur les ZWD estimés représente entre 16 et 18% de l'amplitude de l'erreur incidente à la période K1. Par traitement GPS PPP sur la station de Karratha (KARR, Australie), *Penna et coll. (2007)* montrent qu'une déformation de période S2 non modélisée d'amplitude 3,4 mm sur la composante nord introduit une erreur semi-annuelle de 4,2 mm d'amplitude sur la composante verticale. En analysant les déplacements échantillonnés à 5 minutes de 90 stations IGS sur la période [2000, 0 – 2006, 0], *King et coll. (2008)* observent des déplacements d'amplitude 10 mm aux périodes de l'ordre du jour qui se propagent lorsque les positions sont estimées sur 24 h pour engendrer des signaux parasites longues périodes. Les amplitudes annuelles et semi-annuelles de ces signaux sur les hauteurs de stations peuvent dépasser 5 mm avec des valeurs médianes de 0,8 et 0,6 mm respectivement.

2.3.2.5 Influences des multi-trajets

La problématique des signaux non modélisés affectant les estimations GPS ne se limite pas aux mouvements subdiurnes des stations. Les multi-trajets (cf. section 1.1.3.3 page 28) restent une source d'erreur dont il est particulièrement difficile d'évaluer l'influence. *King et coll. (2010)* adaptent le modèle de multi-trajet d'*Elosegui et coll. (1995)* en tenant compte du gain de l'antenne réceptrice et effectuent des comparaisons entre résultats issus de simulations et résultats issus de traitements GPS-PPP. Par simulation, ils montrent que l'évolution de la constellation GPS au cours du temps combinée aux multi-trajets introduit un bruit proche d'un bruit de scintillation dans les séries de positions GPS alors qu'une constellation «constante» n'introduit que du bruit blanc. Dans les deux cas,

King et coll. (2010) montrent que les multi-trajets induisent des signaux parasites aux fréquences draconitiques sur les positions et que la fixation des ambiguïtés entières tendrait à limiter ce phénomène. Avec des données GPS réelles, ils montrent que leur modèle de multi-trajets, peut, dans certains cas, s'avérer pertinent pour détecter des réflexions parasites sous l'antenne réceptrice¹⁴. Cependant, en général, leur modèle de multi-trajets ne permet pas à lui seul d'expliquer l'ensemble des signaux résiduels affectant les positions des stations : sauts, tendances, signaux quasi-périodiques ou transitoires et bruits.

2.3.2.6 Conclusion

Les principales sources d'erreur ont été présentées avec leurs influences sur les estimations GPS quand la bibliographie en fait état. Elles peuvent s'exprimer de manières différentes selon la stratégie de calcul utilisée, et tout particulièrement selon l'angle de coupure, la durée de la session, la pondération des observations GPS, la modélisation troposphérique et les mouvements subdiurnes du sol. L'étude de ces erreurs ne parvient toujours pas à expliquer l'ensemble des signaux présents dans les séries temporelles de positions GPS. Il n'est d'ailleurs pas exclu qu'une part de ces signaux ait une origine géophysique. Les conséquences de ces erreurs sur les allongements troposphériques estimés ne sont pas étudiées systématiquement et il est souvent nécessaire de mener des tests méthodologiques complémentaires.

2.3.3 Conclusion : méthodologie nécessaire à la contribution du GPS à l'étude du cycle de l'eau

Les estimations GPS sont utilisées pour étudier le cycle de l'eau atmosphérique et continentale. Dans le cadre des différents projets météorologiques, les allongements troposphériques zénithaux humides $Z\hat{W}D^{GPS}$ sont utilisés à différentes échelles temporelles, du cycle subdiurne à l'échelle inter-annuelle, en fonction des questions scientifiques sous-jacentes. Pour des études portant sur les processus météorologiques, il faut évaluer l'influence des erreurs systématiques sur les cycles subdiurnes des $Z\hat{W}D^{GPS}$. Pour des études climatologiques ou des intercomparaisons instrumentales, il faut vérifier que ces estimations ne sont pas affectées par des biais ou des discontinuités engendrées par des changements d'équipements ou de procédure de calcul. Dans le cadre d'études portant sur les processus hydrologiques continentaux, les séries temporelles des positions de stations donnent accès aux déformations induites par les surcharges dont il est possible d'isoler les déformations liées aux variations d'humidité des sols. La qualité du positionnement doit alors être assurée afin de limiter les signaux parasites basses fréquences potentiellement responsables de faux-sens sur l'interprétation géophysique des résultats. Pour limiter l'influence des effets de réseau, il est important que la mise en référence des solutions GPS soit effectuée de manière optimale (cf. section 2.2.2).

En réponse aux sources d'erreur identifiées précédemment dans la section 2.3.2, des tests méthodologiques sont nécessaires pour évaluer la qualité estimations GPS. Les critères internes de qualité des estimations GPS présentés dans la section 2.2.3 page 60

14. *King et coll. (2010)* détectent ainsi des réflexions parasites situées à environ 16 cm sous l'antenne de la station MCM4.

peuvent contribuer à cette évaluation. Il est souvent intéressant de réaliser des intercomparaisons entre les ZWD estimés par GPS et ceux d'autres techniques indépendantes, en ayant toutefois conscience des problématiques instrumentales sous-jacentes (cf. section 2.3.1 page 63). Chaque technique a ses erreurs propres et un des points de mon sujet de thèse était d'évaluer l'influence des erreurs affectant les estimations GPS. La principale difficulté pour évaluer la qualité des ZWD estimés par GPS est que cette technique est devenue une référence pour évaluer les biais instrumentaux des autres techniques de mesure. La seule solution détournée pour pallier ce problème est de comprendre les processus régissant les évolutions des séries temporelles des hauteurs des stations $\hat{h}^{GPS}(t)$ afin d'en extraire le contenu géophysique et de quantifier l'influence des erreurs. La qualité de ces estimations assure alors une certaine qualité des estimations des allongements troposphériques zénithaux humides $Z\hat{W}D^{GPS}(t)$ en raison des fortes corrélations entre ces paramètres. Cependant, il a été vu que des bruits roses affectent les séries temporelles de positions et l'analyse des sources d'erreur ne semble pas pouvoir expliquer ces bruits en totalité.

Étude du cycle de l'eau en Afrique de l'Ouest Les chapitres 1 et 2 ont dressé un état de l'art du traitement des données GPS. Ils ont rappelé les principes et problématiques de la technique GPS ainsi que les bases de la «météorologie GPS». Ils ont montré en particulier comment la vapeur d'eau atmosphérique interagit avec les signaux GPS et comment il est possible d'estimer les contenus intégrés en vapeur d'eau (CIVE). Dans la suite de ces travaux de thèse, on s'intéresse tout particulièrement aux données GPS AMMA, à la qualité des estimations obtenues et à leur apport dans la compréhension du cycle de l'eau en Afrique de l'Ouest.

Chapitre 3

Le réseau GPS AMMA

Ce chapitre rappelle les motivations qui ont conduit à l'installation de six stations GPS dans le cadre du projet AMMA (*Redelsperger et coll., 2006*). Il décrit les équipements installés, leurs évolutions ainsi que les efforts menés afin de pérenniser ces installations au sein des réseaux GPS nationaux et internationaux en cours de développement. Il présente également les différentes stratégies de traitement des données GPS AMMA. Les premiers résultats concernant les estimations CIVE GPS relatives à la mousson ouest-africaine sont rappelés et une évaluation de la qualité des traitements est fournie par l'étude des répétabilités hebdomadaires des hauteurs de stations. Dans le prolongement du chapitre précédent, ce chapitre met en évidence un certain nombre de problématiques relatives à la précision des estimations GPS obtenues avec le réseau AMMA.

3.1 Motivations

3.1.1 Sécheresses au Sahel

Les précipitations au Sahel montrent de fortes variabilités interannuelles et décennales (cf. figure 3.1 extraite d'*Ali et Lebel (2009)*). À partir de 1965, les conditions clima-

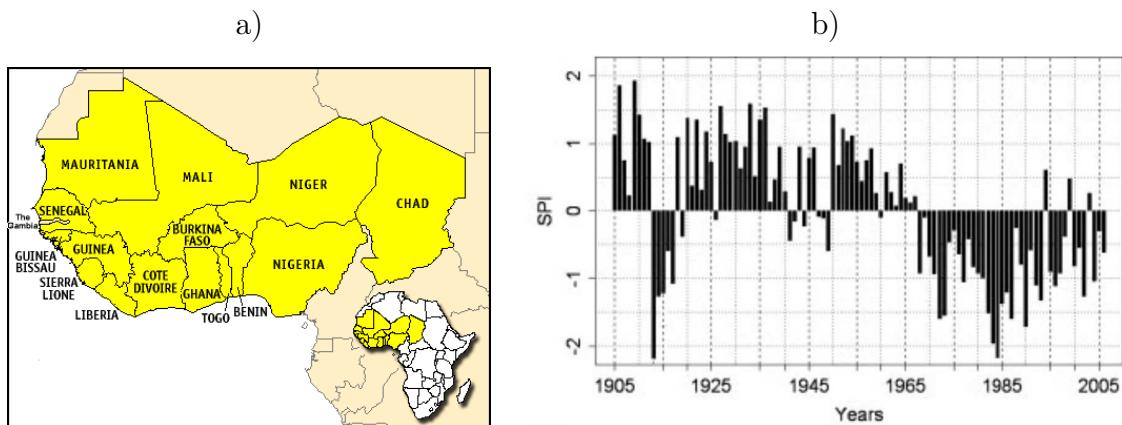


FIGURE 3.1 – Carte du Sahel (a) et anomalies pluviométriques (b) de cette région pour la période 1905-2005 d'après *Ali et Lebel (2009)*.

tiques sont sensiblement plus sèches que celles de la première moitié du XX^{ème} siècle. La période [1968-1986] correspond à de graves déficits pluviométriques conduisant à une sécheresse marquée dont l'impact fut dévastateur sur les populations et les économies des pays concernés. Il importe de comprendre l'origine de ces phénomènes.

3.1.2 Mécanismes à l'origine des précipitations

Les mécanismes globaux de la mousson ouest-africaine sont connus et décrits en détail dans de nombreux ouvrages (*Lavaysse, 2006 ; Bouali, 2009 ; Meynadier, 2010a*). La figure 3.2 extraite de *Lavaysse (2006)* présente les principaux éléments constitutifs du système de mousson. Deux anticyclones, celui des Açores (H_2) au nord et de Saint Hélène (H_1) au sud, influencent les alizés. Au nord, les alizés continentaux chauds et secs constituent l'Harmattan (flèches jaunes). Au sud, les alizés océaniques du golfe de Guinée sont orientés initialement du sud-est vers le nord-ouest et sont déviés vers le nord-est à la traversée de l'équateur. Ils constituent le flux de mousson (flèches bleu foncé) riche en humidité. La rencontre de ces deux flux antagonistes constitue le front intertropical (pointillés) et est à l'origine des zones de convection (flèches rouges) sèche (Dépression Thermique Saharienne ou *Heat Low*) et humide (zone de convergence inter-tropicale (ZCIT) ou *Intertropical Convergence Zone (ITCZ)*), mécanismes participants à la circulation mérienne de Hadley (cf. coupe verticale de droite). Deux jets d'Est (flèches bleu clair), africain (AEJ) et tropical (TEJ), soufflent de part et d'autre de la zone de convergence intertropicale. Ils sont liés à la circulation zonale de Walker (cf. coupe verticale de gauche) engendrée par le déséquilibre zonal du bilan radiatif entre l'océan Atlantique et le continent africain.

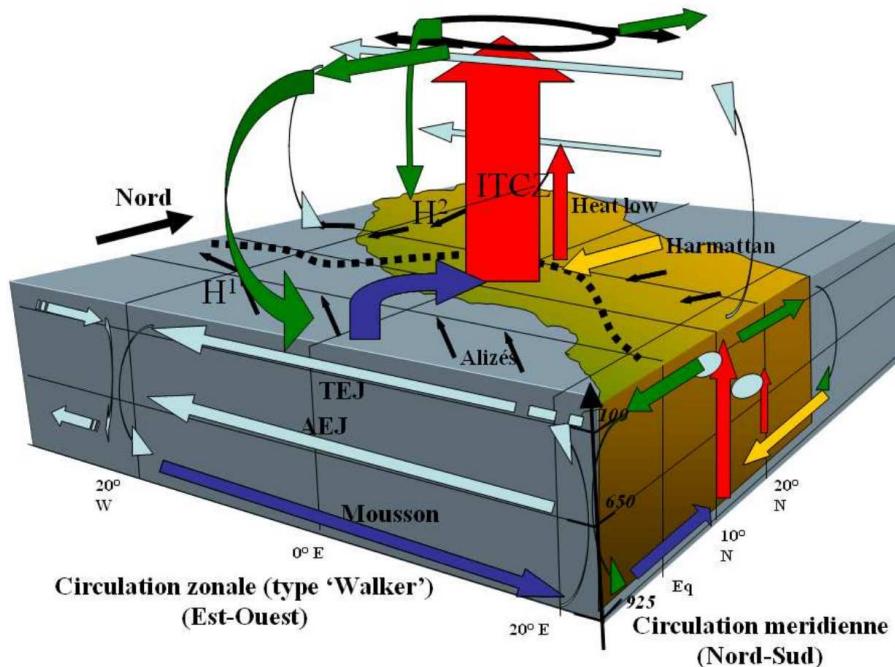


FIGURE 3.2 – Illustration 3D de la circulation troposphérique moyenne lors de l'été boréal en Afrique de l'Ouest d'après *Lavaysse (2006)*.

Les variations des circulations mérienne et zonale conduisent à un déplacement sai-

sonnier de la zone de convergence intertropicale, ce qui conditionne ainsi la progression du flux de mousson à travers le continent. Le cumul annuel moyen des précipitations (cf figure 3.3) présente alors un fort gradient méridien : supérieur à 1000 mm/an au niveau des côtes guinéennes (latitude $\sim 5^\circ$ N), il chute à moins de 200 mm/an en bordure du Sahara (latitude $> 18^\circ$ N).

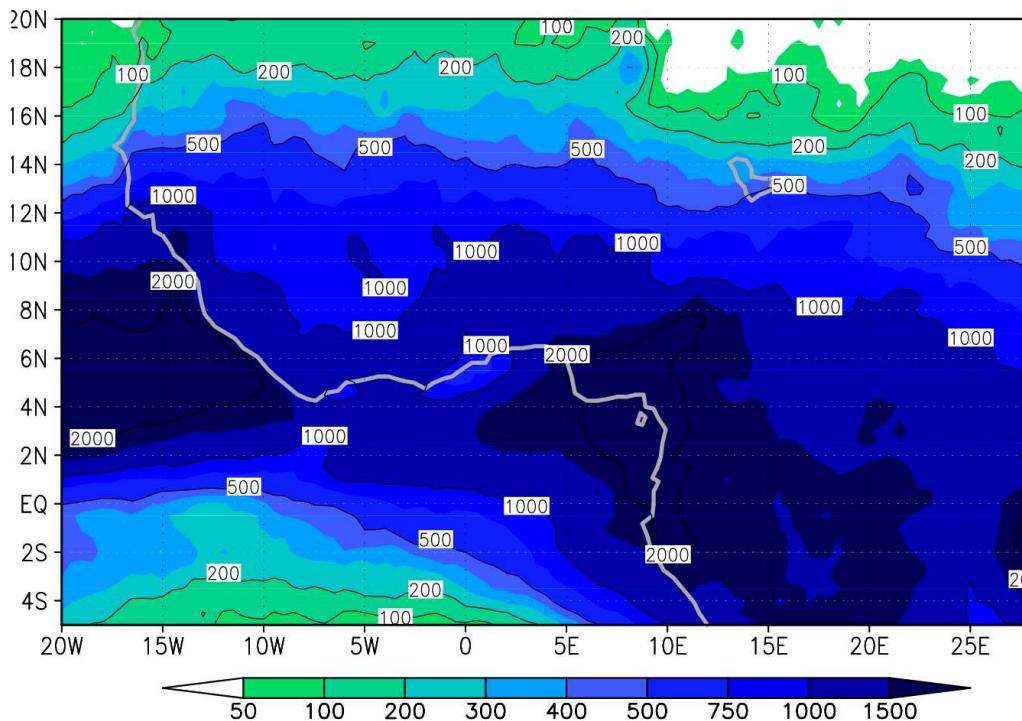


FIGURE 3.3 – Cumul annuel moyen des précipitations (mm/an) pour le produit TRMM3B42 en Afrique de l'Ouest extrait de *Meynadier (2010a)*

3.1.3 Variabilité climatique et apport des estimations GPS

Au cours du $XX^{\text{ème}}$ siècle, la poussée démographique au Sahel a conduit à une sur-exploitation des ressources agricoles et forestières, fragilisant les sols et provoquant ainsi la désertification de cette région. Les modifications des propriétés de la surface continentale, notamment de l'albédo, seraient la cause principale de la diminution des pluies d'après *Charney (1975)*. Les mécanismes réels à l'origine de la variabilité des précipitations sont plus nombreux et liés à la réponse du système de Mousson Ouest Africain au forçage océanique qui est amplifiée par les interactions Terre/Atmosphère (*Giannini et coll., 2003*) avec une influence notable de la végétation (*Zeng et coll., 1999*). Pour vérifier et préciser ces mécanismes et devant le manque d'observations météorologiques au Sahel, de nombreuses études expérimentales ont été menées à partir des années 1970¹. Avec les observations obtenues lors de ces campagnes, il s'est avéré que 90% des précipitations

1. GATE (1974) (*Houze et Betts, 1981*), WAMEX (1979), COPT (1981) (*Sommeria et Testud, 1984*), HAPEX-Sahel (1992) (*Goutorbe et coll., 1994*), WAMP (1997), CATCH (1997), JET2000 (*Thornecroft et coll., 2000*).

annuelles au Sahel sont produites par des systèmes convectifs de méso-échelle (*Mesoscale Convective System (MCS)*) (D'Amato et Lebel, 1998) et que la variabilité interannuelle des précipitations dépend du nombre d'occurrence de tels systèmes plutôt que d'une variation de leur intensité (Le Barbé et Lebel, 1997). La mousson ouest-africaine est la résultante d'une cascade de processus atmosphériques et hydrologiques imbriqués couvrant un large spectre d'échelles spatiales et temporelles (Redelsperger et coll., 2006). La compréhension des différents processus de la mousson ouest-africaine et de leurs interactions ne peut se faire sans une approche multi-échelle et multi-disciplinaire.

Une approche quantitative possible consiste à analyser des bilans d'eau (Meynadier, 2010a). Cela permet de mieux appréhender les mécanismes intervenant dans le cycle de l'eau et notamment les interactions entre les surfaces continentales et l'atmosphère. Il existe peu d'études basées sur cette méthodologie en Afrique de l'Ouest et elles fournissent des résultats contrastés en raison des différences de qualité entre les jeux de données utilisés. Les observations sont souvent peu nombreuses, parfois imprécises et les modèles numériques ont des difficultés à simuler les divers processus des régions tropicales.

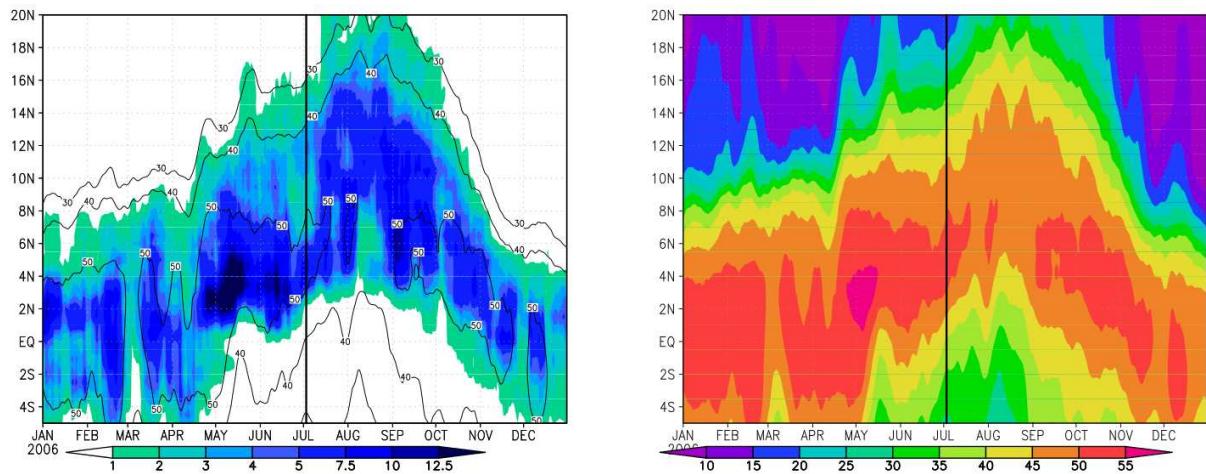


FIGURE 3.4 – Diagrammes temps-latITUDE en 2006 des précipitations ($mm/jour$) (couleur) et CIVE (kg/m^2) (contour) à gauche et CIVE (kg/m^2) (couleur) à droite extrait de Meynadier (2010a). Les données ont été moyennées entre $10^\circ W$ et $10^\circ E$ et sur une fenêtre glissante de 10 jours. La ligne verticale marque le commencement des pluies au Sahel.

Apports du GPS La technique GPS permet d'estimer les contenus intégrés en vapeur d'eau de l'atmosphère (cf. section 1.2.3 page 39) qui interviennent dans les équations du bilan d'eau avec une précision comprise entre 1 et $2\ kg.m^{-2}$ (cf. section 2.3.1 page 63). De plus, les précipitations et l'eau précipitable sont des quantités dont les évolutions spatiales et temporelles sont très corrélées comme le montre les diagrammes temps-latITUDE de la figure 3.4. L'eau précipitable est ainsi une grandeur pertinente pour l'étude de la mousson en Afrique de l'Ouest ce qui a conduit Bock et coll. (2008) à installer des stations GPS pour le projet AMMA.

3.2 Le réseau GPS AMMA et ses évolutions techniques

Un réseau de six stations GPS a été déployé en Afrique de l'Ouest pour contribuer au volet instrumental du projet AMMA (cf. figure 3.5). Sa géométrie a été adaptée aux processus physiques de la mousson ouest africaine. En effet, un premier transect de trois stations, orienté nord-sud selon l'axe Gao-Niamey-Djougou, mesure le gradient d'humidité engendré par la circulation méridienne à partir de mi-2005. Un second transect de trois stations, orienté nord-sud selon l'axe Tombouctou-Ouagadougou-Tamale, complète le dispositif à partir de mi-2006. Il permet d'approcher une vision 2-D du champ «eau précipitable» et ainsi d'appréhender des disparités zonales. Ce réseau GPS, composé seulement

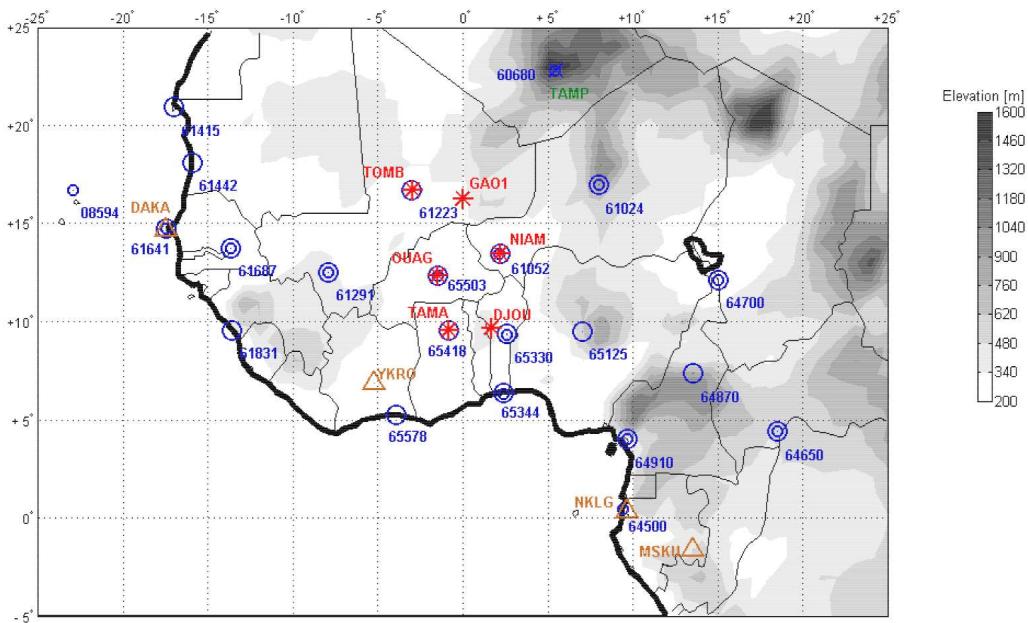


FIGURE 3.5 – Stations GPS (étoiles rouges pour les stations AMMA, triangles marrons pour les stations IGS, vert pour la station de Tamanrasset) et instrumentation AMMA (cercles bleus pour les stations de radiosondage) (*Bock et coll., 2008*).

de six stations, a un intérêt majeur dépassant le cadre scientifique du projet AMMA. D'un point de vue purement géodésique, il a l'avantage de compléter une zone non couverte par le réseau IGS. Il peut ainsi contribuer à l'établissement de référentiels géodésiques nationaux et participer à la réalisation du référentiel géodésique africain AFREF (*Wonnacott, 2006*). Ces référentiels constituent la base nécessaire à la création de cartes et autres informations géographiques utiles aux développements des pays ouest-africains et à diverses études scientifiques. Consciente de ces enjeux, l'équipe AMMA-GPS a fourni un effort important afin de maintenir et pérenniser les six stations permanentes présentées précédemment. Cette partie décrit les sites, l'évolution des équipements et les efforts entrepris dans la diffusion des données. Pour plus de renseignements, le lecteur pourra consulter le site internet AMMA-GPS que j'ai développé au cours de cette thèse et qui est accessible à l'adresse suivante : <http://amma-gps.ign.fr>.

3.2.1 Description des sites

Les stations GPS permanentes AMMA ont été installées suivant une même démarche afin de satisfaire aux recommandations de l'IGS concernant la monumentation² et ainsi garantir une certaine qualité des mesures GPS. Chaque station a été installée dans le parc à instruments météorologiques de l'aéroport local (cf. table 3.1) ce qui confère plusieurs avantages techniques (un horizon dégagé, une réduction des multi-trajets) et logistiques (la garantie d'une alimentation électrique continue, le contrôle des équipements par les partenaires locaux, un environnement protégé pour les installations). L'antenne GPS repose sur un pilier en béton armé disposant d'un soubassement de 1 m³ de béton afin de garantir la stabilité du point géodésique matérialisé. Un capteur *Vaisala*³ *PTU200* est colocalisé à l'antenne GPS pour une détermination précise des retards troposphériques hydrostatiques nécessaires à l'estimation de l'eau précipitable. La transmission des données GPS s'est révélée être la principale difficulté de la technique en Afrique de l'Ouest en raison d'un accès limité à Internet. En 2006, seule la station de Niamey disposait d'une telle connexion. Les stations de Gao et de Djougou étaient alors munies d'une solution satellitaire *Inmarsat*⁴. En raison du coût élevé de cette solution alternative, les autres stations n'étaient munies que de modems GSM permettant seulement de vérifier l'état de fonctionnement des installations.

Localisation, Pays lat., lon., hauteur (grs80)	code	Antenne réceptrice	Capteur Météo.	fonctionnement
Cotonou, Bénin (6, 4°N, 2, 4°E, 35 m)	COTO	Ashtech DMCR sur toit	-	20 dec. 2004 à août 2005
Djougou, Bénin (9, 7°N, 1, 7°E, 460 m)	DJO1	Ashtech DMCR sur trépied	-	5 juin 2005 au 21 juillet 2005
	DJOU	Trimble Zephyr* sur pilier	Vaisala, PTU200	24 août 2005 à maintenant
Niamey, Niger (13, 5°N, 2, 2°E, 246 m)	NIAM	Ashtech DMCR sur pilier	-	5 juin 2005 au 25 août 2005
		Trimble Zephyr* sur pilier	Vaisala, PTU200	26 août 2005 à maintenant
Gao, Mali (16, 3°N, 0, 0°E, 297 m)	GAO0	Ashtech DMCR sur toit	-	11 juin 2005 au 28 août 2005
	GAO1	Trimble Zephyr* sur pilier	Vaisala, PTU200	29 août 2005 à maintenant
Tamale, Ghana (9, 6°N, -0, 9°E, 195 m)	TAMA	Trimble Zephyr sur pilier	Vaisala, PTU200	23 avril 2006 à maintenant
Ouagadougou, Burkina Faso (12, 4°N, -1, 5°E, 331 m)	OUAG	Trimble Zephyr sur pilier	Vaisala, PTU200	30 mai 2006 à maintenant
Tombouctou, Mali (16, 7°N, -3, 0°E, 292 m)	TOMB	Trimble Zephyr sur pilier	Vaisala, PTU200	17 avril 2006 à maintenant
<i>* Antennes munies initialement de radômes "TZGD" et retirés respectivement les 4, 7 et 19 avril 2006 pour DJOU, NIAM et GAO1</i>				

TABLE 3.1 – Localisations et descriptions des équipements du réseau GPS AMMA.

-
- 2. <http://igscb.jpl.nasa.gov/network/monumentation.html>
 - 3. site internet officiel : <http://www.vaisala.com>
 - 4. site internet officiel : <http://www.inmarsat.com>

3.2.2 Évolution des équipements

Récepteurs et Antennes La période comprise entre fin 2004 et mi-2005, a été une phase de test pour le réseau GPS AMMA avec les stations GPS de Cotonou, Djougou, Gao et Niamey, temporairement équipées de récepteur ASHTECH UZ-12 et d'antenne ASH701945B_M (cf. tableau 3.1). À partir de fin août 2005, les six stations GPS permanentes sont opérationnelles et équipées de récepteurs Trimble NetRS et d'antenne Trimble Zephyr Geodetic munie d'un radôme TZGD. Courant 2006, il a été jugé opportun d'enlever ces radômes transparents des antennes en raison des fortes températures qu'ils généraient. Ces changements d'équipements provoquent des sauts dans les séries temporelles de positions car la modélisation des antennes demeure une problématique actuelle (cf. section 2.3.2.1 page 66). L'influence de ces changements de matériel est une des raisons qui nous ont poussés à mener des tests méthodologiques (cf. sections 3.4 et 4.1).

Maintenance Des missions de maintenance sont menées régulièrement par l'équipe AMMA-GPS afin de récupérer les données GPS quand les transmissions ne le permettent pas, de vérifier les installations et éventuellement de procéder à des réparations. Le lecteur pourra consulter le site internet <http://amma-gps.ign.fr> au volet «Missions» pour une vision plus globale des actions menées sur le terrain. Pour ma part, j'ai participé à ma première mission terrain en mai 2007, consacrée à la maintenance des stations GPS de Tombouctou, Ouagadougou et Tamale et à la réparation de la station de Gao.

Télécommunications La transmission des données GPS est le facteur limitant du réseau AMMA, en particulier pour les trois stations SOP de Tombouctou, Ouagadougou et Tamale qui sont munies uniquement de modems GSM. Devant le développement rapide d'Internet en Afrique de l'Ouest, il a été décidé de procéder à une mise à niveau progressive des transmissions en anticipant l'accès à des connexions sur les sites d'accueil des stations. Notre objectif était, qu'à terme, toutes les stations permanentes puissent transmettre automatiquement leurs données par FTP. Pour ce faire et sous la direction d'Olivier Bock, j'ai développé une solution adaptable pour chaque station basée sur :

- le raccordement du récepteur au réseau de l'aéroport avec éventuellement l'utilisation d'un pont WIFI,
- l'utilisation d'un ordinateur configuré pour un transfert facilité des données GPS ainsi que de leur archivage sur CD,
- la formation des personnels locaux à la maintenance GPS et au transfert des données,
- l'utilisation de scripts automatiques d'envoi par FTP quand une connexion internet existe.

Cette solution a commencé à être déployée en décembre 2007 au cours d'une mission menée conjointement par Philippe Collard de Géosciences Montpellier et moi-même, avec le concours d'une seconde mission menée par Marie-Noëlle Bouin. Des ordinateurs configurés sont attribués aux stations de Gao, Tombouctou et Tamale, des ponts WIFI sont installés sur les sites de Tombouctou et de Ouagadougou et les partenaires locaux de l'ASECNA ou de la DNM de chaque site sont formés. La station de Ouagadougou disposant d'une connexion internet et avec l'accord de Didier Ouedraogo (chef du Service Exploitation Météorologique ASECNA), il m'a été possible de procéder à la dernière étape de la mise à

niveau de cette station en juillet 2008 par l'implantation de scripts automatiques d'envoi par FTP. Cette solution a été opérationnelle jusqu'à mi-2009 puis caduque suite à une succession de problèmes techniques (virus, coupure de la borne WIFI, rupture de la fibre optique internet,...). Une seconde solution, plus robuste et répondant aux critères de l'IGS, a été mise en œuvre en collaboration avec Georgia Roesch et Bruno Garayt du Service de Géodésie et du Nivellement (SGN) de l'Institut National de l'Information Géographique et Forestière⁵ (IGN) en avril 2011.

3.2.3 Diffusion des données des stations AMMA

Afin de diffuser les données GPS AMMA à l'ensemble de la communauté scientifique dans de bonnes conditions, il a été décidé de solliciter le concours de l'IGS. Pour chaque station GPS permanente, un fichier de métadonnées⁶ a été constitué afin de consigner l'ensemble des éléments nécessaires à la bonne utilisation des données GPS (monumentation, type d'équipement, numéro domes, ...). Les données des stations de Gao, Tombouctou, Niamey et Tamale sont accessibles sur les serveurs FTP de l'IGS dans un répertoire spécifique⁷. Les données de la station de Ouagadougou sont accessibles pour une utilisation opérationnelle⁸. Des ajustements sont encore nécessaires pour assurer la maintenance de cette station et fiabiliser parfaitement la transmission des données. Les efforts de pérennisation des stations GPS ont été entrepris en contactant les agences cartographiques des différents pays d'accueil, le but étant d'inclure ces stations dans les différents réseaux GPS nationaux en cours de développement. En juillet 2009, les directions de l'Institut Géographique du Burkina-Faso (IGB) et de l'Institut Géographique du Mali (IGM) ont été contactées dans ce but⁹. Des conventions avec ces partenaires ont ainsi été signées courant 2011. Une formation a été dispensée à un agent de l'IGM en juin 2011 afin d'assurer une meilleure maintenance des stations de Tombouctou et de Gao. Cette formation à laquelle j'ai contribué, a été organisée à l'IGN en collaboration avec le SGN. Malgré les efforts de l'équipe AMMA-GPS, maintenir et pérenniser les stations de Gao, Tombouctou et Niamey devient difficile en raison de la dégradation de la situation au Sahel¹⁰, zone interdite d'accès par le ministère des Affaires Étrangères depuis mi-2010. La chute de Tombouctou et de Gao aux mains de rebelles touaregs islamistes en avril 2012 rend le maintien des deux stations concernées particulièrement incertain.

Le dispositif GPS AMMA ayant été décrit, la section suivante présente les traitements des données fournies par celui-ci et leurs premiers résultats.

5. L'Institut Géographique National a changé de nom à compter du 1^{er} janvier 2012.

6. fichiers accessibles à l'adresse <ftp://igs.ign.fr/pub/igs/igscb/station/log/>

7. <ftp://igs.ign.fr/pub/igs/data/campaign/amma/>

8. fichiers horaires <ftp://igs.ign.fr/pub/igs/data/hourly/> ou journaliers <ftp://igs.ign.fr/pub/igs/data/>

9. Missions d'Olivier Bock au Burkina-Faso et de moi-même au Mali

10. Depuis l'été 2010, une série d'événements tragiques se sont succédé : enlèvement et décès d'un Français (juillet 2010), enlèvement de cinq Français à Arlit au Niger (septembre 2010), attentat contre l'ambassade de France à Bamako (Mali) et décès de deux Français au Niger (janvier 2011), enlèvement de deux Français (novembre 2011) à Hombori (entre Gao et Tombouctou).

3.3 Traitements des données GPS AMMA

Les données GPS AMMA parviennent aux serveurs de données de l'IGN et du LATMOS et sont traitées sur les serveurs de calcul du LATMOS pour répondre à des questions météorologiques en temps quasi-réel ou en temps différé (cf. figure 3.6). Les solutions NRT permettent au centre opérationnel AMMA (AOC) de vérifier les prévisions des modèles numériques en temps quasi-réel. Les solutions précises sont archivées au LATMOS et mises à la disposition de la base de données AMMA (ADB). Le cadre global du traitement de ces données a été mis en place par Marie-Noëlle Bouin. Cette section rappelle la stratégie de calcul utilisée pour le traitement des données et présente les traitements opérationnels mis en place pour la SOP AMMA ainsi que les retraitements effectués postérieurement. Les premiers résultats de ces traitements sont ensuite présentés et la qualité des retraitements précis est évaluée en terme de répétabilité hebdomadaire des hauteurs de station, où une saisonnalité est détectée. C'est une des raisons pour laquelle des tests et études complémentaires ont été menées sur les données GPS AMMA.

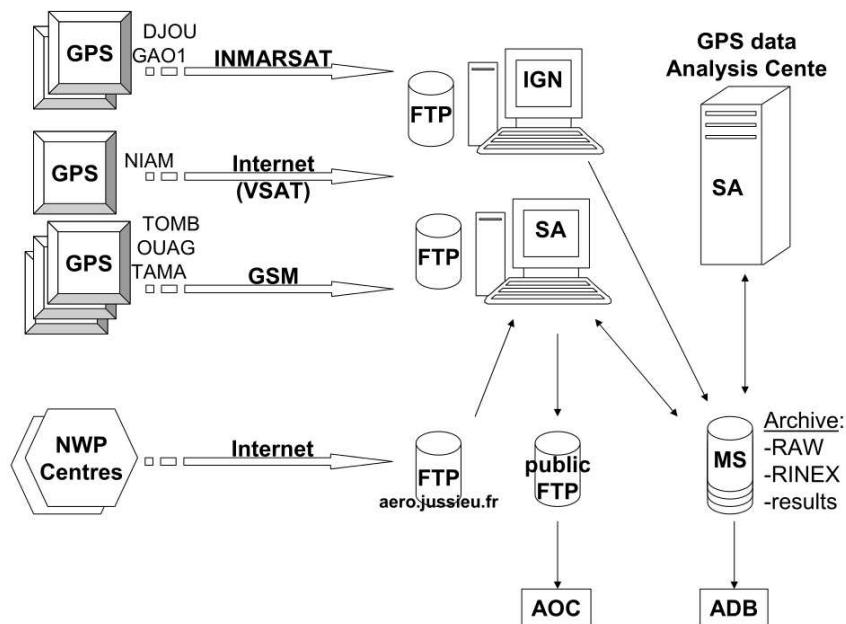


FIGURE 3.6 – Schéma des flux de données lors de la SOP AMMA d'après *Bock et coll.* (2008).

3.3.1 Traitements opérationnels et retraitements

Les principes généraux du traitement des données GPS ont été vus dans le chapitre précédent. La stratégie globale de traitement des données GPS AMMA repose sur l'utilisation d'un réseau régional centré sur la zone d'étude (cf. figure 3.7). Le nombre de stations de ce réseau est fonction de la rapidité du flux des données GPS et oscille ainsi entre 16 et 25 stations. Lors de la SOP AMMA, trois traitements opérationnels ont été réalisés (cf. table 3.2) selon l'état de l'art de la technique GPS du moment. Les traitements NRT et rapide permettaient d'obtenir des estimations CIVE rapides (entre 1h30 et 4h de temps

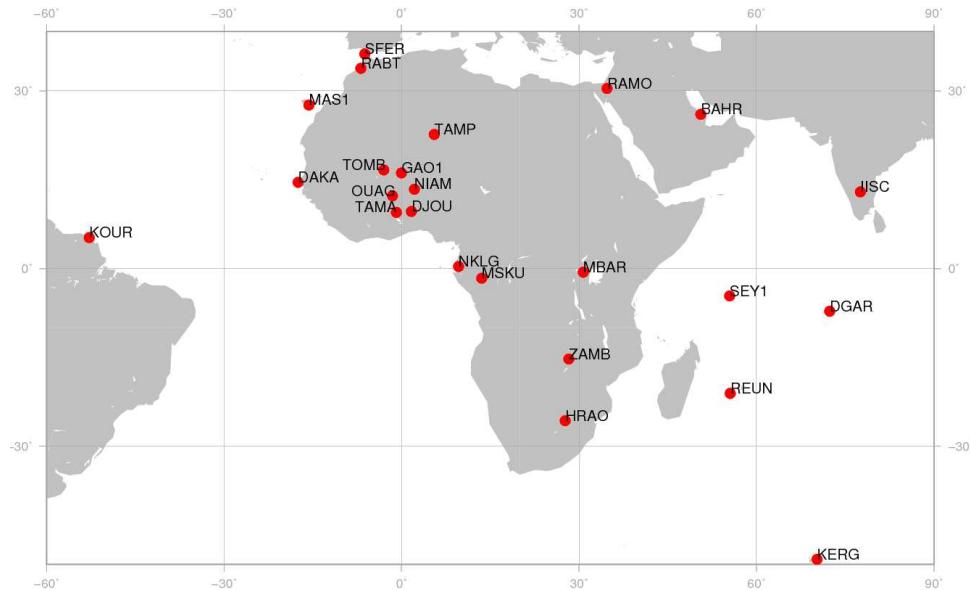


FIGURE 3.7 – État du réseau GPS régional pour les traitements «précis» des données AMMA du 27 août 2006.

de latence) mais peu précises en raison de l'utilisation combinée des orbites IGU ou IGR et du nombre réduit de stations (~ 16 stations). Le traitement précis/oper complétait le dispositif en assurant l'obtention d'estimations CIVE précises avec un temps de latence de 15 jours environ. La modélisation troposphérique adoptée pour les traitements opérationnels était basée sur la fonction de projecton *NMF* et sur l'utilisation du modèle de pression et de température standard *STP* pour fournir les *ZHD a priori*. Cette modélisation est devenue obsolète en raison des développements des fonctions de projection *GMF* et *VMF1* (cf. section 1.2.2.2) et des *ZHD a priori* déduits du modèle GPT ou des données de l'ECMWF (cf. section 2.1.2). Un retraitement des données GPS AMMA a alors été nécessaire pour prendre en compte ces avancées, d'où les retraitements précis/repro1a et précis/repro1b basés respectivement sur les modélisations troposphériques GMF/GPT et VMF1/ECMWF. Les ZTD estimés en début et fin de session sont classiquement affectés par un effet de bord (Dick *et coll.*, 2001 ; Ge *et coll.*, 2002), c'est pourquoi les retraitements intègrent une approche basée sur des fenêtres glissantes (Foster *et coll.*, 2003). Pour ce faire, les données GPS sont traitées par deux calculs décalés de 12 heures, l'un commençant à 00h00 UTC, l'autre à 12h00 UTC. Les estimations en bordure de session du premier calcul sont alors remplacées par les estimations du second.

La stratégie de calcul (cf. section 2.1 page 48) de l'ensemble des traitements AMMA (cf. section 2.2) repose sur l'utilisation du logiciel GAMIT (Herring *et coll.*, 2008). Les orbites sont fixées. Les marées océaniques sont corrigées en utilisant le modèle *FES2004* (Lyard *et coll.*, 2006), les marées terrestres et polaires sont corrigées suivant les conventions IERS 2003 (McCarthy et Petit, 2003). L'angle de coupure est fixé à 7° . La pondération des observations est fonction de l'angle d'élévation. L'estimation des ZTD est horaire et repose sur une modélisation linéaire par morceaux, contrainte par un processus de Gauss-Markov du premier ordre, et un gradient troposphérique est estimé par session. L'allongement ionosphérique est corrigé au premier ordre par l'utilisation de la combinaison LC des

Traitements AMMA	temps de latence	Début de session	Durée de la session	Orbites IGS	Nombre de stations	Modélisation troposphérique	Calibration des antennes
<i>Traitements opérationnels</i>							
NRT	1h30	00h00, 03h00, ..., à 21h00 UTC	12h	IGU (ultrarapide)	16	NMF/STP	relative
rapide précis/oper*	4h 13-15 jours	00h00 UTC	24h 24h	IGR (rapide) IGS final	16 25	NMF/STP NMF/STP	relative relative
<i>Retraitements (utilisation de fenêtres glissantes)</i>							
précis/repro1a	-	00h00/12h00 UTC	24h	IGS final	25	GMF/GPT	absolue
précis/repro1b	-	00h00/12h00 UTC	24h	IGS final	25	VMF1/ECMWF	absolue
<i>Paramétrage commun aux traitements</i>							
Angle de coupure à 7°, Pondération des observations de type $\sigma_{mes}(elev) = \sqrt{a^2 + b^2 / \sin^2(elev)}$							
Estimation de 1 ZWD par heure et 1 gradient troposphérique (NS et EW) par jour							
Contrainte stochastique sur l'estimation des ZWD de type Gauss-Markov (paramétrage standard, cf. section 2.1.3)							
* Le traitement précis/oper utilise, à partir de 2007, la modélisation troposphérique GMF/GPT et des calibrations absolues.							

TABLE 3.2 – Les traitements AMMA opérationnels NRT, rapide et précis (précis/oper) et les retraitements (précis/repro1a et précis/repro1b) mis en place au LATMOS.

mesures de phase. Les surcharges atmosphériques ne sont pas prises en compte lors du traitement.

3.3.2 Premiers résultats

Comparaison des ZTD *Bock et coll. (2008)* comparent les ZTD estimés selon les traitements opérationnels NRT, rapide et précis/oper à ceux estimés par le retraitement précis/repro1a (cf. table 3.3) sur la période juin-septembre 2006 correspondant à la pleine saison des pluies de la mousson ouest-africaine au Sahel. Les deux premières colonnes donnent les statistiques globales des ZTD estimés par les traitements précis/repro1a (répétées en raison des différences d'échantillonnage), précis/oper, rapide/oper et NRT/oper. La dernière colonne fournit les moyennes, écarts-types et erreurs formelles des différences de ZTD ainsi que le nombre de points utilisés pour la comparaison.

	précis/repro1a			précis/oper			précis/oper - précis/repro1a			
	moy. (mm)	écart-type (mm)	σ_{ZTD} (mm)	moy. (mm)	écart-type (mm)	σ_{ZTD} (mm)	moy. (mm)	écart-type (mm)	σ_{ZTD} (mm)	nb de points
Gao	2459	54	3,0	2461	53	3,4	2,3	4,1	4,6	2774
Niamey	2517	40	3,0	2520	41	3,4	2,6	4,2	4,6	2812
Djougou	2480	27	2,8	2483	27	3,3	3,3	4,2	4,4	2901
précis/repro1a			rapide/oper			rapide/oper - précis/repro1a			nb de points	
	moy. (mm)	écart-type (mm)	σ_{ZTD} (mm)	moy. (mm)	écart-type (mm)	σ_{ZTD} (mm)	moy. (mm)	écart-type (mm)		
Gao	2455	54	3,0	2460	54	4,5	4,8	7,2	5,4	2449
Niamey	2518	40	3,0	2523	41	4,5	5,2	7,5	5,4	2634
Djougou	2480	27	2,8	2485	28	4,6	5,6	8,3	5,4	2813
précis/repro1a			NRT/oper			NRT/oper - précis/repro1a			nb de points	
	moy. (mm)	écart-type (mm)	σ_{ZTD} (mm)	moy. (mm)	écart-type (mm)	σ_{ZTD} (mm)	moy. (mm)	écart-type (mm)		
Niamey	2515	39	3,0	2522	41	6,2	7,2	14,8	6,9	2519

TABLE 3.3 – Comparaisons des ZTD estimés par les traitements opérationnels avec ceux estimés par le retraitement précis/repro1a extrait de *Bock et coll. (2008)* sur la période juin-septembre 2006.

Les résultats des quatre traitements sont sensiblement différents quand on examine les statistiques globales (moyennes et écarts-types) des ZTD estimés :

- Les différences moyennes entre ZTD issus des traitements précis sont comprises entre 2,3 et 3,3 mm (i.e. entre 0,4 et 0,6 kg.m⁻² en CIVE). Elles proviennent des différences de stratégie de traitement (cf. table 3.2), principalement de la différence de modélisation des antennes relatives/absolues, problématique déjà abordée dans la section 2.3.2.1 et du changement dans la modélisation troposphérique utilisée (passage de NMF/STP à GMF/GPT). L'utilisation des fenêtres glissantes a une influence marginale sur les différences moyennes obtenues, comme nous le verrons dans la section 4.4.1.
- Les ZTD estimés par les traitements rapide et NRT sont de moins bonne qualité. En effet, ils présentent, respectivement, par rapport aux estimations du retraitement précis/repro1, un biais de 5 et 7 mm (i.e. entre 0,8 et 1,1 kg.m⁻² en CIVE) et un écart-type de 7 et 15 mm. La différence de qualité entre orbites IGS utilisées et/ou le nombre de stations traitées conduisent à des différences sur les erreurs formelles des ZTD estimés : des 2,8 à 3,4 mm pour les traitements précis, 4,5 mm pour le traitement rapide et 6,2 mm pour le traitement NRT.
- Concernant le cycle diurne des ZTD, les différences moyennes observées à Niamey pendant le mois d'août 2006 restent inférieures à 5 mm (i.e. 0,8 kg.m⁻²) à un écart-type près. Le cycle diurne des ZTD n'est donc que faiblement influencé par les différences de stratégie de calcul des traitements considérés.

Conversion des ZTD en CIVE Les contenus intégrés en vapeur d'eau (CIVE) sont définis, (cf. section 1.2.3), tels que :

$$CIVE_{GPS} = \Pi(T_m).ZWD = \Pi(T_m)(ZTD - ZHD).$$

La température moyenne de la colonne d'air, T_m , est calculée à partir des analyses opérationnelles de l'ECMWF (résolutions spatiale de $2,5^\circ \times 2,0^\circ$ et temporelle de 6 heures) par la *Vienna University of Technology (TU Vienna)*¹¹. L'allongement troposphérique total ZTD est estimé lors du traitement des données GPS. L'allongement troposphérique hydrostatique ZHD est calculé à partir des mesures de pression au niveau de l'antenne GPS réceptrice P_{sol} (cf. section 1.2.2.1, équation (1.15)). Les P_{sol} obtenues toutes les 6 heures par les modèles météorologiques ne sont pas suffisantes pour restituer correctement le cycle diurne des ZHD et donc des $CIVE$. Pour pallier ce problème, nous utilisons les mesures de pression des sondes PTU200 échantillonnées à 15 minutes (*Bock et coll., 2008*). Afin de garantir la fiabilité des mesures de pression, les sondes PTU200 des stations AMMA ont été étalonnées régulièrement, contrairement aux capteurs météorologiques de la plupart des stations IGS.

Mousson ouest-africaine observée par GPS La figure 3.8, extraite de *Bock et coll. (2008)*, montre l'évolution de la vapeur d'eau précipitable estimée par le retraitement précis/repro1a pour les stations de Gao, Niamey et Djougou pendant l'année 2006. Cette évolution est fortement corrélée à la migration de la ZCIT vers le nord (cf. section 3.1.2 et en particulier la figure 3.4). Le cycle saisonnier de la vapeur d'eau précipitable révèle clairement quatre périodes : la période sèche (Novembre-Mars), la période d'installation de masse d'air humide (Avril-Juin), la pleine mousson (Juillet-Septembre) et le retrait

11. <http://mars.hg.tuwien.ac.at/~ecmwf1/>

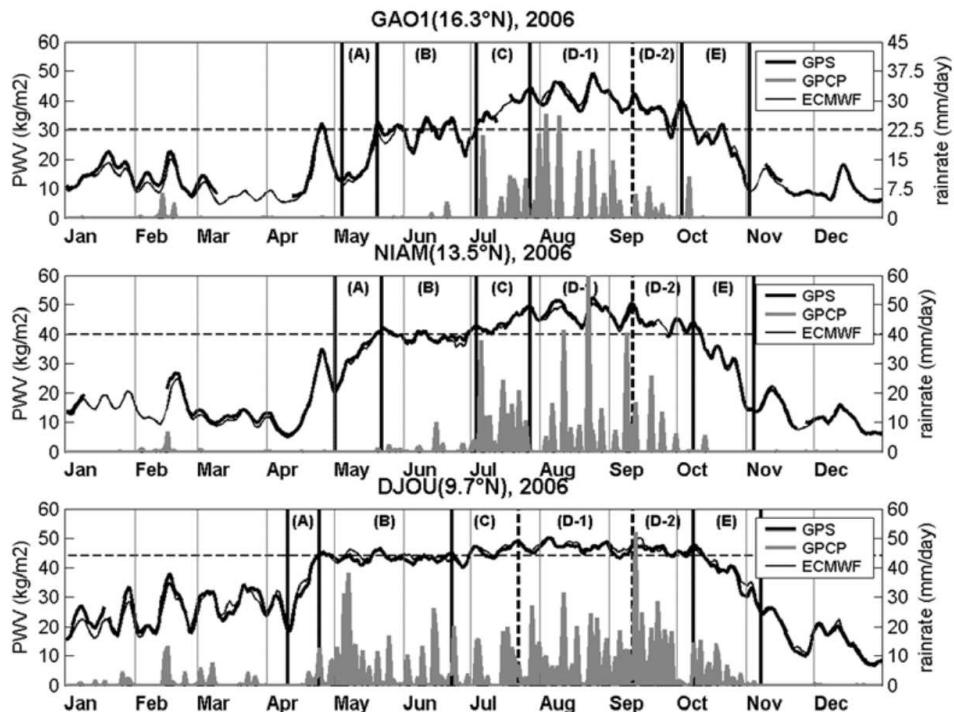


FIGURE 3.8 – Les séries temporelles des CIVE (axe de gauche) et des précipitations (axe de droite) aux stations de Gao, de Niamey, et de Djougou, pour l'année 2006 d'après *Bock et coll. (2008)*. Les estimations CIVE du retaitraitemet précis/repro1a (courbes noires épaisses) et analysées par le modèle opérationnel de l'ECMWF (mince courbes noires) sont lissées par fenêtres glissantes de 5 jours. Les données de l'ECMWF sont interpolées horizontalement et corrigées des différences d'altitude. Les estimations des précipitations (en gris les zones ombrées) de GPCP de 1 jour 1 degré sont extraites au point de grille le plus proche, et ne sont pas lissées. Les lignes verticales délimitent des sous-périodes du cycle saisonnier du système de Mousson, les lignes horizontales en pointillé se réfèrent à la valeur moyenne CIVE de la période B.

de mousson (Octobre). À Gao et Niamey, l'eau précipitable est inférieure à 10 kg.m^{-2} pendant la saison sèche et est supérieure à 40 kg.m^{-2} pendant la saison humide. Les valeurs relevées à Djougou sont généralement plus fortes d'environ 5 kg.m^{-2} . Pendant la saison sèche, des fluctuations en CIVE entre 10 kg.m^{-2} et 20 kg.m^{-2} environ sont observées sur des périodes de quelques jours à quelques semaines et sont liées à l'advection d'humidité sur l'Afrique occidentale. Pendant la saison humide, les fluctuations en CIVE ont des amplitudes bien plus faibles, particulièrement à Djougou, limitées par la saturation de la troposphère en eau. *Bock et coll. (2008)* analysent plus précisément la saison de mousson (avril-octobre) et déterminent cinq sous-périodes spécifiques liées à l'évolution de l'humidité dans l'atmosphère (phases A, B, C, D et E de la figure 3.8) :

- La période A correspond à une augmentation significative de l'eau précipitable mesurée localement, conséquence du déplacement vers le nord du front intertropical. Elle marque l'installation de la masse d'air humide sur chaque site.
- La période B est une période stationnaire pour l'eau précipitable. À Djougou, elle correspond à la première saison des pluies. À Gao et Niamey, cette période peut

produire des précipitations importantes selon les valeurs de CIVE atteintes : inférieure à 30 kg.m^{-2} , les précipitations sont inexistantes ; supérieure à 40 kg.m^{-2} , les précipitations peuvent s'avérer importantes.

- La période C correspond à une nouvelle augmentation de l'eau précipitable et marque le démarrage de la mousson. Cette période, marquée à Gao et Niamey, ne se produit pas à Djougou, l'air étant déjà saturé en eau.
- La période D couvre le reste de la saison de la mousson. C'est une période pour laquelle le CIVE atteint son maximum annuel et les précipitations sont les plus fortes. Elle peut être scindée en deux sous-périodes (D-1 et D-2) qui correspondent au cœur de la saison des pluies (août) et le début du retrait de la mousson (septembre).
- La période E correspond au retrait de la mousson au cours duquel les dernières précipitations sont observées.

Évolution saisonnière des gradients troposphériques Les gradients troposphériques estimés lors du traitement des données GPS permettent de prendre en compte l'anisotropie de l'indice de réfraction atmosphérique (cf. section 1.2.2.3). La figure 3.9 présente les gradients troposphériques projetés à 10° d'élévation issus du retraitement précis/repro1a pour les stations de Djougou (a), Niamey (b) et Gao (c) en saison sèche (février 2007) (a_1, b_1 et c_1) et en saison humide (août 2006) (a_2, b_2 et c_2).

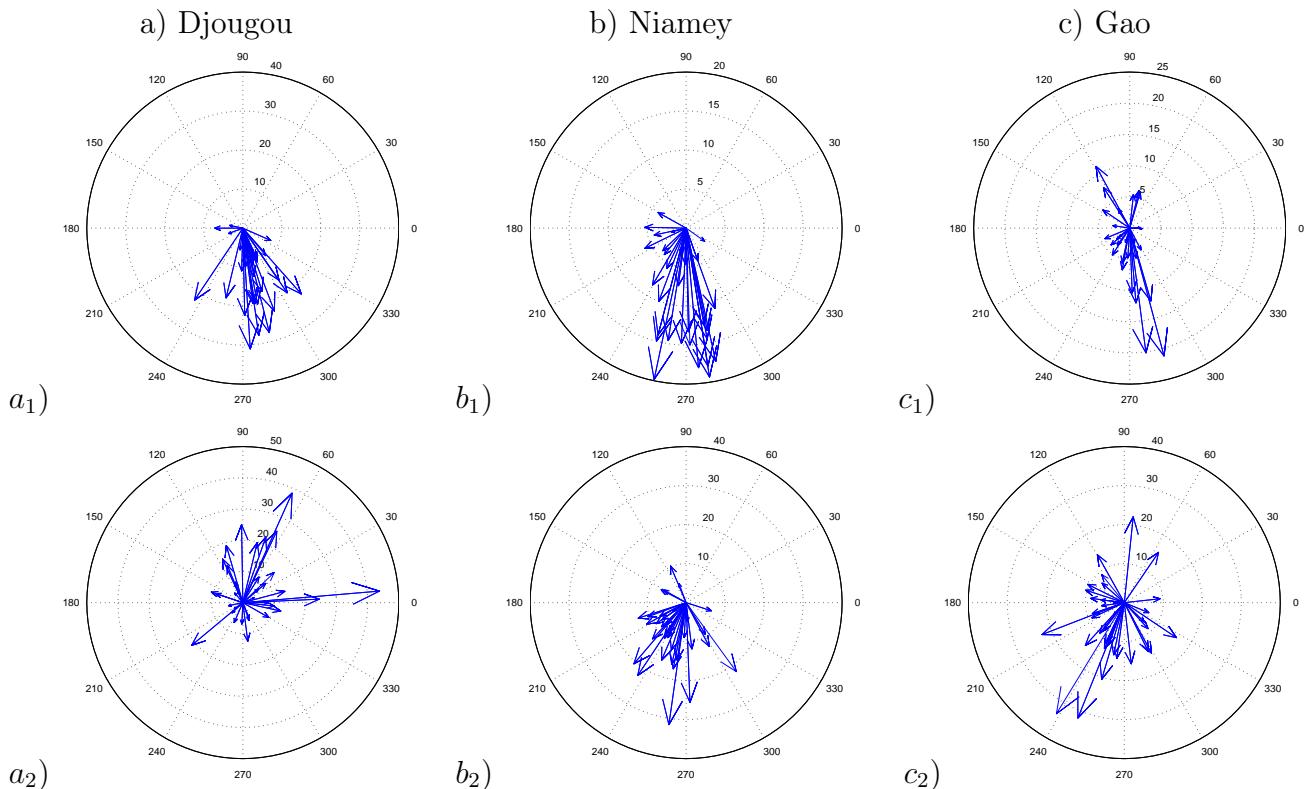


FIGURE 3.9 – Gradients troposphériques projetés à 10° d'élévation (mm) issus du retraitement précis/repro1a pour les stations de Djougou (a), Niamey (b) et Gao (c) en saison sèche (février 2007) (a_1, b_1 et c_1) et en saison humide (août 2006) (a_2, b_2 et c_2). Les axes [180,0] et [270,90] correspondent aux axes ouest-est et sud-nord.

En saison sèche, les gradients troposphériques tendent à tous pointer vers le sud, principalement en raison du gradient thermique. En saison humide ils ne pointent plus vers une direction privilégiée, principalement en raison de la grande variabilité de l'eau atmosphérique induite par les processus de mousson. L'interprétation des gradients troposphériques reste cependant moins intuitive que celle des CIVE et nécessiterait une étude plus approfondie.

Variations subdiurnes de l'humidité atmosphérique La circulation atmosphérique en Afrique de l'Ouest présente un cycle diurne important engendré par l'advection d'humidité sud ouest dans la couche limite planétaire pendant la nuit et par le mélange turbulent vertical de cette humidité pendant la journée (*Parker et coll., 2005*). Ce processus contribue à l'humidification de l'atmosphère pour des régions proches du front intertropical où le gradient d'humidité est important et intervient principalement pendant les périodes A à C précédent le commencement de la mousson (cf. figure 3.8). Le rôle des fluctuations de l'humidité atmosphérique induites par ces processus subdiurnes dans les différentes phases de mousson n'est toutefois pas complètement élucidé. Les allongements troposphériques zénithaux estimés par GPS avec un échantillonnage horaire, permettent alors de quantifier les variations subdiurnes des contenus intégrés en vapeur d'eau.

