Quantification de la vapeur d'eau troposphérique par GPS (modèles 2D et tomographies GPS) - Application aux précipitations intenses.

Cédric Champollion

▶ **To cite this version:**

Cédric Champollion. Quantification de la vapeur d'eau troposphérique par GPS (modèles 2D et tomographies GPS) - Application aux précipitations intenses.. Géophysique [physics.geo-ph]. Université Montpellier II - Sciences et Techniques du Languedoc, 2005. Français. NNT : . tel-00011387v2

HAL Id: tel-00011387

https://theses.hal.science/tel-00011387v2

Submitted on 30 Jan 2006

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.

UNIVERSITE MONTPELLIER II
SCIENCES ET TECHNIQUES DU LANGUEDOC

THESE

pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITE MONTPELLIER II

Discipline : Géophysique
Formation Doctorale : Structure et évolution de la lithosphère
Ecole Doctorale : Sciences de la Terre et de l'Eau

présentée et soutenue publiquement

par

Cédric CHAMPOLLION

Le 15 Novembre 2005

Titre :

Quantification de la vapeur d'eau troposphérique par GPS (modèles 2D et tomographies 3D) - Application aux précipitations intenses

JURY :

Mme. Véronique Ducrocq	CNRM, Toulouse	Examinateur
Mme. Andréa Flossmann	LAMP, Clermont-Ferrand	Rapporteur
M. Roger Bayer	LDL, Montpellier	Examinateur
M. Eric Calais	EAS, Purdue	Rapporteur
M. Cyrille Flamant	SA, Paris	Examinateur
M. Frédéric Masson	LDL, Montpellier	Directeur de thèse

UNIVERSITE MONTPELLIER II UNIVERSITE MONTPELLIER II
SCIENCES ET TECHNIQUES DU LANGUEDOC

THESE

pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITE MONTPELLIER II

Discipline : Géophysique
Formation Doctorale : Structure et évolution de la lithosphère
Ecole Doctorale : Sciences de la Terre et de l'Eau

présentée et soutenue publiquement

par

Cédric CHAMPOLLION

Le 15 Novembre 2005

Titre :

Quantification de la vapeur d'eau troposphérique par GPS (modèles 2D et tomographies 3D) - Application aux précipitations intenses

JURY :

Mme. Véronique Ducrocq	CNRM, Toulouse	Examinateur
Mme. Andréa Flossmann	LAMP, Clermont-Ferrand	Rapporteur
M. Roger Bayer	LDL, Montpellier	Examinateur
M. Eric Calais	EAS, Purdue	Rapporteur
M. Cyrille Flamant	SA, Paris	Examinateur
M. Frédéric Masson	LDL, Montpellier	Directeur de thèse

« *The accelerometer has failed but the Kalman Filter is still working fine. We will continue the mission*. » Communication de Neil Armstrong au centre de contrôle de Houston avant de se poser sur la lune pour la première fois.

A l’heure tardive de rédaction des dernières pages de ce mémoire, je tiens à remercier Jean Chéry et Frédéric Masson pour leur encadrement et leurs conseils. Je souhaite remercier toute l’équipe de Géophysique son soutien ainsi que pour les discussions et le terrain que nous avons partagés pendant ces trois années.

Cette thèse a été préparée pour la majeure partie dans le Laboratoire Dynamique de la Lithosphère de Montpellier. Je remercie l’ensemble des membres de ce laboratoire, chercheurs, enseignants-chercheurs, IATOS et les thèsards pour leur accueil et leur aide. Un tiers de la thèse s’est déroulé à Paris dans le Service d’Aéronomie que je remercie de m’avoir si bien accueilli. Je remercie Olivier Bock de m’avoir proposé ce séjour et Cyrille Flamant de ses conseils.

Je remercie Andréa Flossman, Véronique Ducrocq, Roger Bayer et Eric Calais pour l’attention qu’ils ont donnée à ce travail en participant au jury.

Je pense aux intermittents de la recherche, thèsards ou post-docs, que j’ai croisé et dont j’ai apprécié la convivialité. Je leur souhaite une bonne continuation.

Un mot pour Aude, David et Romain qui ont contribué à améliorer la qualité de ce mémoire.

Table des matières

Introduction : GPS et météorologie 9

I. La mesure de l'humidité par GPS 17
1.1 Le traitement GPS en doubles différences 17
1.2 Le délai atmosphérique 19
1.3 Le contenu intégré zénithal en vapeur d'eau 22
1.4 Les gradients humides 25
1.5 Les résidus 28
1.6 le contenu oblique en vapeur d'eau 30

II. La tomographie GPS 33
2.1 La résolution du problème inverse par moindres carrés 35
2.2 Article: "GPS water vapour tomography: Preliminary results from the ESCOMPTE field experiment" 37
2.3 Le filtre de Kalman adaptatif 60
2.4 L'assimilation de données complémentaires 65
2.5 la validation quantitative de la tomographie 66
2.6 Le logiciel LOFFT_K en pratique 69
2.7 Développement et perspectives pour LOFFT_K 71

III. Tomographie GPS haute résolution appliquée au cycle mistral / brises 73
3.1 La campagne ESCOMPTE 2001 73
3.2 Les brises de mer / terre 75
3.3 Article: "On the use of GPS tomography to investigate water vapor variability during a mistral/sea breeze event in south-eastern France" 77
3.4 Article: "Diurnal cycle of water vapor as documented by a dense GPS network in a coastal area during ESCOMPTE-IOP2" 85

IV. Contenu intégré en vapeur d'eau pendant les pluies cévenoles 103
4.1 Utilisation des IWV pour le suivi d'évènements précipitants 103
4.2 Les pluies cévenoles 104
4.3 Article: "GPS monitoring of the tropospheric water vapor distribution and variation during the 9 September 2002 torrential precipitation episode in the Cévennes (southern France)" 107
4.4 Les campagnes GPS OHMCV 128

V. Tomographie GPS mésoéchelle appliquée à l'initiation de la convection 135
5.1 La campagne IHOP_2002 135
5.2 L'initiation de la convection 137
5.3 Article: "Meso-scale GPS tomography applied to the convective initiation case study of the 12 June2002 during IHOP_2002" 139

VI. Conclusions et perspectives 165
6.1 Aspect opérationnels pour un réseau GPS météorologique dédié 165
6.2 Vers une climatologie de la mesure IWV GPS 166
6.3 Perspectives générales sur la mesure de la vapeur d'eau par GPS 169

Annexes 171

A.1 Article: “GPS Zenith Delay Sensitivity evaluated from High-Resolution NWP simulations of the 8-9th September 2002 Flash-Flood over South-eastern” France 171
A.2 Manuel d’utilisation de LOFFT_K 203

Bibliographie 217

Introduction : GPS et météorologie

La vapeur d'eau représente moins de 1% de la masse totale de l'atmosphère. La distribution de la vapeur d'eau et ses variations jouent pourtant un grand rôle dans le fonctionnement climatique et météorologique de l'atmosphère terrestre en intervenant dans la majorité des phénomènes météorologiques de la troposphère (entre 0 et 10 km à nos latitudes) et au-dessus dans la stratosphère. La vapeur d'eau est en effet un gaz à effet de serre et la condensation sous la forme de nuages d'altitude joue un rôle majeur dans la balance thermique de la terre. L'énergie dégagée par l'évaporation intervient pour plus de 30% dans le bilan de l'énergie thermique terrestre. L'humidité est aussi intimement liée aux processus dynamiques de la troposphère comme la convection et évidemment les précipitations. Ce sont ces processus de la basse à moyenne troposphère - où la majorité de la vapeur d'eau est concentrée - qui vont être étudiés ici. La forte variabilité temporelle *et* spatiale de la vapeur d'eau rend son observation difficile et coûteuse. La mesure de cette variabilité est précisément un des atouts majeurs du système GPS présenté dans le manuscrit.

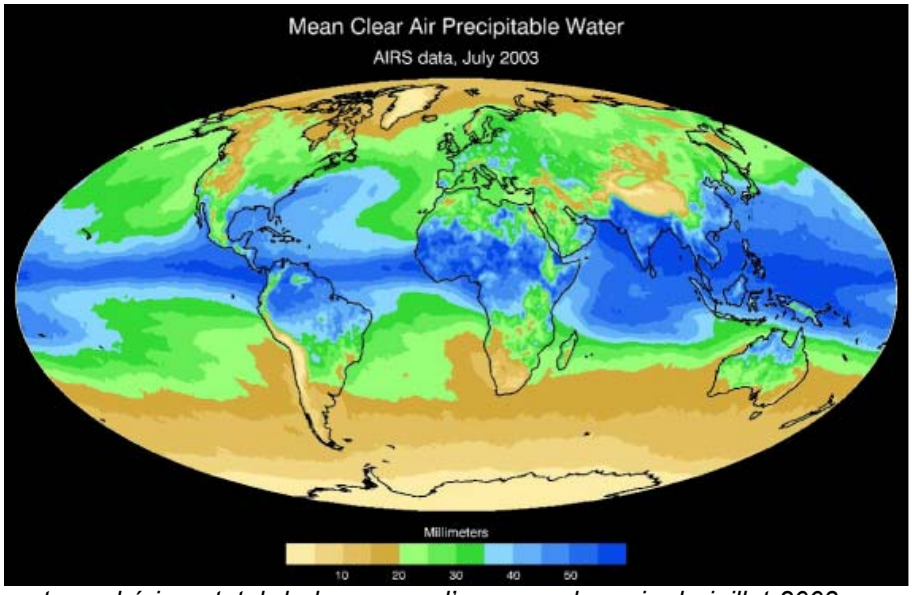


Figure 1: contenu atmosphérique total de la vapeur d'eau pour le mois de juillet 2003 mesuré par le satellite AIRS (www-airs.jpl.nasa.gov/multimedia/products_suite/products_suite_moisture.html). Le contenu total de vapeur d'eau est la quantité de pluie équivalente si toute la vapeur d'eau atmosphérique précipitait.

L'instrumentation existante

Par abus de langage, on utilisera dans le corps du texte le terme « mesure de la vapeur d'eau » en lieu et place de « mesure de la quantité (ou de la distribution) de vapeur d'eau ». Deux types de mesures de la vapeur d'eau sont à distinguer : les mesures opérationnelles et les mesures scientifiques. Les mesures opérationnelles - essentiellement in situ au sol ou en altitude (radiosondages) - sont précises (elles constituent généralement les références pour les comparaisons et les validations des autres instruments) mais n'offrent qu'une faible densité spatiale et temporelle. Les mesures au sol ne fournissent qu'une information partielle du champ de vapeur d'eau car la variabilité verticale de l'humidité est trop importante pour extrapoler la mesure en surface à la totalité de la colonne atmosphérique. Les radiosondages apportent une information sur la distribution verticale de l'humidité mais le coût d'un réseau de

radiosondages est trop important pour avoir un échantillonnage spatial et temporel suffisant. Pour donner un ordre de grandeur, il est lancé actuellement en France par Météo France seulement 7 radiosondages toutes les 12 heures. Ces mesures sont néanmoins nécessaires pour les prévisionnistes car elles constituaient jusqu'à l'avènement des mesures satellitaires l'unique information sur le champ de vapeur d'eau. Les satellites (capteur MODIS sur AQUA et TERRA par exemple) mesurent le rayonnement émis par la Terre à différentes longueurs d'onde. En se plaçant dans le proche infrarouge ou dans l'infrarouge, le contenu total en vapeur d'eau intégré entre le sol et le satellite peut être restitué (on parlera par la suite de **C**ontenu **I**ntégré en **V**apeur d'**E**au : CIVE ou **I**ntegrated **W**ater **V**apor : IWV). Les mesures satellites peuvent être classées comme opérationnelles depuis quelques années même si le produit vapeur d'eau est encore peu utilisé. Les mesures satellites ont connu un fort développement récemment car la résolution kilométrique des images compense la faible densité des mesures in situ et surtout permet d'imager les structures atmosphériques de mésoéchelle (fig. 1). La mésoéchelle est ici définie comme l'échelle moyenne en météorologie de quelques dizaines de kilomètres à quelques centaines de kilomètres. La principale limitation des mesures satellites est la difficulté à modéliser l'émissivité des nuages : on ne peut mesurer précisément la quantité de vapeur d'eau au travers et sous les nuages.

	Résolution verticale (m)	Résolution horizontale (km)	Précision (dispersion)	Précision (biais)	Conditions d'observations
Radiosondages	10	X	Référence	Référence	Toutes
GPS (IWV)	X	X	5 %	~ 0 %	Toutes
Imagerie Satellite	X	1-10	< 10 %	< 10 %	Ciel clair, jour, type de surface
Spectromètres	X	X	5 %	~ 0 %	Ciel clair, jour
Tomographie GPS	500 / 1000	5 / 50	10 % / 20 %	10 / 20 %	Toutes
LIDAR	~ 200	X	< 10 %	Calibré	Ciel clair
Radiomètre	~ 300	X	< 20 %	Calibré	Ciel clair
Radio occultation	1000	< 10	< 20 %	~ 0 %	Toutes

*Table 1: synthèse des principales caractéristiques des instruments de mesure de la vapeur d'eau. Les lignes **grisées** soulignent les mesures **intégrées** de la quantité de vapeur d'eau. Les précisions données sont des ordres de grandeur.*

La communauté scientifique, consciente du manque d'observations continues de l'humidité, a développé divers instruments capables de restituer les variations temporelles résolues verticalement. Je ne décrirai pas en détails chaque instrument mais uniquement leurs atouts et leurs faiblesses (table 1). Les radiomètres sont des capteurs passifs qui mesurent le rayonnement naturel terrestre ou atmosphérique à des longueurs d'ondes caractéristiques de la vapeur d'eau. Le LIDAR (**LI**ght **D**etection **A**nd **R**anging) est un instrument actif directif qui mesure la rétrodiffusion (LIDAR Raman) ou l'absorption (LIDAR DIAL) du signal laser à la fréquence de la vapeur d'eau. Les spectromètres solaires mesurent le rayonnement solaire pour en déduire la teneur en vapeur d'eau intégrée. Le LIDAR et le radiomètre ont l'avantage d'une résolution verticale fine (inférieure à 100 m à faible altitude) et d'une précision comparable aux radiosondages. Mais outre le prix qui limite leur nombre, ils ont tous

des difficultés à effectuer des mesures soit pendant des précipitations, soit au-dessus des nuages ou soit sur 24 heures. Enfin, la technique de radio occultation permet de sonder la troposphère en utilisant le signal radio GPS traversant l'atmosphère alors que l'émetteur de ce signal (le satellite GPS) se couche sous l'horizon. Cette technique permet de restituer un profil vertical d'humidité et de température avec une résolution de 0.5 à 1 km indépendamment des conditions météorologiques mais sans continuité temporelle et avec une moindre précision dans la basse troposphère.

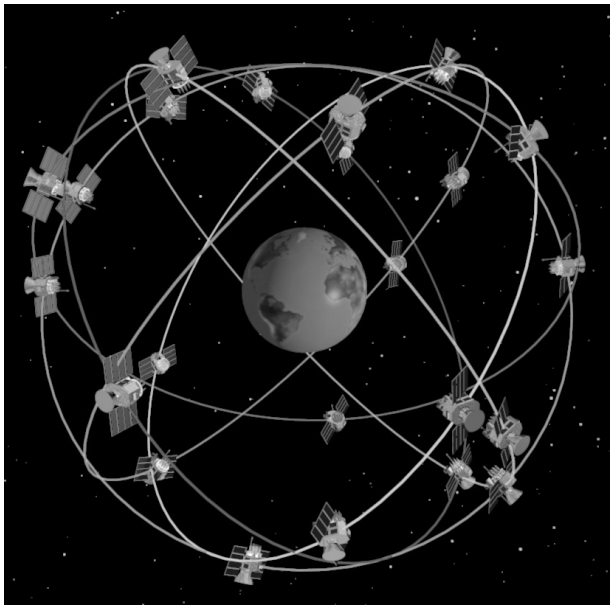


Figure 2: Constellation des satellites GPS.

Le système GPS

En utilisant les instruments de mesure du champ de vapeur d'eau décrits ci-dessus, il est difficile de définir une stratégie d'observation optimale (haute densité de mesure spatiale et temporelle) pour un coût supportable permettant de comprendre l'interaction entre la variabilité de la vapeur d'eau et la dynamique de la troposphère. Le GPS (**G**lobal **P**ositioning **S**ystem) semble pouvoir combler certaines faiblesses des systèmes d'observations actuels de la vapeur d'eau (Bevis et al., 1992). En principe, il est possible d'utiliser les signaux du système russe GLONASS (**GLO**bal **NA**vigation **S**atellite **S**ystem) ou du futur système européen GALILEO exactement de la même manière. Cependant le nombre de récepteurs GLONASS est faible de par le monde et le système GALILEO n'est pas encore opérationnel. Le terme général pour l'ensemble des services de positionnement est GNSS (**G**lobal **N**avigation **S**atellite **S**ystem).

Le GPS (fig. 2) est développé, maintenu et mis à la disposition de la société civile internationale par la défense américaine. Les applications civiles sont aujourd'hui nombreuses depuis le positionnement, le transfert de temps jusqu'à la météorologie. Il est en effet possible de retrouver en pseudo temps réel (latence inférieure à 1 heure 45) à partir des mesures GPS brutes le contenu intégré en vapeur d'eau au dessus d'un récepteur au sol. La mesure de l'IWV par le GPS est aussi précise que celle effectuée à partir des instruments opérationnels (radiosondages) ou de recherche (LIDAR, radiomètres, …). Le premier avantage du GPS est la continuité temporelle indépendamment des conditions météorologiques avec un échantillonnage inférieur à l'heure. Ensuite le GPS est un instrument avec

un coût et une maintenance faible (l'utilisateur a seulement besoin d'un récepteur) et de nombreuses applications civiles favorisent l'extension et la densification des réseaux GPS publics ou privés. Ainsi une résolution spatiale de l'ordre de 50 km est facilement accessible au travers de quelques récepteurs supplémentaires dans plusieurs pays d'Europe (fig. 3), dans certaines régions des Etats-Unis ou au Japon. Le système GPS peut ainsi servir « d'aide à l'interpolation » spatiale et temporelle de mesures résolues verticalement et combler partiellement les lacunes des systèmes d'observations actuels. Cette volonté scientifique de développer les applications météorologiques du GPS a été soutenue par plusieurs programmes européens successifs : MAGIC (**M**eteorological **A**pplications of **G**PS **I**ntegrated **C**olumn, www.acri.fr/magic) qui a lancé l'utilisation des IWV dans la météorologie ; COST716 (COST716 : Towards Operational GPS Meteorology, www.oso.chalmers.se/~kge/cost716.html) qui a démontré la faisabilité opérationnelle du GPS météorologique et enfin TOUGH (**T**argeting **O**ptimal **U**se of **G**PS **H**umidity Measurements in Meteorology, web.dmi.dk/pub/tough) qui cherche à optimiser l'utilisation des données GPS et notamment les informations sur les hétérogénéités de la vapeur d'eau dans les modèles de prévisions météorologiques. Depuis Avril 2005, le projet E-GVAP (The **E**UMETNET **G**PS **W**ater **V**apour **P**rogramme, egvap.dmi.dk) fournit des mesures GPS météorologiques à différents partenaires européens pour des applications de météorologie opérationnelle (fig. 3).

L'impossibilité de retrouver la distribution verticale de la vapeur d'eau est évidemment la faiblesse majeure de la mesure GPS. La lacune peut être compensée par des méthodes d'inversion des données GPS seules ou non : la tomographie (Flores et al., 2000a ; Foelsche and Kirchengast, 2001 ; Champollion et al., 2005). C'est le travail principal de la première partie de la thèse : développer un logiciel permettant de restituer la distribution 4D de la densité de vapeur d'eau à partir de données GPS seules ou combinées à des radiosondages.

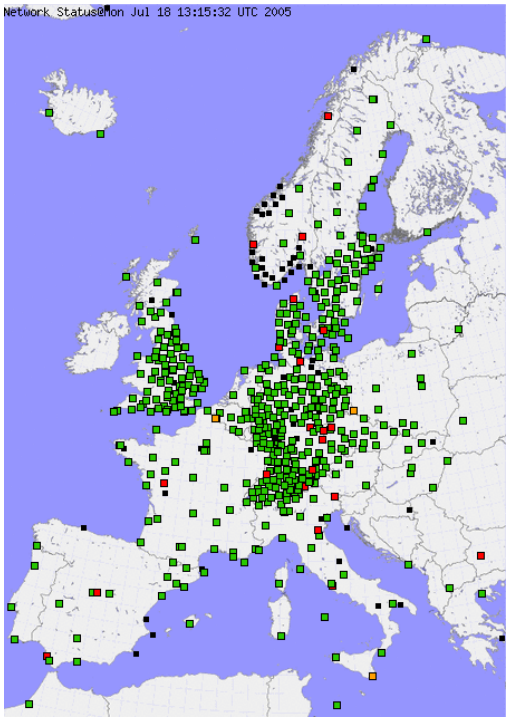


Figure 3: Carte de l'ensemble des stations GPS européennes traitées en pseudo temps réel (délai de livraison à l'utilisateur inférieur à 1h45) dans le cadre du projet E-GVAP en septembre 2005.

Les applications météorologiques

La continuité temporelle et la densité spatiale de la mesure rend le GPS météorologique particulièrement adapté à trois types d'applications dans le domaine général de la météorologie : la climatologie et les effets anthropiques sur le climat, la prévision grâce à l'assimilation des données GPS dans les modèles numériques ou les prévisions à court terme, l'étude des processus atmosphériques dynamiques au travers d'études de cas.

La faible dérive temporelle du système GPS due à sa maintenance sans évolution technologique majeure est un atout pour les études à vocation climatologique (Yuan et al., 1993 ; Gradinarsky et al., 2002b ; Falvey et Beaven, 2002). La faible ancienneté des mesures GPS (20 ans au mieux) limite encore les études aux variations anthropiques du climat. Néanmoins le GPS pourra fournir d'ici quelques années une base de données importante pour comprendre les interactions entre la vapeur d'eau, les nuages et le bilan radiatif de l'atmosphère. Cette thématique n'est pas abordée explicitement dans la suite du texte.

L'assimilation de données GPS dans les modèles numériques qui consiste à contraindre les modèles par les données réelles (Kuo et al., 1996 ; Ha et al., 2003) concerne la partie opérationnelle de la météorologie. La prédiction quantitative des précipitations nécessite en effet une connaissance précise du champ de vapeur d'eau (Emmanuel et al., 1995, Ducrocq et al., 2002). Elle est aujourd'hui un challenge majeur pour la communauté scientifique et aussi pour la société au sens large. Les inondations sont en effet un des risques naturels les plus fréquents et les plus destructeurs dans de nombreuses régions d'Europe occidentale ou des Etats-Unis. La perspective d'améliorer les prévisions météorologiques des précipitations intenses est à l'origine de ce travail de thèse. Néanmoins, mon travail n'a pas porté directement sur ces aspects numériques même si certaines collaborations dans ce domaine existent (cf. Annexes A1).

Le GPS météorologique grâce à des campagnes dédiées et/ou en s'appuyant sur les réseaux préexistants est aussi utilisé par la communauté scientifique pour des études de cas : les mesures GPS 2D (les IWV) étant utilisées pour suivre des phénomènes déjà identifiés (Forster et al., 2003 ; Champollion et al., 2004a) et les champs 3D (issus de la tomographie) étant utilisés pour caractériser et comprendre ces phénomènes (Bastin et al., 2005). Les données GPS en 2D ou en 3D peuvent aussi être une référence pour la validation de modèles numériques (Gutman et Benjamin, 2001). La première campagne ESCOMPTE (Cros et al., 2004, cf. chapitre III) a permis le développement d'un logiciel de tomographie LOFTT_K (**L**ogiciel **F**rançais de **T**omographie **T**roposphérique –version **K**alman) et la validation de la méthode. Des applications relativement inattendues sur les relations brise/mistral ont été réalisées par la suite. Les campagnes OHMCV (cf. chapitre IV) sont spécifiquement dédiées à l'étude des pluies sur la région Cévennes-Vivarais. Elles ont permis une première étude sur la relation entre les IWV et les systèmes précipitants. Enfin la campagne IHOP (Weckwerth et al., 2004, cf. chapitre V) dans les grandes plaines des Etats-Unis a permis de développer les synergies entre les mesures classiques de météorologie et les mesures 2D et 3D de l'humidité par GPS. Ces études de cas préparent l'utilisation du GPS dans la prévision à court terme (de 3 à 6 heures) ou simplement améliorent la compréhension des phénomènes météorologiques. Elles constituent la seconde moitié de la thèse.

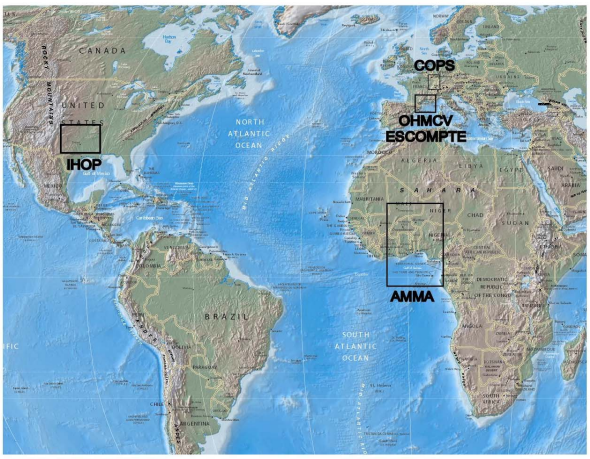


Figure 4: position des différents chantiers abordés durant ce travail : ESCOMPTE, OHMCV, IHOP et les futures campagnes AMMA et COPS.

Plan de la thèse

Le déroulement de la thèse se résume en deux phases : Développer des outils de quantification (2D et 3D) de vapeur d'eau par GPS ; trouver des domaines d'applications et des synergies avec d'autres instruments pour ces nouvelles données au travers d'études de cas. La thèse est partiellement rédigée sur article : les deux premiers chapitres traitant du principe de la mesure de la vapeur d'eau par GPS et de la technique de restitution du champ 4D de vapeur d'eau sont intégralement rédigés en français. Les trois chapitres suivants s'appuyant sur des campagnes et/ou des études de cas sont présentés sous la forme d'articles en anglais avec une courte introduction. Un chapitre de conclusions et perspectives clôt la thèse. Les références propres à chaque article sont laissées à la fin de l'article et les références dans le corps du texte sont placées dans le chapitre bibliographie. De même pour les figures, le numérotage est propre à chaque article et au corps du manuscrit.

Le chapitre 1 décrit succinctement le principe de l'extraction des paramètres météorologiques (IWV, gradients et résidus) à partir des données GPS brutes. Il s'appuie principalement sur la nombreuse littérature disponible à ce sujet. Les points intéressant plus particulièrement les aspects météorologiques sont éclairés par une discussion. Notamment il est précisément décrit la méthode utilisée pour restituer les contenus obliques de vapeur d'eau à partir des données primaires du GPS (IWV, gradients et résidus). Pour chaque paramètre, les erreurs et leurs corrélations sont discutées afin de préparer l'analyse des erreurs pour la tomographie.

Dans le chapitre 2, la tomographie et le filtre de Kalman sont présentés dans les aspects théoriques d'abord puis dans l'implémentation du logiciel LOFTT_K. L'assimilation d'autres données que le GPS dans le filtre de Kalman est détaillée. La tomographie peut finalement être comprise comme un outil d'analyse 4D de la vapeur d'eau (c'est-à-dire d'interpolation du champ de vapeur d'eau sur une grille à l'aide de l'ensemble des données disponibles). C'est dans cette optique qu'elle est utilisée dans l'étude de cas de la campagne IHOP (chapitre 5). Enfin les aspects pratiques et les perspectives de développement sont abordés.

Le chapitre 3, sous la forme de deux articles, est centré sur l'analyse de la campagne ESCOMTE (medias.obs-mip.fr/escompte ; Cros et al., 2004 ; fig. 4) réalisée en 2001 dans le sud de la France. La tomographie et les IWV sont utilisés en parallèle avec des simulations numériques haute résolution et des profileurs de vent pour mieux comprendre les interactions entre la brise de mer, le mistral et la

brise de terre. Les principaux résultats indiquent notamment que les échanges entre la couche limite et la troposphère libre sont possibles pendant un mistral modéré et montrent comment la vapeur d'eau se distribue en fonction des reliefs locaux sous l'action des vents.

Dans le chapitre 4, la thématique des pluies cévenoles est abordée au travers de l'étude du cas du 8-9 septembre 2001. Les campagnes OHMCV (dans le cadre de l'Observatoire Recherche en Environnement OHMCV : www.lthe.hmg.inpg.fr/OHM-CV ; Delrieu et al., 2005, fig. 4) auxquelles j'ai participé sont présentées dans ce chapitre dans la mesure où elles sont entièrement dédiées à cette thématique. L'intérêt des mesures primaires du GPS (IWV, gradients et résidus) pour le suivi d'épisodes convectifs est illustré par un article publié au Journal of Geophysical Research. Cette étude montre aussi l'intérêt du GPS pour les prévisionnistes.

Le chapitre 5, sous la forme d'un article soumis au journal Monthly Weather Review, s'intéresse plus particulièrement aux mécanismes en place pendant les différents stades de la convection. Les données GPS et météorologiques proviennent de la campagne IHOP_2002 (www.atd.ucar.edu/dir_off/projects/2002/IHOP.html; Weckwerth et al., 2004, fig. 4) réalisée dans les grandes plaines des Etats-Unis durant l'été 2002. Ce travail a été réalisé au cours de ma visite de 6 mois au Service d'Aéronomie à Paris (en collaboration avec O. Bock et C. Flamant). Au travers de l'étude d'un système convectif, les processus de la basse troposphère permettant l'accumulation et l'alimentation en vapeur d'eau sont détaillés grâce à la combinaison des données GPS en 2D (les IWV et les gradients) et 3D (la tomographie GPS) et de mesures météorologiques plus conventionnelles (surfaces, radar, satellitaires). Cette étude a aussi servi à dégager les synergies entre les mesures de surface, radar et satellites et le GPS dans le but de mieux intégrer le GPS à de futures campagnes (fig. 4) comme AMMA (**A**nalyses **M**ultidisciplinaires de la **M**ousson **A**fricaine : amma.mediasfrance.org) ou COPS (**C**onvective and **O**rographically-induced **P**recipitation **S**tudy, www.uni-hohenheim.de/spp-iop/index.htm).

Enfin le chapitre 6 présente les conclusions et les perspectives de ce travail. Un éclairage particulier a été donné sur deux aspects : la nécessité de créer une « climatologie » des mesures GPS afin de les interpréter de manière plus systématique aussi bien pour la prévision que pour la recherche ; Les aspects techniques d'un réseau opérationnel de stations GPS dédié à la météorologie sont aussi abordés.

L'annexe A1 est un article sur la préparation à l'assimilation de données GPS dans des modèles numériques. L'annexe A2 comprend une notice en français pour l'utilisation du logiciel de tomographie LOFTT_K que j'ai développé durant ma thèse.

Chapitre I: la mesure de l'humidité par GPS

Mon travail de thèse n'a pas été de développer ni de valider les produits atmosphériques du GPS. Ce chapitre trouve donc sa source dans la compilation de références bibliographiques et rend compte de l'état de l'art dans le traitement GPS et des questions encore ouvertes.

Le principe de base du GPS est la mesure du temps de propagation du signal à la vitesse de la lumière entre les satellites en orbites autour de la terre (à l'altitude d'environ 20000 km) et les récepteurs au sol. Par le principe de triangulation, il est possible de retrouver la position du récepteur au sol, la position des satellites GPS étant connues avec une précision suffisamment grande. Pour des calculs GPS précis, la mesure du temps de propagation se fait sur la différence de la phase porteuse entre le signal émis par le satellite et le signal identique généré par le récepteur au sol. La différence de phase est appelée une observable. La mesure de phase est ambiguë à un nombre (entier) de cycle : les ambiguïtés. Le rôle principal des logiciels de mesure GPS est d'estimer ces ambiguïtés de phase. Pour un développement plus large et plus approfondi du système GPS et du traitement des données, on peut se référer aux ouvrages suivants à titre d'exemple : Bender et Larden (1985), King et al. (1985), Bock et al. (1986), Blewitt (1989), Seeber (1993) ainsi que Botton et al. (1997), Doerflinger (1997) et Vernant (2003) en français.

L'atmosphère ralentit la vitesse de propagation du signal (égale à la vitesse de la lumière dans le vide) tout au long du trajet entre le satellite et le récepteur et ajoute un retard dans le temps d'arrivée théorique de l'onde. Le terme de délai utilisé tout au long de ce manuscrit correspond donc à l'allongement du temps de parcours du signal GPS causé par l'atmosphère. Il est généralement exprimé en mètres ; c'est-à-dire que le retard a été multiplié par la vitesse de la lumière. L'atmosphère et plus particulièrement la vapeur d'eau ont longtemps été traitées comme un bruit à éliminer pour obtenir une meilleure précision sur le positionnement. Des techniques ont donc été développées pour éliminer l'atmosphère par des mesures indépendantes (Bock et al., 2001) ou pour « mesurer ce bruit » (Herring, 1986). L'amélioration des ces techniques a abouti non plus à l'élimination du signal atmosphérique mais à sa mesure avec une précision comparable aux autres instruments (Niell et al., 2001b). Il a donc été décidé de ne pas chercher spécifiquement à améliorer les techniques de traitement GPS - même si beaucoup de travail reste à faire- mais plutôt d'explorer les différentes applications possibles du GPS dans le domaine de la météorologie. Un état de l'art complet a été réalisé suite au projet COST716 accessible à l'adresse web suivante : www.oso.chalmers.se/~kge/cost716.html/COST716_FR_Oct27.pdf.

Dans l'ensemble des équations suivantes, les unités SI sont utilisées sauf mention particulière.

1.1 Le traitement GPS en doubles différences

Les doubles différences sont les différences de signaux entre deux satellites et deux récepteurs à un temps donné :

$$\Delta^2\Phi = (\Phi_{2,2} - \Phi_{2,1}) - (\Phi_{1,2} - \Phi_{1,1}) ,$$

avec $\Phi_{i,j}$ l'observable entre le satellite *i* et la station *j* au temps *t*.

Le traitement des données GPS a été effectué avec le logiciel GAMIT développé au Massassuchet Institut of Technology (King, R.W et Y. Bock, 2005,

version 10.07 à 10.2, www-gpsg.mit.edu/~simon/gtgk/). La principale caractéristique du logiciel est l'utilisation de doubles différences de la phase des signaux GPS (Bock et al. 1986).

Les biais propres à un satellite ou à un récepteur (notamment les dérives d'horloges) sont ainsi éliminés. Les différenciations et les combinaisons linéaires augmentent le bruit du signal obtenu et nécessitent donc des signaux avec des bruits faibles. Le calcul des doubles différences n'est possible que si des observations simultanées à plusieurs stations GPS sont faites. Il nécessite donc le traitement en réseau avec un nombre suffisamment grand de stations. Les positions finales obtenues par une estimation par la méthode des moindres carrés sont donc relatives. Seules les distances entre les stations GPS (ou lignes de base) sont absolues, c'est-à-dire comparables entre différents calculs. Le calcul précis des positions nécessite donc une étape supplémentaire de référencement. Le référencement consiste à replacer les positions calculées des stations GPS dans un système de coordonnées connu comme l'ITRF (**I**nternational **T**errestrial **R**eference **F**rame, Altamimi et al., 2002). L'ITRF est calculé à partir de la combinaison de mesures géodésiques complémentaires sans utiliser de modèles tectoniques de plaques. Le traitement en réseau introduit des corrélations entre les paramètres et une erreur sur une station particulière peut être reportée d'une variable sur une autre. D'autres logiciels tels que GIPSY développé par le Jet Propulsion Laboratory de la NASA à Pasadena (www.unavco.org/facility/software/processing/gipsy/gipsy.html) n'utilisent pas les doubles différences donc gagnent en rapidité, ne possèdent pas de biais corrélés mais donnent des résultats plus bruités (Iwabuchi et al., 2004).

Dans le cas des paramètres atmosphériques détaillés ci-dessous, il est important de noter que :

- du fait du calcul en doubles différences, des erreurs sur la position d'une station peuvent dégrader l'évaluation des retards atmosphériques sur une autre station. Il est donc nécessaire d'avoir une estimation précise de la position des stations GPS. Dans les faits, il est souvent utile de calculer une première solution afin d'avoir un jeu de coordonnées précises et cohérentes dans le même système de référence.

- par contre, de la même manière que les distances, les paramètres atmosphériques sont des variables indépendantes du système de référence. Pour obtenir une estimation de la quantité absolue de vapeur d'eau et décorréler ses variations, il est nécessaire de traiter un réseau avec des lignes de bases supérieures à 2000 km (Tregoning et al., 1998).

- enfin de par la géométrie du système GPS (sur une demi sphère **au-dessus** de la station GPS), la position verticale est calculée avec une précision inférieure à l'horizontale **et** la mesure de la position verticale est fortement corrélée avec le retard atmosphérique. Pour une observation d'un satellite proche du zénith, le retard lié à l'atmosphère est équivalent à un retard géométrique lié à un déplacement de la station sur la verticale. Pour différencier les deux délais, il est nécessaire de disposer d'observations selon une large gamme d'élévation. Le délai associé à l'effet de l'atmosphère ou à un déplacement vertical varie en effet différemment en fonction de l'élévation. Le délai atmosphérique croît en $1/\sin(\varepsilon)$ dans le cas d'une atmosphère tabulaire alors que le délai géométrique décroît en $\sin(\varepsilon)$ en fonction de l'élévation ε.

1.2 Le délai atmosphérique

Une grande source de retard atmosphérique – de l'ordre du mètre - est l'ionosphère située dans la partie supérieure de la thermosphère entre 80 et 600 km d'altitude. L'utilisation de deux longueurs d'ondes distinctes (L1 : 19.0 cm et L2 : 24.4 cm) dans le signal GPS émis permet de s'en affranchir avec une précision finale millimétrique (Brunner et al., 1991). Le milieu ionosphérique induit en effet un retard différent pour les deux longueurs d'ondes L1 et L2 (c'est un milieu dispersif) proportionnel à la densité d'ions. On peut donc l'éliminer par la combinaison linéaire (LC) des deux signaux :

$$\Phi_C = \Phi_1 - 1.984(\Phi_2 - 0.779\Phi_1) ,$$

avec Φ_1 l'observable sur L1,

Φ_2 l'observable sur L2.

Le principe de la mesure atmosphérique GPS est de déterminer le retard du signal GPS comparé à la propagation dans le vide. Le délai total neutre ΔL dû à la troposphère est l'intégrale de la réfractivité *N(l)* de la troposphère le long du chemin *L* entre l'antenne GPS au sol et le satellite GPS :

$$\Delta L = \int_L 10^{-6} N.dl .$$

Le chemin *L* est calculé selon le principe de Fermat (1601 - 1665) : le trajet suivi par la lumière, pour aller d'un point à un autre dans un milieu isotrope, correspond à un temps de parcours minimum. Pour une élévation du chemin de 10° (au-dessus de l'horizon), l'allongement du temps de propagation lié au recourbement du rai - le délai géométrique - est typiquement de 3 cm pour une élévation de 10° et de 10 cm pour une élévation de 5° (Elgered et al., 1993). Comme le délai total aux élévations correspondantes est au minimum de 13 m et de 23 m, le délai géométrique est généralement négligé et le rai est supposé rectiligne (fig. 5).

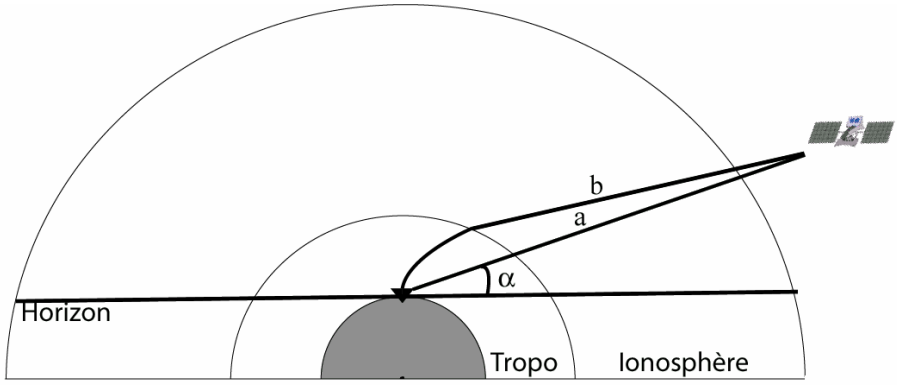


Figure 5: Schéma (pas à l'échelle) illustrant la différence entre le trajet direct du rai (a) et le trajet réel courbé (b) par la troposphère pour une élévation α au dessus de l'horizon.

La réfractivité est exprimée dans l'hypothèse de gaz parfait comme une fonction de la pression partielle de l'air « sec » P_d, de la température *T* et de la pression partielle de vapeur d'eau P_w (Thayer , 1974):

$$N = k_1 \frac{P_d}{T} Z_d^{-1} + k_2 \frac{P_w}{T} Z_w^{-1} + k_3 \frac{P_w}{T^2} Z_w^{-1} ,$$

avec Z_d^{-1} =1.00027 le module inverse de compressibilité de l'air sec,

Z_w^{-1} =1.00201 le module inverse de compressibilité de la vapeur d'eau,

$k_1 = 77.60 \pm 0.05$ K/hPa (Bevis et al, 1994),

$k_2 = 70.4 \pm 2.2$ K/hPa (Bevis et al, 1994),

$k_3 = (3.739 \pm 0.012).10^5$ K²/hPa (Bevis et al, 1994).

Il est possible de réécrire l'équation précédente de manière à ce que le premier terme ne dépende que de la pression totale (Davis et al., 1985) et non du rapport (variable) entre la pression partielle « sèche » et « humide » :

$$N = k_1 R_d \rho + k_2^{'} \frac{P_w}{T} Z_w^{-1} + k_3 \frac{P_w}{T^2} Z_w^{-1} ,$$

avec $R_d = R \diagup M_d$,

$k_2^{'} = k_2 - k_1 \frac{M_w}{M_d}$,

R la constante des gaz parfaits,

M_d et M_w la masse molaire de l'air sec et humide respectivement,

ρ la densité totale de l'air.

Le premier terme et les deux derniers termes sont appelés respectivement la réfractivité hydrostatique de l'atmosphère notée N_h et la réfractivité humide notée N_w. L'ensemble des constituants secs de l'atmosphère peut être regroupé dans un terme unique car la proportion relative de ces gaz reste quasi constante avec le temps. Les variations anthropiques et saisonnière de la concentration de CO2 (de l'ordre de 6 ppm/an et 1.7 ppm/an respectivement) ne sont pas prises en compte dans la classique formulation de k1 et engendre une erreur de l'ordre de 0.1 mm du délai total au zénith.

Lors du traitement des données GPS dans la plupart des logiciels de recherche, les perturbations troposphériques à l'origine du retard L_{atm} sont paramétrées par trois contributions : L_{sym} fonction de l'élévation ε, L_{az} fonction de l'azimut α et de l'élévation ε et un résidus S :

$$L_{atm} = L_{sym}(\varepsilon) + L_{az}(\varepsilon, \alpha) + S .$$

Cette simplification permet de réduire le nombre de paramètres qui serait trop important le cas échéant pour être résolu par moindres carrés. Les contributions symétriques et azimutales peuvent être décomposées entre une partie « sèche » et une partie « humide » correspondant respectivement au premier terme et aux deux derniers termes de l'expression de la réfractivité :

$$L_{sym}(\varepsilon) = L_h^z m_h(\varepsilon) + L_w^z m_w(\varepsilon) ,$$

$$\mathrm{L_{az}}(\varepsilon,\alpha) = \mathrm{L_h^{ns} m_{az}}(\varepsilon)\cos(\alpha) + \mathrm{L_h^{ew} m_{az}}(\varepsilon)\sin(\alpha) + \mathrm{L_w^{ns} m_{az}}(\varepsilon)\cos(\alpha) + \mathrm{L_w^{ew} m_{az}}(\varepsilon)\sin(\alpha),$$

avec L_h^z et L_w^z les délais zénithaux hydrostatique et humide respectivement,

m_h et m_w les fonctions de projection hydrostatique et humide respectivement,

L_h^{ns} et L_h^{ew} les gradients dans la partie hydrostatique Nord-Sud et Est-Ouest respectivement,

m_{az} la fonction de projection des gradients,

L_w^{ns} et L_w^{ew} les gradients « humide » Nord-sud et Est-ouest respectivement.

Lors du traitement GPS, seuls le délai zénithal total $L_{sym}(90°)$, les gradients totaux Est-ouest $L_{az}(10°,90°)$ et Nord-sud $L_{az}(10°,0°)$ et les résidus S sont estimés. Les variations temporelles de L_{sym} sont modélisées par un processus aléatoire de Gauss Markov de premier ordre avec une variation point à point de 0.5 m typiquement et un temps de corrélation de 100 h : L_{sym} est modélisé comme une variable aléatoire suivant une loi gaussienne dont la valeur au temps *t* est très peu contrainte (0.5 m) par rapport à sa valeur au temps *t-1*. Les fonctions de projections permettent de ramener au zénith une observation avec une élévation quelconque. Leurs erreurs, importantes dans l'estimation du ZTD et des gradients, sont détaillées dans les paragraphes 1.3 et 1.5. Les traitements GPS sont typiquement sur une durée (une session) de 24 heures lorsque c'est possible pour minimiser l'influence des cycles diurnes ou semi diurnes. Aux limites de cette session, les paramètres atmosphériques sont déterminés avec une moins grande précision et des sauts dans les variations temporelles des ZTD peuvent apparaître d'une session à l'autre. Il est alors nécessaire d'effectuer un traitement par fenêtre glissante pour réduire ces effets.

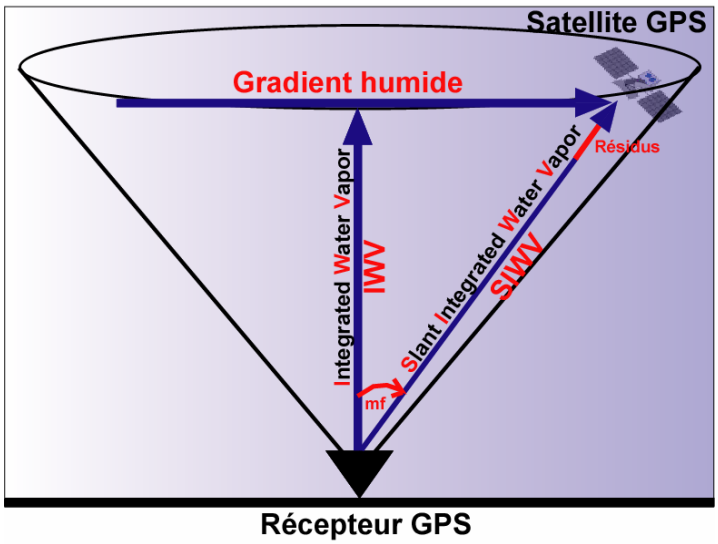


Figure 6: Représentation schématique des différents paramètres atmosphériques issus du traitement GPS avec mf la mapping function. Le dégradé de gris représente les variations latérales de vapeur d'eau.

1.3 Le contenu intégré zénithal en vapeur d'eau

Le paramètre atmosphérique principal déterminé lors du calcul GPS est le délai zénithal total (ou **Z**enithal **T**otal **D**elay : ZTD). Physiquement il correspond au retard zénithal dû à une atmosphère moyenne (selon une symétrie azimutale) vue par le GPS au travers des différents satellites visibles à un instant. Le ZTD atteint typiquement des valeurs de l'ordre de 2.7 m. Mathématiquement il correspond à la moyenne des délais entre la station et les satellites GPS projetés au zénith (à la verticale). La fonction de projection et sa précision sont discutées dans le paragraphe 1.5. Le ZTD est l'expression de la perturbation liée à l'ensemble des gaz de l'atmosphère entre le sol et le GPS (l'ionosphère mis à part).

La quantité de vapeur d'eau intégrée au zénith (**I**ntegrated **W**ater **V**apour : IWV, fig. 6) peut ensuite être calculée selon une procédure bien établie (Bevis et al., 1994) à partir de mesures de la pression et de la température de surface, et du ZTD.

La première étape est d'estimer la contribution de l'ensemble des gaz en supposant un équilibre hydrostatique (le **Z**enithal **H**ydrostatic **D**elay : ZHD). Les valeurs typiques de ZHD sont de l'ordre de 2.3 m sous des conditions atmosphériques moyennes. Le ZHD peut être calculé grâce à la seule mesure de la pression au sol à partir de la formule suivante (Saastamoinen, 1973**)** :

$$ZHD = \left[(0.0022768 \pm 0.0000015) m.hPa^{-1}\right] \frac{P_0}{f(\varphi, H)},$$

$$f(\varphi, H) = 1 - 0.00265.\cos(2\varphi) - 0.000285H,$$

avec P_0 la pression totale à la surface,

φ la latitude,

H la hauteur au-dessus du géoïde.

Les incertitudes dans le calcul du ZHD sont issues de Foelsche et Kirchengast (2001a).

Le ZHD est la somme de l'ensemble des gaz de l'atmosphère à l'équilibre hydrostatique dont la vapeur d'eau. La contribution de la vapeur d'eau dans le ZHD implique une erreur de l'ordre de 3% sur le ZWD (Niell et al., 2001b) et se propage dans la suite des calculs comme une erreur sur la mesure GPS de l'humidité. L'erreur instrumentale des capteurs de pression est faible, de l'ordre de 0.1 hPa et n'est pas discriminante (de l'ordre de 0.23 mm pour un ZHD de 2.3 m). Mais un capteur de pression n'est pas systématiquement associé aux stations GPS. L'erreur d'interpolation (surtout en altitude) depuis la position d'un capteur de pression jusqu'à celle du récepteur GPS peut être de l'ordre de 1 hPa pour des reliefs importants et un capteur de pression éloigné. Enfin la formule de calcul du ZHD suppose que la colonne atmosphérique au dessus du point de mesure est à l'équilibre hydrostatique. L'équilibre hydrostatique stipule que les mouvements verticaux dans l'atmosphère sont négligeables. Or des simulations avec des modèles numériques non hydrostatiques de haute résolution semblent montrer que les écarts à l'équilibre hydrostatique introduisent des erreurs importantes de l'ordre de 10 mm dans le calcul du ZHD (Brenot et al., 2005 ; ou annexe A.1). De même Davis et al. (1985) ont montré que sous des conditions atmosphériques extrêmes comme des orages, l'accélération verticale peut atteindre 1% de la gravité, soit une erreur de l'ordre de 20 mm. L'erreur commise lors de l'estimation du ZHD est probablement l'une des principales limitations de l'évaluation de la vapeur d'eau par le GPS.

En soustrayant le ZHD du ZTD, on obtient le retard de la propagation du signal GPS dû à la vapeur d'eau au zénith (**Z**enithal **W**et **D**elay, ZWD). Le ZWD est très variable entre les régions arides et froides (de l'ordre du centimètre ou moins) et les zones équatoriales humides (jusqu'à 40 cm). Le ZWD est quasi proportionnel à la quantité de vapeur d'eau intégrée exprimée en kg/m² (Davis et al., 1985 ; Bevis et al., 1992). Pour estimer la quantité de vapeur d'eau intégrée (**I**ntegrated **W**ater **V**apour, IWV), il suffit de diviser le ZWD par le facteur Π dépendant du profil vertical de la pression partielle de vapeur d'eau et de la température au dessus de la station GPS :

$$\Pi = 10^{-8} \frac{m_w}{R} \rho \left(k_2 - k_1 \frac{m_w}{m_d} + \frac{k_3}{T_m} \right) \text{ et } T_m = \frac{\int \frac{P_w}{T} dz}{\int \frac{P_w}{T^2} dz},$$

avec m_w la masse molaire de la vapeur d'eau,
m_d la masse molaire de l'air sec,
P_w la pression partielle de vapeur d'eau,
ρ la densité de l'eau liquide,
T la température.

Le facteur Π varie linéairement avec T_m. Il est typiquement de l'ordre de 6.5 et peut varier de plus de 15 % suivant la latitude et la saison. Les coefficients k_1, k_2 et k_3 ont été obtenus expérimentalement et leurs erreurs sont négligeables dans le bilan des erreurs pour le calcul de l'IWV (Brenot et al., 2005). Lorsqu'un radiosondage est présent dans une zone proche de la station GPS, Π peut être calculé directement. Lorsqu'il n'y a pas de radiosondage, il existe une relation empirique entre la température de surface et Π. Les travaux de Emarson et al. (1999) ont permis d'établir des coefficients spécifiques à chaque région en Europe :

$$\Pi = a_0 + a_1 . T_\Delta + a_2 . {T_\Delta}^2 ,$$

avec T_Δ la température de surface (en Kelvin) moins la température de surface moyenne pour la zone (289.76 °K pour le pourtour méditerranéen),

a_0, a_1, a_2 les coefficients calculés par Emardson et Derks (1999) (respectivement 6.324, -0.00177 K^{-1} et 0.000075 K^{-2} pour le pourtour méditerranéen).

Une formulation de T_m avec une couverture terrestre globale à partir de la température de surface a été calculée par Bevis et al. (1992) :

$$T_m = 70.2 + 0.72 * T_0 ,$$

avec T_0 la température de surface en Kelvin.

L'erreur associée à la détermination de Π à partir de la température de surface uniquement aboutit à une erreur de l'IWV de l'ordre de 1% Foelsche et Kirchengast, 2001a).

Au final, les IWV représentent l'humidité moyenne présente dans l'atmosphère au-dessus de la station GPS. Ce paramétrage simple de l'atmosphère ne peut évidement prendre en compte l'hétérogénéité de la vapeur d'eau. A titre d'exemple, Davis et al. (1993) a mesuré à l'aide d'un radiomètre une variabilité de la vapeur d'eau intégrée de l'ordre de 20% au-dessus de 23° d'élévation. Néanmoins, la littérature fournit de nombreux exemples de comparaisons d'IWV mesurés par des

GPS, des radiosondages et des radiomètres (Rocken et al., 1993 ; Rocken et al., 1995 ; Duan et al., 1996 ; Elgered et al., 1997 ; Emardson et al., 1998 ; Niell et al., 2001). Aucun biais significatif de la mesure par GPS n'a pu être mis en évidence. La dispersion des mesures entre le GPS et les autres instruments varie entre 1 et 2 kg/m². Ce constat de la précision de la mesure de l'IWV par GPS nous a incité à considérer l'IWV comme une mesure fiable, sans chercher des améliorations de la technique. La corrélation horizontale des IWV est de l'ordre de quelques centaines de kilomètres et correspond donc en général à des hétérogénéités de mésoéchelle avec une échelle temporelle de l'ordre de la semaine (Stoew et al., 2001 ; Aonashi et al., 2004). Ces résultats sont à pondérer en fonction de la zone géographique et des circulations locales qui peuvent induire de grandes variations d'humidité. La quantification des corrélations des erreurs des IWV est complexe du fait du traitement GPS préalable (Davis et Elgered, 1998) et de la faible densité des réseaux de radiosondages (Davis, 2001 ; Haase et al., 2001 ; Jarlemark et al ; 2001, Haase et al., 2003). Néanmoins les comparaison entre les IWV GPS issues d'un traitement en doubles différences et calculés à partir de modèles numériques semblent montrer une décroissance exponentielle de la corrélation de l'erreur avec une longueur de l'ordre de 250 km (Haase et al., 2003).

1.4 Les gradients humides

Les gradients représentent l'ordre deux du paramétrage de l'atmosphère dans les logiciels de traitement GPS. Ils représentent les variations linéaires azimutales de la réfractivité au-dessus de la station GPS. Les gradients sont calculés à partir de la formulation suivante de Chen et Herring (1997) :

$$L^{ew} = \int_0^\infty z.\nabla N^{ew}(z)dz \text{ et } L^{ns} = \int_0^\infty z.\nabla N^{ns}(z)dz ,$$

avec L^{ew}, L^{ns} les gradients intégrés totaux dans les directions Est-Ouest et Nord-Sud,

z l'altitude,

$\nabla N^{ew}(z), \nabla N^{ns}(z)$ les gradients de réfractivité à l'altitude z dans les directions Est-ouest et Nord-sud.

Les variations azimutales de la vapeur d'eau troposphérique est estimée en comparant les délais entre chaque station et chaque satellite à un instant donné projetés sur les azimuts Nord-sud et Est-ouest. De la même manière que le ZTD a été séparé en une contribution sèche et une contribution humide, les gradients peuvent être séparés entre les gradients humides et les gradients secs. Les gradients humides représentent les variations latérales d'humidité (fig. 6) et sont exprimés par la formulation suivante :

$$L_w^{ew} = \int_0^\infty z.\nabla N_w^{ew}(z)dz \text{ et } L_w^{ns} = \int_0^\infty z.\nabla N_w^{ns}(z)dz ,$$

avec L_w^{ew}, L_w^{ns} les gradients intégrés humides dans les directions Est-ouest et Nord-sud,

z l'altitude,

$\nabla N_w^{ew}(z), \nabla N_w^{ew}(z)$ les gradients de réfractivité humide à l'altitude z dans les directions Est-ouest et Nord-sud.

Les gradients secs ont une formulation identique aux gradients humides :

$$L_h^{ew} = \int_0^\infty z.\nabla N_h^{ew}(z)dz \text{ et } L_h^{ns} = \int_0^\infty z.\nabla N_h^{ns}(z)dz ,$$

avec L_h^{ew}, L_h^{ns} les gradients intégrés « secs » dans les directions Est-Ouest et Nord-Sud,

z l'altitude,

$\nabla N_h^{ew}(z), \nabla N_h^{ew}(z)$ les gradients de réfractivité « sèche » à l'altitude z dans les directions Est-ouest et Nord-sud .

Comme les concentrations relatives des gaz secs sont quasi constantes, les gradients secs représentent essentiellement les variations latérales de densité dues à des variations de pression. Sous des conditions atmosphériques normales, les gradients secs sont très faibles car liés aux variations à grande longueur d'onde de la pression et peuvent donc être négligés (Champollion et al., 2004a). Pendant le passage d'un orage ou d'un front, les mouvements verticaux ascendants ou descendants peuvent créer des variations dynamiques importantes du champ de pression dont l'amplitude en terme de gradients est du même ordre de grandeur que

les gradients humides. Il est alors nécessaire de les calculer pour avoir une estimation précise de l'hétérogénéité humide.

Le calcul des gradients secs à partir de mesures au sol est moins évident que celui du ZHD. L'utilisation des mesures de surface implique que l'on se donne une loi de variation de la température et de la pression avec l'altitude. Cette loi est généralement basée sur l'hypothèse que l'atmosphère est à l'équilibre hydrostatique (id est pas de mouvements verticaux). Or les gradients secs sont issus de déséquilibres par rapport à l'équilibre hydrostatique. Flores et al. (2000b) ainsi que Elosegui et al. (1999) proposent donc de réduire l'hypothèse de l'équilibre hydrostatique sur la totalité de l'atmosphère à un équilibre hydrostatique par profils verticaux. C'est-à-dire que au dessus de chaque point, la colonne atmosphérique est à l'équilibre hydrostatique. Cette hypothèse ne peut être exactement réaliste car la présence de gradients horizontaux montre qu'il doit y avoir des forces non hydrostatiques. Néanmoins, l'hypothèse de l'équilibre hydrostatique est tellement imbriquée dans le calcul des IWV à partir des données GPS qu'il est difficile de l'éviter. Avec ces hypothèses, il devient possible de calculer les gradients « secs » ou plus exactement les gradients dans la partie hydrostatique avec la formulation suivante :

$$Z_h^{ew} = \int_0^\infty \nabla N_h^{ew}(z)dz \text{ et } Z_h^{ns} = \int_0^\infty \nabla N_h^{ns}(z)dz ,$$

$$L_h^{ns} = H.Z_h^{ns} \text{ et } L_h^{ew} = H.Z_h^{ew} ,$$

avec L_h^{ew}, L_h^{ns} les gradients « secs » dans les directions Est-ouest et Nord-sud,

H la hauteur caractéristique des gradients : 13 km (Chen et Herring, 1997).

Les gradients humides sont une estimation au premier ordre (linéaire) de l'hétérogénéité de l'humidité troposphérique. Conceptuellement le gradient humide se traduit par une différence du temps de parcours observé par une station GPS au sol entre deux satellites aux azimuts opposés et à la même élévation. Les gradients sont causés par des variations azimutales d'humidité. Le gradient est converti en mètres en multipliant par la vitesse de la lumière dans le vide. L'ordre de grandeur des gradients humides, ou de la différence du temps de parcours pour un GPS, est de 0.03 m à 10° d'élévation avec des pics à 0.1 m. Leur précision est limitée par le calcul imparfait des gradients dans la partie hydrostatique qui ne prend pas en compte les écarts à l'équilibre hydrostatique dans la colonne atmosphérique. D'autre part, la géométrie particulière de la constellation de satellites GPS (pas de satellites au Nord pour l'hémisphère nord) rend l'estimation des gradients humides Nord-sud plus bruitée. La précision des gradients est difficile à estimer dans la mesure où peu d'appareils sont capables de fournir des mesures équivalentes. Néanmoins les comparaisons avec des simulations numériques de l'atmosphère (Walpersdorf et al., 1998; Brenot et al., 2005) ou avec un radiomètre (Gradinarsky, et al., 2000a ; Gradinarsky, et al., 2000b) donnent des résultats satisfaisants. Une manière indirecte (ou interne) de contrôler la précision de la formulation et de l'estimation des gradients est de regarder comment l'estimation des gradients lors des traitements GPS permet de s'affranchir de certains effets de sites, notamment sur les sites côtiers (Miyzaki et al., 2003) ou de réduire le bruit sur les estimations des coordonnées (Chen et Herring, 1997; Bar-Sever et al., 1998). L'échelle horizontale des gradients humides est de l'ordre de quelques dizaines de kilomètres correspondant à des

hétérogénéités locales avec des variations temporelles de 24 heures (Aonashi et al., 2004).

Evidemment l'hétérogénéité de l'atmosphère n'est pas linéaire et ne peut donc pas être mesurée avec précision uniquement par les gradients. L'hétérogénéité atmosphérique est plus complexe avec de fortes discontinuités horizontales (front, dry line) ou verticales (convection). Les hétérogénéités complexes de l'atmosphère se retrouvent sous la forme de bruit sur les autres paramètres du traitement GPS (notamment les positions, et surtout la composante verticale) et dans les résidus. Seko et al. (2004) ont continué le développement à l'ordre deux sur des données synthétiques mais pas sur des données réelles. Les principales difficultés rencontrées par ces auteurs sont l'augmentation du nombre de paramètres inconnus et la faible amplitude des gradients de second ordre.

1.5 Les résidus

Les résidus se calculent en soustrayant le temps de propagation entre la station GPS et le satellite estimé lors du traitement et le temps réel mesuré. Comme l'estimation des paramètres lors du traitement GPS se résout par moindres carrés, leur moyenne est nulle et leur dispersion doit être faible. Dans la pratique les résidus oscillent bien autour de zéro avec une dispersion inférieure à 10 mm sous des conditions atmosphériques classiques. L'interprétation météorologique possible ou non des résidus est encore une question ouverte. Les résidus sont la somme de l'ensemble des paramètres ni estimés ni modélisés (les hétérogénéités de second ordre, la turbulence atmosphérique, le retard dû à l'eau liquide ou des variations de second ordre de la ionosphère), mal estimés et mal modélisés (les dérives d'horloges, les variations de la position dû aux marées, à la surcharge océanique ou atmosphérique) ainsi que du bruit de la mesure (les variations du centre de phase de l'antenne ou les multi-trajets).

La première source de bruits à l'origine des résidus est le retard dû aux réflexions multiples sur l'environnement (radôme, mur, sol, arbre, ...) : les multi-trajets. Il existe quelques essais de modélisation des multi-trajets mais difficiles à mettre en œuvre (Elosegui et al., 1995). Ensuite la mesure des coordonnées de la station GPS ne s'effectue pas au centre physique de l'antenne mais au centre de phase. Or le centre de phase évolue suivant l'azimut et l'élévation du satellite visé. Il existe des tables de corrections de ces variations du centre de phase mais qui ne sont malheureusement pas universelles (et rarement absolues) : l'histoire de chaque antenne (chocs, environnement, age, ...) perturbe la position du centre de phase. Le point commun de ces deux types de bruit est leur redondance avec le temps car à chaque passage du satellite à la même position, on doit observer le même bruit. Si l'on possède un jeu de données suffisamment long (au moins une semaine), il est possible de moyenner temporellement les résidus (Braun et al., 2001 ; Shoji et al, 2004). En faisant l'hypothèse que sur une longue période, les signaux physiques tels que l'atmosphère sont nuls, on retrouve ainsi une carte de correction des résidus (fig. 7).

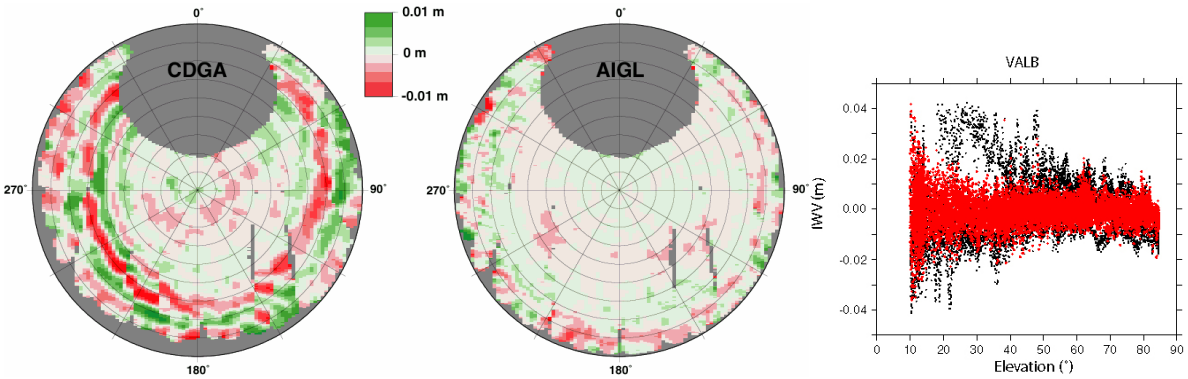


Figure 7: « Skyplots » des résidus moyens pendant un mois de la campagne OHMCV 2003 pour la station CDGA (Nîmes, France) à gauche et AIGL (Aigoual, France) à droite. Le Nord est en haut et l'horizon sur les bords du disque. On observe clairement des oscillations dans la carte des résidus de CDGA probablement dues à des réfections multiples sur le sol (une dalle de calcaire). Le signal moyen des résidus est beaucoup plus faible à AIGL, installé sur un pilier. La figure de droite montre les résidus en noir avant correction et en rouge après correction. Cette station opérant pendant la campagne ESCOMPTE avait sûrement un environnement particulier pour créer une forte dispersion des résidus même à des élévations de 40°. Néanmoins, la correction corrige une partie du bruit.

La présence d'un signal physique lié à l'atmosphère dans les résidus est admise : lors du passage d'un système convectif, on peut observer des RMS de résidus atteignant plus de 20 mm (fig. 8). Mais l'interprétation de cette augmentation des résidus est encore un sujet de discussions. On peut en effet supposer : que l'eau de pluie sur le radôme peut modifier ses caractéristiques (Herring et al., 1999), que les fortes hétérogénéités de vapeur d'eau sous un orage ou dans le panache d'un volcan (Houlié et al., 2004) augmente les résidus, que les hydrométéores (pluie et nuage) introduit un retard supplémentaire (Solheim et al., 1999, Champollion et al., 2004, Brenot et al., 2005). En règle générale, la prise en compte des résidus dans l'évaluation du délai oblique (cf. 1.5) ne dégrade par sa précision et l'améliore même pendant les périodes de forte dynamique de l'atmosphère. L'échelle horizontale des résidus est de moins de 10 km (Aonashi et al., 2004) avec des périodes variées inférieures à la semaine.

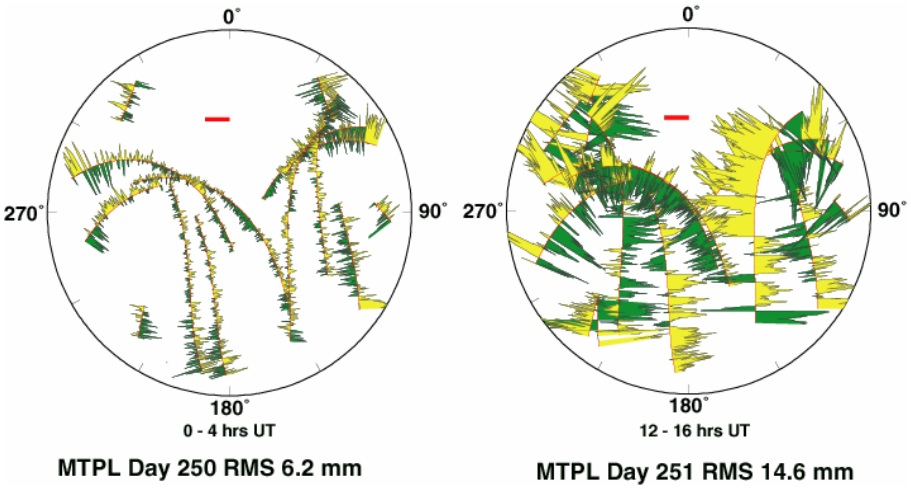


Figure 8: « Skyplots » des résidus de la station de Montpellier sur une période de 4 heures pendant des conditions météorologiques classiques (à gauche, le 8 septembre 2002) et pendant un orage violent (à droite, le 9 septembre 2002). Les arcs de cercle représentent les trajectoires des satellites projetées sur la demi sphère céleste. Le Nord est en haut et l'horizon sur les bords du disque. Les résidus sont dessinés le long des trajectoires des satellites.

1.6 Le contenu oblique en vapeur d'eau

Pour sonder l'atmosphère et les hétérogénéités de vapeur d'eau, le produit le plus abouti et le plus facilement utilisable est le contenu oblique en vapeur d'eau (**S**lant **I**ntegrated **W**ater **V**apour : SIWV, fig. 6) pour la tomographie GPS ou le délai oblique total pour l'assimilation.

Les SIWV peuvent être calculés de deux manières. Alber et al. (2000) utilisent les résidus des doubles différences de la combinaison LC et à l'aide d'une mesure supplémentaire et d'une hypothèse de « moyenne nulle », ils retrouvent les SIWV entre chaque station et chaque satellite. La méthode utilise ainsi les avantages des doubles différences où les biais d'horloges sont directement éliminés. Elosegui et Davis (2003) montrent néanmoins que pour certaines hétérogénéités, l'estimation des SIWV est biaisée par la dilution des hétérogénéités sur l'ensemble des SIWV.

L'autre méthode, celle utilisée au cours de cette thèse, consiste à sommer l'ensemble des paramètres atmosphériques estimés lors du traitement GPS (ZWD, gradients humide et les résidus corrigés) convertis en vapeur d'eau à l'aide du facteur *Π* pour reconstruire les SIWV à l'aide de l'équation suivante :

$$SIWV(\varepsilon,\alpha) = \mathrm{L}_w(90°)\,\mathrm{m}_w(\varepsilon) + \mathrm{L}_{\mathrm{w}}^{\mathrm{ns}}(10°)\,\mathrm{m}_{\mathrm{az}}(\varepsilon)\cos(\alpha) + \mathrm{L}_{\mathrm{w}}^{\mathrm{ew}}(10°)\,\mathrm{m}_{\mathrm{az}}(\varepsilon)\sin(\alpha) + R(\varepsilon,\alpha)\ ,$$

avec ε l'élévation au dessus de l'horizon du satellite,

α l'azimut du satellite,

m_w la fonction de projection humide,

m_{az} la fonction de projection humide des gradients,

$L_w(90°)$ l'IWV (Le ZTD calculé par GAMIT moins le ZHD, le tout converti en vapeur d'eau),

$\mathrm{L}_{\mathrm{w}}^{\mathrm{ns}}(10°), \mathrm{L}_{\mathrm{w}}^{\mathrm{ew}}(10°)$ les gradients humides Nord-sud et Est-ouest(Les gradients totaux calculés par GAMIT moins les gradients hydrostatiques, le tout converti en vapeur d'eau),

R(ε, α) le résidu corrigé converti en vapeur d'eau.

Cette méthode moins directe utilise des produits moins bruités car moyennés sur l'ensemble des satellites et sur une période de temps de typiquement 15 minutes à une heure. La principale difficulté est d'estimer correctement les fonctions de projection qui permettent de projeter l'IWV (au zénith par définition) sur une élévation quelconque. L'étude des fonctions de projection fournit une littérature abondante (Marini, 1972 ; Chao, 1974 ; Lanyi, 1984 ; Davis et al., 1985 ; Ifadis, 1986 ; Herring, 1992). La plupart des fonctions de projections utilisées actuellement dans les logiciels de traitement partent de l'hypothèse d'une atmosphère avec une symétrie azimutale. Une relation empirique entre l'IWV et la valeur du SIWV à une élévation donnée est calculée à partir de radiosondages grâce à des tracés de rais en fonction de l'élévation mais aussi de la latitude. Ces relations sont ensuite déclinées selon les auteurs en fonction de la date, de la latitude ou des mesures de surfaces. La fonction de projection la plus utilisée est celle de Niell (1996) sous la forme d'une fraction continue normalisée au zénith:

$$m(\varepsilon) = \left[\frac{1}{1 + \dfrac{a}{1 + \dfrac{b}{1+c}}} \right] \Bigg/ \left[\frac{1}{\sin(\varepsilon) + \dfrac{a}{\sin(\varepsilon) + \dfrac{b}{\sin(\varepsilon)+c}}} \right],$$

Avec au numérateur la normalisation au zénith,

les cœfficients *a*, *b* et *c* dépendent de la température, de la latitude et de la hauteur de la station au-dessus du géoïde (Niell, 1996).

