HAL
open science

GNSS: géodésie, météorologie et climat

Olivier Bock

To cite this version:

Olivier Bock. GNSS: géodésie, météorologie et climat. Océan, Atmosphère. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 2012. tel-00851617

HAL Id: tel-00851617

https://theses.hal.science/tel-00851617

Submitted on 20 Aug 2013

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

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

GNSS: géodésie, météorologie et climat

Habilitation à Diriger des Recherches

Université Pierre et Marie Curie

Présentée par :

Olivier Bock

Laboratoire de Recherche en Géodésie

Institut National de l'Information Géographique et Forestière (IGN)

Le 13 juillet 2012

Devant le jury composé de :

Michel CABANE	UPMC	Président
Véronique DUCROCQ	Meteo-France	Rapporteur
Michel DIAMENT	CNRS	Rapporteur
Bernard FONTAINE	CNRS	Rapporteur
Pierre BRIOLE	CNRS	Examinateur
Jacques PELON	CNRS	Examinateur
Zuheir ALTAMIMI	IGN	Examinateur

Sommaire

Resume iii

Chapitre 1. Introduction 1

1.1 Les GNSS et le développement de leurs applications géodésiques et météorologiques 2

1.2 Les mesures GNSS, les méthodes de traitement des données et les sources d'erreurs 6

1.3 Objectifs et démarche des recherches menées 12

Chapitre 2. Correction troposphérique et positionnement vertical 14

2.1 Introduction 15

2.2 Variabilité de la vapeur d'eau et impact sur le positionnement par GPS 16

2.3 Développement d'un lidar Raman pour le sondage de la vapeur d'eau atmosphérique 19

2.4 Correction troposphérique par lidar Raman et positionnement GPS 23

2.5 Conclusions 27

Chapitre 3. Sondage de la vapeur d'eau par GPS et météorologie des latitudes tempérées 28

3.1 Introduction 29

3.2 Etude de sensibilité de l'estimation des ZTD par GPS 30

3.3 Sondage de la vapeur d'eau par GPS 33

3.4 Validation de modèles météorologiques par GPS 38

3.5 Etudes de processus atmosphériques par GPS 41

3.6 Conclusions 45

Chapitre 4. Climat et cycle de l'eau de la mousson africaine 46

4.1 Introduction 47

4.2 Un réseau GPS pour l'étude de la mousson africaine 51

4.3 Comparaisons modèles – observations en Afrique 56

4.4 Analyse multi-échelle de la variabilité de la vapeur d'eau en Afrique par GPS 62

4.5 Bilans d'eau atmosphériques : cycle diurne et convection 71

4.6 Bilans d'eau atmosphériques : échelle régionale et cycle saisonnier 75

4.7 Le cycle de l'eau vu par les modèles de prévision météorologique 80

4.8 Détection des variations saisonnières du stock d'eau sous-terraine à partir des déplacements des stations GPS 83

4.9 Conclusions 86

Chapitre 5. Perspectives 87

5.1 L'apport des systèmes d'observations géodésiques à l'étude du cycle de l'eau de l'échelle régionale à globale 88

5.2 Synergie entre lidar Raman et GNSS : vers un système intégré de sondage atmosphérique et de positionnement vertical 95

5.3 Développements méthodologiques en traitement de données de géodésie spatiale multi-techniques 99

Annexe 100

Liste des publications 106

Références bibliographiques 127

Notes :

Les collaborateurs et étudiants impliqués sont généralement mentionnés en tête de sous-chapitre.

L'annexe rassemble les acronymes et abréviations usuelles et une brève description des projets et campagnes de mesures.

Les références citées dans le texte peuvent être trouvées soit dans la section "Références bibliographiques" lorsqu'il s'agit de bibliographie générale, p.ex. : Sultan and Janicot, 2003, soit dans la "Liste des publications" lorsqu'il s'agit de publications personnelles ou collaboratives. Dans ce dernier cas, la référence est suivie d'un code AERES facilitant la recherche dans la section bibliographique, p.ex. : Bock et al. 2005/ACL/.

Le rapport d'activité fournit des informations biographiques sur les activités d'enseignement, d'encadrement, d'animation de la recherche et d'engagement dans des programmes nationaux et internationaux.

RESUME

Les systèmes de positionnement et de navigation par satellite (GNSS) ont connu un formidable essor au cours des deux dernières décennies. Ils sont devenus un élément technologique universel et omniprésent. Depuis les puces GPS intégrées dans les téléphones portables, en passant par les systèmes de radionavigation utilisés pour le guidage d'engins agricoles, l'approche aérienne et maritime, jusqu'aux réseaux géodésiques permanents, le recours au positionnement précis est intégré à notre vie quotidienne. Les GNSS participent au maintien des références géodésiques nationales et internationales et à la prévision météorologique, deux applications scientifiques requérant une mise en œuvre rigoureuse des équipements et un traitement des mesures sophistiqué. Une problématique commune dans ces domaines est la présence de sources d'erreurs dans les signaux GNSS dues notamment à la traversée de l'atmosphère. L'amélioration des méthodes de correction de la propagation des signaux radiofréquence dans l'atmosphère a permis d'une part d'atteindre une précision sub-centimétrique en positionnement vertical et d'autre part de faire des GNSS une technique de référence pour le sondage de la vapeur d'eau dans la troposphère.

Ce manuscrit rassemble les résultats des recherches que j'ai développées au LATMOS et à l'IGN depuis une douzaine d'années. Il s'agit de développements méthodologiques dans le domaine de la télédétection de la vapeur d'eau atmosphérique, du positionnement précis par GPS, et de l'étude du cycle de l'eau atmosphérique au moyen d'observations de lidar Raman, de GPS et d'analyses de modèles de prévision numérique. Les principaux résultats obtenus et les perspectives de ces travaux sont synthétisés ci-dessous.

1. Nous avons développé, au cours de deux thèses que j'ai co-encadrées, une nouvelle approche de correction troposphérique pour le positionnement vertical par GPS. Elle s'appuie sur les mesures d'un lidar Raman à balayage développé en collaboration entre l'IGN et le LATMOS qui permet de sonder les profils de vapeur d'eau dans la direction des satellites GPS. L'analyse conjointe des mesures GPS et lidar Raman recueillies lors de plusieurs campagnes expérimentales a permis d'atteindre une répétitivité de positionnement de l'ordre de 2 mm en quelques heures. Cette méthode permet par la même occasion d'étalonner les mesures lidar par rapport aux mesures GPS avec une précision de l'ordre 2% sur le court-terme. La synergie entre lidar Raman et GNSS peut ouvrir de nouvelles perspectives à la fois dans le domaine du positionnement (référencement vertical), de la géodésie spatiale (validation des retards troposphériques issus de traitements multi-techniques) et du sondage atmosphérique (validation des radiosondages opérationnels en météorologie, surveillance du climat). Les travaux de recherche méthodologique vont se poursuivre dans le cadre du projet DEMEVAP dont l'objectif est d'aboutir à un étalonnage stable sur le long terme avec une précision absolue de 2% sur les mesures de vapeur d'eau.

2. J'ai activement participé au développement des applications météorologiques de la technique GPS en coordonnant et en participant à de nombreuses campagnes expérimentales dédiées aussi bien à l'inter-comparaison de techniques de sondage de la vapeur d'eau qu'à l'étude de processus atmosphériques aux latitudes tempérées (circulation de brise, initiation de la convection et précipitations orographiques). La technique GPS s'est avérée être précise et fiable par tout temps, montrant une cohérence avec des techniques éprouvées au niveau de 1-1.5 kg m^{-2} sur le contenu intégré en vapeur d'eau (CIVE). Petit à petit, la technique GPS s'est imposée comme une référence dans le monde de l'observation météorologique. Elle a notamment permis de diagnostiquer des biais dans les observations de radiosondages, jusque-là considérées comme les plus fiables. Le succès de la technique GPS vient aussi du fait que le CIVE s'est avéré être une quantité physique particulièrement pertinente pour diagnostiquer les processus du cycle de l'eau et valider leur représentation dans les modèles de prévision numérique. En Europe, les projets COST716 et EGVAP ont, respectivement, démontré la faisabilité et mis en place un service pré-opérationnel de calcul de retards troposphériques à

partir des données transmises en temps quasi-réel par les réseaux GNSS permanents. Plusieurs centres de prévision assimilent aujourd'hui ces produits. Il apparait maintenant nécessaire de préparer les produits et les méthodes d'assimilation du futur et donc de poursuivre les investigations sur les propriétés des signaux GNSS en particulier dans des conditions météorologiques extrêmes (pluies torrentielles, tempêtes). Ces travaux seront développés dans le cadre du projet HYMEX (chantier Méditerranée de l'INSU) et d'une nouvelle action COST en cours d'évaluation.

3. A la suite des travaux précédents, je me suis fortement impliqué dans le projet AMMA où j'ai coordonné la mise en place et l'exploitation d'un réseau de six stations GPS permanente dans cinq pays d'Afrique de l'Ouest. Grâce à ces nouvelles données, documenter la variabilité multi-échelle de la vapeur d'eau associée aux processus atmosphériques de la mousson africaine. Elles ont permis d'une part de diagnostiquer d'important biais dans les radiosondages opérationnels et dans les modèles de prévision numérique à l'échelle sous-continentale, et d'autre part de. Par la suite, nous avons approfondi l'étude du cycle de l'eau à l'échelle régionale au moyen de bilans d'eau. Ce travail, réalisé dans le cadre d'une thèse que j'ai co-encadrée, a permis de mettre en évidence les limitations et incertitudes des bilans d'eau en Afrique de l'Ouest publiés dans les études passées. En combinant observations et produits de modélisation (analyses de modèles de prévision numérique et simulations de modèles de transfert sol-végétation-atmosphère) nous avons fourni de nouvelles estimations pour les termes du bilan d'eau atmosphérique à la surface qui quantifient l'intensité des interactions surface-atmosphère et des processus dynamiques atmosphériques. Nous avons ainsi pu décrire l'intensité de ces processus physiques sous-jacents, depuis l'échelle sub-diurne jusqu'à l'échelle interannuelle. Nous avons aussi, dans le cadre du projet GHYRAF et d'une autre thèse, démontré l'aptitude du GPS à mesurer des déformations de surface millimétriques (subsidence/surrection) en relation avec la surcharge hydrologique, à l'échelle saisonnière (recharge et vidange des aquifères) en Afrique de l'Ouest. Il semble aujourd'hui possible grâce à la production de solutions GNSS homogènes, par le retraitement des données et la correction des discontinuités dans les séries temporelles, d'analyser la tendance de l'humidité atmosphérique et sa variabilité à des échelles de temps pertinentes pour l'étude du climat. Ces perspectives pourront être développées également avec d'autres systèmes d'observation géodésique tels que DORIS et VLBI. Evaluer le potentiel de ces systèmes et exploiter leurs jeux de données pour étudier le cycle de l'eau régional et global formeront un axe de recherche prioritaire à moyen terme.

Chapitre 1. Introduction

Photo 1: vue d'artiste d'un satellite GPS en orbite autour de la Terre à 20200 km d'altitude.

1.1 Les GNSS et le développement de leurs applications géodésiques et météorologiques

Les GNSS (Global Navigation Satellite System) sont des systèmes de radio-navigation par satellites fournissant une couverture globale de géopositionnement. Leur principe repose sur la diffusion d'informations par des satellites qui permettent à un utilisateur équipé d'un récepteur d'accéder à un positionnement tri-dimensionnel précis en tout point du globe, de calculer sa trajectoire et de synchroniser son horloge (transfert de temps). Les GNSS opérationnels actuellement sont le système NAVSTAR – GPS (NAVigation System with Time And Ranging - Global Positioning System), développé par les Etats-Unis et successeur du système TRANSIT opérationnel dans les années 1960-70, et le système russe GLONASS. Le système de l'Union européenne (Galileo) est en phase de développement. Des systèmes régionaux utilisant des satellites géostationnaires sont également en cours de développement par la Chine (Beidou), l'Inde (IRNSS) et le Japon (QZSS).

Le système NAVSTAR – GPS est le plus connu et le plus utilisé. Il a été développé dans les années 1970 sous la houlette du Département de la Défense des USA avec des objectifs avant tout militaires ("*Drop 5 bombs in the same hole and build a cheap set that navigates*", citation tirée de Parkinson and Spilker, 1996, p 9). Avec la fin de la guère froide, de nombreuses applications civiles, scientifiques et commerciales ont été développées autour du GPS, dont la plupart n'étaient certainement pas imaginées au départ. Dès 1983 le GPS a été utilisé pour résoudre des problèmes de géodésie. La constellation nominale de 24 satellites (21 + 3 de réserve) a été atteinte dans les années 1994-95. Les satellites sont placés sur des orbites à 20 200 km d'altitude et répartis sur 6 plans orbitaux avec une inclinaison de 55°, de manière à ce qu'au moins 4 satellites soient visibles de tout point du globe à tout instant (Seeber, 1993). La constellation actuelle, qui compte 31 satellites, permet en réalité d'en voir environ 8 aux moyennes latitudes et jusqu'à 11 à l'équateur. Le système GPS fonctionne en continu et par tout temps. L'accès aux signaux est économique (le cout d'un récepteur est minime en comparaison au cout du segment spatial) et ouvert aux civils en temps réel. Ces caractéristiques offrent au système GPS un champ d'application extrêmement vaste et quasiment incontournable aujourd'hui : navigation civile commerciale, positionnement précis, cartographie, météorologie opérationnelle, outil de surveillance des zones a risque sismique, etc. Sa précision et sa pérennité en font également un outil de recherche scientifique pertinent, en particulier en géodésie et en géophysique avec la détermination du système de référence terrestre, l'étude des déformations tectoniques, la variation du niveau des mers, le cycle de l'eau atmosphérique et le changement climatique, etc. L'amélioration constante de l'électronique des récepteurs et des algorithmes de calcul ont fait du GPS un système géodésique extrêmement précis et un système unique de télédétection de l'atmosphère. Il s'agit en toute rigueur d'un système actif dans la mesure où il y a émission d'un signal artificiel parfaitement contrôlé au niveau des satellites et réception de ce signal au sol après traversée de toutes les couches de l'atmosphère.

Depuis 1994, l'IGS (International GNSS Service) archive et diffuse les données des stations GNSS (GPS et GLONASS) et des produits géodésiques de haute qualité suivant les conventions de l'IERS (International Earth Rotation and Reference Systems Service). Il s'agit notamment des orbites précises des satellites et de leurs corrections d'horloges, des positions et des retards troposphériques et ionosphériques des stations GNSS du réseau terrestre, et des paramètres d'orientation de la Terre (Dow et al., 2009). Le réseau IGS est constitué d'environ 400 stations permanentes (Figure 1.1.1), toutes mises en œuvre et traitées par une fédération volontaire d'environ 200 institutions de 80 pays. Ce réseau n'a cessé de croitre depuis 15 ans et la précision des produits de s'améliorer. Pourtant, la densité du réseau reste très hétérogène et l'on note très peu de stations en Afrique. La communauté géodésique n'a cessé d'améliorer les algorithmes de traitement des données GNSS, fruit du travail de recherche de nombreux groupes à travers le monde, principalement autour de trois logiciels : le logiciel de l'Université de Berne (Rothacher et al., 1993), GAMIT (GPS at MIT; King and Bock, 1997) et GISPY-OASIS (GNSS-Inferred Positioning System and Orbit Analysis Simulation Software; Webb

and Zumberge, 1993). Les positions des stations GPS ont été utilisées pour la première fois en 1992 pour la réalisation du premier ITRF (International Terrestrial Reference Frame), l'ITRF91 (Boucher et al., 1992). L'apport majeur des GNSS au calcul de l'ITRF est de densifier le réseau d'observation géodésique global, qui comprend trois autres techniques (VLBI, SLR et DORIS), et en même temps de fournir des observations continues. La co-localisation des stations GNSS avec d'autres techniques permet ainsi de renforcer la cohérence d'ensemble du système et la précision de la solution combinée de l'ITRF. L'amélioration des logiciels de calcul combinée avec l'augmentation du nombre de stations GNSS permet aujourd'hui de produire des positions avec une répétitivité (incertitude à 1 écart-type pour des solutions hebdomadaires) comprise entre 6 et 10 mm sur la composante verticale et 2 à 5 mm sur les composantes horizontales des stations et un accord avec l'ITRF2005 (Altamimi et al., 2007) de l'ordre de ±10 mm sur la détermination de l'origine et du facteur d'échelle (Altamimi and Collilieux, 2009).

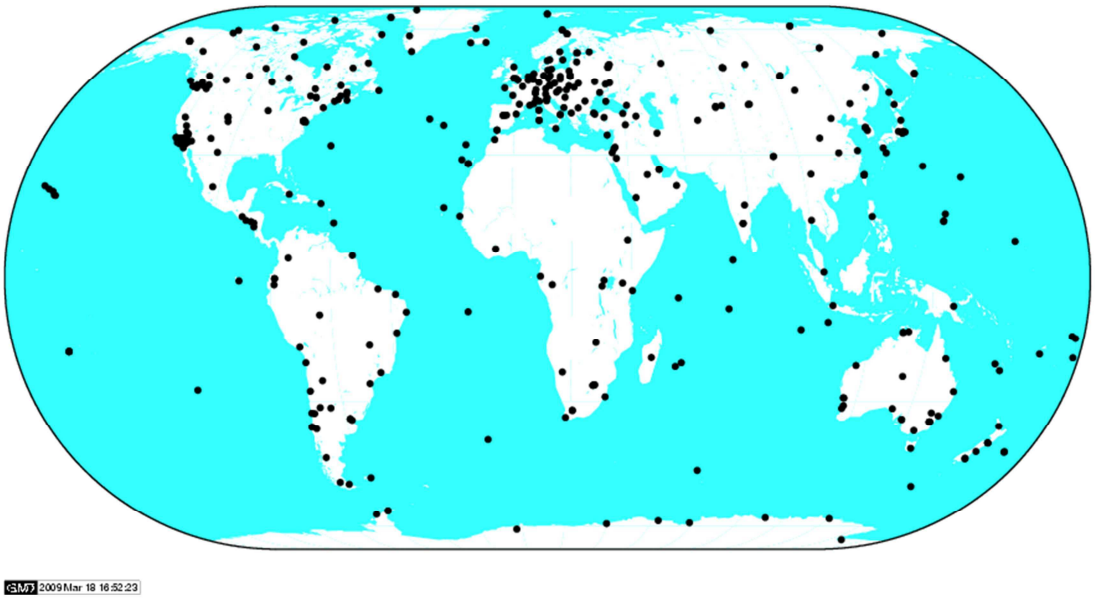


Figure 1.1.1: Carte des stations GNSS du réseau IGS au 19 mars 2010 (421 stations dont 376 actives).

L'estimation du retard troposphérique au zénith ZTD (Zenith Tropospheric Delay) au cours du traitement des données géodésiques a été originellement introduit comme un "paramètre poubelle" destiné à compenser l'effet de propagation dans l'atmosphère neutre des différentes techniques, SLR, VLBI et GNSS (Saastamoinen, 1972; Gardner, 1976; Davis et al., 1985; Tralli et al., 1988). L'amélioration de sa modélisation dans les logiciels a notablement contribué à réduire l'incertitude de positionnement au cours des 30 dernières années. L'expérimentation de la technique GPS et la confrontation des ZTD et des CIVE (contenus intégrés de vapeur d'eau) estimés à des observations venant de radiosondages et de radiomètres micro-ondes a ainsi permis d'une part de contribuer à l'amélioration des algorithmes de calcul GPS et d'autre part de stimuler l'intérêt de cette technique auprès de la communauté météorologique. Les stations GPS terrestres ont en effet rapidement démontré leur potentiel pour le sondage de l'humidité atmosphérique avec une précision comparable à celle des techniques conventionnelles, soit de l'ordre ±15 mm de ZTD ou de ±2 kg m^{-2} de CIVE (Bevis et al., 1992; Ware 1992; Rocken et al., 1993; Rocken et al., 1995; Businger et al., 1996; Duan et al., 1996; Elgered et al., 1997; Ware et al. 1997; Fang et al., 1998; Tregoning et al., 1998; Ruffini et al., 1999; Niell et al., 2001; Bock et al., 2001/ACTI; Haase et al., 2003).

Dans les années 1990, l'assimilation de CIVE (contenus intégrés de vapeur d'eau) dans les modèles de circulation atmosphérique apparut particulièrement prometteuse pour la prévision météorologique à méso-échelle dont les objectifs étaient de prévoir la formation de systèmes nuageux et des précipitations à des échelles inférieures à 100 km (Kuo et al., 1993). Cette problématique reste

d'actualité à des échelles toujours plus fines et nécessite, outre les améliorations et adaptations des modèles de prévision (résolution de processus dynamiques, physiques et chimiques de plus en plus fins), d'assimiler davantage de données à des résolutions de plus en plus fines. Le développement des réseaux GPS terrestres accompagne ainsi depuis une quinzaine d'années le développement des modèles de prévision opérationnels. Toutefois, force est de constater que le développement de la météorologie GPS en France et dans le monde a été porté par la communauté géodésique. Il aura fallu de nombreux travaux expérimentaux et numériques, d'importants développements algorithmiques et plusieurs projets européens et internationaux pour que d'une part la communauté géodésique améliore et valide la précision de ses ZTD GPS et que d'autre part la communauté météorologique arrive à tirer profit de ces informations au milieu de flux important d'observations qui ne cesse de croitre par ailleurs. Parmi ces projets, GPS/Storm fut le premier à mettre en évidence un bon accord entre les CIVE (contenus intégrés de vapeur d'eau) estimés par GPS et des observations indépendantes de radiosondages durant une période recouvrant 6 tempêtes majeures dans les grandes plaines des USA (Rocken et al., 1995). Ces résultats et ceux qui suivirent motivèrent la NOAA à mettre en place un réseau de 200 stations GNSS assimilées dans ses modèles (Gutman and Benjamin, 2001). Au Japon et en Europe des projets de grande envergure ont également été financés pour développer la "météorologie GPS". Ainsi, le projet européen MAGIC (2001) a confirmé le bon accord des CIVE GPS avec des observations de radiosondages et a démontré son potentiel pour la validation de modèles de prévisions, à l'échelle de la Méditerranée occidentale (Haase et al., 2003). Deux autres projets européens ont suivi : COST-716 (de 2000 à 2003) et TOUGH (de 2003 à 2006). Le premier a démontré la faisabilité d'un calcul GPS en temps quasi-réel ou NRT (Near Real Time) à l'échelle européenne en moins de 1h45 en vue de l'assimilation des ZTD dans les modèles opérationnels de prévision météorologique. Le second a développé des méthodes optimales d'assimilation des ZTD NRT et a démontré leur impact positif sur la prévision. Plus récemment, le projet E-GVAP financé par EUMETNET, a permis de coordonner l'exploitation météorologique opérationnelle plus de 800 stations GNSS européennes depuis 2005 (Figure 1.1.2). Ainsi, en Europe, les ZTD NRT sont aujourd'hui calculés par une douzaine de centres d'analyse (en général les services géodésiques nationaux) et assimilés ou assimilables dans plusieurs modèles opérationnels (p.ex. ARPEGE et AROME de Météo-France, ou encore les modèles des consortiums européens ALADIN, COSMO et HIRLAM). Le Service de Géodésie de Nivellement (SGN) de l'IGN fournit les solutions des stations françaises. Le Réseau GNSS Permanent (RGP, http://rgp.ign.fr/) compte aujourd'hui plus de 250 stations, dont la plupart sont gérées par des opérateurs publics et privés. Le RGP comprend également des sous-réseaux permanents à vocation scientifique, comme le RENAG (REseau NAtional GPS permanent), destiné à l'étude de la tectonique notamment dans les Alpes, et des réseaux semi-permanents, comme l'OHM-CV (Cévennes-Vivarais) qui étudie les crues éclair dans le Sud de la France. L'IGN a été mandaté pour archiver et réaliser le contrôle qualité de l'ensemble des stations françaises dans le cadre d'un accord conclu avec les différents partenaires du RGP.

Outre l'exploitation opérationnelle des réseaux GNSS permanents pour la prévision météorologique, d'autres méthodes d'analyse des données et de nouvelles utilisations des produits ont été progressivement développées :

(a) l'assimilation en temps différé de données de stations permanentes ou temporaires dans des modèles atmosphériques méso-échelles pour des études de cas (Kuo et al., 1996; Guo et al. 2000; De Pondeca et al., 2001; MacDonald et al., 2001; Ha et al., 2003; Smith et al., 2007; Poli et al., 2007; Yan et al., 2009);

(b) la restitution de champs tridimensionnels de vapeur d'eau utilisant une analyse tomographique des retards troposphériques obliques pour des analyses à sub-méso-échelle (Flores 2000; Gradinarsky and Jarlemark, 2004; Champollion 2005; **Champollion et al., 2009b/ACL**);

(c) la production de solution ZTD ultra-rapides pour la prévision immédiate (de Haan et al., 2004, 2009);

(d) l'interprétation des séries temporelles de CIVE traités en temps différé en relation avec des processus météorologiques et climatiques (Elosegui et al., 1999; Foster et al., 2000, 2003; Ohtani, 2001; Okamura and Kimura, 2003; Champollion et al., 2004; **Bastin et al., 2005/ACL/, 2007/ACL/; Bock et al. 2007a/ACL/, 2008/ACL**/; Kursinski et al., 2008);

(e) l'utilisation des CIVE traités en temps différé pour la validation des observations de radiosondages et d'autres techniques terrestres ou spatiales (**Bock et al., 2007b/ACL/**; Wang et al., 2007; Wang and Zhang, 2008) et également pour la validation d'analyses et de prévisions de modèles météorologiques (Yang et al., 1999; Cucurull et al., 2000; Hagemann et al., 2003; **Bock et al., 2005/ACL/, 2009/ACL/**).

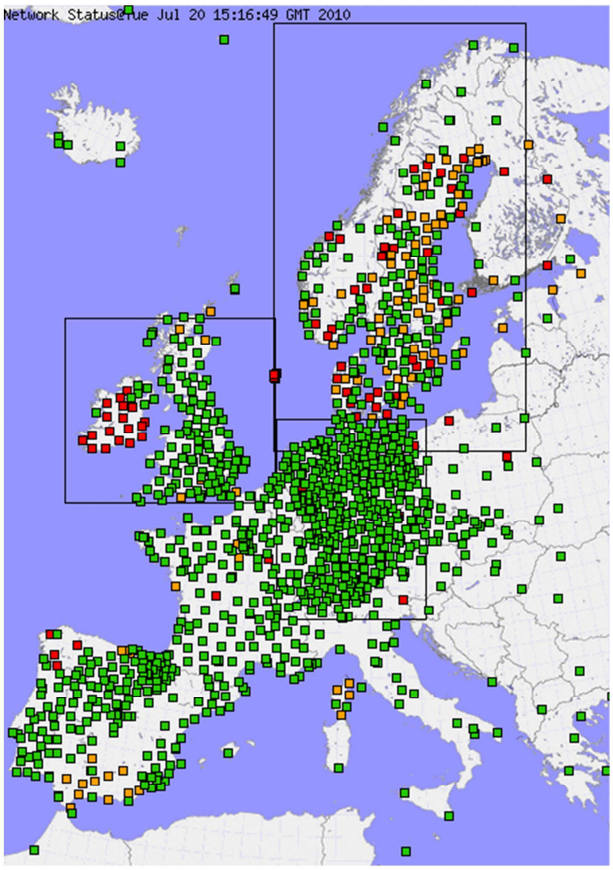


Figure 1.1.2: Stations GNSS traitées en temps quasi-réel pouvant être assimilées par les modèles météorologiques (projet européen E-GVAP). La couleur reflète la ponctualité d'envoi des données traitées par les centres d'analyse GPS (vert: dans les temps, orange: pas de données dans les 3 heures qui précèdent, rouge: pas de données dans les 2 jours qui précèdent).

L'exploitation des GNSS dans le domaine du climat, bien qu'envisagée très tôt (Bevis et al., 1992; Yuan et al., 1993) est toutefois restée relativement marginale (Emardson et al., 2000; Gradinarsky et al., 2002; Wang et al., 2005; Bock et al., 2007b; Wang and Zhang, 2009). Jusqu'ici l'intérêt du GPS restait limité par la durée d'observation relativement courte (débutant au mieux en 1994) et par le fait qu'il n'existait pas d'archive de solutions ZTD produite en temps différé de manière cohérente sur le long terme. Encore récemment, la seule archive de ZTD, globale et sur le long terme, était celle de l'IGS. Celle-ci était produite de manière opérationnelle et comportait donc des changements dans la procédure de calcul induisant des discontinuités (Byun and Bar-Server, 2009). L'augmentation de la puissance de calcul des ordinateurs plus récents permet d'envisager de retraiter l'archive GNSS complète et donc de produire des solutions de qualité climatologique (Steigenberger et al., 2006; Nilsson and Elgered, 2008; Jin and Luo, 2009; Vey et al., 2010). De telles solutions pourraient permettre de détecter des tendances dans les CIVE et apporter un éclairage sur la variabilité et le changement climatique. Néanmoins, il faut analyser ces solutions avec circonspection afin de distinguer les signaux géophysiques parmi les sources d'erreurs liées à la technique de mesure et à la méthode de calcul, et considérer l'impact des changements de matériels.

1.2 Les mesures GNSS, les méthodes de traitement des données et les sources d'erreurs

1.2.1 L'équation d'observation et le principe du traitement des données

Les satellites GNSS émettent des signaux codés sur des fréquences porteuses (L1 = 1575 MHz et L2 = 1228 MHz pour GPS) générées par des horloges atomiques ultra-stables embarquées. Les codes sont utilisés pour la navigation en temps réel avec une précision de 1 à 10 m. Pour la géodésie, le traitement des mesures de phase des ondes porteuses permet d'atteindre une précision sub-centimétrique. De nombreux ouvrages décrivent en détail les différents aspects des signaux émis au niveau des satellites, leur détection dans les récepteurs, ainsi que les méthodes de calcul géodésique (Seeber, 1993; Hofmann-Wellenhof et al., 1993; Parkinson and Spilker, 1996; Hofmann-Wellenhof et al., 2008). Dans cette section, nous introduirons succinctement l'équation d'observation de phase et discuterons les principales sources d'erreurs limitant la précision du calcul géodésique. Ceci nous permettra d'introduire la problématique et les objectifs des travaux méthodologiques décrits dans la suite du manuscrit.

L'équation d'observation de la phase est exprimée ci-dessous dans le formalisme dû à Hofmann-Wellenhof et al., 1993:

$$L_r^s = \rho_r^s + c\cdot(\delta t_r - \delta t^s) + \lambda\cdot N_r^s + \delta\rho_{rel} - \delta\rho_{iono} + \delta\rho_{tropo} + \delta\rho_{ant}^s + \delta\rho_{ant,r} + \varepsilon \qquad (1)$$

ρ_r^s	distance géométrique entre le satellite et le récepteur
δt_r	décalage de l'horloge du récepteur par rapport au temps GPS
δt^s	décalage de l'horloge du satellite par rapport au temps GPS
N_r^s	ambigüité de phase (nombre entier de cycles dans la distance ρ_r^s)
$\delta\rho_{rel}$	effets relativistes
$\delta\rho_{iono}$	retard/avance de phase dû à la traversée de l'ionosphère
$\delta\rho_{tropo}$	retard de propagation dû à la traversée de la troposphère
$\delta\rho_{ant}^s$	décalage et variations du centre de phase dans l'antenne du satellite
$\delta\rho_{ant,r}$	décalage et variations du centre de phase dans l'antenne du récepteur
ε	erreurs de mesure ou de modélisation

L'exposant *s* fait référence à un satellite et l'indice *r* à un récepteur L'équation (1) est spécifique à chacune des deux fréquences car tous les termes hormis ρ_r^s dépendent de la longueur d'onde λ.

La distance géométrique $\rho_r^s = \left|\mathbf{r}^s(t^s) - \mathbf{r}_r(t_r)\right|$ relie la position du satellite $\mathbf{r}^s(t^s)$ à l'instant d'émission t^s à la position du récepteur, $\mathbf{r}_r(t_r)$, à l'instant de réception t_r. Dans le cas du positionnement du récepteur, il convient généralement d'utiliser les orbites IGS pour les satellites. Leur précision est aujourd'hui meilleure que 5 cm, voire 2.5 cm pour les orbites finales (http://igscb.jpl.nasa.gov/components/prods.html). Notons que les positions $\mathbf{r}^s$ et $\mathbf{r}_r$ sont exprimées dans un repère céleste (inertiel) géocentrique. La position du récepteur est par la suite exprimée dans un repère terrestre (en rotation avec la Terre) par une transformation mathématique (changement de repère). Les repères de référence céleste et terrestre internationaux, ICRF (International Celestial

Reference Frame) et ITRF (International Terrestrial Reference Frame), ainsi que les paramètres d'orientation de la Terre EOP (Earth Orientation Parameters) sont définis par les conventions de l'IERS. Récemment, les informations sur les fluides terrestres ont été ajouté grâce au GGFC (Global Geophysical Fluids Center) afin de compléter la modélisation des déformations de la Terre prises en compte dans l'ITRF (IERS Conventions 2010).

Les décalages d'horloges δt_r et δt^s sont soit éliminés, en formant des doubles différences (DD) sur deux satellites et deux récepteurs, soit estimés lors du calcul géodésique. Dans le cas du positionnement d'un seul récepteur le calcul réalisé en PPP (positionnement ponctuel précis) doit utiliser des estimations des décalages d'horloge des satellites issues d'une analyse préalable en réseau ou fournis par l'IGS. La précision finale des décalages d'horloge des satellites de l'IGS est meilleure que 2.5 cm (http://igscb.jpl.nasa.gov/components/prods.html). Le décalage d'horloge du récepteur doit quant à lui être estimé en même temps que sa position.

Les paramètres d'ambigüité de phase N_r^s doivent être estimés lors du calcul géodésique pour chaque couple satellite-récepteur et à chaque fois qu'une interruption ou un saut de phase affectent la mesure. Ils doivent théoriquement prendre des valeurs entières et la "fixation des ambigüités" (estimation contrainte à des valeurs entières) a longtemps été limitée par les biais de mesure (décalages d'horloges, retards troposphériques, etc.). Des avancées algorithmiques récentes permettent maintenant de les fixer efficacement même en PPP (Laurichesse et al., 2009).

Les effets relativistes $\delta\rho_{rel}$ incluent le décalage en fréquence dû au mouvement relatif des horloges des satellites par rapport aux stations au sol (~10 m) et le ralentissement gravitationnel des ondes (~0.02 m). Ils sont prévisibles de manière théorique avec une bonne précision et sont corrigés lors du calcul (Zhu and Groten, 1988).

Le retard ionosphérique $\delta\rho_{iono}$ vaut de 1 à 20 m au zénith, aux latitudes tempérées. Il varie au 1er ordre proportionnellement au contenu total d'électrons sur le chemin satellite-récepteur et est éliminé par une combinaison linéaire des mesures sur les deux fréquences (Seeber, 1993). Des travaux récents ont montré que les termes de second ordre pouvaient induire des biais de l'ordre du cm sur les estimations des décalages d'horloges des satellites, de plusieurs mm sur leurs orbites, et des erreurs sub-millimétrique sur les positions des stations (Kedar et al., 2003; Fritsche et al, 2005; Hernandez-Pajares et al. 2007). La correction des effets de second ordre est maintenant incluse dans certains logiciels de calcul (p.ex. GAMIT).

Le retard troposphérique $\delta\rho_{tropo}$ vaut de 2.3 à 2.5 m au zénith, au niveau de la mer. Il varie avec l'épaisseur et la densité des couches atmosphériques traversées. Au premier ordre sa variation en fonction de l'angle d'élévation coïncide avec l'air-masse, mais ses variations temporelles induites par la vapeur d'eau peuvent être fortes (0.1 m en quelques heures) et sont peu prédictibles (Elgered, 1982). Il est généralement corrigé par l'estimation de paramètres au zénith au cours du calcul (Davis et al., 1985; Ware et al., 1985; Herring, 1986), les variations d'air-masse étant prescrites par des modèles analytiques ou numériques (fonctions de projection). Les variations temporelles induites par la vapeur d'eau peuvent aussi être corrigées à partir de mesures externes (typiquement des radiomètres micro-ondes).

Les décalages des centres de phase des antennes, $\delta\rho_{ant}^s$ et $\delta\rho_{ant,r}$, sont spécifiques à chaque type d'antenne. Ils sont typiquement exprimés par rapport au centre de masse pour les satellites et par rapport à la base de l'antenne pour les récepteurs, et valent de l'ordre de ~1 m et de ~0.1 m, respectivement. Ils dépendent de la fréquence (Mader, 1999). Pour les récepteurs, la variation de la position apparente avec l'angle d'incidence peut atteindre ± 10 mm. La modélisation de ces effets a été grandement améliorée ces dernières années grâce à l'étalonnage des antennes, d'abord relatif puis absolu (Mader, 2001; Rothacher, 2001; Zhu et al., 2003; Ge et al., 2005; Schmid et al., 2005, 2007).

Le passage de modèles relatifs à des modèles absolus est susceptible de modifier les positions des stations de l'ordre de 6 mm sur la verticale, les ZTD de 5 mm et l'échelle du repère de référence de 1 ppb (Ge et al., 2005; Schmid et al., 2007; Buyn and Bar Sever, 2009; **Bock et al., 2010/ACL**/). D'autres études ont également mis en évidence des biais induits sur certaines antennes équipées de radomes (Emardson et al., 1998; Niell et al., 2001; Collilieux et al., 2010). Il apparait que le remplacement d'une antenne ou d'un radome peut induire un décalage de la position apparente de la station. Il convient donc de prendre en compte soigneusement ces changements et d'utiliser les modèles de correction les plus précis possibles sous peine d'introduire des discontinuités dans les séries temporelles de position et de ZTD. Notons que ces dernières années, de nombreux récepteurs GPS ont été remplacés par des récepteurs GNSS (GPS+GLONASS) et que l'IERS recommande d'utiliser les modèles d'antennes représentant les variations en fonction de l'angle d'élévation et de l'angle d'azimut (IERS Conventions 2010).

Les erreurs de mesure, ε, peuvent être d'origine instrumentale ou provenir d'une mauvaise modélisation. Le bruit des mesures de phase est estimé à environ 2 mm (Seeber, 1993). Toutefois, des fluctuations de phase atteignant ±10 mm peuvent être induites par le mélange dans l'antenne réceptrice des ondes directes et des ondes réfléchies par l'environnement (Elosegui et al., 1995; Jaldehag et al., 1996; Ge et al., 2002; Bilich et al., 2008). Cet effet de "trajets multiples" des ondes est l'une des sources d'erreur dominantes dans les mesures GNSS avec les erreurs de modélisation parmi lesquelles on compte principalement les imperfections des modèles d'antennes et les erreurs dans les modèles troposphériques. Notons que ces trois sources d'erreurs produisent des biais de phase corrélés et qu'elles affectent davantage la composante verticale que la composante horizontale des positions estimées. Les simulations idéalisées de Santerre, 1991, ont montré que 3 mm d'erreur sur la hauteur de la station équivalent à 1 mm d'erreur sur le ZTD lorsque l'angle d'élévation de coupure est de 15°. Afin de garantir un positionnement précis, une bonne correction troposphérique est donc nécessaire (mais non suffisante car d'autres sources d'erreur interviennent également).

L'estimation des paramètres (position du récepteur, ambigüités entières, paramètres troposphériques et décalages d'horloge du récepteur pour un calcul en PPP) se fait par une technique d'optimisation (moindres carrés ou filtrage de Kalman). En général ce calcul est fait sur des sessions d'observations journalières (24h). Lorsqu'une seule position est estimée par jour, il convient de corriger également les déplacements sub-diurnes de la station au niveau des observations au moyen de modèles géophysiques.

1.2.2 Les évolutions de la modélisation des retards troposphériques

Les effets de vitesse de propagation des ondes électromagnétiques traversant l'atmosphère sur les trajets sol-satellite ont commencé à être modélisés à partir de la fin des années 1960 pour corriger les mesures de distance en télémétrie laser sur satellite (Marini, 1972). La technique laser était à l'époque le seul moyen de positionnement précis des satellites artificiels. Saastamoinen, 1972, et Marini, 1972, ont introduit le modèle paramétrique du retard de propagation faisant intervenir un retard au zénith et une fonction de projection traduisant la variation en fonction de l'angle d'élévation du satellite. Ce modèle est à la base de la modélisation qui est encore en usage de nos jours (équation 2 ci-dessous). Les radioastronomes et astrophysiciens ont été confrontés à un problème supplémentaire lié au fait que la réfraction dans le domaine des micro-ondes est très sensible au contenu en vapeur d'eau de l'atmosphère et que ce contenu est très variable spatialement et temporellement. La correction des retards humides le long des trajets des ondes radio s'est rapidement avéré être la principale source d'erreur pour les applications géodésiques des techniques VLBI et GPS (Davis et al., 1991; Ware et al., 1985; Herring, 1986). Les modèles prédictifs utilisant des données météorologiques terrestres ont été rapidement abandonnés au profit de modèles variationels déterministes ou stochastique utilisant directement les mesures de phase pour estimer la composante au zénith du retard humide (Tralli et al., 1988; Herring et al., 1990). Parallèlement, la radiométrie micro-ondes a été développée pour caractériser la variabilité de la composante humide du retard et son impact sur les positions estimées mais aussi pour valider les paramètres estimés par la méthode variationnelle dans des conditions

météorologiques variables (Elgered et al., 1991; Davis et al., 1993; Linfield et al., 1996). La radiométrie a aussi été expérimentée comme technique de "correction externe" (Claflin et al., 1978; Elgered, 1982; Ware et al., 1985). De nombreuses études comparatives ont montré que les deux approches avaient des performances comparables (Ware et al., 1985; Tralli et al., 1988; Herring et al., 1990; Tralli and Lichten, 1990; Dixon and Kornreich Wolf, 1990; Elgered et al., 1991; Rocken et al., 1991; Ware et al., 1993; Bürki et al., 1995; Glaus et al., 1995; Dodson et al., 1996; Linfield et al., 1996; Alber et al., 1997; Doerflinger 1997; Doerflinger et al., 1998; Emardson et al., 1999). La méthode variationnelle étant purement numérique et ne requérant pas de technique annexe allait être favorisée par la suite pour l'exploitation des réseaux GNSS comptant des milliers de stations. Pour les applications géodésiques du réseau VLBI, comptant une trentaine de stations et produisant un nombre d'observations simultanées beaucoup plus réduit rendant l'approche variationnelle beaucoup moins efficace, l'usage de radiomètres micro-ondes reste très répandu.

Le modèle paramétrique du retard troposphérique pour une observation de phase dans une direction repérée par l'élévation E et l'azimut ϕ est généralement exprimé par l'équation 2 suivant le formalisme de Davis et al., 1985, et Bar-Sever et al., 1998. Les paramètres corrigés a priori et ceux estimés par la méthode variationnelle sont indiqués entre parenthèses :

$$\delta\rho_{trop}(E,\phi) = ZHD \times m_h(E) + ZWD \times m_w(E) + [G_N \cos\phi + G_E \sin\phi] \times m_g(E) \qquad (2)$$

ZHD	retard hydrostatique au zénith (corrigé a priori)
ZWD	retard humide au zénith (estimé)
G_N et G_E	composantes Nord et Est du gradient troposphérique (estimées)
$m_h(E)$, $m_w(E)$, $m_g(E)$	fonctions de projection pour les retards hydrostatique, humide et les gradients
$ZTD = ZHD + ZWD$	retard total au zénith recomposé a posteriori (3)

Le *ZHD* est proportionnel à la pression au sol et comprend donc essentiellement la composante due à l'air sec (Saastamoinen, 1972). Il a longtemps été calculé à partir d'un modèle analytique partant d'une de pression standard de 1013 hPa au niveau de la mer (Janes et al., 1991). L'usage d'une climatologie globale de pression et température (Boehm et al., 2007) ou d'analyses issues des modèles de prévision météorologique (Boehm et al., 2006a) est aujourd'hui la plus répandue. Une étude récente de Tregoning and Herring (2006) a d'ailleurs montré que les biais introduits par le modèle analytique pouvaient atteindre 10 mm sur la composante verticale en Antarctique.

Les *ZWD* et les gradients, G_N et G_E, sont modélisés avec représentations déterministes (fonctions constantes ou linéaires par morceaux) ou stochastiques (marche aléatoire ou processus de Gauss-Markov) selon le logiciel et sont estimés avec une périodicité allant de 5 minutes à plusieurs heures. La paramétrisation des modèles nécessite une bonne connaissance des propriétés dynamiques de l'atmosphère à ces échelles temporelles. En particulier, l'impact de la turbulence sur la propagation des ondes radio a été largement étudiée par les radioastronomes et les géodésiens (Lanyi, 1984; Treuhaft and Lanyi, 1987; Herring et al., 1990; Elgered et al., 1991; Davis, 1992; Davis et al., 1993; Linfield et al., 1996; Emardson and Jarlemark, 1999; Emardson et al., 2003; Schoen and Brunner, 2008).

On notera que le modèle troposphérique est linéaire par rapport aux paramètres *ZHD*, *ZWD*, G_N et G_E, et que les fonctions de projection représentent les dérivées partielles de ce modèle par rapport aux paramètres. Dès lors, la qualité des fonctions de projections est primordiale pour une correction a priori et une estimation précises des paramètres.

La modélisation des fonctions de projections a beaucoup évolué depuis les premiers modèles introduits par Saastamoinen, 1972, et Marini, 1972, bien que le principe repose toujours sur les mêmes bases. Les changements ont porté essentiellement sur la paramétrisation des fonctions leur permettant d'être représentatives des conditions variables spatialement et temporellement rencontrées à l'échelle du globe. Là encore, les représentations analytiques déduites de données climatologiques (p.ex. Niell, 1996) ont été remplacées par des produits issus des modèles de prévision météorologique (Niell, 2000; Rocken et al., 2001; Boehm et al., 2004; 2006a,b, 2009).

L'IERS recommande actuellement d'utiliser de manière cohérente des corrections a priori de *ZHD* et des fonctions de projections issues des modèles de prévision météorologique (IERS Conventions 2010). L'impact positif de ces modélisations modernes a été démontré dans des publications récentes (Tregoning and Herring 2006; Vey et al., 2006; Tesmer et al., 2007; Kouba, 2008, 2009; Bock et al., 2008).

Le retard de propagation des signaux des GNSS induit par les molécules d'eau est proportionnel au "chemin optique", c'est-à-dire à l'intégrale de l'humidité le long du trajet satellite-récepteur. En d'autres termes, le retard humide au zénith représente le "poids" de la colonne de vapeur d'eau à la verticale de la station. Pour une visée au zénith, on relie en effet le *CIVE* au *ZWD* (Bevis et al., 1994):

$$CIVE = \int q \frac{dP}{g} = ZWD \times \kappa(T_m) \qquad (4)$$

q = humidité spécifique, P = pression, g = accélération de pesanteur

$\kappa(T_m)$ = facteur de conversion dépendant de la température dans la colonne d'atmosphère ($\kappa \sim 155$ (kg m^{-2}) m^{-1}). On retiendra l'équivalence : 1 kg m^{-2} de CIVE = 6.5 mm de ZWD.

1.2.3 La modélisation des déformations de la surface terrestre

De nombreux phénomènes physiques déforment la Terre de manière périodique ou non à des échelles globale à régionale, comme les marées océaniques et atmosphériques, les effets de variation de l'axe de rotation de Terre et les surcharges dues aux déplacements de masses depuis le noyau jusqu'aux enveloppes fluides (océans, eaux continentales et polaires, atmosphère). Ils affectent principalement la composante verticale et sont de l'ordre de ~10 cm pour les marées terrestres, 1-10 cm pour les mouvements du pôle, ~1 cm pour les marées océaniques et < 1 cm pour les autres effets de charge. La modélisation de ces déformations devient une composante importante en géodésie du fait de l'amélioration constante de la précision des techniques de mesure. Les GNSS en particulier permettent d'observer ces déformations et d'améliorer notre connaissance des mécanismes et leur représentation dans les modèles géophysiques.

Le traitement des données GNSS par sessions de 24 h nécessite généralement de corriger les déformations agissant à des périodicités sub-diurnes. Des études récentes montrent qu'une correction incomplète des déplacements sub-diurnes introduit des signaux parasites à des périodes annuelles et semi-annuelles par un effet de repliement de spectre (Penna and Stewart, 2003; Penna et al., 2007; Ray et al., 2007; Tregoning and Watson, 2009). En revanche, les déformations de plus longue période telles que les surcharges saisonnières d'origine hydrologique, atmosphérique ou océanique sont quant à elles correctement restituées dans les positions journalières estimées. Quand les positions sont fixées, la non-correction des déplacements sub-diurnes peut aussi biaiser les ZTD estimés avec une facteur de conversion de 15% (Watson et al., 2006).

Les calculs GNSS intègrent généralement des corrections au niveau des observations pour les mouvements du pôle et les marées terrestres et océaniques. Plus récemment, des corrections pour les marées atmosphériques ont été ajoutées. Ces corrections sont issues de modèles numériques de circulation océanique (Le Provost et al., 1998; Lefevre et al. 2002; Scherneck and Bos, 2002; Lyard et al., 2006) et atmosphérique (Van Dam and Wahr, 1987; Van Dam et al., 1994; Van Dam and Herring 1994; Petrov and Boy, 2004; Tregoning and Van Dam, 2005a).

Il reste cependant des déformations locales non modélisées telles que les séismes, les glissements de terrain, les gonflements/retraits d'argiles, les déformations thermiques du sol, du monument et du support d'antenne, etc. Etant donné qu'ils sont généralement peu prédictibles, il convient d'analyser les solutions de position avec circonspection afin de ne pas les interpréter à tort comme des erreurs de mesure ou de traitement.

1.3 Objectifs et démarche des recherches menées

La mesure de vapeur d'eau troposphérique et l'étude de son impact sur les mesures GPS est le fil conducteur des travaux de recherche que j'ai menés depuis une dizaine d'années et que je présente dans ce manuscrit. J'ai développé ces travaux selon trois axes :

1) **Correction troposphérique et positionnement vertical par GPS.** De nombreuses applications géodésiques (nivellement de précision référencement vertical) et géophysiques (mesure du niveau des mers, étude des surcharges et déformations verticales de la croûte terrestre d'origine sismo-tectonique, glissements de terrain) nécessitent de pouvoir accéder à un positionnement vertical sub-centimétrique voire millimétrique en un temps très court (inférieur à une journée). Afin de pouvoir répondre à ces besoins, nous avons commencé en 1999 à travailler avec l'IGN sur l'amélioration de la correction troposphérique. Au vu de l'état de l'art, nous avons fait le choix de développer une méthode de correction externe utilisant une technique de sondage de la vapeur d'eau. Le lidar Raman est rapidement apparu comme une technique pertinente pour ce dessein. Nous avons développé un instrument en collaboration avec le LATMOS qui est un laboratoire à la pointe au niveau mondial dans ce domaine. La précision de mesure recherchée pour la correction troposphérique a nécessité d'innover en matière d'instrumentation et de traitement du signal lidar. Ces travaux se poursuivent toujours autour d'une technique couplée lidar – GPS qui pourrait devenir un système de référence de mesure de la vapeur d'eau dans la troposphère. Nous reviendrons sur ce point dans les perspectives (chapitre 5). L'expérimentation avec le lidar Raman m'a amené à participer et à codiriger plusieurs campagnes de mesures, notamment la Cal/Val du capteur AIRS en 2002 et les campagnes VAPIC 2004, COPS 2007 et ManiToul 2009.

2) **Développement de la météorologie GPS.** Le potentiel du GPS comme nouvelle technique de sondage atmosphérique m'est rapidement apparu comme un sujet très prometteur, à la fois fortement lié aux travaux sur le positionnement par l'étude des sources d'erreur dans la mesure, et complémentaire du point des applications. Dès 1999, j'ai participé à des campagnes des mesures météorologiques (MAP 1999, ESCOMPTE 2001, IHOP 2002) au cours desquelles nous avons évalué la précision du GPS pour l'estimation du CIVE en comparaison avec des techniques classiques (radiosondages, radiomètres micro-ondes, etc.). J'ai coordonné un groupe "GPS/H2O" en France, avec des collègues géodésiens et géophysiciens de Montpellier et de Grenoble, et météorologues du CNRM et du LATMOS. Nous avons financé nos équipements et notre participation aux campagnes de mesures avec le soutien de l'INSU, de l'ANR, et du ministère de la recherche. Très vite, nous avons montré que le GPS est une technique précise, facile à mettre en œuvre et doté d'un fort potentiel à l'usage opérationnel (mesure par tout temps et développement des réseaux permanents). Nous avons participé au développement de nouvelles applications du GPS comme la validation des modèles de prévision et des systèmes d'observation météorologiques (en particulier les radiosondages), l'assimilation des ZTD GPS, et l'étude de la variabilité de la vapeur d'eau et des processus atmosphériques associés.

3) **Climat et cycle de l'eau de la mousson africaine.** Fort des résultats obtenus avec les projets expérimentaux précédents, j'ai eu l'opportunité de participer au projet AMMA dès 2004 pour déployer des stations GPS en Afrique de l'Ouest pour l'étude de la mousson africaine. Avec le soutien de mes collègues géodésiens et géophysiciens nous avons fait le pari d'installer et de maintenir pendant plusieurs années six stations GPS dans cinq pays africains. L'objectif était de constituer un jeu de données unique sur ce territoire (ces pays n'avaient à l'époque aucune station GPS permanente) pour évaluer les modèles de prévision et les rares observations météorologiques disponibles en opérationnel (radiosondages). Le GPS avait un fort potentiel pour l'analyse multi-échelle de la variabilité de la vapeur d'eau

qui pouvait être utile pour comprendre un grand nombre de processus atmosphériques jusqu'alors peu explorés en Afrique comme le cycle diurne. L'exploitation des données AMMA entre 2005 et 2010 m'ont donné l'occasion de développer cette thématique et plus généralement d'approfondir l'étude du cycle de l'eau atmosphérique de la mousson africaine à l'échelle régionale, une thématique somme tout peu traitée par d'autres groupes participant au projet.

Les résultats principaux des recherches issues des trois axes précédents sont présentés dans les chapitres 2 à 4.

Chapitre 2. Correction troposphérique et positionnement vertical

Photo 2: Le lidar Raman vapeur d'eau (RAMEAU) développé en collaboration IGN – LATMOS lors de la campagne de mesures MANITOUL sur le site de Météo-France à Toulouse, en septembre 2009.

2.1 Introduction

L'état de l'art en calcul GPS et VLBI permettait à la fin des années 1990 d'atteindre une précision (répétitivité) sur la composante verticale de l'ordre de 10 mm en estimant simultanément les positions des stations avec des ZTD et des gradients troposphériques spécifiques pour chaque station (MacMillan and Ma, 1994, 1998; Ichikawa et al., 1996; Chen and Herring, 1997; Bar Sever et al. 1998; Emardson and Jarlemarck, 1999; Iwabuchi et al., 2003; Miyazaki et al., 2003; Meindl et al., 2004). La confrontation des ZTD estimés à des observations indépendantes de radiomètres micro-ondes (pour la partie humide) ou des radiosondages révélait des biais de l'ordre de ± 10 mm et une dispersion de 10-20 mm, avec globalement un meilleur accord avec les radiomètres micro-ondes qu'avec les radiosondages (Rocken et al., 1995; Duan et al., 1996; Tregoning et al., 1998; Emardson et al., 1998; Bar-Sever et al., 1998; Ohtani and Naito, 2000; Niell et al., 2001). Les erreurs sur la composante verticale, les décalages d'horloge et les ZTD sont fortement corrélées. L'analyse de sensibilité (cf. section 1.2) montre qu'elles sont généralement induites par trois sources d'erreurs principales : (i) des imperfections des modèles d'antennes, (ii) des multi-trajets, et (iii) des erreurs du modèle troposphérique (principalement les fonctions de projection). Ces trois sources d'erreurs ont en commun de changer avec l'angle d'incidence (principalement avec l'élévation mais les variations azimutales ne peuvent aujourd'hui plus être négligées), ce qui rend les résultats fortement dépendants de l'angle de coupure utilisé lors du calcul. L'inspection détaillée des résultats des publications précitées révèle une dispersion dans les résultats trouvés par les différents auteurs qui peut être attribuée à l'usage de logiciels de calcul, de modélisations et de paramétrages différents, sans doute renforcé par la variété des conditions de mesures (Bock et al., 2001/ACL/). La dépendance des résultats à ces paramètres rend difficile leur comparaison et l'amélioration de la précision nécessite de réaliser de nombreux tests de sensibilité pour détecter et réduire les sources d'erreurs (Bar Sever et al. 1998; Fang et al., 1998; Tregoning et al., 1998). Il est généralement instructif de faire des "cutoff-tests" (répétition d'un calcul pour plusieurs angles de coupure différents). Ces tests permettent de détecter la présence d'erreurs dans les observations ou dans la méthode de calcul, provenant du modèle troposphérique, du modèle d'antenne, et/ou des multi-trajets (Niell et al., 2001). L'amplitude des variations de hauteur et de ZTD peut varier dans le temps en fonction des conditions environnementales (p.ex. variation au cours du cycle saisonnier) et des évolutions du matériel (p.ex. changement d'antenne, ajout d'un radome, etc.).

Le traitement des données GPS et VLBI utilisant la correction externe des retards humides avec des radiomètres micro-ondes arrivait dans certains cas à améliorer la précision du positionnement vertical à mieux que 5 mm (Rocken et al., 1991; Ware et al., 1993; Elgered, 1993; Bürki et al., 1995; Glaus et al., 1995; Linfield et al., 1996; Doerflinger et al., 1998; Emardson et al., 1999), atteignant 1.2 mm (Alber et al., 1997). La réduction du nombre de degrés de liberté via l'élimination des paramètres troposphériques de l'équation d'observation a l'avantage de diminuer la corrélation entre la composante verticale et les décalages d'horloge et donc de diminuer l'impact des sources d'erreurs restantes (modèles d'antennes et multi-trajets). Bien que cette approche n'élimine pas pour autant ces sources d'erreurs, elle permet en revanche de mieux les identifier et permet de travailler à leur réduction. Elle introduit également une nouvelle incertitude liée à la qualité des mesures radiométriques. L'amélioration du positionnement utilisant la correction externe des retards humides démontre toutefois qu'à cette époque les erreurs dues aux modèles troposphériques utilisés dominaient les autres sources d'erreurs.

Les travaux méthodologiques que nous avons menés sur ce sujet devaient permettre: (i) de mieux comprendre l'impact de la variabilité de la vapeur d'eau sur la précision des calculs géodésiques, (ii) de caractériser les autres sources d'erreur en éliminant les erreurs de propagation troposphérique par la correction externe, et (iii) d'améliorer la précision du calcul GPS par la réduction de l'ensemble des sources d'erreurs, et en particulier des erreurs de propagation, afin de servir les applications géodésiques (référencement vertical) et météorologiques (sondage de la vapeur d'eau par GPS).

2.2 Variabilité de la vapeur d'eau et impact sur le positionnement par GPS

Période 1999 – 2003. Principaux collaborateurs: C. Thom et M. Kasser (IGN), E. Doerflinger (Géosciences Montpellier), J. Pelon et C. Flamant (LATMOS), D. Turner (Pacific Northwest National Laboratory). Doctorants: J. Tarniewicz; stagiaires: B. Escalbert, A. Husseini.

La distribution de vapeur d'eau dans la troposphère est extrêmement variable car la circulation atmosphérique en transporte de grandes quantités et les échanges entre l'atmosphère et les surfaces continentales et océaniques (évaporation et précipitation) sont permanentes et peuvent être très intenses. Le cycle de l'eau est en effet une composante majeure du climat global (Peixoto and Oort, 1983). A moyenne échelle, les perturbations météorologiques (systèmes d'échelle synoptique, cyclones et anticyclones, et de méso-échelle, fronts et systèmes convectifs) peuvent s'accompagner de variations rapides et intenses du CIVE atteignant un équivalent en ZWD de 0.1 m en quelques heures (Elgered, 1982).

La vapeur d'eau étant principalement localisée dans la basse troposphère (90% en-dessous de 5 km), les fluctuations dans la couche limite atmosphérique (CLA) prennent une importance particulière. Des observations du lidar Raman du SGP-CART installé dans les Grandes Plaines des USA (Goldsmith et al., 1998) nous ont été fournies par D. Turner pour étudier la variabilité des ZWD et de la distribution verticale des profils dans la CLA et la moyenne troposphère (2-8 km). L'étude a montré qu'avec un échantillonnage horaire des ZWD on pouvait en conditions de ciel clair ou faiblement nuageux espérer pouvoir estimer des positions GPS avec une précision sub-centimétrique en utilisant soit la méthode de correction externe, soit l'estimation conjointe des positions et des ZWD (**B. Escalbert, 1999/STAGE/**).

Nous avons ensuite étudié l'impact d'hétérogénéités de la CLA de plus petite échelle telles que les cellules convectives (thermiques et rouleaux) qui peuvent induire des fluctuations de ZWD de 10 à 30 mm sur des échelles de temps de quelques secondes à quelques heures. Ces hétérogénéités ont été représentées sous une forme idéalisée par des sphères de 1 km de diamètre comportant une déviation d'indice de réfraction de 10 ppm par rapport à leur environnement. Des observations GPS synthétiques ont été générées et traitées avec le logiciel *Bernese GPS software* v4.0 (Rothacher and Mervart, 1996). La Figure 2.1.1 résume le principe de la simulation et les résultats obtenus en estimant ou non des ZWD (**Bock et al., 2001a/ACL/**). On peut voir que l'impact sur la composante verticale atteint 25 mm pour un angle de coupure zénithal de 75° quand des ZWD sont estimés. L'erreur diminue quand l'angle zénithal est plus ouvert car les hétérogénéités simulées affectent une proportion plus faible des observations. Quand on n'estime pas de ZWD, l'erreur sur la position est réduite mais les résidus (non montrés ici) sont plus grands. L'amplification de l'erreur quand les ZWD sont estimés est expliquée par les erreurs de la fonction de projection en regard des variations de retard induites par la traversée des sphères. Ce résultat suggère que la structure complexe et variable de l'humidité dans la CLA est susceptible de mettre en défaut n'importe quel modèle troposphérique même issu d'un modèle de prévision météorologique à résolution moyenne (maille de quelques km à quelques dizaines de km). A titre de référence, la résolution horizontale du modèle opérationnel ECMWF était de 60 km en 1999; elle a été réduite à plusieurs reprises et est de 12 km en 2011.

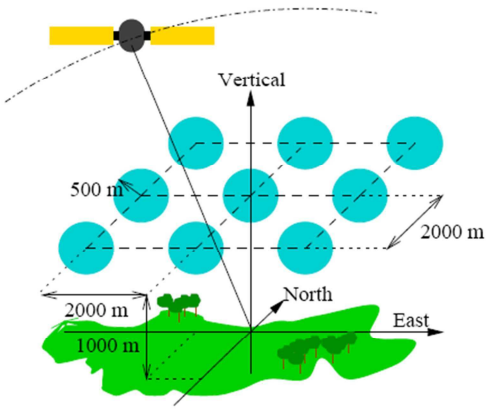


Figure 1. View of the simulated atmospheric inhomogeneities (1 km-size eddies).

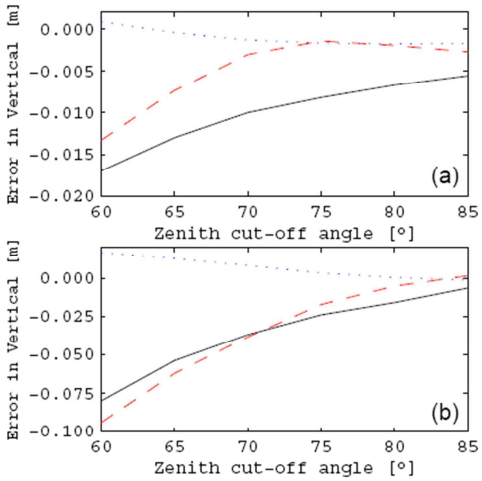


Figure 2. Error in vertical as a function of zenith cut-off angle ζ_{max} (solid line for one eddy at zenith, dotted line for one eddy 1 km at south, dashed line for nine eddies), (a) no ZTD estimated and (b) with a ZTD parameter estimated.

Figure 2.2.1 Principe de la simulation de mesures GPS à travers des hétérogénéités idéalisées de la CLA (à gauche) et impact sur le positionnement d'une station avec (b) et sans (a) estimation de ZWD ou ZTD (à droite). Extrait de Bock et al., 2001a/ACL/.

Cette affirmation méritait toutefois d'être vérifiée et nous avons utilisé une séquence horaire de champs tridimensionnels simulés avec le modèle MM5 pendant la campagne IHOP. Cette simulation a été réalisée par S. Bastin (LATMOS) avec une résolution horizontale de 5km et 43 niveaux verticaux jusqu'à une altitude de 15 km. Un code de tracé de rayons (*ray-tracing*) a été développé pour calculer les retards de propagation des signaux GPS à partir des données sur la grille du modèle (**A. Husseini, 2001/STAGE/**). La simulation des données GPS et leur traitement a été réalisé de la même manière que pour les sphères avec le logiciel *Bernese GPS software* v4.0. La Figure 2.1.2 présente les résultats d'estimation des positions et ZWD de plusieurs calculs (**Tarniewicz et al., 2003/ACTI/**). Pour les deux traitements sur 24 h (avec et sans gradients), les biais sur la hauteur H et les ZWD sont faibles (± 2 mm sur H et -2 à -3 mm sur ZWD). Pour le traitement sur 3h, le biais est très proche des autres biais mais l'écart-type sur H fluctue un peu plus, de 1.5 mm à 30° à 7 mm à 5°. La variation des biais et des écarts-types sur H avec l'angle de coupure indique la présence d'erreurs dans la fonction de projection. Toutefois, les biais restent bien plus faibles que dans le cas de la simulation de sphères. Ceci s'explique par la différence de résolution spatiale : avec une maille de 5 km, le modèle ne peut résoudre d'hétérogénéités inférieures à 10 km soit facteur 10 plus larges que les sphères de 1 km. De plus, le réalisme du champ de vapeur d'eau représenté par le modèle est pauvre en comparaison aux observations relevées par le lidar aéroporté LEANDRE II (**Flamant et al., 2003/ACLN/**). Par conséquent, l'effet d'anisotropie des retards humides en fonction de l'angle d'incidence s'en trouve considérablement réduit et les erreurs de la fonction de projection diminuées.

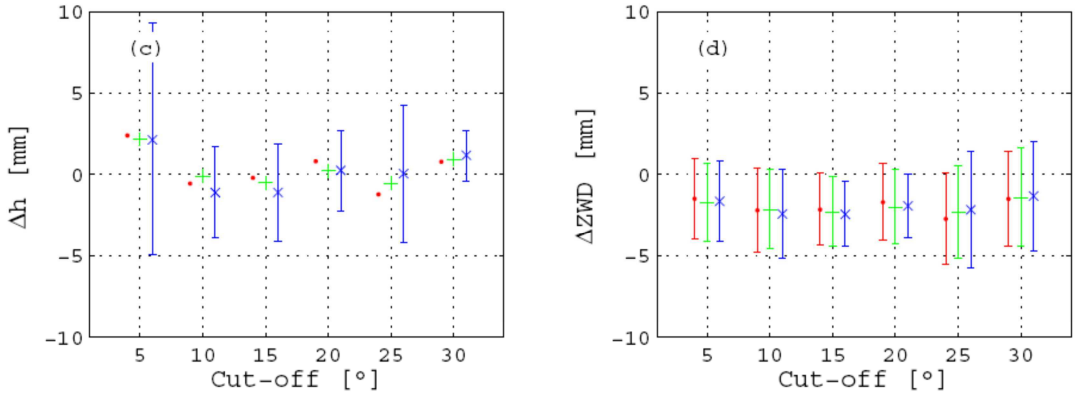


Figure 2.2.2 Erreur sur la hauteur (à gauche) et les ZWD (à droite) résultant du traitement de données GPS simulées pour une atmosphère hétérogène "réelle" (simulation MM5 à 5km du 29 juin 2002, campagne IHOP). Trois traitements sont comparés : traitement sur 24 h avec un ZWD estimé par heure (rouge) ; le même avec en plus un gradient estimé toutes les 3 h (vert); traitement sur 3 h avec un ZWD par heure (bleu). Le cut-off est l'angle d'élévation de coupure. Extrait de Tarniewicz et al., 2007/AP-ANP/.