La figure 3.10 montre les cycles subdiurnes de la vapeur d'eau précipitable estimés $CIVE_{sub}^{cyc}$, par le retraitement précis/repro1a, en 2006 et moyennés avec une fenêtre glissante de 30 jours, pour les stations de Djougou (a_1), Niamey (b_1) et Gao (c_1). À Niamey et Gao, les $CIVE_{sub}^{cyc}$ présentent généralement une oscillation semidiurne entre avril et fin octobre. Les maxima journaliers se produisent généralement entre 9h et 15h UTC et dépassent 1kg.m^{-2} lorsque le front intertropical est à proximité des stations. Quant aux minima journaliers, ils adviennent généralement en fin de journée ou pendant la nuit. L'oscillation semidiurne des $CIVE_{sub}^{cyc}$ est principalement induite par les processus subdiurnes présentés précédemment, les maxima des $CIVE_{sub}^{cyc}$ correspondant à l'humidification maximale de l'atmosphère opérée par mélange turbulent vertical. Les minima des $CIVE_{sub}^{cyc}$ seraient en partie la conséquence de l'advection d'air sec venant du nord (renforcement de l'Harmattan pendant la nuit d'après *Peyrille et Lafore (2007)* et du transport de l'humidité par le jet d'Est africain. À Djougou, les $CIVE_{sub}^{cyc}$ présentent une oscillation semidiurne tout au long de l'année mais dont l'amplitude semble être modulée. Les minima journaliers de $CIVE_{sub}^{cyc}$ se produisent principalement entre 7h et 9h UTC tandis que les maxima journaliers adviennent généralement entre 15h et 22h. Le comportement des $CIVE_{sub}^{cyc}$ à Djougou ne peut s'expliquer par les seuls processus atmosphériques évoqués précédemment.

La figure 3.10 illustre les cycles subdiurnes des σ_{CIVE} déduits des σ_{ZTD} (cf. section 2.2.3) pour les stations de Djougou (a_2), Niamey (b_2) et Gao (c_2) en 2006. À l'échelle du cycle subdiurne, la qualité des CIVE dépend du nombre d'observations enregistrées par époque, c'est-à-dire du nombre de satellites GPS visibles au dessus d'une élévation égale à l'angle de coupure. La figure 3.10 illustre les cycles subdiurnes du nombre de satellites visibles au dessus de 7° d'élévation à Djougou (a_3), Niamey (b_3) et Gao (c_3) en 2006 : σ_{CIVE} est d'autant plus faible que le nombre de satellites visibles est important. À l'échelle du cycle saisonnier, la qualité des CIVE présente une évolution corrélée au cycle de mousson (cf. figure 3.8) et plus particulièrement au déplacement du front intertropical

(cf. section 3.1.2).

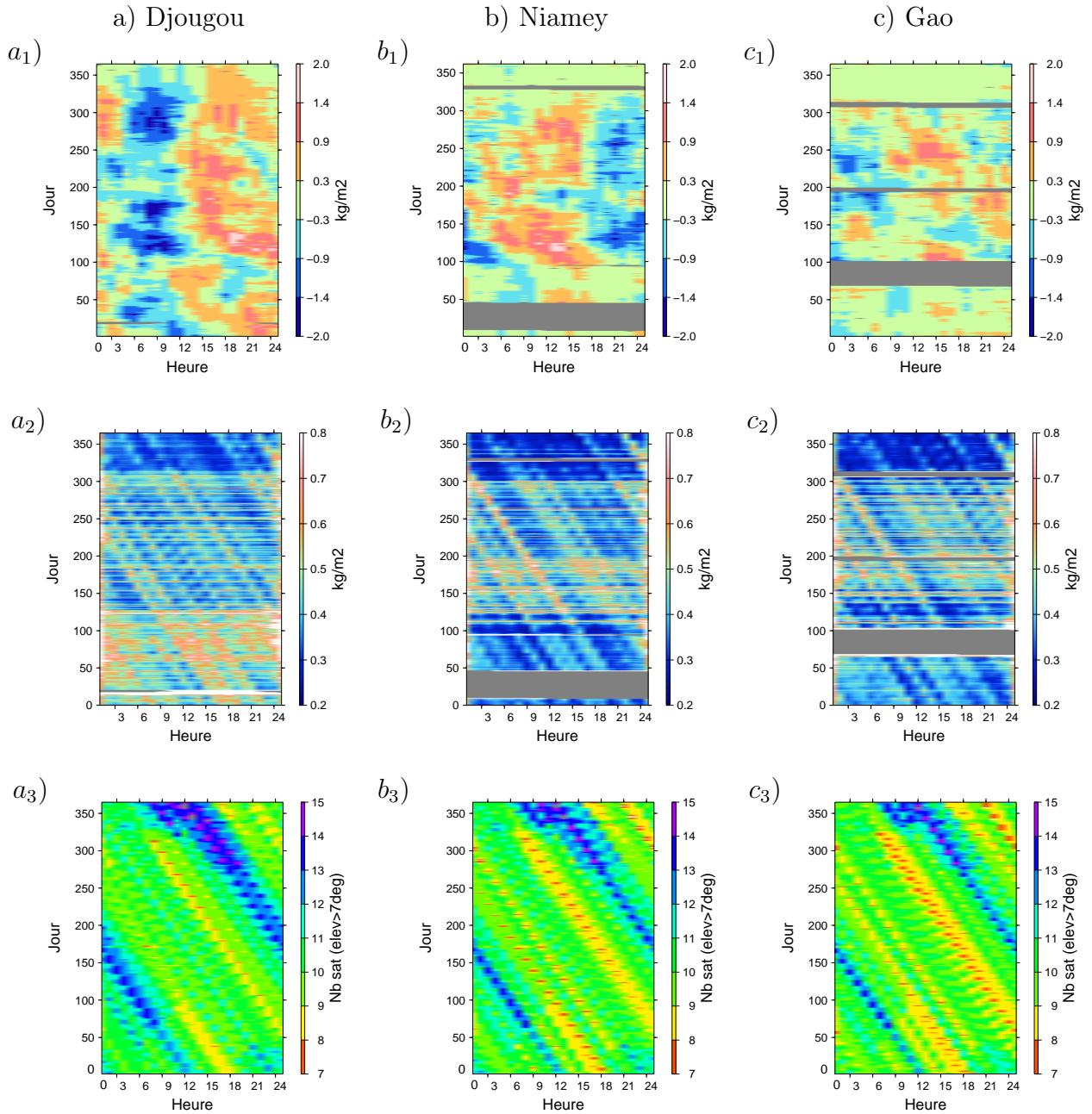


FIGURE 3.10 – Résultats du retraitement précis/repro1a pour les stations de Djougou a), Niamey b) et Gao c) en 2006 : cycles subdiurnes de l'eau précipitable $CIVE$ (en $kg.m^{-2}$) moyennés par fenêtre glissante de 30 jours (a_1 , b_1 et c_1) ; cycles subdiurnes des σ_{CIVE} horaires (a_2 , b_2 et c_2) et nombre de satellites GPS visibles au dessus de 7° d'élévation en fonction de l'heure (abscisse) et du jour de l'année (ordonnée) (a_3 , b_3 et c_3).

Bilan Les estimations des allongements troposphériques zénithaux par GPS permettent ainsi de renseigner l'humidité atmosphérique du cycle subdiurne à l'échelle pluriannuelle. Se pose alors la question de la qualité de ces estimations.

3.3.3 Qualité du retraitement précis/repro1a

Les outils permettant d'évaluer la qualité d'un traitement GPS ont été présentés dans la section 2.2.3 page 60 et sont désormais utilisés pour évaluer la qualité du retraitement précis/repro1a. Les répétabilités hebdomadaires des hauteurs $WRMS^{hebdo}(dh)$ et les erreurs quadratiques moyennes des observations $RMS_{p,\Phi}^j$ sont utilisées pour valider les estimations GPS comme le font les centres d'analyse IGS en opérationnel¹². La qualité des estimations ZWD GPS étant un élément important, on s'intéresse aux erreurs formelles σ_{ZWD} de ces estimations bien que les moindres carrés tendent à les sous-estimer. On utilise en complément les erreurs empiriques des mesures GPS $\sigma_{mes}(elev)$ obtenues à partir des résidus. Elles sont une mesure de l'adéquation entre les observations GPS et leurs modélisations à différentes élévations. Le tableau 3.4 donne, pour les stations AMMA classées par latitude croissante, les valeurs médianes calculées sur la période [2006,0-2010,0] des $RMS_{p,\Phi}^j$, $WRMS^{hebdo}(dh)$, σ_{ZWD} , des $\sigma_{mes}(90^\circ)$ et $\sigma_{mes}(10^\circ)$.

station	TAMA	DJOU	OUAG	NIAM	GAO1	TOMB
latitude	9, 6°N	9, 7°N	12, 4°N	13, 5°N	16, 3°N	16, 7°N
$WRMS^{hebdo}(dh)$	3, 1	3, 4	3, 1	2, 6	2, 6	2, 5
$RMS_{p,\Phi}^j$	11, 4	12, 2	12, 5	10, 6	9, 6	9, 0
σ_{ZWD}	2, 6	2, 9	3, 0	2, 6	2, 6	2, 5
$\sigma_{mes}(90^\circ)$	6, 1	6, 3	6, 6	4, 9	5, 3	5, 2
$\sigma_{mes}(10^\circ)$	20, 9	22, 7	23, 0	20, 3	18, 7	17, 9

TABLE 3.4 – Médianes (mm) des critères de qualité (cf. section 2.2.3) du retraitement précis/repro1 pour les stations AMMA sur la période [2006,0-2010,0].

Qualité IGS des résultats AMMA Les $WRMS^{hebdo}(dh)$ médians des stations AMMA sont de l'ordre de grandeur de ceux obtenus classiquement par les centres d'analyse IGS pour des stations GPS réputées de bonne qualité¹³ et sont compris, respectivement entre entre 2, 5 mm et 3, 4 mm. Les valeurs obtenues pour les autres critères de qualité sont toutes aussi acceptables : $RMS_{p,\Phi}^j$ compris entre 9, 0 mm et 12, 5 mm, σ_{ZWD} inférieurs à 3, 0 mm et $\sigma_{mes}(90^\circ)$ inférieurs à 7, 0 mm.

Variabilité régionale et saisonnière des critères de qualité La qualité des estimations n'est cependant pas uniforme pour les six stations. Les $WRMS^{hebdo}(dh)$ présentent une claire dépendance selon la latitude, passant de 3, 4 mm à Djougou à 2, 5 mm à Tombouctou et les autres critères de qualité retenus ont un comportement similaire : maximum (en rouge) pour les stations de Djougou et Ouagadougou et minimum (en vert) pour la station de Tombouctou. Pour comprendre ce phénomène, on examine les répétabilités hebdomadaires des hauteurs des stations AMMA obtenues sur la période [2006,0-2010,0]

12. cf. rapports d'analyse IGS à l'adresse <http://igscb.jpl.nasa.gov/mail/igsreport/igsreport.html>.

13. À titre indicatif, les stations ONSA (Onsala, Suède) ou GODE (Greenbelt, États-Unis) qui sont considérées comme des stations IGS de qualité ont des $WRMS^{hebdo}(dh)$ médianes de 3, 8 mm et 3, 2 mm respectivement avec la solution ULR4 (*Santamaría-Gómez et coll., 2012*). Le lecteur pourra consulter les rapports des centres IGS à l'adresse suivante <http://igscb.jpl.nasa.gov/mail/igsreport/igsreport.html>

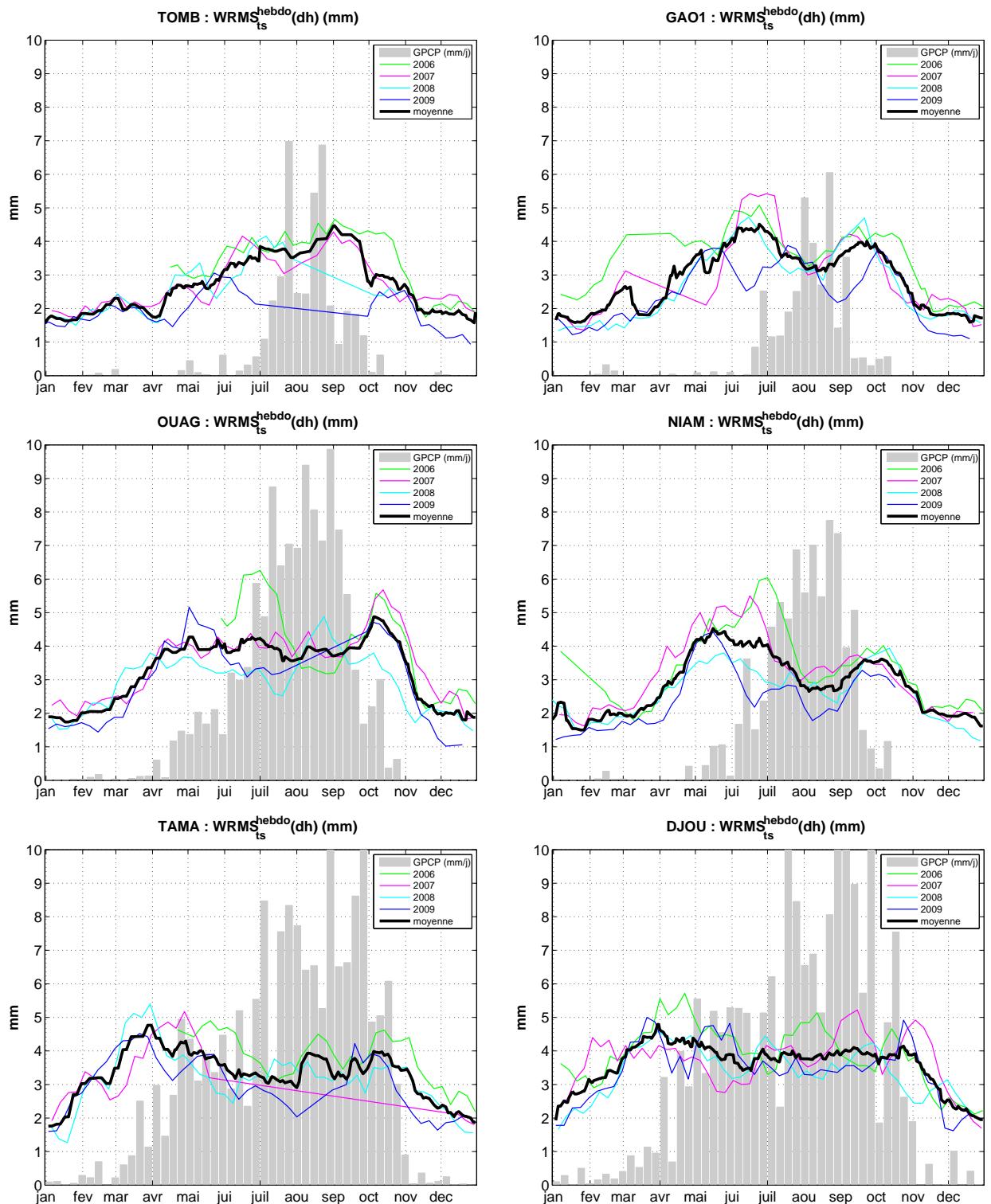


FIGURE 3.11 – Répétabilités hebdomadaires des hauteurs ($WRMS_{ts}^{hebdo}(dh)$ en mm) des stations AMMA obtenues, avec le traitement précis/repro1a, sur la période [2006,0-2010,0] et moyennées sur 30 jours. Les précipitations journalières (mm/j) de GPCP (*Huffman et coll., 1997*) moyennées par fenêtre glissante de 7 jours sont ajoutées en barres grisées.

et moyennées sur 30 jours. Elles présentent un cycle saisonnier (cf. figure 3.11) qui peut être mis en relation avec les phases de la mousson exposée dans la section 3.3.2 précédente. Pendant la saison sèche, de novembre à mars, les $WRMS^{hebdo}(dh)$ sont minimaux entre 1 mm et 2 mm. L'installation de la masse d'air humide en début d'année correspond à une hausse des $WRMS^{hebdo}(dh)$ qui atteignent alors 4 mm en moyenne. Cette hausse s'étale de janvier à avril pour les stations tropicales de Djougou et Tamale et de mars à avril pour Ouagadougou. À Niamey, elle est particulièrement marquée et rapide, couvrant uniquement le mois d'avril. Cette hausse est moins marquée à Gao et s'étale sur avril-mai tandis qu'elle est très progressive à Tombouctou, d'avril à juillet. En chaque station à l'exception de Tombouctou, cette hausse est suivie d'une diminution, puis d'une stabilisation plus ou moins marquée pendant la phase de pleine mousson. En ces stations, on observe deux maxima locaux pour les $WRMS^{hebdo}(dh)$. Les premiers correspondent à la migration du front intertropical vers le nord, en avril pour Djougou et Tamale, en mai pour Ouagadougou et Niamey et en juin pour Gao. Les seconds maxima locaux des $WRMS^{hebdo}(dh)$ correspondent à la migration du front intertropical vers le sud marquant ainsi le début du retrait de mousson. Ils se produisent à partir de fin septembre à Gao et Niamey, début octobre à Ouagadougou et fin octobre à Djougou et Tamale. À partir de ces instants, les $WRMS^{hebdo}(dh)$ diminuent rapidement pour atteindre les valeurs moyennes observées en saison sèche. L'évolution des $WRMS^{hebdo}(dh)$ de Tombouctou est particulière. Les deux maxima locaux sont en fait confondus en un seul maximum global en mi-septembre. Ce phénomène peut s'expliquer par l'incapacité du front intertropical de progresser plus au nord lors de l'installation de la mousson.

Les résidus quadratiques moyens sur les mesures de phase $RMS_{p,\Phi}^j$ des stations AMMA présentent des évolutions corrélées à celles des $WRMS^{hebdo}(dh)$ (cf. figure 3.12) qui peuvent être mises en relation avec les processus saisonniers de mousson. Pour les stations sahéliennes de Niamey, Gao et Tombouctou, la saison sèche est caractérisée par des $RMS_{p,\Phi}^j$ compris entre 8 et 10 mm tandis que la saison humide correspond à des $RMS_{p,\Phi}^j$ supérieurs à 12 mm. Les $RMS_{p,\Phi}^j$ de Ouagadougou ont une évolution similaire à ceux des trois stations sahéliennes mais sont en moyenne plus élevés, compris entre 10 et 12 mm en saison sèche et supérieurs à 14 mm en saison humide. Les $RMS_{p,\Phi}^j$ des stations de Djougou et Tamale sont généralement supérieurs à 10 mm et ont une évolution saisonnière différente de celles observées pour les quatre stations AMMA plus au nord. Comme déjà observé pour les $WRMS^{hebdo}(dh)$, les $RMS_{p,\Phi}^j$ ne présentent pas de palier en saison sèche mais en présente un en saison des pluies et marque le passage du front intertropical en présentant un maximum en avril-mai. Comme les $\sigma_{mes}(90^\circ)$ et les $\sigma_{mes}(10^\circ)$ sont obtenus à partir des résidus sur les mesures de phase, ils présentent des évolutions très similaires à celles $RMS_{p,\Phi}^j$.

Les erreurs formelles σ_{ZWD} des estimations ZWD AMMA présentent aussi des évolutions corrélées à celles des $WRMS^{hebdo}(dh)$ (cf. figure 3.13). Elles sont de l'ordre de 2 mm en saison sèche et peuvent atteindre 4 mm lors du passage du front intertropical. L'erreur formelle des CIVE estimés par GPS est donc comprises, en moyenne, entre 0,3 et 0,6 kg.m⁻².

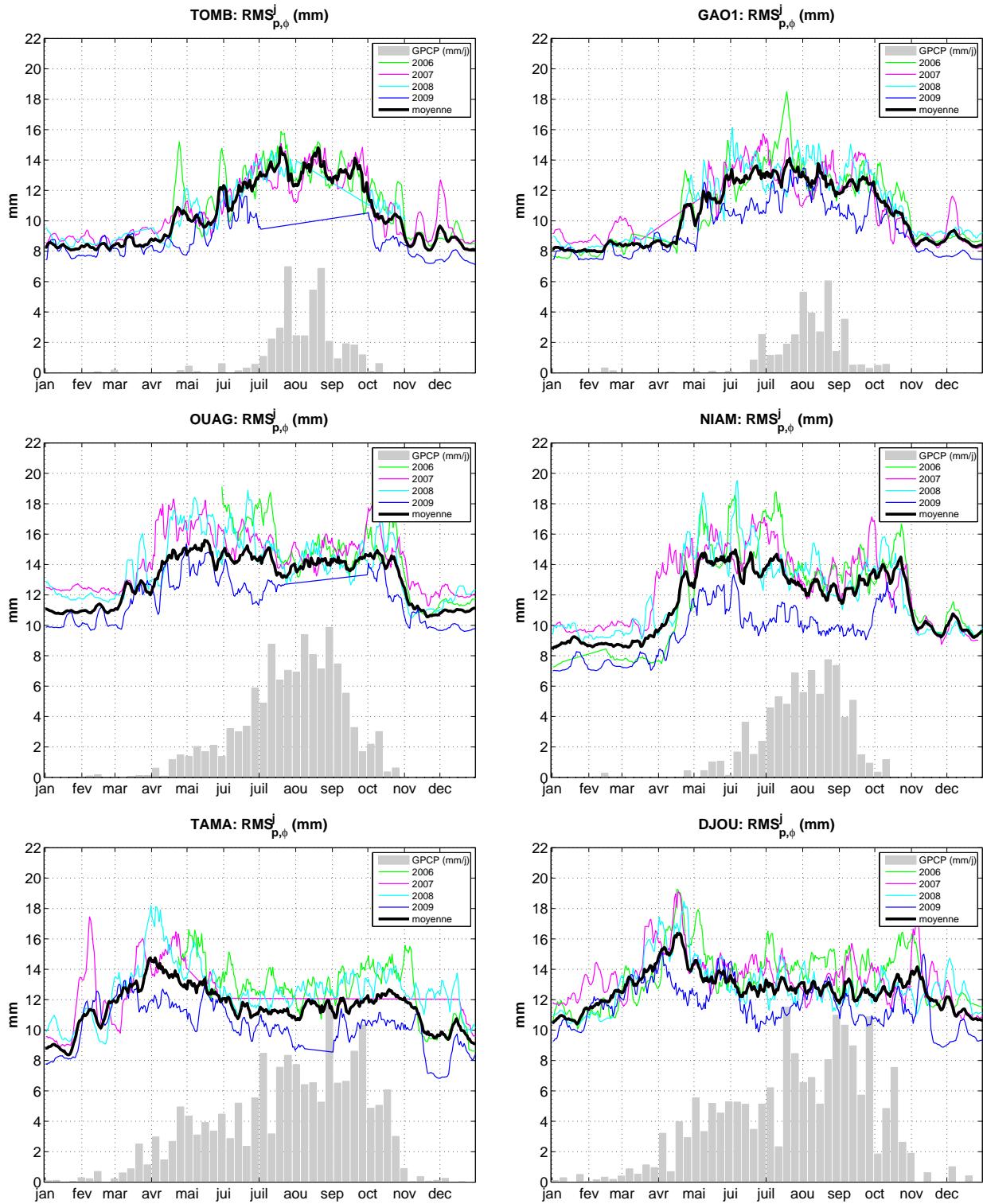


FIGURE 3.12 – Résidus quadratiques journaliers sur les mesures de phase ($RMS_{p,\Phi}^j$ en mm) des stations AMMA obtenues, avec le traitement précis/repro1a, sur la période [2006,0-2010,0] et moyennées sur 7 jours. Les précipitations journalières (mm/j) de GPCP (*Huffman et coll., 1997*) moyennées par fenêtre glissante de 7 jours sont ajoutées en barres grisées.

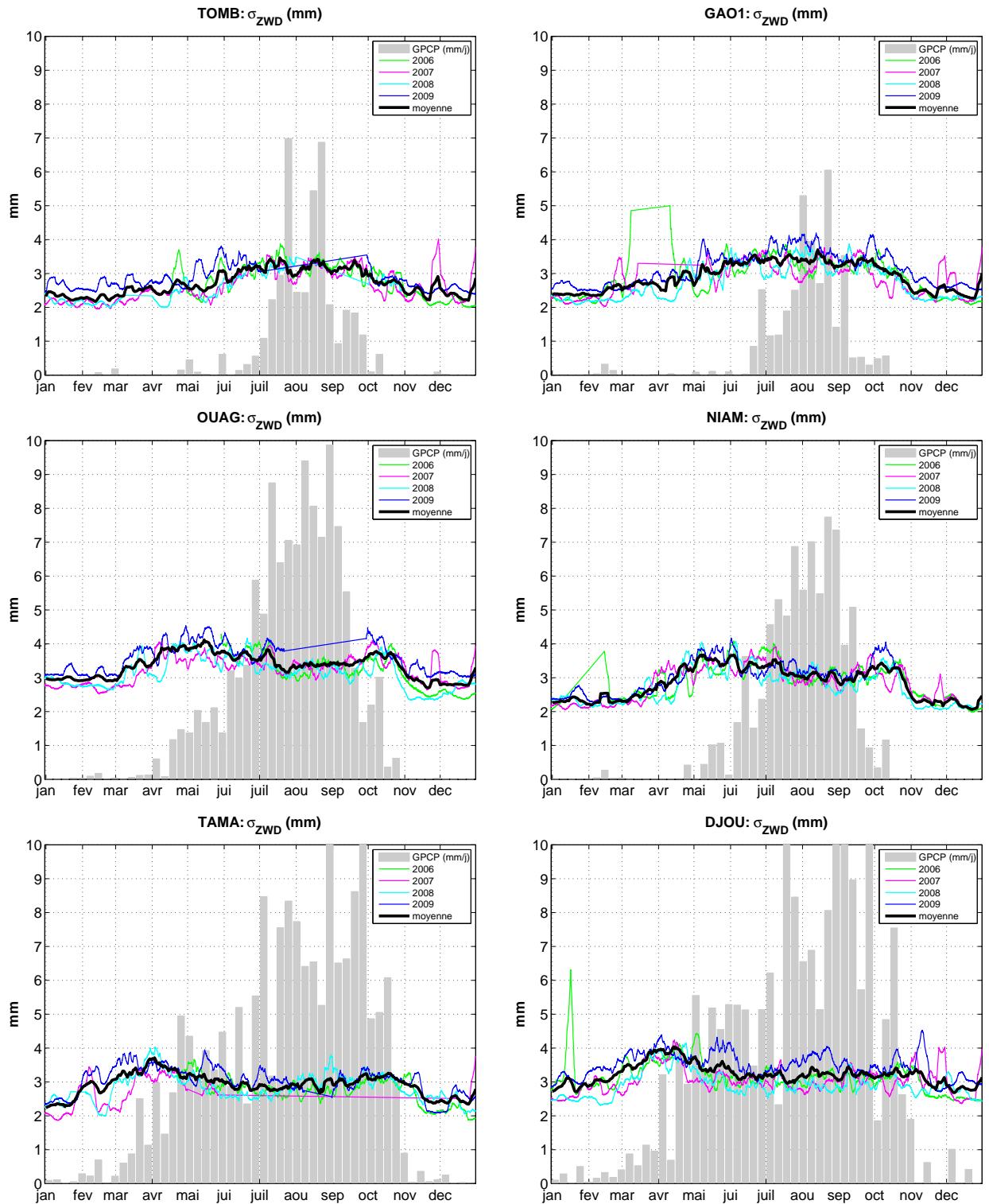


FIGURE 3.13 – Erreurs formelles des ZWD estimés (σ_{ZWD} en mm) des stations AMMA obtenues, avec le traitement précis/repro1a, sur la période [2006,0-2010,0] et moyennées sur 7 jours. Les précipitations journalières (mm/j) de GPCP (*Huffman et coll., 1997*) moyennées par fenêtre glissante de 7 jours sont ajoutées en barres grisées.

La variabilité régionale et saisonnière des critères de qualité a été évaluée. Nous nous intéressons plus particulièrement au comportement des critères de qualité GPS lorsqu'un système convectif de méso-échelle (MCS) est à proximité des stations AMMA.

Influence des MCS sur la qualité des estimations GPS Les systèmes convectifs de méso-échelle (MCS) ont un rôle clef dans le système de mousson ouest africain (cf. section 3.1.2). Nous nous intéressons au cas de la station de Niamey sur une période comprise entre le 1^{er} et le 12 août 2006. La figure 3.14 présente (a) l'évolution des CIVE GPS (en

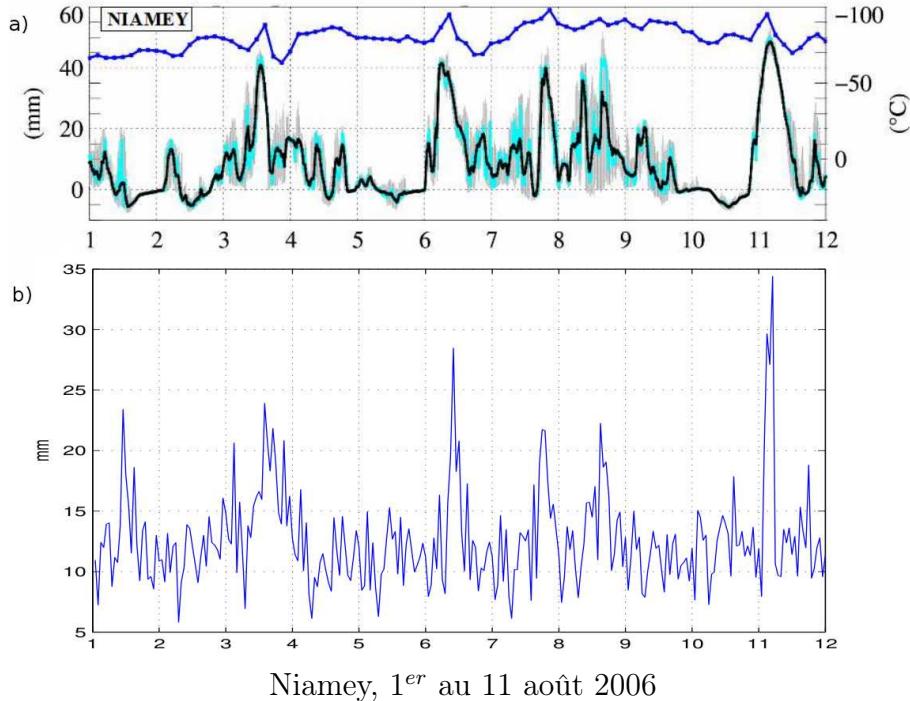


FIGURE 3.14 – Étude du cas de Niamey entre le 1^{er} et le 11 août 2006 : (a) CIVE GPS (en bleu) et température de brillance déduite du canal IRT de Meteosat (noir=moyenne sur un pavé de 40km x 40km, cyan=pixel contenant la station, gris=min/max) (illustration de Guichard *et coll.* (2009)) ; (b) Résidus quadratiques moyens horaires des mesures de phase $RMS_{p,\Phi}^h$ (mm).

bleu) et de la température de brillance déduite du canal IRT de Météosat (en noir, cyan et gris) à Niamey entre le 1^{er} et le 11 août 2006. La température de brillance est généralement comprise entre -20°C et 20°C . Les 3, 6, 7, 8 et 11 août correspondent aux passages de MCS à Niamey. L'arrivée d'un système convectif de méso-échelle au niveau de la station entraîne une chute rapide et significative de la température de brillance sous -50°C et à une légère augmentation des CIVE. Pour évaluer la qualité des estimations GPS à des périodes subjournalières, on calcule les résidus quadratiques moyens horaires des mesures de phase $RMS_{p,\Phi}^h$ (cf. figure 3.14b). On observe que les $RMS_{p,\Phi}^h$ sont généralement compris entre 4 et 8 mm et peuvent, dans certains cas, dépasser 10 mm lors d'un passage de MCS : les maxima locaux de $RMS_{p,\Phi}^h$ coïncident avec les chutes de la température de brillance. Cette détérioration des $RMS_{p,\Phi}^h$ s'explique par le fait que la modélisation troposphérique utilisée dans le traitement des données GPS repose sur l'hypothèse d'une

atmosphère stratifiée horizontalement (cf. section 1.2.2.2) qui se révèle moins adaptée lors d'évènements météorologiques tels que les MCS.

Le 1^{er} août, la température de brillance moyenne (en noir) n'indique pas le passage d'un MCS tandis que la température de brillance du pixel contenant la station (en cyan) diminue rapidement mais dans des proportions moindre que lors d'un passage de MCS. Pendant ce temps, les $RMS_{p,\Phi}^h$ présente un maximum local qui dépasse 20 mm. Les $RMS_{p,\Phi}^h$ permettent de détecter le passage des MCS mais ils sont sensibles à des phénomènes météorologiques plus locaux.

Un système convectif de méso-échelle particulièrement actif a traversé la région de Niamey dans la nuit du 10 au 11 août 2006 (cf. images satellites de la figure 3.15). Pour cette étude de cas, les résidus sur les mesures de phase $\epsilon_{p,\Phi}$ (cf. section 2.2.3) peuvent être examinés en fonction de l'époque de mesure et de l'azimut et élévation du satellite GPS pour constituer des cartes de résidus (cf. figure 3.16). Le 10 août, entre 12h TU et 24h TU, le système convectif de méso-échelle n'a pas encore atteint la station de Niamey. Les $\epsilon_{p,\Phi}$ sont bruités, présentent des structures corrélées selon les arcs considérés, sont généralement plus élevés à basse élévation mais ils ne présentent pas d'anomalie exceptionnelle (a-b-c). L'arrivée du MCS à partir du 11 août à 0h TU perturbe fortement les résidus sur les mesures de phase (d-e) dont certains dépassent 6 cm. À partir de 9h TU, le MCS dépasse la station de Niamey et les $\epsilon_{p,\Phi}$ (f) retrouvent un aspect similaire à ceux de (a-b-c).

Bilan En adoptant les répétabilités hebdomadaires des hauteurs de station comme critère de qualité, il s'est avéré que les estimations GPS AMMA obtenues par les retraitements précis/repro1a sont d'une qualité comparable à celle qu'il est possible d'obtenir par un centre de calcul IGS. Cependant, la qualité du traitement GPS semble dépendre des conditions météorologiques comme l'atteste l'évolution saisonnière des $WRMS^{hebdo}(dh)$ en fonction des différentes phases de la mousson. Il n'est toutefois pas possible à ce stade d'en déterminer les causes exactes vues les sources d'erreur potentielles de la technique GPS (cf. section 2.3). Il n'en demeure pas moins naturel de suspecter une limitation de la modélisation troposphérique en saison de mousson tout en gardant à l'esprit que d'autres phénomènes peuvent être à l'œuvre. Les conséquences de la non prise en compte des déformations non modélisées, en particulier des surcharges atmosphériques, doivent être évaluées. Les amplitudes des marées atmosphériques sont certes faibles en Afrique de l'Ouest (amplitude d'environ 1,5 mm à Niamey d'après *Ray et Ponte (2003)*) mais l'influence des autres surcharges atmosphériques doit être quantifiée. L'influence de la non prise en compte des termes ionosphériques d'ordre 2 et supérieurs sur les estimations GPS n'a pas été évaluée sur la zone AMMA alors que les stations sont situées de part et d'autre de l'équateur magnétique. Enfin, l'environnement immédiat des stations peut subir des changements saisonniers en rapport avec la mousson (modification de la réflectance des surfaces proches par l'eau et la végétation) et induire des multi-trajets aux comportements variables, provoquant ainsi une variation saisonnière de la qualité des estimations GPS. Des tests méthodologiques sont donc nécessaires pour valider voire optimiser la stratégie de traitement des données et évaluer l'influence des modélisations existantes ou des sources d'erreur sur les estimations GPS AMMA. L'objectif est de permettre une meilleure appréhension de l'ensemble des résultats GPS AMMA (ZTD, déplacements des stations et les différents critères de qualité) en les mettant en relation avec les différents processus

physiques opérant en Afrique de l'Ouest et induits par la Mousson.

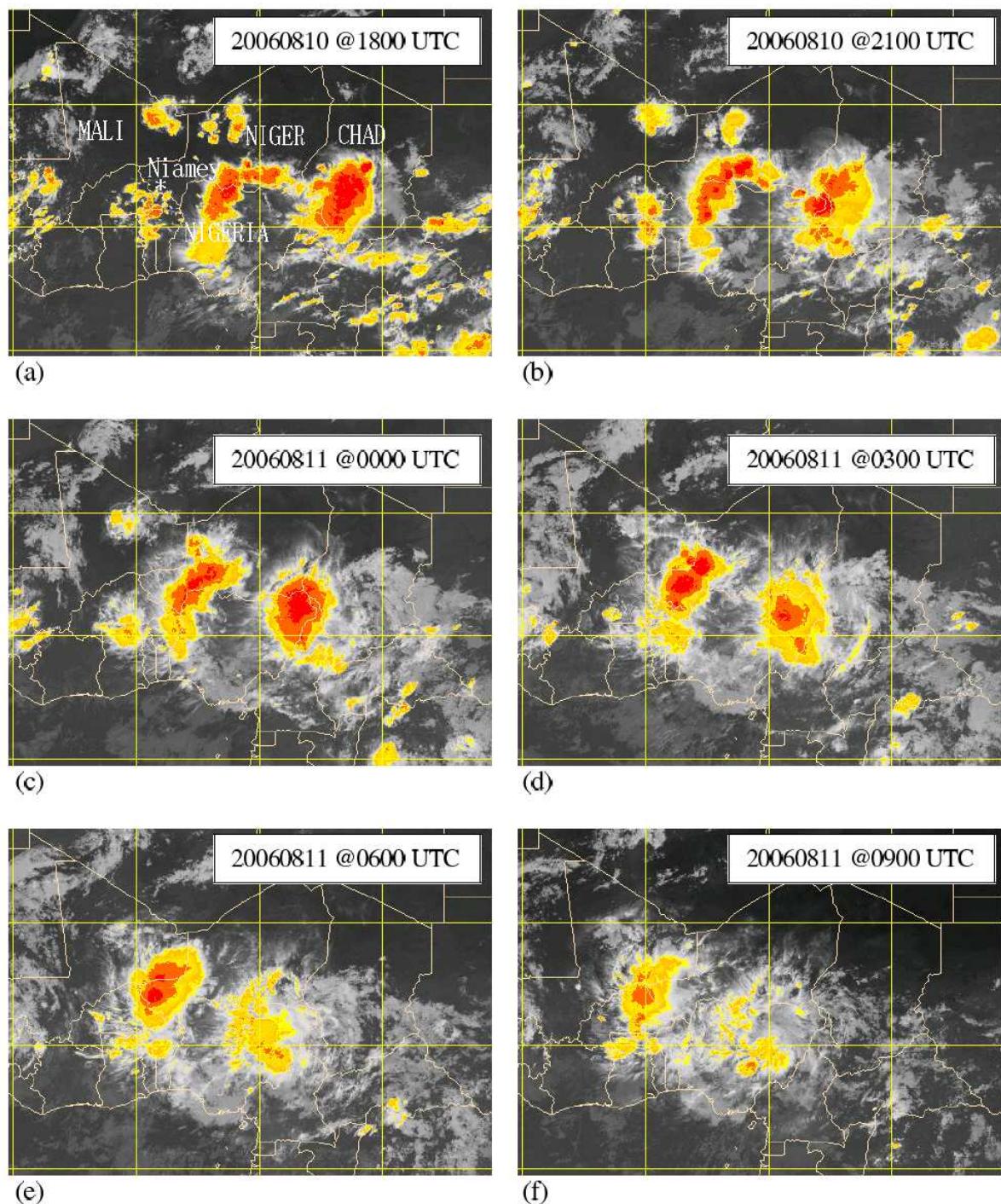


FIGURE 3.15 – Images satellites MSG du sahel entre le 10 et le 11 août 2006 extraites de *Chong et coll. (2009)*.

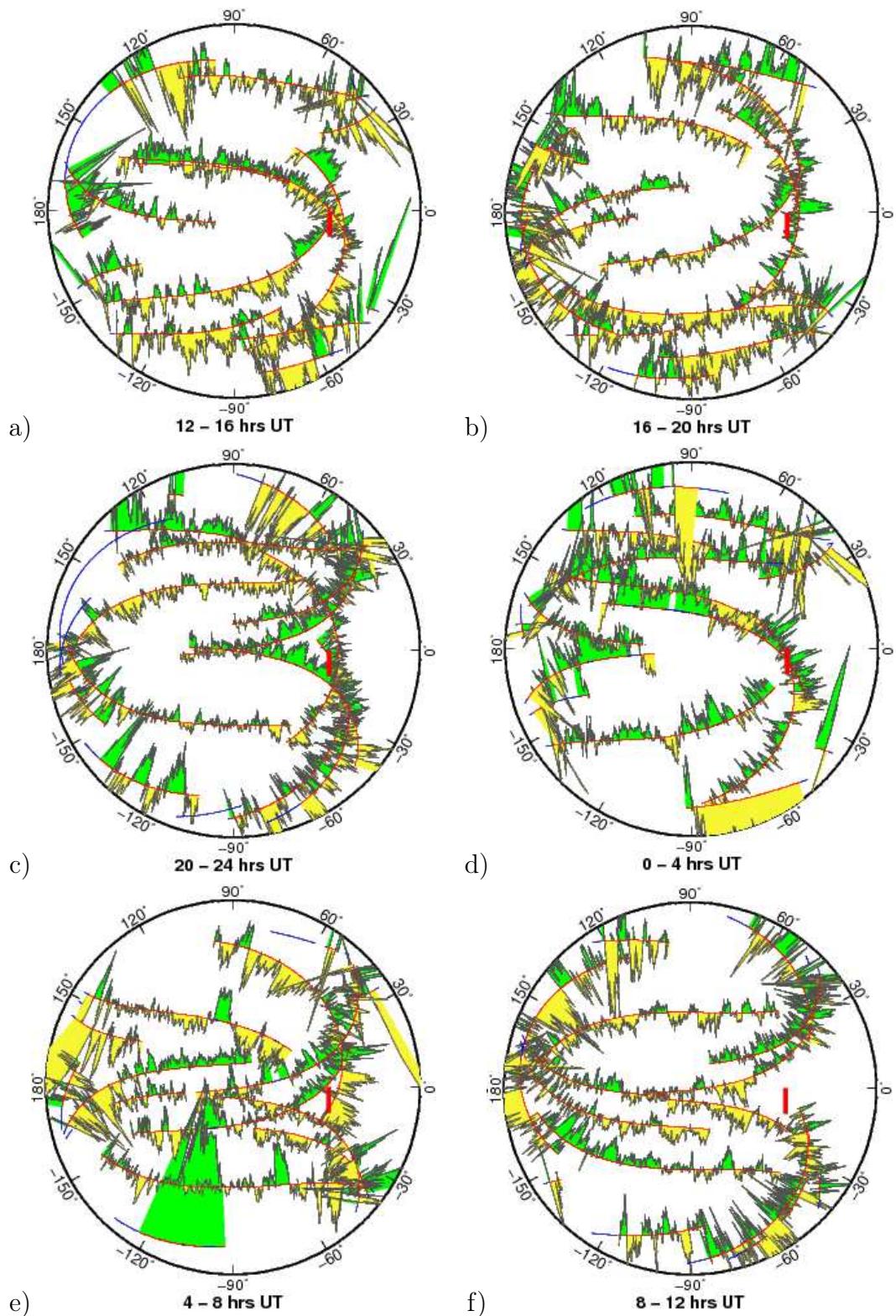


FIGURE 3.16 – Résidus des mesures de phase GPS du retraitement précis/repro1a pour la station de Niamey entre le 10 (a,b) et le 11 (c à f) août 2006. Le tick rouge correspond à un résidu de 19 mm.

3.4 Les tests méthodologiques pertinents pour les données GPS AMMA

Cette section dresse une synthèse des problématiques spécifiques qu'il est nécessaire de traiter pour mieux comprendre la qualité et les limitations des solutions GPS en Afrique de l'Ouest. Elle présente les questions que l'on se pose et la méthodologie globale retenue pour conduire des tests de sensibilité susceptibles d'y répondre. Afin d'utiliser les positions des stations GPS estimées au cours de ces tests, une stratégie de mise en référence spécifique des solutions régionales a été mise en œuvre afin de réduire les effets de réseaux (cf. page 59) susceptibles de conduire à de mauvaises conclusions.

3.4.1 Problématiques spécifiques aux données AMMA

Les problématiques générales du traitement des données GPS ont été présentées dans la section 2.3.2 qui aborde les principales sources d'erreur de la technique. Elles revêtent une formulation plus spécifique lors du traitement des données AMMA. Les ZWD^{GPS} des stations AMMA sont utilisés comme mesure externe de référence de l'eau précipitable (cf. p. ex. *Bock et Nuret (2009)*). Il est donc nécessaire, de tester la sensibilité de ces estimations en fonction des stratégies de calcul disponibles et, éventuellement, de mettre à jour la stratégie de traitement «*précis/repro1*» si certaines paramétrisations apportent des améliorations significatives. On cherche en particulier à évaluer la sensibilité de ces estimations vis-à-vis :

1. *d'un changement de matériel et de la modélisation des antennes,*
2. *de la modélisation troposphérique,*
3. *de la modélisation des surcharges atmosphériques et de l'ionosphère,*
4. *des erreurs résiduelles.*

Changement de matériel et modélisation des antennes Une mauvaise calibration des antennes est susceptible de générer des biais non négligeables sur les estimations GPS, en particulier sur les ZWD (cf. section 2.3.2.1). Les influences du changement de matériel (cf. table 3.1) et de la modélisation des antennes réceptrices ont été les premières problématiques spécifiques aux données AMMA abordées au cours de cette thèse. La section 4.1 aborde cette question et quantifie l'influence de ces changements de calibration sur les paramètres GPS estimés.

Modélisation troposphérique La modélisation troposphérique a été présentée en détail dans ces aspects «physique de l'atmosphère» dans la section 1.2.2 page 32 et dans sa prise en compte lors d'un traitement GPS dans la section 2.1.2 page 51. La sensibilité des estimations GPS AMMA est évaluée vis-à-vis d'un changement de fonction de projection (passage de la *NMF* à la *GMF* ou à la *VMF1*), d'un changement d'*a priori* météorologique (passage du modèle GPT à des données issues de l'ECMWF ou extraites des RINEX météo de la sonde PTU200 *in situ*) et d'un changement du nombre de ZTD ou de gradients troposphériques estimés (cf. section 4.2).

Modélisation des surcharges atmosphériques et de l'ionosphère La version 10.4 du logiciel GAMIT (*Herring et coll., 2008*) intègre des modélisations qui n'étaient pas disponibles dans les versions précédentes. Elle permet notamment de considérer des mouvements sur la session de calcul non modélisés jusqu'alors (cf. section 2.3.2.4). Les surcharges atmosphériques peuvent ainsi être prises en compte selon la méthodologie préconisée qui consiste à traiter spécifiquement les marées atmosphériques S_1 et S_2 avec le modèle de *Ray et Ponte (2003)* (cf. page 45). Cette version de GAMIT permet aussi de corriger les termes ionosphériques d'ordre 2 et supérieurs (cf. section 2.3.2.2 et *Petrie et coll. (2010a)*). Les influences de ces corrections sur les estimations GPS AMMA ont donc pu être quantifiées dans la section 4.3.

Erreurs résiduelles Des tests de sensibilité sur l'angle de coupure permettent de quantifier la sensibilité d'un traitement vis-à-vis des phénomènes non modélisés tels que les multi-trajets. Ces considérations nous ont ainsi conduit à mener ces tests complémentaires dans la section 4.4.

3.4.2 Méthodologie adoptée

Chacune des quatre thématiques étudiées dans le chapitre 4 se décline en plusieurs sujets d'étude à chacun desquels les ZWD estimés peuvent avoir une sensibilité plus ou moins prononcée et dépendante de la saison. Ainsi, pour chaque sujet d'étude, une méthodologie adaptée doit être mise en œuvre en plusieurs étapes. Elle consiste à :

1. déterminer au préalable des périodes caractéristiques sur lesquelles il est judicieux d'effectuer des tests méthodologiques. L'année 2006 correspondant à la phase d'observation intensive de la mousson (SOP AMMA) sera particulièrement utilisée comme période test,
2. déterminer quelles sont les stratégies de traitement qui doivent être confrontées,
3. traiter les données selon les différentes stratégies de traitement,
4. mettre en référence les solutions régionales issues des différentes stratégies de traitement,
5. évaluer l'influence de ces différentes stratégies de calcul sur les ZWD estimés afin de vérifier si des signaux parasites peuvent affecter la perception des évolutions diurnes ou saisonnières de ces estimations,
6. évaluer l'influence de ces différentes stratégies de calcul sur les gradients troposphériques et les positions des stations,
7. évaluer la qualité de ces différentes stratégies de calcul à travers les critères de qualité usuels (cf. section 2.2.3).

L'évaluation de la sensibilité des positions de station, et des hauteurs en particulier, permet de quantifier à partir de quelle amplitude les déformations estimées par GPS peuvent avoir une signification géophysique. Les conclusions des tests méthodologiques revêtiront une importance toute particulière dans le chapitre 5 qui analyse les déformations induites par l'hydrologie continentale en Afrique de l'Ouest. La stratégie de mise en référence utilisée à l'étape 4, doit donc être robuste et adaptée au cas de solutions régionales. La stratégie retenue est présentée dans la section 3.4.3 suivante.

3.4.3 Mise en référence spécifique des solutions régionales

Les principes de mise en référence ont été abordés dans la section 2.2.2 page 58. La stratégie classique de mise en référence d'une solution individuelle issue d'un traitement GPS consiste à aligner cette solution sur une solution de référence (typiquement un ITRF) par l'estimation de paramètres de Helmert. Cette stratégie est caduque pour un réseau local, régional ou mal distribué car cette approche ne décorrèle pas correctement les paramètres de transformation des positions des stations (*Legrand et coll., 2009 ; Kenyeres, 2010*). Pour pallier ce problème, une approche plus rigoureuse consiste à combiner la solution individuelle avec une solution globale et bien distribuée, qui couvre la même période d'observation que la solution individuelle et à aligner la combinaison obtenue sur la solution de référence.

Pour faciliter les comparaisons des positions issues des différents tests de sensibilité, on exprime les coordonnées des positions des stations obtenues dans l'ITRF2008. En pratique, on considère n solutions individuelles $(S_j^{i,r})_{j \in [1,n]}$ du réseau régional. Ce sont typiquement des solutions, journalières pour des tests sur une période mensuelle, ou hebdomadaires¹⁴ pour des périodes plus longues. Chaque solution individuelle AMMA $S_j^{i,r}$ est introduite dans la solution hebdomadaire globale (repro1) du MIT $S_j^{h,g}$ correspondante en estimant 6 paramètres de transformation (3 rotations, 3 translations) entre ces deux solutions. La solution obtenue, contenant les positions des stations AMMA et MIT, est réduite à une sous solution globale bien répartie S_j^c contenant les stations AMMA qui est ensuite mise en référence. Cette mise en référence nécessite trois étapes. Le facteur d'échelle moyen D_{moy} existant entre les solutions combinées $(S_j^c)_{j \in [1,n]}$ et la solution de référence S_j^{Ref} peut ne pas être nul, ce qui peut provoquer des erreurs dans l'alignement des solutions combinées sur la solution de référence. Dans une première étape, on calcule les 7 paramètres de Helmert (T_j, R_j, D_j) entre chaque solution combinée S_j^c et la solution de référence S_j^{Ref} propagée à l'époque j pour déterminer $D_{moy} = \frac{1}{n} \sum_{j=1}^n D_j$. Dans une seconde étape, on supprime le facteur d'échelle moyen D_{moy} de chaque solution S_j^c pour obtenir une solution $S_j^{c,D}$. Dans une troisième étape, on estime les 6 paramètres de Helmert (T_j, R_j) entre chaque solution combinée $S_j^{c,D}$ et la solution de référence S_j^{Ref} propagée à l'époque j pour enfin aligner les $S_j^{c,D}$ sur la solution de référence et ainsi exprimer les coordonnées des stations dans l'ITRF2008.

Conclusion

Ce chapitre 3 a rappelé le contexte de la mousson en Afrique de l'Ouest et les motivations qui sont à l'origine de l'établissement des six stations GPS dans le cadre du projet AMMA. Il a présenté la configuration instrumentale adoptée pour le réseau GPS AMMA ainsi que les démarches techniques et institutionnelles entreprises sur la période [2005,2011]. Les premiers résultats obtenus sur ce réseau permettent une appréhension plus fine des processus diurnes ou saisonniers liés à l'eau atmosphérique dans cette région du monde (*Bock et coll., 2008*). La confrontation du «dispositif» GPS AMMA à l'état de l'art de la technique GPS (cf. chapitres 1 et 2) a conduit à la formulation de

14. Les solutions hebdomadaires sont obtenues par un cumul hebdomadaire des solutions journalières effectué avec contraintes internes des rotations et des translations et sans estimation du facteur d'échelle.

problématiques spécifiques (cf. section 3.4) et à l’élaboration de tests méthodologiques pour y répondre. Le chapitre 4 présente les conclusions de ces tests de sensibilité sur les estimations GPS AMMA.

Chapitre 4

Tests de sensibilité du calcul GPS avec le réseau AMMA

Quatre thématiques pertinentes ont été dégagées concernant les données GPS AMMA et leur traitement dans la section 3.4 du chapitre 3 précédent. Ce chapitre 4 présente les résultats des tests de sensibilité associés à ces thématiques. L'organigramme de la figure 4.1 résume la démarche adoptée dans ce chapitre pour aborder ces problématiques.

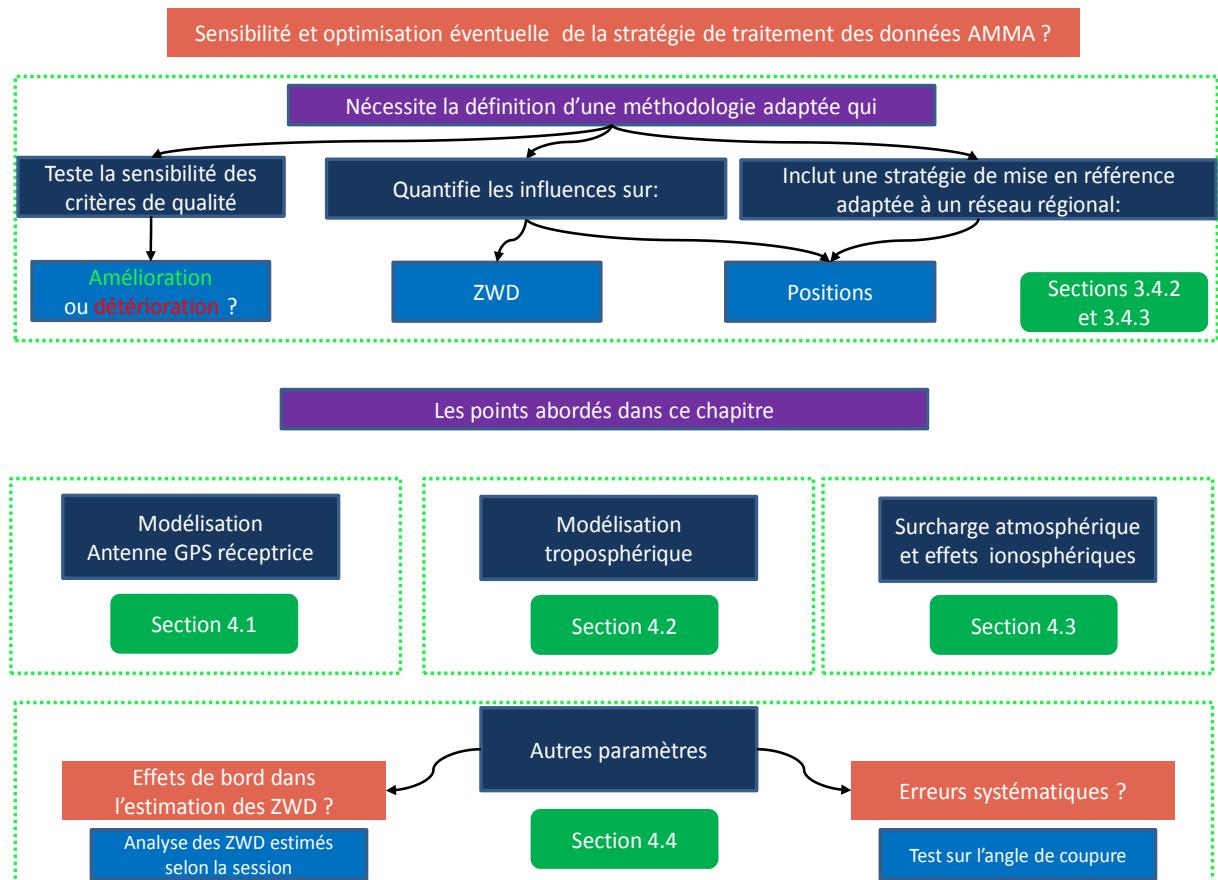


FIGURE 4.1 – Synthèse des problématiques spécifiques aux données AMMA déterminées dans le chapitre 3 précédent et résolues dans ce chapitre 4.

4.1 Impact du changement de matériel

Lors du traitement des données GPS, les mesures de phase sur L_1 et L_2 sont corrigées de l'excentrement des centres de phase des antennes par l'ajout des termes $\delta_{ant}^{L_i}$ dans les équations d'observations (cf. équation (1.11) page 30). Ces corrections s'expriment en fonction des termes PCO_{L_i} et PCV_{L_i} (cf. équation 1.8 page 26) diffusés par l'IGS et obtenus selon deux stratégies de calibration :

1. une stratégie dite *NGS* où la calibration absolue de l'antenne est déterminée par le *National Geodetic Survey* à partir de sa calibration relative et de la calibration absolue de l'antenne *choke ring* de référence (cf. section 1.1.3.2). Dans ce cas, les PCV_{L_i} fournis dépendent uniquement de l'élévation du signal GPS incident et sont déterminés entre 10° et 90° avec un pas d'échantillonnage de 5° .
2. une stratégie dite *GEO++* où la calibration absolue de l'antenne est réalisée à l'aide d'un robot articulé permettant une définition complète en azimut (de 0° à 360°) et en élévation (de 0° à 90°) des PCV_{L_i} avec un pas d'échantillonnage de 5° .

La seconde méthode est plus précise que la première (cf. section 2.3.2.1), c'est pourquoi l'IGS procède au remplacement progressif des calibrations *NGS* par celles de *GEO++* dans le fichier *igs.atx* qui liste les calibrations officielles à utiliser. En parallèle, les calibrations des antennes émettrices des satellites ont été ré-évaluées. L'ensemble des efforts entrepris ont conduit au remplacement de l'*igs05.atx* par l'*igs08.atx* (cf. *IGSMAIL 6355* et *6384*).

4.1.1 Problématiques

Station		changement le		changement le	
Djougou	Ashtech ASH701945B_M seule	24/08/2005 (235) trépied ⇒ pilier	Trimble Zephyr TRM41249 + radôme TZGD	4/04/2006 (94)	Trimble Zephyr TRM41249 seule
Niamey		26/08/2005 (238)		7/04/2006 (97)	
Gao		29/08/2005 (241) trépied ⇒ pilier		19/04/2006 (109)	

TABLE 4.1 – Dates des changements d'antennes des stations AMMA de Djougou, Niamey et Gao. Les «*jours dans l'année*» sont donnés entre parenthèses.

Contexte AMMA Les données AMMA ont été traitées par les retraitements précis/repro1 en utilisant les calibrations d'antenne listées dans le fichier *igs05.atx* en tenant compte des changements de matériel (cf. table 4.1). Des antennes Ashtech, Trimble Zephyr avec radôme puis Trimble Zephyr sans radôme ont équipé les stations de Djougou, Niamey et Gao. Les calibrations de ces antennes, listées dans le fichier *igs05.atx*, n'étaient pas issues de stratégies équivalentes. Les antennes Ashtech et Trimble Zephyr disposaient d'une calibration *GEO++* effectuée en 2003. Les antennes Trimble Zephyr munies d'un

radôme TZGD ne disposaient quant à elles que d'une calibration *NGS*. Avec les calibrations de l'*igs08.atx*, les antennes Ashtech et Trimble Zephyr avec ou sans radôme disposent de calibrations de type *GEO++*, toutes rendues disponibles en avril 2011.

Comparaison des calibrations disponibles Le tableau 4.2 présente les valeurs obtenues (en mm) pour les $PCO_{L_1/L_2/LC}$ des trois types d'antenne utilisés pour les stations AMMA. Les biais des centres de phase pour L_1 et L_2 , déterminés par le *NGS* et par

		ASH701945B_M								
calibration	source	PCO_{L_1} en mm			PCO_{L_2} en mm			PCO_{LC} en mm		
		nord	est	vertical	nord	est	vertical	nord	est	vertical
GEO++ v1*	<i>igs05.atx</i>	0.60	-0.46	91.24	0.10	-0.62	120.06	1.37	-0.21	46.69
GEO++ v2	<i>igs08.atx</i>	0.58	-0.37	91.85	-0.08	-0.59	120.35	1.60	-0.03	47.80
		TRM41249+TZGD								
calibration	source	PCO_{L_1} en mm			PCO_{L_2} en mm			PCO_{LC} en mm		
		nord	est	vertical	nord	est	vertical	nord	est	vertical
NGS*	<i>igs05.atx</i>	0.90	0.14	52.74	-0.50	-0.82	59.46	3.06	1.62	42.35
GEO++ v1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
GEO++ v2	<i>igs08.atx</i>	0.56	0.40	55.46	0.32	0.50	57.95	0.93	0.24	51.61
		TRM41249								
calibration	source	PCO_{L_1} en mm			PCO_{L_2} en mm			PCO_{LC} en mm		
		nord	est	vertical	nord	est	vertical	nord	est	vertical
NGS	NGS	0.9	0.00	52.6	0.5	-0.5	60.3	1.52	0.77	40.70
GEO++ v1*	<i>igs05.atx</i>	-0.08	0.55	55.29	-0.10	0.41	57.42	-0.05	0.77	52.00
GEO++ v2	<i>igs08.atx</i>	0.28	0.49	55.91	0.15	0.46	58.00	0.48	0.54	52.68

** Modèle d'antenne utilisé pour les retraitements précis/repro1.*

TABLE 4.2 – Excentrement des centres de phase (en mm) pour les antennes ASH701945B_M, TRM41249+TZGD et TRM41249. Pour une antenne donnée, les composantes verticales des $PCO_{L_1/L_2/LC}$ sont indiquées en vert quand les stratégies de calibration conduisent à des différences inférieures à 3 mm et sont indiquées en rouge quand les différences sont supérieures à 9 mm.