Il existe des fonctions de projections pour la partie hydrostatique et pour la partie humide, et pour les gradients (Chen et Herring, 1997) :

$$m_{az}(\varepsilon) = \frac{1}{\sin\varepsilon.\tan\varepsilon + C},$$

avec ε l'élévation en degrés au dessus de l'horizon,

C un coefficient égal à 0.0032 ou 0.001 selon le type de gradient (sec ou humide).

Les fonctions de projection prennent en compte implicitement l'allongement du trajet lié à la réfraction du signal dans la basse troposphère. Il est évident que l'hypothèse de symétrie azimutale de l'atmosphère n'est pas réaliste à cause de la variabilité spatiale de la vapeur d'eau, pas plus que le caractère climatique des fonctions de projection. Les fonctions de projection « directes » ont été crées pour corriger le deuxième point. Ces fonctions de projection sont calculées pour chaque station GPS à chaque instant directement à partir d'un radiosondage lancé près de la station GPS (Rocken et al., 2001). Mais ce type de mesure n'est que rarement disponible dans un intervalle de temps ou d'espace suffisamment petit. Les simulations numériques de grande échelle permettent aussi de déterminer des fonctions de projection plus réalistes soit par tracé de rai dans le modèle d'atmosphère (Niell, 2001a ; Boehm et Schuh, 2004) soit en paramétrant la fonction de projection à partir de variables atmosphériques clefs comme la hauteur de la tropopause (Niell, 2000 ; Foelsche et Kirchengast, 2001b ; Foelsche et Kirchengast, 2002).

Il est possible d'améliorer les fonctions de projections et le traitement GPS en général en contraignant les variations spatiales ou temporelles des IWV entre les stations GPS proches. Les variations temporelles ou spatiales typiques de la vapeur d'eau peuvent être calculées à partir des lois sur la turbulence (Pany, 2002). Mais cette méthode lie les estimations des positions et des IWV entre eux et introduit de fortes corrélations sur les erreurs.

L'obtention de SIWV précis ainsi que de leur statistique est essentielle pour les applications en cours de développement comme l'assimilation de données GPS ou la tomographie. La précision finale des SIWV est difficile à évaluer car le processus de reconstruction est relativement complexe avec des fortes corrélations des erreurs. Des comparaisons entre le GPS et un radiomètre à vapeur d'eau (Braun et al., 2001 ; Braun et al., 2002 ; Gradinarsky, 2002 ; Bock et al., 2004) ou entre le GPS et une simulation numérique (Ha et al., 2002) ont été effectuées avec des résultats satisfaisants. La dispersion est de l'ordre de 2 g/m² au zénith et le coefficient de corrélation linéaire de 0.99. Les corrélations des SIWV et des erreurs sont le résultat du traitement complexe décrit ci-dessus. La littérature récente ne

fournit malheureusement pas encore de modèle suffisamment précis pour décrire les statistiques des SIWV et de leurs erreurs. Il nous a semblé néanmoins que la précision obtenue actuellement était suffisante pour commencer à développer de nouvelles applications comme la tomographie (ce travail) ou l'assimilation (la thèse de H. Brenot en cours). La première partie du logiciel de tomographie a pour fonction d'automatiser l'extraction des SIWV à partir des résultats du traitement par le logiciel GAMIT en prenant soin de ne pas sous-estimer les erreurs.

Chapitre II : la tomographie GPS

La tomographie est une technique d'imagerie non invasive qui consiste à restituer un champ 3D à partir de mesures intégrées au travers du domaine d'investigation. La tomographie permet d'accéder aux propriétés internes d'un milieu dans lequel on ne peut (ou on ne veut) pas faire de mesures directes. Cette technique a de nombreux champs d'applications en génie civil pour sonder la structure d'un monument endommagé, en médecine pour imager le fonctionnement des organes internes comme le cerveau, en géophysique pour imager les structures internes de la terre. Chacun de ces champs d'application a ses propres difficultés comme les changements temporels des propriétés du milieu pour la médecine ou la limitation du nombre de mesures en géophysique. Dans les sciences de l'atmosphère, la tomographie est utilisée pour restituer le champ 3D (et ses variations temporelles) de densité de vapeur d'eau à partir des mesures intégrées de vapeur d'eau du GPS. Des difficultés majeures compliquent la résolution de ce problème inverse. Contrairement à la température, la distribution de la vapeur d'eau est extrêmement variable dans le temps et dans l'espace (fig. 9) donc on ne peut restituer un profil vertical de vapeur d'eau uniquement à partir de mesures à la surface et de l'IWV. La géométrie particulière du réseau d'observation implique que toutes les structures ne pourront pas être imagées et que le résultat de la tomographie n'est pas unique. L'avantage des mesures GPS est le grand nombre de données et leur redondance.

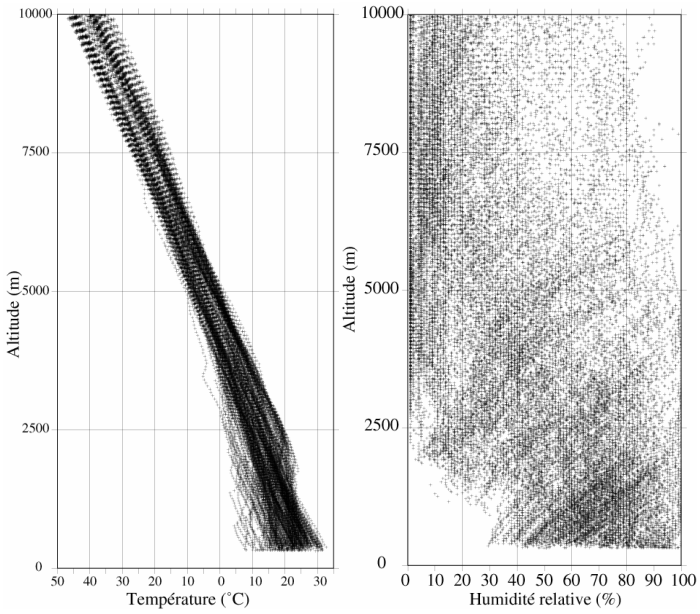


Figure 9: Température et humidité relative mesurées par environ 100 radiosondages pendant la campagne IHOP_2002 au dessus de Lamont (Oklahoma, Etats-Unis). L'humidité relative représente la fraction d'air saturée.

La tomographie GPS est une idée relativement ancienne dans la communauté de la géodésie (Bevis et al., 1992). L'obtention de délais obliques suffisamment précis et l'amélioration des fonctions de projection ont permis la création de plusieurs logiciels de tomographie dans les années 2000 (Flores et al., 2000a ; Hirahara, 2000 ; Flores et al., 2001 ; MacDonald et al., 2001 ; Gradinarsky, 2002 ; Troller et al., 2002 ; Noguchi et al., 2004 ; Champollion et al., 2005). La tomographie peut être effectuée à partir des délais totaux, humides ou de la quantité intégré de vapeur

d'eau. Le résultat est alors un champ 3D de réfractivité totale, humide ou une densité de vapeur d'eau. Inverser la réfractivité totale est certes plus précis car on réduit les étapes intermédiaires, mais le résultat est difficilement interprétable en terme météorologique. A l'opposé, inverser les SIWV, c'est choisir des données plus bruités pour un résultat plus facilement interprétable. Comme la démarche de cette thèse est de montrer les différentes applications possibles de la tomographie, nous avons choisi d'inverser les SIWV. Tous les résultats de la tomographie sont donc des densités de vapeur d'eau en g/m^3.

Mon travail a constitué dans une première partie à écrire totalement un logiciel de tomographie : LOFTT_K (**LO**giciel **F**rançais de **T**omographie **T**roposphérique avec filtre de **K**alman). L'intérêt de réécrire un logiciel de tomographie est (en plus des aspects pédagogiques ...) d'en maîtriser l'ensemble des paramètres. La plupart des logiciels de tomographie déjà existants contraignent les variations spatiales de l'inversion : deux cellules proches doivent avoir une densité de vapeur d'eau proche. L'ajout de contrainte est difficile à réaliser de manière objective étant donné le peu de connaissance sur les variations spatiales et temporelles de la vapeur d'eau mais permet des résolutions verticales plus fines. La philosophie de LOFTT_K est d'adapter la grille de l'inversion au volume de données disponibles.

La première étape de la tomographie est le choix d'une discrétisation (cellule ou nœud) et de la grille. Dans le logiciel LOFTT_K, la densité de vapeur d'eau a été référencée par sa valeur au centre de la cellule (pour un nœud, la valeur dans une cellule est définie par la moyenne des valeurs aux 8 nœuds voisins). Ensuite, la grille est créée avec un pas régulier en latitude et en longitude correspondant approximativement à l'espace moyen entre les stations GPS du réseau traité. Le pas vertical est croissant pour tenir compte de la corrélation croissante des rais avec l'altitude : tous les rais deviennent sub-verticaux. L'accroissement du pas vertical avec l'altitude permet de réduire le temps de calcul en dégradant la résolution dans une zone où la quantité de vapeur d'eau est extrêmement faible. Pour les réseaux avec une faible extension spatiale, des cellules de plus grandes tailles encadrent le réseau GPS pour que l'ensemble des rais (et surtout les rais rasants) soient à l'intérieur de la grille. L'objectif est de retrouver le champ de densité de vapeur d'eau le plus réaliste adapté à cette grille grâce aux données GPS par des méthodes inverses.

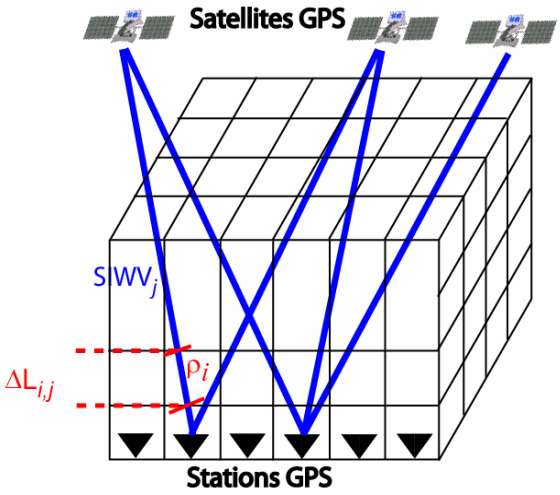


Figure 10: Représentation schématique (pas à l'échelle) des SIWV entre un réseau de GPS au sol et la constellation des satellites au travers de l'atmosphère discrétisée.

2.1 La résolution du problème inverse par moindres carrés

Une inversion par moindres carrés tel que décrite ci-dessous permet de retrouver la variabilité spatiale du champ de densité de vapeur d'eau. Pour suivre aussi les variations temporelles, la technique la plus adaptée est le filtre de Kalman. Néanmoins la plupart des notions présentées dans ce paragraphe sont transposables au filtre de Kalman présenté par la suite. L'inversion par moindres carrés sans filtre de Kalman a été utilisée pour réaliser la tomographie GPS de la campagne ESCOMPTE (cf. paragraphe suivant; Bastin et al., 2005a). Pour plus d'information sur la résolution des problèmes inverses et leur interprétation probabiliste, le lecteur peut se référer à Tarantola (1987) ou à Menke (1989).

Dans un problème inverse linéaire, les observations Y (ici les SIWV) sont reliées au modèle X à estimer (ici le champ 3D de densité de vapeur d'eau reconstitué) grâce à la matrice géométrique M aux erreurs C_y des observations (fig. 10) près par la relation :

$$Y = M.X + C_y .$$

La matrice géométrique M est construite à partir de la longueur de chaque rai dans chaque cellule. Dans le cas de la tomographie GPS, le problème est linéaire sous l'hypothèse que les rais soient rectilignes. Si les rais ne sont plus approximés à des droites, la longueur d'un rai dépend du champ de vapeur d'eau. La tomographie doit alors résoudre à la fois le champ 3D de vapeur et la courbure du rai dans chaque cellule par itérations successives. En considérant les rais droits, chaque SIWV y_j est la somme de la vapeur d'eau ρ_i multipliée par la longueur du rai $\Delta L_{i,j}$ (indépendante de ρ_i) dans chaque cellule i ,

$$y_j = \sum_{i=1}^{nb_cell} \Delta L_{i,j} * \rho_i + \varepsilon_j ,$$

avec *nb_cell* le nombre de cellules de la grille,
ε_j l'erreur du rai j.

$\Delta L_{i,j}$ (fig. 10) est calculé séquentiellement à partir de la station GPS au sol dans la direction du satellite avec un incrément de typiquement un centième de l'extension verticale de la plus petite cellule. Le calcul explicite est possible avec l'hypothèse des rais droits mais la méthode utilisée ici est adaptable à n'importe quelle géométrie de grille et à des rais courbes. L'erreur sur $\Delta L_{i,j}$ par rapport au calcul explicite est inférieure au double de l'incrémentation. Ainsi pour une cellule de 500 m de hauteur avec un incrément de 5 m, l'erreur est au maximum de 2% soit 10 m. Les rais croisant les frontières horizontales de la grille à une altitude inférieure à 10 km au-dessus du sol sont éliminés car ils ne sondent pas entièrement la troposphère. Les rais sortant de la grille au-dessus de 10 km d'altitude sont conservés car ils ne rencontrent dans la tropopause et au-dessus qu'une quantité totale négligeable de vapeur d'eau.

L'inversion par moindres carrés calcule la solution telle que la fonction χ^2 soit minimisée au sens de la norme L2 (la distance) :

$$\chi^2 = (Y - MX)^T C_y^{-1} (Y - MX) ,$$

avec C_y^{-1} la matrice inverse de covariance sur les données correspondant au bruit ε.

L'inversion par moindres carrés n'est optimale qu'uniquement sous l'hypothèse que les erreurs associées aux mesures et aux paramètres suivent une loi

gaussienne. Dans le cas contraire, les moindres carrés donnent une solution approchée de la solution optimale. L'unicité de la solution dépend de la géométrie du réseau et du nombre d'observations. Dans le cas de la tomographie GPS, la géométrie du réseau est défavorable puisque l'atmosphère est « scannée » uniquement depuis la surface. Certains types d'anomalies de vapeur d'eau comme une couche homogène d'épaisseur constante sur l'ensemble du réseau ne peut être restituée sans information externe (Champollion et al., 2005). L'ensemble des cellules n'est pas « éclairé » par les rais GPS (le problème est sous déterminé) mais les informations apportées par les différents rais pour certaines cellules sont redondantes (le problème est sur déterminé). On parle alors d'un problème inverse mixte. Dans ce cas l'inverse de la matrice M n'existe pas. On calcule alors une solution approchée de M^{-1}, l'inverse généralisée M^{-g}, qui minimise toujours la fonction χ^2 et tel que :

$$X = M^{-g}.Y + C_y .$$

Les moindres carrés permettent d'utiliser des informations a priori pour faciliter l'inversion de M en insérant un modèle a priori X_{ap}. La matrice de covariance associée C_{ap} est construite à partir de mesures externes comme les radiosondages ou les modèles climatiques (Gradinarsky, 2002). Le meilleur modèle de champ 3D de densité de vapeur d'eau X au sens des moindres carrés est donné par :

$$X = X_{ap} + [M^T C_y^{-1} M + C_{ap}^{-1}]^{-1}.M^T C_y^{-1}.\left(Y - MX_{ap}\right).$$

L'erreur associée au modèle a priori est typiquement une exponentielle décroissante avec une valeur dans le premier niveau de l'ordre de 10 g/m^3 et une hauteur caractéristique de 3 km. La corrélation des erreurs est gaussienne avec une longueur caractéristique de 50 km en horizontal et de 1 km en vertical. La matrice C_y est construite à partir de la combinaison des références du chapitre 1. La corrélation des erreurs est considérée gaussienne et uniquement sur les IWV (donc indépendante de l'élévation) avec une longueur et un temps caractéristique de 200 km et 60 minutes respectivement (Foelsche et Kirchengast, 2001b). Les corrélations des erreurs inférieures à 1% ont été réduites à zéro pour éviter les problèmes numériques liés aux erreurs d'arrondis dans l'inversion. La même matrice de covariance des erreurs sur les données est utilisée pour le filtre de Kalman.

2.2 GPS water vapour tomography: Preliminary results from the ESCOMPTE field experiment

C. Champollion[a], F. Masson[a], M.-N. Bouin[b], A. Walpersdorf[c], E. Doerflinger[a], O. Bock[d] and J. Van Baelen[e]

[a]Lab. Dynamique de la Lithosphère/CNRS, Montpellier, France
[b]Institut Géographique National, Saint-Mandé, France
[c]Lab. Géophysique Interne et Tectonophysique/CNRS, Grenoble, France
[d]Service d'Aéronomie/CNRS, Université Paris VI, Paris, France
[e]CNRM/GAME, Météo-France/CNRS, Toulouse, France

Received 1 July 2003; revised 1 January 2004; accepted 1 April 2004. Available online 5 November 2004.

Journal: Atmospheric Research

Abstract:

Water vapour plays a major role in atmospheric processes but remains difficult to quantify due to its high variability in time and space and the sparse set of available measurements. The GPS has proved its capacity to measure the integrated water vapour at zenith with the same accuracy as other methods. Recent studies show that it is possible to quantify the integrated water vapour in the line of sight of the GPS satellite. These observations can be used to study the 3D heterogeneity of the troposphere using tomographic techniques. We develop three-dimensional tomographic software to model the three-dimensional distribution of the tropospheric water vapour from GPS data. First, the tomographic software is validated by simulations based on the realistic ESCOMPTE GPS network configuration. Without a priori information, the absolute value of water vapour is less resolved as opposed to relative horizontal variations. During the ESCOMPTE field experiment, a dense network of 17 dual frequency GPS receivers was operated for 2 weeks within a 20×20-km area around Marseille (southern France). The network extends from sea level to the top of the Etoile chain (~700 m high). Optimal results have been obtained with time windows of 30-min intervals and input data evaluation every 15 min. The optimal grid for the ESCOMTE geometrical configuration has a horizontal step size of 0.05°×0.05° and 500 m vertical step size. Second, we have compared the results of real data inversions with independent observations. Three inversions have been compared to three successive radiosonde launches and shown to be consistent. A good resolution compared to the a priori information is obtained up to heights of 3000 m. A humidity spike at 4000-m altitude remains unresolved. The reason is probably that the signal is spread homogeneously over the whole network and that such a feature is not resolvable by tomographic techniques. The results of our pure GPS inversion show a correlation with meteorological phenomena. Our measurements could be related to the land–sea breeze. Undoubtedly, tomography has some interesting potential for the water vapour cycle studies at small temporal and spatial scales.

Keywords: GPS; Tomography; Water vapour; ESCOMPTE; Troposphere; Integrated water vapour.

Article Outline:

2.2.1. Introduction
2.2.2. From the GPS signal to the tomographic modelling
2.2.2.1. From zenith delay to Slant Integrated Water Vapour content
2.2.2.2. The tomographic inversion: theory and error covariance formulation
2.2.3. Parameterization of tomographic inversion based on simulated data
2.2.4. The ESCOMPTE field experiment: preliminary tomographic results
2.2.5. Conclusions and perspectives
2.2.6 Acknowledgements
2.2.7 References

2.2.1. Introduction

Water vapour plays a major role in atmospheric processes but remains difficult to quantify due to its high variability in time and space and the sparse set of available measurements. Therefore, the role of water vapour in precipitation, energy transfer, or radiation budget remains poorly described. The GPS has proved its capacity to measure the integrated water vapour at zenith with the same accuracy as other methods (radiosondes (Tregoning et al., 1998), water vapour radiometers (Rocken et al., 1995 and Doerflinger et al., 1998). The GPS has shown to be of great interest in meteorology and in climatology (Bevis et al., 1992, Yuan et al., 1993, Businger et al., 1996, Duan et al., 1996, Fang et al., 1998, Tregoning et al., 1998, Ware et al., 2000, Jerret and Nash, 2001 and Gradinarsky et al., 2002) because of its (increasing) spatial density and its continuous recording of the state of the water vapour in the atmosphere. Compared to water vapour radiometers, GPS operates in all weather conditions without need of complicated calibration. The assimilation of GPS measurements in numerical weather prediction models is under investigation in several laboratories (Gutman et al., 2004) and should improve the description of the humidity field and the precipitation forecasts. Recent studies show that it is possible to quantify the integrated water vapour in the line of sight of the GPS satellite (e.g., Ware et al., 1997, Alber et al., 2000 and Braun et al., 2003). These observations can be used to study the 3D heterogeneity of the troposphere using tomographic techniques.

Tropospheric tomography consists of the retrieval of a 3D scalar field of the water vapour from integrated measurements. Tomographic techniques have been intensively used in recent decades in medicine to investigate the human body or in seismology to describe the seismic velocity anomaly of the Earth's interior. In these two domains, tomographic inversion is well constrained by a sufficient amount of data which can be accumulated because the structures investigated do not change in time. The tomography of tropospheric water vapour is less well constrained due to the limited number of simultaneously visible GPS satellites and the great temporal variability of the water vapour. The first tropospheric tomography studies of water vapour have been performed by Flores et al. (2000a) and Flores (2000b) on the Kilauea volcano (Hawaii) and by Gradinarsky (2002) in the Göteborg region (Sweden). These experiments have been able to prove the feasibility of GPS tropospheric tomography. However, the data sets are limited by the number of GPS stations or by the lack of other meteorological data. The dedicated network for water vapour tomography was deployed during the ESCOMPTE field experiment conducted in Marseille (southern France) in June and July 2001. A dense GPS network was installed during the extensive campaign of pollution and atmospheric measurements ESCOMPTE (more information available on the website:

http://medias.obs-mip.fr/escompte). This particular setting provides a good opportunity for the validation of the tomographic solution, for its interpretation and for meteorological valorization.

Considering the dispersive character of the ionosphere for the GPS frequencies, ionospheric effects are minimised using a fitted linear combination of the two GPS frequencies (Brunner and Gu, 1991). Conversely, the tropospheric effects are not frequency-dependent below 15 GHz. The main effect of the troposphere on GPS positioning is an extra delay of the radio signal emitted by the GPS satellites (Davis et al., 1985). This delay is time varying due to the variable pressure, temperature and water vapour content of the atmosphere and cannot be modelled or predicted with sufficient precision for high-precision positioning, especially in near real time. This delay is nowadays the major error source for precise positioning. To model out the perturbation, a set of tropospheric parameters is estimated during the GPS data analysis: zenith delays and, more recently, horizontal gradients. The correlation between these delays and the state of the atmosphere makes the GPS an efficient tool for meteorological observation. In this study, we will describe the techniques for the retrieval of Zenith Total Delay (ZTD) and the conversion to Slant Integrated Water Vapour (SIWV) between each GPS receiver and each GPS satellite. The SIWV values are the input data for the tomography. We will discuss the implications of the accuracy of the SIWV signal for the interpretations of the results. We explain the theory of our tomographic inversion and its limitations based on synthetic results. Then, we describe the ESCOMPTE field experiment and the GPS data analysis. Finally, we show some preliminary results from the inversion of the ESCOMPTE GPS data and a first tentative of meteorological interpretation.

2.2.2. From the GPS signal to the tomographic modelling

Atmospheric measurements with GPS are based on the propagation delay of the signal through the real atmosphere with respect to the propagation of the same signal in a vacuum. The tropospheric delay ΔL is obtained by integrating the neutral refractivity $N(l)$ along the path L between the satellite and the receiver:

$$\Delta L = \int_L 10^{-6} N dl \qquad (1)$$

The path L is calculated from Fermat's law of wave's propagation. The bending of the ray is implicitly included in the mapping function described later. The refractivity can be expressed as a function of the “dry” air pressure P_d, the temperature T and the water vapour partial pressure P_w:

$$N = k_1 \frac{P_d}{T} Z_d^{-1} + k_2 \frac{P_w}{T} Z_w^{-1} + k_3 \frac{P_w}{T^2} Z_w^{-1} \qquad (2)$$

where Z_d^{-1}=1.00027 is the inverse of the “dry” air compressibility, Z_w^{-1}=1.00201 is the inverse of the water vapour compressibility and k_1=77.60±0.05 K/hPa, k_2=70.4±2.2 K/hPa, k_3=(3.739±0.012).10^5 K^2/hPa (Bevis et al., 1994).

In the GPS data analysis, the delay is expressed at the zenith in two parts:

$$ZTD=ZHD+ZWD \qquad (3)$$

where ZHD and ZWD are the hydrostatic and wet parts of the ZTD.

From Eq. (3), we can remove the “dry” or hydrostatic delay depending only on the total pressure and the temperature. The zenith hydrostatic delay ZHD is accurately estimated from the surface pressure P_0 and the variation of the gravity field f with the latitude φ and the height above the geoids H in kilometres (Davis et al., 1985):

$$\mathrm{ZHD} = \left[(0.0022768 \pm 0.0000015) m.hPa^{-1}\right] \frac{P_0}{f(\varphi,H)} \tag{4a}$$

$$\text{with } f(\varphi,H) = 1 - 0.00265\cos(2\varphi) - 0.000285H \tag{4b}$$

The remaining zenith “wet” delay ZWD is simply the difference between the ZTD and the ZHD. The Zenith Integrated Water Vapour IWV is nearly proportional to the ZWD, with a conversion factor Π (in kg/m3) expressed after Bevis et al. (1992) as :

$$\Pi = \frac{10^6 m_w}{\left(k_2 - k_1 \frac{m_w}{m_d} + \frac{k_3}{T_m}\right) R^*} \tag{5a}$$

where T_m is a so-called “mean temperature,” m_w is the molar mass of water vapour, m_d is the molar mass of dry air and R^* is the ideal gas constant.

The relation between the ground temperature and the mean temperature T_m can be empirically determined from a data set of regional radio soundings with an accuracy of 2% (Bevis et al., 1992). But, for this study, we assume an accuracy of 1% because we use the data from the three radio soundings launch within the GPS network at each time of the three tomographic inversions presented and we integrate numerically the formula:

$$T_m = \int \frac{P_w}{T} dz \Big/ \int \frac{P_w}{T^2} dz \tag{5b}$$

Finally, we have :

$$\mathrm{IWV} = \Pi \times \mathrm{ZWD} \tag{5c}$$

The integrated water vapour in the vertical column is retrieved from slant wet delays to all the satellites observed by a ground-based GPS station. The cone on Fig. 1 is limited by the minimum elevation of the GPS observations. Comparisons with radio soundings, Very Long Baseline Interferometry and radiometer measurements lead to an accuracy of about 0.8 kg/m^2 for GPS-derived IWV (Foelsche and Kirchengast, 2001 and Niell et al., 2001).

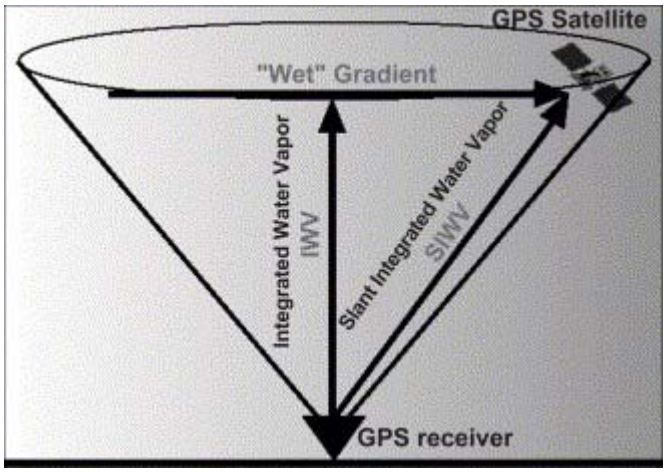


Fig. 1. Schematic representation of the Slant Integrated Water Vapour (SIWV) in a heterogeneous atmosphere. The cone is the maximum angular aperture of the GPS antenna.

2.2.2.1. From zenith delay to Slant Integrated Water Vapour content

The zenithal delays are mapped to the zenith to form the slant delays observed between the GPS satellites and antennas with m_h and m_w the corresponding “dry” and “wet” mapping functions. In this study, we use the Niell hydrostatic and wet mapping functions (Niell, 1996). Any atmospheric behaviour departing from this assumed azimuthal symmetry (e.g., lateral heterogeneity) cannot be reproduced by this horizontal layer model (Bock et al., 2001). We can improve the model by estimating gradients in the North–South and East–West direction. The gradients (Fig. 1) are fit to minimise the nonmodelled residuals as described by Davis et al. (1993) and Chen and Herring (1997) and they are expressed in millimeters of delay at 10° of elevation. We use this gradients approach to introduce troposheric heterogeneity in the GPS solution. The gradients in the hydrostatic component can be calculated (and then removed) from surface measurements. The Slant Integrated Water Vapour (SIWV) are reconstructed from ZWD and gradients, they are the input data (or observations) for our tomographic inversion. Namely, the SIWV is now expressed as :

$$\frac{\mathrm{SIWV}}{\Pi} = m_w(e)\mathrm{ZWD} + m_\Delta(e)\cot(e)\left[G_N\cos\phi + G_E\sin\phi\right] \qquad (6)$$

with the above notations, e is the elevation angle, G_N, G_E and m_Δ being the N–S gradient of ZTD, the E–W gradient of ZTD and the gradient mapping function, respectively (Chen and Herring, 1997).

All the atmospheric variability cannot be completely described by such a model, the postfit residuals can be added to the slant wet delays. The postfit residuals are the difference between the phase observations and the signal reconstruction at each epoch between each satellite–station pair, including the clock's error, the multipath, the phase centre variations and the atmospheric nonmodelled effects. These components are not easily removed, even with the stacking method used by Braun et al. (2001). Quantifying exactly the real part of the atmospheric nonmodelled effects in these residuals is not feasible yet.

As the gradients are an average over all the visible satellites, the noise level is still lower than the postfit residuals. During the ESCOMPTE campaign, the magnitude of signal level in gradients is typically about 2 mm at the zenith, with an RMS of about 0.5 mm. The noise level in the slant delay postfit residuals is equivalent compared to the signal level in the gradients. In this study, we do not use

the residuals to avoid contamination from nonatmospheric GPS errors (such as multipath and clock errors) in our observations.

An alternative method is to use directly the double difference residuals which are free from clock's errors. But the methods to extract information from double difference residuals (Alber et al., 2000) are still discussed and may cause significant systematic errors (Elòsegui and Davis, 2003).

2.2.2.2. The tomographic inversion: theory and error covariance formulation

The tomographic inverse problem consists of retrieving the scalar three-dimensional field of water vapour from the values integrated along the ray path (Fig. 2b). Since we consider the geometrical effect of the bending of the ray as negligible for elevation angles higher than 10° (Elgered, 1993), the problem becomes linear. The formulation in the linear discrete theory of the direct problem expresses the link between the observations (SIWV) Y and the true water vapour density X (expressed in g/m^3) through the linear operator M:

$$Y=\mathbf{M}X+\varepsilon \quad (7)$$

where ε is the measurement error vector. The linear operator **M** is expressed as a matrix whose coefficients represent the length of each ray in each cell (ΔSIWV in Fig. 2b).

To solve the inverse problem, the matrix **M** must be inverted. As the problem is locally underdetermined (some cells have no rays within), we have to find the "generalised inverse" $\mathbf{M}^{-g}$ to obtain the reconstructed field X_{reco} from the data Y:

$$X_{reco}=\mathbf{M}^{-g}Y \quad (8)$$

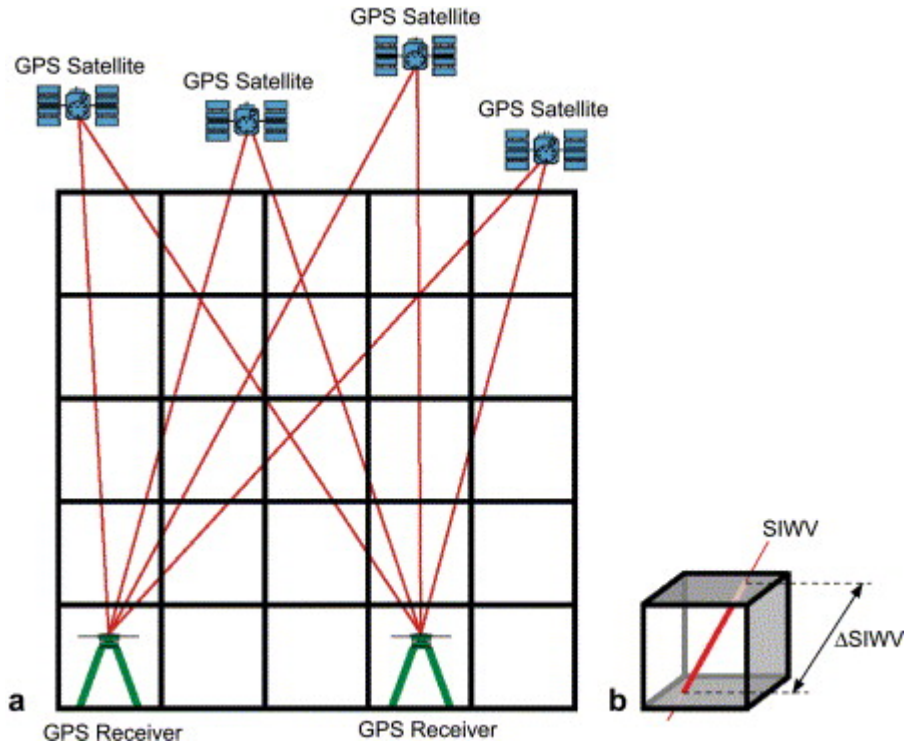


Fig. 2. (a) Schematic view in 2D of the discretization of the space and the assumed straight rays between ground receivers and GPS satellites. (b) ΔSIWV is the path-length of one ray in one cell in three dimensions.

To minimise the ill-conditioning, we can add some constraints using a priori information (X_{ap}). A good a priori field can be water profiles from radio soundings or radio occultation (above 2 km). As the aim of this study is to determine the ability of the tomographic method to reconstruct the water vapour field from GPS data alone, we choose an a priori profile from a standard atmosphere for midlatitude. The optimal case would be if GPS tomography were reliable in every region in every weather condition, even if no radio soundings are available. Radio sounding profiles will be used for the validation of the results. To gain some stability in the lowest layer, we use surface measurements of water vapour to initialise the ground level of the standard atmosphere. We could also add some constraints instead of the a priory model to smooth the density field (Flores et al., 2001a and Flores et al., 2001b), but the level of the constraints is difficult to set and can hardly be evaluated from atmospheric physics.

The Bayesian approach in the framework of discrete inverse theory gives us an explicit manner to incorporate a priori information (Foelsche and Kirchengast, 2001 and Rogers, 2000). With the assumption of a linear forward model and of a Gaussian distribution for the a priori and measurement error, we can express the reconstructed field of water vapour X_{reco} as:

$$X_{\text{reco}} = X_{\text{ap}} + \left[\mathbf{M}^T \mathbf{C}_{\text{y}}^{-1} \mathbf{M} + \mathbf{C}_{\text{ap}}^{-1}\right]^{-1} \mathbf{M}^T \mathbf{C}_{\text{y}}^{-1} \left(Y - \mathbf{M} X_{\text{ap}}\right) \qquad (9)$$

where the matrices $\mathbf{C}_y$ and $\mathbf{C}_{ap}$ are respectively the measurement error covariance and the a priori error covariance.

The a priori covariance $\mathbf{C}_{ap}$ is chosen to be quite large except for the lowest layer which is partially adjusted to the ground measurement. At the surface, we use an error of 25% and vary that error up to 100% at 5000 m high based on radio sounding data sets in Europe (Gradinarsky, 2002). The correlation between two elements of the a priori model is given by a classic Gaussian law in the horizontal and an exponential law in the vertical. The exponential law reflects the high vertical variability of water vapour. We choose a small vertical and horizontal length of Gaussian correlation equal to 0.1 and 0.5 km to avoid some smoothing effects.
The measurement error covariance $\mathbf{C}_y$ can be split into three different parts: the discretization $\mathbf{C}_{dis}$, the observation $\mathbf{C}_{obs}$ (ZWD and conversion error to SIWV) and the spatial and temporal variations of the humidity field $\mathbf{C}_{var}$. The discretization error $\mathbf{C}_{dis}$ (based on direct modelling of real data into different grids) shows a white noise level of 2% for 0.05°×0.05°×500 m cells, with no bias and no correlation. The ZWD error (typically 6 mm) is projected along the ray path with the Niell mapping function to obtain $\mathbf{C}_{obs}$ (relative to the noise å in Eq. (7)). The error on the Π coefficient is based on the estimation of the temperature T_m with an error of 1%. These errors do not account for any possible spatial correlation among ZWD at different sites because of the lack of knowledge in this domain (Tregoning et al., 1998). We assume that the uncorrelated errors dominate the total measurement error as we use a network with baseline longer than 2000 km. Finally, the spatial variation within a cell $\mathbf{C}_{var}$ and the temporal variation during the time of measurement are determined from the interpolation of IWV map for the whole GPS network.

2.2.3. Parameterization of tomographic inversion based on simulated data

To examine the effective resolution of the method, a set of synthetic tests using various models has been performed. We use the real geometric configuration of the ESCOMPTE experiment. In a first step, we test the number of rays needed to

solve the inverse problem. A simple set of data, corresponding to 15 min of GPS data, is formed by the SIWV between each satellite–station pair computed at one epoch. To increase the number of data, it is possible to inverse together several sets of data (three sets of data=30 min, five sets of data=1 h). It is also possible to interpolate the data between two epochs to get one set of data each 30 s. This allows a denser spatial coverage of the studied region. The best result is obtained using SIWV each 30 s over 1 h, allowing the best coverage of the 3D model as we use the maximum of data. Unfortunately, the inversion of real data is much more complex. First, accurate SIWV are needed, avoiding the use of interpolated data. Second, the inversion of five sets of data implies a time interval too long with respect to the variability of the water vapour field in the troposphere. To obtain a compromise between the quantity of data and the variability of the water vapour field, we select a time interval of 30 min. In a second step, we test the size of the grid cells. The optimal horizontal size of the cell is equal to the mean distance between the stations ($\sim$0.05°). Vertically, the thickness of the layers has to be defined to allow the rays starting from one station to cross the neighbouring cells. Taking the station at the centre of the cell and a minimum elevation angle of 10°, this implies a minimum thickness of the first layer of about 300 m. To confirm these estimations, we have performed two inversions taking cell sizes of 0.05°×0.05°×500 m and 0.025°×0.025°×200 m, respectively. Clearly, the set of data does not allow resolving the second grid: this fine grid is not resolvable due to the small amount of data by cell. Only a greater number of stations decreasing the mean distance between the stations could allow the use of smaller cells. Using the 0.05°×0.05°×500-m grid, only 12% of the cells are empty of ray crossings.

Hereafter, we present five synthetic tests performed using a time interval of 30 min and a grid of 0.05°×0.05°×500 m. We study several simple cases to illustrate the geometrical limitations of the method. All the rays between the satellites and the ground receivers must be in the grid so we add large buffer cells around the GPS network. The synthetic data are constructed from the real position of the antennas and the satellites. The water vapour density in the atmosphere is set to zero and the anomalies to one. As we look only at the geometrical limitations of the method, there is no noise added to the synthetic data. As the atmospheric model is completely unrealistic, we simply use a null a priori model with no particular constraints for the lowest layer. Further synthetic tests will be done in the future with more realistic models from numerical weather simulations. The results of the four tests are summarized below (see Fig. 3a to d):

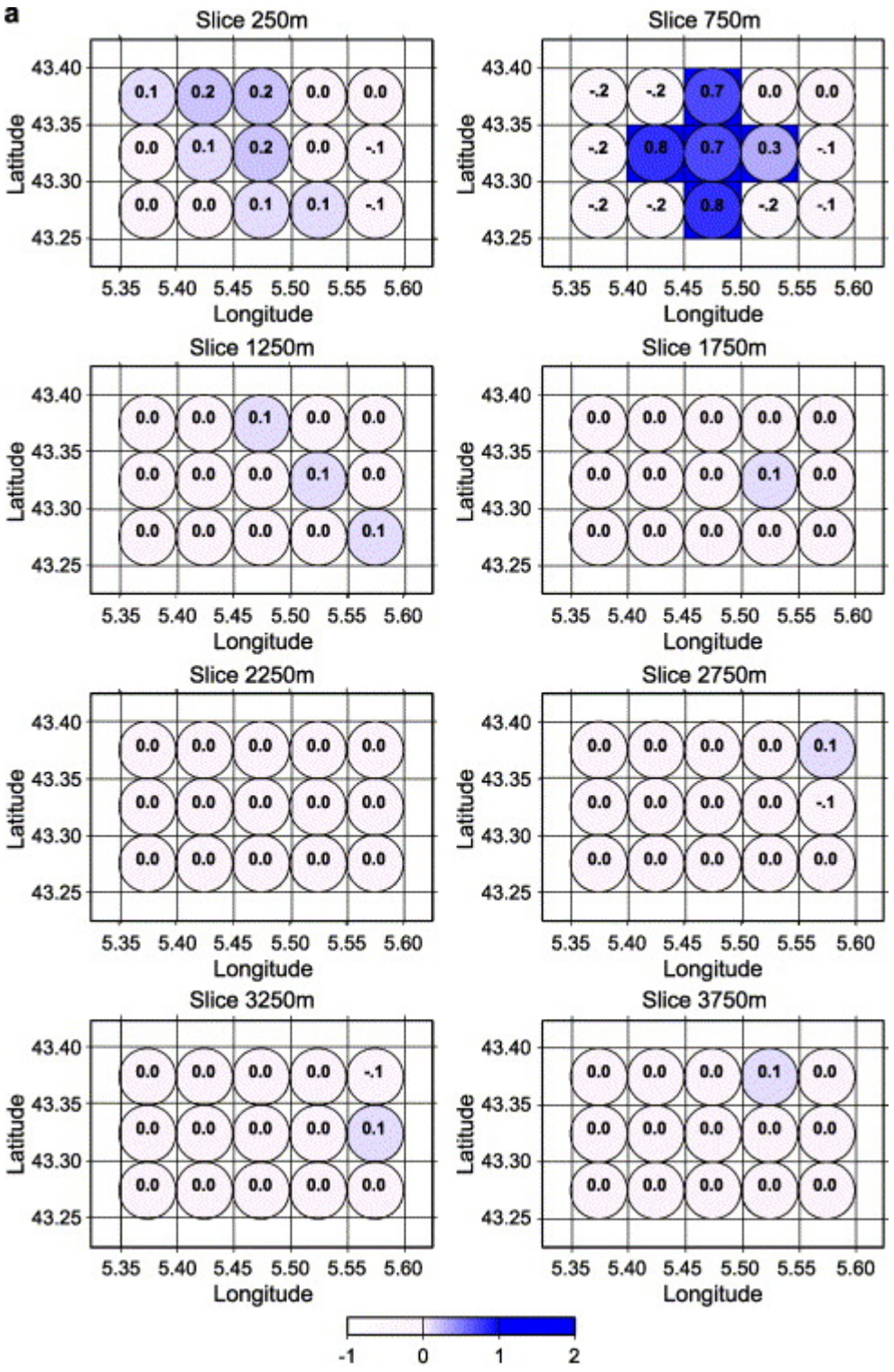
(1) A cross-shaped anomaly between 500 and 1000 m: the cross is well retrieved except in its eastern part due to the lack of rays in this cell that includes the Garlaban Mountain. A small amount of smearing is observed in the first layer and leads to an underestimation of the value of the anomaly in the cross. Negative values around the cross are due to the inversion scheme which produces the minimal norm solution. The total contrast in the 750-m slice is about 1, as expected. To obtain the absolute values of the humidity field, we need a realistic a priori model.

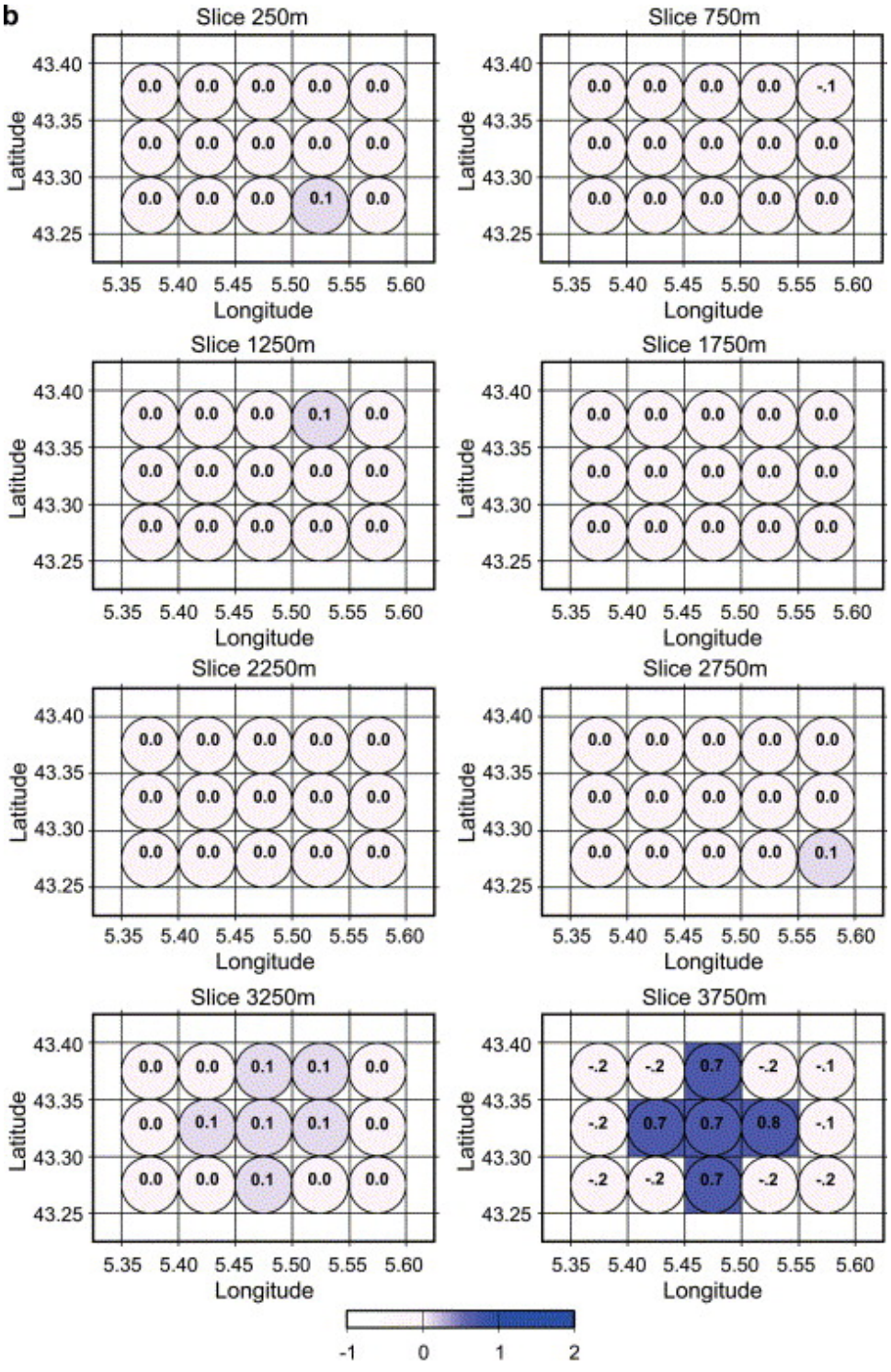
(2) A cross-shaped anomaly between 3500 and 4000 m: once again, the cross is well retrieved, with a small amount of smearing in the layer underneath and negative values around the cross. Our data set is capable to detect and recover structures at high altitude.

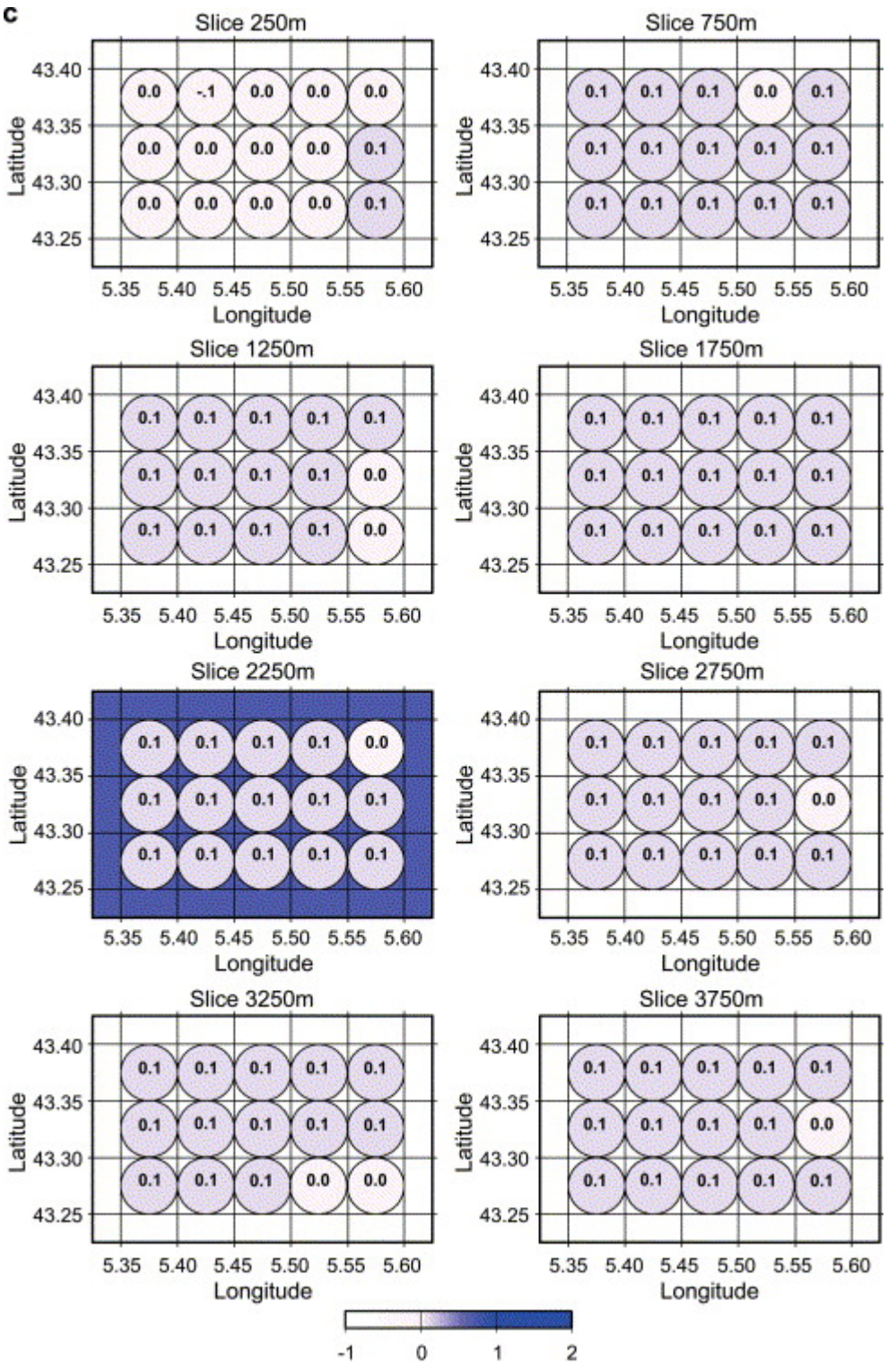
(3) A homogeneous layer between 2000 and 2500 m: the anomaly is more or less homogeneously distributed throughout the whole model except in the first layer. Synthetic data computed through the model can be explained by infinity of layered

models with an integrated vertical anomaly of 1. As the inversion conducts to the minimum norm model, the solution spreads out the anomaly in all the layers. Only the first layer is correct due to the variation of the altitude of the stations.

(4) A homogeneous layer between 0 and 500 m: due to the variation of the altitude of the stations, the rays from the satellites to the stations do not have the same length within the anomaly. Only an anomalous layer at the bottom of the model can explain the synthetic data. This explains why the estimated field resembles the synthetic field. In the eastern part of the model, the topography and the lack of stations explain the large difference between the estimated and synthetic fields.


a
Slice 250m
0.1 0.2 0.2 0.0 0.0
0.0 0.1 0.2 0.0 -.1
0.0 0.0 0.1 0.1 -.1
Slice 750m
-.2 -.2 0.7 0.0 0.0
-.2 0.8 0.7 0.3 -.1
-.2 -.2 0.8 -.2 -.1
Slice 1250m
0.0 0.0 0.1 0.0 0.0
0.0 0.0 0.0 0.1 0.0
0.0 0.0 0.0 0.0 0.1
Slice 1750m
0.0 0.0 0.0 0.0 0.0
0.0 0.0 0.0 0.1 0.0
0.0 0.0 0.0 0.0 0.0
Slice 2250m
0.0 0.0 0.0 0.0 0.0
0.0 0.0 0.0 0.0 0.0
0.0 0.0 0.0 0.0 0.0
Slice 2750m
0.0 0.0 0.0 0.0 0.1
0.0 0.0 0.0 0.0 -.1
0.0 0.0 0.0 0.0 0.0
Slice 3250m
0.0 0.0 0.0 0.0 -.1
0.0 0.0 0.0 0.0 0.1
0.0 0.0 0.0 0.0 0.0
Slice 3750m
0.0 0.0 0.0 0.1 0.0
0.0 0.0 0.0 0.0 0.0
0.0 0.0 0.0 0.0 0.0
Latitude
43.40
43.35
43.30
43.25
Longitude
5.35 5.40 5.45 5.50 5.55 5.60
-1 0 1 2


b
Slice 250m
Slice 750m
Slice 1250m
Slice 1750m
Slice 2250m
Slice 2750m
Slice 3250m
Slice 3750m
Latitude
Longitude
43.40
43.35
43.30
43.25
5.35 5.40 5.45 5.50 5.55 5.60
-1 0 1 2


c
Slice 250m
Slice 750m
Slice 1250m
Slice 1750m
Slice 2250m
Slice 2750m
Slice 3250m
Slice 3750m
Latitude
Longitude
43.40
43.35
43.30
43.25
5.35 5.40 5.45 5.50 5.55 5.60
-1 0 1 2

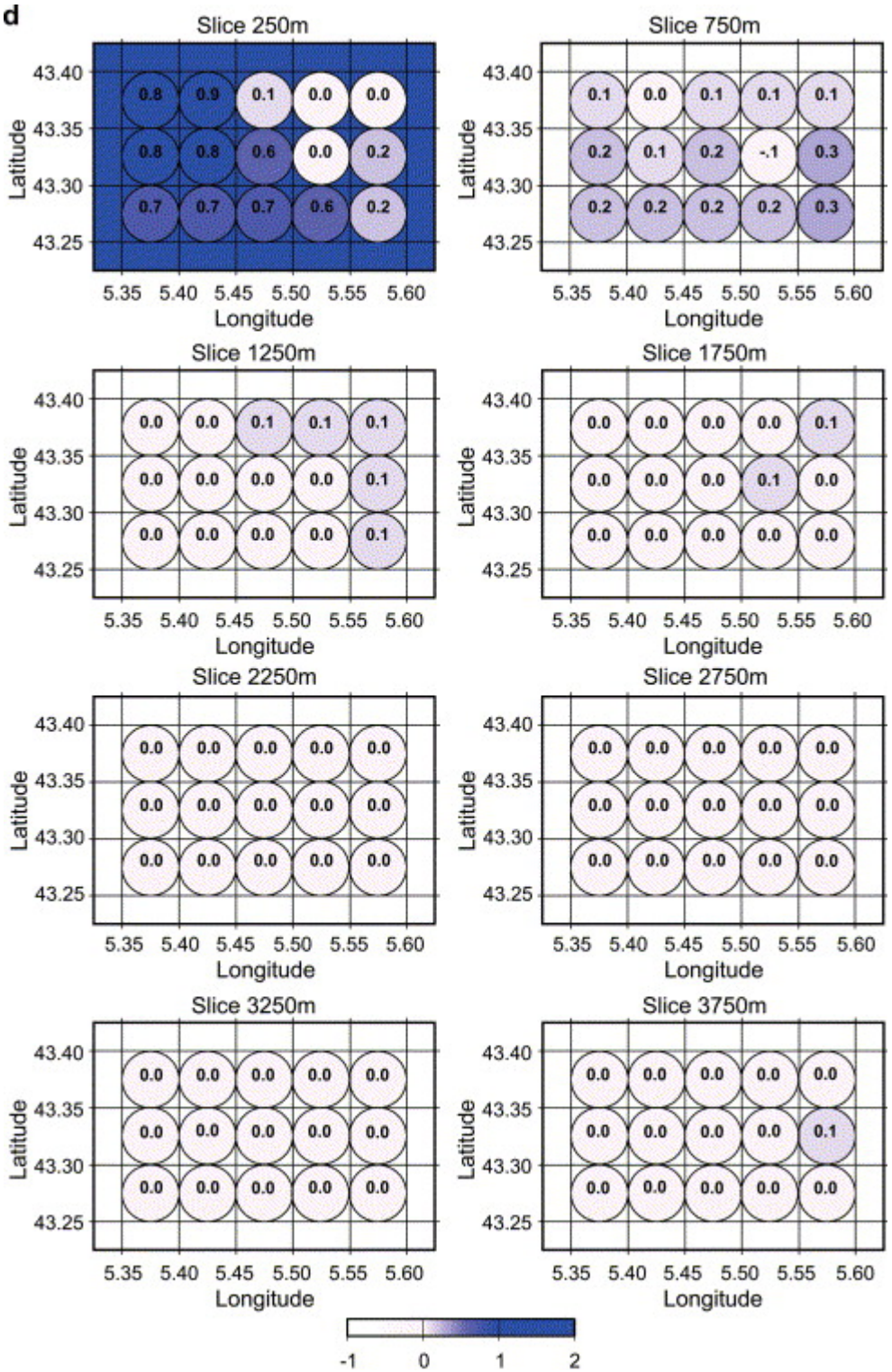


Fig. 3. (a–d): Eight horizontal slices from 250 to 3750 m high through a synthetic model (□) and the resulting inverted model (○). Anomalies in the synthetic model=1. Values in the circles are the values of the retrieved field. See text for comments.

To summarize, the tomographic inversion is able to restore local anomalies (i.e., anomalies which do not cover the whole studied domain) whatever the height. On the other hand, an extended anomaly cannot be restored, except if it is located at low altitude, below the highest GPS station. In the estimated fields, we have to take into account the possible existence of vertical smearing and horizontal smoothing of

the anomalies. Nevertheless, the horizontal contrasts are well retrieved and can be used to detect lateral water vapour anomalies.

2.2.4. The ESCOMPTE field experiment: preliminary tomographic results

The ESCOMPTE campaign (Cros et al., 2004; http://medias.obs-mip.fr/escompte) took place from June 5 to July 13, 2001 in southern France over the region surrounding Marseille and the Berre Lagoon. The primary objective of this campaign was the study of pollution generation, distribution and dissipation over this urban and industrial area and the influence of the local atmospheric dynamics and land–sea breeze system forced by a sharp coastline, rugged orography and the influence of two large valleys (the Rhône and the Durance). Given the deployment of a very large array of instruments (including surface meteorological stations, wind profilers, lidars and radiosondes) to monitor both the photochemical and atmospheric dynamical processes during the field experiment, it was decided to associate a GPS experiment with this campaign to share resources and costs. The GPS experiment's objectives include the determination of the IWV with GPS, the study of the evolution of the IWV in conjunction with the atmospheric dynamics, the study of the GPS-retrieved horizontal gradients and the development of tomography for three-dimensional restitution of the atmospheric humidity field (Bock et al., 2004). During the campaign, a GPS network of 16 stations has been deployed over the urban and northern border of Marseille within a square area of roughly 20×20 km (Fig. 4). The geometry of the campaign is well suited for tomographic applications due to the good height distribution of the GPS receivers (Fig. 4). To complement the GPS network, a set of additional instruments for the remote sensing of water vapour was deployed. At station VALL, a water vapour radiometer and a solar spectrometer were deployed. At the station called AIRB (Aix-les-Milles airbase), the prototype water vapour Raman lidar of Institut Géographique National was operated. These instruments provide independent IWV measurements for comparison and validation of the GPS solutions.

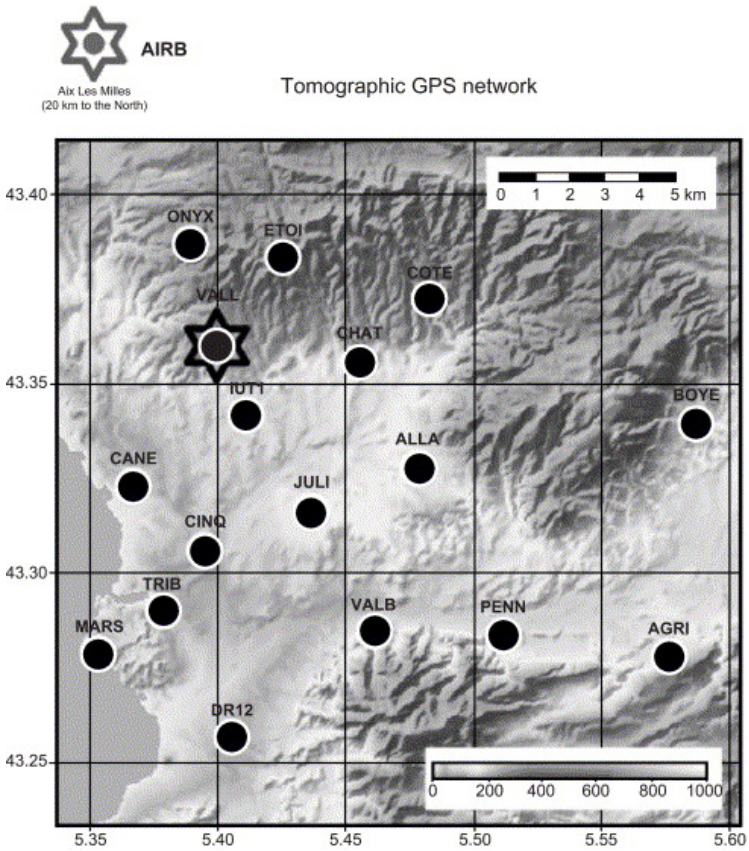


Fig. 4. View of the dense GPS network extending over 20×20 km near Marseille.

Processing of the GPS data and preliminary validation of ZTD and gradient parameters are described in Walpersdorf et al., 2004. Using the GAMIT/GLOBK software package (King and Bock, 2000), the processing consists of two successive runs. The first one defines the positions of the GPS stations over 24-h sessions. The second one, tightly constrained positions determined through Kalman filtering, estimates the tropospheric parameters (for each station, one ZTD every 15 min and one gradient every 30 min) over the entire observing period. Thus, following the strategy described in the previous section, we reconstruct the SIWV from the ZTD and gradients provided. However, due to a lack of surface pressure field measurements over the area of interest, we assume no lateral variation of the pressure field on the domain. The hydrostatic gradient could not be estimated reliably and was not accounted for. Nonetheless, the associated error can be estimated by the spatial variation of the ZHD between the only two points of surface pressure measurements available. It is less than 1 mm with a very small temporal variability (less than 0.5 mm) and deemed negligible in this case. Further work will be done with numerical model or with faraway ground pressure measurements to quantify exactly the gradient in the hydrostatic component.

To perform the tomographic inversion using the observed data of the ESCOMPTE experiment, the best results compared to the radio sounding measurements were obtained with a grid size identical to the synthetic case studies for the horizontal (0.05°×0.05°) and with a varying grid size in the vertical from 500 m at the ground (sea level) up to 1000 m at a 10000-m altitude. This offers a compromise between resolution and accuracy, taking into account the increased correlation between the rays at higher altitudes. To validate our results by comparison with radiosonde profiles, we will use the individual 15-min retrievals. In

that case, however, 20% of the grid cells are not sampled. It appears that a better strategy to provide denser cell sampling would have been to dispose of 5 min GPS solution interval grouped together during half-hour time to represent a single “time” in the inversion process. It is also to be noted that further increase of the time span would render the inversion unstable because of the high time variability of the water vapour distribution, even in the dry meteorological conditions of our study.

We compare results from day 177 (26 June 2001) at the end of Intensive Observation Period 2b with three soundings launched from the station CINQ in the centre of our GPS network. The launches took place around 12, 14 and 16 h UTC and used Vaisala RS80 sondes. It should be noticed that the GPS profiles extracted from the tomography are mean values of the water vapour over 15-min period and over a large volume of air. Radiosonde measurements are instantaneous and punctual, but the radiosonde ascent takes about half an hour to reach 10,000 m high. Moreover, radiosondes are shifted by the wind. Therefore, when comparing radiosonde and GPS-retrieved absolute humidity profiles, one has to keep in mind these differences. As the two types of measurements are not equivalent, quantitative comparisons are not possible. Fig. 5 shows the comparison between the three radiosonde profiles (black curves on Fig. 5a, b and c), the a priori profile used for initialisation (red curves, identical in all panels) and the profile retrieved from tomographic inversion (green curves). The profile retrieved at 12 h UTC is in very good agreement with the radio sounding: it follows well the smooth decrease revealed by the radiosonde, quite different from the a priori profile. However, one could argue that, above 3500 m, the retrieved profile is drawn back to the a priori model which is then close to the actual humidity profile. For the following comparisons, there is less agreement. Indeed, below 3000 m, the agreement between radiosonde and retrieved profile is degraded, while the “spike” in humidity at about 4000 m is missed. A possible explanation, as demonstrated earlier, could be that a thin layer of higher humidity has penetrated above the entire domain between the two soundings. In such a case, the inversion will not be able to resolve the “anomaly” but will “dilute” it over the entire altitude range. That would explain the fact that the “spike” at 4000 m is not reproduced by the inversion and that the retrieved profile below and above presents slightly higher values as the humidity content of the anomaly is distributed at the other levels. This interpretation is supported by the radio sounding measurement at Aix-les-Milles (20 km to the North) which indicates the same spike at 4000 m high.

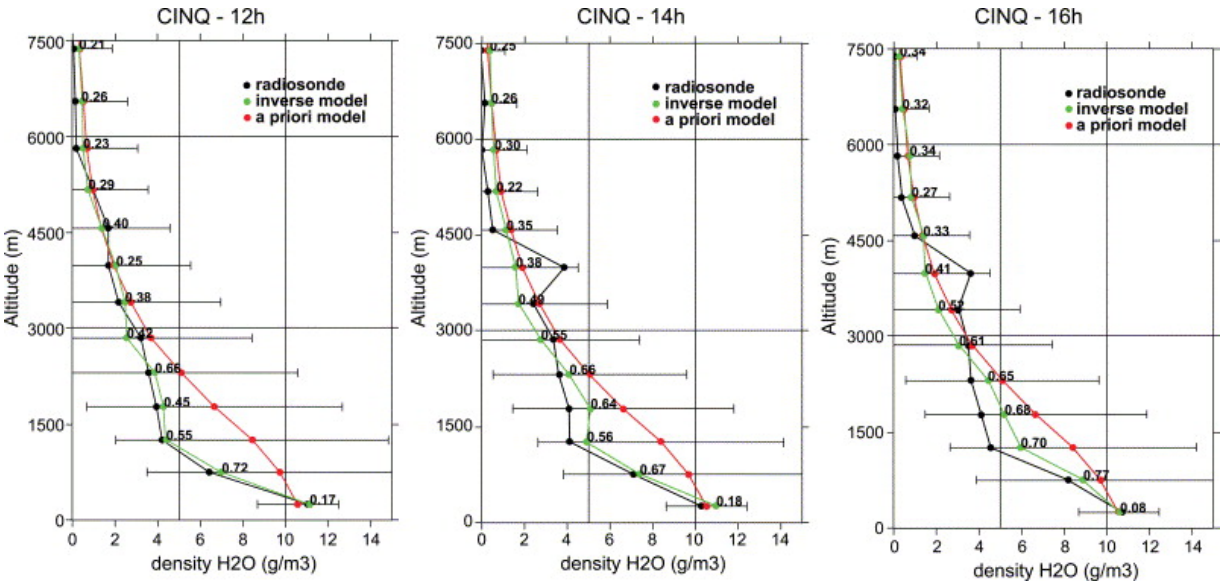


Fig. 5. Water vapour vertical profiles at the GPS station CINQ at 12, 14 and 16 h UTC, 26 June 2001. Red line: initial model. Green line: inverted model. Black line: radio sounding. Numbers on the green line are the diagonal terms of the resolution matrix. The horizontal error bars on the red line are the a priori model error.

The final objective of GPS tomographic inversion is the retrieval of the three-dimensional distribution of water vapour over the area of investigation. Such an example is depicted in Fig. 6 where we show successive hourly vertical planes through the studied volume in the N–S and E–W directions from 12 to 14 h UTC. As all the cells of these vertical slices are sampled, there are no possibilities of a water vapour boundary being artificially produced in an unsampled region. In general, the distribution of water vapour is horizontally layered. In the N–S slices, one can observe the appearance of a moist layer moving southward about 1500 m above, what accounts for the urban region of Marseille. Furthermore, a striking feature in the E–W vertical plane is the accumulation of water vapour within the E–W valley from Marseille to Aubagne. The sea breeze would funnel the water vapour along the valley floor, guided by the complex orography. That entire water vapour dynamics is in good agreement with the wind profiler's data available. The wind profiles show, between 12 and 14 h UTC, a SW sea breeze below about 1000 m and a SE wind above (Delbarre et al., 2004). Although it is still too early in the study to draw definite conclusions on the dynamics involved, this example demonstrates the capabilities of GPS tomographic inversion. One can study the variations of the humidity distribution in conjunction with the local atmospheric dynamics, such as the land–sea breeze effect versus the large-scale circulation.

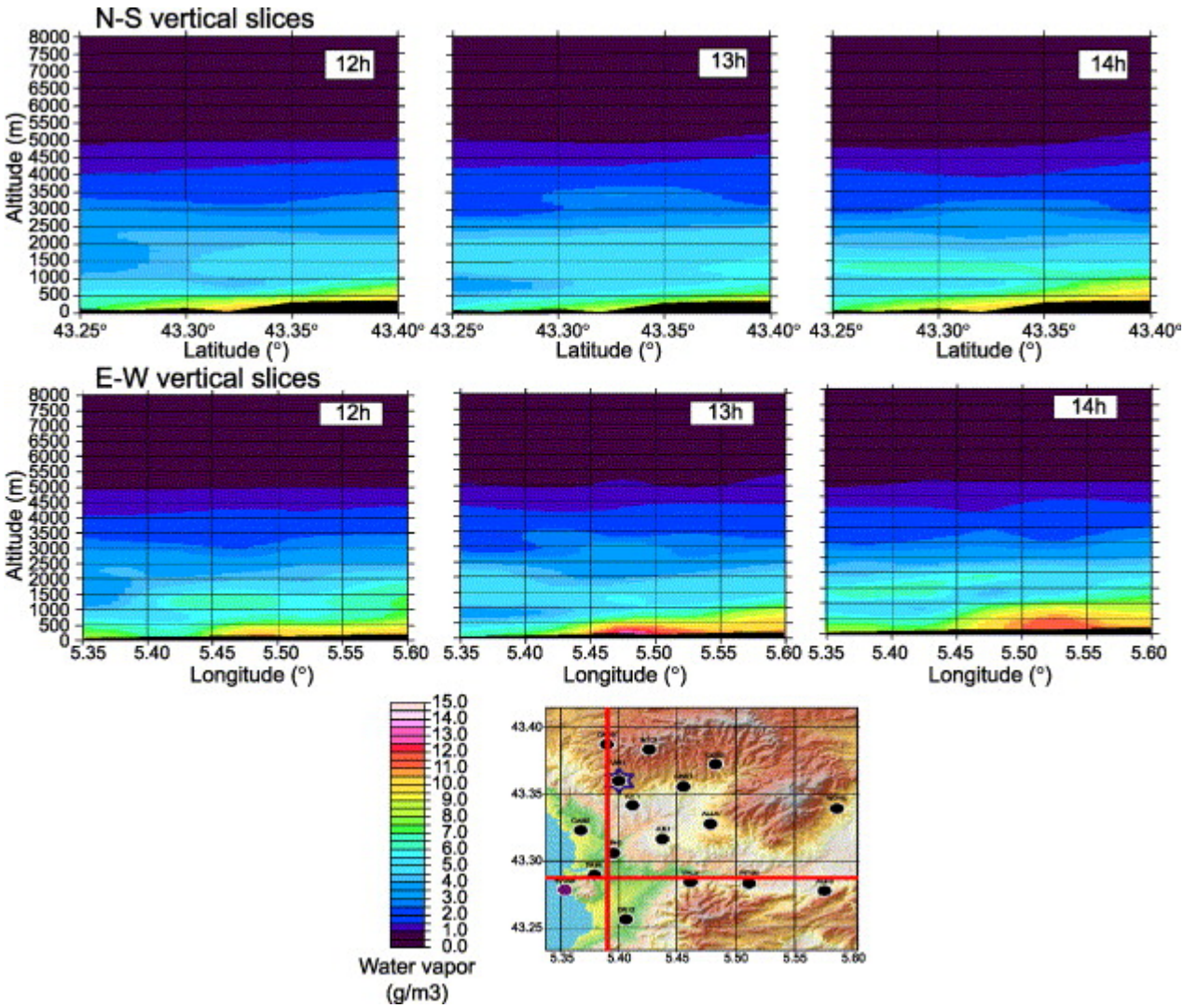


Fig. 6. Vertical cross-sections at 12, 13 and 14 h UTC, 26 June 2001. Top: north–south cross-section at the longitude of 5.39°. Bottom: east–west cross-section at the latitude of 43.31°. Cross-sections lines are indicated in the small inserted map.