Ces résultats nous ont motivés pour étudier plus avant le potentiel de la méthode de correction externe. Nous avons utilisé une base de données de radiosondages pour simuler les performances théoriques de radiomètres micro-ondes, de photomètres, de spectromètres solaires et de lidars dans des conditions météorologiques variables (**Bock et al., 2001b/ACL/**). L'étude a montré que les ZWD et CIVE estimés par un système profileur tel qu'un lidar sont plus précis que les restitutions fournies par des radiomètres et des photomètres à partir de mesures intégrées. Cette différence s'explique par le fait que la fonction d'instrument de ces instruments introduit une pondération verticale du profil intégré qui se traduit par des biais plus ou moins importants selon la répartition verticale de l'humidité de l'atmosphère. Ce dernier résultat a orienté notre intérêt vers les systèmes lidar.

2.3 Développement d'un lidar Raman pour le sondage de la vapeur d'eau atmosphérique

Période 2000 – 2004. Principaux collaborateurs: C. Thom et M. Kasser (IGN), J. Pelon, J. Porteneuve et D. Bruneau (LATMOS); doctorants: J. Tarniewicz (boursier IGN, ED 129); stagiaires: A. Mouche (DEA MPT, 2002), Y. Morille (CDD Eumetnet, 2003), E. Marchand (ingénieur ESME Sudria, 2003), P. Bosser (DEA MPT, 2004).

Le développement d'un système lidar devait permettre: (i) de constituer une base de données expérimentale de mesures GPS et lidar pour : (ii) étudier de manière plus approfondie la variabilité de la vapeur d'eau dans la CLA et son impact sur la précision des calculs GPS, (iii) analyser les autres sources d'erreurs dans la mesure GPS, et (iv) tester la correction externe pour le positionnement ponctuel précis sur des sessions courtes (quelques heures).

Il existe deux catégories de lidars permettant de mesurer la concentration d'un constituant gazeux comme la vapeur d'eau: le lidar à absorption différentielle DIAL (Differential Absorption Lidar) et le lidar Raman (Measures, 1984). Un DIAL nécessite une émission laser sur deux longueurs d'ondes parfaitement stabilisées autour d'une raie d'absorption du constituant sondé (Browell et al., 1979; Grant 1991) ce qui en fait un instrument hautement sophistiqué. Le lidar Raman en revanche n'utilise qu'une seule longueur d'onde qui peut être choisie (plus ou moins) arbitrairement (Melfi et al., 1969, Inaba, 1976), rendant cet instrument beaucoup plus simple à mettre en œuvre et à opérer. Le principal inconvénient du lidar Raman est qu'il lui est très difficile de réaliser des mesures de jour du fait qu'il mesure la quantité absolue de rayonnement rétrodiffusé et non une quantité différentielle. De jour, le rayonnement solaire diffusé par le ciel a tendance à dominer le signal Raman. Des mesures de nuit, plus simples à mettre en œuvre, pouvaient satisfaire nos besoins ; c'est donc cette option que nous avons retenue.

Au cours de l'année 2000, nous avons démarré la conception d'un système lidar Raman vapeur d'eau mobile en collaboration entre le LOEMI de l'IGN et le LATMOS (ex. Service d'Aéronomie) du CNRS. Nous nous sommes appuyés sur les nombreuses publications des équipes américaines du Sandia National Laboratories, du Langley Research Center et du NASA Goddard Space Flight Center ainsi que sur l'expérience française du LATMOS et des pionniers de l'Ecole Polytechnique, du CEA et de Météo-France dans le développement des lidars Raman UV (Pourny et al., 1979; Renaut et al., 1980). Notre système devait permettre de sonder la troposphère de 0 à 8 km, avec un pointage possible dans la direction des satellites GPS pour la poursuite de ces derniers (approche optimale tel que l'ont montré Alber et al., 1997, avec des radiomètres micro-ondes). L'objectif final pour la correction externe était de pouvoir atteindre un positionnement vertical millimétrique, donc une précision sur les retards humides de l'ordre de ~1 mm.

Le système a été développé sur la base d'un laser UV de 1.4 W (70 mJ x 20 Hz) à 355 nm (Quantel, Brillant), d'un télescope de 30 cm couplé par fibre optique à un boitier de séparation spectrale utilisant des filtres interférentiels centrés sur les longueurs d'onde de 408 nm (vapeur d'eau) et 387 nm (azote). La détection se fait avec des photomultiplicateurs et un système de conversion analogique/numérique et de comptage (Licel). Les filtres interférentiels peu sélectifs (4-5 nm, Optophotonics) étaient suffisants pour réaliser des mesures de nuit. La mécanique a été réalisée dans les ateliers de l'IGN au début de l'année 2001. Par la suite le système a été intégré dans un camion spécial du LATMOS pour permettre son déploiement pour des campagnes expérimentales. La mise au point de l'instrument et le développement des algorithmes de traitement du signal lidar ont été réalisés avec différents stagiaires et doctorants (**Mouche, 2002/STAGE/; Marchand, 2003/STAGE/; Bosser, 2004/STAGE/; Tarniewicz, 2005/THESE/**).

L'utilisation d'une fibre optique garantit un bon alignement du système de détection mais est assez sensible au réglage de sa position au foyer du télescope. Nous avons apporté une innovation au

niveau de l'instrumentation en ajoutant une voie "externe" (ne passant pas par le télescope et la fibre optique). Elle permet de mesurer un signal de rétrodiffusion élastique (Rayleigh/Mie) de référence pour comparaison avec le signal élastique "interne" et ainsi d'optimiser la position de la fibre au foyer du télescope simultanément pour tous les canaux internes (élastique et Raman). Ce réglage permet aussi d'ajuster la distance de recouvrement des faisceaux et notamment de la réduire à ~50 m (**Tarniewicz et al., 2002/ACL/; Bock et al. 2003/ACTI**/).

Les premiers tests du système ont été réalisés lors de la campagne ESCOMPTE en juin 2001, à Aix-en-Provence, mais avec des performances très limitées (**Tarniewicz et al., 2001/ACTI/; Tarniewicz et al., 2002/ACTI**/). Après une phase d'optimisation du système optique de réception, courant 2002, nous avons participé en Octobre 2002 sur le site de Météo-France à Toulouse à la campagne de Cal/Val (*Calibration/Validation*) du sondeur vapeur d'eau AIRS sur le satellite Aqua (**Bock et al., 2003/ACTI**/; **Dabas et al., 2003/ACTN**/). Par la suite, nous avons déployé le système lors des campagnes VAPIC 2004 (campagne d'intercomparaison de mesures de vapeur d'eau) et COPS 2007 (Richard et al., 2009). Entre-temps (2005-2006), nous avons aussi réalisé des tests de jour avec des filtres interférentiels plus sélectifs (< 1 nm) prêtés par D. Turner (PNNL). Néanmoins, ces tests ont montré des capacités très limitées du fait de la faible puissance du laser et le développement d'une version de jour n'a pas été poursuivi.

La Figure 2.3.1 montre un diagramme temps-altitude du rapport de mélange de vapeur d'eau (RMVE) mesuré avec le lidar Raman de l'IGN de nuit pendant la Cal/Val AIRS. On peut observer une évolution rapide dans les basses couches, avec des strates humides qui apparaissent à 600 m (22 à 00 TU) et 800 m (00 à 06 TU); cette dernière s'épaississant progressivement. Une couche humide est également présente toute la nuit autour de 2000 m; elle gagne une épaisseur de 1000 m en fin de nuit. Cette stratification résulte de l'advection d'air humide dans un environnement plus sec, associé à un cisaillement vertical du vent horizontal. La couche située vers 2000 m semble aussi contenir des hétérogénéités d'humidité dont la longueur d'onde est de ~100m et la période de ~10 minutes.

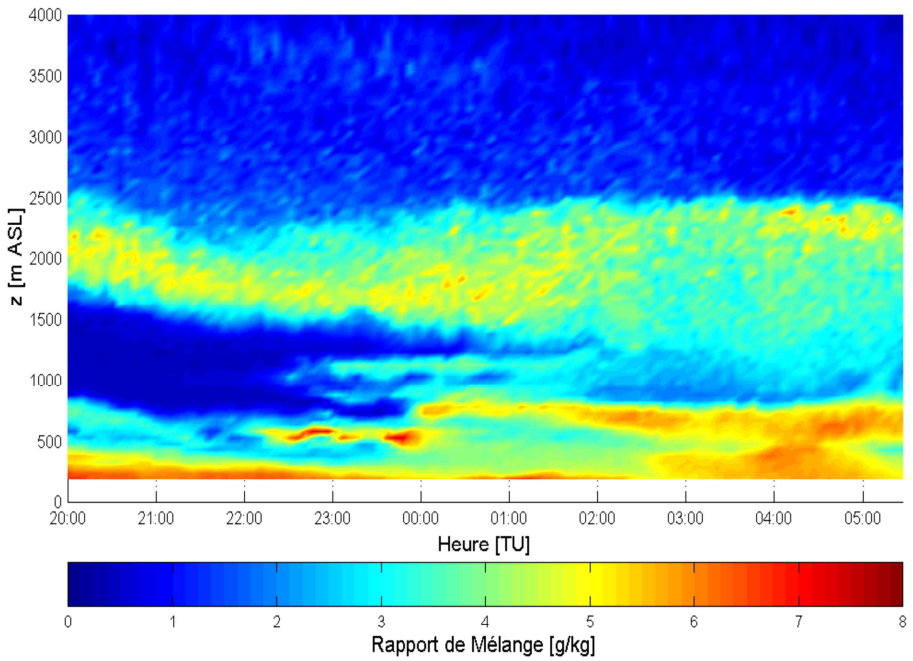


Figure 2.3.1: Diagramme temps-altitude du rapport de mélange vapeur d'eau mesuré par le lidar Raman sur le site de Météo-France à Toulouse (campagne de Cal/Val du sondeur AIRS/Aqua), nuit du 28 au 29 octobre 2002. La résolution est de 15 m (en vertical) x 5 min. Extrait de Tarniewicz, 2005/THESE/.

De nombreux radiosondages ont été lancés pendant la Cal/Val AIRS, ce qui nous a permis de valider notre système lidar (instrument et méthodes de traitement du signal). La Figure 2.3.2 montre

des profils mesurés par le lidar Raman et des radiosondages au cours de 4 nuits de la campagne. On observe un très bon accord entre les deux techniques, avec une tendance du lidar à surestimer le RMVE du sondage au-dessus de 3 km (biais de 10-20%). Cette différence systématique peut provenir soit du radiosondage (biais sec dû à un défaut connu pour le type de sonde utilisée, Vaisala RS80), soit du lidar (biais humide provenant d'un mauvais étalonnage ou d'un biais dans la méthode de calcul du rapport de mélange).

Une étape cruciale dans le traitement des mesures lidar Raman vapeur d'eau est l'étalonnage du rapport de mélange. En effet, une fois la composante de fond de ciel soustraite des signaux vapeur d'eau et azote, on obtient en formant le rapport de ces signaux une quantité proportionnelle au rapport de mélange de vapeur d'eau recherché :

$$q = C(z)\frac{S_{H2O} - B_{H2O}}{S_{N2} - B_{N2}} \tag{5}$$

S_{H2O} , S_{N2}	signaux mesurés dans les canaux vapeur d'eau et azote
B_{H2O} , B_{N2}	composantes de fond de ciel (background) dans les deux canaux mesurées en l'absence d'émission laser
$C(z)$	coefficient d'étalonnage du rapport de mélange

Le coefficient d'étalonnage dépend de divers facteurs qui sont plus ou moins faciles à contrôler : (i) Le rapport des sections efficaces de rétrodiffusion des molécules de vapeur d'eau et d'azote: c'est un terme fondamental qui n'est connu qu'avec une précision de l'ordre de 10% (Penney and Lapp, 1976); il est constant et peu dépendant de l'altitude et peut donc être corrigé par un étalonnage unique. (ii) Le rapport des facteurs de transmission atmosphériques aux deux longueurs d'ondes: c'est une fonction de l'altitude qui varie dans le temps; après correction avec un modèle standard la variation temporelle est responsable d'une incertitude résiduelle relativement faible (~ 1-2 %) qui est en général négligée. (iii) Les facteurs instrumentaux (gain des détecteurs, alignement des éléments optiques dans les deux canaux de mesure, etc.) : ils représentent une incertitude de 10 à 20% et sont susceptibles de varier dans le temps ; ils requièrent un étalonnage régulier du système pour en corriger les variations.

Classiquement, le coefficient d'étalonnage est déterminé par ajustement des mesures lidar sur des mesures de radiosondages, par couches ou sur toute la colonne, ou encore des mesures de radiomètres micro-ondes ou des estimations de CIVE par GPS (Turner and Goldsmith, 1999). De nombreuses expériences au cours de 4 campagnes de vapeur d'eau (WVIOPs) sur le site ARM des Grandes Plaines ont permis d'évaluer la cohérence de ces méthodes à 4 à 8% sur les estimations de CIVE (Revercomb et al., 2003). Dans le cas de la campagne de Cal/Val AIRS, le calcul d'une dizaine de coefficients d'étalonnage lidar à partir de radiosondages a montré une dispersion (1 écart-type) de 5% (Tarniewicz, 2005/THESE), en accord avec les résultats de Revercomb et al., 2003. Toutefois, pour atteindre une précision de 1 mm sur l'estimation des retards humides par lidar Raman, les méthodes classiques d'étalonnage ne sont pas suffisantes et nous avons par la suite développé une autre approche.

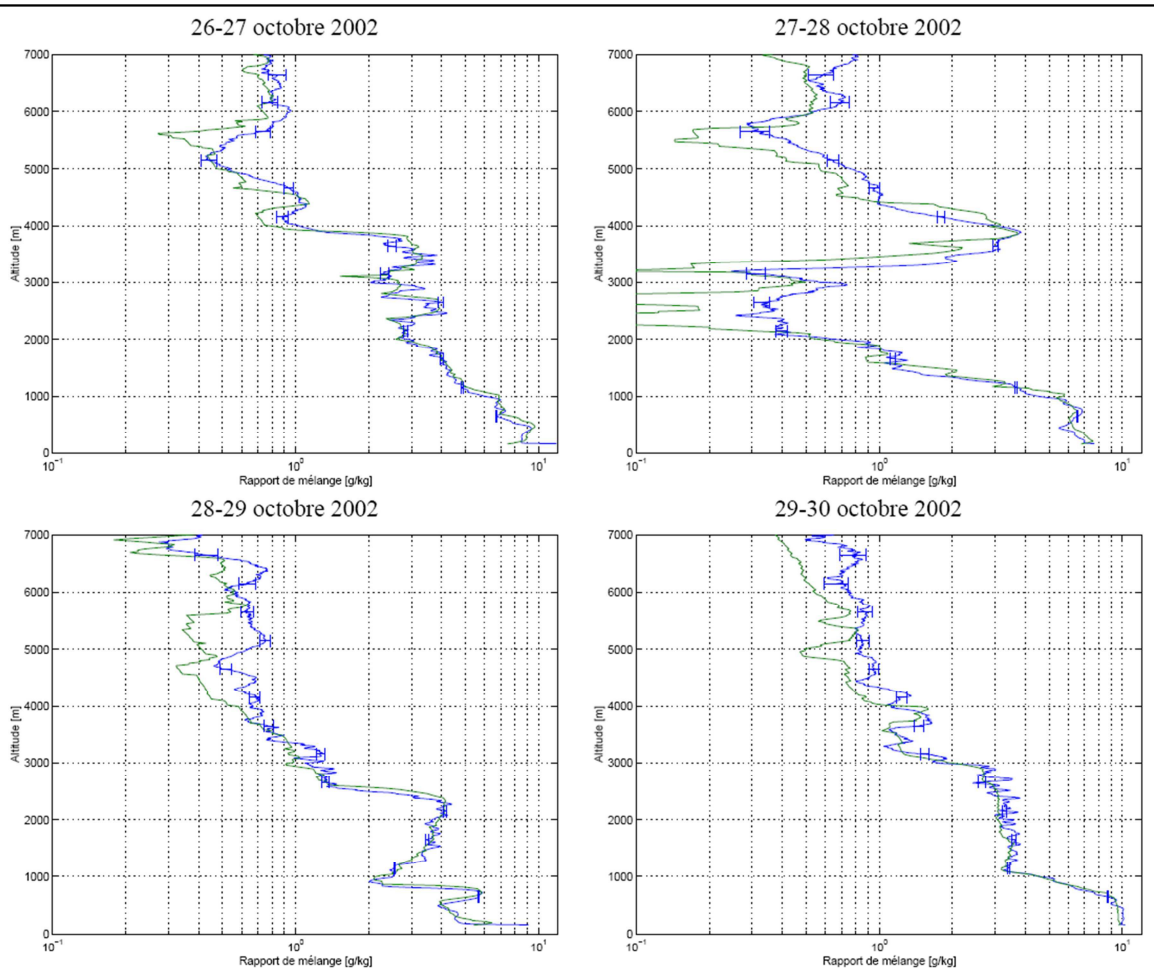


Figure 2.3.2. Comparaison du rapport de mélange obtenu par lidar Raman (trait bleu continu avec barre d'erreur) et radiosondage (trait vert continu) pour les nuits du 26, 27, 28 et 29 octobre 2002 à Toulouse. Les profils lidar sont obtenus à partir d'observations sommées sur 20 minutes. Extrait de Tarniewicz, 2005/THESE/.

2.4 Correction troposphérique par lidar Raman et positionnement GPS

Période 2005 – 2008. Principaux collaborateurs: C. Thom, P. Willis (IGN); J. Pelon (LATMOS), doctorant: P. Bosser (MPT, ED129).

Des simulations préliminaires réalisées par J. Tarniewicz à la fin de sa thèse ont montré que la correction des retards troposphériques humides GPS avec les mesures d'un lidar Raman pouvait, sous certaines hypothèses, permettre d'atteindre une précision submillimétrique sur la composante verticale. Ces hypothèses supposaient : (i) un sondage de l'atmosphère sur une distance de 5 à 7 km avec un lidar parfaitement étalonné, (ii) une correction parfaite du retard humide résiduel au-delà de cette distance et (iii) une correction parfaite du retard hydrostatique sur toute la colonne. Le calcul GPS devait aussi utiliser des mesures lidar dans la direction des satellites (un seul satellite à la fois mais nécessitant un dépointage du faisceau) et couvrir une session de calcul de 24 h (nécessitant des mesures de jour et de nuit). Le développement de la méthode a été poursuivi avec la thèse de P. Bosser dont les objectifs étaient: (i) de revisiter ces simulations en intégrant l'ensemble des sources d'incertitudes afin de quantifier la précision finale de manière plus réaliste; (ii) d'optimiser les méthodes d'estimation du RMVE et de restitution de retards humides à partir des mesures lidar; (iii) de développer une méthode de calcul GPS intégrant les mesures lidar; (iv) de valider l'ensemble de la méthode expérimentalement. Le problème de l'étalonnage des mesures lidar Raman devait être traité au passage.

Dans un premier temps, la simulation simplifiée a été revue en testant la durée de la session, le mode de suivi des satellites, l'angle de coupure du calcul GPS, la résolution temporelle de la correction hydrostatique et le principe de l'estimation d'un coefficient d'étalonnage simultanément à la position (Bosser, 2008/THESE). Pour des sessions de 3h et un angle de coupure à 30° d'élévation, la précision de positionnement vertical est meilleure que ± 1 mm. Le mode de suivi des satellites (re-pointage toutes les 5 min ou 1 h n'a pas beaucoup d'impact). La correction hydrostatique est importante et nécessite à la fois d'utiliser une fonction de projection réaliste et un ZHD mis à jour toutes les heures au minimum. Des erreurs de positionnement de 4-5 mm peuvent apparaitre ponctuellement avec les fonctions NMF et GMF quand VMF1 donne des erreurs < 1 mm. L'estimation d'un coefficient d'étalonnage lidar simultanément à la position dégrade la répétabilité de la hauteur de ± 0.5 mm mais permet de déterminer le coefficient lidar avec une précision de 0.3% (session de 24h). Ce dernier point est extrêmement important car nous avons potentiellement trouvé un moyen d'étalonner le lidar Raman en combinant ses mesures avec celle du GPS.

Afin de réduire l'incertitude liée à la correction hydrostatique deux améliorations ont été apportées à la méthode de traitement GPS classique: (i) le modèle de ZHD de Saastamoinen, 1972, a été révisé en proposant une formulation analytique plus précise qui s'applique au calcul du complément au-delà des altitudes couvertes par les radiosondages (**Bosser et al., 2007a/ACL/**); (ii) le retard oblique peut être calculé directement à partir d'un profil vertical de densité de l'air sans passer par une fonction de projection. Ce calcul utilise un algorithme de tracé de rayon 1D inspiré de Rocken et al., 2001. Il fait l'hypothèse d'une atmosphère stratifiée par couches homogènes géocentriques. Le calcul utilise des profils verticaux de pression et température (fournis par des radiosondages ou un modèle météo) et des profils d'humidité (fournis par le lidar ou des radiosondages). L'effet de courbure des rayons lié au gradient vertical d'indice de réfraction est pris en compte par cette méthode.

L'analyse de la précision théorique du RMVE restitué par le lidar a mis en évidence la présence d'un biais dû aux fluctuations des signaux mesurés (statistique de Poisson du comptage de photons). Pour notre système, ce biais atteint ~2 % à 8 km d'altitude et diverge très vite au-delà. Nous avons trouvé une formulation alternative pour l'estimateur du RMVE qui minimise statistiquement ce biais (**Bosser et al., 2007b/ACL/**).

Le retard humide est ensuite calculé en intégrant le profil lidar de RMVE. Pour les visées zénithales, on utilise le même algorithme de tracé de rayon 1D que pour les retards hydrostatiques. Pour le complément de retard humide au-delà du profil sondé par le lidar, l'utilisation d'un profil issu d'une climatologie (p.ex. CIRA; Kirchengast et al., 1999), d'un radiosondage, ou d'un modèle météo s'avèrent en pratique suffisants.

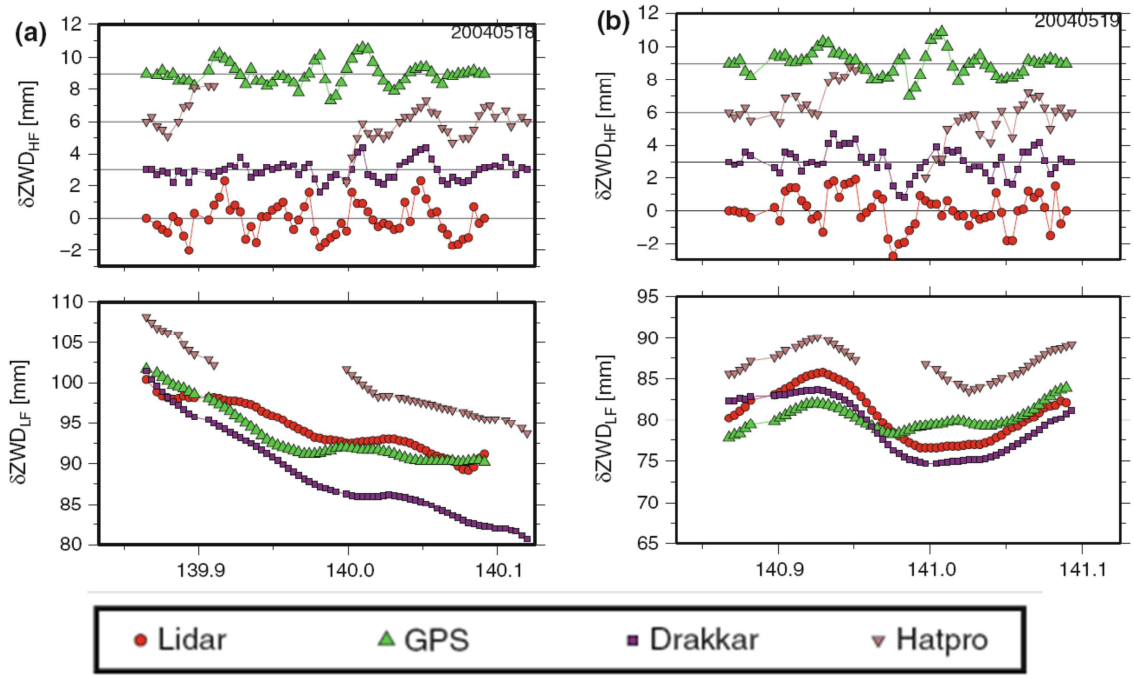


Figure 2.4.1: Comparaison de ZWD estimés par lidar, GPS, radiomètres (Drakkar et Hapro) pendant VAPIC pour les jours 139 (18/05/04, à gauche) et 140 (19/05/04, à droite). Le ZWD est séparé en deux composantes, haute fréquence (HF, en haut) et basse fréquence (BF, en bas), avec une fréquence de coupure de 1 h-1. Extrait de Bosser et al., 2010/ACL/.

La Figure 2.4.1 montre des séries temporelles filtrées de ZWD estimé par différentes techniques lors de la campagne VAPIC: lidar Raman, GPS et radiomètres micro-ondes. Les mesures lidar sont en très bon accord avec les deux radiomètres micro-ondes (corrélation > 0.94 pour les variations lentes et > 0.64 pour les variations rapides). Le GPS montre des corrélations plus faibles avec les radiomètres micro-ondes (corrélation > 0.60 pour les variations lentes et > 0.19 pour les variations rapides) que nous avons pu attribuer à la présence de multi-trajets et d'erreurs du modèle troposphérique (Bosser et al., 2010/ACL/).

La méthode de correction troposphérique des mesures GPS a été testée pour 4 sessions de 6h de la campagne VAPIC à partir de mesures lidar au zénith (les retards humides obliques ont été estimés par tracé de trayon). Les calculs GPS ont été réalisés en positionnement ponctuel précis avec le logiciel GIPSY [Zumberge et al., 1997]. Différentes options ont été testées, comme indiqué dans la Table 2.4.1. La correction des multitrajets a été réalisée en suivant la méthode de Shoji, 2004: on construit d'abord un abaque des résidus moyens par secteur angulaire (azimut-élévation), les résidus étant issus d'un calcul préliminaire réalisé sur 1 mois (ID #1), et ensuite on corrige les mesures de phase pour chaque satellite du résidu moyen correspondant au secteur angulaire dans lequel se trouve le satellite avant de procéder aux calculs suivants (ID #2 à 5).

ID	A priori Wet delay	Uncertainty on a priori ZWD (mm)	Mapping function for wet delay estimation	Multipath correction	Lidar calibration
#1	0.1m + VMF1	500	VMF1	No	–
#2	0.1m + VMF1	500	VMF1	Yes	–
#3	0.1m + LMF	500	MMF	Yes	Radiosonde
#4	Lidar + LMF	10	MMF	Yes	Radiosonde
#5	Lidar + LMF	500	–	Yes	Estimated

Table 2.4.1 : Différents traitements GPS réalisés avec les données lidar en visées zénithales pendant la campagne VAPIC. Extrait de Bosser et al., 2010/ACL/.

La Figure 2.4.2 présente les résultats des différents calculs GPS par des diagnostics de qualité du positionnement vertical. Les tests révèlent une amélioration significative de la répétitivité quand les multi-trajets sont corrigés (de 5.8 à 3.1 mm entre les calculs #1 et #2). Lorsqu'on ajoute la correction des retards humides à l'aide des mesures lidar (calculs #4 ou #5), la répétitivité est encore améliorée, atteignant 2.2 ou 2.3 mm. Pour compenser un éventuel biais du lidar dû à une erreur dans le coefficient d'étalonnage, le calcul #4 estime un ZWD par session alors que le calcul #5 estime quant à lui vraiment le coefficient lidar lors du traitement GPS (ce dernier utilise une méthode itérative consistant à minimiser le résidu quadratique moyen (RQM) pour un ensemble de valeurs du coefficient lidar). Les solutions des calculs #4 et 5 sont très proches. Ces résultats sont extrêmement encourageants car ils démontrent que la correction troposphérique par lidar combinée à une correction moyenne des multi-trajets permet d'améliorer significativement le positionnement vertical par GPS, atteignant ici 2.2 mm. En testant le calcul GPS avec différents angle de coupure (7° à 30° d'élévation), il apparait des variations dans la hauteur moyenne, ce qui laisse supposer toutefois qu'il reste des erreurs dans les observations telles que: les multi-trajets instantanés (non corrigés) et les hétérogénéités latérales de vapeur d'eau (non sondées dans le cas des visées lidar au zénith).

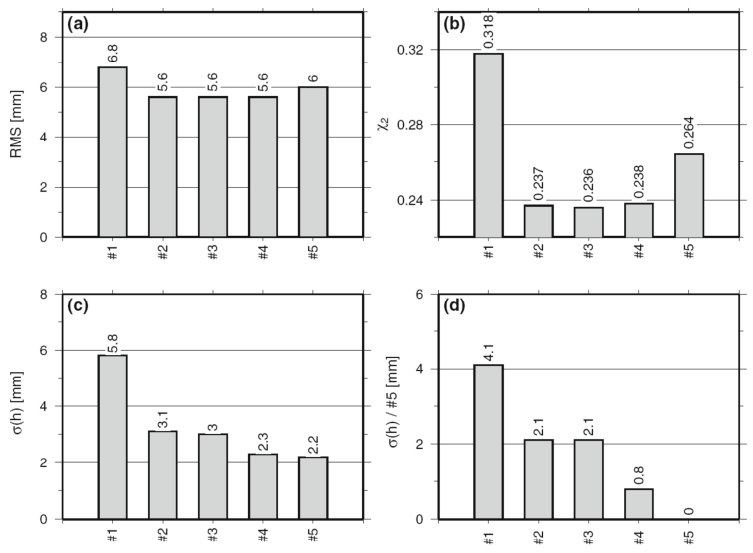


Figure 2.4.2. Résultats des traitements GPS décrits à la Table 2.3.1, sur quatre sessions lidar de 6 h de la campagne VAPIC : (a) résidu quadratique moyen, (b) résidu quadratique normalisé, (c) répétitivité de la hauteur transformée dans l'ITRF, (d) écart-type de la différence de hauteur par rapport au calcul #5. Extrait de Bosser et al., 2010/ACL/.

Pendant la campagne VAPIC, nous avons également réalisé trois sessions de mesures lidar en visées obliques en suivant des satellites GPS pendant une ou plusieurs heures (Bosser, 2008/THESE/). Les retards obliques humides restitués par GPS et lidar Raman coïncident généralement assez bien (composante basse fréquence) mais des différences de tendances sur certains arcs de satellites semblent provenir de l'hétérogénéité latérale de vapeur d'eau (p.ex. advection de masses d'air humides) qui ne peut être restitué par le traitement GPS classique. On observe dans ce cas un signal dans les résidus GPS (Figure 2.4.3).

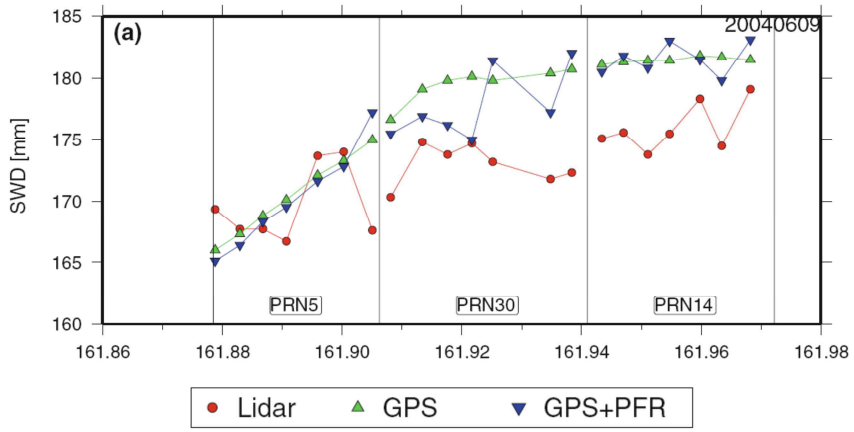


Figure 2.4.3: Retards humides obliques projetés au zénith, mesurés par lidar et estimés par GPS dans la direction de 3 satellites (PRN 5, 30 et 14) visés successivement. Les retards obliques sont projetés au zénith pour faciliter l'inter-comparaison. La courbe "GPS" (triangles verts) est obtenue à partir des ZWD et gradients. La courbe "GPS+PFR" (triangles bleus) contient en plus les résidus de phase a posteriori (PFR). Extrait de Bosser et al., 2010/ACL/.

2.5 Conclusions

Les travaux sur la correction troposphérique et le positionnement vertical ont été valorisés sous la forme de 14 publications dans des journaux (ACL+ACLN+ASCL) et 24 communications (ACTI+ACTN+COM+AFF).

Au cours de ces travaux nous avons montré que l'hétérogénéité spatiale et la variabilité temporelle de l'humidité dans la basse troposphère étaient des sources importantes d'incertitude dans le positionnement GPS lorsqu'un traitement classique des mesures est réalisé en estimant des retards troposphériques au moyen d'une fonction de projection prescrite. Les fonctions de projections utilisées en opérationnel à l'heure actuelle s'appuient sur des analyses de modèles météorologiques disponibles toutes les 6h. Bien que les analyses soient disponibles avec une résolution spatiale de l'ordre de la dizaine de km, les fonctions de projections s'appuient sur une maille interpolée à la centaine de km. Nous avons montré que le manque de résolution et le manque de réalisme des modèles à représenter l'hétérogénéité de l'humidité dans la couche limite atmosphérique, et cela même avec des modèles météorologiques de résolution inférieure à 10 km, reste une source d'erreur importante (2 à 7 mm) sur la détermination de la composante verticale de position.

Nous avons développé une nouvelle technique de correction des retards troposphériques humides des mesures GPS à l'aide d'un lidar Raman. Théoriquement, cette technique pourrait permettre d'atteindre une précision sur la composante verticale de 1 mm à partir de mesures colocalisées, GPS-lidar, en un temps très court (de l'ordre de 6h de mesures). A notre connaissance, nous sommes les seuls à expérimenter cette approche de correction externe qui nécessite une bonne connaissance à la fois des techniques de calcul géodésiques et la maitrise de la télédétection atmosphérique. Le principal verrou dans la mise en œuvre pratique de cette technique est **l'étalonnage des mesures lidar Raman**. Nous avons développé une méthode originale qui s'appuie sur la très bonne précision relative des mesures GPS et la haute résolution spatio-temporelle du sondage de la vapeur d'eau par lidar. Au passage nous avons aussi revisité les méthodes de traitement du signal lidar et avons développé un estimateur minimisant les biais de mesure d'origine statistique en comptage de photon. Au final, l'expérimentation de notre méthode a permis d'atteindre une précision de l'ordre de 2 mm sur la composante verticale au cours de la campagne VAPIC. Ce résultat est extrêmement encourageant et récompense près de 10 ans d'efforts.

Il nous reste toutefois à confirmer cette performance sur d'autres expériences et en particulier à la valider en présence d'hétérogénéités spatiales marquées à l'aide de **visées obliques** dans la direction des satellites GPS. Afin de faciliter la réalisation de mesures en visées obliques, des modifications importantes ont été apportées au niveau de l'instrumentation du lidar. Un périscope motorisé, conçu par O. Martin (LOEMI) et réalisé dans les ateliers de mécanique de l'IGN en 2008-2009, permet de faire des mesures inclinées de manière semi-automatique. Une récente expérience menée par P. Bosser en collaboration avec Météo-France et l'IPGP (ManiToul 2009) est en cours d'analyse. Cette campagne permettra également de tester la méthode pour la correction de mesures DORIS sur des satellites bas. Si nous confirmons ces performances, la technique pourrait être mise en œuvre de manière opérationnelle à l'IGN et servir à la réalisation de campagnes de référencement vertical des repères de référence altimétrique. D'un point de vue géodésique, une meilleure correction des erreurs de propagation pour les GNSS, mais aussi pour DORIS et VLBI, permettra également de mieux comprendre l'origine des autres sources d'erreur (multi-trajets, variations des centres de phase des antennes), et de mieux caractériser les déformations verticales du sol, notamment les effets locaux dus aux surcharges et à d'autres phénomènes géologiques.

Le potentiel de la méthode d'analyse couplée lidar – GPS nous amènera également à explorer son application pour l'étalonnage lidar et la mise au point d'un système de référence de mesure de la vapeur d'eau dans la troposphère. Un tel système présente un réel intérêt pour la surveillance climatique et l'étalonnage d'autres systèmes d'observations (p.ex. radiosondages et mesures satellitaires).

Chapitre 3. Sondage de la vapeur d'eau par GPS et météorologie des latitudes tempérées

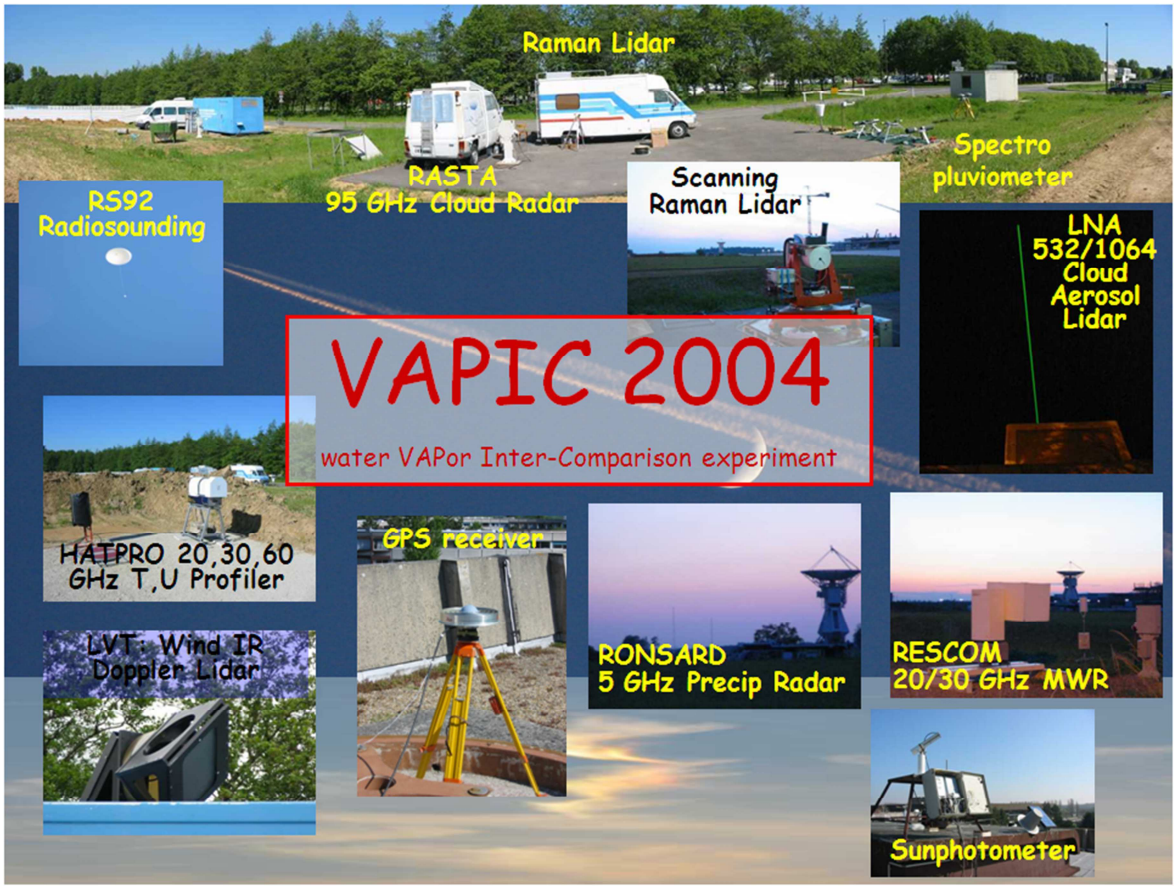


Photo 3: Vue des instruments déployés pendant la campagne VAPIC (15 mai – 16 juin 2004) sur le site instrumenté de l'IPSL (SIRTA) à l'Ecole Polytechnique, Palaiseau, France.

3.1 Introduction

L'évaluation du potentiel du GPS à estimer le contenu intégré de vapeur d'eau (CIVE) dans l'atmosphère a donné lieu à de nombreuses expérimentations (Bevis et al., 1992; Rocken et al., 1993; Rocken et al., 1995; Businger et al., 1996; Duan et al., 1996; Elgered et al., 1997; Ware et al. 1997; Fang et al., 1998; Tregoning et al., 1998; Ruffini et al., 1999; Niell et al., 2001; Bock et al., 2001/ACTI; Haase et al., 2003). Ces études ont généralement démontré un bon accord du GPS avec les techniques météorologiques conventionnelles (radiosondages, radiomètres micro-ondes) ou géodésiques (p.ex. VLBI). Toutefois, des disparités dans les résultats nécessitaient l'approfondissement des études des sources d'erreurs spécifiques au GPS, de même que celles des autres techniques.

Nos travaux sur la méthodologie de calcul GPS (cf. chapitre 2), notamment sur l'évaluation des modèles troposphériques utilisés pour l'estimation des ZTD, ainsi que l'analyse des autres sources d'erreurs (multi-trajets et effets d'antenne), étaient donc utiles à la fois pour le positionnement et la météorologie GPS. Dans la section 3.2 nous présentons des résultats de tests méthodologiques spécifiques pour la météorologie GPS. Ensuite (sections 3.3 et 3.4) nous présenterons des résultats d'inter-comparaisons d'estimations de CIVE issues de GPS et d'autres techniques d'observations et de modèles de prévision. Nous montrerons notamment que le GPS est une technique de référence qui peut entre autres détecter des biais dans les mesures des radiosondes. Dans la section 3.5 nous présenterons quelques études de processus atmosphériques aux latitudes moyennes utilisant des estimations de CIVE GPS mais aussi des estimations de champs 3D de vapeur d'eau issus de l'analyse tomographique des mesures GPS.

Ce chapitre couvre la période 1999 – 2004 au cours de laquelle j'ai participé activement à l'animation du groupe "GPS/H2O", composé de chercheurs de Géosciences Montpellier (ex. LDL et LGTS), du LGIT, du CNRM et du LAREG. Nous avons monté plusieurs campagnes de mesures nationales (OHM-CV 2002-5; VAPIC 2004) et participé à des campagnes internationales (MAP 1999, ESCOMPTE 2001, IHOP 2002) pour tester et promouvoir la météorologie GPS.

3.2 Etude de sensibilité de l'estimation des ZTD par GPS

Période 2002 – 2008. Principaux collaborateurs: M.-N. Bouin et T. Duquesnoy (IGN), E. Doerflinger (Géosciences Montpellier), A. Walpersdorf (LGIT); doctorants: J. Tarniewicz, P. Bosser, S. Nahmani; stagiaires: A. Norredine (DEA MPT, 2000, co-encadré avec T. Duquesnoy), Y. Morille (DESS IOSI, 2002) et T. Lommatzsch (DESS PCSM, 2002), co-encadrés avec M.-N. Bouin.

3.2.1 Impact du modèle troposphérique

La précision des ZTD estimés est très directement liée à la qualité du modèle troposphérique. Nous avons évalué la qualité des fonctions de projection proposées dans les logiciels GPS récents en les comparant à des fonctions de projection calculées par la méthode de tracé de rayon de Rocken et al., 2001, dénommée ici (RMF), à partir des profils verticaux extraits de la réanalyse MAP de l'ECMWF (Keil and Cardinali, 2004). Cette méthode néglige les hétérogénéités latérales d'indice de réfraction mais reflète la variation temporelle des gradients verticaux. La Figure 3.2.1 montre les biais et écarts-types des fonctions de projection humides NMF, GMF et VMF1 par rapport à la RMF pour 30 stations GPS européennes sur une période de 70 jours. Les biais sont assez variables mais les écarts-types des différences sont clairement plus faibles pour VMF1, la fonction de projection la plus récente et a priori la plus précise. Les résultats pour les fonctions de projection hydrostatiques sont similaires (écart-type des différences de 5 mm pour la VMF1 contre 10-20 mm pour les GMF et NMF). L'impact des erreurs des fonctions de projection sur les paramètres estimés (hauteur, horloges et ZTD) a été évalué en simulant un calcul GPS à partir de l'équation (1). L'erreur sur la fonction de projection est introduite via le terme ε et on estime par moindres carrés linéarisés les ajustements des paramètres (δh, δZTD et δt_r). Le résultat est qu'en moyenne, une erreur de 10 mm sur le retard oblique à 5° se traduit par une erreur de 2 mm sur la hauteur et 0.5 mm sur le ZTD. On en déduit donc que les fonctions de projection récentes (NMF, GMF et VMF1) permettent théoriquement d'estimer les ZTD avec une précision millimétrique, sous l'hypothèse d'une atmosphère stratifiée. En présence d'hétérogénéités latérales, l'estimation de gradients peut corriger l'effet au premier ordre. Une amélioration des modèles troposphériques pourrait être obtenue en modélisant des fonctions de projection bidimensionnelles (fonctions des deux angles d'élévation et d'azimut), à condition de pouvoir disposer d'un modèle atmosphérique suffisamment réaliste. Pour les structures d'humidité inférieures au km, ni la résolution ni la physique des modèles atmosphériques opérationnels ne permettent à l'heure actuelle de les représenter correctement. L'analyse des résidus du calcul GNSS peut permettre de détecter les situations d'hétérogénéités et de les quantifier, sous l'hypothèse que les erreurs telles que les multitrajets et effets d'antenne sont faibles (cf. Figure 2.4.3, plus haut). Les résidus sont d'ailleurs parfois ajoutés aux retards troposphériques obliques reconstruits à partir des gradients et des ZTD pour l'analyse tomographique (Champollion et al., 2004).

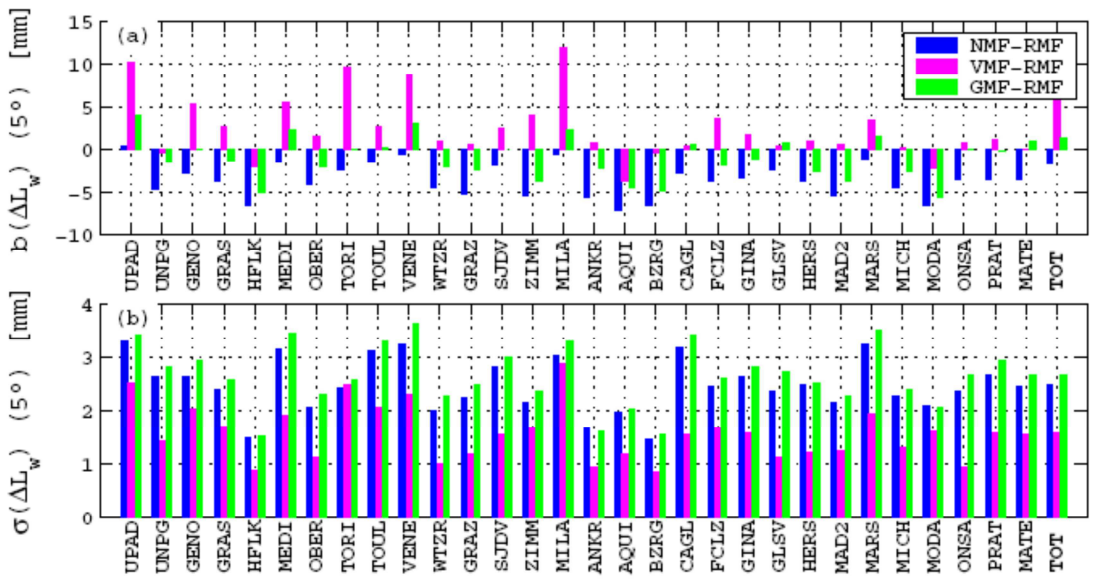


Figure 3.2.1. Biais (a) et écart-type (b) du retard humide à 5° d'élévation calculé avec les fonctions de projection NMF, VMF et GMF en comparaison à un calcul plus précis par tracé de rayon 1D (RMF) pour 30 stations GPS européennes. Extrait de Bosser, 2008/THESE/.

3.2.2. Impact des positions approchées et contraintes sur les positions

Pour ce qui concerne le choix des contraintes sur les positions approchées pour un calcul GPS destiné à l'exploitation des ZTD, deux approches différentes sont d'un usage commun. La première consiste à suivre les recommandations IERS et donc de réaliser le calcul avec des contraintes lâches voire pas de contraintes sur les positions approchées. La seconde consiste à fixer ou contraindre fortement les positions des stations ; le principal argument étant que les ZTD étant mieux contraints ils sont théoriquement moins bruités. Cette approche est assez couramment utilisée dans les calculs GPS météorologiques opérationnels (cf. informations des centres d'analyse EGVAP), sans toutefois que les précisions des deux approches aient, à notre connaissance, été exhaustivement comparées. Un risque potentiel avec cette approche est également que des biais provenant des positions des stations se propagent aux ZTD. Avec des contraintes lâches, au contraire, les biais sur les positions approchées n'ont pas d'impact car les positions sont estimées simultanément avec les ZTD ; l'inconvénient de cette approche est par contre que du fait de la forte corrélation entre ZTD et position, l'impact des autres sources d'erreurs (fonction de projection, angle de coupure, modèle d'antenne, multi-trajets, etc.) peut être amplifié (cf. section 2.2).

Lors d'une étude un peu ancienne, nous avons évalué l'impact des positions approchées et des contraintes associées sur les hauteurs et ZTD estimés à l'aide de données de la campagne MAP (**Bock et al., 2001/ACTI/** et **Bock and Bouin, 2004/AP/ANP**). La comparaison des ZTD GPS à des estimations indépendantes de radiosondages (co-localisés) a permis de quantifier la précision des deux approches (Figure 3.2.2). Toutefois, les mesures de radiosondages étant elles-mêmes biaisées, il convient plutôt d'analyser l'écart-type des différences. Il apparait que contraindre fortement les positions des stations à leurs coordonnées ITRF augmente l'écart-type des différences de ZTD. Dans ce cas la variabilité atmosphérique est mieux restituée lorsque les positions sont estimées en même temps que les ZTD. Le test du "cutoff" montre en revanche que le biais entre GPS et radiosondage est moins stable avec des contraintes lâches. Avec un peu de recul, constatant notamment les améliorations apportées à la définition de l'ITRF et aux méthodes de calcul GNSS, on peut imaginer

que ces données étaient affectées d'erreurs dans les fonctions de projection, les modèles d'antennes, mais aussi certainement des déplacements sub-diurnes non modélisés de la station.

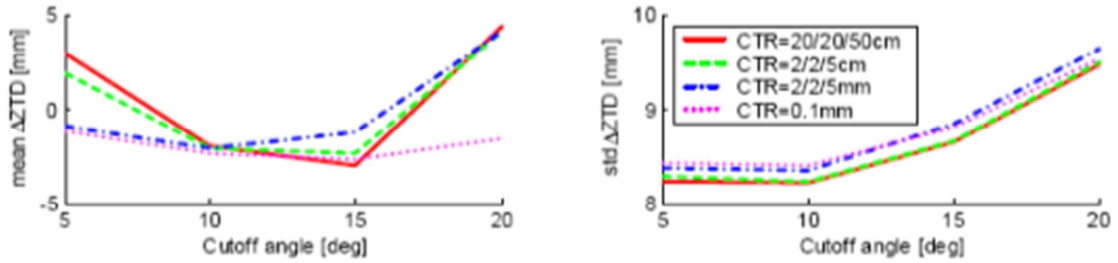


Figure 3.2.2. Résultats de calculs GPS pour différents paramétrages: CTR=contraintes sur les positions a priori (E/N/U) et angle de coupure (5° à 20°). Les courbes montrent la moyenne (gauche) et l'écart-type (droite) des différences de ZTD GPS-RS d'une station GPS installée à l'aéroport de Milan-Linate, Italie. La comparaison porte sur une période de 10 jours (36 comparaisons) pendant la campagne MAP. *Extrait de Bock and Bouin, 2004/AP/ANP.*

3.2.3 Autres paramètres du traitement GPS

D'autres aspects du traitement GPS peuvent s'avérer importants, notamment le mode de calcul en double-différence (DD) ou en positionnement ponctuel précis (PPP). Nous avons comparé des calculs en PPP obtenus avec GIPSY avec des calculs en DD obtenus avec GAMIT pour des paramétrages les plus similaires possibles (Bosser, 2008/THESE/, chapitre 12). Les résultats sont très cohérents, avec des différences sur les ZTD de 3.9 mm ± 3.7 mm (moyenne ± 1 écart-type), des répétitivités sur les hauteurs journalières de 5.5 mm (GIPSY) contre 2.1 mm (GAMIT) et des RQM de 6.9 mm (GIPSY) contre 8.1 mm (GAMIT). Le positionnement en PPP est un peu moins précis qu'en DD du fait de sa plus grande sensibilité aux erreurs sur les orbites et sur les horloges des satellites. Pour le calcul en DD, toutes les erreurs communes aux stations (effets d'antennes, paramétrage troposphérique et mouvements du sol pour des stations proches) sont aussi fortement réduites. Le fait que le RQM soit plus faible avec GIPSY qu'avec GAMIT est sans doute lié à la différence de modélisation troposphérique. En effet, GAMIT modélise les ZTD comme des fonctions linéaires par morceau alors que GIPSY utilise un filtre de Kalman qui modélise les paramètres troposphériques (ZWD et gradients) comme des variables aléatoires discrètes avec un modèle stochastique de Gauss-Markov. La différence de résolution temporelle des ZTD peut être importante également (1 h avec GAMIT et 5 min avec GIPSY). La modélisation utilisée dans GIPSY est donc plus proche des observations faites par des radiomètres micro-ondes (Elgered et al., 1991; Davis et al., 1993; Linfield et al., 1996). Un risque toutefois du modèle stochastique est qu'il absorbe des fluctuations de phase ne provenant pas de la variabilité atmosphérique (multitrajets, effets d'antennes, etc.).

Des travaux méthodologiques complémentaires ont été réalisés sur l'Afrique pour le projet AMMA. On trouvera ces résultats ci-dessous (section 4.2).

3.3 Sondage de la vapeur d'eau par GPS

Cette section présente une synthèse des travaux méthodologiques et résultats expérimentaux issus des campagnes réalisées entre 1999 et 2007 avec le soutien financier du PNTS/INSU (AO2001, 2002, 2003, 2004, et projet VAPIC AO2004) et du ministère de la recherche (RTE: projet SPECTRE, 2003-2006). Principaux collaborateurs: M.-N. Bouin, T. Duquesnoy, E. Doerflinger, A. Walpersdorf. Doctorants: J. Tarniewicz, C. Champollion, P. Bosser. Post-doc: J. Tarniewicz. Stagiaires: A. Norredine, Y. Morille, T. Lommatzsch, C. Bono. Publications: 4 ACL, 5 ACTI, 3 ACTN, 7 COM, 6 AFF.

3.3.1 Incertitude liée à la conversion ZTD – CIVE

La conversion des ZTD en CIVE est généralement réalisée en appliquant la formule suivante (Bevis et al., 1994):

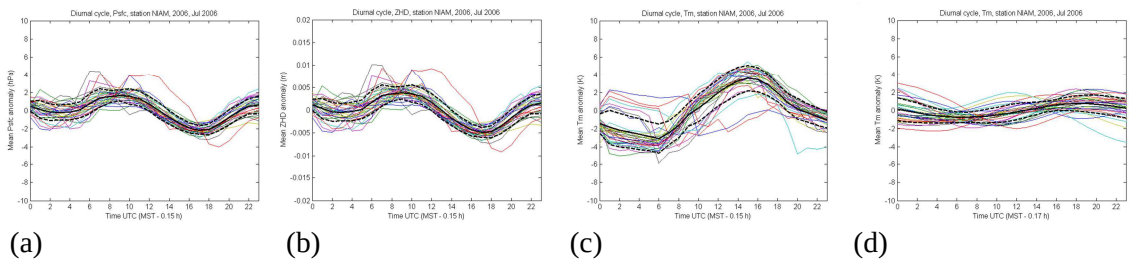
$$CIVE_{GPS} = (ZTD_{GPS} - ZHD) \times \kappa(T_m) \qquad (6)$$

L'incertitude sur le CIVE GPS est donc une combinaison des incertitudes sur trois termes: (i) les ZTD estimés à partir des mesures de phase GPS, (ii) les ZHD calculés à partir de la pression atmosphérique au sol et (iii) le facteur conversion κ dépendant de la température équivalente T_m (Bevis et al., 1994). Les erreurs sur les ZTD ont été discutées dans les sections précédentes. L'erreur résultant de la pression au sol contribue avec une dérivée partielle de ~2.3 mm hPa^{-1} pour le ZHD ou 0,35 kg m^{-2} hPa^{-1} pour le CIVE. Pour garantir la meilleure précision sur CIVE, il est nécessaire d'utiliser un baromètre bien étalonné ou à défaut une analyse de surface d'un modèle météorologique opérationnel (précision de l'ordre de 0.5 hPa). Lorsque l'information de pression atmosphérique est connue à une altitude différente de cette de l'antenne GPS, il faut aussi appliquer une correction qui peut être une autre source d'erreur. Nous avons quantifié cette incertitude en comparant des observations de pression du réseau météorologique de surface (stations SYNOP) entre elles et avec des analyses opérationnelles ECMWF. Il est assez courant de constater des biais ou des incohérences dues au fait que les renseignements sur l'altitude des stations SYNOP sont faux (Hagemann et al., 2003; **Bono, 2003/STAGE/**). En moyenne, l'incertitude sur la pression de surface provenant de ces deux sources d'informations est de l'ordre de 1 hPa. Il est donc conseillé d'équiper les stations GPS de baromètres bien étalonnés pour une meilleure co-localisation et une meilleure fiabilité. Afin de suivre les variations diurnes de la pression, il est nécessaire d'échantillonner les mesures avec au minimum un pas horaire. Cela permet de connaitre la pression à mieux que 0.5 hPa, soit une incertitude sur CIVE de ~0,2 kg m^{-2}.

La Figure 3.3.1a illustre la variation diurne de pression de surface à Niamey. Elle montre une double oscillation diurne typique de la marée atmosphérique sous les Tropiques qui atteint ±2 hPa. L'oscillation de ZHD induite est de ± 5 mm (± 0.8 kg m^{-2} de CIVE), cf. Figure 3.3.1b. Pour la corriger il est nécessaire d'utiliser des mesures de pression avec une résolution temporelle meilleure que 6h. Les analyses d'un modèle de prévision météorologique ne sont donc pas adaptées. Dans ce cas de figure, il est nécessaire d'utiliser soit une prévision avec une résolution temporelle plus fine (e.g. 3 h) ou des observations de pression.

L'incertitude sur le facteur de conversion κ provient de la température équivalente T_m, avec une dérivée partielle de ~0,074 kg m^{-2} K^{-1}. Bevis et al., 1994, ont montré que T_m peut être approximée par une fonction linéaire de la température de l'air près de la surface: $T_m = a \times T_{surf} + b$. Ils ont estimé les constantes a = 0.72 and b = 70.2 K à partir d'un ensemble de radiosondages aux USA. Ce modèle a été très largement utilisé à travers le monde. Par la suite, Ross and Rosenfeld, 1997, ont montré que les moyennes mensuelles de a et b présentaient une forte saisonnalité et dépendaient de la latitude. Ils ont proposé un ensemble de coefficients. Plus récemment, l'Université Technique de Vienne a mis à disposition des estimations de T_m obtenues à partir des analyses opérationnelles ECMWF

(http://ggosatm.hg.tuwien.ac.at/DELAY/). Nous avons évalué ces estimations en comparaison avec des profils de radiosondages et avons trouvé un bon accord (**Meynadier, 2010/THESE/**). Nous avons aussi montré qu'à l'échelle du cycle diurne, le modèle linéaire de Bevis 1994 est en défaut du fait de la forte modulation diurne de T_{surf} (à Niamey, l'erreur peut atteindre ±0.5 kg m^{-2} ; Figure 3.3.1c). Les estimations de l'Université Technique de Vienne sont disponibles toutes les 6 heures. Après une interpolation par spline cubique, ces estimations fournissent en moyenne une bonne représentation de la variabilité temporelle (Figure 3.3.1d). Bien que le cycle diurne ne soit toujours pas parfaitement représenté, on peut considérer que l'incertitude liée à cette conversion est de l'ordre de 3 K, soit une incertitude sur CIVE de ~0,2 kg m^{-2}.



(a) (b) (c) (d)

Figure 3.3.1. Evolution diurne des anomalies de (a) la pression à la surface (observation PTU); (b) ZHD calculé à partir de la pression de surface; (c) Tm calculé à partir de la formule de Bevis et al., 1992; (d) Tm calculé à partir des profils des analyses ECMWF. Mois de juillet 2006 à Niamey. Extrait de Bock et al., 2008/ACL/.

3.3.2 Intercomparaisons de CIVE GPS avec d'autres techniques

Le Tableau 3.3.1 rassemble les résultats des intercomparaisons de CIVE issues des différentes campagnes auxquelles nous avons participé entre 1999 et 2007 dans les régions de moyennes latitudes (les résultats du projet AMMA sont présentés au chapitre 4). Pour les campagnes ESCOMPTE et IHOP on a simplement reporté les résultats publiés dans **Bock et al., 2004/ACL/**, et **Champollion et al., 2009b/ACL/**, respectivement. Pour les autres campagnes, les jeux de données sont plus complets et les mesures ont été réanalysées à l'occasion de la rédaction de ce mémoire.

Analysons dans un premier temps les résultats des comparaisons de CIVE GPS avec les radiosondages. Sur l'ensemble des campagnes, trois types de radiosondes Vaisala ont été employés (RS80-A, RS90 et RS92) et les données à haute résolution verticale (~5 à 10 m) ont été utilisées. Les antennes GPS équipant l'ensemble des stations étaient de type Dorne Margolin / Choke-Ring. Les traitements des données GPS ont été réalisés à différentes époques, avec des modélisations différentes, ce qui pourrait expliquer une part de la dispersion des résultats. Les biais RS – GPS varient en effet d'une campagne à l'autre, selon le type de radiosonde, le type de traitement GPS (différé / NRT) et l'heure du jour. En ne distinguant pas les mesures de jours de celles de nuit, on trouve un biais moyen quasiment nul (-0,11 kg m^{-2} ou -1%) sur l'ensemble des campagnes. Ce résultat cache toutefois des erreurs qui se compensent. En effet, la séparation des mesures de nuit et de jour met clairement en évidence un biais différentiel de 1,4 kg m^{-2} (8%) en valeur absolue. Considérant seulement les résultats des calculs avec GAMIT, le Tableau indique un biais humide de nuit de +0,70 kg m^{-2} et un biais sec de jour de -0,67 kg m^{-2} pour les radiosondages. Le jeu de données de la campagne VAPIC permet d'approfondir l'analyse en comparant les mesures de la sonde Vaisala RS90 de Trappes à celles de 4 stations GPS situées à moins de 30 km. La Figure 3.3.2 (gauche) montre que le biais différentiel jour-nuit est observé pour tous les GPS. La Figure 3.3.2 (droite) complète la comparaison avec les biais de l'une des stations GPS par rapport à 3 radiomètres micro-ondes co-localisés au SIRTA (Palaiseau). On n'observe pas de biais différentiel jour-nuit quand on compare les CIVE GPS aux mesures des radiomètres (par contre le biais moyen diffère d'un radiomètre à un autre). Le biais différentiel jour-nuit est par conséquent imputable aux mesures des radiosondages. Ce résultat est en accord avec des études indépendantes qui ont mis en lumière l'existence d'un biais sec de jour, encore appelé "biais

radiatif", dû à l'échauffement de la sonde par le rayonnement solaire (Wang et al., 2002; Häberli, 2005). Ce biais, d'abord révélé pour les sondes Vaisala RS80-A, n'a été mis en évidence que plus récemment pour les sondes RS90 et RS92 (Nash et al., 2005; Miloshevich, et al., 2006; Wang et al., 2008). Cependant, le biais humide de nuit que nous avons observé avec les sondes RS90 et RS92 pour ces campagnes mais aussi pendant AMMA n'a été que très peu documenté et reste sujet à caution. J. Nash (communication personnelle) suspecte des biais dans les mesures GPS. Deux études l'ont en effet diagnostiqué par rapport à des CIVE GPS (Wang and Zhang, 2008; **Bock and Nuret, 2009/ACL/**). Néanmoins, deux autres études ont utilisé des radiomètres micro-ondes et des sondes à point de rosée/givre (Cady-Pereira et al., 2008; Miloshevich, et al., 2009). Ces quatre études s'accordent sur les conclusions, sans que l'origine du biais humide n'ait toutefois pu être expliquée. Il ne semble pas lié aux conditions météorologiques (nuages, pluie, etc.). Notre hypothèse est que ce biais humide pourrait résulter d'un ajustement des logiciels des stations de radiosondage qui corrigeait le biais moyen ; une sous-correction du biais sec de jour serait alors compensée par une sur-correction de nuit (**Bock and Nuret, 2009/ACL**).

Le Tableau 3.3.1 reporte également des résultats de comparaisons en fonction des conditions d'humidité. Pour la campagne MAP nous avons mis en évidence une variation de ~0,6 kg m^{-2} des biais selon que l'on inclut ou non les profils proches de la saturation. Les conditions qualifiées de "ciel clair" correspondent à des situations où le contenu équivalent en eau liquide, défini par l'intégrale de q sur les couches où RH>95%, est inférieur à 0,5 kg m^{-2}. Ce tri est sensé éliminer les profils proches de la saturation. Dans ces conditions, pour la campagne MAP, on observe que le biais sec des sondes RS80-A s'accentue. On a en effet retiré des cas où les mesures ont un biais humide dû à une contamination en vol par la traversée de couches d'hydrométéores (nuages ou pluie). Pour la campagne AIRS, cette distinction est du même ordre (non présentée dans le Tableau). Pour la campagne VAPIC en revanche, cet effet est plus difficile à mettre en évidence (variation de 0,1 kg m^{-2} seulement), et seuls les résultats "ciel clair" sont présentés. On constate également que les performances des sondes RS90 et RS92 sont très similaires.

Notons également la comparaison de deux solutions GPS calculées en NRT et temps différé pour la campagne AIRS. On observe (Tableau 3.3.1) que les biais sont significativement différents et la dispersion est nettement plus grande dans le cas du NRT. Ces résultats sont en accord avec ceux de Van Baelen et al., 2005, et **Bock et al., 2008/ACL**. La qualité des solutions NRT est clairement moindre que les solutions en temps différé et il serait intéressant d'évaluer cet impact sur des analyses ayant assimilé les deux types de solutions.