GEO++, présentent des différences submillimétriques sur les composantes planimétriques et millimétriques (< 3 mm) sur la verticale. Les calibrations *GEO++ v1* et *v2* conduisent à une détermination quasi équivalente des PCO_{L_1/L_2} des antennes considérées. Cela ne signifie pas pour autant que les changements de calibration ont un impact mineur sur les estimations GPS. En effet, lors d'un traitement GPS, la combinaison des mesures *LC* est utilisée pour constituer le système d'équations d'observations. Après calcul et examen des PCO_{LC} , on remarque que les différences de calibration peuvent être amplifiées et conduire à des différences centimétriques sur l'estimation de la hauteur des PCO_{LC} . La figure 4.2 présente les variations des centres de phase PCV_{LC} (mm) des antennes TRM41249+TZGD et TRM41249 obtenues avec les stratégies de calibration *NGS*, *GEO++ v1* et *GEO++ v2*. Les différences de PCV_{LC} entre *NGS* et *GEO++* sont centimétriques entre 0° et 30° d'élévation et peuvent être modulées selon l'azimut (cf. figure 4.2 a et b). Les PCV_{LC} obtenues pour l'antenne TRM41249 par les calibrations *GEO++ v1* et *GEO++ v2* sont

très proches (cf. figure 4.2 c) avec des différences d'environ 2,5 mm aux basses élévations.

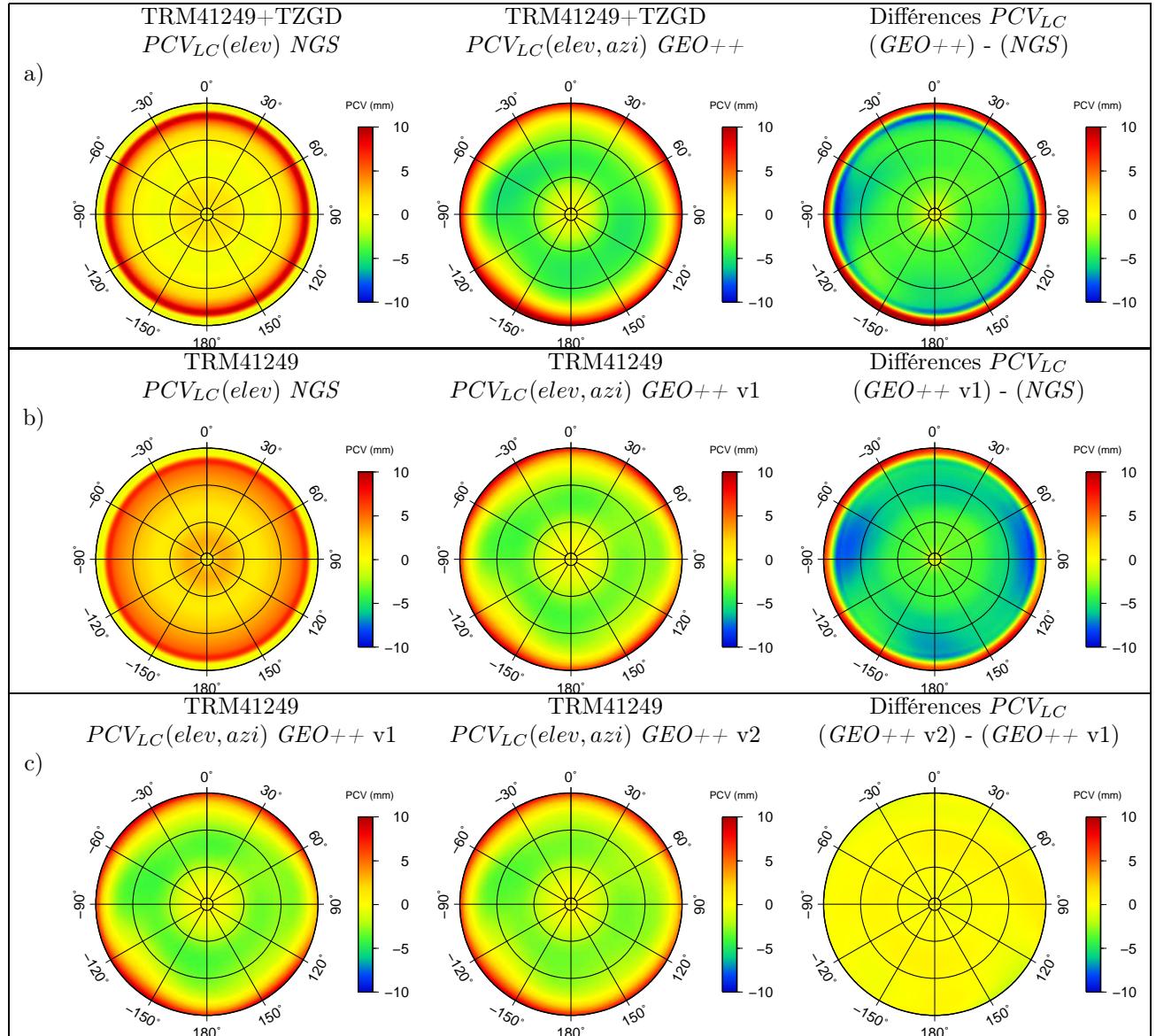


FIGURE 4.2 – PCV_{LC} (mm) des antennes a) TRM41249+TZGD et b-c) TRM41249 selon les stratégies de calibration *NGS*, *GEO++ v1* et *GEO++ v2*.

Bilan Les stratégies de calibration *NGS* et *GEO++* peuvent conduire à des différences centimétriques concernant les PCO_{LC} et PCV_{LC} des antennes Trimble Zephyr avec ou sans radôme. Les tests méthodologiques de la section 4.1.2 suivante évaluent la sensibilité des ZTD et des autres paramètres estimés aux différentes calibrations possibles des antennes.

4.1.2 Tests méthodologiques

Les retraitements précis/repro1 utilisent les calibrations de l'*igs05.atx* (cf. table 4.2). On teste l'influence des calibrations sur la stratégie de calcul du précis/repro1a. Les modèles *NGS* n'étant toutefois pas définis en dessous de 10° d'élévation, l'angle de coupure est fixé à 10° . Les tests méthodologiques sont menés en effectuant des traitements sur des sessions de 24 heures débutant à 00h00 UTC (cf table 4.3). Les changements d'antennes

Paramétrage				
Début de session	Durée de la session	Orbites IGS	Angle de coupure	Pondération des observations
00h00 UTC	24h	IGS final (repro1)	10°	$\sigma_{mes}(elev)$
Modélisation troposphérique				
fonction de projection	modèle météo pour ZHD <i>a priori</i>	nb de ZWD estimés	nb de gradients tropo. estimés	contrainte stochastique
GMF	GPT	1 ZWD par heure	1 NS et 1 EW par jour	Gauss-Markov standard

TABLE 4.3 – Stratégie de traitement commune à l'ensemble des tests méthodologiques menés portant sur les calibrations d'antenne.

des stations AMMA (cf. table 4.1) définissent trois périodes d'intérêt (P1, P2 et P3, cf. table 4.4) sur lesquelles on considère des sous périodes (a ou b) pour notre étude :

année	2005			2006		
	matériel	transition	transition	transition	transition	transition
période d'intérêt	P2 ... - 234	P3 235 - 241	P1 242 93	P3 94 - 109	P2 110 - ...	
période de test	P2a 227 - 234	P3a 235 - 241	P1a 242 - 257	P1b 79 - 93	P3b 94 - 109	P2b 110 - 124

TABLE 4.4 – Périodes d'intérêt et périodes de test retenues (en *jour dans l'année*) pour étudier les problèmes relatifs au changement de matériel sur les stations AMMA.

1. Les périodes P1a et P1b permettent de tester les calibrations disponibles pour l'antenne Trimble Zephyr avec radôme (TRM41249+TZGD) et de quantifier leur influence sur les ZTD estimés,
2. La période P2b permet de tester les calibrations disponibles pour l'antenne Antenne Trimble Zephyr seule (TRM41249) et de quantifier leur influence sur les ZTD estimés,
3. D'une période à l'autre, l'examen des sauts dans les séries temporelles des hauteurs de stations permet d'assurer la validité des calibrations des antennes préconisées par l'IGS.

4.1.2.1 Antenne Trimble Zephyr avec radôme TZGD

Les données GPS AMMA sont traitées selon les stratégies de calcul listées dans le tableau 4.5 sur les périodes P1a et P1b. Les stratégies de calcul diffèrent uniquement dans

la manière dont l'antenne Trimble Zephyr avec radôme TZGD est modélisée. Pour ce faire, les quatre calibrations testées sont incluses successivement dans le fichier *igs05.atx*. Le traitement TRM_{NGS} teste la non-prise en compte du radôme TZGD lors du traitement en utilisant la calibration NGS de l'antenne Trimble Zephyr seule. Le traitement TRM_{GEO1} teste aussi la non-prise en compte du radôme TZGD lors du traitement mais utilise la calibration *GEO++ v1* de l'antenne Trimble Zephyr seule. Le traitement $TZGD_{NGS}$ teste la calibration *NGS* de l'antenne Trimble Zephyr avec radôme TZGD utilisée dans les traitements AMMA. Le traitement $TZGD_{GEO2}$ teste l'influence de la nouvelle calibration *GEO++ v2* de l'antenne Trimble Zephyr avec radôme TZGD.

antenne	modèle	calibration	code du traitement
TRM41249+TZGD	TRM41249	NGS	TRM_{NGS}
		GEO++ v1	TRM_{GEO1}
	TRM41249+TZGD	NGS	$TZGD_{NGS}$
		GEO++ v2	$TZGD_{GEO2}$

TABLE 4.5 – Tests méthodologiques menés sur les périodes P1a et P1b concernant l'antenne Trimble Zephyr avec radôme (TRM41249+TZGD).

Sensibilité des ZTD Les ZTD estimés selon les différentes calibrations sont comparés deux à deux (cf. table 4.6) pour les stations de Djougou, Niamey et Gao et en moyenne sur les trois stations AMMA. Globalement, changer la calibration de l'antenne introduit

ΔZTD	$TZGD_{NGS} - TRM_{NGS}$		$TZGD_{NGS} - TRM_{GEO1}$		$TRM_{GEO1} - TRM_{NGS}$	
	moy. (mm)	σ (mm)	moy. (mm)	σ (mm)	moy. (mm)	σ (mm)
Gao	-1,9	0,7	-0,5	0,6	-1,4	0,8
Niamey	-1,8	0,7	-0,5	0,6	-1,4	0,7
Djougou	-1,8	0,8	-0,5	0,6	-1,3	0,7
AMMA	-1,8	0,7	-0,5	0,6	-1,4	0,7
ΔZTD	$TZGD_{GEO2} - TRM_{NGS}$		$TZGD_{GEO2} - TRM_{GEO1}$		$TZGD_{GEO2} - TZGD_{NGS}$	
	moy. (mm)	σ (mm)	moy. (mm)	σ (mm)	moy. (mm)	σ (mm)
Gao	-2,1	0,6	-0,7	0,6	-0,2	0,6
Niamey	-2,0	0,6	-0,8	0,6	-0,3	0,7
Djougou	-2,0	0,6	-0,7	0,7	-0,2	0,8
AMMA	-2,1	0,6	-0,7	0,6	-0,2	0,7

*Pour que les comparaisons ne soient pas affectées par les effets de bord de session,
les ZTD à 00h00 UTC n'ont pas été pris en compte dans les statistiques*

TABLE 4.6 – Moyennes et écarts-types (mm) des différences entre ZTD estimés par les traitements TRM_{NGS} , TRM_{GEO1} , $TZGD_{NGS}$ et $TZGD_{GEO2}$ sur les périodes P1a et P1b.

uniquement, un biais indépendant de la station et de la sous période considérée, et une erreur aléatoire ($\sigma \sim 0,6$ mm). Le cycle subdiurne des ZTD n'est pas affecté par le changement de calibration ($0 \pm 0,2$ mm). Ne pas tenir compte du radôme TZGD en utilisant la calibration *NGS* de l'antenne Trimble Zephyr seule introduit des biais compris entre 1,8 mm et 2,1 mm. Avec la calibration *GEO++ v1* de l'antenne Trimble Zephyr seule, les biais introduits sont compris entre 0,5 et 0,7 mm. Utiliser les calibrations

NGS ou *GEO++ v2* de l'antenne Trimble Zephyr avec radôme TZGD introduit un biais très faible d'environ 0,2 mm ($\sim 0,031 \text{ kg.m}^{-2}$ en CIVE). Concernant l'estimation des ZTD, ces deux calibrations de l'antenne Trimble Zephyr avec radôme TZGD peuvent être considérées comme équivalentes. Se pose toutefois la question de savoir si un défaut de calibration de l'antenne testée peut être déterminé. Pour ce faire, on analyse la sensibilité des critères de qualité GPS.

Sensibilité des critères de qualité GPS Sur les sous périodes P1a et P1b considérées, les critères de qualité GPS tels que les résidus des mesures de phase, les erreurs formelles des ZTD estimés ou les coefficients a et b de repondération des observations, se sont révélés insensibles aux changements de modèle de calibration de l'antenne GPS. Les différences obtenues étaient à chaque fois inférieures à 0,05 mm. On peut donc conclure que les différences de calibration introduites par les modèles testés sont entièrement absorbées par les paramètres troposphériques, d'horloges et de positions. Dans le contexte des applications du GPS aux Sciences de l'Environnement, la question de la sensibilité des positions de stations aux changements de calibration de l'antenne a été abordée.

Sensibilité des positions de stations Les solutions journalières des quatre traitements tests sont alignées sur l'ITRF2008 selon la stratégie définie dans la section 3.4.3 du chapitre 3 précédent. Les positions estimées selon les différentes calibrations sont comparées deux à deux (cf. table 4.7).

	$TZGD_{NGS} - TRM_{NGS}$			$TZGD_{NGS} - TRM_{GEO1}$		
	ΔN	ΔE	ΔH	ΔN	ΔE	ΔH
Gao	$0,2 \pm 0,4$	$-1,0 \pm 0,6$	$4,3 \pm 1,2$	$-3,0 \pm 0,5$	$-1,4 \pm 0,7$	$6,2 \pm 0,8$
Niamey	$0,1 \pm 0,5$	$-1,2 \pm 0,8$	$4,1 \pm 1,1$	$-3,0 \pm 0,4$	$-1,2 \pm 0,5$	$6,3 \pm 0,8$
Djougou	$0,2 \pm 0,4$	$-1,2 \pm 1,0$	$4,2 \pm 1,0$	$-2,9 \pm 0,4$	$-1,2 \pm 0,6$	$6,4 \pm 0,7$
ΔPCO_{LC}	1,5	0,9	1,7	3,1	0,9	-9,6
	$TZGD_{GEO2} - TRM_{NGS}$			$TZGD_{GEO2} - TRM_{GEO1}$		
	ΔN	ΔE	ΔH	ΔN	ΔE	ΔH
Gao	$2,2 \pm 0,2$	$0,6 \pm 0,8$	$-0,4 \pm 1,6$	$-0,9 \pm 0,3$	$0,2 \pm 0,7$	$1,5 \pm 0,7$
Niamey	$2,3 \pm 0,2$	$0,4 \pm 0,7$	$-0,7 \pm 1,2$	$-0,8 \pm 0,3$	$0,4 \pm 0,8$	$1,5 \pm 0,6$
Djougou	$2,3 \pm 0,2$	$0,4 \pm 0,7$	$-1,1 \pm 1,2$	$-0,7 \pm 0,3$	$0,4 \pm 0,9$	$1,2 \pm 0,7$
ΔPCO_{LC}	-0,6	-0,5	10,9	1,0	-0,5	-0,4
	$TRM_{GEO1} - TRM_{NGS}$			$TZGD_{GEO2} - TZGD_{NGS}$		
	ΔN	ΔE	ΔH	ΔN	ΔE	ΔH
Gao	$3,1 \pm 0,4$	$0,4 \pm 0,7$	$-1,8 \pm 1,5$	$2,1 \pm 0,3$	$1,6 \pm 1,0$	$-4,7 \pm 1,0$
Niamey	$3,1 \pm 0,4$	$0,0 \pm 0,9$	$-2,2 \pm 1,3$	$2,2 \pm 0,4$	$1,6 \pm 1,0$	$-4,8 \pm 0,9$
Djougou	$3,0 \pm 0,3$	$0,0 \pm 1,0$	$-2,3 \pm 1,3$	$2,2 \pm 0,4$	$1,6 \pm 1,1$	$-5,2 \pm 0,9$
ΔPCO_{LC}	-1,6	0,0	11,3	-2,1	-1,4	9,3

TABLE 4.7 – Comparaisons deux à deux des positions estimées (en mm) par les traitements TRM_{NGS} , TRM_{GEO1} , $TZGD_{NGS}$ et $TZGD_{GEO2}$ sur les périodes P1a et P1b. On distingue les cas où ΔH et ΔPCO_{LC} se compensent (en vert), $|\Delta H| >> |\Delta PCO_{LC}|$ en rouge, $|\Delta H| < |\Delta PCO_{LC}|$ en bleu et $|\Delta H| << |\Delta PCO_{LC}|$ en noir.

Comme dans le cas des ZTD vu précédemment, changer la calibration de l'antenne introduit, principalement, un biais sur les positions estimées. En l'absence de différence de PCV , les biais sur les positions seraient exactement égaux à $-\Delta PCO_{LC}$ (cf. table

4.2 en vert). Signalés en bleu, noir ou orange dans le tableau 4.2, les écarts entre biais et $-\Delta PCO_{LC}$ s'expliquent par les ΔPCV_{LC} . En examinant les calibrations de l'antenne Trimble Zephyr seule (cf. figure 4.2 page 104), l'asymétrie nord sud des différences de PCV_{LC} entre les calibrations *NGS* et *GEO++ v1* est à l'origine de la différence de 3 mm sur la composante nord pour la comparaison $TRM_{GEO1} - TRM_{NGS}$ du tableau 4.7. *Rebisching et coll. (2011)* modélisent les différences de positions provoquées par le remplacement de la calibration *NGS* de l'antenne Trimble Zephyr avec radôme TZGD par la calibration *GEO++ v2*. Ils fournissent les corrections suivantes¹ dépendantes de la latitude φ de la station :

$$\begin{aligned}\Delta N(\text{mm}) &= 2,06 \\ \Delta E(\text{mm}) &= 1,51 + 0,32\varphi + 0,08 \cos(2\varphi) - 0,98 \sin(2\varphi) + 0,01 \cos(4\varphi) + 0,77 \sin(4\varphi) \\ \Delta H(\text{mm}) &= -5,26 - 0,65\varphi + 1,17 \cos(2\varphi) + 1,33 \sin(2\varphi) - 1,73 \cos(4\varphi) + 0,13 \sin(4\varphi).\end{aligned}$$

Aux stations AMMA, on obtient les différences de coordonnées listées dans le tableau 4.8 qui sont très proches de celles obtenues par les tests de sensibilité. Les résultats de nos tests constituent une validation externe du modèle paramétrique de l'antenne *TRM + TZGD* de *Rebisching et coll. (2011)*, modèle estimé à partir de traitements GPS PPP et sans utiliser les données AMMA.

station	ΔN (mm)	ΔE (mm)	ΔH (mm)
Gao	2,06	1,84	-4,35
Niamey	2,06	1,84	-4,68
Djougou	2,06	1,80	-5,09

TABLE 4.8 – Impact du changement de calibration de l'antenne Trimble Zephyr avec radôme TZGD (*NGS* à *GEO++ v2*) sur les coordonnées des stations AMMA d'après le modèle de *Rebisching et coll. (2011)*.

Conclusions Les calibrations *NGS* et *GEO++* du modèle *TRM + TZGD* peuvent être considérées comme équivalentes pour l'estimation des ZTD. Les différences moyennes en terme de CIVE étant inférieures à $0,031 \text{ kg.m}^{-2}$. Les critères de qualité GPS usuels ne sont pas sensibles à un défaut de calibration. Seules les positions estimées semblent particulièrement sensibles aux différentes calibrations testées. Les différences de positions concernent particulièrement les hauteurs sur lesquelles des différences de 5 à 6 mm ont été observées. La sensibilité de la composante verticale aux calibrations des antennes peut donc être utilisée pour valider les modèles testés (cf. section 4.1.2.3).

4.1.2.2 Antenne Trimble Zephyr

Les tests de sensibilité sur la calibration de l'antenne Antenne Trimble Zephyr seule suivent une démarche similaire à celle menée dans la sous section précédente. Les données GPS AMMA sont traitées selon les stratégies de calcul listées dans le tableau 4.9 sur la période P2b. Les stratégies de calcul diffèrent uniquement dans la manière dont l'antenne

1. cf. ftp://igs-rf.ensg.eu/pub/IGS08/new_calib/simul/TRM41249.00_____TZGD.png

antenne	calibration	stratégie	code du traitement
TRM41249	TRM41249	NGS	TRM_{NGS}
		GEO++ v1	TRM_{GEO1}
		GEO++ v2	TRM_{GEO2}

TABLE 4.9 – Tests méthodologiques menés sur la P1b concernant l’antenne Trimble Zephyr seule (TRM41249).

Trimble Zephyr seule (TRM41249) est modélisée. Pour ce faire, les trois calibrations testées sont incluses successivement dans le fichier *igs05.atx*. Le traitement TRM_{NGS} permet de tester l’ancienne calibration *NGS* de l’antenne Trimble Zephyr seule. Le traitement TRM_{GEO1} permet de tester la calibration *GEO++ v1* de l’antenne Trimble Zephyr seule listée dans le fichier *igs05.atx*. Enfin, le traitement TRM_{GEO2} permet de tester la nouvelle calibration *GEO++ v2* de l’antenne Trimble Zephyr listée dans le fichier *igs08.atx*.

Sensibilité des ZTD Les ZTD estimés sont comparés deux à deux (cf. table 4.10) pour les stations de Djougou, Niamey et Gao et en moyenne sur les trois stations AMMA. Comme dans le cas précédent, changer la calibration de l’antenne introduit principalement un biais indépendant de la station considérée et une erreur aléatoire. Le cycle subdiurne des ZTD n’est pas affecté par la changement de calibration ($0 \pm 0,2$ mm). Les calibrations *GEO++ v1* et *GEO++ v2* de l’antenne Trimble Zephyr sont particulièrement cohérentes avec un biais moyen de 0,4 mm environ ($\sim 0,06$ kg.m⁻² en CIVE). L’utilisation de l’ancienne calibration *NGS* conduit à une légère surestimation des ZTD de 1,1 mm environ. Pour des applications météorologiques, les calibrations proposées pour l’antenne Trimble Zephyr semblent être en adéquation suffisante pour ne pas introduire de biais significatif sur les ZTD estimés.

ΔZTD	$TRM_{GEO1} - TRM_{NGS}$		$TRM_{GEO2} - TRM_{NGS}$		$TRM_{GEO2} - TRM_{GEO1}$	
	moy. (mm)	σ (mm)	moy. (mm)	σ (mm)	moy. (mm)	σ (mm)
Gao	-1,2	0,8	-0,8	0,9	0,4	0,3
Niamey	-1,3	1,1	-0,8	1,2	0,5	0,5
Djougou	-1,4	1,2	-1,0	1,4	0,4	0,5
AMMA	-1,3	1,0	-0,9	1,2	0,4	0,4

TABLE 4.10 – Moyennes et écarts-types (mm) des différences entre ZTD estimés par les traitements TRM_{NGS} , TRM_{GEO1} et TRM_{GEO2} sur la période P2b.

Sensibilité des critères de qualité GPS Comme dans la sous section précédente, les critères de qualité GPS usuels tels que les résidus des mesures de phase, les erreurs formelles des ZTD estimés ou les coefficients *a* et *b* de repondération des observations, se sont révélés insensibles aux changements de modèles de calibration de l’antenne. Encore une fois, les différences de calibration introduites par les modèles testés sont entièrement absorbées par les paramètres troposphériques, de positions et d’horloge. On s’intéresse donc à la sensibilité des positions de stations aux changements de calibrations de l’antenne.

Sensibilité des positions de stations Les solutions journalières des trois traitements tests TRM_{NGS} , TRM_{GEO1} et TRM_{GEO2} sont alignées sur l'ITRF2008 (cf. section 3.4.3). Les positions obtenues sur la période P2b selon les calibrations testées sont comparées deux à deux (cf. table 4.11). L'ancienne calibration NGS introduit des biais importants

	$TRM_{GEO1} - TRM_{NGS}$			$TRM_{GEO2} - TRM_{NGS}$		
	ΔN	ΔE	ΔH	ΔN	ΔE	ΔH
Gao	$3,2 \pm 0,3$	$0,2 \pm 0,5$	$-2,7 \pm 0,5$	$2,9 \pm 0,8$	$0,0 \pm 0,7$	$-5,0 \pm 0,6$
Niamey	$3,1 \pm 0,3$	$0,1 \pm 0,4$	$-2,5 \pm 0,5$	$2,8 \pm 0,7$	$0,0 \pm 0,8$	$-4,8 \pm 1,1$
Djougou	$3,1 \pm 0,3$	$0,2 \pm 0,5$	$-2,4 \pm 0,7$	$2,8 \pm 0,9$	$-0,0 \pm 0,9$	$-4,5 \pm 2,1$
ΔPCO_{LC}	$-1,6$	$-0,0$	$11,3$	$-1,0$	$-0,2$	$12,0$
	$TRM_{GEO2} - TRM_{GEO1}$			$TRM_{GEO2} - TRM_{GEO1}$ (Rebischung et coll., 2011)		
	ΔN	ΔE	ΔH	ΔN	ΔE	ΔH
Gao	$-0,3 \pm 0,8$	$-0,2 \pm 0,7$	$-2,4 \pm 0,5$	$-0,5$	$0,3$	$-3,2$
Niamey	$-0,3 \pm 0,6$	$-0,1 \pm 0,7$	$-2,3 \pm 0,8$	$-0,5$	$0,3$	$-3,2$
Djougou	$-0,3 \pm 0,8$	$-0,2 \pm 0,9$	$-2,0 \pm 2,0$	$-0,5$	$0,3$	$-3,2$
ΔPCO_{LC}	$0,5$	$0,2$	$0,7$	$0,5$	$0,2$	$0,7$

TABLE 4.11 – Comparaisons deux à deux des positions estimées (en mm) par les traitements TRM_{NGS} , TRM_{GEO1} , $TZGD_{NGS}$ et $TZGD_{GEO2}$ sur la période P2b. Les corrections du modèle de Rebischung et coll. (2011) ont été ajoutées pour la comparaison $TRM_{GEO2} - TRM_{GEO1}$.

sur les composantes nord (~ 3 mm) et verticale (entre $-2,1$ mm et $-5,0$ mm). Les calibrations $GEO++ v1$ et $GEO++ v2$ sont en très bonne adéquation sur les composantes planimétriques mais diffèrent de $-2,2$ mm environ sur la verticale. Les différences de positions provoquées par le changement de calibration ($GEO++ v1$ par $GEO++ v2$) ont été modélisées pour l'antenne Trimble Zephyr seule par Rebischung et coll. (2011) qui fournissent les corrections suivantes² dépendantes de la latitude φ de la station :

$$\begin{aligned}\Delta N(\text{mm}) &= -0,52 - 0,08 \cos(2\varphi) - 0,13 \sin(2\varphi) + 0,2 \sin(4\varphi) \\ \Delta E(\text{mm}) &= 0,19 - 0,03\varphi + 0,02 \cos(2\varphi) - 0,11 \sin(2\varphi) + 0,04 \cos(4\varphi) + 0,12 \sin(4\varphi) \\ \Delta H(\text{mm}) &= -2,58 + 0,18\varphi - 0,64 \cos(2\varphi) - 0,23 \sin(2\varphi) + 0,05 \cos(4\varphi) - 0,09 \sin(4\varphi).\end{aligned}$$

Les corrections obtenues pour les stations AMMA sont listées dans le tableau 4.11. Nos tests de sensibilité semblent valider ces corrections bien qu'elle semblent légèrement surévaluer l'impact du changement de calibration.

Conclusions Les calibrations de l'antenne Trimble Zephyr seule sont en très bonne adéquation pour des applications météorologiques. Les positions se sont révélées être très sensibles aux changements de modèle de calibration tandis que les critères de qualité usuels se sont révélés inefficaces. Dans la sous section suivante, la sensibilité des positions de stations est utilisée pour valider les modèles de calibration testés.

2. cf. ftp://igs-rf.ensg.eu/pub/IGS08/new_calib/simul/TRM41249.00_____NONE.png

4.1.2.3 Validation des modèles testés

Pour évaluer la qualité des différentes calibrations testées, on s'intéresse aux sauts dans les séries temporelles des hauteurs de stations. La figure 4.3 présente ces séries pour les stations de Djougou, Niamey et Gao sur la période [79,124] de l'année 2006. Les suppressions des radômes sont figurées par les rectangles noirs.

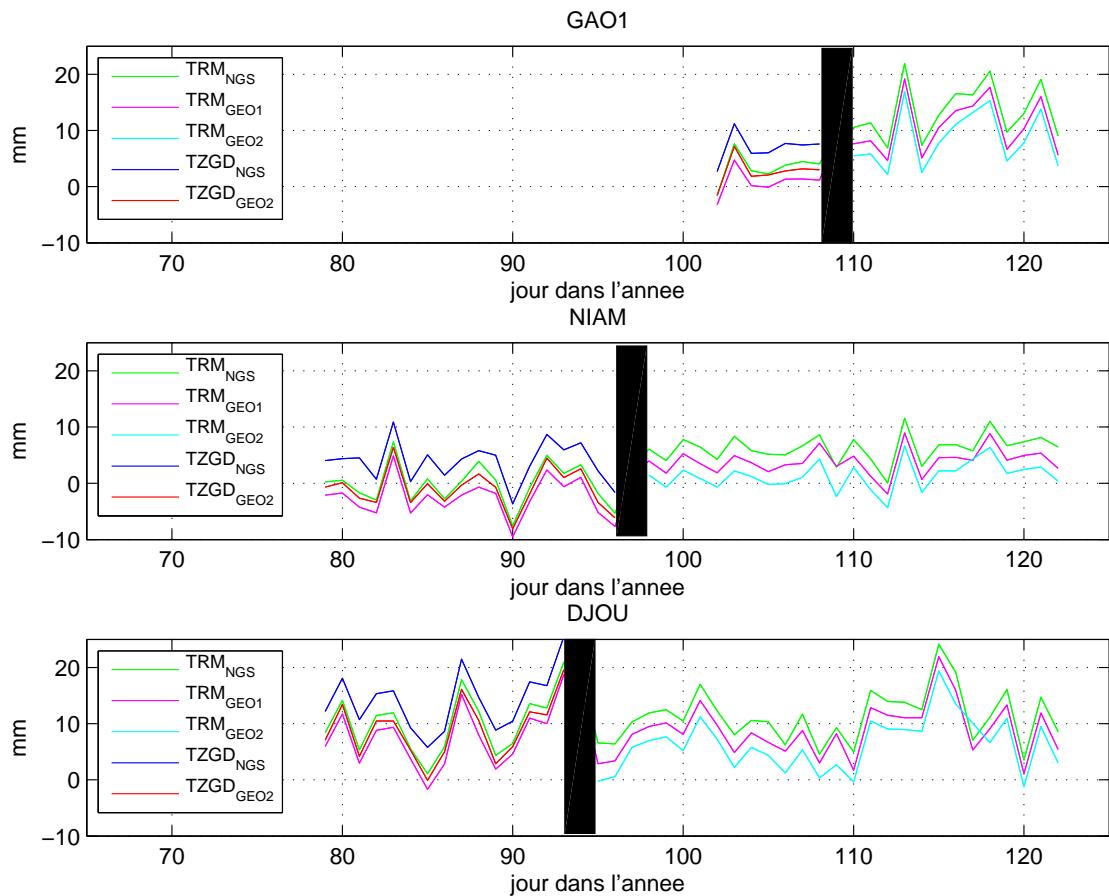


FIGURE 4.3 – Variations (mm) des hauteurs des stations de Djougou, Niamey et Gao sur la période [79,124] de l'année 2006. Les suppressions des radômes ont été figurés par les rectangles noirs.

Pour chaque station, les hauteurs moyennes sont d'abord calculées sur la période [P1b-P3b] précédent le changement de matériel pour les traitements TRM_{NGS} , TRM_{GEO1} , $TZGD_{NGS}$ et $TZGD_{GEO2}$. Elles sont ensuite calculées sur la période [P3b-P2b] après le changement de matériel pour les traitements TRM_{NGS} , TRM_{GEO1} et TRM_{GEO2} . Pour chaque paire de calibrations (Antenne avec radôme/Antenne seule), les sauts dans les séries de hauteurs sont alors évalués et donnés dans le tableau 4.12. Pour chaque station, le saut minimal est indiqué en vert, les sauts inférieurs à 2,5 mm en bleu et les sauts supérieurs à 6 mm en rouge. Des sauts importants sont introduits dans les séries temporelles des stations de Gao et Niamey quand l'ancienne calibration NGS est utilisée pour l'antenne Trimble Zephyr seule. En moyenne sur les trois stations, les couples

Djougou ΔH		Calibration après suppression des radômes		
		TRM_{NGS}	TRM_{GEO1}	TRM_{GEO2}
calibration avant changement d'antenne	TRM_{NGS}	1,1	1,4	3,9
	TRM_{GEO1}	3,7	1,1	1,3
	$TZGD_{NGS}$	2,9	5,4	7,8
	$TZGD_{GEO2}$	2,2	0,3	2,7
Niamey ΔH		Calibration après suppression des radômes		
		TRM_{NGS}	TRM_{GEO1}	TRM_{GEO2}
calibration avant changement d'antenne	TRM_{NGS}	6,4	4,0	1,5
	TRM_{GEO1}	8,9	6,5	4,0
	$TZGD_{NGS}$	2,5	0,1	2,4
	$TZGD_{GEO2}$	7,3	4,9	2,4
Gao ΔH		Calibration après suppression des radômes		
		TRM_{NGS}	TRM_{GEO1}	TRM_{GEO2}
calibration avant changement d'antenne	TRM_{NGS}	10,1	7,4	5,1
	TRM_{GEO1}	12,7	9,9	7,7
	$TZGD_{NGS}$	6,5	3,8	1,5
	$TZGD_{GEO2}$	10,8	8,1	5,8

TABLE 4.12 – Sauts sur les hauteurs des stations de Djougou, Niamey et Gao et induits par le changement d'antenne selon les calibrations testées. Pour chaque station, le saut minimal est donné en vert, les sauts inférieurs à 2,5 mm sont en bleu et ceux supérieurs à 6 mm sont en rouge.

$TZGD_{NGS}/TRM_{GEO1}$ et $TZGD_{GEO2}/TRM_{GEO2}$ produisent les sauts les plus faibles, de 3,1 mm et 3,6 mm respectivement. La précision des résultats ne permet toutefois pas de distinguer lequel de ces deux couples est le meilleur. En conclusion, l'examen des sauts dans les séries temporelles permet de confirmer que les calibrations préconisées par l'IGS pour l'antenne Trimble Zephyr avec ou sans radôme sont les meilleures parmi celles testées. Cependant, des biais de l'ordre de 3 à 4 mm sont toujours susceptibles d'affecter les séries temporelles des hauteurs des stations AMMA malgré l'utilisation des meilleurs modèles disponibles.

4.1.3 Conclusions et perspectives

Conclusions Les modèles de calibration des antennes Trimble Zephyr avec radôme TZGD et Trimble Zephyr seule ont été testées. Pour les applications météorologiques AMMA, ces modèles ne constituent pas un facteur limitant pour l'estimation ZTD. En effet, les différences de ZTD, induites par les différences entre modèles préconisés, sont comprises entre $-0,2 \pm 0,7$ mm ($TZGD_{GEO2}-TZGD_{NGS}$) et $0,4 \pm 0,4$ mm ($TRM_{GEO2}-TRM_{GEO1}$) ce qui est très faible en terme de CIVE. Les tests méthodologiques sur les modèles de calibration des antennes n'ont pas révélé de différences significatives sur les résidus des mesures de phase GPS. Cela s'explique par le fait que les défauts de calibration des antennes tendent à être totalement absorbés par les paramètres troposphériques, d'horloges et de positions estimés lors du traitement des données GPS. L'influence des modèles de calibration sur les positions des stations AMMA a été quantifiée. Des résultats

proches de ceux donnés par les modèles de *Rebisching et coll. (2011)* ont été obtenus, validant ainsi les modèles proposés en Afrique de l’Ouest.

Perspectives Le fichier *igs08.atx* intègre de nouvelles calibrations pour les antennes des satellites GPS qui n’ont pas été utilisées pour mener à bien nos tests méthodologiques. D’après *Zhu et coll. (2002)*, l’impact d’un changement de calibration sur les orbites des satellites est subcentimétrique. Il est alors licite d’utiliser les orbites IGS finales calculées avec l’*igs05.atx* pour un traitement des données GPS utilisant l’ensemble des calibrations de l’*igs08.atx*. Les données GPS AMMA ont été retraitées sur les périodes de test selon la stratégie de calcul décrite dans le tableau 4.3 page 105 en utilisant les calibrations d’antennes préconisées dans le fichier *igs08.atx*. Les nouvelles calibrations des antennes des satellites GPS de l’*igs08.atx* introduisent un biais de $+0,6 \pm 0,4$ mm sur les ZTD estimés des stations AMMA.

À l’issu de ce travail sur les modèles d’antenne, nous avons procédé au retraitement précis/repro2 des données GPS AMMA qui est basé sur la même stratégie que les retraitements précis/repro1 mais qui utilise les calibrations d’antenne du fichier *igs08.atx*.

4.2 Influence de la modélisation troposphérique

Préambule La modélisation troposphérique se base sur des considérations physiques qui ont été rappelées en section 1.2.2 page 32. Elle repose principalement sur l’utilisation de fonctions de projection (cf. section 1.2.2.2), de la connaissance des allongements zénithaux hydrostatiques (ZHD) et de l’estimation des allongements zénithaux humides (ZWD) (cf. section 1.2.2.1). Sa mise en œuvre dans le traitement des données GPS AMMA par le logiciel GAMIT a été rappelée (cf. sections 2.1.2 et 2.1.3 pages 51 et suivantes) et nécessite de spécifier le nombre de ZWD et de gradients troposphériques à estimer par session de calcul. Dans cette section, on évalue les conséquences sur les estimations GPS d’un changement de fonctions de projection, de modèle météorologique fournissant les ZHD *a priori*, d’échantillonnage des ZTD et des gradients troposphériques.

Contexte AMMA Les traitements opérationnels AMMA de 2006 ont été réalisés en utilisant les fonctions de projection *NMF* (*Niell, 1996*) et les valeurs de pression standard du modèle STP. Le retraitement précis/repro1a a été réalisé en utilisant les fonctions de projection *GMF* (*Boehm et coll., 2006b*) et les valeurs de pression du modèle GPT (*Boehm et coll., 2007a*). *Bock et coll. (2008)* ont quantifié les conséquences de ces changements sur les ZTD estimés (résultats rappelés au chapitre 3 dans le tableau 3.3 page 82). Pour répondre aux nouvelles conventions de l’IERS 2010 (*Petit et Luzum, 2010*), un nouveau retraitement des données GPS AMMA (précis/repro1b) a été réalisé en utilisant les fonctions de projection *VMF1* (*Boehm et coll., 2006a*) et les valeurs *a priori* ZHD et ZWD de l’ECMWF (*Boehm et coll., 2006a*). Quantifier l’influence de ces changements de modélisation est la raison pour laquelle nous avons mené les tests de sensibilité présentés ci-après.

Choix de la période et des sous-périodes étudiées La période [2006,0-2008,0] a été retenue pour mener des tests de sensibilité sur la modélisation troposphérique. La figure

4.4 présente les variations des ZWD (en mm) à Niamey sur cette période. Les saisons sèche et humide ayant des caractéristiques distinctes, les périodes S_{sec} (31-60 2007) et S_{hum} (213-245 2006) ont été sélectionnées pour mener les premiers tests de sensibilité sur les fonctions de projection et les modèles météorologiques à l'origine des valeurs ZHD et ZWD *a priori*.

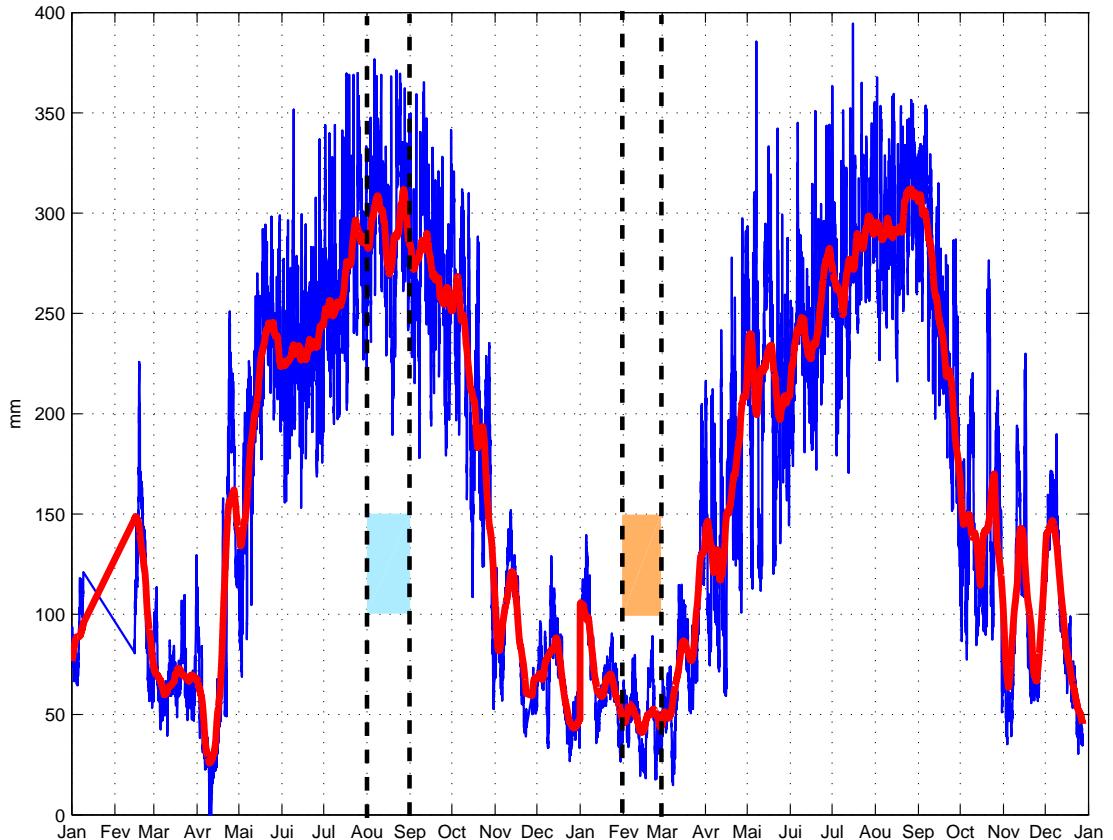


FIGURE 4.4 – Estimations des ZWD (en mm) par GPS à Niamey sur la période [2006,0 ; 2008,0] obtenues par le retraitement précis/repro1a. En bleu, les estimations ZWD horaires directement issues du calcul et en rouge les estimations ZWD obtenues avec une moyenne glissante de 10 jours. Les sous-périodes retenues pour mener certains tests de sensibilité ont été indiquées en orange (S_{sec} , 31-60 2007) en saison sèche et en cyan (S_{hum} , 213-245 2006) en saison humide.

4.2.1 Fonctions de projection

4.2.1.1 Problématique

On considère deux traitements GPS dont les stratégies de calcul ne diffèrent que dans le choix des fonctions de projection, mf^1 et mf^2 . Les allongements troposphériques obliques $STD_{apr}(elev)$ utilisés comme valeurs *a priori* dans les équations d'observations GPS s'expriment comme :

1. $STD_{apr}^1 = ZHD_{apr}.mf_{hydro}^1(elev) + ZWD_{apr}.mf_{wet}^1(elev)$ dans le premier traitement,
2. $STD_{apr}^2 = ZHD_{apr}.mf_{hydro}^2(elev) + ZWD_{apr}.mf_{wet}^2(elev)$ dans le second traitement.

Les allongements zénithaux hydrostatiques (ZHD_{apr}) et humides (ZWD_{apr}) étant communs aux deux traitements, il vient qu'une différence de fonction de projection se traduit par une différence δSTD_{apr} sur les allongements troposphériques obliques *a priori* :

$$\delta STD_{apr} = ZHD_{apr}.\delta mf_{hydro} + ZWD_{apr}.\delta mf_{wet} \quad (4.1)$$

avec $\delta STD_{apr} = STD_{apr}^2 - STD_{apr}^1$, $\delta mf_{hydro} = mf_{hydro}^2 - mf_{hydro}^1$ et $\delta mf_{wet} = mf_{wet}^2 - mf_{wet}^1$. Les différences entre fonctions de projection sont amplifiées ou atténuées par les termes ZHD_{apr} et ZWD_{apr} . Les différences entre fonctions de projection sont maximales aux basses élévations. Pour les comparer, on calcule δmf_{hydro} et δmf_{wet} pour une élévation égale à l'angle de coupure puis on détermine l'impact de ces différences sur les allongements troposphériques obliques (cf. équation (4.1)). Les tableaux 4.13a) et 4.13b) présentent les résultats de cette démarche obtenus à 7° d'élévation, aux stations de Djougou, Niamey et Gao, sur les périodes S_{sec} (31-60 2007) et S_{hum} (213-245 2006).

a) Comparaison des δmf_{hydro} et δmf_{wet} à 7° d'élévation.									
δmf_{hydro}	$GMF_{hydro} - NMF_{hydro}$		$VMF1_{hydro} - NMF_{hydro}$		$VMF1_{hydro} - GMF_{hydro}$		ZHD_{apr}		
	S_{sec}	S_{hum}	S_{sec}	S_{hum}	S_{sec}	S_{hum}	S_{sec}	S_{hum}	
Gao	$-0,9 \pm 0,08$	$-4,4 \pm 0,09$	$-2,7 \pm 0,9$	$-2,3 \pm 0,8$	$-1,8 \pm 0,9$	$2,1 \pm 0,7$	2,24	2,23	
Niamey	$-1,2 \pm 0,06$	$-3,9 \pm 0,07$	$-2,5 \pm 0,9$	$-2,2 \pm 0,9$	$-1,3 \pm 0,9$	$1,7 \pm 0,8$	2,25	2,24	
Djougou	$-1,8 \pm 0,02$	$-2,7 \pm 0,02$	$-2,9 \pm 0,6$	$-0,6 \pm 0,6$	$-1,1 \pm 0,6$	$2,1 \pm 0,5$	2,19	2,19	
δmf_{wet}	$GMF_{wet} - NMF_{wet}$		$VMF1_{wet} - NMF_{wet}$		$VMF1_{wet} - GMF_{wet}$		ZWD_{apr}		
	S_{sec}	S_{hum}	S_{sec}	S_{hum}	S_{sec}	S_{hum}	S_{sec}	S_{hum}	
Gao	$19 \pm 0,1$	$24 \pm 0,1$	15 ± 34	28 ± 12	$-4,0 \pm 34$	$4,0 \pm 12$	0,04	0,26	
Niamey	$-23 \pm 0,2$	$-14 \pm 0,2$	-16 ± 24	$-9,7 \pm 11$	$7,1 \pm 24$	$4,4 \pm 11$	0,05	0,29	
Djougou	$-30 \pm 0,4$	$-14 \pm 0,4$	$-6,0 \pm 17$	$-16 \pm 8,7$	24 ± 17	$-1,3 \pm 8,7$	0,10	0,29	

b) δSTD_{apr} à 7° d'élévation induit par un changement de fonction de projection.

δSTD_{apr}	$GMF - NMF$		$VMF1 - NMF$		$VMF1 - GMF$		
	S_{sec}	S_{hum}	S_{sec}	S_{hum}	S_{sec}	S_{hum}	
Gao	$-1,3 \pm 0,2$	$-3,6 \pm 0,2$	$-5,4 \pm 3,4$	$2,2 \pm 4,9$	$-4,2 \pm 3,4$	$5,7 \pm 4,7$	
Niamey	$-3,8 \pm 0,1$	$-12,8 \pm 0,2$	$-6,4 \pm 3,2$	$-7,7 \pm 5,2$	$-2,6 \pm 3,2$	$5,1 \pm 5,0$	
Djougou	$-6,9 \pm 0,1$	$-10,0 \pm 0,2$	$-7,0 \pm 3,0$	$-6,0 \pm 3,8$	$-0,0 \pm 3,0$	$4,2 \pm 3,6$	

TABLE 4.13 – Comparaisons à 7° d'élévation pour les fonctions de projection NMF , GMF et $VMF1$ sur les périodes S_{sec} (31-60 2007) et S_{hum} (213-245 2006) pour les stations de Djougou, Niamey et Gao : a) δmf_{hydro} et δmf_{wet} (en $mm.m^{-1}$) et b) différences (en mm) sur les valeurs *a priori* des allongements troposphériques obliques δSTD_{apr} (cf. équation (4.1)).

Des biais sont introduits sur les valeurs *a priori* des allongements troposphériques obliques à 7° lors du remplacement de la NMF par la GMF . Ils sont principalement modulés par le contenu en vapeur d'eau précipitable. En saison sèche, ils sont compris entre $-1,3 \pm 0,2$ mm à Gao et $-6,9 \pm 0,1$ mm à Djougou. En saison humide, ils dépassent le centimètre à Djougou et Niamey. L'utilisation de la $VMF1$, déduite des grilles de l'ECMWF, en remplacement des fonctions empiriques NMF ou GMF , introduit plus que de simples biais d'origine climatique sur les valeurs *a priori* des allongements troposphériques obliques à 7° . Les écarts-types obtenus sur $\delta STD_{apr}^{VMF1-NMF}$ ou sur

$\delta STD_{apr}^{VMF1-GMF}$ sont en effet compris entre 3,0 mm et 5,2 mm, soit l'ordre de grandeur de δSTD_{apr} . En examinant les évolutions des NMF , GMF et $VMF1$ pour la station de Niamey sur les périodes S_{sec} et S_{hum} (cf. figure 4.5), la $VMF1$ se distingue nettement des deux autres fonctions par sa forte variabilité sur les périodes considérées. L'utilisation de la $VMF1$ introduit dans le traitement des données GPS une information supplémentaire sur l'état de la troposphère déduite des modèles météorologiques de l'ECMWF.

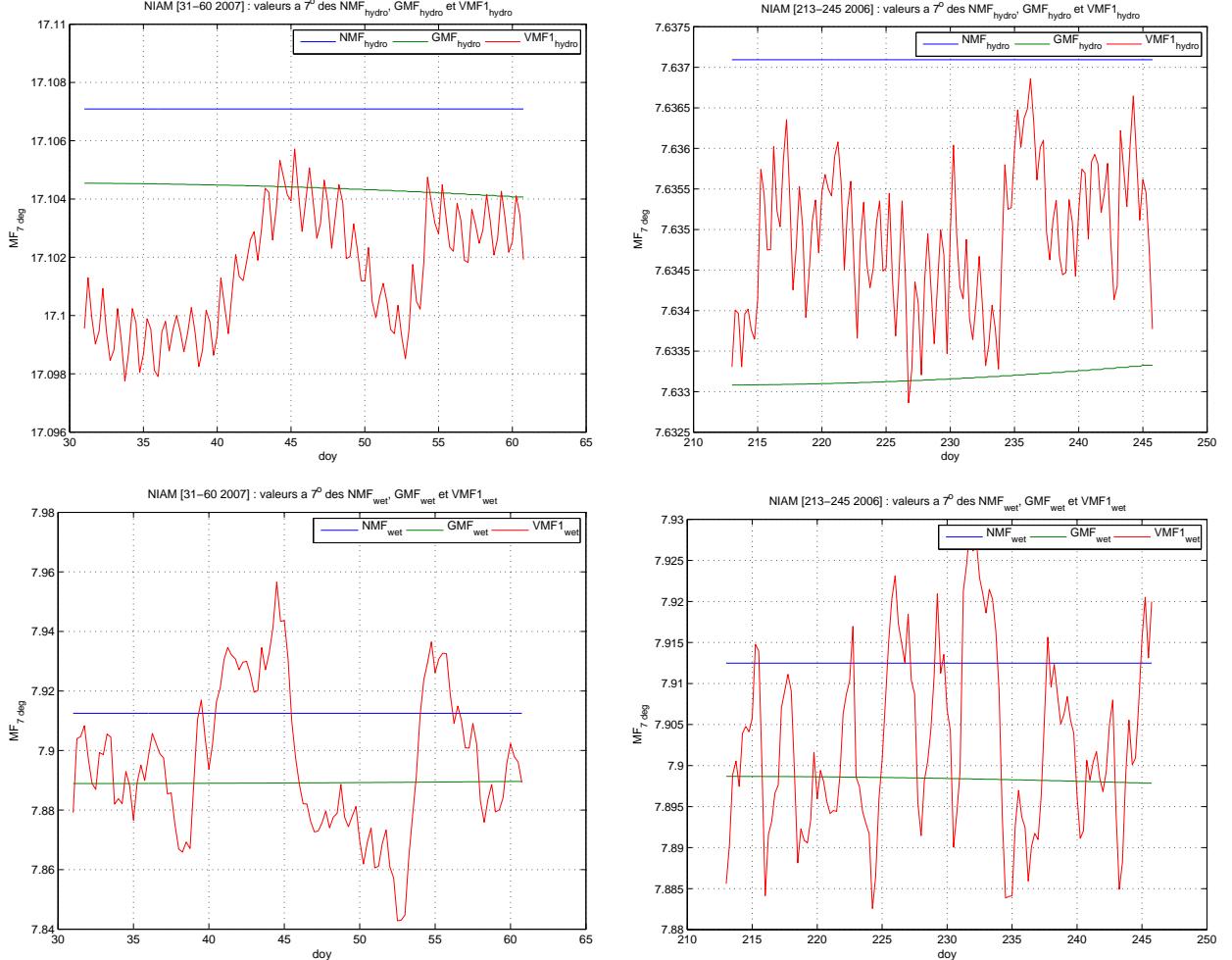


FIGURE 4.5 – Valeurs des NMF (en bleu), GMF (en vert) et $VMF1$ (en rouge), hydrostatiques (en haut) et humides (en bas), à 7° d'élévation, pour la station de Niamey, sur les périodes S_{sec} (à gauche) et S_{hum} (à droite).

Bilan Un changement de fonction de projection a pour conséquence de modifier l'expression du système d'équations d'observations GPS et l'équation normale résultante (cf. équation (2.11) page 56), qui, en reprenant les notations de la section 2.2.1 pages 54 et suivantes, s'exprime :

$$A_{P_0}^T \Sigma^{-1} (Obs - F_{mod}(P_0)) = A_{P_0}^T \Sigma^{-1} A_{P_0} dP$$

où $dP = P - P_0$ est le vecteur des appports des paramètres à estimer, $A_{P_0} = \frac{\partial F_{mod}}{\partial P}|_{P_0}$ est la matrice des dérivées partielles, ϵ_{Obs} est le vecteur des résidus et Σ est la matrice de variance-covariance *a priori* des observations Obs . Un changement de fonctions de projection hydrostatique et humide affecte ainsi le vecteur des *a priori* $F_{mod}(P_0)$ par l'introduction de variations, potentiellement centimétriques, sur les valeurs *a priori* des allongements troposphériques obliques aux basses élévations. Seul le changement de fonction de projection humide intervient dans l'expression des termes de la matrice A_{P_0} relatifs aux paramètres troposphériques humides estimés ($\frac{\partial F_{mod}}{\partial ZWD}|_{P_0}$). Les tests méthodologiques suivants évaluent la sensibilité des ZTD et des autres paramètres estimés aux changements de fonction de projection *NMF*, *GMF* et *VMF1*.

4.2.1.2 Tests méthodologiques

Pour quantifier l'influence d'un changement de fonction de projection sur les estimations GPS, on se base sur la stratégie de calcul du retraitement précis/repro1a. On traite donc les données AMMA sur les périodes S_{sec} et S_{hum} en utilisant respectivement les fonctions de projection *NMF*, *GMF* et *VMF1* pour les traitements T_{NMF} , T_{GMF} et T_{VMF1} (cf. table 4.14).

Paramétrage				
Début de session	Durée de la session	Orbites IGS	Angle de coupure	Pondération des observations
00h00 UTC	24h	IGS final (repro1)	7°	$\sigma_{mes}(elev)$
Modélisation troposphérique				
modèle météo pour ZHD <i>a priori</i>		nb de ZWD estimés	nb de gradients tropo. estimés	contrainte stochastique
GPT		1 ZWD par heure	1 NS et 1 EW par jour	Gauss-Markov standard
Tests méthodologiques sur				
fonction de projection	<i>NMF</i>		<i>GMF</i>	<i>VMF1</i>
code du traitement	T_{NMF}		T_{GMF}	T_{VMF1}

TABLE 4.14 – Stratégie de traitement commune à l'ensemble des tests méthodologiques portant sur les fonctions de projection.

Sensibilité des ZTD Les ZTD estimés selon les trois traitements T_{NMF} , T_{GMF} et T_{VMF1} sont comparés deux à deux (cf. table 4.15) pour chacune des stations AMMA et en moyenne pour les six stations. Les différences obtenues dépendent du couple de fonctions de projection considéré, de la station et de la saison. Remplacer la *NMF* par la *GMF* révèle des biais sur les ZTD estimés, décroissants selon la latitude et compris entre $1,0 \pm 0,7$ mm et $0,5 \pm 0,3$ mm en saison sèche, de l'ordre de $1,8 \pm 0,6$ mm sur l'ensemble des six stations en saison humide. Remplacer la *GMF* par la *VMF1* révèle des biais submillimétriques sur les ZTD estimés, dépendant de la saison et compris entre $0,3 \pm 0,5$ mm en saison sèche et $-0,5 \pm 0,6$ mm en saison humide. Ces faibles différences, en comparaison de celles obtenues avec la *NMF*, peuvent s'expliquer par le fait que la *GMF* est obtenue à partir d'un développement en harmonique sphérique des coefficients

de la *VMF1* (*Boehm et coll., 2006b*). Concernant le cycle subdiurne des ZTD, celui-ci n'est pas affecté par un changement de fonction de projection ($\Delta ZTD = 0 \pm 0,2$ mm) même lorsque les comparaisons sont effectuées avec la *VMF1* qui est calculée toutes les six heures à partir des grilles de l'ECMWF.

ΔZTD	$T_{GMF} - T_{NMF}$		$T_{VMF1} - T_{NMF}$		$T_{VMF1} - T_{GMF}$	
	S_{sec}	S_{hum}	S_{sec}	S_{hum}	S_{sec}	S_{hum}
Tombouctou	$0,5 \pm 0,3$	$1,7 \pm 0,6$	$0,9 \pm 0,6$	$1,4 \pm 0,6$	$0,4 \pm 0,5$	$-0,3 \pm 0,6$
Gao	$0,5 \pm 0,3$	$1,8 \pm 0,7$	$0,9 \pm 0,5$	$1,4 \pm 1,2$	$0,4 \pm 0,5$	$-0,4 \pm 1,0$
Niamey	$0,7 \pm 0,4$	$2,1 \pm 0,8$	$1,0 \pm 0,5$	$1,5 \pm 0,9$	$0,4 \pm 0,4$	$-0,6 \pm 0,6$
Ouagadougou	$0,7 \pm 0,4$	$1,8 \pm 0,5$	$1,2 \pm 0,5$	$1,3 \pm 0,6$	$0,5 \pm 0,4$	$-0,6 \pm 0,5$
Djougou	$1,0 \pm 0,5$	$1,7 \pm 0,6$	$1,0 \pm 0,8$	$1,2 \pm 0,6$	$0,0 \pm 0,8$	$-0,6 \pm 0,5$
Tamale	$1,0 \pm 0,7$	$1,7 \pm 0,5$	$1,1 \pm 0,8$	$1,1 \pm 0,6$	$0,1 \pm 0,5$	$-0,6 \pm 0,5$
AMMA	$0,7 \pm 0,4$	$1,8 \pm 0,6$	$1,0 \pm 0,6$	$1,3 \pm 0,8$	$0,3 \pm 0,5$	$-0,5 \pm 0,6$

*Pour que les comparaisons ne soient pas affectées par les effets de bord de session,
les ZTD à 00h00 UTC n'ont pas été pris en compte dans les statistiques*

TABLE 4.15 – Moyennes et écarts-types (mm) des différences entre ZTD estimés par les traitements T_{NMF} , T_{GMF} et T_{VMF1} sur les périodes S_{sec} et S_{hum} .

L'utilisation de la *VMF1* peut introduire des petites modifications dans la manière de percevoir certaines poussées d'humidité qui se traduisent par des différences de quelques millimètres sur les ZTD estimés. Par exemple, les ZTD estimés à Tombouctou avec le traitement T_{NMF} pendant la période S_{sec} (cf. figure 4.6a) sont supérieurs à 2,31 m sur les sous périodes [31-39] et [50-51]. Les ZTD estimés par les traitements T_{GMF} et T_{NMF} (cf. figure 4.6b) ne présentent pas de différences significatives sur ces sous-périodes tandis que les traitements T_{VMF1} et T_{NMF} (cf. figure 4.6c) présentent des différences de 2 mm environ. L'utilisation de la *VMF1* tendrait, sous réserve de la qualité des modèles météorologiques sous-jacents, à mieux prendre en compte l'état de la troposphère dans le traitement des données GPS et donc de produire de meilleures estimations. Pour tenter de confirmer ou d'inflimer cette hypothèse, on examine les critères de qualité GPS usuels pour les traitements T_{NMF} , T_{GMF} et T_{VMF1} .

Sensibilité des critères de qualité GPS Sur les périodes S_{sec} et S_{hum} , les critères de qualité GPS tels que les résidus des mesures de phase, les erreurs formelles sur les ZTD estimés, les coefficients a et b de repondération des observations, se sont révélés insensibles aux changements de fonctions de projection. Les différences obtenues sur ces paramètres sont à chaque fois inférieures à $0,03 \pm 0,1$ mm. Ces critères de qualité ne peuvent donc pas être utilisés pour évaluer la qualité relative des traitements T_{NMF} , T_{GMF} et T_{VMF1} . Les différences de modélisation des allongements troposphériques obliques (cf. équation (4.1)) entre les traitements sont entièrement absorbées par les paramètres estimés, phénomène déjà observé lors de l'étude sur les calibrations d'antenne. On étudie maintenant la sensibilité des positions de stations aux changements de fonctions de projection.