2.2.5. Conclusions and perspectives

Our tomographic software is validated by simulations and comparisons of real data inversions with independent observations.

The simulations based on the realistic ESCOMPTE GPS network configuration have shown optimal performance concerning the ray geometry with a ray sampling assuming on 30-min intervals with SIWV values estimated every 5 min. This corresponds to about 200 SIWV observations and only 12% of unsampled grid cells. The optimal grid has a horizontal step size of 0.05°×0.05° and 500 m varying vertical cell size. Only a greater number of stations decreasing the mean distance between the stations could allow the use of smaller cells. Places within the model grid where the simulated perturbation was badly resolved can be related to a lack of stations in the realistic network configuration. It should be noticed that, without a priori information, the absolute value of water vapour is less resolved as opposed to relative horizontal variations.

The ESCOMPTE GPS campaign provided an important data set for tomographic inversion. SIWV values, the input data for the tomography, have been obtained by projecting ZWD and horizontal gradient values on the lines of sight of the GPS satellites. No residuals have been used so far for more stability of the

tomographic solution. The grid used for the real data inversion differs from the simulation grid by a varying vertical step size of 500 to 1000 m from the surface to a 10,000-km altitude. The inversion is based on a single evaluation of the observables over a 15-min time span. Three inversions have been compared to three successive radiosonde launches in IOP 2b (26 June, 12, 14 and 16 h UTC). Good resolution compared to the a priori model is obtained up to heights of 3000 m. A humidity spike at a 4000-m altitude present in the 14 and 16 h radiosonde data remains unresolved. The reason is probably that the signal is spread homogeneously over the whole network. Such a feature is not resolvable by tomographic techniques.

The temporal aspect of the tomography is not yet implemented in our software. Future work will be done to test Kalman filtering to carry out four dimensional tomography. We will gain some precision in the inversion using the last inversion as the a priori model. The performance could be improved by complementing the GPS measurements with independent water vapour observations (for example, by Raman lidar). Some work is also still needed on the characterization of the GPS residuals. This could be done by a comparison with high-resolution ground-based lidar observations. If the residuals are related to higher order atmospheric structure, they could be included in the inversion and increase the resolution. Furthermore, a finer time resolution could be used so that an anomaly cannot cross the entire domain between two successive inversions. In a global point of view, the continuous increase of GPS permanent stations densifying the existing networks and the addition of the future GALILEO satellite system will enhance the capacities of the GPS water vapour tomography.

In the framework of the ESCOMPTE project, the method will be used to study the influence on the pollution event of land–sea breeze circulation in association with lidar observations (Delbarre et al., 2004) and MesoNH modelling (Bastin et al., 2002). The knowledge of the 3D field of water vapour is therefore essential. The water vapour tomography could also be used in quantitative manner for the validation of high-resolution numerical models.

The capacities of GPS water vapour tomography shown in this study point out some future applications in validating numerical model, inferring water vapour structure, characterizing diurnal cycles and maybe anthropogenic influence, influence of the vegetation, or of soil evaporation/condensation. In the future, the tomographic software will be applied to GPS projects in the framework of Observatoire Hydrométéorologique Méditerranéen Cévennes-Vivarais (OHM-CV), where dense and regional tomography will be compared. In this context, GPS tomography could help to understand the humidity source for heavy orographic precipitation leading to flash floods observed regularly in southeastern France. The water vapour GPS tomography should be seen as a new tool for meteorologists.

2.2.6 Acknowledgements

The authors would like to acknowledge the Institut National des Sciences de l'Univers (INSU) of the Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS) through the Programme National de Télédétection Spatiale (PNTS) and the Institut Géographique National (IGN) who supported the GPS field experiment. The ESCOMPTE steering comity and the major French contributors to the ESCOMPTE field campaign [Agence de l'environnement et de la maîtrise de l'énergie (ADEME), Ministère de l'aménagement du territoire et de l'environnement (MATE), INSU and Météo-France are also acknowledged. The authors would also like to acknowledge

the people from Marseille who kindly accepted to host a GPS receiver in their gardens or on the roofs of their houses.

2.2.7 References

Alber C., R. Ware, C. Rocken and J. Braun, **2000**: Obtaining single path phase delays from GPS double differences, *Geophys. Res. Lett.,* 27, pp. 2661–2664.

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., Guénard V., **2002**: Analysis of IOP2B land–sea breeze case during the ESOMPTE experiment. 10th Conference on Mountain Meteorology and MAP Meeting 2002, 17–21 June, Park City, UT, http://ams.confex.com/ams/10Mountain/10MntMet/index.html..

Bevis M., S. Businger, T. 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, pp. 15787–15801.

Bevis M., S. Businger, S. Chiswel, T. Herring, R. Anthes, C. Rocken and R. Ware, **1991**: GPS meteorology: mapping zenith wet delays onto precipitable water, *J. Appl. Meteorol.,* 33, pp. 379–386.

Bock O., J. Tarniewicz, C. Thom and J. Pelon, **2001**: Effect of small-scale atmospheric inhomogeneity on positioning accuracy with GPS, *Geophys. Res. Lett.,* 28, 11, p. 2289.

Bock O., E. Doerflinger, F. Masson, A. Walpersdorf, J. Van Baelen, J. Tarniewicz, M. Troller, A. Somieski, A. Geiger and B. Bürki, **2004**: GPS water vapor project associated to the ESCOMPTE programme: description and first results of the field experiment, *Phys. Chem. Earth,* 29, pp. 149–157.

Braun J., C. Rocken and R. Ware, **2001**: Validation of line-of-sight water vapor measurements with GPS, *Radio Sci.,* 36, pp. 459–472.

Braun J., C. Rocken and J. Liljegren, **2003**: Comparisons of line-of-sight water vapor observations using the global positioning system and a pointing microwave radiometer, *J. Atmos. Ocean. Technol.,* 20, 5, pp. 606–612.

Brunner F.K. and M. Gu, **1991**: An improved model for the dual frequency ionosphéric correction of GPS observations, *Manuscr. Geod.,* 16, pp. 205–214.

Businger S., S.R. Chiswell, M. Bevis, J. Duan, R.A. Anthes, C. Rocken, R.H. Ware, M. Exner, T. VanHove and F. Solheim, **1996**: The promise of GPS in atmospheric monitoring, *Bull. Am. Meteorol. Soc.,* **77**, pp. 5–18.

Chen G. and T. Herring, **1997**: Effects of atmospheric azimuthal asymmetry on the analysis of space geodetic data, *J. Geophys. Res.,* 102, B9, pp. 20489–20502.

Cros B., P. Durand, H. Cachier, PH. Drobinski, E. Fréjafon, C. Kottmeier, P. Perros, V. Peuch, J.-L. Ponche, D. Robin, F. Said, G. Toupance and H. Wotham, **2004**: The ESCOMPTE program: an overview, *Atmos. Res.,* 69, pp. 3–4.

Davis J.L., T. Herring, I. Shapiro, A. Rogers and G. Elgered, Geodesy by radio interferometry, **1985**: effects of atmospheric modelling errors on estimation of baseline length, *Radio Sci.,* 20, pp. 1593–1607.

Davis J.L., G. Elgered, A.E. Niell and C.E. Kuehn, **1993**: Ground-based measurements of gradients in the wet radio refractive index of air, *Radio Sci.,* 28, pp. 1003–1018.

Delbarre H., P. Augustin, P. Fréville, B. Campistron, F. Saïd, B. Benech, F. Lohou, V. Puygrenier and E. Fréjafon, **2004**: Ground-based remote sensing observation of the complex behaviour of the Marseille boundary layer during ESCOMPTE, *Atmos. Res,* 74, pp. 403–433.

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

Duan J., M. Bevis, P. Fang, Y. Bock, S. Chiswell, S. Businger, C. Rocken, F. Solheim, T. VanHove, R.H. Ware, S. McClusky, T.A. Herring and R.W. King, **1996**: GPS meteorology: direct estimation of the absolute value of precipitable water, *J. Appl. Meteorol.,* 35, pp. 830–838.

Elgered G., **1993**: Tropospheric radio path delay from ground-based microwave radiometry. In: M.A. Janssen, Editor, *Atmospheric Remote Sensing by Microwave Radiometry*, John Wiley, pp. 215–258.

Elòsegui P., Davis, J.L., **2003**. Accuracy assessment of GPS slant-path determination, GPS meteorology: ground-based and space-borne applications, Workshop, International Workshop on GPS Meteorology, Tsukuba, http://dbx.cr.chiba-u.jp/Gps_Met/gpsmet/CD-1_Proceedings_PDF/papers.html.

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, pp. 3583–3586.

Flores, A., **2000**b: Atmopsheric Tomography Using Satellite Radio Signals, PhD Thesis, http://www.tdx.cesca.es.

Flores A., G. Ruffini and A. Rius, **2000**: 4D tropospheric tomography using GPS slant wet delays, *Ann. Geophys.,* 18, pp. 223–234.

Flores A., A. Rius, J. Vilà and A. Escudero, **2001**: Spatio-temporal tomography of the lower troposhere using GPS signals, *Phys. Chem. Earth,* 26, pp. 405–411.

Flores A., J. Vilà, L.P. Gradinarsky and A. Rius, **2001**: Tomography of the lower troposphere using a small dense network of GPS receivers, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.,* 39, 2, pp. 439–447.

Foelsche U. and G. Kirchengast, **2001**: Tropospheric water vapor imaging by combination of ground-based and spaceborne GNSS sounding data, *J. Geophys. Res.,* 106, D21, pp. 27221–27231.

Gradinarsky L., **2002**. Sensing atmospheric water vapor using radio waves, PhD Thesis, Departement of Radio and Space Science, School of Electrical Engineering, *Chalmers University of Technology*, Göteborg, Sweden.

Gradinarsky L., J. Johansson, H. Bouma, H. Scherneck and G. Elgered, **2002**:Climate monitoring using GPS, *Phys. Chem. Earth,* 27, pp. 335–340.

Gutman S., S.R. Sahm, S.G. Benjamin, B.E. Schwartz, K.L. Holub, J.Q. Stewart and T.L. Smith, **2004**: Rapid retrieval and assimilation of ground based GPS precipitable water observations at the NOAA forecast systems laboratory: impact on weather forecasts, *J. Meteorol. Soc. Jpn.,* 82, 1B, pp. 351–360.

Jerret D. and J. Nash, **2001**: Potential uses of surface based GPS water vapour measurements for meteorological purposes, *Phys. Chem. Earth,* 26A, pp. 457–461.

King, R., Bock, Y., **2000**. Documentation for the GAMIT GPS Analysis Software, release 10.0, Department of Earth, Atmospheric and Planetary Sciences Massachusetts Institute of Technology-Scripps Institution of Oceanography University of California at San Diego.

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

Niell A.E., A.J. Coster, F.S. Solheim, V.B. Mendes, P.C. Toor, R.B. Langley and C.A. Upham, **2001**: Comparison of measurements of atmospheric wet delay by radiosonde, water vapor radiometer, GPS and VLBI, *J. Atmos. Ocean. Technol.,* 18, pp. 830–850.

Rocken C., T. VanHove, J. Johnson, F. Solheim, R. Ware, M. Bevis, S.R. Chiswell and S. Businger, **1995**: GPS/STROM-GPS sensing of atmospheric water vapor for meteorology, *J. Atmos. Ocean. Technol.,* 12, pp. 468–478.

Rogers C., **2000**: Inverse Methods for Atmospheric Soundings: Theory and Practice, *World Sci. Publ*, Singapore 256 pp

Tregoning P., R. Boers and D. O'Brien, **1998**: Accuracy of absolute precipitable water vapor estimates from GPS observations, *J. Geophys. Res.,* 103, D28, pp. 701–719.

Walpersdorf A., O. Bock, E. Doerflinger, F. Masson, J. Van Baelen, A. Somieski and B. Burki, **2004**: Data analysis of a dense GPS network operated during the ESCOMPTE campaign: first results, *Phys. Chem. Earth,* 29, pp. 201–211.

Ware R., C. Alber, C. Rocken and F. Solheim, **1997**: Sensing integrated water vapor along GPS ray paths, *Geophys. Res. Lett.,* 24**,** pp. 417–420.

Ware R., D. Fulker, S. Stein, D. Anderson, S. Avery, R. Clark, K. Droegemeier, J. Kuettner, J. Minster and S. Sorooshian, **2000**: SuomiNet: a real-time national GPS network for atmospheric research and education, *Bull. Am. Meteorol. Soc.,* 81, 4.

Yuan L., R. Anthes, R. Ware, C. Rocken, W. Bronner, M. Bevis and S. Businger, **1993**: Sensing climate change using the global positioning system, *J. Geophys. Res.,* 98, D8, pp. 14925–14937.

2.3 Le filtre de Kalman adaptatif

Le filtre de Kalman a été décrit pour la première fois par Rudolph E. Kalman (Kalman, 1960) pour des applications de contrôle de trajectoire. Le filtre de Kalman fonctionne d'après le principe d'estimations incrémentielles par moindres carrés : chaque nouvelle donnée est utilisée pour mettre à jour la solution précédente. Le filtre de Kalman permet aussi d'estimer les caractéristiques statistiques de variables aléatoires ou de prévoir l'évolution des variables. Cette technique s'applique bien pour des calculs lourds où il est impossible de refaire l'ensemble des calculs pour trouver la meilleure solution ou pour suivre l'évolution d'une solution variable dans le temps. Les applications civiles du filtre de Kalman sont nombreuses dans l'industrie pour le contrôle des processus automatisés, dans l'optique pour la reconstruction d'image, dans l'aéronomie pour l'orbitographie, dans le référencement des positions GPS, etc. Le filtre de Kalman est souvent utilisé sous des formes réduites en océanographie ou en météorologie pour suivre l'évolution de la structure et de la composition des océans ou de l'atmosphère. Si la formulation théorique du filtre de Kalman est simple, un des principaux problèmes de l'utilisation pratique est sa lourdeur de calcul. Dans le cas de la tomographie GPS, le nombre de données et la taille de la grille sont de dimensions modestes donc la forme exacte du filtre peut être utilisée. Le calcul incrémentiel de la solution est aussi sensible à la propagation des erreurs d'arrondis lors du calcul. Les erreurs numériques ainsi créées peuvent briser la symétrie et la positivité des matrices de covariance. Pour limiter ce genre de difficultés supplémentaires, la corrélation des erreurs est limitée à 1% minimum. A la fin de chaque cycle de correction / prédiction du filtre de Kalman, la positivité et la symétrie des matrices de covariance sont vérifiées.

Le filtre de Kalman (fig. 11) est un processus itératif en deux temps plus une étape d'initialisation qui définit l'ensemble des paramètres à T_o : une étape de correction où les données sont assimilées au temps T et une étape de prédiction où le modèle est évaluée à T_{+1}.

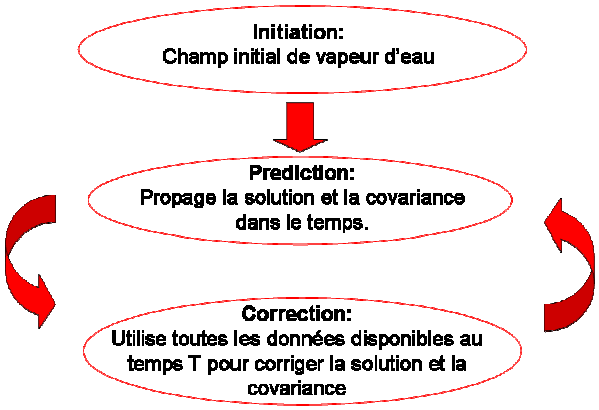


Figure 11: Estimation itérative du champ de vapeur d'eau grâce à un filtre de Kalman.

2.3.1 Etape 1 : l'initialisation

L'initialisation du filtre de Kalman consiste à définir le modèle du champ de densité de vapeur d'eau initial X_{t0} et sa covariance associée C_{t0}^{x}. Plus le champ initial de vapeur d'eau est proche de la réalité, plus la convergence du filtre vers une solution réaliste sera rapide. Si aucune mesure de vapeur d'eau n'est disponible, le champ initial est issu de moyennes climatiques globales. Dans le cas où des mesures (comme des radiosondages, LIDAR, radio occultation ...) suffisamment proches dans le temps et dans l'espace ou des simulations numériques existent, on

peut alors les utiliser pour définir un champ initial et la covariance a priori. Cette étape est rarement critique car les données apportent suffisamment d'informations pour corriger ce champ initial. Sauf dans le cas d'une couche homogène au dessus du réseau, la tomographie ne pourra pas retrouver une distribution de vapeur d'eau réaliste car il existe une infinité de modèles qui minimisent l'écart aux données (par exemple un champ moyen). La matrice de covariance du modèle initial est construite à partir de la variabilité climatique calculée par Gradinarsky (2002) avec une longueur de corrélation des erreurs de 50 km en horizontal et de 1 km en vertical.

2.3.2 Etape 2 : la correction

Le principal intérêt du filtre de Kalman est d'utiliser les données à leur instant exact de mesure pour corriger le champ de densité de vapeur d'eau. Dans la pratique, il est nécessaire de définir un pas de temps au cycle prédiction / correction. Suivant le type de problématique scientifique pour laquelle la tomographie GPS est utilisée, le pas de temps varie entre 15 minutes et 1 heure. L'ensemble des données (ou des observations dans la suite du texte) entre deux pas de temps est utilisé dans la mesure du possible. Pour ne pas avoir un temps de calcul trop long, on utilise les SIWV échantillonnés à 5 minutes pour un pas de temps du filtre de Kalman de 15 minutes par exemple.

Il existe un grand nombre de formulations équivalentes mathématiquement de l'étape de correction de X_t, le modèle prédit au temps *t*. La formule suivante a été choisie car elle limite les erreurs d'arrondis et les pertes de symétrie des matrices à l'origine des instabilités numériques :

$$\hat{X}_t = (I - K_t.M_t).X_t + K_t.Y_t \text{ et } K_t = C_t^x.M_t^T.\left(\overbrace{M_t.C_t^x.M_t^T + C_t^y}^{S}\right)^{-1},$$

$$\hat{C}_t^x = (I - K_t.M_t).C_t^x.(I - K_t.M_t)^T + K_t.C_t^y.K_t^T,$$

avec $\hat{X}_t$ le modèle corrigé au temps *t*,
X_t le modèle prédit au temps *t*,
Y_t les observations au temps *t*,
M_t la matrice géométrique du problème au temps *t*,
I la matrice identité,
C_t^x la matrice de covariance du modèle prédite au temps *t*,
$\hat{C}_t^x$ la matrice de covariance du modèle corrigée au temps *t*,
K_t le gain du filtre de Kalman au temps *t* (la matrice inversée lors du calcul du gain est appelée « Design Matrix » notée *S* par la suite),
C_t^y la matrice de covariance des observations au temps *t*.

Bien que la matrice S soit carrée, positive et symétrique, on ne calcule pas l'inverse de *S* mais l'inverse généralisé S^{-g}. En effet, suivant la configuration des satellites et le nombre de rais, l'inversion de la matrice S n'est pas stable numériquement. La matrice *S* est d'abord décomposée par la méthode de la décomposition en valeurs singulières selon la formulation suivante :

$$S = U.\Lambda.V^T,$$

avec U une matrice M*N orthogonale,
V^T une matrice N*M orthogonale,
Λ une matrice diagonale N*N positive.

Les termes diagonaux de *Λ* sont appelés des valeurs singulières. Si toutes les valeurs singulières de la matrice *S* sont strictement positives, la matrice *S* est régulière et inversible. Dans la pratique lors du calcul de l'inverse de *Λ*, l'inverse des valeurs singulières inférieures à un seuil sont mises égales à zéro pour minimiser les erreurs d'arrondis. On peut ensuite retrouver l'inverse généralisé de *S* :

$$S^{-g} = V.\Lambda^{-1}.U^T ,$$

avec U^T une matrice N*M orthogonale,
V une matrice M*N orthogonale,
Λ^{-1} la matrice diagonale N*N positive contenant l'inverse des valeurs singulières de *S* supérieures à un seuil et complétée par des zéros.

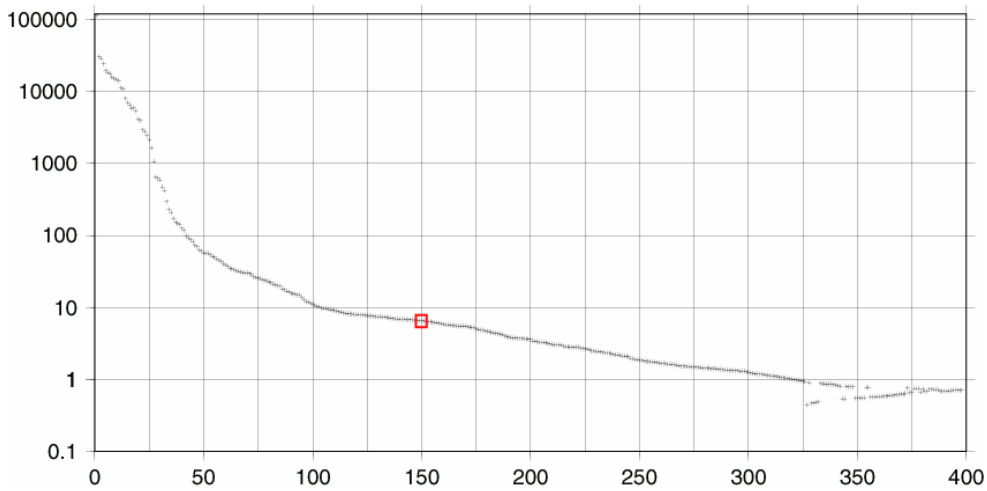


Figure 12: Représentation logarithmique des valeurs singulières de la matrice S inversée lors du calcul du gain K dans l'ordre décroissant. La plus petite valeur singulière utilisée est indiquée par un carré.

La décomposition en valeurs singulière est effectuée en utilisant une bi-diagonalisation de Householder (Golub et Reinsch, 1971). La dimension de *Λ* est donnée par le nombre de SIWV utilisés. Pour un réseau d'une vingtaine de stations GPS observant simultanément 6 satellites pendant une période de 15 minutes et un échantillonnage des SIWV de cinq minutes, cela représente environ 400 rais et donc 400 valeurs singulières de *S*. Chaque valeur singulière représente l'information apportée par le rai qui dépend de l'élévation du rai, de l'erreur sur la mesure du SIWV et de l'erreur sur le modèle de vapeur d'eau. Tous les rais ne sont pas égaux devant l'inversion. Les rais apportant très peu d'information ne sont donc pas fondamentaux. Ils dégradent même la résolution numérique de l'inversion de *S* en amplifiant les erreurs d'arrondis car leur valeur singulière associée est très petite. Il est donc nécessaire de les filtrer pour obtenir un résultat stable numériquement. Le rapport entre la valeur singulière la plus grande et la valeur singulière la plus petite doit rester aux alentours de 10^3 - 10^4 (fig. 12). Les valeurs singulières inférieures au seuil sont donc mises égales à zéro.

2.3.3 Etape 3 : la prédiction

La phase de prédiction dans le filtre de Kalman définit comment le modèle et sa covariance évoluent d'un instant sur l'autre :

$$X_{t+1} = N_t.\hat{X}_t \text{ et } C^x_{t+1} = N_t.\hat{C}^x_t.N_t^T + V_t + \chi.F_t ,$$

avec X_{t+1} le modèle prédit au temps *t+1*,

$\hat{C}^{x}_{t+1}$ la matrice de covariance du modèle prédit au temps *t+1*,
$\hat{X}_{t}$ le modèle corrigé au temps *t*,
$\hat{C}_{t}$ la matrice de covariance du modèle corrigé au temps *t*,
N_t la matrice de transition du modèle entre le temps *t* et *t+1*,
V_t la matrice de covariance de l'erreur de transition N_t,
χ le paramètre (0 ou 1) contrôlant le facteur d'oubli F_t qui est une matrice diagonale.

La matrice N_t contrôle la transition entre les états de X_t et X_{t+1}. Il est possible de construire N_t à l'aide des équations de la physique et de données externes. N_t pourrait contenir un schéma d'advection de la vapeur d'eau contraint par des mesures de vents ou des conditions de précipitations. Dans ce cas le filtre de Kalman et la tomographie deviennent un (petit !) modèle numérique de météorologie avec de l'assimilation de données de vapeur d'eau. La problématique de ce travail concernant plutôt les applications des données GPS météorologiques, N_t ne contient aucune autre donnée ni loi de la physique. N_t est tout simplement une matrice identité. On suppose donc que l'état du champ de vapeur d'eau entre deux itérations est quasi identique. L'hypothèse est probablement réaliste avec un pas de 15 minutes pour les périodes calmes pendant la campagne ESCOMPTE (cf. chapitre 4) mais plus discutable pour les applications à des phénomènes comme la convection pendant la campagne IHOP (cf. chapitre 5). Ce problème est résolu si les SIWV apportent suffisamment d'information.

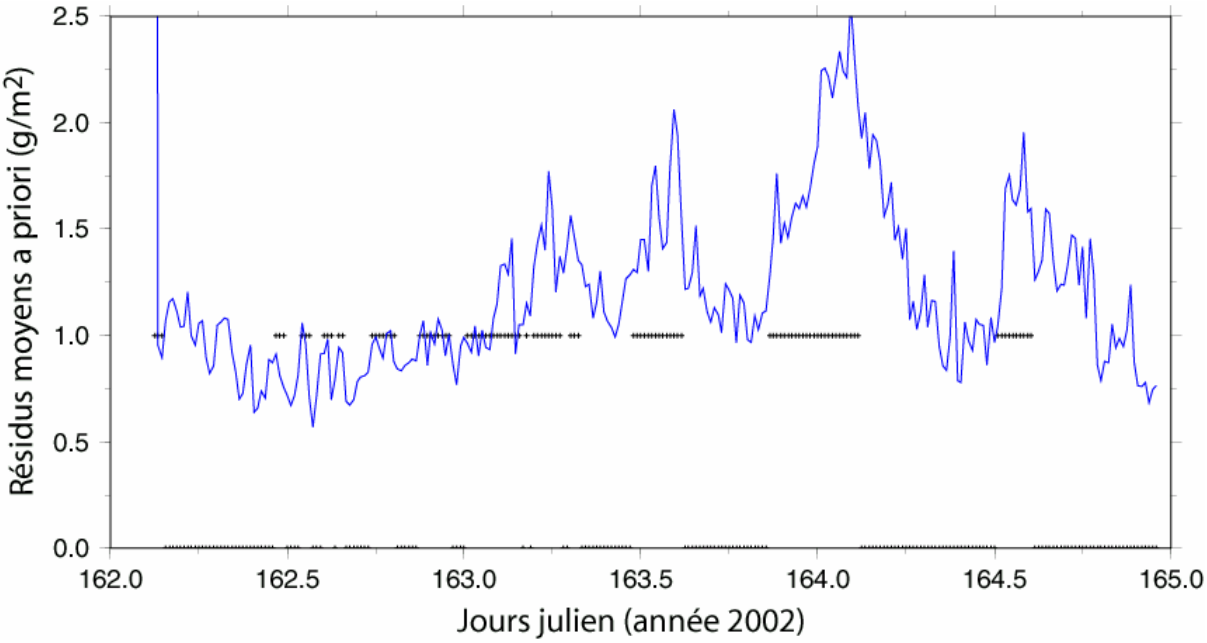


Figure 13: Variations temporelles des résidus moyens a priori projetés au zénith (différence entre les SIWV et les SIWV reconstruit à partir du champ de vapeur d'eau prédit). Les croix indiquent les itérations où le facteur d'oubli n'est pas nul. L'erreur a priori est proche de l'erreur instrumentale des SIWV GPS ce qui montre le bon fonctionnement du filtre de Kalman.

La matrice V_t caractérise l'erreur faite lors de la prédiction du champ de vapeur d'eau à l'instant suivant. Les termes diagonaux de V_t représentent la variabilité climatique de la vapeur d'eau dans chaque cellule (fonction de l'altitude) multipliée par une exponentielle du rapport entre le pas de temps du filtre de Kalman et un temps caractéristique d'une heure. Lors de l'étape de prédiction, il est nécessaire d'avoir une erreur de prédiction suffisamment forte car l'erreur détermine

le degré possible d'ajustement du champ de vapeur d'eau par les données GPS. Si les variations temporelles de vapeur d'eau sont faibles alors V_t doit être petit et à l'inverse lors des périodes avec une forte dynamique V_t doit être suffisamment grand pour que le modèle du champ de vapeur d'eau puisse intégrer ces variations : c'est le filtrage adaptatif. Or cette erreur est très difficilement caractérisable car il faut connaître au moins au premier ordre les variations temporelles du champ de vapeur d'eau. La solution alternative est d'utiliser un facteur d'oubli F_t. L'erreur V_t de prédiction est laissée constante à des valeurs correspondant à la variabilité climatique du champ de vapeur d'eau. On considère que les variations temporelles typiques du champ de vapeur d'eau ont un temps caractéristique d'une heure avec une corrélation spatiale de 50 km (ces paramètres ne sont pas critiques pour l'inversion et ne modifient pas les résultats). V_t en surface est de l'ordre de 2 à 4 g/m3 par $\sqrt{heure}$. A chaque étape de prédiction, on compare les SIWV mesurés avec les SIWV reconstruits d'après le modèle de vapeur d'eau prédit : les résidus de l'inversion. Si l'écart entre les mesures et les prédictions est supérieur à la moyenne long terme de cet écart, alors on rajoute sur la diagonale de la matrice de covariance de la solution un facteur d'oubli basé sur la variabilité climatique (fig. 13). Le facteur d'oubli permet « d'oublier » les contraintes apportées par les informations antérieures pour mieux suivre les variations actuelles. Les résidus moyens a priori projetés au zénith sont de l'ordre de 1 à 2 kg/m^2, de l'ordre de grandeur de la précision des SIWV.

2.4 L'assimilation de données complémentaires

Nous avons montré qu'avec des réseaux de petite échelle comme ESCOMPTE, on peut restituer un champ de densité de vapeur d'eau avec une résolution verticale de l'ordre de 500 m dans la couche limite (chapitre 2.2). Pour des réseaux régionaux plus disparates comme IHOP (fig. 14) avec une station tous les 50 km² en moyenne, il est intéressant de compléter les données GPS par d'autres données externes. Les meilleurs candidats sont les jeux de données résolus verticalement (même avec une basse résolution) comme les radiosondages mais aussi les LIDAR, radiomètres ou encore la radio occultation (Foelsche et Kirchengast, 2001a). Le filtre de Kalman offre un cadre théorique adapté à l'assimilation de n'importe quel autre type de données. Il suffit de compléter le modèle M qui relie les données aux paramètres (le champ de densité de vapeur d'eau). Pour l'assimilation de profils verticaux ou de mesures ponctuelles (on pourrait assimiler des mesures aéroportées), la matrice M est la matrice identité. L'erreur associée à des mesures ponctuelles est la somme de l'erreur instrumentale (très faible pour les radiosondages) ainsi que la dispersion du profil de vapeur dans la cellule. Cette erreur est croissante en fonction de l'éloignement spatial et temporel du radiosondage vis-à-vis de la cellule considérée avec une longueur caractéristique de 25 km et un temps caractéristique de 30 minutes.

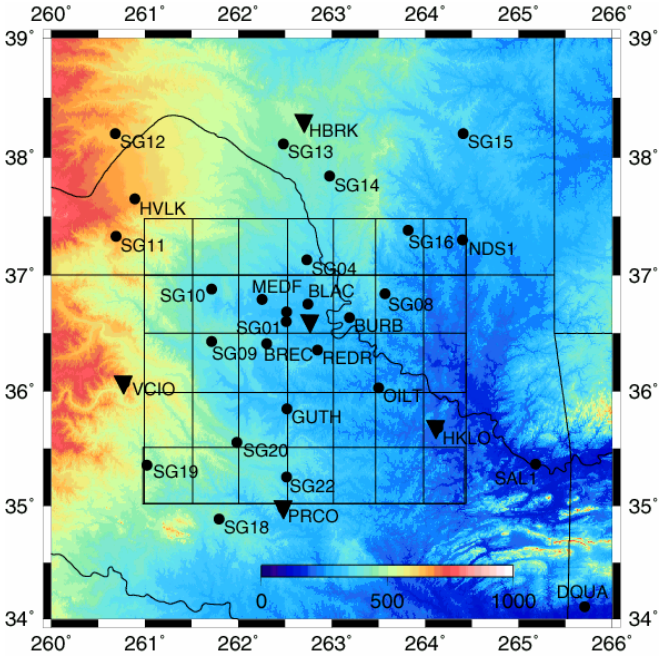


*Figure 14 : Carte topographique de la campagne IHOP. Les ronds et les triangles indiquent respectivement les emplacements des stations GPS et des sites de lancer de radiosondages. La grille de 0.5°*0.5° utilisée dans la tomographie a été surimposée. Certaines cellules de la grille ne contiennent aucune station GPS et nécessitent des contraintes externes pour restituer une distribution réaliste de densité de vapeur d'eau.*

2.5 La validation quantitative de la tomographie

Les comparaisons ponctuelles de la tomographie avec des radiosondages (chapitre 2), des modèles numériques (chapitre 3 et 4) et des profils LIDAR (chapitre 5) permettent une validation qualitative. La littérature sur la validation quantitative et statistique de la tomographie est assez pauvre. La plupart des études tomographiques ont été des études de cas montrant l'intérêt d'un champ 4D de vapeur d'eau et ne sont pas appesanties sur la validation de la méthode. Plusieurs raisons l'expliquent : il est difficile de trouver un réseau GPS actif pendant une longue période avec des mesures suffisamment denses pour valider la tomographie.

Mon travail a suivi ce cheminement et je n'ai donc pas réalisé de tomographie sur une campagne entière mais sur des cas bien spécifiques. De fait pendant la campagne ESCOMPTE, une semaine en continue a été traitée et sur IHOP 3 jours. Un certain nombre de radiosondages ont néanmoins été lancés pendant ces deux campagnes et donnent un aperçu de la précision de la tomographie. Cependant le nombre de données est insuffisant pour dégager des résultats statistiques fiables.

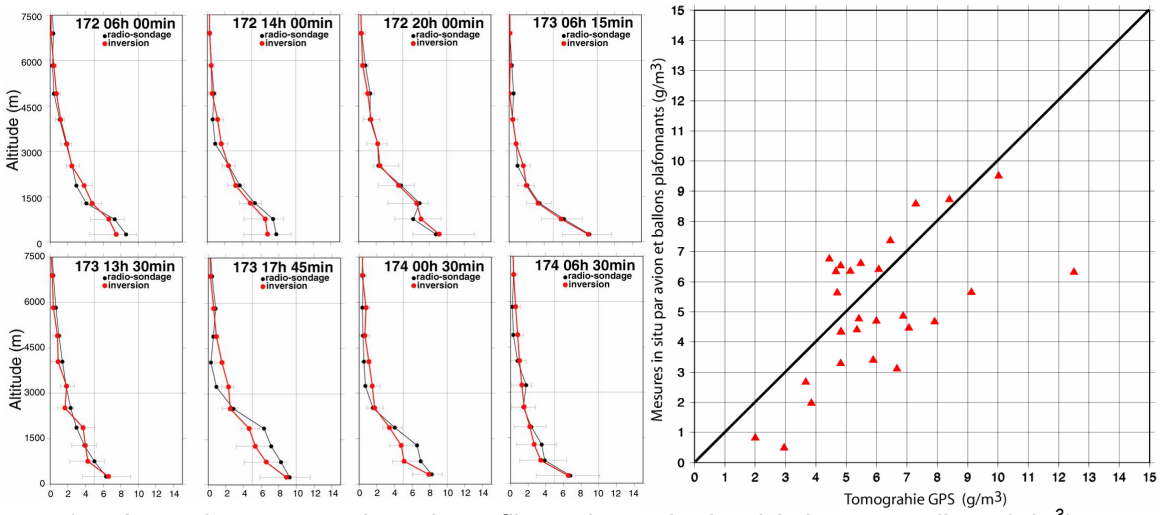


Figure 15 : A gauche : comparaison de profils verticaux de densité de vapeur d'eau (g/m^3) mesurés par radiosondages (noir) et par tomographie GPS (rouge avec les barres d'erreur) pendant la campagne ESCOMPTE sur une période de 6 jours. A droite : Comparaison des mesures de la densité de vapeur d'eau in situ par avion et par ballons plafonnants avec la tomographie GPS pendant la campagne ESCOMPTE sur une période de 6 jours.

Les comparaisons entre les mesures in situ des radiosondages, ballons plafonnants et avions pendant la campagne ESCOMPTE montrent des résultats de l'inversion satisfaisants (fig. 15). Les profils verticaux de densité de vapeur d'eau de la tomographie GPS et des radiosondages sont quasi identiques quand l'atmosphère ne présente pas de brusques changements. Lorsque la structure de la troposphère est plus complexe, la tomographie lisse les hétérogénéités dans une certaine mesure. La sous-estimation des hétérogénéités verticales est due au bruit sur les données et à la configuration géométrique du réseau et des satellites visibles. Il semble en général sur ces six jours d'expérience que la tomographie sous-estime la vapeur d'eau notamment dans les basses couches de l'atmosphère. La comparaison avec des données in situ d'avions ou de ballons plafonnants (fig. 15) donne des résultats plus bruités car les ballons plafonnants comme les avions ont des trajectoires à altitude quasi constante au dessus du sol. Les hétérogénéités verticales ne sont donc pas moyennées sur une cellule de la tomographie comme nous l'avons fait pour les radiosondages. Il semble malgré la forte dispersion que la

tomographie sous-estime aussi la densité de vapeur d'eau. En définitive, la tomographie avec uniquement des données GPS sur des réseaux denses de petite échelle donne des résultats encourageants.

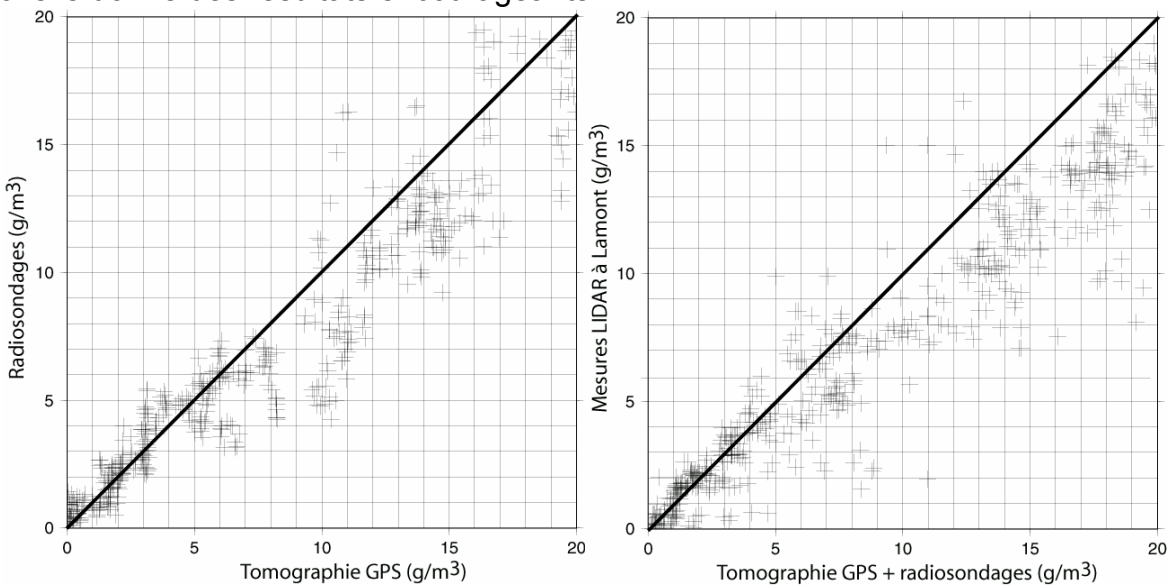


Figure 16 : A gauche : comparaison des mesures de la densité de vapeur d'eau par radiosondages à Lamont (USA) et par tomographie GPS pendant la compagne IHOP 2002 sur une période de 3 jours. A droite : comparaison des mesures de la densité de vapeur d'eau par LIDAR à Lamont (USA) et par tomographie GPS + radiosondages pendant la compagne IHOP 2002 sur une période de 3 jours.

Pendant la compagne IHOP 2002, une instrumentation importante de mesure de la vapeur d'eau a été mise en place avec de nombreux radiosondages et des LIDAR entre autres. Le réseau GPS n'est malheureusement pas aussi dense que le réseau GPS ESCOMPTE. La validation de la tomographie est donc plus complexe. Néanmoins la comparaison entre les densités de vapeur d'eau des radiosondages et de la tomographie GPS donne de résultats bon résultats (cf. chapitre 5 pour plus de détails) même si les premières couches de l'atmosphère correspondant aux plus fortes valeurs de densité de vapeur d'eau sont moins bien résolues (fig. 16). Le biais et la dispersion entre la tomographie GPS et les radiosondages sont de 1.5 et 2 g/m^3 respectivement. L'assimilation des radiosondages dans la tomographie permet en partie de corriger cette dispersion comparée au LIDAR (fig. 16). Une partie du biais négatif de la tomographie par rapport au LIDAR provient des mesures des radiosondages qui sont aussi biaisées. En définitive la comparaison qualitative entre la tomographie et les radiosondages ou le LIDAR est bonne comparée à la densité du réseau GPS. Le biais négatif s'il est confirmé par des comparaisons sur un plus grand jeu de données proviendrait de la configuration particulière du réseau GPS et pourrait être corrigé avec des mesures externes comme la radio occultation. Une partie du biais peut aussi être la conséquence de l'inexactitude des fonctions de projection aux basses élévations, là où la majorité de la vapeur d'eau est concentrée. Dans ce cas, les futures données GALLILEO apporteront probablement une meilleure résolution des hétérogénéités verticales car l'atmosphère sera mieux sondée mais le biais ne pourra être corrigé car la géométrie d'observation restera identique. La dispersion entre les mesures ponctuelles (radiosondages ou LIDAR) sont dues à la fois au bruit de mesure des SIWV et à la variabilité intra cellule de la vapeur d'eau. Cette variabilité intra cellule, reliée en partie à la turbulence de l'atmosphère, pourrait être mesurée à partir de mesures GPS (Kleijer et al., 2004)

pour mieux estimer la représentativité de la tomographie GPS par rapport aux mesures ponctuelles.

2.6 Le logiciel LOFFT_K en pratique

Le logiciel LOFFT_K est écrit intégralement en Fortran 77. Il utilise également des scripts en C-shell et des fonctions du logiciel gratuit GMT (Generic Mapping Tools, gmt.soest.hawaii.edu). De manière générale, la plupart des programmes Fortran utilisent des fichiers de paramètres pour choisir les différentes options. Les scripts C-shell sont le plus souvent interactifs. Le programme est partiellement automatisé une fois que les fichiers de paramètres sont définis. Le logiciel est décomposé en deux modules distincts. Le premier est dépendant du logiciel de traitement GPS utilisé (GAMIT dans ce travail). Il calcul les SIWV à partir des données météorologiques de surface et des résultats brutes du traitement GPS. Ce module permet un certain nombre d'options comme l'ajout des résidus, la correction des résidus, la correction des gradients hydrostatiques, le choix de la fonction de projection, le choix de l'élévation minimum. Le traitement GPS par fenêtre glissante peut être pris en compte au besoin. Ce module permet enfin d'interpoler au pas de temps choisi les différents paramètres météorologiques GPS (les IWV, SIWV, ZTD, Gradients).

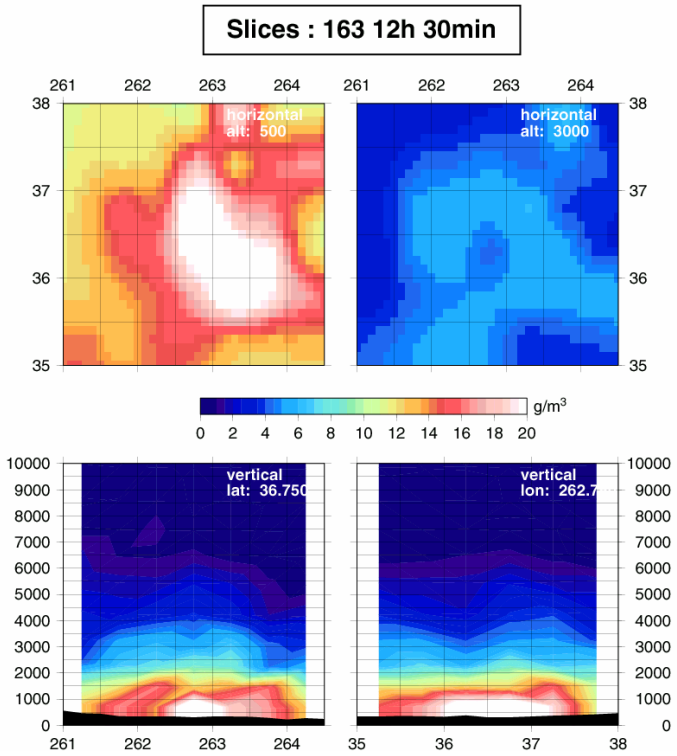


Figure 17 : Sortie graphique des routines du logiciel LOFTT_K montrant deux coupes horizontales et deux coupes verticales pendant la campagne IHOP.

Le module de tomographie à proprement parler est indépendant du module d'extraction des SIWV de manière à pouvoir changer de logiciel ou de méthode d'extraction des SIWV facilement. Ce module est complètement automatisé et le choix des options est limité à un seul fichier de paramètres. Outre le pas du filtre de Kalman, on peut choisir entre autres le début et la fin de la tomographie, des paramètres comme le type de matrice de covariance (diagonale ou non), le choix d'assimiler d'autres données externes ou encore le choix des sorties graphiques. Des sorties graphiques simples (profils verticaux, coupes horizontales ou verticales) sont réalisées au fur et à mesure de l'avancement du filtre pour contrôler son fonctionnement (fig. 17). Un fichier de suivi est aussi mis à jour continuellement avec

les paramètres clefs des inversions et les erreurs (table 2). L'ensemble est relativement robuste puisqu'il a tourné avec succès sur plusieurs machines linux dont une ferme de calcul et sur 4 campagnes GPS de dimensions et de situations géographiques et météorologiques très différentes. Un manuel d'utilisation en français est disponible dans l'annexe A2.

fact_oubli:	*1.*		
cond:	*9965.1*	*4.876579297*	*2043.4534*
nb valeur sing. utilisées:	*270*		
cond final:	*9965.1*	*10.13698412*	*983.04014*
contraintes ajoutés:	*MOD*	*448*	
test de symétrie & positivité: OK			
résidus moyen a priori:	*898.410298*		
résidus moyen a posteriori:	*650.165115*		
fit moyen (%):	*38.1818676*		
20.6593407% de cellules non contraintes			
fin inversion n°: 3			

Table 2 : extrait du fichier loftt.warning résumant les paramètres de chaque inversion du filtre de Kalman : l'état du facteur d'oubli ; la plus grande et la plus petite valeur singulière, le conditionnement initial ; le nombre de valeurs singulières utilisées ; la plus grande et la plus petite valeur singulière utilisée, le conditionnement final ; l'état du test de symétrie ; le résidu moyen a priori ; le résidu moyen a posteriori ; l'ajustement moyen ; le nombre de cellules non contraintes.

2.7 Développement et perspectives pour LOFFT_K

Du point de vue purement numérique et dans le but d'améliorer la compatibilité du logiciel, il faudrait sortir les commandes C-shell et GMT des programmes Fortran. Le passage à la discrétisation du champ de vapeur d'eau par nœud et non par cellule pourrait ajouter quelques options intéressantes comme la contrainte des valeurs de densité de vapeur d'eau en surface à des observations et la contrainte de la frontière supérieure de la grille à une densité nulle de vapeur d'eau. Néanmoins les améliorations majeures en termes de résolution et de précision à venir sont d'abord l'avènement de GALLILEO qui va doubler le nombre d'observations et peut être décorréler certaines erreurs propres au système GPS. Ensuite toute autre amélioration proviendra directement de l'amélioration de la mesure du délai oblique grâce à de nouvelles fonctions de projections basées sur des modèles numériques de météorologie et grâce à une meilleure prise en compte du signal météorologique existant dans les résidus.

Les perspectives de développement du logiciel de tomographie GPS sont liées à l'usage futur de la tomographie GPS dans la communauté scientifique. Le logiciel peut être facilement adapté pour réaliser en pseudo temps réel des inversions tomographiques dès la réception des données GPS. Ce type de produit peut intéresser une partie de la communauté météorologique qui n'aurait pas les outils numériques pour assimiler directement les délais GPS obliques. Les modifications pour ce type d'utilisation sont relativement mineures. L'autre type d'évolution possible est la transformation du logiciel de tomographie GPS en un outil d'analyse de la vapeur d'eau (MacDonald et al., 2001) multi techniques (en pensant notamment au futur développement des profileurs depuis l'espace et à la radio occultation). Ce type de produit serait adapté à des campagnes scientifiques du type de COPS ou de AMMA. Par contre les modifications de LOFFT_K seraient plus importantes puisqu'il faudrait écrire un module pour chaque technique. Les utilisations actuelles les plus courantes dans la communauté scientifique sont les études de cas dans le cadre de campagnes météorologiques plus vastes sur des problématiques particulières liées à la vapeur d'eau comme la convection (cf. chapitre 4 et 5) ou les échanges d'air terre / mer (cf. chapitre 3).

Chapitre III : Tomographie GPS haute résolution appliquée au cycle mistral / brises

3.1 La campagne ESCOMPTE 2001

La pollution (à l'ozone notamment) est récurrente depuis quelques années dans toutes les grandes agglomérations pendant les périodes de fortes chaleurs (fig. 18). La campagne ESCOMPTE (**E**xpérience sur **S**ite pour **CO**ntraindre les **M**odèles de **P**ollution atmosphérique et de **T**ransport d'**E**missions) s'est déroulée de mi-juin à mi-juillet 2001 aux alentours de Marseille (France). 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 à servir de référence pour la validation des modèles de pollution urbaine et péri-urbaine. Les questions sous-jacentes en terme d'impact sociétal et de réduction de la polluton sont :

1.- Quel est le rôle respectif des différents mécanismes dynamiques et chimiques sur l'apparition des épisodes de pollution ?

2.- Peut-on développer une prévision opérationnelle des épisodes de pollution?

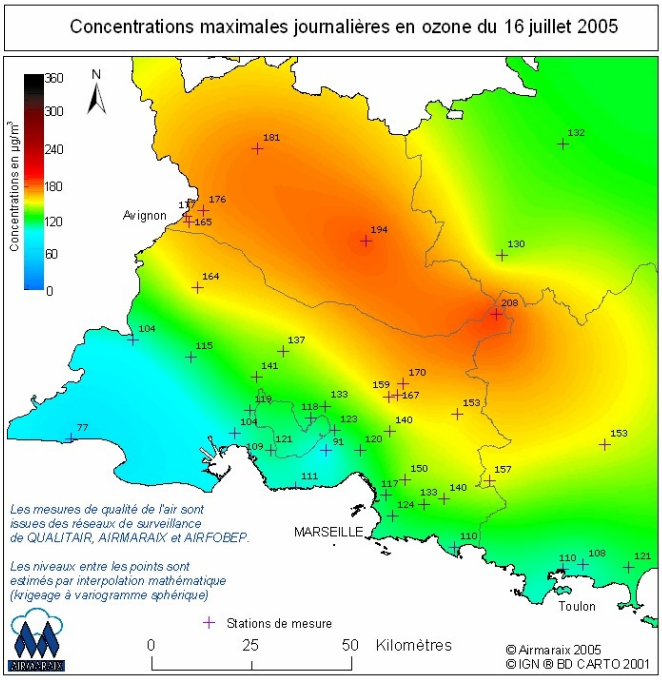


Figure 18 : Pic de pollution à l'ozone mesuré dans les Bouches du Rhône (France) lors d'un épisode de pollution le 16 Juillet 2005.

La période de l'expérience ESCOMPTE (début juin - mi-juillet 2001) est a priori favorable aux circulations de brise. Dans la mesure où les émissions, industrielles et urbaines, sont localisées dans des zones proches de la côte, les circulations de brises jouent un rôle majeur dans le transport et la redistribution de ces émissions à l'échelle de quelques dizaines de kilomètres. Pour mieux cerner ce phénomène de brise, les forçages et le cycle diurne ont été plus particulièrement étudiés. L'instrumentation dédiée à la dynamique (fig. 19) comprend trois profileurs de vent, des lancers supplémentaires de radiosondages sur le site de Marseille et de Aix-les-Milles et des mesures aéroportées in situ et de LIDAR dial (pas montrées).

Figure 19 : Instrumentation mis en œuvre pour suivre la dynamique locale pendant la campagne ESCOMPTE dans les alentours de Marseille pendant l'été 2001.

Un réseau GPS dense comprenant une quinzaines de stations sur une superficie de 20 km par 20 km a été déployé pendant deux semaines. L'objectif GPS prioritaire de cette campagne était d'acquérir un jeu de données GPS et météorologiques permettant de développer et de valider le logiciel de tomographie. Cette phase préliminaire -et essentielle- a abouti au logiciel LOFTT_K présenté dans sa version définitive dans le chapitre 2. La validation n'a pas encore été effectuée sur l'ensemble de la campagne en partie par manque de temps mais surtout à cause de l'intérêt des interprétations météorologiques qui ont suivi immédiatement les premiers résultats GPS.

La collaboration interdisciplinaire avec les météorologues -du Service d'Aéronomie essentiellement- a permis de montrer que la tomographie pouvait servir à la validation des modèles numériques et à la caractérisation des échanges de masse entre les vents régionaux comme le mistral et la brise de mer (chapitre 3.3). Ensuite la tomographie et les mesures de vent ont permis de décrire précisément deux cycles diurnes de vapeur d'eau typiques associés à une situation de mistral faible ou nul. La tomographie permet alors l'étude du transport des masses d'air en fonction du relief local et du trait de côte (ce qui peut permettre ensuite de mieux comprendre les épisodes de pollution et l'origine des panaches).

3.2 Les brises de mer / terre

Les brises sont des circulations locales liées à la topographie et à la présence d'une masse d'eau importante comme une mer ou même un grand lac. La différence d'inertie thermique entre le continent (faible) et la mer (forte) entraîne un cycle diurne du gradient de température : l'air continental est plus chaud que l'air marin la journée sous l'action du rayonnement solaire et inversement la nuit. Le gradient de température (environ 4°C pendant ESCOMPTE) induit un gradient de pression positif entre le continent et la mer qui est compensé dynamiquement par des vents de la mer vers le continent en journée (fig. 20).

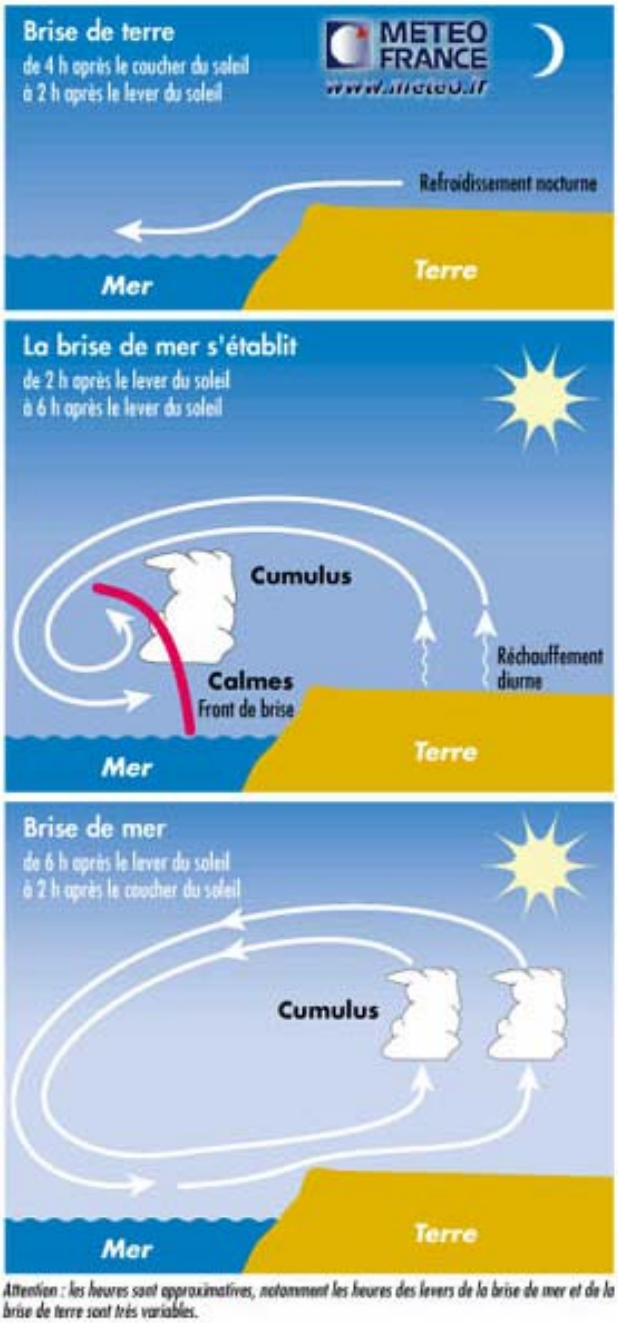


Figure 20 : Schéma du cycle brise de terre / brise de mer.

Le mécanisme inverse se produit la nuit avec une brise de terre de la terre vers la mer. L'amplitude typique de la brise de mer est entre 5 et 10 m/s sur une

épaisseur inférieure au kilomètre. La brise de terre est en général plus faible que la brise de mer car le refroidissement des masses d'air est associé à une plus grande stabilité de l'atmosphère (donc à un mélange moindre). L'avancée de la brise de mer à l'intérieur des terres peut atteindre une centaine de kilomètres suivant la force des vents synoptiques et la topographie du continent. Les brises de mer se combinent en général avec les vents synoptiques et sont très variables en direction et en force suivant la complexité de la topographie et du trait de côte. Les circulations locales induites sont importantes pour comprendre la redistribution des masses d'air et les transports des polluants ou le climat des régions côtières. Les brises de mer sont aussi cruciales pour l'installation de parc d'éoliennes (ou pour gagner une régate !). Les brises de mer peuvent être convergentes près d'une péninsule et déclencher des orages car elles apportent un air frais et humide au dessus d'une surface chaude (fig. 21). Elles influencent de manière forte le cycle diurne de température et de précipitations des régions côtières. Les brises fonctionnant en circuit quasi-fermé, elles ont souvent des effets aggravants sur le niveau de pollution car elles limitent le mélange et la dispersion des polluants. L'impact de la dynamique -et notamment des circulations locales- sur la pollution est un des thèmes de la campagne ESCOMPTE décrite au chapitre suivant.

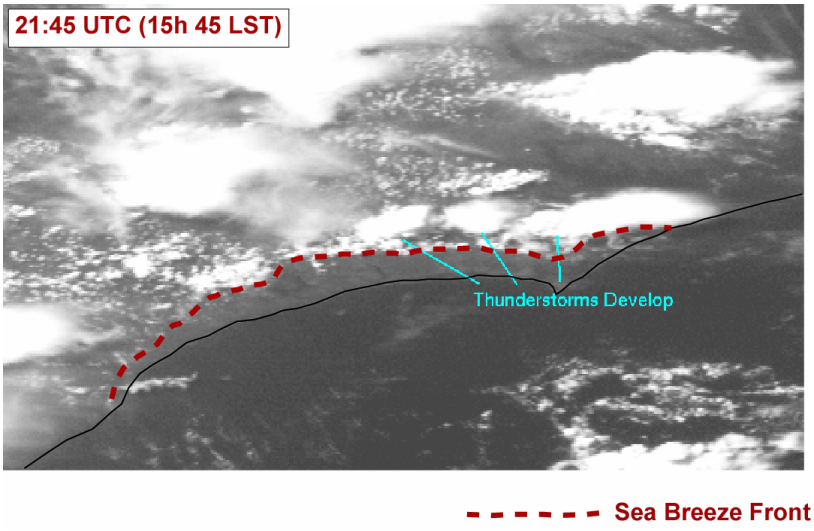


Figure 21 : Image satellite dans le visible de la propagation d'un front de brise de mer à l'intérieur des terres. La brise de mer est suffisamment forte et humide pour déclencher des orages. (Modifié d'après http://cimss.ssec.wisc.edu/wxwise/SEABRZ13.GIF). Le trait noir continu marque le trait de côte et le pointillé rouge le front de brise.

3.3 On the use of GPS tomography to investigate water vapor variability during a mistral/sea breeze event in south-eastern France

Sophie Bastin*, Cédric Champollion**, Olivier Bock*, Philippe Drobinski* and Frédéric Masson**

* IPSL/SA, Université Pierre et Marie Curie, Paris, France
** Laboratoire de Dynamique de la Lithosphère, Université Montpellier II, Montpellier, France

Journal : Geophyical Research Letters

Abstract

Global Positioning System (GPS) tomography analyses of water vapor, complemented by high resolution numerical simulations are used to investigate a mistral/sea breeze event in the region of Marseille, France, during the ESCOMPTE experiment. This is the first time GPS tomography has been used to validate the three-dimensional water vapor concentration from numerical simulation and to analyze a small-scale meteorological event. The high spatial and temporal resolution of GPS analyses provides a unique insight into the evolution of the vertical and horizontal distribution of water vapor during the mistral/sea-breeze transition.

Article Outline

3.3.1. Introduction
3.3.2. The instrumental set-up and model
3.3.3. The 22 June 2001 sea breeze/mistral event
3.3.4. Water vapor variability over Marseille
3.3.5. Perspectives
3.3.6 Acknowledgements
3.3.7 References

3.3.1. Introduction

In Provence, southern France, the sea breeze shares its occurrence with the mistral. The sea breeze advects moist air onshore and its inland penetration strongly depends on the large scale flow (Arritt, 1993). The mistral refers to a severe northerly gap flow that develops along the Rhône valley separating the French Alps from the Massif Central. The mistral brings cold and dry continental air over sea. In general, the mistral is strong enough to maintain the sea breeze front offshore but during the ESCOMPTE campaign (Cros et al., 2004), between 21 and 23 June 2001, the weak intensity of the mistral allowed the sea breeze to break through during daytime. The complex interaction between the sea breeze and this weak summer mistral case, described in detail in Bastin et al. (2004), leads to a rapid transition between the mistral and the sea breeze along the coastline. This complexity affects significantly the dynamics near the shore and the four-dimensional (4D) water vapor variability in the region.

In the present paper, we use GPS tomography and a high resolution numerical simulation to investigate the 22 June 2001 mistral/sea breeze event. To our knowledge, this is the first time the technique has been used to validate simulated water vapor field and to understand a small-scale meteorological event. We show that GPS tomography helps to capture the time evolution of the vertical and

horizontal distribution of water vapor in the lower troposphere and permits the accurate location of the transition between the mistral and the sea breeze in space and time.

3.3.2. The instrumental set-up and model

During summer 2001, meteorological measurements were taken in southern France (see Fig. 1) in the framework of the ESCOMPTE experiment. In the present study, we use only measurements from meteorological surface stations and a GPS network (Bock et al., 2004). GPS network consisted of 17 GPS receivers with a mean distance between them of about 5 km (see the box in Fig. 1a). Such GPS networks have already been used to investigate the horizontal and temporal variations in precipitable water as a storm passed over the network (Foster et al., 2003). Here, the network aimed at providing data for the validation of a tomographic analysis model developed at Laboratoire de Dynamique de la Lithosphère. Tropospheric tomography is a practical approach to describe the four-dimensional (4D) structure of water vapour in the atmosphere (Flores et al., 2000). The main advantage of a GPS tomographic network over other water vapor profiling systems is its all weather capability, providing thus a continuous monitoring of the atmosphere. Details about the technique and validation of retrievals from ESCOMPTE can be found in Champollion et al. (2004). For the present study, tomographic fields are retrieved with a 30 min interval, a horizontal grid mesh of 0.05° and a vertical resolution ranging from 500 m near the ground to 1000 m at 10 km altitude.

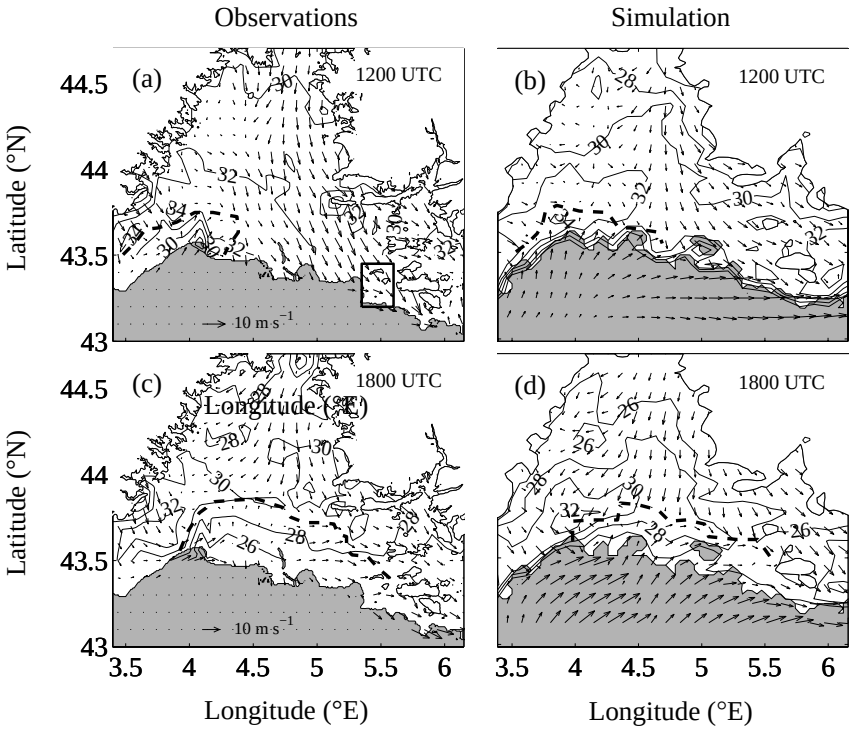


Figure 1. Surface wind and temperature fields from meteorological surface stations (left) and Méso-NH simulations (right) on 22 June 2001 at 12 UTC (upper row) and 18 UTC (lower row). The arrows indicate the wind direction and their scale indicates the intensity. A scale arrow corresponding to the wind vectors of panel (a) and (b) [resp. (c) and (d)] is indicated on panel a [resp. (c)]. The isolines indicate the temperature, with a contour interval of 2°C. The sea breeze front location is indicated by a thick dashed line. The shaded area indicates the Mediterranean Sea. The data are plotted only where surface topography is below 500 m above mean sea level. In panel (a), the small box indicates the location of the GPS network, extending over the Marseille urban area.

The numerical simulation is conducted with the non-hydrostatic Méso-NH model (Lafore et al., 1998). Two interactively nested model domains are used, the horizontal mesh size being 9 km and 3 km, respectively. The coarse domain covers an area of about 500 km × 500 km. The fine domain covers the Rhône valley delta (Fig. 1). The vertical grid is made of 50 levels with a mesh stretched between 60 and 600 m. The initial and coupling fields were generated by first interpolating the ECMWF (European Centre for Medium Range Weather Forecast) analyses available every 6 hours. The initialization date is 21 June 2001 at 06 UTC and the simulation ends on 23 June 2001 at 00 UTC. A complete set of physics parameterization is used. A more detailed description of the simulation can be found in Bastin et al. (2004).

3.3.3. The 22 June 2001 sea breeze/mistral event

To investigate the evolution of the sea breeze circulation and the mistral flow on 22 June 2001, the simulated and measured surface temperature and wind fields are displayed in Fig. 1 at 12 and 18 UTC. The surface wind and temperature fields clearly show the sea breeze onset. At 12 UTC, both the data and the simulation show a surface temperature gradient near the coastline on the western side of the Rhône valley (about 4°E). The sea breeze penetrates inland over a small horizontal range and it collides with the mistral that descends the slope of the Massif Central in its southern part. In the center of the domain, the mistral is bounded by the western Alps flank to the east and by the Massif Central wake to the west at about 4.5°E. In the region where the mistral blows, the sea breeze can not penetrate inland. Between 14 and 18 UTC, the sea breeze front (corresponding to a wind convergence) progresses inland in the center of the Rhône valley (about 4.5°E). The front line has "moved" eastwards and at 18 UTC, the sea breeze is no longer visible in the western part of the domain while it has reached Marseille in the east. Here, it takes a westerly direction because of the coastline shape (Bastin and Drobinski, 2004) and the interaction with the mistral. Figure 1 shows that the surface wind and temperature fields are accurately simulated with Méso-NH.

3.3.4. Water vapor variability over Marseille

We here focus on the area where GPS data were taken (see the box in Fig. 1a). Figure 2 shows the time series of surface wind speed and direction, mixing ratio and integrated water vapor (IWV) from in-situ and GPS measurements (solid line) and simulation (triangles) at Vallon d'Ol, in the north of Marseille (see Fig. 4). Before 15 UTC, the mistral blows at about 8 m s^{-1} (Fig 2a). The mixing ratio decreases from 8 to 6 g kg^{-1} in the morning (Fig 2c), partly due to the diurnal cycle of the surface energy budget, partly due to the mistral which advects dry continental air. At 15 UTC, the mistral/sea breeze transition is associated with a sharp change of wind direction (Fig. 2b) from northwesterly to southwesterly, a decrease of temperature of -6°C (not shown) and an increase of mixing ratio of 3 g kg^{-1}. The cold and moist maritime air is advected inland by the sea breeze. The wind speed decreases down to a typical value for a sea breeze (5 m s^{-1}). One noticeable point is that the GPS IWV and the surface mixing ratio do not show a similar evolution during the day, evidence of the different nature of the near surface and upper level dynamics. Méso-NH reproduces accurately the time evolution of the wind direction and the mixing ratio (and temperature, not shown). However, the sharp variations of the mixing ratio occurring at night are not captured by Méso-NH. The comparison between the simulated and measured IWV shows a very good agreement during the sea-breeze period (after

16 UTC), but reveals larger discrepancies before (up to 2 kg m^{-2} difference) (Fig. 2d). Two major differences are noticeable: (i) the simulated IWV continuously decreases between 03 and 15 UTC; (ii) the sea breeze induced IWV increase occurs at 12 UTC in the GPS retrieval and at 15 UTC in the simulation. The differences between Méso-NH and the GPS are discussed below.

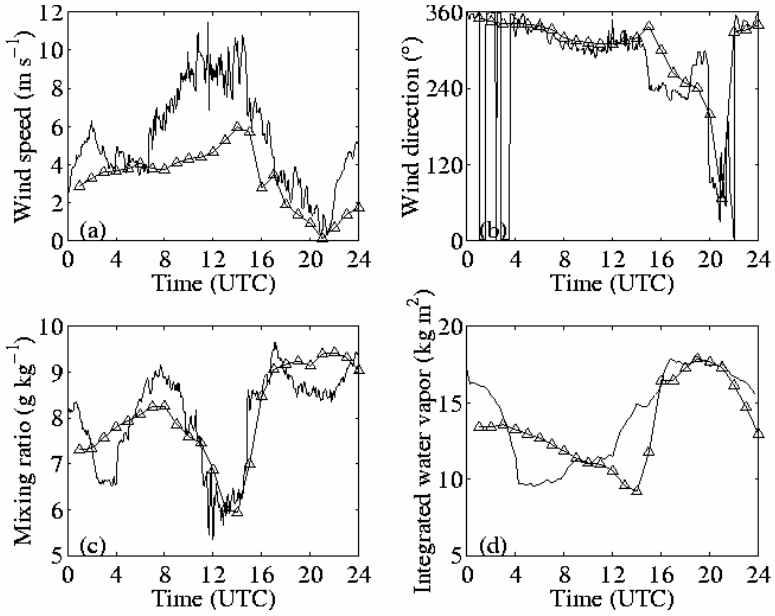


Figure 2. Time series of the 10-m wind speed (a) and direction (b), 2-m water vapor mixing ratio (c) from in-situ sensors and integrated water vapor (IWV) from GPS on 22 June 2001 at Vallon d'Ol (northern suburbs of Marseille - altitude 265 m above mean sea level). The measurements are indicated with a solid line, whereas the corresponding simulated quantities (using Méso-NH) are indicated with triangles.