Campagne	Lieu / durée	Sélection	biais	STD	corrélation	pente	NP	Traitement GPS	Données RS	Référence
RS - GPS										
MAP 1999	14 stations, EU / 70j	nuit	0,14 kg/m2 (+0%)	2,0 kg/m2 (11%)	0,96	1,05	407	GAMIT différé (2002)	RS80A	Bock et al., 2005/ACL/
	"	jour	-1,3 kg/m2 (-6%)	2,5 kg/m2 (13%)	0,94	1,04	357	"	"	"
		nuit (ciel clair)	-0,36 kg/m2 (-2%)	2,0 kg/m2 (12%)	0,96	0,97	219	"	"	"
		jour (ciel clair)	-2,1 kg/m2 (-11%)	2,3 kg/m2 (13%)	0,94	0,95	211	"	"	"
ESCOMPTE 2001	Vallon Dol, F / 15j		−0,20 kg/m2 (-1%)	1,3 kg/m2 (6%)			21	GAMIT différé (10/2003)		Bock et al., 2004/ACL/
IHOP 2002	Lamont, OK / 22j		0,1 kg/m2 (0%)	2,1 kg/m2 (9%)			124	GAMIT différé (02/2005)	RS80A	Champollion, 2009b/ACL/
Cal/Val AIRS 2002	Toulouse, F / 100j	nuit	+1,8 kg/m2 (9%)	0,70 kg/m2 (3%)	0,99	1,03	22	GAMIT différé (05/2004)	RS90-AG	Bock
	"	jour	+0,79 kg/m2 (+4%)	0,94 kg/m2 (5%)	0,99	1,00	20	"	"	"
	"	nuit	+0,05 kg/m2 (0%)	2,3 kg/m2 (10%)	0,96	0,95	145	Bernese NRT (10/2002)	"	Van Baelen et al., 2005
	"	jour	-1,65 kg/m2 (-7%)	2,0 kg/m2 (8%)	0,97	0,92	145	"	"	Van Baelen et al., 2005
VAPIC 2004	Trappes / 30j	nuit (ciel clair)	1,2 kg/m2 (8%)	0,62 kg/m2 (4%)	0,99	1,03	36	GAMIT différé (06/2007)	RS90	Bock et al., 2006a/COM/
	"	jour (ciel clair)	-0,33 kg/m2 (-2%)	0,71 kg/m2 (5%)	0,99	0,93	35	"	"	"
	Palaiseau / 30j	nuit (ciel clair)	0,70 kg/m2 (+5%)	0,62 kg/m2 (4%)	0,99	1,05	20	"	RS92	"
	"	jour (ciel clair)	-0,48 kg/m2 (-4%)	0,75 kg/m2 (5%)	0,99	0,96	14	"	"	"
COPS 2007	Meistratzheim / 30j	nuit	1,8 kg/m2 (+7%)	0,86 kg/m2 (3%)			29	GAMIT différé (01/2008)	RS92	Bosser, 2008
		jour	1,1 kg/m2 (+4%)	1,3 kg/m2 (5%)			66	"	"	"

Campagne	Lieu / durée	Sélection	biais (kg/m2)	STD (kg/m2)	corrélation	pente	NP	Données GPS	Données MWR	Référence
MWR - GPS										
ESCOMPTE	Vallon Dol / 10j		1,6 kg/m2 (8%)	1,4 kg/m2 (7%)			742	GAMIT différé (10/2003)	ETHZ	Bock et al., 2004/ACL/
VAPIC	Palaiseau / 30j	nuit	-0,66 kg/m2 (-4%)	0,72 kg/m2 (4%)	0,99	0,89	90	GAMIT différé (06/2007)	DRAKKAR	Bock et al., 2006a/COM/
		jour	-0,59 kg/m2 (-3%)	0,92 kg/m2 (5%)	0,99	1,01	119	"	"	"
	"	nuit	+1,1 kg/m2 (6,6%)	0,72 kg/m2 (4%)	0,99	1,06	99	"	HATPRO	"
		jour	+1,0 kg/m2 (5,8%)	0,92 kg/m2 (5%)	0,99	1,04	115	"	"	"
		nuit	-0,88 kg/m2 (-5%)	1,1 kg/m2 (6%)	0,99	0,89	159	"	RESCOM	"
	"	jour	-0,70 kg/m2 (-4%)	1,2 kg/m2 (6,7%)	0,99	0,87	174	"	"	"

Campagne	Lieu / durée	Sélection	biais (kg/m2)	STD (kg/m2)	corrélation	pente	NP	Données GPS	Données SSM/SPM	Référence
SSM, SPM - GPS										
ESCOMPTE	Vallon Dol / 9j	jour	0,6 kg/m2 (0,3%)	2,3 kg/m2 (11%)			351	GAMIT différé (10/2003)	SSM, ETHZ	Bock et al., 2004/ACL/
VAPIC	Palaiseau / 30j	jour	0,51 kg/m2 (3,7%)	0,64 kg/m2 (4,6%)	0,99	1,03	145	GAMIT différé (06/2007)	SPM, Aeronet	Bock et al., 2006a/COM/
COPS	Meistratzheim / 30j	jour	1,7 kg/m2 (7%)	1,1 kg/m2 (4%)	0,61		92	GAMIT différé (01/2008)	SPM, Aeronet	Bosser, 2008

Campagne	Lieu / durée	Sélection	biais (kg/m2)	STD (kg/m2)	corrélation	pente	NP	Données GPS	Données lidar	Référence
lidar - GPS										
Cal/Val AIRS	Toulouse / 4x6h	nuit	2,2 kg/m2 (16%)	0,73 kg/m2 (5%)	0,99	1,07	40	GAMIT différé (05/2004)	RAMEAU	Tarniewicz, 2005
VAPIC	Palaiseau / 4x6h	nuit	0,12 kg/m2 (0,8%)	0,35 kg/m2 (2,3%)	0,99	0,90	12	GAMIT différé (06/2007)	RAMEAU	Bosser, 2008
COPS	Meistratzheim / 30j	nuit	2,8 kg/m2 (11%)	1,2 kg/m2 (5%)	0,79		88	GAMIT différé (01/2008)		Bosser, 2008

Table 3.3.1 Résultats des intercomparaisons de CIVE de différentes techniques par rapport à GPS obtenus à partir des données expérimentales des campagnes. Biais = différence moyenne; STD = écart-type des différences.

Les CIVE GPS ont également été comparés à des mesures de photomètres et de spectromètres solaires, et à des mesures lidar Raman. Globalement, la dispersion des biais est de l'ordre de ±0.5 à ±1 kg m^{-2} soit moins de 5 % du CIVE. L'écart-type des différences varie entre 0.35 et 2.5 kg m^{-2}, soit entre 2 et 10%, pour l'ensemble des techniques et des campagnes. Les résultats pour la campagne VAPIC sont les meilleurs (écart-type moyen < 5%), probablement du fait que le calcul GPS utilise une version de logiciel GPS plus récente.

Pour finir, l'incertitude liée au calcul GPS a été évaluée en comparant plusieurs solutions où le modèle d'antenne ou le modèle troposphérique a été changé. La Figure 3.3.2 montre que le passage d'une correction d'antenne relative à absolue entraine une variation du biais de 0.1 à 0.5 kg m^{-2} et une réduction de l'écart-type des différences. Les variations dues au changement du modèle troposphérique restent très faibles. Objectivement, il est difficile de conclure par rapport à l'impact sur la précision absolue car aucune des techniques utilisées ici ne peut garantir une mesure absolue. Toutefois si on juge la précision en termes d'écart-type des différences, on peut conclure que l'utilisation d'un modèle d'antenne absolu et de la fonction de projection VMF1 permet de minimiser l'erreur sur les ZTD GPS. Pour ce qui concerne les antennes, des études indépendantes ont confirmé ces résultats (Schmid et al., 2007; Buyn and Bar Sever, 2009). La Figure 3.3.2 montre aussi que le biais et écart-type des différences varient d'une station à l'autre. Le matériel utilisé étant identique pour les stations SIRT, BRET et TRAP, il est possible qu'on observe ici un effet lié à l'environnement de la station (multi-trajets).

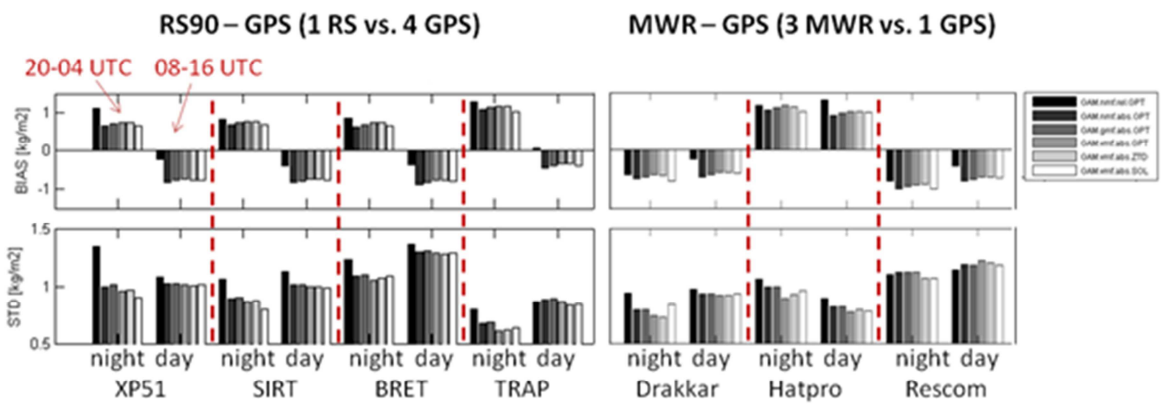


Figure 3.3.2. Comparaison de CIVE de radiosondages et de radiomètre micro-ondes aux CIVE GPS pendant la campagne VAPIC 2004 (15 mai-15 juin, 2004). A gauche: radiosondage de Trappes au CIVE vs. 4 stations GPS situées à moins de 30 km (XP51 et SIRT à Palaiseau, BRET à Bretigny, TRAP à Trappes). A droite: 3 radiomètres micro-ondes vs. GPS colocalisé (SIRT). Les résultats de jour (06-16 UTC) et de nuit (20-04 UTC) ont été séparés. Les barres verticales grises correspondent à 6 calculs GPS différents (cf. légende). Les graphes du haut indiquent les différences moyennes (BIAS) et les graphes du bas l'écart-type des différences (STD).

Le Tableau 3.3.2 ci-dessous complète le précédent avec des résultats d'intercomparaisons de trois produits de CIVE MODIS avec les CIVE GPS des 7 stations impliquées dans la campagne VAPIC. Une sélection rigoureuse des données MODIS a été appliquée dans ce travail (à partir d'informations auxiliaires et du produit "cloud mask") afin de ne retenir que les pixels valides. Globalement, on constate que les produits de télédétection spatiale ont des biais plus grands que les observations terrestres. L'écart-type des différences de CIVE est également plus élevé. Toutefois, les trois produits comparés ont des performances contrastées. Les plus précis sont les produits proche-infrarouge (MODIS_NIR et FUB) qui utilisent une technique d'absorption différentielle (de jour seulement). Le produit infrarouge thermique (MODIS_TIR) a l'avantage de fonctionner de jour comme de nuit, mais sa précision est moindre. Ces résultats ont été confirmés dans le cadre du projet RTE/SPECTRE où nous avons comparé les produits MODIS de la NASA aux CIVE GPS du Réseau GPS Permanent (RGP) en France, comptant plus de 50 stations à l'époque. Nous avons trouvé des biais dans la gamme ±2 kg m^{-2} (Klonecki and Bock, 2007/PROJET). Ce travail était sensé resservir pendant AMMA, mais la forte couverture nuageuse en Afrique de l'Ouest pendant la saison des pluies a limité l'intérêt du capteur MODIS.

Campagne	Lieu / durée	Sélection	biais (kg/m2)	STD (kg/m2)	corrélation	pente	NP	Données GPS	Données
MODIS - GPS									
VAPIC	7 stations, Paris / 30j	jour	2,3 kg/m2 (15%)	1,6 kg/m2 (11%)	0,95	1,00	227	GAMIT différé (06/2007)	MOD05_NIR
"	"	nuit	2,4 kg/m2 (15%)	3,2 kg/m2 (20%)	0,83	0,82	750	GAMIT différé (06/2007)	MOD05_TIR
"	"	jour	1,9 kg/m2 (13%)	2,5 kg/m2 (17%)	0,96	0,80	47	GAMIT différé (06/2007)	FUB

Table 3.3.2. Résultats des intercomparaisons de produits opérationnels CIVE MODIS par rapport à GPS pendant VAPIC. Les produits MODIS_NIR et MODIS_TIR (collection 004, niveau L2 en fichiers "granules"), sont élaborés en temps légèrement différé par la NASA. Le produit FUB est un produit élaboré en temps quasi-réel par l'Université Libre de Berlin (partenaire du projet VAPIC).

3.4 Validation de modèles météorologiques par GPS

Cette section rapporte les résultats issus de l'analyse des données d'observation et de modélisation des campagnes MAP 1999 et VAPIC 2004. Principaux collaborateurs: C. Flamant, E. Richard, M.-N. Bouin, R. Vautard. Doctorants: J. Tarniewicz. Stagiaires: C. Bono, J. Abadie.

3.4.1 Incertitude liée à la différence de représentativité et correction des différences d'altitude

L'assimilation d'observations dans un modèle météorologique, de même que la vérification d'analyses ou de prévisions d'un tel modèle avec des observations, nécessite de tenir compte de la différence de représentativité entre les variables du modèle d'un côté et les variables mesurées de l'autre (Bouttier and Courtier, 1999).

En premier lieu, il convient de corriger les différences de CIVE dues aux différences d'altitude ΔH entre l'observation GPS et le point de grille considéré du modèle. On raisonnera ici sur le principe d'une correction du type "modèle vers observation". Lorsque l'on dispose de champs 3D du modèle, on peut simplement couper le bas du profil d'humidité au niveau de l'altitude du GPS par une interpolation ou une extrapolation avant d'intégrer le profil pour calcul le CIVE. Lorsque l'on ne dispose que des champs du surface (CIVE, humidité à 2m, etc.), on peut rechercher un facteur de correction empirique, fonction de la différence d'altitude ΔH. L'analyse de données de radiosondages et d'analyses ECMWF de la campagne MAP a montré que ce coefficient vaut – 40% km^{-1} (**Bono, 2003/STAGE/**). La correction peut ainsi atteindre $\Delta CIVE$ = 2 à 3 kg m^{-2} dans des régions à forte topographie (pour ΔH = 0.5 à 1 km) aux moyennes latitudes. Une analyse similaire faite en Afrique a révélé un coefficient très comparable en moyenne, mais variable selon la saison et l'heure du jour (**Meynadier, 2010/THESE/**). Nous avons donc développé un modèle de correction plus précis basé sur une combinaison de l'humidité à 2m et du CIVE (**Bock et al., 2007a/ACL**/). L'erreur résiduelle de cette correction est de l'ordre de ~0,2 kg m^{-2} pour une différence d'altitude inférieure à 200 m.

La différence de représentativité horizontale entre modèle et observation est plus difficile à appréhender et à corriger. Les estimations de CIVE GPS pourront généralement être considérées comme quasi-locales en regard des champs d'humidité relativement large échelle produits dans les modèles météorologiques. Dans les modèles, la représentativité spatiale des variables d'état dépasse en effet souvent d'un ordre de grandeur l'échelle de la maille de la grille d'échantillonnage spatial. Ceci résulte de l'usage dans les systèmes d'assimilation d'une fonction d'étalement horizontal et vertical permettant de propager l'information d'une observation locale sur plusieurs points de grille du modèle. Le CIVE GPS lui-même résulte d'intégration spatiale de mesures dans un cône centré sur l'antenne. Pour un angle de coupure de 7° d'élévation, le ½ angle au sommet du cône vaut 83° et les rayons s'écartent donc de ~80 km du zénith à une altitude de 10 km (sommet de la troposphère) ou encore de ~40 km à une altitude de 5 km. Nous avons quantifié l'impact de la résolution horizontale avec le modèle ECMWF. Pour des résolutions allant de 0.25 à 2.5°, la variation des biais et des écart-types des différences de CIVE varie de 0,5 à 1 kg m^{-2} ou 2 à 4% (**Bock and Nuret, 2009/ACL/**). Pour limiter la différence de représentativité horizontale, il est généralement recommandé d'extraire le point de grille le plus proche lorsque la maille du modèle est fine (Hortal and Simmons, 1991) ou encore de réaliser une interpolation horizontale (p.ex. bilinéaire sur 4 points) lorsque la maille du modèle est lâche (Köpken, 2001).

3.4.2 Résultats d'intercomparaisons de CIVE de modèles et de données GPS indépendantes

(a) Modèle ECMWF (campagne MAP)

Dès 1999, nous avons participé à des campagnes météorologiques dans le but d'expérimenter la technique GPS en la confrontant aux observations de radiosondages et aux modèles météorologiques. Pour l'analyse de la campagne MAP, nous avons utilisé les données de 21 stations GPS et de 14 stations de radiosondage pour valider l'analyse opérationnelle ECMWF (OPER) et deux réanalyses (CTRL et MAPRA) produites avec le modèle ECMWF (Keil and Cardinali, 2004). La réanalyse CTRL a assimilé seulement les observations conventionnelles alors que MAPRA a également assimilé les observations spéciales de la campagne (hormis les données GPS). Dans un premier temps, les deux réanalyses réalisées avec le modèle opérationnel de 2002 ont montré des différences notables par rapport à l'analyse opérationnelle de 1999, probablement du fait des différents changements intervenus dans le modèle (**Bock et al., 2004/ASCL**/). L'étude a ensuite été restreinte aux deux réanalyses afin de s'affranchir de ces effets et d'évaluer spécifiquement l'impact des observations additionnelles de la campagne MAP (**Bock et al., 2005/ACL**/). Les comparaisons des réanalyses MAPRA et CTRL, respectivement, par rapport à GPS ont révélé en moyenne des biais secs de –1.1 et –1.0 kg m^{-2} (–5.7 % et –5.2%) et des écart-types pour les différences de 2.6 et 2.4 kg m^{-2} (14 et 12 %). La comparaison a porté sur toute la durée de la campagne (70 jours). Les biais ont montré des variations de ± 2 kg m^{-2} sur l'ensemble des 21 stations GPS avec des écarts notables entre les deux réanalyses pour certaines stations. Afin de comprendre l'origine des biais et leur variabilité, nous avons étudié plus précisément l'usage et la qualité des radiosondages assimilés.

La comparaison initiale des réanalyses et des CIVE GPS aux CIVE des radiosondages a montré de biais relativement faibles (–2.0 à +2.6%; Table 3.4.1). Par contre, la réjection des profils proches de la saturation (RH<95%) fait apparaitre un biais sec plus significatif de –4.5 % dans les CIVE des radiosondages par rapport aux CIVE GPS. L'amélioration de la pente de la régression linéaire (de 0.91 à 0.98) démontre que cette sélection élimine des sondages erronés. Le biais sec rappelle les problèmes de biais déjà mentionnés plus haut pour les radiosondes Vaisala RS80. Ce chiffre est d'ailleurs très cohérent avec une étude indépendante réalisée avec le même jeu de données de la campagne MAP (Häberli, 2005). On peut donc supposer que le biais sec des réanalyses diagnostiqué par rapport à GPS provient en partie au moins du biais sec des radiosondes utilisées à l'époque. Le fait que ce biais n'apparaisse qu'après avoir rejeté les profils proches de la saturation confirme aussi la contamination possible des mesures d'humidité des radiosondages en présence de nuages et de précipitations comme déjà discuté ci-dessus. L'analyse des statistiques d'assimilation montre qu'une fraction importante (50 à 60%) des données des radiosondages a été rejetée lors de l'assimilation dans les deux réanalyses. Il est probable qu'il s'agisse de sondages trop humides (le biais MAPRA-RS passe de -0.42 à +0.10 kg m^{-2} quand on élimine ces sondages). L'inspection des différences entre l'ébauche (prévision à court-terme utilisée comme état initial pour l'assimilation) et les observations de radiosondages confirme également la présence de biais humides pour certaines stations et de biais secs pour d'autres, de manière cohérente avec les comparaisons RS – GPS (Bock et al., 2005/ACL/). Les comparaisons avec les CIVE GPS se sont avérées très utiles dans cette étude en tant que donnée indépendante pour confirmer la présence de biais dans les observations et les réanalyses.

Ces résultats rendent compte du poids observations, et plus particulièrement des radiosondages, sur les champs d'humidité des analyses/réanalyses des modèles météorologiques. Les biais dans les analyses/réanalyses peuvent être critiques pour la simulation de situations telles convectives. **Lascaux et al., 2004/ACL/** a, p.ex., montré que la simulation de la POI2a de MAP avec MesoNH initialisé avec l'analyse opérationnelle de 1999 a développé plus de convection que les simulations initialisées avec la réanalyse MAPRA.

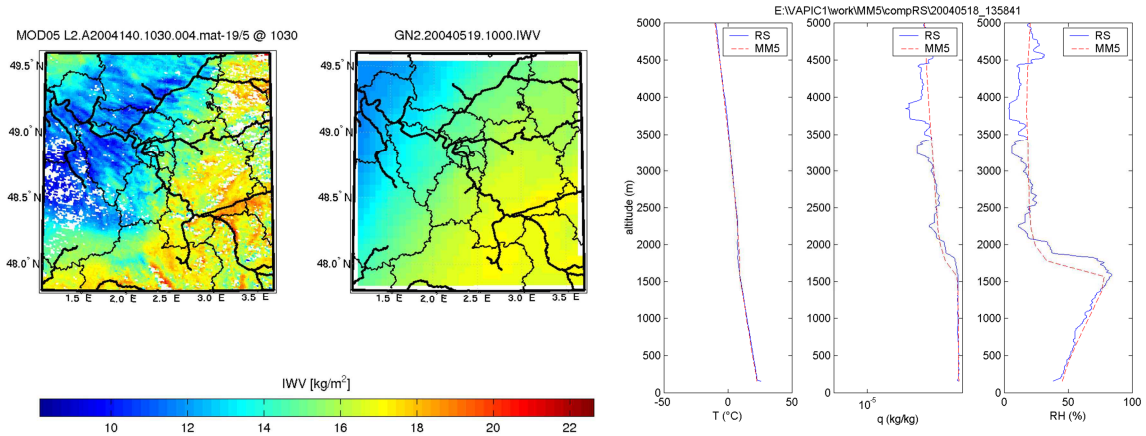
Diagnostiquer les biais dans les observations assimilées et dans les analyses des modèles météorologiques pourrait être réalisé de manière opérationnelle à l'aide des réseaux GNSS permanents.

exp.	PW [kg/m2]	mean ± std BIAS [kg/m2]	STD [kg/m2]	relative BIAS	relative STD	R	slope	NP
All soundings on 14 RS stations								
MAPRA	19.3	-0.42 ± 0.99	2.04	-0.020	0.11	0.92	0.91	1285
CTRL	19.3	-0.26 ± 1.03	2.27	-0.010	0.12	0.91	0.91	1285
GPS	19.1	0.29 ± 1.60	1.89	0.026	0.10	0.93	0.91	1129
Only soundings with unsaturated profiles (13 stations)								
MAPRA	17.5	0.10 ± 0.74	1.90	0.006	0.11	0.92	0.96	807
CTRL	17.5	0.24 ± 0.64	1.98	0.014	0.11	0.92	0.95	807
GPS	17.3	0.61 ± 1.41	1.82	0.045	0.11	0.93	0.98	713

Table 3.4.1. Comparaison des CIVE des réanalyses MAPRA et CTRL de ECMWF et des CIVE GPS aux CIVE des radiosondages pendant la campagne MAP. Le biais est pris dans le sens (modèle ou GPS) – RS. PW fait référence à *Precipitable Water. Adapté de Bock et al., 2005/ACL/.*

(b) Modèle MM5 (campagne VAPIC)

Pendant la campagne VAPIC (**Haeffelin et Bock, 2005/PROJET**/), des prévisions ont été produites en mode opérationnel avec le modèle MM5 (R. Vautard). Elles ont été utilisées en temps-réel pour le guidage des opérations pendant la campagne. Une réanalyse été produite avec le même modèle en temps différé (nudging avec des analyses NCEP). Nous avons évalué cette dernière à l'aide du jeu de données d'observations de VAPIC. Globalement, un bon accord a été trouvé entre le modèle et les observations. La comparaison des CIVE MM5 avec les 7 stations GPS a donné une différence moyenne de 1,7 kg m^{-2} (9%) et un écart-type des différences de 1,9 kg m^{-2} (10%). Ces résultats sont assez similaires à ceux trouvés avec le modèle ECMWF pendant MAP. Il y a peu de dispersion sur les 7 stations GPS. La comparaison avec des CIVE estimés par MODIS et des profils d'humidité mesurés par des radiosondages, cf. Figure 3.4.2, indique que les distributions verticale et horizontale des simulations sont généralement bien représentées (**Abadie, 2005/STAGE**/). Les bonnes performances de ce modèle peuvent s'expliquer par sa haute résolution horizontale (5 km), qui minimise les différences de représentativité, par une physique sophistiquée et une représentation non-hydrostatique des écoulements atmosphériques. Ces données ont également servi à des études de processus (Coindreau et al., 2007; **Champollion et al., 2009a/ACL**/).



(a) (b)

Figure 3.4.2. Comparaisons modèle - observations pendant la campagne VAPIC : (a) image CIVE MODIS le 19/05/2004 à 10:30 et simulation MM5 (domaine GN2) à 10:00; (b) profil de radiosondage au SIRTA le 19/05/2004 à 13:58 et simulation MM5 à 14:00. Extrait de Abadie, 2005/STAGE/

3.5 Etudes de processus atmosphériques par GPS

Cette section rapporte les résultats portant sur l'analyse des données des campagnes ESCOMPTE 2001 et IHOP 2002. Principaux collaborateurs: S. Bastin, P. Drobinski, C. Flamant (SA), M.-N. Bouin (LAREG), C. Champollion, E. Doerflinger, F. Masson (LGTS), J. Van-Baelen (CNRM), A. Walpersdorf (LGIT), D. Turner (PNNL), T. Weckwerth (NCAR).

3.5.1 Le cycle diurne de la vapeur d'eau en région côtière (campagne ESCOMPTE)

L'objectif principal du volet GPS associé à la campagne ESCOMTE était de collecter des mesures d'un réseau dense de 16 stations mis en place pour développer et tester une méthode de tomographie de vapeur d'eau atmosphérique (travail de thèse de C. Champollion, Géosciences Montpellier). Dans un premier temps, les champs 2D de CIVE ont été analysés. Les observations des 16 stations couvrant un domaine de 20 km x 20 km ont montré une forte corrélation spatio-temporelle. Néanmoins, des variations significatives de CIVE et des gradients troposphériques ont été détectées à l'échelle du réseau, en relation avec des circulations locales de type brise (**Bock et al., 2004/ACL**/; **Walpersdorf et al., 2004/ACL**/). Finalement, l'analyse tomographique, combinant les CIVE et gradients a permis de restituer la structure verticale de l'humidité (**Champollion et al., 2005/ACL**/). En complétant l'analyse avec des observations de vent et d'humidité au sol et des simulations atmosphériques méso-échelle, nous avons pu expliquer les variations d'humidité le 22 juin 2001 à Marseille par un changement dans la circulation atmosphérique entre Mistral et brise de mer (**Bastin et al., 2005/ACL**/). Le Mistral, est un vent fort et sec de Nord en provenance du couloir Rhodanien. Sa vitesse atteint le 22 juin 8 m s^{-1} et le rapport de mélange de vapeur d'eau (RMVE) à 2 m chute à 6 g kg^{-1} vers 12 UTC (Figure 3.5.1). Vers 15 UTC, le Mistral cesse et laisse place à une circulation de brise de mer qui apporte de l'air humide depuis la mer. Le RMVE à 2m grimpe rapidement à 9 g kg^{-1}. Le profil tomographique décrit bien cet épisode et montre que l'humidification affecte la colonne jusqu'à 3 km d'altitude, avec une couche très humide du sol à 1 km d'altitude où le RMVE vaut 8-9 g kg^{-1}, surplombée par une autre couche où le RMVE vaut 4-6 g kg^{-1} (Figure 3.5.1-c). Cette dernière s'épaissit sur près de 2 km entre 12 et 24 UTC. Le CIVE augmente donc dès 12 UTC, avant la fin de l'épisode de Mistral. Cette étude montre qu'en altitude la transition Mistral-brise n'est pas abrupte. De plus, l'humidification est progressive et se fait par à la fois par la turbulence due au cisaillement de vent et par l'ascendance de l'air humide au niveau du front séparant les deux flux.

La Figure 3.5.1 couvre une période de 6 jours (**Bastin et al., 2007/ACL**/). Les 3 premiers jours sont caractérisés par des alternances Mistral/brise de mer. Les 3 derniers jours, par des alternances brise de mer de jour / brise de terre de nuit. Durant ces derniers jours, le vent est très faible et laisse apparaitre un cycle diurne marqué avec de l'advection d'air humide de jour depuis la mer et l'export d'une partie cet air de nuit vers la mer, principalement dans les basses couches. La modulation du CIVE reste toutefois faible car la brise de terre n'est pas une circulation très intense. La chute de CIVE durant la nuit du 25 au 26 juin est plutôt due à l'intensification d'un vent d'Est amenant de l'air plus sec. L'étude montre que pendant cette période, la circulation atmosphérique à Marseille est sous l'influence de deux circulations identifiables à des brises à des échelles différentes : une brise peu profonde soufflant perpendiculairement à la ligne de côte locale et une brise régionale induite par le gradient thermique à plus grande échelle entre la mer et le continent. Leur impact sur le cycle diurne est clairement identifiable en analysant l'évolution des profils de vapeur d'eau fournis par l'analyse tomographique.

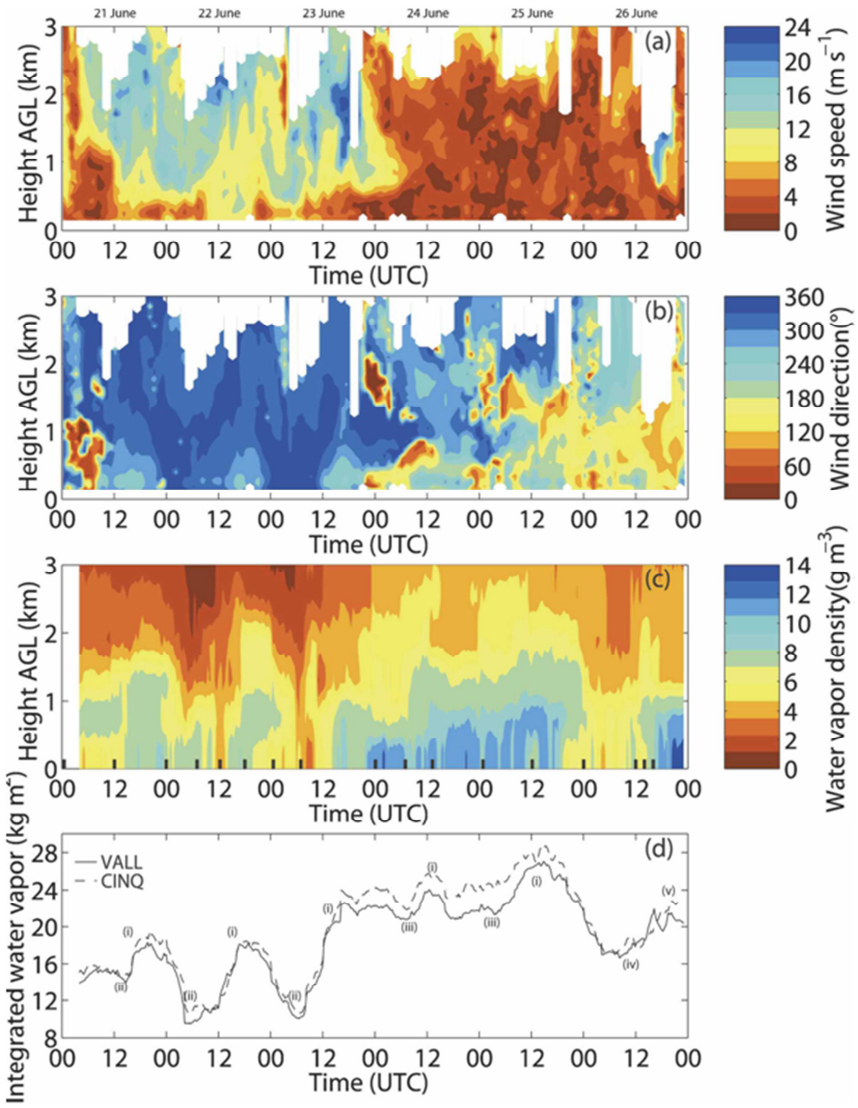


Figure 3.5.1. Coupes verticales de vent issu du radar UHF (a,b), de vapeur d'eau issue de l'analyse tomographique GPS (c) et de CIVE GPS au niveau des stations VALL (Vallon d'Ol) et CINQ (centre de Marseille) pendant la campagne ESCOMPE, 2001 (d). Le radar UHF était situé à proximité de la station CINQ. Extrait de Bastin et al., 2007/ACL/.

3.5.2 Initiation de la convection dans les grandes plaines des USA (campagne IHOP)

L'étude des mécanismes conditionnant l'initiation de la convection, notamment aux synoptiques et méso-échelle, étaient des sujets prioritaires du projet IHOP, 2002 (**Flamant et al., 2003/ACL**/; Weckwerth et al., 2004). L'ajout de 7 stations GPS françaises au cœur du dispositif expérimental des Grandes Plaines des Etats-Unis a permis de densifier le réseau GPS permanent autour du site ARM de Lamont, OK, pour atteindre une distance inter-station de l'ordre de 80 km. Les données de ce réseau GPS ont été exploitées avec C. Champollion au cours de son séjour au Service d'Aéronomie durant les 6 derniers mois de sa thèse. Nous avons co-encadré ce travail avec C. Flamant et F. Masson. Il a consisté à: (i) améliorer le code d'analyse tomographique pour le doter d'un filtre de Kalman permettant de prendre en compte la variabilité temporelle des champs de vapeur d'eau estimés, (ii) tester l'analyse tomographique à méso-échelle avec les données de la campagne IHOP, et (iii) étudier un cas d'initiation de la convection de cette campagne. Pour le 2e point, l'intégration d'autres observations dans l'analyse (humidité à 2m et profils de radiosondages) a permis de mieux contraindre l'analyse tomographique en s'appuyant sur les profils verticaux des radiosondages (5

stations dans le domaine d'analyse) et de mesures au sol. Dans ce cas, l'analyse tomographique s'apparente à une méthode d'interpolation optimale 4D.

La comparaison des profils tomographiques avec des observations indépendantes du lidar Raman et d'un interféromètre infrarouge AERI du site ARM de Lamont a donné de bons résultats : différences de RMVE l'ordre de ±8% de 0 à 2 km et ±20% de 2 à 6 km (**Champollion et al. 2009/ACL**/).

L'étude de cas concerne une situation d'initiation de convection le 12 juin 2002. La situation synoptique, Figure 3.5.2, met en évidence : une ligne sèche (dry line) suivie d'un front froid et précédée d'une ligne de convergence, les trois structures étant orientées SO-NE. L'intersection de la ligne sèche et la ligne de convergence en amont avec une autre ligne de convergence orientée OE est propice au développement de convection qui se déclenche simultanément sur les points notés CI1 et CI2 sur Figure 3.5.2. Entre la ligne de convergence SO-NE et la ligne sèche, une poche d'air sec s'est formée dans le flux d'Est de la circulation cyclonique d'une dépression de méso-échelle située à l'ouest du point CI1. Ce système de fronts et de lignes de convergences barre la route à un flux humide de secteur Sud dans les basses couches en provenance du Golfe du Mexique. Ce flux maintien l'instabilité de la situation convective. Le déplacement vers l'Est de la dépression de méso-échelle et l'accélération du flux humide du sud en soirée ont favorisé le renforcement de la convection au point CI2.

La tomographie GPS permet de quantifier la distribution 3D de l'humidité (Figure 3.5.2c et d) de manière beaucoup plus fine que l'interpolation spatiale réalisée par les radiosondages (Figure 3.5.2a et b). De plus, la structure verticale dans cette situation est complexe et impossible à inférer à partir des simples mesures de réseau de surface et des CIVE GPS (Figure 3.5.2^{e} et f). Elle met en évidence un transport vertical d'humidité associé à la convection avec des parcelles humides qui dépassent notamment le niveau de condensation et le niveau de convection libre.

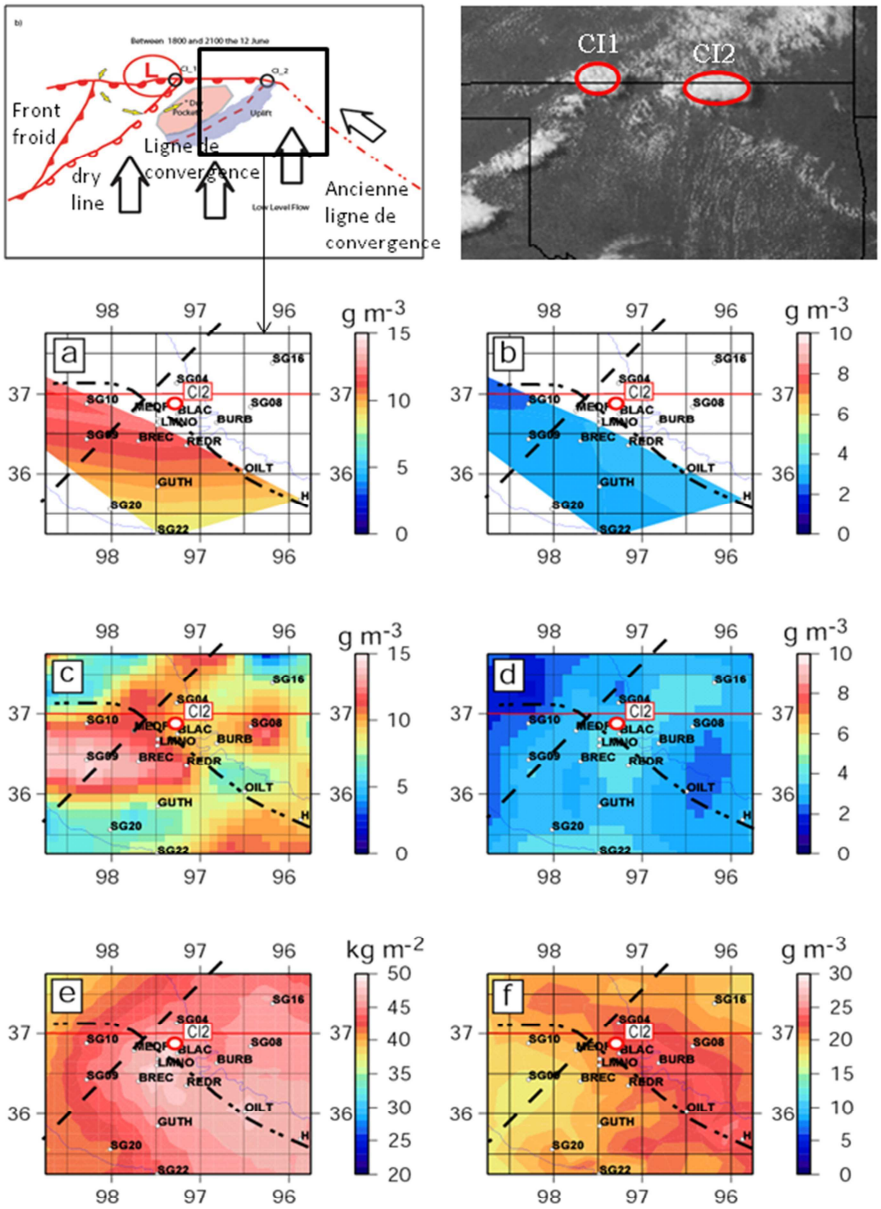


Figure 3.5.2. Cas d'étude d'initiation de la convection du 12 juin 2002 près de la frontière Oklahoma-Kansas, USA. Les deux images du haut décrivent la situation synoptique (localisation des fronts et ligne de convergence) et la couverture nuageuse (image satellite IR). Les graphes (a) à (f) présentent des champs 2D horizontaux d'humidité dans un domaine centré sur le point CI2. Densité de vapeur d'eau interpolée à partir des radiosondages à 2250 m (a) et 4000 m (b), densité de vapeur d'eau estimée par tomographie GPS sur des couches de 1850 à 2550 m (c) et 3700 à 4700 m (d), CIVE GPS interpolé (e) et humidité à 2 m interpolée à partir du réseau synoptique (f). Extrait de Champollion et al. 2009/ACL/.

3.6 Conclusions

Les travaux sur le sondage de la vapeur d'eau par GPS et la météorologie des latitudes tempérées ont été valorisés sous la forme de 11 publications dans des journaux (ACL+ACLN+ASCL) et 18 communications (ACTI+ACTN+COM+AFF).

Au cours de ces travaux nous avons montré que les mesures GPS avaient un réel potentiel pour le sondage de la vapeur d'eau (contenu intégré) dans l'atmosphère. En termes de précision relative et d'opérabilité, les mesures GPS dépassent largement la capacité de tous les autres systèmes d'observation atmosphérique actuels. L'accord avec un ensemble de techniques indépendantes pendant VAPIC est meilleur que 5%. Nous avons pu mettre en évidence des biais différentiels jour-nuit dans les radiosondages (± 0.5 à 1 kg m^{-2}) dont l'origine physique a été confirmée par des études indépendantes. La précision absolue du GPS dépend de la qualité des modèles de correction et de la procédure de calcul utilisée. Elle est probablement dans une fourchette de ± 1 kg m^{-2}, ce qui fait du GPS une technique capable de détecter des biais dans la plupart des autres systèmes d'observation et de modélisation. Sa haute résolution temporelle (< 1h) et le formidable essor des réseaux permanent en font une technique particulièrement pertinente pour la validation des modèles de prévision météorologique et des observations spatiales (p.ex. MODIS), et pour l'étude des processus atmosphériques, notamment à l'échelle sub-diurne pour des phénomènes locaux comme les brises de mer et la convection. La mise en œuvre de réseaux denses lors de campagnes de mesures a permis d'aller encore plus loin et de démontrer son potentiel pour la restitution de champs tridimensionnels de la distribution de vapeur d'eau grâce à l'analyse tomographique.

Ces travaux ont certainement mené à des avancées notables de la technique en France avec : (i) le développement de la tomographie 3D de vapeur d'eau pour les réseaux GPS denses, notamment dans la région Cévennes-Vivarais, (ii) l'assimilation opérationnelle des ZTD du réseau GPS permanent dans tous les modèles de Météo-France (ARPEGE en 4D-VAR global, ALADIN, AROME et MésoNH en 3D-Var régional) et (iii) la mise en œuvre systématique de stations GPS temporaires lors des grandes campagnes météorologiques (IHOP 2002, AMMA 2005-2009, COPS 2007, FENNEC 2011, HYMEX 2012).

L'amélioration constante des méthodes calcul GNSS pour un positionnement toujours plus exact garantit encore une belle croissance à cette technique de sondage de la vapeur d'eau. Néanmoins, les sources d'erreurs deviennent également plus difficiles à réduire (multi-trajets, centres de phase des antennes, etc.) et de nouvelles approches doivent être explorées. La synergie entre différents systèmes d'observation semble être une voie prometteuse pour répondre aux nouveaux défis, aussi bien dans le domaine de la télédétection atmosphérique que dans le domaine de la géodésie. Nous en esquisserons quelques pistes au chapitre 5.

Chapitre 4. Climat et cycle de l'eau de la mousson africaine

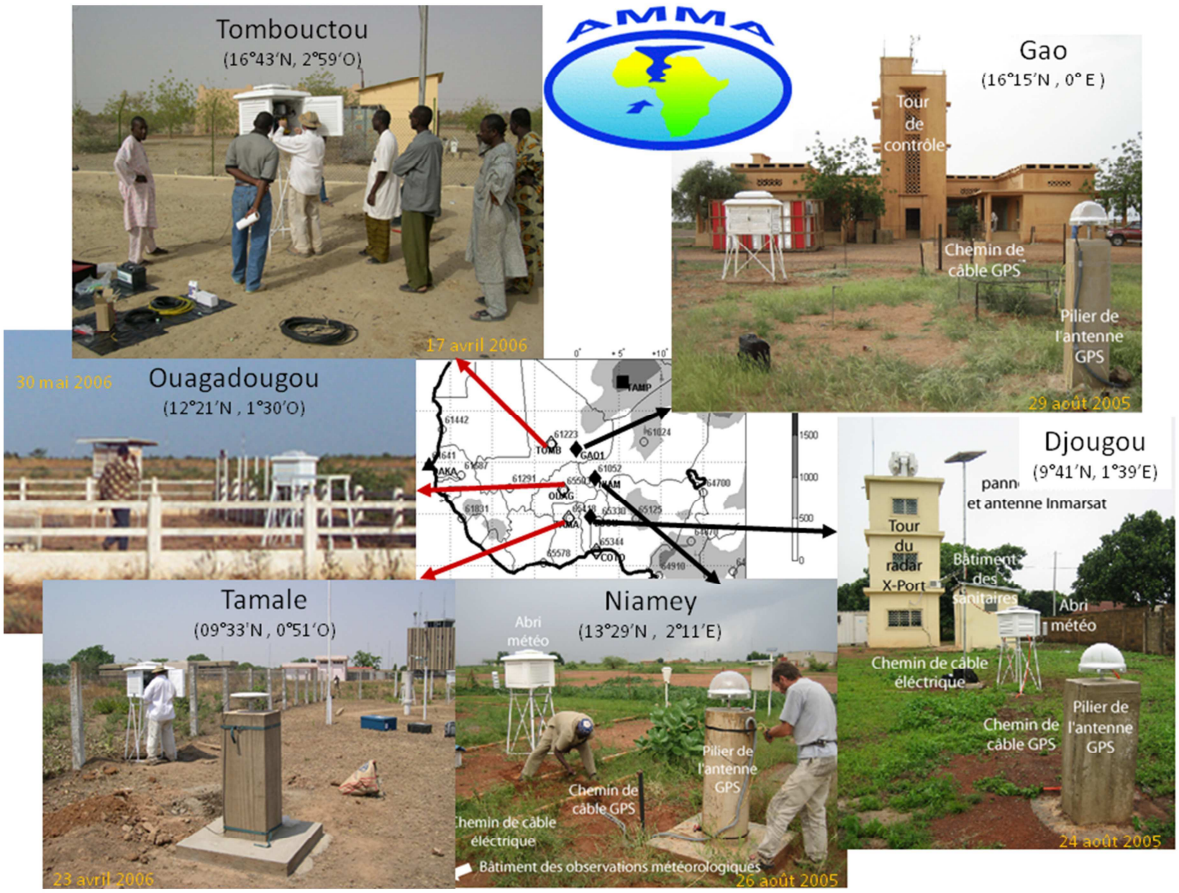


Photo4 : (a) vue des stations GPS installées en Afrique dans le cadre d'AMMA.

Photo 4 : (b) 1er lancer de ballons multisondes de la campagne de radiosondages SCOUT-AMMA, 29 aout 2008, à Niamey.

4.1 Introduction

Le climat de l'Afrique de l'Ouest est caractérisé par une saison humide accompagnée de pluies de mousson intenses en été (Juin-Septembre) et une saison sèche en hiver (Dhonneur, 1985). La pluviométrie générée par le système de mousson montre des fluctuations à des échelles qui vont de celle du système convectif (quelques heures) au décennal, en passant par l'intra-saisonnier (10-90 jours) et l'interannuel (Nicholson, 1981; Lamb, 1983; Hulme, 1992; Janicot, 1992). Plus particulièrement, les deux décennies de sècheresse extrême observée au Sahel dans les années 1970 et 1980 (Figure 4.1.1) sont la plus forte anomalie climatique observée au XXe siècle (Le Barbé et al., 2002; IPCC 2007; Lebel and Ali, 2009). Elles ont eu de lourdes conséquences pour les populations et ont été un moteur principal d'étude de la MAO et de réalisation du programme AMMA (Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine).

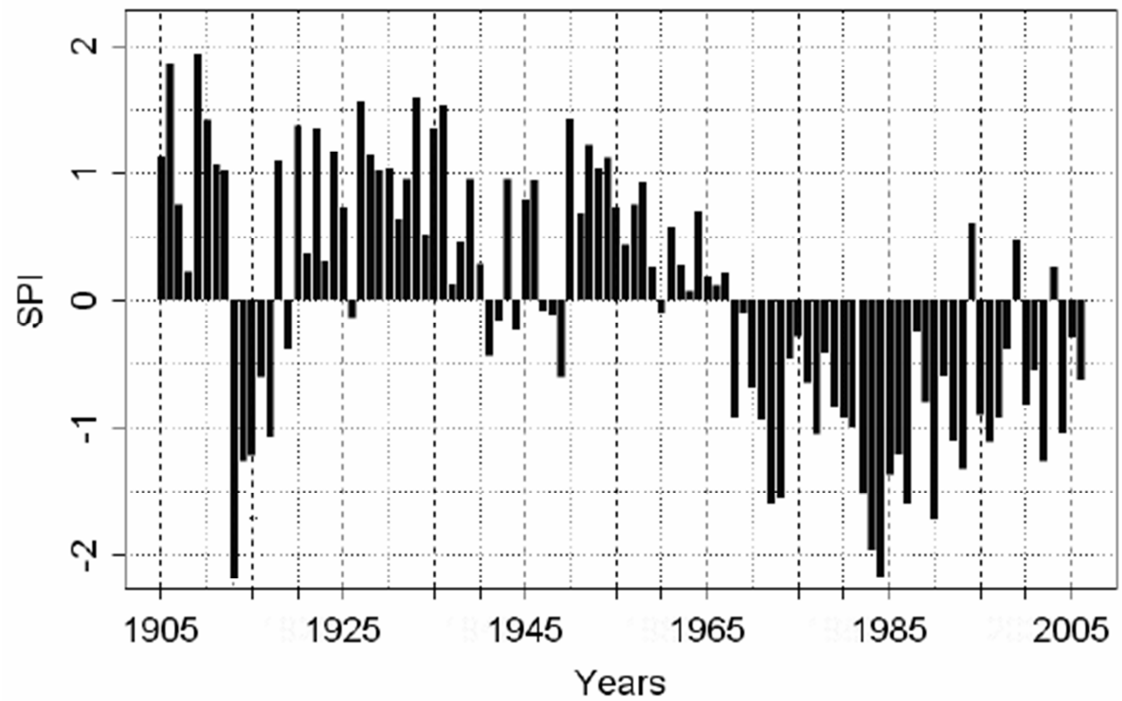


Figure 4.1.1. Anomalies pluviométriques au Sahel pour la période 1905-2005. Extrait de Ali & Lebel 2009.

Le programme AMMA a été mis sur pied pour : (i) étudier et mieux comprendre les processus clés de la Mousson d'Afrique de l'Ouest (MAO) et leurs interactions; (ii) améliorer les modèles numériques de prévision météorologique et les modèles de climat, et (iii) étudier les interactions entre sociétés, climat et environnement (Redelsperger et al. 2006). Organisé autour d'un projet européen du 6e PCRD, d'une coordination internationale et de programmes nationaux, AMMA a rassemblé environ 600 chercheurs issus de 140 instituts de plus de 30 pays (http://www.amma-international.org/). La première phase du programme a mis en œuvre trois périodes d'observations intensives imbriquées : la LOP (période d'observations longue de 2002 à 2010), l'EOP (période d'observations renforcée de 2005 à 2007) et la SOP (période d'observations spéciale en 2006 impliquant des avions, des navires et de nombreux instruments au sol). L'ambition de cette grande collecte de données était de documenter de manière exhaustive les processus physiques, chimiques et biologiques, du système de mousson, sur une large gamme d'échelles et dans les trois compartiments géophysiques : l'océan, l'atmosphère et les surfaces continentales (Lebel et al. 2009). Notre contribution avec les observations GPS porte essentiellement sur l'hydrosphère, et l'humidité atmosphérique en particulier. Nous ne discuterons

donc dans cette partie du mémoire que du cycle de l'eau et principalement des processus atmosphériques et de leurs interactions avec les surfaces continentales.

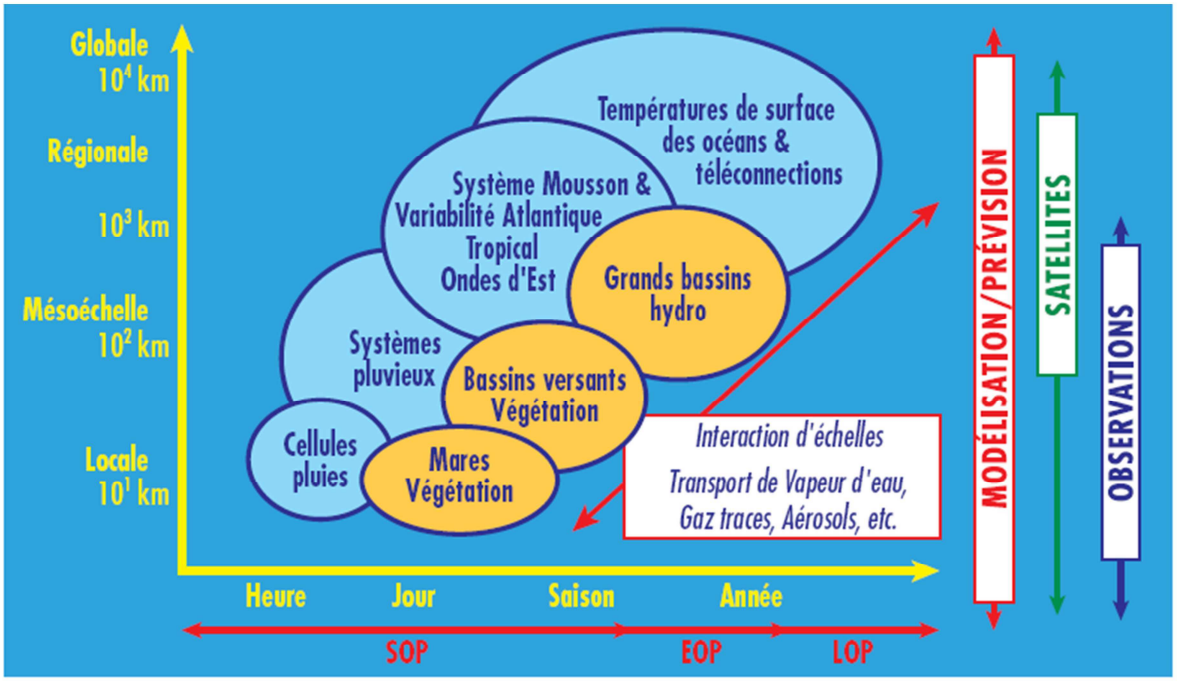


Figure 4.1.2. Schéma simplifié des processus cléfs de la mousson ouest-africaine en lien avec les échelles de temps et d'espace dans lesquelles ils interviennent (Redelsperger *et al.* 2006)

La mousson est un système couplé résultant des interactions entre l'océan, l'atmosphère et les surfaces continentales (Zeng et al., 1999; Giannini et al., 2003). De nombreux processus (convection, précipitation, évaporation, convergence d'humidité, etc.) interviennent et interagissent entre eux à différentes échelles spatiales et temporelles (Rowell et al., 1995; Redelsperger et al., 2002; **Janicot et al., 2008/ACL**/).

Aux grandes échelles, le contraste thermique entre le continent, chaud en été, et les océans environnants (Atlantique et mer Méditerranée), plus frais, et son évolution est le principal moteur de la migration saisonnière de la MAO (Hagos and Cook, 2007). Cette migration n'est pas régulière mais se fait par à-coups. Une première saison des pluies se met en place au printemps sur la côte guinéenne (~5°N), de mi-avril à fin juin. Elle est suivie par la mousson d'été où la zone de convergence intertropicale (ZCIT) est déplacée au nord, se centrant vers 11°N et apportant les précipitations au Sahel. Le déplacement de la ZCIT vers le nord se fait de manière abrupte (en 10 à 15 jours), aux alentours d'une date qui est située, en moyenne sur les 40 dernières années, entre le 24 et le 30 juin (Sultan and Janicot, 2003; Fontaine and Louvet, 2006). La variabilité interannuelle des pluies au Sahel est forte et tend à s'accentuer (Lebel and Ali, 2009). Les années déficitaires voient diminuer le nombre de systèmes convectifs plutôt que la quantité d'eau précipitée par système (Le Barbé & Lebel 1997). Divers facteurs environnementaux contribuant à cette variabilité ont été identifiés, tels que des anomalies de température de surface des océans (Janicot *et al.* 1998; Vizy & Cook 2001) et des perturbations de la circulation atmosphérique (Fontaine *et al.* 1995; Grist & Nicholson 2001). La compréhension des mécanismes contrôlant le "saut de mousson" et la variabilité interannuelle, l'évaluation de leur prévisibilité et l'amélioration des modèles de prévision ont été d'importants objectifs d'AMMA (AMMA ISSC, 2005). La prévision statistique du saut de mousson basée sur des indices de convection (observations satellitaires) donne des résultats intéressants (Fontaine et al., 2008) mais la prévision basée sur des modèles physiques couplés n'est pas encore satisfaisante, bien que des progrès aient été faits ces dernières années (Tompkins et al., 2010). Des résultats

expérimentaux récents confirment le rôle crucial que joue l'océan dans ces processus (Brandt et al., 2011).

Les fluctuations intra-saisonnières de l'activité convective se manifestent comme des pauses et des reprises de la convection et des précipitations dans deux gammes de temps caractéristiques, de 10 à 25 jours ou de 25 à 60 jours (Sultan et al., 2003). Une connexion a été établie entre ces modes et la propagation de perturbations atmosphériques équatoriales (Wheeler and Kiladis, 1999; Matthews, 2004). Un deuxième mode à 10-25 jours a été détecté plus récemment (Mounier et al., 2008; Janicot et al., 2010). Alors que le premier a une extension géographique très large, centrée sur le Sahel et couvrant toute l'Afrique de l'Ouest jusqu'à la Méditerranée, le second reste sur la côte guinéenne et l'Afrique centrale où il module la convection. La connexion du mode plus long (25-90 jours) avec le bassin indopacifique et la MJO (Madden-Julian Oscillation, Madden and Julian, 1994) via des ondes équatoriales a été confirmée (Janicot et al., 2009; Pohl et al., 2009). Ces modes semblent contrôlés par différentes facteurs : des interactions atmosphériques avec la dépression thermique saharienne (Lavaysse et al., 2010), avec le secteur méditerranéen (Vizy and Cook, 2009) et les moyennes latitudes (Chauvin et al., 2010). Ils pourraient aussi être contrôlés par des interactions avec les surfaces continentales (Taylor et al., 2011). Le saut de mousson apparait également comme un événement intégré à une oscillation intra-saisonnière. Une compréhension plus profonde du fonctionnement de ces modes et des mécanismes d'interaction avec la convection nécessite d'étudier à la fois les processus physiques aux échelles inférieures (météorologiques) et supérieures (connexions avec la mousson indienne, les différents bassins océaniques et les moyennes latitudes).

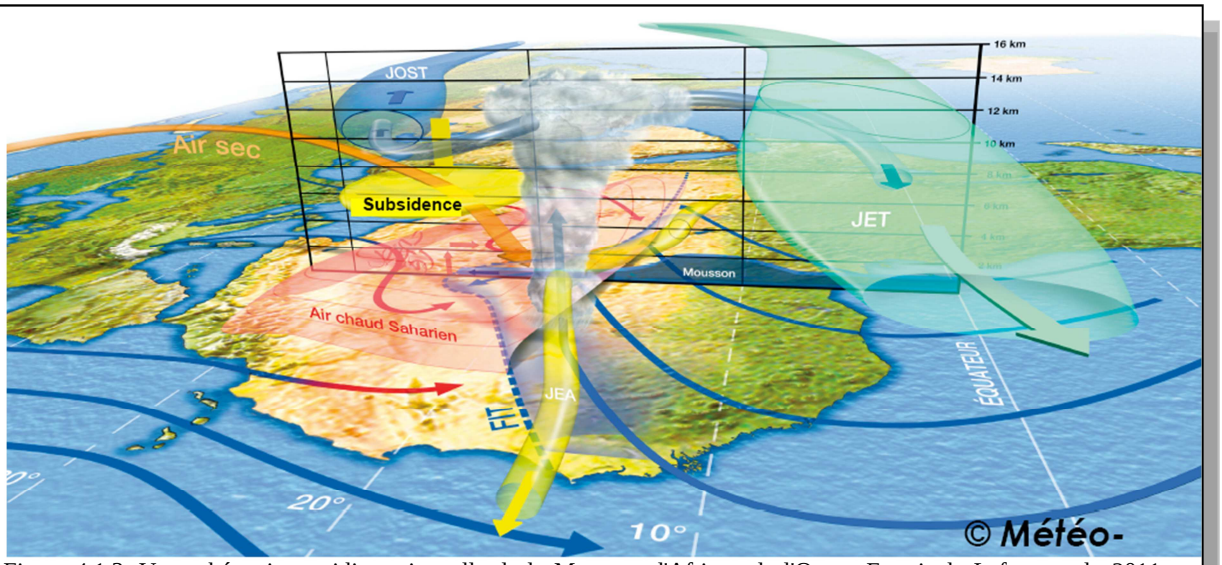


Figure 4.1.3. Vue schématique tridimensionnelle de la Mousson d'Afrique de l'Ouest. Extrait de Lafore et al., 2011 – Illustration: François Poulain.

Un objectif central d'AMMA était de progresser dans la compréhension des processus météorologiques, pour arriver à élaborer un modèle conceptuel de la MAO (Lafore et al., 2011). La Figure 4.1.3 illustre les principaux ingrédients atmosphériques, déjà identifiés avant AMMA, qui interviennent dans le système :

(1) la dépression thermique saharienne (Thorncroft and Blackburn, 1999) correspondant à une couche limite atmosphérique de convection sèche (dôme rouge sur la Figure)
(2) le front intertropical (FIT ou ITD, *Inter-Tropical Discontinuity*, repéré par la ligne pointillée bleue) correspondant à zone de rencontre, dans les basses couches, de l'air chaud et sec saharien poussé par l'Harmattan (lignes continues rouge venant du Nord) et du flux de mousson humide en provenance du golfe de Guinée (lignes continues bleues au Sud)
(3) le Jet d'Est Africain (JEA ou AEJ, *African Easterly Jet*, repéré par le tube de courant jaune vers 4 km d'altitude), résultant du gradient thermique méridien entre les régions de part et d'autre du FIT,

(4) la zone de convergence intertropicale (ZCIT ou ITCZ, *Inter-Tropical Convergence Zone*, symbolisée par un cumulonimbus montant à 14 km d'altitude), où la convection profonde produit l'essentiel des précipitations
(5) les jets d'altitude : Jet d'Est Tropical (JET ou TEJ, *Tropical Easterly Jet*) situé vers 10 km d'altitude, au sud de la ZCIT, et le Jet d'Ouest Sub-Tropical (JOST ou STWJ, *Sub-Tropical Westerly Jet*) situé vers 8 km d'altitude, au nord de la ZCIT ; ces deux jets existent indépendamment de la MAO mais ils interagissent avec la ZCIT lorsque la convection est active.

Ces éléments interviennent dans la formation des Ondes d'Est africaines (AEW, *African Easterly Waves*), principales perturbations météorologiques d'échelle synoptique en Afrique de l'Ouest (Reed et al., 1977). Les Ondes d'Est interagissent avec la convection (Duvel, 1990; Diedhiou et al., 1999; Kiladis et al., 2006) qui, en Afrique de l'Ouest, s'organise préférentiellement en Systèmes Convectifs de Méso-échelle (SCM ou MCS, *Mesoscale Convective Systems*). Les SCMs sont responsables de l'essentiel des précipitations au Sahel. Avant AMMA, leur modélisation théorique était déjà bien connue (Lafore and Moncrieff, 1989). En revanche, la manière dont les SCMs africains interagissent avec les Ondes d'Est et les différents ingrédients atmosphériques identifiés ci-dessus l'était nettement moins. De plus, leur représentation dans les modèles de prévision et les modèles de climat était encore largement à améliorer. AMMA a permis de mieux caractériser chacun des éléments et de progresser dans la compréhension de leurs interactions avec les surfaces terrestres et océaniques et avec les aérosols (Lafore et al., 2010). Ces analyses doivent être approfondies, en poursuivant les études climatologiques mais aussi les études de cas plus détaillés, au moyen de la modélisation à fine échelle et des données collectées pendant AMMA (Lafore et al., 2011).

Dans la suite de ce chapitre je décrirai la méthodologie et les résultats que nous avons obtenus dans l'étude des processus météorologiques de la mousson africaine à l'aide des observations AMMA et de la modélisation numérique. Les sections du chapitre sont consacrées à différents aspects du travail que j'ai coordonné : implémentation d'un réseau GPS, détection de biais dans les radiosondages et modèles de prévision à l'aide des CIVE GPS, analyse multi-échelle de la variabilité de la vapeur d'eau utilisant observations GPS, radiosondages et la modélisation, et analyse de bilans d'eau à différentes échelles à l'aide de plusieurs jeux de données d'observation et de modélisation. Nous verrons que les bilans d'eau sont un outil efficace pour étudier le cycle de l'eau et les processus météorologiques. Ils sont aussi un diagnostic redoutable d'évaluation des modèles météorologiques (**Bock et al. 2011/ACL**/).

4.2 Un réseau GPS pour l'étude de la mousson africaine

Cette section présente le travail d'implémentation du réseau GPS AMMA, les produits délivrés et les développements méthodologiques associés sur la période 2004-2009. Principaux collaborateurs : M.-N. Bouin (CNRM/CMM), P. Collard, E. Doerflinger (Géosciences Montpellier), F. Masson (EOST-IPGS), A. Walpersdorf (LGIT). Doctorants: R. Meynadier (LATMOS), S. Nahmani (LAREG).

4.2.1. Installation et maintenance d'un réseau de stations GPS en Afrique

Depuis 2004, j'ai coordonné l'installation et l'exploitation scientifique de six stations GPS dans cinq pays d'Afrique de l'Ouest pour AMMA (Figure 4.2.1). Les stations sont situées à Djougou (Bénin), Niamey (Niger) et Gao (Mali) depuis juin 2005 et à Tamale (Ghana), Ouagadougou (Burkina-Faso) et Tombouctou (Mali) depuis avril-mai 2006. En 2011, elles sont toujours en fonctionnement et leurs données sont acheminées régulièrement en France et traitées.

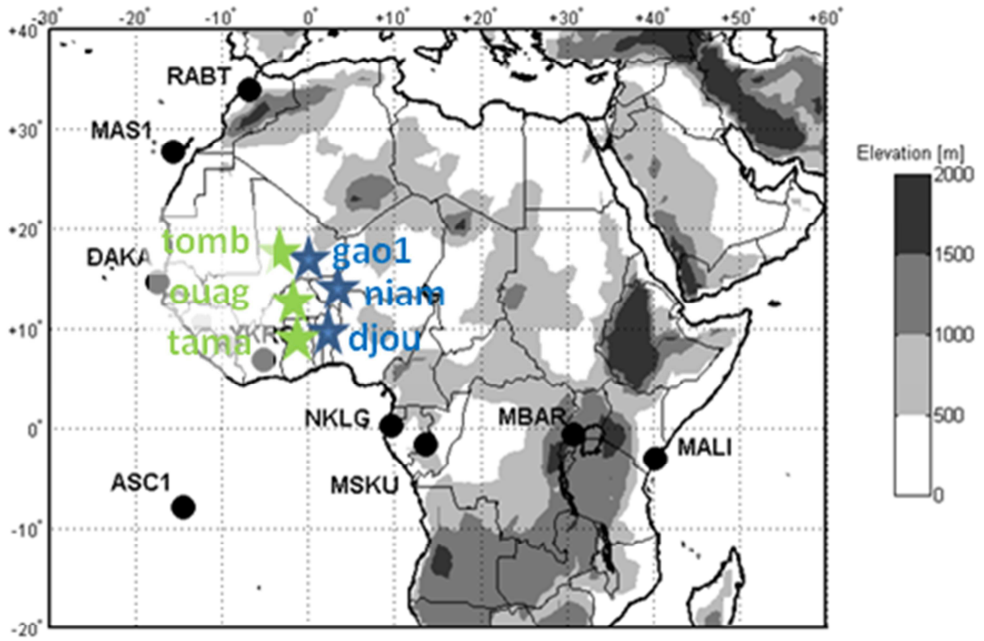


Figure 4.2.1. Carte des stations GPS: (ronds noirs) les stations IGS utilisées pour la pré-étude AMMA (Bock et al., 2007a,b/ACL/) et les stations installées en 2005 (étoiles bleues) et en 2006 (étoiles vertes) pour AMMA (Bock et al., 2008/ACL/).

Le travail à la fois logistique et technique réalisé pour l'installation, la maintenance et l'analyse des données de ces stations s'apparente plus à la gestion d'un réseau permanent que d'un réseau de campagne. Cet effort a été porté par un petit groupe de chercheurs, ingénieurs et techniciens du LATMOS, de l'IGN, de Géosciences Montpellier, et de l'EOST-IPGS. L'IRD a également joué un rôle crucial pour la logistique et l'accueil des missionnaires en Afrique et la mise en relation avec les partenaires locaux. La mise en œuvre opérationnelle et la maintenance des équipements ont été grandement facilitées par le développement d'une coopération avec les équipes techniques des services météorologiques nationaux, de l'ASECNA, de l'ACMAD et d'autres partenaires dans les différents pays. Au total, on peut recenser une cinquantaine de personnes ayant participé de près ou de loin à l'implémentation du réseau GPS AMMA. De plus amples informations pourront être trouvées sur le site web que nous avons mis en place à l'IGN: http://amma-gps.ign.fr/page.php.

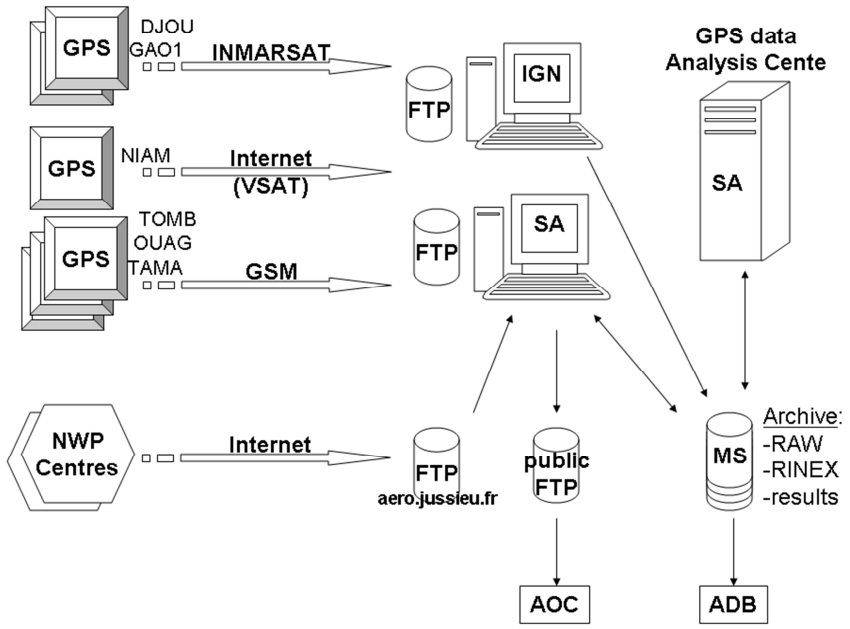


Figure 4.2.2. Schéma du flux de données GPS au cours de la SOP 2006.