Sensibilité des positions de stations Les solutions journalières des traitements T_{NMF} , T_{GMF} et T_{VMF1} ont été alignés sur l'ITRF2008 selon la stratégie définie section 3.4.3 du chapitre 3 précédent. Un changement de fonction de projection conduit à des différences submillimétriques sur les composantes planimétriques, de l'ordre de $0,1 \pm 0,5$ mm sur la

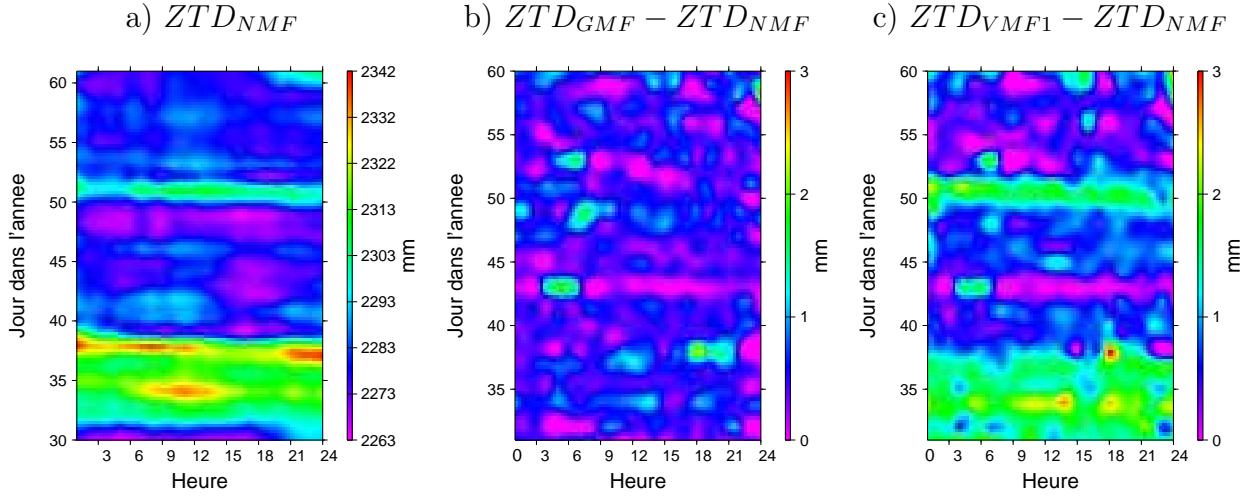


FIGURE 4.6 – (a) ZTD estimés avec le traitement T_{NMF} , (b) $ZTD_{GMF} - ZTD_{NMF}$ et (c) $ZTD_{VMF1} - ZTD_{NMF}$. Valeurs données en fonction de l'heure (en abscisse) et du jour (en ordonnée) pour la station de Tombouctou sur la période S_{sec} (31-60 2007).

composante nord et de l'ordre de $0,2 \pm 1,0$ mm sur la composante est, indépendamment de la station, de la période ou du couple de traitements considérés. L'influence d'un changement de fonction de projection affecte particulièrement les hauteurs des stations. En effet, les différences entre hauteurs estimées par deux traitements sont deux à trois fois plus importantes que les différences entre ZTD estimés et de signe opposé (cf. tables 4.16 et 4.15), ce qui correspond aux rapports classiquement observés par *Boehm et coll.* (2006a). Les différences sur la verticale sont ainsi minimales entre les traitements T_{GMF} et T_{VMF1} et sont comprises, en moyenne, entre $-0,8 \pm 1,6$ mm en saison sèche et $1,3 \pm 0,9$ mm en saison humide. Elles peuvent donc présenter une saisonnalité d'environ $2,1 \pm 1,8$ mm d'amplitude crête à crête. L'utilisation de l'ancienne fonction de projection *NMF* conduit à des différences de hauteurs de stations plus importantes, comprises, en moyenne, entre $-1,7 \pm 1,3$ mm et $-3,9 \pm 1,6$ mm.

ΔH	$T_{GMF} - T_{NMF}$		$T_{VMF1} - T_{NMF}$		$T_{VMF1} - T_{GMF}$	
	S_{sec}	S_{hum}	S_{sec}	S_{hum}	S_{sec}	S_{hum}
Tombouctou	$-1,2 \pm 0,9$	$-3,7 \pm 1,1$	$-2,3 \pm 1,6$	$-2,9 \pm 1,2$	$-1,1 \pm 1,7$	$0,9 \pm 0,8$
Gao	$-1,2 \pm 1,0$	$-3,8 \pm 1,1$	$-2,2 \pm 1,4$	$-2,8 \pm 1,2$	$-1,1 \pm 1,6$	$1,0 \pm 1,0$
Niamey	$-1,4 \pm 0,8$	$-4,4 \pm 1,1$	$-2,4 \pm 1,3$	$-2,9 \pm 1,3$	$-1,0 \pm 1,4$	$1,5 \pm 0,8$
Ouagadougou	$-1,6 \pm 0,9$	$-4,1 \pm 1,1$	$-2,8 \pm 1,2$	$-2,7 \pm 1,1$	$-1,3 \pm 1,4$	$1,4 \pm 1,0$
Djougou	$-2,5 \pm 1,0$	$-3,7 \pm 1,1$	$-2,7 \pm 2,6$	$-2,4 \pm 1,3$	$0,0 \pm 2,0$	$1,3 \pm 1,0$
Tamale	$-2,3 \pm 1,0$	$-3,8 \pm 0,9$	$-2,7 \pm 1,2$	$-2,4 \pm 1,2$	$-0,3 \pm 1,6$	$1,4 \pm 0,9$
AMMA	$-1,7 \pm 0,9$	$-3,9 \pm 1,1$	$-2,5 \pm 1,6$	$-2,7 \pm 1,2$	$-0,8 \pm 1,6$	$1,3 \pm 0,9$

TABLE 4.16 – Comparaisons deux à deux des hauteurs des stations estimées (en mm) par les traitements T_{NMF} , T_{GMF} et T_{VMF1} sur les périodes S_{sec} et S_{hum} .

La figure 4.7 présente, pour les stations AMMA, les différences entre hauteurs estimées par les traitements (a) T_{NMF} et T_{GMF} et entre (b) T_{NMF} et T_{VMF1} . Un changement de fonction de projection conduit principalement à des biais sur l'estimation des hauteurs de

stations. Toutefois, quand on compare H_{NMF} et H_{VMF1} , on observe un signal d'origine atmosphérique de 4 mm d'amplitude crête à crête environ. L'utilisation de la $VMF1$ permettrait une meilleure estimation des hauteurs de stations par une prise en compte plus adaptée de l'état de la troposphère lors du traitement des données GPS. Pour valider cette hypothèse, on analyse alors la stabilité des hauteurs des stations AMMA.

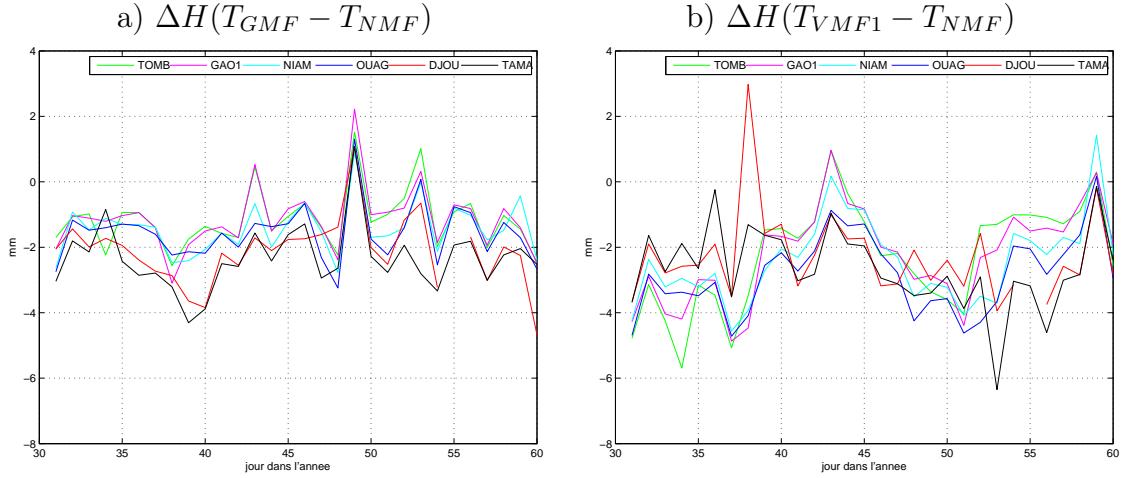


FIGURE 4.7 – Différences entre les hauteurs des stations AMMA estimées par les traitements (a) T_{NMF} et T_{GMF} et (b) T_{NMF} et T_{VMF1} sur la période S_{sec} .

Analyse de la stabilité des hauteurs des stations Des déformations saisonnières, principalement des surcharges, peuvent être présentes dans les séries temporelles de hauteurs de stations et conduire à des faux sens dans l'interprétation des statistiques résultantes. Sur des périodes mensuelles, elles peuvent être assimilées à des déformations linéaires. On considère ainsi, sur les périodes S_{sec} et S_{hum} , les séries temporelles de hauteurs de stations $dh_{tls}(t)$ dont les tendances linéaires ont été préalablement soustraite puis on calcule les écarts-types pondérés $\sigma_{dh_{tls}}^p$ associés. Les $\sigma_{dh_{tls}}^p$ sont plus faibles en sai-

$\sigma_{dh_{tls}}^p$	S_{sec}			S_{hum}		
	T_{NMF}	T_{GMF}	T_{VMF1}	T_{NMF}	T_{GMF}	T_{VMF1}
Tombouctou	4,1	4,1	3,8	4,8	4,7	4,7
Gao	4,0	4,0	3,6	4,7	4,6	4,5
Niamey	3,2	3,3	3,1	3,7	3,4	3,6
Ouagadougou	3,6	3,6	3,3	3,7	3,3	3,6
Djougou	6,6	5,6	5,5	6,0	5,9	5,6
Tamale	5,1	5,1	4,9	4,6	4,9	5,1

TABLE 4.17 – Écarts-types $\sigma_{dh_{tls}}^p$ (en mm) des séries temporelles de hauteurs des stations AMMA calculés sur les périodes S_{sec} et S_{hum} . En vert, les valeurs minimales obtenues pour chaque station sur les périodes considérées.

son sèche qu'en saison humide, en accord avec les résultats obtenus sur les répétabilités

hebdomadaires des hauteurs de stations (cf. section 3.3.2 page 82). Les différences entre $\sigma_{dh_{tis}}^p$ issus des traitements T_{NMF} , T_{GMF} et T_{VMF1} sont relativement faibles, de l'ordre de quelques dixièmes de millimètres. Quelle que soit la période considérée, le traitement T_{NMF} fournit quasi-systématiquement les moins bonnes stabilités verticales. Sur la période S_{sec} , le traitement T_{VMF1} assure systématiquement les meilleures stabilités verticales des stations AMMA (en vert). Sur la période S_{hum} , les traitements T_{GMF} et T_{VMF1} sont globalement équivalents car ils assurent alternativement les meilleures stabilités verticales. Pour conclure, l'utilisation de la $VMF1$ permet de meilleures estimations GPS en saison sèche par une prise en compte plus adaptée de l'état de la troposphère lors du traitement des données GPS. En saison humide, les qualités des estimations des traitements T_{GMF} et T_{VMF1} sont équivalentes. Les modèles météorologiques sous-jacents de la $VMF1$ ne sont donc pas suffisamment précis pour apporter une amélioration significative de la qualité des estimations GPS, à moins que la modélisation troposphérique utilisée en GPS ne soit pas suffisamment adaptée pour décrire l'état de la troposphère en cette saison.

4.2.1.3 Conclusion

La sensibilité des ZTD estimés aux changements de fonction de projection est comprise entre $-0,6 \pm 0,5$ et $2,1 \pm 0,9$ pour les stations AMMA sur les périodes S_{sec} et S_{hum} considérées. Le cycle subdiurne des ZTD n'est cependant pas affecté par ces changements ($\Delta ZTD = 0 \pm 0,2$ mm). En revanche, les hauteurs des stations sont particulièrement affectées par un changement de fonction de projection. Les différences observées peuvent atteindre $4,4 \pm 1,1$ mm. Les fonctions de projection NMF et GMF étant des fonctions empiriques avec des évolutions annuelles, les différences produites entre allongements troposphériques zénithaux ou hauteurs de stations estimés par les traitements T_{NMF} et T_{GMF} sont assimilables à des biais mensuels. La nature météorologique de la $VMF1$ tend à mieux prendre en compte l'état de la troposphère dans le traitement des données GPS en saison sèche mais ce résultat ne peut pas être confirmé en saison humide où les traitements T_{GMF} et T_{VMF1} peuvent être considérés comme équivalents. L'examen des critères de qualité des traitements T_{NMF} , T_{GMF} et T_{VMF1} montre que les différences induites par un changement de fonction de projection sont entièrement capturées par les paramètres estimés.

4.2.2 Allongements Zénithaux Hydrostatiques *a priori*

4.2.2.1 Problématique

Dans la section 2.3.2.3 page 67, il a été vu que des erreurs commises sur les valeurs *a priori* des allongements zénithaux hydrostatiques ont des répercussions sur les estimations GPS qui ont été quantifiées par *Tregoning et Herring (2006)*. Une erreur de 1 hPa sur la pression mesurée au niveau de l'antenne GPS, implique une erreur de 2,3 mm sur les ZHD *a priori* et introduit des biais sur la hauteur estimée compris entre $-0,1$ et $0,2$ mm et sur les ZWD estimés entre $0,05$ et $0,1$ mm. Pour le traitement des données GPS AMMA, il est possible d'utiliser le modèle de pression et de température GPT (*Boehm et coll., 2007a*), les valeurs ZHD déduites des grilles de l'ECMWF (*Boehm et coll., 2006a*) ou les valeurs de pression mesurées par la sonde PTU200 et enregistrées dans les RINEX météo. Il est alors nécessaire de vérifier la concordance des pressions obtenues par ces trois sources indépendantes afin de quantifier l'influence réelle des valeurs ZHD *a priori* sur les

estimations GPS AMMA.

La figure 4.8 présente les ZHD obtenus à partir des mesures PTU200 sur les périodes S_{sec} et S_{hum} pour les six stations AMMA. Les séries temporelles des ZHD montrent une même variabilité régionale de la pression atmosphérique et sont principalement décalées les unes par rapport aux autres en raison des différences d'altitude entre stations (de 195 m pour Tamale (en noir) à 460 m pour Djougou (en rouge), cf. table 3.1 page 77). Elles présentent toutes une variabilité de l'ordre de la dizaine de jours avec une amplitude crête à crête est de 2,5 cm en saison sèche et de 0,5 cm environ en saison humide. Elles présentent aussi une variabilité journalière, marquée en saison sèche et bruité en saison humide, qui s'explique en partie par la présence des marées atmosphériques S_1 et S_2 dans les mesures de pression.

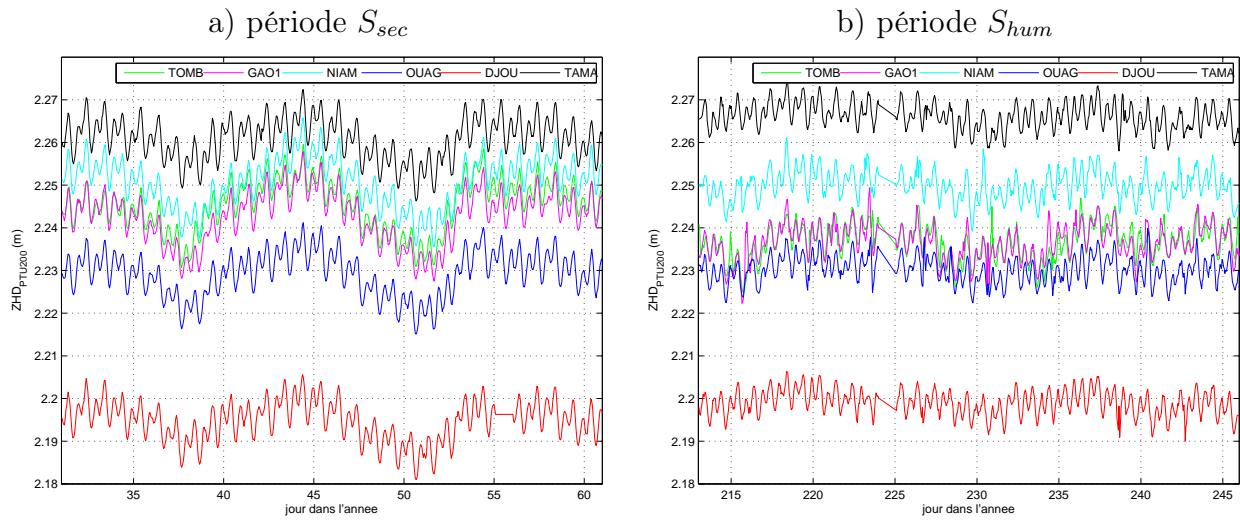


FIGURE 4.8 – ZHD *a priori* obtenus à partir des mesures PTU200 sur les périodes S_{sec} (a) et S_{hum} (b) pour les stations AMMA.

Considérant les ZHD_{PTU200} issus des mesures de pression comme référence, on s'intéresse aux conséquences de l'utilisation, dans le traitement des données GPS, des ZHD obtenus à partir des modèles GPT et de l'ECMWF pour la station de Niamey sur les périodes S_{sec} et S_{hum} (cf. figure 4.9). Sur les périodes considérées, les ZHD_{GPT} sont quasi constants. Ils introduisent ainsi, en saison sèche, une erreur maximale sur ZHD de 15 mm qui conduit à des biais compris entre 0,3 et 0,6 mm sur les ZTD et entre -0,6 et 1,2 mm sur la hauteur de station. En saison humide, ils introduisent une erreur plus faible, d'environ 5 mm, qui conduit à des biais trois fois plus faibles qu'en saison sèche sur les ZTD et les hauteurs estimées. Les ZHD_{ECMWF} semblent correctement décrire la variabilité saisonnière des ZHD_{PTU200} mais pas leur variabilité journalière, l'échantillonnage toutes les six heures des grilles de l'ECMWF ne permettant pas une prise en compte correcte des marées atmosphériques. L'impact de ce phénomène n'étant pas quantifié dans la bibliographie GPS nous a conduit à mener les tests de sensibilité suivants.

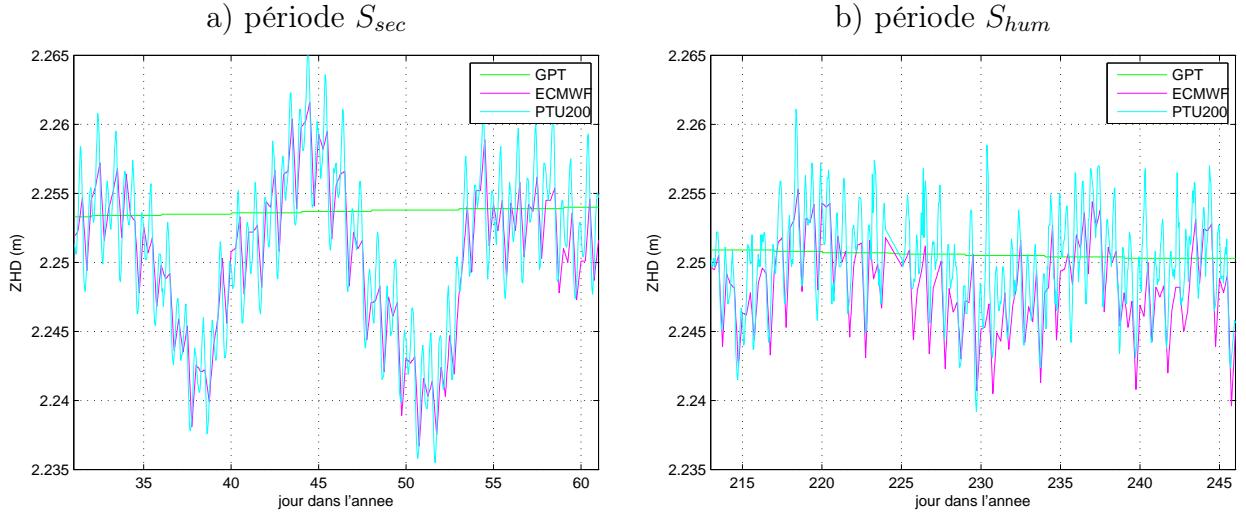


FIGURE 4.9 – ZHD_{GPT} (vert), ZHD_{ECMWF} (magenta) et ZHD_{PTU200} (cyan) (en m) à Niamey sur les périodes S_{sec} (a) et S_{hum} (b).

4.2.2.2 Tests méthodologiques

Les données GPS AMMA ont été traitées sur les périodes S_{sec} et S_{hum} selon trois stratégies de calcul (T_{GPT} , T_{ECMWF} et T_{PTU200}) utilisant respectivement les ZHD issus des modèles GPT, ECMWF et des mesures de pression des sondes PTU200 (cf. table 4.18).

Paramétrage				
Début de session	Durée de la session	Orbites IGS	Angle de coupure	Pondération des observations
00h00 UTC	24h	IGS final (repro1)	7°	$\sigma_{mes}(elev)$
Modélisation troposphérique				
fonction de projection	nb de ZWD estimés		nb de gradients tropo. estimés	contrainte stochastique
VMF1	1 ZWD par heure		1 NS et 1 EW par jour	Gauss-Markov standard
Tests méthodologiques sur				
ZHD <i>a priori</i>	<i>GPT</i>	<i>ECMWF</i>	<i>PTU200</i>	
code du traitement	T_{GPT}	T_{ECMWF}	T_{PTU200}	

TABLE 4.18 – Stratégie de traitement commune à l’ensemble des tests méthodologiques menés portant sur l’influence des ZHD *a priori*.

Sensibilité des ZTD Sur les stations AMMA et pour les périodes S_{sec} et S_{hum} considérées, les écarts moyens entre les ZTD estimés par le traitement T_{GPT} et les traitements T_{ECMWF} ou T_{PTU200} sont compris entre 0,0 et 0,2 mm tandis que les écarts moyens entre les ZTD estimés par les traitements T_{ECMWF} et T_{PTU200} sont nuls. Ces résultats sont en accord avec les résultats de *Tregoning et Herring (2006)*. On considère alors les

écart-types $\sigma_{\Delta ZTD}$ des différences de ZTD obtenues entre deux traitements. On obtient des $\sigma_{\Delta ZTD}^{ECMWF-GPT}$ compris entre 0,4 mm et 0,7 mm en raison des différences saisonnières et subdiurnes entre les ZHD_{GPT} et les ZHD_{ECMWF} . Les $\sigma_{\Delta ZTD}^{PTU200-GPT}$ sont légèrement plus élevés, compris entre 0,4 mm et 1,0 mm, en raison des différences subdiurnes plus importantes entre ZHD_{GPT} et les ZHD_{PTU200} . Enfin, les $\sigma_{\Delta ZTD}^{PTU200-ECMWF}$ sont compris entre 0,3 mm et 1,0 mm, ce qui semble indiquer que les différences, principalement subdiurnes, entre les ZHD_{ECMWF} et les ZHD_{PTU200} ont une importance prépondérante sur les écart-types des différences entre ZTD. Concernant le cycle subdiurne des ZTD, celui-ci ne semble pas être affecté par le choix de ZHD *a priori*, les différences obtenues étant de $0 \pm 0,2$ mm.

Sensibilité des hauteurs des stations L'impact du changement de ZHD *a priori* sur les hauteurs des stations AMMA a été évalué (cf. table 4.19). Des différences sur les ZHD *a priori* utilisés lors du traitement des données GPS induisent des biais sur les hauteurs des stations selon les périodes S_{sec} et S_{hum} considérées. Elles peuvent potentiellement introduire des signaux saisonniers sur les hauteurs de stations dont les amplitudes crête à crête sont d'environ 0,5 mm mais peuvent atteindre 1,1 mm (Djougou, $T_{ECMWF} - T_{GPT}$).

ΔH	$T_{ECMWF} - T_{GPT}$		$T_{PTU200} - T_{GPT}$		$T_{PTU200} - T_{ECMWF}$	
	S_{sec}	S_{hum}	S_{sec}	S_{hum}	S_{sec}	S_{hum}
Tombouctou	$0,3 \pm 1,3$	$0,1 \pm 1,0$	$-0,1 \pm 1,3$	$0,0 \pm 1,2$	$-0,4 \pm 1,0$	$0,0 \pm 0,9$
Gao	$0,4 \pm 1,3$	$0,1 \pm 1,1$	$0,1 \pm 1,2$	$0,0 \pm 1,0$	$-0,3 \pm 0,9$	$-0,1 \pm 1,0$
Niamey	$0,5 \pm 1,2$	$-0,3 \pm 1,0$	$0,1 \pm 1,0$	$-0,3 \pm 1,2$	$-0,4 \pm 0,9$	$0,0 \pm 1,2$
Ouagadougou	$0,5 \pm 1,4$	$-0,4 \pm 1,2$	$0,0 \pm 1,4$	$-0,4 \pm 1,1$	$-0,5 \pm 1,1$	$0,0 \pm 1,1$
Djougou	$0,5 \pm 1,5$	$-0,6 \pm 1,3$	$-0,2 \pm 1,3$	$-0,7 \pm 1,3$	$-0,5 \pm 1,2$	$-0,1 \pm 1,4$
Tamale	$0,5 \pm 1,4$	$-0,4 \pm 1,1$	$0,2 \pm 1,5$	$-0,4 \pm 1,0$	$-0,4 \pm 0,9$	$0,0 \pm 0,7$
AMMA	$0,5 \pm 1,4$	$-0,2 \pm 1,1$	$0,0 \pm 1,3$	$-0,3 \pm 1,1$	$-0,4 \pm 1,0$	$0,0 \pm 1,0$

TABLE 4.19 – Comparaisons deux à deux des hauteurs des stations estimées (en mm) par les traitements T_{GPT} , T_{ECMWF} et T_{PTU200} sur les périodes S_{sec} et S_{hum} .

4.2.2.3 Conclusion

Les ZHD *a priori* utilisés dans le traitement des données GPS ont un impact faible sur l'estimation des allongements troposphériques zénithaux et n'affectent en rien l'estimation du cycle subdiurne. Ils affectent principalement l'estimation des hauteurs de stations produisant des signaux saisonniers d'amplitudes crête à crête inférieures à 1 mm. Il faudrait, en théorie, utiliser les mesures de pression de chaque station afin d'utiliser les ZHD *a priori* les plus réalistes possible. En pratique, la disponibilité des RINEX météo n'est pas assurée et l'intégrité des mesures météorologiques est parfois sujette à caution. L'utilisation des ZHD_{VMF1} semble être un bon compromis quand la qualité des ZHD déduits des RINEX météo ne peut pas être assurée et quand des précisions de quelques millimètres sont recherchées.

4.2.3 Conséquences sur les retraitements précis/repro1a et précis/repro1b

Les tests méthodologiques précédents ont permis de préciser l'influence d'un changement de modélisation troposphérique sur les ZTD et les hauteurs des stations estimés pendant les périodes S_{sec} et S_{hum} caractéristiques des saisons sèches et humides en Afrique de l'Ouest. Les différences induites par des valeurs *a priori* différentes de ZHD sont sub-millimétriques sur les ZTD et les hauteurs des stations AMMA estimés. Celles induites par un changement de fonction de projection sont sensiblement plus importantes, pouvant atteindre 2 mm sur les ZTD et 4 mm sur les hauteurs des stations. Les résidus des mesures de phase, les erreurs formelles sur les ZTD estimés et les coefficients a et b de repondération des observations se sont révélés insensibles aux changements de modélisation troposphérique, les différences de modélisation étant entièrement absorbées par l'estimation des paramètres troposphériques, d'horloges et de positions. La stabilité des hauteurs de station s'est ainsi avérée particulièrement sensible au changement de modélisation troposphérique, nous permettant de conclure que la fonction de projection VMF1 devait être utilisée pour le traitement des données GPS AMMA. Ce résultat tend à être confirmé par les répétabilités hebdomadaires des hauteurs de stations des retraitements précis/repro1a et précis/repro1b obtenues sur la période [2006,0-2010,0] (cf. table 4.20).

station	TAMA	DJOU	OUAG	NIAM	GAO1	TOMB
latitude	9, 6°N	9, 7°N	12, 4°N	13, 5°N	16, 3°N	16, 7°N
précis/repro1a	3, 3	3, 6	3, 3	2, 9	2, 9	2, 6
précis/repro1b	3, 2	3, 5	3, 2	2, 9	2, 8	2, 5

TABLE 4.20 – Répétabilités hebdomadaires médianes (mm) des hauteurs des stations AMMA sur la période [2006,0-2010,0].

Pour illustrer les saisonnalités induites par les changements de modélisation troposphérique sur les estimations GPS et ainsi compléter les points abordés dans cette section, nous nous intéressons aux résultats obtenus par les retraitements qui ne diffèrent que par la modélisation troposphérique adoptée (GMF/GPT pour le précis/repro1a et VMF1/ECMWF pour le précis/repro1b) sur la période [2006,0-2008,0]. Les différences obtenues pour les stations AMMA entre les deux retraitements ont des amplitudes crête à crête inférieures à 2 mm pour les ZTD et inférieures à 4 mm pour les hauteurs hebdomadaires (cf. figure 4.10).

4.2.4 Échantillonnage des allongements troposphériques zénithaux

4.2.4.1 Problématique

Dans la section 2.1.2 page 51, il a été vu que les allongements troposphériques humides sont modélisés par une fonction continue affine par morceaux sur un intervalle $[0, T]$ représentant la session de calcul. Avec $N \in \mathbb{N}$, cette fonction est définie par ses $N + 1$ noeuds échantillonnis à un pas T/N . Un échantillonnage trop lâche ne capture pas la variabilité réelle de la troposphère et a pour effet de biaiser les estimations GPS tandis qu'un échantillonnage trop fin risque d'assimiler des erreurs GPS à des variations rapides

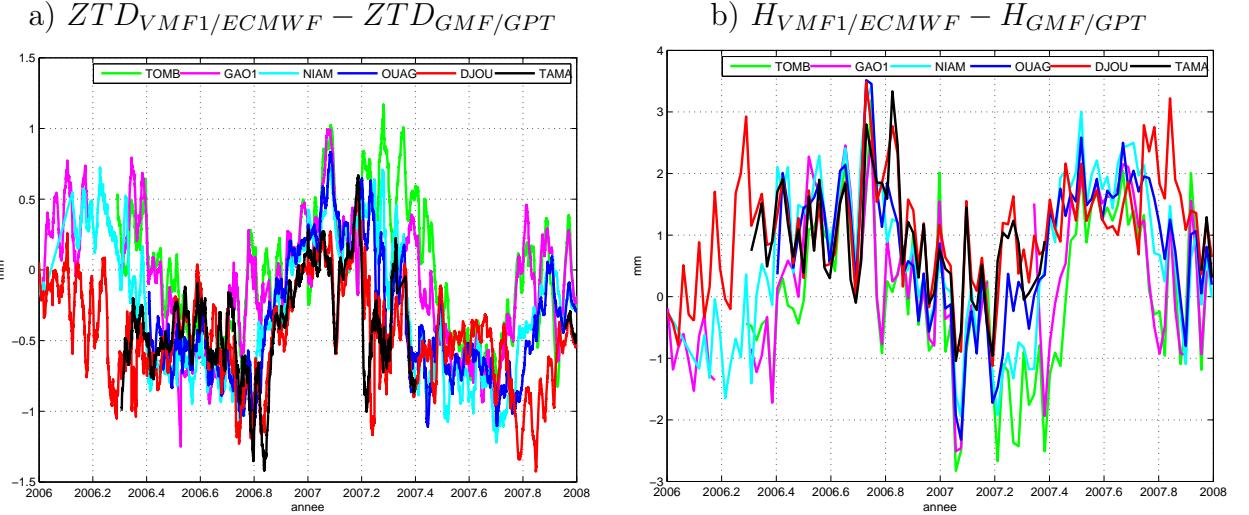


FIGURE 4.10 – a) Différences entre $ZTD_{VMF1/ECMWF}$ et $ZTD_{GMF/GPT}$ lissées avec une fenêtre glissante de 7 jours. b) Différences entre les hauteurs hebdomadaires des stations AMMA estimées par les traitements précis/repro1a et précis/repro1b.

de l'eau précipitable. Les traitements opérationnels et les retraitements précis/repro1 estiment un ZTD par heure afin de capturer la variabilité du contenu intégré en vapeur d'eau à cette échelle de temps. Les traitements géodésiques classiques fixent arbitrairement le pas d'échantillonnage à 2 heures. Dans cette section, on cherche à évaluer l'influence de l'échantillonnage des ZTD estimés sur la capacité des estimations GPS à restituer la variabilité des contenus intégrés en vapeur d'eau à la fréquence souhaitée.

4.2.4.2 Tests méthodologiques

Les données GPS AMMA ont été traitées sur la période [2006,0 ; 2008,0] selon deux stratégies de calcul, T_{1h} et T_{2h} , la première étant celle du retraitement precis/repro1b tandis que la seconde ne diffère de la première que par l'échantillonnage des ZTD estimés fixé à 1 toutes les 2 heures.

Sensibilité des ZTD Les ZTD estimés par le traitement T_{1h} sont sous-échantillonnes³ à 2 heures pour être comparés à ceux estimés par le traitement T_{2h} . Le tableau 4.22 présente les statistiques des comparaisons entre les ZTD estimés par les deux traitements pour les périodes S_{sec} et S_{hum} .

Les écarts moyens entre les ZTD estimés par les traitements T_{1h} et T_{2h} sont submillimétriques, inférieurs à 0,2 mm en saison sèche, inférieurs à 0,5 mm en saison humide. Un changement d'échantillonnage des allongements troposphériques zénithaux introduit de légers biais dans les estimations de ces paramètres, principalement en saison humide. Les écarts-types des différences ont des comportements plus remarquables. En saison sèche, ils sont submillimétriques pour les stations de Tombouctou à Ouagadougou et inférieurs aux médianes des erreurs formelles des ZTD estimés par le traitement T_{2h} ($\sigma_{ZTD}^{T_{2h}}$). Les

3. Pour chaque $ZTD_{T_{1h}}(h)$, on calcule la moyenne pondérée $(2.ZTD_{T_{1h}}(h)+ZTD_{T_{1h}}(h-1)+ZTD_{T_{1h}}(h+1))/4$ que l'on sous-échantillonne à 2 heures.

Paramétrage				
Début de session	Durée de la session	Orbites IGS	Angle de coupe	Pondération des observations
00h00 UTC	24h	IGS final (repro1)	7°	$\sigma_{mes}(elev)$
Modélisation troposphérique				
fonction de projection	ZHD <i>a priori</i>	nb de gradients tropo. estimés	contrainte stochastique	
VMF1	ECMWF	1 NS et 1 EW par jour	Gauss-Markov standard	
Tests méthodologiques sur				
nb de ZWD par heure		1 ZWD par heure	1 ZWD par 2 heure	
code du traitement		T_{1h}	T_{2h}	

TABLE 4.21 – Stratégie de traitement commune à l’ensemble des tests méthodologiques menés portant sur l’échantillonnage des ZWD estimés.

	S_{sec}			S_{hum}		
	$\Delta ZTD(T_{2h} - T_{1h})$	$\sigma_{\Delta ZTD}$	$\sigma_{mes}^{T_{2h}}(90^\circ)$	$\Delta ZTD(T_{2h} - T_{1h})$	$\sigma_{\Delta ZTD}$	$\sigma_{mes}^{T_{2h}}(90^\circ)$
Tombouctou	$0,0 \pm 0,7$	2,3	5,0	$-0,5 \pm 4,1$	3,7	7,9
Gao	$0,0 \pm 0,9$	2,6	5,2	$-0,3 \pm 4,2$	3,7	7,4
Niamey	$0,1 \pm 0,7$	2,5	4,1	$0,1 \pm 3,4$	3,4	6,3
Ouagadougou	$-0,2 \pm 0,9$	3,0	6,2	$-0,3 \pm 3,7$	3,8	8,6
Djougou	$0,0 \pm 2,0$	3,3	5,9	$-0,2 \pm 2,7$	3,6	8,1
Tamale	$0,1 \pm 3,0$	2,9	6,0	$0,0 \pm 2,6$	3,0	6,7
AMMA	$0,0 \pm 1,4$	2,7	5,5	$-0,2 \pm 3,4$	3,6	7,6

*Pour que les comparaisons ne soient pas affectées par les effets de bord de session,
les ZTD à 00h00 UTC n’ont pas été pris en compte dans les statistiques*

TABLE 4.22 – Moyennes et écarts-types (mm) des différences entre ZTD estimés par les traitements T_{1h} et T_{2h} sur les périodes S_{sec} et S_{hum} (colonne $\Delta ZTD(T_{2h} - T_{1h})$), les erreurs formelles médianes des différences entre ZTD estimés (colonne $\sigma_{\Delta ZTD} = \sqrt{(\sigma_{ZTD}^{T_{1h}})^2 + (\sigma_{ZTD}^{T_{2h}})^2}$) et les écarts-types médians des différences entre les observations GPS et leurs estimations par le traitement T_{2h} à 90° d’élévation (colonne $\sigma_{mes}^{T_{2h}}(90^\circ)$).

estimations ZTD des traitements T_{1h} et T_{2h} sont équivalentes dans ce cas de figure et semblent indiquer que les échantillonnages des ZTD retenus sont suffisants pour modéliser la variabilité troposphérique. À Djougou et Tamale en saison sèche, et sur l’ensemble des stations AMMA en saison humide, les écarts-types des différences sont compris entre 2,0 mm et 4,2 mm et peuvent dépasser les erreurs formelles des différences entre ZTD estimés (colonne $\sigma_{\Delta ZTD} = \sqrt{(\sigma_{ZTD}^{T_{1h}})^2 + (\sigma_{ZTD}^{T_{2h}})^2}$). Les estimations ZTD des traitements T_{1h} et T_{2h} ne sont pas équivalentes dans cette configuration en raison de l’existence de processus troposphériques dont les périodes sont de l’ordre de l’heure, voire plus petites. On remarquera que les erreurs formelles des ZTD estimés surestiment la précision réelle des estimations. Cependant, les écarts-types des différences sont systématiquement inférieurs aux écarts-types médians des différences entre les observations GPS et leurs estimations par le traitement T_{2h} à 90° d’élévation ($\sigma_{mes}^{T_{2h}}(90^\circ)$). On cherche maintenant à évaluer l’influence de l’échantillonnage des ZTD sur les positions estimées.

Sensibilité des hauteurs des stations et analyse de leur stabilité Le tableau 4.23 présente les différences moyennes entre hauteurs estimées par les traitements T_{1h} et T_{2h} sur les périodes S_{sec} et S_{hum} . On considère les séries temporelles de hauteurs dont les tendances linéaires ont été soustraite puis on calcule les écarts-types pondérés $\sigma_{dh_{tts}}^p$ associés. Le changement d'échantillonnage des ZTD estimés introduit des biais généralement faibles.

	$\Delta H(T_{2h} - T_{1h})$	S_{sec}	$\sigma_{dh_{ts}}^p(T_{1h})$	$\sigma_{dh_{ts}}^p(T_{2h})$	$\Delta H(T_{2h} - T_{1h})$	S_{hum}	$\sigma_{dh_{ts}}^p(T_{1h})$	$\sigma_{dh_{ts}}^p(T_{2h})$
Tombouctou	-0.4 ± 0.9	3.2		3.5	0.5 ± 2.7	4.2		4.6
Gao	-0.2 ± 1.1	3.0		3.3	0.5 ± 2.3	4.9		4.8
Niamey	-0.5 ± 1.1	2.9		3.1	0.2 ± 2.0	3.5		3.9
Ouagadougou	0.6 ± 1.2	2.7		3.2	1.6 ± 2.1	3.5		3.5
Djougou	-0.3 ± 1.8	5.5		5.6	0.4 ± 2.7	5.4		5.4
Tamale	-0.3 ± 2.5	4.5		4.8	0.9 ± 2.1	4.1		4.3
AMMA	-0,2 ± 1,4	3,1		3,4	0,7 ± 2,3	4,2		4,5

TABLE 4.23 – Comparaisons deux à deux des hauteurs des stations estimées (en mm) par les traitements T_{1h} et T_{2h} sur les périodes S_{sec} et S_{hum} . Écarts-types $\sigma_{dh_{tts}}^p$ (en mm) des séries temporelles de hauteurs des stations AMMA calculés sur les périodes S_{sec} et S_{hum} .

ment submillimétriques sur les hauteurs des stations. En saison sèche, les écarts-types des différences de hauteur sont décroissants avec la latitude, de 2,5 mm à Tamale à 0,9 mm à Tombouctou tandis qu'ils sont tous supérieurs à 2,0 mm en saison humide. Une part de la variabilité troposphérique non modélisée dans le traitement T_{2h} est ainsi absorbée lors de l'estimation des positions. Le traitement T_{1h} assure de meilleures stabilités des hauteurs de station (cf. $\sigma_{dh_{t1s}}^p(T_{1h}) < \sigma_{dh_{t1s}}^p(T_{2h})$ en vert). Pour évaluer plus distinctement la qualité des traitements T_{1h} et T_{2h} , on examine les estimations obtenues sur la totalité de la période test de [2006,0-2008,0].

4.2.4.3 Analyse de la période [2006,0-2008,0] et conclusion

Les allongements troposphériques zénithaux et les hauteurs des stations, estimés par les traitements T_{1h} et T_{2h} , ont été intercomparés sur la période [2006,0-2008,0] (cf. figure 4.11). La sensibilité des ZTD au changement du pas d'échantillonnage est clairement fonction de la saison, phénomène illustré par la figure 4.11a et quantifié par le tableau 4.22 précédent. En saison sèche, l'échantillonnage des ZTD à une heure ou deux heures conduit à des estimations ZTD équivalentes aux deux traitements en raison des faibles fluctuations de l'eau précipitable aux périodes horaires. En saison humide, les différences entre ZTD estimés par les traitements T_{1h} et T_{2h} ne sont pas biaisées mais clairement plus bruitées en raison des fluctuations de l'eau précipitable à des périodes horaires et subhoraires. Lissées sur 7 jours (cf. figure 4.11b), elles présentent des amplitudes crête à crête d'environ 1,5 mm. Les différents pas d'échantillonnage des ZTD conduisent à des différences entre hauteurs hebdomadaires (cf. figure 4.11c) dont les amplitudes crête à crête sont de l'ordre de 4 mm.

La comparaison des stabilités des hauteurs des stations AMMA sur la période S_{hum} n'avait pas pu déterminer précisément quel traitement était à privilégier. On calcule alors les médianes des répétabilités hebdomadaires des hauteurs de station obtenues pendant la saison de mousson (juin à octobre) sur la période [2006,0-2008,0] (cf. table 4.24). Le

traitement T_{1h} fournit des hauteurs de stations plus stables pendant la mousson, c'est pourquoi un échantillonnage horaire des ZTD est à privilégié.

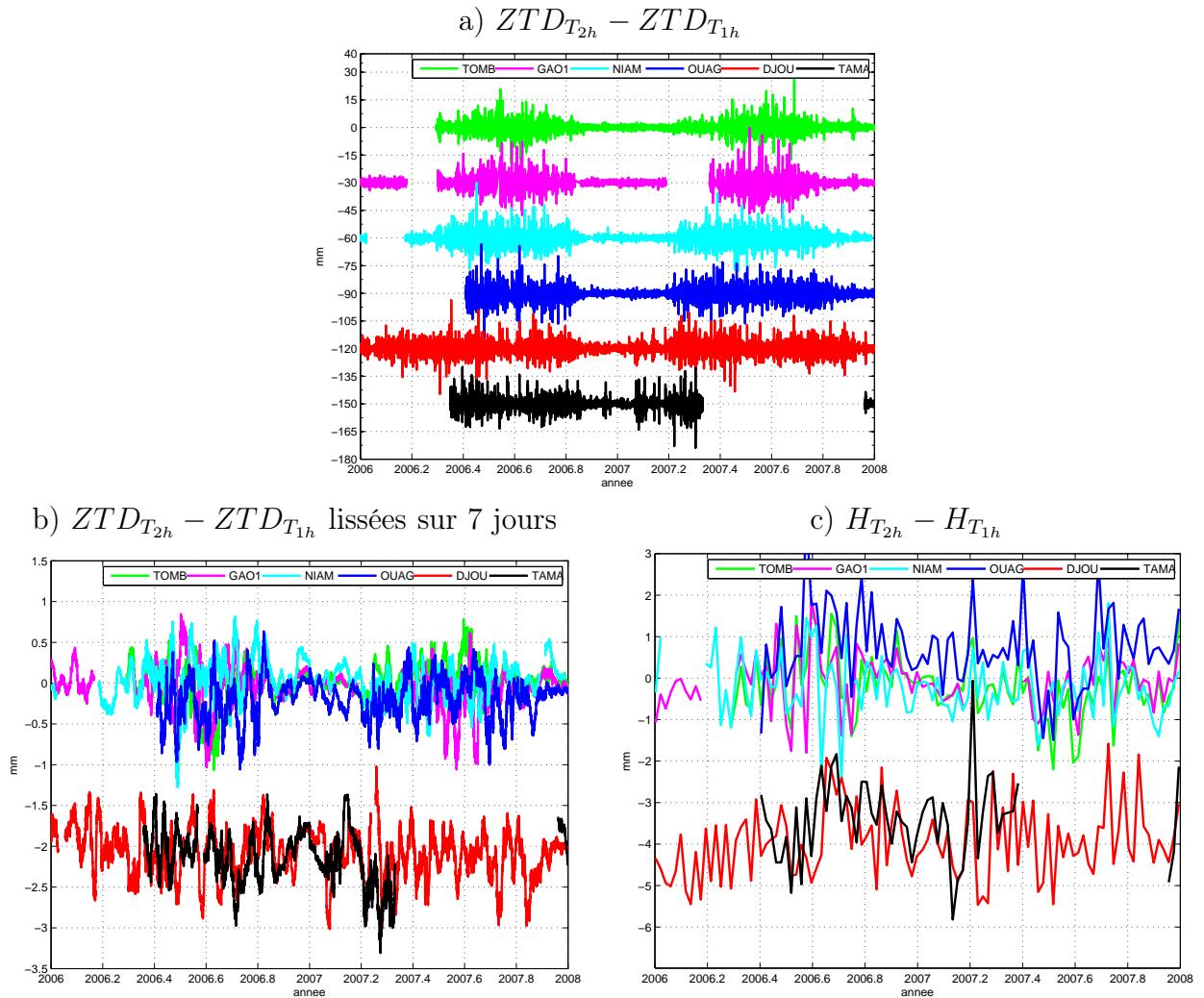


FIGURE 4.11 – a) Différences entre $ZTD_{T_{2h}}$ et $ZTD_{T_{1h}}$ (mm) pour les six stations AMMA sur la période [2006,0-2008,0]. Les séries temporelles obtenues sont espacées de -30 mm les unes des autres. b) Différences entre $ZTD_{T_{2h}}$ et $ZTD_{T_{1h}}$ (mm) lissées avec une fenêtre glissante de 7 jours. Les séries temporelles des stations de Djougou et Tamale ont été translatées de -2 mm . c) Différences (mm) entre les hauteurs hebdomadaires estimées par les traitements T_{2h} et T_{1h} . Les séries temporelles des stations de Djougou et Tamale ont été translatées de -4 mm .

station	TAMA	DJOU	OUAG	NIAM	GAO1	TOMB
latitude	9, 6°N	9, 7°N	12, 4°N	13, 5°N	16, 3°N	16, 7°N
T_{1h}	3, 5	3, 5	3, 7	3, 6	3, 3	3, 7
T_{2h}	3, 4	4, 2	4, 0	3, 4	3, 9	4, 0

TABLE 4.24 – Répétabilités hebdomadaires médianes (mm) des hauteurs des stations AMMA obtenues pour les traitements T_{1h} et T_{2h} et déterminées pour les mois de juin à octobre de la période [2006,0-2008,0].

4.2.5 Échantillonnage des gradients troposphériques

4.2.5.1 Problématique

Le caractère anisotrope de l'indice de réfraction troposphérique et donc du champ 2D de l'eau précipitable est modélisé dans le traitement des données GPS par l'introduction de gradients troposphériques (cf. section 1.2.2.3 page 37). Le traitement des données GPS AMMA estime 1 gradient NS et EW par session journalière, ce qui peut sembler inadapté en raison des processus troposphériques subdiurnes. Dans cette section, on cherche à appréhender l'influence d'une meilleure prise en compte de l'anisotropie de l'indice de réfraction atmosphérique dans le traitement des données GPS. Pour ce faire, on compare les estimations obtenues par deux traitements, le premier estimant 1 gradient NS et EW par session journalière tandis que le second en estime 3.

4.2.5.2 Tests méthodologiques

Les données GPS AMMA ont été traitées sur la période [2006,0 ; 2008,0] selon deux stratégies de calcul, T_{1G} et T_{3G} , la première étant celle du retraitement precis/repro1b tandis que la seconde ne diffère de la première que par l'échantillonnage des gradients troposphériques estimés fixé à 3 par jour.

Paramétrage				
Début de session	Durée de la session	Orbites IGS	Angle de coupure	Pondération des observations
00h00 UTC	24h	IGS final (repro1)	7°	$\sigma_{mes}(elev)$
Modélisation troposphérique				
fonction de projection	ZHD <i>a priori</i>	nb de ZWD estimés	contrainte stochastique	
<i>VMF1</i>	<i>ECMWF</i>	1 ZWD par heure	Gauss-Markov standard	
Tests méthodologiques sur				
nb de ZWD par heure	1 NS et 1 EW par jour	3 NS et 3 EW par jour		
code du traitement	T_{1G}	T_{3G}		

TABLE 4.25 – Stratégie de traitement commune à l'ensemble des tests méthodologiques menés portant sur l'échantillonnage des gradients troposphériques estimés.

Sensibilité des ZTD Le tableau 4.26 présente les statistiques des comparaisons entre les ZTD estimés par les deux traitements pour les périodes S_{sec} et S_{hum} .

	S_{sec}			S_{hum}		
	$\Delta ZTD(T_{3G} - T_{1G})$	$\sigma_{\Delta ZTD}$	$\sigma_{mes}^{T_{3G}}(90^\circ)$	$\Delta ZTD(T_{3G} - T_{1G})$	$\sigma_{\Delta ZTD}$	$\sigma_{mes}^{T_{3G}}(90^\circ)$
Tombouctou	$-0,1 \pm 0,7$	2,6	4,8	$-0,3 \pm 1,4$	3,9	7,0
Gao	$-0,1 \pm 0,8$	2,9	5,0	$-0,3 \pm 1,3$	3,9	6,6
Niamey	$-0,1 \pm 0,6$	2,7	4,1	$-0,3 \pm 1,0$	3,6	5,7
Ouagadougou	$-0,2 \pm 0,8$	3,4	6,2	$-0,2 \pm 1,1$	4,1	7,9
Djougou	$-0,4 \pm 1,8$	3,6	5,9	$-0,3 \pm 1,7$	3,9	7,7
Tamale	$-0,1 \pm 1,3$	3,2	5,6	$-0,1 \pm 1,2$	3,2	6,5
AMMA	$-0,2 \pm 1,0$	3,0	5,3	$-0,2 \pm 1,3$	3,9	6,8

*Pour que les comparaisons ne soient pas affectées par les effets de bord de session,
les ZTD à 00h00 UTC n'ont pas été pris en compte dans les statistiques*

TABLE 4.26 – Moyennes et écarts-types (mm) des différences entre ZTD estimés par les traitements T_{1G} et T_{3G} sur les périodes S_{sec} et S_{hum} (colonne $\Delta ZTD(T_{3G} - T_{1G})$), les erreurs formelles médianes des différences entre ZTD estimés (colonne $\sigma_{\Delta ZTD} = \sqrt{(\sigma_{ZTD}^{T_{3G}})^2 + (\sigma_{ZTD}^{T_{1G}})^2}$) et les écarts-types médians des différences entre les observations GPS et leurs estimations par le traitement T_{3G} à 90° d'élévation (colonne $\sigma_{mes}^{T_{3G}}(90^\circ)$).

Changer le nombre de gradients troposphériques estimés de 1 par jour à 3 par jour a un effet limité sur l'estimation des ZTD des stations AMMA. Les différences entre les ZTD estimés par les traitements T_{1G} et T_{3G} sur les périodes S_{sec} et S_{hum} présentent en moyenne un biais négatif d'environ $-0,2$ mm. En saison sèche, les écarts-types de ces différences sont submillimétriques en saison sèche pour les stations de Tombouctou, Gao, Niamey et Ouagadougou et sont de l'ordre de 1,5 mm pour Djougou et Gao. En saison humide, ils sont compris entre 1,0 mm et 1,7 mm. Ils restent dans tous les cas inférieurs aux erreurs formelles des différences entre ZTD estimés et aux écarts-types médians $\sigma_{mes}(90^\circ)$ des différences entre les observations GPS et leurs estimations à 90° d'élévation. L'échantillonnage des gradients troposphériques impose une fréquence maximale des variations de l'anisotropie de l'indice de refraction atmosphérique prise en compte dans le traitement des données GPS. Ainsi, ces variations sont lentes, voire inexistantes, pour les quatre stations septentrionales en saison sèche et sont relativement plus rapides dans les autres cas.

Sensibilité du cycle subdiurne des ZTD Sur les périodes S_{sec} et S_{hum} , les différences moyennes obtenues sur le cycle subdiurne des ZTD entre les traitements T_{1G} et T_{3G} étaient submillimétriques et ne semblaient pas présenter de systématisme particulier. Un examen plus approfondi de ces différences sur la période [2006,0-2008,0] infirme cette hypothèse. La figure 4.12 présente les différences subdiurnes obtenues entre les traitements T_{1G} et T_{3G} en 2007 pour les stations de Djougou, Niamey et Tombouctou.

À l'échelle du cycle subdiurne, les différences entre ZTD estimés par T_{1G} et T_{3G} présentent un léger systématisme à la période du jour sidéral qui se traduit par les traces obliques observées dans les graphiques des trois cycles subdiurnes.

Sensibilité des hauteurs des stations Le tableau 4.27 présente les différences moyennes entre hauteurs estimées par les traitements T_{1G} et T_{3G} sur les périodes S_{sec} et S_{hum} . Comme

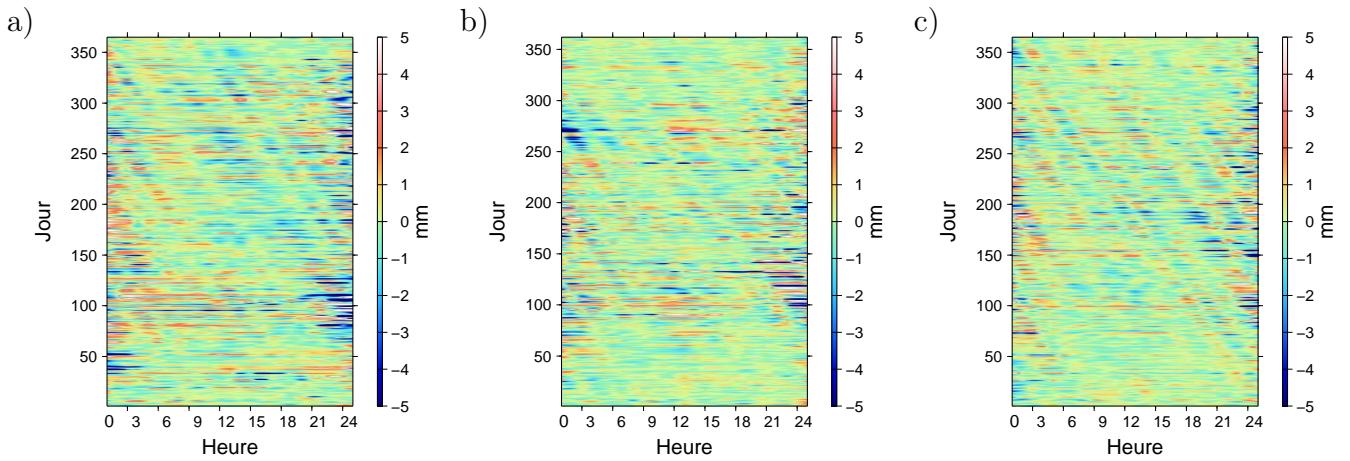


FIGURE 4.12 – Différences entre cycles subdiurnes des ZTD obtenus sur l’année 2007 par T_{1G} et T_{3G} ($\Delta ZTD(T_{3G} - T_{1G})$) à Djougou (a), Niamey (b) et Tombouctou (c). En abscisse l’heure du jour et en ordonnée les jours dans l’année.

effectué lors des tests méthodologiques précédents, on soustrait les tendances linéaires des séries temporelles de hauteurs avant de calculer les écarts-types pondérés $\sigma_{dh_{tls}}^p$.

	$\Delta H(T_{3G} - T_{1G})$	$\sigma_{dh_{tls}}^p(T_{1G})$	$\sigma_{dh_{tls}}^p(T_{3G})$	$\Delta H(T_{3G} - T_{1G})$	$\sigma_{dh_{tls}}^p(T_{1G})$	$\sigma_{dh_{tls}}^p(T_{3G})$
Tombouctou	0.1 ± 1.2	3.2	3.2	1.6 ± 2.4	4.2	4.1
Gao	-0.2 ± 1.4	3.0	3.0	1.1 ± 2.4	4.9	4.7
Niamey	0.0 ± 1.2	2.9	2.9	1.5 ± 2.0	3.5	3.5
Ouagadougou	0.3 ± 1.3	2.7	2.6	1.1 ± 2.2	3.5	3.8
Djougou	0.9 ± 2.8	5.5	4.4	1.4 ± 2.7	5.4	4.9
Tamale	0.2 ± 1.5	4.5	4.5	0.8 ± 2.3	4.1	3.1
AMMA	0.2 ± 1.6	3,1	3,1	$1,2 \pm 2,3$	4,1	3,9

TABLE 4.27 – Comparaisons deux à deux des hauteurs des stations estimées (en mm) par les traitements T_{1G} et T_{3G} sur les périodes S_{sec} et S_{hum} . Écarts-types $\sigma_{dh_{tls}}^p$ (en mm) des séries temporelles de hauteurs des stations AMMA calculés sur les périodes S_{sec} et S_{hum} .

Sur les périodes S_{sec} et S_{hum} considérées, le changement d’échantillonnage des gradients troposphériques introduit des biais très limités sur les hauteurs des stations, de $\pm 0,3$ mm en saison sèche et de l’ordre de 1,2 mm en saison humide. Les écarts-types des différences de hauteurs sont dépendants de la latitude en saison sèche, de l’ordre de 1,3 pour les quatre stations septentrionales et plus élevés à Djougou et Tamale. En saison humide, les écarts-types des différences de hauteurs sont tous de l’ordre de 2,3 mm. L’analyse des stabilités des hauteurs de station confirme que les traitements T_{1G} et T_{3G} fournissent des estimations de qualité équivalentes en saison sèche pour les quatre stations septentrionales ($\sigma_{dh_{tls}}^p(T_{1G}) \sim \sigma_{dh_{tls}}^p(T_{3G})$). En saison humide, le traitement T_{3G} semble assurer des estimations de hauteur de meilleure qualité, principalement pour les stations de Djougou et Tamale. Pour évaluer plus distinctement la qualité des traitements T_{1G} et T_{3G} sur une plus longue période, on examine les estimations obtenues sur la totalité de la période test de [2006,0-2008,0].

4.2.5.3 Analyse de la période [2006,0-2008,0] et conclusion

La figure 4.13 compare les allongements troposphériques zénithaux ainsi que les hauteurs des stations AMMA estimés par les traitements T_{1G} et T_{3G} sur la période [2006,0-2008,0]. La sensibilité des ZTD au changement du nombre de gradients estimés est fonction de la saison (cf. 4.13a) mais ce phénomène est bien moins marqué que lors d'un changement du nombre de ZTD estimés (cf. 4.11). Les différences $ZTD_{T_{3G}}$ et $ZTD_{T_{1G}}$, lissées à 7 jours, sont légèrement biaisées en saison humide et ont des amplitudes crête à crête d'environ 1,5 mm (cf. figure 4.13b).

Les différences entre hauteurs hebdomadaires (cf. figure 4.13c) sont toutes plus ou moins corrélées et présentent un léger saut d'environ 1 mm en 2007,2. Avant ce saut, elles ne sont pas biaisées et présentent une forte variabilité saisonnière avec des valeurs comprises entre -2 mm et 4 mm. Après ce saut, elles présentent un biais de 1 mm avec des variations dont une amplitude crête à crête est de l'ordre de 2 mm. Pour évaluer dans son ensemble la qualité des traitements T_{1G} et T_{3G} , les médianes des répétabilités hebdomadaires des hauteurs de station sont calculées en saison de mousson (juin à octobre) et sur l'intégralité de la période [2006,0-2008,0]. Le traitement T_{3G} tend à améliorer les répétabilités hebdomadaires des hauteurs obtenues. Toutefois, le nombre de gradients estimés lors du traitement ne semble pas critique pour obtenir de bonnes estimations GPS.

station	TAMA	DJOU	OUAG	NIAM	GAO1	TOMB
latitude	9, 6°N	9, 7°N	12, 4°N	13, 5°N	16, 3°N	16, 7°N
a)						
T_{1G}	3, 5	3, 5	3, 7	3, 6	3, 3	3, 7
T_{3G}	3, 0	3, 5	3, 6	3, 4	3, 4	3, 6
b)						
T_{1G}	3, 0	3, 2	3, 1	2, 6	2, 4	2, 5
T_{3G}	2, 9	3, 1	2, 8	2, 4	2, 3	2, 3

TABLE 4.28 – Répétabilités hebdomadaires médianes $WRMS_{med}^{hebdo}(dh)$ (mm) des hauteurs des stations AMMA obtenues pour les traitements T_{1G} et T_{3G} : a) $WRMS_{med}^{hebdo}(dh)$ sur la période [2006,0-2008,0] entre juin et octobre et b) $WRMS_{med}^{hebdo}(dh)$ sur la période [2006,0-2008,0] complète.