Figure 3 shows vertical profiles of water vapor density versus time from GPS tomography and from Méso-NH simulation at Vallon d'Ol. The simulated wind (Fig. 3b) shows that the mistral blows from the northwest until about 15 UTC. During that period, both GPS tomography and the simulation show a moist 800-m deep layer (about 8-9 g m^{-3} with GPS tomography and about 7-8 g m^{-3} with Méso-NH) below a drier layer (5-6 g m^{-3}) which extends to about 2 km above ground level (AGL) at 00 UTC. With GPS tomography, both the moist and the drier layers tighten between 00 and 05 UTC which is consistent with the decrease of the integrated water vapor (Fig. 2d). Between 05 and 12 UTC, the depth and the water vapor density of these two layers are nearly constant. The depth of the two layers increases at 12 UTC. The lowest layer deepens again around 15 UTC. The increase of the water vapor density near the surface observed with surface observations can not be seen here due to the vertical resolution of GPS tomography. The results of Méso-NH display variations of the depth and water vapor density that are different from GPS tomography. In the morning, the variation with time of the drier layer depth is much smoother. Between 12 and 15 UTC, Méso-NH shows a decrease of the water vapor density in the lowest layer by about 1.5 g m^{-3} (Fig. 3b), which is consistent with the surface measurements and simulation shown in Fig. 2c, but is not seen in the integrated and vertically-resolved GPS water vapor density (Fig. 2d and 3a). During this period the layers start to deepen in the GPS measurements while the drier layer continues to thin in the model results. At 15 UTC, the low-level wind veers from the northwest to the west/southwest indicating the sea breeze onset over Vallon d'Ol. Both GPS

tomography and the simulation show a deepening and moistening of the lower levels of the troposphere. As before 15 UTC, two moist layers are visible that are easier to discriminate with GPS tomography than with the simulation. The very moist layer (about 8-9 g m^{-3} with GPS tomography and about 9-10 g m^{-3} with Méso-NH) is about 1200-m deep. Above, a drier layer (about 5-7 g m^{-3} with GPS tomography and about 8-9 g m^{-3} with Méso-NH) extends to about 2 km AGL between 15 and 24 UTC. The comparison between the water vapor field and the vertical profiles of wind speed and direction illustrates the difficulty of defining the sea breeze depth. Indeed, between 15 and 22 UTC, the low-level wind blows from the west/southwest up to about 700 m AGL. Above 700 m AGL, the wind veers to the northwest marking the presence of the mistral. However, between 700 m and 2000 m AGL, both GPS tomography and Méso-NH show enhanced moisture marking the advection of marine air mass by the sea breeze. As suggested by Bastin (2004), the sea breeze and the mistral are not separated by a rigid lid preventing any exchanges and mixing. Most probably, a smooth transition occurs between the sea breeze and the mistral flow aloft, which is hardly visible on the wind direction but is much clearer with the water vapor field, especially from GPS. Bastin and Drobinski (2004) showed numerically that at the sea breeze head, mixing occurs caused by enhanced turbulence due to strong horizontal gradients of wind speed and direction and air density. At the front, air masses are lofted upward and mass can be advected from the sea breeze into the lower free troposphere. GPS tomography confirms experimentally the results of Bastin and Drobinski (2004).

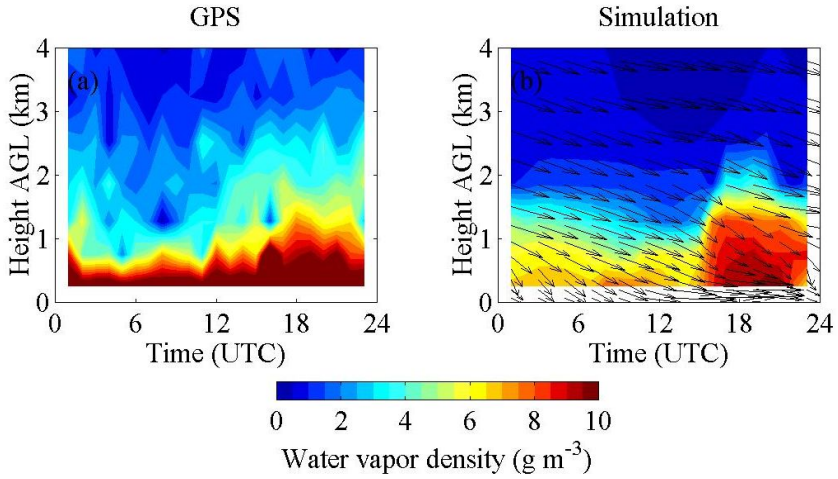


Figure 3. Time versus height plots of water vapor density over Vallon d'Ol as retrieved from the GPS tomography (a) and from Méso-NH simulation (b). The arrows indicate the horizontal wind vectors from the Méso-NH simulation.

Figure 4 shows the evolution of the horizontal distribution of water vapor at 750 m AGL on 22 June 2001, between 12 and 18 UTC. At 12 UTC (Fig. 4a), the mistral blows and the horizontal distribution of water vapor is relatively homogenous (the variability is < 2 g m^{-3}) and the humidity content is low (< 6 g m^{-3}). At 14 UTC (Fig. 4b), a weak east-west gradient in water vapor appears, which marks the sea breeze onset as seen at Vallon d'Ol (Figs. 2c, 2d and 3a). At this time, the horizontal variability is still small (2 g m^{-3}). Note that the small-scale patterns in Fig. 4 are most likely due to noise in the GPS tomographic retrievals and will not be interpreted here. At 16 UTC (Fig. 4c), the east-west gradient is more pronounced (3-4 g m^{-3} over the domain) and, on the average, the air is moister (> 7 g m^{-3}) as it is advected inland by

the sea breeze. At 18 UTC (Fig. 4d), the east-west gradient is still well marked and the moist air has penetrated further inland. However, this moist air remains confined to the south of 43.4°N latitude due to higher topography in the northern suburbs (reaching 600 m ASL), which prevents large inland sea breeze penetration (Bastin et al., 2004).

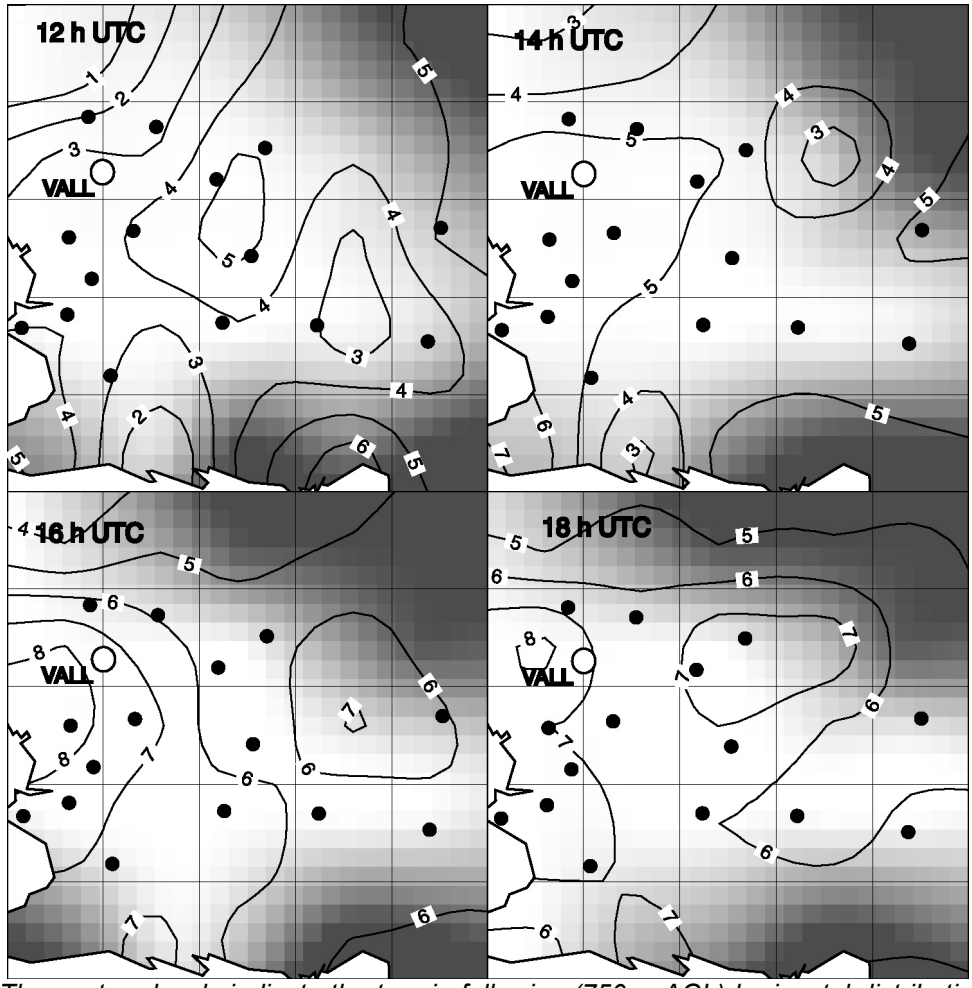


Figure 4. The contour levels indicate the terrain-following (750 m AGL) horizontal distribution of water vapor density from GPS tomography on 22 June 2001 at (a) 12, (b) 14, (c) 16 and (d) 18 UTC. The black circles indicate the positions of the GPS receivers. VALL stands for Vallon d'Ol. The greyscale colormap corresponds to the number of data used. Light grey indicate a reliable result.

3.3.5. Perspectives

During the ESCOMPTE experiment, GPS tomography has provided a unique data set for the description of the 4D water vapor variability at small scale which was relevant for the analysis of a mistral/sea breeze event in the region of Marseille, France. This data set provided a validation for the water vapor field simulated with the Méso-NH model. The combination of GPS observations and Méso-NH simulations helped in understanding the interaction between the mistral, the sea breeze and the topography. The GPS tomographic network was used both as a profiling instrument (through vertical resolution) and as imaging instrument (through 2D horizontal resolution). Such observations are particularly valuable for the study of the diurnal cycle of water vapor in connection with the varying types of atmospheric flows (sea breeze, mistral and combination of both). As future work, the GPS tomography will be evaluated on larger and sparser GPS networks, such as

permanent regional networks or networks deployed in field campaigns such as IHOP (Weckwerth et al., 2004). The technique would be particularly usefull for the study of atmospheric processes if vertical profiles and horizontal maps of water vapor at various elevations above ground could be retrieved at a larger scale. Additionally, the demonstration of the feasability of GPS tomography also serves as a proxy for the assimilation of slant GPS delays (or slant water vapor contents) in atmospheric models (Falvey and Beavan, 2002).

3.3.6 Acknowledgements

We are thankful to R. Benamara and A. Walpersdorf for contributing to the analysis of the simulation and the GPS data, respectively; B. Cros and P. Durand for the coordination of the ESCOMPTE experiment; E. Doerflinger for the coordination of the GPS experiment; the funding agencies (see the list in Cros et al., 2004).

3.3.7 References

Arritt R.W., **1993**: Effects of the large scale flow on characteristics features of the sea breeze. *J. Appl. Meteor.*, 32, 116-125.

Bastin S., **2004**: *Circulations thermiques en terrain complexe: application à la campagne ESCOMPTE*. PhD thesis. Université Pierre et Marie Curie, Paris, 162 pp.

Bastin S. and P. Drobinski, **2004**: Sea breeze induced mass transport over complex terrain in southeastern France. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, submitted.

Bastin S., P. Drobinski, V. Guénard, J.L. Caccia, B. Campistron, A.M. Dabas, P. Delville, O. Reitebuch and C. Werner, **2004**: On the interaction between the sea breeze and a summer mistral event at the exit of the Rhône valley. *Mon. Wea. Rev.*, submitted.

Bock O., E. Doerflinger, F. Masson, A. Walpersdorf, J. Van-Baelen, J. Tarniewicz, M. Troller, A. Somieski, A. Geiger, B. Bürki, **2004**: GPS water vapor tomography project: Description and first results of the ESCOMPTE field experiment. *Phys. Chem. Earth*, 29, 149-157

Champollion C., F. Masson, M.N. Bouin, A. Walpersdorf, E. Doerflinger, O. Bock and J. Van Baelen, **2004**: GPS Water vapour tomography: Preliminary results from the ESCOMPTE field experiment. *Atmos. Res.*, in press.

Cros B. and co-authors, **2004**: The ESCOMPTE program. An overview. *Atmos. Res.*, 69, 241-279

Falvey M. and Beavan J., **2002**: The impact of GPS precipitable water assimilation on mesoscale model retrievals of orographic rainfall during SALPEX'96. *Mon. Wea. Rev.*, 130, 2874-2888.

Flores A., Ruffini G. and Rius A., **2000**: 4D Tropospheric Tomography using GPS Wet Slant Delays, *Ann. Geophys.*, 18, 223-234.

Foster J., Bavis M., Chen Y.-L., Businger S. and Zhang Y.: **2003**: The Ka ‘u storm (November 2000): Imaging precipitable water using GPS. *J. Geophys. Res.,* 108, 4585-4599.

Lafore J.P. and co-authors, **1998**: The Méso-NH atmospheric simulation system. Part I: Adiabatic formulation and control simulation. *Ann. Geophys*., 16, 90-109.

Weckwerth T. M., Parsons D. B., Koch S. E., Moore J. A., LeMone M. A., Demoz B. B., Flamant C., Geerts B., Wang J. and Feltz, W. F., **2004**: An overview of the International H_2O Project (IHOP_2002) and some preliminary highlights. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 85, 2, 253-277.

3.4 Diurnal cycle of water vapor as documented by a dense GPS network in a coastal area during ESCOMPTE-IOP2

Sophie Bastin (1), Cédric Champollion (2), Olivier Bock (1), Philippe Drobinski (1) and Frédéric Masson (2)

(1) Institut Pierre Simon Laplace/Service d'Aéronomie, Université Pierre et Marie Curie, Paris, France
(2) Laboratoire de Dynamique de la Lithosphère, Université Montpellier II, Montpellier, France

Submitted to the **Journal of Applied Meteorology**, July 20 2005

Abstract:

Global Positionning System (GPS) data from a dense network have been used for the analysis of the diurnal cycle of water vapor over Marseille, France during the second Intensive Observation Period (IOP2, 21-26 June 2001) of the ESCOMPTE field experiment. Both tomographic analyses and integrated water vapor (IWV) contents from GPS have been used, in addition to wind profiler data and surface observations. Tomographic analysis of data from the dense GPS network provided the continuous temporal evolution of the vertical distribution of water vapor over the city of Marseille. The city is located on the shore of the Mediterranean sea in southeastern France and is often under the influence of sea breeze effects. Two different layers of breeze circulation are identified: a shallow sea breeze, blowing perpendicular to the local coastline and a deep sea breeze induced by the regional temperature gradient between sea and land. The origin of water vapor is shown to be mainly due to the advection of marine moist air by these sea breeze circulations. However, the diurnal cycle of water vapor over Marseille is strongly influenced by the synoptic situation that changes during the IOP2 (between a northerly mistral in the early stage of the IOP and an easterly wind at the end). It is shown that vertical profiles from tomographic analyses (combined with wind profiler data) allow for a proper interpretation of the diurnal cycle observed in IWV. Two dimensional maps of IWV are also shown to complement the description of the horizontal advection of moisture by the different circulation regimes.

Article Outline

3.4.1 Introduction
3.4.2. Measurements and data analysis
3.4.2.1. Instrumental set-up
3.4.2.2. GPS water vapor retrieval
3.4.3. The Intensive Observing Period IOP2: 21-26 June 2001
3.4.3.1. IOP2a (21-23 June 2001): interaction of sea breeze with the mistral
3.4.3.2 IOP2b (24-26 June 2001): alternation of sea breeze and land breeze
3.4.3.3 Vertical structure of the air flow over Marseille
3.4.4. Water vapor diurnal cycle over Marseille
3.4.4.1. Vertically resolved water vapour
3.4.4.2. Vertically integrated water vapour
3.4.4.3. Horizontal variability
3.4.5. Conclusions and perspectives
3.4.6 Acknowledgements

3.4.6 References

3.4.1. Introduction

Marseille is one of the biggest French cities, with about 1 million inhabitants. Facing the Mediterranean sea (Fig. 1), Marseille is frequently under the influence of sea breeze circulations during summertime. These circulations play a key role on the local meteorology and often lead to pollution episodes during anticyclonic situations. But Marseille is also located in a mountainous area. As a consequence, both terrain heterogeneities and variable topography may induce local atmospheric circulations of various temporal and spatial scales, where maritime and topographic effects interact. In particular, land/sea breezes and slope winds interact with large-scale synoptic wind and have a pronounced diurnal cycle. This complexity significantly affects the three-dimensional (3D) water vapor distribution and its variability and the local dynamics of convection.

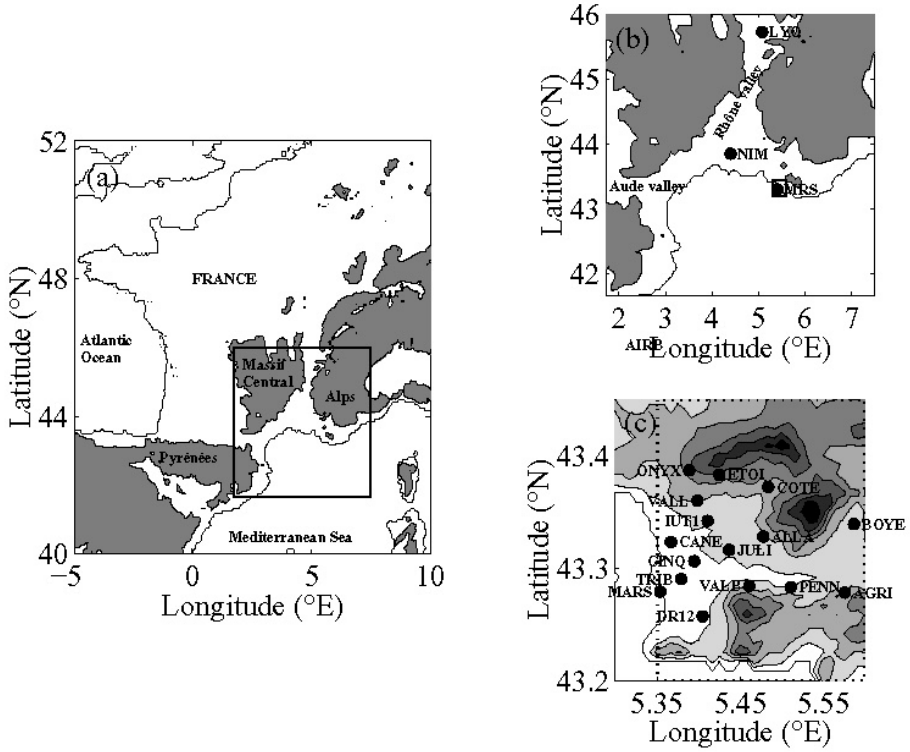


Figure 1: Panel a: Map of France with the topography shaded in grey when higher than 500 m above sea level. The rectangle displays the region shown in panel b. Panel b: Zoom of the region shown with a rectangle in panel a. The acronyms LYO, NIM and MRS correspond to the city names Lyon, Nîmes and Marseille, respectively. The rectangle around MRS displays the limits of the GPS network deployed in the city of Marseille. This network is shown in panel c. The 17 GPS receivers have a mean distance between them of about 5 km and their associated acronyms correspond to district names or building names of the city. Filled contours of topography are indicated with an increment of 100 m. The rectangle in dashed-line indicates the limits of the domain represented in Figure 5.

The region of Marseille was the center of the ESCOMPTE experiment (ExperimentS to COnstrain Models of atmospheric Pollution and Transport of Emissions), devoted to pollution and transport of emissions during summer 2001 (Cros et al., 2004). During this experiment, a dense GPS (Global Positioning System) network was deployed in the region for the study of the variability of atmospheric water vapor (Bock et al., 2004). This network gives access to two types of products.

The first one is Integrated Water Vapor (IWV). It is usually used to analyze the temporal variability of total column humidity at each station. Horizontal maps can be constructed from spatial interpolation of IWV between stations. However, the IWV content does not indicate where the water vapor is located in the atmospheric column. GPS tomography allows for retrieval of both the vertical and horizontal distribution, as well as the temporal evolution of water vapor in the lower troposphere. It is a recent technique that requires GPS observations from a dense network. The network deployed during the ESCOMPTE campaign was specifically designed to allow for tomographic analysis.

The goal of the present paper is to study how the synoptic situation influences the diurnal cycle of water vapor over the city of Marseille, with the help of both IWV and tomographic products from GPS. The study is limited to a 6 day period, corresponding to the second Intensive Observing Period (IOP) of the experiment, which covered two different synoptic situations. The first is an alternation of sea breeze and mistral wind and the second is an alternation of sea breeze / land breeze. Section 2 presents the instrumental set-up and the different products obtained from the GPS network, while section 3 presents the meteorological situation. The analysis of the diurnal cycle of water vapor as a function of the synoptic situation is described in section 4. Section 5 concludes this study.

3.4.2. Measurements and data analysis

3.4.2.1. Instrumental set-up

During summer 2001, meteorological measurements were taken in southern France (see Fig. 1) in the framework of the ESCOMPTE experiment (Cros et al., 2004). In the present study, we use the measurements from the meteorological surface station network, a UHF radar and a GPS network (Bock et al., 2004) located within the city of Marseille (Fig. 1c). The GPS network consisted of 17 GPS receivers with a mean distance between them of about 5 km (see the box in Fig. 1a). The network was designed to provide data for the validation of a tomographic analysis model developed at Laboratoire de Dynamique de la Lithosphère (Champollion et al., 2005). GPS tomography also proved to be ideally appropriate for validation of fine-scale numerical simulations of water vapor fields (Bastin et al. 2005a). For the present study, tomographic fields are retrieved with a 30 min interval, a horizontal grid mesh of 0.05° and a vertical resolution ranging from 500 m near the ground to 1000 m at 10 km altitude.

3.4.2.2. GPS water vapor retrieval

The basic GPS atmospheric product is the tropospheric delay. This quantity is a measure of delay of the GPS signal that has travelled between a GPS satellite (at 20200 km altitude) and a ground based receiver with respect to propagation in a vacuum. The standard procedure for GPS data analysis assumes that the delay in any direction can be mapped from the delay at zenith to which a horizontal gradient is added. Two sets of parameters are then estimated during the analysis: zenith tropospheric delays (ZTDs) and gradients. From these quantities, the component due to the dry atmosphere is removed and the remainder is converted into IWV. ZTD is thus mapped into IWV, using simply surface pressure and temperature and empirical formulae (Davis et al., 1985; Bevis et al., 1992; Emardson and Derks, 1999). The accuracy in GPS IWV has been assessed by a number of authors, using intercomparisons with radiosondes, microwave radiometers, sun photometers, LIDAR and Very Long Baseline Interferometry (Foelsche and Kirchengast, 2001;

Niell et al., 2001; Bock et al., 2004). The agreement between these techniques is about 1-2 kg/m^2.

For the tomographic analysis of tropospheric water vapor, slant integrated water vapor (SIWV) contents are required. These contents are retrieved from a post-processing of GPS ZTD and gradient estimates. First, slant delays are reconstruced by mapping ZTD and gradients into the direction of the GPS satellites. Then, the dry atmosphere is removed. The procedure is the same as for IWV but an estimate of the dry gradient is required. Therefore, 2D surface pressure measurements are used, following following Elòsegui et al. (1999).

The tomographic analysis consists of retrieving the scalar three-dimensional field of water vapor from the integrated quantities. Since we consider the geometrical effect of the bending of the ray as negligible for elevation angles higher than 10° (Elgered, 1993), the problem becomes linear. The formulation in the linear discrete theory of the direct problem expresses the link between the observations (SIWV) Y and the true water vapor density X (expressed in g/m^3 through the linear operator M:

$$Y = MX + \varepsilon \tag{1}$$

where ε is the measurement error vector. The linear operator M is expressed as a matrix whose coefficients represent the length of each ray in each cell.

To solve the inverse problem, the matrix M must be inverted. As the problem is locally underdetermined (since some cells have no rays within), we have to find the "generalised inverse" M^g to obtain the reconstructed field X_{reco} from the data Y:

$$X_{reco} = M^{-g} Y \tag{2}$$

To minimize the ill-conditioning, some constraints are added using a priori information (X_{ap}), such as humidity profiles from radiosoundings or simply a standard atmosphere at the right latitude. For the analysis of the ESCOMPTE data, we used the latter forced at the surface by humidity measurements from the ESCOMPTE surface network. Another way would be to add constraints, instead of an a priori model, to smooth the density field (Flores et al., 2001). However, such constraints are difficult to adjust properly. The Bayesian approach in the framework of discrete inverse theory gives an explicit manner to incorporate a priori information (Foelsche and Kirchengast, 2001; Rogers, 2000). With the assumption of a linear forward model and of a Gaussian distribution for the a priori and measurement error, the reconstructed field of water vapor X_{reco} can be expressed as:

$$X_{reco} = X_{ap} + [M^T C_y^{-1} M + C_{ap}^{-1}]^{-1} . M^T C_y^{-1} . \left(Y - MX_{ap}\right) \tag{3}$$

where the matrices C_y and C_{ap} are respectively the measurement error covariance and the a priori error covariance. The a priori covariance C_{ap} is chosen to be quite large except for the lowest layer which is partially adjusted to the ground measurement.

At the surface, the error is set to 25 % and increased to 100 % at 5000 m high. This error model is based on a set of radiosoundings covering Europe (Gradinarsky, 2002). The correlation between two elements of the a priori model is given by a classic Gaussian law in the horizontal and an exponential law in the vertical. The exponential law reflects the high vertical variability of water vapor.

Small vertical and horizontal correlation length are chosen for the Gaussian model (1 and 5 km, respectively). The measurement error covariance C_y can be split into three different parts: the discretization C_{dis}, the observation C_{obs} (ZTD GPS estimate and errors in the conversion to SIWV). The discretization error C_{dis} (based on direct modelling of real data into different grids) shows a white noise level of 2 % for 0.05°*0.05°*500 m cells, with no bias and no correlation. The ZTD error (typically 6 mm) is projected to the direction of the ray path to obtain C_{obs}. It is assumed that the uncorrelated errors dominate the total measurement errors as a network with baselines longer than 2000 km is used (Niell et al., 2001).

More details about processing procedure for the ESCOMPTE GPS data can be found in Walpersdorf et al. (2004) and Champollion et al. (2005). The latter reference also presents a validation of tomographic retrievals from ESCOMPTE data.

3.4.3. The Intensive Observing Period IOP2: 21-26 June 2001

During IOP2, two types of situations were encountered. The first three days of the IOP2 (hereafter called IOP2a), i.e. 21, 22 and 23 June 2001 (hereafter called J21, J22 and J23 respectively), the mistral dominated. The mistral is a dry northwesterly flow channeled within the Rhône valley (Fig. 1). During IOP2a, it blows at night within a 2 km-deep layer and is lifted up during the day as the southwesterly sea breeze penetrates inland beneath the mistral flow (Bastin et al., 2005b; Guénard et al., 2005). During the last three days of the IOP2 (hereafter called IOP2b), i.e. 24, 25 and 26 June 2001 (hereafter called J24, J25 and J26, respectively), northeasterly land breeze at night alternates with sea breeze flow during the day (Bastin et al., 2005c).

3.4.3.1. IOP2a (21-23 June 2001): interaction of sea breeze with the mistral

Figure 2a and b presents the synoptic charts on J22 at 0000 UTC (a) and 1200 UTC (b). Note that the synoptic situation of the other days of the IOP2a is similar to that of J22, so only the latter one is presented here. The IOP2a mistral event is featured by a northwesterly flow over France resulting from an anticyclone over western France and a low-pressure system over northern Europe. On J22 at 0000 UTC (Fig. 2a), a high surface pressure zone (1020 hPa) is located north and west from Ireland and extends over France, contributing to very weak surface winds upstream the Massif Central and the Alps. In southeastern France, a cyclone is visible in the Gulf of Genoa which is a classic mistral situation. However it remains weak with respect to other mistral events (see for instance Guénard et al., 2005 and Drobinski et al., 2005). It extends from the Pyrénées to the Pô valley. On J22 at 1200 UTC (Fig. 2b), the Genoa cyclone is removed but the curvature of the isobars is still important, associated to surface pressure gradient which is favorable to large cyclonic curvature of the mistral at the exit of the Rhône valley. Figure 3a and b displays the wind and temperature fields from meteorological surface stations on J22 at 0000 UTC (a) and 1200 UTC (b). It clearly shows the intensification of the northerly flow in the Rhône valley and the sheltered area from the mistral in the wake of the Alps (eastern side of the considered area). Note that at 1200 UTC, no sign of sea breeze is visible in the Rhône valley delta.

This mistral event differs significantly from that of 28 June 2001 described in Drobinski et al. (2005) because of the weakness of the Genoa cyclone. The comparatively small induced pressure gradient between the windward side and the leeward side of the Alps generates weaker winds which may explain why the sea breeze can break through on that day.

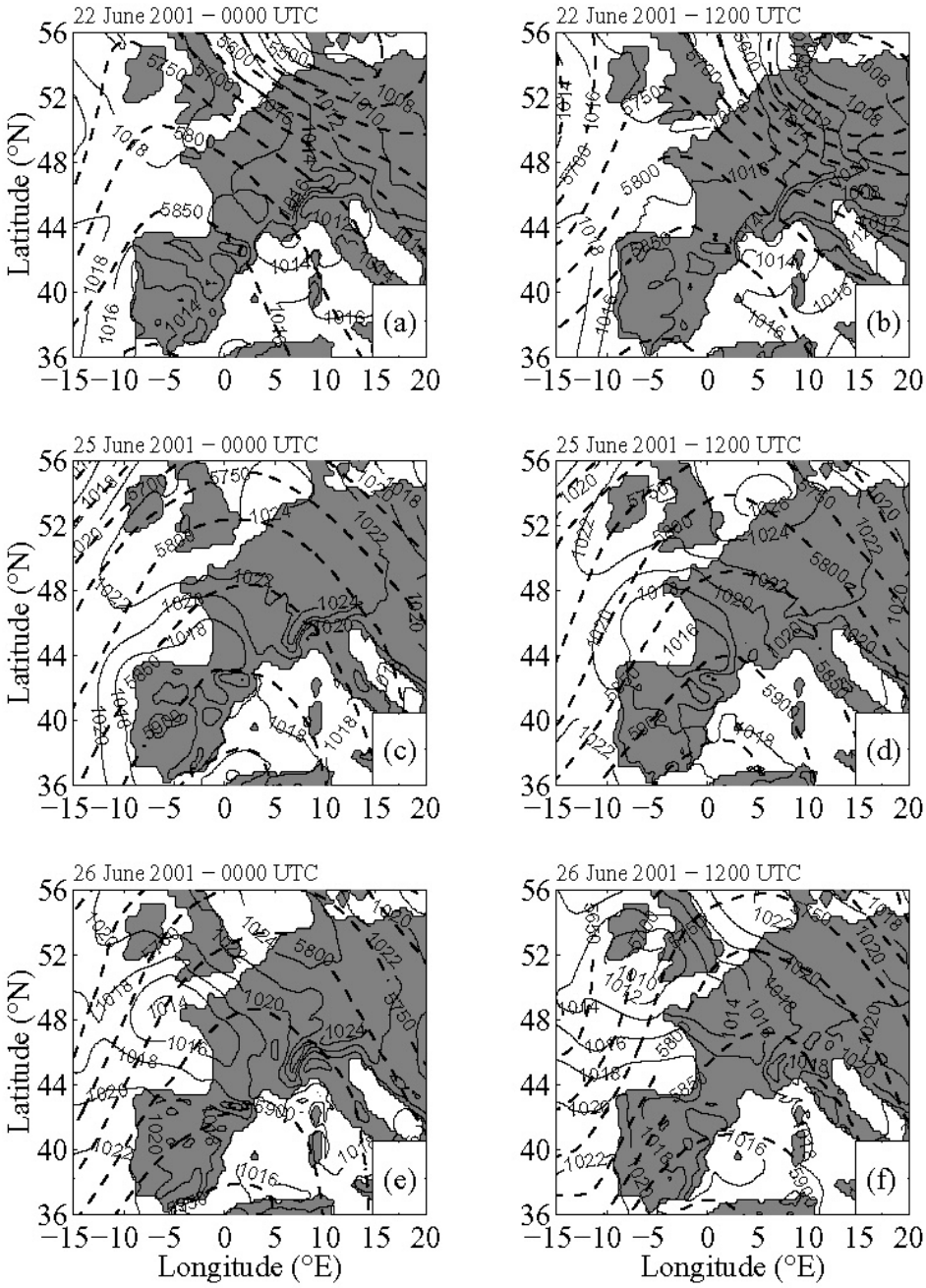


Figure 2 : Synoptic situation in 12-hourly intervals on 22 June 2001 at 0000 UTC (a) and 1200 UTC (b), 25 June 2001 at 0000 UTC (c) and 1200 UTC (d) and 26 June 2001 at 0000 UTC (e) and 1200 UTC (f) from ECMWF analyses. The mean sea-level pressure and 500-hPa geopotential heights are shown with solid (the contour interval is 2 hPa) and thick dashed (the contour is 50 m) lines, respectively.

3.4.3.2 IOP2b (24-26 June 2001): alternation of sea breeze and land breeze

Figure 2c, d, e and f presents the synoptic charts on J25 (c and d) and J26 (e and f) at 0000 UTC (left panels) and 1200 UTC (right panels). The situation on J24 is similar to those on J25 and is not presented here. At the beginning of this period, a ridge extends from Morocco to Norway. It generates a north-westerly synoptic wind in altitude over southern France. On J25, the surface pressure is high, inducing anticyclonic conditions with a dry and hot air mass. Figure 2d shows that a shallow low pressure is centered over the Pyrénées and a high covers the North Sea. At 850 hPa (not shown), the pattern indicates no significant pressure gradient over

France and the Mediterranean sea. These conditions are propitious to the development of a sea-breeze circulation but geostrophic balance dictates easterly flow above northern France and south-southwesterly flow above the Gulf of Lion, which interact with the breeze circulation. Figure 3 c and d displays the wind and temperature fields from meteorological surface stations on J25 at 0000 UTC (c) and 1200 UTC (d). Fig. 3c shows no significant surface temperature gradient. At 1200 UTC (Fig. 3d), a temperature gradient appears near the coastline that drives the sea breeze flow.

On J26, the ridge at 500 hPa level stays over France but the surface high pressure moves eastward. Consequently, the synoptic flow weakens and veers from the northwest on J25 to the west on J26. The pressure low that was located over the Pyrenees progressively moves northward. At 1200 UTC (Fig 2f), the surface low pressure is located over southern Ireland generating southerly low-level winds over France. The temperature is high (about 35°C) and the atmosphere is very sultry which generates local thunderstorms at the end of the afternoon. Figure 3f clearly shows the combination between the sea breeze flow generated by the temperature gradient near the coastline and the southerly synoptic flow. Based on the above observations, a pollution episode was predicted to occur during IOP2b (24 to 26 June 2001, i.e. J24 to J26).

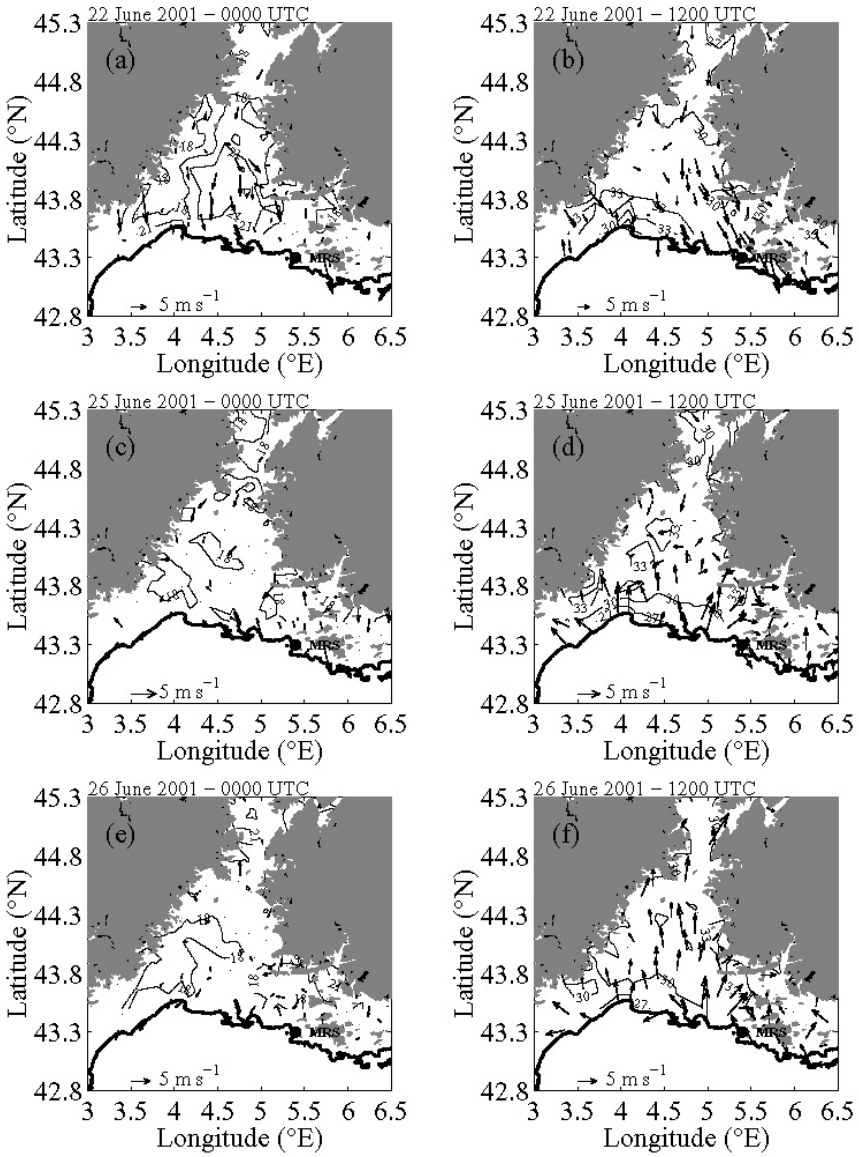


Figure 3 : Wind and temperature fields from meteorological surface stations on 22 June 2001 at 0000 UTC (a) and 1200 UTC (b), 25 June 2001 at 0000 UTC (c) and 1200 UTC (d) and 26 June 2001 at 0000 UTC (e) and 1200 UTC (f). The topography mask corresponds to topographical elements higher than 500 m ASL. The arrows indicate the wind direction and their scale indicate the intensity. The isolines indicate the temperature. Contour interval is 3°C from 15 to 36°C. The acronym MRS indicates the location of Marseille.

3.4.3.3 Vertical structure of the air flow over Marseille

Figures 4a and b display vertical profiles of wind speed (panel a) and wind direction (panel b) as a function of time from UHF measurements over Marseille between J21 and J26. The UHF was located in the center of the city, near the GPS station named CINQ (see Fig. 1c). This figure clearly shows the differences and the transition between IOP2a and IOP2b.

During IOP2a, the diurnal cycle is well marked. Between 0000 and 1200 UTC, the wind direction is north-northwesterly from the ground up to 2 or 3 km. In this layer, the wind speed ranges from 3 to 5 m/s near the ground and can reach 20 m/s at 1 km height and above. This provides evidence that the whole layer between the surface and 3 km is affected by the presence of the mistral, whose intensity is weaker near the surface due to friction. During the afternoon, two different layers are

apparent. In the first layer, i.e from the surface up to about 600 m above ground level (AGL), the wind direction is westerly-southwesterly, associated with wind speeds of about 5-8 m/s, while in the second layer, i.e from 600 m up to 2-3 km, the wind direction is again north-northwesterly, associated with an intensity of 7-12 m/s. The existence of these two layers indicates the onset of the sea breeze in the afternoon (i.e at about 1100 UTC on J21, at about 1500 UTC on J22 and at about 1300 UTC on J23) near the coastline that lifts the mistral up to 700 or 800 m. The weakness of the mistral during this period allows the sea breeze to break through near the coastline where the temperature gradient between land and sea is maximum. Thus, during IOP2a, the mistral that blows near the surface during nighttime is replaced by a sea breeze flow near the surface during the afternoon.

The transition between IOP2a and IOP2b occurs during the afternoon of J23, where the mistral weakens due to the dissipation of the Genoa cyclone near the surface. During IOP2b, the diurnal cycle is not as well marked as during IOP2a. The wind speed is nearly the same during nighttime and daytime, even though we can distinguish a light intensification of the wind during the afternoon and it is rather homogeneous with height. It ranges from 1 to 5 m/s from the ground up to 2 km. However, the wind direction shows the existence of a diurnal cycle especially near the surface where the wind alternates from westerly during daytime to easterly during nighttime. Here we can distinguish several layers. Between the surface and about 300-400 m AGL, the wind blows perpendicular to the shoreline (see Fig. 1 for the coastline shape), i.e from the west during the day (sea breeze) and from the east during night (land breeze). This direction near the surface is due to the local sea breeze which follows the local maximum temperature gradient direction. This sea breeze is called the "shallow sea breeze" (SSB) (Bastin and Drobinski, 2005; Lemonsu et al., 2005). It starts blowing at about 1000 UTC on J24 and J25 and at about 1200 UTC on J26. Above, from about 400 m AGL up to 1300 m, the wind direction is not the same during the whole IOP2b. On J24, the synoptic situation induces a north-westerly flow in this second layer. On J25, during the day, the wind has a southerly direction corresponding to the direction of the mesoscale temperature gradient that drives the "deep sea breeze" (DSB) which blows above the SSB (Bastin and Drobinski, 2005; Lemonsu et al., 2005). During the night and in the morning, this DSB does not exist and a westerly flow blows. On J26, the synoptic wind blows from the east. It has been shown that, on J26, the low level air mass, up to 2 km AGL, skirts the Mediterranean coast over land from the east-south-east (Lemonsu et al., 2005).

3.4.4. Water vapor diurnal cycle over Marseille

3.4.4.1. Vertically resolved water vapor

Figure 4c shows vertical profiles of water vapor density versus time from GPS tomography over Marseille, at 5.375°E longitude and 43.325°N latitude. The vertical distribution and diurnal variation of water vapor are clearly different between IOP2a and IOP2b. A strong diurnal modulation is observed during IOP2a while this modulation has a smaller amplitude and is limited to a very shallow layer during IOP2b. Two different layers are apparent. In the lower layer (blue, green and yellow colors), a strong vertical gradient of water vapor density exists, with values ranging from about 10-12 g/m^3 near the surface to 6 g/m^3. The thickness of this moist layer is about 600 m (1100 m) during nighttime (daytime) during IOP2a. It deepens to 1600-1800 m during IOP2b. This layer is located below a drier and more homogeneous

layer of 4 g/m^3 (orange color), which tops at about 1.5 km (2.5 km) AGL during nighttime (daytime) during IOP2a and more than 3 km during IOP2b.

During IOP2a, the dry northwesterly mistral, which blows up to 2-3 km AGL, leads to a much drier free troposphere over Marseille than during IOP2b. The onset of the sea breeze is quite late, around 1500 UTC on J22, which limits the daytime accumulation of humidity. The maximum of water vapor is reached at about 1800 UTC with values around 10 g/m^3 near the surface, which is consistent with surface station measurements in the northern suburbs of Marseille (see Bastin et al., 2005a). The shallowness of the moist layer during the daytime is due to the local stabilization of the troposphere from the mistral that acts as a quasi rigid lid that prevents both the growth of the sea breeze and its inland penetration. In fact, the intermediate moist layer is likely a layer of enhanced turbulent mixing, resulting from the detrainment of water vapor from the sea breeze flow onto the free troposphere aloft (Bastin and Drobinski, 2005). At night, the dry mistral flow reaches the ground and blows within a 2 km-depth layer, hence exporting most of the water vapor accumulated during daytime. Due to the strength and dryness of the mistral, the locally moist air is advected without being affected by local nocturnal cooling and condensation and the land breeze is inhibited (Arritt, 1993). The contrast in total water vapor content and vertical distribution is thus marked between night and day. Compared to IOP2b, the upper moist layer is very shallow during nighttime, probably due to the absence of turbulent mixing in the absence of frontogenesis.

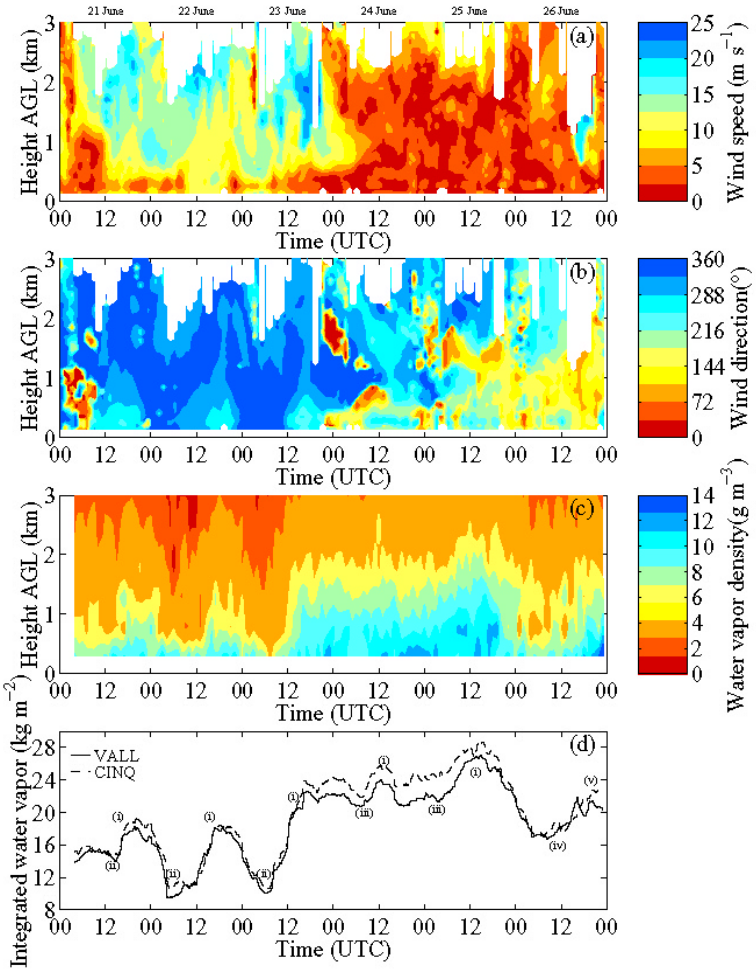


Figure 4: Panel a: Time versus height plots of wind speed over the center of Marseille (close to the GPS station named CINQ, see Figure 1) as retrieved from the UHF measurements between J21 and J26. Panel b: Same as panel a but for the wind direction. Panel c: Time versus height plot of water vapor density retrieved from GPS tomography between J21 and J26 within the Marseille city center at 5.375°E longitude and 43.275°N latitude. Panel d: Time series of the integrated water vapor (IWV) from GPS between J21 and J26 at Vallon d'Ol (VALL, northern suburbs of Marseille - altitude 314 m above mean sea level) and CINQ (Marseille city center - altitude 131 m above mean sea level). The labels (i), (ii), (iii), (iv) and (v) indicates the origin of the IWV variability: (i) sea breeze advecting inland marine moist air; (ii) mistral advecting continental dry air from the northwest; (iii) land breeze advecting offshore the moist air advected inland by the preceding sea breeze and having experienced cooling and condensation; (iv) easterly synoptic flow; (v) combination of sea breeze with prevailing continental southeasterly flow.

During IOP2b, the lower moist layer deepens up to 1600 m, the upper (4 g/m^3) layer is deeper than during IOP2a, except on J26 in the presence of an easterly wind regime. The maximum of water vapor is reached late in the evening (at about 2200 UTC on J23, J24 and J26, earlier on J25). At night, weak land breeze circulation blows over Marseille which partly exports the moist air imported during the day by the sea breeze. The effects of the land breeze are thus not immediate due to its weak intensity. However, the contrast in stratification and total column content of water vapor between day and night is very small. This small contrast during days J23 (from midday), J24 and J25 is due to: (i) local radiative cooling and condensation which reduce the amount of water vapor during night (in contrast with the mistral which advected continental dry air masses on synoptic scale during IOP2a); (ii) the weakness of the land breeze near the surface (at most 2 m/s) and of the synoptic flow above (at most 5 m/s), which are not as efficient as the mistral in exporting the airmass that accumulated moisture during daytime. As a consequence, total column humidity is nearly constant and in fact slightly increases between J24 and J25.

3.4.4.2. Vertically integrated water vapor

Total column humidity, or IWV, is the common atmospheric GPS product which can be retrieved from single stations. It quantifies the amount of water vapor available in the column of atmosphere. This variable is related to the quantity of rain that may fall if convection occurs, though the relationship between IWV and precipitation is not obvious. IWV is generally not easy to interpret alone and requires the combined analysis with surface and upper air thermodynamic variables. In the present case study, IWV times series can be interpreted with the help of wind profiler (Fig. 4a and b) and vertical moisture distribution from tomography (Fig.4c). This section thus provides a description and interpretation of IWV using the vertically resolved observations presented in the previous sections.

Figure 4d shows the time series of the IWV from the GPS measurements at CINQ, in the center of Marseille and VALL, 6 km to the north of the former (Fig. 1c). We first analyse the time series at CINQ. In these time series, the two periods of interest are clearly distinct: (1) the mean IWV over IOP2a is 15.5 kg/m^2, while it amounts to 21.7 kg/m^2 during IOP2b; (2) the amplitude of the diurnal variations about the mean IWV are much larger during IOP2a (5, 9 and 12 kg/m^2 for J21 to J23) than during IOP2b (3.5, 5.5 and kg/m^2 for J24 to J26). The two special cases of J23, marked by the dissipation of the mistral and J26, marked by an easterly wind regime, are discernible.

The lower IWV mean value and the greater amplitude of variations around the mean value during IOP2a are explained by: (i) the drier free troposphere over Marseille, due to advection of dry continental air from the mistral, (ii) the smaller

vertical extent of the sea breeze due to the mistral that acts as a rigid lid above the sea breeze, (iii) the later onset of the sea breeze (around 15 UTC) and peaking of humidity in the boundary layer (around 1800 UTC), which limits the daytime accumulation of humidity and (iv) the transport of humidity offshore during nighttime by the mistral flow which reaches the ground and blows within a 2 km-depth layer.
During IOP2b, the slightly increasing total column humidity between J24 and J25, i.e. the accumulation of humidity, is mainly due to the fact the land breeze is not as efficient as the mistral in exporting water vapor. Local radiative cooling and condensation tend to decrease IWV at night, but during the day, evaporation occurs as the boundary layer warms up again, releasing the water vapor captured during the night and the sea breeze advects humidity again that accumulates.

During the night from J25 to J26, the large decrease of the IWV mean value is mainly due to the large-scale drier continental air blowing from the east. During the daytime of J26, this flow veers to the south-east and combines with the sea breeze flow, hence increasing IWV again by the end of the day. The impact of the synoptic-scale flow is quite different from IOP2a where the mistral flow blows in nearly the opposite direction to the sea breeze flow. Also, the maximum IWV is reached late in the evening because this synoptic-scale (south-easterly) flow does not reverse and consequently inhibits the creation of a land breeze (Arritt, 1993).

By comparing IWV observed at VALL and CINQ (Fig. 4), interesting differences are apparent. Actually, CINQ has more IWV throughout the time series but the differences are more important during IOP2b. The differences of IWV are mainly due to the location of the two stations: CINQ station is in the center of the city of Marseille, at an altitude of 131 m ASL, while VALL is located in the northern suburbs of Marseille, further to the coastline, at an altitude of 314 m ASL. The differences of altitude and distance from the coastline create the lower level of IWV at VALL during the whole IOP2. And the complex sea breeze circulation over Marseille induces the stronger differences of IWV during IOP2b. Indeed, during sea breeze regime, the SSB has mostly a westerly direction at VALL (see the coastline shape in Fig. 1), while CINQ is in the convergence zone between the two SSBs: the westerly SSB that enters Marseille by its western coast and the southerly SSB that enters Marseille by its southern coast. Consequently, more moist air reaches CINQ and IWV values are higher than observed at VALL. Moreover, the massif de l'Etoile, culminating at 600 m ASL to the north of Marseille, might induce some flow blocking and thus accumulation of water vapor in the center of the city. This is especially observed during IOP2b, when the diurnal cycle is controlled by the alternation of land and sea breezes

3.4.4.3. Horizontal variability

As discussed above, the temporal evolution of the vertical distribution of water vapor and IWV is strongly linked to horizontal flow in different layers: from the local SSB to the regional DSB and synoptic scale circulation. With the data at hand, the horizontal distribution of water vapor can be analysed from either horizontal cross-sections of water vapor density obtained from the tomographic analyses (as used in Bastin et al., 2005a) or from two-dimensional (2D) maps of IWV. Though the GPS network operated during ESCOMPTE covers a very small area, significant differences in IWV are observed between stations. We therefore used IWV maps to analyse the evolution of the 2D horizontal distribution of IWV during J22, J25 and J26. These maps confirm and complement the analysis from the previous sections.

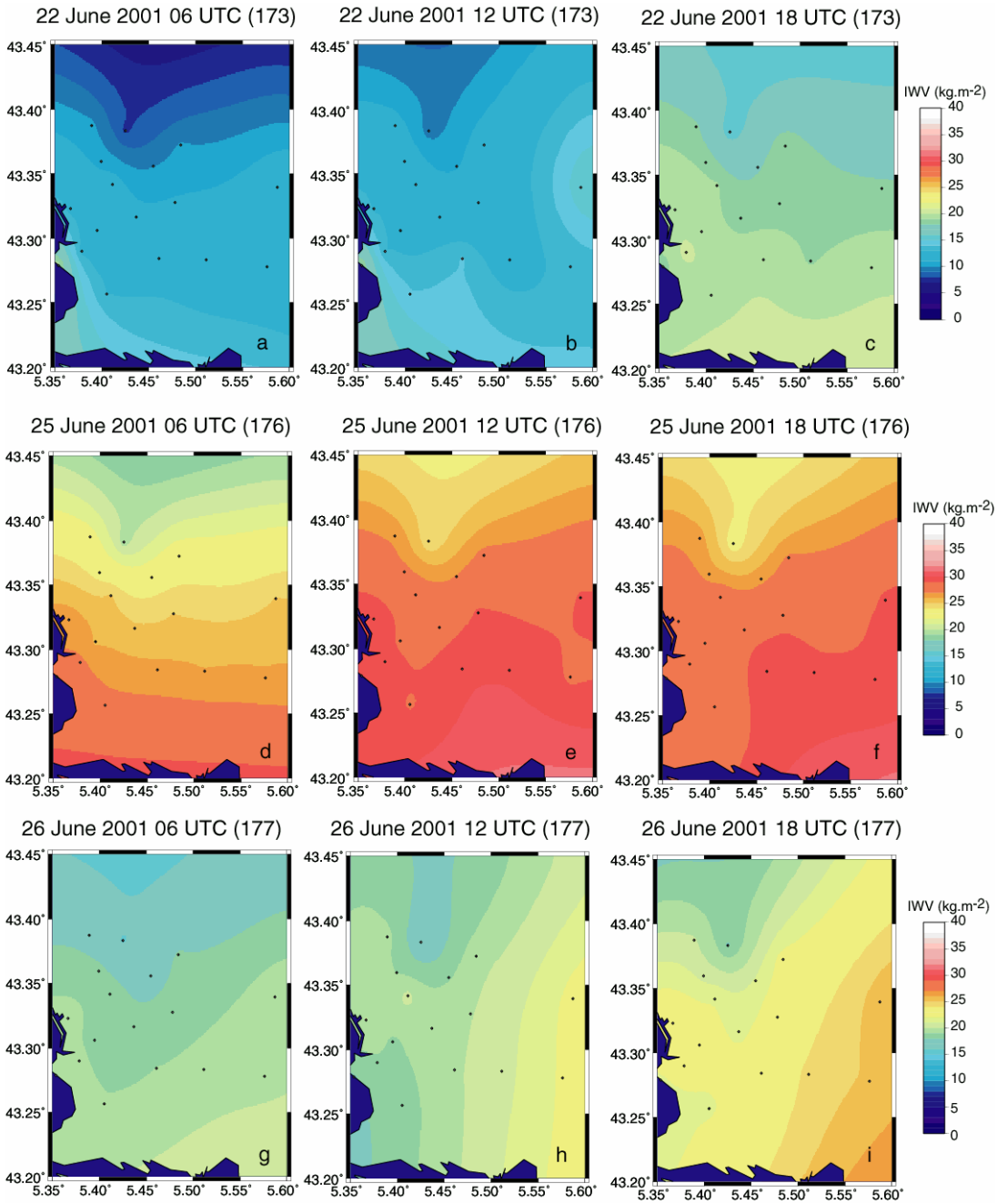


Figure 5 : IWV spatial variations from the ESCOMPTE GPS network on 22 June 2001 at 0600 (a), 1200 (b) and 1800 (c) UTC, on 25 June at 0600 (d), 1200 (e) and 1800 (f) UTC and on 26 June at 0600 (g), 1200 (h) and 1800 (i) UTC.

Figure 5 shows that there is a persistent north-south gradient in IWV, due to the local topography (as discussed above). Panels a, b and c show the evolution for J22. This is a typical case of sea breeze development under a moderate mistral. At 0600 UTC, the average IWV is quite low (about 10 kg/m^2), with a quite uniform IWV content over the central part of the domain. During this period, the mistral blows dry and cold continental air over the whole domain. At 1200 UTC, the atmospheric boundary layer starts to deepen and moisten and the mistral flow layer raises due to convective eddies in the convective boundary layer. However, no clear gradient is seen because of the late establishment of the sea breeze over Marseille. Actually, the synoptic mistral flow inhibits the sea breeze flow until 1500 UTC. Finally, during the afternoon, the sea breeze becomes strong enough to lift the mistral up to 700 or

800 m (Fig. 4a and b). The air becomes then significantly more humid. At 1800 UTC, the IWV content reaches 20 kg/m^2 over the southern part of the domain and there is a marked north-south, as well as a smaller east-west, gradient. This gradient is a result of the combination of a southerly and westerly inflow, since the SSB blows perpendicular to the local direction of the coastline (see section c).

Figure 5d, e and f provide a similar view for J25, which is a typical case of a daily sea breeze development following a nocturnal land breeze. The average IWV is much higher than in the previous case (about 25 kg/m^2 at 0600 UTC). At 0600 UTC, there is a strong north-south gradient throughout the domain, which follows the land breeze flow exporting moisture to the sea (mainly to the south). However, as already mentioned, the land breeze is not as efficient as the mistral to dry up the atmosphere (and hence the quite large IWV observed at 0600 UTC, about 22-25 kg/m^2 in the center of the domain). On J25, the sea breeze onset occurs earlier (shortly after sunrise) in the morning than during IOP2a. At 1200 UTC, the SSB blows again from south and west and IWV is increasing to 30 kg/m^2 in the central area. At 1800 UTC, the humidity starts to decrease in the western part of the city, in agreement with Fig. 4d where the maximum of humidity is observed around 1600 UTC.

Figure 5g, h and i shows a very different IWV pattern and evolution for J26. After an overall drop in IWV during the night, the synoptic flow is from east to south-east during most of the day, which combines with the south-westerly sea breeze. At 0600 UTC, the average IWV is about 18 kg/m^2 and the gradient is oriented toward the south-east. The average IWV goes on decreasing after 0600 UTC until 15 kg/m^2. At 1200 UTC, the gradient is more easterly to the south of the domain, in response to the easterly synoptic flow and IWV has mostly increased in the eastern part of the domain. Indeed, Lemonsu et al. (2005) show that the air mass that reaches Marseille from the east, initially comes from the south over the Mediterranean sea and it then brings some humidity. Fig. 5h shows that IWV has also increased in the western part of the domain, where the westerly SSB enters the city of Marseille. At 1800 UTC, both the easterly-southeasterly gradient and the peak over the city center are reinforced due to the persistence of moisture accumulation from both flows.

3.4.5. Conclusion and perspectives

The first conclusion from this study is that the water vapor variability, even observed in a small domain (20 km x 20 km in our case), has a multiscale nature. Indeed, the water vapor above Marseille has a local origin since it is mainly advected by the shallow sea breeze that blows near the surface and perpendicular to the coastline shape. However, the large scale synoptic flow has a strong impact on the content of moisture in the lower troposphere. It can modify the development of the sea breeze flow (depth, onset time, inland penetration) and its diurnal cycle. It has been shown that the synoptic-scale dry continental mistral wind is very effective at exporting moisture offshore at night that was enhanced by the daily sea breeze flow. Similarly, a synoptic scale flow can also enhance the daily sea breeze and lead to the accumulation of moisture inland. Such a situation was encountered at the end of IOP2 with a south-easterly flow.

The GPS data from the ESCOMPTE experiment proved to be valuable for the description of the 4D water vapor variability at small scales. This description was relevant for the analysis of the diurnal cycle of water vapor over the city of Marseille, France. However, GPS data alone are generally not sufficient for a proper comprehension of the atmospheric processes acting in such a case study. The combination of vertical profiles of humidity from GPS tomography with wind profiler

data was necessary for understanding the diurnal cycle of water vapor in a typical atmospheric column (in the center of Marseille). The diurnal cycle of IWV from GPS data could then be interpreted properly in the context of the local circulation and the vertical distribution of water vapor density. A comparison between two GPS stations showed that slight differences in the diurnal cycle of IWV can be observed even from nearby stations (6-km apart). This difference could be related to the local topography. It became evident from 2D maps of IWV that a persistent gradient in IWV followed the topography. Gradients in IWV were also related to the direction of the flow in the lower troposphere. The temporal evolution observed in 2D maps also provided important information on the origin of the humid air masses advected from the sea breeze or synoptic scale flows.

A second important conclusion is that the different GPS products available from the present experimental data each provided a complementary view of tropospheric water vapor variability. From a methodological point of view it was important to show that much information is contained in the IWV times series and that it can be interpeted in combination with a few other observational data but that neither model simulations nor assimilation of the GPS data are mandatory for such a study.

In this study, the rapid evolution of the vertical distribution of water vapor was provided from GPS tomography, with a 30 minutes/500 m resolution. Only few other observational techniques can provide such data. One of the main advantages of the GPS technique is its all weather capability, hence providing a continuous monitoring of the atmosphere. However, the vertical resolution in the tomographic analysis is linked to the density of the GPS network. In the case of the ESCOMPTE experiment, a well designed network was deployed. The question to be addressed next is the capability of the GPS tomography technique over larger and sparser networks, such as permanent networks. Such a test is currently under investigation with data from the International H2O Project, IHOP, (Weckwerth et al., 2004). Another way to exploit water vapor observations from GPS data is to assimilate them in atmospheric models. Significant benefit could be achieved with GPS data if slant delays or SIWV contents would be assimilated, as they provide information on the anisotropy of the water vapor field not contained in IWV (Falvey and Beavan, 2002; MacDonald et al., 2002). Finally, we believe that the good results obtained from GPS tomography should be evaluated as a proxy for the assimilation of slant GPS delays.

3.4.6 Acknowledgments

The authors would like to thank A. Walpersdorf for contributing to the analysis of the GPS data and T. Weckwerth for her relevant comments and her help in improving the paper. We are thankful to B. Cros and P. Durand for the coordination of the ESCOMPTE experiment; E. Doerflinger for the coordination of the GPS experiment. They also acknowledge the Institut National des Sciences de l'Univers (INSU) of the Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS) through the Programme National de Télédétection Spatiale (PNTS) and the Institut Géographique National (IGN) who supported the GPS field experiment. The ESCOMPTE steering commitee and the major French contributors to the ESCOMPTE field campaign [Agence De l'Environnement et de la Maîtrise de l'Énergie (ADEME), Ministère de l'Aménagement du Territoire et de l'Environnement (MATE), INSU and Météo-France] are also acknowledged. The authors would also like to acknowledge the people from Marseille who kindly accepted to host a GPS receiver in their gardens or on the roofs of their houses.

3.4.7. References

Arritt R.W., **1993**: Effects of the large scale flow on characteristics features of the sea breeze. *J. Appl. Meteor.*, 116-125.

Bastin S., C. Champollion, O. Bock, P. Drobinski and F. Masson, **2005a**: On the use of GPS tomography to investigate water vapor variability during a mistral/sea breeze event in southeastern France. *Geophys. Res. Let.*, L05808, doi:10.1029/2004GL021907.

Bastin S., P. Drobinski, V. Guénard, J.L. Caccia, B. Campistron, A.M. Dabas, P. Delville, O. Reitebuch and C. Werner, **2005b**: On the interaction between the sea breeze and a summer mistral event at the exit of the Rhône valley. *Mon. Wea. Rev.*, in revision.

Bastin S., P. Drobinski, A.M. Dabas, P. Delville, O. Reitebuch and C. Werner, **2005c**: Impact of the Rhône and Durance Valleys on Sea-Breeze Circulation in the Marseille Area. *Atmos. Res.*, 303-328.

Bastin S. and P. Drobinski, **2005**: Sea breeze induced mass transport over complex terrain in southeastern France: A case study. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, in press.

Bevis M., S. Businger, T. 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.*, 15787-15801.

Bock O., J. Tarniewicz, C. Thom and J. Pelon, **2001**: Effect of small-scale atmospheric inhomogeneity on positioning accuracy with GPS. *Geophys. Res. Lett.*, 2289-2292.

Bock O., E. Doerflinger, F. Masson, A. Walpersdorf, J. Van-Baelen, J. Tarniewicz, M. Troller, A. Somieski, A. Geiger and B. Bürki, **2004**: GPS water vapor tomography project: Description and first results of the ESCOMPTE field experiment. *Phys. Chem. Earth*, 149-157.

Champollion C., F. Masson, M.N. Bouin, A. Walpersdorf, E. Doerflinger, O. Bock and J. Van Baelen, **2005**: GPS Water vapour tomography: Preliminary results from the ESCOMPTE field experiment. *Atmos. Res.*, 253-274.

Cros B., P. Durand, H. Cachier, P. Drobinski, E. Fréjafon, C. Kottmeier, P.E. Perros, V.-H. Peuch, J.-L. Ponche, D. Robin, F. Saïd, G. Toupance and H. Wortham, **2004**: The ESCOMPTE program. An overview. *Atmos. Res.*, 241-279.

Davis J.L., T.H. Herring, I.I. Shapiro, A.E.E. Rogers and G. Elgered, **1985**: Geodesy by radio interferometry: Effects of atmospheric modeling errors on estimation of baseline length. *Radio Sci.*, 1593-1607.

Drobinski P., S. Bastin, V. Guénard, J.-L. Caccia, A.M. Dabas, P. Delville, A. Protat, O. Reitebuch and C. Werner, **2005**: Summer mistral at the exit of the Rhône valley. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 353-375.

Elgered G., **1993**: Tropospheric radio path delay from ground-based microwave radiometry. In *Atmospheric Remote Sensing by Microwave Radiometry*. Janssen, M.A. (Ed.), John Wiley, pp. 215-258.

Emardson T.R. and H.J.P. Derks, **1999**: On the relation between the wet delay and the integrated precipitable water vapour in the European atmosphere. *Meteorological Applications*, 1-12.

Elòsegui 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. Let.*, 2445-2448.

Falvey M. and J. Beavan, **2002**: The impact of GPS precipitable water assimilation on mesoscale model retrievals of orographic rainfall during SALPEX'96. *Mon. Wea. Rev.*, 2874-2888.

Flores A., G. Ruffini and A. Rius, **2001**: 4D tropospheric tomography using GPS wet slant delays. *Ann. Geophys.*, 223-234.

Foelsche U. and G. Kirchengast, **2001**: Tropospheric water vapor imaging by combination of ground-based and spaceborne GNSS sounding data. *J. Geophys. Res.*, 27221-27231.

Gradinarsky L., **2002**: *Sensing atmospheric water vapor using radio waves*. PhD Thesis, Departement of Radio and Space Science, School of Electrical Engineering, *Chalmers University of Technology*, Gfteborg, Sweden.

Guénard V., P. Drobinski, J.-L. Caccia, B. Campistron and B. Bénech, **2005**: Experimental investigation of the mesoscale dynamics of the mistral. *Bound.-Layer Meteor.*, 263-288.

Lemonsu A., S. Bastin, V. Masson and P. Drobinski, **2005**: Vertical structure of the urban boundary layer over Marseille under sea breeze condition. *Bound.-Layer Meteor.*, in press.

MacDonald A. E., Y. Xie, R. Ware, **2002**: Diagnosis of three dimensional water vapor using a GPS network. *Mon. Wea. Rev., 386-397.*

Niell A.E., A.J. Coster, F.S. Solheim, V.B. Mendes, P.C. Toor, R.B. Langley and C.A. Upham, **2001**: Comparison of measurements of atmospheric wet delay by radiosonde, water vapor radiometer, GPS and VLBI. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 830-850.

Rogers C., **2000**: Inverse Methods for Atmospheric Soundings: Theory and Practice. *World Sci. Publ.*, Singapore. 256 pp.

Shoji Y., H. Nakamura, T. Iwabuchi, K. Aonashi, H. Seko, K. Mishima, A. Itagaki, R. Ichikawa and R. Ohtani, **2004**: Tsukuba GPS Dense net campaign observation: Improvement in GPS analysis of slant path delay by stacking one-way postfit phase residuals. *J. Meteorol. Soc. of Japan*, 301-314.

Walpersdorf A., O. Bock, E. Doerflinger, F. Masson, J. Van-Baelen, A. Somieski and B. Bürki, **2004**: Data analysis of a dense GPS network operated during the ESCOMPTE campaign: First results, *Phys. Chem. Earth*, 201-211.

Weckwerth T.M., D.B. Parsons, S.E. Koch, J.A. Moore, M.A. Lemone, B.B. Demoz, C. Flamant, B. Geerts, J. Wang and W.F. Feltz, **2004**: An overview of the International H2O Project (IHOP_2002) and some preliminary highlights, *Bull. Amer. Meteorol. Soc*., 253-277.

Chapitre IV : Variations du contenu intégré en vapeur d'eau pendant les pluies cévenoles

4.1 Utilisation des IWV pour le suivi d'évènements précipitants

Pour suivre en temps réel un système précipitant ou lorsque la densité de stations GPS est trop faible pour réaliser la tomographie, les seuls paramètres GPS accessibles actuellement sont les IWV et les gradients humides. Les IWV apportent une information sur la répartition spatiale de la vapeur d'eau. Ils peuvent être interpolés en utilisant les gradients humides pour mieux contraindre la dérivée spatiale du champ de vapeur d'eau intégrée au dessus de chaque station GPS (cf. chapitre 4.3). Les séries temporelles d'IWV montrent les variations temporelles de vapeur d'eau en un point (fig. 22). Ces informations - continues dans le temps quelques soient les conditions météorologiques - sont une des propriétés les plus intéressantes du système GPS. La littérature sur la météorologie GPS a bien souvent sous-estimé les informations contenues dans ces paramètres précis et robustes. Les IWV peuvent aider les prévisionnistes s'ils sont disponibles en temps réels et se combinent particulièrement bien avec les images IR des satellites (Haan et al., 2004). Le suivi des événements précipitants par les IWV pose des questions qui commencent à être abordées dans le chapitre suivant mais qui nécessitent d'autres études plus poussées, notamment sur une plus longue période dans le cadre des campagnes OHMCV :

1- Quel est le rapport entre la distribution spatiale de la vapeur d'eau et la localisation des précipitations,

2- Quel est le rapport entre la quantité de vapeur d'eau et l'intensité des précipitations (Foster et al., 2003) ?

3- Le déclenchement de la convection et des précipitations convectives nécessite une forte quantité de vapeur d'eau mais l'inverse n'est pas toujours vrai. Existe t'il des effets de seuil à l'échelle spatiale et temporelle permettant de penser qu'au dessus d'un niveau de vapeur d'eau intégrée les précipitations vont se déclencher ?

Ces questions soulevées par l'étude des inondations de septembre 2002 dans le Gard (cf. chapitre suivant) seront abordées dans la suite de l'étude sur les campagnes GPS OHMCV régionales.

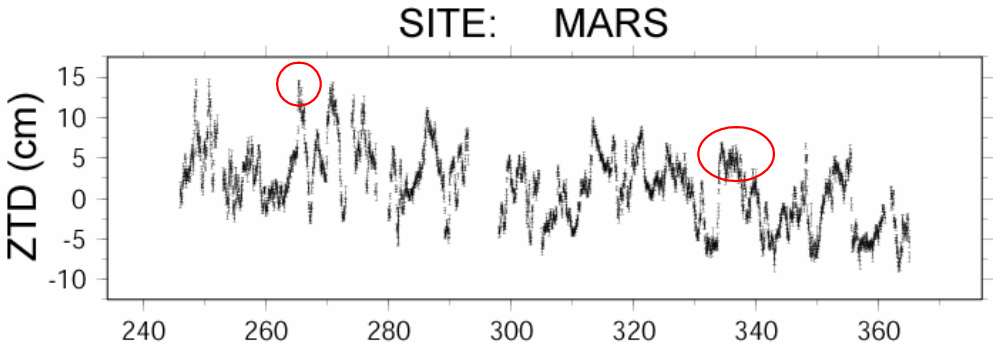


Figure 22 : Evolution du ZTD pendant l'automne 2003 à Marseille. Les cercles rouges indiquent de fortes précipitations. La question soulevée par ce genre de série temporelle est de savoir pourquoi un même niveau de ZTD (et donc grossièrement de vapeur d'eau) identifié par les cercles rouges donne uniquement dans certains cas des précipitations intenses.