La Figure 4.2.2 montre le flux de données GPS tel qu'opérationnel pendant la SOP 2006. Le traitement opérationnel des données GPS AMMA a été mis en place par M.N. Bouin sur un calculateur du LATMOS. Il utilise le logiciel GAMIT. Un calcul routinier quotidien est ainsi réalisé avec les orbites finales de l'IGS qui sont disponibles avec une latence de 15 jours. Ce traitement est appelé "calcul précis". Pendant les saisons de mousson 2006 et 2007, deux autres traitements ont été réalisés en temps-quasi réel, l'un toutes les 3 heures appelé "calcul NRT" (*near real time*) et l'autre une fois par jour pour les données de la veille appelé "calcul rapide". Ces calculs utilisent des orbites "ultra-rapides", moins précises. Le calcul précis est lancé ou mis à jour dès que les données d'une nouvelle station parmi les 6 stations AMMA sont disponibles. Le calcul rapide n'est mis à jour que sur une période de 5 jours. Les stations dont les données arrivent au-delà de cette période ne sont traitées qu'avec le calcul précis. Dès 2005, les stations de Gao et Djougou transmettaient les données de manière journalière par une liaison Inmarsat et pouvaient alors être analysées avec le calcul rapide. La station de Niamey a bénéficié d'une connexion Internet par VSAT mise en place pour la SOP en 2006. Le calcul NRT nous a servi pour réaliser des comparaisons automatiques avec les analyses et les prévisions opérationnelles de l'ECMWF et de Météo-France. Les résultats étaient transmis sur le site Internet du Centre des Opérations AMMA (http://aoc.amma-international.org/observation/ammaObs/gps/index.en.php). Un retraitement des données est également réalisé sur une base annuelle en utilisant à chaque fois la version la plus récente et les options de calcul les plus performantes de GAMIT. L'optimisation de la procédure de calcul a fait l'objet de travaux méthodologiques réalisés au LAREG dans le cadre de thèse de S. Nahmani.

Les ZTD estimés des stations AMMA sont convertis en CIVE à l'aide des mesures de pression atmosphérique colocalisées afin de minimiser les erreurs d'échantillonnage (Figure 3.3.1a). Nous avons à cet effet installé un capteur Vaisala PTU200 avec chaque station GPS. Les CIVE sont mis à disposition régulièrement sur la base de données AMMA (http://database.amma-international.org/).

Les données RINEX ont été récemment mises à disposition de la communauté internationale sur les serveurs de données de l'IGS et d'AFREF. L'exploitation scientifique de ces produits GPS a été valorisée par la co-publication d'une vingtaine d'articles dans des journaux scientifiques internationaux

et une cinquantaine de présentations lors de conférences internationales. Les estimations de CIVE GPS ont fait l'objet d'une centaine de requêtes d'extractions sur la base de données AMMA.

Actuellement nous maintenons les stations GPS AMMA dans la perspective de les intégrer dans le SOERE (Système d'Observations et d'Expérimentation pour la Recherche en Environnement) SECAO (Suivi Environnemental et Climatique en Afrique de l'Ouest) pour venir en appui aux études sur le long terme dans la phase 2 du programme AMMA (2010-2020). Le maintien des stations GPS en Afrique de l'Ouest permet aussi d'améliorer les calculs géodésiques sur la région du fait du raccourcissement des lignes de base. Ainsi, les orbites des satellites sont mieux déterminés, mais aussi les positions et vitesses des autres stations permanentes. Les stations AMMA peuvent donc contribuer à améliorer les systèmes de référence Africain et mondial ITRF, à affiner l'étude de la tectonique régionale, et à quantifier sur les effets de surcharges hydrologiques dus aux pluies de la mousson (**Hinderer et al., 2009/ACL/**).

4.2.2. Etude des sources d'erreur et optimisation du calcul GPS en Afrique

Nous avons mené plusieurs études méthodologiques visant à quantifier la précision d'estimation des ZTD et CIVE GPS en Afrique et à améliorer les procédures de calcul.

(a) Pré-étude sur l'Afrique : analyse des sources d'erreurs

En 2004, nous avons étudié l'influence de la précision des orbites finales IGS, des modèles de surcharge océanique, et des effets de propagation dans l'ionosphère en région tropicale. Cette étude s'est appuyée sur l'analyse de données du réseau IGS sur la période 1999-2006, avec un focus sur l'année 2001 (**Walpersdorf et al., 2007/ACL/)**. Nous avons montré que la précision de positionnement et, par déduction, des ZTD estimés n'était pas limitée par la précision des orbites finales en Afrique. Nous avons montré également que la non-correction de la surcharge océanique de marée pouvait induire des oscillations parasites dans les ZTD estimés de ±2 mm (cas de la station continentale de MBAR en Ouganda) à ±10 mm (pour la station côtière de NKLG au Gabon). Cette correction fait d'ailleurs partie de la procédure standard en calcul GPS (recommandations IERS, 2003). L'analyse de la variabilité multi-échelle de l'ionosphère et de son impact sur les ZTD estimés reste un volet original et toujours d'actualité de ce travail. Nous avons mis en évidence une corrélation significative entre l'activité ionosphérique (mesurée au moyen du contenu total en électrons, TEC), la perte de mesures de phase sur L2 et l'erreur formelle sur les ZTD estimés. Cette corrélation est observée aux différentes échelles de temps caractéristiques diurne et saisonnière, et probablement décennale (i.e. avec le cycle solaire). Le cycle diurne présente la variance la plus forte qui est, de plus, exacerbée lors d'orages magnétiques sur des périodes pouvant durer quelques jours.

La Figure 4.2.3 illustre la variabilité du TEC et ses impacts mesurés sur quatre sites GPS au cours d'un événement d'orage magnétique. Le TEC suit l'évolution journalière du rayonnement solaire. En fin de journée, lorsque l'irradiation solaire s'arrête, des hétérogénéités apparaissent dans le plasma ionosphérique (*ionospheric bubbles*) qui produisent une scintillation des signaux GPS, en particulier pour la fréquence L2 (Kintner et al., 2004). Il s'ensuit des interférences du signal au sol se traduisant par une perte de mesures sur L2 pendant un court laps de temps et donc potentiellement des erreurs de positionnement et d'estimation des ZTD. L'impact de la perte de mesures est détecté dans l'erreur formelle des paramètres estimés (ici le ZTD). Pour la station RABT, l'effet est très marqué, reflétant que le récepteur utilisé à l'époque était de mauvaise qualité (il a été remplacé par la suite). Toutefois, l'importance de ces phénomènes de scintillation ne doit pas être exagérée. Leur impact est faible avec du matériel GPS récent (comme employé pendant AMMA) et l'effet est négligeable sur des ZTD horaires et des positions journalières.

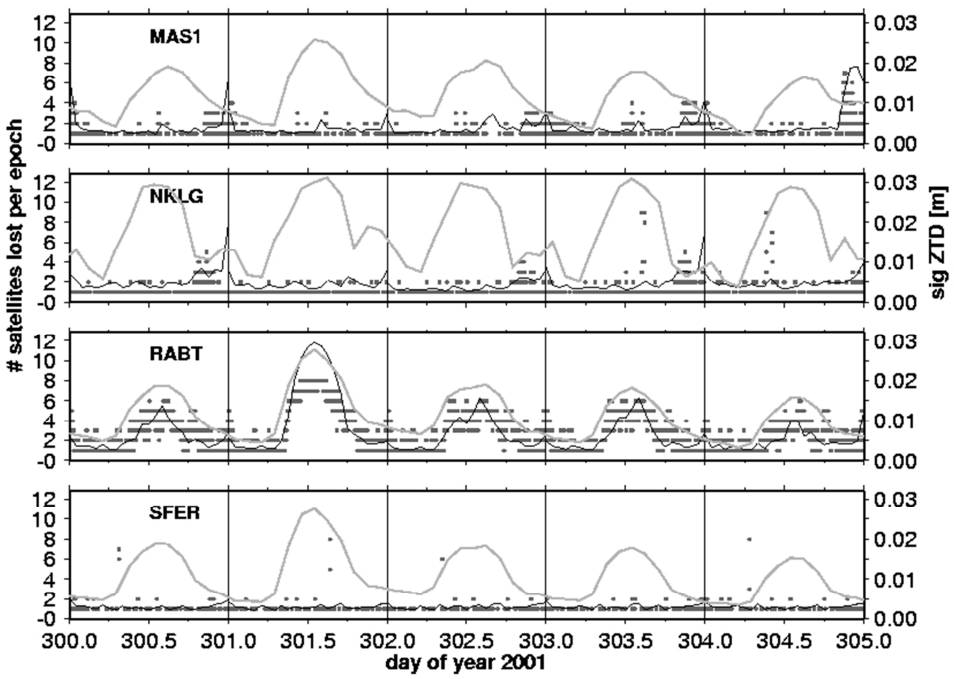


Figure 4.2.3. Variation temporelle du contenu total en électrons (courbe grise), du nombre de satellites perdus par époque (points gris), et de la précision formelle sur les ZTD estimés (courbe noire), pour les jours 300.0 à 305.0 de l'année 2001, pour une station équatoriale (NKLG) et trois stations de moyennes latitudes (MAS1, RABT et SFER, entre 28 et 35°N). Extrait de Walpersdorf et al., 2007/ACL/.

(b) Précision des solutions ZTD GPS AMMA

En 2006-2007, nous avons analysé la précision des estimations de ZTD issues des trois types calculs GPS opérationnels réalisés pour AMMA. Nous avons noté que la précision formelle des ZTD horaires estimés par les calculs NRT, rapide et précis est respectivement de 6, 4.5 et 3 mm. Le calcul NRT n'est donc a priori que deux fois moins précis que le "calcul précis". La comparaison des calculs opérationnels à un retraitement réalisé en 2008 a toutefois mis en évidence des différences moyennes et des dispersions nettement supérieures, en particulier pour le calcul NRT (**Bock et al., 2008/ACL**/). L'écart-type des différences de ZTD estimés par les calculs NRT, rapide et précis en comparaison à la solution retraitée est de ~15 mm, ~7 mm et 4.5 mm. La forte dispersion du calcul NRT en Afrique rend difficilement exploitable cette solution (p.ex. pour de la prévision immédiate), mais la densification progressive du réseau devrait à terme améliorer cette situation. Par contre la solution rapide semble intéressante car elle permet d'avoir rapidement une idée assez précise de l'évolution du CIVE à court terme (p.ex. pour la détection d'ondes d'Est ou de phases de la variabilité intra-saisonnière dans la mesure où ces perturbations affectent le contenu en vapeur d'eau dans la colonne d'atmosphère ; **Bock et al., 2007a/ACL/**).

La comparaison des calculs opérationnels réalisés en 2006 au retraitement réalisé en 2008 met également en évidence un biais de 3 – 4 mm sur les ZTD dont l'origine a été identifiée. Il s'agit principalement d'une différence dans les modèles d'antennes des récepteurs. Le calcul de 2006 utilisait un étalonnage relatif distribué par le NGS (National Geodetic Survey) alors que les calculs plus récents utilisent maintenant un étalonnage absolu réalisé en chambre anéchoïque par la société Geo++ pour l'IGS. Différentes études ont montré que l'étalonnage absolu était plus précis (Ge et al., 2005; Schmid et al., 2007; Buyn and Bar Sever, 2009; **Bock et al., 2010/ACL/**). Nous pouvons donc supposer que le biais éventuel des ZTD GPS de la solution retraitée est inférieur à celui des solutions antérieures. Ceci est particulièrement important quand on utilise les estimations de CIVE GPS pour valider des radiosondages et des modèles de prévision.

Le changement des équipements GNSS, en particulier au niveau des antennes, est généralement une source potentielle de discontinuité dans les séries temporelles des paramètres estimés qui peut être gênante pour des applications comme la surveillance du climat. Nous avons étudié l'impact du changement d'antenne et de récepteurs lors de l'installation initiale en 2005, puis du retrait des radomes en 2006. Les discontinuités engendrées par ces changements ont été estimés à moins de ±3 mm de biais et d'écart-type confondus (**Nahmani et al., 2008a/AFF**/).

Lorsque l'on s'intéresse au cycle diurne, il est également important de vérifier que la précision des estimations ZTD et CIVE est équivalente pour toutes les heures de la journée. Ceci n'est intrinsèquement pas le cas pour un calcul GPS sur 24 h car les ZTD estimés en début et fin de journée ne sont pas contraints symétriquement par des observations. Cet effet de bord s traduit par une augmentation de l'incertitude sur le 1er et le dernier ZTD estimé. L'erreur formelle double ainsi pour un calcul précis, passant de 3 mm en milieu de session à 6 mm sur les bords (**Bock et al., 2010/ACL**/). Afin d'éliminer cet effet, il est commun de traiter les données avec un recouvrement des sessions successives (méthode des "fenêtres glissantes" ou *sliding window*, Foster et al., 2005) et d'extraire uniquement les périodes centrales des sessions. Nous avons pour cette raison mis en place un traitement double sur des sessions de 24h démarrant pour l'une à 00 UTC et l'autre à 12 UTC. Nous extrayons les 12 h centrales de chaque solution pour reconstruire une série temporelle continue dont les solutions ont alors toutes la même précision formelle. La comparaison des CIVE GPS à des mesures de radiomètres micro-ondes à Djougou confirme l'amélioration de la restitution du cycle diurne du CIVE GPS avec procédure (**Nahmani et al., 2008b/AFF/**).

Nous avons également cherché à optimiser le paramétrage du modèle troposphérique afin d'avoir des ZTD les plus précis possibles. Il apparait que l'incertitude liée au choix de ce paramétrage (méthode de correction a priori, fonctions de projection, nombre de paramètres ZTD et gradients estimés, paramètres du modèle stochastique) reste inférieure en moyenne mensuelle à ±2 mm pour les stations AMMA (**Nahmani et al., 2008a/AFF)**. Notamment, le choix entre les fonctions de projection GMF et VMF1 n'apparait pas évident car aucun critère objectif ne permet de trancher.

L'analyse des résidus des calculs GPS indique une augmentation de leur dispersion lors des phases de transition de la mousson (**Nahmani et al., 2009/COM**/). On peut supposer que cet effet résulte soit de défauts dans la modélisation troposphérique communs aux fonctions de projection GMF et VMF1 lors du passage du FIT, soit d'un renforcement des multi-trajets induit par la modification de l'humidité de la surface et du couvert végétal. Des investigations sont encore nécessaires pour évaluer ces hypothèses. Dans le même ordre d'idées, une autre question intéressante est d'étudier l'impact de la propagation des MCS sur les signaux GPS et les paramètres estimés.

4.3 Comparaisons modèles – observations en Afrique

Principaux collaborateurs : M. Nuret, F. Guichard et J.P. Lafore (CNRM-GAME), S. Janicot, A. Agusti-Panareda (CEPMMT). Doctorants : R. Meynadier, S. Nahmani. Stagiaires: M. Lacarra.

L'amélioration de la qualité des modèles de prévision météorologique et des modèles de climat en Afrique de l'Ouest est un des objectifs majeurs du programme AMMA (AMMA ISSC, 2005). Les modèles sont connus pour avoir des défauts dans la position et l'intensité de la zone de pluie (ITCZ) et du Jet d'Est Africain (JEA) pendant la mousson (Hourdin et al., 2010; Tompkins et al., 2005, 2010). La plupart des modèles de prévision météorologique placent en effet l'ITCZ systématiquement trop au sud (Stendel and Arpe, 1999). Les prévisions du modèle ECMWF ont également tendance à dériver à l'échéance de quelques jours, en déplaçant l'ITCZ et le JEA vers le nord (Agusti-Panareda and Beljaars, 2008). Dans la réanalyse ERA40, le JEA se déplace ainsi d'environ 5° en 10 jours et s'affaiblit en même temps (Tompkins et al., 2005). Pour les modèles de climat on note une grande dispersion dans le positionnement et l'intensité de l'ITCZ et du JEA, mais aussi du flux de mousson et de l'activité synoptique (ondes d'Est), révélant une grande incertitude quant à la représentation des processus de la mousson (Hourdin et al., 2010).

L'évaluation des modèles sur la base de scores de pluie ou de localisation des éléments-clé du système de mousson est une approche très macroscopique car les précipitations et les structures dynamiques résultent d'interactions complexes entre un grand nombre de processus physiques. Les défauts constatés peuvent donc avoir de multiples origines. L'évaluation basée sur la vapeur d'eau et le CIVE est peut-être moins globale mais elle peut permettre d'identifier des défauts plus facilement. La vapeur d'eau reste néanmoins un ingrédient fondamental du système de mousson. Dans AMMA, les estimations de CIVE GPS ont ainsi été abondamment utilisés comme observation indépendante pour la validation des modèles de prévision en Afrique.

4.3.1. Pré-étude sur l'Afrique

En 2004-2005, nous avons fait des comparaisons de CIVE estimés par GPS, radiosondages, photomètres solaires (AERONET), et satellite SSM/I (sur l'océan seulement) avec les réanalyses ERA-40 et NCEP2, sur la période 1999.0-2005.8 (**Bock et al., 2007b/ACL**/). Les solutions ZTD GPS ont été prises de l'IGS. A cette époque, il s'agissait de l'ancienne solution, issue de la combinaison des ZTD produits par 10 centres d'analyses IGS (Gendt, 2004). Cette étude s'est largement inspirée de la méthodologie développée au cours des campagnes précédentes (Chapitre 3). Son originalité est d'avoir porté l'étude sur l'Afrique où la performance des systèmes d'observation et des modèles opérationnels n'avait été que peu documentée à l'époque.

Les stations GPS utilisées dans cette pré-étude sont indiquées à la Figure 4.2.1 par des ronds noirs. La Table 4.3.1 donne une synthèse des comparaisons. L'évaluation des radiosondages révèle des biais secs extrêmement élevés en comparaison aux CIVE GPS, de 3.2 kg m^{-2} ou 10% en moyenne, et de plus de 6 kg m^{-2} ou 15% sur certains sites (Libreville, Dakar, Rabat). Toutes les stations de radiosondage utilisaient à cette époque des sondes Vaisala RS80. Le fait de trouver un biais sec n'a pas été une surprise, mais son amplitude importante devait être confirmée par d'autres comparaisons indépendantes. Nous avons utilisé pour cela les photomètres solaires AERONET et le radiomètre spatial SSM/I pour faire des comparaisons sur cinq stations GPS côtières. Ces données ont montré un bon accord avec les GPS (biais GPS – AERONET < 1% sur 2 sites et biais GPS – SSM/I < 8% sur 5 sites).

BIAS / STD (kg m^{-2})	GPS	RS	SSM/I	ERA40	NCEP2
GPS	—	3.0 (12%)	2.1 (9%)	3.6 (11%)	5.2 (16%)
RS	3.2 (10%)	—		3.2 (10%)	3.8 (12%)
SSM/I	-0.6 (-2%)		—	2.7 (8%)	4.5 (14%)
ERA40	0.5 (1%)	-1.8 (-6%)	-0.6 (-2%)	—	4.6 (14%)
NCEP2	1.6 (5%)	-1.5 (-5%)	0.7 (2%)	1.5 (5%)	—

Table 4.3.1. Matrice contenant les différences moyennes (BIAS) dans le triangle inférieur et les écarts-type des différences (STD) dans le triangle supérieur grisé. Les différences moyennes sont prises dans l'ordre colonne – ligne (p. ex: le biais GPS – RS = 3.2 kg m^{-2}). La comparaison porte sur la période Jan 1999 - Jul 2005 pour les observations et Jan 1999 - Aug 2002 pour les deux réanalyses. Les données sont utilisées à pleine résolution. Extrait de Bock et al., 2007b/ACL

En moyenne, le biais GPS – SSM/I est de -2%, démontrant ainsi les bonnes performances du GPS à estimer les CIVE en Afrique (performances mises en doute avant le projet AMMA) et confirmant la présence de biais sec dans les sondes Vaisala RS80. La Figure 4.3.1 illustre cet accord contrasté entre les trois jeux de données GPS – RS – SSM/I pour la station NKLG (Libreville) au Gabon.

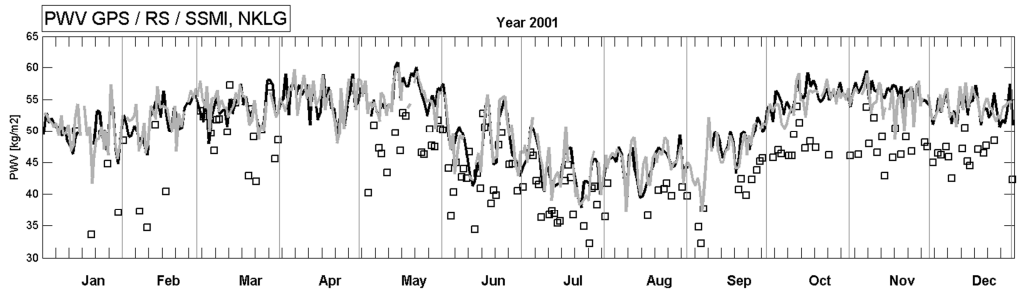


Figure 4.3.1. CIVE estimés par GPS (ligne noire), radiosondes (carrés), et SSM/I (ligne grise) pour la station GPS NKLG (Libreville) en 2001. Les données GPS sont des moyennes journalières.

Nous avons également, pour la première fois dans cette région, évalué les CIVE des réanalyses ERA40 et NCEP2. La réanalyse ERA-40 a révélé des biais faibles par rapport au GPS (1% de biais sur le CIVE en moyenne, ou -4% à +9% selon le site). L'inspection de statistiques d'assimilation des radiosondages dans ERA-40, fournies par A. Agusti-Panareda, ECMWF, nous a permis de quantifier les biais des radiosondages des stations de Libreville, Dakar et Rabat en comparaison à l'ébauche du modèle (**Bock et al., 2007b/ACL**/). Nous avons ainsi pu confirmer d'une autre manière les biais significatifs au niveau de ces stations (un écart observation – ébauche supérieur en valeur absolue à 2.3 kg m^{-2}) et leur impact sur les champs réanalysés (un assèchement du modèle de plus de 1 kg m^{-2}). Ici, comme dans le cas de la réanalyse MAP (Bock et al., 2005/ACL/), on peut mettre en évidence à la fois un impact des biais des radiosondages sur les réanalyses via l'assimilation de ces données, mais aussi une limitation de cet impact grâce à l'assimilation d'autres observations (notamment les CIVE SSM/I sur l'océan sont les biais en CIVE sont inférieurs à ceux trouvés pour les radiosondes RS80 dans cette étude). Les performances de la réanalyse NCEP2 sont moins bonnes que celles d'ERA40. On peut tenter d'expliquer cela par une différence de résolution horizontale (2.5° x 2.5° contre 1.125° x 1.125° pour ERA40) et par une moindre assimilation de données satellitaires dans NCEP2 (notamment les CIVE SSM/I ne sont pas du tout assimilés dans NCEP2). Les deux réanalyses montrent des écarts-

types de différences relativement élevés et des corrélations temporelles assez faibles par rapport à GPS quand on considère les données avec une résolution de 6 heures ou même des moyennes sur 24 heures. L'accord avec GPS s'améliore quand on prend des données moyennées sur 7 jours. Ce résultat indique que les processus atmosphériques de plus grande échelle sont sans doute mieux représentés que les processus de plus petite échelle (ondes d'Est, oscillations du flux de mousson et mouvements du FIT, cycle diurne, etc.). Il est utile d'avoir conscience de ces limitations lors de l'interprétation des réanalyses, souvent considérées comme des 'observations' en climatologie.

4.3.2. Détection de biais dans les mesures des radiosondes et dans les modèles météorologiques pendant la SOP AMMA (mousson 2006)

Pendant la campagne AMMA de 2006, trois types de radiosondes ont été principalement utilisés : Vaisala RS80-A, Vaisala RS92 et MODEM M2K2. Les ballons-sondes ont été lancés à raison d'un à quatre sondages par jour, pendant 4 mois, et jusqu'à huit par jour sur 6 sites pendant deux courtes périodes fin juin et début aout 2006 (Parker *et al.* 2008). La co-localisation de 5 des 6 stations GPS AMMA avec des stations de radiosondages s'est avérée judicieuse. En effet, les biais d'humidité affectant les différents types de radiosondes utilisés pendant AMMA ont été rapidement mis en évidence après la campagne de 2006 (**Bock, 2007/PROJET.9**; **Bock et al. 2008/ACL**/; **Nuret et al., 2008/ACL**/). Ces résultats ont confirmé l'étude précédente faite sur d'autres sites de sondage opérationnels en Afrique.

La Figure 4.3.2-a illustre ces biais pour les différents types de sondes utilisés sur ces sites, et leur variation diurne avec une résolution de 3h à 12h selon le site. Un biais sec particulièrement fort a été diagnostiqué pour les sondes Vaisala RS80-A, allant jusqu'à -10 kg m^{-2}. L'ampleur du biais constaté est expliquée par l'âge important des sondes (Wang et al., 2002). Les sondes Vaisala RS92 montrent un biais plus faible mais aussi globalement plutôt humide, en particulier la nuit. La réduction du biais entre les sondes Vaisala RS80 et RS92 est un fait connu et la RS92 est communément considérée comme la sonde opérationnelle la plus précise (Nash et al., 2005; Miloshevich et al., 2006). Nos résultats en Afrique sont tout à fait cohérents avec les résultats trouvés aux latitudes tempérées (cf. Chapitre 3), à savoir pour les RS92, un faible biais sec de jour et un faible biais humide de nuit. Le biais des sondes MODEM M2K2 n'avait pas été documenté avant AMMA. Pendant la SOP AMMA deux sites étaient équipés de ce type de sondes, Parakou et Ouagadougou. Les résultats pour ces deux sites ne sont pas en très bon accord. On suspecte que ceci est lié à un disfonctionnement du système d'étalonnage de la station de Parakou qui a été reporté par les opérateurs.

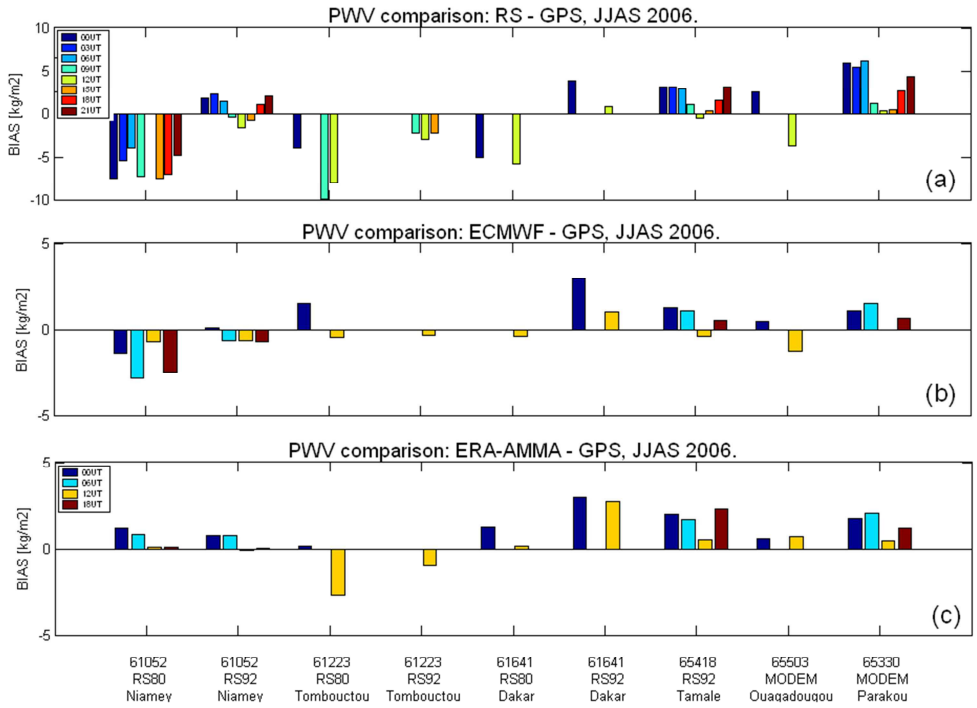


Figure 4.3.2. Biais du CIVE des radiosondes (a), des analyses opérationnelles du CEPMMT (b) et de la réanalyse AMMA de l'ECMWF (c) par rapport au GPS. Le cas de Tombouctou est particulier car les données de cette station n'ont pas été assimilées en opérationnel.

Comme précédemment, nous avons cherché à évaluer l'impact du biais des sondages assimilés dans l'analyse opérationnelle ECMWF. La Figure 4.3.2-b montre ces biais, avec la résolution temporelle de l'analyse, soit 6h, où l'on n'a retenu que les analyses pour lesquelles un sondage a été lancé. On peut ainsi comparer la Figure 4.3.2-b à la Figure 4.3.2-a et constater qu'il existe bien une corrélation des biais des analyses avec les biais des radiosondes. Ce résultat est cohérent avec ce que nous avions trouvé dans Bock et al., 2007b/ACL/ et Bock et al., 2005/ACL/.

Afin de corriger l'impact des biais des radiosondages sur les analyses opérationnelles et les réanalyses, deux initiatives ont été lancées pendant AMMA, l'une à ECMWF et l'autre au CNRM. La méthode développée à ECMWF devait permettre de corriger d'une part les sondages africains pour la production de la réanalyse AMMA (**Agustì-Panareda et al., 2009/ACL**/) et d'autre part les sondages opérationnels assimilés par le système de prévision ECMWF. La méthode du CNRM devait quant à elle permettre de corriger seulement la base de données AMMA, mais avec une plus grande précision, afin de pouvoir utiliser ces données pour alimenter les études de processus (**Nuret et al., 2008/ACL**/). Les deux méthodes s'appuient sur la même approche statistique consistant à corriger, pour chaque type de sonde, les observations à l'aide d'un abaque dont les paramètres d'entrée sont l'humidité relative observée, l'altitude du point d'observation (pour la dépendance en température) et l'heure solaire (pour la dépendance avec l'effet radiatif). Les méthodes diffèrent dans la construction de l'abaque. Dans le cas de l'ECMWF, le biais est calculé par rapport à une prévision à court-terme du modèle pour un type donné de sonde sur une période rétrospective d'un mois. Le biais propre du modèle est lui-même corrigé par rapport à une observation d'humidité de référence. Actuellement, l'observation de référence est la radiosonde Vaisala RS92 de nuit. Cette méthode consiste donc à utiliser le modèle de prévision pour transférer l'étalonnage de la sonde Vaisala RS92 de nuit aux autres types de sondes, de jour et de nuit. La méthode est intéressante dans le sens où la sonde RS92 est effectivement considérée comme la meilleure sonde opérationnelle, et que les propriétés du modèle sont suffisamment homogènes pour transférer l'étalonnage à une échelle régionale. Pour une utilisation en global, cette deuxième

hypothèse n'est pas forcément valide. Quant à l'étalonnage absolu de la sonde Vaisala RS92, il reste problématique du fait du biais humide constaté de nuit. On constate effectivement que la réanalyse AMMA réalisée avec le modèle ECMWF utilisant cette correction est trop humide (Figure 4.3.2.-c).

Cette méthode de correction a également été implémentée, sous une forme légèrement simplifiée dans le modèle opérationnel ECMWF (Bechtold et al., 2008) et dans le modèle ARPEGE de Météo-France (**Faccani et al., 2009/ACL**/). Dans ce dernier modèle, les prévisions sont améliorées en termes de positionnement de la ceinture de pluies (ITCZ) et du Jet d'Est Africain. Il y a également un impact positif sur le géopotentiel à 500 hPa prévu à 2 – 3 jours sur l'Europe qui est visible le long du trajet moyen des cyclones tropicaux à travers l'Océan Atlantique.

Dans la méthode de correction développée au CNRM, l'abaque est calculé pour chaque type de sonde opérationnelle par comparaison avec une sonde de référence très précise, de type hygromètre à point de rosée/givre. Le biais est paramétré de la même manière (fonction de l'humidité relative, de l'altitude et de l'heure solaire). Cette méthode nécessite de disposer d'une base de données d'observations conjointes pour chaque type de sonde avec des sondes de référence. Elle a été constituée à partir de plusieurs campagnes d'intercomparaisons de radiosondes organisées par l'OMM (Nash et al., 2005). Toutefois, cette base de données étant incomplète, car n'ayant pas documenté les sondes MODEM M2K2 utilisées pendant AMMA, nous avons mis sur pied avec J.P. Lafore et M. Nuret (CNRM) une campagne de mesures dédiée en aout 2008 à Niamey pour la correction des sondes AMMA. La campagne a été réalisée avec l'aide des équipes de la campagne internationale SCOUT-AMMA (J.P. Pommereau et coll.) et des personnels de l'ASECNA (coordination J.-B. Ngamini). J'ai participé aux préparatifs finaux et aux premiers lancements de ballons équipés de trois sondes (MODEM M2K2, Vaisala RS92 et Meteolabor Snow-White). Les données issues de cette campagne ont permis de finaliser les abaques de correction de jour grâce aux mesures réalisées à deux heures solaires différentes (8h et 12h).

Les comparaisons avec les CIVE GPS ont été intensivement utilisées pour valider la méthodologie et les modèles de correction développés au CEPMMT et au CNRM (Nuret et al., 2008/COM/, 2009/COM/, 2009/AFF/). Les abaques du CNRM doivent maintenant être utilisés pour corriger l'ensemble de la base de données AMMA avec une précision absolue de l'ordre de 2 à 3 %. Une fois les sondages corrigés, il sera possible de calculer des profils verticaux de chaleur sensible et de chaleur latente pour analyser p.ex. les échanges d'eau et d'énergie entre les systèmes convectifs et leur environnement (Lin and Johnson, 1996; Nuret and Chong, 1998). Il y aurait également un intérêt à réanalyser la période de la SOP AMMA avec une modèle de prévision pour fournir des champs d'initialisation et de conditions aux limites plus précis pour guider des simulations mésoéchelle.

4.3.3. Analyse long-terme des biais des radiosondes et des modèles météorologiques

L'accumulation des données GPS AMMA depuis 2005 permet aujourd'hui d'avoir un certain recul sur la performance des systèmes d'observation et de modélisation en Afrique de l'Ouest. La Table 4.3.2 nous permet de confirmer les biais des trois types de radiosondes utilisées pendant l'EOP AMMA en moyenne sur la période 2005 – 2008. Les stocks de sondes Vaisala RS80 ayant été épuisés, ce sont aujourd'hui principalement des sondes Vaisala RS92 et MODEM M2K2-DC (remplaçante de la M2K2) qui sont utilisées. On peut conjecturer une amélioration de la qualité des analyses opérationnelles de ce fait.

GPS ID	PWV [kg/m2]	BIAS [kg/m2]	STD [kg/m2]	r	slope	NP	PWV [kg/m2]	BIAS [kg/m2]	STD [kg/m2]	r	slope	NP
RS80			*00UT*						*12UT*			
DAKA	29.6	-4.0	2.6	0.98	0.88	77	26.5	-4.6	3.0	0.97	0.83	71
NIAM	42.2	-5.5	2.1	0.97	0.92	69	42.0	-7.8	2.1	0.95	0.84	72
TOMB	38.0	-4.5	2.7	0.95	1.02	48	33.8	-7.5	2.4	0.98	0.88	97
average	*36.6*	*-4.7*	*2.4*	*0.97*	*0.94*	*65*	*34.1*	*-6.6*	*2.5*	*0.97*	*0.85*	*80*
RS92												
DAKA	25.5	2.8	1.3	1.00	1.03	27	27.0	1.4	1.5	1.00	0.96	30
NIAM	25.1	0.8	1.6	1.00	1.03	688	25.3	-1.0	1.5	1.00	0.95	683
TAMA	47.2	3.6	1.5	0.96	0.97	95	37.0	0.4	1.6	1.00	0.96	239
average	*32.6*	*2.4*	*1.5*	*0.98*	*1.01*	*270*	*29.8*	*0.3*	*1.5*	*1.00*	*0.96*	*317*
MODEM												
DJOU	42.4	6.4	4.8	0.87	1.01	254	34.1	0.5	5.1	0.93	1.03	526
OUAG	44.4	2.3	2.2	0.94	1.10	94	40.0	-3.9	3.0	0.97	1.02	147
average	*43.4*	*4.3*	*3.5*	*0.91*	*1.06*	*174*	*37.0*	*-1.7*	*4.0*	*0.95*	*1.03*	*337*

Table 4.3.2. Différence CIVE RS – CIVE GPS en fonction du type de sonde et de l'heure de lancer (00 / 12 UTC) sur la période 2006 à 2008. Extrait de Bock and Nuret, 2009/ACL/.

La Figure 4.3.3 montre les résultats d'une évaluation des analyses du modèle opérationnel ECMWF-IFS ainsi que des réanalyses ERA-Interim, NCEP1 et 2 en Afrique de l'Ouest sur la période 2005.5 – 2009.0. Toutes les analyses/réanalyses montrent une modulation saisonnière du biais et de la dispersion, avec un maximum en avril-mai, avant la saison des pluies. Ceci suggère que les sources d'erreurs sont sans doute liées plus à la physique des modèles qu'à la qualité des données assimilées. Néanmoins, on voit que toutes les analyses/réanalyses montrent une tendance du biais à s'humidifier sur la période. Ceci est au moins partiellement lié à l'évolution du réseau de radiosondage, avec le passage à Niamey de Vaisala RS80 en 2005 à RS92 en 2006. Pour ECMWF-IFS l'effet pourrait être renforcé avec l'introduction de la correction des biais d'humidité en novembre 2007 (Bechtold et al., 2008). Néanmoins, il n'en reste pas moins que l'analyse ECMWF et la réanalyse ERA-Interim ont des biais et dispersions par rapport à GPS plus faibles que les réanalyses NCEP.

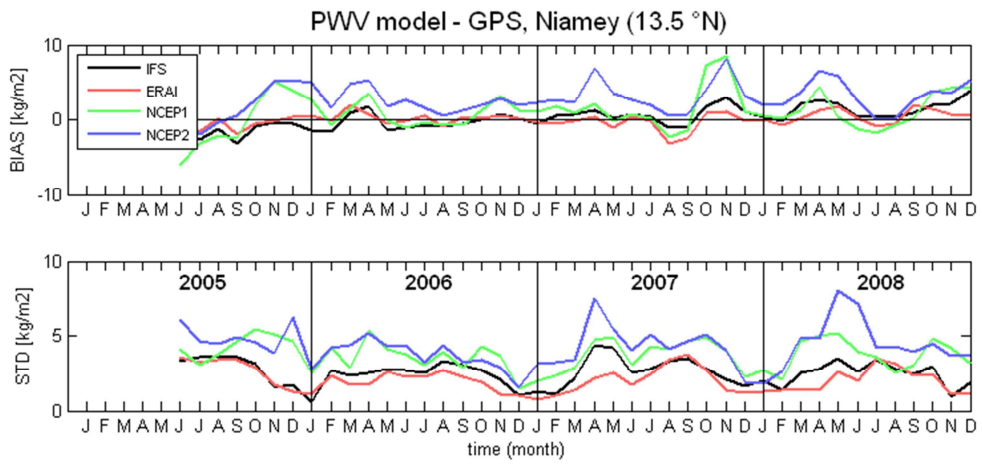


Figure 4.3.3. Biais et écarts-types des différences à 12 UTC en moyennes mensuelles des analyses du modèle opérationnel ECMWF-IFS ainsi que des réanalyses ERA-Interim, NCEP1 et 2 en comparaison aux CIVE GPS à Niamey. Adapté de Bock and Nuret, 2009/ACL/.

4.4 Analyse multi-échelle de la variabilité de la vapeur d'eau en Afrique par GPS

Principaux collaborateurs: F. Guichard, S. Janicot, J. P. Lafore, F. Couvreux, M.-N. Bouin. Doctorants: R. Meynadier. Stagiaires: Imad Belfeki.

4.4.1 Pré-étude sur l'Afrique

Lors de la pré-étude AMMA en 2004-2005, nous avons été les premiers à analyser les séries temporelles de CIVE GPS en relation avec le cycle de l'eau en Afrique. Dans un article publié dans GRL (Bock et al., 2007a/ACL/), nous avons mis en évidence, à l'aide des solutions ZTD de l'IGS sur la période 1997.0-2005.0:

(i) la diversité des cycles saisonniers entre des stations équatoriales (NKLG au Gabon et MALI au Kenya, cf. Figure 4.2.1), sahélienne (DAKA au Sénégal) et subtropicale (MAS1 dans les Iles Canaries). En région équatoriale, le CIVE marque une oscillation semi-annuelle du fait double passage saisonnier de la ZCIT. A Dakar, le cycle saisonnier montre une modulation mensuelle très forte liée à la mousson africaine, passant de moins de 10 kg m^{-2} en saison sèche à plus de 50 kg m^{-2} en saison humide. Aux latitudes plus tempérées (Canaries), le CIVE est également maximal en été mais atteint des valeurs nettement plus faibles (28 kg m^{-2}).

(ii) l'existence de fluctuations intra-saisonnières intenses du CIVE à Dakar (cf. Figure 4.4.1), corrélées avec l'occurrence de perturbations atmosphériques de grande échelle telles que la MJO (40-50 jours) en hiver, les Ondes d'Est Africaines (3-5 jours) en été, et les ondes équatoriales de Kelvin et de Rossby (5-10 et 15-25 jours) tout au long de l'année (Wheeler and Kiladis, 1999).

(iii) Un grand contraste dans le cycle diurne du CIVE sur ces sites. A Dakar, le cycle diurne du CIVE est quasi-inexistant en moyenne mensuelle, alors que pour les autres stations la modulation dépasse les ± 1 kg m^{-2}.

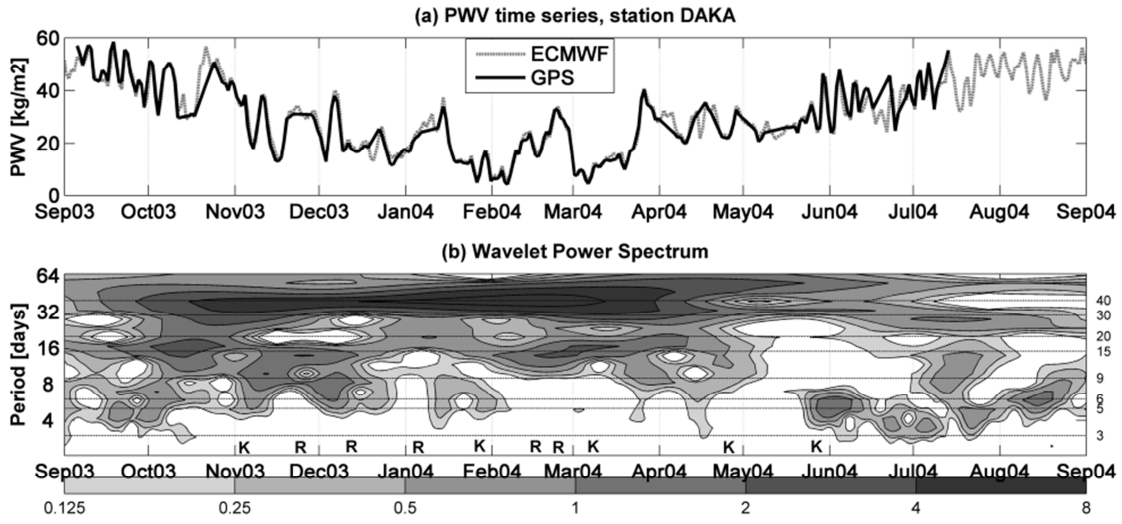


Figure 4.4.1. Série temporelle (haut) et spectre en ondelette (bas) du CIVE journalier à Dakar entre Sept. 2003 et Sept. 2004 (GPS et analyse ECMWF). Les lettres K et R indiquent le passage d'ondes de Kelvin et Rossby, respectivement, détectées à l'aide de critères dynamiques. *Extrait de Bock et al., 2007a/ACL/.*

4.4.2 Résultats du programme AMMA

Par rapport à la pré-étude AMMA, les données GPS recueillies avec les six stations installées en 2005 et 2006 ont permis d'étudier le cycle de l'eau et les processus atmosphériques dans une région plus continentale de l'Afrique de l'Ouest, jusque-là peu couverte en observations météorologiques et surtout vide de stations GPS (Figure 4.2.1). Dans cette section nous présentons les résultats aux échelles saisonnière, synoptique et diurne.

Cycle saisonnier

Les premiers résultats de l'analyse des CIVE GPS AMMA pour 2005 et 2006 ont été présentés dans Bock et al., 2008/ACL/ et Janicot et al., 2008/ACL/.

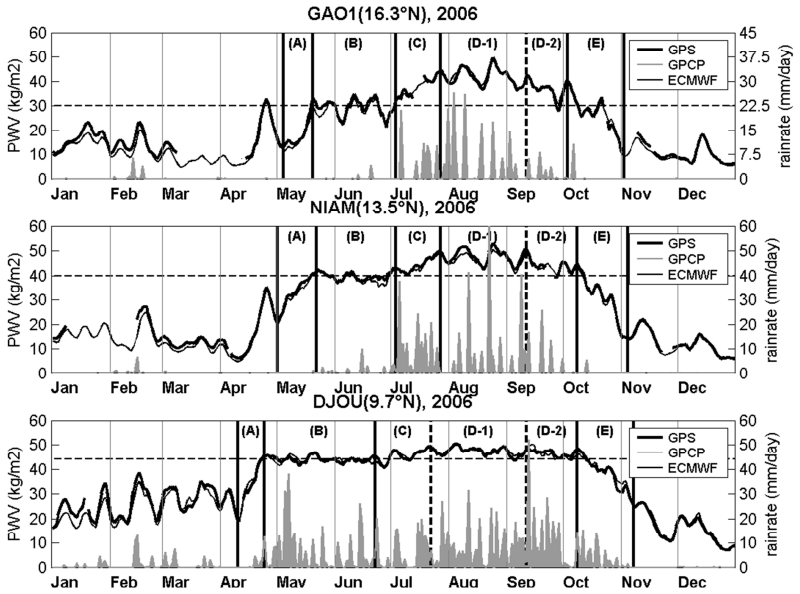


Figure 4.4.2. Evolution temporelle du CIVE GPS à Gao, Niamey et Djougou (courbe noire épaisse) du CIVE de l'analyse ECMWF (courbe noire fine), ainsi que des précipitations GPCP (barres grises verticales). Données lissées à 5 jours. Extrait de Bock et al., 2008/ACL/.

La Figure 4.4.2 montre les évolutions temporelles des CIVE au niveau de trois stations GPS en 2006. Sur ce graphique, nous mettons en évidence cinq phases caractéristiques de la saison de mousson à l'aide du CIVE :

(A) une augmentation de CIVE marquant l'installation de la masse d'air humide à l'arrière du FIT (en avril à Djougou et mai à Niamey et Gao),

(B) une phase relativement stationnaire de CIVE (de la fin avril à fin juin à Djougou et de la mi-mai à fin juin, à Niamey et Gao), marquée néanmoins par des oscillations de CIVE au Nord dues à des pulsations d'humidité dans la région du FIT, et une première saison des pluies centrée sur la zone Guinéenne à 5°N (Djougou est à la limite Nord de la zone de pluie, cf. Figure 4.4.3),

(C) une nouvelle augmentation de CIVE correspondant au saut de mousson et marquant le début de la saison des pluies au Sahel (Sultan and Janicot, 2003). Le FIT se décale encore au Nord (vers 20°N) en même temps que la ceinture de pluie dont le barycentre passe de 5°N à 10°N. Le saut de mousson en 2006, situé vers le 10 juillet, est relativement tardif par rapport à la moyenne climatologique (Janicot et al., 2008/ACL/).

(D) une phase d'apogée du CIVE (les maxima de CIVE avoisinent les 50 kg m^{-2} sur tous les sites) correspondant au cœur de la saison des pluies au Sahel. Cette phase est marquée par des fluctuations de CIVE de 10 à 20 jours coïncidant avec des phases de variabilité intra-saisonnière de la

convection et des précipitations (Sultan et al., 2003). On a distingué 2 sous-phases D1 et D2, où la seconde (en Septembre) correspondant à une amorce du retrait de la mousson à Gao.

(E) une diminution rapide de CIVE correspondant au retrait de la mousson. Elle s'accompagne d'un déplacement du FIT vers le Sud et d'un arrêt total des pluies au Sahel (Niamey, Gao). A Djougou, on observe encore des précipitations jusqu'à la fin octobre.

En saison sèche, les valeurs de CIVE sont nettement plus faibles, comprises entre 10 et 20 kg m^{-2} à Niamey et Gao, et entre 20 et 30 kg m^{-2} à Djougou. On note toutefois des fluctuations de CIVE très fortes, de 10 à 15 kg m^{-2}, avec des périodicités de 20 à 40 jours, coïncidant avec des phases de MJO et des ondes équatoriales déjà vues à Dakar (Bock et al., 2007a/ACL).

La Figure 4.4.3 présente un diagramme latitude-temps qui permet d'étendre l'analyse de l'évolution saisonnière méridienne des pluies et du CIVE. Les deux variables sont très corrélées spatialement, avec une correspondance entre P = 1 mm/j et CIVE = 30 kg m^{-2} et 3 mm/j pour 40 kg m^{-2}. Les précipitations supérieures à 15 mm/j ne sont observées que dans des zones où CIVE dépasse les 50 kg m^{-2}. Notons que les données sont ici moyennées sur 5 jours et que les relations établies ne sont pas nécessairement vérifiées à des échelles de temps inférieures. La limite nord où CIVE = 30 kg m^{-2} coïncide avec la position du FIT. Les précipitations (P) sont essentiellement localisées au Sud de cette limite. La Figure 4.4.3 montre aussi que les 3 latitudes où les stations GPS AMMA ont été placées permettent de bien échantillonner le gradient méridien de pluie et de CIVE pendant la mousson.

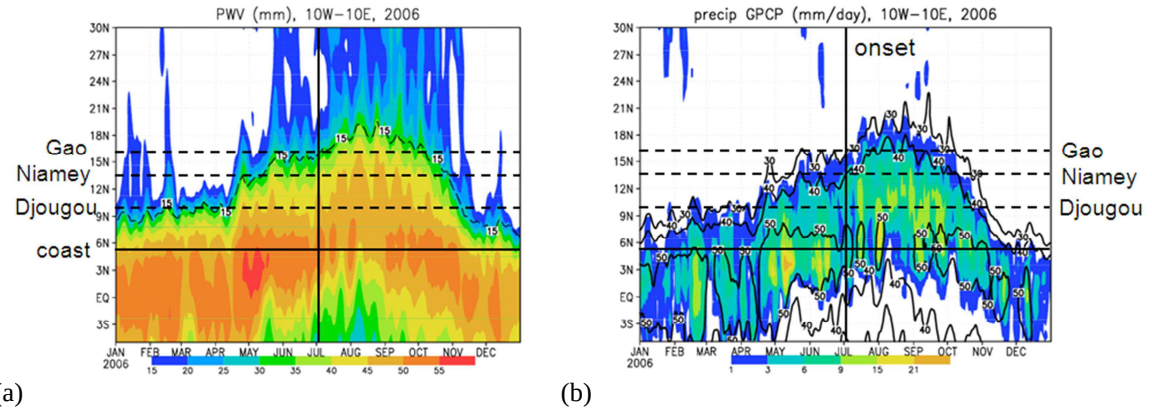


Figure 4.4.3. Diagrammes latitude-temps moyennés sur 10°O – 10°E : (a) CIVE des analyses ECMWF (niveaux de couleur, en kg m^{-2}) et limite de TD=15°C (ligne pointillée noire); (b) pluie GPCP (niveaux de couleur, en mm/j) et CIVE des analyses ECMWF (lignes noires pour les niveaux 30, 40 et 50 kg m^{-2}). Les données sont lissées à 5 jours. La barre verticale notée "onset" marque le saut de mousson en 2006. La barre horizontale à 5° repère la côte guinéenne. Les pointillés horizontaux repèrent les latitudes de trois stations GPS. Extrait de Bock et al., 2008/ACL/.

L'analyse de la circulation atmosphérique et des flux d'humidité associés dans le modèle ECMWF (Figure 4.4.4) montre que la migration méridienne du CIVE et des précipitations est corrélée avec un renforcement et une migration méridienne du flux d'Est dans les couches moyennes (AEJ) et du flux de Sud dans les basses couches (flux de mousson). Les épisodes de fluctuations en phase B et D, et en saison sèche, sont associés à des fluctuations de ces deux flux ainsi que du flux zonal dans les basses couches (renforcement d'humidité par des advections depuis l'Ouest) et du flux méridien dans les couches moyennes (assèchement associé au renforcement du flux de nord).

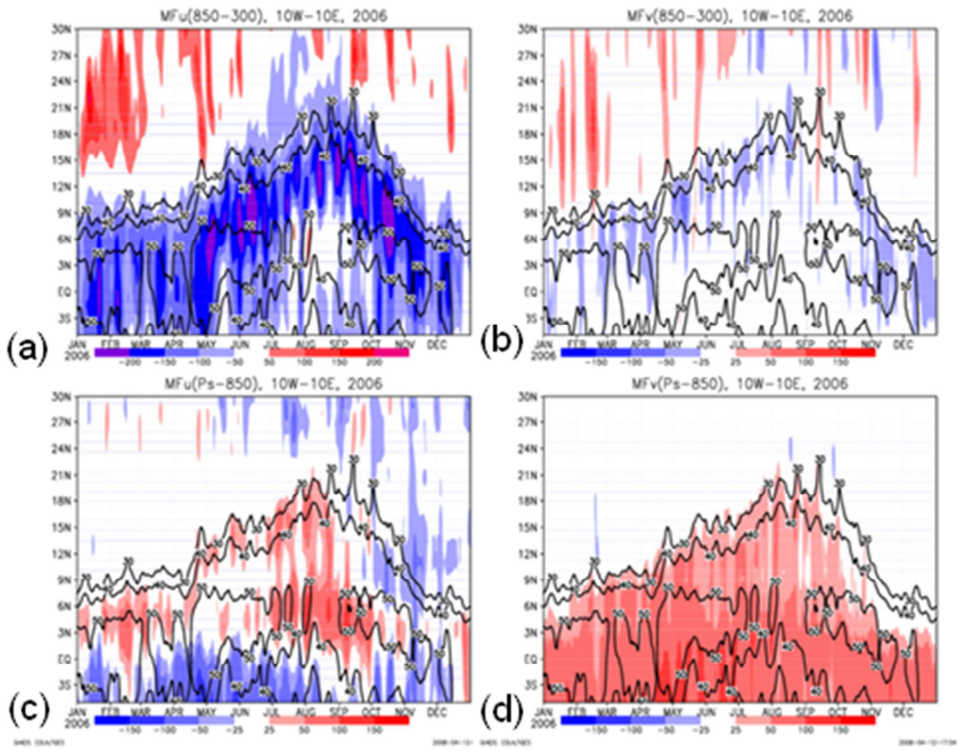


Figure 4.4.4. Similaire à la Figure 4.4.3 pour le flux zonal d'humidité (à gauche) et le flux méridien d'humidité (à droite), intégré sur la couche 850-300 hPa (haut) et surface-850 hPa (bas). Analyses ECMWF 2006.

L'analyse de cinq cycles saisonniers sur les stations GPS (Figure 3.4.5) confirme la répétition des phases identifiées précédemment, chaque année, avec toutefois de la variabilité interannuelle dans les dates de démarrage et de fin, dans leurs durées, ainsi que dans leurs amplitudes (CIVE et précipitations).

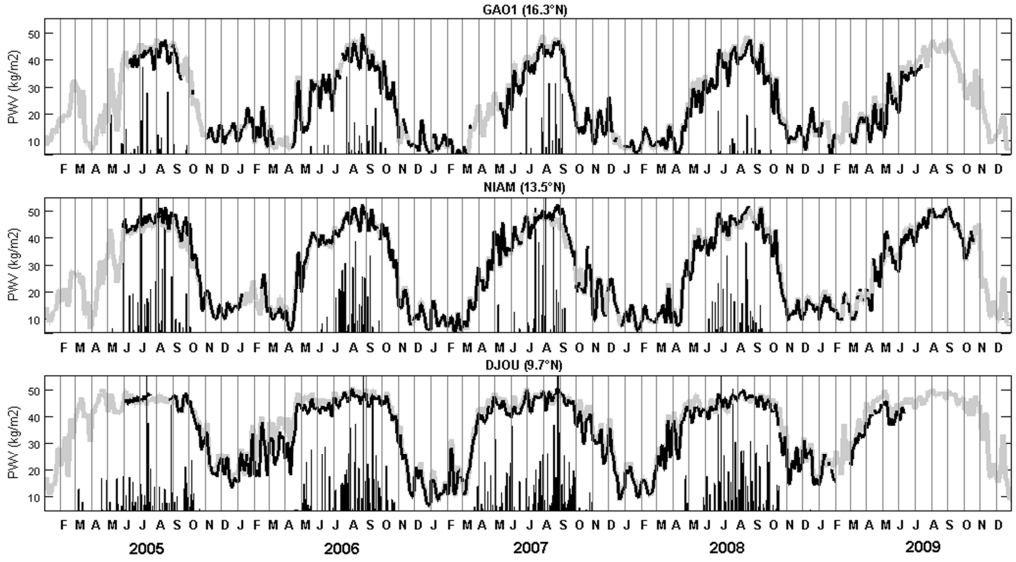


Figure 4.4.5. Evolution temporelle de 2005 à 2009 des CIVE GPS à Gao, Niamey et Djougou (courbes noires) et de la ré-analyse ERA-Interim (courbes grises), ainsi que des précipitations (barres noires verticales, données GPCP).

Pulsations de mousson – échelle synoptique

Si le saut de mousson et la variabilité intra-saisonnière et interannuelle avaient déjà été beaucoup étudiés par le passé, grâce notamment aux observations pluviométriques et hydrologiques de l'IRD, les nouvelles observations AMMA ont permis d'approfondir l'étude de la période précédant le saut de mousson.

L'analyse des CIVE GPS a permis d'identifier des oscillations de 3-5 jours (Figure 4.4.6), particulièrement marquées sur les stations de Tombouctou et Gao, proches du FIT pendant la phase (B). Ces "pulsations de mousson" correspondent à des cycles de renforcement/affaiblissement de la dépression thermique saharienne accompagnées d'accélérations/décélérations du flux de mousson (Couvreux et al. 2009/ACL/). Certaines pulsations sont stationnaires alors que d'autres se propagent vers l'ouest simultanément avec des Ondes d'Est Africaines. Pendant les phases d'advection d'humidité depuis le Sud, le CIVE augmente de 5 à 10 kg m^{-2} à Gao et Tombouctou. Mais l'apport d'humidité refroidit l'air et affaiblit la dépression thermique saharienne. Les advections du sud se réduisent alors et laissent place à des advections de Nord et le CIVE diminue. Avec le réchauffement, la dépression thermique reprend de la vigueur et le cycle peut alors recommencer.

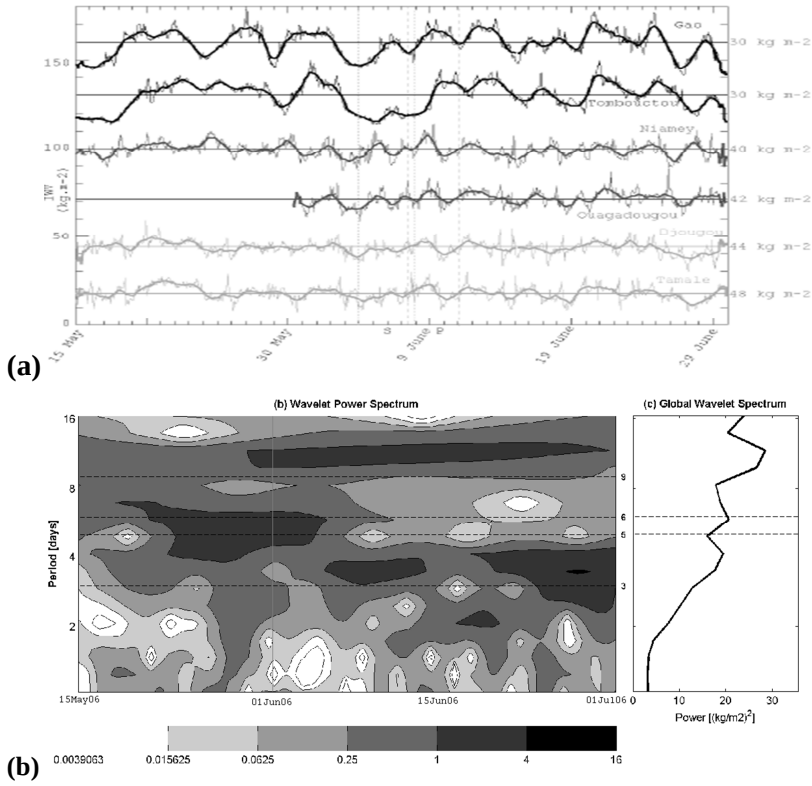


Figure 4.4.6. (a) Série temporelle du CIVE GPS observé sur les six stations AMMA entre le 15 mai et le 30 juin 2006. (b) Diagramme d'ondelette pour le CIVE de Gao. Extrait de Couvreux et al. 2009/ACL/.

En analysant le bilan d'eau associé à ces pulsations, on constate qu'elles ont une signature nette sous forme d'un dipôle de convergence/divergence d'humidité (**Gervois et al., 2010/AP**/). La Figure 4.4.7 montre ces structures dipolaires, le plus souvent propagatives, associées parfois à des précipitations dans la bande de latitudes 10-15°N. Les précipitations sont elles-mêmes le plus souvent organisées en amats propagatifs de méso-échelle (les SCM). Au mois de juin 2006, il y a peu de SCM dans cette bande de latitudes (10-15°N). Par contre, après le saut mousson (10 juillet 2006, Janicot et al., 2008/ACL/), la convection est nettement plus marquée et de nombreux SCM sont observés. Les SCM s'alimentent de l'humidité atmosphérique et sont donc associés à de la convergence d'humidité. Toutefois, on constate que les bandes de convergence/divergence d'humidité sont plus étalées dans le temps et l'espace que les bandes de précipitation associées aux SCM et qu'elles se propagent à une vitesse plus lente (environ 700 km/j) que les SCM (environ 900 km/j). Les bandes de convergence/divergence d'humidité coïncident quasi-systématiquement avec des pulsations de mousson ou des ondes d'Est.

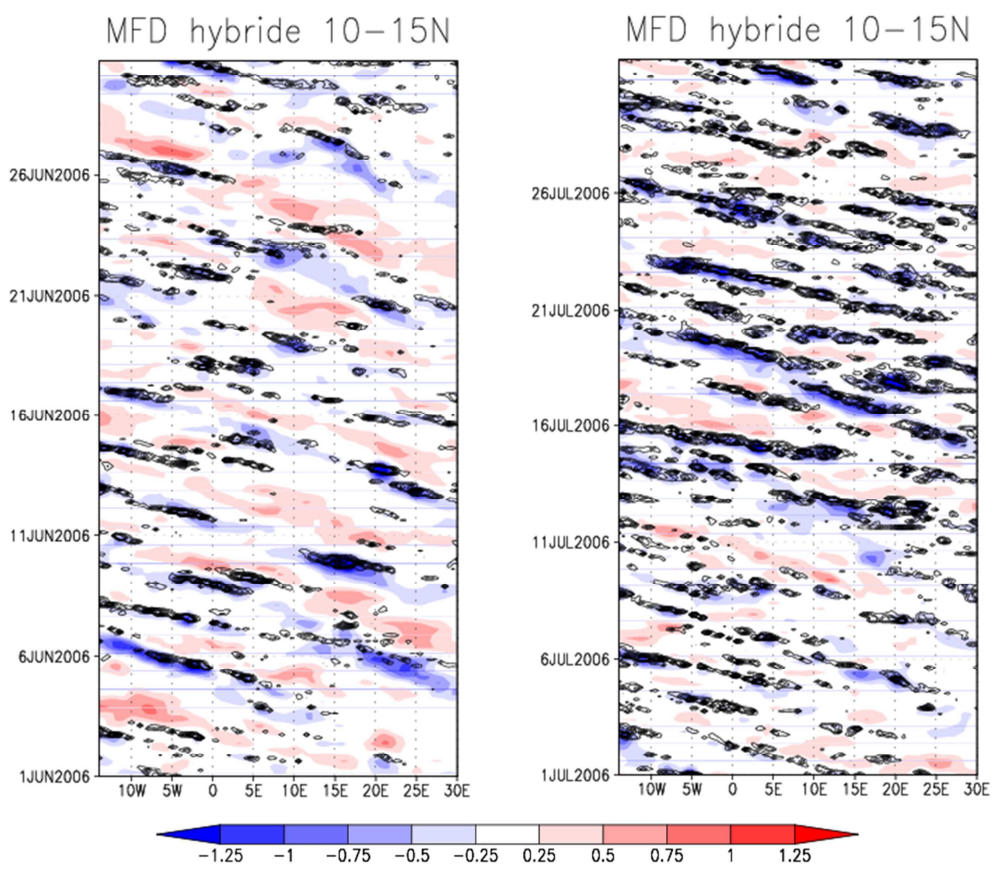


Figure 4.4.7. Diagrammes longitude – temps de la divergence des flux d'humidité (MFD) et les précipitations GPCP, dans la zone Soudanienne (10-15°N), au mois de juin (à gauche) et au mois de juillet (à droite) 2006. L'échelle de couleur pour MFD est en mm/h. Les iso-contours des précipitations (courbes noires) sont tracés tous les 0.1 mm/h. L'estimation de MFD vient du produit hybride de Meynadier et al., 2010/ACL/.

En termes de bilan d'eau, nous avons vu également que la convergence/divergence est balancée par du stockage/de la dépletion d'humidité dans la colonne d'atmosphère et que la convergence a généralement lieu dans un flux de basses-couches de secteur sud-ouest (Gervois et al., 2010/AP/). Le cas du 25-27 juillet 2006 est typique de la coïncidence pulsation – onde d'Est – SCM (Barthe et al., 2010). D'autres études de cas ont confirmé la répétition de ces mécanismes tout au long de la saison dans les bandes 10-15°N et 15-20°N (S. Gervois, communication personnelle).

La confrontation des modèles de prévision à ces diagnostics de bilans d'eau obtenus par la méthode hybride (Meynadier et al. 2010/ACL) a révélé d'importants biais en termes de localisation et d'amplitude des bandes de convergence/divergence et plus encore dans les précipitations simulées (**Gervois et al., 2009/AFF**/). Dans certains cas, les modèles font coïncider les précipitations avec de la divergence d'humidité et alors que le bilan d'eau hybride voit de la convergence. Cette probélmatique sera discutée à la section 4.7.

Cycle diurne

Le cycle diurne de la convection et des précipitations est très marqué sous les tropiques (Yang and Slingo, 2001; Mohr, 2004). L'importance et le rôle du cycle diurne de l'humidité atmosphérique durant les différentes phases de la mousson africaine ne sont toutefois pas encore clairement établis (p.ex. lien avec l'humidification de l'atmosphère avant le saut de mousson ou interactions avec la convection humide pendant la saison des pluies).

Parker et al., 2005, avaient déjà montré que pendant la mousson (mois d'aout) la circulation atmosphérique exhibait un fort cycle diurne, avec une advection nocturne d'air humide depuis le Sud-Ouest dans les basses couches (flux de mousson) et un mélange turbulent vertical le jour. Peyrillé and Lafore, 2007, ont confirmé le mécanisme à l'aide de simulations idéalisées. Ils ont montré que le mélange turbulent vertical est un processus fondamental car, dans la région de l'ITCZ, il permet d'humidifier la troposphère libre et dans la région de la dépression saharienne il permet de maintenir un air relativement sec dans les basses couches. On peut s'attendre à ce que le mécanisme d'humidification de la troposphère libre soit exacerbé lorsque le gradient d'humidité est fort, donc à proximité du FIT. Toutefois, il n'est pas évident a priori que cette modulation diurne soit visible dans le CIVE car en l'absence de puits d'humidité (divergence des flux ou condensation/précipitation dans les systèmes nuageux) le CIVE dans la colonne est conservé. Nous avons investigué cette question dans Bock et al., 2008/ACL/. Les principaux résultats sont résumés ci-dessous à l'aide de la Figure 4.4.8. La section suivante complétera l'analyse du cycle diurne à l'aide de bilans d'eau complets.