4.3 Modélisations de la surcharge atmosphérique et de l'ionosphère

Les surcharges atmosphériques et les termes ionosphériques du second ordre et supérieurs ont fait l'objet d'études approfondies ces dernières années afin d'être correctement pris en compte dans le traitement des données GPS. Les principes physiques sur lesquels reposent ces phénomènes ont été présentés dans le chapitre 1 tandis que l'influence de leur non-prise en compte dans les traitements a été abordée dans le chapitre 2 section 2.3.2 page 65. La quantification réelle de l'influence de ces phénomènes sur les estimations GPS AMMA n'a été possible qu'à partir de la version 10.4 du logiciel GAMIT. Cette

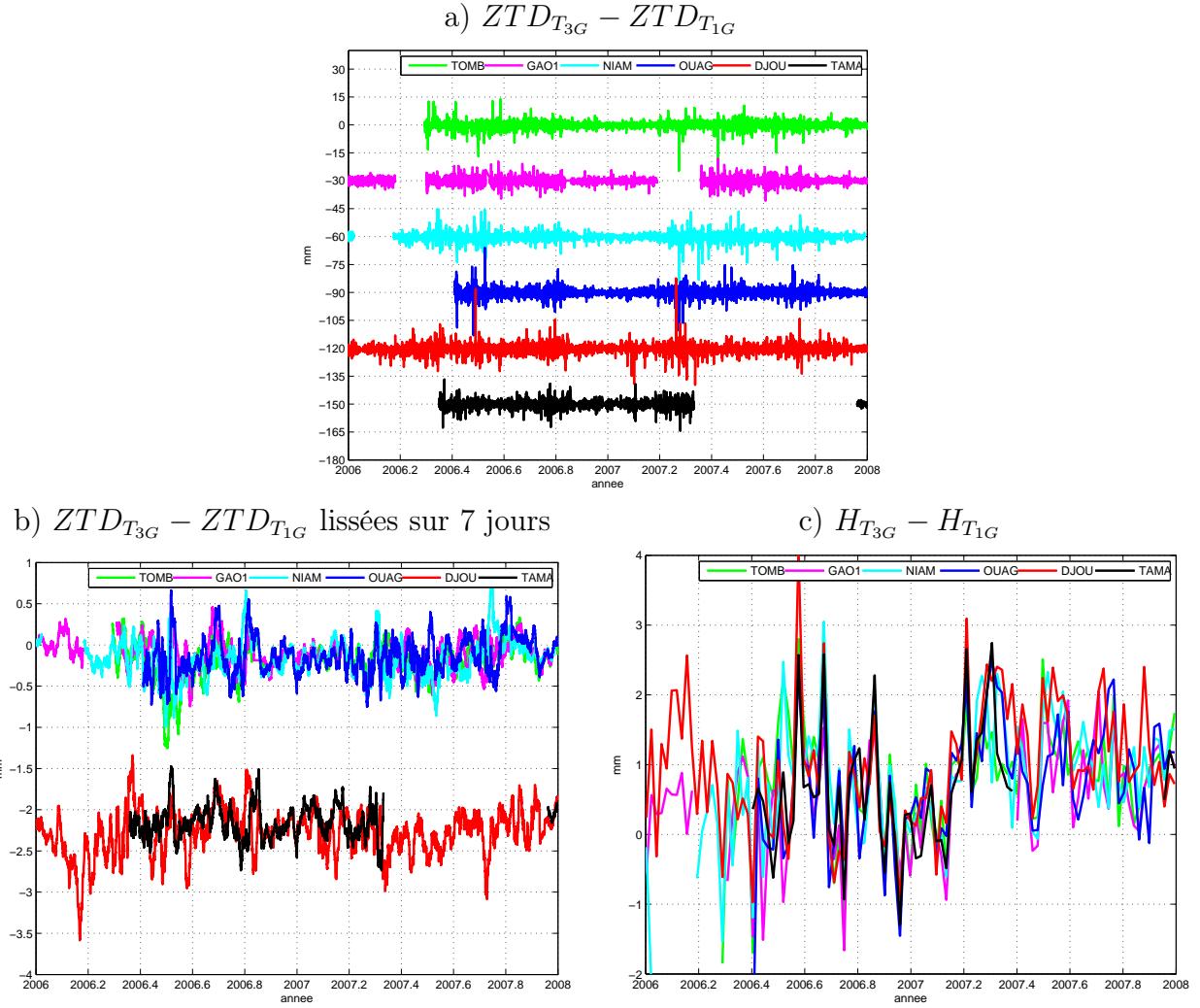


FIGURE 4.13 – a) Différences entre $ZTD_{T_{3G}}$ et $ZTD_{T_{1G}}$ (mm) pour les six stations AMMA sur la période [2006,0-2008,0]. Les séries temporelles obtenues sont espacées de -30 mm les unes des autres. b) Différences entre $ZTD_{T_{3G}}$ et $ZTD_{T_{1G}}$ (mm) lissées avec une fenêtre glissante de 7 jours. Les séries temporelles des stations de Djougou et Tamale ont été translatées de -2 mm. c) Différences (mm) entre les hauteurs hebdomadaires estimées par les traitements T_{3G} et T_{1G} .

section dresse une synthèse des résultats obtenus à partir des tests de sensibilité basés sur la stratégie de calcul décrite dans le tableau 4.29.

4.3.1 Surcharges atmosphériques

4.3.1.1 Contexte AMMA

La figure 4.14 présente les déformations verticales induites par les surcharges atmosphériques pour les six stations AMMA sur la période [2006,0-2008,0] pour différentes échelles temporelles. La figure 4.14a présente les déformations verticales affectant les positions des stations AMMA calculées à partir des grilles de pression de l'ECMWF. Les

Paramétrage				
Début de session	Durée de la session	Orbites IGS	Angle de coupure	Pondération des observations
00h00 UTC	24h	IGS final (repro1)	7°	$\sigma_{mes}(elev)$
Modélisation troposphérique				
fonction de projection	ZHD <i>a priori</i>	nb de ZWD estimés	nb de gradients tropo. estimés	contrainte stochastique
VMF1	ECMWF	1 ZWD par heure	3 NS et 3 EW par jour	Gauss-Markov standard

TABLE 4.29 – Stratégie de traitement commune à l’ensemble des tests méthodologiques de cette section.

séries temporelles ont été translatées de 7 mm les unes par rapport aux autres pour une meilleure lisibilité. Ces déformations ont une variabilité saisonnière (cf. figure 4.14b) induite par les variations de pression à l’échelle régionale commune aux stations AMMA. Les amplitudes de ces déformations sont cependant plus marquées sur les stations sahéliennes de Tombouctou, Niamey et Gao que sur les stations de Djougou et Tamale en raison des déplacements de la dépression thermique saharienne (*Heat Low*, cf. figure 3.2 page 73). Les déformations verticales induites par les surcharges atmosphériques ont aussi une variabilité journalière régies par les marées atmosphériques (cf. figure 4.14c) et commune aux six stations AMMA.

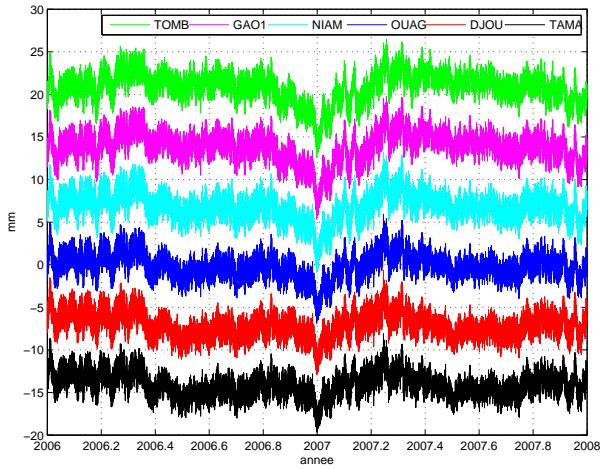
4.3.1.2 Tests méthodologiques

Les données GPS AMMA ont été traitées sur la période [2006,0-2008,0] selon traitements GPS, T_{ATML}^O et T_{ATML}^N , le première prenant en compte les déformations induites par les surcharges atmosphériques et l’autre pas, chacun basé sur le paramétrage décrit dans le tableau 4.29.

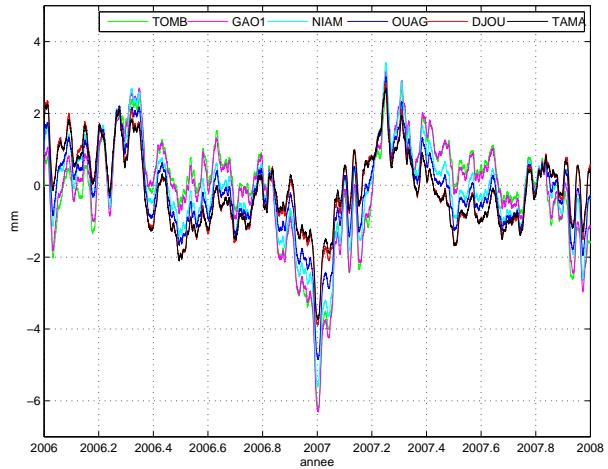
Influence sur les ZTD Les déformations verticales induites par les surcharges atmosphériques sur une session de calcul ont une amplitude crête à crête de 3 mm en moyenne (cf. figure 4.14c). La non-prise en compte de ces déformations introduit une erreur sur le cycle subdiurne des ZTD de 0,7 mm d’amplitude crête à crête en moyenne (cf. figure 4.15). L’amplitude des erreurs sur les ZTD estimés représente ainsi entre 20 et 24% de l’amplitude de la déformation verticale non modélisée, ce qui correspond aux résultats extraits de la bibliographie GPS déjà présentés dans la section 2.3.2.4 page 68.

Influence sur les hauteurs des stations Les différences entre hauteurs estimées pour chaque station par les traitements T_{ATML}^N et T_{ATML}^O , notées $\Delta H_{ATML}^{N-O} = H_{T_{ATML}^N} - H_{T_{ATML}^O}$, décrivent les déformations saisonnières des surcharges atmosphériques non-prise en compte dans le traitement T_{ATML}^N (cf. figure 4.14b). Toutefois, ces différences sont aussi affectées par des signaux parasites, ε_H^p , générés par les déformations subdiurnes des surcharges atmosphériques non modélisées lors de ce même traitement (cf. section 2.3.2.4 page 68). La figure 4.16 présente ainsi les signaux parasites ε_H^p de chaque station AMMA obtenus par différence des ΔH_{ATML}^{O-N} et des déformations verticales saisonnières des surcharges atmosphériques, et lissés avec une fenêtre glissante de 30 jours. Les signaux parasites ε_H^p

a) Déformations verticales induites par les surcharges atmosphériques



b) Déformations verticales saisonnières



c) Déformations verticales journalières

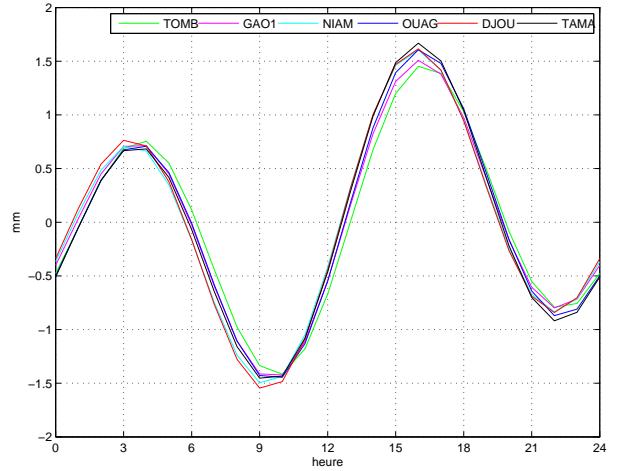


FIGURE 4.14 – a) Déformations verticales (en mm) induites par les surcharges atmosphériques pour les stations AMMA sur la période [2006,0-2008,0] calculées à partir des grilles de l’ECMWF et exprimées dans le repère lié au centre de figure. Les séries sont translatées de 7 mm les unes par rapport aux autres pour une meilleure lisibilité. b) idem que a) mais lissées avec une fenêtre glissante de 7 jours. c) Déformations subdiurnes (en mm) induites par les marées atmosphériques pour les stations AMMA d’après *van Dam et Ray (2010)*.

introduits sur les hauteurs des stations AMMA sont généralement submillimétriques et représentent en moyenne -22% des déformations verticales induites par les surcharges atmosphériques saisonnières.

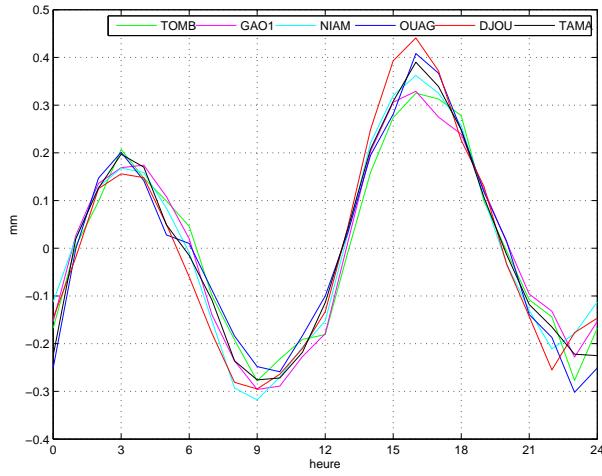


FIGURE 4.15 – Cycle subdiurne moyen des différences $ZTD_{T_{ATML}^N} - ZTD_{T_{ATML}^O}$ (mm) des stations AMMA. Chaque différence correspond à l'erreur commise sur l'estimation des ZTD en raison de la non-prise en compte des déformations induites par les surcharges atmosphériques.

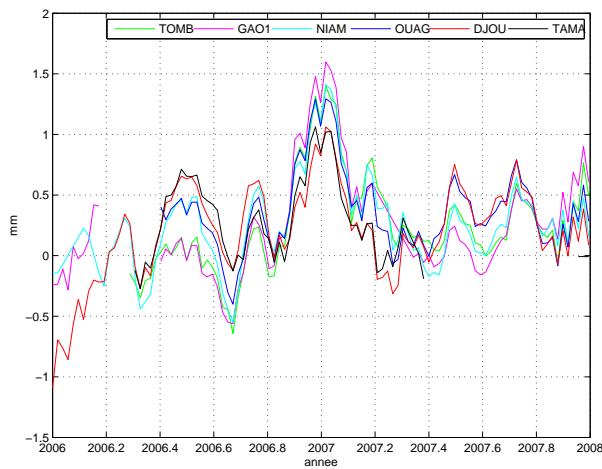


FIGURE 4.16 – Signaux parasites ε_H^p introduits sur les hauteurs des stations AMMA par les déformations subdiurnes des surcharges atmosphériques non modélisées lors du traitement des données GPS. Ces signaux ont été lissés avec une fenêtre glissante de 30 jours.

4.3.2 Termes ionosphériques d'ordre 2 et supérieurs

4.3.2.1 Contexte AMMA

La figure 4.17a présente l'évolution pluriannuelle du TEC à Niamey sur la période [2006,0 ;2010,0] et son évolution subdiurne pendant l'année 2006 (b). Le TEC à Niamey est caractéristique de l'évolution du TEC sur l'ensemble de la zone AMMA et il présente une variabilité journalière particulièrement marquée pendant la période [100-140 2006]. Connaissant les évolutions du TEC pour la station de Niamey, il est possible de déterminer

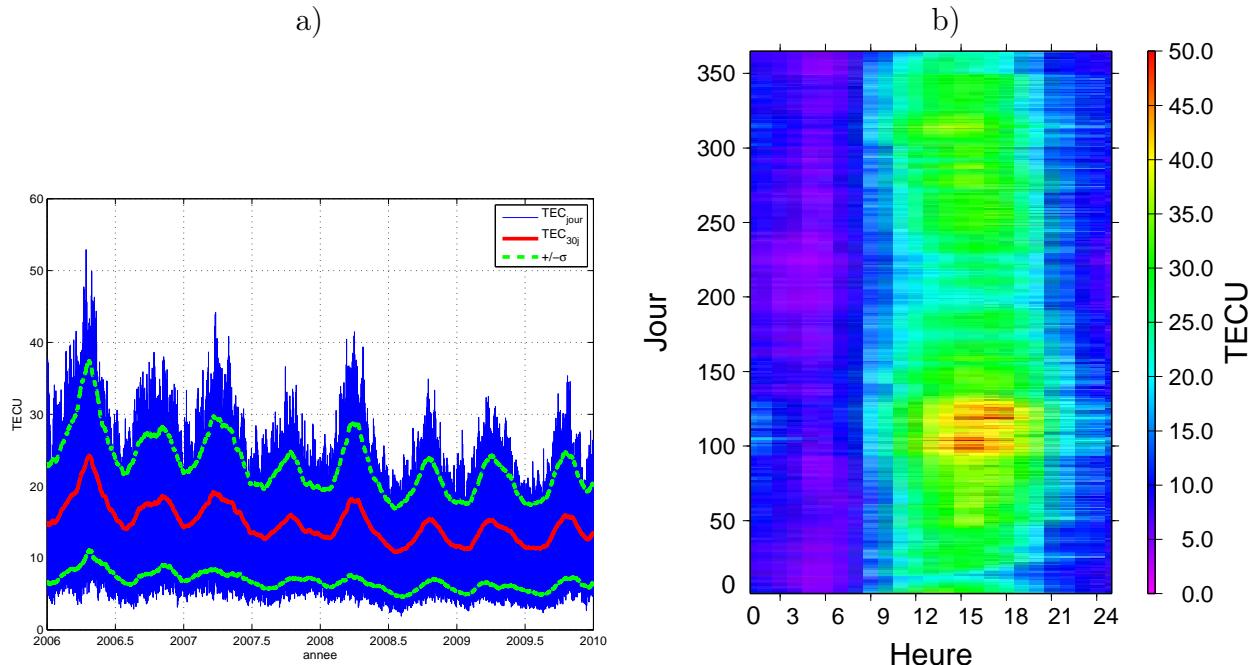


FIGURE 4.17 – a) Évolution du TEC de la station de Niamey sur la période [2006,0 ;2010,0] extraite des fichiers IONEX. b) Cycle diurne du TEC de la station de Niamey pendant l'année 2006. L'unité est le TECU= 10^{16} électrons/m².

les erreurs générées par les termes ionosphériques du second ordre sur les mesures de phase *LC* entre les satellites GPS et le récepteur (cf. p. ex. *Kedar et coll. (2003)*). La figure 4.18 illustre le cas de la station de Niamey pour le jour d'observation 100 de l'année 2006. Les erreurs introduites sont inférieures à 2 mm pendant la nuit, oscillent entre -6 mm et +4 mm pendant la journée et sont extrêmales aux basses élévations. Le signe de ces erreurs dépend de l'azimut de la visée récepteur-satellite, négatif pour des visées vers le sud, positif pour des visées vers le nord. Nous nous intéressons à l'impact de ces erreurs de modélisation sur les estimations GPS.

4.3.2.2 Tests méthodologiques

Les données GPS AMMA ont été traitées sur la période [2006,0-2008,0] selon traitements GPS, T_{IONO2}^O et T_{IONO2}^N , la première prenant en compte les termes ionosphériques d'ordre deux et supérieurs, et l'autre non. Chacun de ces calculs est basé sur le paramétrage décrit dans le tableau 4.29.

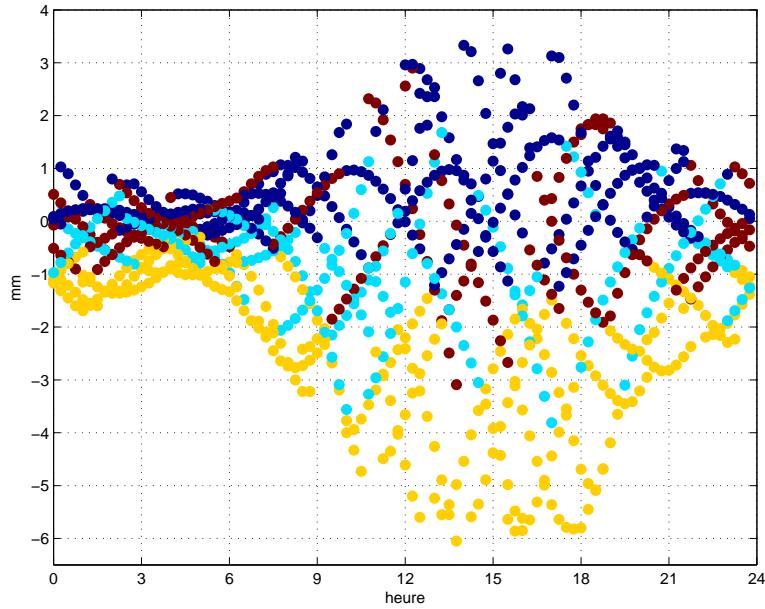


FIGURE 4.18 – Erreurs générées (en mm) par les termes ionosphériques du second ordre sur les mesures de phase *LC* pour la station de Niamey pour le jour 100-2006. Les couleurs correspondent à l’azimut des satellites dans le repère géodésique local de la station (nord en bleu, est en cyan, sud en jaune et ouest en rouge).

Influence sur les ZTD Les différences entre ZTD obtenus par les traitements T_{IONO2}^O et T_{IONO2}^N sont, pour toutes les stations AMMA, égales à $0,0 \pm 0,7$ mm sur la période [2006,0-2008,0]. Le cycle subdiurne des différences moyennes $ZTD_{T_{iono2}^N} - ZTD_{T_{iono2}^O}$ (mm) des stations AMMA n’est cependant que très faiblement affecté par la non-prise en compte des termes ionosphériques d’ordre deux et supérieurs, les amplitudes crête à crête moyennes étant de 0,2 mm environ sur l’année 2006 (cf. figure 4.19). Malgré la dépendance azimutale des erreurs générées par les termes ionosphériques d’ordre deux et supérieurs, les gradients troposphériques estimés par les deux traitements tests ne présentent que des différences moyennes de $0,0 \pm 1,8$ mm à 10° d’élévation.

Influence sur les hauteurs des stations La figure 4.20 présente les erreurs introduites sur les hauteurs hebdomadaires des stations AMMA en raison de la non-prise en compte des termes ionosphériques d’ordre deux et supérieurs. Ces erreurs sont obtenues en calculant les différences de hauteur de station entre les traitements T_{iono2}^0 et T_{iono2}^N . Elles sont communes à l’ensemble des six stations AMMA et peuvent être assimilées à une erreur aléatoire de moyenne nulle et de 0,4 mm d’écart-type bien que dépendantes de l’activité ionosphérique. Ces erreurs ne sont donc pas critiques dans l’interprétation géophysique des séries temporelles des hauteurs des stations AMMA.

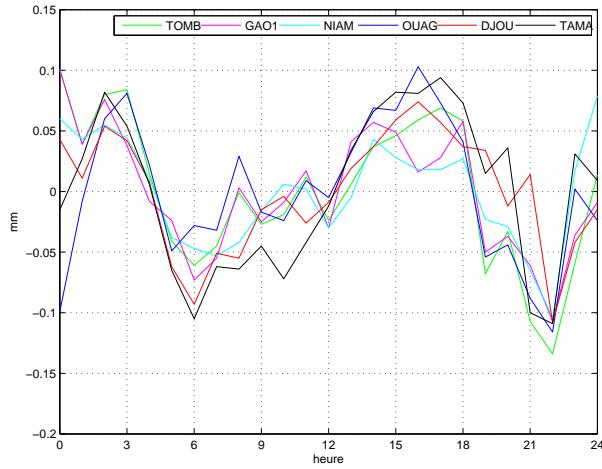


FIGURE 4.19 – Cycle subdiurne moyen des différences $ZTD_{T_{iono2}^N} - ZTD_{T_{iono2}^O}$ (mm) pour les stations AMMA sur l'année 2006. Chaque différence correspond à l'erreur commise sur l'estimation des ZTD en raison de la non-prise en compte des termes ionosphériques d'ordre deux et supérieurs.

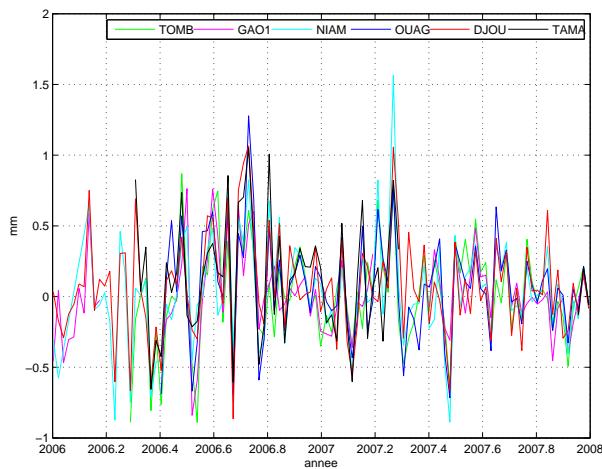


FIGURE 4.20 – Erreurs introduites sur les hauteurs hebdomadaires des stations AMMA ($H_{T_{iono2}^N} - H_{T_{iono2}^O}$) (en mm) en raison de la non-prise en compte des termes ionosphériques d'ordre deux et supérieurs.

4.3.3 Synthèse sur la période [2006,0-2008,0] et conclusion

Synthèse Sur la période [2006,0-2008,0] étudiée, la non-prise en compte des surcharges atmosphériques ou des termes ionosphériques d'ordre 2 et supérieurs dans le traitement des données GPS AMMA a un impact limité sur l'estimation des allongements troposphériques zénithaux. Elle n'introduit pas de biais et l'influence sur les cycles subdiurnes est submillimétrique (cf. figures 4.15 et 4.19). Cependant, la non-prise en compte de ces effets affecte l'estimation des positions des stations et tout particulièrement les hauteurs :

- Les différences entre hauteurs estimées pour chaque station AMMA par les traitements T_{ATML}^N et T_{ATML}^O décrivent évidemment les déformations saisonnières des surcharges atmosphériques non-prise en compte dans le traitement T_{ATML}^N (cf. figure 4.12b). Elles sont aussi affectées par des signaux parasites (cf. figure 4.16), en accord avec la synthèse bibliographique traitant de ce phénomène dans la section 2.3.2.4 page 68).
- Les différences entre hauteurs estimées pour chaque station AMMA par les traitements T_{iono2}^N et T_{iono2}^O sont assimilables à une erreur aléatoire de moyenne nulle et d'écart-type 0,4 mm.

Dans les deux cas, les signaux parasites affectant les hauteurs des stations AMMA sont corrélés spatialement. Ils peuvent donc introduire des erreurs géographiquement corrélées dans les séries temporelles des résidus de positions.

Conclusion La prise en compte de la surcharge atmosphérique et/ou des termes ionosphériques d'ordre 2 et supérieurs doit théoriquement améliorer la qualité des estimations GPS. On s'est proposé de vérifier objectivement cette assertion en comparant les critères de qualité GPS obtenus pour les traitements T_{3G} , T_{atml}^O , T_{iono2}^O et $T_{atml+iono2}^O$ ⁴. Les RMS journaliers des résidus sur les mesures de phase obtenus par chacun des traitements sont sensiblement identiques, ce qui indique que les paramètres estimés absorbent la totalité des défauts de modélisation des phénomènes étudiés. Bien que l'estimation des hauteurs soit sensible aux effets testés, les répétabilités hebdomadaires des hauteurs de station obtenues pour les traitements testés sont quasi-identiques et donc inadaptées pour évaluer les améliorations apportées par les modélisations testées. L'examen de l'ensemble des critères de qualité GPS ne permet pas de quantifier les améliorations apportées par la prise en compte des surcharges atmosphériques et des termes ionosphériques d'ordre 2 et supérieurs. La qualité des modèles sous-jacents nécessaires aux modélisations testées n'est pas à notre connaissance sujette à caution. Les améliorations apportées par ces modélisations ne sont donc pas quantifiables par les critères de qualité retenus et peuvent être masquées par des erreurs GPS résiduelles prépondérantes. Ce constat nous a conduit à mener des tests de sensibilité complémentaires présentés dans la section 4.4 suivante.

4. Le traitement $T_{atml+iono2}^O$ se base sur la stratégie de calcul du traitement T_{3G} mais prend en compte la surcharge atmosphérique et les termes ionosphériques d'ordre 2 et supérieurs.

4.4 Autres tests de sensibilité

La stratégie de traitement des données GPS repose sur un paramétrage décrit dans la section 2.1 page 48. Elle s'appuie notamment sur le choix d'un type de session, d'un angle de coupure et d'un paramétrage de la modélisation troposphérique. La précision des estimations GPS obtenues dépendant partiellement de ces choix, des tests de sensibilité ont été menés afin d'optimiser la stratégie de traitement. Ils ont, par la même occasion, permis de répondre aux problématiques de météorologie GPS suivantes :

1. *Précision des paramètres troposphériques estimés à 0h00 UTC ?*

Des effets de bord affectent l'estimation des ZTD en bordure de session (*Dick et coll., 2001 ; Ge et coll., 2002*). Ce phénomène affecte les estimations ZTD à 0h00 UTC pour des sessions journalières débutant à cette heure et se révèle particulièrement problématique dans le cadre d'intercomparaisons GPS/radiosondage AMMA. La section 4.4.1 quantifie l'influence de ce phénomène et présente la stratégie retenue pour pallier cet effet qui a été appliquée pour les retraitements précis/repro1a et précis/repro1b (*Bock et Nuret, 2009*).

2. *Impact des erreurs sur les mesures GPS de phase aux basses élévations ?*

Des erreurs affectent les mesures GPS de phase, et particulièrement aux basses élévations. Elles introduisent des incertitudes sur les estimations GPS dépendant de l'angle de coupure malgré la repondération des observations selon l'élévation. Pour quantifier l'influence de ce phénomène, des tests de sensibilité portant sur l'angle de coupure ont été réalisés en traitant les données GPS AMMA à 7° et à 10° d'élévation (cf. section 4.4.2).

4.4.1 Influence des effets de bord

4.4.1.1 Stratégie de base

Le fait que les ZTD estimés en bordure de session sont affectés par des effets de bord est un phénomène connu en météorologie GPS. Pour rappel, les ZTD sont modélisés par une fonction continue affine par morceaux sur un intervalle $[0, T]$ représentant la session de calcul. Avec $N \in \mathbb{N}$, cette fonction est définie par ses $N + 1$ nœuds échantillonnés à un pas T/N . Les valeurs aux dates $t_k = kT/N$ de ces nœuds sont données par la suite $(ZTD_k)_{k \in [0, N]}$ estimés par GPS sur la session $[0, T]$. Ainsi pour un t_k fixé, la valeur ZTD_k peut être estimée sur les $N + 1$ intervalles de longueur N décalés les uns par rapport aux autres d'un temps T/N . L'estimation optimale de ZTD_k consiste à considérer la valeur médiane des $N + 1$ estimations précédentes (*Foster et coll., 2003*) et est dénuée de tout effet de bord. Cette stratégie, basées sur des fenêtres glissantes est couramment employée en météorologie GPS.

4.4.1.2 Stratégie retenue

Pour les retraitements AMMA précis/repro1a et précis/repro1b, la stratégie décrite précédemment nécessiterait trop de temps de calcul. La stratégie retenue consiste à traiter les données GPS AMMA par deux calculs quasi-identiques, T_{0h} et T_{12h} , dont les sessions de 24 heures sont décalées de 12 heures, l'une commençant à 00h00 UTC, l'autre à 12h00

UTC et à ne retenir que les 12 heures centrales de chaque traitement, théoriquement insensibles aux effets de bord.

4.4.1.3 Analyse des effets de bord

Les effets de bord n'introduisent pas de biais systématique sur les ZTD estimés en bordure de session mais un bruit assimilable à un bruit blanc gaussien dont l'écart-type peut atteindre 8 mm. La figure 4.21 présente les écarts-types saisonniers σ_{Δ}^T (mm) des différences entre ZTD estimés par les calculs T_{0h} et T_{12h} du traitement précis/repro1b à 0h00 UTC (a), 12h00 UTC (b), 6h00 UTC (c) et 18h00 UTC (d), calculés sur la période [2006,0 ; 2010,0] pour les stations AMMA.

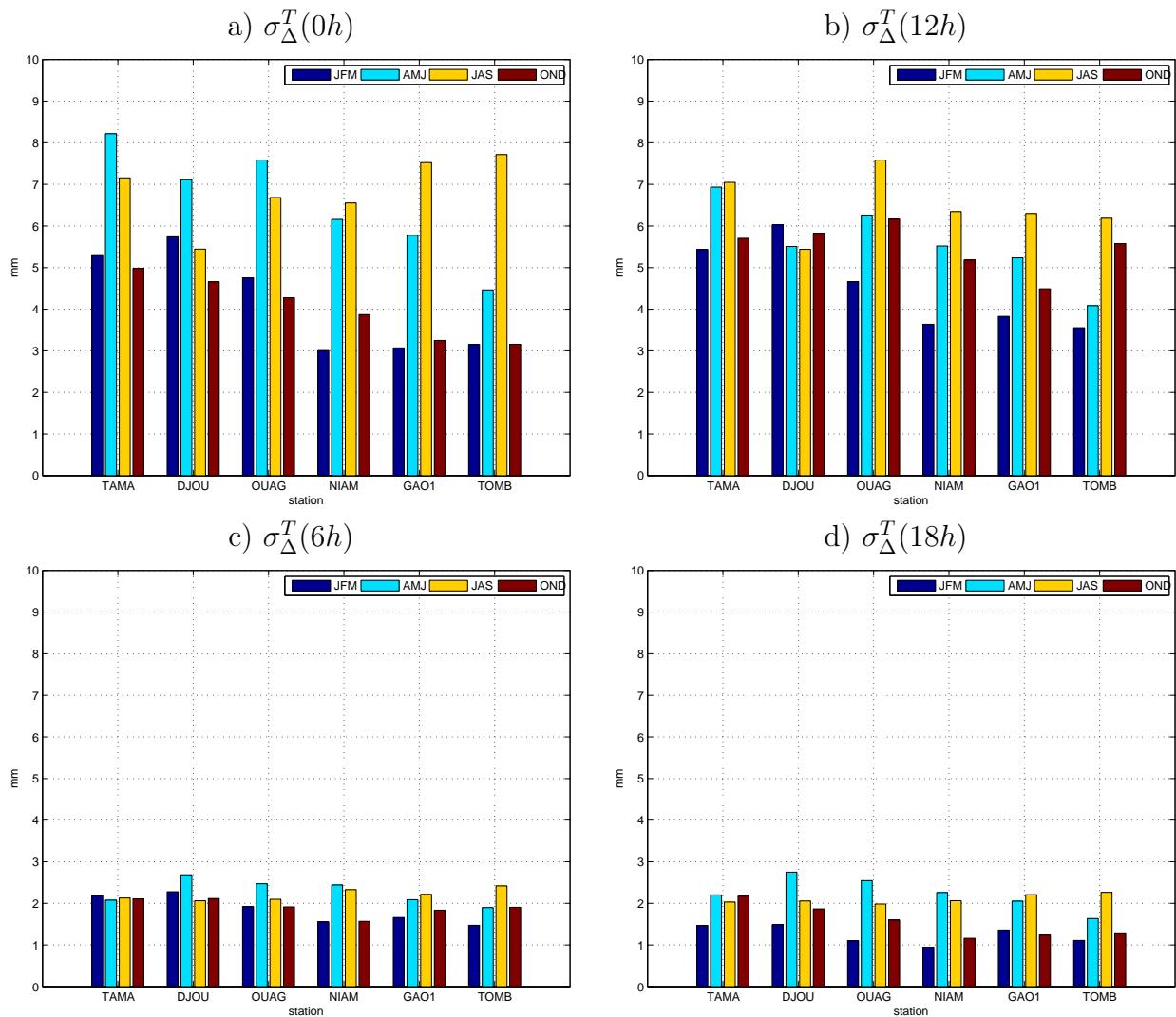


FIGURE 4.21 – Écarts-types saisonniers σ_{Δ}^T (mm) des différences entre ZTD estimés par les calculs T_{0h} et T_{12h} du traitement précis/repro1b à 0h00 UTC (a), 12h00 UTC (b), 6h00 UTC (c) et 18h00 UTC (d), calculés sur la période [2006,0 ; 2010,0] pour les stations AMMA.

Effets de bord à 0h00 UTC La figure 4.21a montre que les effets de bord à 0h00 UTC ont une influence sur les ZTD qui dépend de la latitude de la station et de la saison considérée. En saison sèche (périodes JFM et OND), les σ_{Δ}^T dépendent de la latitude de la station et sont compris entre 3 mm à Tombouctou et Gao et 5 mm à Tamale et Djougou. En saison humide, sur la période AMJ, les σ_{Δ}^T dépassent 7 mm pour les trois stations les plus au sud (Tamale, Djougou, Ouagadougou) tandis qu'ils sont compris entre 4 mm et 6 mm pour les stations les plus au nord. Sur la période JAS, les σ_{Δ}^T diminuent pour les stations de (Tamale, Djougou, Ouagadougou) et se renforcent pour les stations de (Niamey, Gao et Tombouctou). Cela semblerait indiquer que les effets de bord affectant les ZTD estimés à 0h00 UTC dépendent de l'état de la troposphère et, dans notre cas, sont renforcés par le passage du front de convergence intertropical.

Effets de bord à 12h00 UTC Les écarts-types saisonniers des différences entre ZTD estimés par les traitements T_{0h} et T_{12h} à 12h00 UTC (cf figure 4.21b) diffèrent de ceux obtenus à 0h00 UTC ce qui semblerait indiquer que les effets de bord affectant les ZTD estimés à 12h00 UTC dépendraient en plus de processus troposphériques subdiurnes.

Validation de la stratégie retenue Les ZTD estimés à 6h00 et 18h00 UTC, après application des fenêtres glissantes, ont le plus de risque d'être affectés par d'éventuels effets de bord résiduels. Les écarts-types saisonniers des différences entre ZTD estimés par les traitements T_{0h} et T_{12h} à 6h00 et 18h00 UTC (cf. figures 4.21c et 4.21d) sont tous inférieurs à 2,7 mm, médiane des erreurs formelles des ZTD estimés pour les six stations AMMA sur la période [2006,0 ; 2010,0]. La stratégie retenue permet donc de s'affranchir complètement des effets de bord affectant les ZTD estimés en bordure de session sans pour autant nécessiter trop de temps de calcul.

4.4.2 Angle de coupure

4.4.2.1 Tests de sensibilité à l'angle de coupure

Les incertitudes sur les estimations GPS, introduites par des erreurs affectant principalement les basses élévations, peuvent être quantifiées en menant des tests de sensibilité sur l'angle de coupure. Les données GPS AMMA ont été traitées sur la période [2006,0-2008,0] selon les calculs T_{7° et T_{10° partageant la stratégie de traitement décrite dans le tableau 4.30. Ces traitements ne diffèrent que de l'angle de coupure adopté : 7° pour le premier et 10° pour le second.

Paramétrage				
Début de session	Durée de la session	Orbites IGS	Angle de coupure	Pondération des observations
00h00 UTC	24h	IGS final (repro1)	7° (T_{7°) ou 10° (T_{10°)	$\sigma_{mes}(elev)$
Modélisation troposphérique				
fonction de projection	ZHD <i>a priori</i>	nb de ZWD estimés	nb de gradients tropo. estimés	contrainte stochastique
VMF1	ECMWF	1 ZWD par heure	1 NS et 1 EW par jour	Gauss-Markov standard

TABLE 4.30 – Stratégie de traitement adoptée pour les tests de sensibilité portant sur l'angle de coupure.

4.4.2.2 Analyse des résultats sur les périodes S_{sec} et S_{hum}

Sensibilité des ZTD Le tableau 4.31 présente les différences moyennes entre ZTD estimés par les traitements T_{10° et T_{7° , calculées pour les stations AMMA sur les périodes S_{sec} et S_{hum} (périodes définies en section 4.2).

	S_{sec}		S_{hum}	
	$\Delta ZTD(T_{10^\circ} - T_{7^\circ})$	$\sigma_{\Delta ZTD}$	$\Delta ZTD(T_{10^\circ} - T_{7^\circ})$	$\sigma_{\Delta ZTD}$
Tombouctou	$0,5 \pm 1,0$	3,0	$0,4 \pm 2,6$	4,4
Gao	$0,5 \pm 1,0$	3,2	$0,6 \pm 1,8$	4,2
Niamey	$1,2 \pm 1,3$	3,0	$0,8 \pm 2,2$	3,9
Ouagadougou	$1,8 \pm 1,5$	3,7	$1,3 \pm 2,8$	4,5
Djougou	$1,5 \pm 2,0$	3,8	$0,1 \pm 3,1$	4,3
Tamale	$1,9 \pm 2,4$	3,4	$1,5 \pm 2,3$	3,7
AMMA	$1,2 \pm 1,5$	3,3	$0,8 \pm 2,5$	4,3

Pour que les comparaisons ne soient pas affectées par les effets de bord de session, les ZTD à 00h00 UTC n'ont pas été pris en compte dans les statistiques

TABLE 4.31 – Moyennes et écarts-types (mm) des différences entre ZTD estimés par les traitements T_{7° et T_{10° sur les périodes S_{sec} et S_{hum} (colonne $\Delta ZTD(T_{10^\circ} - T_{7^\circ})$) et les erreurs formelles médianes des différences entre ZTD estimés (colonne $\sigma_{\Delta ZTD} = \sqrt{(\sigma_{ZTD}^{T_{7^\circ}})^2 + (\sigma_{ZTD}^{T_{10^\circ}})^2}$).

Relever l'angle de coupure de 7° à 10° introduit des différences moyennes dépendant de la saison considérée et comprises entre 0,1 mm et 1,9 mm. On s'intéresse plus particulièrement aux écarts-types des différences moyennes qui peuvent être interprétés comme

une mesure de l'incertitude des ZTD estimés. En saison sèche, ils sont décroissants avec la latitude et sont compris entre 1,0 mm à Tombouctou et 2,4 mm à Tamale. En saison humide, ils augmentent pour être compris entre 1,8 mm et 3,1 mm mais ne semblent plus dépendre de la latitude. L'ajout de mesure GPS aux basses élévations a une incidence non négligeable sur l'estimation des allongements troposphériques zénithaux. On compare les résultats obtenus sur les critères de qualité afin de déterminer quel angle de coupure est à privilégier.

Sensibilité des critères de qualité σ_{ZTD} et $\sigma_{mes}(90^\circ)$ Le tableau 4.32 présente les σ_{ZTD} et σ_{mes} médians (mm) obtenus sur les stations AMMA par les traitements T_{7° et T_{10° sur les périodes S_{sec} et S_{hum} . Les erreurs formelles des ZTD estimés par le traitement T_{7° sont systématiquement meilleures que celles du traitement T_{10° en raison du plus grand nombre d'observations GPS considérées dans le premier traitement. À l'inverse, les écarts-types médians des différences entre les observations GPS et leurs estimations par le traitement T_{10° à 90° d'élévation sont systématiquement inférieurs à ceux du traitement T_{7° . À ce stade, on ne peut pas déterminer si les mesures GPS introduites dans le traitement T_{7° permettent de mieux contraindre l'estimation des ZTD ou si ces mesures dégradent l'estimation GPS en raison de leur moindre qualité.

	S_{sec}				S_{hum}			
	$\sigma_{ZTD}^{T_{7^\circ}}$	$\sigma_{ZTD}^{T_{10^\circ}}$	$\sigma_{mes}^{T_{7^\circ}}(90^\circ)$	$\sigma_{mes}^{T_{10^\circ}}(90^\circ)$	$\sigma_{ZTD}^{T_{7^\circ}}$	$\sigma_{ZTD}^{T_{10^\circ}}$	$\sigma_{mes}^{T_{7^\circ}}(90^\circ)$	$\sigma_{mes}^{T_{10^\circ}}(90^\circ)$
Tombouctou	1,8	2,3	4,8	3,3	2,8	3,3	7,0	4,9
Gao	2,0	2,5	5,0	3,7	2,8	3,2	6,7	5,1
Niamey	1,9	2,2	4,2	3,6	2,5	2,9	5,7	4,4
Ouagadougou	2,4	2,8	6,3	4,5	2,9	3,4	8,2	6,5
Djougou	2,5	2,8	5,8	4,8	2,8	3,2	7,6	5,8
Tamale	2,3	2,5	5,6	4,1	2,3	2,8	6,6	4,6
AMMA	2,2	2,5	5,3	3,9	2,8	3,2	6,8	5,0

TABLE 4.32 – σ_{ZTD} et $\sigma_{mes}(90^\circ)$ médians (mm) obtenus sur les stations AMMA par les traitements T_{7° et T_{10° sur les périodes S_{sec} et S_{hum} .

Sensibilité des hauteurs des stations Le tableau 4.33 présente les différences moyennes entre hauteurs estimées par les traitements T_{7° et T_{10° sur les périodes S_{sec} et S_{hum} . Comme effectué lors des tests méthodologiques précédents, on soustrait les tendances linéaires des séries temporelles de hauteurs avant de calculer les écarts-types pondérés $\sigma_{dh_{tls}}^p$.

Sur les périodes S_{sec} et S_{hum} considérées, le changement d'angle de coupure introduit des biais conséquents sur les hauteurs des stations compris entre -0,7 mm et -6,4 mm. Les écarts-types des différences de hauteurs sont dépendants de la saison considérée, plus faible en saison sèche, ils peuvent doubler en saison humide. Les mesures aux élévations comprises entre 7° et 10° ont un impact important sur la détermination de la composante verticale des stations AMMA. La stabilité des hauteurs des stations $\sigma_{dh_{tls}}^p$ est clairement meilleure en saison sèche qu'en saison humide mais il semble que les mesures aux basses élévations dégradent $\sigma_{dh_{tls}}^p$ en saison sèche et l'améliorent en saison humide. Les erreurs aux basses élévations seraient alors prépondérantes sur les autres sources d'erreur en saison sèche mais de moindre importance en proportion en saison humide. Pour compléter notre étude, on analyse les résultats des traitements T_{7° et T^{10° sur la période [2006,0-2008,0].

	$\Delta H(T_{10^\circ} - T_{7^\circ})$	S_{sec}	$\sigma_{dh_{tls}}^p(T_{7^\circ})$	$\sigma_{dh_{tls}}^p(T_{10^\circ})$	$\Delta H(T_{10^\circ} - T_{7^\circ})$	S_{hum}	$\sigma_{dh_{tls}}^p(T_{7^\circ})$	$\sigma_{dh_{tls}}^p(T_{10^\circ})$
Tombouctou	$-1,5 \pm 1,6$	3,2	2,9		$-1,2 \pm 2,9$	4,2		4,4
Gao	$-2,3 \pm 1,6$	3,0	2,6		$-2,8 \pm 2,1$	4,9	4,4	
Niamey	$-4,0 \pm 1,9$	2,9	2,8		$-2,3 \pm 2,9$	3,5		3,7
Ouagadougou	$-6,4 \pm 1,6$	2,7	2,7		$-4,4 \pm 3,7$	3,5		3,8
Djougou	$-5,2 \pm 2,7$	5,5	4,5		$-0,7 \pm 3,6$	5,4		6,6
Tamale	$-5,8 \pm 3,2$	4,5	4,7		$-4,8 \pm 2,9$	4,1		4,1
AMMA	$-4,2 \pm 1,7$	3,1	2,8		$-2,7 \pm 2,9$	4,1		4,2

TABLE 4.33 – Comparaisons deux à deux des hauteurs des stations estimées (en mm) par les traitements T_{7° et T_{10° sur les périodes S_{sec} et S_{hum} . Écarts-types $\sigma_{dh_{tls}}^p$ (en mm) des séries temporelles de hauteurs des stations AMMA calculés sur les périodes S_{sec} et S_{hum} .

4.4.2.3 Analyse des résultats sur la période [2006,0-2008,0]

Les allongements troposphériques zénithaux et les hauteurs des stations, estimés par les traitements T_{7° et T_{10° , ont été comparés sur la période [2006,0-2008,0] (cf. figure 4.22). La variabilité des différences entre ZTD estimés à 7° et à 10° est fonction de la saison (cf. figure 4.22a), conformément aux résultats obtenus sur les périodes S_{sec} et S_{hum} (cf. table 4.31). Les différences moyennes entre ZTD lissées à 7 jours sont toutes comprises entre -1 mm et 2 mm environ (cf. figure 4.22b), ce qui n'est pas critique pour des études climatiques. Les différences entre hauteurs hebdomadaires (cf. figure 4.22c) sont anticorrélées avec les différences moyennes entre ZTD. Elles ont des amplitudes crête à crête de l'ordre de 5 mm pour Tombouctou, Gao et Niamey. Elles sont beaucoup plus bruitées à Ouagadougou, Djougou et Tamale avec des amplitudes crête à crête de l'ordre de 7,5 mm. Les répétabilités hebdomadaires des hauteurs des stations AMMA, obtenues par les traitements T_{7° et T_{10° ont été comparées mais il n'a pas été possible de déterminer quel traitement était préférable.

Sensibilité du cycle subdiurne des ZTD La connaissance du cycle subdiurne de l'eau atmosphérique est d'un grand intérêt dans le cadre du projet AMMA (cf. 3.3.2 page 82). La figure 4.23 présente les différences subdiurnes entre les ZTD estimés par les traitements T_{10° et T_{7° à Djougou (a), Niamey (b) et Tombouctou (c) en 2007. Les cycles subdiurnes des ZTD AMMA sont particulièrement sensibles au réhaussement de l'angle de coupure de 7° à 10° . Ils présentent des différences systématiques comprises entre -5 mm et $+5$ mm et récurrentes à la période de révolution des satellites GPS. Ces systématismes se traduisent par les trainées obliques clairement visibles sur les figures 4.23(a,b,c) et coïncident avec les cycles subdiurnes des différences entre le nombre de satellites GPS visibles à 7° et à 10° (cf. figure 4.23(d,e,f)). Ce test de sensibilité sur l'angle de coupure met en évidence des processus agissant aux basses élévations qui affectent l'estimation subdiurne des ZTD dans des proportions non négligeables. Cependant, l'incertitude introduite sur les CIVE est inférieure à $0,77 \text{ kg.m}^{-2}$ ce qui n'est pas critique pour les applications météorologiques. D'après la section 2.3.2 page 65, il est naturel de suspecter que ces systématismes sont engendrés par des multi-trajets, phénomènes aux conséquences encore mal appréhendées à ce jour.

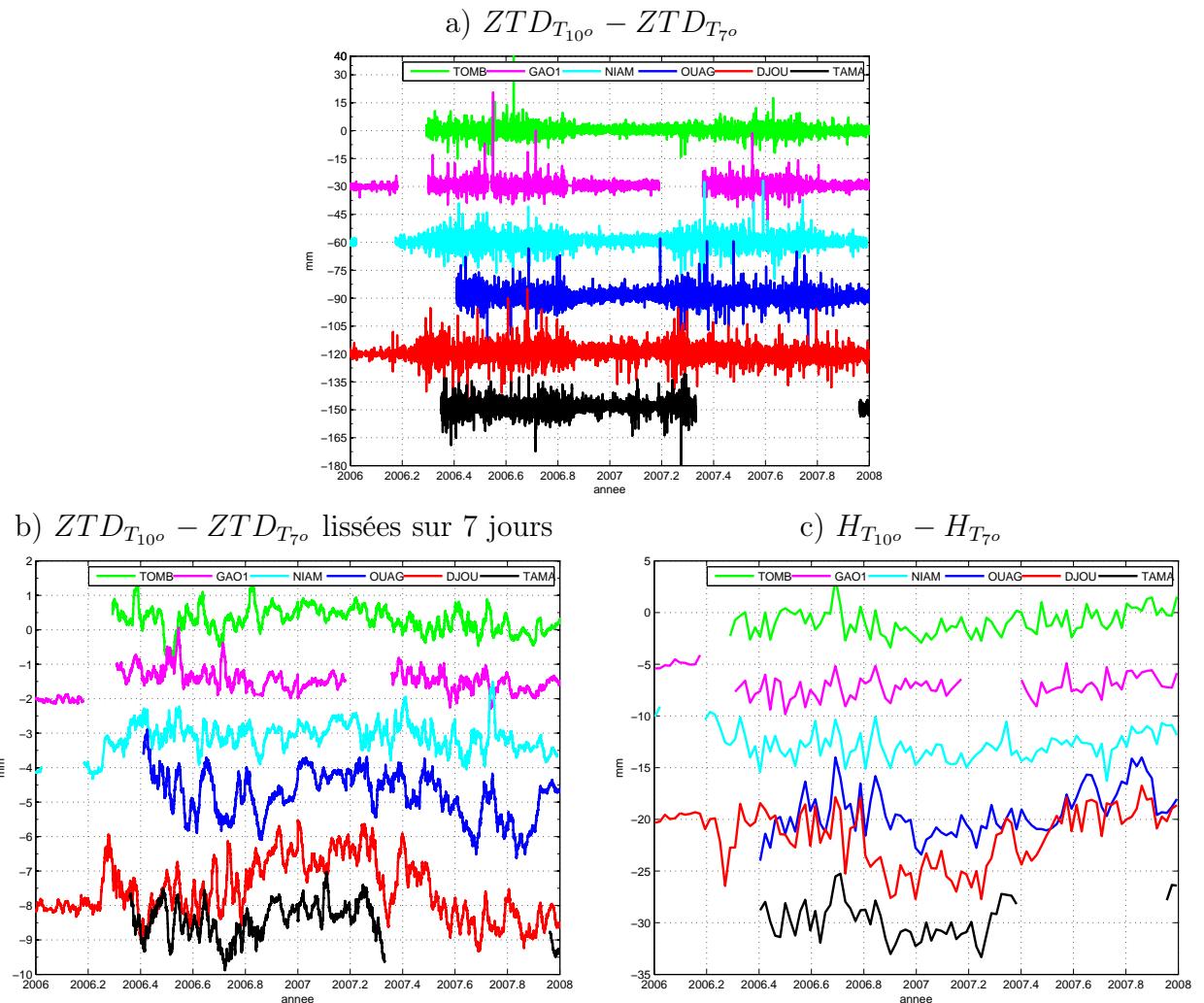


FIGURE 4.22 – a) Différences entre $ZTD_{T_{7^\circ}}$ et $ZTD_{T_{10^\circ}}$ (mm) pour les six stations AMMA sur la période [2006,0-2008,0]. Les séries temporelles obtenues sont espacées de -30 mm les unes des autres. b) Différences entre $ZTD_{T_{7^\circ}}$ et $ZTD_{T_{10^\circ}}$ (mm) lissées avec une fenêtre glissante de 7 jours. Les séries temporelles obtenues sont espacées de -2 mm les unes des autres. c) Différences (mm) entre les hauteurs hebdomadaires estimées par les traitements T_{7° et T_{10° . Les séries temporelles obtenues sont espacées de -5 mm les unes des autres.

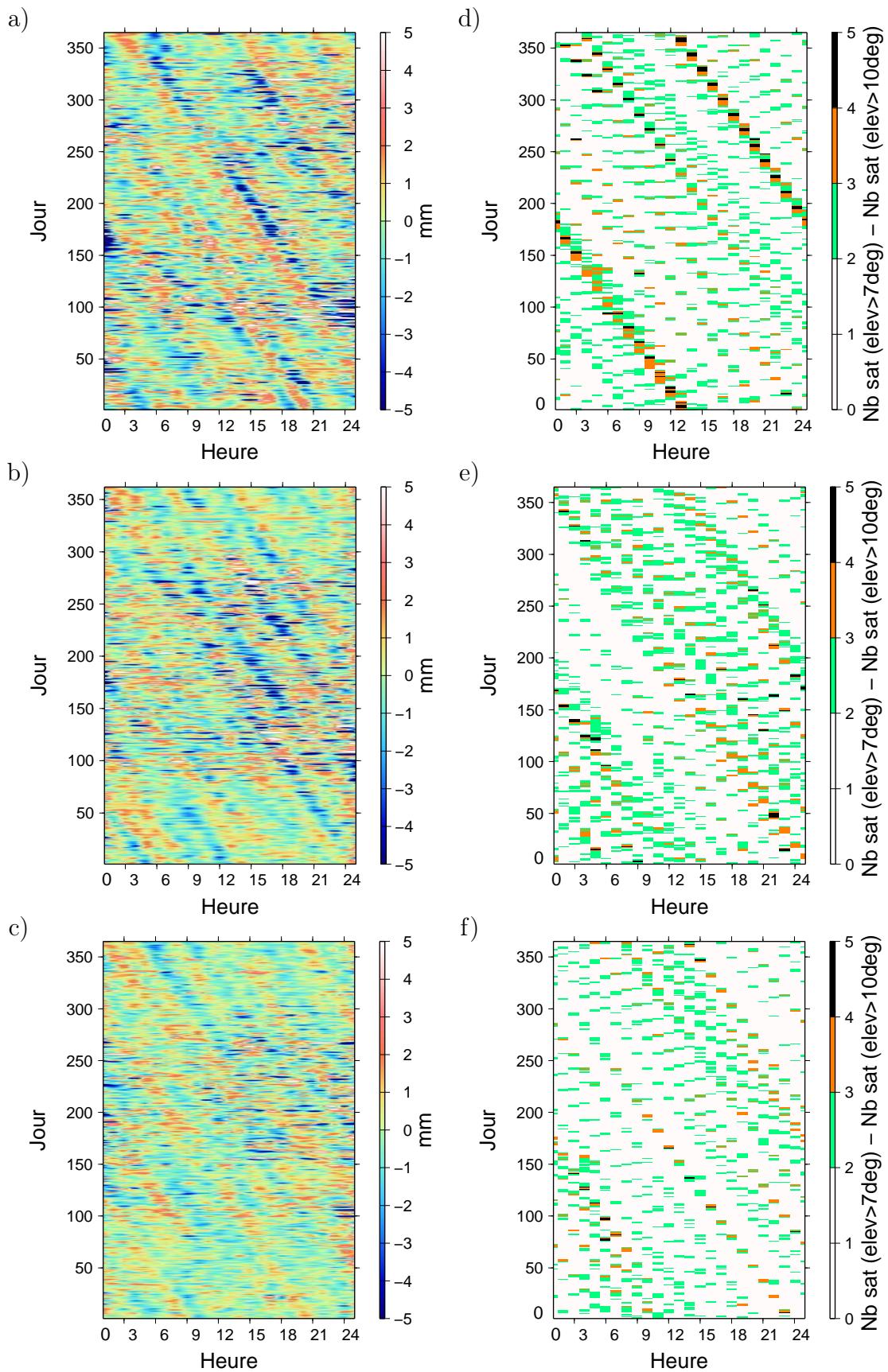


FIGURE 4.23 – Cycles subdiurnes obtenus sur l’année 2007 : différences entre les ZTD estimés par T_{10° et T_{7° à Djougou (a), Niamey (b) et Tombouctou (c) ; différence entre le nombre de satellites GPS visibles à 7° et à 10° d’élévation à Djougou (d), Niamey (e), et Tombouctou (f). En abscisse l’heure du jour et en ordonnée les jours dans l’année.

4.5 Synthèse

Dans ce chapitre, différents tests de sensibilité nous ont permis d'évaluer la sensibilité des estimations GPS AMMA, principalement celle des allongements troposphériques zénithaux et des hauteurs de station. Ils permettent de répondre aux questions soulevées par la synthèse bibliographique de la section 2.3.2 page 65 qui traite de l'influence des principales sources d'erreur sur les résultats GPS. Les paragraphes ci-après synthétisent les résultats principaux de ce chapitre.

Modélisation des antennes L'influence de la modélisation des antennes réceptrices a été évaluée dans la section 4.1. Elle introduit des biais compris entre $-0,2$ et $0,4$ mm [$\pm 0,7$ mm] sur les ZTD estimés et des biais compris entre $-2,2$ et 5 mm [± 2 mm] sur les hauteurs des stations AMMA. Le remplacement du fichier igs05.atx par l'igs08.atx introduit un biais additionnel de $0,6$ mm [$\pm 0,4$ mm] sur les ZTD. La modélisation des antennes GPS AMMA introduit potentiellement des biais sur les CIVE inférieurs à $0,15 \pm 0,1$ kg.m $^{-2}$.

Fonction de projection et ZHD utilisés comme *a priori* Le passage de la modélisation troposphérique GMF/GPT utilisée dans le retraitement précis/repro1a à la modélisation troposphérique VMF1/ECMWF utilisée dans le retraitement précis/repro1b a été évaluée dans la section 4.2.3 page 125. Il introduit des signaux saisonniers compris entre $-1,5$ et $1,0$ mm [$\pm 1,0$ mm] sur les ZTD moyennés sur 7 jours glissants et compris entre $-2,5$ et $2,5$ mm [$\pm 0,8$ mm] sur les hauteurs hebdomadaires des stations. Ces différences de modélisation introduisent des signaux parasites sur les CIVE estimés dont l'amplitude est inférieure à $0,23 \pm 0,15$ kg.m $^{-2}$.

Échantillonnage des ZTD estimés L'influence du choix de l'échantillonnage des ZTD a été évaluée dans la section 4.2.4 page 125. La non-prise en compte des fluctuations horaires de la vapeur d'eau atmosphérique dans le traitement T_{2h} introduit des signaux saisonniers assimilables à des battement compris entre -1 et 1 mm [$\pm 4,5$ mm] sur les ZTD moyennés sur 7 jours glissants et compris entre -2 et 2 mm sur les hauteurs hebdomadaires des stations. Les conséquences sur les CIVE estimés sont de l'ordre de $\pm 0,84$ kg.m $^{-2}$.

Échantillonnage des gradients troposphériques L'influence du choix de l'échantillonnage des gradients troposphériques a été évaluée dans la section 4.2.5 page 130. Estimer 3 gradients troposphériques au lieu d'un seul au cours de la session de traitement introduit des signaux bruités d'amplitude submillimétriques sur les ZTD estimés à 7 jours, et des différences comprises entre -1 et $2,5$ mm sur les hauteurs des stations. Les conséquences sur les CIVE estimés sont inférieures à $\pm 0,3$ kg.m $^{-2}$.

Surcharge atmosphérique L'influence de la non-prise en compte de la surcharge atmosphérique a été évaluée dans la section 4.3.1 page 134. On a montré que la non-prise en compte des marées atmosphériques introduisait une erreur systématique, commune aux sites AMMA, de $0,7$ mm d'amplitude crête à crête sur les cycles subdiurnes des ZTD estimés. L'incertitude engendrée sur les CIVE est de l'ordre de $\pm 0,06$ kg.m $^{-2}$ et peut donc être négligée. La non-prise en compte de la surcharge atmosphérique a un impact plus conséquent sur l'estimation des positions de station : les déformations saisonnières

sont restituées par les résidus de position tandis que les déformations subdiurnes introduisent des signaux parasites (cf. rappels bibliographiques de la section 2.3.2.4 page 68) et illustrée pour les hauteurs des stations AMMA par la figure 4.16 page 137.