4.2 Les pluies cévenoles

Les contreforts des Cévennes dans le Sud-est de la France sont le lieu d'intenses précipitations à l'automne. Comme le montre la figure 23, les Cévennes sont caractérisées par exemple en octobre par une forte moyenne mensuelle de précipitations accentuée par un faible nombre de jours de pluie. Cette particularité climatique montre l'influence sur le cycle saisonnier des précipitations du comportement thermique de la mer méditerranée qui borde le flanc sud des Cévennes. La mer méditerranée accumule en effet de la chaleur tout l'été. Ainsi à l'automne, lorsqu'une dépression se place aux environs de l'Irlande et elle génère des vents quasi Sud-nord dans les basses couches depuis la méditerranée vers le continent (fig. 24). Ce flux ramène de l'air chaud et humide de la méditerranée sur les terres et engendre une forte instabilité sur la côte du Languedoc et sur les contreforts des Cévennes ou de la Provence. Par extension, le terme « épisode cévenol » est employé pour désigner les situations de fortes précipitations dans le Sud-est de la France, précipitations provoquées la plupart du temps par des orages violents, parfois localisés, sans qu'il y ait eu forcément une influence directe du relief cévenol. Le déclenchement de la convection et des précipitations est généralement dû à un forçage orographique ou à de la convergence en Méditerranée.

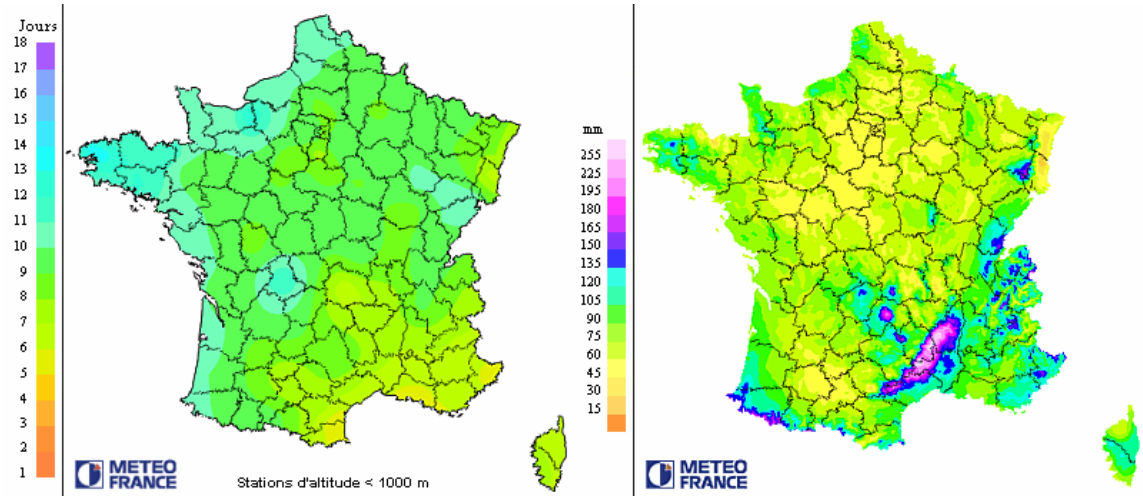


Figure 23 : Carte du nombre de jours avec des précipitations supérieures à 1 mm (à gauche) et du cumul des précipitations (à droite) pendant le mois d'octobre d'après 30 ans d'observations.

Les pluies Cévenoles sont souvent très intenses mais de courtes durées. Lorsque les systèmes convectifs à l'origine de ces précipitations restent stationnaires pour des raisons relativement mal connues, alors le cumul des précipitations sur 24 heures peut largement dépasser les 200 mm. Les débits dans les rivières cévenoles sont brusquement augmentés. Par exemple le débit de l'Ardèche en crue peut égaler le débit du Rhône empêchant celui-ci de s'écouler en aval. Les conséquences sociétales et humaines de ces inondations sont en général très importantes et amplifiées par des infrastructures parallèles à la côte (autoroutes, chemin de fer,...) empêchant le surplus d'eau de s'évacuer rapidement vers la mer. Les exemples de précipitations intenses et de crues éclaires destructrices sont nombreux au cours des 20 dernières années : Nîmes en octobre 1988 (420 mm en 24 heures), Vaison-la-romaine en Septembre 1996 (300 mm en moins de 6 heures), Lézignan-Corbières dans l'Aude en Novembre 1999 (600 mm en 36 heures), et plus récemment la crue du Gard en Septembre 2002 (687 mm à Anduze en 24 heures !) et du Rhône en Décembre 2003 (404 mm en Ardèche sur 3 jours).

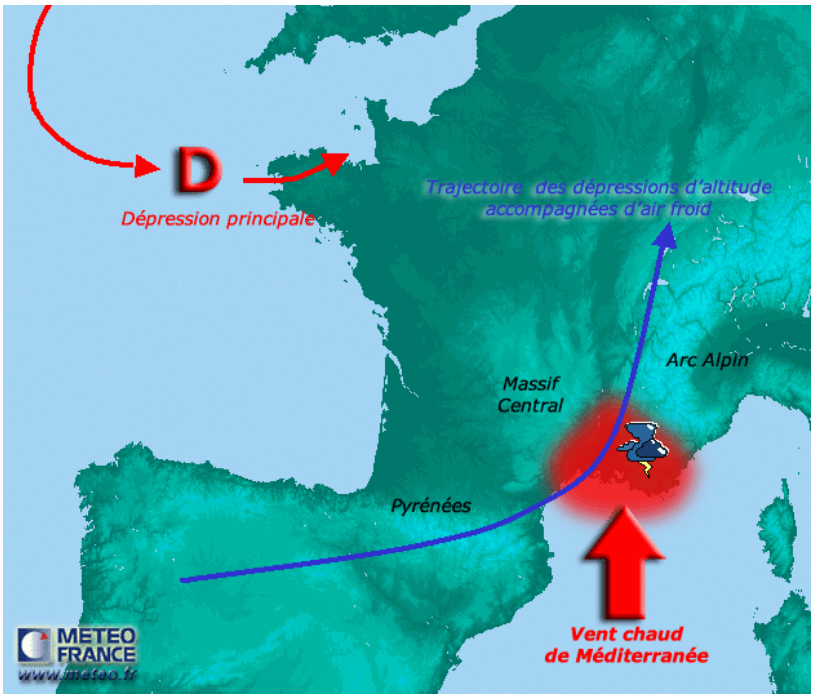


Figure 24 : Schéma de la situation synoptique à l'origine des pluies cévenoles avec le flux de sud chaud et humide et la dépression sur l'Angleterre (source : www.meteofrance.com)

Les mécanismes synoptiques à l'origine de ces pluies Cévenoles sont relativement bien connus (fig. 24 & 25). La connaissance de la position de la dépression au Nord de l'Europe et de la température de surface de la mer méditerranée permet en général aux prévisionnistes de prédire quelques heures à l'avance l'arrivée d'un épisode Cévenol. Malheureusement, l'alerte est rarement suffisante en terme de localisation et d'intensité pour prévenir de manière efficace les services publics et les populations. Dans le cas des inondations de Septembre 2002 dans le Gard par exemple, l'orage a été prévu 24 heures à l'avance par Météo France. Seulement, l'alerte concernait plus de 5 départements et les prévisionnistes ne savaient pas estimer l'intensité des précipitations. Le niveau d'alerte rouge (niveau maximum de l'alerte Météo France donné pour la première fois en France à cette occasion) a été déclenché seulement dans la nuit alors que l'orage avait commencé et que plus de 200 mm de pluies avaient déjà été relevés. Finalement malgré une « bonne » prévision de Météo France, les dégâts s'élevèrent à plusieurs millions d'euros, les infrastructures furent gravement endommagées et surtout il y eut 13 morts et 6 disparus. Même les simulations à posteriori par des modèles météorologiques numériques ont des difficultés à reproduire l'intensité et le lieu des précipitations (Brenot et al., 2005) notamment dans le cas de systèmes stationnaires. Dans ce cas, la quantification du champ d'humidité est un des éléments clefs des simulations (Emmanuel et al., 1995). En particulier, il est montré que l'initialisation du champ d'humidité à l'aide de données à mésoéchelle améliore la localisation et l'intensité des précipitations (Ducroq et al., 2002).

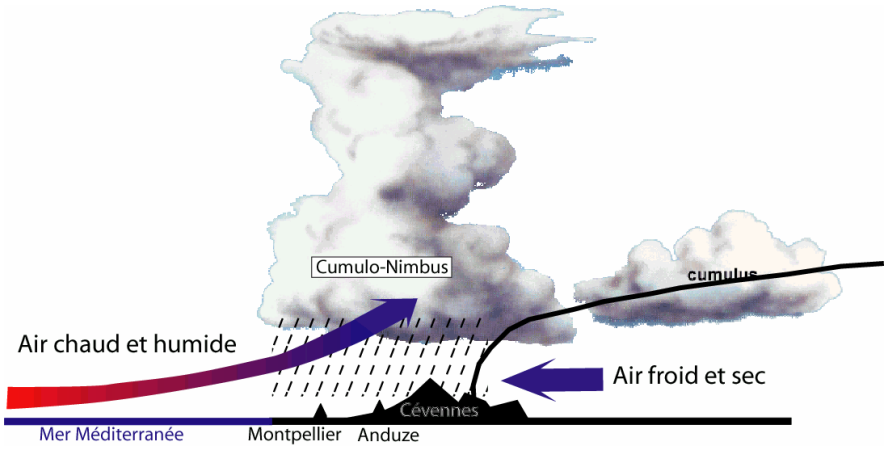


Figure 25 : Représentation schématique (pas à l'échelle) de la situation météorologique à l'origine des pluies cévenoles.

Les réseaux GPS permanents sont l'un des instruments pouvant améliorer la connaissance du champ d'humidité en continue avec une résolution inférieure à 100 km dans cette région. Pour montrer l'intérêt des informations apportées par les IWV sur les variations de vapeur d'eau, les campagnes GPS OHMCV sont réalisées tous les automnes depuis 2002.

4.3 GPS monitoring of the tropospheric water vapor distribution and variation during the 9 September 2002 torrential precipitation episode in the Cévennes (southern France)

C. Champollion (1), F. Masson (1), J. Van Baelen (2), A. Walpersdorf (3), J. Chéry (1) and E. Doerflinger(1)

(1) Laboratoire Dynamique de la Lithosphère, Université Montpellier II-CNRS, Montpellier, France
(2) Centre National de Recherches Météorologiques CNRS Météo France, Toulouse, France
Now at Laboratoire de Météorologie Physique, CNRS Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, France
(3) Laboratoire de Géophysique Interne et Tectonophysique, Université Joseph Fourier CNRS, Grenoble, France

Journal : Journal of Geophysical Research

Abstract :

On 8–9 September 2002, torrential rainfall and flooding hit the Gard region in southern France causing extensive damages and casualties. This is an exceptional example of a so-called Cévenol episode with 24 hour cumulative rainfall up to about 600 mm at some places and more than 200 mm over a large area (5500 km^2). In this work we have used GPS data to determine integrated water vapor (IWV) as well as horizontal wet gradients and residuals. Using the IWV, we have monitored the evolution of the convective system associated with the rainfall from the water vapor accumulation stage through the stagnation of the convective cell and finally to the breakup of the system. Our interpretation of the GPS meteorological parameters is supported by synoptic maps, numerical weather analyses and rain images from meteorological radars. We have evidenced from GPS data that this heavy precipitation is associated with ongoing accumulation of water vapor, even through the raining period, but that rain stopped as soon as the weather circulation pattern changed. The evolution of this event is typical in the context of the Cévenol meteorology. Furthermore, we have shown that the horizontal wet gradients help describe the heterogeneity of the water vapor field and holds information concerning the passage of the convective system. Finally, we have noticed that the residuals, which in theory should be proportional to water vapor heterogeneity, were also highly perturbed by the precipitation itself. In our conclusions we discuss the interest of a regional GPS network for monitoring and for future studies on water vapor tomography.

Received 13 April 2004; revised 10 September 2004; accepted 20 September 2004

Keywords: GPS, water vapor, wet gradients, intense rainfall, integrated water vapor, residuals.

Index Terms: 3360 Meteorology and Atmospheric Dynamics: Remote sensing; 3394 Meteorology and Atmospheric Dynamics: Instruments and techniques; 6952 Radio Science: Radar atmospheric physics.

Article Outline:
4.3.1. Introduction
4.3.2. GPS Data and Processing
4.3.3. Wet Delay, Gradients and One-Way Residuals
4.3.4. Meteorological Context of the 8–9 September 2002 Rain Event
4.3.5. IWV Variations and Associated Rainfall
4.3.5.1. Description of the IWV Time Series
4.3.5.2. Spatial Evolution of the IWV
4.3.5.3. Correlation Between IWV and Rain
4.3.6. Heterogeneity of Water Vapor Distribution: Study of Wet Gradients
4.3.7. Investigation of the Residuals
4.3.8. Conclusions
4.3.9. Acknowledgments
4.3.10 References

4.3.1. Introduction

In autumn, southern France along the Mediterranean arc is regularly the theater of extreme precipitation and flooding events producing societal damages including public and private goods destruction but also sometimes loss of lives. Such a strong event took place on 8–9 September 2002 in the Gard region. It can be categorized as a centennial catastrophe given the amount of precipitation and the extent of flooding. Indeed, the maximum value of daily accumulated precipitation recorded for 8 of September is 543 mm at Saint-Christol-lès-Alès in the Gard department, while the heavy precipitation occurred mainly in the afternoon of that day and the following night. Such a value is close to the actual mean accumulated precipitation over a year for that region. Furthermore, the geographical extent of the rainfall is extremely large as shown in Figure 1, where an area of about 5000 km^2 received an accumulated amount of precipitation of more that 300 mm for a 48 hour period. Finally, the 8–9 September 2002 event accounts for a human loss of life of 13 plus 6 missing, while property damages add up to several tens of million Euros

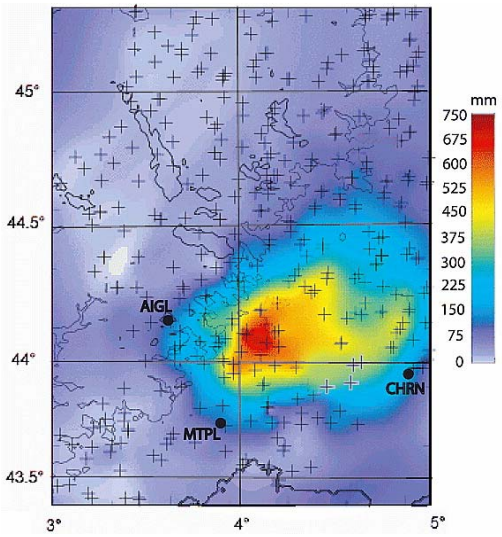


Figure 1. Map of the 48 hour (from 0600 UTC 8 September to 0600 UTC 10 September 2002) cumulated rainfall in millimeters in the south of France. The crosses indicate the rain gauges and the black circles the GPS permanent stations. The topography is plotted every 1000 m with black lines.

This heavy precipitation event followed the classical development scheme associated with the so-called “Cévenol episodes” named after the Cévennes region which lies between the Massif Central mountainous region and the Mediterranean plains. In this scheme (Barret et al., 1994), a deep trough positioned between Ireland and Portugal generates a stationary cut of low positioned over Spain associated with cold stratospheric intrusion in altitude and a strong jet circulation which will produce lifting at its exit positioned over the Cévennes region. Meanwhile, a surface low develops over the Mediterranean Sea which induces a southern low level flux of warm and humid air in the lower layers of the atmosphere. Thus the encounter of the cold altitude air with the warm and humid surface flux plus the forcing due to the jet and the orography (the rise of the Massif Central and the funneling effect between those mountains and the pre-Alps to the east) produces a very unstable atmosphere prone to initiate deep convection and associated strong precipitation. Autumn is such a critical period because the artic cold air in altitude associated with the trough formation often reaches these latitudes for the first time after the summer and come across a warm Mediterranean sea and coastal regions. Hence more than 70% of rain events with more that 200 mm daily accumulated precipitation take place between 25 August and 15 November in that region (Barret et al., 1994).

The societal impact of such events could be strongly mitigated if better forecasts of the expected amount of precipitation and its location were available. Usually, the main limitation for an accurate prediction of the precipitation and the modeling of the rain event dynamics is the poor knowledge of the water vapor field initial distribution and evolution (Emanuel et al., 1995; Ducrocq et al., 2002). Indeed, although the amount of water vapor cannot be directly linked to precipitation amounts, water vapor can fuel the corresponding convective process.

Nowadays, to measure water vapor in the atmosphere, meteorological services rely on standard synoptic radio soundings. However, even though such devices provide reasonably accurate measurements of water vapor profiles, they are far too sparsely distributed in space and time to support reliable forecasting of such rain events. Lately, Global Positioning Systems (GPS) has demonstrated its ability to monitor integrated water vapor (IWV) (Businger et al., 1996; Duan et al., 1996; Tregoning et al., 1998) with an accuracy comparable to other means of measurements (radio soundings, microwave radiometers, …) (Niell et al., 2001; Revercomb et al., 2003; Van Baelen et al., 2004), but also with good time resolution (better than hourly) and under all meteorological conditions. As more and more GPS are being deployed and operated in a continuous mode for geodetic purposes, they offer the potential for a dense and reliable water vapor measurement network. In this study, we have used the data collected by continuously or semicontinuously operating geodetic and geodynamical networks in southern France as well as some reference GPS stations in Europe.

In the following sections, we will first introduce the GPS data used and their processing before focusing on the derivation of those parameters relevant to the meteorological documentation of the atmospheric water vapor content, distribution and variation. Then, we will present the meteorological context of this event. We will study the IWV distribution and evolution during the event while considering the associated rainfall. From the wet gradients and the residuals, we will describe the variability of the water vapor in the convective system. Furthermore, the effect of heavy rain on the GPS signals will be shown by a careful study of the residuals of the GPS processing. Finally, we will draw our conclusions and discuss the applications of GPS for weather monitoring and tomographic studies.

4.3.2. GPS Data and Processing

The GPS data used in this study come from the continuously operating French networks RGP (Nationwide permanent GPS network from the Institut Géographique National: http://lareg.ensg.ign.fr/RGP/RGPhome.html) and REGAL (Alpine region GPS geodetic network: http://kreiz.unice.fr/regal), from the continuously operating GPS network of Catalonia CATNET (http://draco.icc.es/geofons/catnet/en/home.php) and from 3 GPS stations of the semicontinuously operating French network VENICE (Masson et al., 2003). The GPS station MAHO in the Balearic Islands is maintained by the Royal Observatory of Spain. The geographical spread and density of those GPS stations is quite sparse but allows for the monitoring of the water vapor distribution and variations from the Balearic Islands in the Mediterranean Sea to the Alps and over the area of heavy precipitation and flooding.

The GPS data processing was performed with the software GAMIT/GLOBK (King and Bock, 2000) in a quite conventional way. We compute in a first run the precise coordinates of the GPS stations in the ITRF 2000 frame (Altamimi et al., 2002) using 24 hour sessions, a cutoff angle of 10° and IGS final orbits. We use 10 GPS stations in Europe for the frame referencing. The final station coordinates are obtained by constraining the fiducial GPS stations to their ITRF2000 coordinates using the Kalman filter GLOBK (Herring et al., 1990) in a global solution. We find a repeatability of about 2 mm on horizontal and 5 mm on vertical baseline components. Then we perform a second run with loose constraints of 1 meter on the coordinates to evaluate hourly the tropospheric parameters (Bock et al., 2003), i.e., the zenith total delay (ZTD) and the total gradients. The lengths of the baselines are more than 1500 km to decorrelate the tropospheric parameters estimation from vertical positioning. The zenith delay a priori constraints, the variation of the Gauss-Markov process and the correlation time were set to 0.5 m, 0.01 m/√hour and 100 hours respectively and for the gradients 0.01 m, 0.01 m/√hour and 100 hours. Once again we use the IGS final orbits. We choose the “dry” and “wet” mapping functions described by Niell (1996). We apply a sliding window session of 24 hours shifted by 12 hours to suppress the edge effect using the middle 12 hour of the session. The atmospheric parameters calculated during the GPS treatment are the ZTD, the north-south and the east-west total gradients at the elevation of 10°.

4.3.3. Wet Delay, Gradients and One-Way Residuals

The total atmospheric delay L_{atm} between a GPS receiver and each visible satellite is a function of both the elevation angle ε and the azimuth angle α. Following Chen and Herring (1997), it can be decomposed into a spherically symmetric contribution of the atmosphere L_{sym}, an azimuth-dependent contribution of the atmosphere due to its anisotropy L_{az} and residuals S:

$$L_{atm} = L_{sym}(\varepsilon) + L_{az}(\varepsilon, \alpha) + S, \qquad (1)$$

with

$$L_{sym(\varepsilon)} = L_h^z m_h(\varepsilon) + L_w^z m_w(\varepsilon), \qquad (2a)$$

$$L_{az}(\varepsilon, \alpha) = L_h^{ns} m_{az}(\varepsilon)\cos(\alpha) + L_h^{ew} m_{az}(\varepsilon)\sin(\alpha) + L_w^{ns} m_{az}(\varepsilon)\cos(\alpha) + L_w^{ew} m_{az}(\varepsilon)\sin(\alpha). \qquad (2b)$$

$L_{sym}(\varepsilon)$ is only elevation-dependent. L_h^z and L_w^z are the zenith hydrostatic and wet delay, respectively, while $m_h(\varepsilon)$ and $m_w(\varepsilon)$ are the corresponding hydrostatic and wet mapping functions. In this study, we use the Niell mapping functions (Niell, 1996). $L_{az}(\varepsilon, \alpha)$ is azimuth and elevation dependent. L_h^{ns}, L_h^{ew}, L_w^{ns} and L_w^{ew} are respectively

the north-south and east-west components of the hydrostatic and wet gradients. m_{az} is the gradient mapping function defined by Chen and Herring (1997). Residuals S are then defined as the difference between the GAMIT final model results and the observations (using the ionosphere free linear combination LC). The ZTD obtained during the GPS treatment with the GAMIT software is the sum of L_h^z and L_w^z at the zenith or $L_{sym}(90°)$. The north-south and the east-west gradients calculated by the GAMIT software are respectively $L_{az}(10°, 0°)$ and $L_{az}(10°, 90°)$.

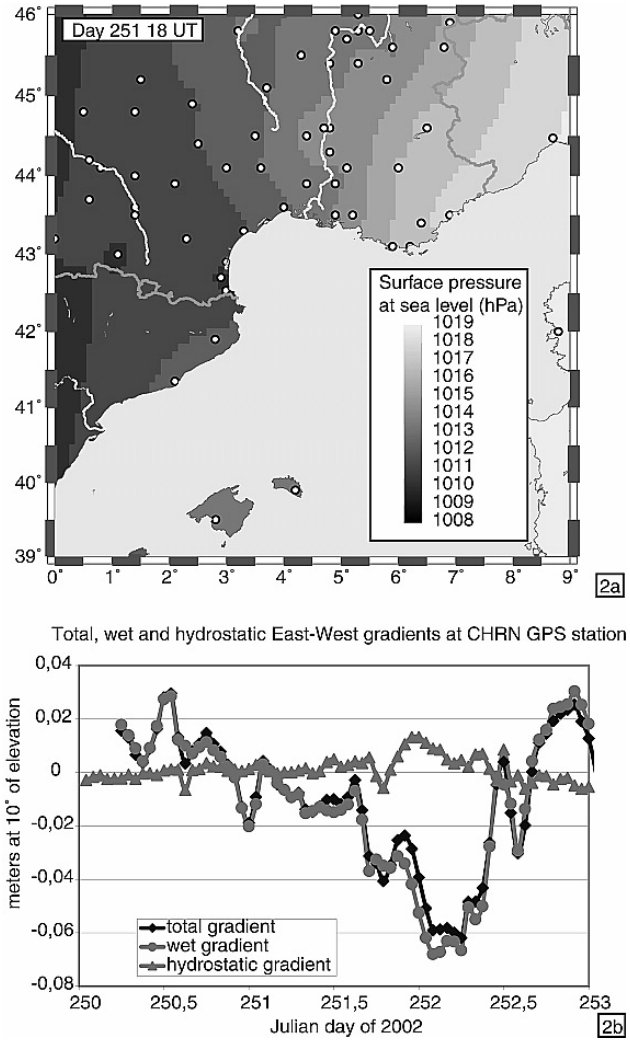


Figure 2. (a) Surface pressure measurement at the sea level the 8 September at 1800 UT. (b) Evolution of the total (circles, dark gray), hydrostatic (triangles, dark gray) and wet (triangles, light gray) gradients at CHRN between the days 250 and 253.

In order to study the water vapor contribution to the GPS signals, we have to extract the wet delays and gradients from the total atmospheric delay and gradients. To do so, we first derive the hydrostatic part of the zenith delay (L_h^z) from surface pressure measurements (Figure 2a) interpolated at the station position following Davis et al. (1985). The surface pressure measurements are the hourly synoptic observations of Météo-France (French National Weather Service). The accuracy of the pressure measurement is 0.1 hPa. The hydrostatic part of the total gradients (Figure 2b) is calculated from spatial variations of the ground pressure. From the pressure field near the GPS station, we calculate the spatial variations of the hydrostatic delay per unit of distance (km) in the north-south and east-west

directions: Z_h^{ns} and Z_h^{ew}. Thus the equations for the hydrostatic gradients L_h and for the spatial variations of the hydrostatic delay Z_h are:

$$L_h = \int_0^\infty z.g(z)\,dz, \qquad (3a)$$

and

$$Z_h = \int_0^\infty g(z)\,dz, \qquad (3b)$$

where g is the horizontal gradient of the dry refractivity. Following Flores et al. (2000) or Elòsegui et al. (1999), we convert Z_h to the hydrostatic gradients L_h assuming an exponential law in the hydrostatic refractivity such that:

$$L_h^{ns} = H.Z_h^{ns} \quad \text{and} \quad L_h^{ew} = H.Z_h^{ew} \qquad (4)$$

where H, the scale height of the gradients in the hydrostatic delays is set to 13 km following Chen and Herring (1997), who propose a larger-scale height for the gradients than those normally associated with the atmosphere, although they recognize that this assumption still needs to be confirmed by atmospheric simulation tests with a nonhydrostatic model.

The effect of the hydrostatic gradient correction seems to be negligible in normal atmospheric conditions. On the contrary, during the passage of the convective system over the area during the studied event, the hydrostatic gradient amounts to about 20% of the total gradient which is not negligible (Figure 2b). Furthermore, the hydrostatic gradient is opposite to the total gradient, indicating that we need to take into account the hydrostatic gradient in order not to underestimate the wet gradient.

Removing the hydrostatic contributions from the total delay leaves us with the zenith wet delay which can be converted into integrated water vapor (IWV) using the formula obtained for the Mediterranean area by Emardson and Derks (1999) from more than 37000 radio-soundings and temperature surface measurements:

$$\frac{L_w}{I} = a_0 + a_1.T_\Delta + a_2.T_\Delta^2, \qquad (5)$$

where L_w is the "wet" delay, I the integrated water vapor (IWV), T_Δ the surface temperature minus the mean surface temperature of the area (289.76°K for the Mediterranean area) and a_0, a_1, a_2 coefficients derived by Emardson and Derks (1999) (respectively 6.324, −0.00177 and 0.000075). The accuracy of the equation (5) is estimated by the authors to be approximately 1%.

The IWV represents the mean zenith integrated water vapor as seen by one GPS station and depends on the spatial distribution of the satellites. Typical amplitudes of the IWV are between 5 and 40 kg/m^2 with an accuracy of about 1 kg/m^2 compared to VLBI, radio sounding and radiometer (Niell et al., 2001). The wet gradients represent the integrated linear heterogeneity of the water vapor above the GPS station in the direction of those satellites. The accuracy of the wet gradients is still poorly defined as the wet gradient is a parameter characteristic of GPS which is difficult to reproduce with other instruments like the radiometer (Gradinarsky et al., 2000). The postfit residuals are the one-way (station-satellite) phase differences between the model obtained from GAMIT by least squares inversion and the observations. During "normal" atmospheric conditions, they are mainly due to multipaths, uncorrected phase center variations and receiver clock error and thus they cannot be interpreted in terms of water vapor content. The magnitude of the residuals is about 1 mm of delay at the zenith. During particularly dynamic

meteorological conditions, local atmospheric heterogeneities or hydrometeors can greatly enhance these residuals (as shown later in section 7.).

4.3.4. Meteorological Context of the 8–9 September 2002 Rain Event

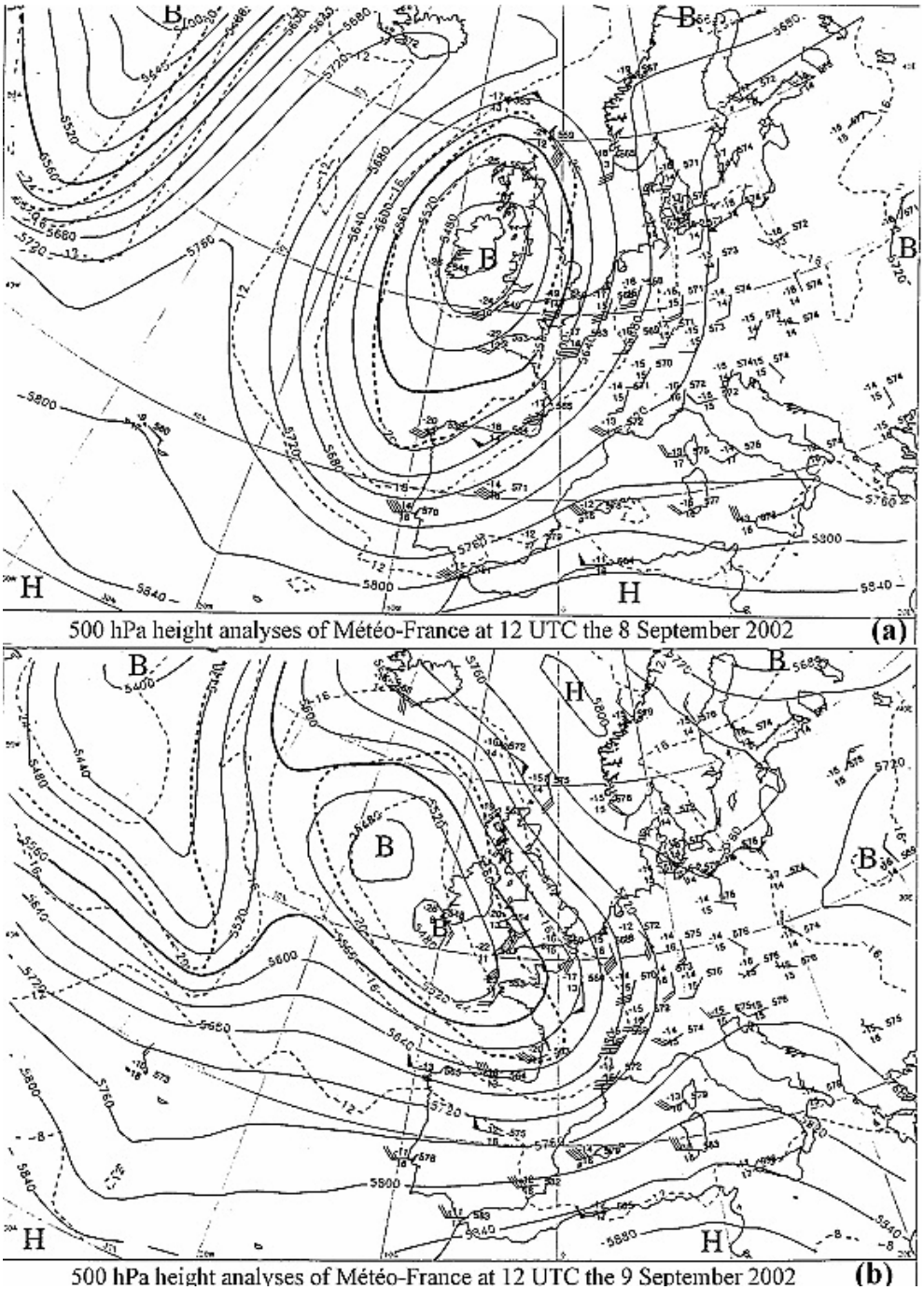


Figure 3. The 500 hPa height analyses of Météo-France (French National Weather Service) at 1200 UTC on (a) 8 September and (b) 9 September. Geopotentials height (in mgp) and temperature (in °C) are represented respectively by solid and dash lines (H for high center of geopotential and B for low center).

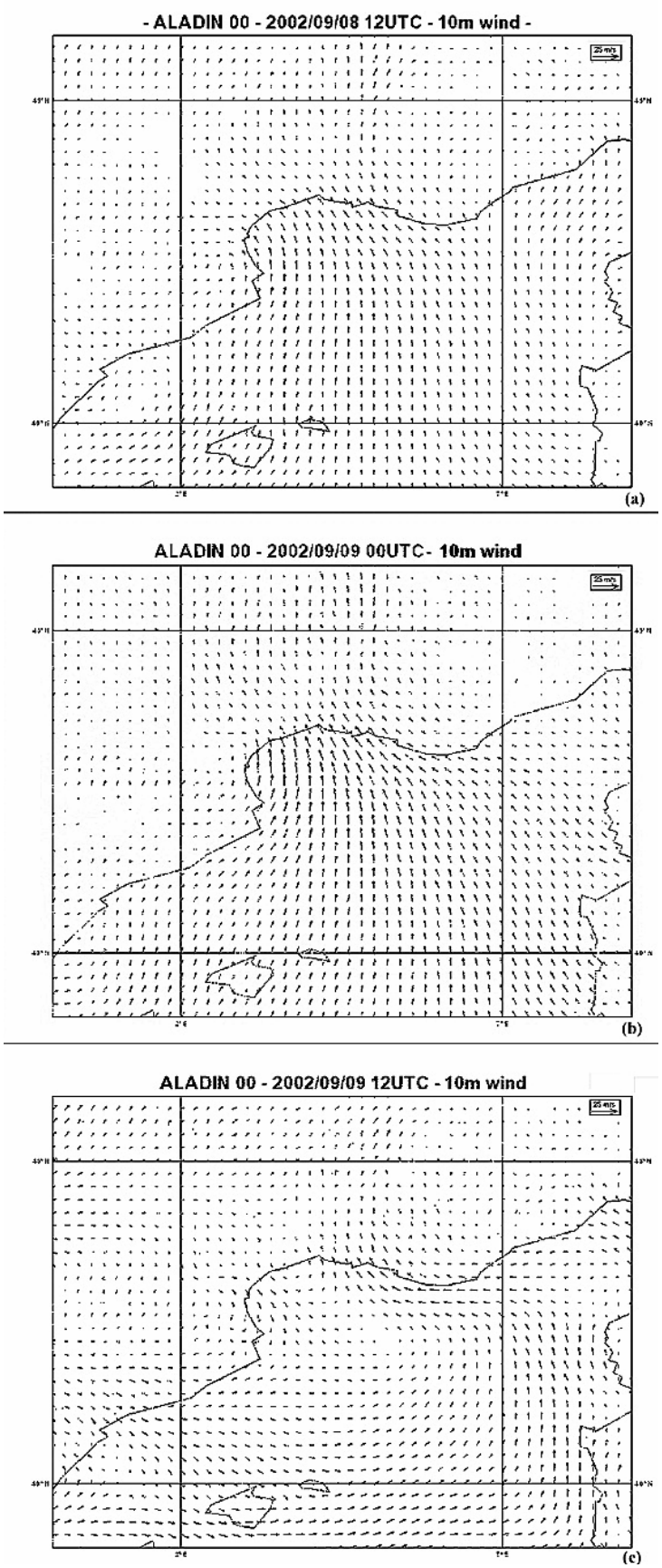


Figure 4. Wind vectors (unit vectors at the top right of panel corresponding to 25 ms^{-1}) from the ARPEGE analysis on at (a) 1200 UTC, 8 September, (b) 0000 UTC, 9 September and (c) 1200 UTC, 9 September.

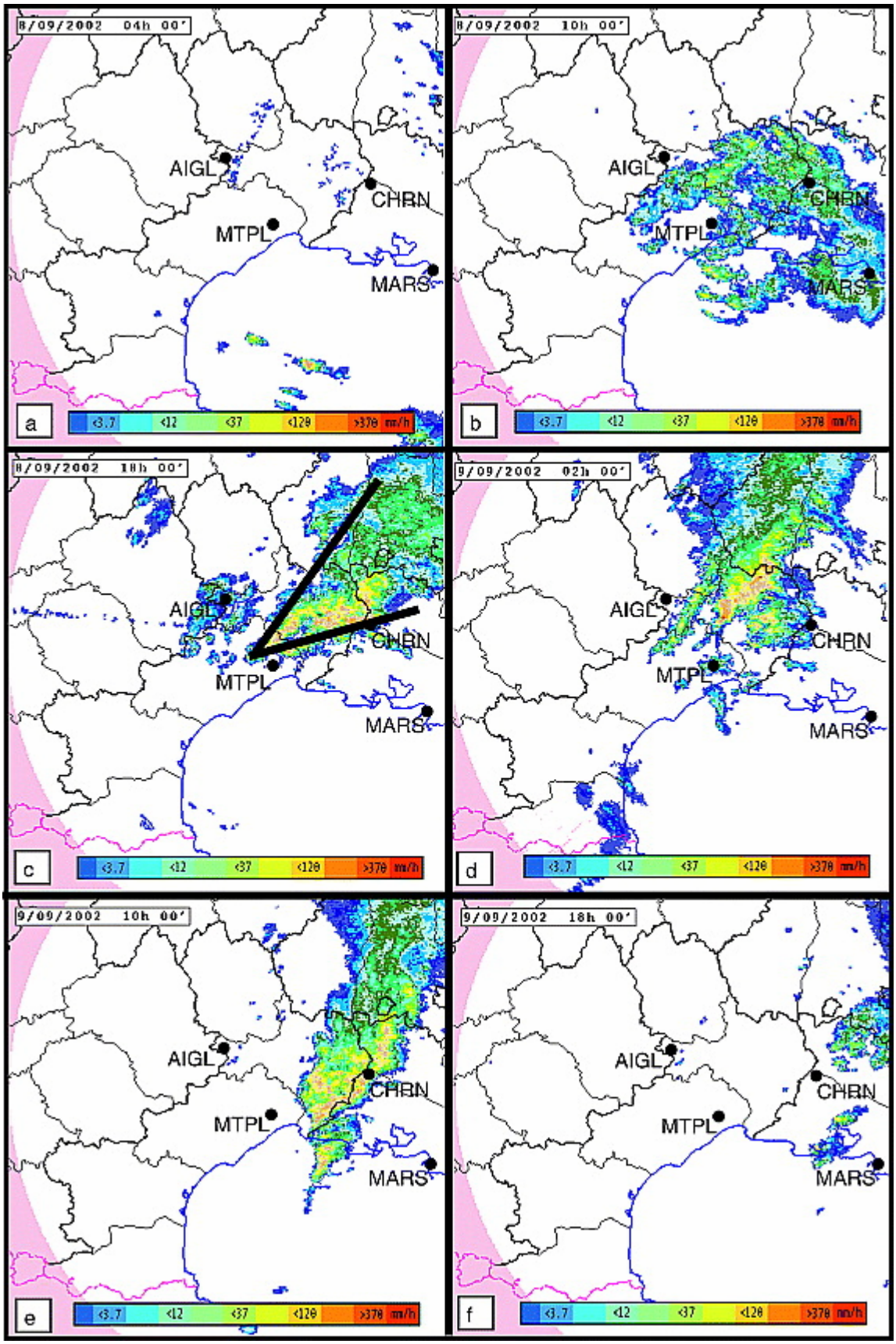


*Figure 5. Map of the rain rates observed by the Nîmes weather radar at (a) 0400 UTC, (b) 1000 UTC, (c) 1800 UTC, 8 September and at (d) 0200 UTC, (e) 1000 UTC and (f) 1800 UTC, 9 September 2002. Black circles indicate the place of GPS stations. In Figure 5c, black lines are represented the typical V-shape of rain system.*To study the meteorological background of this event, we

will use 500 hPa geopotential analysis maps (Figure 3), surface wind and temperature analysis maps (Figure 4) and rain images (Figure 5) from the meteorological radar located near the town of Nîmes, France. The beam of the radar is 1.8°. Each image is calculated from 3 scans at 0.6°, 1.3° and 2.5° elevation above the horizon.

Figure 3 shows the 500 hPa geopotential analysis maps for Sunday 8 September and Monday 9 September 2002 at 1200 UTC. On the Sunday 8 September (Figure 3a), an upper cold pressure low is extended from Ireland to Spain by a deep trough. The low-level circulation associated to this low pressure on the Iberian Peninsula is a warm and moist south flow in the south France and in the Rhône Valley. This surface circulation is clearly seen on the Météo France operational model ARPEGE (Pailleux et al., 2000) analysis surface maps on Figure 4a. The convection starts on the Mediterranean Sea (0400 UTC) as seen on the rain radar images (Figure 5a) and in the land in the morning (Figure 5b). This deep convection organizes itself in a V-shape, typical for high precipitation event in French Gard area (Figure 5c). The edge of the V is positioned at the place of maximum convection where the clouds elevate the highest and where the precipitation is maximum. The clouds develop down-stream in a V shape fashion (Figure 5c) along the Massif Central contours and across the Rhône valley (Barret et al., 1994). The orientation of the V-shape is given by the southwestern diffluent winds at the tropopause level (Figures 3a–3b). This deep convective system will give the main part of the precipitation. During the afternoon and the night of the 8 September, the region of precipitation moves slowly toward the east (Figure 5d).

On Monday 9 September in the morning, the arrival of warm air from the Mediterranean Sea is still active (Figure 4b). Then, in the afternoon (Figure 3b), the axis of the trough changes from roughly north to south to northwest to southeast. The low-level flow begins to decay (Figure 4c) and the convection cells move toward the east (Figures 5e–5f). The change in the synoptic circulation corresponds to the end of the high precipitation in the south of France. More detailed description of the event and of the associated precipitation can be found in the work of Delrieu et al. (2004). This event associated with deep stationary convection above the Gard region caused the historical precipitation described in the introduction and represented on Figure 1.

4.3.5. IWV Variations and Associated Rainfall

4.3.5.1. Description of the IWV Time Series

Figure 6 shows the temporal variation of the IWV from 7 to 9 September (days 250 to 252) 2002, at selected stations used in our analysis. The initial amount of water vapor is high around the Balearic Islands (30 kg/m^2 in MAHO, day 250 1200 UT), increases going to the north (35 kg/m^2 in CREU, day 250 1800 UT) and is maximum in MTPL (40 kg/m^2, day 251 1200 UT) close to the rainfall. Hence during the south to north travel, the air is continuously loaded with water vapor from evaporation due to the Mediterranean Sea high surface temperatures at this period of the year (Figure 4; Delrieu et al. (2004)). As the stations MAHO, CREU and MTPL are situated on the flux trajectory, one can notice that the water vapor maximum is shifted by about 6 hours between MAHO and CREU, while between CREU and MTPL the shift takes about one day indicating the stagnation of the mass of humid air which creates the favorable conditions for sustained convection.

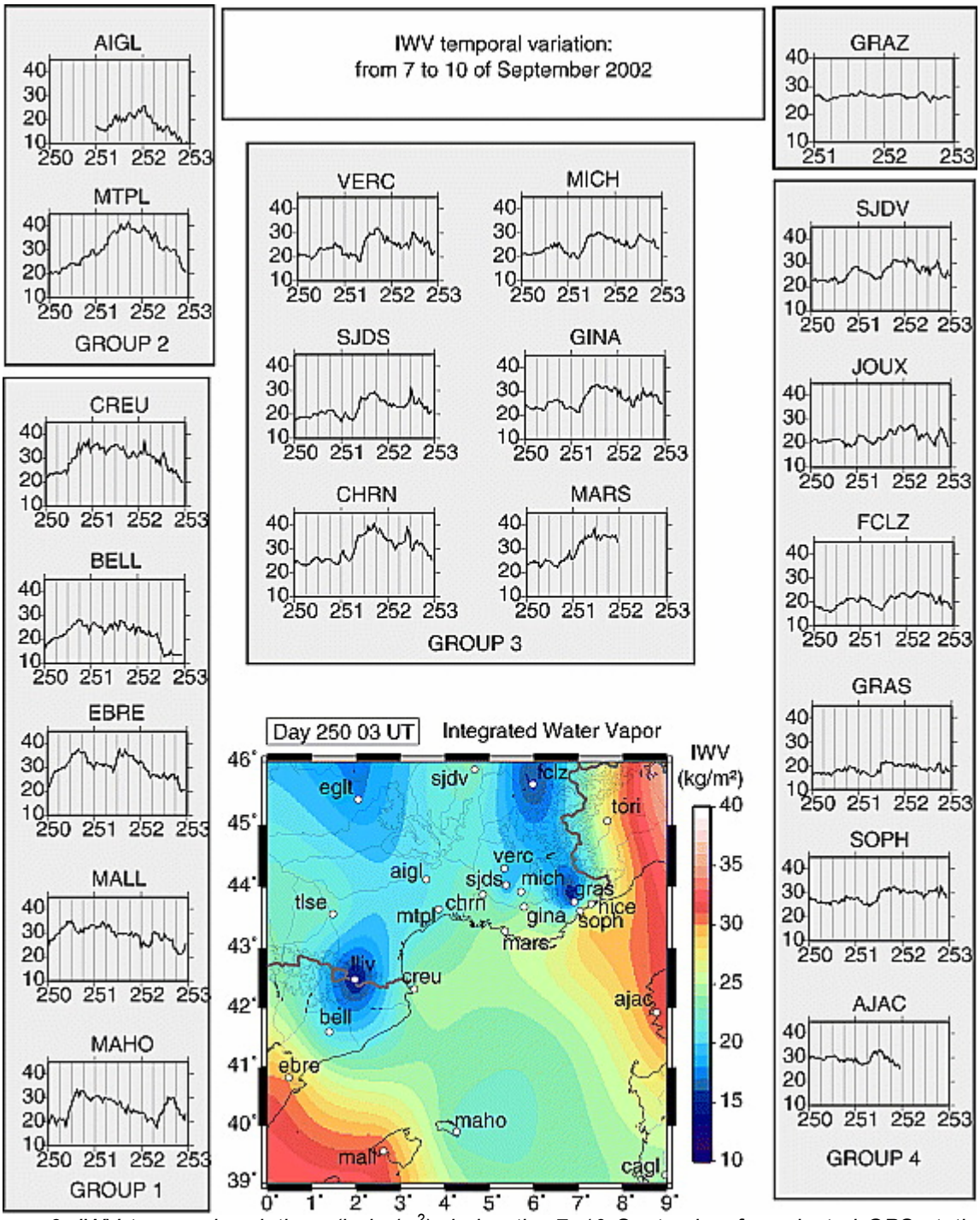


Figure 6. IWV temporal variations (in kg/m^2) during the 7–10 September for selected GPS stations. The absolute IWV map shown corresponds to the first stage of the event (0300 UTC the 7 September).

Four groups of stations can be distinguished. First, the southwestern stations (group 1: MALL, MAHO, EBRE, BELL and CREU), from the Balearic Islands to the eastern Pyrenees which document the inflow to the precipitation area; second, the stations on the western border of the core of the precipitation area (group 2: MTPL, AIGL); third, the stations to the east of the precipitation area, at the foothills of the pre-Alps mountains (group 3: CHRN, MARS, VERC, SJDS, MICH, GINA); and finally, the stations in the exit part of the convective system, further to the east and the north (group 4: SJDV, JOUX, FCLZ, GRAS, SOPH, AJAC).

Considering the group 1 one can easily notice the increase of IWV during the day 250 of about 10–15 kg/m^2. One notices as well its south to north progression in time and amplitude. Both are expected with the southern flow from the Mediterranean Sea (Figure 4). The IWV remain high during the end of the day 250 and the day 251. These stations within and around the Mediterranean Sea are located in the region of water vapor loading of the atmosphere: the area of convergence of water vapor of the south low-level flux (Figure 4). Around the western border of the rainfall zone, the group 2 shows an increasing IWV not only during the day 250 but also during the day 251. The increase from 20 to 40 kg/m^2 of the IWV is spectacular for the MTPL station. This station location can be considered as the southern limit of the catastrophic rainfall event and demonstrates the high water vapor accumulation in that region prior to the start of the precipitation. Likewise, the AIGL station, which is in altitude on the first slopes of the Massif Central, exhibits relatively high values of IWV corresponding to the ascent of water vapor loaded convective clouds upon the orography (Figure 5c). The group 3 located on the eastern border of the zone of the catastrophic rainfall does not show a clear evolution of the IWV on day 250 up to the morning of day 251 and a very abrupt increase of the IWV at about 0600 UTC on day 251. This indicates that there is no water vapor loading in that region: IWV increases only when the convective system expands over those stations. One will notice that the observed step of 10 kg/m^2 for the group 3 is generally preceded by a slight decrease of the IWV. Most of the precipitation has been observed between the groups 2 and 3 where, unfortunately, no GPS permanent station was operating during this period. The contrasted IWV behavior between these two last groups (2 and 3) fits the common description of Cévenol episodes with V shaped convective cloud formations. In our case, the group 2 are in the up-stream of the convective cell and monitor the buildup of water vapor and fuelling of the system. The group 3 shows a decrease of water vapor probably associated with low level convergence to the edge of the system at the time of convective initiation and a later increase of water vapor corresponding to the development of the convective clouds above their region. Therefore, as demonstrated in Figure 2b, those stations of the group 3 will also experience a strong east to west wet gradient with higher values of IWV to the west, within the convective cloud build up zone during the day 251 above the Gard region. Finally, the stations of group 4 show signs of two parts of the event. Its Mediterranean sites exhibit, to a lesser proportion, some water vapor increase associated with the southern flux of warm and humid air (Figure 4). Its northern sites show signs of fairly perturbed but high levels of water vapor associated with the exit phase of the convective region during the night of 8 to 9 of September and the following day. For comparison, the water vapor variation at the GRAZ station in Austria is also shown to illustrate unperturbed meteorological conditions during those three days of the study. In a processing point of view, the similarity and simultaneity of the transition for all those stations located in a very small area is a good indication of the quality of the IWV estimates.

4.3.5.2. Spatial Evolution of the IWV

In Figure 7c, black lines represent the typical V-shape of rain system taken from rain radar images (Figure 5).

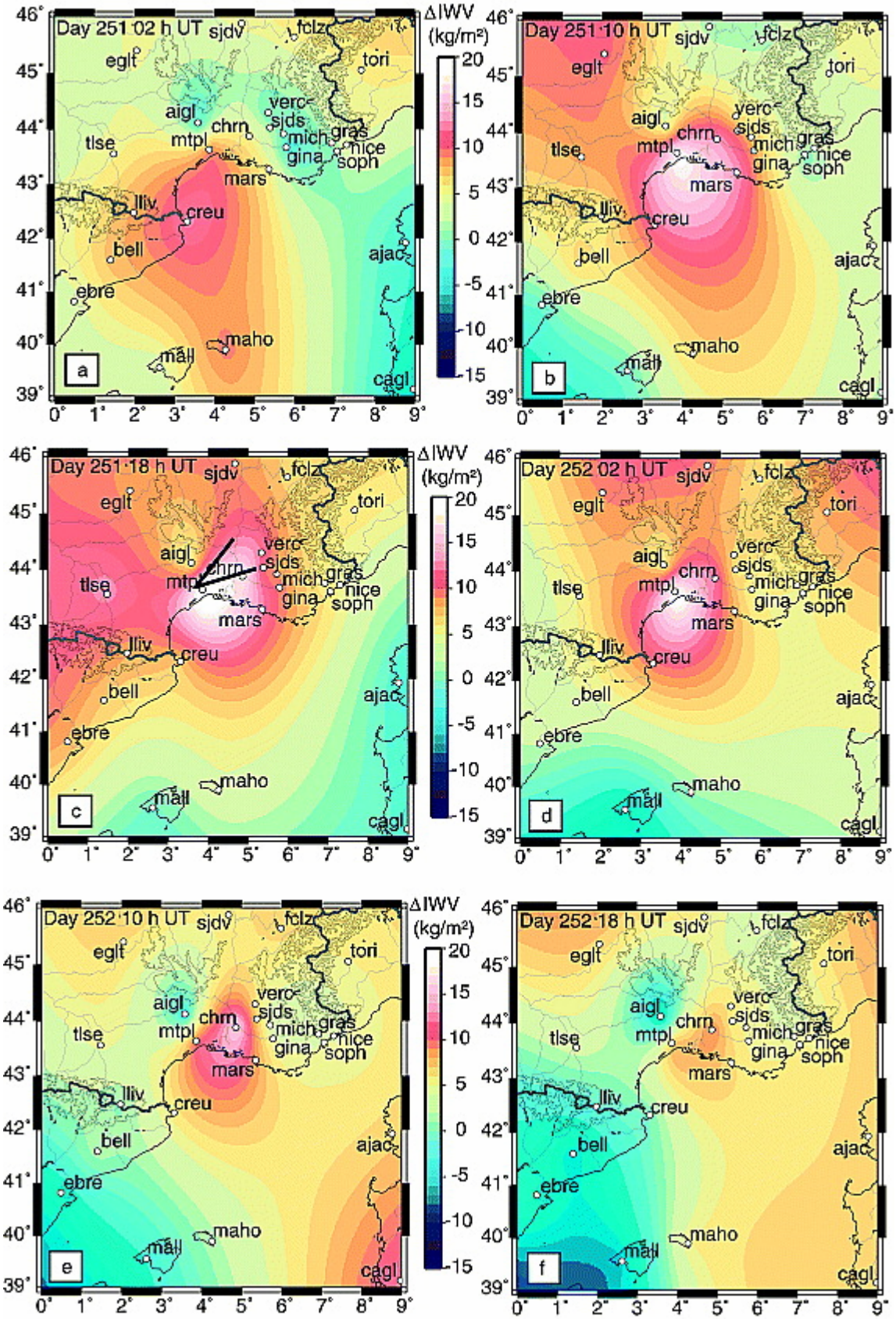


Figure 7. (a–f) IWV maps of the southeast of France relative to day 250 at 1800 UT for each 8 hours from 8 September 0200 UT. The topography is plotted every 1000 m with black lines.

To support the analysis above, we will now consider the evolution of the water vapor field revealed by successive IWV maps (Figure 7) over the area of interest. In

order to plot the spatial variation of the IWV content corrected for the effect of altitude (the altitude of the GPS stations varies from sea level to more than 1500 m high in the Cévennes or in the Pyrenees), we plot the IWV relative to a reference distribution chosen at the beginning of the event: day 250 at 0300 UTC. The IWV maps obtained are determined by Hermit interpolation over the whole network. Hermit interpolation uses the value and their derivatives in each point of measure to constrain a polynomial interpolation. In this case, we use the east-west and north-south wet gradients as the horizontal derivatives of the IWV values. Thus using Hermit interpolation the IWV variations are well defined even in the areas without GPS stations but surrounded by several GPS stations. This is the case for the Gard department which corresponds to the region of maximum rainfall. Inversely, the borders of the map are noisier due to a lack of neighboring data.

Although the GPS network is quite sparse, the large-scale spatial and temporal variations can be studied from the IWV spatial distribution maps. They clearly point out the water vapor displacement from the Mediterranean Sea (Figure 7a) to southern France and its accumulation over the Gard region. The high water vapor zone is limited to the west by the line CREU-MTPL, on the east by the line MARS-MICH and on the north by the station SJDV. This indicates that the area of high water vapor content is larger than the area of heavy precipitation as previously shown in Figure 1. The maximum IWV is located in the Gard region during about 24 hours between 0600 UTC day 251 and 0600 UTC day 252 (Figures 7b–7d) and is well correlated with the area and period of maximum precipitation. At 1200 UTC on day 252, the water vapor flux from the south becomes weaker and its orientation changes, the water vapor and the convective cell move toward the east (Figures 7e–7f) indicating the end of the stagnation and the dilution of the convective system. All these characteristics are well correlated with the rain images from Météo-France radars, especially the eastward motion of the rain system which marks the end of the catastrophic event (Figure 5).

4.3.5.3. Correlation Between IWV and Rain

To investigate the correlation between IWV and rain at the ground level we will look at those GPS stations closest to the core of precipitation (AIGL, MTPL and CHRN) and which were almost collocated with rain gauges (less than 5 km). Rain gauges provide hourly accumulated precipitation data. The most intense rainfall has been recorded at the AIGL GPS station, with a maximum of 50 mm/hour at midnight on day 251. IWV and rainfall temporal variations do not show any clear correlation (Figure 8a). The increase of IWV is regular while the rain is abrupt. The maximum of IWV (30 kg/m^2) occurs at the end of the rain time in early morning of day 252. It is interesting to point out that the increase of IWV continues during the rain. In MTPL (Figure 8b), the rainfall is less abrupt than in AIGL (25 mm/hour) but spreads over a longer period (about 12 hours). Once again there is a continual increase of water vapor during the rain and a maximum IWV at the end of the rain. This could indicate that the decrease of water vapor due to the precipitation is overcompensated by the south flux of water vapor which fuels the convective system and by evaporation. The measured rain at CHRN is quite different (Figure 8c). We see a high increase of IWV on the beginning of the day 251 followed by a small rain event (20 mm/hour) at noon. This is comparable to the phenomena observed at MTPL but with less intensity. However, a stronger rain event (30 mm/hour) is observed later at about 0600 UTC on day 252 and is directly correlated to a short term increase of water vapor. This is to be linked with intense but localized precipitation which can arise in the wake of the V-

shape convective system that has developed over the Gard region and has far less impacts than the large and continuous rain experienced at the core of the system. To summarize, the large rain event occurred when the IWV reached high values of about 30 to 40 kg/m^2 (water vapor fuels the convective system) but there is no direct relationship between IWV and the amount of precipitation.

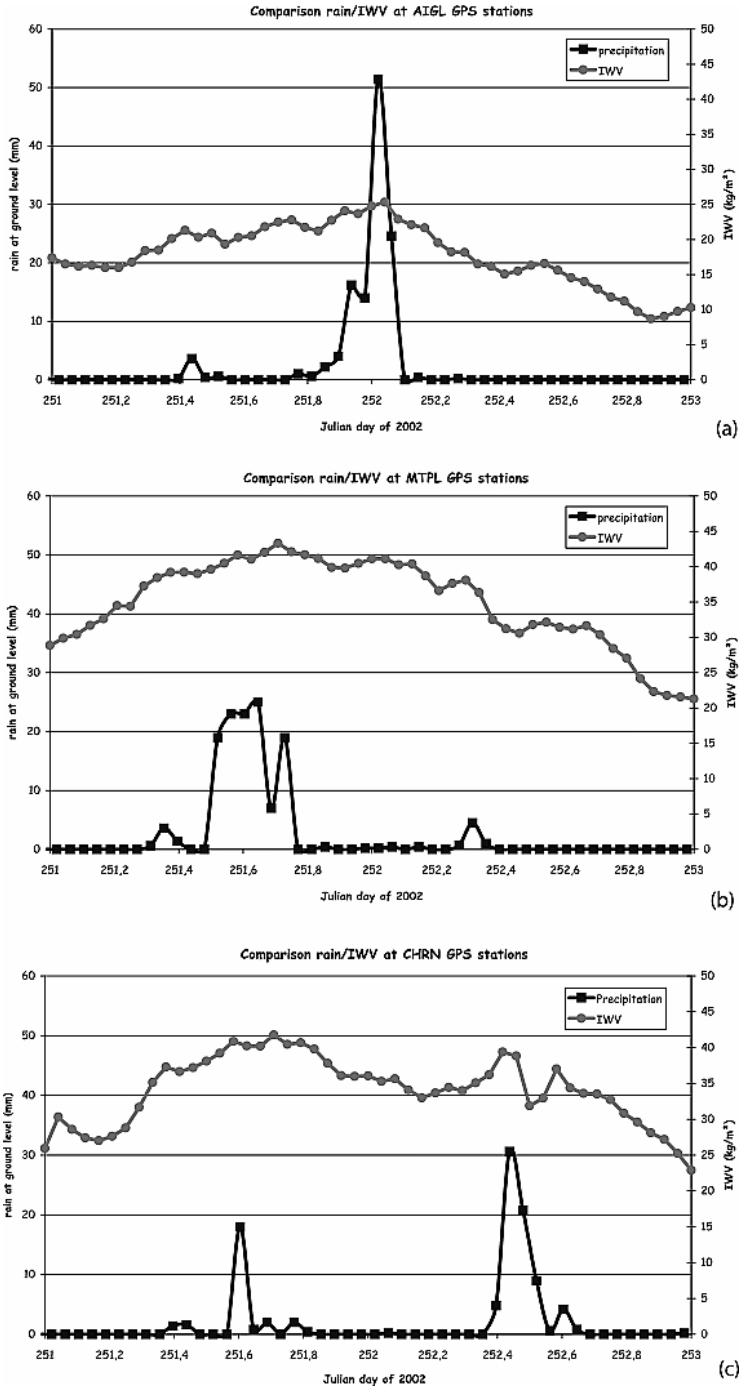


Figure 8. Temporal variation of the amplitude of the rain (dark gray, in millimeters) and of the IWV (light gray, in kg/m^2) for the Julian days 251–252 at the GPS locations (a–c) AIGL, MTPL and CHRN.

4.3.6. Heterogeneity of Water Vapor Distribution: Study of Wet Gradients

As the poor density of the GPS network available does not allow for detailed studies of the water vapor heterogeneities based on the IWV only, we will now study the meteorological information provided by the sum of the wet gradients and the

residuals. It can be viewed as an accurate description of the horizontal heterogeneities of the atmosphere within the GPS station field of view.

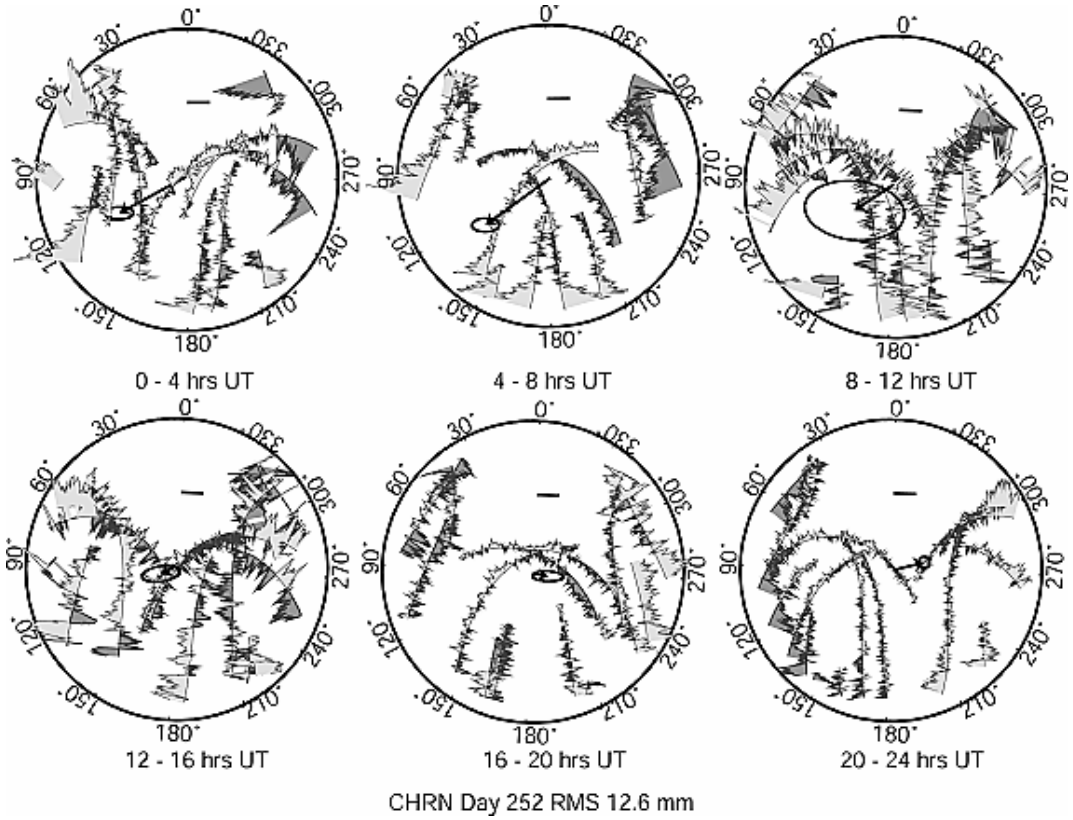


Figure 9. Sky plot of the wet gradients and the residuals along the GPS satellites tracks for the 9 September 2002. Each circle represents a period of 4 hours. The line in the north of the sky plot represents 19 mm of delay. Light gray (dark gray) indicates positive (negative) delay. The dark arrow in the center of each circle represent the mean gradient during 4 hours and the ellipse the associated RMS.

The sky plots in Figure 9 show the sum of the wet gradients and the residuals for the CHRN station during the day 252 for a period of 4 hours, while the black arrows represent the mean gradient and the ellipses its dispersion (RMS) during the corresponding periods. On these sky plots, one can easily observe the motion of the IWV associated with the convective precipitation event studied. From 0000 to 0800 UTC, the gradients reveal a high concentration of water vapor toward the west and the south. The sky plots show a clear east to west pattern, involving a relatively high gradient and a small RMS. This is consistent with the stagnation of the convective system over the Gard region (to the west) and its fuelling with water vapor coming from the Mediterranean (to the south). From 0800 to 1600 UTC, the gradients do not show any clear pattern and their RMS over four hours becomes larger than the signal. This can be related to the convective system extending above the station considered and filling the GPS field of view. After 1600 UTC, there is a clear (but small) west to east pattern in the sky plots. The corresponding west to east gradient associated with a small RMS is opposite to the gradient in the morning. This can be related to the fact that the convective system has broken up and is being advected further to the east. Observations from the other GPS stations in the vicinity of the heavy rainfall area are all consistent with the water vapor evolution scheme just described. Moreover, the water vapor evolution depicted here compares favorably with the meteorological radar observations of the rain system (Figure 5). Finally, one

will also notice that the maximum amplitude of the wet gradients is not correlated with the rain itself. Actually, rain seems to occur when there are rapid changes in both the orientation and the amplitude of the wet gradients.

In summary, the information provided by the wet gradients is a quasi-direct measure of the water vapor field horizontal variability within a horizontal scale of about 50 km. Thus a GPS station is capable not only to provide an observation of the integrated water vapor content of the troposphere above the receiver but can also provide a numerical measure of the azimuth variation of the water vapor distribution.

4.3.7. Investigation of the Residuals

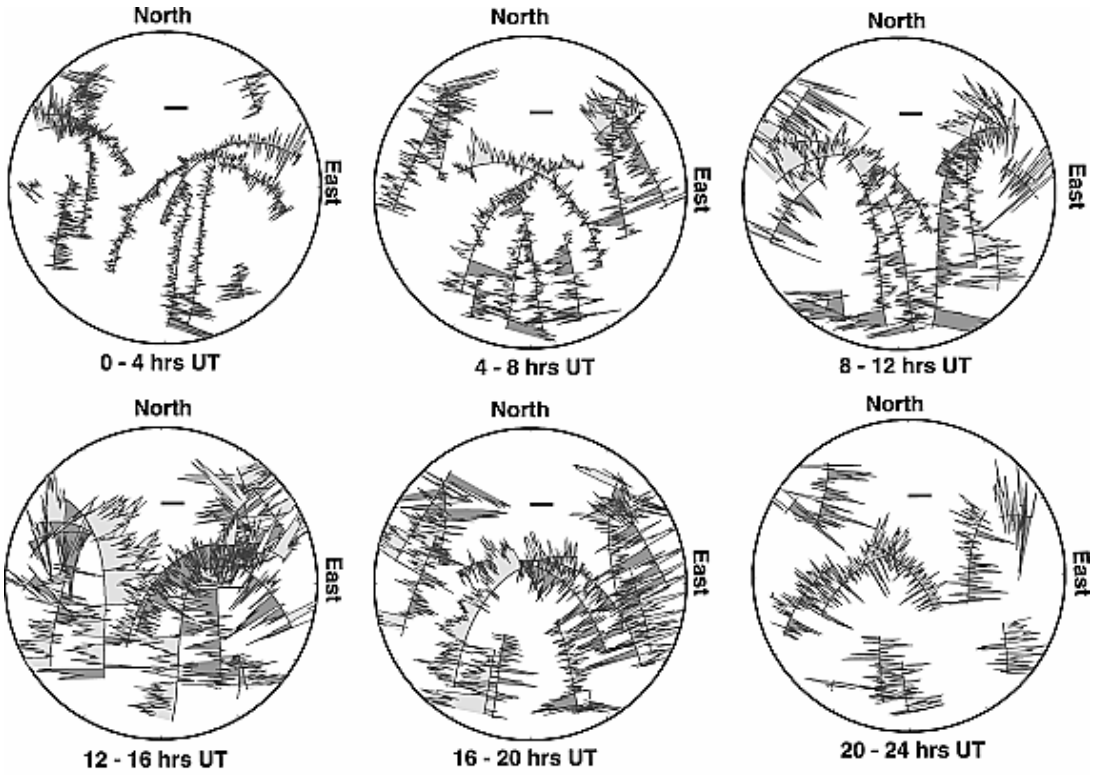


Figure 10. Sky plot of the residuals along the GPS satellites tracks for the 9 September 2002. Light gray (dark gray) indicates positive (negative) delay. Each circle represents a period of 4 hours. The line in the north of the sky plot represents 9.5 mm of delay.

To get a more detailed look at the water vapor heterogeneity, we will now consider the residuals in an isolated way. Compared to the wet gradients, the residuals could provide the finest-scale heterogeneity (less than 50 km) of the water vapor field. They are not a mean model of the heterogeneity over all the satellites like the gradients but the remaining signal between one GPS station and one satellite. On the Figure 10 , we have plotted the sky plots of the residuals along the GPS satellites tracks for the 8 September at MTPL (Julian day 251 of 2002). During the main rainfall from 0800 to 2000 UTC, the residuals are high and variable. Compared to average values of the residuals at this station, the residuals observed during the rainfall are two to three times larger. However, they do not allow identifying any water vapor organized structure. These high residuals do not result from multipath either as they are not elevation dependent. They could be due to an increase of electromagnetic (EM) effects of the fiberglass box of the GPS antenna during the rain. Indeed, the

water on the fiberglass box could change its EM characteristics. However, if that was the case, the rain should only enhance preexisting patterns of the residuals (see http://www-gpsg.mit.edu/~tah/web/japan_gps_met/GPSMetJapan.html) and that is not verified here. Another explanation could be a large and very high temporal variability of the water vapor during the rain with some interaction between evaporation and condensation. To test this hypothesis, we compute gradients and ZTD every 30 and 15 min to have a finer representation of the temporal variation of water vapor field. If the temporal variability of the troposphere was the main reason for those residuals, they should decrease using shorter meteorological GPS parameter intervals. We find only a limited decrease of the residuals but not strong enough to retrieve the typical amplitude of a normal day at these stations or of another GPS station (WTZR) in central Europe (Table 1). The unmodeled spatial variability of water vapor within the field of view of the GPS antenna could also contribute to the residuals. This kind of hypothesis could be tested with a local tomography of water vapor (Champollion et al., 2004). The tomography can however not be achieved for this study because of the too large spacing between GPS stations. Finally, the most significant part of the residuals could be due to liquid water in the troposphere in the form of rain, ice and clouds. The enhancement of the residuals is well correlated in time with the precipitation with a maximum for MTPL and CHRN at about 1200 UTC the 8 September. The levels of residuals found in our study are in good agreement with the absorption model described by Solheim et al. (1999) who find 5 mm/km of surface delay for rainfall of 50 mm/hour with a scale height of 3 or 4 km. Further studies with high resolution numerical weather simulations confirm this hypothesis (H. Brenot et al., manuscript in preparation, 2005).

4.3.8. Conclusions

IWV temporal variations (Figure 5), IWV spatial variations (Figure 6) and wet gradients temporal variations (Figure 9) can improve the understanding of large rainfall events. They allow an accurate and continuous description of the water vapor field variations before, during and after the heavy precipitation.

[28] In our case study, the IWV reveals that the water vapor flux is initiated in the Mediterranean Sea south of the Balearic Islands and moves northward parallel to the Spanish shoreline. The water vapor content increases during the northward motion. The velocity of the flux decreases while reaching the French shoreline. Finally, the maximum water vapor content is observed in MTPL, just south of the maximum rainfall zone. Different temporal variations of IWV are observed between the GPS stations west and east of the rainfall area. The water vapor increases continuously and linearly for the stations southwest of the raining area. They are located in the “loading” zone. East of the raining area, the IWV variations are more complex, with successive increases and decreases, indicating the complexity of the phenomena close to the rainfall zone at time of precipitation but especially once the convective system breaks up. These interpretations are confirmed by the ARPEGE analyses and the rain images from radars (Figures 4 and 5).

This study also illustrates an important result about the wet gradients: a single GPS station can provide partial information on the heterogeneity of the troposphere by extracting the wet gradients. During the passage of the rain system, the wet gradients are weak and highly variable. Before and after the rain, the wet gradients give clear information of the lateral heterogeneity of the atmosphere. They indicate the contrast of humidity between the different parts of the meteorological system. For

the monitoring of air mass heterogeneity, the wet gradients are a good indicator which could be available in near real time like other meteorological parameters. They could be used for estimating the time of arrival of a front above a GPS station and, thus, for checking and updating the event chronology in numerical weather prediction forecasts.