La Figure 4.4.8 illustre la modulation diurne de l'humidité spécifique à 2m (q2m) et du CIVE GPS en moyenne mensuelle, à Niamey. L'humidité à 2m est fortement modulée (± 3 g/kg) entre avril et juin (phases A-B; Figure 4.4.2) et au mois d'octobre (phase E; Figure 4.4.2). Ces périodes correspondent au passage du FIT, donc avec la présence d'un fort gradient d'humidité, orienté Nord-Sud, dans la couche limite atmosphérique (CLA). Conformément à ce qu'expliquent Parker et al., 2005, on observe que de nuit l'anomalie de q2m est positive (l'humidité en surface augmente) sous l'effet de l'advection par le flux de mousson, et de jour, le mélange vertical réduit q2m. L'analyse du CIVE montre qu'il subit également une modulation diurne durant les mêmes périodes de l'année, mais avec un phasage diurne légèrement différent. Ce comportement ne peut être expliqué sans l'inspection des profils verticaux (Figure 4.4.8-droite). On distingue clairement trois couches atmosphériques participant à la modulation diurne de l'humidité : (i) le jet nocturne de basses couches orienté sud-ouest (maximal à 450 m d'altitude), (ii) un flux de nord assez faible (maximal à 1200 m d'altitude) et (iii) le Jet d'Est Africain vers 3-4 km d'altitude. Le phasage diurne de ces trois flux explique la modulation de q2m et du CIVE : anomalie positive de nuit due à l'advection d'humidité dans la CLA et anomalie négative de jour due à l'export (divergence) du flux d'humidité dans le Jet d'Est Africain. Il est possible que l'advection d'air sec du nord vers 1200 m participe à l'anomalie négative de jour en asséchant le sommet de la CLA. Lothon et al., 2008, ont également analysé des profils de radiosondages et de radars profileurs et sont arrivés aux mêmes conclusions.

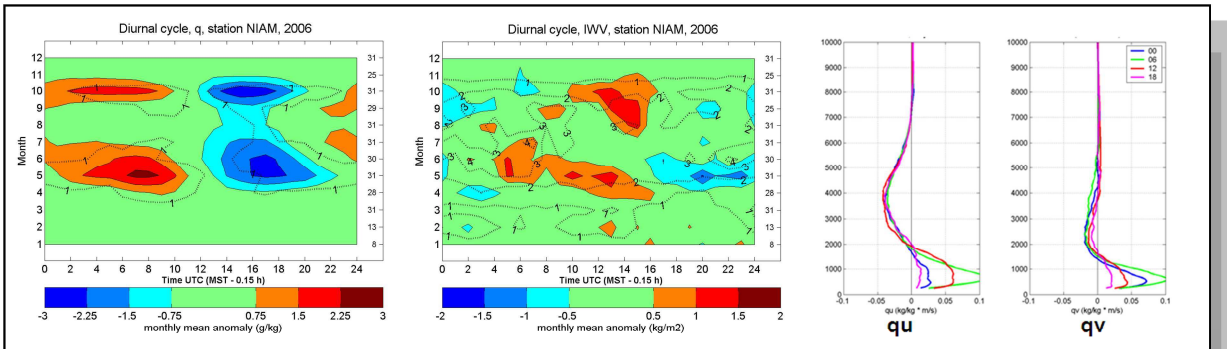


Figure 4.4.8. Cycle diurne des anomalies d'humidité spécifique à 2m (gauche) et de CIVE GPS (milieu), en moyennes mensuelles, en 2006, observés à Niamey. Profils (radiosondages) du flux d'humidité zonal (qu) et méridien (qv) pour 00, 06, 12 et 18 TU, en moyenne pour le mois de mai 2006, à Niamey. Les profils d'humidité des radiosondages ont été corrigés par une technique 1D-var pour avoir un CIVE égal à celui du GPS. *Extrait de Bock et al., 2008/ACL/.*

Notre analyse sur les autres sites GPS/radiosondages montre que les conclusions sont également valables à Djougou et Gao (Bock et al., 2008/ACL/). Des modulations de q2m similaires sont observées, avec des amplitudes comparables, mais à des périodes légèrement différentes de celles

de Niamey. Les périodes coïncident toujours avec le passage du FIT localement. Les modulations de CIVE sont quant à elles assez différentes d'une station à l'autre (cf. Figure 4.4.9), très certainement du fait d'une influence différente des flux dans les trois couches d'atmosphère. A Djougou, l'amplitude des anomalies de CIVE est beaucoup plus forte. Les flux de chaleur sensible et l'évapotranspiration à la surface ainsi que la convection sont plus marqués dans la zone soudanienne. Ces processus ont certainement un impact sur l'amplitude et le phasage diurne du CIVE. Les résultats de **Pospichal et al., 2009/ACL**/ illustrent également l'importance du cycle diurne du FIT dans l'humidification de la troposphère à Djougou au mois d'avril (phase A). A Gao, le cycle diurne de CIVE est très faible (anomalie moyenne proche de zéro) mais la variabilité de jour à jour y est très forte (écart-type plus fort qu'à Djougou). Dans la zone sahélienne, la variabilité est en fait dominée par des fluctuations synoptiques. Ceci avait déjà été observé à Dakar (Bock et al., 2007a/ACL/).

Ces résultats apportent donc une confirmation expérimentale des mécanismes proposés par Parker et al., 2005, et Peyrillé and Lafore, 2007, dans différentes zones climatiques (soudanienne et sahélienne), en précisant leur phasage à l'intérieur du cycle saisonnier de la mousson.

La simulation du cycle diurne est un point faible de la plupart des modèles météorologiques (Yang and Slingo, 2001). La confrontation des modèles aux CIVE GPS à cette échelle est donc particulièrement pertinente pour évaluer la qualité des paramétrisations. La Figure 4.4.9 illustre la difficulté des analyses et réanalyses à reproduire les modulations de CIVE avec un timing et une amplitude satisfaisants. Bien que les analyses/réanalyses soient des prévisions corrigées par des observations, le manque d'observations en Afrique fait que la qualité du cycle diurne repose essentiellement sur le modèle. Le fait que l'analyse ECMWF-IFS soit légèrement meilleure dans cette comparaison vient probablement du fait qu'elle ait assimilé un peu plus de données (radiosondages) pendant la campagne AMMA que les autres analyses/réanalyses.

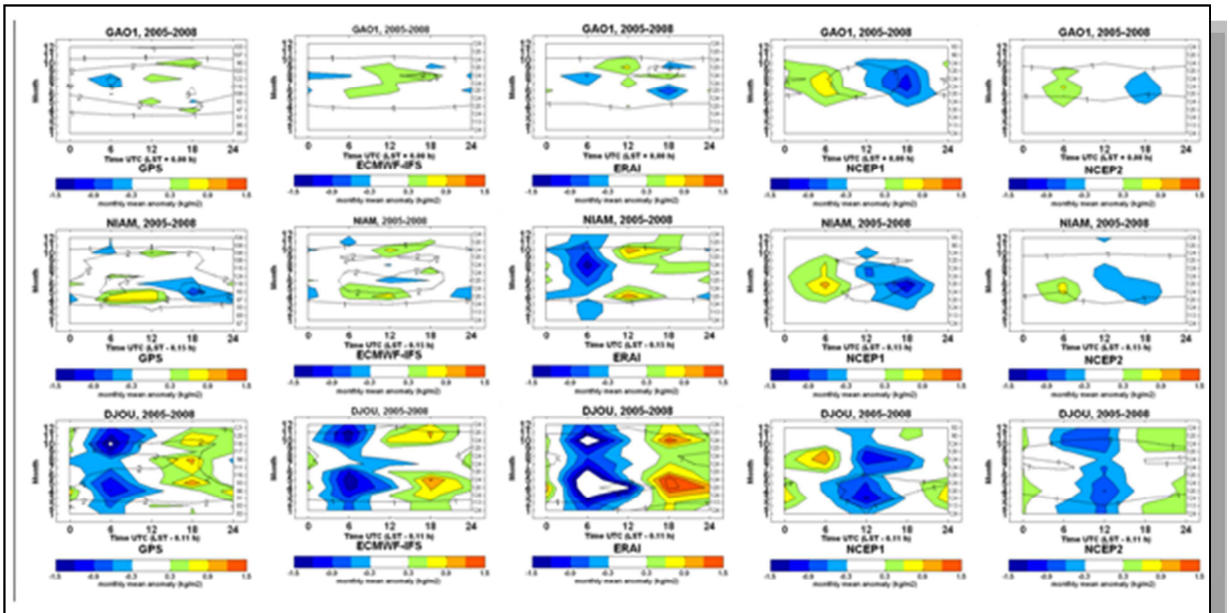


Figure 4.4.9. Cycle diurne des anomalies de CIVE, en moyennes mensuelles, sur la période 2005-8: observé par GPS et représenté par les analyses/réanalyses ECMWF et NCEP. L'heure du jour (abscisse) est en heure TU et le mois de l'année (ordonnée) en numérique. Les aires en couleurs indiquent l'amplitude moyenne de l'anomalie diurne (cycle diurne – moyenne journalière) et les contours noirs pointillés superposés indiquent l'écart-type des sur les n jours du mois. Les nombres à droite indiquent le nombre de jours utilisés.

4.5 Bilans d'eau atmosphériques : cycle diurne et convection

Le recours au calcul et à l'analyse des bilans d'eau et d'énergie est une approche pertinente pour documenter l'intensité des processus du cycle de l'eau atmosphérique (Brubaker et al., 1993). Dans cette section nous rappellerons d'abord le principe de calcul des bilans d'eau et expliquerons la méthode particulière employée pour ce calcul à l'échelle du cycle diurne en utilisant les CIVE GPS. L'analyse des termes du bilan d'eau nous permettra d'évaluer le poids respectif de l'évapotranspiration de la surface par rapport l'advection d'humidité dans le cycle diurne du CIVE mis en évidence dans la section précédente. Nous analyserons ensuite le lien entre ces paramètres avec les précipitations dues aux SCMs.

4.5.1 Principe du calcul d'un bilan d'eau intégré et de la méthode hybride

Si l'on considère l'intégrale verticale sur toute la colonne d'atmosphère, l'équation de conservation de la vapeur d'eau peut s'écrire (Peixoto and Oort, 1983) :

$$dPW + MFD = E - P \qquad (7)$$

Dans cette équation, dPW est la tendance (dérivée temporelle) du CIVE (PW faisant référence à *Precipitable Water*), MFD est la divergence horizontale du flux d'humidité (*Moisture Flux Divergence*) intégré sur toute la colonne, E l'évapotranspiration à la surface et P le taux de précipitation à la surface (dans l'hypothèse où toute l'eau condensée précipite). Toutes les variables sont exprimées en kg m^{-2} d'eau par unité de temps (les kg m^{-2} sont équivalents à des mm).

Grâce aux mesures GPS, nous avons accès localement à l'un des termes du bilan d'eau intégré: $dPW_{GPS} = \partial CIVE_{GPS} / \partial t$. Physiquement, la tendance indique si le résultat des échanges d'eau entre l'atmosphère et la surface est un stockage ($dPW > 0$) ou une déplétion ($dPW < 0$) d'humidité dans la colonne. Ce terme est généralement petit devant les trois autres (E, P et MFD) aux échelles temporelles mensuelles et plus longues. En revanche, à l'échelle du cycle diurne, les quatre termes sont d'amplitude comparable (cf. Figure 4.5.1).

Le terme MFD est très difficile à estimer directement à partir d'observations car le calcul de la divergence nécessite de disposer de données sur une grille tridimensionnelle avec une résolution temporelle suffisamment fine pour bien échantillonner les variations diurnes (cf. Trenberth and Guillemot, 1995, pour une discussion des sources d'erreur). La divergence peut être calculée à l'aide de profils de vent et d'humidité d'un réseau dense de radiosondages (e.g. Yanai et al., 1973; Lin and Johnson, 1996) ou à l'aide de champs 3D issus d'un modèle atmosphérique, p.ex. une simulation méso-échelle (e.g. Diongue et al, 2002) ou des analyses/réanalyses (e.g., Trenberth and Guillemot, 1995; Fontaine et al., 2003).

Face aux difficultés liées aux biais d'humidité dans les radiosondages et aux défauts des modèles à l'échelle du cycle diurne en Afrique, nous avons développé une méthode où MFD n'est pas calculé explicitement mais déduit de l'équation-bilan connaissant les trois autres termes. Nous l'appelons "méthode hybride" pour la simple raison qu'elle combine différents produits représentant l'état de l'art en matière d'observation et de modélisation du cycle hydrologique. Pour le terme E nous avons ainsi utilisé les simulations réalisées avec le modèle de transfert sol-végétation-atmosphère ISBA (Noilhan and Mahfouf, 1996) dans le cadre du projet ALMIP (Boone et al., 2009). Pour le terme P nous avons utilisé le produit de précipitations satellitaire TRMM 3B42-v6 (Huffman et al., 2007) ayant lui-même servi pour le forçage offline des simulations ALMIP sur la période 2002-2007. Ceci garanti une bonne cohérence des deux variables E et P. La résolution spatiale de ces produits est de 0.5°x0.5° et leur résolution temporelle 3h. Combinés avec une estimation de dPW_{GPS} avec la même

résolution temporelle, et sachant que les CIVE GPS sont représentatifs d'une échelle spatiale de ~50 km. L'estimation de MFD au niveau de chaque station GPS est donc représentative des conditions atmosphériques à méso-échelle (~50 km). Ce jeu de données de termes du bilan d'eau a une résolution temporelle de 3h permettant d'analyser correctement le cycle diurne. La précision des produits et de leurs équivalents a été discutée par Boone et al., 2009, et Meynadier et al., 2010a/ACL/. Les produits retenus sont considérés comme nettement supérieurs aux autres et plus particulièrement à ceux utilisés dans un certain nombre d'études passées en l'Afrique de l'Ouest.

4.5.2 Le cycle diurne

La Figure 4.5.1 illustre l'évolution saisonnière (moyennes mensuelles) du cycle diurne des quatre termes du bilan d'eau atmosphérique. L'analyse des différents termes nous renseigne sur la nature des processus actifs à cette échelle : les échanges surface-atmosphère (via E et P), la convection (P) et les processus d'advection (via MFD). L'analyse de la balance entre les termes du bilan indique l'efficacité ou le poids des différents processus. La tendance dPW est interprétée comme un résultat net d'échange entre ces processus (humidification ou assèchement).

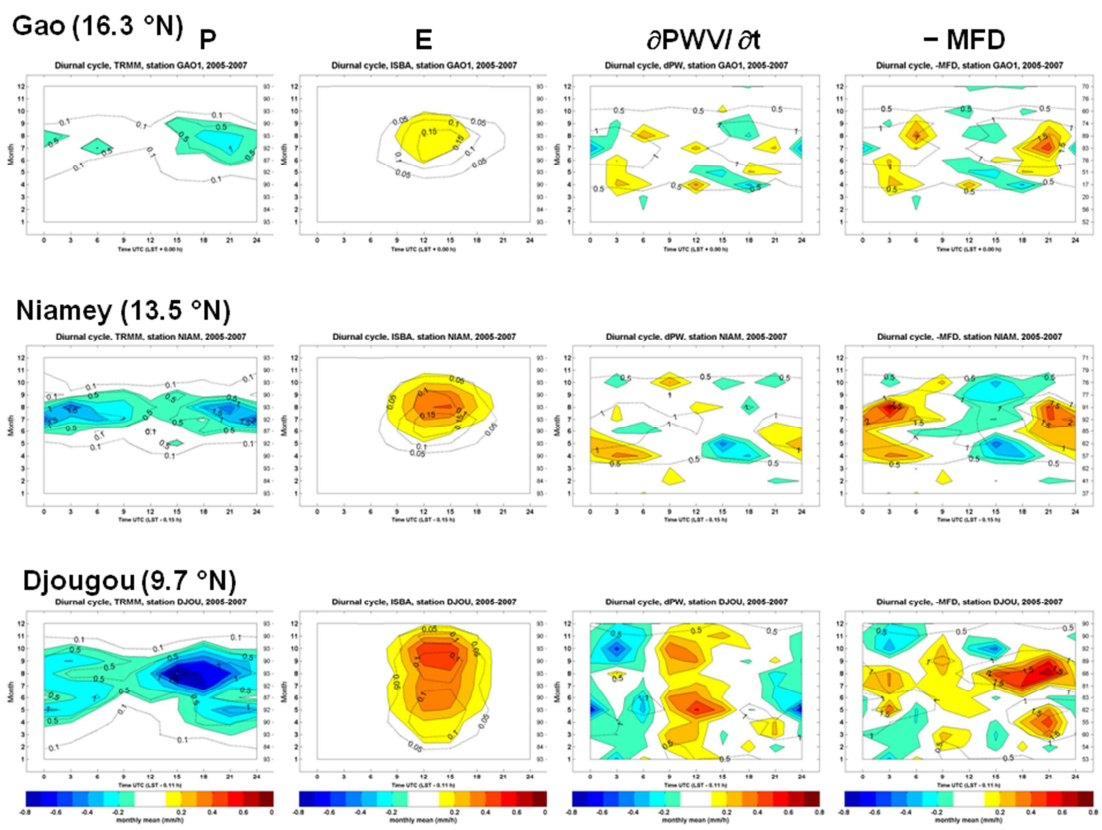


Figure 4.5.1. Evolution saisonnière (axe vertical) et diurne (axe horizontal) des quatre termes du bilan d'eau: précipitations (produit TRMM 3B42), évapotranspiration (simulation ISBA), tendance de CIVE GPS et convergence des flux d'humidité (- MFD) estimée comme résidu de l'équation du bilan (cf. texte), en moyenne de 2005 à 2007. Extrait de Bock et al., 2009/COM.65/.

La Figure 4.5.1 montre que les précipitations affichent un seul maximum en fin de journée à Gao, deux maxima en début et milieu de nuit à Niamey, et un maximum marqué en fin d'après-midi à Djougou. A Niamey et Djougou, les précipitations s'étalent néanmoins sur toute la journée. Ceci vient du fait que les systèmes précipitants (essentiellement des SCM) passant sur ces sites naissent soit localement, soit dans différentes régions, préférentiellement à l'Est, et se propagent ensuite,

préférentiellement vers l'Ouest, pour passer sur les sites à différents heures de la journée en fonction de la distance parcourue. L'évapotranspiration n'est significative que pendant la saison des pluies, sur les trois sites. Elle est maximale à midi, lorsque le rayonnement incident est maximal. L'analyse des séries temporelles montre que l'amplitude du maximum méridien est modulée par l'occurrence de précipitations dans les heures ou jours qui précèdent. La tendance montre les périodes de stockage et de déplétion d'humidité dans la colonne cohérentes avec la Figure 4.4.9. Pour l'expliquer il faut regarder la balance entre les 3 autres termes. Le terme MFD étant ici calculé par résidu, il résulte de la combinaison des trois termes ci-dessus et peut apparaitre assez "bruité".

L'analyse de la balance entre les termes du bilan met en évidence les relations suivantes :

- Les précipitations s'accompagnent généralement d'une convergence forte (- MFD > 0) qui peut atteindre 1 mm h^{-1} pendant quelques heures (en moyenne mensuelle).
- L'évapotranspiration s'accompagne généralement d'une divergence d'humidité qui peut atteindre 0.5 mm h^{-1} autour de midi.
- La tendance de CIVE indique des phases de stockage ou de déplétion d'humidité qui ne sont pas spécialement liées aux précipitations ou à l'évapotranspiration (en moyenne mensuelle) mais coïncident plutôt avec des phases de convergence ou de divergence d'humidité. Ceci est principalement le cas à Niamey et Gao, et dans une moindre mesure à Djougou (p.ex. une part du stockage observé entre octobre et décembre vient de l'évapotranspiration).

On constate également que le gradient méridien est marqué pour l'ensemble des termes du bilan, avec des amplitudes plus fortes au sud et on vérifie que les quatre termes ont des amplitudes comparables (de l'ordre de ± 0.5 mm h^{-1}) et donc que dPW n'est pas négligeable à cette échelle de temps.

Les diagrammes de la Figure 4.5.1 sont des moyennes mensuelles mélangeant toutes les conditions météorologiques. En retirant tous les jours où il pleut, les diagrammes de dPW et MFD font apparaitre des cycles diurnes de "ciel clair" légèrement différents entre mai et septembre-octobre. Pour les trois sites, la convergence associée aux précipitations disparait alors, laissant la place à une divergence plus ou moins forte selon le site. Cette divergence est essentiellement balancée par de l'évapotranspiration de jour à Niamey et Djougou (mais aussi à Ouagadougou et Tamale) entre juillet et octobre. A Gao et Tombouctou, le signal dominant par ciel clair est une alternance de stockage d'humidité de jour et de déplétion en début de nuit, qui est balancée par de la convergence de jour et de la divergence en début de nuit. Les raisons du changement du cycle diurne au cours de l'année, principalement avant et après le saut de mousson, et de manière réciproque le rôle du cycle diurne dans l'évolution saisonnière de la mousson ne sont pas encore bien compris. Ces interactions ne concernent pas que l'humidité mais également les variables thermodynamiques, dynamiques et radiatives dans la CLA (Guichard et al., 2009). De nombreuses interrogations restent également sur les processus conditionnant la transition entre ciel clair et nuageux et l'initiation de la convection.

4.5.2 La convection

Afin d'essayer d'étudier les interactions des SCM avec leur environnement à méso-échelle, nous avons réalisé une analyse composite des bilans d'eau. La Figure 4.5.2 montre le résultat pour Niamey. On observe une signature caractéristique de P, dPW et MFD centrée sur le passage des SCM. En moyenne, le maximum de convergence d'humidité coïncide avec le maximum des précipitations (passage du SCM). La convergence commence jusqu'à 6 h avant l'arrivée du SCM mais s'annule très rapidement après (en moins de 3 h). L'évapotranspiration reste faible et peu phasée avec les événements (elle l'est par contre par rapport à l'heure solaire). Il est donc logique d'observer une humidification nette de l'atmosphère avant l'arrivée du SCM (effet de la convergence) et un assèchement pendant son passage et après (balance déficitaire due à l'excès de précipitation par rapport à la convergence au moment du maximum et surtout après). On observe qualitativement la même

balance entre les termes du bilan d'eau sur les 6 stations AMMA. Notons que la surface contribue peu au bilan d'eau des SCM à cette échelle spatiale.

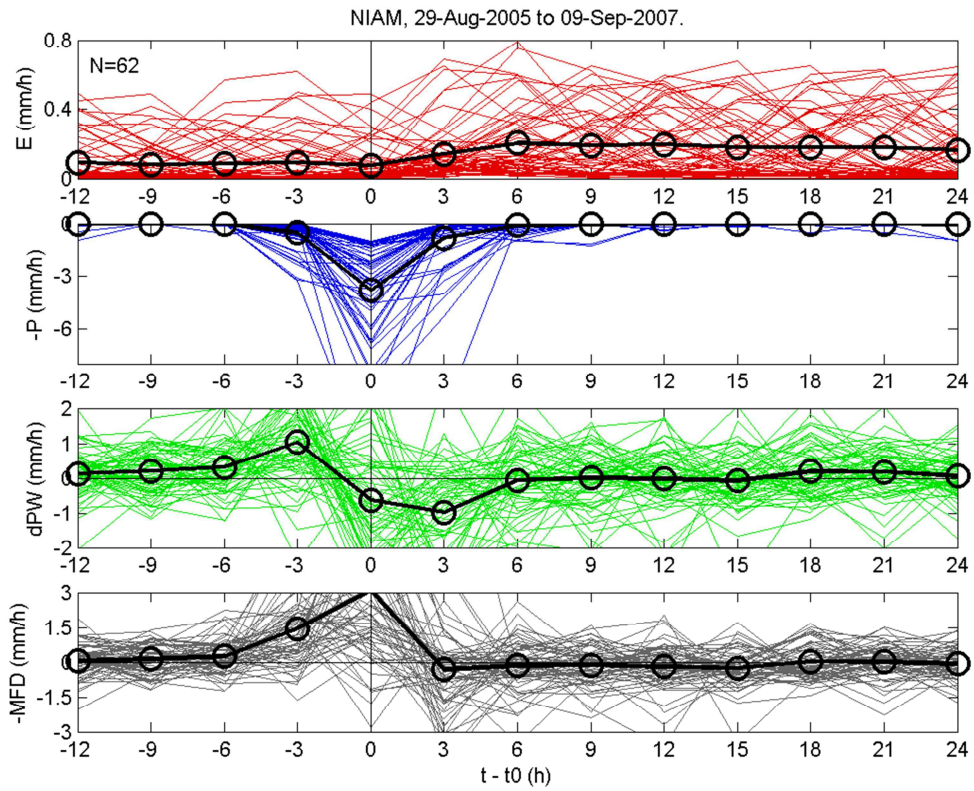


Figure 4.5.2: Analyse composite des termes du bilan d'eau pour l'ensemble des systèmes convectifs de méso-échelle détectés entre 2005 et 2007 à Niamey (62 événements). Le temps t0 correspond au maximum de précipitation à Niamey (estimation TRMM 3B42).

Le mécanisme mis en évidence ici est robuste. Il est vérifié sur les 6 sites AMMA. Ce résultat indique au minimum le signe de l'échange net d'humidité entre les SCM et leur environnement (une des questions importantes recensées au début d'AMMA) et au mieux quantifie l'intensité des échanges à une échelle spatiale de ~50km. Une des limites que l'on pourrait y voir vient de la vision "eulérienne" (depuis un point fixe) que l'on a des échanges. Ce jeu de données pourrait néanmoins servir à valider un ensemble de simulations atmosphériques qui permettraient d'étendre l'analyse spatialement pour mieux comprendre les mécanismes sous-jacent et, par la suite, améliorer la paramétrisation de la convection dans les modèles de prévision numérique en Afrique (Revillet, 2009).

4.6 Bilans d'eau atmosphériques : échelle régionale et cycle saisonnier

Principaux collaborateurs: F. Guichard, A. Boone, P. Roucou, J.-L. Redelsperger, Doctorants: R. Meynadier.

4.6.1 Contexte et objectifs

Le cycle de l'eau est une des composantes clés du système climatique terrestre. Il décrit les flux entre les réservoirs d'eau des océans, de l'atmosphère, des surfaces continentales, de la cryosphère et de la biosphère (Peixoto & Oort, 1983; Willmott et al., 1985; Trenberth, 1999; Oki et al., 2006). L'efficacité des processus contrôlant l'advection de l'humidité atmosphérique, sa transformation en précipitations, et le devenir de l'eau terrestre, sont ainsi des éléments fondamentaux du cycle de l'eau en général et de la mousson africaine en particulier. Le transport et les échanges d'eau et d'énergie entre l'atmosphère et les surfaces continentales et océaniques alimentent en effet la dynamique et la variabilité de la mousson sur une large gamme d'échelles. Les extrêmes climatiques touchant au cycle de l'eau, comme les sécheresses et les inondations, peuvent avoir des impacts dramatiques pour les populations et l'environnement (impacts sanitaires, épuisement des ressources en eau et des ressources alimentaires, etc.) et constituent donc une problématique sociétale majeure pour les sociétés africaines. Mieux comprendre et mieux prévoir le cycle de l'eau de la mousson africaine et sa variabilité, d'un point de vue multi-échelle et multidisciplinaire, sont ainsi des objectifs fondamentaux du programme AMMA. Comme déjà mentionné plus haut, l'analyse des termes du bilan d'eau intégré donne une vision synthétique du fonctionnement du cycle de l'eau et de l'importance des interactions surface-atmosphère.

Référence	**Domaine et période**	**Résultats**			**Meynadier, 2009/THESE/**		
		P	E	E - P	*P*	*E*	*E - P*
Cadet & Nnoli, 1987	Aug 1979 10°N - 12°N x 14°W - 8°E 6°N - 8°N x 14°W - 8°E	 **210** **192**	 **300** **130**	 **90** **-62**	 ***144*** ***243***	 ***65*** ***87***	 ***-79*** ***-156***
Brubaker et al., 1993	7.5°N - 15°N x 10°W - 15°E Annual mean Aug JAS	 **969** **234** **588**	 **1464** **232** **684**	 **495** **2** **96**	 ***826*** ***205*** ***511***	 ***642*** ***85*** ***260***	 ***-184*** ***-121*** ***-251***
Gong & Eltahir 1996	5°N - 15°N x 10°W - 15°E Aug	 **200**	 **120**	 **-80**	 ***195***	 ***80***	 ***-115***
Nicholson et al. 1997	Annual mean 15°N - 20°N 10°N - 15°N 5°N - 10°N	 **244** **765** **1387**	 **244** **727** **1193**	 **0** **-38** **-194**	 ***165*** ***638*** ***1312***	 ***150*** ***514*** ***837***	 ***-15*** ***-124*** ***-474***
Roads et al. 2002	5°N – 15°N x 0-5°E Annual mean Aug	 **861** **195**	 **832** **90**	 **-29** **-105**	 ***964*** ***166***	 ***704*** ***82***	 ***-260*** ***-84***
Fontaine et al., 2003	Aug 15°N - 20°N x 15°W-15°E 10°N - 15°N 5°N - 10°N	 **7** **185** **240**	 **25** **120** **120**	 **18** **-65** **-120**	 ***75*** ***202*** ***192***	 ***47*** ***90*** ***71***	 ***-28*** ***-112*** ***-121***
Moyenne	Mean August ± std	**183 ± 74**	**142 ± 85**	**-40 ± 71**	***178 ± 51***	***76 ± 14***	***-102 ± 38***
	Annual mean	**845**	**892**	**47**	***781***	***569***	***-211***

Table 4.6.1. Bilans d'eau établis par les études passées confrontés au jeu de données hybride développé par R. Meynadier (moyenne 2002-2007, domaines identiques aux autres études). Unités: mm. *Adapté de R. Meynadier, 2010/AP/THESE/.*

Alors que les études du cycle de l'eau global sont assez nombreuses, peu d'études ont porté spécifiquement sur le fonctionnement du cycle de l'eau à une échelle régionale en Afrique de l'Ouest. Le Tableau 4.6.1 présente une synthèse des principales études ayant établi des bilans d'eau en Afrique.

Force est de constater que les bilans d'eau établis par les études passées sont quantitativement très contrastés. La disparité de ces résultats s'accompagne d'incertitudes notables dans notre connaissance du cycle de l'eau de la mousson Africaine et dans notre compréhension des mécanismes intervenant. La Table 4.6.1 révèle que l'incertitude prédominante porte sur le terme d'évapotranspiration (E). En moyenne, les études passées ont surestimé E et ont par conséquent sous-estimé la convergence d'humidité atmosphérique (MFC = –MFD = P – E) et ont conclu à un bilan annuel positif : E – P = +47 mm (gain de 47 mm d'eau par an pour l'atmosphère). **Meynadier, 2010/THESE**/ montre au contraire, à l'aide des données AMMA, que ce bilan est négatif. Le terme E est difficile à estimer et les études passées ont eu recours diverses méthodes pour le calculer (combinaison d'observations, de produits de modélisation et d'estimations par résidu). Les différences d'approches et de qualité des observations et des produits de modélisation sont principalement responsables de la grande dispersion des résultats.

Dans le cadre de la thèse de R. Meynadier, nous avons donc établi une nouvelle analyse de bilans d'eau pour répondre au besoin d'avoir un jeu de données de référence pour l'étude du cycle de l'eau à l'échelle régionale en Afrique de l'Ouest.

4.6.2 Méthodologie et résultats

L'analyse de bilans d'eau hybride développée par **Meynadier et al., 2010a/ACL**/, combine différents jeux de donnés réputés représenter l'état de l'art en terme de précipitations (produit TRMM 3B42v6, Huffman et al., 2007), d'évapotranspiration (moyenne multi-modèle, basée sur les 9 modèles de transfert sol-végétation-atmosphère, SVAT, du projet ALMIP, Boone et al., 2009) et de tendance de CIVE (réanalyse ERA-Interim, Simmons et al., 2006). Tous les modèles de l'ensemble ALMIP ont utilisé les mêmes données de forçage (notamment les précipitations TRMM 3B42 v6). Les simulations ALMIP fournissent également les termes du bilan d'énergie à la surface. Tous ces produits ont des résolutions natives égales à 0.5°x0.5° ou très similaires (et sont alors interpolés spatialement à cette résolution). Les trois termes E, P, et dPW, sont combinés pour en déduire la divergence des flux d'humidité intégrés, MFD, par résidu (cf. équation (7) de la section 4.5). En moyenne mensuelle, dPW devient négligeable devant les 3 autres termes du bilan et, par conséquent, E et P suffisent pour analyser le bilan d'eau complet. Nous avons néanmoins tenu compte systématiquement de dPW dans l'établissement de cette analyse car sa résolution temporelle nominale est journalière. L'avantage de cette approche est que ce bilan d'eau est fermé par construction (ceci n'est généralement pas le cas lorsque les 4 termes sont calculés explicitement).

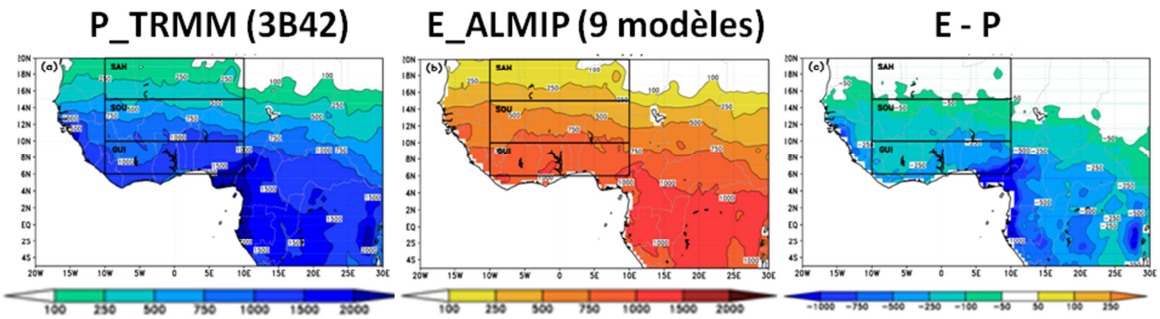


Figure 4.6.1. Bilan d'eau moyen annuel sur la période 2002-2007 estimé à l'aide du jeu de données hybride. Les noms des trois domaines (SAH, SOU et GUI) font référence aux régimes dominants (Sahélien, Soudanien ou Guinéen); elles ne constituent pas des définitions strictes de zones climatiques. *Adapté de Meynadier et al., 2010a/ACL/.*

La Figure 4.6.1 montre les cumuls annuels moyens de P, E et E-P sur l'Afrique de l'Ouest sur la période 2002-2007. On y reconnait le gradient marqué de précipitations depuis le golfe de Guinée jusqu'au Sahara. L'évapotranspiration a une distribution spatiale très similaire à celle des précipitations, ce qui traduit le fait que la pluie est un forçage crucial pour l'humidité du sol. La réponse de la surface n'est pas pour autant linéaire et le fonctionnement hydrologique n'est pas homogène à l'échelle régionale. Le terme E-P traduit le bilan net des échanges d'eau entre la surface et l'atmosphère. Ce bilan varie significativement entre les zones de relief au Sud, très arrosées, et la région Sahélienne au Nord, plus aride. Le fonctionnement hydrologique est analysé plus en détail dans trois domaines matérialisés sur la Figure 4.6.1. Dans la boite SAH, la plus au nord, on voit que E et P sont en équilibre (E ~ P). Toute l'eau précipitée finit par être évaporée par le sol et la végétation, c'est un fonctionnement hydrologique endoréique. Dans les boites SOU et GUI, plus au sud, il y a par contre apport net d'eau à la surface (P > E) et une fraction de l'eau part en ruissellement, c'est un régime exoréique. Ces résultats sont cohérents avec des observations locales (Timouk et al., 2009) ou des modélisations hydrologiques indépendantes (Saux-Picard et al., 2009). Ils sont simples et représentatifs des processus à grande échelle, alors qu'à petite échelle (échelle du bassin versant ou de la mare), les choses peuvent être beaucoup plus complexes.

La relation entre les termes du bilan d'eau et du bilan d'énergie, en moyenne annuelle, est analysée à la Figure 4.6.2. On voit que l'évapotranspiration répond de manière linéaire aux précipitations dans la zone sahélienne alors qu'elle a tendance à saturer (limite de la demande atmosphérique) plus au Sud. Le ruissellement à grande échelle est faible en zone sahélienne alors qu'il peut atteindre entre 1000 et 2000 mm en zone guinéenne (principalement du fait de la présence de zones montagneuses). L'intensité de l'évapotranspiration est liée non seulement à la quantité de pluie cumulée mais également à l'énergie disponible en surface (apport par un rayonnement net positif) mais la relation n'est pas du tout linéaire, ni à l'échelle de la région ni à l'échelle des domaines. Cette relation est complexe car elle fait intervenir à la fois des processus de surface (l'évaporation et la transpiration) et des interactions du rayonnement avec les nuages et la vapeur d'eau dans l'atmosphère. Le rayonnement net au Sahel est relativement faible (réduction du rayonnement direct par les aérosols et faible effet de serre dans un air très sec) alors qu'il atteint son maximum et sature à 120 W m^{-2} en zone guinéenne.

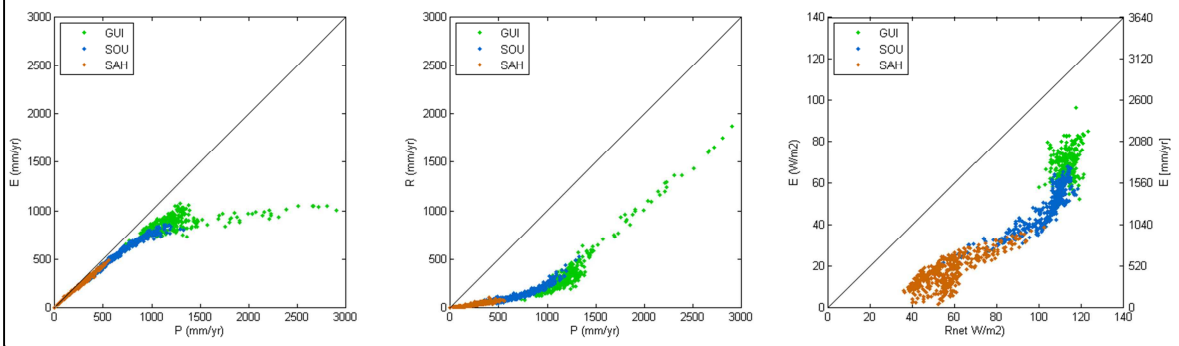


Figure 4.6.2. Diagramme de dispersion spatiale des termes du bilan d'eau et du bilan d'énergie en moyenne annuelle dans les trois boites de la Figure 3.6.1. A gauche: E vs. P. Au milieu: R (ruissellement) vs. P. A droite: E vs. Rnet (Rayonnement net à la surface). *Adapté de Meynadier et al., 2010a/ACL/.*

La Figure 4.6.3 précise le fonctionnement hydrologique à l'échelle du cycle saisonnier. A la surface, l'évapotranspiration est vue comme une réponse aux précipitations. Le maximum de E suit le maximum saisonnier de P avec un décalage supérieur ou égal à un mois dans les boites GUI et SOU et inférieur à un mois dans la boite SAH. Dans les régions les plus arides (SOU et SAH), E est nul en saison sèche. Dans l'atmosphère, dPW est négligeable en moyenne mensuelle devant les autres termes. La convergence d'humidité –MFD est corrélée avec P, les deux variables montrant un maximum en aout. En termes de balance, la convergence d'humidité contribue majoritairement aux précipitations dans la boite GUI alors que E domine la convergence d'humidité dans la boite SAH. Pour expliquer ces relations il est nécessaire de descendre encore en échelle pour se rapprocher des processus convectifs (Meynadier et al., 2010a/ACL/). La variabilité journalière des différents termes montre en effet que MFD et dPW sont les plus actifs dans la boite SAH. Les fluctuations de convergence s'accompagnent de fluctuations rapides de dPW, déjà observées à l'aide des CIVE GPS (section 4.5). Dans la boite SAH, une dynamique atmosphérique active et un gradient d'humidité marqué par la proximité du FIT induisent une forte variabilité de MFD, tantôt convergence, tantôt divergence, dont la valeur moyenne est par conséquent assez proche de zéro. On vérifie d'ailleurs que le maximum de variabilité de dPW coïncide avec MFD ~ 0 lors du double passage saisonnier du FIT dans chacune des trois boites. La variabilité journalière de E est quant à elle faible à l'échelle d'une boite (contrairement à son cycle diurne observé localement). Ceci explique que les fluctuations journalières de MFD soient partout très corrélées avec celles de P et de dPW.

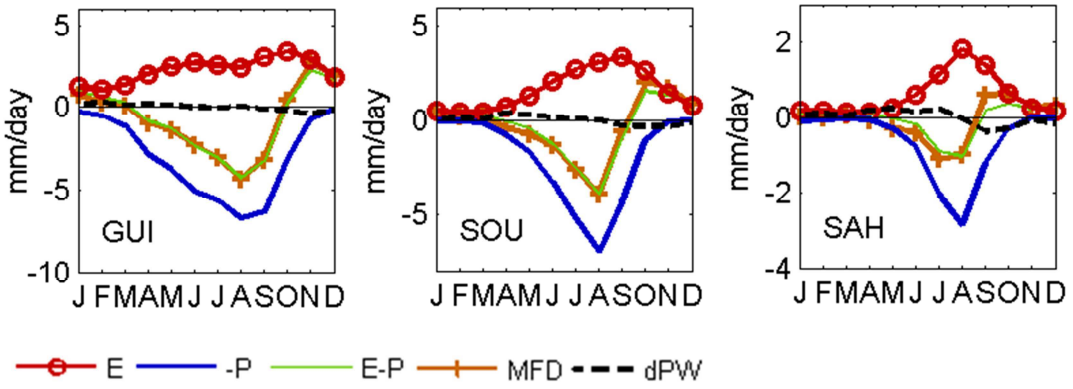


Figure 4.6.3. Cycles saisonniers moyens des termes du bilan d'eau estimés, dans les trois boites (GUI, SOU et SAH) par l'analyse hybride.

Meynadier et al., 2010a/ACL/ ont aussi montré qu'à l'échelle interannuelle, les anomalies de P et de convergence sont corrélées dans les trois boites à la fois en moyennes annuelle et mensuelle (pendant la saison des pluies): un excès de précipitations coïncide ainsi avec un excès de convergence d'humidité. A l'échelle mensuelle, des causalités dans les anomalies des termes du bilan d'eau ont été mis en évidence dans la boite SAH: un excès de précipitations est précédé un mois avant d'un excès de convergence et suivi un mois après d'un excès d'évapotranspiration. Dans les boites SOU et GUI les anomalies sont en phase. La causalité dans la boite SAH rappelle cette observée à l'échelle sub-diurne pour les MCS (section 4.5).

Ce travail, réalisé dans le cadre de la thèse de R. Meynadier et publié dans JGR (Meynadier et al., 2010a/ACL/) a permis de préciser le fonctionnement du cycle de l'eau à l'échelle régionale et de clarifier les idées sur les équilibres entre les termes du bilan d'eau et sur l'amplitude des échanges entre la surface, la végétation et l'atmosphère, à des échelles temporelles allant du journalier à l'interannuel.

L'apport du GPS est un peu occulté ici, mais on trouvera dans l'annexe de Meynadier et al., 2010a/ACL/ des résultats de validation du terme dPW issu de la réanalyse ERA-Interim ainsi que des réanalyses NCEP aux échelles de temps et d'espace pertinentes pour cette étude régionale.

4.7 Le cycle de l'eau vu par les modèles de prévision météorologique

Principaux collaborateurs: F. Guichard, J.-L. Redelsperger, A., Agusti-Panareda, A. Beljaars. Doctorants: R. Meynadier. Post-doc: S. Gervois

Le jeu de données hybride décrit ci-dessus a servi de référence pour évaluer plusieurs modèles de prévision numérique. L'intérêt de ces modèles est qu'ils donnent accès à la structure tridimensionnelle de l'atmosphère. De plus, les réanalyses longues (25 à 50 ans) sont largement utilisées pour étudier la variabilité interannuelle. Les termes du bilan d'eau calculés à partir de produits de trois réanalyses (ERA-Interim, NCEP-reanalysis I et II) ont donc été comparés au jeu de données hybride à différentes échelles spatiales et temporelles (**Meynadier et al., 2010b/ACL/**). Un premier résultat est que nous avons pu confirmer les incohérences déjà relevées dans certaines études passées qui s'étaient appuyées sur des modèles de prévision (Table 4.6.1). La Figure 4.7.1 montre en effet que les réanalyses donnent un bilan E-P > 0 sur une large portion de l'Afrique de l'Ouest (10°-20°N) alors que le jeu de données hybride indique E-P ~ 0 au nord de 15°N et E-P < 0 plus au Sud (Figure 4.6.1). Ce défaut des modèles résulte d'un déficit notable des pluies simulées au nord (la zone de mousson ne pénètre pas assez sur le continent) renforcé par un excès d'évapotranspiration simulée dans cette zone. De plus, il apparait que même les variations élémentaires telles que le cycle saisonnier et la variabilité interannuelle simulés avec ces réanalyses ont de larges défauts dans cette région (Meynadier et al., 2010b/ACL/). Le modèle opérationnel ECMWF-IFS donne des résultats très similaires sur la période 2005-2007. Les modèles opérationnels NCEP-GFS et ARPEGE-Tropiques (Météo-France) donnent des résultats sensiblement différents mais avec d'autres défauts en 2006 (P trop fort pour GFS et E-P~0 presque partout pour ARPEGE). Globalement l'incertitude sur les termes E et P des modèles de prévision en Afrique de l'Ouest rend toute analyse détaillée du cycle de l'eau à partir de ces produits sujette à caution.

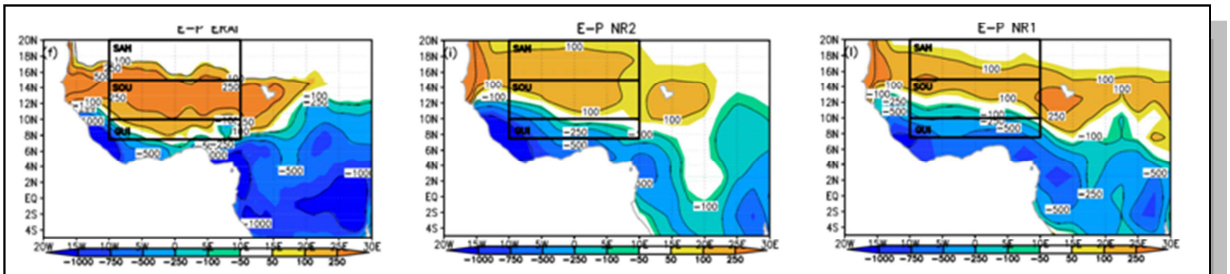


Figure 4.7.1. Bilan d'eau moyen annuel sur la période 2002-2007 simulé par trois réanalyses globales (ERA-Interim, NCEP-reanalysis I et II, de gauche à droite). *Adapté de Meynadier et al., 2010b/ACL/.*

Le terme MFD calculé à partir des paramètres vent et humidité analysés des modèles de prévision permet en partie d'expliquer les défauts constatés dans les termes simulés E et P. Pendant la saison des pluies (Juin-Septembre), une bande de divergence d'humidité apparait dans les analyses/réanalyses ECMWF autour de 15°N. Elle semble bloquer la montée vers le nord de la zone de convergence d'humidité associée à la zone de précipitations de mousson. Cette divergence est localisée dans les basses couches. La Figure 4.7.2 illustre le phénomène pour le mois d'aout 2006, pour 7 modèles de prévision différents. Pour les modèles NCEP et ARPEGE on n'observe pas de divergence mais néanmoins une forte réduction de la convergence entre 12 et 15°N. Cette zone est localisée au nord de la ZCIT et coïncide avec de la subsidence alimentée par une cellule de circulation thermique directe, méridienne, dont la branche ascendante coïncide avec la dépression thermique saharienne (vers 21°N). Cette circulation méridienne, peu profonde, est trop active dans la plupart des modèles de prévision. Dans le modèle ECMWF, nous avons identifié plusieurs facteurs responsables de ces défauts: manque de nuages et de d'humidité, utilisation d'une climatologie sous-estimant le

contenu en aérosols, et rayonnement net au sol et température à 2m trop élevés (**Meynadier et al., 2010b/ACL/** ; **Agusti-Panareda et al., 2010/ACL**/). Ces facteurs sont liés par des relations de cause à effet, mais également couplés avec d'autres défauts observés dans paramètres E et P simulés. Pour le modèle ECMWF, l'évapotranspiration trop forte s'explique par les biais en température et en humidité à 2m et l'usage d'une méthode d'ajustement de l'humidité du sol par rapport à ces deux variables. La réinitialisation toutes les 6 ou 12h selon le système d'assimilation entretient la persistance de ces biais. Dans les modèles NCEP l'humidité du sol est ajustée à partir des champs de pluie (simulés ou observés) et l'évapotranspiration simulée présente des biais moindres. Quant aux précipitations, leur déficit sur la zone soudano-sahélienne est a priori directement lié au manque de convergence et peut-être à un blocage du schéma de convection dû à la présence d'une advection d'air sec marquée en altitude (une configuration bien spécifique à cette région). La révision du traitement des aérosols, des schémas de convection et des méthodes d'initialisation de l'humidité du sol devrait permettre d'améliorer la représentation du cycle de l'eau dans ces modèles.

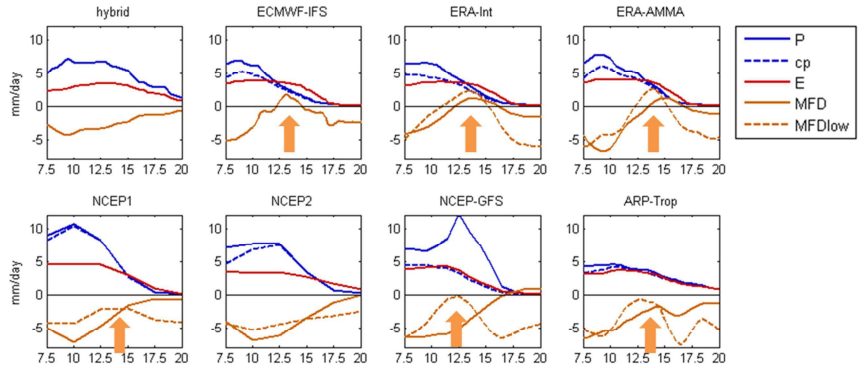


Figure 4.7.2: distribution méridienne des termes du bilan d'eau hybride et des produits de modèles de prévision: termes simulés (E et P) et analysés (MFD), pour le mois d'aout 2006.

La détection de biais dans les termes du bilan d'eau et l'analyse de la balance entre les termes sont des approches diagnostiques efficaces pour évaluer les modèles de prévision. Avec les estimations de tendance de CIVE des stations GPS AMMA, nous avons pu, en moyenne sur les mois de mai à septembre 2006, d'une part valider les tendances des analyses/réanalyses et d'autre part mettre en évidence des biais importants dans les tendances simulées du modèle IFS de l'ECMWF (+0.17 mm/j, soit un excès de 25 mm cumulés). Bien que la tendance de CIVE des analyses/réanalyses soit en bon accord avec les tendances GPS, le terme MFD calculé à partir de paramètres vent et humidité analysés présente des biais significatifs déjà mentionnés (divergence d'humidité autour de 15°N) par rapport au MFD hybride. Ce résultat suggère des biais dans les vents analysés (ou du moins dans leur divergence) qui peut provenir du faible nombre d'observations en altitude et des biais dans les paramètres simulés. En comparant les termes MFD+dPW des analyses et des simulations on obtient une estimation de l'incrément qui quantifie le désaccord entre le modèle et les observations. Il est supérieur à 1 mm/j en moyenne sur 5 mois (soit 150 mm cumulés) sur toute l'Afrique de l'Ouest. La réduction de cet incrément est indispensable si l'on veut utiliser les produits des modèles de prévision pour quantifier les termes du bilan d'eau.

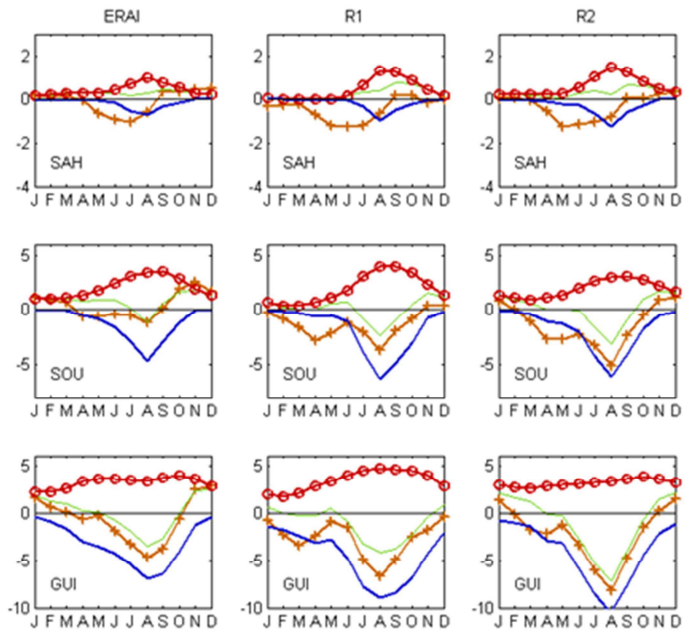


Figure 4.7.3. Cycles saisonniers moyens des 4 termes du bilan d'eau estimés, dans les trois boites (GUI, SOU et SAH) par les réanalyses météorologiques: ERA-Interim (ERAI), NCEP-R1 (R1) et NCEP-R2 (R2). On pourra comparer ces résultats à ceux de l'analyse hybride (HYB), Figure 4.7.2.

4.8 Détection des variations saisonnières du stock d'eau sous-terraine à partir des déplacements des stations GPS

Principaux collaborateurs: X. Collilieux , L. Métivier , I. Panet (LAREG), M.-N., Bouin (CNRM), A. Santamaría-Gómez (IGN-E), J.-P. Boy, C. de Linage, J. Hinderer, F. Masson (IPGP-EOST), P. Genthon (HSM), G. Wöppelmann (ULR). Doctorants: S. Nahmani.

En parallèle au projet AMMA, nous avons participé à l'ANR GHYRAF (Gravimétrie et Hydrologie en Afrique de l'Ouest), coordonnée par J. Hinderer (IPGP-EOST) entre 2008 et 2011. Ce projet avait pour objectif de détecter et quantifier les variations des réserves d'eau souterraine en Afrique de l'Ouest et de suivre leur évolution temporelle au moyen d'une combinaison d'observations gravimétriques, au sol et depuis l'espace, d'observations hydrologiques et GPS et de la modélisation géophysique et hydrologique, aux échelles locales et régionale (Hinderer et al., 2012). Le domaine d'étude recoupant celui du projet AMMA, nous avons maintenu les stations GPS AMMA en place pour analyser leur déplacement tridimensionnel saisonnier, l'objectif étant de mettre en évidence les surcharges induites par la mousson ouest-africaine. Il s'agit principalement de surcharges atmosphériques induites par le déplacement de la zone de convergence intertropicale et de la dépression thermique saharienne, et de surcharges hydrologiques liées à la recharge en eau des sols et des aquifères pendant la mousson. Cette étude a constitué une part significative du travail de thèse de S. Nahmani que j'ai co-encadré avec M.N. Bouin. Ces résultats ont fait l'objet d'une publication dans JGR (**Nahmani et al., 2012/ACL**).

Dans ce travail, une grande attention a été apportée au traitement des données GPS et à leur mise en référence dans l'ITRF2005. Nous avons eu l'opportunité d'intégrer les données de nos stations dans le réseau traité par l'Université de La Rochelle (ULR) dans le cadre de l'analyse combinée de données GPS et du réseau marégraphique mondial (thèse d'A. Santamaria-Gomez coencadrée par G. Wöppelman et M.N. Bouin). Notre analyse GPS a porté sur la période 2005-2008. La mise en référence a été réalisée au LAREG avec le logiciel CatRef (Altamimi et al., 2007). La transformation consiste à ajuter sept paramètres de position (trois rotations, trois translations, et un facteur d'échelle) et leur dérivées premières. Les surcharges recherchées n'étant pas modélisées au niveau du traitement GPS, elles sont théoriquement rejetées dans les résidus de cette transformation, sauf qu'il a été montré que le facteur d'échelle a tendance à les compenser partiellement (Tregoning and Van Dam, 2005b; Collilieux et al., 2011). Nous n'avons pas, ici, estimé de facteur d'échelle ce qui nous permet d'interpréter les résidus comme des déplacements non-linéaires induits, entre autres, par les surcharges atmosphériques et hydrologiques. Les déplacements GPS ont ensuite été comparés à des surcharges modélisées à l'aide de modèles géophysiques (GLDAS pour l'hydrologie, ECMWF pour l'atmosphère et MOG-2D pour les effets induits par la circulation océanique, bien que cette dernière soit négligeable pour les stations AMMA vu leur distance à la côte). Ces estimations ont été fournies par J.P. Boy (IPGP-EOST). Nous avons aussi estimé la surcharge hydrologique à partir des variations d'eau intégrée dans le sol fournies par le satellite GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment). Ces estimations ont été élaborées par X. Collilieux à partir du produit GRACE du GRGS. Les données de GRACE ont montré de bonnes performances sur des régions comme l'Amazonie où le cycle de l'eau continentale est très actif (Crowley et al., 2008). La résolution spatiale de GRACE étant de l'ordre de 500 km, son utilisation pour étudier de petits bassins n'est pas triviale. Récemment, Grippa et al., 2011, ont comparé différents produits GRACE en complément aux simulations ALMIP sur l'Afrique de l'Ouest. Ils ont montré que les variations d'eau intégrée dans le sol estimée par les produits GRACE et les modèles ont des incertitudes du même ordre de grandeur, pouvant aller jusqu'à un facteur deux sur l'amplitude de variations saisonnières. Néanmoins, le produit du GRGS semble tout à fait réaliste sur cette région. Les Figures 4.8.1 et 4.8.2 illustrent deux des principaux résultats de notre étude.

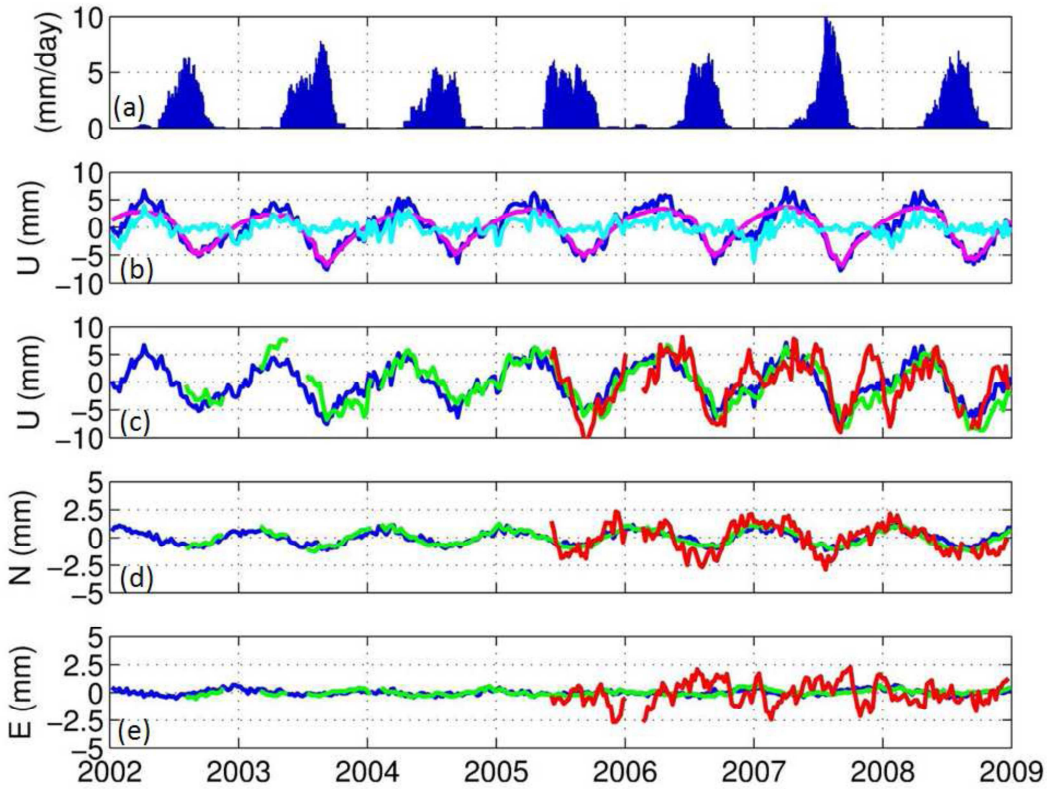


Figure 4.8.1. (a) Evolution temporelle des précipitations (produit GPCP) pour Niamey. (b) déformations verticale de surface induites par des surcharges calculées à partir des variations d'eau du sol du modèle hydrologique GLDAS (courbe violette), des variations de pression atmosphérique du modèle ECMWF et des surcharges océaniques du modèle MOG-2D (courbe cyan); la courbe bleue représente la sommes des surcharges modélisées. (c) déplacement vertical de la station de Niamey estimé par l'analyse des données GPS (rouge), par la somme des modèles (bleu) et par le satellite GRACE (vert). (d) et (e) identique à (c) pour les composantes horizontales. Extrait de **Nahmani et al., 2012/ACL**.

La Figure 4.8.1. montre la variation temporelle des précipitations, ainsi que les déplacements tridimensionnels estimés par GPS, par les modèles géophysiques et par GRACE pour la station GPS de Niamey. On constate que le signal hydrologique est prédominant à l'échelle saisonnière et explique l'essentiel de la surcharge totale. Elle est très corrélée avec les précipitations et montre un maximum de subsidence en fin de saison des pluies (Septembre-Octobre) quand l'humidité du sol est maximale. La surcharge atmosphérique est beaucoup plus faible et erratique, mais une analyse spectrale permet de détecter un signal annuel non négligeable qui est maximal à proximité du Sahara. La corrélation entre les déformations verticales totales (toutes composantes confondues) de GRACE et des modèles est de 0.93. Cette corrélation forte et significative confirme d'une part l'importance de la variation de l'humidité des sols dans le cycle saisonnier des déformations verticales et d'autre part la nature "grande échelle" de la déformation en question. La déformation observée à Niamey est donc le résultat d'une surcharge d'échelle régionale. Elle traduit non seulement la réponse du sol aux précipitations locales, mais aussi l'effet des précipitations accumulée dans la zone soudano-guinéenne, plus au sud. La corrélation entre le déplacement vertical observé par GPS et la somme des surcharges modélisées est seulement de 0.70. La moins bonne corrélation s'explique principalement par la présence d'une oscillation pendant la saison sèche. Les déplacements verticaux du GPS, de GRACE et des modèles sont en très bon accord pendant la saison humide. Les déplacements horizontaux bien que plus faibles révèlent également une réponse due à la surcharge hydrologique (principalement). L'accord entre les 3 sources d'information est tout à fait correct pour la composante N. Pour la composante E, les modèles et GRACE estiment un déplacement extrêmement faible (< 1 mm crête à crête), bien en-deçà de la précision du GPS. Le déplacement GPS apparait donc complètement aléatoire et dominé par le bruit de mesure. Les résultats sont très similaires pour les autres stations AMMA, avec des amplitudes de subsidence/surrection en rapport avec la quantité de précipitation. L'oscillation observée à Niamey

pendant la saison sèche a été notée sur les quatre stations soudano-sahélienne (Tombouctou, Gao, Niamey et Ouagadougou). Nous avons cherché à l'expliquer en explorant plusieurs pistes. En premier lieu nous avons éliminé l'hypothèse d'un artefact lié au calcul GPS, à la mise en référence ou la présence d'harmoniques aux fréquences draconitiques dans le signal GPS (Ray et al., 2008). La seconde piste explorée est celle d'un phénomène géophysique autre qu'une surcharge d'échelle régionale. Le recoupement avec des données géologiques et hydrologiques disponibles sur certains sites nous a permis d'échafauder une hypothèse plausible. Il s'agit pour les stations de Tombouctou, Gao et Niamey d'un phénomène similaire de gonflement et de retrait des sols latéritiques dont la composition recouvre des sables, argiles et divers alluvions.

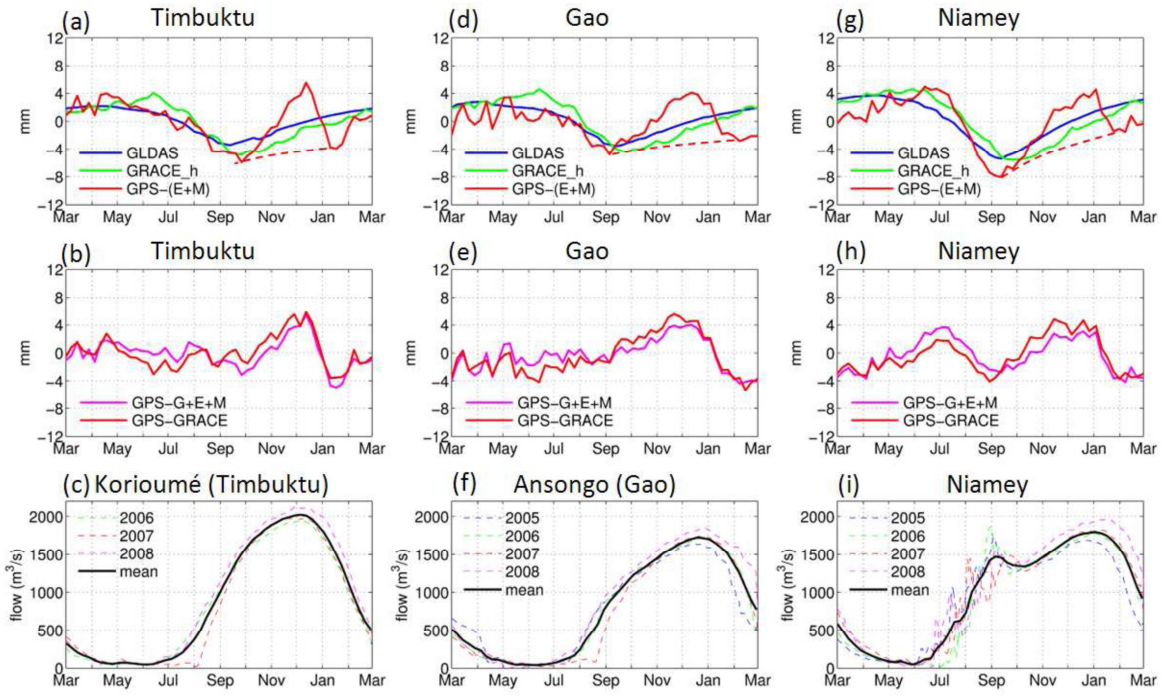


Figure 4.8.2. (a,d,g) Cycles saisonniers moyens des déformations de surface d'origine hydrologique estimées par GPS, GRACE et le modèle GLDAS, pour les stations de Tombouctou, Gao et Niamey. (b,e,h) Déformation résiduelle estimée par GPS par rapport aux modèles et à GRACE. (c,f,i) Débit du fleuve Niger passant à proximité des 3 stations (moins de 5 km).

La Figure 4.8.2. montre que la surrection des stations GPS coïncide presque parfaitement avec l'arrivée de l'onde de crue du fleuve Niger. Le mécanisme semble d'autant plus plausible qu'à Niamey, on observe une double crue, d'abord locale pendant la saison des pluies, puis régionale avec l'arrivée des eaux guinéennes. La circulation complexe dans la nappe alluviale ainsi que des effets de surcharge locaux peuvent rendre compte des légers décalages entre le maximum de surrection (gonflement) et le maximum de débit dans le fleuve. A Ouagadougou, nous avons trouvé que la séquence de gonflement/retrait du sol coïncide avec une remontée de la nappe phréatique. L'accès à des mesures piézométriques et à une coupe lithologique à proximité du site ont permis d'estimer l'amplitude du phénomène à ~18 mm, ce qui est cohérent avec le déplacement de la station GPS de ~16 mm et conforte l'idée du mécanisme invoqué.