Termes ionosphériques d'ordre 2 et supérieurs L'influence de la non-prise en compte des termes ionosphériques d'ordre 2 et supérieurs a été évaluée dans la section 4.3.2 page 138. Elle introduit des différences de $\pm 0,7$ mm sur les ZTD estimés, soit $\pm 0,11$ kg.m^{-2} sur les CIVE résultants, et une erreur aléatoire de moyenne nulle et de 0,4 mm d'écart-type sur les hauteurs des stations AMMA.

Autres tests de sensibilité L'analyse des effets de bord de la section 4.4.1 page 142 indique une incertitude intrinsèque inférieure à 2,7 mm sur les ZTD estimés soit 0,42 kg.m^{-2} sur les CIVE résultants. Les tests effectués sur l'angle de coupure révèlent des différences d'environ 2 mm [$\pm 1,9$ mm] sur les ZTD moyennés sur 7 jours glissants, soit $0,3 \pm 0,3$ kg.m^{-2} sur les CIVE et principalement des biais inférieurs à 5 mm sur les hauteurs des stations AMMA. Ils révèlent des systématismes de ± 5 mm affectant l'estimation des cycles subdiurnes des ZTD à la période du jour sidéral soit 0,77 kg.m^{-2} sur les CIVE.

Conclusion L'incertitude sur les CIVE GPS lissés sur 7 jours glissants est d'environ 1,1 kg.m^{-2} , conséquence de la modélisation des antennes (0,15 kg.m^{-2}), des fonctions de projection (0,23 kg.m^{-2}), de l'incertitude intrinsèque liée à la session (0,42 kg.m^{-2}) et des erreurs aux basses élévations (0,3 kg.m^{-2}). Les CIVE sont affectés par des systématismes à la période du jour sidéral, ce qui introduit une incertitude de 0,77 kg.m^{-2} sur ces estimations à l'échelle du cycle subdiurne. La qualité des estimations CIVE GPS AMMA supplante celle des techniques d'observation classiques, ce qui permet à ces estimations d'être utilisées comme référence pour des intercomparaisons instrumentales (cf. p. ex. *Bock et Nuret, 2009* ; *Nahmani et coll., 2009*) ou pour effectuer des bilans d'eau en Afrique de l'Ouest (*Meynadier 2010a* ; *Meynadier et coll., 2010b et 2010c*). Les hauteurs des stations ont révélé une sensibilité particulière aux erreurs et choix de paramétrisation mais n'ont pas révélé de systématisme pouvant affecter leur interprétation géophysique. On a confronté les positions des stations GPS AMMA à des estimations de surcharge calculées à partir de produits de modèles géophysiques et de données de gravimétrie spatiale GRACE dans le chapitre 5 suivant. Ces comparaisons n'ont pas remis en question la qualité des estimations GPS AMMA obtenues. De ce fait, les résultats de ces comparaisons sont présentés sous l'angle de l'apport des estimations GPS à la compréhension de l'hydrologie continentale en Afrique de l'Ouest.

Chapitre 5

Déformations hydrologiques induites par la mousson ouest africaine

Dans ce chapitre, on s'intéresse à l'apport des estimations GPS de position dans le but de quantifier les déformations de la croûte terrestre induites par l'hydrologie continentale. Ce travail a fait l'objet d'un article dans la revue *Journal of Geophysical Research - Solid Earth*, intitulé «*Hydrological deformation induced by the West African Monsoon : Comparison of GPS, GRACE and loading models*», que nous présentons ici dans sa version *sous presse*.

5.1 Introduction

Problématique *Grippa et coll. (2011)* montrent que les variations saisonnières de l'humidité des sols en Afrique de l'Ouest sont mal restituées par les différents produits GRACE ou les différents modèles hydrologiques ALMIP (*Boone et coll., 2009*) (cf. figure 5.1).

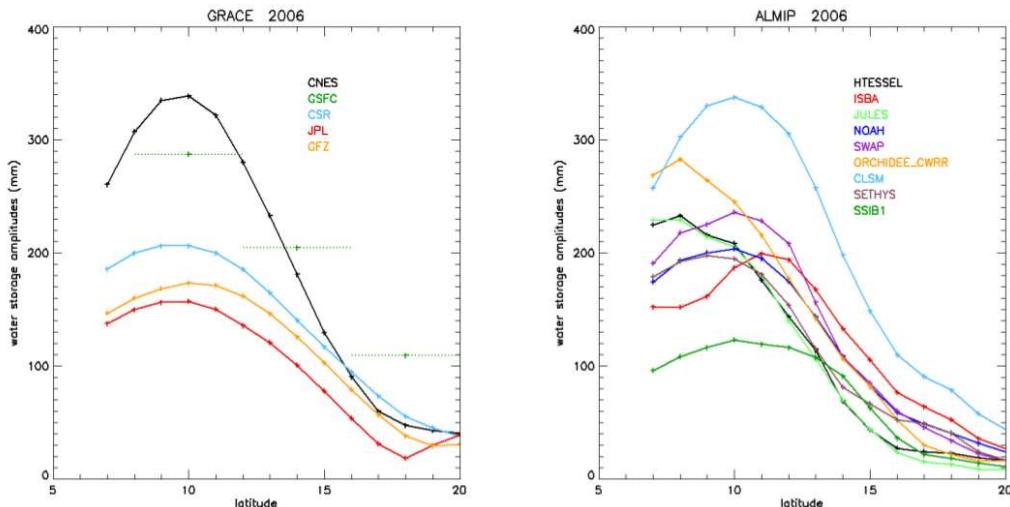


FIGURE 5.1 – Distribution latitudinale des amplitudes annuelles de l'humidité des sols (en mm) en 2006 estimées par GRACE et ALMIP (transect de 1° de latitude moyen sur la totalité de la longitude de la zone étudiée), d'après *Grippa et coll. (2011)*.

Démarche générale Pour tenter de lever cette indétermination, l'objectif est de quantifier les déformations de la croûte terrestre induites par l'hydrologie continentale en Afrique de l'Ouest par GPS. Pour ce faire, on cherche à comparer les séries temporelles de positions GPS à des estimations de surcharge calculées à partir de produits de modèles géophysiques (humidité des sols de GLDAS/Noah, pression atmosphérique de l'ECMWF et circulation océanique de MOG-2D) et de données de gravimétrie spatiale GRACE (produit CNES/GRGS-RL02).

Données et méthodologie Afin d'assurer un référencement optimal, les déformations GPS sont issues de la solution globale ULR4 calculée par le Consortium de l'Université de La Rochelle (ULR) dans le cadre du projet TIGA et décrite par *Santamaría-Gómez et coll. (2012)*. Les déformations déduites des produits GRACE et des modèles géophysiques sont calculées comme étant les réponses élastiques de la Terre aux variations de charge modélisées à sa surface (*Farrell, 1972*, cf. section 1.3.2.2 page 44). Les variations temporelles des champs de gravité GRACE peuvent être converties en variations de masse à la surface terrestre d'après *Wahr et coll. (1998)*. Un point important a consisté à exprimer les déformations déduites des trois jeux de données dans un même repère, lié au centre de figure (cf. section 1.3.2.2 page 44).

Analyse des déformations On compare les déformations issues des trois jeux de données indépendants. Pour les stations comprises entre 9.6° N et 16.7° N, les déformations verticales ont des amplitudes comprises entre 10 à 15 mm et sont principalement induites par les surcharges hydrologiques saisonnières rythmées par la mousson ouest africaine. Les trois jeux de données considérés sont en bon accord concernant l'amplitude annuelle de ces déformations verticales. Cependant, on détecte un signal GPS additionnel sur les hauteurs des stations GPS AMMA qui apparaît comme une oscillation se produisant entre septembre et mars avec une amplitude maximale à Ouagadougou évaluée entre 12 et 16 mm (cf. figures 5.4 à 5.7). L'hypothèse d'un artefact de traitement est écartée par les résultats des tests de sensibilité du chapitre 4 précédent, ce qui nous a incité à rechercher une explication géophysique.

Origine hydrogéologique du signal GPS additionnel On montre que le signal GPS additionnel est fortement corrélé avec la crue du fleuve Niger (*Millot, 1913*) pour les stations situées à proximité (Tombouctou, Gao et Niamey) et qu'il est aussi fortement corrélé aux variations piézométriques de l'aquifère supérieur à Ouagadougou (cf. figures 5.8, 5.9 et 5.10). Ces considérations renforcent l'hypothèse de l'origine hydrogéologique de ce signal qui s'expliquerait par des mécanismes géotechniques (*Holtz et Kovacks, 1991*).

5.2 Hydrological deformation induced by the West African Monsoon : Comparison of GPS, GRACE and loading models

Samuel Nahmani (1), Olivier Bock (1), Marie-Noëlle Bouin (2), Alvaro Santamaría-Gómez (3), Jean-Paul Boy (4), Xavier Collilieux (1), Laurent Métivier (1,5), Isabelle Panet (1,5), Pierre Genthon (6), Caroline de Linage (7), Guy Wöppelmann (8)

Affiliations :

- (1) IGN/LAREG and GRGS, Marne La Vallée, France
- (2) Centre de Météorologie Marine, CNRM, Brest, France
- (3) Instituto Geográfico Nacional, Yebes, Spain
- (4) EOST-IPGS (UMR 7516 CNRS-UdS), Université de Strasbourg, Strasbourg, France
- (5) Institut de Physique du Globe de Paris, Université Paris-Diderot, UMR 7154, Paris, France
- (6) IRD/Hydrosciences Montpellier, Université de Montpellier, Montpellier, France
- (7) University of California, Irvine, USA
- (8) LIENSS, Université de La Rochelle - CNRS, La Rochelle, France

Corresponding author : S. Nahmani, IGN/LAREG and GRGS, 6-8 avenue Blaise Pascal, 77455 Marne La Vallée Cedex 2, France, (samuel.nahmani@ign.fr)

Citation : Nahmani, S., et al. (2012), Hydrological deformation induced by the West African Monsoon : Comparison of GPS, GRACE and loading models, J. Geophys. Res., 117, B05409, doi :10.1029/2011JB009102.

Abstract Three-dimensional ground deformation measured with permanent GPS stations in West Africa was used for investigating the hydrological loading deformation associated with Monsoon precipitation. The GPS data were processed within a global network for the 2003-2008 period. Weekly station positions were retrieved with a repeatability (including unmodeled loading effects) of 1-2 mm in the horizontal components and between 2.5 and 6 mm in the vertical component. The annual signal in the vertical component for sites located between 9.6°N and 16.7°N is in the range 10 - 15 mm. It is consistent at the 3 mm-level with the annual regional-scale loading deformations estimated from GRACE satellite products and modeled with a combination of hydrological, atmospheric, and nontidal oceanic models. An additional 6 month transient signal was detected in the vertical component of GPS estimates at most of the West African sites. It takes the form of an oscillation occurring between September and March, and reaching a maximum amplitude of 12-16 mm at Ouagadougou (12.5°N). The analysis of in situ hydro-geological data revealed a strong coincidence between this transient signal and peak river discharge at three sites located along the Niger River (Timbuktu, Gao, and Niamey). At Ouagadougou, a similar coincidence was found with the seasonal variations of the water table depth. We propose a mechanism to account for this signal that involves a sequence of swelling/shrinking of clays combined with local loading effects associated with flooding of the Niger River.

Keywords GPS, satellite geodesy, ground deformation, West African Monsoon, hydrogeology, swelling clays

5.2.1 Introduction

Terrestrial water storage is a key component of global hydrological cycles (*Syed et al., 2008*). The primary objective of the Gravity Recovery And Climate Experiment (GRACE) satellite mission launched in 2002 was to monitor the hydrological mass redistributions through their integrated gravitational effect, with a spatial resolution close to 400 km and with monthly down to 1 day time periods (*Tapley et al., 2004 ; Kusche and Schrama, 2005*). The unprecedented accuracy of these gravity field time variations enables us to monitor geophysical processes, such as water storage change, which is the dominant source of mass variation at the seasonal timescale (*Wahr et al., 2004 ; Schmidt et al., 2006*). GRACE products are well-adapted to the monitoring of basin up to global scales ; they can also be used to validate and to improve hydrological land surface models. A number of past studies adopted a global perspective and presented information susceptible to aid flood forecasting over several large river basins (e.g. *Reager and Famiglietti, 2009*). Others focused on one large basin, like the Amazon Basin (*Crowley et al., 2008 ; Han et al., 2010*) or the Congo Basin (*Crowley et al., 2006*) to extract annual, semiannual and long-term trends of the continental water mass variation. Most of these studies compared GRACE signals with hydrological land surface model predictions, as GRACE data sets also constitute a unique opportunity to validate and to improve models. The main results of these global inter-comparison studies over major river basins (e.g. *Ramillien et al., 2005 ; Schmidt et al., 2008 ; Syed et al., 2008 ; Han et al., 2010*) showed a generally high level of agreement regarding the magnitude of semiannual and annual terms, and of inter-annual variations, with some underestimation of the seasonal amplitude of water storage in the model predictions. Models also showed less variability at the monthly timescale, and exhibited a systematic advance of phase in the annual term as compared to GRACE products, in the range of 1 to 6 weeks (*Schmidt et al., 2008*). These discrepancies were attributed to model deficiencies in the surface water storage representation (runoff and horizontal transport terms). It should be noted, however, that the GRACE products used for these comparisons originated from several processing centers and included various correcting terms and filtering approaches. The reader may refer to *Güntner (2008)* for a review of studies comparing GRACE products with simulation outputs of global hydrological models.

The aim of this study is to assess whether Global Positioning System (GPS) derived ground deformation could help to fill the gap between the information contained in GRACE products and model simulations in West Africa. Over the past 5-6 years, West Africa has been the focus of intensive scientific experimental campaigns within the framework of AMMA (African Monsoon Multidisciplinary Analysis) and GHYRAF (Gravity and Hydrology in Africa) projects. AMMA is a major international scientific program devoted to improving our understanding of the West African Monsoon system as well as its environmental and socioeconomic impacts (*Redelsperger et al., 2006 ; Lebel et al., 2009*). GHYRAF is a French project designed to study the continental water cycle in West Africa, using ground-based and spaceborne gravity data in addition to GPS and more conventional geophysical and hydrological observations and modeling (*Hinderer et al., 2009*).

Figure 5.2a shows the annual amplitude of the soil moisture simulated with the Global Land Data Assimilation System (GLDAS) hydrology model (Noah release) (*Rodell et al., 2004*). Figures 5.2b and 5.2c show the annual amplitudes of the vertical deformation

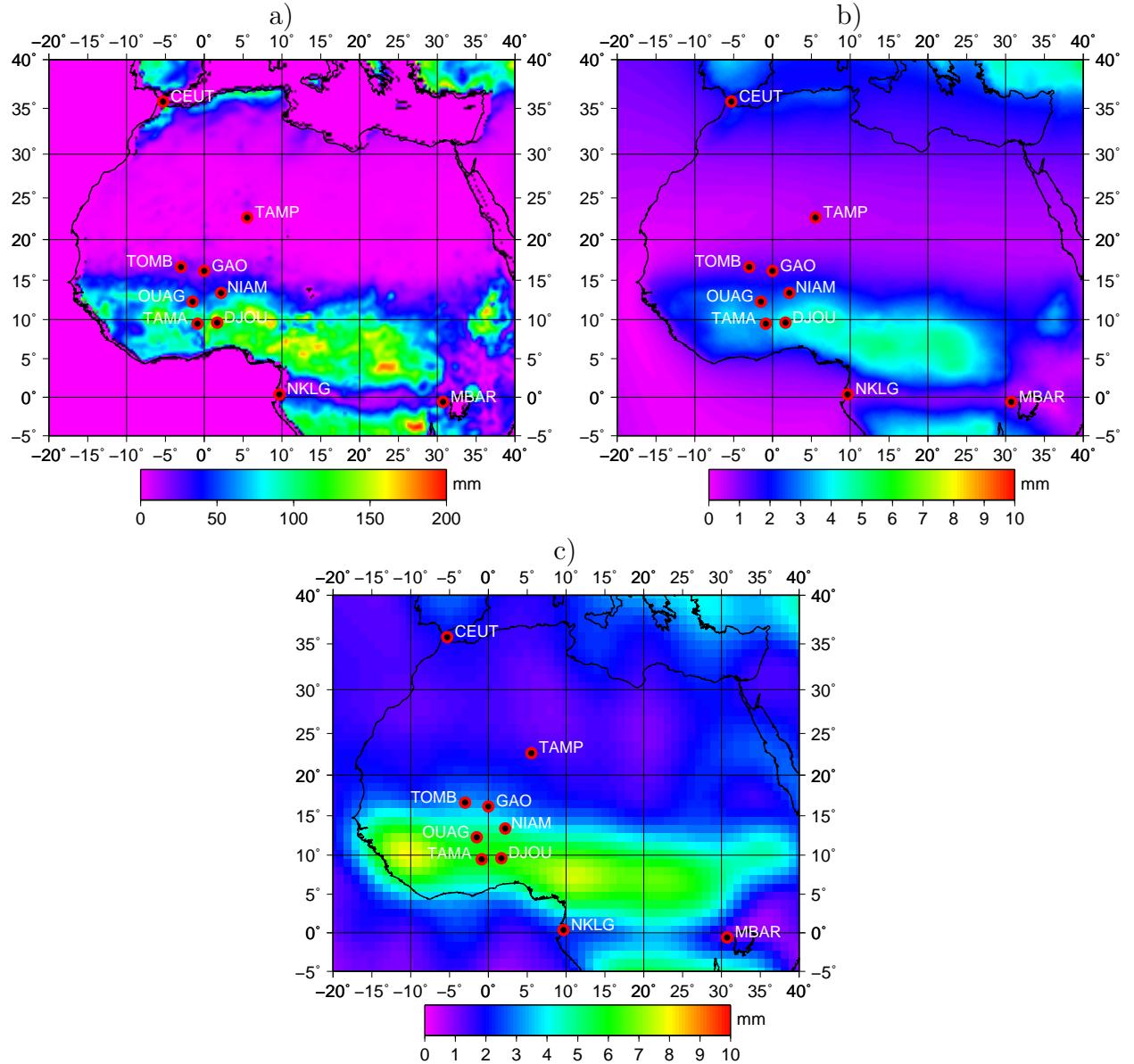


FIGURE 5.2 – Amplitude of the annual harmonic of (a) soil moisture modeled by GLDAS/NOAH, (b) elastic vertical deformation estimated from GLDAS/NOAH simulations in the CF frame, (c) elastic vertical deformation estimated from GRACE data in the CF frame. GPS permanent stations are shown as red-black circles with their four letter acronyms. Units : soil moisture (mm), vertical deformation (mm).

from the GLDAS model outputs and from the GRACE products from Centre National des Etudes Spatiales/Groupe de Recherche en Géodésie Spatiale (CNES/GRGS), release-2 (*Bruinsma et al., 2010*). In good consistency with the results of *Schmidt et al. (2008)* and *Grippa et al. (2011)*, the GRACE annual amplitude is larger than that of the model. Six GPS stations were set up in West Africa within the framework of AMMA (*Bock et al., 2008*). They are located in the main monsoon area. Thus, they are well-adapted for monitoring the strong latitudinal variability of the land water changes in connection

with the monsoon dynamics. The difference between the GRACE and model deformation estimates is larger than the uncertainty of the GPS position estimates, which makes the analysis of the combination of these three techniques especially interesting.

Since the beginning of the GRACE era, several studies examined existing permanent GPS networks to compare and somehow validate the hydrological signals of GRACE products and/or model simulations (e.g. *Davis et al., 2004*; *Kusche and Schrama, 2005*; *King et al., 2006*; *van Dam et al., 2007*; *Tregoning et al., 2009*; *Steckler et al., 2010*; *Tesmer et al., 2011*). At a global scale, using GPS position time series provided by the IGS service, *Kusche and Schrama (2005)* found a good agreement between the annual variations of continental water mass seen by GPS or GRACE and those predicted by a global hydrological model. More recently, *Tregoning et al. (2009)* computed elastic deformations using continental water storage variations derived from GRACE products. Then, they compared them with 3-D deformations estimated from a global reprocessed GPS network including 80 sites. They obtained a general good agreement between the two data sets, with the Root-Mean-Square (RMS) of GPS coordinate anomalies decreasing at $\sim 50\%$ of their sites when the GRACE derived deformation estimates were subtracted from their GPS solution. The fit was especially good on European stations with 32 out of 36 stations showing a decrease of RMS anomalies. This was in contrast with previous results over the same area (*van Dam et al., 2007*). The reprocessing of GPS observations using the latest standards was presented as an explanation of this improvement. *Tesmer et al. (2011)* used more or less the same approach over a larger global network of 115 stations; they used longer data sets both for GRACE and GPS products (September 2002 to April 2009). They obtained improved results in comparison with previous global studies since 80% of their stations showed a decrease of RMS anomalies. Interestingly, they estimated the precision of the GRACE-derived deformations at ~ 1.2 mm through a comparison between 3 different GRACE products.

Grippa et al. (2011) focused more specifically on West Africa and compared land water storage estimates from six GRACE products and soil moisture estimates from nine hydrological land surface models over the 2003-2007 period. They provided a thorough analysis of the annual water cycle, of the inter-annual variations, and of the latitudinal distribution of water storage. The GRACE products all showed quite consistent changes over time, with water maxima observed in September and minima in April. However, discrepancies were evident in the amplitudes of the annual water storage variations. The models showed a consistent latitudinal distribution in soil moisture and time changes, but there were significant differences in the amplitude of seasonal variations in soil moisture. These model simulations were performed within the AMMA Land Surface Inter-comparison Project (ALMIP) (*Boone et al., 2009*) using the same forcings (precipitation, radiation at the surface and atmospheric parameters). A main result of this study was that GRACE satisfactorily detected the seasonal water storage changes over whole West Africa and their inter-annual variability over the Sahel. The models, on the other hand, could not adequately reproduce the strong inter-annual variability, and showed large deficiencies during the dry season. The seasonal cycles estimated by GRACE and the ALMIP models showed some phase difference consistent with the findings of *Schmidt et al. (2008)* for global models. *Grippa et al. (2011)* attributed these discrepancies to mismodeling issues, like approximations in the horizontal transport through the rivers and neglect of slow water reservoir effects. Besides, the GRACE products and model representativity are not

completely equivalent, as GRACE accounts for total terrestrial water storage including aquifers and surface water contained in the riverbeds and floodplains, which are usually not present in land surface models.

The present study compares the results from the CNRS/GRGS GRACE product, loading model simulations accounting for continental water storage, atmospheric loading and nontidal oceanic loading, and GPS ground deformations. The data set is presented below in section 5.2.2. Section 5.2.3 compares the GPS- and GRACE-derived ground deformation estimates with the loading model simulations and determines to which extent the GPS may be used to improve our knowledge of the continental water storage cycle in West Africa. Section 5.2.4 investigates the potential geophysical origin of a transient signal detected in the GPS position time series, possibly related to nonloading soil expansion. The results are summarized and discussed in section 5.2.5.

5.2.2 Data and Methods

5.2.2.1 GPS

Six of the permanent GPS stations used in this study were initially installed within the framework of AMMA (*Bock et al., 2008*). They contribute now to the GHYRAF project (*Hinderer, et al., 2009*). Three of them have been running continuously since mid-2005 (Niamey (NIAM), Djougou (DJOU) and Gao (GAO1)) and three others (Ouagadougou (OUAG), Tamale (TAMA) and Timbuktu (TOMB)) since mid-2006. To guarantee the required mechanical stability, the antennas were mounted on the top of reinforced concrete pillars 1 m in height set above a buried concrete foundation of 1 m³. The TAMP GPS station is a permanent station operating at the geophysical observatory of Tamanrasset by the CRAAG (Centre de Recherches en Astronomie, Astrophysique et Géophysique, Alger). These seven sites sample a range of climates from the arid Sahara desert (TAMP records only 20 mm of rainfall per year) to the moist Sudano-Guinean region (DJOU reaches 1100 mm/yr of precipitation, (*L'Hôte and Mahé, 1996*)). The other stations used in this study are part of the International GNSS Service (IGS) network (*Dow et al., 2009*).

GPS Data Analysis

The GPS Receiver-Independent Exchange (RINEX) data from the AMMA stations were processed by the University of La Rochelle Analysis Center Consortium (ULR) from mid-2005 to the end of 2008. They are part of the fourth ULR solution (ULR4 hereafter), which is freely available at <http://www.sonel.org/-GPS-Solutions-.html> (*Santamaría-Gómez et al., 2011*). The ULR4 solution is based on a homogeneous state-of-the-art reprocessing using the GAMIT 10.34 release (*Herring et al., 2008*). It covers a global network of 316 stations and a period from 1996 to the end of 2008. To reduce the processing overload, the network was split into several subnetworks. Six common IGS reference frame stations were included in every subnetwork to allow the combination of the station positions for each subnetwork (see subsection 5.2.1.2). The design of the network and the choice of the six common stations were optimized daily, depending on the stations actually available. Satellite orbit parameters were adjusted during the reprocessing, starting with the IGS precise orbits as a priori values. Absolute antenna phase calibration models were applied (*Schmid et al., 2007*). Atmospheric gradients and zenith tropospheric delays

(ZTDs) were adjusted every 24 h and 2 h, respectively, using the VMF1 mapping function (*Boehm et al., 2006a ; Kouba, 2007*). A priori ZTDs were derived from the ECMWF model (*Boehm et al., 2006a*) and the cutoff angle was fixed to 10°. Ocean tide loading effects were corrected using the FES2004 model (*Lyard et al., 2006*). Neither higher ionospheric effects nor atmospheric loading (tidal and nontidal) and nontidal ocean loading were corrected for. A more complete description of this GPS analysis strategy can be found in (*Santamaría-Gómez et al., 2011 ; 2012*).

The atmospheric pressure tidal loading effects over West Africa are at the level of 1 mm and 1.1 mm for diurnal and semidiurnal components, respectively (*Bock et al., 2008*) based on model simulations from *Petrov and Boy (2004)*. This loading component is thus small and the aliasing effect resulting from not correcting it manifests as spurious signals at periods close to the GPS draconitic annual and semiannual periods of 351 and 175 days, respectively (*Tregoning and Watson, 2009 ; 2011*). The amplitude of the semiannual draconitic period is latitude dependent and reaches a maximum at the level of 0.2 mm at latitudes between 20 and 25° in both hemispheres. Hence, we neglected the tidal atmospheric loading effect in our analysis.

Nontidal atmospheric loading effects, on the other hand, were shown to impact the vertical component of GPS stations at the 1 to 2 mm level (*Tregoning and Watson, 2009 ; Dach et al., 2011*). Oceanic loading effects could also reach the mm level in the vertical component at coastal sites (*Williams and Penna, 2011*). As the aim of this study was to examine whether the GPS was able to detect various loading effects at seasonal timescales, we chose not to correct the nontidal atmospheric and oceanic loadings, neither at the observation level, nor in the solution. However, in this study, we expected very small crustal deformations (well below 1 mm) induced by nontidal oceanic loading at the sites of interest. Higher-order ionospheric effects were not corrected for since no appropriate model was available at the time of the reprocessing. However, as shown by recent studies (*Hernandez-Pajares et al., 2007 ; Petrie et al., 2010b*), the impact of neglecting second- and third-order ionospheric refraction terms on the mean (long-term) station positions near the Equator is at the sub-mm level with a quasi-annual oscillation in the North component of less than 1 mm. The amplitude also depends on the solar activity. For the main period of interest here (2005-2008), the ionospheric activity was at a minimum. Therefore, we neglected these effects which did not impact our GPS station positions significantly.

Deformation Time Series

We combined station positions from each subnetwork into daily network solutions and then we stacked them into weekly station positions using the GLOBK software (*Herring et al., 2008*). These loose (frame-free) weekly station positions were transformed and stacked into a long-term frame solution. We aligned this long-term solution to the ITRF2005 (*Altamimi et al., 2007*) using the CATREF software (*Altamimi et al., 2007*) and minimal constraints over the transformation parameters on a selected set of 68 IGS reference frame stations. The scale parameter between the weekly and long-term frames was not estimated as it has been shown to absorb partly the deformation due to surface loadings (especially the atmospheric loading) (*Tregoning and van Dam, 2005 ; Collilieux et al., 2011a*). From the stacking of the weekly station positions, the mean station position at a reference

epoch, the linear trend and any offset due to earthquakes and equipment changes were estimated for each station. Then, we retrieved the nonlinear station displacements as the residuals of the weekly combined solution with respect to this model.

The Center-of-Mass (CM) of the Earth's system is defined as the center of mass of the solid Earth and its fluid envelope. In GPS processing, estimating simultaneously satellite orbits and loosely constrained station positions results in station coordinates theoretically expressed in the CM frame. However, the terrestrial frame origin is in practice not well determined from GPS data alone (at least it is less precise than derived from SLR data, (*Blewitt, 2003 ; Collilieux et al., 2011a*)). Our transformed GPS solution was in ITRF2005. The origin of this frame is consistent with the CM on the secular timescale, but fixed (in terms of motion) to the geometric Center-of-Figure (CF) at seasonal and shorter timescales (*Dong et al., 2003*). Short-term network translations from a global and well-distributed geodetic network like the ITRF2005 ideally approximate the CF-CM motion at the level of 0.2 to 0.3 mm RMS in X, Y, and Z (*Collilieux et al., 2011a*). We thus considered with a good approximation that our GPS station position residuals were expressed in the CF frame.

Quality of the GPS Solution in Africa

The precision of the GPS positions and velocities from the ULR4 solution has been assessed in the work of *Santamaría-Gómez et al. (2011, 2012)* and proved to be comparable to the IGS station used in the ITRF2005 (*Altamimi and Collilieux, 2009*). More recently, the ULR4 solution was included in the first IGS reprocessing campaign and showed to be as accurate as the other IGS Analysis Center solutions (*Ferland, 2010*). The weekly position repeatability, computed as the weighted RMS of the daily station position residuals with respect to the weekly combined position, was actually between 1 and 3 mm in the horizontal component and between 4 and 6 mm in the vertical component.

Figure 5.3a focuses on the vertical component for the African GPS stations used in this work. The median repeatability at the African stations ranges between 2.5 and 4.5 mm and is decreasing with latitude. This level of repeatability is comparable to that of ONSA (Onsala, Sweden) or GODE (Greenbelt, USA), which are considered as high-quality IGS stations and are part of the IGS Reference Frame (ONSA and GODE have a repeatability of 3.8 mm and 3.2 mm, respectively in the ULR4 solution). The time series of the one month running average of repeatability is presented in Figure 5.3b for stations DJOU, GAO1 and NIAM. There is a strong semiannual modulation in the repeatability which appears to be correlated with the monsoon seasonal cycle. The values are below 2 - 3 mm from October to April, during the dry season, and above 4.5 - 6 mm from June to August, during the wet season when the troposphere is more active (frequent passage of mesoscale convective systems and easterly waves, with characteristic periods smaller than one week). The noise level in the GPS position time series increases also during the wet season, and this may be explained either by rapid station vertical motions (with subweekly period) or by reduced positioning precision due to modeling deficiencies although state-of-the-art modeling was used here (e.g. VMF1 mapping functions and ECMWF derived a priori ZTD values). To mitigate the impact of high tropospheric activity and mismodeling on the GPS vertical component, we used only weekly position estimates in the following. This sampling period is well adapted to represent subseasonal variability.

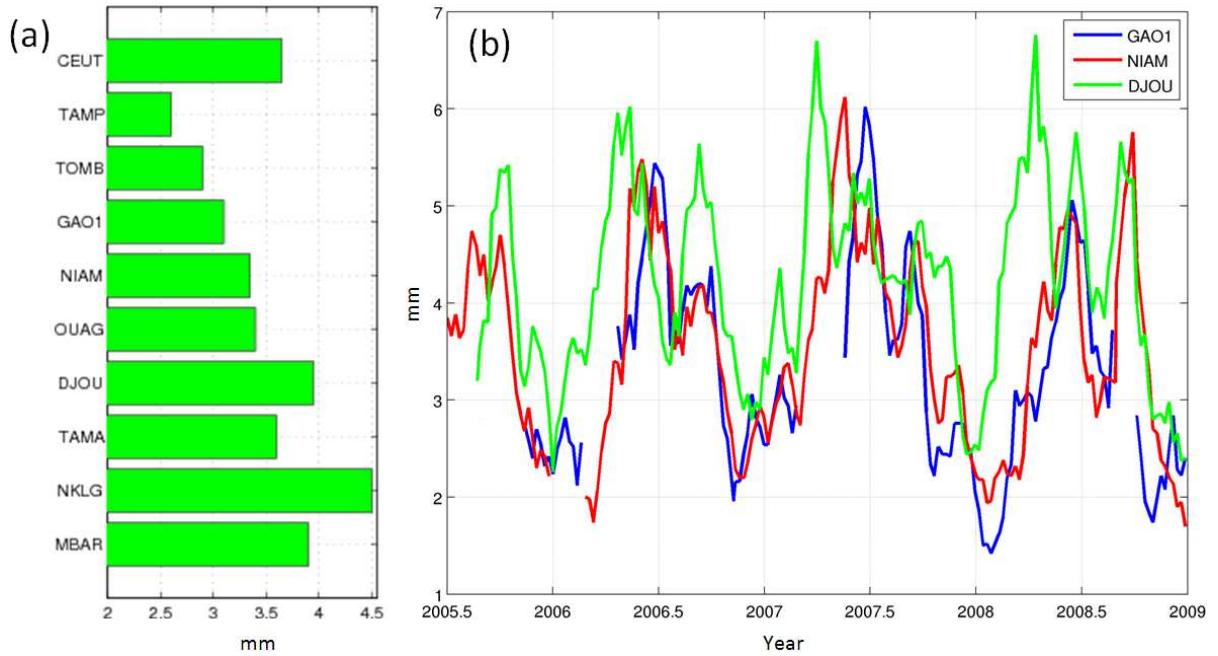


FIGURE 5.3 – (a) Median values of the repeatability in the vertical component of African stations ordered by decreasing latitude from CEUT (Spain) to MBAR (Uganda). Repeatability is computed as the weighted RMS of the daily station height residuals with respect to the weekly combined height. The median is taken over the whole period of observations. (b) Time series of repeatability, smoothed with a one month moving average, for three stations : GAO1 (blue curve), NIAM (red curve) and DJOU (green curve).

5.2.2.2 GRACE Analysis

We first transformed GRACE gravity field time variations into surface mass variations (*Wahr et al., 1998*) and we computed then ground deformations using load Love numbers corresponding to an elastic Earth model (*Farrell, 1972*). To remain consistent with the GPS position estimates, the loading contributions from hydrology, oceans and the atmosphere, and the geocenter motion (translation between the CF-frame and the CM-frame) must be properly taken into account.

Time-Varying Gravity Data

We used the 10 day GRACE gravity solution field from release 2 of the CNES/GRGS product up to degree and order 50 (*Bruinsma et al., 2010*). At seasonal timescale, this solution is well consistent with the other solutions, even if exhibiting slightly higher-than-average annual variation amplitudes (*Grippa et al., 2011 ; Hinderer et al., 2011*). The GRGS product models the contributions of the atmospheric surface pressure variations and of the barotropic ocean response to wind and pressure forcing using the 6 hour grids from the ECMWF (*Uppala et al., 2005*) and MOG2D-G (*Carrère and Lyard, 2003*) models, respectively. These effects are removed from the Stokes coefficients of the time-variable gravity potential. Due to model uncertainties and unmodeled high-frequency signals, the GRACE gravity potential products exhibit north south oriented systematic

artifacts so-called “stripe noise” (*Panet et al., 2010*), which is usually filtered out using a low-pass spatial filter (*King et al., 2006*). However, the later conversion of mass distribution into ground deformation results in a low-pass filtering which removes most of the stripe noise. For example, we tested the use of a 500 km Gaussian filter and found differences in vertical displacements not larger than ± 1 mm at the African GPS stations. In a first step we compared GPS estimates with GRACE and loading models. This required providing consistent estimates of the total deformation due to the atmosphere, ocean and soil moisture. To obtain GRACE gravity time variations consistent with the GPS deformations, atmospheric loading effects (tidal and nontidal) and nontidal barotropic ocean response effects must be added back into the GRACE products (e.g. *Tregoning et al., 2009*). To do so, we used the above-mentioned ECMWF and MOG2D-G models (the so-called GRACE de-aliasing products) to reinsert these loading effects into the GRACE gravity potential coefficients before computing the equivalent mass anomalies following the procedure of *Wahr et al. (1998)*.

Ground Deformations

We computed the 3-D deformations caused by the surface density anomaly field derived from GRACE at every GPS station of our network using load Love numbers and following the procedure of *Farrell (1972)*. These Love numbers were deduced from the Preliminary Reference Earth Model (PREM) (*Dziewonski and Anderson, 1981*), which accounts for the Earth’s sphericity and radial heterogeneity but neglects ellipticity and lateral heterogeneity. The effect of the ellipticity on degree 2 and degree 3 load Love numbers is close to 1 % (*Métivier et al., 2005*). As West Africa is located at low latitudes, we considered that this effect was negligible for the estimation of the deformations.

Since GRACE does not observe degree-1 mass or deformation, a degree-1 estimate must be inserted in the GRACE product for the computed deformation field to be complete. Therefore we did not use the degree-1 coefficients provided in the CNES/GRGS release 2 solution. Instead, we used the degree-1 model derived from the long term components provided by *Munekane (2007)* and from the seasonal variations provided by *Wu et al. (2010)*. This model was produced from IGS reprocessed GPS solutions, ocean bottom pressure observations and GRACE data (*Wu et al., 2010*). We computed the degree-1 deformation over the period of study using the corresponding load Love number in the CF frame (*Blewitt, 2003*) and added it to the GRACE deformation estimate to be consistent with the GPS estimates in the CF frame.

Our GRACE surface deformation estimates contain thus signals related to subsurface water mass redistribution and atmospheric pressure variations over land (termed hydrologic and atmospheric loadings, respectively), effects of baroclinic ocean response, and effects of secular mass changes in the solid Earth (e.g. due to glacial isostatic adjustment) and in the subsurface layer (e.g. due to polar ice and trend in hydrology). We finally obtained consistent GRACE and GPS deformation estimates even if their agreement is inevitably limited by the fact that GPS deformations give local information whereas GRACE estimates are representative of a spatial scale of 400 km. For this reason, results from both techniques should be interpreted carefully, not excluding the possibility for observing local hydro-geological signals in the GPS data. On the other hand, previous work demonstrated that regional-scale loading signals are well captured by both techniques (e.g. *Tregoning*

et al., 2009).

5.2.2.3 Loading Models

We computed ground deformations due to hydrological, atmospheric or nontidal ocean loading using various model outputs. Deformations from hydrological origin were estimated using the Global Land Data Assimilation System (GLDAS, (*Rodell et al., 2004*)) driving the Noah land surface model (*Ek et al., 2003*; *Chen et al., 1996*). The model was used with a $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ spatial resolution and a 3 hour time step, and was forced either by the Climate Prediction Center operational global 2.5° , 5 day, Merged Analysis of Precipitation (CMAP, (*Xie et al., 2003*)) or by the NASA-NASDA Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM, (*Huffman et al., 2007*)) precipitation fields. The GLDAS/Noah model has been widely used in the last years. *Grippa et al.* (2011) showed that it was very consistent with 8 other models over West Africa and Sahel, both in terms of spatial distribution and of seasonal variations (their Fig. 7 and 8a).

Atmospheric loading effects were derived from the ECMWF reanalysis ERA-Interim (*Dee et al., 2011*). The surface pressure field in the reanalysis is available every six hours on a $0.75^\circ \times 0.75^\circ$ horizontal grid over the orographic surface used in the model. The model surface differs from the real topography but the errors introduced by differences in West Africa are very small. Deformations due to the loading effect of the nontidal oceanic component (barotropic and circulation terms) were computed using the MOG-2D ocean model (*Carrère and Lyard, 2003*). We directly expressed all the loading model deformation outputs with respect to the CF frame to be consistent with the GPS deformations.

5.2.3 Deformation Analysis

5.2.3.1 Example of the Niamey Station

Niamey (13.5°N , 2.18°E) is located in the southwest of the Republic of Niger, in a region representative of the southern Sahel. It receives a total annual amount of precipitation of 565 mm (average estimate from Global Precipitation Climatology Project (GPCP) (*Huffman et al., 1997*), over the 2002-2008 period) during the monsoon season, between June and September. The inter-annual variability in precipitation at Niamey is large over the period, with low rates in 2002, 2004, 2006 and 2008, and high rates for the other three years (Figure 5.4a). According to the GLDAS model and GRACE observations, the seasonal variation in soil moisture induced by the monsoonal rainfall reaches its maximum in September-October and its minimum in May-June (Figure 5.4b). The lag of the response of the soil moisture maximum to the precipitation maximum is due to the fact that precipitation is a flux and soil moisture is an integrative quantity. The modeled hydrological loading signal induced by the soil moisture anomaly consists in a maximum downward motion in September-October and a maximum uplift in May-June. Its inter-annual variability is clearly related to the variability in precipitation (Figure 5.4b). The hydrological loading signal as represented by GLDAS is very smooth compared to the atmospheric loading and its average peak-to-peak annual amplitude is 10 mm. The modeled atmospheric loading shows a deformation up to 5 mm with an annual periodicity due to the seasonal displacement of the Saharan Heat Low (*Lavaysse et al., 2009*). Its more rapid variations are due to the passage of synoptic-scale weather systems. For the

comparison with the estimated GPS ground deformation (Figure 5.4c-e), we added the nontidal contributions from the atmosphere and the ocean to the hydrological loading.

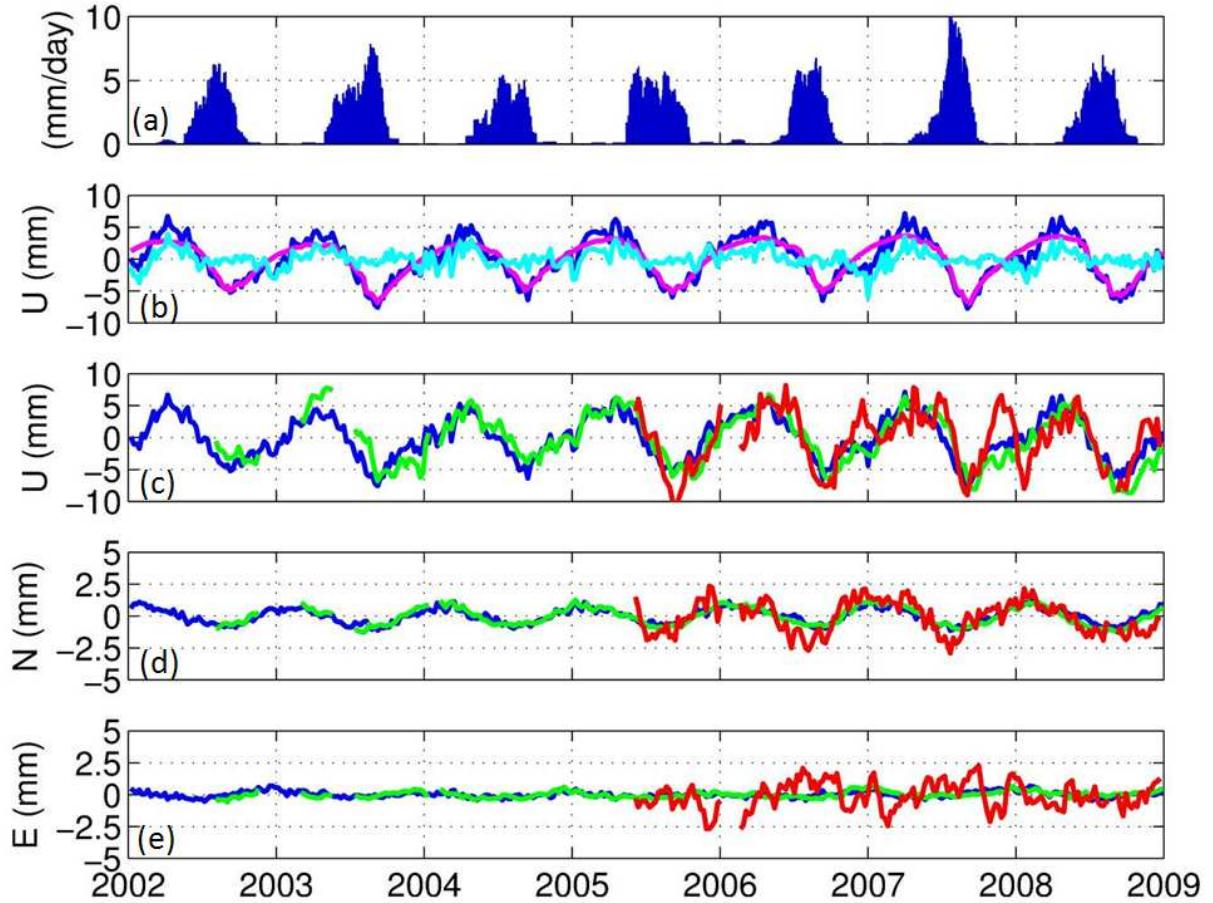


FIGURE 5.4 – Time series of : (a) GPCP precipitation at Niamey (mm/day), (b) modeled loadings : hydrology from GLDAS (magenta), atmosphere from ECMWF + ocean from MOG-2D (cyan) and sum of models (blue), (c) detrended component of vertical deformation from GPS (red), the sum of models (blue) and GRACE (green), (d, e) similar to (c) but for N and E deformation components, respectively. The GPCP data are smoothed with a 30 day running mean and the other data are smoothed with a 10 day running mean and re-sampled at a 10 day interval.

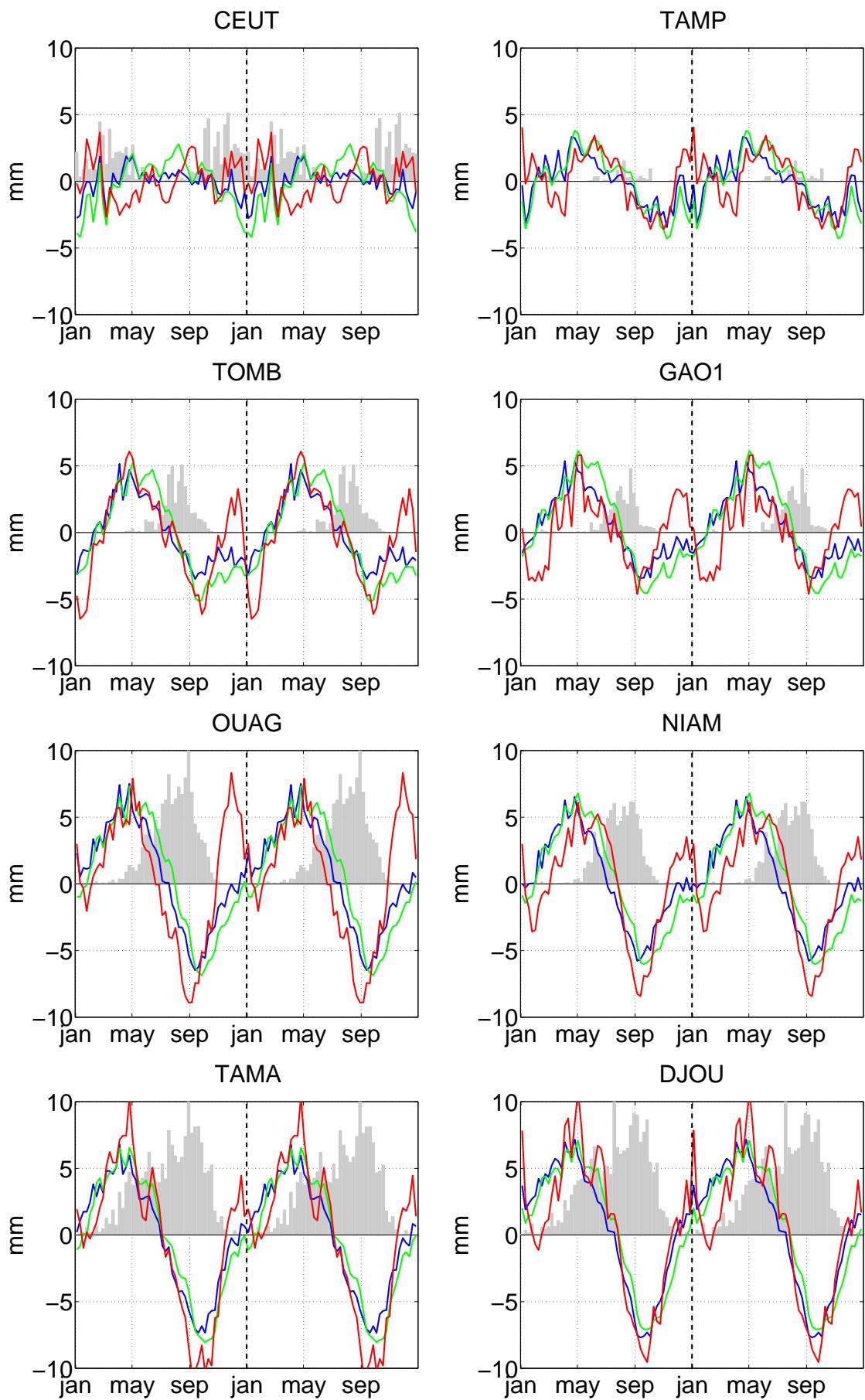
The comparison of the vertical deformation estimated by the GPS and GRACE analyses with the model estimates reveals a quite good agreement (Figure 5.4c). The seasonal signal due to hydrological loading is the predominant process at Niamey. The linear correlation coefficient between the sum of models and GRACE is $r = 0.93$. It is lower ($r = 0.70$) between GPS and either GRACE or the models but this level of correlation still compares well to the best results reported by *Tregoning et al. (2009)*, and *Tesmer et al. (2011)*. The root mean square (RMS) of the difference between the sum of models and GRACE is 1.9 mm (3.1 mm between GPS and GRACE and 3.5 mm between GPS and the models). As observed in Niamey in Figure 5.4, and at the other stations in Figure 5.5 to 5.7, the difference between the models and GRACE is partly due to the underestimation

of the annual amplitude of the hydrological signal in the GLDAS model (Figure 5.2). This was already observed in previous studies (see e.g. *Ramilien et al., 2005*; *Schmidt et al., 2008*). The difference between GPS and the two other estimates is mainly due to an additional signal in the GPS time series at the end of the year (Figure 5.4c). It appears as an oscillation which superimposes on the quite monotonous uplift observed in the GRACE estimates from October to May. This oscillation indicates a secondary maximum uplift in December and a secondary maximum subsidence in February. We compared the vertical deformations observed at Niamey with those of other stations in section 5.2.3.2.

The horizontal components (Figure 5.4d, e) show also a clear seasonal variation but of much smaller amplitude (2 mm peak-to-peak for the north (N) component estimated by GRACE or the models, and 1 mm for the east (E) component). Again, the deformation estimated by GPS shows an additional signal that appears rather random but its extrema are in phase with the extrema observed in the up (U) component. Hence it is likely that GPS senses local deformations that are neither represented in the GRACE nor in the model estimates. Since the monsoon system has a strong latitudinal structure, the E component of deformation is very small and is not further discussed. At NIAM, the modeled N component resulting from the combination of hydrologic and atmospheric loadings shows similar annual amplitude but a dephasing of 4 – 5 months between their subsidence maxima (not shown). This delay corresponds to the time lag between the passage of the Heat Low depression (April-May) and the maximum of the soil moisture anomaly (September). The N component of the hydrologic loading points actually toward the barycenter of the soil moisture anomaly which is located around 10°N in August-September (Figure 5.2a). The inspection of the N component for the other AMMA stations confirms this point (e.g. the amplitude of the hydrologic anomaly is almost zero at DJOU). The phase of the atmospheric part is quite different between the southern sites (DJOU and TAMA) and the Sahelian sites (NIAM, GAO1, TOMB) due to the different influence of high and low surface pressure systems over the region (e.g. in July a large pressure gradient is pointing southward, whereas in January it is pointing northward).

5.2.3.2 Regional Analysis of the Vertical Deformation

The seasonal evolution of the vertical deformation observed at NIAM is quite well repeated at the other AMMA sites (Figure 5.5). The six AMMA sites show a strong seasonal oscillation with a minimum in the U component (subsidence) in September and a maximum (uplift) in May. This oscillation reflects a strong regional loading signal, with a peak-to-peak amplitude comprised between 10 mm at TOMB and GAO1 and 15 mm at TAMA and DJOU, as estimated by GRACE and GPS. It is clearly induced by the monsoon system and is primarily due to its hydrologic loading component. The annual harmonic of the hydrologic loading actually dominates the ocean+atmosphere loadings at the six AMMA sites and increases from north to south (Figure 5.6a). The combined ocean+atmosphere loadings, on the other hand, increase from south to north with a maximum at TOMB due to the proximity of the Heat Low depression in summer.



→ caption next page →

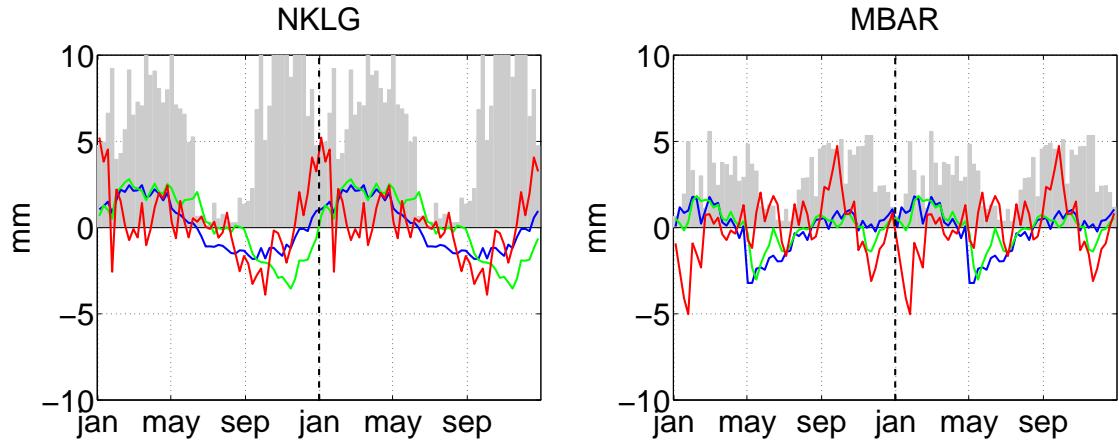


FIGURE 5.5 – Mean annual signals of vertical displacements derived from the GL-DAS+ECMWF+MOG2D models (blue), GRACE (green), and GPS (red) in mm. The grey shaded background shows the mean annual precipitation from GPCP satellite product. The means are computed over the 2005-2008 period. The signals are repeated over two years and the dotted vertical line indicates the change of year.

Figure 5.5 shows that the three data sets agree quite well at the six AMMA sites. The average linear correlation coefficient between GRACE and the models is $r = 0.93$, and $r = 0.66$ between GRACE and GPS. At the four other sites located outside of the monsoon area, the agreement is less good ($r = 0.78$ between GRACE and the models and 0.18 between GRACE and GPS), but the deformation signal is also much smaller. Especially for GPS it is at the limit of accuracy of the technique. The comparison between GPS and the models yields slightly better results than between GPS and GRACE ($r = 0.70$ at the six AMMA sites and 0.27 at the four other sites), suggesting that GPS and model estimates contain local loading deformations that are not well resolved by GRACE. The RMS difference between GRACE and the models is 1.9 mm on average over the AMMA sites. It is 3.6 mm between GRACE and GPS and 3.2 mm between GPS and the models. Besides the good agreement between all three datasets, a striking feature is the additional signal (oscillation) in the GPS vertical deformation already noticed above (Figure 5.4). This oscillation is actually present and nearly in phase in the GPS estimates from all six AMMA sites. It is especially strong at OUAG, NIAM, GAO1, and TOMB. Whether this additional signal reflects a real deformation of the surface or stems from an artifact of the GPS measurement or data processing is an intriguing question that we try to elucidate in sub-section 5.2.3.3.

Figure 5.6a shows that the annual harmonics of the GPS deformation is in quite good agreement with the sum of models, but both GPS and the models underestimate slightly the GRACE estimates. For the semiannual harmonic (Figure 5.6b), GRACE and the models agree much better, but the GPS deformation is larger by a factor of 2 to 3. This fact reflects the presence of the additional signal in the GPS estimates (Figure 5.5) which has a duration of approximately 6 months and induces thus a strong semiannual harmonic in the GPS spectrum. Figure 5.6b reveals also a significant semiannual harmonic at TAMP and NKLG. Figure 5.5 suggests that the GPS vertical deformation estimates at both sites contain a similar additional signal. Both sites are actually close to the West African

Monsoon region and may be under the influence of similar geophysical phenomena. At the other two sites (CEUT and MBAR), and also at most of the sites of the global GPS network (not shown), we do not observe this signal.

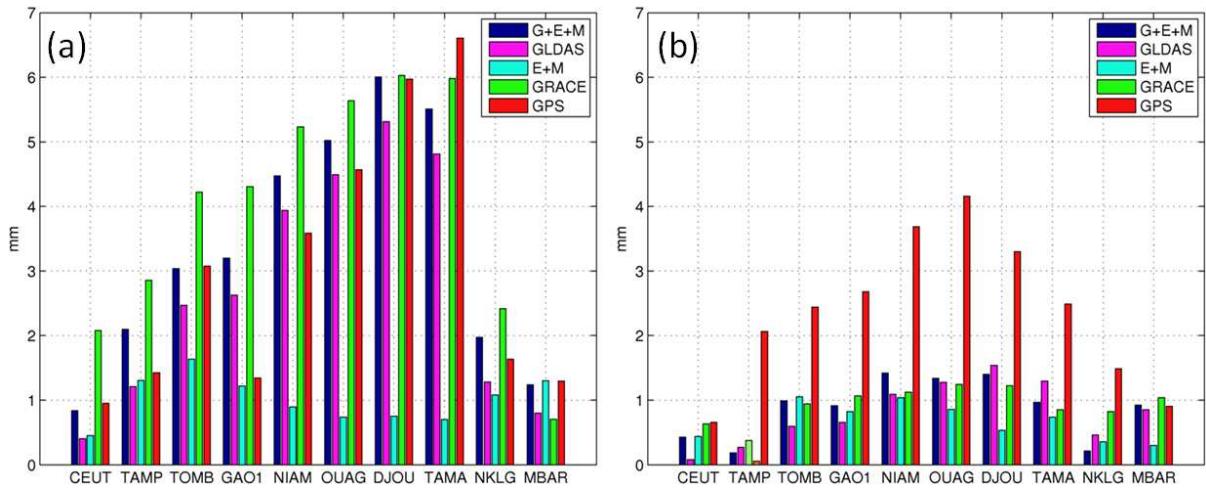


FIGURE 5.6 – Annual amplitudes (a) and semiannual amplitudes (b) of the vertical deformation time series for 10 African stations and each dataset. Stations are ordered by decreasing latitude from CEUT (Spain) to MBAR (Uganda).

Table 5.1 reports the linear correlation coefficient between the vertical components of the GPS residual signals (GPS minus GRACE), at the sites where it is significant. Clearly, all the stations located in West Africa have correlated residual signals. This is usually not the case for stations located in other regions at similar or shorter inter-site distances (not shown). Hence, the GPS residual signal observed at the AMMA stations is really specific to the study area and we consider seriously the possibility that it is a real deformation linked to the monsoon system.

station	CEUT	TAMP	TOMB	GAO1	NIAM	OUAG	DJOU	TAMA	NKLG	MBAR
CEUT	1	0.41**			-0.10				-0.06	-0.31**
TAMP		1	0.15	0.20*	0.60**	-0.05	0.60**		0.44**	-0.18*
TOMB			1	0.64**	0.49**	0.56**	0.48**	0.56**	0.12	-0.14
GAO1				1	0.63**	0.74**	0.47**	0.45**	0.22**	0.14
NIAM					1	0.49**	0.65**	0.36**	0.52**	0.03
OUAG						1	0.30**	0.42**	0.27**	-0.23**
DJOU							1	0.55**	0.40**	0.07
TAMA								1	0.13	-0.11
NKLG									1	-0.10
MBAR										1

TABLE 5.1 – Linear correlation coefficients between the GPS residual signals (GPS minus GRACE) from pairs of stations. Statistical correlation confidence test : (*) 10% and (**) 5%. Values larger than 0.50 are highlighted in bold.

5.2.3.3 Is the Additional Signal in the GPS Vertical Deformation an Artifactual?

The ground deformation represented by GRACE and the models is essentially due to regional-scale loadings. These two estimates are in good agreement, and the model products used in this study are consistent with independent model estimates provided by T. Van Dam (University of Luxembourg). We can assume that the additional signal seen in the GPS vertical deformation is probably not a loading effect, at least at the regional scale. A cautious approach is to investigate whether this signal can be due to error sources specific to the GPS technique and/or potential GPS data processing artifacts.

Given that the additional signal that we are tracking expresses strongly at the semiannual timescale (Figure 5.6), it can either result from the direct mapping of a spurious semiannual signal or from the aliasing of an unmodeled subdiurnal signal (*Penna and Stewart, 2003 ; Penna et al., 2007 ; King et al., 2008*). However, since we used reprocessed GPS data which were analyzed with the most recent modeling approaches (mapping functions, a priori zenith hydrostatic delays, ocean tide loading and EOPs) and given that unmodeled effects such as stemming from higher order ionospheric refraction and tidal atmospheric loadings are expected to be at the 1 mm level or below (Section 5.2.2.1), we are confident in the GPS analyses used in this study. Other errors that may remain in our GPS analyses are : mismodeled tropospheric delay variations, unmodeled near-field antenna effects (multipath and antenna phase center variations), mismodeled ocean loading, and unmodeled thermal expansion of monuments and nearby bedrock.

In West Africa, fluctuations in the atmospheric moisture content cover a broad range of timescales (*Bock et al., 2008*) and may produce both direct and aliased tropospheric errors. As an estimate of the uncertainty due to the tropospheric modeling, we can refer to the results of *Tregoning and Watson (2009)*, who found (their Figure 5.8) differences in the annual and semiannual signals for the vertical component of less than 0.5 mm for most sites, and extreme values below 1.6 mm at a few high-latitude sites.

Seasonal changes in the surface and vegetation properties as documented by *Descroix et al. (2009)* and *Favreau et al. (2009)* may also induce changes in multipaths. The impact of multipaths was recently reassessed by *King and Watson (2010)*, on the basis of simulations. They evidenced time-variable errors in station coordinates with spectral peaks at the harmonics of the draconitic period for the GPS satellites (~ 351 days) up to order 20 and more, but their simulations did not reveal a preferential error at semiannual period. Changes in the observing geometry (e.g. changes in the GPS satellite constellation or in site specific obstructions) were shown to modulate significantly seasonal and longer fluctuations, while fixing ambiguities was shown to minimize these effects.