Theoretically, the study of the residuals provides the finest information about the water vapor heterogeneity which cannot be modelled by the IWV and the gradients. The residuals also include the noise due to the liquid water, the multipath, the errors of the mapping function, etc. The MTPL data indicate that the residuals increase significantly during the large rainfall probably due to rain scattering. If this observation is confirmed, GPS residuals could be investigated in relation with the characterization of the rain. Furthermore, the modelling of the residuals due to the rain could be useful to correct the gradients for meteorological applications like GPS water vapor tomography (Champollion et al., 2004)) or data assimilation in numerical models (Gutman et al., 2004).

This study has been conducted using the current permanent GPS network of southern France and Spain. Further studies need a denser GPS network recording data during a long period to get a database covering several catastrophic rainfall events. A large database will allow to characterize the catastrophic rainfall situations and to distinguish these events from standard autumnal precipitation. A field experiment could be conducted next autumn with more temporary GPS stations from Marseille to Agde, i.e., covering the zone of the maximum rainfall with a typical spacing of 50 km. From these data, we will be able to resolve the small-scale variations in 3-D of the water vapor with the tomographic software we have developed (Champollion et al., 2004) and get an insight into monitoring and the dynamics of strong rain events. GPS stations have been located close to the shoreline to study the potential of GPS to explore the troposphere above the Mediterranean Sea, to provide a precursor of the catastrophic rainfall events. In ongoing work, gradients and residuals will be carefully studied.

4.3.9 Acknowledgments

This work was partially supported by the Institut des Sciences de la Terre, de l'Environnement et de l'Espace de Montpellier (ISTEEM) and by the Observatoire Hydrométéorologique Méditerranéen Cévennes-Vivarais (OHMCV). We thank Philippe Collard, Laboratoire Dynamique de la Lithosphère (LDL), for his work in the installation and the maintenance of the VENICE semipermanent GPS network, Sandrine Anquetin and Simon Yates, Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement (LTHE), for providing the rain gauge data. We would like to thank the three anonymous reviewers for their detailed and relevant comments of this paper.

4.3.10 References

Altamimi Z., P. Sillard and C. Boucher, **2002**: ITRF2000: A new release of the International Terrestrial Reference Frame for earth science applications, *J. Geophys. Res.*, 107(B10), 2214, doi:10.1029/2001JB000561.

Barret I., V. Jacq and J.-C. Rivrain, **1994**: Une situation à l'origine de pluies diluviennes en région méditerranéenne, *La Météorol.*, 8(7), 38–60.

Bock O., M.-N. Bouin, Y. Morille and T. Lommatzsch, **2003**: Study of the sensitivity of ZTD estimates to GPS data analysis procedure, paper presented at EGS-AGU-EUG Joint Assembly XXVII, *Eur. Geophys. Soc.*, Nice.

Businger S., S. R. Chiswell, M. Bevis, J. Duan, R. A. Anthes, C. Rocken, R. H. Ware, M. Exner, T. VanHove and F. Solheim, **1996**: The promise of GPS in atmospheric monitoring, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 77, 5–18.

Champollion C., F. Masson, M.-N. Bouin, A. Walpersdorf, E. Doerflinger, O. Bock and J. Van Baelen, **2004**: GPS water vapor tomography: First results from the ESCOMPTE Field Experiment, *Atmos. Res.*, in press.

Chen G. and T. A. Herring, **1997**: Effects of atmospheric azimuthal asymmetry on the analysis of space geodetic data, *J. Geophys. Res.*, 102(B9), 20,489–20,502.

Davis J. L., T. H. Herring, I. I. Shapiro, A. E. E. Rogers and G. Elgered, **1985**: Geodesy by radio interferometry: Effects of atmospheric modeling errors on estimation of baseline length, *Radio Sci.*, 20, 1593–1607.

Delrieu G. et al., **2004**: The catastrophic flash-flood event of 8–9 September 2002 in the Gard region, France: A first case study for the cévennes-Vivarais Mediterranean Hydrometeorological Observatory, *J. Hydrometeorol.*, in press.

Duan J. B., et al., **1996**: GPS meteorology: Direct estimation of the absolute value of precipitable water, *J. Appl. Meteorol.*, 35(6), 830–838.

Ducrocq V., D. Ricard, J.-P. Lafore and F. Orain, **2002**: Storm-scale numerical rainfall prediction for five precipitations events over France: On the importance of the initial humidity field, *Weather Forecast.*, 17, 1236–1256.

Elòsegui 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), 2445–2448.

Emanuel K. A. et al., **1995**: Report of the first prospectus development team of the U.S. Weather Research Program to NOAA and the NSF, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 76, 1194–1208.

Emardson T. R. and H. J. P. Derks, **1999**: On the relation between the wet delay and the integrated precipitable water vapour in the European atmosphere, *Meteorol. Appl.*, 6, 1–12.

Flores A., G. Ruffini and A. Rius, **2000**: 4D tropospheric tomography using GPS slant wet delays, *Annal. Geophys.*, 18, 223–234.

Gradinarsky L. P., R. Haas, G. Elgered and J. Jonhasson, **2000**: Wet path delay and delay gradients inferred from microwave radiometer, GPS and VLBI observations, *Earth Planets Space*, 52(10), 695–698.

Gutman S., S. R. Sahm, S. G. Benjamin, B. E. Schwartz, K. L. Holub, J. Q. Stewart and T. L. Smith, **2004**: Rapid retrieval and assimilation of ground based GPS precipitable water observations at the NOAA Forecast Systems Laboratory: Impact on weather forecasts, *J. Meteorol. Soc. Jpn*., 82(1B), 351–360.

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.

King R. W. and Y. Bock, **2000**: Documentation for the GAMIT GPS analysis software, release 10.0, Dep. of Earth Atmos. and Planet. Sci., *Mass. Inst. of Technol*., Cambridge, Mass.

Masson F., P. Collard, J. Chéry, J.-F. Ritz, E. Doerflinger, O. Bellier, D. Chardon and M. Flouzat, **2003**: The VENICE project: A GPS network to monitor the deformation in western Provence and eastern Languedoc (southern France), paper presented at EGS-AGU-EUG Joint Assembly, *Eur. Geophys. Soc*., XXVII, Nice.

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

Niell A. E., A. J. Coster, F. S. Solheim, V. B. Mendes, A. Toor, J. R. B. Langley and C. A. Upham, **2001**: Comparison of measurements of atmospheric wet delay by radiosonde, water vapour radiometer, GPS and VLBI, *J. Atmos. Oceanic Technol*., 18, 830–850.

Pailleux J., J.-F. Geleyn and E. Legrand, **2000**: La prévision numérique du temps avec les modèles Arpège et Aladin, bilan et perspectives, *La Météorol*., 30, 32–60.

Revercomb H. E. et al. **2003**: The ARM program's water vapour intensive observation periods: Overview, initial accomplishments and future challenges, *Bull. Am. Meteorol. Soc*., 84, 217–236.

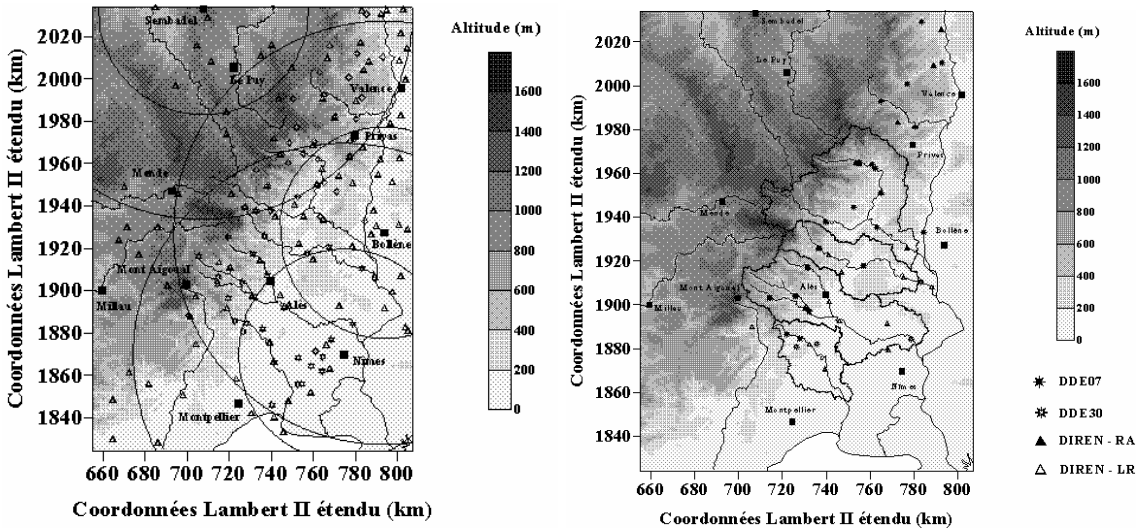
Solheim F. S., J. Vivekanandan, R. Ware and C. Rocken, 1999: Propagation delays induced in GPS signals by dry air, water vapour, hydrometeors and other particulates*, J. Geophys. Res.*, 104, 9663–9670.

Tregoning P., R. Boers, D. O'Brien and M. Hendy, **1998**: Accuracy of absolute precipitable water vapor estimates from GPS observations, *J. Geophys. Res.,* 103, 28,701–28,710.

Van Baelen J., J.-P. Aubagnac and A. Dabas, **2004**: Comparison of near real-time estimates of integrated water vapour derived with GPS, radiosondes and microwave radiometer, *J. Atmos. Ocean. Technol.*, in press.

4.4. Les campagnes GPS OHMCV

Les campagnes GPS OHMCV s'inscrivent dans le cadre de l'ORE (**O**bservatoire de la **R**echerche en **E**nvironnment) OHMCV (**O**bservatoire **H**ydro-**M**étéorologique des **C**évennes-**V**ivarais) consacré à l'étude des pluies intenses et des crues-éclair en région méditerranéenne. Trois pôles d'observation ont été mis en place autour des archives historiques, des retours d'expérience sur le terrain et de l'observation hydro-météorologique détaillée et durable en région Cévennes-Vivarais. Pour le dernier point, un réseau d'observation radar, pluviométrique et de débit (fig. 26) regroupant les instruments en place de différents partenaires privés, civils et académiques a été défini.



F*igure 26 : Instrumentation mis en œuvre dans le cadre de l'Observation Régional de l'Environnement OHMCV (à gauche les pluviomètres et à droite les mesures de débit).*

Ces données sont validées, archivées et diffusées de manière durable. Les projets de recherche attenants sont :

1 - la compréhension et la modélisation du rôle du relief et des forçages dynamiques dans la formation et la stationnarité des pluies méditerranéennes,

2 - l'établissement de liens entre les modes de circulation générale et le régime pluviométrique,

3 - le développement et la validation des modèles météorologiques et hydrologiques à base physique disponibles dans la communauté en préalable à leur couplage ultérieur,

4 - la compréhension et la modélisation des processus hydrologiques actifs lors des crues extrêmes,

5 - à terme, l'étude du climat et de son évolution.

Le GPS en tant qu'outils de mesure continue de vapeur d'eau peut apporter des éléments de réponse à l'ensemble des projets de recherche (à l'exception du 4). Dans ce cadre, deux types de réseaux GPS OHMCV ont été mesurés entre 2002 et 2005 : un réseau cévenol petite échelle haute densité en 2002 spécialement dédié à la tomographie GPS et un réseau régional entre 2003 et 2005 orienté vers la caractérisation des conditions météorologiques en vapeur d'eau à l'origine des pluies cévenoles et vers l'assimilation de données GPS.

4.4.1. La campagne OHMCV 2002

Le réseau OHMCV 2002 a été mis en place entre septembre et décembre 2002 immédiatement (mais fortuitement !) après les inondations du 8-9 Septembre du Gard. J'ai participé à son installation et à sa maintenance. Le réseau couvre une superficie d'environ 20*20 km avec une station par cinq kilomètres (fig. 27) entre Alès et Génolhac. Tous les récepteurs sont des bi-fréquences et les antennes des Chokering. Le réseau a été situé volontairement dans le champ de vision du radar volumique de Bollène. Les travaux en cours tentent de mieux comprendre les forçages orographiques. Le projet principal est de comparer les champs 3D de vapeur d'eau mesurés par tomographie GPS avec les champs 3D d'eau liquide mesurés par le radar volumique de Bollène. Il sera ainsi possible pour la première fois de corréler à petite échelle directement la formation de la pluie avec la quantité de vapeur d'eau.

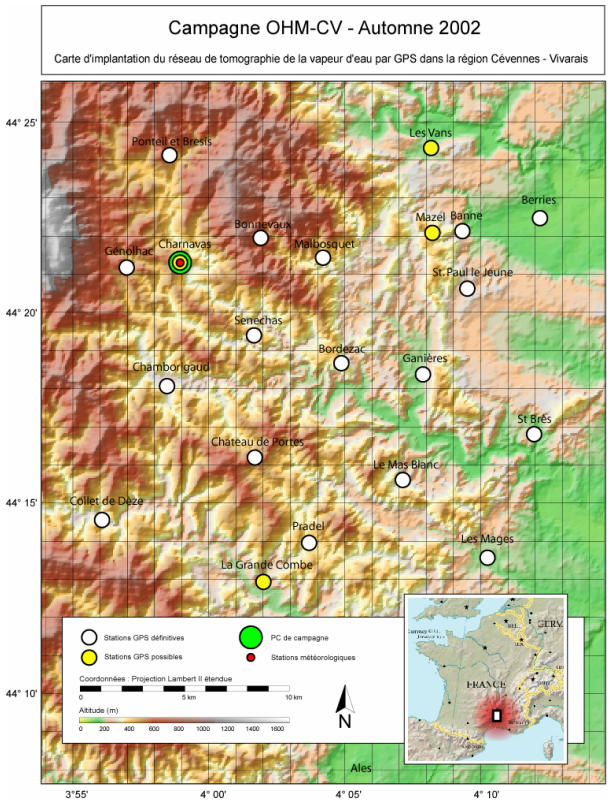


Figure 27: position des stations GPS pendant la campagne OHMCV-2002 dans le sud de la France.

4.4.2. Les campagnes OHMCV 2003-2005

Entre 2003 et 2005, un réseau régional a été mis en place de manière récurrente à chaque automne entre septembre et décembre. Le réseau couvre quasiment l'ensemble du delta du Rhône, des contreforts des Cévennes et des alpes du Sud avec une station tous les 50 km environ (fig. 28). Pour pouvoir suivre les variations de la vapeur d'eau sur l'ensemble du pourtour méditerranéen, quelques stations permanentes de la côte espagnoles ont été ajoutées. Ce réseau s'appuie essentiellement sur les stations permanentes des différents réseaux académiques (RENAG : renag.unice.fr/; CATNET : draco.icc.es/geofons/catnet/en/home.php) et civils (RGP : geodesie.ign.fr/rgp/index.htm). 10 stations semi permanentes sont ajoutées pour compléter les réseaux existants. Le type d'antenne et de récepteur sont plus hétérogènes du fait des sources variées. Les objectifs du réseau OHMCV (version régional) sont multiples : études de cas, tomographie GPS, préparation à l'assimilation, ...

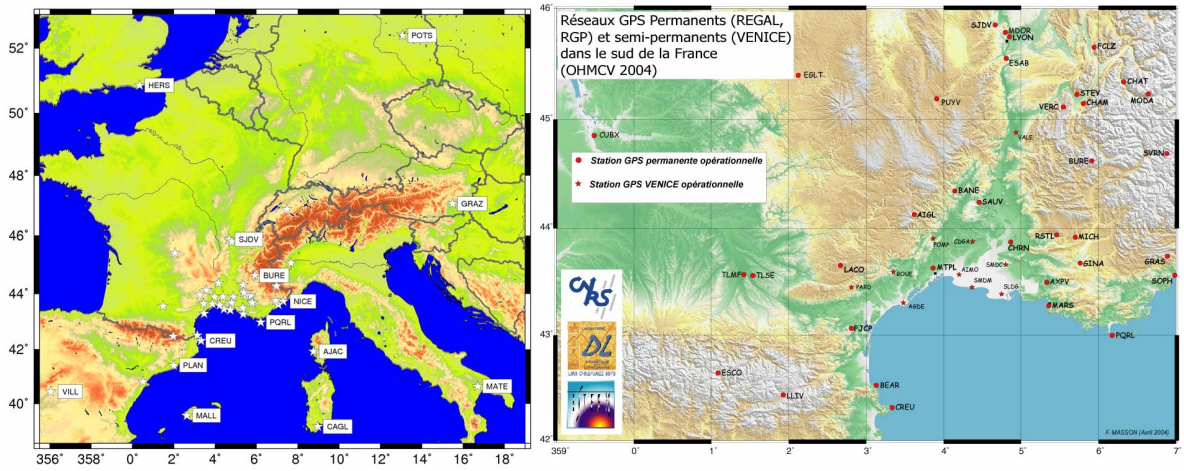


Figure28 : Carte des positions des stations GPS du réseau OHMCV-2004 à l'échelle de la France et de la région.

4.4.3. OHMCV 2003 : problématique d'un réseau GPS régional pour l'étude des précipitations

La campagne OHMCV-2003 ainsi que les campagnes suivantes en 2004 et 2005 posent une problématique différente des réseaux denses. Les réseaux GPS régionaux documentent l'état du champ d'humidité à méso échelle. Pour des études climatiques ou pour une utilisation opérationnelle des données GPS (IWV, SIWV ou tomographie), il nécessaire d'évaluer les informations qu'un tel réseau est capable de restituer. Par exemple, les premières études montrent que la mesure du flux de basse couche est un paramètre important pour prévoir l'intensité et la dynamique des pluies cévenoles (Lauvaux, 2005).

Cette partie reprend les présentations effectuées à l'EGU (Champollion et al., 2004c) et à l'AGU (Champollion et al., 2004b) ainsi que le mémoire de maîtrise de T. Lauvaux (2004) que j'ai en partie encadré.

4.4.4 Variations temporelles et spatiales de la vapeur d'eau intégrée : étude des cas de septembre et décembre 2003

L'épisode pluvieux de Septembre 2003 est caractérisé par une extension spatiale limitée, localisé autour de Montpellier et Lunel, et des précipitations fortes, supérieures à 50 mm/h. J'étais ce jour là sur le terrain vers Agde (50 km de Montpellier), quittant Montpellier tôt le matin et rentrant tard le soir et je n'ai quasiment pas subi de pluies alors que l'accès à l'Université de Montpellier II était inondée vers 10 heures. L'épisode était court : inférieur à 12 heures. C'est un épisode orageux typique de la région à l'automne avec un vent de Sud qui apporte de l'air chaud et humide au dessus du continent. L'atmosphère devient instable et en début de matinée ou pendant la nuit des orages violents éclatent. Ces orages sont généralement mobiles (à la différence du 8-9 septembre 2002) n'entraînant pas des cumuls de pluie très élevés. C'est l'intensité des précipitations qui peut donner lieu à des inondations localisées, rapides et destructrices. La difficulté majeure de la prévision dans ce cas est de savoir où, quand et quelle intensité les orages vont avoir.

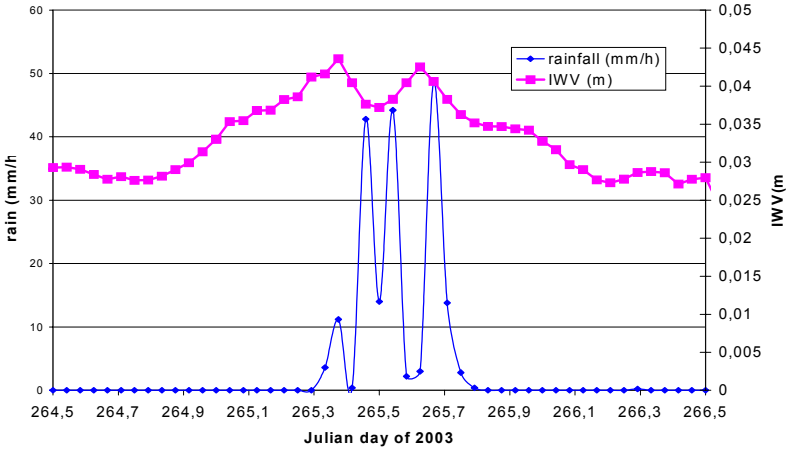


Figure 29 : Variations temporelles de vapeur d'eau intégrée GPS (carrés) et précipitations horaires (losanges) entre le 21 et le 23 Septembre 2003 à Montpellier.

Les variations temporelles et spatiales de vapeur d'eau intégrée sont dans ce cas bien corrélées avec la pluie. On observe des maxima locaux dans les zones de précipitations (fig. 29). Le maximum d'IWV se situe juste avant le début des précipitations. Les cartes d'IWV (fig. 30 à 21 heures la veille et à 7 heures le jour même) montrent clairement le flux humide venant du Sud et se propageant le long de la côte de l'Aude. Le flux est canalisé le long de la vallée du Rhône et de son embouchure. Les orages perdent en intensité lorsque le flux de Sud diminue en se décalant vers l'Est.

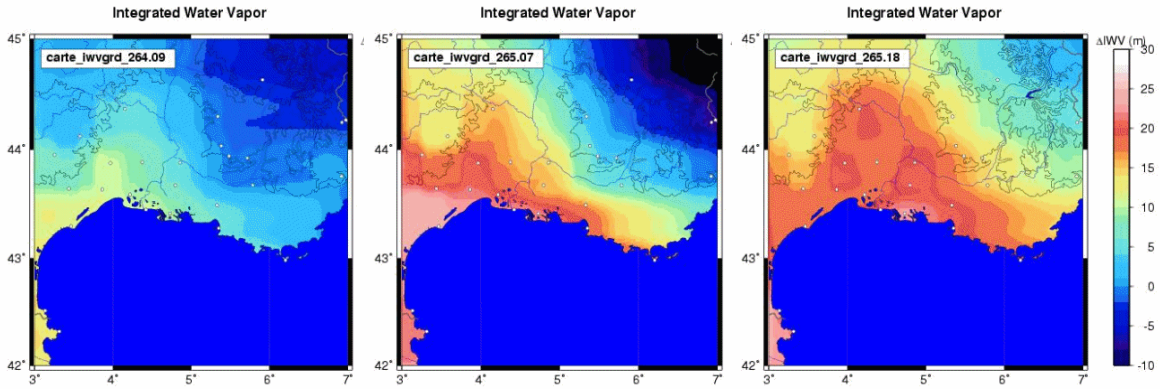


Figure 30 : carte de vapeur d'eau intégrée GPS le 21 à 9 heures UTC, le 22 septembre à 7 et 18 heures UTC relative au 19 septembre à 1 heures UTC pour minimiser l'effet du relief.

L'épisode pluvieux de décembre 2003 est différent dans son déroulement, ses conséquences et sa signature en vapeur d'eau intégrée. L'épisode est régional, les pluies ont touché toutes les régions de l'ouest de la côte méditerranéenne de Montpellier à Nice. L'intensité des pluies est plus faible avec un maximum de 30 mm/h mais sur une plus longue période (environ 3 jours suivant les régions du 1 au 3 décembre). L'accumulation des précipitations a donné une crue séculaire du Rhône - redevenant « sauvage » - au niveau de la Camargue avec des ruptures de digues et l'inondation de quartiers entiers à Arles.
Les variations d'IWV à Montpellier (fig. 31) montrent un maximum d'IWV assez fort pour la saison (30 kg/m²) le 2 décembre. La majorité des précipitations se produisent le 3 décembre alors que les IWV ont chuté en dessous des 25 kg/m². Les premières

simulations numériques montrent un retard de quelques heures pour la chute d'IWV. La simulation numérique sera utilisée par la suite pour évaluer les performances de la tomographie GPS.

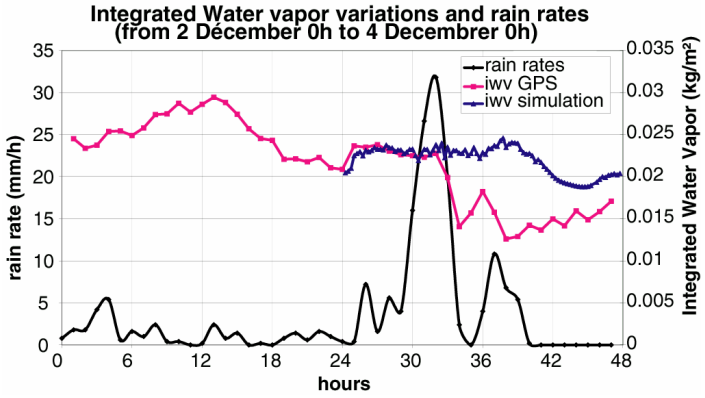


Figure 31 : Variations temporelles de vapeur d'eau intégrée mesurées GPS, simulées avec MesoNH et précipitations horaires entre le 2 et le 4 Décembre 2003 à Montpellier.

Les cartes d'IWV (fig. 32) montrent dans ce cas que l'humidité associée au système précipitant provient de la méditerranée mais l'axe du flux se propage d'Est en Ouest. On ne trouve pas relation simple entre la quantité de vapeur d'eau intégrée et le système convectif. Les précipitations ne sont associées à aucune signature nette dans les IWV. La fin de l'épisode est comme pour les cas de septembre 2002 et 2003 caractérisée par le basculement de l'axe du flux qui tarit la source d'humidité et d'instabilité. Cet exemple montre que l'interprétation des variations d'IWV nécessite d'autres données comme la divergence des vents de surface et un plus grand nombre d'études de cas. Une prospective sur l'interprétation des signaux « caractéristiques » des IWV est faite dans la conclusion générale du manuscrit.

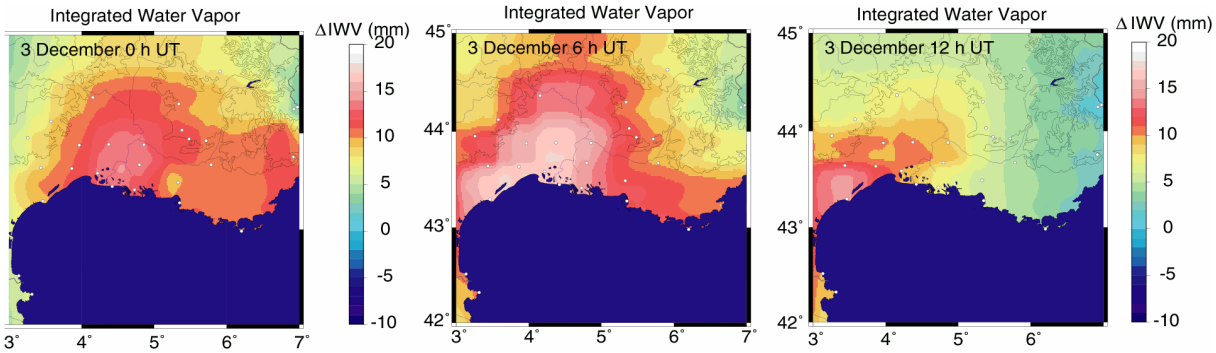


Figure 32 : carte de vapeur d'eau intégrée le 3 Décembre à 0, 6 et 12 heures UTC relative au 28 Novembre à 1 heures UTC

Pour conclure les premiers travaux menés sur la campagne OHMCV 2003, les IWV permettent d'identifier et de mesurer avec précision les variations d'humidité pendant le déclenchement et le développement de la convection caractéristiques des pluies « cévenoles ».

4.4.5 Tomographie GPS régionale : comparaison et validation à l'aide de simulations numériques

L'objectif technique des campagnes GPS OHMCV régionales est de réaliser la tomographie GPS à mésoéchelle. La validation de la tomographie régionale doit

montrer l'intérêt de l'assimilation des SIWV dans les modèles numériques de prévision. Elle permet aussi de mieux comprendre les variations d'IWV décrites dans la partie précédente.

Pour évaluer et interpréter la tomographie GPS régionale, une simulation numérique haute résolution de MesoNH (Lafore et al., 1998) est utilisée. Elle sert d'abord de base de comparaison pour évaluer au premier ordre et qualitativement la tomographie. La comparaison entre la tomographie sur données réelles et la simulation MesoNH (fig. 33) montre aussi un bon accord. L'épaisseur de la couche humide est identique. La simulation montre la disparition de ce niveau humide avec un retard d'environ 4 heures (fig. 31). Les variations d'humidité à l'intérieur de ce niveau n'ont pas exactement la même amplitude. Il est difficile de savoir si l'erreur provient de la tomographie GPS à cause des différentes échelles horizontales ou des erreurs possibles de la simulation.

Comme la simulation numérique n'est pas parfaite, la validation directe modèle numérique / tomographie GPS n'est pas possible. Des SIWV synthétiques ont donc été calculés à partir des simulations numériques grâce à l'opérateur d'observations GPS développé par H. Brenot (LGIT / CNRM). Le but est alors de comparer la tomographie GPS synthétique avec la simulation numérique. Les résultats préliminaires (fig. 33) montrent que les variations de distribution verticale au dessus de Montpellier issues de la tomographie sur synthétiques avec un pas vertical de 750 m et de la simulation sont comparables pour le gradient vertical de vapeur d'eau ou pour la décroissance de la vapeur d'eau vers 18 heures du jour 337. Les différences visibles dans la première couche de la tomographie peuvent être dues par exemple à la différence de résolution horizontale entre la tomographie et la simulation. Des travaux complémentaires sont nécessaires pour comprendre les différences.

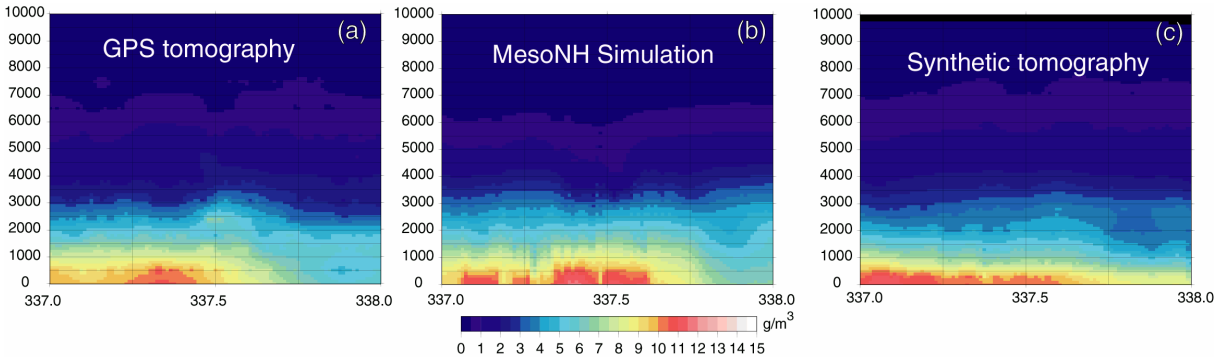


Figure 33 : Variations temporelles de la distribution verticale de vapeur d'eau au-dessus de Montpellier le 3 décembre 2003 (jour julien 337) d'après la tomographie GPS sur données réelles (a), sur données simulées dans MésoNH (c) et directement d'après la simulation MésoNH.

Les campagnes OHMCV régionales posent la problématique de l'utilisation des données GPS de vapeur d'eau intégrée : quelles sont les relations entre la convection et les IWV ? Quels sont les processus à l'origine de la variabilité de la vapeur d'eau ? Pour résoudre les difficultés d'interprétation, des modèles numériques et de données complémentaires sont nécessaires pour affiner les premiers résultats mis aussi en évidence lors de la campagne IHOP (chapitre 5). Ce travail à venir est prévu dans le cadre des périodes d'observations intensives longues à mettre en place dans le cadre de l'ORE OHMCV.

L'intérêt majeur des campagnes OHMCV est la longue durée des observations (4 mois) et leur récurrence annuelle. Le nombre d'observations

permettra de regarder des aspects climatiques comme l'étude du cycle diurne et surtout offre la possibilité de regarder de nombreux cas et aussi des non-cas d'initiation de la convection. L'avenir du GPS en tant qu'outil de mesure météorologique « classique » - au sens usuel- se situe surtout à cette échelle.

Chapitre V : Tomographie GPS méso échelle appliquée à l'initiation de la convection

5.1 La campagne IHOP_2002

Le projet IHOP_2002 (**I**nternational **H2O** **P**roject) est une campagne de mesure de la vapeur d'eau qui s'est déroulée dans le sud des Grandes Plaines des Etats-Unis entre le 13 mai et le 25 juin 2002. L'objectif principal de IHOP_2002 est d'améliorer la description du champ de vapeur d'eau en quatre dimensions afin de mieux comprendre et mieux prévoir la convection. La région des Grandes Plaines est un lieu idéal pour cette campagne car riche de réseaux expérimentaux et opérationnels existants. Les Grandes Plaines des Etats-Unis sont aussi caractérisées par une très forte variabilité de la vapeur d'eau et des épisodes de convection fréquents et souvent intenses. L'objectif sociétal de ces études est d'améliorer et de développer la prévision quantitative des précipitations qui est encore aujourd'hui un point faible des modèles malgré leurs conséquences importantes sur la société (fig. 34).

L'activité orageuse est en partie causée par des flux de basse couche d'air chaud et humide en provenance du golfe du Mexique. Le contraste avec les masses d'air froides et plus sèches descendues des Rocheuses, les « dry line », rendent l'atmosphère extrêmement instable et entraîne régulièrement le déclenchement de la convection associé au cycle diurne de température.

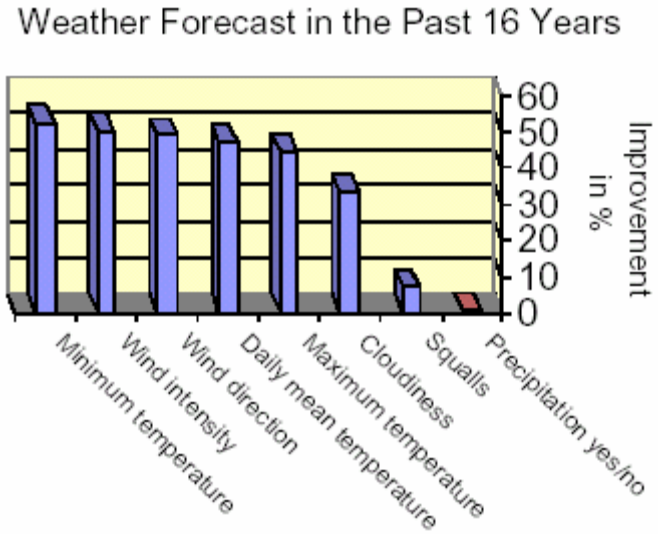


Figure 34 : Amélioration de la qualité des prévisions du Service de Météorologie Allemand au cours des 16 dernières années pour différentes variables des modèles numériques. La prévision des précipitations n'a pas progressé et reste un challenge scientifique majeur pour les météorologues de tous les pays. Source: www.meteo.uni-bonn.de/projekte/SPPMeteo/reports/SPPLeitAntrag_English.pdf

L'instrumentation de la campagne est très riche avec de l'imagerie satellitaire (le satellite GOES 11 a été spécialement déplacé pour la campagne !), des profileurs de vents, des LIDAR, de nombreux lâchés de radiosondages supplémentaires et un réseau de mesures de surface dense. Le réseau GPS en place durant la campagne IHOP combine la vingtaine de stations permanentes américaines préexistantes et 7 stations temporaires « françaises ». La taille du réseau est relativement grande (200 km par 300 km) et la répartition hétérogène avec moins d'une station par 50 km² par endroit. Le rôle du GPS dans la campagne IHOP est relativement vaste depuis l'inter comparaison des différents instruments de mesure de la vapeur d'eau à l'assimilation

de données en passant par la caractérisation 4D du champ de vapeur d'eau grâce à la tomographie. La tomographie a été réalisée en utilisant des données complémentaires : les radiosondages.

5.2 L'initiation de la convection

Les processus atmosphériques à l'origine du déclenchement de la convection sont nombreux souvent nécessaires mais rarement suffisant (fig. 35). L'étude des propriétés de stabilité de l'atmosphère mesurées par la CAPE (**C**onvective **A**vailable **P**otential **E**nergy en Joules) et la CIN (**C**onvective **IN**hibition en Joules) renseigne sur l'évolution de la flottabilité d'une parcelle d'air. La CIN est l'énergie qu'il faut fournir à la parcelle, pour qu'elle atteigne le niveau de convection libre. C'est une barrière au déclenchement convectif qui représente aussi le forçage nécessaire au démarrage de la convection. La CAPE représente l'énergie potentielle convective susceptible d'être transformée en énergie cinétique dans des mouvements ascendants. Mais dans de nombreux exemples dont le cas du 11 Juin 2002 pendant la campagne IHOP (chapitre suivant 5.4), la CAPE et la CIN sont insuffisantes pour expliquer le lieu, l'heure et l'intensité de la convection. La littérature indique que la convection se déclenche souvent à proximité de frontières atmosphériques. La convergence des vents le long de ces frontières apporte probablement l'énergie nécessaire pour créer des courants ascendants précurseurs de la convection. Mais là encore, la méthode n'est pas généralisable et de grosses incertitudes pèsent sur les caractéristiques du système convectif en formation. Plus récemment, le développement de mesures haute résolution de la dynamique (les vents) couplées à des mesures de vapeur d'eau ou de température laisse supposer que l'initiation de la convection est la conséquence de processus locaux et de petite échelle comme les ondes de gravité ou les miso cyclones (Murphey et al., 2005).

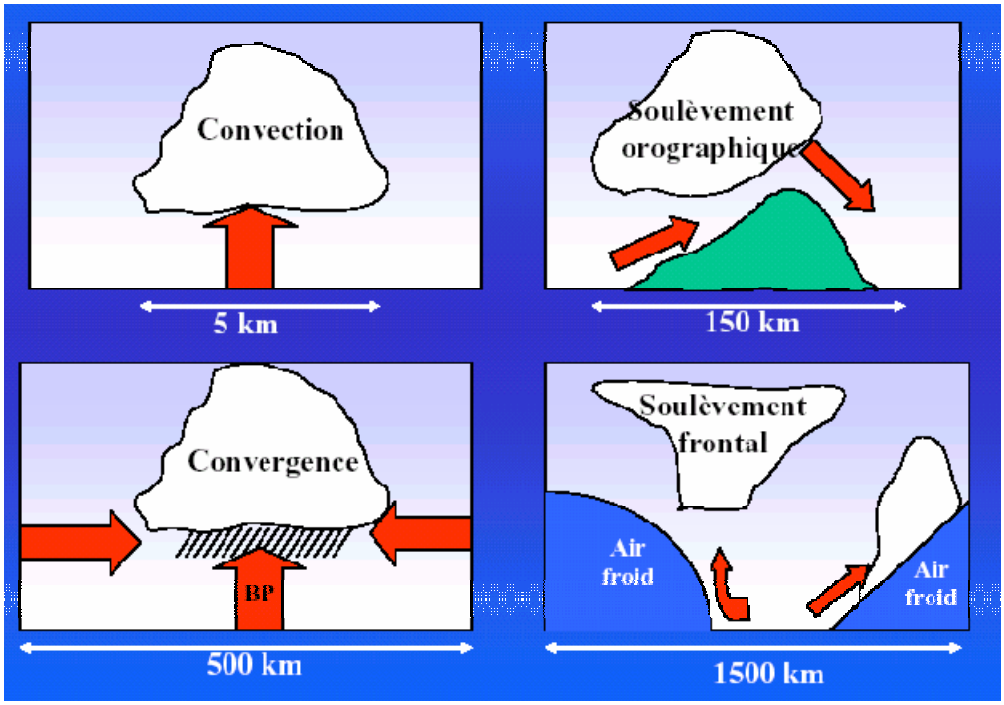


Figure 35 : Différent cas idéalisés d'initiation de la convection à différentes échelles (source : osug.obs.ujf-grenoble.fr/enseignement/dds/doc_pedago/tue359/031002/tue359_1.pdf)

Quant à la distribution et la dynamique de la vapeur d'eau, pourtant essentielle dans les phénomènes de convection, son rôle n'est pas clairement décrit au cours de l'initiation. L'objectif de ce travail est plus particulièrement d'identifier les relations entre les convergences des champs de vent le long de structures atmosphériques comme les courants de densités ou les « dry line », les variations du contenu en vapeur d'eau et le déclenchement de la convection. Ce travail a été réalisé pendant

mon séjour au Service d'Aéronomie (IPSL, Paris VI) en collaboration avec C. Flamant et O. Bock.

5.3 Meso-scale GPS tomography applied to the convective initiation case study of the 12 June2002 during IHOP_2002

by C. Champollion (1,2), O. Bock (2), C. Flamant (2), F. Masson (1) and T. Weckwerth (3)

(1) Laboratoire Dynamique de la Lithosphère, Université Montpellier II, Montpellier, France
(2) Institut Pierre Simon Laplace / Service d'Aéronomie, Université Pierre et Marie Curie, Paris, France
(3) Atmospheric Technology Division, National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado, United-States of America.

Draft to be submitted to **Monthly Weather Review**, 2 September 2005

Corresponding author address:
Cédric Champollion
CNRS UMR 5573 - Laboratoire Dynamique de la Lithosphère
ISTEEM - Université Montpellier II - CC060
4 pl. E. Bataillon, 34095 Montpellier Cedex 05, FRANCE
E-Mail : cedric.champollion@dstu.univ-montp2.fr

Abstract:

The IHOP_2002 field experiment took place in May - June 2002 in the South Great Plains of the United-States. A large amount of data from satellite, additional radio soundings, radars, LIDAR and GPS was collected to document the 4D field of water vapour. The main objective of the IHOP campaign is to improve the quantitative precipitation forecast by a better knowledge of the small scale water vapour variations. A GPS network with meso scale spatial extension was setup for assimilation and cases studies.

The paper presents the theoretical framework of meso scale (50*50 km pixel size) GPS water vapour tomography. The assimilation of radio soundings in the Kalman filter of the tomography is also detailed. For the first case in our knowledge meso scale GPS tomography on real data is validated with LIDAR data and radio soundings. The comparison between GPS tomography with radio soundings assimilated shows a small bias (0.5 g/m^3) and a dispersion of 1 g/m^3. The origin of the bias is probably the inaccuracy of the Niell mapping function at low elevations.

The 4D field of water vapour from the tomography is used in a severe convection case of the 12 June to study the initiation of the convection. The water vapour “loading” or increase in a low level flow before the initiation has been described along a convergent outflow. During the convergence, the humidity is both increasing in the convective boundary layer by mixing and above by exchange with the free troposphere. The diurnal cycle of temperature seems partly trigger the convection initiation by intensifying the low level flow (and so the convergence). Spatial location of the convection is in this case well correlated with the maximum of humid convergence and not with large CAPE. By allowing a high content of water vapour in the lower troposphere, the convergence and the diurnal cycle of temperature could enhance the probability of severe convection.

The GPS tomography confirms the capacity to mitigate the current lack of the water vapour 3D observation and highlights the need of assimilating the slant delay to improve the meso scale knowledge of the water vapour field.

Keywords: GPS; Meso Scale Tomography; Water Vapour; IHOP; Humid Convergence; Convection Initiation.

Article Outline:

5.3.1. Introduction
5.3.2. IHOP field experiment and GPS water vapour tomography validation
    5.3.2.1 IHOP experiment: Instrumental setting
    5.3.2.2 GPS data processing and tomography
5.3.3 GPS water vapour tomography validation
    5.3.3.1 “Pure” GPS tomography / radio soundings
    5.3.3.2 GPS tomography with radio soundings assimilated
5.3.4. Evolution of the water vapour content and the divergence along a boundary during a meso scale convection event.
    5.3.4.1 Synoptic setup for 12 June convection initiation
    5.3.4.2 Dynamic of the convergent boundaries
    5.3.4.3 Evolution of the water vapour content along convergent boundaries during a convection case
5.3.5. Discussion: implication of the humid convergence and the variations of water vapour for the convection initiation
5.3.6. Conclusions
5.3.7 Acknowledgements
5.3.7 References

5.3.1. Introduction

Quantitative Precipitation Forecast is one scientific challenging objective for the meteorological community. The weather predictions have progressed for most of the models variables like temperature, winds or clouds but almost not for the localisation and the quantification of the rain. Part of the improvement of the precipitation forecast will come from the comprehension of the convection initiation. Convection initiation (CI) can be local due to secondary circulations or meso scale due to wind divergence or temperature / humidity front. We will focus on meso scale CI as the observing networks are currently defined for this scale. CI cases are often predicted from stability parameters like CAPE (Convective Available Potential Temperature) and CIN (Convective INhibition) with results not satisfying. If high CAPE and low CIN could be enough to predict some cases, they are not enough universal. The wind convergence is often involved when the convection initiates near meteorological boundaries like dry lines or fronts (Purdom, 1976; Banacos and Schultz, 2005; Wilson and Roberts, 2005). We will focus on the convergence and its role for the distribution and the variations of the water vapour. The knowledge of the water vapour distribution and variations is crucial for both the accurate quantitative prediction of the precipitations and the comprehension of the convection (Emmanuel et al., 1995; Ducrocq et al., 2002). The continuous "loading" of the atmosphere in water vapour before the convection already seen in the IWV (Champollion et al., 2004) will be studied with a particular care.

The principal sources of the water vapour data in the operating systems are the radio soundings which have the advantage of a fine vertical resolution. But the radio soundings operating network is far too sparse both in time and in space. The LIDAR and the radiometers are accurate continuous instruments measuring the vertically resolved water vapour profiles but they are weather conditions dependant and often too sparse in space. The satellite water vapour measurements offer a very fine spatial resolution but they are not operating under clouds. Nowadays, ground GPS measurements of water vapour can fulfil the spatial and temporal lack in water vapour observation. The GPS **I**ntegrated **W**ater **V**apour (IWV) measurements are as accurate as the radio soundings one's, time continuous and all weather working. The GPS IWV have already been used successfully for the assimilation (Gutman et al; 2004), case study (Foster et al., 2003; Seko et al., 2004) and numerical models validation (Brenot et al., 2005). Furthermore the GPS meteorology profits of the current spatial densification of the GPS networks in many countries. When the densification reaches one GPS station per 50 km², the GPS tomographic technique allows to extract the vertical distribution of the water vapour. The GPS tomography has been used in different applications like the model validation (Bastin et al., 2005a) and various meteorological case studies (Bastin et al., 2005b; Gradinarsky, 2002; Seko et al., 2000). The GPS instrumentation begins to find a place in the meteorological science but all past tomographic results require a dense GPS network: 10 km or less between GPS stations. The study demonstrates the feasibility of meso-scale GPS tomography for the first time on real data (Mc Donald et al., 2002, show similar work but with synthetic data). The improvement of the results with the assimilation of radio soundings profiles is also confirmed. Quantitative and qualitative validation is done using radio sounding and LIDAR data during the IHOP_2002 field experiment.

The **I**nternational **H_2O P**roject (IHOP 2002, Weckwerth et al., 2004, www.atd.ucar.edu/dir_off/projects/2002/IHOP.html) was a water vapour dedicated international field experiment. The final objectives are to retrieve from various

measurements and from the model assimilation a 3D time varying high resolution field (10 min, 100 m) of the water vapour. The “exhaustive” measurements of the water vapour would offer the opportunities for the comprehension of the various mechanisms linked to the convective initiation as defined in the IHOP_2002 project: gravity waves, Bores, winds convergence... The GPS measurements, both the IWV and the tomography are an active part of the project. The first objective is to identify by the way of a case study the contribution of the GPS water vapour measurements to the convection comprehension. One important aspect is to enhance the synergy between the “classic” meteorological measurements and the GPS which would lead to a better integration of the GPS one’s in the future project such as AMMA or COPS (more information available on the web sites: http://amma.mediasfrance.org/international/index and http://www.uni-hohenheim.de/spp-iop/index.htm).

The first part of the study describes the instrumental setting of the IHOP_2002 field experiment, the GPS network and the GPS data processing (from raw data to the water vapour tomography) and the validation of the tomography. The second part discusses the 12 June severe convection event. The synoptic meteorological situation will be described with the help of the refractivity radar data, satellite images and GPS measurement of humidity. In this part, we show the relation between the wind convergence at the surface and water vapour variations both from IWV and GPS tomography. The last part discusses the implications of water vapour variations in relation with CAPE / CIN for the initiation of the convection. The 3D time varying water vapour field from the GPS tomography and the surface measurements are used to identify the impact of the low level jet, the convergence and the diurnal cycle in the convection initiation. The GPS tomography is a unique technique allowing both time varying profiles of water vapour and slice across the main meteorological boundaries. Finally we conclude dealing with the future use of GPS in meteorology: GPS can measure the 4D meso scale variations of water vapour during the convection and contribute to a better quantification and forecasting of the precipitations.

5.3.2. IHOP field experiment and GPS water vapour tomography validation

5.3.2.1 IHOP experiment: Instrumental setting

The IHOP_2002 project took place from the 13 May 2002 to 25 June 2005 over the Southern Great Plains of United States. The main purpose was to improve the characterisation of the 3D time varying distribution of water vapour to better understand and predict the convective systems and the precipitations. The area has the advantage of the existing experimental and operational facilities. The meteorological context is characterized by the strong water vapour variability and the very active convection due to the warm and humid low-level jet from the golf of Mexico and the cold air from the Rockies Mountains. The data used in this study are visible satellite imagery of GOES 8 (during the daylight) and the composite reflectivity images (every 15 minutes) to follow the evolution of the atmospheric structures. Numbers of additional release of radio soundings (every 3 or 6 hours) were done by the National Weather Service in five locations of the IHOP domain and are used to constrain the water vapour tomography where the GPS Network is less dense. We used the LIDAR data of Lamont to evaluate the accuracy of tomographic retrieval. The dense surface measurements of the humidity, the temperature and the horizontal winds document the low level jet and allow to compute hourly wind divergence. The continuously operating GPS network of about 25 stations around the

IHOP area helps describing the meso scale variations of humidity. Seven additional temporary GPS were added during the field experiment by the CNRS, France near Lamont in the centre of the IHOP area. These additional GPS stations are critical for the tomographic inversion and to precisely locate the area of the convergence in the first stage of the convection. The sampling rate of the GPS is typically 30 seconds.

5.3.2.2 GPS data processing and tomography

The GPS data processing has been done in a quite conventional way and will not be detailed in this part. More details and discussions can be found in Champollion et al. (2004) or in Walpersdorf et al. (2004). The extraction of the slant wet delay will be more detailed.

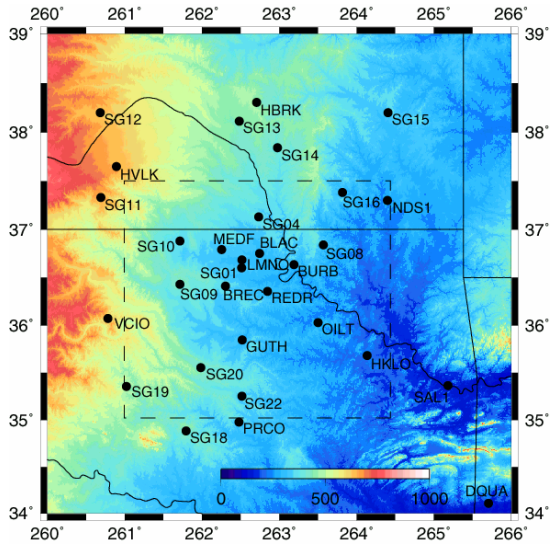


Figure 1: GPS Network during the IHOP field experiment. The topography is indicated by the colour scale. The dotted square shows the grid of the tomography.

We process all the GPS data available in a large area around the IHOP zone (fig; 1). The GPS data have been processed in two pass with the GAMIT software (King et al., 2005; release 10.2) based on the double differences. The GAMIT software is set to compute two tropospheric parameters: the Zenithal Total Delay (ZTD) and the Gradients (Chen et Herring, 1997). In the first pass, we compute during the entire field duration the GPS data to extract the accurate position in the ITRF 2000 reference frame (Altamimi et al., 2002). The reference stations with a baseline longer than 1000 km are used to obtain the absolute water vapour values (Tregoning et al., 1998). During the first pass, the ZTD are calculated every hours and the gradients every 2 hours on a 24 hours session. Then a second pass is done with loose constrain on the accurate position of the station to estimate the tropospheric parameters every 15 minutes for the ZTD and every 30 minutes for the gradients. To mitigate the edge effect, a sliding window strategy of 12 hours shift by 6 hours is used. As the strategy is computation time consuming, we estimate the ZTD every 15 minutes only from the 11 June at 4 UT to the 13 June at 23 UT.

The IWV are extracted from the ZTD and the surface pressure and temperature measurements (Davis et al., 1985; Bevis et al., 1992; Emardson and Derks, 1999). When no pressure and temperature measurements are available at the location of the GPS antenna, the surface parameters are interpolated from the nearby measurements. We compare at five sites the IWV from the first pass of the GPS data processing and the IWV calculated from the collocated radio soundings for

the 40 days of the experiment. We found no bias and a standard deviation of about 2 kg/m². The maximum and respectively mean, distance between radio soundings and GPS is of 28 km and 10 km respectively. Compare to the previous studies (Niell et al., 2001a), the standard deviation is larger (usually about 1.5 kg/m²) but the bias is very small. The differences could be explained by the fact that first we estimate more gradients and secondly that the delay between the radio sounding release and the GPS estimation is about 30 minutes. The low cut off value (5°) can also contribute to a larger dispersion. For the reconstruction of the slant integrated water vapour we used the IWV which represent the mean water vapour above the GPS station, the total gradients which represent the linear heterogeneity of the atmosphere and the residuals which are the difference between the modelled atmosphere and the measurements. The Niell mapping function is used (Niell, 1996).

As the accuracy of the slant integrated water vapour is crucial for the tomography, we take care of removing the gradients in the hydrostatic part following Flores et al. (2000) and Elosegui et al. (1999). We also calculate for the IHOP period the residuals average map for each GPS station. We make the assumption that the noise in the residuals is mainly due to recurrent artefacts like multipaths and antenna phase centre variations and that the atmospheric signal in the residues has a null mean over long period (Shoji et al., 2004). The slant integrated water vapour is evaluated every 5 minutes between each satellite and each ground station by the following equation:

$$SIWV(\varepsilon,\alpha) = \mathrm{L}_w(90°)\,\mathrm{m}_w(\varepsilon) + \mathrm{L}_\mathrm{w}^\mathrm{ns}\mathrm{m}_\mathrm{az}(\varepsilon)\cos(\alpha) + \mathrm{L}_\mathrm{w}^\mathrm{ew}\mathrm{m}_\mathrm{az}(\varepsilon)\sin(\alpha) + R(\varepsilon,\alpha)\,,$$

with ε the elevation of the satellite above the horizon,
α the azimut of the satellite,
m_w the wet mapping function,
m_{az} the wet mapping function of the gradients,
$L_w(90°)$ the IWV (extracted from the GAMIT ZTD),
$\mathrm{L}_\mathrm{w}^\mathrm{ns}, \mathrm{L}_\mathrm{w}^\mathrm{ew}$ the North-South and East-West wet gradients (extracted from the GAMIT total gradients),
R(ε, α) the residues corrected by the stacking map and converted into water vapour.

The GPS tomography retrieves the 4D field of water vapour density from SIWV by least squares methods. The tomography is done with the software LOFTT_K developed in the Laboratoire Dynamique de la Lithosphere and the Service d'Aéronomie (Champollion et al., 2005). Some improvements have been done since. First, to follow the time variations of the water vapour a Kalman filtering has been implemented. Secondly, the software allows to assimilate the profiles of water vapour from various instruments. The potentiality has been used only with the radio soundings data to constrain the sparse GPS area but other data. The radio occultation, the LIDAR or radiometer profiles could be assimilated in the same way. The LIDAR of Lamont has not been assimilated as we keep it for the comparison with the tomographic profiles.

The Kalman filter is only used as an assimilation tool, the model for the temporal transition between two consecutive times is an identity matrix without any physical equations. The initiation of the filter is done by an interpolation of the radio soundings available at the closest released time. The initialisation of the model error is done following Gradinarsky (2002) with an exponential low and a characteristic high of 3 km. The correlation of the errors of the initial model is modelled by a

Gaussian correlation decreasing with the distance with a characteristic length of 25 km in horizontal and 500 m in vertical.

At each correction step all the available GPS and the radio sounding data are assimilated to correct the previous model. The error of the GPS data is a compilation of all the errors from the previous references about the GPS data processing projected from the zenith to the elevation angle of the slant with the Niell mapping function. The correlations of the GPS slant errors are assumed only on the zenith measurements (nor in the gradient nor in the residuals) depending of the time separation between the two slants and the distance between the two GPS sites. Following the rare studies about GPS data correlation (Jarlemark et al., 2001; Haase et al., 2003), we choose 200 km for the horizontal exponential correlation characteristic length and 60 minutes for the time. The radio soundings errors are assumed uncorrelated.

At each prediction step, the model error is increased to permit to the model to vary within time. The increased of the error model is dynamically controlled by the error between the predicted model and the measurements: the more the predicted model is away from measurements; the more the background error is dilated. The technique allows to adapt dynamically the filter to the slow or rapid variations of the real 3D field of water vapour.

For the dimension of the domain we choose 35°N to 37.5°N in latitude and 261°W to 264.5°W in longitude where the density of GPS stations is higher. The horizontal pixel size is 0.5° by 0.5° and the vertical pixel size is increasing from 750 m above the ground level to 1500 m at 8 km high. The grid follows the terrain topography to avoid the variations of the depth of the first level. The Kalman filter is updating every 15 minutes. As the GPS slant water vapour are evaluated every 5 minutes with about 8 satellites for each of the 25 GPS stations, about 600 integrated water vapour slants rays are assimilated every 15 minutes. One should notice that the result of the tomography is a 3D field of the density of water vapour in g/m^3.

5.3.3 GPS water vapour tomography validation

The GPS tomography without the assimilation of radio soundings has first been validated against the radio soundings and LIDAR data. The GPS tomography with radio soundings assimilation has been compared with the Raman LIDAR data of Lamont. The assimilation is needed in this case with the IHOP GPS network as the distribution of the GPS stations is heterogeneous and over a flat topography. The topography is indeed contributing to a good resolution in the low levels (Flores et al., 2000; Champollion et al., 2005).

5.3.3.1 “Pure” GPS tomography / radio soundings

For the validation, the radio soundings and the LIDAR profiles are converted in density of water vapour (g/m3) and averaged on the same vertical grid than the GPS tomography. 16 radio soundings from the 11 June at 5 hour 30 to the 13 June at 21 hour are compared to the GPS tomography (fig. 2) at the location of Lamont. The altitude domain is from the ground level to the top of the tomographic grid, 15000 m. The comparison between the LIDAR and the radio sounding shows a positive bias of 1.5 g/m3 and a dispersion of about 1 g/m3 which can be due to a calibration error during the IHOP experiment (Whiteman et al., 2003). The GPS tomography shows a negative bias (the tomographic field of water vapour is too dry) of about 1.5 g/m3 and a dispersion of about 2 g/m3 compare to the radio soundings values. Considering the difference of the volume measured by the tomography and by the radio soundings

and the high variability of water vapour especially in the lower troposphere, the quite large dispersion was expected. The negative bias of the tomography is mainly located in the first two kilometres of the atmosphere whereas above the error is randomly distributed. First the topography of the South Great Plains and the loose density of the GPS network do not allow a good resolution in the first layers. But also the bias surely highlights the mismatch of the Niell mapping function used to reconstruct the slant integrated water vapour. At low elevation trough a very humid planetary boundary layer, the mapping function based on climatic means should underestimate the values of the slant integrated water vapour. The use of direct mapping function based on observations (Rocken et al., 2001) or on numerical modelling (Niell et al., 2001b; Boehm et al., 2004) could probably mitigate the bias and must be investigated. The bias could also be reduced by the assimilation of other water vapour data like radio soundings or LIDAR. The Kalman filter is well adapted for the assimilation therefore we have assimilated all the radio soundings of the IHOP field experiment.

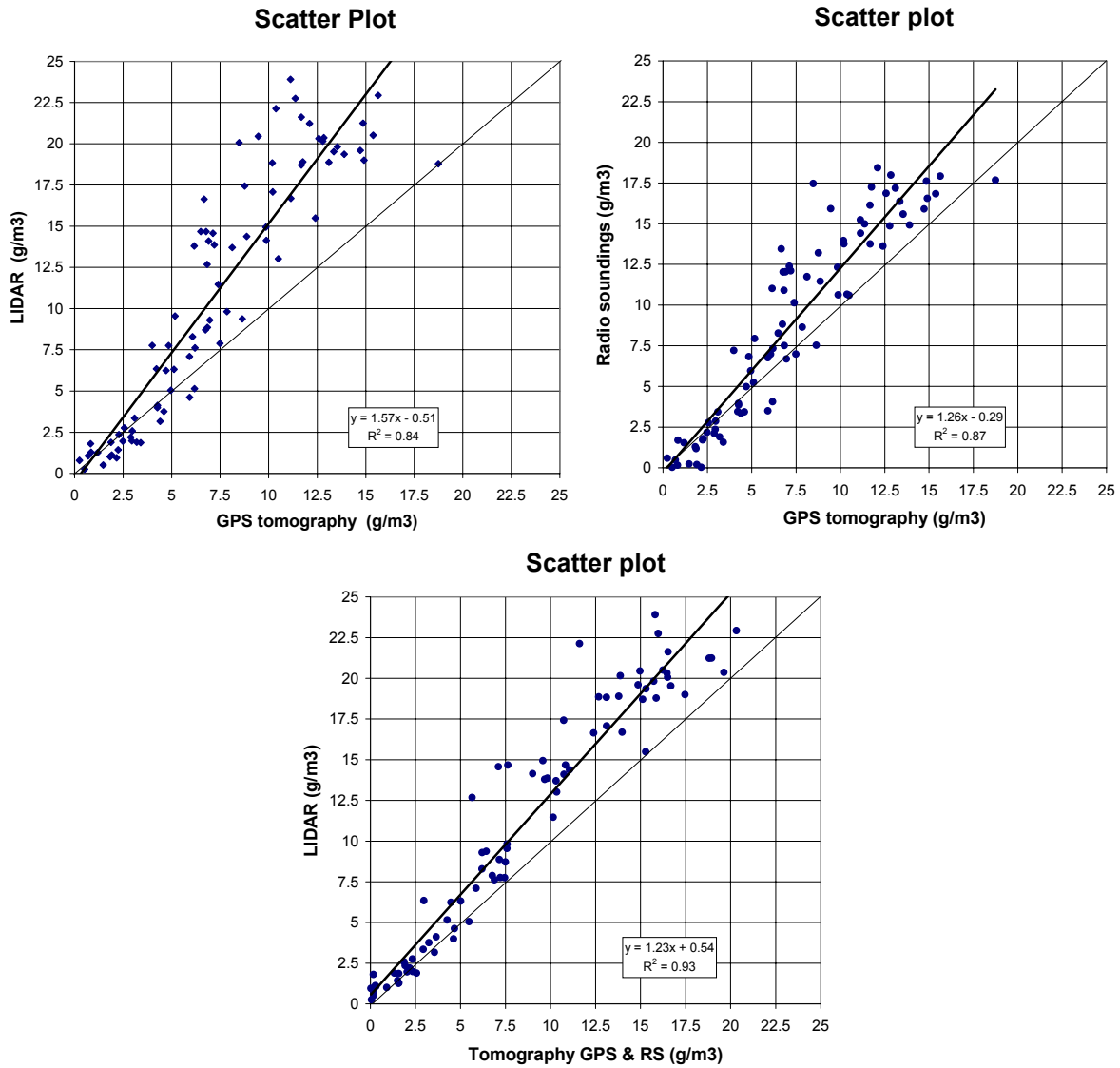


Fig. 2: (a) Scatter plot of the density of water vapour measured by LIDAR and "pure" GPS tomography;. (b) Scatter plot of the density of water vapour measured by radio soundings and "pure" GPS tomography; (c) Scatter plot of the density of water vapour measured by radio soundings and GPS tomography with radio soundings assimilated. The frame in the bottom of each figure indicates

the equation of the regression line and the correlation coefficient R². The period of measurements is from the 11 June to the 13 June 2002 above Lamont and the altitude id between 0 and 12000 AGL.

5.3.3.2 GPS tomography with radio soundings assimilated

The radio soundings data set is composed of a set of five drop sondes and 60 complete radio soundings. 16 of then are located in Lamont close to the LIDAR and the centre of the GPS network. The error is the sum of the measurement errors and a factor of 10 % corresponding to the expected variations of the water vapour field within the tomographic cell. A radio sounding influences a cell with a Gaussian law function of the distance between the centre of the cell and the position of the radio sounding and of difference of time between the radio sounding and its assimilation. The characteristic length is 50 km and the time shift is converted to a distance assuming a horizontal mean wind of 20 km/h. As a result of the assimilation, the bias and the dispersion between the GPS tomography and the radio soundings above Lamont is well reduced to respectively about 0.5 g/m3 and less than 1 g/m3 (fig. 2). Compare to the LIDAR data, the bias and the dispersion reached 2 g/m3 and 1.5 g/m3 respectively or about 50 % of the previous comparison with the “pure” GPS tomography. The assimilation scheme seems working well with enough liberty for the GPS data to influence the radio sounding data without discontinuity. The tomography fit well the data in place and time of the radio soundings launch. The comparison between an interpolated field of water vapour based only on the radio soundings and the GPS tomography with the radio soundings assimilated with the LIDAR data shows almost the same statistics. The lightly better dispersion for the radio soundings interpolated of 1 g/m3 against 1.3 g/m3 for the tomography is mainly caused by the size of the tomographic cell.

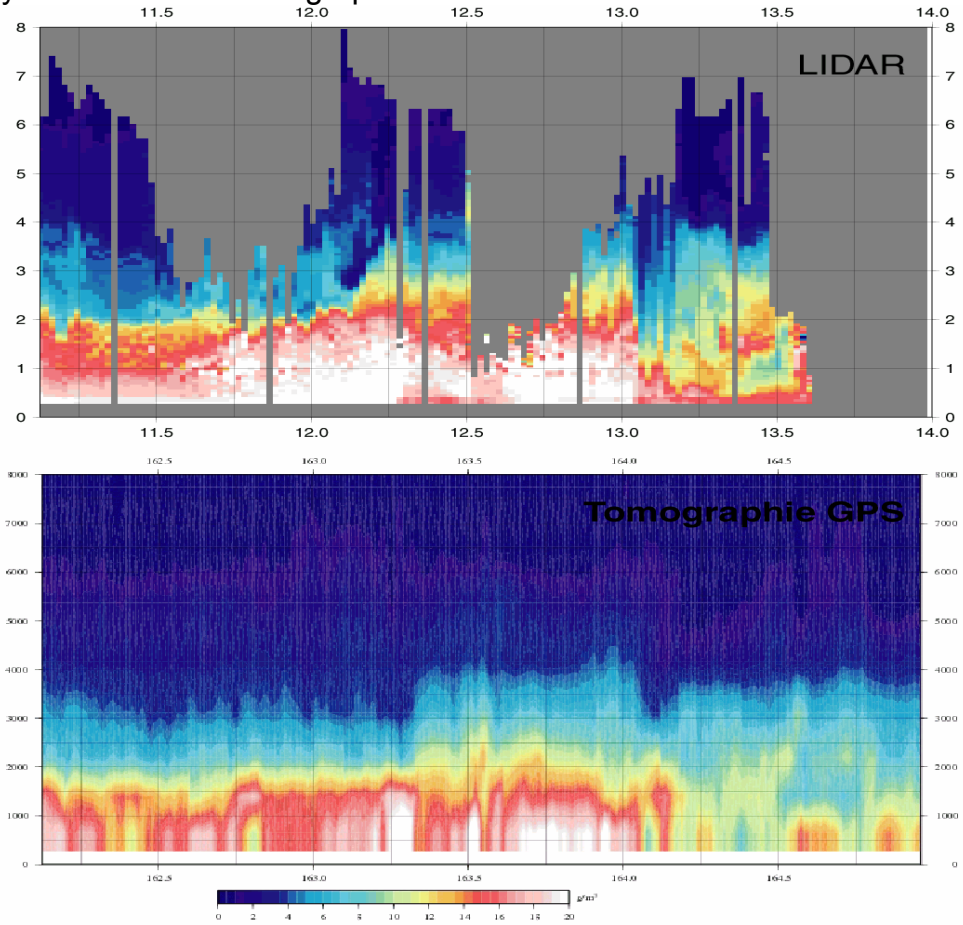


Figure 3: Temporal variations of the water vapour density (g/m3) profiles measured by LIDAR (upper) and by GPS tomography with radio soundings assimilated (lower) above Lamont between the 11 and the 13 June 2002.

The comparison of the density water vapour profiles from LIDAR and GPS / RS tomography interpolated above Lamont is shown on the figure 3. The main evolutions of the water vapour field are captured by both techniques. The increase of the depth of the humid layer and of humidity in the first levels on the 12 June before 21 UT is obvious, as the sudden decrease at 2 hours UT the 13 June. The main differences are first the sharp vertical gradient of water vapour on the LIDAR image and not in the tomographic one's. The vertical resolution of the tomography does not allow retrieving such a detail. Secondly, the value of the density of water vapour is smaller in the tomography than in the LIDAR as explained above. Detailed look at the LIDAR and tomography temporal variations shows time shifts corresponding to the size of the cell. At last, water vapour inversions in the first kilometre of the troposphere are seen in the tomography and not in the LIDAR. Some of these inversions are associated with outflow. The discussions about the variations of the water vapour come next in the chapter 4. The inversion in the middle (respectively to UT) of the 11 June is more probably a GPS error. Two GPS satellites just come at the same time over the horizon hence their slant integrated water vapour is miscalculated because of the error of mapping function and the low signal to noise ratio. The automatic detection of such up rising satellites should be investigated in order to product operational tomography.

All the comparisons indicate that the meso scale GPS tomography is feasible and allows to follow the 4D mesoscale variations of humidity. When the distribution of the GPS stations is not homogeneous or the topography flat like in the IHOP field experiment, the assimilation of external data can reduce biases and dispersion. Improvement of the mapping function and test of the newest ones should be done to evaluate the impact on the tomographic results. The GPS tomographic results will be investigated during a convection initiation case in the next chapter. Highlights will be done on the synergy between "classical" meteorological measurements and GPS data.

As the density of water vapour is difficult to interpret physically when dealing about the saturation / precipitation processes, the relative humidity has been calculated. The temperature has been interpolated from the closest radio soundings in time and space. In spite of the interpolation's errors of the radio soundings and the size of the tomographic pixel, the relative humidity varies between 0 and 100% (but one time around 6 UT the 12 June: 109%) which gives an insight of the accuracy of the GPS tomography (fig. 9). The high relative humidity is well correlated with the cloud mask from the LIDAR measurement up to the top of the troposphere.

In the next chapters "GPS tomography" will be used for "GPS tomography with radio soundings assimilated".

5.3.4. Evolution of the water vapour content and the divergence along a boundary during a meso scale convection event.

The study focuses on a convergent boundary where the convection initiates at the end of the daylight (fig. 4 and fig. 5). The maxima of humid convergence are well correlated with the location and the time of the initiation (fig. 6). The tomography is used to follow the 4D variations of the water vapour in the vicinity of the boundary (fig. 7, fig. 8 and fig. 9). The GPS tomography is one of the rare methods able to retrieve a 3D field of water vapour and could then be used in synergy with high

resolution profiling systems (MWR, LIDAR, radio soundings) to have a precise description of the water vapour field all weather capable. One could note that at the opposite, both the radio soundings (fig. 9) and the LIDAR (fig. 3) have data gap near the convection initiation.

5.3.4.1 Synoptic setup for 12 June convection initiation

Note that all following times in UT are the local solar time plus 5 hours. The meteorological synoptic setup is almost stationary from the 11 June at 4 UT to the 13 June at 3 UT. From the 11 to the 13 June, the three days are characterized by several convective systems arriving from the Colorado or Kansas and going to the South-East trough Oklahoma. During the three days, the ETA analyses show in the middle and upper troposphere a westerly wind regime with a speed of about 40 m/s at 300 hPa. A col at 850 hPa is located at 00 UT the 11 June in the north of the Kansas. The 12 June the col moves south in the north-west Oklahoma and south-west Kansas associated on its southeast part, in the centre of Oklahoma, with a southerly warm and humid low level flow coming from the Gulf of Mexico. During the movement towards the south the 12 June, the col flattens itself. The southerly low level loose intensity and heat and the winds and the temperature decrease from 25 m/s and 22°C the 11 June at 12 UT to about 5 m/s and 18°C the 13 June at 12 UT.