Cette étude montre que les mesures GPS ont le potentiel, à travers un traitement des données sophistiqué et une mise en référence soignée, de restituer des déformations verticales et horizontales de petite amplitude (< 5 mm) dues d'une part aux surcharges hydrologique et atmosphérique et d'autre part à des déformations du sol d'origine hydrogéologique comme des gonflements/retraits d'argiles. Il est possible que les variations saisonnières de position non expliquées pour de nombreuses stations GPS à travers le monde soient dues à de tels phénomènes. Ce travail ouvre ainsi une nouvelle piste pour l'interprétation des séries temporelles GPS.

4.9 Conclusions

Les travaux sur l'étude du climat et du cycle de l'eau de la mousson africaine (AMMA+GHYRAF) ont été valorisés sous la forme de 28 publications dans des journaux (ACL+ACLN+ASCL) et 68 communications (ACTI+ACTN+COM+AFF).

Ma participation au projet AMMA a été une aventure passionnante autant scientifiquement qu'humainement. J'ai eu l'occasion de rencontrer des chercheurs d'exception et de mener pendant quelques années des collaborations extrêmement enrichissantes avec eux. J'ai appris beaucoup sur la météorologie et le climat tropical, mais également j'ai découvert l'Afrique, ses peuples et sa culture. Une forte motivation chez moi et chez la plupart des chercheurs était certainement de contribuer à notre manière à améliorer les conditions de vie en Afrique en essayant de mieux comprendre les phénomènes météorologiques et de mieux prévoir les risques pour les populations. C'est un travail de longue haleine et le projet AMMA se poursuit actuellement en prenant encore davantage en compte cette dimension sociale et humaine.

D'un point de vue scientifique et technique le projet AMMA a été un succès unanimement reconnu par la communauté scientifique. Avec l'aide de mes collègues géodésiens et géophysiciens français, et avec le soutien logistique de l'IRD et de ses partenaires africains, nous avons réussi le pari d'installer et de maintenir six stations GPS permanentes en Afrique de l'Ouest. Elles ont permis de recueillir des données nouvelles et de grande qualité, qui sont thématiquement pertinentes pour l'étude de la mousson. Elles ont été largement utilisées par la communauté scientifique (plus d'une centaine de requêtes d'extraction de la base de données AMMA) et ont été valorisées par une vingtaine de publications dans des journaux scientifiques et une soixantaine de communications et posters dans des conférences internationales entre 2005 et 2011.

Grâce aux données GPS nous avons très rapidement mis en évidence d'importants biais secs dans les mesures d'humidité des radiosondages et dans les modèles de prévision météorologiques pour la période de la SOP AMMA (2006). La poursuite de cette analyse sur le long terme (EOP et LOP) a permis de voir l'évolution de la qualité du réseau d'observations et des modèles. L'analyse multi-échelle des CIVE GPS a mis en évidence la pertinence de la quantité CIVE pour le suivi de la progression saisonnière de la mousson sur le continent africain et de détecter ses modes de variabilité intra-saisonnière et interannuelle qui, en première approche, sont contrôlés par la circulation atmosphérique à grande échelle. L'étude du détail des mécanismes fait encore l'objet de recherches en cours. Toutefois il a été mis en évidence que l'activité de la dépression thermique saharienne, les intrusions d'air froid depuis le nord du continent et la propagation d'ondes d'Est sont des mécanismes majeurs modulant l'activité convective (Vizy and Cook, 2009; Chauvin et al., 2010). Ces phénomènes affectent également le CIVE comme nous avons pu le montrer ce qui fait du GPS un système utile pour les détecter.

Nous avons ensuite réalisé, avec Rémi Meynadier, une étude détaillée du bilan d'eau de la mousson Africaine à l'échelle régionale. Un jeu de données original a été élaboré grâce à un travail d'équipe en collaboration avec le CNRM et l'IPSL. Il nous a permis de mettre en évidence les limitations et incertitudes des bilans d'eau publiés dans les études passées. Nous avons proposé de nouvelles hypothèses de fonctionnement du cycle de l'eau à l'interface surface-atmosphère, à l'échelle régionale. A plus fine échelle, les données GPS nous ont permis, de part leur haute résolution temporelle, d'analyser le cycle diurne des termes du bilan d'eau et de mettre en évidence un mécanisme de modulation du CIVE par les systèmes convectifs de méso-échelle.

Pour finir, nous avons complété l'étude du cycle de l'eau par GPS en Afrique de l'Ouest d'un point de vue géophysique en exploitant, avec S. Nahmani, la grande précision de positionnement du GPS. Nous avons mis en évidence des variations d'eau sous-terraine cohérentes avec des modèles géophysiques et des estimations par le satellite GRACE ainsi que des déformations d'origine hydrogéologiques qui pourraient potentiellement expliquer une part non négligeable de signal dans les résidus de position GPS.

Chapitre 5. Perspectives

Photo 5: (haut) vue de l'Observatoire de haute Provence, (bas) vue des instruments dépoyés pendant la campagne DEMEVAP 2011. Crédit photo: J. Pelon, P. Lardeux, O. Bock.

5.1 L'apport des systèmes d'observations géodésiques à l'étude du cycle de l'eau de l'échelle régionale à globale

Cet axe de recherche se place dans la perspective des travaux présentés aux chapitres 3 et 4. Il doit permettre de poursuivre le développement des applications des techniques géodésiques dans le domaine des sciences de l'environnement, du climat et de la météorologie. Ces travaux s'appuieront aussi sur des développements méthodologiques spécifiques.

5.1.1 Climat et cycle de l'eau global

La vapeur d'eau est un composant essentiel dans le fonctionnement de la machine climatique globale de par ses nombreuses rétroactions associées aux effets radiatifs et dynamiques dans l'atmosphère (Rind et al., 1991). De fortes incertitudes affectent à la fois les observations et les simulations de modèles de climat quand à la distribution de la vapeur d'eau dans le passé, le présent et le futur (Bengtsson et al., 2004). Le réchauffement global s'accompagne d'une augmentation de la capacité de l'atmosphère à contenir de la vapeur d'eau conformément à la loi de Clausius-Clapeyron (Trenberth et al., 2003). Si l'humidité relative reste constante, alors le CIVE dans l'atmosphère augmentera et, par effet de rétroaction positive, la tendance au réchauffement s'accentuera. Peu d'observations mesurent directement l'humidité relative sur une échelle de temps suffisamment longue pour diagnostiquer sa tendance, mis à part les radiosondages opérationnels utilisés pour la prévision météorologique (Elliott and Gaffen, 1991; Ross and Elliott, 2001). Ces radiosondages présentent d'importants biais et des discontinuités dues aux changements d'équipements opérés depuis environ 50 ans (Elliott et al., 2002). L'observation satellitaire a permis de constituer des archives de mesures depuis la fin des années 1970 mais la courte durée de vie des instruments embarqués (quelques années) limite la cohérence sur le long terme de ces observations (Sohn and Smith, 2003). Néanmoins, Trenberth et al., 2005, ont montré que le produit CIVE des satellites SSM/I fournit des estimations de qualité climatologique, dont les estimations sont plus précises et plus stables sur le long terme qu'une base de données de radiosondages et de réanalyses de modèles météorologiques. Les observations SSM/I (micro-ondes) ne sont toutefois valides que sur l'océan. Sur les continents, d'autres capteurs satellitaires peuvent être utilisés mais leur précision est moindre. Un effort majeur de la communauté climatologique porte actuellement sur l'homogénéisation des jeux de données de ces capteurs pour déterminer les tendances et la variabilité de l'humidité et du CIVE dans l'atmosphère sur les 2 ou 3 dernières décennies (Venema et al., 2012).

Dans ce contexte il est nécessaire d'évaluer la qualité des observations de géodésie spatiale pour fournir des estimations de CIVE à l'échelle globale sur le long terme. Bock et al., 2007/ACL/, ont montré que les CIVE de stations GPS côtières en Afrique sont en très bon accord avec les estimations SSM/I. Wang and Zhang, 2009, ont montré que les CIVE GPS ont le potentiel d'estimer les biais des radiosondages. Steigenberger et al., 2007, ont montré que les paramètres troposphériques de GPS et VLBI (ZTD et gradients) sont en bon accord (quelques mm) mais que les tendances estimées avec ces deux systèmes d'observation diffèrent significativement. Avec l'expertise dont nous disposons déjà sur les techniques et méthodes de mesure de l'humidité atmosphérique à laquelle il faut ajouter l'expertise disponible au LAREG dans l'analyse des données géodésiques à l'échelle globale et sur le long terme, il parait pertinent de se fixer les objectifs suivants dans une perspective à 2-3 ans.

(1) Analyse de la continuité des estimations de retards troposphériques des techniques de géodésie spatiale à l'échelle globale, sur le long terme, et production d'un jeu de donnée cohérent de CIVE.

La problématique est de déterminer dans quelle mesure les changements des équipements (antennes, récepteurs, présence de radômes, etc.) et de l'environnement immédiat des antennes (constructions, végétation, etc.) impactent les estimations de retards troposphériques sur le moyen terme (<10 ans) et le long terme (>10 ans). Un jeu de données cohérent permettrait d'estimer des tendances multi-décennales de CIVE et les échelles de variabilité (du saisonnier au cycle diurne).

La confrontation des estimations issues de différentes techniques géodésiques entre elles (GPS, DORIS, VLBI) et avec des techniques conventionnelles (radiosondages, produits satellitaires) et des modèles (analyses/réanalyses) permettra d'appréhender la qualité de chacune de ces sources de données. Le focus sera dans un premier temps la détection et la documentation des discontinuités dans les séries GPS et DORIS. Ces deux systèmes d'observation géodésique sont particulièrement pertinents pour la surveillance du climat car ils disposent de réseaux globaux et permanents depuis le début des années 1990. Un travail méthodologique minutieux a été démarré à l'aide de ces données. Dans une première étape, nous avons comparé les estimations de ZTD des deux techniques sur la période 2005-2008 (Bock et al., 2010/ACL/). La Figure 5.1 (a) met en évidence une discontinuité fin 2006 due à un changement dans la procédure opérationnelle de calcul GPS (changement des modèles d'antennes et du système de référence). Cette discontinuité n'est pas visible quand on utilise le retraitement GPS repro1 de l'IGS (Figure 5.1 b). Dans ce cas le biais DORIS – GPS est inférieur à 3 mm en valeur absolue et l'écart-type des différences est inférieur à 9 mm pour des solutions lissées sur 5 jours. Nous avons aussi mis en évidence des discontinuités pour certaines stations GPS ou DORIS dues à des changements d'antennes. Une analyse systématique et rigoureuse de ces effets est nécessaire avant de pouvoir utiliser les séries GPS ou DORIS complètes sur des périodes étendues.

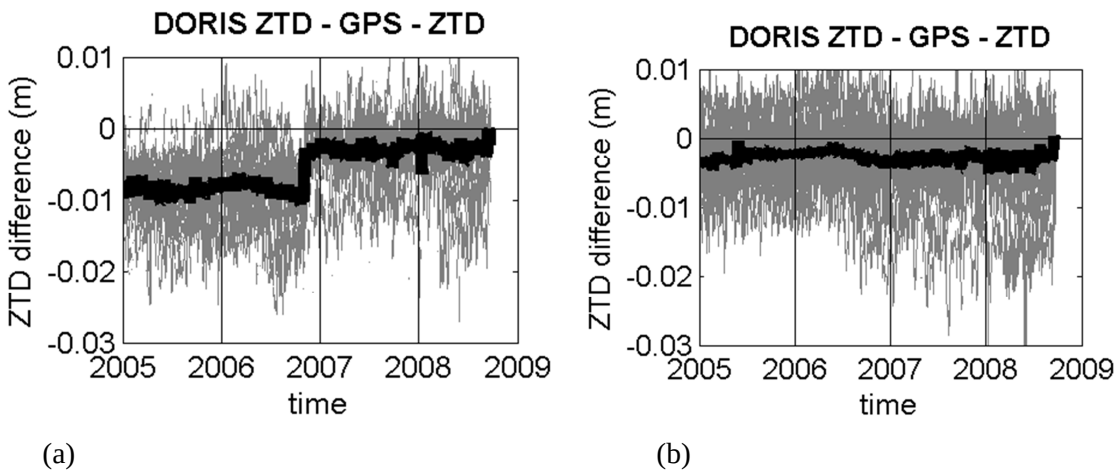


Figure 5.1 : Différence de ZTD DORIS – GPS sur la période 2005 – 2008 à l'aide d'une solution spécifique DORIS et du produit opérationnel IGS trop-new (a) et du produit IGS repro1 (b). La résolution temporelle est de l'ordre de 20 minutes. Un lissage sur 5 jours a été appliqué sur les séries de différences. Les courbes grises indiquent les différences observées pour chaque couple de stations. Les courbes noires épaisses indiquent les moyennes journalières sur l'ensemble des stations. Adapté de Bock et al., 2010/ACL/.

Une fois les solutions de ZTD GPS et DORIS validées, nous proposons d'élaborer un produit CIVE de référence, basé soit sur les techniques géodésiques individuelles, soit sur leur combinaison. Il servira à analyser la distribution moyenne et la variabilité du CIVE global et régional, sur le long terme, et à évaluer les nombreux modèles et observations disponibles (point 2

ci-dessous). Sa mise à jour et son amélioration pourront nécessiter de mettre en place un service opérationnel dédié, à l'échelle nationale, européenne ou internationale. Une nouvelle action COST est en cours d'élaboration dans ce but, pour mieux définir les besoins et la structure nécessaire à l'échelle de l'Europe (COST, 2012). Il faut noter qu'aucune organisation internationale ne mène actuellement une telle activité, bien que des groupes de travail "tropo" de l'IGS et d'EUREF produisent des solutions opérationnelles ou retraitées dans un mode très similaire à celui des produits purement géodésiques.

(2) Etude de la tendance et de la variabilité des CIVE à l'aide des réseaux géodésiques permanents GPS/GNSS et DORIS et évaluation d'observations et de modèles climatiques.

L'analyse de la distribution moyenne, de la tendance et de la variabilité du CIVE à l'échelle globale est un objectif actuel du fait des grandes incertitudes associées aux données disponibles (Trenberth et al., 2005). La Figure 5.2 montre un exemple de série temporelle de CIVE d'une durée de 16 ans pour une station IGS. Le réseau IGS peut potentiellement fournir de telles estimations pour une centaine de stations réparties dans le monde.

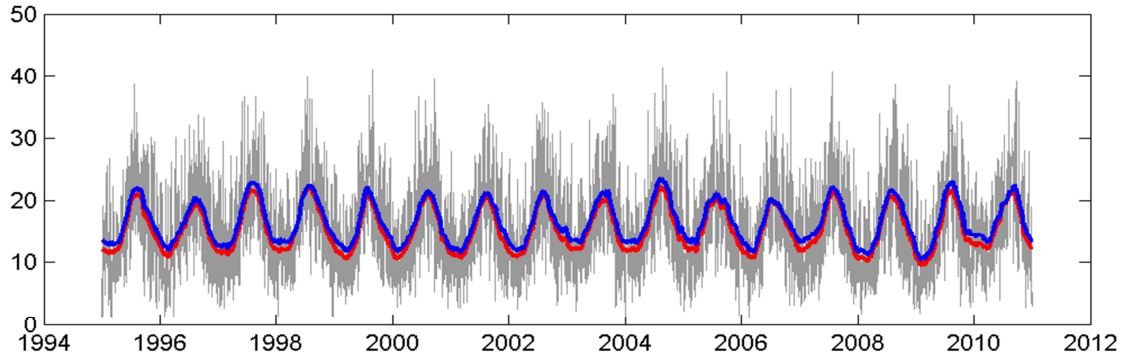


Figure 5.2 : Série temporelle de CIVE pour la station ALBH (Albert Head, Canada) estimé par GPS (solutions IGS repro1, 1995-2007, et trop_new, 2008-2010; données à 6h en gris et moyenne glissante sur 90 jours en rouge) et extrait de la réanalyse ERA-Interim (moyenne glissante sur 90 jours en bleu).

A l'échelle régionale, les zones d'intérêt majeur sont aujourd'hui la zone tropicale, la région Méditerranéenne et les régions polaires. Nous avons réalisé un premier travail d'analyse de données GPS en combinaison à des données de radiosondages et de réanalyses au Maroc pour décrire les relations entre la variation saisonnière du CIVE, les flux d'humidité et les précipitations GPCP (Koulali et al., 2011). Nous avons mis en évidence le rôle du transport de vapeur d'eau dans la moyenne troposphère (850-400 hPa) et une corrélation avec les gradients troposphériques estimés par GPS. L'étude souligne aussi la nécessité d'investiguer la co-variabilité entre ces paramètres à des échelles plus fines et en relation avec les régimes de temps. Ces perspectives pourront être développées en région méditerranéenne (cf. 5.2). Dans le cas des régions polaires, une question fondamentale concerne la capacité des mesures GPS à restituer des CIVE très faibles (Thomas et al., 2011). Des projets en collaboration pourront être conduits avec l'IPSL pour évaluer cette capacité en Antarctique et en Arctique et peut-être contribuer à intégrer les GPS permanents de ces régions au dispositif mondial de surveillance du climat (GCOS).

Le produit CIVE géodésique de référence sera également comparé à d'autres données (observations et modèles), d'une part pour l'inter-validation des différentes données et pour l'évaluation de la qualité de ces dernières en suivant une approche multi-échelle telle que présentée dans les chapitres précédents. Parmi les observations, un travail de longue haleine est mené par la communauté climatologique pour homogénéiser les bases de données d'humidité provenant des radiosondages opérationnels (depuis la fin des années 1950) et des missions spatiales (depuis la fin

des années 1970). Si l'on arrive à produire un jeu de données indépendant avec les techniques géodésiques (GPS, DORIS, VLBI) il sera possible de valider, corriger ou compléter ces bases de données ainsi que les réanalyses, analyses opérationnelles et les modèles de climat sur la période passée et présente.

La Figure 5.3 montre un résultat de comparaison de la réanalyse ERA-Interim avec les CIVE GPS de l'IGS pour l'année 2007. On observe que la distribution des biais est relativement aléatoire mais que les biais fortement négatifs sont concentrés dans la zone inter-tropicale et en Antarctique. Les écarts-types sont les plus forts dans la zone inter-tropicale où la concentration en vapeur d'eau est maximale et plus faibles aux latitudes plus élevées où l'atmosphère est plus froide et plus sèche.

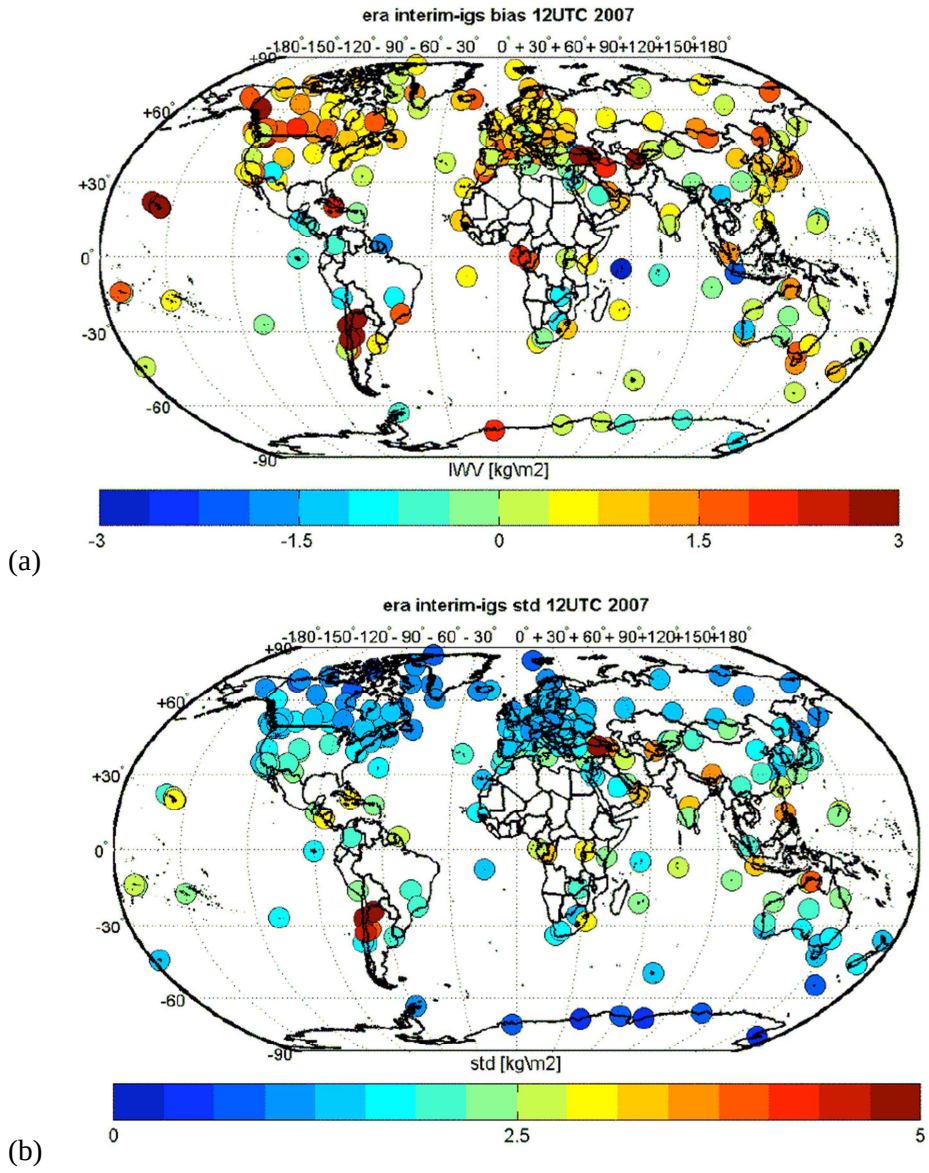


Figure 5.3 : Comparaison de CIVE de la réanalyse ERA-Interim avec la solution GPS IGS trop-new pour l'année 2007. On a utilisé ici uniquement les données à 12 UTC. Extrait de Lacarra, 2009/AP/.

5.1.2 Météorologie et cycle de l'eau en Méditerranée

De nombreux processus atmosphériques dépendent de manière critique du contenu de vapeur d'eau dans la basse troposphère (Weckwerth et al., 1999; Sherwood et al., 2010). On s'intéresse ici à une échelle de temps plus fine que l'échelle climatique (section précédente), à savoir celle des événements météorologiques d'une durée de quelques heures à quelques jours. Parmi ces événements, la communauté scientifique nationale et internationale se préoccupe actuellement plus spécifiquement des phénomènes extrêmes tels que les cyclones, les tornades, et les épisodes de pluies torrentielles menant aux crues éclair, notamment dans la région Méditerranéenne (Reale et al., 2001; Turato et al., 2004; Rudari et al., 2004; Ducrocq et al, 2008; Duffourg et al., 2010). La région Méditerranéenne est en effet l'une des cibles prioritaires en regard de sa forte vulnérabilité et du risque élevé d'un changement climatique majeur dans les décennies à venir. Le chantier Méditerranée est ainsi l'un des moteurs de cette dynamique scientifique en France et en Europe à l'intérieur duquel, le projet HYMEX vise plus spécifiquement l'étude du cycle de l'eau dans cette région (http://www.hymex.org).

Une composante GNSS sera développée au sein du dispositif expérimental du projet HYMEX par le Task Team Observation TTO1-d, dédié aux observations GNSS et AERONET et coordonné par C. Champollion, P. Goloub, et moi-même. Tout d'abord, les réseaux GNSS permanents seront intégrés au dispositif d'observation HYMEX à long terme (2010-2020) et une analyse climatologique du CIVE et une validation des modèles de climat à l'échelle régionale sera réalisée. Grâce aux réseaux EPN et EGVAP nous espérons pouvoir constituer une base de données étendue de CIVE nettement plus dense que celle du réseau IGS. La collecte des données, leur traitement opérationnel et leur retraitement en vue de constituer une base de données de produits de recherche sont des activités que nous pouvons prendre en charge en collaboration entre l'IGN (LAREG, SGN et ENSG) et Géosciences Montpellier. Les questions méthodologiques sont ici les mêmes que celles traitées au 5.1.1. Ensuite, le déploiement de stations GNSS temporaires pourra compléter le réseau d'observation météorologique pour l'étude des événements météorologiques extrêmes. Les réseaux GNSS permanent serviront à documenter à une échelle plus large l'humidité atmosphérique dans le flux amont associée à ces événements. Un réseau tomographique sera déployé pendant une courte période à l'automne 2012 pour étudier les épisodes de pluies torrentielles dans les Cévennes. Une composante marine a également été mise en place, avec des récepteurs GPS sur deux bateaux d'opportunité qui circuleront dans la zone d'étude Ouest-Méditerranéenne entre 2011 et 2013. L'ensemble des données acquises sera également utile pour la validation de simulations de modèles atmosphériques sur des cas d'étude et la production de réanalyses avec l'assimilation de ZTD produits en temps différé. Les recherches méthodologiques amont et les questions scientifiques que l'on propose de développer au cours de ce projet sont les suivantes.

(1) Analyse des sources d'erreurs des GNSS et documentation d'événements météorologiques extrêmes

L'analyse des événements météorologiques extrêmes (convection profonde et précipitations intenses) permettra d'une part d'avancer sur la compréhension de la propagation des signaux GPS et de leur interaction avec l'environnement (atmosphère et surface) dans ces conditions et d'autre part de mieux appréhender la limite de précision des mesures GPS autant pour la géodésie (positionnement) que pour la météorologie (assimilation). En effet, l'analyse des campagnes passées a montré que dans des conditions extrêmes, la qualité des estimations GPS est dégradée (Brenot et al., 2006; Nahmani, 2012/THESE). En Afrique de l'Ouest, plus particulièrement, l'arrivée du front de mousson et le passage de systèmes convectifs de méso-échelle ont été clairement identifiés comme des situations où et les résidus et les erreurs de positionnement augmentent (Figure 5.4). Des effets similaires peuvent être attendus en Méditerranée, notamment lors des épisodes de pluies cévenols. La validation des CIVE GPS dans de telles conditions est difficile à réaliser car il n'y a pas de mesure de référence à laquelle se comparer (les radiomètres micro-ondes et les radiosondages ont également des

performances très limitées en présence de précipitations intenses). D'un point de vue méthodologique, les principales questions auxquelles nous pourrons tenter de répondre pour ce qui concerne les GNSS sont : (i) comment augmente l'erreur due aux fonctions de projection ? (ii) quel est l'impact des anomalies de réfraction dues à la traversée de nuages denses chargés d'eau liquide ? (iii) les écarts à l'équilibre hydrostatique induits par le passage des systèmes convectifs ont-ils un effet significatif ? (iv) la variation transitoire de l'état de surface augment-elle les multitrajets ? Nous réaliserons des études de cas et des études composites pour mieux caractériser les effets (p.ex. analyse des résidus) et tenter d'en comprendre la nature. Une approche plus couteuse pourrait consister à modéliser la propagation des ondes électromagnétiques à travers les systèmes convectifs en utilisant une description tridimensionnelle de leur contenu en eau liquide et de leur réfractivité (p.ex. en utilisant des données de radars de surveillance des précipitations, Parent du Châtelet, 2003, ou encore des simulations météorologiques à très haute résolution, Brenot, 2006).

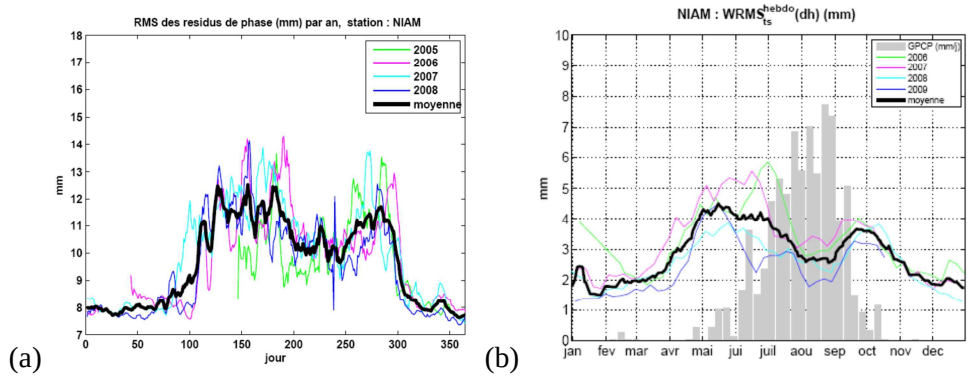


Figure 5.4 : (a) Série temporelle du résidu quadratique moyen de mesures de GPS à Niamey. (b) Série temporelle de la répétitivité des hauteurs (courbes de couleur) et des précipitations (barres grises). Extrait de Nahmani, 2012/THESE/.

(2) Développement de nouveaux produits à partir des mesures GNSS pour l'assimilation dans les modèles météorologiques

L'avancée sur l'analyse des sources d'erreur des GNSS dans les conditions extrêmes décrite ci-dessus pourra participer aux recherches actuelles dans le domaine de l'assimilation de données dans les modèles météorologiques en conditions nuageuses et précipitantes (Fischer, 2009). Il faut admettre que la prévision météorologique opérationnelle fait aujourd'hui un usage relativement simplifié des données des réseaux GPS qui se limite à l'assimilation des ZTD NRT ou des CIVE par des méthodes de relaxation (nudging) ou des méthodes variationnelles (3D-Var ou 4D-Var). De plus, ces procédures ne sont pas encore optimisées pour traiter efficacement le flux de données. Par exemple dans l'assimilation des données EGVAP, il reste des améliorations à apporter dans la gestion des solutions GPS issues de plusieurs centres de calcul, dans l'adaptation à l'évolution des procédures de calcul GNSS et dans la spécification des erreurs des solutions NRT (M. Nuret, communication personnelle). Un autre problème spécifique est celui du mélange de solutions NRT avec des solutions post-traitées dans le cadre de campagnes dont les erreurs ont des statistiques différentes (p.ex. vu pendant COPS, Yan et al. 2009). Une caractérisation exhaustive de ces sources d'incertitude et d'incohérence n'a pas encore été menée et pourrait être réalisée dans le cadre du projet HYMEX.

Au-delà, un travail de recherche plus fondamentale est également nécessaire pour développer de nouveaux produits GNSS tels que la réflectométrie et la caractérisation de l'humidité des sols (Larson et al., 2008), et l'assimilation de retards obliques ou de quantités plus proches des mesures de phase. Différentes opportunités pourront être saisies pour

participer à de telles initiatives ou développer des recherches propres sur ces sujets. La caractérisation des effets de propagation induits par l'hétérogénéité de l'humidité atmosphérique pourra aussi être étudiée avec le lidar Raman, dans des conditions restreintes au ciel clair et de nuit. Un autre axe d'évolution des traitements GNSS concerne le besoin de la prévision immédiate, à savoir la fourniture de produits en temps proche du réel (de Haan, et al., 2009; Terradellas and Tellez, 2010). Ces axes de recherche, en cours de développement par différents groupes sur la scène internationale, font parti des objectifs visés par le projet COST susmentionné (COST, 2012).

5.2 Synergie entre lidar Raman et GNSS : vers un système intégré de sondage atmosphérique et de positionnement vertical

Cet axe de recherche se place dans la perspective des travaux présentés aux chapitres 2 et 4. Il est essentiellement méthodologique et vise à développer d'une part la technique de sondage de la vapeur d'eau atmosphérique par le lidar Raman et d'autre part la méthode de correction des effets de propagation des signaux GNSS. Les objectifs à moyen terme sont : (i) d'améliorer la précision et l'étalonnage des lidars Raman pour un usage en surveillance du climat, météorologie, et géodésie (positionnement vertical), (ii) d'accompagner des recherches sur la combinaison des techniques géodésiques radiofréquences (GNSS, DORIS, VLBI) en fournissant une mesure de référence des retards de propagation humides (cf. axe 3 ci-dessous), et (iii) d'entreprendre un transfert de technologie vers les services d'observation (observatoires du climat, météorologie opérationnelle, services de production géodésique).

5.2.1 Développements méthodologiques pour la mesure de la vapeur d'eau atmosphérique : le projet DEMEVAP

La mesure précise de l'humidité atmosphérique reste un défi technologique et scientifique d'actualité pour l'étude et la prévision des processus météorologiques (Crook, 1996), la surveillance du climat (Bony et al., 2006) et la correction des mesures de géodésie et de télémétrie spatiales dans le domaine micro-ondes (cf. Chapitre 2). Pour les centres de prévision météorologique, le besoin est avant tout d'alimenter les systèmes de prévision avec des observations d'humidité en altitude. Les données entrant dans les systèmes d'assimilation sont aujourd'hui à plus de 90% d'origine satellitaire, mais le réseau de radiosondages dont les observations sont considérées comme une référence en constitue toujours le squelette. L'observation satellitaire fournissant difficilement des mesures d'humidité fiables au-dessus des continents, la météorologie opérationnelle s'appuie aujourd'hui fortement sur les réseaux GNSS permanents. Néanmoins, aucun de ces systèmes d'observations ne fournit une mesure d'humidité absolue. Ils ont tous besoin d'un étalonnage et/ou d'une correction de biais opérationnels, selon une méthodologie qui s'adapte à l'évolution de la technologie des systèmes d'observation. L'OMM organise régulièrement des campagnes d'intercomparaison pour évaluer les progrès dans le domaine des radiosondages (Nash et al., 2005). Par ailleurs, les services météorologiques nationaux sont tenus de respecter une assurance qualité et un contrôle qualité dans leurs réseaux d'observations qui nécessitent d'une part de maintenir l'étalonnage de leurs instruments à l'aide de techniques de référence et d'autre part de garantir la continuité et la cohérence des observations. Le lidar Raman est une technique qui peut potentiellement servir de référence pour évaluer la précision des mesures d'humidité en altitude (Revercomb et al., 2003).

Dans le domaine de la surveillance du climat, les questions d'étalonnage et de cohérence des mesures d'humidité sur le long terme sont cruciales. Ces questions font parti des préoccupations de la communauté scientifique et sont expérimentées à l'aide des réseaux NDACC (Network for the Detection of Atmospheric Composition Change) et GRUAN (GCOS Reference Upper-Air Network). Le NDACC a une vocation scientifique visant à détecter des tendances dans la composition atmosphérique et à établir des liens et rétroactions avec le changement climatique. Le GRUAN est plutôt un réseau opérationnel dédié à l'observation atmosphérique sur le long terme dans le but de détecter les signaux du changement climatique régional et global. Il vise aussi à valider les observations satellitaires et les prévisions météorologiques. Les systèmes d'observation actuels ont été développés et améliorés grâce à de nombreux travaux réalisés depuis une vingtaine d'années. Aux Etats-Unis, les campagnes vapeur d'eau (WVIOPs) sur le site ARM du Department of Energy (Revercomb et al., 2003) et les campagnes MOHAVE (Measurements Of Humidity in the Atmosphere:Validation Experiments) conduites sous l'égide du NDACC (Leblanc, 2011) ont

considérablement fait progresser les techniques expérimentales. Il ressort clairement de ces travaux que le lidar Raman peut permettre de transférer l'étalonnage entre différentes techniques de mesures. Un atelier de travail récent du NDACC (Network for the Detection of Atmospheric Composition Change) conclue, entre autres, sur la nécessité de poursuivre les recherches instrumentales sur les questions d'étalonnage des lidars Raman (NDACC, 2010).

Un consensus apparait autour des potentialités des lidars Raman pour servir de référence dans l'observation de l'humidité dans l'atmosphère pour des applications variées en science de l'environnement (climat, météorologie, et géodésie). Le verrou méthodologique majeur à lever est celui de l'étalonnage et de la maitrise des biais à court et long terme de ces systèmes. L'étalonnage des lidars Raman était classiquement effectué par un ajustement des mesures sur une référence externe, essentiellement des radiosondages (Whiteman et al., 1992; Goldsmith et al., 1998). Toutefois, on sait aujourd'hui que la précision des radiosondages est limitée par la présence de biais et une forte variabilité de sonde à sonde et d'un type de sonde à un autre (cf. chapitre 3.2). Diverses méthodologies originales d'étalonnage des lidars Raman ont été développées indépendamment ces dernières années au LATMOS et à l'IGN. Par exemple, l'expérience acquise à l'OHP avec le lidar Raman vapeur d'eau haute troposphère a débouché sur des protocoles efficaces de mesure et de détection des changements instrumentaux (Sherlock et al., 1999; Hoareau et al., 2009). Les travaux réalisés à l'IGN sur le couplage lidar-GPS (cf. chapitre 2.3 et 2.4) permettent d'inter-étalonner simultanément les deux techniques lidar et GPS avec une répétitivité de l'ordre de 1% sur le court-terme (Figure 5.2.1). Toutefois, pour restituer une teneur absolue d'humidité il est nécessaire d'introduire une référence fiable telle qu'une mesure de température de point de rosée ou de givre (Miloshevich et al., 2006). Afin d'avancer sur cette problématique de l'amélioration des techniques de sondage de la vapeur d'eau dans l'atmosphère, nous proposons donc de combiner plusieurs approches d'étalonnage et d'exploiter la synergie entre techniques de mesure, en particulier entre le lidar Raman et les GNSS.

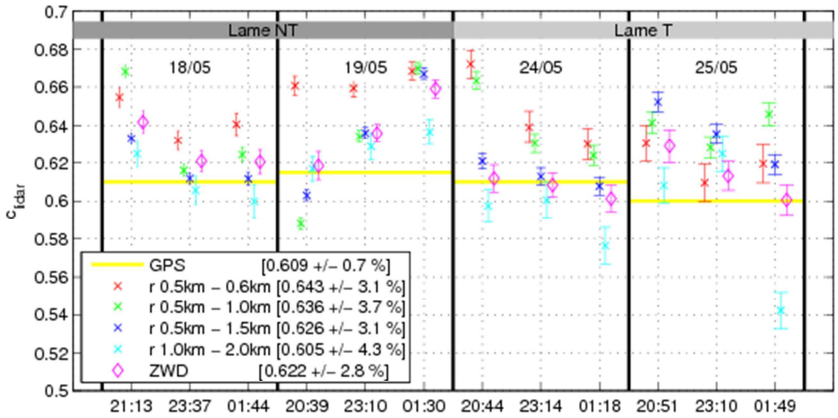


Figure 5.2.1 : Evolution du coefficient d'étalonnage du lidar RAMEAU (IGN-LATMOS) au cours de la campagne VAPIC (quatre nuits de mesure séparées par des barres noires verticales) déterminé par plusieurs méthodes. Les croix de couleur indiquent les coefficients ajustés sur des profils de radiosondages sur différentes couches. Les losanges indiquent les résultats d'ajustement sur le CIVE mesuré par les radiosondages. Les barres horizontales jaunes indiquent les résultats de la méthode couplant lidar et GPS (Bosser et al., 2009/ACL). Dans la légende sont indiquées les valeurs moyennes et écarts-types pour les différentes méthodes.

Nous avons mis sur pied un projet collaboratif entre l'IPSL, l'IGN et Météo-France : le projet DéMéVap. Il vise à améliorer notre capacité de mesure de l'humidité dans l'atmosphère en exploitant la synergie entre différentes techniques de télédétection, optique et radiofréquence, et des mesures in-situ au sol et en altitude. Il est porté par un groupe d'experts en mesures atmosphériques issus à la fois du domaine de la recherche et des services opérationnels des trois institutions susmentionnées. Il a été

classé A par le PNTS qui lui a accordé un soutien financier en 2012. Les objectifs spécifiques du projet DéMéVap sont : (i) le réexamen des sources d'erreur dans la mesure lidar Raman dans le but de réduire les biais et d'optimiser la précision des mesures ; (ii) le développement de nouvelles méthodes d'étalonnage des lidars Raman dans le but d'atteindre une précision de l'ordre de 3 % ; (iii) la recherche de solutions instrumentales et algorithmiques pour contrôler et maintenir l'étalonnage sur le long terme ; (iv) l'évaluation du potentiel des lidars Raman pour quantifier les biais d'humidité des radiosondes opérationnelles (de nuit). Ces travaux s'appuieront sur des analyses théoriques, des simulations numériques, des phases expérimentales et des développements instrumentaux autour des lidars Raman de l'IPSL et de l'IGN.

Une campagne de mesures a d'ores et déjà été réalisée à l'OHP à l'automne 2011 où ont été mises en œuvre les techniques de sondage de la vapeur d'eau suivantes:

- Le lidar Raman RAMEAU (IGN-LATMOS).
- Le lidar Raman de l'OHP (Scherlock et al., 1999; Hoareau et al., 2009).
- Cinq stations GPS dont deux équipées de matériau absorbants micro-ondes.
- Trois types de radiosondes opérationnelles (Vaisala RS92 et MODEM M2K2-DC et M10) et des radiosondes à mesure de point de givre (Meteolabor Snow-White).
- Deux mâts de 10 m équipés de capteurs d'humidité capacitifs et à point de rosée
- Un spectromètre stellaire à très haute résolution (285-680 nm, télescope de 1.93 m; Sarkissian and Slusser, 2009).

L'exploitation des données issues de cette campagne cherchera à répondre aux questions suivantes :

- Quel est l'accord entre les deux lidars Raman sur leur zone de recouvrement (3-7 km) ?
- Quel est l'accord des lidars sur tout leur profil avec les mesures de référence fournies par les sondes Snow-White ?
- Quel est l'accord des trois types de radiosondes opérationnelles entre elles et quelle est leur précision par rapport aux sondes Snow-White et aux mesures lidars étalonnées de manière indépendante ?
- Quel est l'accord entre les estimations du CIVE fournies par les différentes techniques (lidars Raman, radiosondes, GPS et le spectromètre stellaire) ?
- Quel est l'impact de l'utilisation de bâches absorbantes micro-ondes sur les estimations de CIVE par GPS ?

A court terme, nous confronterons donc les méthodes classiques d'étalonnage des lidars Raman (calage du profil sur des mesures de radiosondages ou sur les CIVE GPS) à deux méthodes originales (i) l'analyse couplée des données lidar et GPS (méthode de Bosser et al., 2010/ACL); (ii) le calage sur des mesures d'humidité réalisées avec des hygromètres à point de rosée (précision ~0.2 K sur la température de point de rosée) placés dans le champ du lidar en visée horizontale. Pour la première, l'utilisation de matériaux absorbants micro-ondes placés sous les antennes GPS devrait améliorer encore la précision par rapport aux résultats de la campagne VAPIC (Figure 5.2.1). La difficulté principale pour le point (ii) est d'ordre instrumental car il s'agit de transférer l'étalonnage d'une mesure ponctuelle en visée horizontale au profil lidar en son entier et dans toutes les directions.

A moyen terme, il s'agira d'avancer dans la conception de systèmes d'observation de référence basés sur le couplage entre plusieurs techniques (lidar Raman, GPS et hygromètre à point de rosée) pour tenter d'atteindre un niveau de précision absolu meilleur que 3% sur le contenu total. Un tel système pourra ensuite alimenter d'une part des activités de recherche aval (étude des sources d'erreurs géodésiques, cf. 5.2.2. ci-dessous) et d'autre part être mis en œuvre de manière opérationnelle dans des contextes variés. Les travaux méthodologiques devraient en effet déboucher sur un protocole opérationnel de mise en œuvre d'un système de référence pour la surveillance du climat, la validation d'observations météorologiques (radiosondages, GPS, observations satellitaires) et la correction des

mesures géodésiques radiofréquence. Le transfert de technologie pourra être réalisé d'autant plus facilement que les acteurs opérationnels auront été associés aux phases de développement et d'expérimentation préalables.

5.2.2 Développements méthodologiques pour la correction troposphérique des mesures géodésiques (GNSS et DORIS) à l'aide d'un lidar Raman

Il s'agit ici de poursuivre les travaux sur l'étude et la réduction des sources d'erreurs des GNSS et en particulier la correction de propagation utilisant un lidar Raman vapeur d'eau à balayage (chapitre 2). Le travail s'appuiera sur les avancées réalisées sur l'étalonnage des lidars Raman (ci-dessus). Les objectifs spécifiques sont : (i) expérimenter la méthode de correction lidar utilisant des mesures en visées obliques et déterminer une approche optimale de mesure (soit dans la direction des satellites GNSS, soit en exploration hémisphérique régulière), (ii) étudier et réduire les autres sources d'erreurs des GNSS (multi-trajets, effets d'antennes, etc.), (iii) étendre l'approche aux autres techniques géodésiques radiofréquences, en particulier DORIS, et (iv) transférer la méthode de correction dans le domaine opérationnel comme une méthode géodésique de référencement vertical.

L'analyse théorique et les résultats des campagnes expérimentales passées (cf. Chapitre 2) ont montré que seule la méthode de balayage (par opposition au sondage lidar vertical) peut permettre de corriger correctement les retards de propagation humide en présence d'hétérogénéités spatiales marquées. Au cours de la campagne ManiToul 2009 réalisée sur le site du CNRM/Météo-France à Toulouse, des mesures lidar hémisphériques ont été acquises au cours de plusieurs nuits (Bosser, 2011/AP). Ces données permettront de confronter les différentes approches de sondage susmentionnées. Des développements algorithmiques sont toutefois nécessaires pour réaliser des interpolations optimales en direction les satellites GPS à partir des visées lidar effectives.

Pour DORIS, les effets de propagation sont de même nature que pour les GNSS mais du fait du passage très rapide des satellites bas et du nombre faible de satellites vus simultanément, la précision de positionnement et d'estimation des ZTD est nettement moindre aux échelles de temps courtes. L'amélioration de la précision de positionnement DORIS pourrait être significative si une correction troposphérique par lidar était appliquée. La campagne ManiToul 2009 permettra également de tester la méthode de correction avec les mesures collectées sur la station DORIS installée sur le site du CNES à Toulouse. Dans le cas des mesures VLBI, la forte directivité des antennes VLBI rend ces mesures très sensibles aux hétérogénéités spatiales de la vapeur d'eau. La mise en œuvre de la méthode de correction avec des mesures lidar Raman pointant dans la direction de visée des antennes VLBI pourrait donc être également utile pour ce type d'observations géodésiques.

A moyen terme, les avancées sur l'étalonnage du lidar Raman, sur la correction de propagation et sur la réduction des autres sources d'erreur des GNSS (GPS et Galileo) pourraient déboucher sur un protocole instrumental et méthodologique permettant d'atteindre une précision de positionnement vertical de l'ordre du millimètre. Ce protocole pourrait ensuite être mis en œuvre de manière opérationnelle à l'IGN et servir à la réalisation de campagnes de référencement vertical des repères de référence altimétrique à l'échelle nationale voire européenne.

5.3 Développements méthodologiques en traitement de données de géodésie spatiale multi-techniques

Cet axe de recherche se situe à l'interface entre géodésie et géophysique. Il répond à un besoin de recherche méthodologique transverse aux thématiques développées au LAREG en collaboration avec le GRGS et avec l'IPGP.

La réalisation de l'ITRF passe par la combinaison des solutions (positions des stations et paramètres d'orientation de la Terre) des quatre techniques géodésiques (GNSS, DORIS, VLBI, et SLR) avec des contraintes physiques internes (rattachements entre techniques co-localisées et contraintes de no-rotation globale). Depuis quelques années, une nouvelle approche de combinaison des techniques est étudiée, à savoir une combinaison au niveau des observations (Pollet, 2011). Cette approche présente plusieurs avantages : (a) le nombre d'étapes pour obtenir les résultats est réduit, (b) le traitement des mesures est homogénéisé par l'utilisation d'un même logiciel avec les mêmes algorithmes et modèles de correction pour les différentes techniques, (c) l'introduction de contraintes supplémentaires reliant les observations des différentes techniques entre elles comme p.ex. la modélisation de paramètres troposphériques ou de paramètres d'orientation de la Terre communs. Une telle approche est également plus rigoureuse d'un point de vue mathématique et physique.

Les travaux développés dans les deux axes précédents pourront ici contribuer à : (i) mieux maitriser les sources d'erreurs des GNSS et de DORIS, (ii) valider les solutions de l'analyse multi-technique par les retards troposphériques (p.ex. comparaison des retards estimés à des mesures par lidar Raman), (iii) corriger les effets de propagation des techniques radiofréquence à l'aide de mesures lidar Raman co-localisées. Pour ce dernier point, les mesures indépendantes obtenues par un lidar Raman pourront soit être intégrées dans le calcul géodésique comme une observation supplémentaire, soit être utilisées pour une correction a priori des mesures géodésiques.

A court terme, le développement de ces travaux (points ii et iii) pourra s'appuyer sur la campagne ManiToul 2009. A moyen terme, il parait pertinent de réaliser des campagnes de mesures multi-techniques géodésiques impliquant le système lidar RAMEAU.

Ces travaux pourront être facilement transposés à d'autres systèmes GNSS (en particulier Galileo). D'une manière générale, mieux comprendre et réduire les effets de propagation permettra d'avancer sur l'analyse et la réduction des autres sources d'erreur (multi-trajets, variations des centres de phase des antennes). Le but final étant, dans ce contexte particulier, de mieux caractériser les déformations verticales du sol, notamment les effets locaux dus aux surcharges et à d'autres phénomènes géologiques (cf. 4.8), pour leur compréhension géophysique et pour leur mitigation dans la réalisation des systèmes de référence terrestre.

Annexe

Liste des sigles et acronymes

Institutions, organismes, consortiums

ACMAD	African Centre of Meteorological Application for Development.
AFREF	African Reference Frame
ASECNA	Agence pour la Sécurité de la Navigation aérienne en Afrique et à Madagascar
CEPMMT	Centre Européen de Prévision Météorologique à Moyen Terme (ECMWF)
CNRM	Centre National des Recherches Météorologiques, Météo-France
EOST-IPGS	Ecole et Observatoire de Sciences de la Terre – Institut de Géophysique du Globe de Strasbourg
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
ESGT	Ecole des Géomètres et Topographes, CNAM, Le Mans
ETHZ	Ecole Polytechnique de Zurich (Suisse)
FUB	Freie Universität Berlin
GM	Géosciences Montpellier, UMR 5573 (ex LDL).
IGS	International GNSS Service
IPSL	Institut Pierre Simon Laplace
IRD	Institut de Recherche pour le Développement
LATMOS	Laboratoire Atmosphères, Milieux, Observations Spatiales, UMR 8190 (ex SA)
LDL	Laboratoire de Dynamique de la Lithosphère, devenu Géosciences Montpellier (ex LGTS)
LGIT	Laboratoire de Géophysique Interne et de Tectonophysique (UMR 5559)
LGTS	Laboratoire de Géophysique, Tectonique et Sédimentologie (UMR 5573) devenu LDL en 2006
LOEMI	Laboratoire d'Optoélectronique et de Microinformatique de l'IGN
NCEP	National Center for Environmental Prediction (USA)
PNNL	Pacific Northwest National Laboratory (U.S. Department of Energy's)
SA	Service d'Aéronomie (UMR 7620) devenu LATMOS en 2010
SGP-CART	Southern Great Plains (SGP) Cloud and Radiation Testbed (CART)
ULR	Université de La Rochelle
MRES-RTE	Ministère de la Recherche et de l'Enseignement Supérieur – Réseau Terre-Espace

Projets et programmes de recherche

ALMIP	AMMA Land surface Model Intercomparison Project
AMMA	Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine (2005-2009)
COPS	Convectively-induced Orographic Precipitation Study (2007)
DRAOM	Développement des réseaux GPS africains pour l'étude du cycle de l'eau de l'Afrique de l'Ouest à la Méditerranée (2009-2011)
E-GVAP	EUMETNET GPS Water Vapour Programme (2005-2009)
ESCOMPTE	Expérience sur Site pour Contraindre les Modèles de Pollution atmosphérique et de Transport d'Emission (2001)
GHYRAF	Gravimétrie et hydrologie en Afrique (projet ANR, 2008-2010).
GLOSS	Global Sea Level Observing System
HYMEX	Hydrological Cycle in the Mediterranean Experiment

IHOP	International H2O Project (2002)
IHY	International Heliophysical Year (2007-2008)
ISBA	Interaction Sol-Biosphère-Atmosphère (CNRM-GAME)
ITRF	International Terrestrial Reference Frame
LEANDRE II	Lidar Embarqué pour l'étude des Aérosols, des Nuages, de la Dynamique, du Rayonnement et des Espèces minoritaires – version II (CNRS)
MAP	Mesoscale Alpine Programme (1999)
SECAO	Suivi Environnemental et Climatique en Afrique de l'Ouest
SIRTA	Site instrumenté de Recherche par Télédétection Atmosphérique
SOERE	Systèmes d'Observation et d'Expérimentation, sur le long terme, pour la Recherche en Environnement)
SPECTRE	Mise en place d'un service pré-opérationnel de distribution de produits contenu électronique puis troposphère sur l'Europe à partir de mesures GPS. Validation de ces données pour le positionnement, la localisation radar, la météorologie et la connaissance de la dynamique de l'ionosphère.
TIGA	Tide Gauges IGS Pilot Project, projet pilote IGS visant à mettre en référence, par observations GPS continues, les marégraphes du réseau GLOSS.
VAPIC	Water Vapour Intercomparison experiment (2004)

Instruments, modèles, produits

AIRS	Atmospheric Infra-Red Sounder (NASA)
FES2004	Finite Element Solution (FES) version 2004 (CNES)
GIPSY-OASIS	GNSS-Inferred Positioning System and Orbit Analysis Simulation Software package (JPL/NASA)
MM5	Mesoscale Model version 5 (PSU/NCAR)
RAMEAU	Lidar Raman Vapeur d'Eau (IGN-LATMOS)
TRMM	Tropical Rainfall Measuring Mission (NASA)

Autres abréviations

CIVE	Contenu Intégré de Vapeur d'Eau
FIT	Front Inter-Tropical
MCS	Mesoscale Convective System
ZCIT	Zone de convergence intertropicale
ZTD	Zenith Tropospheric Delay (retard troposphérique total au zénith)
ZWD	Zenith Wet Delay (retard troposphérique humide au zénith)

Description des campagnes de mesures

MAP 1999 : Mesoscale Alpine Programme (http://www.map.meteoswiss.ch/)

The Mesoscale Alpine Programme (MAP), the first WWRP Research and Development Project (RDP), is an international research initiative devoted to the study of atmospheric and hydrological processes over mountainous terrain. It aims towards expanding our knowledge of weather and climate over complex topography, and thereby to improve current forecasting capabilities. A large-scale field phase in the Alpine region took place from 7 September to 15 November 1999.

Article de référence: Bougeault et al., 2001.
Numéro spécial: Quart. J. Roy. Meteor. Soc., Vol. 129, 2003.

ESCOMPTE 2001 : Expérience sur Site pour Contraindre les Modèles de Pollution atmosphérique et de Transport d'Emission (http://escompte.mediasfrance.org/projet/index.fr.php). Coordination B. Cros et P. Durand. Campagne: 4 juin au 16 juillet 2001.

L'objectif prioritaire du programme ESCOMPTE est l'établissement d'une base de données tridimensionnelle très détaillée des émissions de polluants primaires ainsi que la composition et la dynamique de l'atmosphère lors d'épisodes de pollution atmosphérique. Elle est destinée d'une part à servir de référence pour la validation des modèles de pollution urbaine et péri-urbaine et d'autre part à participer à l'évolution de ces modèles en prenant en compte des mécanismes qui intègrent photo-oxydants et particules et leur interaction et qui nécessitent une documentation expérimentale ad hoc incluant non seulement les mesures des composés gazeux et des radicaux, mais aussi la mesure des caractéristiques physiques et la composition chimique des aérosols dans les phases organique et inorganique.

Articles de référence: Cros et al., 2004; Bock et al., 2004/ACL/
Numéro spécial: Atmospheric Research, Vol. 74, Issues 1-4, 2005.

IHOP 2002: International H2O Projet (http://www.eol.ucar.edu/dir_off/projects/2002/IHOP.html)

The International H2O Project (IHOP_2002) is a field experiment that took place over the Southern Great Plains (SGP) of the United States from 13 May to 25 June 2002. The chief aim of IHOP_2002 was improved characterization of the four-dimensional (4-D) distribution of water vapor and its application to improving the understanding and prediction of convection. The region was an optimal location due to existing experimental and operational facilities, strong variability in moisture, and active convection.

Articles de référence: Flamant et al., 2003/ACL/; Weckwerth et al., 2004.
Numéro spécial: Bulletin of the American Meteorological Society, Volume 85, Issue 2, 2004.

Cal/Val AIRS 2002 – FR : Calibration / Validation of Atmospheric Infra-Red Sounder in France
http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/AIRS/documentation/v5_docs/
AIRS_V5_Release_User_Docs/V5_CalVal_Status_Summary.pdf

Campagne d'étalonnage et validation des mesures du sondeur AIRS sur le satellite Aqua et des produits vapeur d'eau dérivés. Site de validation en France: CNRM, Météo-France, Toulouse, Septembre – Novembre 2002. Financement EUMETSAT.

Article de référence : Dabas et al., 2003/ACTN/

VAPIC 2004: Water Vapour Intercomparison experiment

Ce projet avait pour objectif l'intercomparaison de techniques d'observation insitu, de télédétection depuis sol et l'espace et de la modélisation méso-échelle de la vapeur d'eau dans la troposphère. Une campagne de mesures a été réalisée entre le 15 mai et le 16 juin 2004 au SIRTA.

Article de référence : Bock et al. 2004/COM/.

COPS 2007: Convectively-induced Orographic Precipitation Study
https://www.uni-hohenheim.de/cops/

Weather forecast models have not been successful in improving the Quantitative Precipitation Forecast during the last 16 years. One reason for this stagnation is the lack of comprehensive, high-quality data sets usable for model validation as well as for data assimilation, thus leading to improved initial fields in numerical models. Theoretical analyses have identified the requirements measured data have to meet in order to close the gaps in process understanding. In field campaigns, it has been shown that the newest generation of remote sensing systems has the potential to yield data sets of the required quality. It is therefore time to combine the most powerful remote sensing instruments with proven ground-based and airborne measurement techniques in an Intensive Observations Period (IOP). Its goal is to serve as a backbone for the Priority Program SPP 1167 by producing the demanded data sets of unachieved accuracy and resolution. This requires a sophisticated scientific preparation and a careful coordination between the efforts of the institutions involved. For the first time, the pre-convective environment, the formation of clouds and the onset and development of precipitation as well as its intensity will be observed in four dimensions simultaneously in a region of sufficient size. This shall be achieved by combining the IOP with international programs and by collaboration between leading scientists in Europe, US, and other countries. Thus, the IOP, which we call Convective and Orographically-induced Precipitation Study (COPS), is a unique opportunity for an international field campaign featuring the newest generation of measurement systems such as scanning radar and lidar and leading to outstanding advances in atmospheric sciences.

Article de référence: Wulfmeyer et al., 2008.
Numéro spécial: Quarterly Journal of the Royal Meterological Society, Vol. 137, January 2011.

AMMA 2005-2009 : African Monsoon Multidisciplinary Analyses
http://amma-international.org/index

Le programme AMMA (Analyses Multidisciplinaires de la Mousson Africaine) a été mis sur pied pour: (i) étudier et mieux comprendre les processus clés de la MAO et leurs interactions; (ii) améliorer les modèles numériques de prévision météorologique et les modèles de climat, et (iii) étudier les interactions entre sociétés, climat et environnement (Redelsperger *et al.* 2006). La première phase du programme (2001-2010) était structurée autour de trois périodes d'observations intensives imbriquées: la LOP (période d'observations longue de 2002 à 2010), l'EOP (période d'observations renforcée de 2005 à 2007) et la SOP (période d'observations spéciale en 2006 impliquant des avions, des navires et de nombreux instruments au sol). Ces observations ont permis de documenter les processus et la dynamique de la MAO au niveau des trois compartiments gouvernant la dynamique du système: l'océan, l'atmosphère et les surfaces continentales (Lebel *et al.* 2009). Dans l'étude de la MAO, le cycle de l'eau est un objectif central (Bock et al. 2010/ACL/). Il a été abordé sous divers angles, dans les différents compartiments et à travers des études de processus à différentes échelles.

Articles de référence : Redelperger et al., 2006; Lebel et al., 2010; Janicot et al., 2009/ACL/
Numéros spéciaux : J. Hydrol., vol. 375, 2009; Q. J. R. Meteorol. Soc, Vol. 136, 2010; Climate Dynamics, Vol. 35, 2010; Atmospheric Science Letters, Vol. 12, 2011;

GHYRAF 2008-2011 : Gravimétrie et Hydrologie en Afrique de l'Ouest
http://eost.u-strasbg.fr/obsgrav/pages/recherches/ghyraf.html

Ce projet vise à étudier les variations de la charge hydrologique en Afrique de l'Ouest. Le projet est coordonné par l'IPGS (J. Hinderer) et a obtenu le soutien de l'ANR en 2007. Il s'appuie sur des observations continues par GPS et des observations périodiques (tous les 2 mois) par gravimétrie absolue et relative au sol (Hinderer et al., 2008). Le couplage de ces données avec des observations gravimétriques spatiales (GRACE et GOCE) permettra de séparer les différents signaux de déformation de la croûte terrestre et d'isoler le signal hydrologique à l'échelle du cycle saisonnier.

Article de référence : Hinderer et al., 2009/ACL/

ManiToul 2009

Ce projet vise à améliorer la détermination de la composante verticale obtenue par les systèmes géodésiques GPS et DORIS sur des sessions courtes (typiquement 3-6 h) grâce à une meilleure correction de l'effet de propagation des signaux à l'aide d'un lidar Raman. Une campagne de mesures a été réalisée au CNRM, Météo-France, Toulouse, en Septembre-octobre 2009.

Document de référence : Bosser et al., 2011/PROJET/

HYMEX 2010-2020 : Hydrological Cycle in the Mediterranean Experiment
http://www.hymex.org

HyMeX aims at a better understanding, quantification and modelling of the hydrological cycle in the Mediterranean, with emphasis on the predictability and evolution of extreme weather events, inter-annual to decadal variability of the Mediterranean coupled system, and associated trends in the context of global change.The multidisciplinary research and database developed within HyMeX aim to improve observational and modelling systems, better predict extreme events, simulate the long-term water-cycle, and provide guidelines for adaptation measures.

Documents de référence : White Book (http://www.hymex.org/public/documents/WB_1.3.2.pdf), HyMeX International Science Plan (http://www.hymex.org/public/documents/HyMeX_Science_Plan.pdf)

FENNEC 2011 : Le climat Saharien
http://www.insu.cnrs.fr/environnement/fennec

Le projet FENNEC vise à mieux comprendre le climat saharien, et s'intéresse particulièrement aux processus physico-chimiques de méso-échelle intervenant dans la région du Sahara central. Ce projet permet, de caractériser la dynamique, la thermodynamique et la composition particulaire au-dessus du désert, dans la couche limite atmosphérique saharienne et dans la troposphère libre, et d'évaluer leur représentation dans les modèles globaux et régionaux. Un deuxième objectif est d'étudier les mécanismes de soulèvement des aérosols désertiques au niveau des sources, en fonction des conditions de surface et des conditions météorologiques afin d'améliorer les prévisions de tempêtes de poussière dans la région du Sahara central.

Le projet FENNEC est soutenu par l'ANR "blanc", les programmes LEFE (INSU/CNRS) et TOSCA (CNES), le NERC et le DFG.

DEMEVAP 2011 : Développements méthodologiques pour le sondage de la vapeur d'eau dans l'atmosphère

Le projet DéMéVap vise à améliorer encore notre capacité de mesure de l'humidité dans l'atmosphère en exploitant la synergie entre différentes techniques de télédétection, optique et radio, et les mesures in-situ (au sol et par radiosondage). Il est porté par un groupe d'experts en mesures atmosphériques de l'IPSL, de l'IGN et de Météo-France, issus à la fois du domaine de la recherche et des services opérationnels.

Documents de référence : http://www.ipsl.fr/fr/layout/set/print/Nos-recherches/Campagnes-de-mesure/Campagnes-futures-ou-en-cours/La-Campagne-DeMeVap

Liste des publications

Codification AERES des publications et productions:

ACL : Articles dans des revues internationales ou nationales avec comité de lecture répertoriées par l'AERES ou dans les bases de données internationales (ISI Web of Knowledge, Pub Med…).
ACLN : Articles dans des revues avec comité de lecture non répertoriées dans des bases de données internationales.
ASCL : Articles dans des revues sans comité de lecture.
INV : Conférences données à l'invitation du Comité d'organisation dans un congrès national ou international.
ACTI : Communications avec actes dans un congrès international.
ACTN : Communications avec actes dans un congrès national.
COM : Communications orales sans actes dans un congrès international ou national.
AFF : Communications par affiche dans un congrès international ou national.
OS : Ouvrages scientifiques (ou chapitres de ces ouvrages).
OV : Ouvrages de vulgarisation (ou chapitres de ces ouvrages).
DO : Directions d'ouvrages ou de revues.
AP : Autres productions : bases de données, logiciels enregistrés, traductions, comptes rendus d'ouvrages, rapports de fouilles, guides techniques, catalogues d'exposition, rapports intermédiaires de grands projets internationaux, etc.

Autres productions:

STAGE: Mémoires de stage d'étudiants de Master (M1 et M2) et d'élèves ingénieurs encadrés
THESE: Mémoires de thèse des doctorants encadrés
PROJET: Rapports de projets nationaux/internationaux

Liste des publications choisies:

Bock, O., F. Guichard, S. Janicot, J. P. Lafore, M.-N. Bouin, and B. Sultan (2007a), Multiscale analysis of precipitable water vapor over Africa from GPS data and ECMWF analyses, Geophys. Res. Lett., 34, L09705, doi:10.1029/2006GL028039.

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, S. Pokperlaar, J.-B. Ngamini, J.P. Lafore , S. Janicot, F. Guichard, M. Nuret, The West African Monsoon observed with ground-based GPS receivers during AMMA, J. Geophys. Res., 113, D21105, doi:10.1029/2008JD010327, 2008.

Bock, O., P. Willis, M. Lacarra, P. Bosser, An inter-comparison of zenith tropospheric delays derived from DORIS and GPS data, Adv. Space Res., doi:10.1016/j.asr.2010.05.018, 46(12), 1648-1660, 2010.

Bosser, P., Bock, O., C. Thom, J. Pelon, P. Willis (2009) A case study of using Raman lidar measurements in high accuracy GPS applications, J. Geodesy, DOI: 10.1007/s00190-009-0362-x

Meynadier, R., O. Bock, S. Gervois, F. Guichard, J.-L. Redelsperger, A. Agustí-Panareda, and A. Beljaars, West African Monsoon water cycle: 2. Assessment of numerical weather prediction water budgets, J. Geophys. Res., 115, D19107, 2010, doi:10.1029/2010JD013919. http://hal.archives-ouvertes.fr/hal-00522606

ACL

Articles dans des revues internationales ou nationales avec comité de lecture répertoriées par l'AERES ou dans les bases de données internationales (ISI Web of Knowledge, Pub Med…).