Antenna phase center variations are thought to produce similar effects as multipath (*King and Watson, 2010*). All these error sources taken together likely produce an increase of scatter in the station positions and phase residuals during the wet season. This is indeed what we observe both in the station heights (Figure 5.3b) and RMS phase residuals (not shown). However, these extra error sources cannot explain the near one cm additional signal that we observe during the dry season.

Another possible error source might be the aliasing of loading signals on the GPS frame transformation parameters as discussed by *Collilieux et al. (2011b)*, but it results primarily into a spurious annual signal in the transformation parameters and in the GPS coordinate time series. *Dong et al. (2002)*, *Yan et al. (2009)*, and *Tesmer et al. (2011)* discussed also

the possible impact of thermal expansion of monuments and nearby bedrock, but these authors could not conclude on a clear correlation with spurious (not due to loading) GPS residuals.

The large semiannual signal may also be a manifestation of the draconitic frequencies highlighted by *Ray et al. (2008)*. Figure 5.7a presents the spectra of the vertical deformations as represented in the three products, stacked over the six AMMA GPS stations. The spectrum of the GPS deformation shows annual and semiannual peaks, as well as peaks at higher frequencies (e.g. at 3.1, 4.2, and 5.2 cpy) that cannot be clearly identified in the GRACE data or in the geophysical models and may thus suggest the presence of draconitic signals. This is also reflected in Figure 5.7b showing the spectra of differences (GPS minus sum of models or GRACE). However, the harmonic comb seen in Figure 5.7b is not surprising and corresponds exactly to what one can expect from a transient oscillation of 175 day duration and 351 day periodicity which is more or less the signature of our additional signal. Hence, though the additional signal has a spectral signature very similar to what is usually interpreted as draconitic signal, its amplitude is too large to be assimilated to a spurious signal resulting from any of the known error sources in GPS analysis.

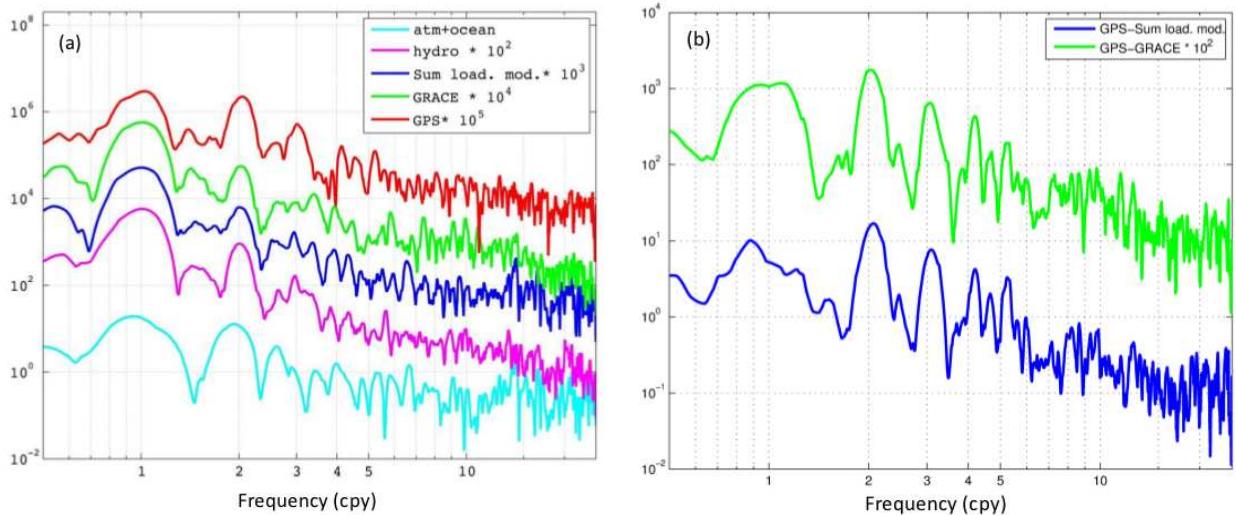


FIGURE 5.7 – Stacked Lomb-Scargle normalized periodograms (*Press et al., 1992*) of the vertical deformations estimated at the six AMMA GPS stations by : (i) ocean and atmosphere models (MOG2D and ECMWF models - cyan curve), (ii) hydrologic model (GLDAS model - magenta curve), (iii) the sum of models (blue curve), (iv) GRACE (green curve), and (v) GPS height residuals (red curve). All the datasets are reduced to a common temporal sampling over the 2005-2008 period. The unit of the x-axis is number of cycles per year (cpy).

5.2.4 A Possible Geophysical Origin of the Additional GPS Deformation Signal

In this section we investigate the possible link between the additional deformation signal seen in the GPS solution and local geophysical processes inducing variations in

the surface water budget. First, we present the hydro-geological background necessary to understand the main processes affecting the three sites located along the Niger River (Timbuktu, Gao, and Niamey). Then we use complementary available datasets to highlight the coincidence between surface water parameters and residual GPS signal at these sites as well as at Ouagadougou. Because of the lack of colocated hydrological observations at the other two sites (Djougou and Tamale), they are not further discussed here. These are also the sites where the residual signals are the smallest.

5.2.4.1 Hydro-Geological Background

The six AMMA GPS stations lie on various hydro-geologic provinces (Figure 5.8). Niamey (*Greigert, 1968*) and Timbuktu (*Saad, 1971*) are located on the Azawad and Iullemenden sedimentary basins which contain continental sediments (mainly sandstones, siltstones and clays) belonging to the Continental Intercalaire and Continental Terminal series formations. These formations are locally covered by quaternary aeolian deposits. At present time, recharge of the aquifer occurs there mainly from ponds located in topographic lows, which are filled by runoff during heavy rainfall events. Recharge by the Niger River is negligible a few km away from the river channel (*Desconnet et al., 1997*; *Jacks and Traoré, 2008*). By contrast Ouagadougou, Djougou, and Tamale are located on weathered basement, consisting in metamorphic rocks, and granite overlaid by laterites resulting from weathering of this basement in a humid tropical climate. Laterites contain iron and aluminum oxides, but also clay mineral produced in the early stages of weathering (*Tardy, 1997*). In these areas, recharge of the aquifer has been shown to occur mainly by diffuse infiltration of rainwater through the laterite layer (*Yamaego, 2008*; *Seguis et al., 2011*).

West Africa hosts three large watersheds supplying the Niger, the Senegal and the Volta rivers. The Niger watershed (Figure 5.8) is the fourth biggest in Africa; it extends over more than $2 \times 10^6 \text{ km}^2$. The source of the Niger is located in the Guinean highlands near the border between Sierra Leone and Guinea. The Niger River runs northeastward from there into the Sahel, until it reaches Timbuktu and then turns southeastward, passing near Gao and Niamey and finally exits into the Ocean in the south of Nigeria. Though the Sahel is usually considered as an endorheic area at large, our three Sahelian stations are located in the Niger River active watershed (*Descroix et al., 2009*). Because of the large north south gradient in precipitation, most of the water transported northward by the Niger River to the Sahel is not of local origin but is supplied by the first drainage basin of the Upper Niger indicated as area I in Figure 5.8. The high amount of upstream water collected during the rainy season produces a flood wave, called the “Guinean flood” or also the “black flood”, which peaks during the first week of September at Bamako. The flood wave arrives at Timbuktu several weeks later because of a delay due to the filling of the Inland Delta region in area II in Figure 5.8. The maximum of the water discharge in the Niger River occurs thus in early December at Timbuktu, in late December at Gao and in early January at Niamey (Figure 5.9). Niamey is located in a more rainy area than the other two sites where a local flood peak, called the “red flood”, is seen between June and October, short after the monsoonal rainfalls peak. The red flood is induced by several tributaries of the Niger River in area III in Figure 5.8 (e.g., *Descroix et al., 2009*). Concerning the three other sites, Ouagadougou and Tamale are located in the Volta River basin and Djougou is located in the upper region of the smaller Ouémé River

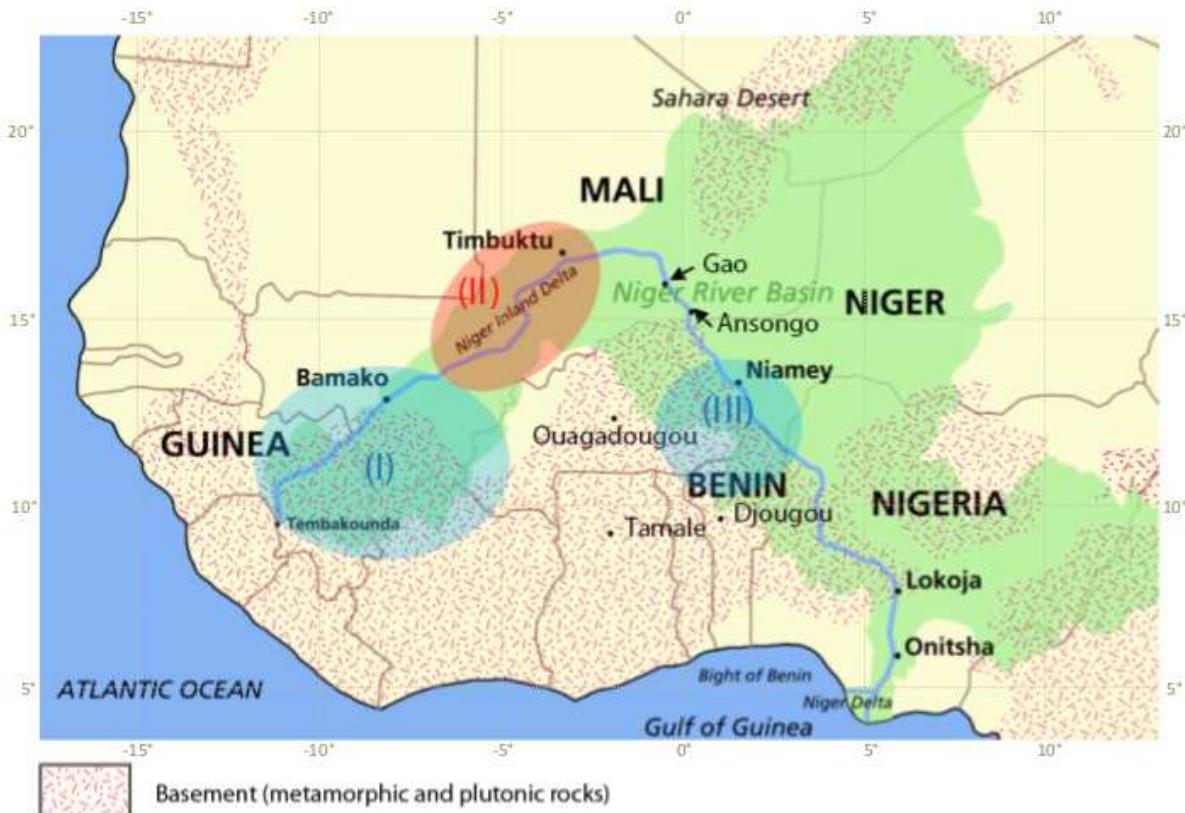


FIGURE 5.8 – Map of West Africa highlighting the basement rocks (hatched magenta area), the Niger River Basin (green shading), and the Niger River path (blue line). The ellipses indicate : (I) the first drainage basin of the Upper Niger, (II) the Niger Inland Delta, (III) the second drainage basin in the vicinity of Niamey. The basement rocks are commonly overlaid by laterites experience diffuse infiltration toward local aquifers, while sedimentary basins provide large aquifers which recharge through a network of ponds.

basin. Ouagadougou lies on paleo-proterozoic crystalline and foliated bedrock formations which are covered by a thick weathered zone. In these formations, more or less three aquifer levels can be distinguished but two groundwater tables are generally considered : the superficial water table in laterites and the deep water table, which includes granitic sand and fractured bedrock (*Savadogo, 1984 ; Yameogo, 2008*).

5.2.4.2 Coincidence with Surface Water Transport in the Niger River Basin

Figure 5.9 helps investigating the link between the regional-scale hydrologic loading, the residual GPS signal (considered as representing a local effect) and the discharge of the Niger River at, or close to, the location of the three Sahelian GPS stations. At all three sites, the coincidence between the discharge peak in December and the peak in the residual GPS signal (uplift) is striking.

At Timbuktu and Gao, the residual signal shows a single positive peak but its duration is shorter than that of the mean discharge envelope. The rising part of the mean discharge envelope can be split into two parts, the first one (August-October) having a

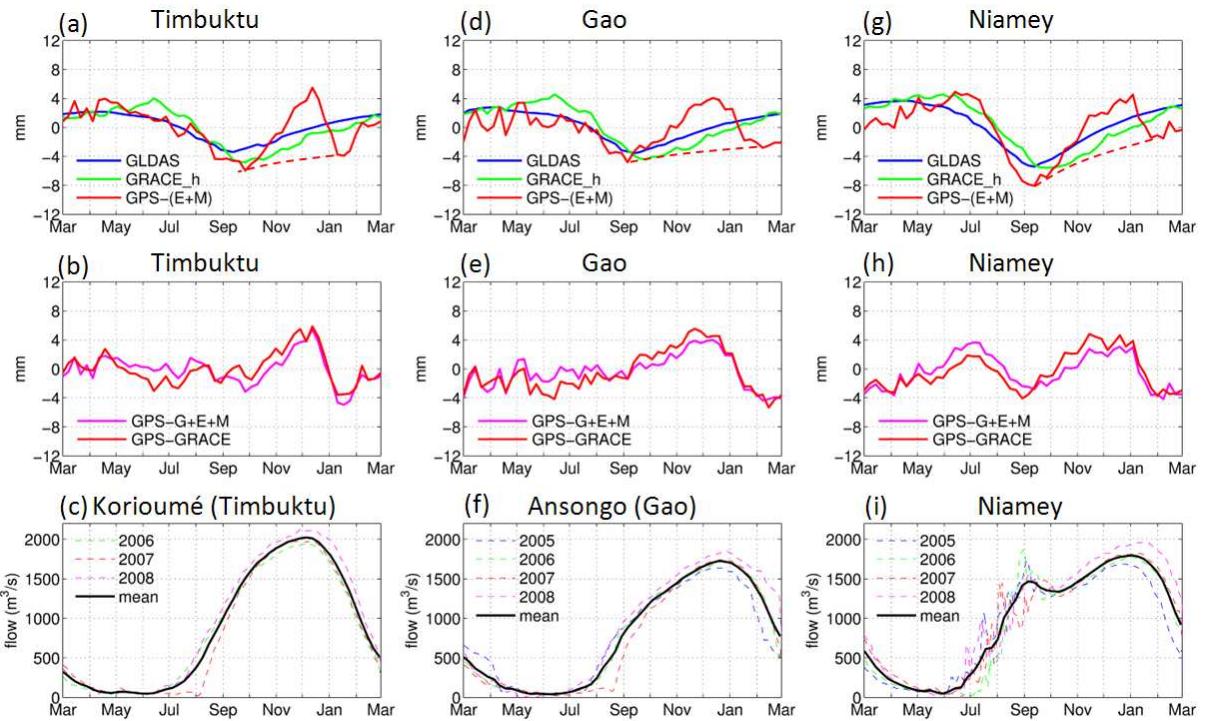


FIGURE 5.9 – (a) Mean annual hydrological signals at Timbuktu from GLDAS (blue curves), GRACE (green curves) and GPS (red curves) where the latter two are derived by subtracting the modeled atmosphere+ocean components (E+M) from the total deformation estimates, (b) mean annual residual GPS signal (GPS minus sum of models in magenta; GPS minus GRACE in red), (c) discharge ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$) of the Niger River at the stream gauge nearest to the GPS station from the NIGER-HYCOS database ; (d-f) similar to (a-c) at Gao ; (g-i) similar to (a-c) at Niamey. The dotted lines in (a, d, g) represent the GPS loading signal extrapolated in the absence of the uplift/subsidence peak attributed to local pedological effects.

steeper slope than the second one (October–December). During the first period, rainfall in the Sudano-Sahelian region contributes to infiltration and runoff with two consequences. Infiltration increases soil moisture at regional scale, hence the peak of the hydrologic loading component and the quite good agreement with the subsidence observed by GPS (Figure 5.9a, d). Runoff contributes to the fast increase of water flow in the Niger River. During the second period, soil moisture at regional scale decreases because precipitation drops with the retreat of the monsoon while evapotranspiration is still active (Meynadier *et al.*, 2010b, 2010c). Nevertheless, the discharge in the Niger River still increases with the arrival of the black flood (Figure 5.9c, f). The uplift observed at the GPS stations during this period actually counter-balances the subsidence induced by the regional-scale loading. A possible mechanism explaining the uplift at the GPS station is the swelling of the soils below the basement of the pillar supporting the antenna. Since the GPS stations are located a few km away from the center of the River channel, some lateral transfer of water is required in the riverbed unless the water flows into a deeper water table extending beneath the station. Swelling is a mechanical reaction of clays to water absorption, and it can easily induce cm level surface deformations (Holtz and Kovacs, 1981). Accor-

ding to pedological data over the region, the soils of Timbuktu and Gao are composed of sands, clays, laterites, and alluvial sandy loam, which make our hypothesis plausible. The fast subsidence observed between mid-December and mid-January at Timbuktu (or mid-February at Gao) may be due to a shrinkage phase following the swelling phase of the soils. Finally, the negative half-period of the GPS residual oscillation (January-March) might be due to the underestimation of a local loading effect by GRACE and GLDAS compared with GPS. Under this assumption, the hydrological loading signals extrapolated from the GPS data could be represented as the dotted lines in Figure 5.9a,d,g. They differ from the GRACE signals by more than 4 mm. The local loading excess might be due to the water stored in the soil, the aquifer, and the riverbed in the vicinity of the GPS stations. A simple elastic deformation model (invoking Boussinessq equation, see *Holtz and Kovacs (1981)*) predicts that the loading effect due to the main branch of the Niger River (modeled as a 300 m wide channel) is about 1-2 mm at a distance of less than 5 km during the highest water level period. Since the Niger River is not explicitly represented in GLDAS, these local effects cannot be simulated. But GRACE could be sensitive to the associated mass variations, though the signal may be largely damped because of its coarse spatial resolution. Indeed, GRACE shows a slightly larger hydrological loading than GLDAS between September and March, as well as a delay of 2 weeks. Both these features are consistent with the hypothesis of a small loading effect linked with flooding in the Niger riverbed.

At Niamey, the same hypotheses can be made about the coincidence of the black flood and the September-to-March oscillation in the residual GPS signal. Similarly, the first oscillation peaking in July might be explained by swelling of soils due to the red flood. The fact that the phases do not match perfectly between these signals might be due to the superposition of various effects (both local and regional loadings, and local swelling/shrinking).

5.2.4.3 Coincidence with Water Table Variations in Ouagadougou

Since the estimated GPS vertical deformation in Ouagadougou shows an additional signal similar to the one observed at the three sites located along the Niger River, we sought for a similar explanation involving a local source of water. Ouagadougou is actually surrounded by four dams, which are drained by channels from the tributaries of the Massili, the main river crossing the city (*Yameogo, 2008*). Fortunately, data from hydrological and geological surveys are available and enable us to perform a more quantitative analysis than for the previous three stations.

The GPS station in Ouagadougou is located at less than 2 km from a 20m depth piezometer of the Comité Inter-african d'Etudes Hydrauliques (CIEH), which measures the water table height of the lateritic aquifer. At the GPS station, the altitude of the bedrock is about 274 m with a weathered zone 31m thick (*Yameogo, 2008*). It is fairly consistent with a survey at the CIEH piezometer site giving the altitude of the bedrock at 270 m with a weathered zone of 28 m. We first used the historical CIEH data available over the 1978-2004 period to determine the seasonal variations of the water table height (Figure 5.10c). The estimated amplitude of the mean seasonal variation is ~ 1 m whereas it can reach 2 m during extreme years (e.g. 1991, 1999 and 2003 where the annual precipitation exceeded 800 mm). During the period of our study (2006-2008), the piezometric data were not continuous and cannot be used to characterize the annual cycle. Instead, we

extrapolated the water table height variations from the historical data using a scaling based on annual precipitation. It gave an estimate of 1.8 m for the 2006-2008 period.

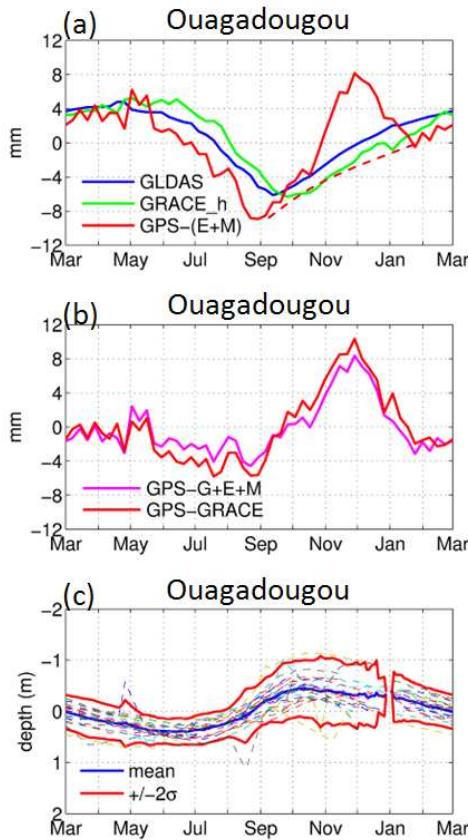


FIGURE 5.10 – (a, b) similar to Figure 5.9 (a, b) but for Ouagadougou, (c) mean seasonal variation of the water table depth of the lateritic aquifer in Ouagadougou measured by a nearby piezometer from CIEH over the 1978-2004 period (each year is represented by a thin dashed line; overall mean by thick blue line, and the ± 2 standard deviations by the thick red curves).

Bazie et al. (1995) provided a lithologic cross section for a measurement point located at the East of Ouagadougou which gives a percentage of clay particles in laterite layers in the range of 23% to 44%. Kaolinite is the dominant clay particle in the soils there. Its activity is between 0.3 and 0.5 (*Skempton, 1953*). Considering an average percentage of 35% of clay particles, the potential swelling is 1% according to *Seed et al. (1962)*. We thus estimate the amplitude of the swelling effect to be about $1.8 \text{ m} \times 0.01 = 0.018 \text{ m}$. This is a straightforward estimate but it is fairly consistent with the amplitude of the observed residual GPS vertical displacement at Ouagadougou of 12 to 16 mm, depending on which of GRACE or the models is subtracted (Figure 5.10b). A more accurate estimation of the effect would imply to take into account the impact of the other particles composing the soil and the permeability effects of clays in the presence of changes in water content. The complexity of the underlying mechanisms as well as the competition between loading and swelling/shrinking effects might be the reason for the phase lag seen between the water table depth and the GPS residual signal.

5.2.5 Summary and Conclusions

This is the first study using three-dimensional ground deformations estimated from GPS data to investigate hydrological loading effects associated with the West African Monsoon. The strong seasonality in precipitation induced by the monsoon system is shown to produce a regional-scale loading effect (subsidence) between 10 and 15 mm across the North-South climatic gradient where the AMMA GPS stations were installed. The vertical component of the GPS displacements shows a daily repeatability comprised between 2 mm during the dry season and 5-6 mm during the wet season, with a median value smaller than 4 mm. This level of accuracy gives good confidence into the ground deformation estimated from GPS data. The vertical deformation component estimated by GPS is actually fairly consistent with regional-scale estimates from GRACE satellite products and geophysical models. The horizontal deformation components are also shown to reflect the loading induced by the monsoon in the sense that they point toward the center of mass of the groundwater anomaly (Sudano-Guinean region). However, this signal is much smaller than the vertical and reaches only 3-4 mm at Niamey for the N component and 1 mm for the E component as estimated by GRACE. The N component of the GPS displacement is consistent with GRACE and the models but the E component of the GPS displacement seems dominated by noise.

A spectral analysis highlights several peaks at annual and subannual frequencies in the vertical deformation. The models show that hydrology is the dominant contributor to the annual harmonic of the loading signal in the Sudanian and Sahelian regions whereas atmospheric loading is dominant over the Sahara. As expected from surface pressure and soil moisture, the atmospheric loading component increases from south to north whereas the hydrologic component increases toward the south.

The most striking result was that the semiannual harmonics of the GPS deformation is 2-3 times larger than the corresponding GRACE and model estimates. This is due to an additional signal in the GPS deformation series which takes the form of an oscillation occurring between September and March. This oscillation is observed at most of the West African sites, but especially at the Sahelian sites where it reaches 12 to 16 mm at Ouagadougou. Though state-of-the-art GPS data processing was used, it cannot be totally excluded that this signal is an artifact from the GPS technique. However, an analysis of the hydro-geological properties of the sites revealed a strong coincidence between the residual GPS signal and flooding at three sites located along the Niger River (Timbuktu, Gao, and Niamey). At Ouagadougou, similar coincidence is found with the seasonal variations of the water table depth. The mechanism proposed to explain the GPS residual signal is a sequence of swelling/shrinking of clays which dominates the associated local loading effects. These local loading effects are partly captured by GRACE but they are strongly damped because of the coarse resolution of the satellite. The swelling/shrinking affects the soil volume and cannot be detected from GRACE measurements. The geophysical models used here are not suited to represent either of these nonloading processes. This case study suggests that beyond their capability to validate GRACE and model estimates at seasonal and sub-seasonal timescales, nonlinear GPS ground deformation estimates may help diagnosing subtle local hydro-geological processes.

It seems difficult to further test the hypothesized mechanism to explain the observed GPS residual signal from data available in West Africa. It may be tested at a few stations in the global GPS network which show similar GPS residuals with respect to GRACE

deformation estimates. More generally, the hydro-geological processes such as those suggested in this study might explain part of the so-far unexplained strong periodic signals observed in many GPS position estimates.

Acknowledgments The authors would like to thank Jacques Chedhomme (ENSG, Institut Géographique National, Marne La Vallée, France) for meaningful discussion on geological processes in Africa and Tonie M. van Dam (Faculté des Sciences, de la Technologie et de la Communication, University of Luxembourg, Luxembourg) for providing geophysical model products that were used as an independent dataset for the validation of the model products used in this manuscript. The SONEL (<http://www.sonel.org>) data assembly center is also acknowledged for providing useful, comprehensive, access to GPS data from many supporting agencies and individuals worldwide.

Chapitre 6

Conclusions, perspectives

Les estimations GPS utilisées en Sciences de l'Environnement sont issues d'un traitement des données reposant sur le choix d'une stratégie de calcul, sur la constitution et l'inversion d'un système d'équations d'observations, et sur la mise en référence des positions obtenues. Les hauteurs de station et les allongements troposphériques zénithaux sont particulièrement sensibles aux erreurs instrumentales, aux défauts de modélisation et aux choix de paramétrage. Au cours de ces travaux de thèse, nous avons attaché une grande importance à la manière dont sont obtenues ces estimations en Afrique de l'Ouest, pour en évaluer leurs précisions, puis pour les utiliser pour documenter le cycle de l'eau dans le cadre des projets AMMA et GHYRAF.

6.1 Sur la qualité des estimations GPS pour l'étude du cycle de l'eau atmosphérique

6.1.1 Méthodologie générale

Tout d'abord, nous avons défini une méthodologie permettant d'évaluer la qualité des estimations GPS pour l'étude du cycle de l'eau :

1. Nous avons d'abord rappelé comment l'équation d'observation était constituée à partir de la mesure de phase, ce qui nous a permis de présenter les phénomènes physiques, géophysiques et instrumentaux affectant la technique GPS (cf. figure 1.11 de synthèse page 47).
2. Nous avons dressé un état de l'art du traitement des données GPS et défini des critères pertinents permettant de caractériser la qualité des estimations obtenues.
3. Nous avons dressé un état des lieux des principales sources d'erreur et de leurs influences sur les estimations.

Les CIVE GPS étant généralement pris comme référence pour évaluer les biais instrumentaux des autres techniques d'observation (souvent moins précises), nous nous sommes appliqué à évaluer l'influence des erreurs et défauts de modélisation sur les estimations GPS, principalement les paramètres troposphériques et les hauteurs de station. Pour évaluer la précision des estimations GPS, la démarche générale retenue consiste à mener des tests de sensibilité sur chacune des sources d'erreur identifiées, de quantifier les différences

obtenues sur les ZTD et les hauteurs des stations et d'observer l'évolution des critères de qualité GPS.

6.1.2 Méthodologie spécifique aux données AMMA

Nous avons ainsi appliqué la méthodologie définie précédemment aux données GPS AMMA. Pour ce faire, il a été nécessaire de procéder à une analyse préliminaire afin d'isoler les sources d'erreur susceptibles d'affecter nos données.

1. Après avoir rappelé le contexte climatique de mousson et les problématiques associées, nous avons présenté le réseau GPS AMMA, ses équipements et nos efforts pour maintenir et pérenniser ces stations malgré les différentes contraintes logistiques et une situation géopolitique particulièrement incertaine.
2. Nous avons alors rappelé l'apport des CIVE GPS AMMA à la compréhension des processus atmosphériques liés à la vapeur d'eau sur des périodes subdiurnes à saisonnières.
3. L'analyse des répétabilités hebdomadaires des hauteurs a prouvé que les estimations GPS AMMA étaient d'une qualité comparable à celle obtenue par les centres d'analyse IGS avec des stations GPS réputées de bonne qualité. Ces répétabilités, comme les autres critères (RMS des résidus de phase, erreurs formelles des ZTD), présentent une saisonnalité corrélée avec les déplacements du front de convergence intertropical. La qualité des estimations GPS est donc inégale au cours de l'année et cela justifie la nécessité de mener des tests de sensibilité.

L'influence des principales sources d'erreur a été abordée selon quatre thématiques jugées pertinentes au regard des données traitées. Nous avons évalué la sensibilité des estimations GPS AMMA vis-à-vis d'un changement de matériel et de la modélisation des antennes, de la modélisation troposphérique, de la modélisation des surcharges atmosphériques, de la modélisation ionosphérique et d'autres paramètres de traitement (angle de coupure).

6.1.3 Conclusions et perspectives

Concernant la précision des CIVE GPS AMMA, nous sommes parvenus aux conclusions suivantes :

1. L'incertitude sur les CIVE GPS lissés sur 7 jours est de $1,1 \text{ kg.m}^{-2}$ avec une modulation saisonnière marquée, conséquence de la modélisation des antennes, des fonctions de projection, de l'incertitude intrinsèque liée à la session et des erreurs aux basses élévations.
2. Des processus atmosphériques à des périodes horaires voire subhoraires ont lieu en saison humide. Un échantillonnage horaire des ZTD semble préférable à un échantillonnage à 2 heures. L'incertitude introduite sur les CIVE estimés est de l'ordre de $0,84 \text{ kg.m}^{-2}$.
3. À l'échelle du cycle subdiurne, les CIVE GPS sont affectés par des systématismes à la période du jour sidéral induits par une somme de phénomènes affectant les mesures aux basses élévations. Une différence de 3° sur l'angle de coupure de la stratégie de traitement (7° à 10°) introduit des différences pouvant atteindre 0,77

kg.m^{-2} corrélées à la différence du nombre de satellites visibles entre 7° et 10° (cf. figure 4.23 page 149).

Concernant la qualité des hauteurs des stations GPS AMMA, nous sommes parvenus aux conclusions suivantes :

1. Les défauts de modélisation des antennes réceptrices introduisent principalement des biais que nous avons évalué entre 3,1 et 3,6 mm.
2. Le remplacement de la modélisation *GMF/GPT* par *VMF1/ECMWF* corrige les hauteurs des stations AMMA d'un signal annuel commun de $\pm 2,5$ mm d'amplitude (cf. figure 4.10 page 126). Les échantillonnages des ZTD et des gradients troposphériques ont une influence de $\pm 2,5$ mm sur l'estimation de la composante verticale mais n'introduisent pas de systématismes dans les séries temporelles.
3. La non-prise en compte des déformations saisonnières est restituée par les résidus de position et peut être analysée *a posteriori* tandis que la non-prise en compte des déformations subdiurnes introduit des signaux parasites généralement submillimétriques. La non-prise en compte des termes ionosphériques d'ordre 2 et supérieurs introduit une erreur aléatoire de moyenne nulle et de 0,4 mm d'écart-type. La non-prise en compte de ces phénomènes lors du traitement des données GPS n'introduit pas de systématisation pouvant affecter l'interprétation géophysique des séries temporelles de hauteur.
4. Un changement d'angle de coupure est susceptible d'introduire des biais de ± 5 mm sur les hauteurs estimées, ce qui indique que l'estimation des hauteurs reste sensible aux erreurs affectant les mesures GPS aux basses élévations. Ces erreurs peuvent être provoquées par des multi-trajets et des défauts de modélisation d'antenne ou de fonction de projection et demeurent assez méconnues.

Bilan Nous avons ainsi montré que les estimations GPS étaient pertinentes pour quantifier des variations de CIVE supérieures à quelques kg.m^{-2} et pour détecter des déformations verticales saisonnières dont les amplitudes sont supérieures à 3 mm.

Perspectives Malgré les différents tests de sensibilité menés, nous ne sommes pas parvenus à définir un traitement des données GPS AMMA optimal qui améliorerait drastiquement les critères de qualité retenus.

Les erreurs affectant les mesures GPS aux basses élévations semblent constituer la principale limitation de la technique GPS. Nous entrevoions plusieurs pistes pour aborder cette problématique :

1. Analyser les cartes des résidus moyens des mesures de phase pour mettre en évidence certains systématismes propres aux multi-trajets (cf. p. ex. *Shoji et coll., 2004 ; Bosser, 2008*).
2. Enrichir les tests de sensibilité basés sur l'angle de coupure pour analyser la qualité du cycle subdiurne des CIVE plus en détail. On pourrait par exemple prendre les cycles subdiurnes des CIVE obtenus par un radiomètre micro-onde comme référence et comparer ceux obtenus par GPS avec divers angles de coupure.

3. Enrichir la modélisation troposphérique basée sur la notion de fonction de projection en la rendant plus adaptative à la situation atmosphérique réelle des stations (*Gegout et coll., 2011*).
4. Si les erreurs précédemment évoquées parvenaient à être correctement traitées, il serait alors possible d'accéder à une documentation plus riche des processus atmosphériques en dépassant le paradigme de CIVE qui consisterait à analyser directement les allongements troposphériques obliques.

6.2 Sur l'apport des estimations GPS à l'étude du cycle de l'eau continentale en Afrique de l'Ouest

Au cours de ces travaux de thèse, nous avons réalisé la première étude qui utilise les déformations 3D estimées par GPS pour étudier les surcharges hydrologiques associés à la mousson ouest-africaine. Initialement, ces travaux étaient motivés par la mauvaise restitution des variations saisonnières de l'humidité des sols par les produits GRACE et les modèles hydrologiques (*Grippa et coll., 2011*).

La forte saisonnalité des précipitations en Afrique de l'Ouest produit une surcharge hydrologique régionale induisant une subsidence de 10 à 15 mm le long du gradient climatique sur lequel sont installées les stations GPS AMMA. Les déformations verticales déduites des mesures GPS, des produits GRACE et des modèles de surcharge sont particulièrement cohérentes à l'échelle régionale pour caractériser l'amplitude annuelle des effets de charge. Toutefois, nous avons mis en évidence un signal supplémentaire dans les séries temporelles des hauteurs des stations AMMA. Ce signal ne semble pas être un artefact de calcul même si cette hypothèse ne peut pas être complètement exclue malgré les résultats des tests de sensibilité.

Le signal GPS additionnel se produit systématiquement entre septembre et mars, après la saison des pluies, et se révèle corrélé avec des processus hydrologiques comme la crue du Niger pour les stations à proximité ou les variations piézométriques de l'aquifère supérieur à Ouagadougou. Face à ce signal dont l'amplitude peut atteindre 16 mm, nous nous sommes appuyés sur des éléments de géotechnique (*Holtz et Kovacks, 1991*) pour comprendre comment les interactions entre les eaux souterraines et les sols peuvent conduire à de telles déformations en surface.

Bilan Nous sommes parvenus à la conclusion que la technique GPS permettait de documenter les effets de charge induits par l'hydrologie en Afrique de l'Ouest. Elle permet aussi de mettre en évidence d'autres déformations qui semblent induites par l'hydrologie souterraine. Les déformations calculées à partir des produits GRACE ou des modèles hydrologiques sont par nature des réponses élastiques à des effets de charge et ne peuvent donc pas détecter ces déformations hydrogéologiques.

Perspectives L'installation de piézomètres colocalisés et une détermination précise de la nature des sols sur lesquels reposent les stations auraient permis une étude plus aboutie sur la nature hydrogéologique des signaux additionnels détectés. Pour les stations de Tombouctou, Niamey et Gao, les événements géopolitiques majeurs qui affectent actuellement le Sahel ne nous permettent pas d'envisager des travaux de terrain dans un avenir

proche. À Ouagadougou, le signal GPS additionnel a été perçu comme le plus important. Il serait judicieux de compléter l'instrumentation par l'ajout d'un piézomètre colocalisé et de déterminer la composition exacte des sols sous la station. Les déformations hydrogéologiques sont susceptibles d'expliquer des signaux GPS résiduels dans les séries temporelles de position et commencent à faire l'objet d'étude comme celles de *Moreau et coll.* (2006), de *Biessy et coll.* (2010) ou de *Ji et Herring* (2012). La démarche que nous avons suivie en Afrique de l'Ouest est transposable à d'autres zones d'étude et pourrait par exemple être étendue à l'ensemble des sites de l'ITRF2008.

Bibliographie

Altamimi Z., P. Sillard et C. Boucher (2004), CATREF Software : Combination and Analysis of Terrestrial Reference Frames. Publication LAREG SP08, Institut Géographique National, 2004. Disponible sur
<http://grgs.obs-mip.fr/index.php/fre/content/download/560/3496/file/CATREF-1.pdf>

Altamimi, Z., X. Collilieux, J. Legrand, B. Garayt, and C. Boucher (2007), ITRF2005 : A new release of the International Terrestrial Reference Frame based on time series of station positions and Earth Orientation Parameters, *J. Geophys. Res.*, 112, B09401, doi :10.1029/2007JB004949.

Altamimi, Z., and X. Collilieux (2009), IGS contribution to ITRF, *J. Geod.*, 83(3-4), 375-383, doi :10.1007/s00190-008-0294-x.

Altamimi, Z., X. Collilieux and L. Métivier (2011) ITRF2008 : an improved solution of the international terrestrial reference frame, *Journal of Geodesy* Volume 85, Number 8, 457-473, doi :10.1007/s00190-011-0444-4.

Amiri-Simkooei, A. R., C. C. J. M. Tiberius, and P. J. G. Teunissen (2007), Assessment of noise in GPS coordinate time series : Methodology and results, *J. Geophys. Res.*, 112, B07413, doi :10.1029/2006JB004913.

Ammon C. J., Chen Ji, Hong-Kie Thio, David Robinson, Sida Ni, Vala Hjorleifsdottir, Hiroo Kanamori, Thorne Lay, Shamita Das, Don Helmberger, Gene Ichinose, Jascha Polet and David Wald (2005), Rupture Process of the 2004 Sumatra-Andaman Earthquake, *Science* 20 May 2005, Vol. 308 no. 5725 pp. 1133-1139, doi :10.1126/science.1112260.

Ashby N. (2003), Relativity in the Global Positioning System, *Living Rev. Relativity* 6, 2003, Disponible sur <http://relativity.livingreviews.org/Articles/lrr-2003-1/>.

Askne, J., and H. Nordius (1987), Estimation of tropospheric delay for microwaves from surface weather data, *Radio Sci.*, 22(3), 379–386, doi :10.1029/RS022i003p00379.

Bassiri, S. and Hajj, G. (1993), Higher-Order Ionospheric Effects on the GPS Observables and Means of Modeling Them, Pasadena, California, USA. Disponible sur <http://hdl.handle.net/2014/34918>.

Bazie P., B. Dieng,, and P. Ackerer (1995), Bilan des transferts verticaux d'eau en zone

non-saturée sous climat soudano-sahélien : application à l'estimation de la recharge des nappes (in French). Revue des sciences de l'eau / Journal of Water Science, 8(2), 237-260. Disponible sur : <http://id.erudit.org/iderudit/705221ar>.

Beavan, J. (2005), Noise properties of continuous GPS data from concrete pillar geodetic monuments in New Zealand and comparison with data from U.S. deep drilled braced monuments, *J. Geophys. Res.*, 110, B08410, doi :10.1029/2005JB003642.

Berrada Baby, H., P. Golé, and J. Lavergnat (1988), A model for the tropospheric excess path length of radio waves from surface meteorological measurements, *Radio Sci.*, 23(6), 1023–1038, doi :10.1029/RS023i006p01023.

Bevis, M., S. Businger, T. Herring, C. Rocken, R. Anthes and R. Ware (1992). GPS Meteorology : Remote sensing of atmospheric water vapor using the Global Positioning System. *J. Geophys. Res.*, vol. 97, pages 15,787- 15,801, 1992. doi :10.1029/92JD01517.

Bevis, M., S. Businger, S. Chiswell, T. A. Herring, R. A. Anthes, C. Rocken and R. H. Ware (1994), GPS Meteorology : Mapping Zenith Wet Delays onto Precipitable Water. *J. Appl. Meteor.*, 33, 379–386,
doi :10.1175/1520-0450(1994)033<0379:GMMZWD>2.0.CO ;2.

Bevis, M., D. Alsdorf, E. Kendrick, L. P. Fortes, B. Forsberg, R. Smalley Jr., and J. Becker (2005), Seasonal fluctuations in the mass of the Amazon River system and Earth's elastic response, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L16308, doi :10.1029/2005GL023491.

Biessy, G., F. Moreau, O. Dauteuil and O. Bour (2010), Surface deformation of an intraplate area from GPS time series, *Journal of Geodynamics*, Volume 52, Issue 1, July 2011, Pages 24–33, doi :10.1016/j.jog.2010.11.005.

Blewitt, G. (2003), Self-consistency in reference frames, geocenter definition, and surface loading of the solid Earth, *J. Geophys. Res.*, 108(B2), 2103, doi :10.1029/2002JB002082.

Bock, O. and M. Nuret, (2009), Verification of NWP Model Analyses and Radiosonde Humidity Data with GPS Precipitable Water Vapor Estimates during AMMA. *Wea. Forecasting*, 24, 1085–1101, doi :10.1175/2009WAF2222239.1.

Bock, O., M.-N. Bouin, A. Walpersdorf, J. P. Lafore, S. Janicot, F. Guichard and A. Agusti-Panareda, (2007) Comparison of ground-based GPS precipitable water vapour to independent observations and NWP model reanalyses over Africa, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, Volume 133, Issue 629, pages 2011–2027, October 2007 Part B, doi :10.1002/qj.185.

Bock, O., M.N. Bouin, E. Doerflinger, P. Collard, F. Masson, R. Meynadier, S. Nahmani, M. Koité, K. Gaptia Lawan Balawan, F. Didé, D. Ouedraogo, G. Wilson, F. Guichard, S. Janicot, J.P. Lafore, and M. Nuret (2008), The West African Monsoon observed by ground-based GPS receivers during the AMMA project, *J. Geophys. Res.*, 113, D21105,

doi :10.1029/2008JD010327.

Bock, O., Pascal Willis, Maïté Lacarra and Pierre Bosser (2010), An inter-comparison of zenith tropospheric delays derived from DORIS and GPS data, Advances in Space Research, Volume 46, Issue 12, 15 December 2010, Pages 1648–1660, doi :10.1016/j.asr.2010.05.018.

Bock, O., F. Guichard, R. Meynadier, S. Gervois, A. Agustí-Panareda, A. Beljaars, A. Boone, M. Nuret, J.-L. Redelsperger and P. Roucou (2011), The large-scale water cycle of the West African monsoon, Atmospheric Science Letters Special Issue : African Monsoon Multidisciplinary Analysis (AMMA) : an integrated project for understanding of the West African climate system and its human dimension, Volume 12, Issue 1, pages 51–57, January/March 2011, doi :10.1002/asl.288.

Boehm, J., and H. Schuh (2004), Vienna mapping functions in VLBI analyses, Geophys. Res. Lett., 31, L01603, doi :10.1029/2003GL018984.

Boehm, J., M. Ess, and H. Schuh (2005), Asymmetric Mapping Functions for CONT02 from ECMWF, Proceedings of the 17th Working Meeting on European VLBI for Geodesy and Astrometry, April 22-23, 2005, Noto, Italy, Edited by Markus Vennebusch and Axel Nothnagel, pp 64-69. Disponible sur http://www.evga.org/files/2005EVGA-proc_Noto.pdf

Boehm, J., B. Werl, and H. Schuh (2006a), Troposphere mapping functions for GPS and very long baseline interferometry from European Centre for Medium-Range Weather Forecasts operational analysis data, J. Geophys. Res., 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 (2007a), 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. and H. Schuh (2007b), Troposphere gradients from the ECMWF in VLBI analysis, Journal of Geodesy, Volume 81, Numbers 6-8, 403-408, doi :10.1007/s00190-007-0144-2.

Boehm, J., J. Kouba and H. Schuh (2008), Forecast Vienna Mapping Functions 1 for real-time analysis of space geodetic observations, Journal of Geodesy, Volume 83, Number 5, 397-401, doi :10.1007/s00190-008-0216-y.

Boniface K. (2009), Quantification de la vapeur d'eau atmosphérique par GPS et apport à la prévision des événements cévenols, thèse de doctorat, Université Montpellier II - Sciences et Techniques du Languedoc (30/10/2009). Disponible sur <http://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00444081/fr/>.

Boone, A., et al. (2009), The AMMA Land Surface Model Intercomparison Project

(ALMIP), Bull. Am. Meteorol. Soc., 90(12), 1865-1880, doi :10.1175/2009BAMS2786.1.

Bosser P. (2008), Développement et validation d'une méthode de calcul GPS intégrant des mesures de profils de vapeur d'eau en visée multi-angulaire pour l'altimétrie de haute précision, Université Pierre et Marie Curie - Paris VI (2008-07-03). Disponible sur <http://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00322404/>.

Bouali L. (2009), Prévisibilité des précipitations ouest africaines (échelles intrasaisonnières et saisonnières) au travers des simulations type DEMETER et des observations, Université de Bourgogne (25/05/2009). Disponible sur <http://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00413297/fr/>.

Bouteloup D. (2003), Cours de Géodésie : Chapitre 7, Présentation du Système GPS, École Nationale des Sciences Géographiques, Institut National de l'Information Géographique et Forestière (IGN) *lien url*.

Brenot H. (2006), Potentiel de la mesure GPS sol pour l'étude des pluies intenses méditerranéennes, Université Joseph-Fourier - Grenoble I (2006-01-18). Disponible sur <http://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00012085/fr/>.

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

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.

Carrere, 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, doi :10.1029/2002GL016473.

Champollion C. (2004), Quantification de la vapeur d'eau troposphérique par GPS (modèles 2D et tomographies GPS) - Application aux précipitations intenses, thèse de doctorat, Université Montpellier II - Sciences et Techniques du Languedoc (15/11/2005). Disponible sur <http://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00011387/fr/>.

Charney J. G. (1975), Dynamics of deserts and drought in the Sahel, Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, Volume 101, Issue 428, pages 193–202, April 1975, 10.1002/qj.49710142802.

Chen, F., K. Mitchell, J. Schaake, Y. Xue, H.-L. Pan, V. Koren, Q. Duan, M. Ek, and A. Betts (1996), Modeling of land surface evaporation by four schemes and comparison with FIFE observations, J. Geophys. Res., 101(D3), 7251-7268, doi :10.1029/95JD02165.

Chen, G., and T. A. Herring (1997), Effects of atmospheric azimuthal asymmetry on

the analysis of space geodetic data, J. Geophys. Res., 102(B9), 20,489–20,502, doi :10.1029/97JB01739.

Chong, M., L. Besson, O. Bock, D. Bouniol, A. Buzzi, F. Fierli, Y. Lemaître, E. Orlandi (2009), Description of the water cycle of mesoscale convective systems using water and energy budgets from simulations and observations. Deliverable D1.2.2f, AMMA - African Monsoon Multidisciplinary Analysis, FP6 Project no. 004089, Instrument : IP, Thematic Priority : 1.1.6.3 Global change and Ecosystems, September 2009.

Cole, A. E., Court, A. et Cantor, A. J. (1965). Handbook of Geophysics and Space Environments, chapitre Model atmospheres, pages 2–1 – 2–22. McGraw- Hill.

Collilieux X. (2008), Analyse des séries temporelles de positions des stations de géodésie spatiale, thèse de doctorat de l'Observatoire de Paris ([lien url](#)).

Collilieux, X., L. Metivier, Z. Altamimi, T. van Dam, and J. Ray (2011a), Quality assessment of GPS reprocessed terrestrial reference frame, GPS Sol., 15(3), 219-231, doi :10.1007/s10291-010-0184-6.

Collilieux, X., T. van Dam, J. Ray, D. Coulot, L. Metivier, and Z. Altamimi (2011b), Strategies to mitigate aliasing of loading signals while estimating GPS frame parameters, J. Geod., doi : 10.1007/s00190-011-0487-6.

Crowley, J., J. Mitrovica, R. Bailey, M. Tamisiea, and J. Davis (2006), Land water storage within the Congo Basin inferred from GRACE satellite gravity data, Geophys. Res. Lett., 33, doi :10.1029/2006GL027070.

Dach, R., U. Hugentobler, P. Frizez and M. Meindl (2007), Bernese GPS Software Version 5.0, Astronomical Institute, University of Bern. Disponible sur : <http://www.bernese.unibe.ch/docs/DOCU50.pdf>.

Dach, R., J. Boehm, S. Lutz, P. Steigenberger, and G. Beutler (2011), Evaluation of the impact of atmospheric pressure loading model on GNSS data analysis, J. Geod., 85, 75-91, doi :10.1007/s00190-010-0417-z.

Davis, J. L., T. A. Herring, I. I. Shapiro, A. E. E. Rogers, and G. Elgered (1985), Geodesy by radio interferometry : Effects of atmospheric modeling errors on estimates of baseline length, Radio Sci., 20(6), 1593–1607, doi :10.1029/RS020i006p01593.

Davis, J.L., P. Elosegui, J.X. Mitrovica, and M.E. Tamisiea (2004), Climate-driven deformation of the solid Earth from GRACE and GPS, Geophys. Res. Lett., 31, doi : 10.1029/2004GL021435.

Dee, D., S. Uppala, A. Simmons et al. (2011), The ERA-Interim reanalysis : configuration and performance of the data assimilation system, Q. J. R. Meteorol. Soc., 137, 553-597, doi :10.1002/qj.828.

Desconnet, J.C., J.D. Taupin, T. Lebel, and C. Leduc (1997), Hydrology of the HAPEX-Sahel Central Supersite : surface water drainage and aquifer recharge through the pool systems, *J. Hydrol.*, 188-189(1-4), 155-178, doi :10.1016/S0022-1694(96)03158-7.

Descroix, L., G. Mahé, T. Lebel, G. Favreau, S. Galle, E. Gautier, J.-C. Olivry, J. Albergel, O. Amogu, B. Cappelaere, R. Dessouassi, A. Diedhiou, E. Le Breton, I. Mamadou, and D.. Sighomnou (2009), Spatio-temporal variability of hydrological regimes around the boundaries between Sahelian and Sudanian areas of West Africa : a synthesis. *J. Hydrol.*, 375(1–2), 90–102, doi :10.1016/j.jhydrol.2008.12.012.

Dick, G., G. Gendt and C. Reigber (2001), First experience with near real-time water vapor estimation in a German GPS network, *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, Volume 63, Issue 12, August 2001, Pages 1295–1304, doi :10.1016/S1364-6826(00)00248-0.

Dong, D., P. Fang, Y. Bock, M. K. Cheng, and S. Miyazaki (2002), Anatomy of apparent seasonal variations from GPS-derived site position time series, *J. Geophys. Res.*, 107(B4), 2075, doi :10.1029/2001JB000573.

Dong, D., T. Yunck, and M. Heflin (2003), Origin of the ITRF, *J. Geophys. Res.*, 108, doi :10.1029/2002JB002035.

Dow, J.M., R. E. Neilan, and C. Rizos (2009), The International GNSS Service in a changing landscape of Global Navigation Satellite Systems, *J. Geod.*, 83, 191–198, doi :10.1007/s00190-008-0300-3.

Duquenne F, Botton S., Peyret F, Bétaille D and Willis P. (2005), GPS : localisation et navigation par satellites (2^o Éd.), 330p. 16x24 Broché.

Dziewonski, a. M. and D. L. Anderson (1981), Preliminary reference Earth mode, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, Volume 25, Issue 4, June 1981, Pages 297–356, doi :10.1016/0031-9201(81)90046-7.

Ek, M., K. Mitchell, Y. Lin, P. Grummam, V. Koren, G. Gayno, and J. Tarpley (2003), Implementation of Noah land surface model advances in the National Centers for Environmental Prediction operational mesoscale Eta model, *J. Geophys. Res.*, 108, doi :10.1029/2002JD003296.

Elósegui, P., J. L. Davis, R. T. K. Jaldehag, J. M. Johansson, A. E. Niell, and I. I. Shapiro (1995), Geodesy using the Global Positioning System : The effects of signal scattering on estimates of site position, *J. Geophys. Res.*, 100(B6), 9921–9934, doi :10.1029/95JB00868.

Équipe Française AMMA (2002), livre blanc du projet AMMA : La Mousson Africaine et ses composantes. Disponible sur http://medias.obs-mip.fr/amma/france/livre_blanc.pdf.

Farrell, W. E. (1972), Deformation of the Earth by surface loads, Rev. Geophys., 10(3), 761–797, doi :10.1029/RG010i003p00761.

Favreau, G., B. Cappelaere, S. Massuel, M. Leblanc, M. Boucher, N. Boulain, and C. Leduc (2009), Land clearing, climate variability, and water resources increase in semiarid southwest Niger : A review, Water Resour. Res., 45, W00A16, doi :10.1029/2007WR006785.

Ferland, R.(2010), Combination of the reprocessed IGS Analysis Center SINEX solutions, Paper presented at the IGS Workshop 2010, Newcastle upon Tyne, UK, 28 June – 2 July, 2001. Disponible sur http://acc.igs.org/repro1/repro1-combo_IGSW2010.pdf.

Finch (2004), Ornstein-Uhlenbeck Process, communication personnelle. Disponible sur <http://algo.inria.fr/csolve/ou.pdf>.

Foster, J., M. Bevis and S. Businger (2005), GPS Meteorology : Sliding-Window Analysis. J. Atmos. Oceanic Technol., 22, 687–695, doi :10.1175/JTECH1717.1.

Fritzsche, M., R. Dietrich, C. Knöfel, A. Rülke, S. Vey, M. Rothacher, and P. Steigenberger (2005), Impact of higher-order ionospheric terms on GPS estimates, Geophys. Res. Lett., 32, L23311, doi :10.1029/2005GL024342.

Fund, F. (2009), Observation GPS et retard troposphérique : modélisation et application aux effets de surcharge océanique dans l’Ouest de la France. thèse de doctorat en géodésie, SPIGA (Université de Nantes) (*lien url*).

Ge, M., E. Calais, and J. Haase (2002), Sensitivity of zenith total delay accuracy to GPS orbit errors and implications for near-real-time GPS meteorology, J. Geophys. Res., 107(D16), 4315, doi :10.1029/2001JD001095.

Gegout, P., R. Biancale and L. Soudarin (2011), Adaptive mapping functions to the azimuthal anisotropy of the neutral atmosphere, Journal of Geodesy Volume 85, Number 10, 661-677, doi :10.1007/s00190-011-0474-y.

Giannini,A., R. Saravanan, and P. Chang (2003), Oceanic Forcing of Sahel Rainfall on Interannual to Interdecadal Time Scales, Science 7 November 2003, Vol. 302 no. 5647 pp. 1027-1030, doi :10.1126/science.1089357.

Goutorbe, J.-P., Lebel, T., Tinga, A., Bessemoulin, P., Brouwer, J., Dolman, A. J., Engman, E. T., Gash, J. H. C., Hoepffner, M., Kabat, P., Kerr, Y. H., Monteny, B., Prince, S., Said, F., Sellers, P., and Wallace, J. S. (1994), HAPEX-Sahel : a large-scale study of land-atmosphere interactions in the semi-arid tropics, Ann. Geophys., 12, 53-64, doi :10.1007/s00585-994-0053-0.

Greigert, J. (1968), Les eaux souterraines de la République du Niger, BRGM report, 68(AB1 006 NIA), BRGM, Orléans, France, 407 p.

Griffiths J. and J. R. Ray (2009), On the precision and accuracy of IGS orbits, Journal of Geodesy, Volume 83, Numbers 3-4, 277-287, doi : 10.1007/s00190-008-0237-6.

Grippa, M., L. Kergoat, F. Frappart, Q. Araud, A. Boone, A., P. de Rosnay, J.M. Lemoine, S. Gascoin, G. Balsamo, C. Ottlé, B. Decharme, S. Saux-Picart, and G. Ramilien (2011), Land water storage variability over West Africa estimated by Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) and land surface models, Water Resour. Res., 47, doi :10.1029/2009WR008856.

Guichard, f., A. Gounou and F. Couvreux (2009), Results from analysis/simulation of SOP 2006 events. Deliverable D1.2.2d, AMMA - African Monsoon Multidisciplinary Analysis, FP6 Project no. 004089, Instrument : IP, Thematic Priority : 1.1.6.3 Global change and Ecosystems, September 2009.

Güntner, A. (2008), Improvement of global hydrological models using GRACE data, Surv. Geophys., 29, 375-397, doi :10.1007/s10712-008-9038-y.

Han, S.-C., I.-Y. Yeo, D. Alsdorf, P. Bates, J.-P. Boy, H. Kim, T. Oki, and M. Rodell (2010), Movement of Amazon surface water from time-variable satellite gravity measurements and implications for water cycle parameters in land surface models, Geochem. Geophys. Geosyst., 11, Q09007, doi :10.1029/2010GC003214.

Hernández-Pajares, M., J. M. Juan, J. Sanz, and R. Orús (2007), Second-order ionospheric term in GPS : Implementation and impact on geodetic estimates, J. Geophys. Res., 112, B08417, doi :10.1029/2006JB004707.

Herring T. A. (1992), Modelling Atmospheric Delays in the Analysis of Space Geodetic Data, Proceedings of the Symposium "Refraction of transatmospheric signals", The Hague, Netherlands, May 19-22, 1992, edited by De Munck et Spoelstra. Disponible sur : <http://www.ncg.knaw.nl/Publicaties/Geodesy/pdf/36DeMunck.pdf#page=167>.

Herring, T. A., J. L. Davis, and I. I. Shapiro (1990), Geodesy by Radio Interferometry : The Application of Kalman Filtering to the Analysis of Very Long Baseline Interferometry Data, J. Geophys. Res., 95(B8), 12,561–12,581, doi :10.1029/JB095iB08p12561.

Herring, T. A., R. W. King, and S. C. McClusky (2008), Introduction to GAMIT/GLOBK, report, Mass. Inst. of Technol., Cambridge, MA. Disponible sur : <http://www-gpsg.mit.edu/~simon/gtgk/docs.htm pdf>.

Hill, E. M., J. L. Davis, P. Elósegui, B. P. Wernicke, E. Malikowski, and N. A. Niemi (2009), Characterization of site-specific GPS errors using a short-baseline network of braced monuments at Yucca Mountain, southern Nevada, J. Geophys. Res., 114, B11402, doi :10.1029/2008JB006027.

Hinderer J., et al. (2009), The GHYRAF (Gravity and Hydrology in Africa) expe-

riment : Description and first results, J. Geodyn., 48, 3-5, doi :10.1016/j.jog.2009.09.014.

Hinderer, J., et al. (2011), Land water storage changes from ground and space geodesy : first results from the GHYRAF (Gravity and Hydrology in Africa) experiment, Pure and Applied Geophysics, pp. 474, doi :10.1007/s00024-011-0417-9.

Hofmann-Wellenhof, B., H. Lichtenegger and J. Collins (2001), Global Positioning System : Theory and Practice, Springer Wien New York, 2001. 5th revised edition. ISBN 3-211-82534-2 (*lien url*).

Holtz, R.D. and W.D. Kovacs (1981), An Introduction to Geotechnical Engineering, Prentice Hall, Inc., Englewood Cliffs, NJ, 733 pp, ISBN-13 : 978-0134843940 (*lien url*).

Holtz, R.D. and W.D. Kovacs (1991), Introduction à la géotechnique, traduit par Jean Lafleur, Presses Internationales Polytechnique, 832 pp, ISBN : 978-2-553-00222-9

Hopfield, H. S. (1969), Two-Quartic Tropospheric Refractivity Profile for Correcting Satellite Data, J. Geophys. Res., 74(18), 4487–4499, doi :10.1029/JC074i018p04487.

Houze, R. A., Jr., and A. K. Betts (1981), Convection in GATE, Rev. Geophys., 19(4), 541–576, doi :10.1029/RG019i004p00541.

Huffman, G., R. Adler, P. Arkin, A. Chang, R. Ferraro, A. Gruber, J. Janowiak, A. McNab, B. Rudolf, and U. Schneider (1997), The Global Precipitation Climatology Project (GPCP) Combined Precipitation Dataset, Bulletin of the American Meteorological Society, Volume 78, Issue 1 (January 1997) pp. 5-20, doi :10.1175/1520-0477(1997)078<0005:TGPCPG>2.0.CO ;2.

Huffman, George J., and Coauthors, 2007 : The TRMM Multisatellite Precipitation Analysis (TMPA) : Quasi-Global, Multiyear, Combined-Sensor Precipitation Estimates at Fine Scales. J. Hydrometeor, 8, 38–55, doi :10.1175/JHM560.1.

Jacks, G., and M. Traoré (2008), Mechanisms and rates of recharge at Timbuktu (Republic of Mali), in : Groundwater for sustainable development : Problems, Perspectives and Challenges, P. Bhattachary, A.L. Rhamanatan, A.B Munnkherjee, J. Bundschuh, D. Chandrasekharam and A.K. Keshari, Editors, Taylor and Francis, London, 55-60.

Ji, K. H. and T. A. Herring (2012), Correlation between changes in groundwater levels and surface deformation from GPS measurements in the San Gabriel Valley, California, Geophys. Res. Lett., 39, L01301, doi :10.1029/2011GL050195.