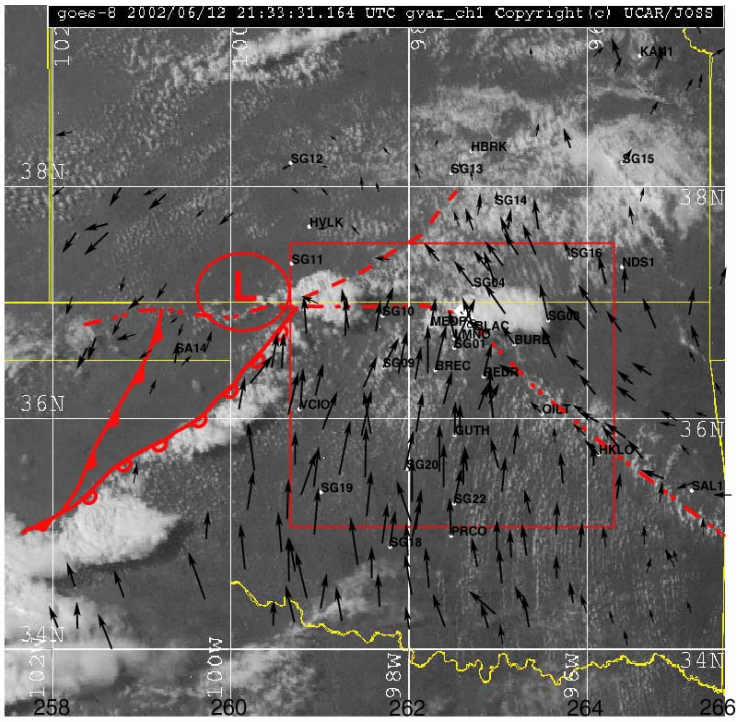


Figure 4: Main meteorological boundaries represented on the GOES 8 visible image at 21:30 UT and surface winds from the Mesonet network. The convection initiates around 21:15 UT east of the dry line and at the angle of the outflow. The bold dashed-dot line indicates the outflow; the bold line with filled barbs the cold front; the bold line with unfilled scallop the dry line and the dotted line an unknown boundary. The square indicates the grid of the tomography.

From the 11 June at 00 UT to the 12 June at 12 UT a surface trough is extended across the panhandle along a Southwest-Northeast direction according to the ETA surface analyses. The trough becomes a low when it moves south-westward during the end of the 12 and the 13 June. The maximum surface wind speed at 21 UT the 12 June reaches 15 m/s in the centre of Oklahoma with a temperature of

33°C and a dew point greater than 21°C (fig. 5). After 16 UT the 13 June, the southern low level flow reaches no more the Oklahoma.

The 11 June is null convective initiation case over the IHOP domain despite a South-west North-east boundary over the Panhandle seen on the GOES-8 satellite visible images or on the surface analyses. The 12 June, three major boundaries are seen on the surface analyses. An outflow boundary is located along the East-West Oklahoma-Kansas Border and extends in the East of the Oklahoma above the Arkansas River following a North-West South-East axis (fig. 4). The origin and the dynamic of the outflow will be detailed in the next part. The air south of the outflow is moist and warm when north of the outflow the air is cooler but comparatively moist. Strong convergence occurs along the outflow in the afternoon of the 12 June (fig. 5 & 6). A dry line oriented South-West North-East is coming from the Kansas and enters in the Oklahoma at 16 UT the 12 June. The warmest and driest air is found west of the dry line. West of the dry line a cold front is present within the area of the surface trough.

The RUC analyses (Wilson and Roberts, 2005) indicate that the CAPE reaches more than 4000 J/kg in the centre and in the north of the Oklahoma at 18 UT the 12 June. The high CAPE extends over the almost surface of the Oklahoma at 21 UT with no significant CIN. The integrated water vapour (IWV) from the GPS data show a continuous nearly linear increase from the 11 June to about the 13 June at 00 UT around Lamont (fig. 5) from 35 to 55 kg/m². IWV picks in Lamont, and moreover in the Kansas where the IWV are smaller (not shown), are correlated with the passage of a convective system shown by the radar images (fig. 5). The IWV picks are also at the same time than the picks of convergence (fig. 7). The high amount of IWV indicates that the vertical advection during the convection transports a large quantity of water vapour all over the troposphere which is closed to the saturation. The figure 9 represents the temporal evolution of the relative humidity vertical profile in a square of 50*50 km² north to Lamont. The figure 9 shows that the air is saturated of more than 50% up to 7 km of altitude when the squall lines pass above Lamont (the bold arrows on the figure 9). The temporal variations of the vertical distribution of relative humidity show a lot of difference during the three days. The 11 June no significant variations in the humid layer are seen but the diurnal cycle of temperature near the surface. The 12 June the humid layer is deepening, with a high relative humidity (more than 75 % up to 3 km AGL from 6 UT). During the same time, the relative humidity reaches 50 % up to 7 km AGL. During the 13 June, strong inversions of relative humidity are present even during the night as the humid layer is perturbed by the outflows from the squall lines and from the numerous convective cells in the Oklahoma which will be described later on. The surface diurnal cycle of the temperature and of the wind is well marked the 11 June and delayed or shorten the 12 and the 13 June by the clouds from the convective activity around Lamont (fig. 5). The North-westerly winds in Lamont the 12 June around 6, 12 and 21 UT and the 13 June at 03 UT the proximity of the convective systems are simultaneous. The surface North-westerly winds result from the outflow and cause the divergent boundaries studied in the following chapters (fig. 6 & 7).

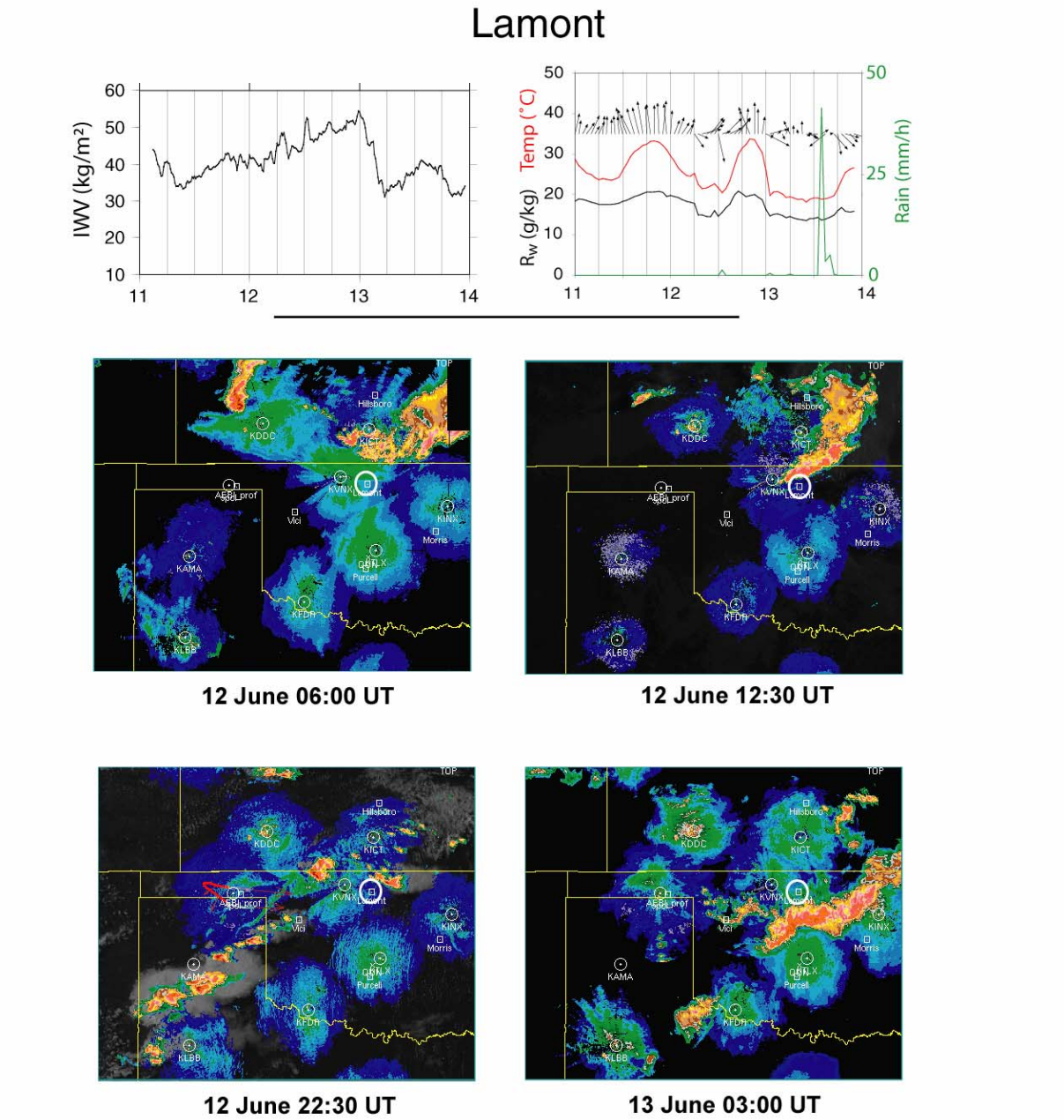


Figure 5: Variations of the IWV (upper left) and of the surface parameters (upper right) - the horizontal winds, the temperature, the mixing ratio of water vapour and the rain - near Lamont. The 2 radar images at 06 UT and 12:30 UT the 12 June show the convective systems creating the outflow boundary near the Kansas Oklahoma border (in yellow). The radar image at 22:30 the 12 June shows the first stage of the convection. The radar image at 03:00 the 13 June shows the squall line formed by the merging of the two cells near the Kansas Oklahoma border.

The convection initiates almost at the same time (21:30 UT) along the dry line, at the intersection between the dry line and the outflow and at the angle on the East of the outflow (fig. 4). It is the initiation and the development of the Easterly convection in relation with the convergence and the water vapour increase that is the subject of interest of this paper.

5.3.4.2 Dynamic of the convergent boundaries before the CI

The surface parameters from the Mesonet - hourly wind, temperature and water vapour - have been interpolated using the Barnes analysis (1964) on a grid 10 * 10 km. The humid surface winds divergence has been calculated hourly on the same grid using the surface parameters. The humid divergence is the wind divergence multiplied by the density of water vapour. Associated with clear sky radar refractivity and visible satellite imagery from GOES 8, the humid divergence allows to follow in details the dynamic of the convergent boundaries.

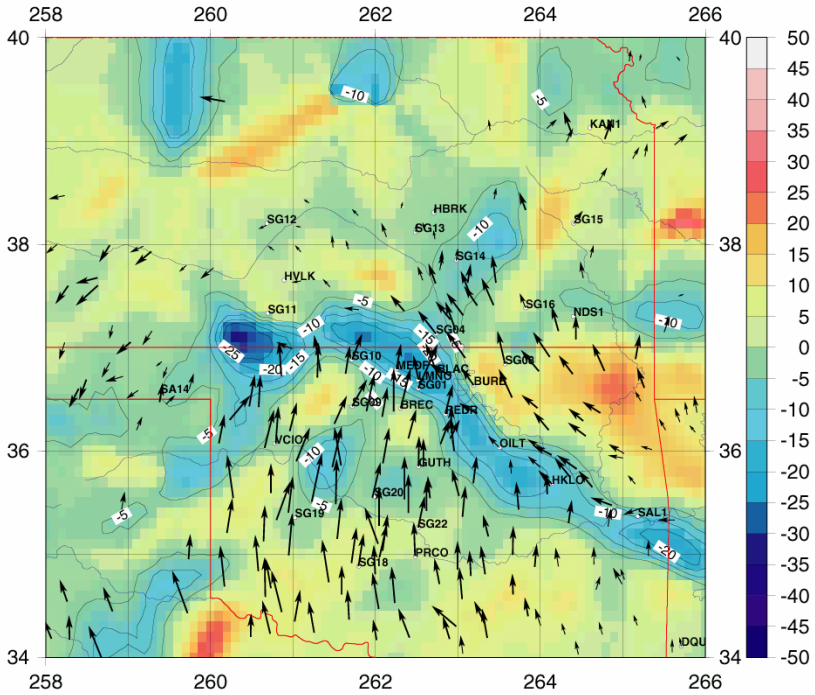


Figure 6: Humid divergence (convergence is negative) with the horizontal surface winds. The red lines show the state border and the black points the GPS stations at 21 UT. Values of the humid divergence are scaled by a factor 10^5.

Focussing on the East-West convergent boundary along the Oklahoma-Kansas border during the 12 June (fig. 6), detailed observations show that the boundary is an outflow originating from the Kansas associated with a squall line. The outflow and the squall line move East-West moving North South. The outflow reaches 37°N at 6 UT and then south of 36°N at 8 UT, shifting slowly to the East (fig. 5 & 6). The humid convergence is strong along the outflow through all the Oklahoma because of the Southern low level flow. The convergence decrease as the squall line is moving towards the East and loosing intensity. The boundary becomes invisible on the radar data or on the satellite images. At 13 UT the June, another squall line arrives from the Kansas following the same North South track than in the morning (fig. 5). The outflow involves a convergent line oriented East-West at 37°N along the Kansas Oklahoma border and oriented North-West South-East on the East part. The humid convergence is stronger along the East-West part of the outflow due to the South-North orientation of the low level flow.

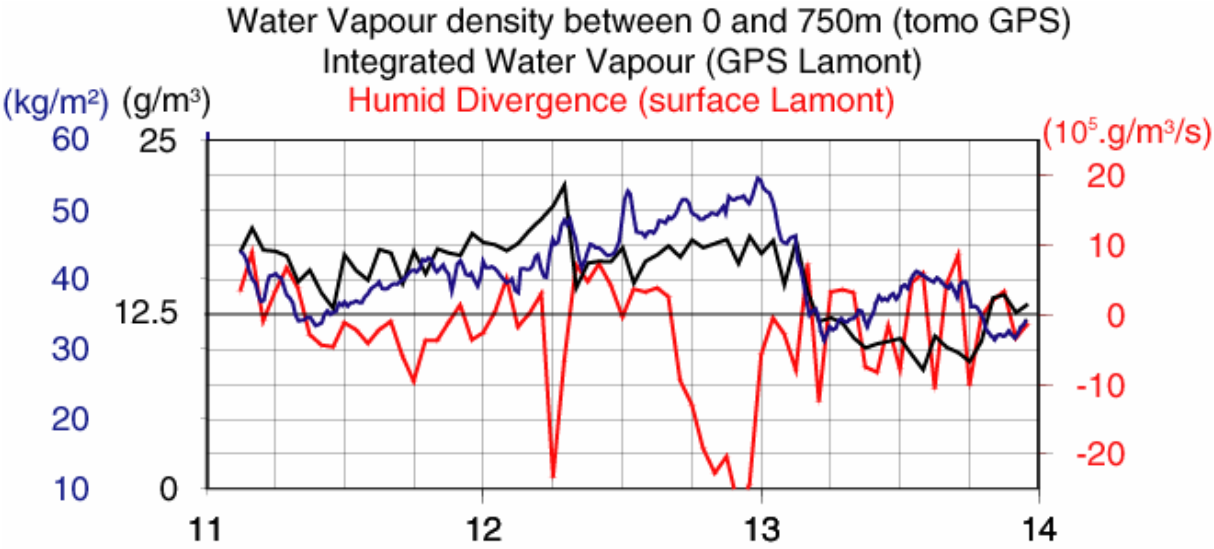


Figure 7: Variation of the density of water vapour between the ground and 750 m AGL from GPS tomography with radio soundings in black, IWV in blue and humid divergence (convergence is negative) in red above Lamont from the 11 to 13 June 2002.

The IWV maps (not shown) indicate a high content of water vapour in the Oklahoma near the Kansas border between 13 and 21 UT due to the southern moist and warm flow south of the outflow and to the moist and cool air north and east of the outflow. The spatial distribution of the water vapour in first level of the tomography (0 AGL to 750 m) does not indicate a clear correlation with the IWV maps. Even if a high content of water vapour is seen in first level of the tomography, more than 15 g/m3, the 12 June between 18 and 22 UT, the integrated and the first level of water vapour show a different pattern. The same differences can be found when looking on the spatial variations of the IWV and of the first level moisture. The spatial (variation along the outflow) and temporal (north - south displacements) variations of the convergent intensity explain some of them. The figure 6 indicates that the temporal variations of the convergence can promote either the increase of the IWV and of the humidity in the first layer (the 12 June at 6 UT), either the increase of the IWV and the decrease (or the stationary) of the moisture in the first layer (the 13 June after 6 UT). The spatial distribution of the water vapour in the first level or integrated at one location is the result of the convergence (in this case) history which is spatially heterogonous. In fact, there's no reason to have a good correlation between the IWV at one particularly level and the IWV.

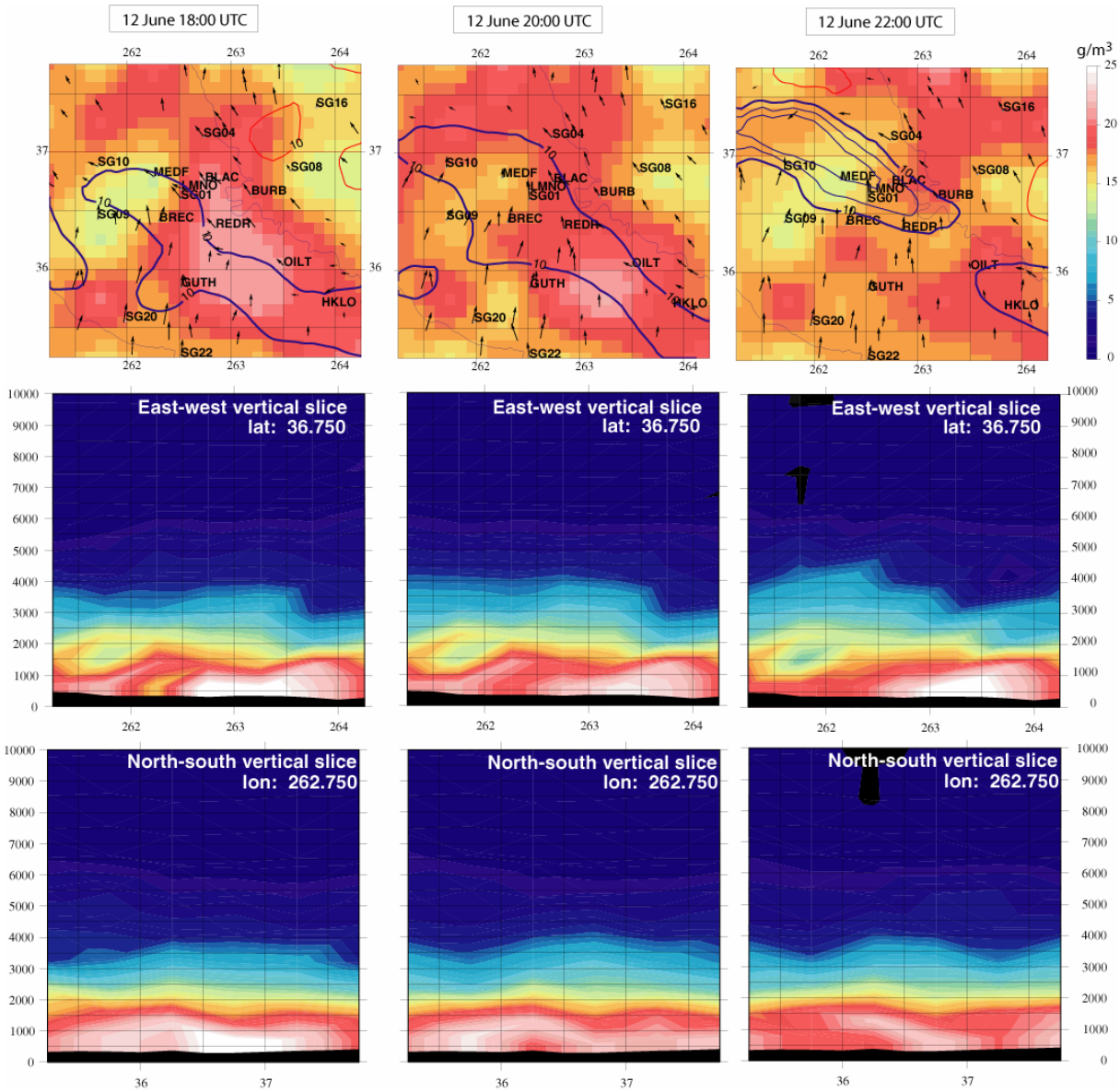


Figure 8: Upper panel; water vapour density (g/m3) between the ground level and 750 m AGL from the first level of the GPS tomography with radio soundings assimilated at 18, 20 and 22 UT the 12 June 2002. Contours in blue (in red) show the humid convergence (the divergence). Middle panel: vertical East-West slices south to the outflow at same time. Lower panel: vertical North-South slices perpendicular to the outflow crossing Lamont at same time.

Just before the initiation, the convergence intensifies in the local afternoon (around 20 UT) due to a stronger, warmer and more humid low level flow (fig. 6 and fig. 7).

5.3.4.3 Evolution of the water vapour content along convergent boundaries during a severe convection case

The convection initiates almost at the same time (21:00 UT) along the dry line, at the intersection between the dry line and the outflow and at the angle on the East of the outflow (fig. 4). The simultaneous initiation is probably triggered by gravity waves visible on the radar refractivity image in clear sky.

CAPE is high over the whole Oklahoma (about 5000 J/kg) but no maximum could help find the place of the initiation. CIN is not significant around the outflow. The presence of CAPE and no CIN indicate favourable conditions for the convection

initiation (CI) but without more information about the time and the area of the CI. The two local maxima of humid convergence are located just where the convection initiates at 21 UT the June (fig. 6). The 2D moisture field from the IWV is very high around Lamont but without any maximum or gradients near the CI places. The high water vapour content in the first level (fig. 8) is located just around to the convergent contours at 18 and 20 UT before the convection. Along a south-north vertical slices above Lamont across the outflow, the top of the humid layer above the CBL is modulated by the convergent line: at about 4 km between 36°N and 37.5°N and about 3 km north and south this area at 18 and 20 UT the 12 June (fig. 8).The vertical profile of relative humidity at the East CI place shows an inversion in the humid layer due the strong increase of temperature near the ground during of afternoon. The humid layer reaches 3 km AGL (fig. 9) with a very high relative humidity (75 %) as above (50 %). In fact, the humid convergence seems to give a clear clue for the CI in this case as previous studies have already shown (Purdom, 1976).

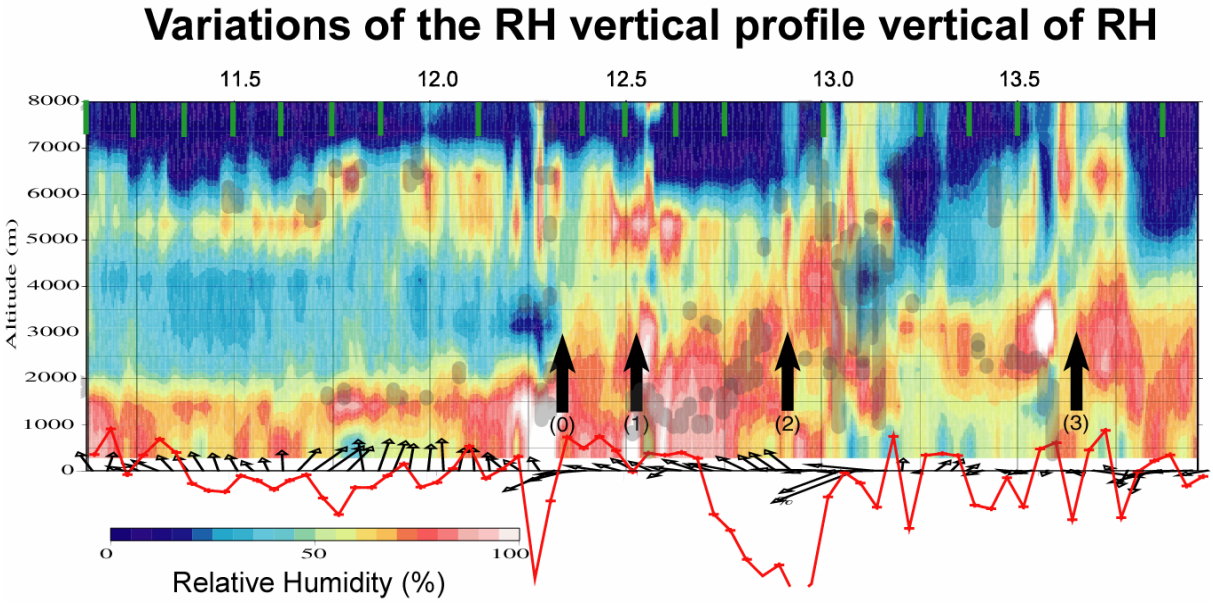


Figure 9: Temporal variations of the vertical profile of relative humidity above Lamont from the 11 to the13 June 2002 calculated from the GPS tomography and the radio soundings. The red line shows the divergence (zero divergence is the ground level of the vertical profiles). The thin arrows are the horizontal surface wind (north is up). The arrow with the number 0 marks the passage of a convective system north to Lamont. The arrows with the number 1 and 3 mark the passage of a convective system above Lamont. The arrows number 2 marks the initiation of the convection case studied. The grey circles indicate the clouds mask from the LIDAR data. The green ticks indicate the time of radio soundings launch.

The 13 June, the two convective cells along the outflow from the last day merge and form a squall line which crosses the Oklahoma in the morning. The boundaries like the dry line or the outflow are no more visible on the convergence field. The squall line creates a large divergence area due the radial velocity of the outflow winds. A strong area of wind speed convergence surrounds the long area of speed divergence. The displacement of the squall line is clearly visible on the convergence field. After the convection, the IWV above Lamont follows a steep decrease from more than 50 kg/m² the 13 June at 00 UT to 30 g/m² at 06 UT. The water vapour in the humid layer (fig. 9) is also decreasing during the same time, maybe steeper than the IWV, from 75 % to about 30 %. The density of water vapour

decreases from 20 g/m3 to less than 10 g/m3. In fact, the drying is a synergy between the high precipitations in the area of Lamont around 0 UT the 13 June and the cold and dry air from the downdraft in the edge of the convection.

In the next chapter, the relations between the convergence along the meteorological boundaries, the convection and the humidity from the tomographic results will be investigated.

5.3.5. Discussion: implication of the humid convergence and the variations of water vapour for the convection initiation

Both water vapour and convergence are necessary parameters in the initiation of the convection. The water vapour modifies the stability of the atmosphere and the convergence can help to lift a humid parcel of air up to the level of free convection. The aim of the study is to identify the role of the convergence along a boundary into the distribution of water vapour. Moisture "loading" before severe convection associated with a humid low level flow has already been documented in the south of France (Champollion et al., 2004). GPS IWV of Lamont shows this two days the same continuous increase that we have called "moisture loading".

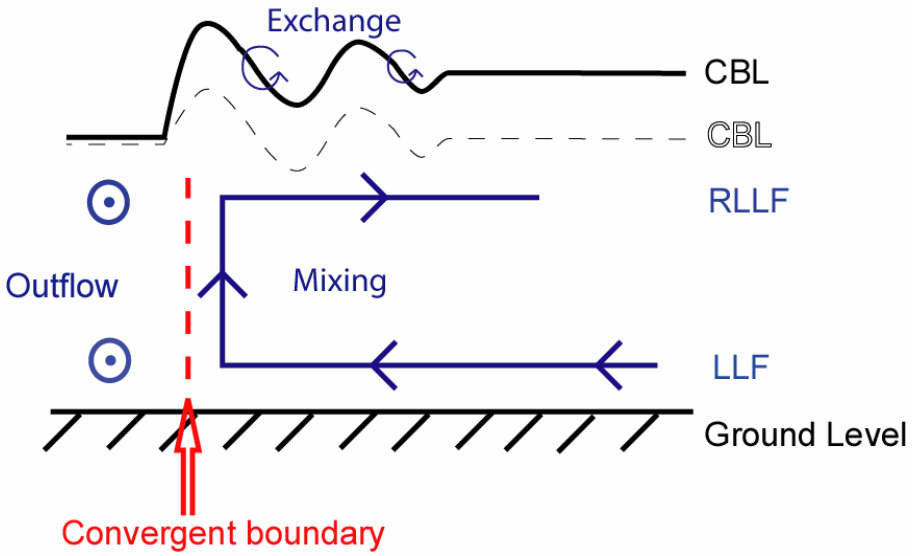


Figure 10: Schematic (not to scale) and idealized view of the convergence along the outflow and the increase of both water vapour density in the CBL and depth of the CBL. The dotted line shows the old CBL before the convergence. CBL: Convective Boundary Layer, LLF: Low Level Flow, RLLF: Return Low Level Flow. The winds induced by the outflow are blowing forward.

The first picks of the high humid convergence the 12 June at 6 UT is well correlated with a sharp increase and a high content of water vapour in the first level. During the second pick of humid convergence between 15 and 23 UT the 12 June, the moisture in the convective boundary layer is still high but the increase small and smooth. When looking at the IWV variations between 15 and 23 UT the 12 June, a regular increase is clearly seen. Then the increase of water vapour must occur in the upper levels. The increase of water vapour with the humid convergence is in accordance with the general scheme of the convergence (Done et al., 2005; Crook et Klemp, 2000) which first increase the water vapour in the convective boundary layer (CBL in the following) by mixing (fig. 10). When the water vapour in the convective boundary layer becomes almost homogenous, the mixing is no more visible on the tomography. The amplitude of the humid convergence can not be easily correlated in a statistical way because of this threshold. Indeed on the LIDAR or on the

tomography profiles of the figure 9, very high values of water vapour are measured up to 2 km AGL.

The convergence also increases the humidity in the lower troposphere by thickening the convective boundary layer and probably by allowing exchanges between the CBL and the free troposphere (fig. 10). The deepening of the CBL reaches 3 km AGL at 6 UT the 12 June (fig. 9). The air aloft the CBL becomes more humid at the same time which confirms the mixing between the CBL and the free troposphere. The mixing due to the convergence can not reaches altitudes like 7 km AGL (Markowski and Hannon, 2004) where a relative humidity of about 50 is found the 12 June between 6 and 22 UT. The upper humidity could be a heritage of the squall line or more surely from the subsiding moist level at 5 km AGL. The deepening can be tracked on the LIDAR (fig. 5), the GPS tomography (fig. 9) and the radio soundings (not shown). The deepening is also triggered by the solar radiation and the both mechanisms are acting together in this case. The major role of the convergence is nevertheless evident as the depth of the CBL is smaller during the preceding day.

When the convergence is not associated with the low level flow, the convergence induced by an outflow does not necessary increase the water vapour content in the CBL. The outflow (cold and relatively dry) pushes aloft the low level air and creates an inversion of humidity like at 2 or at 9 UT the 13 June (fig. 3 and fig. 9). The lifting can be enough strong to initiate other convective cells. The dynamic of the outflow is critical for understanding the regeneration and the life cycle of the convection (Wilson and Roberts, 2005) and could be analysed by other tomographic studies. At the opposite, the humid divergence involves “in general” a decrease of water vapour in the first layer.

If the temporal humid convergence is clearly linked with an increase of the humidity, the relation between the spatial distribution of water vapour in the first levels and the convergence is more complex. The soil moisture, the rain evaporation, the topography - and surely more - are of great importance to calculate the water vapour budget. The continuous displacement and the intensity variations of the outflow boundary during the 12 June should been taken into account as shown before. The maximum of water vapour density is not exactly placed under the convergent areas. Nevertheless the high amount of water vapour is distributed near the convergence area (fig 8). One hour and half (22 UT on the figure 8) after the initiation of the convection, the water vapour is more randomly distributed. The lifting has mixed, precipitated and redistributed the initial high content of water vapour.

The classical calculation of CAPE and CIN does not permit to find the location of the Convection Initiation. A denser radio sounding or profiling system could enhance the details of the CAPE and CIN and better correlate the thermodynamic parameters with the initiation (Werckwert et al., 1992). But such a densification of the radio soundings network is not under consideration in an operational way even with objective targeting. One should note that the maximum of CAPE found by Wilson and Roberts (2005) is almost at the same place as the maximum of humidity in the first level of the tomography. The tomography could be used in the CAPE / CIN calculation to update the humidity interpolated from the sparse radio soundings. Nevertheless the meso scale GPS tomography will probably never have enough fine horizontal resolution to resolve (if possible) the location and the time of the convection initiation. But some information from the GPS tomography could help refining the analyses.

Considering the time of the convection, the initiation happens at the end of the daylight which is frequent in the IHOP area in summer (Wilson and Roberts, 2005). The high temperatures during the daylight allow keeping the air of the CBL away from the saturation from 18 to 21 UT the 12 June (fig. 9). The CBL is therefore able to hold more density of water vapour and the floatability of the CBL air parcels increase. The diurnal solar cycle decreases the level of free convection and could trigger the initiation of the convection until the cooling. By permitting the “loading” of a high content of water vapour, the diurnal cycle could promote intense convection at the beginning of the nighttime.

Focussing on the location of the convection, the humid convergence seems the relevant parameters to use in this case. The maximum of humid convergence indicate the location of the convection. The maximum of water vapour both from IWV or tomography is not located at the initiation place but southern. The study highlights the complex relation between the water vapour variability and the convection already seen on the IWV. The relation between the humid convergence and the water vapour distribution in the lower troposphere highlights the importance of the comprehension, measure or models of the wind dynamic. The humid convergence could be one process to erode a capping inversion and then to reduce the CIN. Moreover the very high content of water vapour in the CBL and aloft should be investigated in terms of intensity, duration and dynamic of the convective systems.

The ability of the numerical models to exactly predict the location of the initiation in this case depends of first the correct model of the outflow which is a difficult challenge and secondly of the humid flow and the right variation of its characteristics. The water vapour tomography completes the water vapour variations measured by the surface network. One half of the events reported as elevated during the IHOP field experiment were not correlated with any surface convergence feature and then impossible to catch with surface measurements (Banacos and Schultz, 2005). The GPS tomography could be in these cases particularly useful for both forecaster and assimilation by imaging water vapour increase in the middle of the atmosphere and should be confirmed with the IHOP data. More generally, the GPS tomography or the IWV permit to complete the lack of water vapour measurements.

5.3.6. Conclusions

The meso scale GPS tomography (50 * 50 km) has been done and validated for the first time on real data. The sparse GPS network and flat topography prevent to reach a level of accuracy comparable to the radio soundings and the LIDAR or to previous tomography with denser network. Improvements will come from the used of more refined mapping function and the operational setup of the GALLILEO system in 2008. The assimilation of independent data in the Kalman filter of the GPS tomography has been developed to overcome the actual limitations of the GPS system. The current accuracy of the GPS tomography plus radio soundings (about 4 every 3 hours over 400 * 300 km) compare to the LIDAR reaches 2 g/m3 of bias and less than 1.5 of dispersion. The bias is partly due to the mapping function based of climatic mean and partly to the bias between the LIDAR and the radio soundings. Statistic on a larger and lengthier data set must be done and is under progress on the OHMCV field experiment. The GPS tomography will be also validated with the help of realistic synthetic data from high resolution numerical models.

The humid convergence has been a very precise parameter for location and the time of the convection initiation in this case. The convergence along an outflow boundary modifies the distribution of water vapour by mixing the entire CBL. The

water vapour density can reach very high values and then creating the favourable conditions for the development of intense convection. But the convergence also permits exchange and increase of water vapour above the CBL. The convergence, which can be forced by the relief, seems to be an active process in the “loading” of the atmosphere of water vapour seen in the IWV enhance by the diurnal cycle of temperature. The diurnal solar cycle by increasing the maximum content possible of water vapour in the CBL seems to play a major role in the time and of the intensity of the convection. The study should be extended on a longer period and other areas (OHMCV, COPS) to confirm the preliminary results.

The meso scale GPS tomography has a high potential for both research and operational use as part of the European, Japanese and American permanent network almost reach the density. The GPS tomography could be used in real time in combination with radar or surface parameters to enhance the measure of features like flow convergence. The tomography seems particularly adapted to the prediction of elevated initiation cases. Cases studies on IHOP field experiment should be done to evaluate the possible contribution of the GPS tomography. The assimilation of GPS tomography could be done as a proxy for the future assimilation of slant delay much more complex but promising. From a research point, the tomography of GPS permanent network allows climatic or long term study of the water vapour diurnal cycle in relation with the initiation diurnal cycle.

5.3.7 Acknowledgements:

This work was partially supported by the PATOM of the CNRS. We thank Joel Van-Baelen (Laboratoire de Météorologie Physique, CNRS – Université B. Pascal, Clermont-Ferrand, France), Phillipe Collard and Erik Doerflinger (both Laboratoire Dynamique de la lithosphère, CNRS – Université Montpellier II, Montpellier, France) for the installation and the maintenance of the « French » GPS stations during the field experiment. We thank the INSU for the loan of the “French” GPS station. We thank J. Braun for the raw GPS data of the station SA14. I thank the CNRS, the Service d’Aéronomie and the Laboratoire Dynamique de la Lithosphère having allowed my stay.

5.3.8 References:

Altamimi, Z., P. Sillard, and C. Boucher, ITRF2000: A new release of the International Terrestrial Reference Frame for earth science applications, J. Geophys. Res., 107, B10, 2002.

Banacos P. and Schultz D., the Use of Moisture Flux Convergence in Forecasting Convective Initiation: Historical and Operational Perspectives, Weather and Forecasting, Forecaster Forum, 351-366, 2005.

Barnes S., A Technique for Maximizing Details in Numerical Weather Map Analysis, Journal of Applied Meteorology, 3, 396-409, 1964

Bastin S., C. Champollion, O. Bock, P. Drobinski and F. Masson, On the use of GPS tomography to investigate water vapour variability during a Mistral / sea breeze event in southern France, Geophys. Res. Let., 32, 2005a.

Bastin S., C. Champollion, O. Bock, P. Drobinski, and F. Masson, Diurnal cycle of water vapour as documented by a dense GPS network in a coastal area during ESCOMPTE-IOP2, Journal of Applied Meteorology, submitted, 2005b

Bevis, M., S. Businger, T. Herring, C. Rocken, R.A. Anthes, and R.H. Ware, GPS meteorology: remote sensing of the atmospheric water vapor using the Global Positioning System. J. Geophys. Res., 97, 15787-15801, 1992.

Boehm J. and H. Schuh, Vienna Mapping Functions in VLBI analyses, Geophys. Res. Lett., 31, L01603, doi:10.1029/2003GL018984, 2004

Brenot H., V. Ducrocq, C. Champollion and A. Walpersdorf, Zenith delays sensitivity evaluated from electromagnetic GPS signal's propagation in a high resolution N.W.P. during the 8-9 September 2002 event, J. Geophys. Res., accepted under reserves**,** 2005.

Champollion C., F. Masson, J. Van-Baelen, A. Walpersdorf, J. Chéry and E. Doerflinger, GPS monitoring of the troposheric water vapor distribution and variation during 9 Septetmber 2002 torrential precipitation episosde in the Cévennes (southern France), J. Geophys. Res, 109, D24102, doi: 10.1029/2004JD004897, 2004

Champollion, C., F. Masson, M.N. Bouin, A. Walpersdorf, E. Doerflinger, O. Bock, and J. Van Baelen, GPS Water vapour tomography: Preliminary results from the ESCOMPTE field experiment. Atmos. Res., 74, 253274, 2005.

Chen G. and T. A. Herring, Effects of atmospheric azimuthal asymmetry on the analysis of space geodetic data, J. Geophys. Res., 102, B9, 20489-20502**,** 1997.

Crook A. and J. Klemp, Lifting by Convergence Lines, J. Atmos. Sci., 57, 873-890, 2000.

Davis, J. L., T. H. Herring, I. I. Shapiro, A. E. E. Rogers, and G. Elgered, Geodesy by radio interferometry: Effects of atmospheric modeling errors on estimatoin of baseline length, Radio Sci., 20, 1593-1607, 1985.

Done J., Huang X.-Y. and Y.-H. Kuo, Investigating the relationship between water vapour convergence and severe convection using the WRF model at 1km resolution, 11th Conference on Mesoscale Processes, 24-28 October 2005, Albuquerque, United-States.

Ducrocq, V., D. Ricard, J.-P. Lafore and F. Orain, Storm-Scale Numerical Rainfall Prediction for Five Precipitations Events over France: On the Importance of the Initial Humidity Field, Weather and Forecasting 17, 1236-1256, 2002

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

Emanuel, K.A., D. Raymond, A. Betts, L. Bosart, C. Bretherton, K. Droegemeier, B. Farrell, J. M. Fritsch, R. Houze, M. LeMone, D. Lilly, R. Rotunno, M. Shapiro, R. Smith, and A Thorpe, Report of the first prospectus development team of the U.S. Weather Research Program to NOAA and the NSF. Bull. Amer. Meteor. Soc., 76, 1194-1208, 1995.

Emardson, T.R., and H.J.P. Derks, On the relation between the wet delay and the integrated precipitable water vapour in the European atmosphere. Meteorological Applications, 6, 1-12, 1999.

Flores, A., G. Ruffini, and A. Rius, 4D tropospheric tomography using GPS slant wet delays, Annales Geophysicae, 18, 223-234, 2000.

Foster J., Bavis M., Chen Y.-L., Businger S. and Zhang Y., The Ka ‘u storm (November 2000): Imaging precipitable water using GPS, J. Geophys. Res., 108, 4585-4599, 2003.

Gradinarsky, L., Sensing atmospheric water vapor using radio waves. PhD Thesis, 24 Departement of Radio and Space Science, School of Electrical Engineering, Chalmers University of Technology, Goteborg, Sweden, 2002.

Gutman, S., S. R. Sahm, S. G. Benjamin, B. E. Schwartz, K. L. Holub, J. Q. Stewart and T. L. Smith, Rapid Retrieval and Assimilation of Ground Based GPS Precipitable Water Observations at the NOAA Forecast Systems Laboratory: Impact on Weather Forecasts, Journal of the Meteorological Society of Japan 82(1B), 351-360, 2004

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

Haase J., Ge M., Vedel H. and E. Calais, Accuracy and Variability of GPS Tropospheric Delay Measurements of Water Vapor in the Western Mediterranean, Journal of Applied Meteorology, 42, 1547-1568, 2003.

Jarlemark P., J. Johansson, B. Stoew, L. Gradinarsky and G. Elgered: Spatial error correlation of GPS atmospheres as determined from simulations, Physics and

Chemistry of the Earth, Part A: Solid Earth and Geodesy, Volume 26, Issues 6-8, Pages 451-456, 2001.

King R. W. and Y. Bock, Documentation for the GAMIT GPS Analysis Software, release 10.2, Departement of Earth, Atmospheric and Planetary Sciences Massachusetts Institute of Technology-Scripps Institution of Oceanography University of California at San Diego, 2005.

MacDonald A. E., Y. Xie and R. H. Ware, Diagnosis of Three-Dimensional Water Vapor Using a GPS Network, Monthly Weather Review, Vol. 130, No. 2, pp. 386–397, 2002.

Markowski P., C.Hannon and E. Rasmussen, Observations of convection initiation "failure" from the 12 June 2002 IHOP deployment, Submitted to Monthly Weather Review, 2004.

Niell, A. E., Global mapping functions for the atmosphere delay at radio wavelengths, J. Geophys. Res., 101, B2, 3227-3246, 1996.

Niell A. E., A. J. Coster, F. S. Solheim, V. B. Mendes, A. Toor, J. R. B. Langley and C. A. Upham, Comparison of measurements of atmospheric wet delay by radiosonde, water vapour radiometer, GPS and VLBI, J. Atmos. Oceanic Technol., 18, 830–850, 2001a.

Niell A.E. Preliminary evaluation of atmospheric mapping functions based on numerical weather models, Phys. Chem. Earth, 26, 475-480, 2001b.

NOAA Forecast Systems Laboratory 2004 technical Review, GPS-MET Observating Systems, GPS-Met Observing Systems Branch, NOAA Research Forecast Systems Laboratory, Demonstration Division, Available on the web site: http://www.gpsmet.noaa.gov/jsp/review2004.jsp, January 27, 2004

Purdom J. F. W., Some uses of high-resolution GOES imagery in the mesoscale forecasting of convection and its behaviour, Mon. Wea. Rev., 104, 1474-1483, 1976.

Rocken C., Sokolovskiy S., Johnson J. M. and Hunt D., Improved Mapping of Tropospheric Delays, Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 18, 7, 1205-1213, 2001.

Seko H., Shimada S., Nakamura H. and Kato T., Three dimensional distribution of water vapour estimated from tropospheric delay of GPS data in a mesoscale precipitation system of the Baiu front, Earth Planets Space, 52, 927-933, 2000.

Seko H., Nakamura H., Shoji Y. and Iwabuchi T., The Meso-γ scale Water Vapor Distribution Associated with a Thunderstorm Calculated from a Dense Network of GPS Receivers, Journal of the Meteorological Society of Japan, Vol. 82, No. 1B, 569-586, 2004.

Shoji Y., H. Nakamura, T. Iwabuchi, K. Aonashi, H. Seko, K. Mishima, A. Itagaki, R. Ichikawa and R. Ohtani, Tsukuba GPS Dense Net Campaign Observation:

Improvement in GPS Analysis of Slant Delay by Stacking One-way Postfit Phase Résiduals, Journal of the Meteorological Society of Japan, Vol. 82, No. 1B, 301-334, 2004.

Tregoning P., R. Boers, D. O'Brien, and M. Hendy, "Accuracy of absolute precipitable water vapour estimates from GPS observations", J. Geophys. Res., vol 103, pp. 28701-28710, 1998.

Wakimoto R. M., Murphey H. V., Fovell R. G., Lee W.-C., Mantle Echoes Associated with Deep Convection: Observations and Numerical Simulations, Monthly Weather Review132, 1701-1720, 2004.

Walpersdorf, A., O. Bock, E. Doerflinger, F. Masson, J. Van-Baelen, A. Somieski, and B. Burki, Data analysis of a dense GPS network operated during the ESCOMPTE campaign: First results, Phys. Chem. Earth, 29, 201-211, 2004.

Weckwerth, T. M., and R. M. Wakimoto, The initiation and organization of convective cells atop a cold-air outflow boundary. Mon. Wea. Rev., 120, 2169-2187, 1992.

Weckwerth, T.M., D.B. Parsons, S.E. Koch, J.A. Moore, M.A. Lemone, B.B. Demoz, C. Flamant, B. Geerts, J. Wang, and W.F. Feltz, An overview of the International H2O Project (IHOP 2002) and some preliminary highlights. Bull. Amer. Meteorol. Soc., 85, 253-277, 2004.

Wilson J. and R. Roberts, Summary of Convective Storm Initiation During IHOP: Observational and Modeling Perspective, Monthly Weather Review IHOP Special Issue, 2005.

Whiteman D., Demoz B., Girolamo P., Veselovskii I., Evans K., Wang Z., Lin R.-F., Comer J., McIntire G., Scanning Raman Lidar Error Characteristics and Calibration For IHOP, Water Vapor Intercomparison Workshop, NCAR, Boulder United-States, 2003. http://www.atd.ucar.edu/dir_off/projects/2002/IHOPwsOct03/whiteman.ppt

Chapitre VI : Conclusions et perspectives

Le GPS météorologique initié dans les années 1990 a connu un fort développement au début des années 2000 (fig. 36). Actuellement les publications scientifiques abandonnent progressivement les aspects validation de la technique et s'orientent vers des thématiques plus appliquées comme le cycle diurne, les prévisions météorologiques ou l'étude des systèmes précipitants entre autres. L'objectif de ces conclusions est de replacer cette thèse dans la recherche actuelle et d'anticiper les futurs thèmes du GPS météorologique.

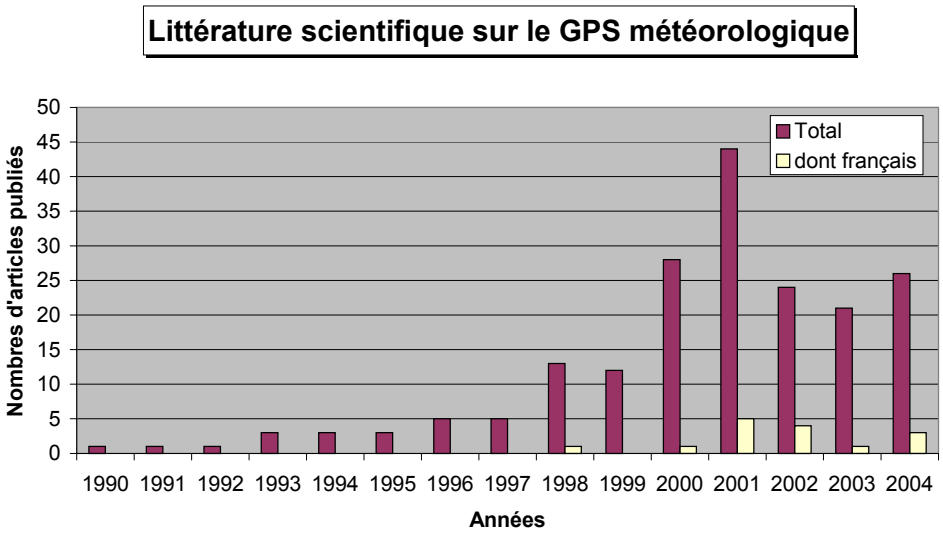


*Figure 36 : Nombres d'articles scientifiques publiés sur le GPS météorologique dont français (source : ISI Web of Knowledge™, mots clés : GPS AND water vapo*r NOT ionos* NOT occult*)*

Les conclusions et perspectives de ce travail de thèse suivent une démarche allant des applications courts termes et opérationnelles vers des thématiques « recherches » moins planifiées. Le cloisonnement entre les deux « étiquettes » est évité tant la frontière entre la recherche « appliquée » et « fondamentale » est floue. Le premier paragraphe propose des recommandations sur la densité ou le type d'instrumentation d'un réseau GPS dédié à la météorologie. Les paragraphes suivants concernent logiquement l'exploitation des données fournies par un tel réseau. Une climatologie prospective des types de variations des IWV est notamment présentée afin de faciliter l'utilisation future de cette nouvelle mesure météorologique. Le dernier paragraphe propose un état des lieux de la tomographie GPS de la vapeur d'eau : quelle est la précision de la tomographie et quels processus atmosphériques peuvent être étudiés? Les perspectives plus générales sur le développement du GPS météorologique sont abordées. L'assimilation de données GPS dans les modèles numériques de prévisions est peu discutée car une autre thèse est en cours sur ce sujet (H. Brenot, LGIT / CNRM).

6.1 Aspects opérationnels pour un réseau GPS météorologique dédié

Le type de monument qui supporte l'antenne GPS est moins strict que celui des réseaux à visées tectoniques (un bâtiment stable peut suffire). Les récepteurs doivent enregistrer les données toutes les 30 secondes et les diffuser soit par système radio soit par modem soit enfin par internet. La pression et la température doivent être mesurées dans un rayon de quelques kilomètres. Le choix du site,

raccordé au réseau téléphonique et électrique peut par exemple se porter sur une station météo maintenue par Météo France ou par EDF pour minimiser les coûts. Compte tenu du prix d'une station GPS (10000 €), une densité de l'ordre d'une station par 50 km² est réalisable pour un réseau GPS réparti le long de la côte française méditerranéenne.

D'un point de vue opérationnel, l'installation d'un réseau GPS dédié à la météorologie doit absolument transmettre les données en temps réel. Les données brutes doivent aussi être traitées en temps réel. La technologie pour réaliser à temps les opérations est aujourd'hui prête suite à l'expérience menée pendant COST716. Les ZTD ou mieux les délais obliques peuvent être alors assimilés (table 3) dans les modèles numériques haute résolution tel que le projet Arôme de Météo France (**A**pplication de la **R**echerche à l'**O**pérationnel à **M**éso **E**chelle ; Ducrocq et al., 2005) ou le modèle américain en développement WRF (**W**eather **R**esearch & **F**orecasting ; Skamarock et al., 2005). La diffusion rapide des données auprès des prévisionnistes peut aussi améliorer les prévisions à court terme et le suivi en temps réel des systèmes convectifs comme l'expérimente actuellement l'agence nationale de météorologie américaine (http://www.gpsmet.noaa.gov/jsp/index.jsp; Wolfe et Gutman, 2000).

	Prévision à court terme	Assimilation	Climatologie
	IWV	ZTD ou délais obliques	IWV
Extension horizontale	Européen à national	Régional	Toute
Echantillonnage spatial	10 - 100 km	30 - 100 km	10 - 250 km
Echantillonnage temporel	5 min - 1 hr	15 min - 1 hr	1 hr
Durée de la mesure	Minimum (5 min)	Minimum (15 min)	N.R.
Précision absolue / relative	1 - 5 kg/m^2 / N.R.	3 - 10 mm / N.R.	N.R. / 1 kg/m^2
Délai de délivrance	5-30 min	30 min - 1.5 hr	1 - 2 mois
Stabilité à long terme	N.R.	N.R.	0.05 kg/m^2 / 10 ans

Table 3 : Caractéristiques d'un système de mesure de la vapeur d'eau requises pour les différentes applications possibles du GPS météorologique d'après les conclusions finales de COST716 (N.R. : Non Requis).

En prenant encore comme exemple le Sud-est de la France, les IWV permettent d'évaluer précisément l'intensité de l'alimentation en humidité par le flux de basse couche des systèmes convectifs. L'intensité du flux est un indicateur pertinent de la quantité de précipitations à venir. Il semble par ailleurs que l'entretien de la convection soit lié à la dynamique du flux. Dans le cas des pluies cévenoles, un basculement de l'axe du flux ou une diminution de son intensité marque un déplacement ou une diminution des zones de précipitations. Les IWV sont ainsi parfaitement complémentaires aux images radar ou satellite et aux mesures de surface. A cette échelle, la tomographie GPS pourrait être aussi envisager en temps réel.

Pour l'étude des évènements pluvieux intenses sur le pourtour méditerranéen, le réseau doit être complété par des études de faisabilité de mesures GPS en mer (Rocken et al., 2005) sur des bouées ou sur des lignes commerciales à la manière des sondages effectués par les avions à l'atterrissage ou au décollage. La mesure en continue de l'humidité au-dessus de la méditerranée aurait un impact important dans l'assimilation.

Enfin je pense qu'il est essentiel qu'une station GPS soit placée sur un site de lancer opérationnel de radiosondage (ce qui n'existe malheureusement pas encore en France !). Les données des radiosondages sont premièrement utiles pour la surveillance, l'évaluation ou l'amélioration du réseau. La colocalisation d'instruments indépendants et complémentaires est un facteur décisif pour comprendre globalement un phénomène. Dans ce cas le radiosondage mesure la variabilité verticale de la vapeur d'eau et le GPS la variabilité temporelle. L'étude de la relation entre la saturation d'une colonne de vapeur et la quantité de précipitation commencée pendant IHOP l'illustre parfaitement. La figure 37 montre qu'en général les fortes intensités (supérieures à 10 mm/h) sont corrélées avec une forte augmentation de la saturation de l'atmosphère dépassant 80% au maximum. Un travail sur un échantillon de données plus représentatif peut faciliter la prévision des pluies avec des indices statistiques plus évolués que la seule valeur de l'IWV.

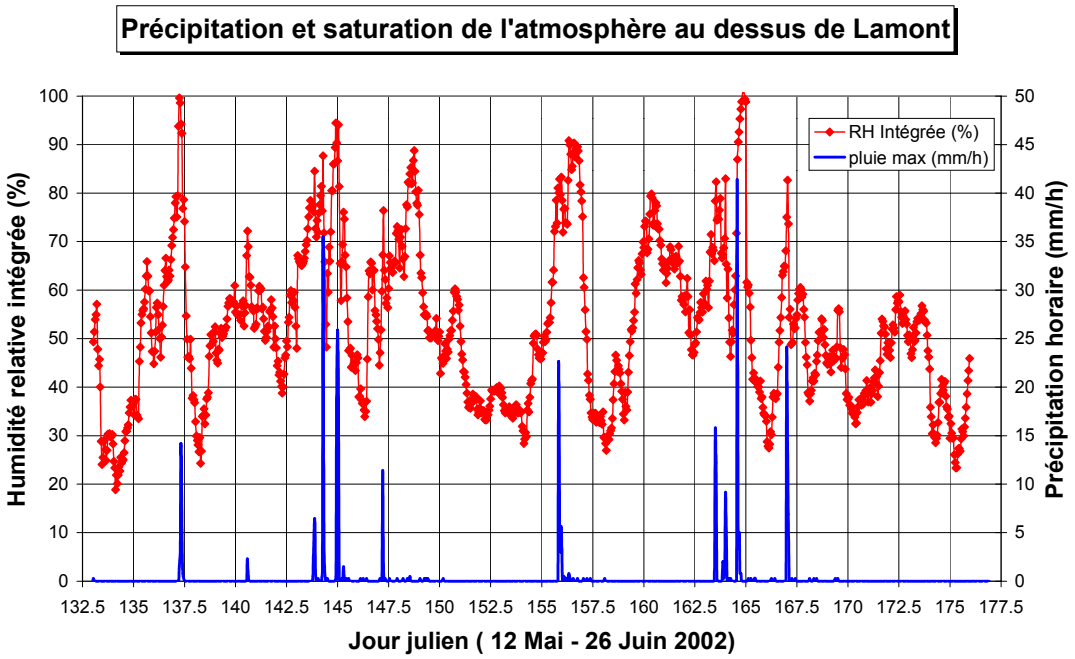


Figure 37 : Variations de la saturation globale de la colonne atmosphérique (rapport entre l'IWV calculées à partir de radiosondages saturés en vapeur d'eau et l'IWV mesuré par GPS) et chronique de pluie horaire à Lamont pendant la campagne IHOP_2002.

6.2 Vers une climatologie de la mesure IWV GPS

Pourquoi s'intéresser encore aux mesures intégrées alors que la tomographie existe et permet de restituer la distribution 3D de la vapeur d'eau ? Les mesures intégrées ont l'avantage d'être un produit robuste, validé et facilement disponible en temps réel. Elles apportent des informations sur l'état moyen (les IWV) et sur les variations spatiales (les gradients) de l'atmosphère même avec un seul récepteur GPS. Les météorologues prévisionnistes qui expérimentent l'utilisation des IWV soulignent leur intérêt pour mieux cibler l'ampleur et la zone des précipitations à venir. Les IWV permettent par exemple de repérer un flux d'humidité au-dessus de la couche limite et de mieux prévoir un déclenchement élevé de la convection, ce qui est invisible d'après les seules données de surface. Les cas de déclenchement élevé de la convection n'ont pas encore été étudiés faute de temps. Mais plusieurs cas ont été documentés pendant la campagne IHOP et leur étude, si possible avec l'aide de la tomographie, doit être envisagée.

Les prévisionnistes recommandent aussi d'établir une climatologie des IWV (NOAA Forecast Systems Laboratory 2004 Technical Review, www.gpsmet.noaa.gov/jsp/review2004.jsp). Cette climatologie, c'est-à-dire les signatures caractéristiques des phénomènes météorologiques, réalisée par la mise en commun des expériences servirait non seulement à affiner les prévisions mais aussi à étendre la communauté des utilisateurs issus de la recherche et du milieu civil.

Il est cependant difficile de réaliser aujourd'hui une telle climatologie car peu d'études sur les relations entre IWV et précipitations sont disponibles. La plupart sont des études de cas avec une faible durée d'observation (inférieure à la semaine). Ce travail - s'il est jugé nécessaire - dispose déjà de nombreuses données probablement sous-exploitées : les réseaux GPS permanents européen ou américain et surtout les campagnes comme ESCOMPTE, OHMCV, IHOP.

Quatre schémas de variations caractéristiques du contenu de vapeur d'eau intégrée ont été distingués (fig. 38) d'après l'étude de ces trois campagnes.

- La figure 38a représente les variations cycliques de vapeur d'eau liées à une circulation thermique comme les brises de mer / terre étudiées pendant ESCOMPTE. Les vents de pentes peuvent montrer des variations de vapeur d'eau similaires par advection de l'air humide depuis la vallée et de l'air sec depuis les reliefs. La topographie locale et les conditions synoptiques modulent l'amplitude et la phase du cycle. Suivant les situations, ce cycle thermique peut s'amplifier avec le cycle diurne de vapeur d'eau lié à la transpiration / évaporation. Ces situations doivent conduire à un cycle diurne des précipitations quasi en phase avec le cycle de vapeur d'eau en favorisant des zones de convergence locale et en augmentant la vapeur d'eau dans la basse troposphère.

- La figure 38b représente les variations typiques de la vapeur d'eau intégrée pour un cas d'initiation de la convection le long d'une zone de convergence. L'augmentation de la vapeur d'eau dans la basse et moyenne troposphère semble liée à la convergence (chapitre 5). La convection est marquée par un pic de vapeur d'eau intégrée dans le cas où le système se déplace suffisamment lentement : la convection sature l'atmosphère sur une grande hauteur au dessus du lieu d'initiation. Le pic n'est pas très élevé comparé à la phase de chargement car la saturation de la partie supérieure de l'atmosphère correspond à une faible quantité de vapeur d'eau. Le déclenchement de la convection n'est pas systématiquement corrélé avec le maximum de vapeur d'eau. Il semble que la convergence entretienne des conditions favorables au déclenchement de la convection et à son maintient par les fortes quantités de vapeur d'eau disponibles. Mais la localisation et le temps précis de la convection sont probablement à chercher dans des phénomènes locaux comme les miso-cyclones le long des structures en cisaillement (Murphey et al., 2005) ou les ondes de gravité (Weckwerth et Wakimoto, 1992).

- La figure 38c montre la signature typique du passage d'un système convectif mature au dessus d'une station GPS. Le pic de vapeur d'eau correspond au passage d'une colonne atmosphérique quasi saturée sur toute sa hauteur. La taille relative du pic par rapport au niveau moyen de vapeur d'eau peut être plus faible à proximité de la zone d'initiation ou lorsque la convection est de faible amplitude. Lorsqu'un « outflow » est associé au système convectif, la masse d'air froid et sec descendant devant le système convectif peut créer un minimum de vapeur d'eau intégrée juste avant ou juste après le pic. « L'outflow » est un des paramètres essentiels pour comprendre l'entretien et la régénération des systèmes convectifs multicellulaires.

- La figure 38d montre le déplacement d'une zone de chargement au dessus d'une station GPS tel qu'il a été vu pendant la campagne IHOP. Cette situation est la plus ambiguë car un saut de vapeur d'eau peut être dû à de nombreux autres phénomènes comme un changement de la situation synoptique. L'ajout de données complémentaires est essentiel pour valider ce type de processus. Le déplacement d'une zone de convergence peut amener le déclenchement de la convection sur des zones auparavant moins propices. Ce genre de cas montre l'intérêt du GPS pour caractériser les conditions des zones de convergence humide et leur dynamique.

Si ce genre de classification est possible, la correspondance entre le signal GPS observé et l'événement météorologique observé doit être effectuée avec la connaissance au minimum de la situation synoptique associée. Sinon il est possible d'interpréter un changement d'ordre synoptique (arrivé d'un flux humide de basse couche) comme un chargement local de vapeur d'eau.

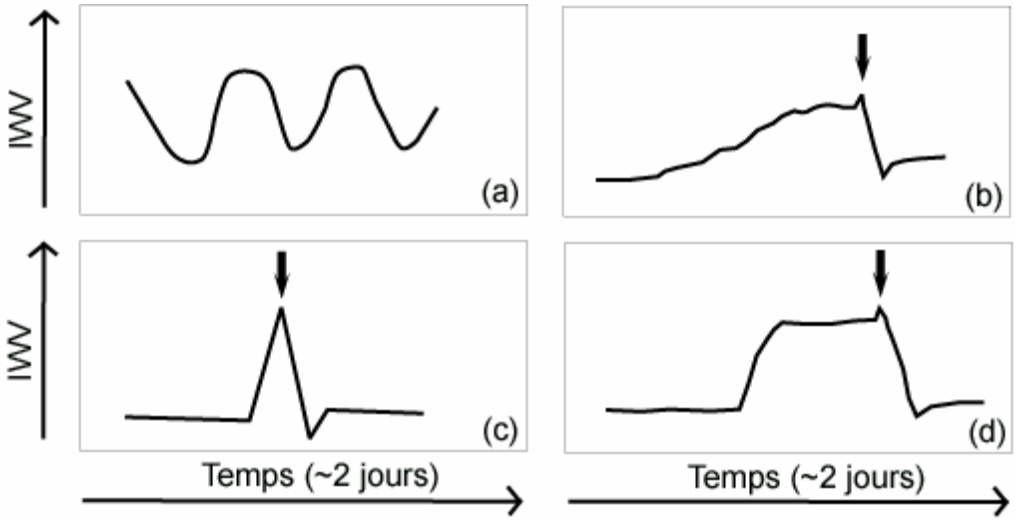


Figure 38 : Variations schématiques du contenu intégré en vapeur d'eau pour des situations types de circulations thermiques (a), passage d'un système convectif mature (b), chargement en vapeur d'eau puis initiation de la convection (c) et arrivée d'une zone de chargement en vapeur d'eau puis initiation de la convection (d). Les flèches indiquent le passage du système convectif au dessus du point de mesure (b) ou l'initiation de la convection (c & d).

6.3 Perspectives générales sur la mesure de la vapeur d'eau par GPS

Le développement du GPS dans la communauté météorologique doit s'appuyer sur les points forts de la technique : la précision, la continuité et la disponibilité des mesures intégrées soit le ZTD, soit les IWV. Le GPS peut être assimilé dans les modèles numériques et servir à des études climatologiques sur le cycle de l'eau en général. Il s'agit d'un instrument suffisamment robuste pour être utilisé dans des régions difficiles d'accès comme les pôles, les déserts ou les zones montagneuses. Ces perspectives concernent l'avenir proche du GPS puisque la plupart des techniques et des données sont disponibles.

A plus long terme, le GPS météorologique peut continuer à se développer s'il montre une réelle capacité à mesurer l'hétérogénéité de la vapeur d'eau atmosphérique ainsi que sa distribution spatiale et temporelle. Cette thèse montre les potentialités du GPS dans cette problématique sur quelques exemples précis. Une plus forte collaboration entre les communautés géodésique et météorologique va améliorer la précision des rais obliques humides notamment par le calcul de fonctions de projection à partir de modèles numériques ou d'analyses à haute résolution. Enfin l'avènement de GALILEO renforcera les capacités du GPS à

scanner de manière plus fine l'atmosphère par le doublement du nombre de satellites en orbite. La tomographie GPS a été utilisée dans ce travail à deux échelles. A moyens constants, on peut réaliser une tomographie dense (25 km² avec une maille inférieure à 5 km²) avec une résolution verticale inférieure à 500 mètres et une tomographie mésoéchelle (250 km² avec une maille inférieure à 50 km²).

Les réseaux denses ont plutôt des applications très spécialisées et étiquetées « recherche » dans la météorologie. La tomographie à cette échelle est la seule technique capable de documenter les variations 4D de la vapeur d'eau en attendant les développements des LIDAR de troisième génération dépointables. La contrainte spatiale (un réseau GPS n'est pas « mobile ») restreint les études à des phénomènes prévisibles et / ou récurrents comme des circulations locales. Des applications sur la variabilité sous maille des modèles globaux dans le but d'améliorer leur paramétrisation peuvent être envisagées. Imager les variations de vapeur d'eau de la convection avec la tomographie GPS dense implique de connaître à l'avance le lieu d'initiation de la convection. Créer des réseaux GPS mobiles est une solution. Chaque GPS est en effet facilement transportable et le temps d'installation est très court (inférieur à une heure) avec peu de contraintes géographiques. Il serait alors possible de gérer la tomographie comme un appareil mobile haute précision de mesure de la vapeur d'eau.

La tomographie régionale possède un potentiel important du point de vue recherche comme du point de vue opérationnel. Concernant l'opérationnel, le réseau GPS qui permet la tomographie peut être utilisé dans l'assimilation des délais zénithaux GPS (ZTD). L'assimilation des rais obliques, plus prometteuse que celle des ZTD, n'est pas encore d'actualité dans les modèles opérationnels à cause de la difficulté à caractériser leur précision. L'assimilation du champ 3D de vapeur d'eau issu de la tomographie est plus simple que celle des SIWV et serait une étape intermédiaire intéressante. La tomographie GPS en temps réel sur un réseau type OHMCV pourrait être un produit de niveau élevé à la disposition des modèles météorologiques qui n'auraient pas développé les techniques d'assimilations complexes des délais GPS obliques. Des expériences tellees que COPS ou IHOP ont pour objectif d'améliorer la précision des prévisions quantitatives des précipitations. Parmi les nombreuses sources d'erreurs possibles dans ces prévisions numériques, la connaissance imparfaite des flux méso échelles de vapeur d'eau est souvent citée. La tomographie GPS est un outil parfaitement adapté pour répondre à ce type de problématique.

L'extension horizontale d'un réseau GPS régional est suffisante pour contraindre l'inversion au-dessous de 8 km d'altitude. L'assimilation de données type radio occultation apporterait des données supplémentaires. Les performances de la tomographie GPS méritent alors d'être évaluées dans la haute troposphère. La tomographie fournirait de nouvelles mesures sur les échanges de vapeur d'eau entre la troposphère et la stratosphère, importantes pour comprendre l'évolution du climat.

Enfin ma formation initiale de géophysicien m'incite à ne pas oublier que si le GPS est un capteur météorologique performant, il mesure avant tout la position. Un retour de connaissance et de technologie depuis la météorologie vers des sciences comme la géologie ou la géodésie me semble essentiel. Le géophysicien, grâce à des fonctions de projections réalistes et performantes, pourra enfin s'attaquer à l'étude des mouvements verticaux de la croûte terrestre ou à une meilleure définition des systèmes de références.

Annexes

A.1 GPS Zenith Delay Sensitivity evaluated from High-Resolution NWP simulations of the 8-9th September 2002 Flash-Flood over South-eastern France

Hugues Brenot[1,2], Véronique Ducrocq[1], Andrea Walpersdorf[2], Cédric Champollion[3] and Olivier Caumont[1]

(1) CNRM/GMME/MICADO, Météo-France, 31057 Toulouse, France

(2) LGIT, Maison des Géosciences, CNRS, Université Joseph Fourier, 38041 Grenoble, France

(3) LDL, CNRS, Université de Montpellier II, 34095 Montpellier, France

Submitted to the **Journal of Geophyical Research**, Decembre 2004

Abstract:

Estimations of Zenith Total Delays (ZTD) were obtained during post-processing of a high resolution (2.4 km) non-hydrostatic atmospheric model (Méso-NH) and their sensitivity to formulations of atmospheric refractivity, approximation of Zenith Hydrostatic Delays (ZHD) deduced from ground pressure, contributions of hydrometeors, and factor K' for the conversion of Zenith Wet Delay (ZWD) to Integrated Water Vapor (IWV) examined. This model is applied here to the extreme flash-flood event of 8-9th September 2002 in south-eastern France. Firstly, the sensitivity of ZTD to several formulations of atmospheric refractivity is examined. An important impact is related to the use of the hydrostatic formulation evaluated by ground pressure to infer the ZHD, compared to the vertical integration of refractivity (up to 18 mm). The delay contributions of hydrometeors simulated by the high-resolution model have also been evaluated. They reached more than 70 mm (≈11 kg/m² IWV) in the heart of the convective cells in the case of the extreme flood event. We have also examined the influence of different conversion factors (K') used to transform ZWD to IWV. The mean variations of IWV due to the use of different K' values are evaluated to be less than 0.3 kg/m². This is less than the mean underestimation of IWV by 0.6 kg/m² related to the GPS-like evaluation of IWV using the hydrostatic formulation based on ground pressure and temperature. In a second part of this study, we use GPS ZTD observations to validate three different numerical simulations of this extreme flood event. The simulation with the best fit to the GPS observations is also in best agreement with the surface rainfall measurements.

Corresponding author: Hugues Brenot (E-Mail: hugues.brenot@cnrm.meteo.fr)

Keywords: GPS meteorology, Zenith delay, integrated water vapor, High resolution non-hydrostatic atmospheric model, NWP model validation, Méso-NH.

Article Outline:

A1.1 Introduction
A1.2 Zenith delay estimations and ZWD-IWV formula

A1.2.1 Atmospheric Refractivity
A1.2.2 Atmospheric refractivity coefficients
A1.2.3 Retrieval of Zenith Delay from Méso-NH
A1.2.4 ZTD-ZWD-IWV relations
A1.3 Data and numerical simulations
A1.3.1 GPS network and data analysis
A1.3.2 The 8-9th September 2002 flash-flood event
A1.3.3 Characteristics of the Méso-NH simulations
A1.3.4 Assessments of Zenith Delays from Méso-NH outputs
A1.4 Sensitivity tests on zenith delay formulation
A1.4.1 Refractivity coefficients
A1.4.2 The Hydrostatic Formulation of ZHD
A1.4.3 Hydrometeor contributions to Zenith Delay (ZHmD)
A1.3.4 Relationship between ZWD and IWV
A1.5 Validation of the Méso-NH simulations with GPS ZTD
A1.6 Conclusion
A1.7 Acknowledgements
A1.8 Appendix 1: Liquid water and ice refractivity
A1.9 Appendix 2: Refractivity coefficient $K_1(P_d, T)$
A1.10 References

A1.1 Introduction

A good description of the humidity field at mesoscale is crucial for the success of high-resolution (i.e. several kilometers grid-mesh) forecast of heavy precipitation events [Ducrocq et al., 2002]. It is of primary importance that the initial conditions of the models contain the key mesoscale features associated with convective system developments, such as the moisture flux convergence, the moist low-level flow that feeds up the thunderstorms, as well as the possible dry mid-tropospheric areas that favour the evaporation of precipitation and the production of a cold pool beneath the storm.