Année	Titre	JCR2008
1998	1. Bock, O., M. Kasser, and C. Thom, "A wide – angle airborne laser ranging system for millimeter accuracy subsidence measurements," J. Optics, Vol. 29, N° 3, 220–224, June 1998.	1,742
1998	2. Bock, O., M. Kasser, Ch. Thom, and J. Pelon, "Study of wide angle laser ranging system for relative positioning of ground-based benchmarks with millimeter accuracy," J. Geodesy, Vol. 72, N° 7/8, 442–459, July/August 1998.	1,689
1999	3. Bock, O., "Multilateration with the wide-angle airborne laser ranging system : positioning precision and atmospheric effects," Appl. Optics, Vol. 38, No. 15, 3343–3359, 20 May 1999.	1,763
1999	4. Bock, O., "Relative positioning precision of the wide-angle airborne laser ranging system," J. Opt. A-Pure Appl. Op., Vol. 1, No. 1, 77-82, January 1999.	1,742
1999	5. Bock, O., Ch. Thom, M. Kasser, and J. Pelon, "Multilateration with the wide angle laser ranging system : ranging performance and first ground-based validation experiment," IEEE T. Geosci. Remote, Vol. 37, No. 2, pp. 739-747, March 1999.	3,157
2000	6. Bock, O., "Results of the first aircraft experiment with the wide-angle airborne laser ranging system," Eur. Phys. J.-Appl. Phys., Vol. 10, N°1, 79-86, April 2000.	0,822
2001	7. Bock, O. And Doerflinger, E., "Atmospheric modeling in GPS data analysis for high accuracy positioning," Phys. Chem. Earth, 26, 373-383, 2001.	1,118
2001	8. Bock, O., and C. Thom, « Sub-cm subsidence measurements with the wide-angle airborne laser ranging system, » Surv. Geophys., 22, No 5, 537-548, Jan 2001.	2,733
2001	9. Bock, O., Tarniewicz, J., Thom, C., and Pelon, J., "Effect of small-scale atmospheric inhomogeneity on positioning accuracy with GPS," Geophys. Res. Lett., 28 , No. 11 , p. 2289, 2001.	2,959
2001	10. Bock, O., Tarniewicz, J., Thom, C., Pelon, J., and Kasser, M., "Study of external path delay correction techniques for high accuracy height determination with GPS," Phys. Chem. Earth, 26, 165-171, 2001.	1,118
2002	11. Bock, O., and C. Thom, « Wide-angle airborne laser range data analysis for relative height determination of ground-based benchmarks, » J. Geodesy, 76, No. 6-7, 323-333, 2002.	1,689
2002	12. Bock, O., Tarniewicz, J., Thom, C., and Pelon, J., "The effect of inhomogeneities in the lower atmosphere on coordinates determined from GPS measurements," Phys. Chem. Earth, 27, 323-328, 2002.	1,118
2002	13. Tarniewicz, J., Bock, O., Pelon, J., and Thom, C., Raman Lidar for External GPS Path Delay Calibration Devoted to High Accuracy Height Determination, Phys. Chem. Earth, 27, 329-333, 2002.	1,118
2004	14. Bock, O., E. Doerflinger, F. Masson, A. Walpersdorf, J. Van-Baelen, J. Tarniewicz, M. Troller, A. Somieski, A. Geiger, B. Bürki, " GPS Water Vapor Project associated to the ESCOMPTE Programme: Description and first results	1,118

	of the field experiment," Phys. Chem. Earth, 29, 149-157, 2004	
2004	15. Lascaux, F., E. Richard, C. Keil, Bock, O., Impact of the MAP reanalysis on the numerical simulation of the MAP-IOP2a convective system, ICAM 2003, Meteorol Z, 13, 49-54, 2004.	1,257
2004	16. Walpersdorf, A., Bock, O., E. Doerflinger, F. Masson, J. Van-Baelen, A. Somieski, B. Bürki, « Data analysis of a dense GPS network operated during the ESCOMPTE campaign: First results, » Phys. Chem. Earth, 29, 201–211, 2004.	1,118
2005	17. Bastin, S.; Champollion, C.; Bock, O.; Drobinski, P.; Masson, F., 2005, On the use of GPS tomography to investigate water vapor variability during a Mistral/sea breeze event in southeastern France, Geophys. Res. Lett., Vol. 32, No. 5, L05808.	2,959
2005	18. Bock, O., C. Keil, E. Richard, C. Flamant, M.N. Bouin, Validation of precipitable water from ECMWF model analyses with GPS and radiosonde data during the MAP SOP, Q. J. R. Meteorol. Soc., 131, 3013–3036, 2005.	2,05
2005	19. Champollion, C., F. Masson, M.-N. Bouin, A. Walpersdorf, E. Doerflinger, Bock, O., and J. Van Baelen, GPS Water Vapour Tomography: First results from the ESCOMPTE Field Experiment, Atmos. Res., 74, 253-274, 2005.	1,456
2005	20. Haeffelin, M., L. Barthès, Bock, O., C. Boitel, S. Bony, D. Bouniol, H. Chepfer, M. Chiriaco, J. Cuesta, J. Delanoë, P. Drobinski, J.-L. Dufresne, C. Flamant, M. Grall, A. Hodzic, F. Hourdin, F. Lapouge, Y. Lemaître, A. Mathieu, Y. Morille, C. Naud, V. Noël, W. O'Hirok, J. Pelon, C. Pietras, A. Protat, B. Romand, G. Scialom and R. Vautard (2005) SIRTA, a ground-based atmospheric observatory for cloud and aerosol research, Ann. Geophys., 23, 253 – 275.	1,66
2007	21. Bastin S., Champollion C., Bock O., Drobinski P., Masson F., Diurnal cycle of water vapor as documented by a dense GPS network in a coastal area during ESCOMPTE-IOP2, J. Appl. Meteorol. Clim, 46, 167–182, 2007. Doi: 10.1175/JAM2450.1	1,761
2007	22. Bock, O., F. Guichard, S. Janicot, J. P. Lafore, M.-N. Bouin, and B. Sultan (2007a), Multiscale analysis of precipitable water vapor over Africa from GPS data and ECMWF analyses, Geophys. Res. Lett., 34, L09705, doi:10.1029/2006GL028039.	2,959
2007	23. Bock, O., M.-N. Bouin, A. Walpersdorf, J.P. Lafore, S. Janicot, F. Guichard, A. Agusti-Panareda (2007b), Comparison of ground-based GPS precipitable water vapour to independent observations and Numerical Weather Prediction model reanalyses over Africa. Q. J. R. Meteorol. Soc., 133, 2011-2027, DOI: 10.1002/qj.185.	2,05
2007	24. Bosser, P., Bock, O., C. Thom, J. Pelon (2007a), An improved mean gravity model for GPS hydrostatic delay calibration, IEEE Geosci. Remote S., Vol. 4, 3 – 7, 2007. DOI : 10.1109/LGRS.2006.881725	1,832
2007	25. Bosser, P., Bock, O., C. Thom, J. Pelon (2007b), Study of the statistics of water vapor mixing ratio determined from Raman lidar measurements, Appl. Optics, 6(3): 8170-8180, 2007.	1,763
2007	26. Flamant, C., J.-P. Chaboureau, D. J. Parker, C. M. Taylor, J.-P. Cammas, Bock, O., F. Timouk, J. Pelon (2007) Airborne observations of the impact of a convective system on the planetary boundary layer thermodynamics and aerosol distribution in the inter-tropical discontinuity region of the West African Monsoon, *Q. J. R. Meteorol. Soc*, 133, 1175-1189, DOI: 10.1002/qj.97	2,05
2007	27. Walpersdorf, A., M.-N. Bouin, Bock, O., and E. Doerflinger, Assessment of GPS data for meteorological applications over Africa: Study of error sources and analysis of positioning accuracy, J. Atmos. Solar Terrestrial Phys., 69	1,667

	(2007) 1312–1330.	
2008	28. 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, S. Pokperlaar, J.-B. Ngamini, J.P. Lafore , S. Janicot, F. Guichard, M. Nuret, (2008) The West African Monsoon observed with ground-based GPS receivers during AMMA, J. Geophys. Res., 113, D21105, doi:10.1029/2008JD010327.	3,147
2008	29. Nuret, M, J.-P. Lafore, Bock, O., F. Guichard, A. Agusti-Panareda, J.-B. Ngamini, J.-L. Redelsperger (2008) Correction of humidity bias for Vaïsala RS80 sondes during AMMA 2006 Observing Period, J. Atmos. Oceanic Technol, 25, 2152-2158. DOI: 10.1175/2008JTECHA1103.1, Issue 11 (November 2008)	1,699
2009	30. Agusti-Panareda, A., D. Vasiljevic, A. Beljaars, Bock, O., F. Guichard, M. Nuret, J.-P. Lafore, E. Andersson, P. Bechtold, A. Fink, H. Hersbach, A. Garcia Mendez, J.-B. Ngamini, D. J. Parker, J.-L. Redelsperger, A. Tompkins, Radiosonde humidity bias correction over the West African region for the special AMMA reanalysis at ECMWF, Q. J. R. Meteorol. Soc., 135: 595–617; DOI: 10.1002/qj.396 (2009).	2,05
2009	31. Amory-Mazaudier, C., S. Basu Bock, O., A. Combrink, K. Groves, T. Fuller Rowell, P. Lassudrie-Duchesne, M. Petitdidier, E. Yizengaw, International Heliophysical Year: GPS Network in Africa, Earth Moon Planets, DOI 10.1007/s11038-008-9273-8, 2008; Volume 104, Numbers 1-4 / avril 2009.	1,033
2009	32. Bock, O., and M. Nuret (2009) Verification of NWP model analyses and radiosonde humidity data with GPS precipitable water vapor estimates during AMMA. Weather Forecast., 24: 1085-1101 DOI:10.1175/2009WAF2222239.1.	1,376
2009	33. Champollion C., P. Drobinski, M. Haeffelin, J. Tarniewicz, Bock, O., R. Vautard, M.-N. Bouin (2009a) Water vapour variability induced by urban surface heterogeneities during convective conditions, Q. J. R. Meteorol. Soc., 135, 1266 – 1276, DOI: 10.1002/qj.446.	2,05
2009	34. Champollion, C., C. Flamant, Bock, O., F. Masson, D. Turner and T. Weckwerth (2009b) Mesoscale GPS tomography applied to the 12 June 2002 convective initiation event of IHOP_2002, Q. J. R. Meteorol. Soc., 135, 645 – 662, 10.1002/qj.386.	2,05
2009	35. Drobinski, P., S. Bastin, S. Janicot, Bock, O., A. Dabas, P. Delville, O. Reitebuch, and B. Sultan, On the late northward propagation of the West African monsoon in summer 2006 in the region of Niger/Mali, J. Geophys. Res., 114, D09108, 2009, doi: 10.1029/2008JD011159	3,147
2009	36. Faccani, C., F. Rabier, N. Fourrié, A. Agusti-Panareda, F. Karbou, P. Moll, J.-P. Lafore, M. Nuret, F. Hdidou, and Bock, O., The impact of the AMMA radiosonde data on the French global assimilation and forecast system, Weather Forecast. Early online release, posted April 2009 DOI: 10.1175/2009WAF2222237.1.	1,376
2009	37. Hinderer, J., C. de Linage, J.-P. Boy, P. Gegout, F. Masson, Y. Rogister, M. Amalvict, J. Pfeffer, F. I, B. Luck, R. Bayer, C. Champollion, P. Collard, N. Le Moigne, M. Dament, S. Deroussi, O. de Viron, R. Biancale, J.-M. Lemoine, S. Bonvalot, G. Gabald, Bock, O., P. Genthon, M. Boucher, G. Favreau, L. Séguis, F. Delclaux, B. Cappelaere, M. Oi M. Descloitres, S. Galle J.-P. Laurent A. Legchenko M.-N. Bouin (2009), The GHYRAF (Gravity and Hydrology in Africa) experiment: Description and first results, J. Geodyn, 48, December 2009, Pages 172-181: DOI: oi:10.1016/j.jog.2009.09.014	1,692
2009	38. Janicot, S., A. Ali, N. Asencio, G. Berry, Bock, O., B. Bourles, G. Caniaux, F. Chauvin, A. Deme, L. Kergoat, J.-P. Lafore, C. Lavaysse, T. Lebel, B.	1,66

	Marticorena, F. Mounier, J.-L. Redelsperger, R. Roca, P. de Rosnay, B. Sultan, C. Thorncroft, M. Tomasini, and ACMAD forecasters team, Large-scale overview of the summer monsoon over West and Central Africa during AMMA field experiment in 2006, Ann. Geophys., 26, 2569-2595, 2008, doi:10.5194/angeo-26-2569-2008.	
2009	39. Karbou, F., F. Rabier, J-P. Lafore, J-L. Redelsperger, Bock, O., 2009, Global 4D-Var assimilation and forecast experiments using land surface emissivities from AMSU-A and AMSU-B. Part-II: Impact of adding surface channels on the African Monsoon during AMMA, Weather Forecast, early online release, posted July2009 DOI: 10.1175/2009WAF2222244.1	1,376
2009	40. Pospichal, B., Diana Bou Karam, Susanne Crewell, Cyrille Flamant, Anja Hünerbein, Olivier Bock, Frederique Saïd, Diurnal cycle of the inter-tropical discontinuity over West Africa analysed by remote sensing and mesoscale modelling, Q. J. R. Meteorol. Soc., Published Online: 25 Jun 2009, DOI: 200910.1002/qj.435 .	2,05
2010	41. Bosser, P., Bock, O., Thom, C., Pelon, J., & Willis, P. (2010). A case study of using Raman lidar measurements in high-accuracy GPS applications. Journal of Geodesy, 84(4), 251-265. (Online: 24 décembre 2009). DOI: 10.1007/s00190-009-0362-x	1,689
2010	42. Guichard, F., N. Asencio, C. Peugeot, O. Bock, J.-L. Redelsperger, X. Cui, M. Garvert, B. Lamptey, E. Orlandi, J. Sander, F. Fierli, M. A. Gaertner, S. Jones, J.-P. Lafore, A. Morse, M. Nuret, A. Boone, G. Balsamo, P. de Rosnay, B. Decharme, P. P. Harris and J.-C. Bergès (2010), An intercomparison of simulated rainfall and evapotranspiration associated with a mesoscale convective system over West Africa, Weather Forecast, 25, 37-60. DOI: 10.1175/2009WAF2222250.1	1,376
2010	43. Couvreux, F., F. Guichard, Bock, O., B. Campistron, J.-P. Lafore and J.-L. Redelsperger, Synoptic variability of the monsoon flux over West Africa prior to the onset (2010) Q. J. R. Meteorol. Soc., 136(S1), 159–173, 2010, doi: 10.1002/qj.473.	2,05
2010	44. Meynadier, R., O. Bock, F. Guichard, A. Boone, P. Roucou, and J.-L. Redelsperger, West African Monsoon water cycle: 1. A hybrid water budget data set, J. Geophys. Res., 115, D19106, 2010, doi:10.1029/2010JD013917. http://hal.archives-ouvertes.fr/hal-00477346	3,147
2010	45. Meynadier, R., O. Bock, S. Gervois, F. Guichard, J.-L. Redelsperger, A. Agustí-Panareda, and A. Beljaars, West African Monsoon water cycle: 2. Assessment of numerical weather prediction water budgets, J. Geophys. Res., 115, D19107, 2010, doi:10.1029/2010JD013919. http://hal.archives-ouvertes.fr/hal-00522606	3,147
2010	46. Bock, O., P. Willis, M. Lacarra, P. Bosser, An inter-comparison of zenith tropospheric delays derived from DORIS and GPS data, Adv. Space Res., doi:10.1016/j.asr.2010.05.018, 46(12), 1648-1660, 2010.	0,86
2010	47. Agusti-Panareda, A., A. Beljaars, M. Ahlgrimm, G. Balsamo, Bock, O., R. Forbes, A. Ghelli, F. Guichard, M. Köhler, R. Meynadier, J.-J. Morcrette, The ECMWF re-analysis for the AMMA observational campaign, Q. J. R. Meteorol. Soc., Volume 136, Issue 651, pages 1457–1472, July 2010 Part B, DOI: 10.1002/qj.662	2,05
2011	48. 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, 12(1), 51-57, doi: 10.1002/asl.288. Available from: http://hal.archives-ouvertes.fr/hal-00548132	

2011	49. Fink, A. H., A. Agustí-Panareda, D. J. Parker, J.-P. Lafore, J.-B. Ngamini, E. Afiesimama, A. Beljaars, O. Bock, M. Christoph, F. Didé, C. Faccani, N. Fourrié, F. Karbou, J. Polcher, Z. Mumba, M. Nuret, S. Pohle, F. Rabier, A. M. Tompkins and G. Wilson, Operational meteorology in West Africa: observational networks, weather analysis and forecasting, Atmospheric Science Letters, 2011, doi: 10.1002/asl.324, Available from: http://hal.archives-ouvertes.fr/hal-00572981	
2011	50. Tebel, T., D. J. Parker, C. Flamant, H. Höller, J. Polcher, J.-L. Redelsperger, C. Thorncroft, O. Bock, B. Bourles, S. Galle, B. Marticorena, E. Mougin, C. Peugeot, B. Cappelaere, L. Descroix, A. Diedhiou, A. Gaye and J.-P. Lafore, The AMMA field campaigns: accomplishments and lessons learned, Atmospheric Science Letters, 12(1), 123-128, 2011, doi: 10.1002/asl.323. Available from: http://hal.archives-ouvertes.fr/hal-00569155	
2011	51. Peugeot, C., F. Guichard, O. Bock, D. Bouniol, M. Chong, A. Boone, B. Cappelaere, M. Gosset, L. Besson, Y. Lemaître, L. Séguis, A. Zannou, S. Galle and J-L. Redelsperger, Mesoscale water cycle within the West African Monsoon, Atmospheric Science Letters, 12(1), 45-50, 2011, doi: 10.1002/asl.309. Available from: http://hal.archives-ouvertes.fr/hal-00569374	
2011	52. Koulali Idrissi, A., D. Ouazar, O. Bock and A. Fadil, Study of seasonal-scale atmospheric water cycle with ground-based GPS receivers, radiosondes and NWP models over Morocco, Atmos. Res., 104–105, February 2012, Pages 273–291	1,456
2011	53. Hinderer, J., J. Pfeffer, M. Boucher, S. Nahmani, C. De Linage, J.-P. Boy,P. Genthon, L. Seguis, G. Favreau, O. Bock, M. Descloitres and the GHYRAF team, Land water storage changes from ground and space geodesy: first results from the GHYRAF (Gravity and Hydrology in Africa) experiment, submitted to Pure Appl. Geophys. Published online 14 Oct 2011. DOI: 10.1007/s00024-011-0417-9	1,004
2012	54. Nahmani, S., O., Bock, M.-N., Bouin, A. Santamaría-Gómez, J.-P. Boy, X. Collilieux , L. Métivier , I. Panet , P. Genthon, C. de Linage , G. Wöppelmann, Hydrological deformation induced by the West African Monsoon: a comparison of GPS, GRACE and loading models, Journal of Geophysical Research – Solid Earth, 2011JB009102, in press	3,147

ACLN

Articles dans des revues avec comité de lecture non répertoriées dans des bases de données internationales

1996	55. Bock, O., Ch. Thom et M. Kasser, "Développement d'un système de télémétrie laser en champ large destiné à la mesure de mouvements verticaux du sol de l'ordre du millimètre," Revue Internationale de Geomatique, ISSN: 1260-5875, Vol. 6, N° 2-3, 149–161 (1996).
2003	56. Flamant, C., F. Guichard, J. Van Baelen, Bock, O., F. Couvreux, D. Parsons, T. Weckwerth, J. Pelon, P. Dobrinski, K. Lhomme, M. Guenno, E. Doerflinger, La campagne IHOP, La Météorologie, ISSN: 0026-1181, Vol. 43, 38-47, 2003.

ASCL

Articles dans des revues sans comité de lecture

1994	57. Bock, O., Développement d'un procédé de télémétrie LASER aéroportée à champ large, Bulletin d'Information de l'IGN N°62 (1994/3).
1996	58. Bock, O., Prototype d'instrument aéroporté de télémétrie laser à champ large, Bulletin d'Information de l'IGN N°65 (1996/1).
1998	59. Bock, O., Télémétrie laser aéroportée pour la surveillance des mouvements verticaux du sol (TAMS) : résultats de la première campagne aérienne, Bulletin d'Information de l'IGN N°65 (1998).
2000	60. Bock, O., Essais aéroportés du télémètre laser aéroporté, Bulletin d'Information de l'IGN n° 71 (2000/3), p 73-76.
2000	61. Bock, O., "Développement d'un télémètre laser aéroporté pour la surveillance des mouvements du sol (TAMS)" Géotop, 2000
2000	62. Tarniewicz, J., "Amélioration de la précision de la composante altimétrique du GPS par une correction du délai troposphérique utilisant une mesure externe du contenu en vapeur d'eau," Bulletin d'Information de l'IGN N°72, pp 59-68, 2000.
2002	63. Bock, O., Analyse des effets de la troposphère sur la propagation des signaux GPS. Applications en géodésie et en aéronomie. Notes instrumentales de l'IPSL no27, Novembre 2002.
2003	64. Bock, O., J. Tarniewicz, Y. Morille, J. Pelon, Ch. Thom, Développement d'un lidar Raman pour le sondage de la vapeur d'eau et la correction des délais troposphériques en GPS, Bulletin d'Information de l'IGN, N°74, pp 63-70, 2003/3.
2004	65. Bock O., C. Keil, E. Richard, C. Flamant and M.-N. Bouin, Precipitable water vapour from the ECMWF model analyses compared with GPS and radiosonde data during the MAP SOP, Notes instrumentales de l'IPSL no48, August 2004.
2006	66. Nuret, N., J.P. Lafore, N. Asencio, H. Bénichou, Bock, O., F. Favot, T. Montmerle, Y. Seity, Evaluation of METEO-FRANCE Numerical Weather Prediction moodels during AMMA 2006-SOP, lettre ALADIN n°32.
2007	67. Bosser P. et O. Bock, Mesure de retards troposphériques humides par lidar Raman et GPS lors de la campagne VAPIC, Bulletin d'Information de l'IGN, 2007.
2011	68. Bock O., L'apport des données GPS AMMA pour l'étude du cycle de l'eau de la mousson africaine, Bulletin d'Information Scientifique et Technique de l'IGN, **77**, page 57—65; http://recherche.ign.fr/doc/BI77/BI77_Bock_GPS_AMMA.pdf
2011	69. Bosser, P., O. Bock, C. Thom, J. Pelon, P. Willis (2011) Analyse conjointe lidar raman – gps pour l'estimation de la composante verticale en GPS Bulletin d'Information Scientifique et Technique de l'IGN, **77**, page 99-105.

INV

INV : Conférences données à l'invitation du Comité d'organisation dans un congrès national ou international.

2000	1. Bock, O., Doerflinger, E., Atmospheric processing methods for high accuracy positioning with the Global Positioning System, COST-716 Workshop, Soria Moria, Oslo, Norway, July 10-12, 2000
2005	2. Bock, O., Observation de la vapeur d'eau troposphérique à partir de réseaux GPS : méthodes et applications. Colloque bilan et prospective du PNTS, Orléans, 19 avril 2005.

2007	3. Bock, O., M.N. Bouin, E. Doerflinger (2007) Total column water vapour estimated with a ground-based GPS network over West Africa during the African Monsoon Multidisciplinary Analysis (AMMA) project, **invited speaker** at IHY – Africa workshop, Addis Ababa, Ethiopia, November 12-16, 2007
2008	4. Bock, O, La mousson ouest-africaine observée à l'aide d'un réseau GPS pendant AMMA, Conférence donnée au colloque CNFG2, colloque sur l'eau, UNESCO, Paris, Nov. 2008.**Invité.**
2008	5. Bock, O., The West African Monsoon observed with a network of ground-based GPS receivers, **invited speaker** at AFREF-AfricaArray joint meeting, 18-19 June 2008, Johannesburg, South-Africa.
2008	6. Bock, O., The West African Monsoon observed with a network of ground-based GPS receivers, **invited speaker** at VII International Engineering Geomatic Applications Workshop, 25-28 November 2008, Madrid, Spain.
2009	7. Bock, O., M.N. Bouin, E. Doerflinger, S. Nahmani, GPS meteorology in Africa: highlights from AMMA project, Geophysical Research Abstracts, Vol. 11, EGU2009-8607, 2009, **invited speaker** at EGU General Assembly 2009.
2010	8. Bock, O. R. Meynadier, F. Guichard, M. Nuret, A. Boone, S. Nahmani, M.N. Bouin, E. Doerflinger, The West African Monsoon water cycle investigated with a ground-based GPS network, AGU fall meeting, 2010, San Fransisco, USA, G23 oral (invited)
2010	9. Bock, O., and C. Champollion, GPS/Met in France and plans for HYMEX, COST 702 meeting, Cologne, 17 nov 2010.

ACTI

ACTI : Communications avec actes dans un congrès international.

1995	10. Bock, O., Ch. Thom, M. Kasser, and D. Fourmaintraux, "Development of a new airborne laser subsidence measurement system, aiming at mm-accuracy," in Proceedings of the 5th International Symposium on Land Subsidence, F. B. J. Barends, F. J. J. Brouwer, F. H. Schröder, ed. (Balkema, Rotterdam, 1995), pp. 113–122.
1996	11. Bock, O., M. Kasser, and Ch. Thom, "A wide angle airborne or spaceborne laser ranging instrumentation for subsidence measurement," in Proceedings of the 10th International Workshop on Laser Ranging Instrumentation, Y. Fumin and C. Wanzhen, ed. (Chinese Academy of Sciences, Shanghai, China, 1996), pp. 32–42.
1997	12. Bock, O., M. Kasser, and Ch. Thom, "A wide-angle airborne laser ranging system for millimeter accuracy subsidence measurements," in Proceedings of the EOS Topical Meeting on Optoelectronic Distance / Displacement Measurements and Applications (Nantes, France, 1997), pp.
1998	13. Bock, O., M. Kasser, Ch. Thom, and J. Pelon, " Wide-angle airborne laser ranging for precise relative positioning: ground-based experiments and aerial simulations," in Laser Radar Ranging and Atmospheric Lidar Techniques, U. Schreiber and C. Werner, ed., (Proc. SPIE 3218, Washington, 1998), pp. 92–104.
1998	14. Kasser M., and Bock, O., "A new way for reducing biases in SLR timing," in Proceedings of the 11th International Workshop on Laser Ranging Instrumentation, 21-25 Sept. 1998, Deggendorf, Germany
1999	15. Bock, O., "First aircraft experiment results with the wide-angle airborne laser ranging system," in Laser Radar Ranging and Atmospheric Lidar Techniques, Europto Conference on

	Remote Sensing, Florence (Italie), 20-24 Septembre 1999.
1999	16. Bock, O., M. Kasser, and Ch. Thom, "First aircraft experiment with the WA-ALRS," in Proceedings of the 11th International Workshop on Laser Ranging Instrumentation, 21-25 Sept. 1998, Deggendorf, Germany,edited by Schlüter, Schreiber, Dassing, (Bundesamtes für Kartographie und Geodäsie, Franckfurt, 1999), p. 761-767.
2000	17. Bock, O., Ch. Thom, M. Kasser, " First results of subsidence measurement with the wide-angle airborne laser ranging system, " Sixth International Symposium on Land Subsidence, Ravenna, Italy, 25-29 September 2000.
2001	18. Bock, O., C. Flamant and T. Duquesnoy, "Integrated water vapor estimated by GPS compared to independent observations during MAP," 8th International Symposium on Remote Sensing, Toulouse, 17-20 Sept. 2001, Proc. SPIE Vol. 4539. Cité 6 fois.
2001	19. Tarniewicz, J., Bock, O., Pelon, J., and Thom, C., "A Scanning Raman Lidar for Tropospheric Water Vapor Profiling and GPS Path Delay Correction," 8th International Symposium on Remote Sensing, Toulouse, 17-20 Sept. 2001, Proc. SPIE Vol. 4546.
2002	20. Bastin, S., Drobinski, P., Dabas, A., Reitebuch, O., Delville, P., Werner, C., Delaval, A., Boitel, C., Herrmann, H., Nagel, E., Romand, B. Streicher, J., Bénech, B., Bock, O., Caccia, J.L., Durand, P., and Guénard, V., Analysis of IOP2B land-sea breeze case during the ESOMPTE experiment. 10th Conference on Mountain Meteorology and MAP Meeting 2002, 17-21 June 2002, Park City, UT.
2002	21. Bastin, S., Drobinski, P., Dabas, A., Reitebuch, O., Delville, P., Werner, C., Delaval, A., Boitel, C., Herrmann, H., Nagel, E., Romand, B. Streicher, J., Bénech, B., Bock, O., Caccia, J.L., Durand, P., and Guénard, V.,: "Analysis of land-sea breeze by ground-based remote sensors, balloons and airborne Doppler lidar WIND during the ESCOMPTE experiment". 21st International Laser Radar Conference (ILRC21), Québec City, Québec, Canada, July 8th -12th, 2002.
2002	22. Bock, O., E. Doerflinger, F. Masson, A. Walpersdorf, J. Van-Baelen, J. Tarniewicz, M. Troller, A. Somieski, A. Geiger, B. Bürki, « GPS Water Vapor Dynamics and Tomography Studies with a Dense Network of GPS Receivers during the ESCOMPTE Campaign: Preliminary Results, » COST-716 Workshop, Potsdam, Germany, 28/29 January 2002.
2002	23. Tarniewicz, J., Bock, O., J. Pelon and Ch. Thom, « Development of a H2O Raman Lidar : First Results during the ESCOMPTE 2001 Campaign, » 21st International Laser Radar Conference (ILRC21), Québec City, Québec, Canada, July 8th -12th, 2002.
2003	24. Bock, O., J. Tarniewicz, J. Pelon and C. Thom, A. Dabas, "Night-time water vapor profiles retrieved with a mobile Raman lidar and radiosondes during the AIRS calibration field campaign," 6th International Symposium on Tropospheric Profiling (ISTP), Leipzig, Germany, September 14th-20th, 2003.
2003	25. Tarniewicz, J., Bock, O., J. Pelon and C. Flamant, Study of the water vapor field heterogeneity by lidar, GPS and NWP. Preliminary results from the 29 may IHOP 2002 BLH case, IHOP conference, 24-26 Mars 2003, Boulder, CO.
2004	26. Bock, O., C. Flamant, E. Richard, C. Keil, M.N. Bouin, Validation of precipitable water from ECMWF model with GPS data during the MAP SOP, 11th conference on mountain meteorology, 21–25 June 2004, Bartlett, NH.
2004	27. Bock, O., J. Tarniewicz, J. Pelon, C. Thom, Retrieval of water vapor profiles and integrated contents with Raman lidar and GPS, 22nd International Laser Radar Conference, Matera, Italy, 2004.
2005	28. Bock, O., M.N. Bouin, F. Guichard, A. Walpersdorf, E. Doerflinger, F. Masson, Analysis of total water vapour content from GPS data, radiosondes and numerical weather prediction models in West Africa, African Monsoon Multidisciplinary Analysis, Oral presentation at the First International Conference, 28 Nov – 2 Dec 2005, Dakar, Senegal.

2008	29. Bhawar, R., P. Di Girolamo, D. Althausen, A. Behrendt, A. Blyth, Bock, O., P. Bosser, B.J. Brooks, M. Cacciani, S. Crewell, C. Champollion, F. Davies, T. Di Iorio, G. Ehret, R. Engelmann, C. Flamant, C. Kiemle, I. Mattis, S. Mobbs, D. Mueller, S. Pal, M. Radlach, A. Riede, P. Seifert, M. Shiler, V. Smith, D. Summa, M. Wirth and V. Wulfmeyer (2008) Water vapour intercomparison effort in the frame of the convective and orographically-induced precipitation study, Proceedings of the 24th International Laser Radar Conference, Boulder, United States, 23-27 June 2008
2008	30. Bock, O., R. Meynadier, F. Guichard, P. Roucou, A. Boone, J.L. Redelsperger, S. Janicot, Assessment of water budgets computed from NWP models and observational datasets during AMMA-EOP, oral presentation at 28th Conference on Hurricanes and Tropical Meteorology, 28 April-02 May, 2008, Orlando, Florida.
2008	31. Bosser, P., Bock, O., C. Thom and J. Pelon (2008) Processing of Raman lidar measurements for water vapor mixing ratio retrieval, Poster, 24th International Laser Radar Conference, Boulder, United States, 23-27 June 2008.
2008	32. Hinderer, J., C. de Linage, P. Gegout, J.-P. Boy, F. Masson, Bock, O., B. Luck, First results from the GHYRAF (Gravity and Hydrology in Africa) experiment (2008) in New Challenges in Earth's dynamics, ETS conference.
2009	33. Bosser, P., C. Thom O. Bock J. Pelon P. Willis, Calibration of wet tropospheric delays in GPS observation using Raman lidar measurements, IAG Symposium, Geodesy for planet Earth, Buenos Aires, 31 Aug – 4 Sep. 2009.
2009	34. Willis, P., Bar-Sever, Y., Fagard, H., Garayt, B., Bock, O., Estimating horizontal tropospheric gradients in DORIS data processing. IAG Symposium, Geodesy for planet Earth, Buenos Aires, 31 Aug – 4 Sep. 2009.
2011	35. Willis, P., O. Bock, Y.E. Bar-Sever, DORIS tropospheric estimation at IGN, Current strategies, GPS inter-comparisons and perspectives, XXVe Assemblée Générale de l'UGGI, Melbourne, Australie, 28 juin au 7 juillet 2011, présentation orale invitée.

ACTN

ACTN : Communications avec actes dans un congrès national.

1998	36. Bock, O., "Développement d'un télémètre laser aéroporté pour la surveillance des mouvements du sol (TAMS),"*Colloque Interdisciplinaire en Instrumentation*, 18-19 Nov. 1998, ENS-Cachan, France, in *Instrumentation, interdisciplinarité et innovation*, D. Placko & E. Santander (eds), Hermès, Paris, 1998, pp. 501-508
2003	37. Bock, O., E. Doerflinger, F. Masson, A. Walpersdorf, J. Van-Baelen, J. Tarniewicz, M.N. Bouin « Travaux méthodologiques sur la détermination de la vapeur d'eau troposphérique par GPS, » Actes des Ateliers d'Expérimentation et d'Instrumentation, Brest, 28-29 janvier 2003.
2003	38. Bock, O., E. Doerflinger, F. Masson, A. Walpersdorf, J. Van-Baelen, J. Tarniewicz, M.N.Bouin, Travaux méthodologiques sur la détermination de la vapeur d'eau troposphérique par GPS (36), Atelier Expérimentation et Instrumentation, Centre de Congrès Le Quartz, Brest, 28-29 janvier 2003.
2003	39. Bock, O., J. Tarniewicz, Y. Morille, J. Pelon, Ch. Thom, Mesure de profils verticaux de vapeur d'eau dans la troposphère par lidar Raman (46), Atelier Expérimentation et Instrumentation, Centre de Congrès Le Quartz, Brest, 28-29 janvier 2003.
2003	40. Dabas, J. Van-Baelen, J. P. Aubagnac, Bock, O., Y. Morille, J. Tarniewicz, E. Gimonet, B. Garayt, T. Dusquesnoy, Télémesure du contenu atmosphérique en vapeur d'eau depuis le sol : comparaison RS/GPS/Radiomètre/lidar (26), Atelier Expérimentation et

	Instrumentation, Centre de Congrès Le Quartz, Brest, 28-29 janvier 2003.
2003	41. Doerflinger, E., Bock, O., F. Masson, A. Walpersdorf, J. Van-Baelen, Principe des mesures de la vapeur d'eau par GPS (28), Atelier Expérimentation et Instrumentation, Centre de Congrès Le Quartz, Brest, 28-29 janvier 2003.
2003	42. van Baelen, J., J. Pailleux, Bock, O., A. Walpersdorf, E. Doerflinger, F. Masson, P. Héreil, Applications météorologiques du GPS : Des campagnes de mesures aux applications opérationnelles (20), Atelier Expérimentation et Instrumentation, Centre de Congrès Le Quartz, Brest, 28-29 janvier 2003.
2004	43. Bastin, S., P. Drobinski, C., Flamant, F., Chen, K., Manning, O., Bock, and J., Pelon, 2004 : Impact de la composition et de l'humidité du sol sur la variabilité de la vapeur d'eau atmosphérique. Etude du cas du 29 Mai 2002 (campagne IHOP). *Ateliers de Modélisation de l'Atmosphère*. Toulouse, France, Décembre 2004.

COM

COM : Communications orales sans actes dans un congrès international ou national.

2000	44. Bock, O., Ch. Thom, "Sub-cm subsidence measurement with the wide-angle airborne laser ranging system, " EGS XXV General Assembly, Nice, France, 25 – 29 April 2000.
2000	45. Bock, O., Ch. Thom, M. Kasser, J. Tarniewicz, J. Pelon, " Study of A methodology for GPS path delay correction devoted to high accuracy height determinations, " EGS XXV General Assembly, Nice, France, 25 – 29 April 2000.
2001	46. Bock, O., T. Duquesnoy, C. Flamant, J. Pelon, E. Doerflinger, J. Van-Baelen, A comparison of precipitable water estimated from GPS, independent techniques, and meteorological models during MAP, EGS XXVI General Assembly, Nice, France, April 2001.
2001	47. Bock, O., J. Tarniewicz, J. Pelon, Ch. Thom, M. Kasser, Study of remote sensing techniques for external path delay calibration of GPS signals, EGS XXVI General Assembly, Nice, France, April 2001.
2002	48. Tarniewicz, J., Bock, O., J. Pelon, Ch. Thom, "A Raman lidar for absolute water vapor and nitrogen profiling," EGS XXVII General Assembly, Nice, France, April 2002.
2003	49. Guichard, F., C. Flamant, J. Van Baelen, Bock, O., F. Couvreux, D. Parsons, T. Weckwerth, J. Pelon, P. Drobinski, K. Lhomme, M. Guenno, and E. Doerflinger, 2003 : Analysis of water vapour variability and its links with convection: some IHOP_2002 preliminary results, EGS – AGU – EUG Joint Assembly, Nice, France, 6-11 Avril 2003.
2003	50. Tarniewicz, F., Bock, O., Y. Morille, J. Pelon, Ch. Thom, "A mobile Raman Lidar for Water Vapor profiling in the troposphere during nighttime," EGS XXVIII General Assembly, Nice, France, April 2003.
2003	51. van Baelen, J.; Aubagnac, J.-P.; Doerflinger, E.; Bock, O.; Walpersdorf, A.; Masson, F., IHOP: the French GPS-water vapor contribution. EGS – AGU – EUG Joint Assembly, Abstracts from the meeting held in Nice, France, 6 – 11 April 2003, abstract #13704.
2004	52. Bock, O., C. Champollion, Ch. Thom, J. Pelon, F. Masson, Validation of GPS slant path water vapor retrievals with a pointed Raman lidar, EGU General Assembly, Nice, France, 2004.
2004	53. Bock, O., La campagne VAPIC: intercomparaison de mesures vapeur d'eau atmosphérique par télédétection sol et satellites, communication orale, journée scientifique du SIRTA de l'IPSL, Ecole Polytechnique, Palaiseau, 15 janvier 2004.

2005	54. Bock, O., M. Haeffelin, M. Vesperini et coll, La campagne VAPIC. Bilan des observations et premiers résultats. Journée scientifique SIRTA / IPSL, 13 janvier 2005.
2006	55. Bock, O., La campagne VAPIC 2004 : résultats et perspectives. Journée scientifique SIRTA/IPSL, 24 janvier 2006a.
2006	56. Bock, O., M.N. Bouin, E. Doerflinger, F. Masson, P. Collard, AMMA GPS Network 17-month status, AMMA SOP debriefing workshop, Toulouse, 6-10 November 2006b.
2007	57. Agusti-Panareda, E. Andresson, A. Blejaars, Bock, O., A. Fink, A. Garcia-Mendes, F. Guichard, H. Hersbach, M. Nuret, D. Parker, J.L. Redelsperger, A. Tompkins, A. Vasiljevic, Radiosonde humidity bias correction over the Africa for the special AMMA reanalysis at ECMWF, *2nd International AMMA Conference, Karlsrhue, 26-30 November 2007.*
2007	58. Bock, O., R. Meynadier, F. Guichard, P. Roucou, Assessment of water budgets from NWP model (re-)analyses and observational datasets during AMMA-EOP. Oral presentation at 2nd International **AMMA** Conference, Karlsruhe, 26-30 November 2007.
2007	59. Bosser, P.; Bock, O.; Bouin, M.N., Tropospheric wet delay retrieval from Raman lidar measurements and GPS during the VAPIC campaign. Oral presentation at **EGU** General Assembly, Vienna, Austria, 2007
2007	60. Guichard, F., C. peugeot, Bock, O., J.L. redelsperger, N. Asencio, A. Boone, F. Chopin, X. cui, M.A. Gaertner, M. Garvert, S. Jones, J.P. Lafore, B. Lamptey, K. ramage, E. Orlandi, J. Sanders, Mesoscale simulation of MCSs : intercomparison of precipitation and surface evapotranspiration fields for the 28-29 August 2005 case study, 2nd International AMMA Conference, Karlsrhue, 26-30 November 2007.
2007	61. Nuret, M., Lafore, J.P., Agusti-Panareda, A., Asencio, N., Bénichou, H., **Bock**, O., Couvreux, F., Favot, F., Guichard, F., Montmerle, T., Seity, Y., *Evaluation of some models operationally used during AMMA 2006 SOP: Precipitation and convection-related fields*, 2nd International **AMMA** Conference, Karlsruhe, Germany, 26-30 November 2007.
2008	62. Bock, O., La Mousson Ouest-Africaine observée à l'aide d'un réseau GPS dans le cadre du projet AMMA. Journées Recherche de l'IGN, 11-13 Mars 2008**.**
2008	63. Bock, O., R. Meynadier, F. Guichard, J.P. Lafore, S. Janicot, M.N. Bouin, S. Nahmani, E. Doerflinger, F. Masson, Multiscale analysis of the West African Monsoon water cycle from GPS data and NWP models, **oral presentation** at EGU, Vienna, Austria, 2008
2008	64. Hinderer, J., C. de Linage, J.-P. Boy, P. Gegout, F. Masson, B. Luck, Favreau, Seguis, Genthon, Bock, First gravity and geodetic results from the GHYRAF (Gravity and HydRology in Africa) experiment **EGU** 2008, Vienna, Austria, 2008.
2008	65. Hinderer, J., C. De Linage, J.-P. Boy, P. Gegout, F. Masson, B. Luck, Bock, O., G. Favreau, L. Seguis, P. Genthon, First gravity and geodetic results from the GHYRAF (Gravity and HydRology in Africa) experiment, AGU Fall meeting, 2008.
2008	66. Hinderer, J., C. de Linage, J.-P. Boy, P. Gegout, F. Masson, B. Luck, F. Littel, Bock, O., L. Seguis, G. Favreau et P. Genthon, Premiers résultats du projet GHYRAF (Gravité et Hydrologie en Afrique), colloque sur l'eau, CNFG2, Paris, Nov. 2008.
2009	67. Bock, O., and S. Nahmani, GPS meteorology in Africa: highlights from AMMA project, GR09-3553, IGARSS 2009, Cape Town, South-Africa.
2009	68. Bock, O., R. Meynadier, F. Guichard, A. Boone, and A. Gounou, Diurnal cycle of the West African Monsoon water cycle: regional and seasonal variability. 3rd International AMMA conference, 21-25 July 2009, Ouagadougou, Burkina-Faso.
2009	69. Hinderer J., and the GHYRAF team, The GHYRAF (Gravity and Hydrology in Africa) experiment: first results from GPS, GRACE and surface gravity observations in relation

	with water storage changes, EGU General Assembly 2009
2009	70. Karbou, F., F. Rabier, J-P. Lafore, J-L. Redelsperger, and Bock, O., The impact of assimilating microwave surface sensitive observations over land on the representation of humidity in the ARPEGE 4D-VAR system, EMS Annual Meeting Abstracts, Vol. 6, EMS2009-298, 2009. 9th EMS / 9th ECAM
2009	71. Koulali Idrissi, A., A. Fadil, D. Ouazar, O. Bock and H. Haddouch, Validation of precipitable water from NWP model with GPS data during the Tangier 23-24 October 2008 frontal event, G2, Strasbourg, 18-20 novembre 2009.
2009	72. Meynadier, R., Bock, O., F. Guichard, A. Boone and J.-L. Redelsperger, Investigation of the West African Monsoon water cycle from Numerical Weather Prediction models and elaborate products, Geophysical Research Abstracts, Vol. 11, EGU2009-11741, 2009. EGU General Assembly 2009
2009	73. Meynadier, R., Bock, O., F. Guichard, A. Boone and J.-L. Redelsperger, Investigation of the West African Monsoon water cycle from Numerical Weather Prediction models and elaborate products. 3rd International AMMA conference, 21-25 July 2009, Ouagadougou, Burkina-Faso.
2009	74. Nahmani, S., Bock, O., M.-N. Bouin, A. Santamaria, G. Woppelmann, J.-P. Boy, Étude des processus hydro-météorologiques en Afrique de l'Ouest par GPS, soumis au colloque G2, Strasbourg, 18-20 novembre 2009.
2009	75. Nuret, M., Bock, O., J.P Lafore, F. Guichard, D. Parker, A. Fink, E. Houngninou, Correction of humidity bias for Vaisala RS80-A and MODEM sondes during AMMA 2006 observing period. 3rd International AMMA conference, 21-25 July 2009, Ouagadougou, Burkina-Faso.
2010	76. Nahmani, S., Méthodologie de traitement GPS pour l'étude de la mousson en Afrique de l'Ouest, Journées Recherche de l'IGN, 11-13 Mars 2010
2010	77. Bosser P. et O. Bock, Analyse couplée Lidar Raman – GPS pour l'estimation de la composante verticale en GPS, Journées Recherche de l'IGN, 11-13 Mars 2010
2010	78. Bock, O., F. Guichard, R. Meynadier, S. Gervois, A. Boone, M. Nuret, J.-L. Redelsperger, A. Agustí-Panareda, A. Beljaars, P. Roucou, Le cycle de l'eau de l'Afrique de l'Ouest: résultats récents du programme AMMA, Conférence Météorologie tropicale, CIC, Météo-France, Toulouse, 1-3 juin 2010
2010	79. Bock, O.,: La mesure de vapeur d'eau par GPS, GdR « Radiométrie micro-onde pour l'étude de l'atmosphère » , journée de réflexion sur l'estimation de la vapeur d'eau atmosphérique, le 6 Octobre 2010 à l'Observatoire de Paris.
2010	80. Gervois, S., O. Bock, R. Meynadier, Le cycle de l'eau en Afrique de l'Ouest. Etude à l'échelle synoptique pendant l'été 2006. Séminaire au CRC, Dijon, 25 Février 2010.
2011	81. Bock, O., P. Willis, Y. Bar-Sever, An inter-comparison of zenith tropospheric delays and gradients from DORIS and GPS, DORIS Analysis Working Group meeting, 23- 24 May 2011, Paris
2011	82. Bock, O., S. Nahmani, R. Meynadier, F. Guichard, M.N. Bouin, The West African Monsoon water cycle investigated with a network of ground-based GPS receivers, Abstract N°2683 (JG01 oral), IUGG, Melbourne, Australia
2011	83. Bock, O., R. Meynadier, F. Guichard, A. Boone, and J.-L. Redelsperger, Investigation of the West African Monsoon water cycle from Numerical Weather Prediction models and elaborate products, Abstract N°2684 (JM10 oral), IUGG, Melbourne, Australia
2011	84. Nahmani, S., O. Bock, M.N. Bouin, A. Santamaría-Gómez, G. Wöppelmann, X. Collilieux, J.-P. Boy, C. de Linage, J. Chedhomme, T. M. van Dam, Mass redistributions in West Africa induced by the monsoon system: Comparison of GPS, GRACE and geophysical

	loading models, Abstract N°x (G02 oral), IUGG, Melbourne, Australia.
2012	85. Bock, O., E. Bardière, P. Bosser, T. Bourcy, P. Chaduteau, C. Ciais, F. Gomez, C. Hoareau, P. Keckhut, Q. Kryszak, V. Lagorse, P. Lardeux, D. Legain, O. Martin, E. Moulin, J. Pelon, G. Poujol, A. Sarkissian, C. Thom, G. Tournois, D. Tzanos, P. Valentin (2012) Méthodologie de mesure de la vapeur d'eau atmosphérique: objectifs et premiers résultats de la campagne DEMEVAP 2011 à l'Observatoire de Haute Provence, Journées Recherche de l'IGN, 8-9 mars 2012, St-Mandé, France.
2012	86. Bock, O., E. Bardière, P. Bosser, T. Bourcy, P. Chaduteau, C. Ciais, F. Gomez, C. Hoareau, P. Keckhut, Q. Kryszak, V. Lagorse, P. Lardeux, D. Legain, O. Martin, E. Moulin, J. Pelon, G. Poujol, A. Sarkissian, C. Thom, G. Tournois, D. Tzanos, P. Valentin (2012) Méthodologie de mesure de la vapeur d'eau atmosphérique: objectifs et premiers résultats de la campagne DEMEVAP 2011 à l'Observatoire de Haute Provence, Ateliers Expérimentation et Instrumentation, 28-30 mars 2012, Paris.
2012	87. Meynadier et al., Investigation of the ocean-atmosphere-continent coupling in the Gulf of Guinea and West Africa at intraseasonal timescales in boreal spring and summer with a regional atmospheric model (WRF), EGU2012-11438/OS1.6 (oral)

AFF

AFF : Communications par affiche dans un congrès international ou national.

2002	88. Bock, O., E. Doerflinger, F. Masson, A. Walpersdorf, J. Van-Baelen, J. Tarniewicz, M. Troller, A. Somieski, A. Geiger, B. Bürki, “GPS water vapor tomography: description and first results of the ESCOMPTE field experiment,” EGS XXVII General Assembly, Nice, France, April 2002.
2003	89. Bock, O., C. Flamant, E. Richard, C. Keil, M.N. Bouin, « Validation of precipitable water from operational analyses and re-analyses with GPS during MAP IOP2A and IOP8,” EGS XXVIII General Assembly, Nice, France, April 2003.
2003	90. Bock, O., M.N. Bouin, Y. Morille, T. Lommatzsch, « Study of the sensitivity of ZTD estimates to GPS data analysis procedure,” EGS XXVIII General Assembly, Nice, France, April 2003.
2004	91. Bock, O., C. Flamant, E. Richard, C. Keil, M.N. Bouin, Validation of precipitable water from ECMWF model with GPS data during the MAP SOP, EGU General Assembly, Nice, France, 2004.
2005	92. Bock, O., M.N. Bouin, A. Walpersdorf, E. Doerflinger, F. Masson, Analysis of precipitable water vapour from GPS data in West Africa: first results and perspectives for the AMMA project, Poster at EGU General Assembly, Vienna, Austria, 2005.
2005	93. Walpersdorf, A.; Bouin, M.-N.; Bock, O. Study of the error sources in GPS data from the IGS network in Africa and potential for applications in the AMMA project. Poster at EGU General Assembly, Vienna, Austria, 2005.
2006	94. Bock, O., M.N. Bouin, E. Doerflinger, F. Masson, P. Collard, A. Walpersdorf, F. Guichard, Analysis of precipitable water vapour from GPS data in West Africa: first results from the AMMA project, Poster at EGU General Assembly, Vienna, Austria, 2006.
2006	95. Bosser, P; Bock, O; Bouin, M-N; Pelon, J; Thom, C Comparison of wet tropospheric delay measurements from Raman lidar and GPS during the VAPIC campaign. Poster at EGU General Assembly, Vienna, Austria, 2006.
2006	96. Champollion, C.; Bock, O.; Masson, F.; Flamant, C.

	Validation and use of mesoscale GPS water vapour tomography during an IHOP_2002 severe convection case Poster at EGU General Assembly, Vienna, Austria, 2006.
2006	97. Champollion, C.; Haeffelin, M.; Drobinski, P.; Bock, O.; Bouin, M.-N. Investigation of water vapour variability induced by surface heterogeneities and fronts Poster at EGU General Assembly, Vienna, Austria, 2006.
2007	98. Bock, O., F. Guichard, R. Meynadier, J.P. Lafore, S. Janicot, M.N. Bouin, Diurnal cycle of precipitable water vapour observed by GPS over West Africa and its link with convection and precipitation, Poster at the 2nd International AMMA Conference, Karlsruhe, 26-30 November 2007.
2007	99. Bock, O., M.N. Bouin, E. Doerflinger, F. Masson, P. Collard, M. Koité, K. Gaptia Lawan Balawan, F. Didé, D. Ouedraogo, G. Wilson, and support teams from DNM/ASECNA/GMA, IRD, IGN, CNRM/GAME, and CNRS. The West African Monsoon observed by ground-based GPS receivers during the AMMA project, Poster at 2nd International AMMA Conference, Karlsruhe, 26-30 November 2007.
2007	100. Bock, O., R. Meynadier, F. Guichard, P. Roucou, J.P. Lafore, S. Janicot, M.N. Bouin, E. Doerflinger, F. Masson, Precipitable water and water vapour transport over West Africa from GPS data and ECMWF analysis during the AMMA project, Poster at EGU General Assembly, Vienna, Austria, 2007.
2007	101. Bouin, M.N., Bock, O., S. Nahmani, E. Doerflinger, F. Masson, Precipitable water vapour retrieval from GPS stations during the AMMA EOP/SOP: near real time and scientific analyses. Poster, 2nd International AMMA Conference, Karlsruhe, 26-30 November 2007.
2007	102. Bouin, M.N., S. Nahmani, Bock, O., E. Doerflinger, F. Masson, GPS measurements for precise tropospheric sounding: fitted processing strategy within the AMMA project, Poster at EGU General Assembly, Vienna, Austria, 2007
2007	103. Flamant, C.; Parker, D.; Chaboureau, J.-P.; Taylor, C.; Pelon, J.; Bock, O.; Timouck, F.; Cammas, J.-P. (2007) The impact of a gavity current to the north of the inter-tropical discontinuity region. Poster at EGU General Assembly, Vienna, Austria.
2007	104. Houngninou E., B. Pospichal, S. Crewell, Etienne Houngninou, A. Fink, Bock, O.,: Comparison of atmospheric water vapour measurements in Benin during AMMA. Poster at 2nd International AMMA Conference, Karlsrhue, 26-30 November 2007.
2007	105. Meynadier, R. Bock, O., F. Guichard, P. Roucou, Intercomparison of water budgets from NWP model (re-)analyses and observational datasets during AMMA-EOP, Poster at 2nd International AMMA Conference, Karlsruhe, 26-30 November 2007.
2008	106. Bock, O., T. Duquesnoy, A. Harmel, L'apport de la technique GPS à la prévision météorologique et à l'observation et l'étude de la variabilité climatique; Les territoires face aux risques et nuisances ; Exposition scientifique temporaire « Villes, réseaux et mobilité durables au XXIème siècle » du 31 mars au 4 avril 2008, Hall de l'ENPC – Marne-laVallée.
2008	107. Flaounas, E.; Bastin, S.; Janicot, S.; Lavaysse, C.; Bock, O.; Chopin, F. Simulation of the 2006 West African Monsoon with the WRF model: comparison with AMMA database and sensitivity to the surface albedo. Poster at EGU 2008, Vienna, Austria, 2008.
2008	108. Meynadier, R., Bock, O., F. Guichard, A. Boone, P. Roucou, Assessment of water budgets computed from NWP models and observational datasets during AMMA-EOP. Poster at 2nd HYMEX workshop, 2-4 June 2008, Palaiseau, France.
2008	109. Meynadier, R., Bock, O., F. Guichard, P. Roucou and A. Boone, Assessment of water budgets computed from NWP models and observational datasets during AMMA-EOP. Poster at EGU, Vienna, Austria, 2008.
2008	110. Nahmani, S., M.-N. Bouin and Bock, O., (2008) GPS Data Processing for Water Cycle Studies Over West Africa: Statistical Analysis of GPS Wet Tropospheric Delay Estimates,

	AGU Fall Meeting, San Francisco, United States, 15-19 December 2008a
2008	111. Nahmani, S., M.N. Bouin, Bock, O., E. Doerflinger, F. Masson, Recent improvement in GPS data processing for water cycle studies over West Africa. Poster at EGU, Vienna, Austria, 2008b
2008	112. Nuret, M, J.-P. Lafore, Bock, O., F. Guichard, A. Agusti-Panareda, J.-B. Ngamini, J.-L. Redelsperger (2008) Correction of the RS80 humidity bias for the AMMA 2006 Observing Period Session AS1.14, Poster EGU2008-A-07639, Vienna, Austria, 2008.
2009	113. Bock, O., and M. Nuret, Verification of NWP model analyses and radiosonde humidity data with GPS precipitable water vapor estimates during AMMA. 3rd International AMMA conference, 21-25 July 2009, Ouagadougou, Burkina-Faso.
2009	114. Bock, O., R. Meynadier, F. Guichard, A. Boone, and A. Gounou, Diurnal cycle of the West African Monsoon water cycle: regional and seasonal variability, Geophysical Research Abstracts, Vol. 11, EGU2009-8638, 2009. Poster at EGU General Assembly 2009
2009	115. Bock, O., R. Meynadier, S. Gervois, F. Guichard, A. Boone and J.-L. Redelsperger, Analysis of the West African Monsoon water cycle with the help of Numerical Weather Prediction models and observational products from AMMA. 3rd HYMEX workshop. 1-4 June 2009 Heraklion (Gournes), Crete-Greece.
2009	116. Frédéric Ouattara, Christine Amory Mazaudier, Rolland Fleury, Olivier Bock, Jean Louis Zerbo, Christian Zoundi, West Africa ionosphere case studies by using GPS receivers involved in IHY project: First results. IHY-SCINDA meeting, 11-17 June 2009, Livingstone, Zambia.
2009	117. Gervois, S., Bock, O., R. Meynadier, A. Agusti-Panareda, F. Guichard, Comparison of dynamical features and atmospheric water budget terms from ECMWF operational analysis and AMMA reanalysis during the SOP 2006. 3rd International AMMA conference, 21-25 July 2009, Ouagadougou, Burkina-Faso.
2009	118. Guichard, F., L. Kergoat, E. Mougin, F. Timouk, Bock, O., (3,4), and P. Hiernaux, Couplings between the seasonal cycles of surface thermodynamics and radiative fluxes in the semi-arid Sahel; Poster at EGU General Assembly, Vienna, Austria, April 2009; Geophysical Research Abstracts, Vol. 11, EGU2009-11566, 2009.
2009	119. Nahmani, S., Bock, O., M.-N. Bouin, A. Santamaria, G. Woppelmann, J.-P. Boy, Study of hydrometeorological processes over West Africa using permanent GPS stations, submitted to AGU fall meeting, 2009, San Fransisco, USA.
2009	120. Nuret, M., J.P. Lafore, Bock, O., F.Guichard , D. Parker, A.Fink, E.Houngninou, Correction of the VAISALA RS80-A and MODEM humidity biases (night) for the AMMA 2006 Observing Period, Research Abstracts, Vol. 11, EGU2009-14027, 2009. EGU General Assembly 2009
2010	121. Bock, O., F. Guichard, R. Meynadier, S. Gervois, A. Boone, M. Nuret, J.-L. Redelsperger, A. Agustí-Panareda, A. Beljaars, P. Roucou, S. Marullo, P. Ruti, A. Dell'Aquila, The water cycle at large scale over West Africa: an updated view from the AMMA project, EGU General Assembly 2010 (poster)
2010	122. Bock, O., F. Guichard, R. Meynadier, S. Gervois, A. Boone, M. Nuret, J.-L. Redelsperger, A. Agustí-Panareda, A. Beljaars, P. Roucou, S. Marullo, P. Ruti, A. Dell'Aquila, The water cycle at large scale over West Africa: an updated view from the AMMA project, 4th International HYMEX workshop, Bologna, Italy, 8-10 June 2010 (poster)
2010	123. Guichard, F., F. Frappart, P. Hiernaux, L. Kergoat, E. Mougin, M. Arjounin, M. Koité, T. Lebel, O. Bock, R. Meynadier, A multi-scale analysis of in-situ precipitation data across the Sahelian Gourma, EGU General Assembly 2010 (poster)
2010	124. Nahmani, S., O. Bock, M.-N. Bouin, A. Santamaria, G. Wöppelmann, J.-P. Boy, X. Collilieux, Detection of loading signals over West Africa using permanent GPS stations,

	IGS workshop, Newcastle upon Tyne, England, 28 June – 2 July 2010 (poster)
2010	125. Koulali Idrissi, A., D.Ouazar, O. Bock, H. Hadouch, N. Elamraoui, Analysis of GPS water vapour variability over Morocco, 4th International HYMEX workshop, Bologna, Italy, 8-10 June 2010 (poster)
2010	126. Koulali Idrissi, A., D. Ouazar, O. Bock, A. Fadil, S. Mc Clusky, Estimation of precipitable water vapour from ground-based GPS data over Morocco, UNACO Science'10 Workshop, March 8 -11 2010, Boulder Colorado
2010	127. Bosser P., O. Bock, Ch. Thom, J. Pelon, P. Willis, O. Martin, S. Nahamani, O. Garrouste (2010), Comparison of tropospheric delays from Raman lidar, radiosondes, GPS and DORIS during the MANITOUL experiment, AGU fall meeting, 2010, San Fransisco, USA, G23: Remote Sensing of Atmospheric Water Vapour Using Geodetic Techniques (poster)
2010	128. Bock, O. R. Meynadier, F. Guichard, J.-L. Redelsperger, A. Boone, M. Nuret, P. Roucou, A. Agustí-Panareda, A. Beljaars, Assessment of water budgets from NWP model analyses and reanalyses over West Africa, AGU fall meeting, 2010, San Fransisco, USA, A20 poster
2010	129. Nahmani, S., O. Bock, M.-N. Bouin, A. Santamaria, G. Wöppelmann, J.-P. Boy, X. Collilieux, Detection of loading signals over West Africa : comparison of displacements obtained by GPS, GRACE and loading models, AGU fall meeting, 2010, San Fransisco, USA, G11A-0622 Poster
2010	130. Bock, O., F. Guichard, A. Boone, S. Bastin, S. Nahmani, M.N. Bouin Etude du cycle de l'eau de la mousson ouest-africaine. Atelier de prospective du projet AMMA, Toulouse, 3-5 novembre 2010.
2011	131. Bock, R. Meynadier, F. Duffourg, M. Nuret, O. Caumont, Simulation-study of the potential of a coastal radiosonde network for computing atmospheric water budgets over the Mediterranean Sea, 5th HyMeX Workshop – 17-19 May 2011, Punta Prima (Sant Lluís), Menorca, Spain.
2011	132. Koulali Idrissi, A., O. Bock, D. Ouazar, Seasonal variability of water cycle parameters from GPS, Radiosonde and NWP models over Morocco, 5th HyMeX Workshop – 17-19 May 2011, Punta Prima (Sant Lluís), Menorca, Spain.
2011	133. Bock, O., R. Meynadier, F. Guichard, A. Boone and J.-L. Redelsperger, The water cycle of West Africa investigated with a new hybrid water budget dataset and Numerical Weather Prediction models, Abstract N°2682 (U09 poster), IUGG, Melbourne, Australia.
2011	134. Bock, O., S. Nahmani, R. Meynadier, M.N. Bouin, F. Guichard, J.L. Redelsperger, J. Hinderer, Investigations of the West African Monsoon hydrological cycle with a network of ground-based GPS receivers, Abstract N°2685 (U1 poster), IUGG, Melbourne, Australia.
2011	135. Bosser, P., O. Bock, Ch. Thom, J. Pelon, Comparison of Raman lidar water vapor calibration using GPS, radiosoundings and ground observations. Application for GPS positioning purpose. AGU fall meeting, 2011, San Fransisco, USA (Poster)
2012	136. Flamant C., et al. The French component of the FENNEC Saharan Climate project 2011 Special Observing Period, EGU2012-8306/AS4.13/CL4.7 (poster)
2012	137. Bock et al., Analysis of long time series of reprocessed GPS total column water vapour estimates, EGU2012-7636/G5.4 (poster)

AP

AP : Autres productions : bases de données, logiciels enregistrés, traductions, comptes rendus d'ouvrages, rapports de fouilles, guides techniques, catalogues d'exposition, rapports intermédiaires de grands projets internationaux, etc.

Année		Travaux non publiés
1994	1.	Bock, O., Ch. Thom, M. Kasser, D. Bruneau, and J. Pelon, "Laser ranging accuracy limitations by transverse mode distortions in Q-switched lasers".
2003	2.	Bock, O., and M.N. Bouin, Sensitivity of Zenith Tropospheric Delay estimates to GPS data analysis procedure, December 2003
2004	3.	Bock, O., and M.N. Bouin, GPS for atmospheric research: a new look on the correlation between Zenith Tropospheric Delay (ZTD) estimates and station heights. Avril 2004.
2007	4.	Tarniewicz, J., Bock, O.,, P. Bosser, S. Bastin, Ch. Thom and J. Pelon, Improvement in GPS positioning by use of a water vapor Raman lidar for the calibration of atmospheric slant wet path delays, 2007.

STAGE

STAGE : Mémoires de stages de DEA, DESS, Master 1 et 2, stages de fin d'études d'ingénieurs encadrés.

Année		Stagiaire / Formation
1997	1.	Patrick NJANKOU KWAMI : Conception d'un amplificateur transimpédance pour la réception d'un télémètre laser. Travail de fin d'études d'ingénieur IRESTE (Nantes).
1998	2.	Benoît VIALLET : Application d'une méthode d'optimisation de l'étage de détection d'un lidar à champ large. Travail de fin d'études d'ingénieur INSA (Rennes).
1999	3.	Bruno Escalbert : Etude comparative des techniques de mesure de la concentration de la vapeur d'eau dans la troposphère pour la correction des mesures GPS. Stage de DEA en Méthodes Physiques en Télédétection (Université Paris VII).
2000	4.	Franck LEPESANT : Etude et réalisation d'un système de détection à photodiode à avalanche pour télémètre laser. Travail de fin d'études d'ingénieur ENSEA (Cergy).
2000	5.	Abdelhakim NORREDINE : Evaluation de l'influence de la vapeur d'eau atmosphérique sur le positionnement relatif par GPS. Estimation du contenu intégré en vapeur d'eau atmosphérique par GPS. Stage de DEA en Méthodes Physiques en Télédétection (Université Paris VII).
2001	6.	Amal HUSSEINI : Analyse de la distribution de la vapeur d'eau atmosphérique à microéchelle et étude de son effet sur le positionnement relatif par GPS. Elève ingénieur de l'ESGT, 3e année.
2002	7.	Yohann MORILLE : Analyse de la distribution de la vapeur d'eau atmosphérique et étude de son effet sur les mesures GPS. Stage de DESS en Ingénierie en Optoélectronique, Signal et Imagerie (Université d'Angers).
2002	8.	Thomas LOMMATZSCH, Etude et application de méthodes de correction du délai troposphérique en GPS. Stage de DESS en physique de la mesure et des capteurs, Université Paris 7.

2002	9. Alexis MOUCHE : Etude d'un lidar Raman à balayage pour le sondage de la vapeur d'eau dans la basse troposphère. Stage de DEA en Méthodes Physiques en Télédétection (Université Paris VII).
2002	10. Luc MATHIS : Etude de méthodes d'inversion des données du TAMS, 2e année d'ingénieur de l'ENSG.
2003	11. Claire BONO : Etude de méthodes d'estimation du contenu intégré de vapeur d'eau dans l'atmosphère par GPS et radiosondage et application à la validation de modèles météorologiques. Stage de maîtrise de Mathématiques Appliquées et Industrielles (Université Joseph Fourier, Grenoble).
2003	12. Eric MARCHAND, Analyse de la variabilité de la vapeur d'eau dans la troposphère par Lidar et GPS; Etude de son effet sur le positionnement par GPS, Travail de fin d'études d'ingénieur ESME-Sudria.
2004	13. Pierre BOSSER : Étude et développement d'une méthode de correction des délais troposphériques en GPS à l'aide de mesures de vapeur d'eau par lidar Raman. Stage de DEA Méthodes Physiques en Télédétection, Ecole Doctorale des Sciences de l'Environnement d'Ile de France.
2005	14. Juliette ABADIE : Comparaisons des simulations et des observations sur la campagne VAPIC, rapport de Master SDUEE, 1ère année, Université Pierre et Marie Curie.
2005	15. Imad BELFEKI : Analyse de la variabilité de la vapeur d'eau en Afrique de l'Ouest à partir d'observations GPS et Radiosondages, rapport de Master TRIED 2e année, Université de Versailles Saint-Quentin.
2009	16. Maïté LACARRA : Etude du cycle de l'eau à partir de modèles numériques de prévision météorologique et d'observations sur l'Afrique du Nord. Rapport de Master 2 Recherche, Méthodes Physiques en Télédétection, Université Paris VI.

THESE

THESE : Mémoires de thèses de doctorats

Année	Stagiaire / Formation
2005	1. Jérôme TARNIEWICZ : Etude d'une méthode de sondage de la vapeur d'eau dans la troposphère appliquée à la correction des mesures GPS pour l'altimétrie de haute précision. Thèse de Doctorat en Méthodes Physiques en Télédétection, Ecole Doctorale des Sciences de l'Environnement d'Ile de France, soutenue le 25 mars 2005 à Paris.
2008	2. Pierre BOSSER : 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. Thèse de doctorat de l'Université Pierre et Marie Curie, Spécialité Méthodes Physiques en Télédétection, Ecole Doctorale des Sciences de l'Environnement d'Ile-de-France, soutenue le 3 juillet 2008 à Saint-Mandé.
2010	3. Rémi MEYNADIER : Analyse multi-échelle du cycle de l'eau dans la mousson africaine à l'aide d'observations GPS. Thèse de doctorat de l'Université Pierre et Marie Curie, Spécialité Méthodes Physiques en Télédétection, Ecole Doctorale des Sciences de l'Environnement d'Ile-de-France, soutenue le 26 mars 2010 à Paris

2012	4. Samuel NAHMANI : Méthodologies en traitement de données GPS et analyse des retards troposphériques pour les sciences de l'environnement. Thèse de doctorat de l'Université Pierre et Marie Curie, Spécialité Méthodes Physiques en Télédétection, Ecole Doctorale des Sciences de l'Environnement d'Ile-de-France, soutenance prévue en septembre 2012.