Kedar, S., G. A. Hajj, B. D. Wilson, and M. B. Hefflin (2003), The effect of the second order GPS ionospheric correction on receiver positions, Geophys. Res. Lett., 30(16), 1829, doi :10.1029/2003GL017639.

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.

King, M. A., and S. D. P. Williams (2009), Apparent stability of GPS monumentation from short-baseline time series, *J. Geophys. Res.*, 114, B10403, doi :10.1029/2009JB006319.

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

King, M. A., C. S. Watson, N. T. Penna, and P. J. Clarke (2008), Subdaily signals in GPS observations and their effect at semiannual and annual periods, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L03302, doi :10.1029/2007GL032252.

Kouba, J. (2007), Implementation and testing of the gridded Vienna mapping function 1 (VMF1), *J. Geod.*, 82(4-5), 193-205, doi :10.1007/s00190-007-0170-3.

Kusche, J., and E.J.O. Schrama (2005), Surface mass redistribution inversion from global GPS deformation and GRACE gravity data, *J. Geophys. Res.*, 110, B09409, doi :10.1029/2004JB003556.

Lambeck K. (1988), The Slow Deformations of the Earth, *Geophysical Geodesy*, Clarendon (Oxford University Press), New York, 1988. xii, 718 pp., Science 26 May 1989 : 995, doi :10.1126/science.244.4907.995.

Larson, K.M., Braun, J.J. , Small, E.E. , Zavorotny, V.U. , Gutmann, E.D. and Bilich, A.L. (2010), GPS Multipath and Its Relation to Near-Surface Soil Moisture Content, *Journal of IEEE*, Volume 3, Issue 1, pp. 91-99 doi :10.1109/JSTARS.2009.2033612.

Lavaysse C. (2006), Étude des relations Onde - Convection - Pluie et influence de la variabilité du flux de mousson en Afrique de l'Ouest, Institut National Polytechnique de Grenoble - INPG (2006-04-12). Disponible sur <http://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00165820/en/>.

Lavaysse C., C. Flamant, S. Janicot, D. J. Parker, J.-P. Lafore, B. Sultan, J. Pelon (2009) Seasonal evolution of the West African heat low : a climatological perspective, *Clim. Dyn.* 33, 313–330, doi :10.1007/s00382-009-0553-4.

Le Barbé, L., T. Lebel, D. Tapsoba (2002) : Rainfall Variability in West Africa during the Years 1950–90. *J. Climate*, 15, 187–202, doi :10.1175/1520-0442(2002)015<0187:RVIWAD>2.0.CO ;2.

Lebel, T., B. Cappelaere, S. Galle, N. Hanan, L. Kerfoot, S. Levis, B. Vieux, L. Descroix, M. Gosset, E. Mougin, C. Peugeot, and L. Seguis (2009), The AMMA-CATCH studies in the Sahelian region of West-Africa : a overview, *J. Hydrology*, 375, 3-13, doi :10.1016/j.jhydrol.2009.03.020.

Legrand, J. (2007), Champ de vitesses de l'ITRF, Propriétés cinématiques de la croûte

terrestre et condition de non rotation globale, thèse de doctorat de l'Observatoire de Paris (*lien url*).

Legrand, J., N. Bergeot, C. Bruyninx, G. Wöppelmann, M.-N. Bouin and Z. Altamimi (2009), Impact of regional reference frame definition on geodynamic interpretations, Journal of Geodynamics, Volume 49, Issues 3–4, April 2010, Pages 116–122, WEGENER 2008 - Proceedings of the 14th General Assembly of Wegener, doi :10.1016/j.jog.2009.10.002.

Leick A. (2004), GPS Satellite Surveying, John Wiley, 2004 - 435 pages (*lien url*).

L'Hote Y, and G. Mahé (1996) Afrique Centrale et de l'Ouest : carte des précipitations moyennes annuelles (période 1951-1989). IRD (ORSTOM), Bondy, France.
Disponible sur : <http://www.cartographie.ird.fr/pluvio.html>.

Loyer S. (2007), Traitement des données GPS avec GINS. Centre National D'Études Spatiales (CNES) / Groupe de Recherche en Géodésie Spatiale (GRGS) Disponible sur http://igsac-cnes.cls.fr/documents/gins/GPS/GINSdocGPS_1_0.pdf

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

MacMillan, D. S. (1995), Atmospheric gradients from very long baseline interferometry observations, Geophys. Res. Lett., 22(9), 1041–1044, doi :10.1029/95GL00887.

Marini, J. W. (1972), Correction of Satellite Tracking Data for an Arbitrary Tropospheric Profile, Radio Sci., 7(2), 223–231, doi :10.1029/RS007i002p00223.

Moreau, F., O. Dauteuil, O. Bour, and P. Gavrilenco (2006), GPS measurements of ground deformation induced by water level variations into a granitic aquifer (French Brittany), Terra Nova, Volume 18, Issue 1, pages 50–54, February 2006, doi :10.1111/j.1365-3121.2005.00659.x.

McCarthy D. D. (1992), IERS Standards (1992). (IERS Technical Note; 13) Paris : Central Bureau of IERS - Observatoire de Paris, 1992. xii, 151 p. (*lien url*).

McCarthy D. D. et G. Petit (2003), Conventions de l'IERS (2003). (IERS Note technique, 32) New York : Publié par l'Agence fédérale de cartographie et de géodésie, 2004. 127 p., ISBN 3-89888-884-3 (*lien url*).

Melachroinos, S. (2007), Positionnement géodésique à haute fréquence de réseaux GNSS terrestres et marins, thèse de doctorat de l'Observatoire de Paris (*lien url*).

Mendes, V. B. and Langley, R. B. (1998), Tropospheric Zenith Delay Prediction Accuracy for Airborne GPS High-Precision Positioning, Proceedings of the 54th Annual Meeting of The Institute of Navigation, Denver, CO, June 1998, pp. 337-347 (*lien url*).

Métivier, L., M. Greff-Lefftz, and M. Diament (2005), A new approach to computing accurate gravity time variations for a realistic earth model with lateral heterogeneities, *Geophys. J. Int.*, 162, 570–574. doi :10.1111/j.1365-246X.2005.02692.x

Métivier, L., M. Greff-Lefftz, and Z. Altamimi (2010), On secular geocenter motion : The impact of climate changes, *Earth and Planetary Science Letters*, Volume 296, Issues 3–4, 1 August 2010, Pages 360–366, doi :10.1016/j.epsl.2010.05.021.

Meynadier R. (2010a), Analyse multi-échelle du cycle de l'eau dans la mousson africaine à l'aide d'observations GPS, Université Pierre et Marie Curie - Paris VI (26/03/2010). Disponible sur <http://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00524379/fr/>.

Meynadier, R., O. Bock, F. Guichard, A. Boone, P. Roucou, and J.-L. Redelsperger (2010b), West African Monsoon water cycle : 1. A hybrid water budget data set, *J. Geophys. Res.*, 115, D19106, doi :10.1029/2010JD013917.

Meynadier, R., O. Bock, S. Gervois, F. Guichard, J.-L. Redelsperger, A. Agustí-Panareda, and A. Beljaars (2010c), West African Monsoon water cycle : 2. Assessment of numerical weather prediction water budgets, *J. Geophys. Res.*, 115, D19107, doi :10.1029/2010JD013919.

Millot J.A. (1913), Les crues du Niger, *Annales de Géographie*, 1913, Volume 22, Numéro 121, pp. 68-93, doi :10.3406/geo.1913.8385.

Munekane, H. (2007), Ocean mass variations from GRACE and tsunami gauges, *J. Geophys. Res.*, 112, B07403, doi :10.1029/2006JB004618.

Nahmani, S., Bouin, M.-N., Bock, O. (2008) Recent improvements in GPS data processing for water cycle studies over West Africa :Statistical analysis of GPS wet tropospheric delay estimates. American Geophysical Union, Fall Meeting 2008, abstract G41A-0604

Nahmani, S., Bock, O.; Bouin, M.-N., Santamaria, A., Wöppelmann, G., and Boy, J.(2009), Study of hydrometeorological processes over West Africa using permanent GPS stations. American Geophysical Union, Fall Meeting 2009, abstract G23C-0709.

Nahmani S., Bock, O., Bouin, M.-N., Santamaria, A., Wöppelmann, G., and Boy, J. (2011), Méthodologie en traitement de données GPS et analyse des retards troposphériques dans le cadre du projet AMMA, *Bulletin d'Information Scientifique et Technique de l'IGN*, number 77, page 66-70, 2011.

Nahmani, S., et al. (2012), Hydrological deformation induced by the West African Monsoon : Comparison of GPS, GRACE and loading models, *J. Geophys. Res.*, 117, B05409, doi :10.1029/2011JB009102.

Niell, A. E. (1996), Global mapping functions for the atmosphere delay at radio wavelengths, *J. Geophys. Res.*, 101(B2), 3227–3246, doi :10.1029/95JB03048.

Niell, A. E. (2000), Improved atmospheric mapping functions for VLBI and GPS, *Earth Planets Space*, Vol. 52 (No. 10), pp. 699-702. Disponible sur :
<http://www.terrapub.co.jp/journals/EPS/pdf/5210/52100699.pdf>

Panet, I., F. Pollitz, V. Mikhailov, M. Diament, P. Banerjee, and K. Grijalva (2010), Upper mantle rheology from GRACE and GPS postseismic deformation after the 2004 Sumatra-Andaman earthquake, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 11, Q06008, doi :10.1029/2009GC002905.

Parker, D. J., Burton, R. R., Diongue-Niang, A., Ellis, R. J., Felton, M., Taylor, C. M., Thorncroft, C. D., Bessemoulin, P. and Tompkins A. M. (2005), The diurnal cycle of the West African monsoon circulation, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, Volume 131, Issue 611, pages 2839–2860, October 2005 Part A, doi :10.1256/qj.04.52.

Peltier W.R. (2004), Global glacial isostasy and the surface of the ice-age earth : The ICE-5G (VM2) Model and GRACE, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, Vol. 32 : 111-149, doi :10.1146/annurev.earth.32.082503.144359.

Penna, N. T., and M. P. Stewart (2003), Aliased tidal signatures in continuous GPS height time series, *Geophys. Res. Lett.*, 30(23), 2184, doi :10.1029/2003GL018828.

Penna, N. T., M. A. King, and M. P. Stewart (2007), GPS height time series : Short-period origins of spurious long-period signals, *J. Geophys. Res.*, 112, B02402, doi :10.1029/2005JB004047.

Perosanz, F. (2006), GPS pour la géodésie : La mesure géométrique,Ecole d'été du GRGS, Forcalquier 2006 *lien url*.

Petit G. and Luzum B. (2010), IERS Conventions 2010 (IERS Technical Note ; 36) Publié par l'Agence fédérale de cartographie et de géodésie, 2010. 179 pp., ISBN 3-89888-989-6 (*lien url*).

Petrie, E. J., M A. King, P. Moore and D. A. Lavallée (2010a), A first look at the effects of ionospheric signal bending on a globally processed GPS network, *Journal of Geodesy*, Volume 84, Number 8, 491-499, doi :10.1007/s00190-010-0386-2.

Petrie, E. J., M. A. King, P. Moore, and D. A. Lavallée (2010b), Higher-order ionospheric effects on the GPS reference frame and velocities, *J. Geophys. Res.*, 115, B03417, doi :10.1029/2009JB006677.

Petrov, L., and J.-P. Boy (2004), Study of the atmospheric pressure loading signal in very long baseline interferometry observations, *J. Geophys. Res.*, 109, B03405, doi :10.1029/2003JB002500.

Peyrillé, P. and J.-P. Lafore (2007) : An Idealized Two-Dimensional Framework to Study the West African Monsoon. Part II : Large-Scale Advection and the Diurnal Cycle. *J. Atmos. Sci.*, 64, 2783–2803. doi :10.1175/JAS4052.1.

Ponte, R. M., and R. D. Ray (2002), Atmospheric pressure corrections in geodesy and oceanography : A strategy for handling air tides, *Geophys. Res. Lett.*, 29(24), 2153, doi :10.1029/2002GL016340.

Press, W. H., S. A. Teukolsky, W. T. Vetterling, and B. P. Flannery (1992), Numerical Recipes in FORTRAN 77 : The Art of Scientific Computing, 2nd ed., 933 pp., Cambridge Univ. Press, New York.

Ramillien, G., F. Frappart, A. Cazenave, and A. Guntner (2005), Time variations of land water storage from an inversion of 2 years of GRACE geoids, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 235, 283-301, doi :10.1016/j.epsl.2005.04.005.

Ray, J., Z. Altamimi, X. Collilieux and T. van Dam (2008), Anomalous harmonics in the spectra of GPS position estimates, *GPS Solutions*, Volume 12, Number 1, 55-64, doi :10.1007/s10291-007-0067-7.

Ray, R. D. and R. M. Ponte (2003), Barometric tides from ECMWF operational analyses, *Ann. Geophys.*, 21, 1897-1910, doi :10.5194/angeo-21-1897-2003.

Reager, J., and J. Famiglietti (2009), Global terrestrial water storage capacity and flood potential using GRACE, *Geophys. Res. Lett.*, 36, doi :10.1029/2009GL040826.

Rebischung, P., J. Griffiths, J. Ray, R. Schmid, X. Collilieux and B. Garayt (2011), IGS08 : the IGS realization of ITRF2008, *GPS Solutions*, doi :10.1007/s10291-011-0248-2.

Redelsperger, J.-L., C. Thorncroft, A. Diedhiou, T. Lebel, D. J. Parker, and J. Polcher (2006), African Monsoon Multidisciplinary Analysis (AMMA) : An international research project and field campaign, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 87, 1739 – 1746, doi :10.1175/BAMS-87-12-1739.

Remondi B. W. (1984) Global positioning system carrier phase : Description and use, *Journal of Geodesy*, Volume 59, Number 4, 361-377, doi :10.1007/BF02521069.

Rocken, C, S. Sokolovskiy, J. M. Johnson, D. Hunt (2001), Improved Mapping of Tropospheric Delays, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 18, 1205–1213, doi :10.1175/1520-0426(2001)018<1205:IMOTD>2.0.CO ;2.

Rodell, M., P.R. Houser, U. Jambor, J. Gottschalck, K. Mitchell, C.-J. Meng, K. Arsenault, B. Cosgrove, J. Radakovich, M. Bosilovich, J.K. Entin, J.P. Walker, D. Lohmann, and D. Toll (2004), The Global Land Data Assimilation System, *Bull. Am. Meteor. Soc.*, 85(3), 381-394, doi :10.1175/BAMS-85-3-381.

Ross, R. J., and S. Rosenfeld (1997), Estimating mean weighted temperature of the atmosphere for Global Positioning System applications, *J. Geophys. Res.*, 102(D18), 21,719–21,730, doi :10.1029/97JD01808.

Saad, K. (1971), Etude hydrogéologique du nord de la boucle du Niger, n° 2257/RMS.RS/SCE, UNESCO, Paris, 49p. Disponible sur <http://unesdoc.unesco.org/images/0018/001808/180877fb.pdf>

Saastamoinen, J. (1972), Atmospheric correction for the troposphere and stratosphere in radio ranging 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., doi :10.1029/GM015p0247.

Santamaría-Gómez, A. (2010), Estimation des mouvements verticaux de l'écorce terrestre par GPS dans un repère géocentrique, dans le cadre du projet TIGA, thèse de doctorat de l'Observatoire de Paris (*lien url*)

Santamaría-Gómez, A., M.N. Bouin, X. Collilieux, and G. Wöppelmann (2011), Correlated errors in GPS position time series : implications for velocity estimates, *J. Geophys. Res.*, 116, B01405, doi :10.1029/2010JB007701.

Santamaría-Gómez. A., M.-N. Bouin, and G. Wöppelmann (2012), Improved GPS data analysis strategy for tide gauge benchmark monitoring, *Geodesy for Planet Earth*, IAG Symposia, 136, edited by S. Kenyon et al., pp. 11-18, Springer, Berlin, doi :10.1007/978-3-642-20338-1_2

Savadogo, A. N. (1984), Géologie et Hydrogéologie du socle cristallin de Haute-Volta. Etude régionale du bassin versant de la Sissili, Ph.D. thesis in Hydrology, Univ. of Grenoble I, Grenoble, France.

Schmid, R., P. Steigenberger, G. Gendt, M. Ge and M. Rothacher (2007), Generation of a consistent absolute phase-center correction model for GPS receiver and satellite antennas, *Journal of Geodesy*, Volume 81, Number 12, 781-798, doi :10.1007/s00190-007-0148-y.

Schmidt, R., P. Schwintzer, F. Flechtner, C. Reigber, A. Guntner, P. Doell, G. Ramillien, A. Cazenave, S. Petrovic, H. Jochmann, and J. Wunsch (2006), GRACE observations of changes in continental water storage, *Global Planet. Change*, 50, 112-126, doi :10.1016/j.gloplacha.2004.11.018.

Schmidt, R., S. Petrovic, A. Guntner, F. Barthelmes, J. Wunsch, and J. Kusche (2008), Periodic components of water storage changes from GRACE and global hydrology models, *J. Geophys. Res.*, 113, doi :10.1029/2007JB005363.

Schüler, T. (2001), On Ground-Based GPS Tropospheric Delay Estimation, Universität der Bundeswehr München, Bauingenieur- und Vermessungswesen, Geodäsie und Geoinformation (*lien url*).

Seeber G. (1993), Satellite geodesy : Foundations, methods, and applications, W. de Gruyter (Berlin and New York), xiii, 531 p., ISBN 3110127539.

Seed, H.B., R.J. Woodward, R. Lundgren (1962), Prediction of swelling potential for compacted clays, ASCE, Journal of the Soil Mechanics and Foundations Division, 88(SM3), 53-87.

Seguis, L., B. Kamagaté, G. Favreau, M. Descloitres, J.-L. Seiedel, S. Galle, M. Gosset, C. Peugeot, L. Le Barbé, F. Malinur, S. Van Exter, M. Arjounin, S. Boubkraoui, M. Wubda (2011), Origins of streamflow in a crystallizing basement catchment in a sub-humid Sudanian zone : the Donga basin (Benin, West Africa) : Inter-annual variability of water budget, J. Hydrol., 402, 1-13, doi :10.1016/j.jhydrol.2011.01.054.

Shoji et al. (2004), Tsukuba GPS Dense Net Campaign Observation : Improvement in GPS Analysis of Slant Path Delay by Stacking One-way Postfit Phase Residuals, Journal of the Meteorological Society of Japan, Vol. 82 (2004) , No. 1B pp.301-314, doi :10.2151/jmsj.2004.301.

Sillard, P. (2001), Estimation par moindres carrés, Hermès Science Publications, ISBN 2-7462-0339-1 (*lien url*).

Skempton, A.W. "The Colloidal Activity of Clays", Proceedings of the Third International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering, vol I, 1953, p. 57-61. Disponible sur <http://www.scribd.com/doc/50167397/5/The-Colloidal-Activity-of-Clays>

Snajdrova, K., J. Boehm, P. Willis, R. Haas and H. Schuh (2005), Multi-technique comparison of tropospheric zenith delays derived during the CONT02 campaign, Journal of Geodesy, Volume 79, Numbers 10-11, 613-623, doi :10.1007/s00190-005-0010-z.

Sommeria, G, J. Testud (1984), COPT 81 : A Field Experiment Designed for the Study of Dynamics and Electrical Activity of Deep Convection in Continental Tropical Regions. Bull. Amer. Meteor. Soc., 65, 4-10, doi :10.1175/1520-0477(1984)065<0004:CAFEDF>2.0.CO ;2.

Steckler, M.S., S.L. Nooner, S.H. Akhter, S.K. Chowdhury, S. Bettadpur, L. Seeber, and M.G. Kogan (2010), Modeling Earth deformation from monsoonal flooding in Bangladesh using hydrographic, GPS, and Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) data, J. Geophys. Res., 115, doi :10.1029/2009JB007018.

Steigenberger, P., V. Tesmer, M. Krügel, D. Thaller, R. Schmid, S. Vey and M. Rothacher (2007), Comparisons of homogeneously reprocessed GPS and VLBI long time-series of troposphere zenith delays and gradients, Journal of Geodesy, Volume 81, Numbers 6-8, 503-514, doi :10.1007/s00190-006-0124-y.

Steigenberger, P., M. Rothacher, R. Schmid, P. Steigenberger, A. Rülke, M. Fritsche,

R. Dietrich and V. Tesmer (2009), Effects of Different Antenna Phase Center Models on GPS-Derived Reference Frames, Geodetic Reference Frames, International Association of Geodesy Symposia, 2009, Volume 134, Part 2, 83-88, doi :10.1007/978-3-642-00860-3_13.

Stewart, M. P., N. T. Penna and D. D. Lichti (2005), Investigating the propagation mechanism of unmodelled systematic errors on coordinate time series estimated using least squares, Journal of Geodesy, Volume 79, Number 8, 479-489, doi :10.1007/s00190-005-0478-6.

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

Tapley, B., S. Bettadpur, J. Ries, P. Thompson, P. and M. Watkins (2004) GRACE measurements of mass variability in the Earth system, Science, 305(503) doi :10.1126/science.1099192.

Tardy, Y. (1997), Petrology of laterites and tropical soils, Balkema, Rotterdam, 409p.

Tarniewicz J. (2005), Etude d'une méthode de sondage de la vapeur d'eau dans la troposphère appliquée à la correction de mesures GPS pour l'altimétrie de haute précision, Université de Versailles-Saint Quentin en Yvelines (25/03/2005), Disponible sur <http://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00011934>.

Teke, K., J. Böhm, T. Nilsson, H. Schuh, P. Steigenberger, R. Dach, R. Heinkelmann, P. Willis, R. Haas and S. García-Espada, et al. (2011), Multi-technique comparison of troposphere zenith delays and gradients during CONT08, Journal of Geodesy, Volume 85, Number 7, 395-413, doi :10.1007/s00190-010-0434-y.

Tesmer, V., P. Steigenberger, T. van Dam, and T. Mayer-Gurr (2011), Vertical deformations from homogeneously processed GRACE and global GPS long-term series, J. Geod., 85, 291-310, doi :10.1007/s00190-010-0437-8.

Thayer, G. D. (1974), An improved equation for the radio refractive index of air, Radio Sci., 9(10), 803–807, doi :10.1029/RS009i010p00803.

Thorncroft, C. D., et al (2003), The JET2000 Project : Aircraft Observations of the African Easterly Jet and African Easterly Waves. Bull. Amer. Meteor. Soc., 84, 337–351, doi :10.1175/BAMS-84-3-337.

Tregoning, P., and T. A. Herring (2006), Impact of a priori zenith hydrostatic delay errors on GPS estimates of station heights and zenith total delays, Geophys. Res. Lett., 33, L23303, doi :10.1029/2006GL027706.

Tregoning, P., and T. van Dam (2005), Effects of atmospheric pressure loading and seven-parameter transformations on estimates of geocenter motion and station heights from space geodetic observations, J. Geophys. Res., 110, B03408, doi :10.1029/2004JB003334.

Tregoning, P., and C. Watson (2009), Atmospheric effects and spurious signals in GPS analyses, *J. Geophys. Res.*, 114, B09403, doi :10.1029/2009JB006344.

Tregoning, P., and C. Watson (2011), Correction to “Atmospheric effects and spurious signals in GPS analyses,” *J. Geophys. Res.*, 116, B02412, doi :10.1029/2010JB008157.

Tregoning, P., R. Boers, D. O’Brien, and M. Hendy (1998), Accuracy of absolute precipitable water vapor estimates from GPS observations, *J. Geophys. Res.*, 103(D22), 28,701–28,710, doi :10.1029/98JD02516.

Tregoning, P., C. Watson, G. Ramillien, H. McQueen and J. Zhang (2009), Detecting hydrologic deformation using GRACE and GPS, *Geophys. Res. Lett.*, 36, L15401, doi :10.1029/2009GL038718.

Treuhhaft, R. N., and G. E. Lanyi (1987), The effect of the dynamic wet troposphere on radio interferometric measurements, *Radio Sci.*, 22(2), 251–265, doi :10.1029/RS022i002p00251.

Uppala, S.M. et al. (2005), The ERA-40 re-analysis, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 131, 2961-3012. doi :10.1256/qj.04.176.

van Dam, T. and R. Ray (2010), Updated October 2010. S1 and S2 Atmospheric Tide Loading Effects for Geodetic Applications. Data set/Moddel accessed YYYY-MM-DD at <http://geophy.uni.lu/ggfc-atmosphere/tide-loading-calculator.html>.

van Dam, T., J. Wahr, P. C. D. Milly, A. B. Shmakin, G. Blewitt, D. Lavallée, and K. M. Larson (2001), Crustal displacements due to continental water loading, *Geophys. Res. Lett.*, 28(4), 651–654, doi :10.1029/2000GL012120.

van Dam, T., J. Wahr, and D. Lavallee (2007), A comparison of annual vertical crustal displacements from GPS and GRACE over Europe, *J. Geophys. Res.*, 112, doi :10.1029/2006JB004335.

Vergnolle, M., M.-N. Bouin, L. Morel, F. Masson, S. Durand, J. Nicolas, S. A. Melachroinos (2008), GPS estimates of ocean tide loading in NW-France : determination of ocean tide loading constituents and comparison with a recent ocean tide model, *Geophysical Journal International*, Volume 173, Issue 2, pages 444-458, May 2008, doi :10.1111/j.1365-246X.2008.03734.x.

Wahr, J. (1995), Earth tides, in *Global Earth Physics : A Handbook of Physical Constants*, AGU Ref. Shelf, vol. 1, edited by T. J. Ahrens, pp. 40–46, AGU, Washington, D. C., doi :10.1029/RF001p0040.

Wahr, J. M. (1981), Body tides on an elliptical, rotating, elastic and oceanless earth, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, Volume 64, Issue 3, pages 677–703, March 1981, doi :10.1111/j.1365-246X.1981.tb02690.x.

Wahr, J., M. Molenaar, and F. Bryan (1998), Time variability of the Earth's gravity field : Hydrological and oceanic effects and their possible detection using GRACE, *J. Geophys. Res.*, 103, 30,205 – 30,229, doi :10.1029/98JB02844.

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.

Walpersdorf, A., M.-N. Bouin, O. Bock and E. Doerflinger (2007), Assessment of GPS data for meteorological applications over Africa : Study of error sources and analysis of positioning accuracy, *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, Volume 69, Issue 12, August 2007, Pages 1312–1330, doi :10.1016/j.jastp.2007.04.008.

Wang, J. and L. Zhang (2008), Systematic Errors in Global Radiosonde Precipitable Water Data from Comparisons with Ground-Based GPS Measurements, *J. Climate*, 21, 2218–2238, doi :10.1175/2007JCLI1944.1.

Watson, C., P. Tregoning, and R. Coleman (2006), Impact of solid Earth tide models on GPS coordinate and tropospheric time series, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L08306, doi :10.1029/2005GL025538.

Weckwerth, Tammy M., David B. Parsons, 2006 : A Review of Convection Initiation and Motivation for IHOP_2002. *Mon. Wea. Rev.*, 134, 5–22. doi :10.1175/MWR3067.1.

Williams S. D. P. (2003), The effect of coloured noise on the uncertainties of rates estimated from geodetic time series, *Journal of Geodesy*, Volume 76, Numbers 9-10, 483-494, doi :10.1007/s00190-002-0283-4.

Williams, S. D. P, and N. T. Penna (2011), Non-tidal ocean loading effects on geodetic GPS heights, *Geophys. Res. Lett.*, 38, L09314, doi :10.1029/2011GL046940.

Williams, S. D. P., Y. Bock, P. Fang, P. Jamason, R. M. Nikolaidis, L. Prawirodirdjo, M. Miller, and D. J. Johnson (2004), Error analysis of continuous GPS position time series, *J. Geophys. Res.*, 109, B03412, doi :10.1029/2003JB002741.

Wonnacott, R. (2006), The AFREF Project : Background, Rationale and Progress, 5th FIG Regional Conference : “Promoting Land Administration and Good Governance”, Accra, Ghana, March 8-11, 2006 (*lien url*).

Wöppelmann, G., C. Letetrel, A. Santamaria, M.-N. Bouin, X. Collilieux, Z. Altamimi, S. D. P. Williams, and B. M. Miguez (2009), Rates of sea-level change over the past century in a geocentric reference frame, *Geophys. Res. Lett.*, 36, L12607, doi :10.1029/2009GL038720.

Wu, X., X. Collilieux and Z. Altamimi (2010) Data Sets and Inverse Strategies for Global Surface Mass Variations, *Geophysical Research Abstracts*, 12(EGU2010-5484).

Wulfmeyer, Volker, and Coauthors, 2008 : RESEARCH CAMPAIGN : The Convective and Orographically Induced Precipitation Study. Bull. Amer. Meteor. Soc., 89, 1477–1486. doi :10.1175/2008BAMS2367.1.

Xie, P., J. Janowiak, P. Arkin, R. Adler, A. Gruber, R. Ferraro, G. Huffman, and S. Curtis (2003), GPCP Pentad precipitation analyses : An experimental dataset based on gauge observations and satellite estimates, J. Clim., 16, 2197-2214, doi :10.1175/2769.1.

Xu, G. (2007), Theory, Algorithms and Applications, 2nd ed., 2007, XXII, 340 p. 59 illus., ISBN 978-3-540-72714-9, Disponible sur
<http://www.springer.com/earth+sciences+and+geography/geophysics/book/978-3-540-72714-9>.

Yameogo, S. (2008), Ressources en eau souterraine du centre urbain de Ouagadougou au Burkina Faso, qualité et vulnérabilité, Ph.D. thesis in Hydrology, Univ. of Avignon and the Vaucluse, Avignon, France. Disponible sur
<http://www.lha.univ-avignon.fr/Theeses/Suzanne%20Yameogo/2008-11-28%20Suzanne%20YAMEOGO.pdf>

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.

Zeng, N., J. D. Neelin, K.-M. Lau and C. J. Tucker (1999), Enhancement of Interdecadal Climate Variability in the Sahel by Vegetation Interaction, Science 19 November 1999, Vol. 286 no. 5444 pp. 1537-1540, doi :10.1126/science.286.5444.1537.

Zhu S. Y. and E. Groten (1988), Relativistic effects in GPS, GPS-Techniques Applied to Geodesy and Surveying, Lecture Notes in Earth Sciences, 1988, Volume 19/1988, 41-46, doi :10.1007/BFb0011322.

Zhu, S. Y., F.-H. Massmann, Y. Yu and Ch. Reigber (2002), Satellite antenna phase center offsets and scale errors in GPS solutions, Journal of Geodesy Volume 76, Numbers 11-12, 668-672, doi :10.1007/s00190-002-0294-1.

Table des figures

1	Organigramme des processus atmosphériques et hydrologiques de la mousson ouest-africaine selon leurs échelles spatiales et temporelles d'après <i>Redelsperger et coll. (2006)</i>	16
2	Réseau GPS AMMA d'après <i>Bock et coll. (2008)</i>	17
1.1	Interprétation géométrique des mesures de phase entre le satellite e et le récepteur r , avec $S_e(t_1)$, $S_e(t_2)$ et $S_e(t_3)$ les positions du satellite aux époques t_1 , t_2 et t_3	21
1.2	Correction $\delta_{ant}^{L_i}$ à prendre en compte dans les équations d'observation pour un signal de longueur d'onde L_i de direction	27
1.3	Illustrations des calibrations relative (a) et absolue à l'aide d'un robot articulé (b).	27
1.4	Modélisation d'un multi-trajet généré par une surface horizontale réfléchissante selon <i>Elosegui et coll. (1995)</i>	28
1.5	Erreurs de mesure sur LC en fonction de l'angle d'élévation pour différents paramétrages d'après (<i>Elosegui et coll., 1995</i>). En bleu, $H = 1,5$ m et $\alpha = 0,06$; en rouge $H = 0,5$ m et $\alpha = 0,06$ et en noir $H = 1,5$ m et $\alpha = 0,12$	29
1.6	Synthèse des phénomènes affectant la technique GPS.	30
1.7	ZHD (a) du 11 juillet 2002 à 6h et ses variations de 6h à 12h (b) déduits du modèle ECMWF opérationnel.	34
1.8	ZWD (a) du 11 juillet 2002 à 6h et ses variations de 6h à 12h (b) déduits du modèle ECMWF opérationnel.	34
1.9	Lien entre STD et ZTD, introduction de la fonction de projection.	35
1.10	Illustrations des origines possibles des repères de référence utilisés en géodésie d'après <i>Tregoning et van Dam (2005)</i>	45
1.11	Synthèse des phénomènes affectant la technique GPS en précisant les processus géophysiques à l'origine des déplacements du point géodésique matérialisé.	47
2.1	Schéma algorithmique standard suivi par un traitement des données GPS en réseau.	57
2.2	Résidus sur les mesures de phase (en noir) en fonction de l'élévation obtenus pour la station de Niamey (Niger) lors du traitement du jour 213 de l'année 2006. Les paramètres du modèle d'erreur de la mesure GPS $\sigma_{mes}(elev) = \sqrt{a^2 + b^2 / \sin^2(elev)}$ sont estimés à 4,3 mm pour a et 3,7 mm pour b . En vert, l'enveloppe associée au modèle d'erreur, en rouge la moyenne mobile des résidus de phase, en bleu l'axe $\epsilon_{p,\Phi}^e = 0$	60

2.3	Spectres cumulés des séries temporelles des résidus de positions de l'ITRF2005 des techniques a) GPS et b) VLBI extraits de <i>Ray et coll. (2008)</i>	65
2.4	Spectres cumulés des différences de hauteur de stations entre solutions GPS utilisant a) la fonction de projection VMF1 et différentes valeurs de ZHD <i>a priori</i> issues des modèles ECMWF, GPT et STP (modèle standard) ou utilisant b) les ZHD de l'ECMWF et différentes fonctions de projection extraits de <i>Tregoning et Watson (2009)</i>	68
3.1	Carte du Sahel (a) et anomalies pluviométriques (b) de cette région pour la période 1905-2005 d'après <i>Ali et Lebel (2009)</i>	72
3.2	Illustration 3D de la circulation troposphérique moyenne lors de l'été boréal en Afrique de l'Ouest d'après <i>Lavaysse (2006)</i>	73
3.3	Cumul annuel moyen des précipitations (mm/an) pour le produit TRMM3B42 en Afrique de l'Ouest extrait de <i>Meynadier (2010a)</i>	74
3.4	Diagrammes temps-latITUDE en 2006 des précipitations (mm/jour) (couleur) et CIVE (kg/m ²) (contour) à gauche et CIVE (kg/m ²) (couleur) à droite extrait de <i>Meynadier (2010a)</i> . Les données ont été moyennées entre 10°W et 10°E et sur une fenêtre glissante de 10 jours. La ligne verticale marque le commencement des pluies au Sahel.	75
3.5	Stations GPS (étoiles rouges pour les stations AMMA, triangles marrons pour les stations IGS, vert pour la station de Tamanrasset) et instrumentation AMMA (cercles bleus pour les stations de radiosondage) (<i>Bock et coll., 2008</i>).	76
3.6	Schéma des flux de données lors de la SOP AMMA d'après <i>Bock et coll. (2008)</i>	80
3.7	État du réseau GPS régional pour les traitements «précis» des données AMMA du 27 août 2006.	81
3.8	Les séries temporelles des CIVE (axe de gauche) et des précipitations (axe de droite) aux stations de Gao, de Niamey, et de Djougou, pour l'année 2006 d'après <i>Bock et coll. (2008)</i> . <i>Les estimations CIVE du retraitement précis/repro1a (courbes noires épaisses) et analysées par le modèle opérationnel de l'ECMWF (mince courbes noires) sont lissées par fenêtres glissantes de 5 jours. Les données de l'ECMWF sont interpolées horizontalement et corrigées des différences d'altitude. Les estimations des précipitations (en gris les zones ombrées) de GPCP de 1 jour 1 degré sont extraites au point de grille le plus proche, et ne sont pas lissées. Les lignes verticales délimitent des sous-périodes du cycle saisonnier du système de Mousson, les lignes horizontales en pointillé se réfèrent à la valeur moyenne CIVE de la période B.</i>	84
3.9	Gradients troposphériques projetés à 10° d'élévation (mm) issus du retraitement précis/repro1a pour les stations de Djougou (a), Niamey (b) et Gao (c) en saison sèche (février 2007) (a_1 , b_1 et c_1) et en saison humide (août 2006) (a_2 , b_2 et c_2). Les axes [180,0] et [270,90] correspondent aux axes ouest-est et sud-nord.	85

3.10 Résultats du retraitement précis/repro1a pour les stations de Djougou a), Niamey b) et Gao c) en 2006 : cycles subdiurnes de l'eau précipitable $CIVE$ (en $kg.m^{-2}$) moyennés par fenêtre glissante de 30 jours (a_1 , b_1 et c_1) ; cycles subdiurnes des σ_{CIVE} horaires (a_2 , b_2 et c_2) et nombre de satellites GPS visibles au dessus de 7° d'élévation en fonction de l'heure (abscisse) et du jour de l'année (ordonnée) (a_3 , b_3 et c_3).	87
3.11 Répétabilités hebdomadaires des hauteurs ($WRMS^{hebdo}(dh)$ en mm) des stations AMMA obtenues, avec le traitement précis/repro1a, sur la période [2006,0-2010,0] et moyennées sur 30 jours. Les précipitations journalières (mm/j) de GPCP (<i>Huffman et coll., 1997</i>) moyennées par fenêtre glissante de 7 jours sont ajoutées en barres grisées.	89
3.12 Résidus quadratiques journaliers sur les mesures de phase ($RMS_{p,\Phi}^j$ en mm) des stations AMMA obtenues, avec le traitement précis/repro1a, sur la période [2006,0-2010,0] et moyennées sur 7 jours. Les précipitations journalières (mm/j) de GPCP (<i>Huffman et coll., 1997</i>) moyennées par fenêtre glissante de 7 jours sont ajoutées en barres grisées.	91
3.13 Erreurs formelles des ZWD estimés (σ_{ZWD} en mm) des stations AMMA obtenues, avec le traitement précis/repro1a, sur la période [2006,0-2010,0] et moyennées sur 7 jours. Les précipitations journalières (mm/j) de GPCP (<i>Huffman et coll., 1997</i>) moyennées par fenêtre glissante de 7 jours sont ajoutées en barres grisées.	92
3.14 Étude du cas de Niamey entre le 1 ^{er} et le 11 août 2006 : (a) CIVE GPS (en bleu) et température de brillance déduite du canal IRT de Meteosat (noir=moyenne sur un pavé de 40km x 40km, cyan=pixel contenant la station, gris=min/max) (illustration de <i>Guichard et coll. (2009)</i>) ; (b) Résidus quadratiques moyens horaires des mesures de phase $RMS_{p,\Phi}^h$ (mm).	93
3.15 Images satellites MSG du sahel entre le 10 et le 11 août 2006 extraites de <i>Chong et coll. (2009)</i>	95
3.16 Résidus des mesures de phase GPS du retraitement précis/repro1a pour la station de Niamey entre le 10 (a,b) et le 11 (c à f) août 2006. Le tick rouge correspond à un résidu de 19 mm.	96
 4.1 Synthèse des problématiques spécifiques aux données AMMA déterminées dans le chapitre 3 précédent et résolues dans ce chapitre 4.	101
4.2 PCV_{LC} (mm) des antennes a) TRM41249+TZGD et b-c) TRM41249 selon les stratégies de calibration <i>NGS</i> , <i>GEO++ v1</i> et <i>GEO++ v2</i>	104
4.3 Variations (mm) des hauteurs des stations de Djougou, Niamey et Gao sur la période [79,124] de l'année 2006. Les suppressions des radômes ont été figurés par les rectangles noirs.	111
4.4 Estimations des ZWD (en mm) par GPS à Niamey sur la période [2006,0 ; 2008,0] obtenues par le retraitement précis/repro1a. En bleu, les estimations ZWD horaires directement issues du calcul et en rouge les estimations ZWD obtenues avec une moyenne glissante de 10 jours. Les sous-périodes retenues pour mener certains tests de sensibilité ont été indiquées en orange (S_{sec} , 31-60 2007) en saison sèche et en cyan (S_{hum} , 213-245 2006) en saison humide.	114

4.5 Valeurs des <i>NMF</i> (en bleu), <i>GMF</i> (en vert) et <i>VMF1</i> (en rouge), hydrostatiques (en haut) et humides (en bas), à 7° d'élévation, pour la station de Niamey, sur les périodes S_{sec} (à gauche) et S_{hum} (à droite).	116
4.6 (a) ZTD estimés avec le traitement T_{NMF} , (b) $ZTD_{GMF} - ZTD_{NMF}$ et (c) $ZTD_{VMF1} - ZTD_{NMF}$. Valeurs données en fonction de l'heure (en abscisse) et du jour (en ordonnée) pour la station de Tombouctou sur la période S_{sec} (31-60 2007).	119
4.7 Différences entre les hauteurs des stations AMMA estimées par les traitements (a) T_{NMF} et T_{GMF} et (b) T_{NMF} et T_{VMF1} sur la période S_{sec}	120
4.8 ZHD <i>a priori</i> obtenus à partir des mesures PTU200 sur les périodes S_{sec} (a) et S_{hum} (b) pour les stations AMMA.	122
4.9 ZHD_{GPT} (vert), ZHD_{ECMWF} (magenta) et ZHD_{PTU200} (cyan) (en m) à Niamey sur les périodes S_{sec} (a) et S_{hum} (b).	123
4.10 a) Différences entre $ZTD_{VMF1/ECMWF}$ et $ZTD_{GMF/GPT}$ lissées avec une fenêtre glissante de 7 jours. b) Différences entre les hauteurs hebdomadaires des stations AMMA estimées par les traitements précis/repro1a et précis/repro1b.	126
4.11 a) Différences entre $ZTD_{T_{2h}}$ et $ZTD_{T_{1h}}$ (mm) pour les six stations AMMA sur la période [2006,0-2008,0]. Les séries temporelles obtenues sont espacées de -30 mm les unes des autres. b) Différences entre $ZTD_{T_{2h}}$ et $ZTD_{T_{1h}}$ (mm) lissées avec une fenêtre glissante de 7 jours. Les séries temporelles des stations de Djougou et Tamale ont été translatées de -2 mm. c) Différences (mm) entre les hauteurs hebdomadaires estimées par les traitements T_{2h} et T_{1h} . Les séries temporelles des stations de Djougou et Tamale ont été translatées de -4 mm.	129
4.12 Différences entre cycles subdiurnes des ZTD obtenus sur l'année 2007 par T_{1G} et T_{3G} ($\Delta ZTD(T_{3G} - T_{1G})$) à Djougou (a), Niamey (b) et Tombouctou (c). En abscisse l'heure du jour et en ordonnée les jours dans l'année.	132
4.13 a) Différences entre $ZTD_{T_{3G}}$ et $ZTD_{T_{1G}}$ (mm) pour les six stations AMMA sur la période [2006,0-2008,0]. Les séries temporelles obtenues sont espacées de -30 mm les unes des autres. b) Différences entre $ZTD_{T_{3G}}$ et $ZTD_{T_{1G}}$ (mm) lissées avec une fenêtre glissante de 7 jours. Les séries temporelles des stations de Djougou et Tamale ont été translatées de -2 mm. c) Différences (mm) entre les hauteurs hebdomadaires estimées par les traitements T_{3G} et T_{1G}	134
4.14 a) Déformations verticales (en mm) induites par les surcharges atmosphériques pour les stations AMMA sur la période [2006,0-2008,0] calculées à partir des grilles de l'ECMWF et exprimées dans le repère lié au centre de figure. Les séries sont translatées de 7 mm les unes par rapport aux autres pour une meilleure lisibilité. b) idem que a) mais lissées avec une fenêtre glissante de 7 jours. c) Déformations subdiurnes (en mm) induites par les marées atmosphériques pour les stations AMMA d'après <i>van Dam et Ray (2010)</i>	136

4.15 Cycle subdiurne moyen des différences $ZTD_{T_{ATML}^N} - ZTD_{T_{ATML}^O}$ (mm) des stations AMMA. Chaque différence correspond à l'erreur commise sur l'estimation des ZTD en raison de la non-prise en compte des déformations induites par les surcharges atmosphériques.	137
4.16 Signaux parasites ε_H^p introduits sur les hauteurs des stations AMMA par les déformations subdiurnes des surcharges atmosphériques non modélisées lors du traitement des données GPS. Ces signaux ont été lissés avec une fenêtre glissante de 30 jours.	137
4.17 a) Évolution du TEC de la station de Niamey sur la période [2006,0 ; 2010,0] extraite des fichiers IONEX. b) Cycle diurne du TEC de la station de Niamey pendant l'année 2006. L'unité est le TECU=10 ¹⁶ électrons/m ²	138
4.18 Erreurs générées (en mm) par les termes ionosphériques du second ordre sur les mesures de phase <i>LC</i> pour la station de Niamey pour le jour 100-2006. Les couleurs correspondent à l'azimut des satellites dans le repère géodésique local de la station (nord en bleu, est en cyan, sud en jaune et ouest en rouge).	139
4.19 Cycle subdiurne moyen des différences $ZTD_{T_{iono2}^N} - ZTD_{T_{iono2}^O}$ (mm) pour les stations AMMA sur l'année 2006. Chaque différence correspond à l'erreur commise sur l'estimation des ZTD en raison de la non-prise en compte des termes ionosphériques d'ordre deux et supérieurs.	140
4.20 Erreurs introduites sur les hauteurs hebdomadaires des stations AMMA ($H_{T_{iono2}^N} - H_{T_{iono2}^O}$) (en mm) en raison de la non-prise en compte des termes ionosphériques d'ordre deux et supérieurs.	140
4.21 Écarts-types saisonniers σ_{Δ}^T (mm) des différences entre ZTD estimés par les calculs T_{0h} et T_{12h} du traitement précis/repro1b à 0h00 UTC (a), 12h00 UTC (b), 6h00 UTC (c) et 18h00 UTC (d), calculés sur la période [2006,0 ; 2010,0] pour les stations AMMA.	143
4.22 a) Différences entre $ZTD_{T_{7^{\circ}}}$ et $ZTD_{T_{10^{\circ}}}$ (mm) pour les six stations AMMA sur la période [2006,0-2008,0]. Les séries temporelles obtenues sont espacées de -30 mm les unes des autres. b) Différences entre $ZTD_{T_{7^{\circ}}}$ et $ZTD_{T_{10^{\circ}}}$ (mm) lissées avec une fenêtre glissante de 7 jours. Les séries temporelles obtenues sont espacées de -2 mm les unes des autres. c) Différences (mm) entre les hauteurs hebdomadaires estimées par les traitements $T_{7^{\circ}}$ et $T_{10^{\circ}}$. Les séries temporelles obtenues sont espacées de -5 mm les unes des autres.	148
4.23 Cycles subdiurnes obtenus sur l'année 2007 : différences entre les ZTD estimés par $T_{10^{\circ}}$ et $T_{7^{\circ}}$ à Djougou (a), Niamey (b) et Tombouctou (c) ; différence entre le nombre de satellites GPS visibles à 7° et à 10° d'élévation à Djougou (d), Niamey (e), et Tombouctou (f). En abscisse l'heure du jour et en ordonnée les jours dans l'année.	149
5.1 Distribution latitudinale des amplitudes annuelles de l'humidité des sols (en mm) en 2006 estimées par GRACE et ALMIP (transect de 1° de latitude moyenné sur la totalité de la longitude de la zone étudiée), d'après <i>Grippa et coll. (2011)</i>	152

5.2	Amplitude of the annual harmonic of (a) soil moisture modeled by GLDAS/NOAH, (b) elastic vertical deformation estimated from GLDAS/NOAH simulations in the CF frame, (c) elastic vertical deformation estimated from GRACE data in the CF frame. GPS permanent stations are shown as red-black circles with their four letter acronyms. Units : soil moisture (mm), vertical deformation (mm).	156
5.3	(a) Median values of the repeatability in the vertical component of African stations ordered by decreasing latitude from CEUT (Spain) to MBAR (Uganda). Repeatability is computed as the weighted RMS of the daily station height residuals with respect to the weekly combined height. The median is taken over the whole period of observations. (b) Time series of repeatability, smoothed with a one month moving average, for three stations : GAO1 (blue curve), NIAM (red curve) and DJOU (green curve).	161
5.4	Time series of : (a) GPCP precipitation at Niamey (mm/day), (b) modeled loadings : hydrology from GLDAS (magenta), atmosphere from ECMWF + ocean from MOG-2D (cyan) and sum of models (blue), (c) detrented component of vertical deformation from GPS (red), the sum of models (blue) and GRACE (green), (d, e) similar to (c) but for N and E deformation components, respectively. The GPCP data are smoothed with a 30 day running mean and the other data are smoothed with a 10 day running mean and re-sampled at a 10 day interval.	164
5.5	Mean annual signals of vertical displacements derived from the GLDAS+ECMWF+MOG2D models (blue), GRACE (green), and GPS (red) in mm. The grey shaded background shows the mean annual precipitation from GPCP satellite product. The means are computed over the 2005-2008 period. The signals are repeated over two years and the dotted vertical line indicates the change of year.	167
5.6	Annual amplitudes (a) and semiannual amplitudes (b) of the vertical deformation time series for 10 African stations and each dataset. Stations are ordered by decreasing latitude from CEUT (Spain) to MBAR (Uganda).	168
5.7	Stacked Lomb-Scargle normalized periodograms (<i>Press et al., 1992</i>) of the vertical deformations estimated at the six AMMA GPS stations by : (i) ocean and atmosphere models (MOG2D and ECMWF models - cyan curve), (ii) hydrologic model (GLDAS model - magenta curve), (iii) the sum of models (blue curve), (iv) GRACE (green curve), and (v) GPS height residuals (red curve). All the datasets are reduced to a common temporal sampling over the 2005-2008 period. The unit of the x-axis is number of cycles per year (cpy).	170
5.8	Map of West Africa highlighting the basement rocks (hatched magenta area), the Niger River Basin (green shading), and the Niger River path (blue line). The ellipses indicate : (I) the first drainage basin of the Upper Niger, (II) the Niger Inland Delta, (III) the second drainage basin in the vicinity of Niamey. The basement rocks are commonly overlaid by laterites experience diffuse infiltration toward local aquifers, while sedimentary basins provide large aquifers which recharge through a network of ponds.	172

- 5.9 (a) Mean annual hydrological signals at Timbutku from GLDAS (blue curves), GRACE (green curves) and GPS (red curves) where the latter two are derived by subtracting the modeled atmosphere+ocean components (E+M) from the total deformation estimates, (b) mean annual residual GPS signal (GPS minus sum of models in magenta ; GPS minus GRACE in red), (c) discharge ($m^3 s^{-1}$) of the Niger River at the stream gauge nearest to the GPS station from the NIGER-HYCOS database ; (d-f) similar to (a-c) at Gao ; (g-i) similar to (a-c) at Niamey. The dotted lines in (a, d, g) represent the GPS loading signal extrapolated in the absence of the uplift/subsidence peak attributed to local pedological effects. 173
- 5.10 (a, b) similar to Figure 5.9 (a, b) but for Ouagadougou, (c) mean seasonal variation of the water table depth of the lateritic aquifer in Ouagadougou measured by a nearby piezometer from CIEH over the 1978-2004 period (each year is represented by a thin dashed line ; overall mean by thick blue line, and the ± 2 standard deviations by the thick red curves). 175

Liste des tableaux

1.1	Les subdivisions possibles de l'atmosphère terrestre (<i>Seeber, 1993</i>)	24
1.2	Principales composantes du potentiel de marée d'après <i>Wahr (1995)</i>	43
1.3	Nombres de Love pour les constituants de la marée terrestre pour $n = 2$ pour un modèle de Terre elliptique en rotation, d'après <i>Wahr (1995)</i>	43
2.1	Études comparant des ZWD obtenus par GPS, radiosondage (RS), radiomètre micro-onde (MWR), lidar Raman (LIDAR), modèle numérique (NWM), VLBI ou DORIS.	63
2.2	Influence des phénomènes géophysiques ou numériques affectant l'amplitude annuelle de la composante verticale $h(t)$ d'après <i>Dong et coll. (2002)</i> .	64
2.3	Influence du changement de stratégie de calibration des antennes GPS d'après <i>Schmid et coll. (2007)</i>	66
2.4	Synthèse des résultats de <i>Penna et Stewart (2003)</i> . À chaque onde de marée correspond sa période, la période des signaux parasites engendrés, l'amplitude crête à crête des signaux parasites engendrés pour une erreur en entrée de 10 mm d'amplitude et l'éventuelle période de battement.	69
3.1	Localisations et descriptions des équipements du réseau GPS AMMA.	77
3.2	Les traitements AMMA opérationnels NRT, rapide et précis (précis/oper) et les retraitements (précis/repro1a et précis/repro1b) mis en place au LAT-MOS.	82
3.3	Comparaisons des ZTD estimés par les traitements opérationnels avec ceux estimés par le retraitement précis/repro1a extrait de <i>Bock et coll. (2008)</i> sur la période juin-septembre 2006.	82
3.4	Médiannes (mm) des critères de qualité (cf. section 2.2.3) du retraitement précis/repro1 pour les stations AMMA sur la période [2006,0-2010,0].	88
4.1	Dates des changements d'antennes des stations AMMA de Djougou, Niamey et Gao. Les «jours dans l'année» sont donnés entre parenthèses.	102
4.2	Excentrement des centres de phase (en mm) pour les antennes ASH701945B_M, TRM41249+TZGD et TRM41249. Pour une antenne donnée, les composantes verticales des $PCO_{L_1/L_2/LC}$ sont indiquées en vert quand les stratégies de calibration conduisent à des différences inférieures à 3 mm et sont indiquées en rouge quand les différences sont supérieures à 9 mm.	103
4.3	Stratégie de traitement commune à l'ensemble des tests méthodologiques menés portant sur les calibrations d'antenne.	105

4.4	Périodes d'intérêt et périodes de test retenues (en <i>jour dans l'année</i>) pour étudier les problèmes relatifs au changement de matériel sur les stations AMMA.	105
4.5	Tests méthodologiques menés sur les périodes P1a et P1b concernant l'antenne Trimble Zephyr avec radôme (TRM41249+TZGD).	106
4.6	Moyennes et écarts-types (mm) des différences entre ZTD estimés par les traitements TRM_{NGS} , TRM_{GEO1} , $TZGD_{NGS}$ et $TZGD_{GEO2}$ sur les périodes P1a et P1b.	106
4.7	Comparaisons deux à deux des positions estimées (en mm) par les traitements TRM_{NGS} , TRM_{GEO1} , $TZGD_{NGS}$ et $TZGD_{GEO2}$ sur les périodes P1a et P1b. On distingue les cas où ΔH et ΔPCO_{LC} se compensent (en vert), $ \Delta H >> \Delta PCO_{LC} $ en rouge, $ \Delta H < \Delta PCO_{LC} $ en bleu et $ \Delta H << \Delta PCO_{LC} $ en noir.	107
4.8	Impact du changement de calibration de l'antenne Trimble Zephyr avec radôme TZGD (<i>NGS à GEO++ v2</i>) sur les coordonnées des stations AMMA d'après le modèle de <i>Rebisching et coll. (2011)</i>	108
4.9	Tests méthodologiques menés sur la P1b concernant l'antenne Trimble Zephyr seule (TRM41249).	109
4.10	Moyennes et écarts-types (mm) des différences entre ZTD estimés par les traitements TRM_{NGS} , TRM_{GEO1} et TRM_{GEO2} sur la période P2b.	109
4.11	Comparaisons deux à deux des positions estimées (en mm) par les traitements TRM_{NGS} , TRM_{GEO1} , $TZGD_{NGS}$ et $TZGD_{GEO2}$ sur la période P2b. Les corrections du modèle de <i>Rebisching et coll. (2011)</i> ont été ajoutées pour la comparaison $TRM_{GEO2} - TRM_{GEO1}$	110
4.12	Sauts sur les hauteurs des stations de Djougou, Niamey et Gao et induits par le changement d'antenne selon les calibrations testées. Pour chaque station, le saut minimal est donné en vert, les sauts inférieurs à 2,5 mm sont en bleu et ceux supérieurs à 6 mm sont en rouge.	112
4.13	Comparaisons à 7° d'élévation pour les fonctions de projection <i>NMF</i> , <i>GMF</i> et <i>VMF1</i> sur les périodes S_{sec} (31-60 2007) et S_{hum} (213-245 2006) pour les stations de Djougou, Niamey et Gao : a) δmf_{hydro} et δmf_{wet} (en $mm.m^{-1}$) et b) différences (en mm) sur les valeurs <i>a priori</i> des allongements troposphériques obliques δSTD_{apr} (cf. équation (4.1)).	115
4.14	Stratégie de traitement commune à l'ensemble des tests méthodologiques portant sur les fonctions de projection.	117
4.15	Moyennes et écarts-types (mm) des différences entre ZTD estimés par les traitements T_{NMF} , T_{GMF} et T_{VMF1} sur les périodes S_{sec} et S_{hum}	118
4.16	Comparaisons deux à deux des hauteurs des stations estimées (en mm) par les traitements T_{NMF} , T_{GMF} et T_{VMF1} sur les périodes S_{sec} et S_{hum}	119
4.17	Écarts-types $\sigma_{dh_{ts}}^p$ (en mm) des séries temporelles de hauteurs des stations AMMA calculés sur les périodes S_{sec} et S_{hum} . En vert, les valeurs minimales obtenues pour chaque station sur les périodes considérées.	120
4.18	Stratégie de traitement commune à l'ensemble des tests méthodologiques menés portant sur l'influence des ZHD <i>a priori</i>	123
4.19	Comparaisons deux à deux des hauteurs des stations estimées (en mm) par les traitements T_{GPT} , T_{ECMWF} et T_{PTU200} sur les périodes S_{sec} et S_{hum}	124

4.20	Répétabilités hebdomadaires médianes (mm) des hauteurs des stations AMMA sur la période [2006,0-2010,0].	125
4.21	Stratégie de traitement commune à l'ensemble des tests méthodologiques menés portant sur l'échantillonnage des ZWD estimés.	127
4.22	Moyennes et écarts-types (mm) des différences entre ZTD estimés par les traitements T_{1h} et T_{2h} sur les périodes S_{sec} et S_{hum} (colonne $\Delta ZTD(T_{2h} - T_{1h})$), les erreurs formelles médianes des différences entre ZTD estimés (colonne $\sigma_{\Delta ZTD} = \sqrt{(\sigma_{ZTD}^{T_{1h}})^2 + (\sigma_{ZTD}^{T_{2h}})^2}$) et les écarts-types médians des différences entre les observations GPS et leurs estimations par le traitement T_{2h} à 90° d'élévation (colonne $\sigma_{mes}^{T_{2h}}(90^\circ)$).	127
4.23	Comparaisons deux à deux des hauteurs des stations estimées (en mm) par les traitements T_{1h} et T_{2h} sur les périodes S_{sec} et S_{hum} . Écarts-types $\sigma_{dh_{tls}}^p$ (en mm) des séries temporelles de hauteurs des stations AMMA calculés sur les périodes S_{sec} et S_{hum}	128
4.24	Répétabilités hebdomadaires médianes (mm) des hauteurs des stations AMMA obtenues pour les traitements T_{1h} et T_{2h} et déterminées pour les mois de juin à octobre de la période [2006,0-2008,0].	130
4.25	Stratégie de traitement commune à l'ensemble des tests méthodologiques menés portant sur l'échantillonnage des gradients troposphériques estimés.	130
4.26	Moyennes et écarts-types (mm) des différences entre ZTD estimés par les traitements T_{1G} et T_{3G} sur les périodes S_{sec} et S_{hum} (colonne $\Delta ZTD(T_{3G} - T_{1G})$), les erreurs formelles médianes des différences entre ZTD estimés (colonne $\sigma_{\Delta ZTD} = \sqrt{(\sigma_{ZTD}^{T_{1G}})^2 + (\sigma_{ZTD}^{T_{3G}})^2}$) et les écarts-types médians des différences entre les observations GPS et leurs estimations par le traitement T_{3G} à 90° d'élévation (colonne $\sigma_{mes}^{T_{3G}}(90^\circ)$).	131
4.27	Comparaisons deux à deux des hauteurs des stations estimées (en mm) par les traitements T_{1G} et T_{3G} sur les périodes S_{sec} et S_{hum} . Écarts-types $\sigma_{dh_{tls}}^p$ (en mm) des séries temporelles de hauteurs des stations AMMA calculés sur les périodes S_{sec} et S_{hum}	132
4.28	Répétabilités hebdomadaires médianes $WRMS_{med}^{hebdo}(dh)$ (mm) des hauteurs des stations AMMA obtenues pour les traitements T_{1G} et T_{3G} : a) $WRMS_{med}^{hebdo}(dh)$ sur la période [2006,0-2008,0] entre juin et octobre et b) $WRMS_{med}^{hebdo}(dh)$ sur la période [2006,0-2008,0] complète.	133
4.29	Stratégie de traitement commune à l'ensemble des tests méthodologiques de cette section.	135
4.30	Stratégie de traitement adoptée pour les tests de sensibilité portant sur l'angle de coupure.	145
4.31	Moyennes et écarts-types (mm) des différences entre ZTD estimés par les traitements T_{7° et T_{10° sur les périodes S_{sec} et S_{hum} (colonne $\Delta ZTD(T_{10^\circ} - T_{7^\circ})$) et les erreurs formelles médianes des différences entre ZTD estimés (colonne $\sigma_{\Delta ZTD} = \sqrt{(\sigma_{ZTD}^{T_{7^\circ}})^2 + (\sigma_{ZTD}^{T_{10^\circ}})^2}$).	145
4.32	σ_{ZTD} et $\sigma_{mes}(90^\circ)$ médians (mm) obtenus sur les stations AMMA par les traitements T_{7° et T_{10° sur les périodes S_{sec} et S_{hum}	146

4.33 Comparaisons deux à deux des hauteurs des stations estimées (en mm) par les traitements T_{7^o} et T_{10^o} sur les périodes S_{sec} et S_{hum} . Écarts-types $\sigma_{dh_{tls}}^p$ (en mm) des séries temporelles de hauteurs des stations AMMA calculés sur les périodes S_{sec} et S_{hum}	147
5.1 Linear correlation coefficients between the GPS residual signals (GPS minus GRACE) from pairs of stations. Statistical correlation confidence test : (*) 10% and (**) 5%. Values larger than 0.50 are highlighted in bold.	168