PROJET

PROJET: Rapports de projets nationaux/internationaux

Année	Source	Auteurs, titre, volume des rapports, date de publication.
1999	PNTS (projet TAMS)	O. Bock, Résultats de la campagne de mesures 1998 avec le télémètre laser aéroporté en champ large pour la détection des mouvements du sol (TAMS), 6 pp., octobre 1999.
2001	PNTS (projet TAMS)	O. Bock, Résultats des campagnes de mesures 2000 et 2001 avec le télémètre laser aéroporté en champ large pour la détection des mouvements du sol (TAMS), 6 pp., octobre 2001.
2001	PNTS (projet GPS/H2O)	O. Bock, Résultats des développements de méthodes d'estimation du contenu intégré et du champ tridimensionnel de vapeur d'eau atmosphérique par GPS pendant la campagne ESCOMPTE 2001, 5 pp., octobre 2001.
2005	PNTS (projet VAPIC)	Haeffelin M. et O. Bock, Résultats de la campagne d'inter-comparaison de mesures de la vapeur d'eau atmosphérique VAPIC 2004 à partir d'instruments de télédétection au sol et embarqués sur satellite, 8 pp, mars 2005.
2005	API AMMA	O. Bock, Mise en oeuvre d'un réseau GPS pour l'EOP et la SOP, 3 pp., septembre 2005.
2006	API AMMA	O. Bock, Report on Water cycle activities at regional scale, 3 pp., december 2006.
2007	MRES/RTE (projet SPECTRE)	Bock, O., Improving the GPS Tropospheric products and demonstrating their use for meteorological applications and atmospheric sciences (WP450), 34 pp, 2007. Klonecki A. et O. Bock, Comparaison des colonnes de vapeur d'eau obtenues à partir de mesures GPS et MODIS (WP 460), 35 pp, 2007.
2007	FP6 (projet AMMA)	Bock, O., Evaluation of radiosonde humidity biases with GPS data during AMMA project, Deliverable Du1.2.1.a, 37 pp., September 2007
2008	FP6 (projet AMMA)	Bock., O., Report on atmospheric water fluxes and precipitable water provided by (re-) analyses Deliverable D1.2.1.d, 27 pp., December 2008. Peugeot, C., J.-L Redelsperger, Guichard F., Bock O., Asencio N., Boone, A., Buzzi A.Cui X. De Rosnay, P., Fierli F, Gaertner M-A., Garvert M., Gosset M, Jones S, Lafore J.-P., Morse A., Lamptey B., Nuret M., Orlandi E., Parker D., Sanders J., Seity Y., Zampieri M., Report on 28 Aug 2005 case study simulations : first results., Deliverable D1.2.2.c, 31 pp., January 2008. Peugeot, C., Zannou, A., Le Lay M., Boone, A., J.-L Redelsperger, Guichard F., Bock O., Asencio N., Buzzi A.,Cui X., De Rosnay, P., Fierli F., Gaertner M-A.,Garvert M., Gosset M., Jones S., Lafore J.-P., Morse A., Lamptey B., Nuret M., Orlandi, E., Parker D., Sanders J., Seity Y., Zampieri M., Towards coupling of meso-scale atmospheric and hydrologic models (28 Aug 2005 case study), Deliverable D1.2.2h, 19 pp., December 2008.
2009	FP6 (projet AMMA)	Chong, M., L. Besson, O. Bock, D. Bouniol, A. Buzzi, F. Fierli, Y. Lemaître, E. Orlandi, Description of the water cycle of mesoscale convective systems using water

		and energy budgets from simulations and observations, Deliverable D1.2.2f, September 2009. Meynadier, R., Bock, O., F. Guichard, A. Boone, P. Roucou, J.-L. Redelsperger, S. Gervois, A. Agustì-Panareda, A. Beljaars: Computation of water budgets from NWP analyses and reanalyses verified and combined with observational data, Deliverable D1.2.1f, 110 pp., December 2009.
2011	LEFE (projet DRAOM)	O. Bock, Développement des réseaux GPS africains pour l'étude du cycle de l'eau de l'Afrique de l'Ouest à la Méditerranée, rapport intermédiaire, 18 pp., novembre 2011.

Références bibliographiques

Agusti-Panareda, A, and A. Beljaars (2008), ECMWF's contribution to AMMA, ECMWF Newsletter, 115, 19-27.

Alber, C., R. Ware, C. Rocken, and F. Solheim (1997), GPS surveying with 1 mm precision using corrections for atmospheric slant path delay", Geophys. Res. Lett., 24(15), pp. 1859-1862.

Ali A. and T. Lebel (2009) The Sahelian standardized rainfall index revisited. Int. J. of Climatology, vol. 29, pages 1705–1714.

Altamimi Z., X. Collilieux (2009), IGS contribution to ITRF, Journal of Geodesy, vol. 83, number 3-4, page 375--383, doi:10.1007/s00190-008-0294-x.

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.

AMMA ISSC (2005) The International Science Plan for AMMA. http://amma-international.org/library/docs/AMMA_ISP_May2005.pdf

Barthe, C., N., Asencio, J.-P., Lafore, M., Chong, B., Campistron, F., Cazenave (2010) Multi-scale analysis of the 25-27 July 2006 convective period over Niamey: comparison between Doppler radar observations and cloud-resolving simulations, Q. J. R. Meteorol. So, 136, 190 – 208, DOI:10.1002/qj.539.

Bechtold P, Koehler M, Jung T, Doblas-Reyes F, Leutbecher M, Rodwell MJ, Vitart F, Balsamo G. (2008) Advances in simulating atmospheric variability with the ECMWF model : From synoptic to decadal time-scales. Q. J. R. Meteorol. Soc. 134: 1337–1351.

Bengtsson, L., Hagemann, S., & Hodges, K. I. (2004) Can climate trends be calculated from reanalysis data?, J. Geophys. Res., **109**, doi: 10.1029/2004JD004536.

Bevis, M., S. Businger, T.A. Herring, C. Rocken, R.A Anthes, and R.H. Ware (1992) GPS Meteorology: Remote Sensing of the Atmospheric Water Vapor Using the Global Positioning System, J. Geophys. Res., 97, 15787-15801.

Bevis, M., Businger, S. , Chiswell, S., Herring, T.A., Anthes, R.A, Rocken, C., and Ware, R.H. (1994) GPS Meteorology: mapping zenith wet delay onto precipitable water, J. Appl. Meteorol., Vol. 33, 379–386.

Bilich, A., K. M. Larson, and P. Axelrad (2008) Modeling GPS phase multipath with SNR: Case study from the Salar de Uyuni, Boliva, J. Geophys. Res., 113, B04401, doi:10.1029/2007JB005194.

Boehm, J. and H. Schuh (2004) Vienna mapping functions in VLBI analyses, Geophys. Res. Lett., 31, L01603, doi:10.1029/2003GL018984.

Boehm, J. and H. Schuh (2007) Troposphere gradients from the ECMWF in VLBI analysis. In: "Journal of Geodesy", doi:10.1007/s00190-007-0144-2.

Boehm, J. R. Heinkelmann, H. Schuh (2007) Short Note: A Global Model of Pressure and Temperature for Geodetic Applications, In: "Journal of Geodesy", doi:10.1007/s00190-007-0135-3.

Boehm, J., A. Niell, P. Tregoning and H. Schuh (2006) Global Mapping Function (GMF): A new empirical mapping function based on numerical weather model data", Geophys. Res. Lett., 33, L07304.

Boehm, J., B. Werl, and H. Schuh (2006) Troposphere mapping functions for GPS and very long baseline interferometry from European Centre for Medium-Range Weather Forecasts operational analysis data, J. Geophys. Res., 111, B02406, doi:10.1029/2005JB003629.

Boehm, J., J. Kouba, H. Schuh (2009) Forecast Vienna Mapping Functions 1 for real-time analysis of space geodetic observations, J. Geod, 86, pp. 397-401.

Bony, S., et al., 2006: How well do we understand and evaluate climate change feedback processes? J. Climate, 19, 3445{3482, doi:10.1175/JCLI3819.1.

Boone, A., P. de Rosnay, G. Basalmo, A. Beljaars, F. Chopin, B. Decharme, C. Delire, A. Ducharne, S. Gascoin, M. Grippa, F. Guichard, Y. Gusev, P. Harris, L. Jarlan, L. Kergoat, E. Mougin, O. Nasonova, A. Norgaard, T. Orgeval, C. Ottlé, I. Poccard-Leclercq, J. Polcher, I. Sandholt, S. Saux-Picart, C. Taylor, and Y. Xue

(2009) The AMMA Land Surface Model Intercomparison Project. Bull. Amer. Meteor. Soc. Early online release, posted July 2009. DOI: 10.1175/2009BAMS2786.1

Boucher C, Altamimi Z, Duhem L (1992) ITRF 91 and its associated velocity field. IERS Technical Note No. 12, Observatoire de Paris

Bougeault, P., P. Binder, A. Buzzi, R. Dirks, R. A. Houze, Jr., J. Kuettner, R. B. Smith, R. Steinacker, and H. Volkert (2001) The MAP special observing period. Bull. Amer. Meteor. Soc., 82, 433-462.

Bouttier F. and P. Courtier (1999) Data assimilation concepts and methods, ECMWF Training course notes, March 1999.

Brandt P, Caniaux G, Bourles B, Lazar A, Dengler M, Funk A, Hormann V, Giordani H, Marin F. (2011) Equatorial upper-ocean dynamics and their interaction with the West African monsoon. Atmospheric Science Letters 12: 24–30, DOI: 10.1002/asl.287.

Brenot H. (2006), Potentiel de la mesure GPS sol pour l'étude des pluies intenses méditerranéennes, Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 18 janvier 2006, Disponible sur http://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00012085/fr/.

Brenot H., V. Ducrocq, A. Walpersdorf, C. Champollion and O. Caumont (2006) GPS zenith delay sensitivity evaluated from high-resolution numerical weather prediction simulations of the 8-9 September 2002 flash flood over southeastern France J. Geophys. Res., vol. 111, D15105

Brubaker, K. L., D. Entekhabi, and P. S. Eagleson (1993) Estimation of continental precipitation recycling. J. Climate, 6, 1077–1089.

Bürki, B., Kahle, H.G., Müller, M.V., and Geiger, A. (1995) A critical assessment of precise height determination using GPS, water vapor radiometry and meteo modeling: experiences in the SELF project, Ann. Geophysicae, 13, Abstract C162

Businger, S., Chiswell, S.R., Bevis, M., Duan, J., Anthes, R.A, Rocken, C., Ware, R.H., Exner, M., VanHove, T., and Solheim, F. (1996) The promise of GPS in atmospheric monitoring, Bull. Amer. Meteor. Soc., 77, 5-18, 1996.

Byun, S.H., and Bar-Server Y.E. (2009) A new type of troposphere zenith path delay product of the international GNSS service, J. Geod, 83(3-4), 367-373, DOI: 10.1007/s00190-008-0288-8.

Cadet D. L. and O. Nnoli (1987) Water vapor transport over Africa and the Atlantic Ocean during summer 1979. Q.J.R. Meteorol. Soc., vol. 113, pages 581–602.

Cady-Pereira, K. E., M.W. Shephard, D. D. Turner, E. J. Mlawer, S. A. Clough, and T. J. Wagner (2008) Improved Daytime Column-Integrated Precipitable Water Vapor from Vaisala Radiosonde Humidity Sensors. J. Atmos. Oceanic Technol., 25, 873–883.

Champollion C. (2005) Quantification de la vapeur d'eau troposphérique par GPS (modèle 2D et tomographie 3D) - Application aux précipitations intenses. Thèse de doctorat, Laboratoire de Dynamique de la Lithosphère (Université Montpellier II). Jury: A. Flossmann, V. Ducrocq, E. Calais, C. Flamant, F. Masson, R. Bayer.

Champollion, C., F. Masson, J. Van Baelen, A. Walpersdorf, J. Chery, E. Doerflinger (2004) GPS monitoring of the troppospheric water vapour distribution and variation during the September 9 2002 torrential precipitation episode in the Cevennes (Southern france), J. Geophys. Res., 109, D24102, doi:10.1029/2004JD004897.

Chauvin, F., R. Roehrig, J.-L. Lafore (2010) Intraseasonal Variability of the Saharan Heat Low and Its Link with Midlatitudes. J. Climate, 23, 2544–2561. doi: http://dx.doi.org/10.1175/2010JCLI3093.1

Chen, G. and T.A. Herring (1997) "Effects of atmospheric azimuthal asymmerty on the analysis of space geodetic data, " J. Geoph. Res., 102, No. B9, 20,489–20,502.

Claflin, E.S., S.C. Wu, G.M. Resch (1978), "Microwave radiometer measurement of water vapor path-delay: Data reduction techniques," Report 42-48, Jet Propulsion Laboratory, Pasadena, CA, DSN progress rep. 42-48, pp. 22-30, Sept.-Oct. 1978.

Coindreau, O., F. Hourdin, M. Haeffelin, A. Mathieu, C. Rio (2007) Assessment of Physical Parameterizations Using a Global Climate Model with Stretchable Grid and Nudging. Mon. Wea. Rev., **135**, 1474–1489.

Collilieux, X., L. Metivier, Z. Altamimi, T. van Dam, and J. Ray (2011), Quality assessment of GPS reprocessed terrestrial reference frame, GPS Sol., 15(3), 219-231, doi:10.1007/s10291-010-0184-6.

Collilieux, X., Metivier, L., Altamimi, Z., van Dam, T., Ray, J., (2010) Quality assessment of GPS reprocessed terrestrial reference frame, GPS Solut, DOI 10.1007/s10291-010-0184-6

COST Action 716 (2005) Exploitation of Ground-Based GPS for Climate and NumericalWeather Prediction Applications. Final Report. Edited by: G. Elgered, H.-P. Plag, H. van der Marel, S. Barlag, and J. Nash. EUR 21639, COST Office, 2005, ISBN 92-898-0012-7. Available from: http://www.oso.chalmers.se/~kge/cost716.html/COST716_FR_Oct27.pdf

COST (2012) Advanced Global Navigation Satellite Systems tropospheric products for monitoring severe weather events and climate (GNSS4SWEC), submitted to COST Open Call Proposal reference oc-2012-1-11363 by Jonathan Jones, UK Met Office.

Crook, N. A., 1996: Sensitivity of moist convection forced by boundary layer processes to low-level thermodynamic fields. Mon. Wea. Rev., 124, 1767–1785.

Cros, B., P. Durand, E. Frejafon, Ch. Kottmeier, P.E. Perros, V-H. Peuch, J.L. Ponche, D. Robin, F. Saïd, G. Toupance, H. Wortham (2004) The ESCOMPTE Program: an Overview, Atmospheric Research, 69,3-4, 241-279.

Crowley, J., J. Mitrovica, R. Bailey, M. Tamisiea, and J. Davis (2008), Annual variations in water storage and precipitation in the Amazon basin, J. Geod., 82, 9-13.

Cucurull, L., B. Navascues, G. Ruffini, P. Elósegui, A. Rius, J. Vilà (2000) The Use of GPS to Validate NWP Systems: The HIRLAM Model. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 17, 773-787

Davis, J. L. (1992), The effect of turbulence on atmospheric gradient parameters estimated from ground-based radiometric and space geodetic measurements, Geophys. Res. Lett., 19(21), 2183–2186, doi:10.1029/92GL02510.

Davis, J. L., G. Elgered, A. E. Niell, and C. E. Kuehn (1993), Ground-based measurement of gradients in the "wet" radio refractivity of air, Radio Sci., 28(6), 1003–1018, doi:10.1029/93RS01917.

Davis, J., T. Herring, I. Shapiro (1991) "Effects of atmospheric modeling errors on the determinations of baseline vectors from very long baseline interferometry" J. Geophys. Res., 96, B1, 643-650.

Davis, J., T. Herring, I. Shapiro, A. Rogers and G. Elgered (1985) Geodesy by radio-interferometry: effects of atmospheric modeling errors on estimates of baseline lengths, Radio Sci. 20, 1593-1607

de Haan, S., S. Barlag, H. Klein Baltink, F. Debie, H. van der Marel (2004) Synergetic Use of GPS Water Vapor and Meteosat Images for Synoptic Weather Forecasting. Journal of Applied Meteorology, 43, 514-518

de Haan, Siebren, Iwan Holleman, Albert A. M. Holtslag (2009) Real-Time Water Vapor Maps from a GPS Surface Network: Construction, Validation, and Applications. Journal of Applied Meteorology and Climatology, 48, 1302-1316

De Pondeca, Manuel S. F. V., Zou, Xiaolei (2001) A Case Study of the Variational Assimilation of GPS Zenith Delay Observations into a Mesoscale Model. Journal of Applied Meteorology: Vol. 40, No. 9, pp. 1559–1576.

Dhonneur, G. (1985) Traité de météorologie tropicale. Application au cas particulier de l'Afrique occidentale et centrale. Bureau d'étude de l'Asecna, Dakar.

Diedhiou A. S., Janicot S, Viltard A, Laurent H. (1999) Easterly wave regimes and associated convection over West Africa and the tropical Atlantic: Results from NCEP/NCAR and ECMWF reanalyses. Climate Dyn. **15**: 795-822.

Diongue, A., J. P. Lafore, J. L. Redelsperger, and R. Roca (2002) Numerical study of a Sahelian synoptic weather system: Initiation and mature stages of convection and its interactions with the large-scale dynamics. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 128, 1899–1927.

Dixon, T. H., and S. Kornreich Wolf (1990) Some tests of wet tropospheric calibration for the CASA Uno Global Positioning System experiment, Geophys. Res. Lett., 17, 203-206

Dodson, A. H., Shardlow, P. J., Hubbard, L. C. M., Elgered, G., and Jarlemark, P. O. J. (1996) Wet tropospheric effects on precise relative GPS height determination, J. Geod., 70, 188-202.

Doerflinger E., Bayer, R., Chery, J., and Bürki, B. (1998) The Global Positioning System in mountainous areas: Effect of the troposphere on the vertical accuracy, C.R. Acad. Sci. Paris, 326, 319-325

Doerflinger, E. (1997) Utilisation de la méthode de positionnement satellitaire GPS pour la détermination précise des altitudes relatives et absolues," Thèse de l'Université de Montpellier II, 13 Juin 1997.

Dow, J., Neilan, R.E., Rizos, C. (2009) The International GNSS Service in a changing landcape of Global Navigation Satellite Systems, J. Geod., 83(3-4), 191-198.

Duan, J., Bevis, M., Fang, P., Bock, Y., Chiswell, S., Businger, S., Rocken, C., Solheim, F., VanHove, T., Ware, R.H., McClusky, Herring, T.A., King, R.W. (1996) GPS meteorology: direct estimation of the absolute value of precipitable water, J. Appl. Meteorol., Vol. 35, No. 6, 830–838.

Ducrocq, V., O. Nuissier, D. Ricard, C. Lebeaupin, S. Anquetin, 2008 : A numerical study of three catastrophic precipitating events over southern France. II: Mesoscale triggering and stationarity factors, Quart. J. Roy. Meteor. Soc. 134, 131-145.

Duffourg, F. and Ducrocq, V.: Origin of the moisture feeding the Heavy Precipitating Systems over Southeastern France, Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 11, 1163-1178, doi:10.5194/nhess-11-1163-2011, 2011.

Duvel J.P. (1990) Convection over tropical Africa and the Atlantic Ocean during northern summer. 2. Modulation by easterly waves. Mon. Wea. Rev. **118**: 1855-1868.

Elgered, G., (1982) Tropospheric wet path-delay measurements, IEEE T. Antenn. Propag, 30, 502-505.

Elgered, G. (1993) Tropospheric radio path delay from ground-based microwave radiometry in Atmospheric remote sensing by microwave radiometry, chap. 5, M.A. Janssen (ed), Wiley, New-York.

Elgered, G., J. L. Davis, T. A. Herring, and I. L. Shapiro (1991) Geodesy by radio interferometry : water vapor radiometry for estimation of the wet delay. Journal of Geophysical Research, B(4) :6541–6555.

Elgered, G., J. M. Johansson, B. O. Rönnäng, and J. L. Davis (1997), Measuring regional atmospheric water vapor using the Swedish Permanent GPS Network, Geophys. Res. Lett., 24(21), 2663–2666, doi:10.1029/97GL02798.

Elliott WP, Gaffen DJ, (1991) On the utility of radiosonde archives for climate studies. Bull Amer Meteorol Soc 72:1507–152

Elliott WP, Ross RJ, Blackmore WH (2002) Recent changes in NWS upper-air observations with emphasis on changes from VIZ to Vaisala radiosondes. Bull Amer Meteorol Soc 83:1003–1017

Elósegui, P., J. L. Davis, L. P. Gradinarsky, G. Elgered, J. M. Johansson, D. A. Tahmoush, and A. Rius (1999) Sensing atmospheric structure using small-scale space geodetic networks, Geophys. Res. Lett., 26(16), pp. 2445–2448.

Elosegui, P., J.L. Davis, R.T.K. Jaldehag, J.M. Johansson, A.E. Neil and I.I. Shapiro (1995) Geodesy using Global Positioning System: the effects of signal scattering on estimates of site position," J. Geophys. Res., 100, 9921-9934.

Emardson, T. R., M. Simons, and F. H. Webb (2003), Neutral atmospheric delay in interferometric synthetic aperture radar applications: Statistical description and mitigation, J. Geophys. Res., 108, 2231, doi:10.1029/2002JB001781.

Emardson, T. R., J. M. Johansson, and G. Elgered (2000) The systematic behavior of water vapor estimates using four years of GPS observations. IEEE Trans. Geosci. Remote Sens., 38, 324–329.

Emardson, T., G. Elgered, and J. Johansson (1998), Three months of continuous monitoring of atmospheric water vapor with a network of Global Positioning System receivers, J. Geophys. Res., 103(D2), 1807-1820.

Emardson, T.R., and P.O.J. Jarlemark (1999) Atmospheric modelling in GPS analysis and its effect on the estimated geodetic parameters, ” J. Geod, 73, 322–331.

Emardson, T.R., Elgered, G., Johansson, J.M. (1999) External atmospheric corrections in geodetic very-long-baseline interferometry, J. Geod, 73, 375–383.

Fang P., M. Bevis, Y. Bock, S. Gutman, and D. Wolfe (1998) GPS meteorology: Reducing systematic errors in geodetic estimates for zenith delay, Geophys. Res. Lett., 25, 3583-3586.

Fischer C. (2009), Les états initiaux pour la prévision numérique en météorologie: incertitude des données et méthode de correction, HDR. Université Paul Sabatier - Toulouse III (26/02/2009), http://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00518946/fr/.

Flores, A., Ruffini, G., and Rius, A. (2000) 4D Tropospheric Tomography using GPS Wet Slant Delays, Annales Geophysicae, 18, 223-234.

Fontaine, B., S. Janicot et V. Moron (1995) Rainfall Anomaly Patterns and Wind Field Signals over West Africa in August (1958-1989). J. Climate, vol. 8.

Fontaine B, Louvet S, Roucou P. (2008) Definition and predictability of an OLR-based West African monsoon onset. International Journal of Climatology 13: 1787–1798, DOI: 10.1002/joc.1674.

Fontaine, B., and S. Louvet (2006) Sudan-Sahel rainfall onset: Definition of an objective index, types of years, and experimental hindcasts. J. Geophys. Res., 111.D20103, doi:1029/2005JD0070192006.

Fontaine, B., P. Roucou, and S. Trzaska (2003), Atmospheric water cycle and moisture fluxes in the West African monsoon: mean annual cycles and relationship using NCEP/NCAR reanalysis, Geophys. Res. Lett., 30, 1117, doi:10.1029/2002GL015834.

Foster, J., M. Bevis, T. Schroeder, M. Merrifield, S. Businger, S. Dorn, S. Marcus, J. Dickey, and Y. Bar-Sever (2000), El Niño, water vapor, and the global positioning system, Geophys. Res. Lett., 27(17), 2697–2700, doi:10.1029/2000GL011429.

Foster, J., M. Bevis, Y.-L. Chen, S. Businger, and Y. Zhang (2003), The Ka'ū storm (November 2000): Imaging precipitable water using GPS, J. Geophys. Res., 108, 4585, doi:10.1029/2003JD003413.

Foster, J., M. Bevis, and S. Businger (2005) GPS Meteorology: Sliding-Window Analysis*. J. Atmos. Oceanic Technol., 22, 687–695. doi: http://dx.doi.org/10.1175/JTECH1717.1

Fritsche, M., R. Dietrich, A. Ruelke, M. Rothacher, P. Steigenberger (2005) Impact of higher-order ionosphere terms on GPS-derived global network solutions, Geophysical Research Abstracts, Vol. 7, 04735.

Gardner, C. S. (1976) Effects of random path fluctuations on the accuracy of laser ranging systems, Applied Optics, Vol. 15, No. 10.

Ge M, Gendt G, Dick G, Zhang FP, Reigber C (2005) Impact of GPS satellite antenna offsets on scale changes in global network solutions. Geophys Res Lett 32(6):L06310. doi:10.1029/2004GL022224

Ge, L.; Han, S.; Rizos, C., (2002) GPS multipath change detection in permanent GPS stations, Survey Review, Volume 36, 306-322.

Gendt, G. (2004), Report of the tropospheric working group for 2002, in IGS 2001-2002 Technical Report, pp. 209-212, Publ. 04-017, Jet Propul. Lab., Pasadena, Calif.

Giannini, A., R. Saravanan et P. Chang (2003) Oceanic forcing of sahel rainfall on interannual to interdecadal time scales. Science, vol. 302, pages 1027–1030.

Glaus, R., Bürki, B., and Kahle, H.G. (1995) Recent results of water vapor radiometry in assessing vertical lithospheric movements by using space geodetic radiowave techniques, J. Geodynamics, 20, 31-39

Goldsmith, J.E.M., F. Blair, E. Bisson, D.D. Turner (1998) Turn-key Raman lidar for proling atmospheric water vapor, clouds, and aerosols, Appl. Opt., 37, 4979-4990.

Gradinarsky, L. P., J. M. Johansson, H. R. Bouma, H. -G. Scherneck, G. Elgered (2002) Climate monitoring using GPS, Phys. Chem. Earth, 27, 335-340.

Gradinarsky, LP, and P Jarlemark (2004) Ground-Based GPS Tomography of Water Vapor: Analysis of Simulated and Real Data. JMSJ, Vol. 82, 551-560.

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., L. Kergoat, E. Mougin, F. Timouk, F. Baup, P. Hiernaux et F. Lavenu (2009) Surface thermodynamics and radiative budget in the Sahelian Gourma : seasonal and diurnal cycles. J. Hydrol., 375, 161-177, doi :10.1016/j.jhydrol.2008.09.007.

Guo, Y.R., Kuo, Y.H., Dudhia, J., Parsons, D., Rocken, C., (2000) Four dimensional variational data assimilation of heterogeneous mesoscale observations for a strong convective case, Mon. Wea. Rev., 128, 619–643.

Gutman, S. I., and S. G. Benjamin (2001) The role of ground-based GPS meteorological observations in numerical weather prediction. GPS Solution, 4, 16–24.

Ha, S.-Y., Y.-H. Kuo, Y.-R. Guo, and G.-H. Lim (2003) Variational assimilation of slant-path wet delay measurements from a hypothetical ground-based GPS network. Part I: Comparison with Precipitable Water Assimilation", Monthly Weather Review, Vol. 131, No. 11, pp. 2635–2655.

Haase, J. S., M. Ge, H. Vedel, and E. Calais (2003), Accuracy and Variability of GPS Tropospheric Delay Measurements of Water Vapor in the Western Mediterranean, J. Appl. Meteor., 42, 1547–1568.

Hagemann, S., L. Bengtsson, and G. Gendt (2003) On the determination of atmospheric water vapor from GPS measurements, J. Geophys. Res., 108(D21).

Hagos SM, Cook KH. (2007) Dynamics of the West African monsoon jump. Journal of Climate 20: 5264–5284.

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 TA (1986) Precision of vertical position estimates from very long baseline interferometry, J Geophys Res 91 B9: 9177-9182, 1986.

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.

Hinderer, J., et al. (2012) GHYRAF (Gravimétrie et Hydrologie en Afrique de l'Ouest). Rapport final (2012), ANR-07-BLANC-0128, 28 pp.

Hoareau, Christophe, Philippe Keckhut, Alain Sarkissian, Jean-Luc Baray, Georges Durry, 2009: Methodology for Water Monitoring in the Upper Troposphere with Raman Lidar at the Haute-Provence Observatory. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 26, 2149–2160.

Hofmann-Wellenhof, B.; Lichtenegger, H.; Collins (1993) J. Global Positioning System. Theory and practice., Springer, Wien (Austria), 1993, 347 p., ISBN 3-211-82477-4, ISBN 0-387-82477-4 (USA).

Hofmann-Wellenhof, B.; Lichtenegger, H.; Collins, J. (2008) GNSS-global navigation satellite systems, Springer, Wien (Austria), 2008, 516 p., ISBN: 978-3-211-73012-6.

Hortal, M., and A.J. Simmons (1991) Use of reduced Gaussian grids in spectral models. Mon. Weather Rev., 119, 1057-1074.

Hourdin F. et co authors (2010) AMMA-Model Intercomparison Project. Bull. Amer. Meteor. Soc., vol. 91, pages 95–104.

Huffman G.J., et al. (2007) The TRMM Multisatellite Precipitation Analysis (TMPA) : Quasi-Global, Multiyear, Combined-Sensor Precipitation Estimates at Fine Scales. J. Hydrometeor., 8, 38–55, 2007.

Hulme, M. (1992) Rainfall changes in Africa - 1931-1960 to 1961-1990. Int. J.Clim., 12 (7), 685–699.

Ichikawa, R, M Kasahara, N Mannoji, I Naito (1996) Positioning Error in GPS Measurements due to Atmospheric Excess Path Delay Estimated from Three-Dimensional, Numerical Prediction Model Data, J. of the Geodetic Society of Japan, 42.

IERS Conventions (2003) McCarthy DD, Petit G (eds), IERS technical note no. 32, Verlag des Bundesamts für Kartographie und Geodäsie, Frankfurt am Main, Germany, 2004.

IERS Conventions (2010) Gérard Petit and Brian Luzum (eds.), IERS Technical Note no. 36, Frankfurt am Main: Verlag des Bundesamts für Kartographie und Geodäsie, 2010. 179 pp., ISBN 3-89888-989-6

Inaba, H. (1976) Detection of atoms and molecules by Raman scattering and resonance fluorescence. In Hinkley, E. D., ´editeur : Laser monitoring of the atmosphere.

IPCC (2007) Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor, and H. L. Miller, Eds., Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 996.

Iwabuchi, T., S. Miyazaki, K. Heki, I. Naito, and Y. Hatanaka (2003), An impact of estimating tropospheric delay gradients on tropospheric delay estimations in the summer using the Japanese nationwide GPS array, J. Geophys. Res., 108, 4315, doi:10.1029/2002JD002214.

Jaldehag, R., J. Johansson, B. Rönnäng, P. Elósegui, J. Davis, I. Shapiro, and A. Niell (1996), Geodesy using the Swedish permanent GPS network: Effects of signal scattering on estimates of relative site positions, J. Geophys. Res., 101(B8), 17841-17860.

Janes, H.W., R.B. Langley, S.P. Newby (1991) Analysis of tropospheric delay prediction models: comparisons with ray-tracing and implications for GPS relative positioning, Bulletin Géodésique, Vol. 65, pp. 151-161,

Janicot, J. (1992) Spatiotemporal variability of West Africa rainfall. Part I: regionalizations and typings, J. climate, 5, 489-497.

Janicot, S., A. Harzallah, B. Fontaine et V. Moron (1998) West African monsoon dynamics and eastern equatorial Atlantic and Pacific SST anomalies (1970-1988). J. Climate, vol. 11, pages 1874–1882.

Janicot, S. et al. (2008), Large-scale overview of the summer monsoon over West and Central Africa during the AMMA field experiment in 2006, Ann. Geophys, 26, 2569-2595, 2008.

Janicot, S., F. Mounier, N. M. J. Hall, S. Leroux, B. Sultan, G. N. Kiladis (2009) Dynamics of the West African Monsoon. Part IV: Analysis of 25–90-Day Variability of Convection and the Role of the Indian Monsoon, J. Climate, 22, 1541-1565, doi: 10.1175/2008JCLI2314.1

Janicot, S., F. Mounier, S. Gervois, B. Sultan, G. N. Kiladis (2010) The Dynamics of the West African Monsoon. Part V: The Detection and Role of the Dominant Modes of Convectively Coupled Equatorial Rossby Waves. J. Climate, **23**, 4005–4024. doi: 10.1175/2010JCLI3221.1

Janicot S, Caniaux G, Chauvin F, de Coëtlogon G, Fontaine B, Hall N, Kiladis G, Lafore J-P, Lavaysse C, Lavender SL, Leroux S, Marteau R, Mounier F, Philippon N, Roehrig R, Sultan B, Taylor CM. (2011) Seasonal and intra-seasonal variability of the West African monsoon. Atmospheric Science Letters 12: 58–66, DOI: 10.1002/asl.280.

Jin, S., and O.F. Luo (2009) Variability and Climatology of PWV From Global 13-Year GPS Observations, IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing, 47, 1918-1924, 2009

Kedar, S., Hajj, G.A., Wilson, B.D., Heflin, M.B. (2003) The effect of the second order GPS ionospheric correction on receiver positions, Geophys. Res. Lett., 30, 1829, doi:10.1029/2003GL017639.

Kiladis G, Thorncroft C, Hall N. (2006) Three dimensional structure and dynamics of African Easterly Waves. Part I: Observations. J. Atmos. Sci. **63**: 2212-2230.

King, R.W., and Bock, Y. (1997) Documentation for the GAMIT GPS analysis software, release 9.66, Mass. Inst. Of Technol., Cambridge Mass.

Kintner, P.M., Ledvina, B.M., de Paula, E.R., Kantor, I.J. (2004) Size, shape, orientation, speed, and duration of GPS equatorial anomaly scintillations. Radio Science 39, RS2012.

Kirchengast, G., J. Hafner and W. Poetzi (1999) “The CIRA86aQ_UoG model: An extension of the CIRA-86 monthly tables including humidity tables and a Fortran95 global moist air climatology model”, Institute for Meteorology and Geophysics - University of Graz.

Köpken, C. (2001) Validation of integrated water vapor from numerical models using ground-based GPS, SSM/I, and water vapor radiometer measurements. J. Appl. Meteorol., 40, 1105–1117

Kouba J (2008) Implementation and testing of the gridded Vienna Mapping Function 1 (VMF1). J Geod 82:193-205. doi:10.1007/s00190-007-0170-0

Kouba J (2009) Testing of Global Pressure/Temperature (GPT) Model and Global Mapping Function (GMF) in GPS analyses. J Geod 83(3–4):199–208. doi:10.1007/s00190-008-0229-6

Kuo, Y.-H., Zou, X., Guo, Y.-R. (1996) Variational Assimilation of Precipitable Water Using a Nonhydrostatic Mesoscale Adjoint Model. Part I: Moisture Retrieval and Sensitivity Experiments. Monthly Weather Review: Vol. 124, No. 1, pp. 122–147.

Kuo, Ying-Hwa, Yong-Run Guo, Ed R. Westwater (1993) Assimilation of Precipitable Water Measurements into a Mesoscale Numerical Model. Monthly Weather Review, 121, 1215-1238

Kursinski, E. R. R. A. Bennett, D. Gochis, S. I. Gutman, K. L. Holub, R. Mastaler, C. Minjarez Sosa, I. Minjarez Sosa, and T. van Hove, (2008) Water vapor and surface observations in northwestern Mexico during the 2004 NAME Enhanced Observing Period, Geophys. Res. Lett. 35, L03815, doi:10.1029/2007GL031404.

Lafore, J.-P., C. Flamant, V. Giraud, F. Guichard, P. Knippertz, J.-F. Mahfouf, P. Mascart, E.R. Williams (2010) Introduction to the AMMA Special Issue on Advances in understanding atmospheric processes over West Africa through the AMMA field campaign, Q. J. R. Meteorol. Soc, 136, 2-7, DOI: 10.1002/qj.583

Lafore, J.-P., and M. W. Moncrieff (1989) A numerical investigation of the organization and interaction of the convective and stratiform regions of tropical squall lines. J. Atmos. Sci., 46, 521–544

Lafore, J.-P., Flamant, C., Guichard, F., Parker, D. J., Bouniol, D., Fink, A. H., Giraud, V., Gosset, M., Hall, N., Höller, H., Jones, S. C., Protat, A., Roca, R., Roux, F., Saïd, F. and Thorncroft, C. (2011), Progress in understanding of weather systems in West Africa. Atmosph. Sci. Lett., 12: 7–12. doi: 10.1002/asl.335

Lamb, P.J. (1983) West African water variations between recent contrasting Subsaharan droughts. Tellus, A35, 198-212.

Lanyi, G. E. (1984) Tropospheric Delay Effects in Radio Interferometry TDA Progr. Rep. 42-78, pp 152-159, Jet Propul. Lab., Pasadena, Calif.

Larson, K.M., Small, E.E., Gutmann, E., Bilich, A., Axelrad, P., Braun, J. Using GPS multipath to measure soil moisture fluctuations: Initial results (2008) GPS Solutions, 12 (3), pp. 173-177.

Laurichesse, D., Mercier, F., Berthias, J.-P., Broca, P., Cerri, L. (2009) "Integer Ambiguity Resolution on Undifferenced GPS Phase Measurements and Its Application to PPP and Satellite Precise Orbit Determination", NAVIGATION, Vol. 56, No. 2, Summer 2009, pp. 135-149.

Lavaysse, C., C. Flamant, S. Janicot, P. Knippert (2010) Links between African easterly waves, midlatitude circulation and intraseasonal pulsations of the West African heat low, 136, 141–158, DOI: 10.1002/qj.555.

Lebel, T. and A. Ali. (2009) Recent trends in the Central and Western Sahel rainfall regime (1990-2007). J. Hydrol., vol. 375(1–2), pages 52–64.

Lebel, T., Parker, D. J., Flamant, C., Bourlès, B., Marticorena, B., Mougin, E., Peugeot, C., Diedhiou, A., Haywood, J. M., Ngamini, J. B., Polcher, J., Redelsperger, J.-L. and Thorncroft, C. D. (2010), The AMMA field campaigns: multiscale and multidisciplinary observations in the West African region. Q.J.R. Meteorol. Soc., 136: 8–33. doi: 10.1002/qj.486.

Lin, X, R. H. Johnson (1996) Heating, Moistening, and Rainfall over the Western Pacific Warm Pool during TOGA COARE. J. Atmos. Sci., **53**, 3367–3383.

Linfield, R. P., S. J. Keihm, L. P. Teitelbaum, S. J. Walter, M. J. Mahoney, R. N. Treuhaft, and L. J. Skjerve (1996) A test of water vapor radiometer-based troposphere calibration using very long baseline interferometry observations on a 21-km base-line, Radio Sci., 31, 129–146

Lothon, M., F. Saïd, F. Lohou, and B. Campistron (2008), Diurnal cycle in the low troposphere of West Africa and impact on the transport of water vapour, Mon. Wea. Rev., **136**, 3477–3500.

Lyard F., Lefevre F., Letellier T. & Francis O. (2006) Modelling the global ocean tides: A modern insight from FES2004, Ocean Dynamics, 56, 394-415.

MacDonald, A., Y. Xie and R. Ware (2001) Diagnosis of Three-Dimensional Water Vapor Using a GPS Network, Monthly Weather Review, 130, pp. 386-397.

MacMillan, D. S., and Ma, C. (1994) Evaluation of very long baseline interferometry atmospheric modeling improvements, J. Geoph. Res., Vol. 99 (B1) , 637-651.

MacMillan, D.S., and C., Ma, (1998) Using meteorological data assimilation models in computing troposheric delays at microwave frequencies," Phys. Chem. Earth, 23, 97-102.

Madden, R. A., and P. R. Julian (1994) Observations of the 40–50-Day Tropical Oscillation—A Review. Mon. Wea. Rev., **122**, 814–837.

Mader GL (1999) GPS antenna calibration at the National Geodetic Survey. GPS Sol 3(1):50–58. doi: 10.1007/PL00012780.

Mader GL (2001) A comparison of absolute and relative GPS antenna calibrations, GPS Sol., 4, 37-40.

MAGIC (2001): Meteorological Applications of GPS Integrated Column Water Vapor Measurements in the Western Mediterranean. Final Report. Haase, J., E. Calais, J. Talaya, A. Rius, F. Vespe, R. Santangelo, X.-Y. Huang, and J.M. Davila (Eds). Final Report D01233, 30 October 2001, European Commission Contract ENV4-CT98-0745, 128 pp., ACRI-ST, Sophia Antipolis, France, 2001.

Marini, J. W. (1972) Correction of satellite tracking data for an arbitrary tropospheric profile, Radio Sci., 7, 223-231.

Matthews, A. (2004), Intraseasonal Variability over Tropical Africa during Northern Summer. J. Climate, 17, 2428-2440.

Measures, R. M. (1984) Laser remote sensing: Fundamentals and applications, New York, Wiley-Interscience.

Meindl, M., S. Schaer, U. Hugentobler and G. Beutler (2004) Tropospheric gradient estimation at CODE: Results from global solutions, J. Meteor. Soc. Japan 82(1B), pp. 331-338.

Miloshevich LM, Vömel H, Whiteman DN, Lesht BM, Schmidlin FJ, Russo F. (2006) Absolute accuracy of water vapor measurements from six operational radiosonde types launched during AWEX-G and implications for AIRS validation. Journal of Geophysical Research **111**: DOI:10.1029/2005JD006083.

Miloshevich, L. M., H. Vmel, D. N. Whiteman, and T. Leblanc (2009), Accuracy assessment and correction of Vaisala RS92 radiosonde water vapor measurements, J. Geophys. Res., 114, D11305, doi:10.1029/2008JD011565.

Miyazaki, S., T. Iwabuchi, K. Heki, and I. Naito (2003) An impact of estimating tropospheric delay gradients on precise positioning in the summer using the Japanese nationwide GPS array", J. Geophys. Res., 108(B7), pp. 2335.

Mohr K. (2004) Interannual, Monthly, and Regional Variability in the Wet Season Diurnal Cycle of Precipitation in Sub-Saharan Africa. J. Climate. 17: 2441-2453.

Mounier F, Janicot S, Kiladis GN (2008) The West African monsoon dynamics. Part III: The quasi-biweekly zonal dipole. Journal of Climate 21: 1911–1928.

Nash J, Smout R, Oakley T, Pathnack B, Kumosenko S (2005) 'WMO Intercomparison of High Quality Radiosonde Systems, Vacoas, Mauritius, 2-25 February 2005, WMO report.

Nicholson, S. E. (1981) Rainfall and atmospheric circulation during drought periods and wetter years in West Africa, Mon. Wea. Rev. 109, 2191-2208

Nicholson, S.E., J. Kim, M.B. Ba, and A.R. Lare (1997) The Mean Surface Water Balance over Africa and Its Interannual Variability. J. Climate, 10, 2981–3002.

Niell, A (1996) Global mapping functions for the atmosphere delay at radio wavelengths, J. Geophys. Res., 101(B2), pp. 3227–3246.

Niell, A., A. Coster, F. Solheim, V. Mendes, P. Toor, R. Langley, C. Upham (2001) Comparison of Measurements of Atmospheric Wet Delay by Radiosonde, Water Vapor Radiometer, GPS, and VLBI", Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 18, pp. 830-850.

Niell, A. (2000) Improved atmospheric mapping functions for VLBI and GPS, Earth Planets Space, 52, 699–702.

Nilsson, T. and G. Elgered (2008), Long-term trends in the atmospheric water vapor content estimated from ground-based GPS data, J. Geophys. Res., 113, D19101, doi:10.1029/2008JD010110.

Noilhan, J. and J.-F. Mahfouf (1996) The ISBA land surface parameterization scheme. Global and Planetary Change, 13, 145-159.

Ohtani, R. (2001), Detection of water vapor variations driven by thermally-induced local circulations using the Japanese Continuous GPS Array, Geophys. Res. Lett., 28(1), 151-154.

Ohtani, R. and Naito, I (2000) Comparisons of GPS-derived precipitable water vapors with radiosonde observations in Japan, J. Geophys. Res. Vol. 105, No. D22, p. 26,917-26,929.

Okamura, O. and F. Kimura (2003), Behavior of GPS-derived precipitable water vapor in the mountain lee after the passage of a cold front, Geophys. Res. Lett., 30, 1746, doi:10.1029/2003GL017572.

Oki et al., (2006) Global Hydrological Cycles and World Water Resources, Science, 1068-1072. DOI:10.1126/science.1128845

Parent-du-Châtelet J (2003) Le réseau français de radars pour la surveillance des précipitations. La Météorologie, 8e série,40, 44-52.

Parker, D. J., R. R. Burton, A. Diongue-Niang, R. J. Ellis, M. Felton, C. M. Taylor, C. D. Thorncroft, P. Bessemoulin, and A. M. Tompkins (2005), The diurnal cycle of the West African monsoon circulation, Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 131, 2839-2860, doi: 10.1256/qj.04.52.

Parker, D.J., A. Fink, S. Janicot, J.B. Ngamini JB, M. Douglas, E. Afiesimama E, A. Agusti-Panareda, A. Beljaars A, F. Dide, A. Diedhiou, T. Lebel, J. Polcher et J.-L. Redelsperger (2008) The AMMA Radiosonde Program and its implications for the future of atmospheric monitoring over West Africa. Bull. Amer. Metero. Soc., vol. 89, pages 1015–1027.

Parkinson, B. W., Spilker, J.J. Jr., (1996) Global Positioning System: Theory and Applications, vols. 1 and 2, American Institute of Aeronautics, 370 L'Enfant Promenade, SW, Washington, DC

Peixoto, J.P, Oort, A. H. (1983) The atmospheric branch of the hydrological cycle and climate. Variations in the Global Water Budget, A. Street-Perrot, M. Beran, R. Ratcliffe, Eds., Reidel, 5-65.

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.

Penney, C. M. et Lapp, M. (1976). Raman-scattering cross sections for water vapor. Journal of the Optical Society of America, 66:422–425.

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.

Pohl, B., S. Janicot, B. Fontaine, R. Marteau (2009) Implication of the Madden–Julian Oscillation in the 40-Day Variability of the West African Monsoon, J. Climate, 22, 3769-3785, doi: 10.1175/2009JCLI2805.

Poli, P., P. Moll, F. Rabier, G. Desroziers, B. Chapnik, L. Berre, S. B. Healy, E. Andersson, and F.-Z. EI Guelai (2007) Forecast impact studies of zenith total delay data from European near real-time GPS stations in Meteo France 4DVAR, J. Geophys.Res., 112,D06114.

Pollet, A., Combinaison multi-techniques au niveau des observations. Quels avantages? (2011) Bulletin d'information scientifique et technique de l'IGN, 77, 115-116.

Pourny, J. C., D. Renaut, and A. Orszag (1979) Raman-lidar humidity sounding of the atmospheric boundary-layer, Appl. Opt. **18**, 1141-1148.

Ray, J., Z. Altamimi, T. van Dam, T. Herring (2007) Principles for conventional contributions to modeled station displacements, IERS Workshop on Conventions, BIPM, Sèvres, France – 20-21 September 2007.

Ray, J., Z. Altamimi, X. Collilieux, and T. Van Dam (2008), Anomalous harmonics in the spectra of GPS position estimates, GPS Solut., 12(1), 55–64, doi:10.1007/s10291-007-0067-7.

Reale O., L. Feudale, B. Turato, 2001 : Evaporative moisture sources during a sequence of floods in the Mediterranean region. Geophys. Res. Lett., 28, 2085-2088.

Redelsperger, J.-L., A. Diongue, A. Diedhiou, J.-P. Ceron, M. Diop, J.-F. Gueremy and J.-P. Lafore, (2002) Multi-scale description of a sahelian synoptic weather system representative of west african monsoon, Q. J. R. Meteorol. Soc., 128, 1229–1257.

Redelsperger, J.-L., C. D. Thorncroft, A. Diedhiou, T. Lebel, D.J. Parker et J. Polcher (2006) African Monsoon Multidisciplinary Analysis, Bull. Amer. Meteor. Soc., vol. 87(12), pages 1739–1746.

Reed, R. J., D. C. Norquist and E. E. Recker (1977) The structure and propertiesof African wave disturbances as observed during Phase III of GATE, Mon. Wea. Rev., vol. 105, pages 317–333.

Renaut, D., J. C. Pourny, and R. Capitini (1980) Daytime Raman-lidar measurements of water vapor, Opt. Lett. **5**, 233-235.

Revercomb, H. E., Turner, D. D., Tobin, D. C., Knuteson, R. O., Feltz, W. F., Barnard, J., B¨osenberg, J., Clough, S., Cook, D., Ferrare, R., Goldsmith, J., Gutman, S., Halthore, R., Lesht, B., Liljegren, J., Linne, H., Michalsky, J., Morris, V., Porch, W., Richardson, S., Schmid, B., Splitt, M., van Hove, T.,Westwater, E. etWhiteman, D. (2003). The ARM program's water vapor intensive observation periods. Bulletin of the American Meteorological Society, 84:217–236.

Revillet, C., (2009) Cycle de vie des lignes de grains. Bilans d'eau et d'énergie. Thèse de doctorat de l'Université de Versailles-Saint Quentin en Yvelines (2009-04-30), Yvon Lemaître (Dir.), http://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00601245

Richard, E., C. Flamant, F. Bouttier, J. Van Baelen, C. Champollion, S. Argence, J. Arnault, C. Barthlott, A. Behrendt, P. Bosser, P. Brousseau, J.-P. Chaboureau,U. Corsmeier, J. Cuesta, P. Di Girolamo, M. Hagen, C. Kottmeier, P. Limnaios, F. Masson, G. Pigeon, Y. Pointin, F. Tridon, Y. Seity et V. Wulfmeyer (2009) La campagne COPS: genèse et cycle de vie de la convection en région montagneuse, La Météorologie, Fév. 2009, vol. 64

Rind, D, Chiou, E-W, Chu, W, Larsen, J, Oltmans, S, Lerner, J, McCormick, MP, McMaster, L (1991) Positive water vapour feedback in climate models confirmed by satellite data, Nature, 349, 500-503.

Rocken, C., Johnson, J.M., Neilan, R.E., Cerezo, M., Jordan, J.R., Falls, M.J., Nelson, L.D., Ware, R.H., and Hayes, M. (1991) The measurement of atmospheric water vapor: radiometer comparison and spatial variations, IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing, 29, 3–8.

Rocken, C., S. Sokolovskiy, J. M. Johnson, D. Hunt (2001) Improved Mapping of Tropospheric Delays, J. Atm. Ocean. Tech., 1205-1213.

Rocken, C., VanHove, T., Johnson, J., Solheim, F., Ware, R.H., Bevis, M., Chiswell, S.R., Businger, S. (1995) GPS/STORM-GPS sensing of atmospheric water vapor for meteorology, J. Atmos. Oceanic Technol., 12, 468-478.

Rocken, C., Ware, R.H., VanHove, T., Solheim, F., Alber, C., Johnson, J. (1993) Sensing atmospheric water vapor with the Global Positioning System, Geophys. Res. Lett., 20, 2631-2634.

Ross RJ, and Rosenfeld S. (1997) Estimating mean weithed temperature of the atmosphere for Global Positioning System applications. J. Geophys. Res. 102(D18): 21719 – 21730.

Ross RJ, ElliottWP (2001) Radiosonde-based Northern Hemisphere tropospheric water vapor trends. J Climate 14:1602–1611

Rothacher M (2001) Comparison of absolute and relative antenna phase center variations. GPS Sol 4(4):55–60. doi:10.1007/PL00012867

Rothacher, M., and L. Mertvart, (1996) Bernese GPS Software Version 4.0, Astronomical Institute, Univ. Berne.

Rothacher, M., G. Beutler, W. Gurtner (1993) E. Brockmann and L. Mervart Document for Bernese GPS software - Version 3.4, Astronomical Institute, University of Berne.

Rowell, D.P., C.K. Folland, K. Maskell & M.N. Ward (1995) Variability of summer rainfall over Tropical North Africa (1906-1992): Observations and modelling. Quart. J. Roy. Met. Soc., 121, 669-704.

Rudari, R., D. Entekhabi, G. Roth, 2004: Terrain and multiple-scale interactions as factors in generating extreme precipitation events. J. Hydrometeorology, 5, 390-404.

Ruffini G., Kruse, L.P., Rius, A., Burki, B., Cucurull, L. (1999) Estimation of Tropospheric Zenith Delay and Gradients over the Madrid Area Using GPS and WVR Data, Geophysic Research Letters, 26, 4.

Saastamoinen, J. (1972) Atmospheric correction for the troposphere and stratosphere in radio ranging of satellite," in The use of artificial satellites for geodesy, Geophys. Monogr. Ser., Vol. 15, AGU, Washington, D.C..

Santerre, R. (1991) Impact of GPS satellite sky distribution, Manuscripta Geodaetica, 16, pp. 28-53.

Sarkissian, A., and J. Slusser (2009) Water vapor total column measurements using the Elodie Archive at Observatoire de Haute Provence from 1994 to 2004. Atmos. Meas. Tech., 2, 319–326.

Scherneck, H.-G., Bos, M. (2002) Ocean tide and atmospheric loading. In: IVS 2002 General Meeting Proceedings, pp. 205–214

Schmid, R., Steigenberger, P., Gendt, G., et al. (2007) Generation of a consistent absolute phase center correction model for GPS receiver and satellite antennas, J. Geod, 81, 781-798, DOI: 10.1007/s00190-007-0148-y.

Schmid, R.; Rothacher, M.; Thaller, D.; Steigenberger, P. (2005): Absolute phase center corrections of satellite and receiver antennas. Impact on GPS solutions and estimation of azimuthal phase center variations of the satellite antenna, GPS Solutions, 9, 4, 283-293.

Schoen and Brunner (2008), Atmospheric turbulence theory applied to GPS carrier-phase data, Journal of Geodesy, 82(1), 47-57, 10.1007/s00190-007-0156-y

Seeber G (1993): Satellite Geodesy: Foundations, Methods and Applications. Walter de Gruyter, New York.

Sherlock, V., A. Garnier, A. Hauchecorne, and P. Keckhut (1999) Implementation and Validation of a Raman Lidar Measurement of Middle and Upper Tropospheric Water Vapor, Appl. Opt. **38**, 5838-5850

Sherwood, S. C., R. Roca, T. M. Weckwerth, and N. G. Andronova (2010), Tropospheric water vapor, convection, and climate, Rev. Geophys., 48, RG2001, doi:10.1029/2009RG000301.

Simmons, A., S. Uppala, D. Dee, and S. Kobayashi (2006), ERA-Interim: ECMWF reanalysis products from 1989 onwards, ECMWF Newsl., 110, 25–35.

Smith, T. L., S. G. Benjamin, S. I. Gutman, and S. Sahm (2007) Short-range forecast impact from assimilation of GPS-IPW observations into the Rapid Update Cycle. Mon. Wea. Rev., 135, 2914–2930.

Sohn B-J, Smith EA (2003) Explaining sources of discrepancy in SSM/I water vapor algorithms. J Climate 16:3229–3255

Steigenberger, P., M. Rothacher, R. Dietrich, M. Fritsche, A. Rülke, and S. Vey (2006), Reprocessing of a global GPS network, J. Geophys. Res., 111, B05402, doi:10.1029/2005JB003747.

Steigenberger, P.; Tesmer, V.; Krügel, M.; Thaller, D.; Schmid, R.; Vey, S.; Rothacher, M. (2007): Comparisons of homogeneously reprocessed GPS and VLBI long time-series of troposhere zenith delays and gradients, Journal of Geodesy, 81, 6-8, 503-514.

Stendel M, Arpe K. (1999) Evaluation of the Hydrological Cycle in Reanalyses and Observations'. Re-Analysis (ERA) Project Report Series, 6, ECMWF, pp 62.

Sultan, B., and S. Janicot (2003), West African monsoon dynamics. Part II: The ‘‘pre-onset’’ and the ‘‘onset’’ of the summer monsoon. J. Climate, 16, 3407–3427.

Sultan, B., S. Janicot, and A. Diedhiou (2003), West African monsoon dynamics. Part I: Documentation of intraseasonal variability. J. Climate, 16, 3389–3406.

Taylor CM, Parker DJ, Kalthoff N, Gaertner MA, Philippon N, Bastin S, Harris PP, Boone A, Guichard F, Agusti-Panareda A, Baldi M, Cerlini P, Descroix L, Douville H, Flamant C, Grandpeix J-Y, Polcher J. (2011) New perspectives on land–atmosphere feedbacks from the African Monsoon Multidisciplinary Analysis. Atmospheric Science Letters 12: 38–44, DOI:10.1002/asl.336.

Terradellas E. and B. Tellez (2010) The use of products from ground-based GNSS observations in meteorological nowcasting, Adv. Geosci., 26, 77–82; doi:10.5194/adgeo-26-77-2010.

Tesmer V, Boehm J, Heinkelmann R, Schuh H (2007) Effect of different tropospheric mapping functions on the TRF, CRF and position time-series estimated from VLBI. J Geod 81(6–8):409–421. doi:10.1007/s00190-006-0126-9

Thomas, I. D., M. A. King, P. J. Clarke, and N. T. Penna (2011), Precipitable water vapor estimates from homogeneously reprocessed GPS data: An intertechnique comparison in Antarctica, J. Geophys. Res., 116, D04107, doi:10.1029/2010JD013889

Thorncroft C. D., Blackburn M (1999) Maintenance of the African easterly jet. QJR Meteorol Soc, 125(555):763–786

Tompkins, A. M., A. Diongue, D. J. Parker et C. D. Thorncroft (2005) The African easterly jet in the ECMWF Integrated Forecast System:4D-Var analysis. Q. J. R. Meteorol. Soc., vol. 131, pages 2861–2885.

Tompkins, A.M., L., Feudale (2010) Seasonal Ensemble Predictions of West African Monsoon Precipitation in the ECMWF System 3 with a Focus on the AMMA Special Observing Period in 2006. Wea. Forecasting, **25**, 768–788. doi: 10.1175/2009WAF2222236.1

TOUGH (2006) Targeting Optimal Use of GPS Humidity Measurements in Meteorology, Section 6: final report. H. Vedel (Ed). EVG1-CT-2002-00080, 1 February 2003 – 31 January 2006. Available from: http://web.dmi.dk/pub/tough/deliverables/d14-final-rep.pdf

Tralli, D. M., and S. M. Lichten (1990) Stochastic estimation of tropospheric path delays in global positioning system geodetic measurements, Bull. Geod., 64, 127-159.

Tralli, D.M., T.H. Dixon, S. Stephens (1988) The effect of wet tropospheric path delays on estimation of geodetic baselines in the Gulf of California using the Global Positioning System,” J. Geophys. Res., 93, 6545–6557.

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 Herring TA (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., R. Boers, and D. O'Brien (1998) Accuracy of absolute precipitable water vapor estimates from GPS observations, Journal of Geophysical Research, 103, D22, 28,701-28,710.

Tregoning, P. and T. van Dam (2005a) Atmospheric pressure loading corrections applied to GPS data at the observation level , Geophys. Res. Lett. , 32 , L22310, doi:10.1029/2005GL024104.

Tregoning, P., and T. van Dam (2005b) 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, 10.1029/2004JB003334

Trenberth KE, Dai A, Rasmussen RM, Parsons DB (2003) The changing character of precipitation. Bull Amer Meteorol Soc 84:1205–1217

Trenberth, K. E., and C. J. Guillemot (1995) Evaluation of the global atmospheric moisture budget as seen from Analyses. J. Climate, 2255-2272.

Trenberth, K.E., (1999) Conceptual Framework for Changes of Extremes of the Hydrological Cycle with Climate Change, Climatic Change, 42, 327-339, DOI: 10.1023/A:1005488920935.

Trenberth, K.E., J. Fasullo, and L. Smith (2005) Trends and variability in column integrated atmospheric water vapor. Climate Dyn., 24 (7–8), 741–758.

Treuhaft RN, Lanyi GE (1987) The effect of the dynamic wet troposphere on radio interferometric measurements. Radio Sci, 22(2):251–265

Turato, B., O. Reale and F. Siccardi, 2004: Water vapour sources of the October 2000 Piemont Flood. J. Hydrometeorology, 5, 693-712.

Turner D.D. and J.E.M. Goldsmith (1999) Twenty-four-hour raman lidar water vapor measurements during the atmospheric radiation measurement program's 1996 and 1997 water vapor intensive observation periods. J. Atmos. Oceanic Technol., 16 :1062–1076.

Van Dam, T.M., Wahr, J.M. (1987) Displacements of the Earth's surface due to atmospheric loading—effects of gravity and baseline measurements. Journal of Geophysical Research 92, 1281–1286.

Van Dam, T., and T. Herring (1994) Detection of atmospheric pressure loading using very long baseline interferometry measurements, J. Geophys. Res., 99(B3), 4505-4517.

Van Dam, T., G. Blewitt, and M. Heflin (1994) Atmospheric pressure loading effects on Global Positioning System coordinate determinations, J. Geophys. Res., 99(B12), 23939-23950.

Venema, V. K. C., Mestre, O., Aguilar, E., Auer, I., Guijarro, J. A., Domonkos, P., Vertacnik, G., Szentimrey, T., Stepanek, P., Zahradnicek, P., Viarre, J., Müller-Westermeier, G., Lakatos, M., Williams, C. N., Menne, M. J., Lindau, R., Rasol, D., Rustemeier, E., Kolokythas, K., Marinova, T., Andresen, L., Acquaotta, F., Fratianni, S., Cheval, S., Klancar, M., Brunetti, M., Gruber, C., Prohom Duran, M., Likso, T., Esteban, P., and Brandsma, T. (2012) Benchmarking homogenization algorithms for monthly data, Clim. Past, 8, 89-115, doi:10.5194/cp-8-89-2012.

Vey, S., R. Dietrich, M. Fritsche, A. Rülke, M. Rothacher, and P. Steigenberger (2006) Influence of mapping function parameters on global GPS network analyses: Comparisons between NMF and IMF, Geophys. Res. Lett., 33, L01814, doi:10.1029/2005GL024361.

Vey, S., R. Dietrich, M. Fritsche, A. Rülke, P. Steigenberger, and M. Rothacher (2009) J. Geophys. Res., 114, D10101, doi:10.1029/2008JD010415.

Vizy E.K. and K.H. Cook (2001) Mechanisms by Which Gulf of Guinea and Eastern North Atlantic Sea Surface Temperature Anomalies Can Influence African Rainfall. J. Climate, vol. 14, pages 795–821.

Vizy E.K. and K.H. Cook (2009) A mechanism for african monsoon breaks: Mediterranean cold air surges. J. of Geophys. Res., vol. 114,doi :10.1029/2008JD010654.

Wang J, Cole HL, Carlson DJ, Miller ER, Beierle K, Paukkunen A, Laine TK (2002) Corrections of humidity measurement errors from the Vaisala RS80 radiosonde - Application to TOGA_COARE data. J. Atmos. Oceanic Technol. 19: 981-1002.

Wang, J., L. Zhang, and A. Dai (2005) Global estimates of water-vapor-weighted mean temperature of the atmosphere for GPS applications, J. Geophys. Res., 110, D21101, doi:10.1029/2005JD006215.

Wang, J., L. Zhang, A. Dai, T. Van Hove, and J. Van Baelen (2007) A near-global, 2-hourly data set of atmospheric precipitable water from ground-based GPS measurements, J. Geophys. Res., 112, D11107, doi:10.1029/2006JD007529.

Wang, J. and Zhang, L. (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.

Wang, J. and L Zhang (2009) Climate applications of a global, 2-hourly atmospheric precipitable water dataset derived from IGS tropospheric products, J Geod, 83, 206-217.

Ware, R., C. Rocken, J.B. Snider (1985) Experimental verification of improved GPS-measured baseline repeatability using water-vapor radiometer corrections, IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing, Vol. 23, No. 4, pp. 467–473.

Ware, R. (1992) GPS sounding of Earth's atmosphere, GPS World, 3, 56-57.

Ware, R., Rocken, C., Solheim, F., Van Hove, T., Alber, C., and Johnson, J. (1993) Pointed water vapor radiometer corrections for accurate Global Positioning System surveying, Geophys. Res. Lett., 20, 2635-2638.

Ware, R., C. Alber, C. Rocken, and F. Solheim (1997) Sensing Integrated Water Vapor along GPS Ray Paths, Geophysical Research Letters, 24, 417-420/

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

Webb, F.H., and Zumberge, J.F. (1993) An introduction to the GIPSY/OASIS-II, JPL publ. D-11088, Jet Propulsion Laboratory, Pasadena.

Weckwerth, T.M, et. al. (1999) NCAR-NOAA Lower tropospheric water vapor workshop, Bull. Amer. Meteor. Soc., 80, 2339-2357.

Weckwerth, T., D. Parsons, S. Koch, J. Moore, M. LeMone, B. Demoz, C. Flamant, B. Geerts, J. Wang and W. Feltz (2004) An Overview of the International H_2O Project (IHOP_2002) and Some Preliminary Highlights", Bulletin of the American Meteorological Society: Vol. 85, No. 2, pp. 253–277.

Wheeler, M., and G. Kiladis (1999), Convectively coupled equatorial waves: Analysis of clouds and temperature in the wavenumber-frequency domain, J. Atmos. Sci., 56, 374– 399.

Whiteman DN, Melfi SH, Ferrare RA (1992) Raman Lidar system for the measurement of water vapor and aerosols in the Earth's atmosphere, Appl Opt 31(16):3068–3082.

Willmott, C. J., C. M. Rowe, and Y. Mintz (1985), Climatology of the terrestrial seasonal water cycle, Int. J. Climatol., 5, 589–606, doi:10.1002/joc.3370050602.

Wulfmeyer, V., and Coauthors (2008) RESEARCH CAMPAIGN: The Convective and Orographically Induced Precipitation Study. Bull. Amer. Meteor. Soc., 89, 1477–1486, doi: http://dx.doi.org/10.1175/2008BAMS2367.1

Yan, X., V. Ducrocq, P.Poli, G. Jaubert, and A.Walpersdorf, 2008: Mesoscale GPS Zenith Delay assimilation during a Mediterranean heavy precipitation event, *Advances in Geosciences*, **17**, 71-77.

Yan, X., V. Ducrocq, G. Jaubert, P. Brousseau, P. Poli, C. Champollion, C. Flamant, K. Boniface (2009) The benefit of GPS zenith delay assimilation to high-resolution quantitative precipitation forecasts: a case-study from COPS IOP 9. Q. J. Royal Meteor. Soc., 135(644), 1788-1800, DOI: 10.1002/qj.508.

Yan, X., V. Ducrocq, P. Poli, M. Hakam, G. Jaubert, A. Walpersdorf (2009) Impact of GPS zenith delay assimilation on convective scale prediction of Mediterranean heavy rainfall. *J. Geophys. Res.*, **114**, D03104, DOI : 10.1029/2008JD011036

Yanai, M., S. Esbensen et J. H. Chu (1973) Determination of bulk properties of tropical cloud clusters from large-scale heat and moisture budgets. J. Atmos. Sci., vol. 30, pages 611–627.

Yang, G. Y., and J. Slingo (2001), The diurnal cycle in the tropics, Mon. Weather Rev., 129, 784-801.

Yang, X., B.H. Sass, G. Elgered, J.M. Johansson, and T.R. Emardson (1999) A Comparison of Precipitable Water Vapor estimates by an NWP Simulation and GPS Observations, J. Appl. Meteor., 38, 941–956.

Yuan, L., R. Anthes, R. Ware, C. Rocken, W. Bonner, M. Bevis, and S. Businger (1993), Sensing Climate Change Using the Global Positioning System, J. Geophys. Res., 98(D8), 14925-14937

Zeng, N., J. Neelin, K.-M. Lau et J. Compton (1999) Enhancement of interdecadal climate variability in the sahel by vegetation interaction. Science, vol. 286, pages 1537–1540.

Zhu SY, Massmann F-H,YuY,Reigber C (2003) Satellite antenna phase center offsets and scale errors in GPS solutions. J Geod 76:668–672. doi: 10.1007/s00190-002-0294-1

Zhu, S. Y., and E. Groten, Relativistic effects in GPS (1988) Lecture Notes in Earth Sciences, Volume 19/1988, 41-46, DOI: 10.1007/BFb0011322.