Tropospheric humidity fields may exhibit high variability in time and space, and it is well recognized that current atmospheric assimilation systems have some difficulty in describing accurately the distribution of humidity [Treadon et al., 2002]. This difficulty arises from i) the inability of the assimilation systems to reproduce the high variability of humidity and to assimilate data in cloudy and rainy areas, and ii) the lack of water vapor profile measurements. For real-time Numerical Weather Prediction (NWP), information about tropospheric humidity comes mainly from sparse radio-soundings (RS). Today, ground-based Global Positioning System (GPS) receivers can estimate Integrated Water Vapor (IWV) with the same precision as the RS and Water Vapor Radiometer (WVR) methods [Bevis et al., 1992; Rocken et al., 1993, 1994; Tregoning et al., 1998; Niell et al.; 2001]. Continuity, stability and low cost are major advantages of GPS over other measurement techniques. New ground-based GPS receivers are installed by geophysicists, geodesists and others to operate continuously for positioning and navigation applications. Such stations provide extensive networks that may be used to fill spatial ant temporal gap in the world radio-sounding network over continental surfaces [Businger et al., 1996].

The interest in the use of GPS for meteorology and for atmospheric modeling has grown during this last decade (see general presentations of GPS capacities for meteorology in Bevis el al., [1992] or Businger et al., [1996]). The number of studies estimating Zenith Total Delay (ZTD) or Integrated Ware Vapor (IWV) from mesoscale meteorological models or assimilating ground-GPS data is steadily increasing. By comparing measurements from GPS stations with those from other observational methods (microwave radiometry, radio-sounding), GPS data have proved to be equally as valuable as those systems in estimating IWV for i) validation of NWP systems [Yang et al., 1999; Köpken, 2001; Vey et al, 2004], ii) providing climatology of tropospheric water vapor [Stoew and Elgered, 2004] and iii) improving the knowledge of mesoscale phenomena [Liou and Huang, 2000; Cucurull et al., 2002]. Moreover, the GPS method has the advantage of providing data with high temporal and spatial resolution. Assimilation experiments have firstly focused on GPS-derived IWV, before developing direct assimilation of ZTD. Both GPS-derived IWV or ZTD assimilation experiments tend to show a positive impact for the rainfall prediction, as it has been shown by Guo et al. [2000] and Vedel and Huang [2004] for strong convection and precipitation cases or by Falvey and Beavan [2002] for orographic precipitation. Most of these studies, however, apply to hydrostatic meteorological models, with horizontal resolution larger than 10 km. Differences may arise for higher resolution non-hydrostatic models, with grid meshes of several kilometers allowing an explicit resolution of convection and a prognostic representation of the hydrometeors inside clouds. Indeed, a first difference may come from the hydrostatic assumption that is not used for these high-resolution models. Errors due to the derivation of ZTD from the hydrostatic assumption need to be estimated for the several available formulations of ZTD. High-resolution models also offer the opportunity to examine the

contribution of hydrometeors in delays. In addition, using a finer grid resolution helps to reduce the differences between the model relief and the GPS station altitude. Cucurull et al. [2002] found that the biases between the model and the GPS ZTD were mainly due to the differences between the GPS station altitude and the model topography, and increased in mountainous areas.

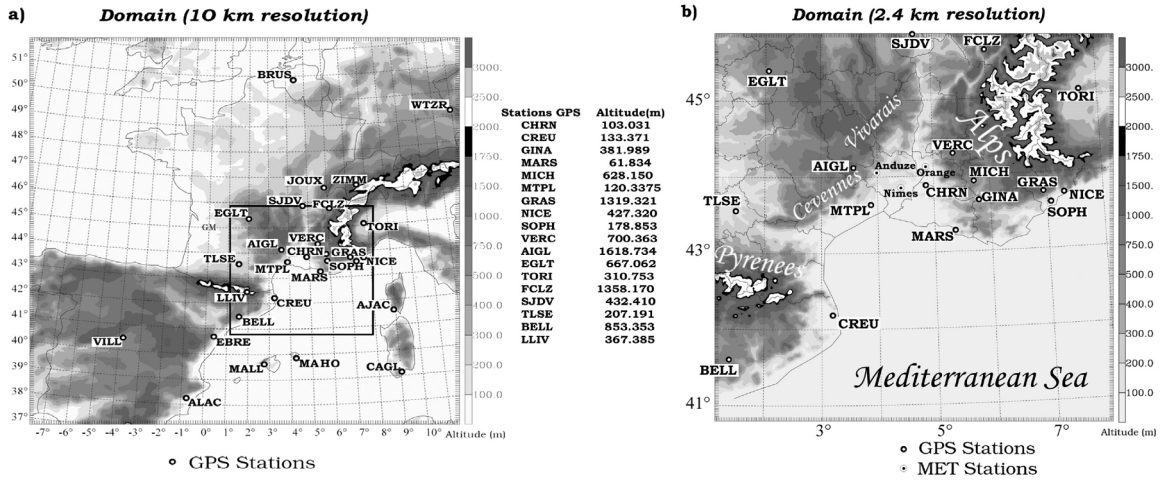


Figure 1: Locations of the GPS sites (text in white boxes) shown for the two Méso-NH domains : a) the 9.5-km resolution domain and its orography (black box situates the 2.4-km domain); b) represents the 2.4-km resolution domain. The altitudes of the GPS stations are indicated on the right of the panel a. Some additional geographical locations are indicated on panel b (sea, mountain ranges and 3 meteorological stations referred in the text). The thin lines delineate the French departments. MARS corresponds to the GPS station of Marseille.

The aim of this study is to address these issues, using a high-resolution non-hydrostatic model (Méso-NH). The case chosen allows to examine especially the impact of non-hydrostatic effects and of hydrometeors on ZTD estimation, as it is an extreme precipitating convective event that occurred over a mountainous region, exhibiting both high hydrometeor contents and non-hydrostatic effects due to convective upward and downward motions. This extreme flash-flood event took place over southeastern France (Gard region) on the 8-9th September 2002. This paper contributes to the studies of the 'Observatoire Hydrométéorologique Méditerranéen Cévennes-Vivarais' (OHM-CV, Delrieu et al., [2005]), which aims at understanding and improving the forecast of the frequent flash-flood events over the Cévennes-Vivarais region close to the Mediterranean coast in southeastern France (100 km to the northwest of Marseille: Figure 1). In this framework, high-resolution simulations of the 8-9th September 2002 have been performed with the Méso-NH model [Ducrocq et al., 2004]. These simulations have been post-processed here to allow for quantification of the sensitivity to the formulation of the tropospheric refractivity, from which are derived the GPS ZTD and IWV.

The evaluation and the understanding of atmospheric refractivity has been studied by several authors [Boudouris, 1963; Bean and Dutton, 1966; Owens, 1967; Saastamoinen, 1973]. Generally, they describe microwave propagation with three atmospheric refractivity coefficients ($N=N(k_1, k_2, k_3)$), in an atmospheric medium evolving with a temperature, *T*, an absolute pressure, *P*, and a water vapor partial pressure, *e*. Several sets of (k_1, k_2, k_3) values have been proposed in the past [Smith and Weintraub, 1953; Essen and Froome, 1963; Thayer, 1974; Hasegawa and Stokesberry, 1975; Bevis et al., 1994]. Therefore, as a first step of our study, uncertainties in ZTD estimations referring to different physical expressions of

refractivity have been evaluated. An expression for the atmospheric coefficients that depends on pressure and temperature, following Saastamoinen [1973b], has also been tested. Then, as proposed by [Kursinski et al., 1997; Solheim et al., 1999; Hajj et al., 2002], a contribution induced by the hydrometeors has been added in the refractivity formulation and its impact on the ZTD estimation evaluated. The relations between ZTD, ZWD and IWV have been studied by the past [Bevis et al., 1992; Emardson and Derks, 1999], leading to formulations of IWV from ZWD and ZTD extensively used in GPS analysis. Thus, using surface pressure observations and assuming an hydrostatic state, it is possible to derive, from GPS ZTD measurements, the excess path caused by water vapor (ZWD) [Saastamoinen, 1972; Davis et al., 1985]. Then, the IWV can be deduced from ZWD through the knowledge of the mean temperature, T_m of the atmospheric column, which has been proposed to be inferred from the ground temperature, T_s [Hogg et al., 1981; Askne and Nordius, 1987; Bevis et al., 1992]. Some studies of extreme events have shown the weakness of the assumptions made to obtain GPS-derived IWV values considering only surface pressure and temperature measurements [Liou and Huang, 2000]. In fact, the commonly-used formulation of the atmospheric mean temperature T_m [Bevis et al., 1992] is season- and phenomena-dependent [Bevis et al., 1994]. Emardson and Derks [1999] derived conversion formula from the wet delay to the IWV based on more than 120000 radio-soundings from 38 sites in Europe. Their conversion formulas are dependent on site or region. The high-resolution non-hydrostatic simulations offer us to examine the validity of the formula used to derive IWV from ZTD and their associated assumptions (hydrostatic state, surface temperature dependency). Then, knowing the sensitivity to the refractivity formulations and to the IWV-ZWD-ZTD formula, the latter part of the study illustrates how GPS measurements from a mesoscale network may be helpful for validation of high-resolution simulations, differing in our case from their initial conditions.

In the following, we will present the formulations of atmospheric refractivity, zenith total delay, and the relationships between ZTD, ZWD and IWV that we have evaluated. Next, the GPS data and analysis, the flash-flood event and the Méso-NH simulations are introduced. Then, the results of the sensitivity tests are shown as one outcome of our study. The second outcome is the comparison of simulated ZTD with GPS measurements for the validation of the simulations of the 8-9th September 2002 event.

A1.2 Zenith delay estimations and ZWD-IWV formula

A1.2.1 Atmospheric Refractivity

With the atmospheric refractivity N, defined by $N(z)=10^6(n(z)-1)$ as a function of the refractive index n at the vertical position z, the Zenith Delay ΔL^{zenith}, is formulated as:

$$\Delta L^{zenith} = 10^{-6} \int_L \mathrm{N}(z)\, dz \qquad (1)$$

The refractivity expression used in this study is established for the neutral atmosphere (essentially troposphere and low stratosphere) considered as a gas mixture at low pressure:

$$\mathrm{N} = \mathrm{k}_1 \frac{P_d}{T} + k_2 \frac{e}{T} + k_3 \frac{e}{T^2} + N_{lw} + N_{ice} \qquad (2)$$

with k_1, k_2, k_3 the atmospheric refractivity coefficients, P_d and e the partial pressure of dry air and water vapor, respectively. N_{lw} and N_{ice} are the refractivity contributions due to liquid water and ice, respectively.

Standard GPS Meteorological applications use $N = k_1 \frac{P_d}{T} + k_2 \frac{e}{T} + k_3 \frac{e}{T^2}$ for gases and neglect particles and water in forms other than gaseous. However, dispersive propagation in the neutral part of atmosphere can be caused, among other factors, by particles formed by the condensation of water vapor (such as rain, hail, pristine ice, snow and graupel) [Sohlheim et al., 1999; Hajj et al., 2002].

Liebe et al. [1991] proposed, for a signal frequency of less than 100 GHz, the following approximated formulation (single Debye model) for the additional contribution of liquid water to the refractivity (only the real part of the contribution is considered):

$$N_{lw} = \frac{3}{2} 10^6 \left[\frac{\varepsilon_{lw} - 1}{\varepsilon_{lw} + 2} \right] \frac{M_{lw}}{\rho_{lw}} \quad (3)$$

where ρ_{lw} is the density of liquid water, M_{lw} is the mass content of the liquid water particles per unit of air volume, and ε_{lw} is the permittivity of liquid water. For the Méso-NH model, cloud and water rain account for the mass content of liquid water M_{lw}.

Hufford [1991] proposed, for 1 MHz < f <1 THz, the following approximated formulation for the additional contribution of ice to the refractivity (only the real part of the contribution is considered):

$$N_{ice} = \frac{3}{2} 10^6 \left[\frac{\varepsilon_{ice} - 1}{\varepsilon_{ice} + 2} \right] \frac{M_{ice}}{\rho_{ice}} \quad (4)$$

where ρ_{ice} is the density of ice, M_{ice} is the mass content of the solid water particles per unit of air volume, and ε_{ice} the permittivity of ice. For the Méso-NH model, pristine ice, snow and graupel account for the mass content of ice (M_{ice}). Appendix 1 presents more details about these expressions of N_{lw} and N_{ice} which allow assessment of the contribution of Hydrometeors to Zenith Delay (ZHmD).

A1.2.2 Atmospheric refractivity coefficients

Several sets of constants for the refractivity coefficients k_1, k_2, k_3 have been proposed in the literature [Smith and Weintraub, 1953; Essen and Froome, 1963; Thayer, 1974; Hasegawa and Stokesberry, 1975; Bevis et al., 1994]. Saastamoinen [1973, part 2] has proposed an expression of k_1 as a function of P_d and T (see Appendix 2). For this study, the expression $k_1(P_d,T)$ has been adapted to GPS frequencies considering the wavelengths of approximately 19 cm (L1) and 24.4 cm (L2), and considering dry air as a perfect gas:

$$k_1(P_d, T) \approx \chi \left(1 + \beta \frac{P_d}{T}\right) \quad (5)$$

χ and β can be considered as a good first approximation as constant values for given frequencies (here L1 and L2). We suggest χ=0.7755 K/Pa and β=1.3*10^{-7} K/Pa considering the GPS frequency L1 which is also the frequency of the ionosphere free linear combination used in the GPS analysis (Lc, corresponding to 19 cm).

A1.2.3 Retrieval of Zenith Delay from Méso-NH

The Zenith Total Delay may be expressed as:

$$ZTD = 10^{-6}\int_0^{\infty}\left(k_1 R_d \rho_h + (k_2 R_w - k_1 R_d)\rho_w + k_3\frac{e}{T^2}\right)dz + 10^{-6}\int_0^{\infty}(N_{lw}+N_{ice})\,dz \quad (6)$$

$$= \underbrace{10^{-6}\int_0^{\infty}\left(k_1\frac{P}{T_v}\right)dz}_{ZHD} + \underbrace{10^{-6}\int_0^{\infty}\left(k'_2\frac{e}{T}+k_3\frac{e}{T^2}\right)dz}_{ZWD} + \underbrace{10^{-6}\int_0^{\infty}(N_{lw}+N_{ice})\,dz}_{ZHmD}$$

where R_d=*(287.0586±0.0055) J/(kmol.K)* is the specific molar gas constant for dry air, R_w=*(461.525±0.013)J/(kmol.K)* the specific molar gas constant for water vapor, ρ_h, ρ_w the densities of moist air and water vapor, P the total pressure, T_v the virtual temperature, and $k_2' = k_2 - k_1\frac{R_d}{R_w}$.

Note that the hydrostatic assumption has not been used to establish Zenith Hydrostatic Delay (ZHD), according to the Méso-NH equation system. For the GPS data analysis, the hydrostatic equilibrium is generally assumed so that ZHD can be evaluated from observations of surface pressure [Saastamoinen, 1972; Davis et al., 1985]:

$$ZHD_{P_S} = 10^{-6}\frac{k_1 R_d P_S}{g_m} \quad (7)$$

where P_s is the surface pressure.

g_m is the gravity in the center of the atmospheric column following Saastomoinen [1972] *(gm=9.784*(1-0.0026 cos(2λ)-0.000279H))* with *H* the height of the GPS station and *λ* its latitude). When the model vertical column is in hydrostatic equilibrium, ZHD from Eq.(6) reduces to Eq.(7), except that the gravity component in the center of the column g_m is replaced by the gravity used in the Méso-NH model (*i.e.* g_o=*9.807ms*$^{-2}$).

ZHD, ZWD and ZHmD have been estimated from the Méso-NH pressure, temperature and mixing ratio of water vapor and hydrometeors. The Méso-NH model provides these prognostic variables at the middle of its vertical layers. The vertical integration to estimate ZHD, ZWD and ZHmD adds up therefore each layer contribution from the ground surface to the top of the model. Above the model top (i.e., Ztop≈20 km), the mixing ratio of water vapor is weak, as well as the hydrometeor content. Therefore, neglecting the contribution of ZWD and ZHmD to ZTD above the top of the model is legitimate. However, the contribution of ZHD outside the model cannot be neglected as significant contributions up to approximately 80 kilometers altitude [Vedel et al, 2001]. The hydrostatic equilibrium can be assumed above the top of the model and thus ZHD_{out} is reduced to the hydrostatic formulation using the pressure at the top of the model.

A1.2.4 ZTD-ZWD-IWV relations

Integrated water vapor retrieval from GPS data (IWV_{GPS}) is commonly done by isolating zenith wet delays (ZWD_{GPS}) from GPS-measured zenith total delays (ZTD_{GPS}). For that, the zenith hydrostatic delay is assessed using surface pressure measurements (ZHD_{Ps}), which is then subtracted from ZTD_{GPS}. The inferred ZWD is then converted into IWV via a proportionality factor *κ* [Hogg et al., 1981]:

$$\mathrm{IWV}_{GPS} = \kappa \,.\, \mathrm{ZWD}_{\mathrm{GPS}} = \kappa \,.\, (\mathrm{ZTD}_{\mathrm{GPS}} - \mathrm{ZHD}_{P_s}) \tag{8}$$

with ZWD in m, IWV in kg/m².
κ is a function of the atmospheric temperature profile [Askne and Nordius, 1987] (referred to as $\kappa_{A\&N}$ here after) :

$$\kappa_{A\&N} \approx \frac{10^6}{R_w\left(\frac{k_3}{T_m}+k'_2\right)} \quad \text{with} \quad T_m = \frac{\int_L \frac{e}{T}\mathrm{d}z}{\int_L \frac{e}{T^2}\mathrm{d}z} \tag{9}$$

Several authors have proposed to approximate κ by a linear function of the surface temperature, which is more attractive for GPS analysis as only observations of surface temperature are required instead of vertical temperature profile observations. Bevis et al. [1992] established such a based surface temperature relation from a global climatology of radio-soundings (referred to as κ_{Bevis}), while Emardson and Derks [1999] determined site and region dependent relations taking into account more than 120000 radio-soundings from 38 sites in Europe, with among them a specific relation for the Mediterranean region which is our region of interest (referred to as $\kappa_{E\&D}$) :

$$\kappa_{Bevis} \approx \frac{10^6}{R_w\left(\frac{k_3}{T_m}+k'_2\right)} \quad \text{with} \quad T_m \approx 70.2 + 0.72\ T_S \tag{10}$$

$$\kappa_{E\&D} \approx \frac{10^3}{6.324 - 0.0177(T_S - 289.76) + 0.000075(T_S - 289.76)^2} \tag{11}$$

It is worth noting that the Méso-NH model offers the possibility to compute directly the ``true'' Integrated Water Vapor ($IWV_{Meso\text{-}NH}$) by vertical integration of the water vapor content (ρ_w) through the model vertical layers :

$$\mathrm{IWV}_{Meso-NH} = \int_L \rho_w \,\mathrm{d}z \tag{12}$$

A1.3 Data and numerical simulations

A1.3.1 GPS network and data analysis

Data from 35 GPS stations have been processed (Figure 1): stations AIGL, CHRN, FCLZ, GINA, JOUX, MICH, MTPL, NICE, SJDV and SOPH from the REGAL (``Réseau GPS permanent dans les Alpes'') network (http://kreiz.unice.fr/regal/), stations AJAC, EGLT, GRAS, MARS and TLSE from the national French permanent network RGP (http://lareg.ensg.ign.fr/RGP/index.html), stations SJDS and VERC from the semi-permanent network VENICE in south of France [Masson et al., 2003], stations BELL, CREU, EBRE, LLIV from the regional Spanish network CATNET (http://draco.icc.es/geofons/catnet/en/home.php), and station MAHO in the Baleares maintained by the Royal Observatory of Spain; stations ALAC, BOR1, BRUS, CAGL, GRAZ, MALL, MATE, ONSA, POTS, TORI, VILL, WTZR and ZIMM from the EUREF network (http://www.epncb.oma.be/index.html) are included in the data analysis as fiducial stations for the realisation of the reference frame. The GPS data analysis has been performed with the GAMIT software (version 10.07, King and Bock [2000]). A first analysis step calculates precise coordinates for the local stations for each 24 h of measurements. In this step, tropospheric parameters have been estimated with a 2 hourly resolution. The repeatabilities of the unconstrained daily GAMIT solution for all

baseline components are 1.2 mm, 2.1 mm and 4.7 mm for the north, east and up components, respectively. The final positions of the stations in the ITRF2000 reference frame (Altamimi et al., 2002) are obtained in a global solution using the Kalman filter, GLOBK [Herring et al., 1990]. The reference frame is realized by constraining the positions of 13 fiducial GPS stations to their ITRF2000 values. In a second analysis step, zenith delays and the two horizontal tropospheric gradients (NS and EW) are calculated hourly. Baselines greater than 2000 km have been used in order to decorrelate the tropospheric parameters from vertical position estimations [Tregoning et al., 1998]. Loose constraints have been applied on the station coordinates obtained in the first analysis step (1 m on horizontal and 2 m on vertical). The tropospheric parameters of the ambiguity free solution have been used. ZTD measurements have been produced using a sliding window strategy with sessions of 24 hours of data shifted by 12 hours. Only the middle 12 hours of each session has been retained (for more details see Champollion et al., [2004]).

A1.3.2 The 8-9th September 2002 flash-flood event

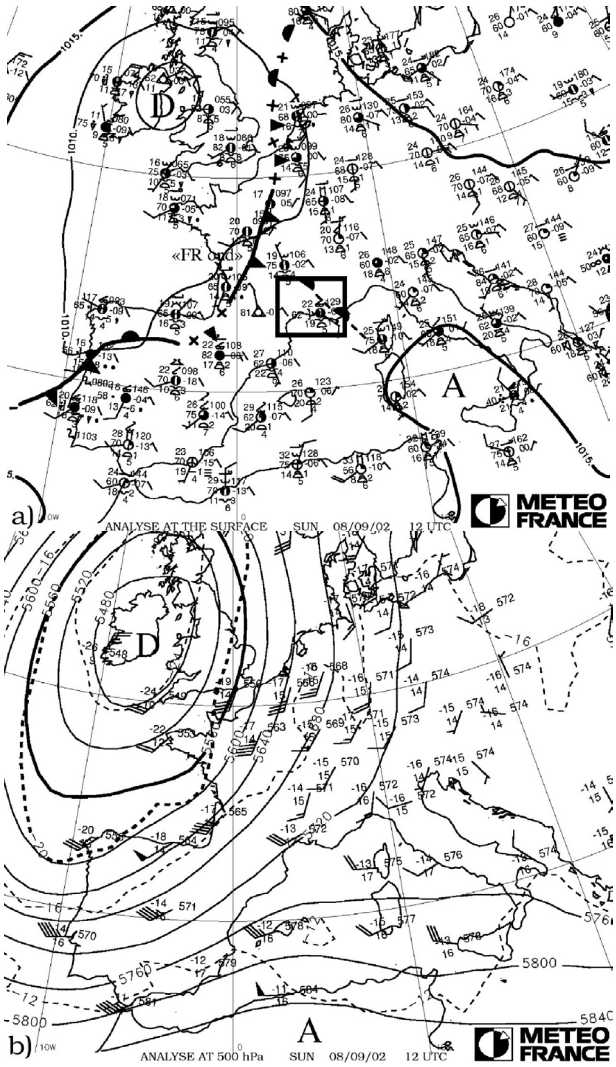


Figure 2: Surface and 500 hPa height analyses from METEO-FRANCE at 12 UTC, on the 8th September 2002. a) Surface analysis: The sea level pressure is shown with D for depression center and A for anticyclone center. The box delineates the area affected by the heavy rainfall event. b) 500 hPa analysis: The geopotentials (in m) and temperature (in Celsius degrees) are shown as solid and dashed lines, respectively (A for high center and D for low center of geopotential).

On 8-9th September 2002, a heavy precipitating system affected the Gard region (the region including Nîmes, Anduze and Orange, see Figure 1): 24 people were killed during this event and the economic damage is estimated at 1.2 billion euros [Huet et al., 2003]. Delrieu et al, [2005] proposed a detailed description of the meteorological and hydrological event; here we present only a brief overview. The meteorological environment was characterized by an upper cold pressure low, centered over Ireland, which extended meridionally to the Iberian Peninsula and generated a south-westerly diffluent flow over southeastern France on 8th September 2002 (Figure 2). Associated with this upper level low, a surface front undulated over western France. Convection formed well ahead of the surface cold front, in the warm sector, where a moist low-level southeasterly flow prevailed (see the window in Figure 2a for the location of the heavy precipitation). Prior to the development of the convection, the atmosphere was conditionally unstable in this region as evidenced on the midnight Nîmes radio-sounding of the 8th September (CAPE of the most unstable parcel about 850 J/kg). IWV computed from these radio-sounding shows that the water vapor content of the atmosphere was already high (33 kg/m²). This value is in the upper ten percent of the distribution of IWV for the Nîmes sounding for September months between 1994 and 2003, the average value being of 22 kg/m². After the onset of convection, the 12 UTC sounding is almost saturated with a precipitable water value of 39 kg/m² reaching the upper five percents of the distribution of IWV for the 1994-2003 Nîmes soundings.

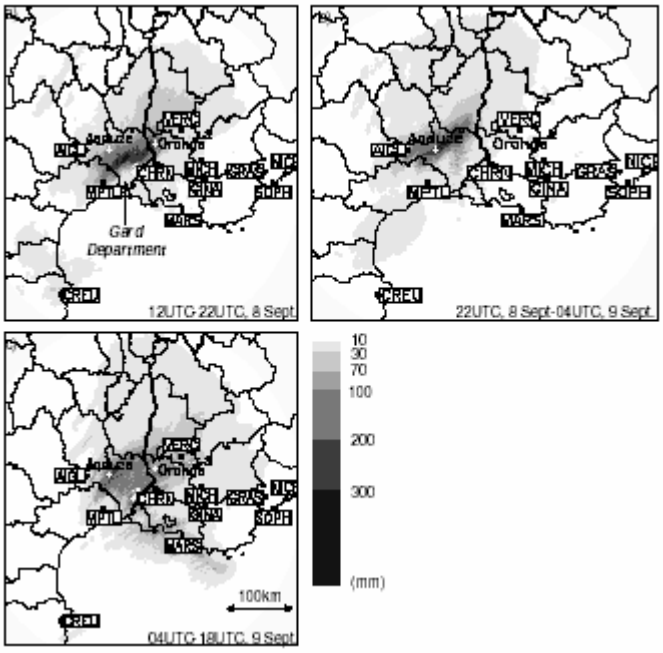


Figure 3:Accumulated rainfall (in mm) from the Nîmes radar: a) from 12 UTC to 22 UTC, 8 September 2002; b) from 22 UTC, 8 September 2002 to 04 UTC, 9 September 2002; c) from 04 UTC to 18 UTC, 9 September 2002. The thin lines delineate the French departments. Locations of some GPS stations (black bullets, station names in boxes) and of two rain gauge stations (white crosses) are indicated.

Triggered over the Mediterranean Sea during the early morning, the convective cells progressed northward to form inland a quasi-stationary Mesoscale Convective System (MCS) over the Gard region after 08 UTC on the 8th. The quasi-stationary MCS stood over the same region until approximately the next morning and

then evolved eastward with the surface front. High surface rainfall was recorded over the Gard department, with a maximum of recorded daily precipitation that has reached about 700 mm. Figure 3 presents the accumulated rainfall from the Nîmes radar for the three phases of the rainfall event as identified by Delrieu et al [2005] : i) during phase I (prior to 22 UTC the 8th, Figure 3a), the precipitation induced by the MCS were mainly over the plain region of the Gard department; ii) then phase II (between 22 UTC the 8th and 04 UTC the 9th, Figure 3b) was characterized by a shift of the MCS toward the upper regions at the limit of the mountain ridge (near Anduze), where it merged with the surface front that has progressed eastward in the same time; iii) during phase III (after 04 UTC the 9th, Figure 3c), the front with the embedded convection moved eastward and swept again the Gard plain region. Figure 4 shows the temporal evolution of the hourly rainfall for two rain gauges; one (Anduze station) corresponds to the region where the maximum of daily surface rainfall was recorded. The second one (Orange station) is situated 60 km eastward and north of the CHRN GPS station (see Figure 1 for locations). The Orange station recorded significant precipitation during phase I, then rainfall weakened when the precipitating system moved westward over the upper regions (phase II), before again showing rainfall peaks corresponding to the front passage (phase III). The temporal evolution of ZTD at CHRN station is well correlated with the precipitation evolution at Orange and also shows the three phases. At Anduze, significant rainfall was mainly produced from the end of phase I to the beginning of phase III. In less than 9 hours, 500 mm were recorded at Anduze. No rainfall was observed after 09 UTC on the 9th, the front and associated convection had already evacuated the Anduze region.

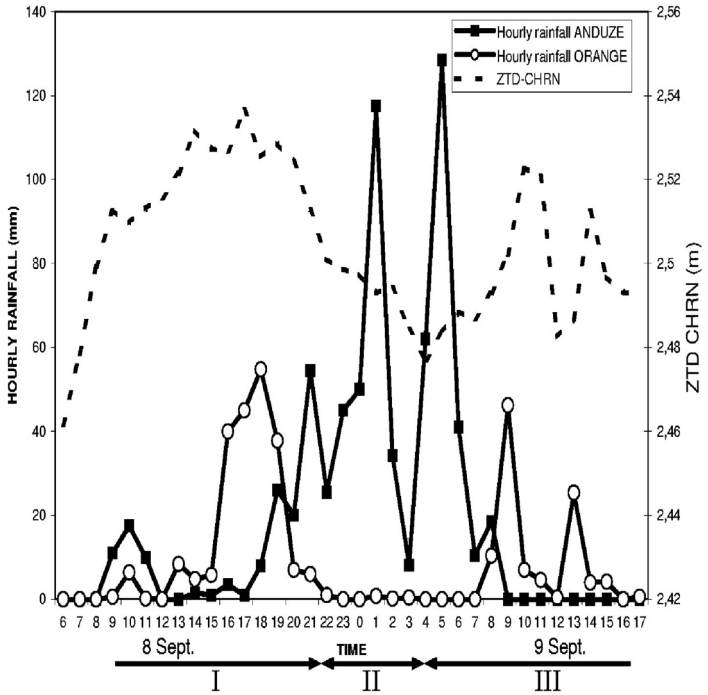


Figure 4: Temporal evolution from 6 UTC, 8 Sept. 2002 to 18 UTC, 9 Sept. 2002 of ZTD (m) at CHRN (dashed curve) and of hourly surface rainfall (mm) at Anduze (solid line with black squares) and Orange (solid line with white bullets) rain gauge stations. The three phases (I, II, III) of the rainfall event identified by [Delrieu et al., 2005] are also indicated at the bottom of the figure.

A1.3.3 Characteristics of the Méso-NH simulations

The 8-9th September event has been simulated with the non-hydrostatic Méso-NH model. A comprehensive description of this model can be found in Lafore et al.,

[1998]. The simulations were performed using two nested grids (Figure 1) interacting with each other according to a two way interactive grid-nesting method [Clark and Farley, 1984; Stein et al., 2000]. The horizontal resolution of the two domains is 9.5 km and 2.4 km respectively. In the following, only the delays and IWV for the 2.4-km domain are discussed. The vertical grid is defined by a stretched vertical coordinate [Gal-Chen and Somerville, 1975], with 40 vertical levels spaced by 75 m in the lowest levels to 900 m at the top of the model which is at about 20 km. The prognostic variables are the three-dimensional wind components, the potential temperature, the mixing ratios of six water variables (vapor, cloud water, rainwater, primary ice, graupel and snow) and the turbulent kinetic energy. A bulk microphysical scheme [Caniaux et al., 1994 ; Pinty and Jabouille, 1998] governs the equations of the six water species. Convection is explicitly resolved for the inner domain (no convective parametrization scheme).

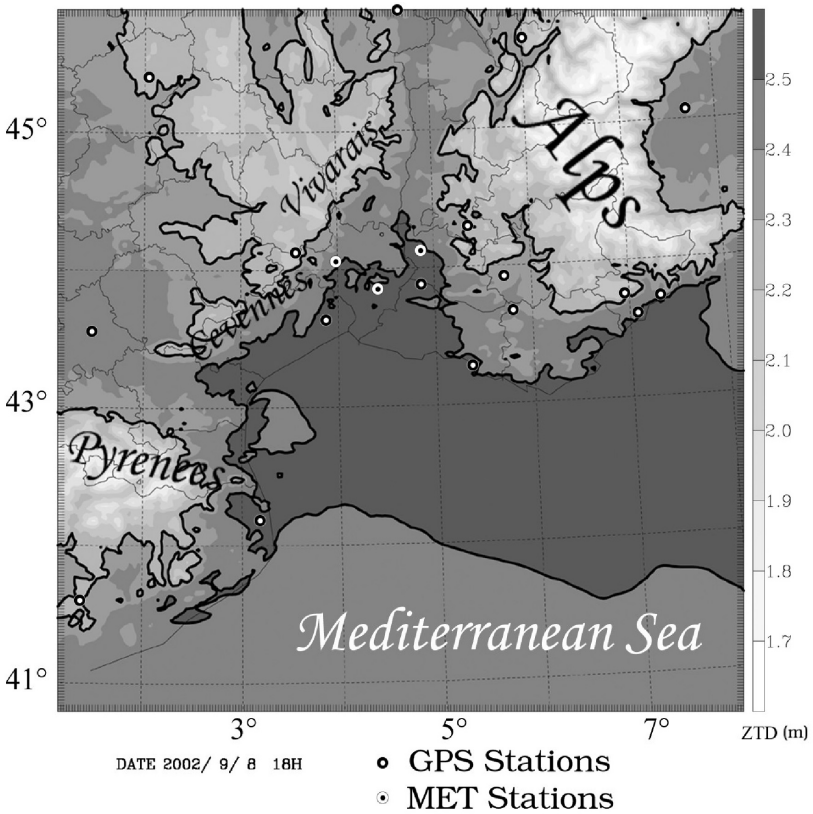


Figure 5: 2D field of ZTD at 15 UTC, 8 Sept. 2002, from RAD12 experiment (in m). The thick lines highlight the 2.5m and 2.3 m contours.

In this study, three experiments have been considered. The simulations differ only from their initial conditions [Ducrocq et al., 2003 ; Chancibault et al., 2004]. The first one (ARP12 experiment) starts from the large scale ARPEGE analysis. For the second one (RAD12 experiment), the mesoscale initialization procedure of Ducrocq et al. [2000] has been applied. It is composed of a mesoscale surface observation analysis and an adjustment of water vapor and hydrometeor contents based on the radar reflectivity and Infra-Red METEOSAT brightness temperature valid for 8 September at 12 UTC. The mesonet surface observations, which are on average spaced by about 30 km, are analyzed by an optimal interpolation analysis that has been tuned for the mesoscale [Calas et al., 2000; Ducrocq et al., 2000]. Then, a cloud and precipitation analysis based on the radar and satellite data updates the water vapor by imposing saturation inside cloudy regions, and adds rainwater [snow]

below [above] the freezing level according to the reflectivity values. For the AMA12 experiment, the water vapor and hydrometeor adjustment is not applied; its initial state is simply obtained from the mesoscale surface data analysis. The background to the mesoscale initialization procedure is provided by the 12 UTC ARPEGE analysis, so that the initial conditions of ARP12 and AMA12 differ only in the boundary layer, whereas middle and upper tropospheric moisture and hydrometeors are added inside the observed cloudy and rainy regions in the initial conditions of RAD12 with respect to AMA12. Chancibault et al. [2004] have performed a hydrological validation of these experiments and showed that high-resolution simulations improve the amount of surface rainfall compared to the actual operational models. In addition, the mesoscale initialization procedure improves significantly the location of the MCS during the phase I of the event.

A1.3.4 Assessments of Zenith Delays from Méso-NH outputs

Computation of zenith delays and IWV according to section 2 has been incorporated in the post-processing of the Méso-NH model. The synthetic delays (ZTD, ZHD, ZWD, ZHmD) and IWV have been computed at each column of the 2.4 km domain, providing 2D fields of these parameters. An example of the ZTD field is presented in Figure 5, where the mesoscale variability of ZTD and its terrain elevation dependence can be noticed. An estimation of the synthetic delays at GPS station locations inside the Méso-NH domain has also been developed. For that purpose, a bilinear interpolation between the four closest grid columns is applied and the differences between the model orography and the true station altitude are also taken into account. For the eighteen GPS stations inside the inner Méso-NH domain (Figure 1b), only VERC is below the model orography of the 2.4-km domain, with a departure of only 25 m. All the other stations are above the model orography, with a maximum difference for AIGL (436 meters). For the 9.5-km domain, the differences with respect to the true orography are larger, with GINA, MARS, VERC and TORI below the model orography (altitude differences are respectively 53, 122, 90 and 64 m), and the maximum difference above the model orography for AIGL with 833 meters. Although the high resolution orography of the 2.4-km domain when compared with the 9.5-km domain reduces the differences between the model orography and the height of the GPS sites (the true orography), an altitude correction has to be considered for mountainous regions. However, such corrections are not straightforward, especially when extrapolation below the model orography is required. As we only compute delays for the 2.4-km domain where the height differences are small, we have applied an altitude correction only when the real station height is above the model orography, by removing the contributions to the vertical integration below the height of the GPS sites. In our simulations, such corrections may induce a delay reduction up to 13.5 cm for AIGL. No correction is proposed for the stations below the model orography in this study (only VERC is concerned for the 2.4-km domain), however, a correction can be considered for future work. Extrapolation methods such as the one proposed by *Vedel et al.* [2001] that assumes a hydrostatic state of the atmosphere, constant relative humidity and a constant temperature lapse rate could be retained.

A1.4 Sensitivity tests on zenith delay formulation

In this section, the sensitivity of the zenith delay formulations to various factors (expression of refractivity coefficients, hydrometeor contributions, hydrostatic assumption and conversion of ZWD into IWV) is evaluated, based on the simulations

of the 8-9th September 2002 event. To help synthesizing the results, statistical parameters have been computed. They concern the evaluation of delays and IWV, evaluated at each model column and at an hourly step between 12 UTC 8 September 2002 to 06 UTC 9 September 2002, resulting in a population of 240*240*18 elements. A reference for the delay formulations is defined with refractivity constants from Bevis et al. [1994] and no hydrometeor contributions) and statistics aim at documenting the departures from this reference by a given sensitivity test. The statistical parameters are presented for the AMA12 simulation; results for the two other experiments (ARP12 and RAD12) do not differ significantly from AMA12 ones. When analysing these statistical parameters, one must have in mind that from a meteorological point of view, 6 millimeters of ZWD correspond approximately to 1 kg/m² of IWV which is the limit of resolution of standard meteorological water vapor measurements.

A1.4.1 Refractivity coefficients

For a complete analysis of the sensitivity of the ZTD evaluation to the formulation of refractivity, different sets of refractivity constants proposed in the literature have been firstly examined (two expressions of Smith and Weintraub, [1953] with two and three coefficients, Essen and Froome, [1963], Thayer, [1974], Hasegawa and Stokesberry, [1975], and Bevis et al., [1994]). Our tests show that there are no significant differences in zenith delay evaluations between each set of constants (a mean ZTD bias of less than 2 mm and a maximum difference of less than 3.5 mm) except for the expression of ZTD from Smith and Weinstraub [1953] with only two refractivity coefficients. The mean bias reaches nearly 12 mm and the maximum bias is 12.6 mm (overestimation). Note that this formulation of refractivity with only two coefficients is often used in GPS applications. The significant overestimation is due to the approximation which has been made to obtain one coefficient rather than two to formulate the water vapor contribution to the refractivity.

The refractivity constants are given with uncertainties by the different authors. Considering the upper bounds of the uncertainty range leads to average biases of 2 mm for the *Bevis et al.*, [1994] constants. Note that the ZTD estimates with different sets of refractivity constants are all included in the uncertainty range of Bevis et al., [1994] estimations, except again for the two constants expression of Smith and Weintraub, [1953].

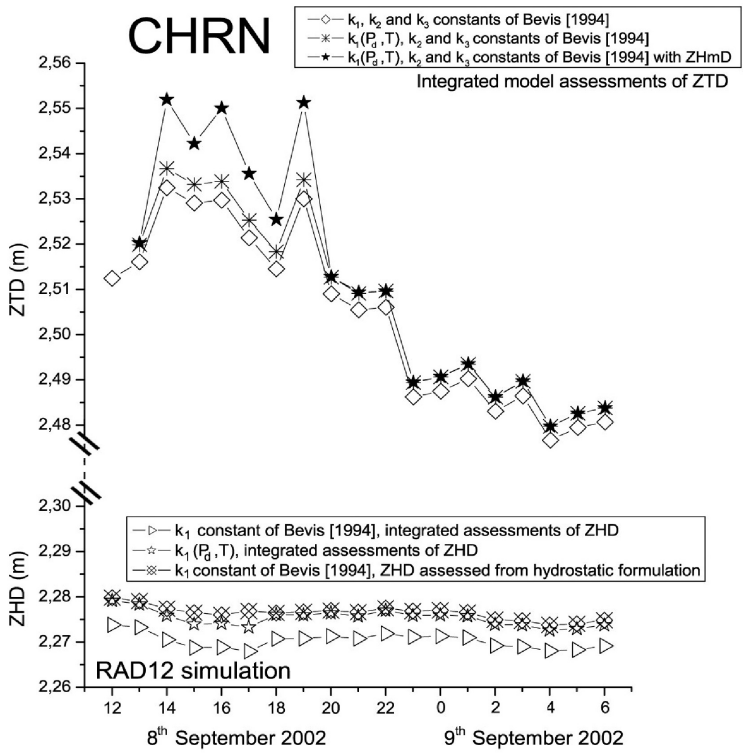


Figure 6: Time-series of zenith delays (in m) estimated from different formulations, at the CHRN GPS site the 8-9th September 2002 for the RAD12 experiment. The y-axis has been cut to show ZTD and ZHD on the same graphic keeping the same scale. In the upper part of this graphic the zenith total delay is evaluated: i) with constant refractivity coefficients k_1, k_2 and k_3 from Bevis et al. [1994], ii) with a refractivity coefficient $K_1(P_d,T)$ and k_2, k_3 from Bevis et al. [1994], iii) with $K_1(P_d,T)$ k_2, k_3 from Bevis et al. [1994] and contributions of hydrometeors to zenith delays (ZHmD) added. In the lower part, ZHD has been evaluated: i) with constant coefficients $k_1$of Bevis et al. [1994], ii) with $K_1(P_d,T)$, iii) from the hydrostatic formulation and $k_1$from Bevis et al. [1994].

The impact of using a coefficient k_1 function of the pressure and temperature has been assessed. Figure 6 presents the temporal evolutions of ZHD and ZTD at CHRN station for $k_1(P_d,T)$ and the constants set of Bevis et al. [1994] based on the RAD12 simulation. Departures from the Bevis et al. [1994] constants set reach at most 5 mm and are therefore at the limit of significance. The statistical parameters computed on the AMA12 experiment (Table 1, column 2) confirm this result, as the mean bias is approximately 2 mm, for a maximum departure of 5 mm.

	$K_1(P_d,T)$	ZHD_{Ps} with g_m	ZHD_{Ps} with g_o
ΔZHD_{mean} (mm)	2.105	5.977	-0.815
δ_{ZHD} (mm)	0.544	0.597	3.414
ΔIWV_{min} (mm)	-0.465	1.546	-3.725
ΔIWV_{max} (mm)	4.964	24.642	18.001

*Table 1: Statistical results for ZHD from AMA12 simulation. Column 2 : ZHD from with $K_1(P_d,T)$ given. Column 3 : ZHD_{Ps} with g_m from Saastamoinen [1972]. Column 4: ZHD_{Ps} but with g_m replaced by g_o. The mean bias (ΔZHD_{mean}), the standard deviation (δ_{ZHD}), and the minimum and maximum departures (ΔZHD_{min} and ΔZHD_{max}) are evaluated using as reference ZHD with the Bevis et al., [1994] constants set. The statistics consider the 18 hours of simulations and the 240*240 grid-points.*

To sum-up, results show a weak sensitivity to the refractivity coefficients, with differences in the domain of uncertainty of the water vapor measurements. In the following, the constants set of Bevis et al. [1994] is used.

A1.4.2 The Hydrostatic Formulation of ZHD

ZHD is computed by vertical integration through the model grid thermodynamic profiles. It is here compared with the commonly used formulation of ZHD deduced from ground pressure. These formulations of ZHD differ in two aspects: the gravity constant and the hydrostatic assumption. On the one hand, assuming an hydrostatic state, ZHD scales by g_m/g_o the vertical integrated ZHD value. On the other hand, the non-hydrostatic equation system of Méso-NH allows to fully study the impact of assuming or not an hydrostatic equilibrium. Given the same gravity constant, it is therefore possible to isolate the impact of assuming an hydrostatic equilibrium. For the heavy precipitation event simulated here, atmosphere departs from the hydrostatic equilibrium inside the vigorous deep convective cells, as well as, to a lesser extent, within the gravity waves induced by the convection. The difference between the two formulations of ZHD (assuming the same gravity constant) is shown at 15 UTC, 8 September 2002, on Figure 7a. Figure 7b presents the model reflectivity at the same time; only high values of reflectivity are shown in order to highlight the convective part of the rainfall system. Inside the intense convective cells (*i.e.* areas with reflectivity above about 40 dbZ), the pressure tends to be weaker than the hydrostatic pressure, resulting in larger delays for the hydrostatic formulation than for the integrated model one. The maximum difference of ZHD reaches 18 mm at 15 UTC. The pressure is also larger than the hydrostatic pressure in some locations affected by gravity waves, leading to weaker delays for the hydrostatic formulation than for the integrated model one. The absolute values of the departure from the hydrostatic equilibrium are however weaker than inside the convective cells.

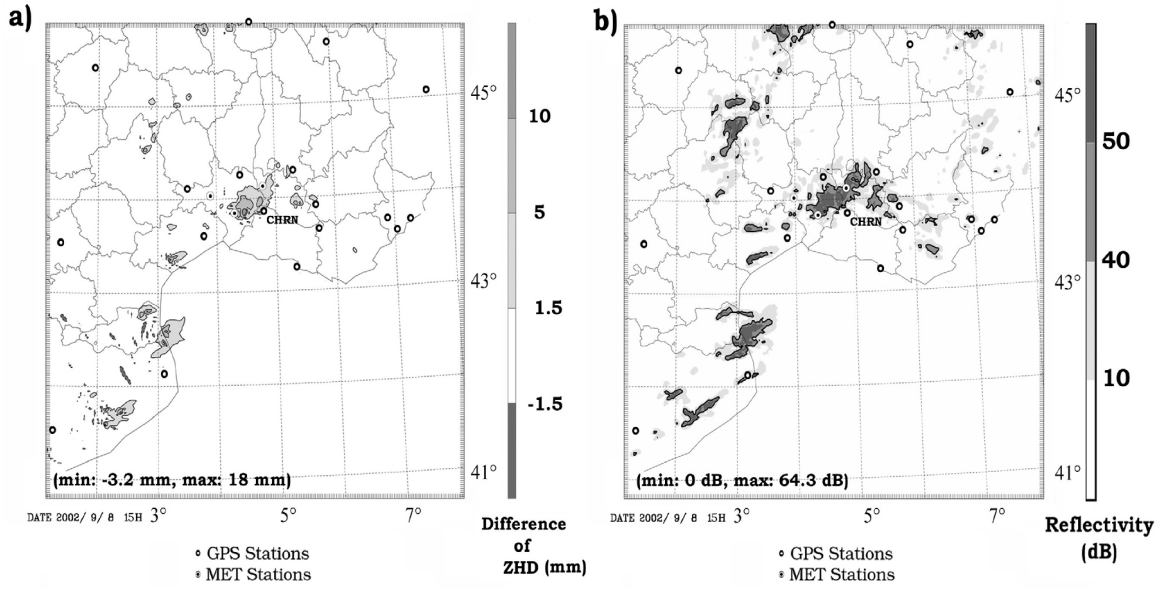


Figure 7: a) Zenith Hydrostatic Delay (ZHD) difference (in mm) between the hydrostatic formulation but using g_o and the integrated model formulation given by at 15 UTC 8 September 2002 for the AMA12 experiment. b) Model reflectivity for the same time and experiment (in dBZ, thick lines for the 40 dBz contour).

Figure 6 displays the temporal evolution of ZHD at the CHRN station (lower part of the graphic) for the hydrostatic formulation considering the two sources of differences (*i.e.* gravity constant and hydrostatic assumption) from the model integrated estimation. The ratio between g_m and g_o is about 0.997 for the CHRN station, which leads to a mean shift between the ZHD_{Ps} curve and the model integrated ZHD one of about 6 mm, except between 14 and 17 UTC on 8 September 2002 where the departure is slightly larger. Indeed, between 14 and 17 UTC 8 September 2002, the Méso-NH model simulates convective cells in the region of CHRN, leading to non-hydrostatic vertical profiles at CHRN. Therefore, for that period, the departure between ZHD_{Ps} and the model integrated ZHD is increased, reaching 9 mm. The statistical parameters confirm the overestimation by the hydrostatic formulation. Table 1 presents statistical results for both sources of differences. Column 3 evaluates the differences between the hydrostatic formulation with a gravity constant defined by [*Saastamoinen*, 1972] and the integrated formulation of ZHD in Méso-NH. The mean departure is about 6 mm. Column 4 evaluates the differences using g_0 for the hydrostatic formulation, thus isolating the impact of the hydrostatic assumption. The departures due to the hydrostatic assumption range from -3.7 mm to 18 mm. While the differences due to a different gravity constant remain in the domain of the measurement precision, the departures due to non-hydrostatic effects can be significant inside the convective cells. This highlights potential errors in the estimation of ZWD and IWV from GPS measurements inside observed convective systems by the commonly used GPS data processing.

A1.4.3 Hydrometeor contributions to Zenith Delay (ZHmD)

In this part, the contributions of liquid water and icy hydrometeors to Zenith Delays (ZHmD) are estimated. Figure 6 (upper part) shows the Zenith Total Delay at the CHRN station including the hydrometeor contribution ZHmD. It can be seen that ZHmD can reach more than 20 mm in the afternoon of 8 September 2002. These large contributions are mainly located inside the convective part of the Mesoscale Convective System as can be seen on Figure 8 which displays ZHmD at 21 UTC 8 September 2002. ZHmD reaches more than 50 mm in the heart of the convective part of the simulated precipitating system which is materialized by the synthetic reflectivities displayed on Figure 9b. During the 18 hours of simulation, the maximum of ZHmD attains 70 mm at 15 UTC 8 September. It is worth noting that the contributions induced by liquid water species are generally 10 times larger than the icy species ones.

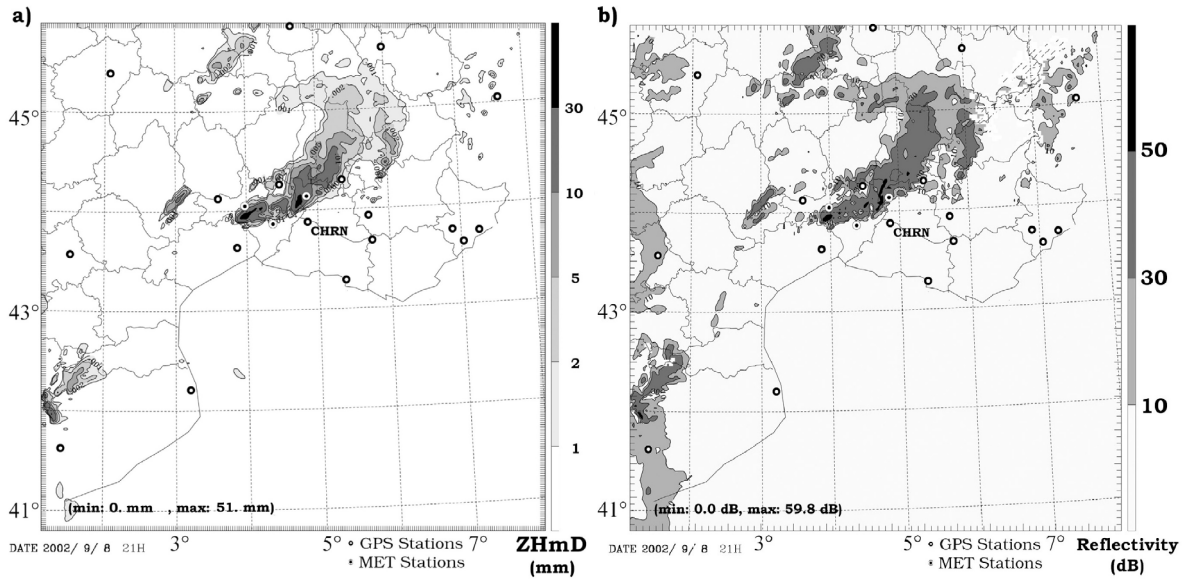


Figure 8: a) Zenith Hydrometeor Delay (ZHmD in mm) evaluated at 21 UTC on the 8th September 2002 for the AMA12 experiment. b) Synthetic RADAR reflectivity evaluated for the same experiment at the same time.

Figure 9 shows the temporal evolution of the surface in the model concerned by significant hydrometeor contributions, splitting in four classes (5-10 mm, 10-15 mm, 15-20 mm and >20mm). Clearly the areas concerned by large ZHmD contributions are correlated with the convective activity of the system. Between 14 UTC and 18 UTC, 8 September 2002, and after 03 UTC, 9 September 2002, the surface with ZHmD contributions larger than 20 mm reaches more than 1000 km². A surface of about 5000 km² is concerned by ZHmD contributions larger than 10 mm during the afternoon of 8 September. Therefore, for such torrential rain event, the hydrometeor contributions are far from being negligible.

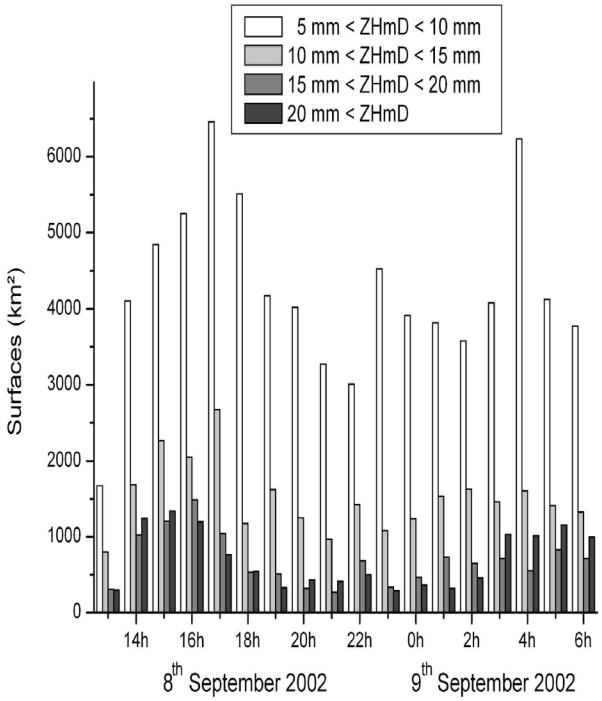


Figure 9: Temporal evolution of the surfaces concerned by ZHmD hydrometeor contributions ranking in four classes (5-10 mm, 10-15 mm, 15-20 mm and greater than 20mm) from the RAD12 simulation.

A1.4.4 Relationship between ZWD and IWV

We examine now the differences between, on one hand, IWV deduced from model ZWD and applying $\kappa_{A\&N}$, κ_{Bevis} or $\kappa_{E\&D}$ and, on the other hand, from the model value of Integrated Water Vapor $IWV_{Meso\text{-}NH}$.

	ΔIWV_{mean}	ΔIWV_{max}	ΔIWV_{min}	δ_{IWV}
ZWD $\xrightarrow{\kappa_{A\&N}}$ IWV	0.000023	0.000771	-0.000721	0.000251
ZWD $\xrightarrow{\kappa_{Bevis}}$ IWV	0.075769	2.056095	-0.590326	0.239056
ZWD $\xrightarrow{\kappa_{E\&D}}$ IWV	-0.240088	0.517275	-1.044479	0.328613
(ZWD+ZHmD) $\xrightarrow{\kappa_{Bevis}}$ IWV	-0.143756	11.385027	-0.591102	0.390532
(ZWD+ZHmD) $\xrightarrow{\kappa_{E\&D}}$ IWV	-0.170867	10.775850	-1.044480	0.471789
ZWD_{GPS} (with ZHmD) $\xrightarrow{\kappa_{Bevis}}$ IWV	-0.201543	8.308893	-1.821499	0.383244
ZWD_{GPS} (with ZHmD) $\xrightarrow{\kappa_{E\&D}}$ IWV	-0.513178	7.730010	-1.920879	0.438222
ZWD_{GPS} (without ZHmD) $\xrightarrow{\kappa_{Bevis}}$ IWV	-0.271022	2.084003	-3.110261	0.273580
ZWD_{GPS} (without ZHmD) $\xrightarrow{\kappa_{E\&D}}$ IWV	-0.582365	0.383563	-3.576720	0.316849

Table 2: Statistical results (in kg/m²) of different methods of conversions of ZWD into IWV or standard (GPS stand-alone) extractions of IWV from ZWD (via ZHD estimated from ground pressure) are presented. Statistics have been computed for the AMA12 experiment, with the set of refractivity constants of [Bevis et al., 1994]. Estimation of the mean difference ΔIWV_{mean} and the standard deviations δ_{IWV} between deduced IWV and model IWV has been performed. The maximum positive and negative (ΔIWV_{max} and ΔIWV_{min}) shifts are also presented.

The three first lines of Table 2 display the mean bias, the standard deviation as well as the maximum and minimum differences between the different IWV estimations with $\kappa_{A\&N}$, κ_{Bevis} or $\kappa_{E\&D}$ and $IWV_{Meso\text{-}NH}$. IWV obtained by the conversion with the κ given by Askne and Nordius [1987] corresponds almost exactly to $IWV_{Meso\text{-}NH}$. Figures 10ab show the differences between $IWV_{Meso\text{-}NH}$ and IWV_{Bevis}, and between $IWV_{Meso\text{-}NH}$ and $IWV_{\kappa E\&D}$, respectively, i.e. the two formulations depending on surface temperature. Figure 10c presents the model $IWV_{Meso\text{-}NH}$. These values are calculated for the AMA12 experiment at 15 UTC the 8th September 2002. $IWV_{Meso\text{-}NH}$ reaches more than 45 kg/m², implying $IWV_{Meso\text{-}NH}$ values of more than 300 mm in the Gard region. We can see weaker values over the relief, and a moist area over the Mediterranean Sea and its littoral feeding the convective system. Figure 10a considers κ calculated with the expression of T_m given by Bevis et al. [1992] based on a global climatology. It exhibits a highly variable differential field covering an amplitude of 2.7 kg/m². The high variability of this field may arise from surface temperature variability induced by orography and land cover. Over the sea, the smoother surface temperature and the zero orography result in a smoother differential field. The mean difference is about 0.08 kg/m² (Table 2), whereas the

maximum positive shift reaches 2 kg/m² and the maximum negative shift -0.6 kg/m². Figure 10b considers κ calculated with the expression of Emardson and Derks [1999], a Mediterranean specific climatology. With respect to the conversion with κ_{Bevis}, this one provides a smoother differential field with lower amplitudes of the variations (an interval of 1.5 kg/m² is covered). The conversion over the continental area yields IWV values close to $IWV_{Meso\text{-}NH}$. However, over almost all the sea surface, the differences of the IWV evaluations reach more than -0.5 kg/m². This results in a mean bias of -0.24 kg/m² (higher than Bevis), but the maximum positive shift reaches only 0.45 kg/m²and the maximum negative shift only -0.86 kg/m² (lower than Bevis). The ZWD to IWV conversion formula of Emardson and Derks [1999] appears more adapted to our study than the one of Bevis et al., [1994]. However, the comparison of these two conversions shows very weak differences in IWV. Only sparse sites present more than 1 kg/m²of IWV differences between the Bevis et al. [1992] and the Emardson and Derks [1999] conversion, without correlation with the location of the IWV maximum.

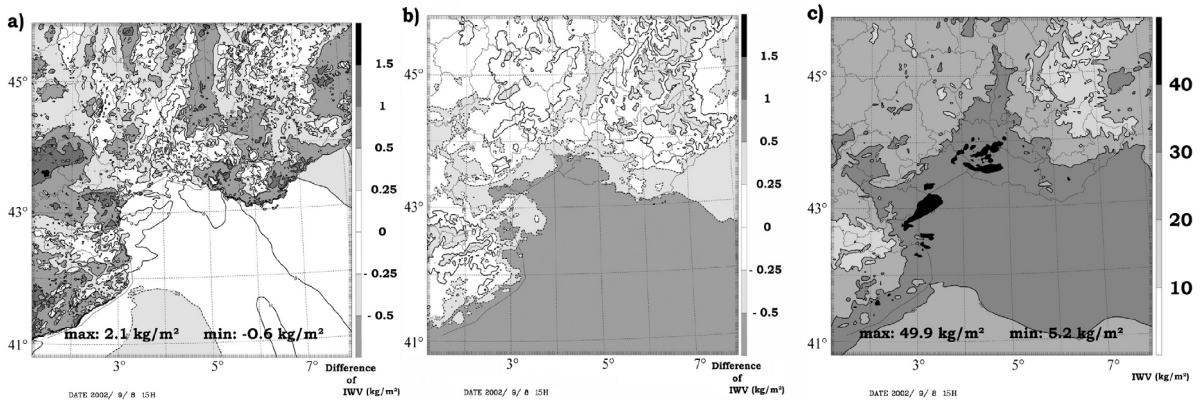


Figure 10: Differences between IWV conversions from ZWD and $IWV_{Meso\text{-}NH}$ (in kg/m²) at 15 UTC the 8th September 2002 from AMA12 experiment. a) Difference between IWV (deduced from synthetic ZWD and κ_{Bevis}) and $IWV_{Meso\text{-}NH}$. b) same as a), but for $\kappa_{E\&D}$. c) $IWV_{Meso\text{-}NH}$.

In lines 4 and 5 of Table 2, the conversion of the sum of ZWD and ZHmD into IWV has been estimated, simulating the fact that in GPS stand-alone IWV measurements ZWD and ZHmD cannot be distinguished. The statistical results show mean biases of less than 0.2 kg/m², but the extreme values reach more than 10 kg/m². That means there is a risk of bad conversion of ZWD into IWV with κ inside intense precipitation systems when a distinction between ZWD and ZHmD is not available, as is generally the case for GPS measurements of IWV.

The different error sources of the standard GPS IWV extraction are now compared in more detail. Model estimated ZTD has been reduced by ZHD_{Ps} determined from ground pressure to ZWD, then the extracted ZWD is converted into IWV by κ_{Bevis} or $\kappa_{E\&D}$. Four more statistical results concerning this standard GPS IWV extraction are presented in Table 2 (lines 6 - 9). Model ZTD is always the sum of ZWD, ZHmD and ZHD. In lines 6 and 7, IWV extractions from (for GPS stand-alone measurements inseparable) ZWD + ZHmD contributions are estimated (IWV = κ (ZWD + ZHmD)). Extraction with κ_{Bevis} and $\kappa_{E\&D}$ are quasi equivalent: the mean biases are less than 0.6 kg/m². This degradation with regard to lines 4 and 5 is due to the ZHD determination from P_s with the hydrostatic formulation. However, like for lines 4 and 5 of this Table, including hydrometeors contributions in the IWV conversion induces high extreme values of the differences with respect to model IWV (close to 8 kg/m²). This lower value with respect to the approximately 11 kg/m² in

lines 4 and 5 (where integrated ZHD was used to separate ZWD from ZTD) is due to the overestimation of ZHD and the subsequent underestimation of ZWD by the hydrostatic formulation. In lines 8 and 9, IWV extractions from ZWD without ZHmD contribution (IWV = κ ZWD) are proposed. Information about ZHmD necessary to separate it from GPS deduced ZWD as suggested in this test could be provided by polarimetric radar measurements. The mean biases are similar to the previous values in lines 6 and 7, but the extreme values are limited to a little more than 3 kg/m².

The determination of IWV from GPS ZTD is sufficiently precise in the average, considering that 1 kg/m² of IWV is the limit of resolution of standard meteorological water vapor measurements. All mean differences of the different retrieval strategies with respect to model IWV presented in Table 2 are below 0.6 kg/m². The larger part of these differences in the estimation of IWV from GPS-like strategy is due to the ZHD approximation with the hydrostatic formulation, not to the ZWD to IWV conversion with $\kappa(T_s)$. Special attention has to be paid in strong precipitation areas as large contributions to the delay due to the hydrometeors may be included in the GPS deduced ZWD.

A1.5 Validation of the Méso-NH simulations with GPS ZTD

In this section, the zenith delays simulated by the three numerical experiments (ARP12, RAD12 and AMA12) are compared with the observed GPS ZTDs. This will allow to quantify the impact of the three different initial conditions of the experiments on the delay estimation, and therefore on the value of integrated moisture throughout the troposphere. We will also verify if the simulation with the best fit to the GPS measurements is also the one simulating best the precipitation field. Figure 11 shows the accumulated surface rainfall during phase I of the event from the three numerical experiments, superimposed with the rain gauge data. When comparing to the rain gauge data and to the radar rainfall estimations (Figure 3a), the RAD12 and AMA12 simulations clearly provide a better localization of the heaviest precipitation during phase I of the event than the ARP12 simulation. RAD12 performs slightly better than AMA12 concerning the localization of the heaviest precipitation and the estimation of the maximum amount. For the two other phases of the event, the benefit of using a mesoscale data analysis as initial conditions decays; the three simulations have the same drawback which is an underestimation of rainfall over the Gard plain [Chancibault et al., 2005].

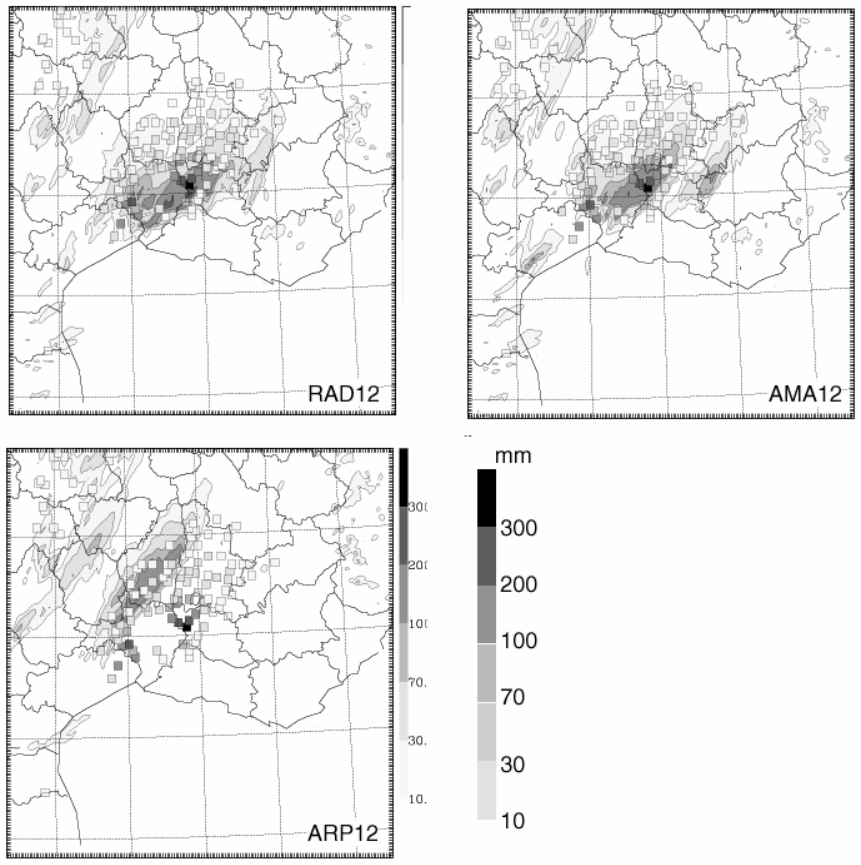
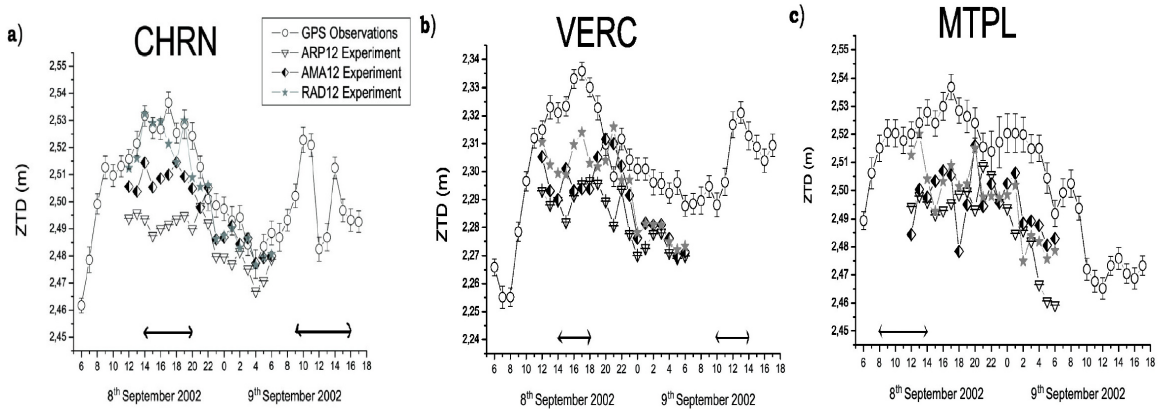


Figure 11: Accumulated rainfall (in mm, grey scale) for the phase I (from 12 UTC to 22 UTC, 8 September 2002) from the three Méso-NH simulations superimposed to the rain gauge data (grey boxes; only stations with accumulated rainfall larger than 10 mm are plotted).

Figure 12 shows the zenith total delays assessments for the three simulations and observations at some of the GPS stations (*see* Figure 3 for locations). The GPS measurements are plotted from 06 UTC the 8th to 17 UTC the 9th, whereas the simulated ZTD are plotted from 12 UTC the 8th to 06 UTC the 9th. Note that GPS observations are missing at the MARS station at the end of the period. The mean differences between observed GPS ZTD and Méso-NH ZTD have been computed for all the GPS stations inside the 2.4 km domain, except for those too close to the borders of the model domain (BIAS score, Figure 13). ZTD from simulations are based with the Bevis coefficients; the contributions from hydrometeors are not included.



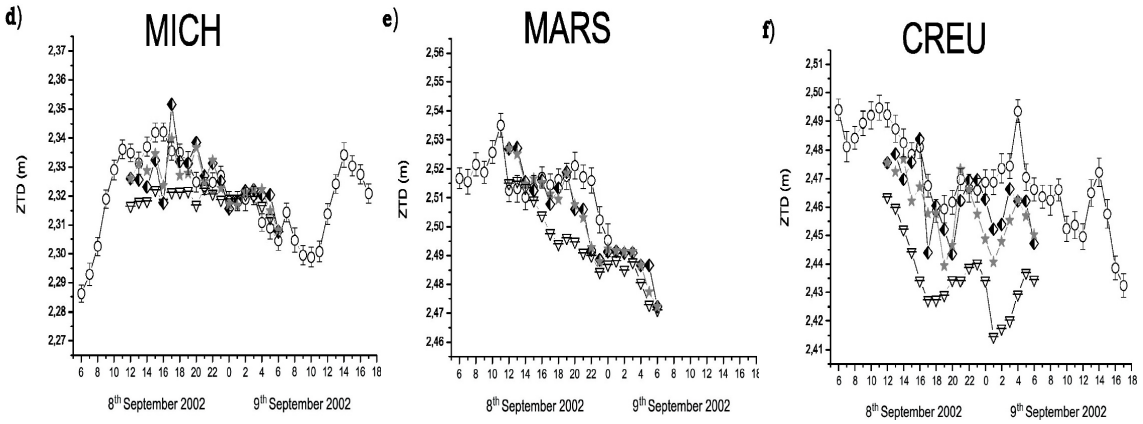


Figure 12: Time-series (in m) at 6 GPS sites of ZTD observations and integrated assessments of synthetic ZTD with the set Bevis et al. [1994] of atmospheric refractivity coefficients considering 3 different experiments AMA12, ARP12 and RAD12. The error bars of GPS ZTD observations are formal errors evaluated by GAMIT. Double arrows along the time axis indicate the period of observed precipitation for the stations CHRN, VERC and MTPL. No precipitation has been recorded for MICH, MARS and CREU stations.

The GPS sites of Château-Renard (CHRN) and Vercoiran (VERC) were affected by the convective precipitation during phase I of the event (before 22 UTC, the 8th Sept. 2002; see Figure 3) and later during phase III with the passage of the front and the embedded convection (after 04 UTC, the 9th Sept. 2002). Clearly, the two precipitating periods correspond to the highest observed ZTD values (Figure 12a and 12b). The observed ZTDs increase quickly in the morning of the 8th for the two stations (by 75-80 mm in less than 8 hours). Then, when the MCS moves toward the crests of the Massif Central (phase II of the event), the observed delays decrease before increasing again at the passage of the front with embedded convection. ZTDs computed from the ARP12 experiment show clearly an underestimation for the two stations during the phase I of the event, which reduces slightly for the two subsequent phases. Using a mesoscale surface observation analysis as initial conditions (AMA12 experiment) improves the simulation of ZTD for VERC. But clearly, adding to the surface observation analysis an adjustment of the moisture and hydrometeors based on radar and satellite data (RAD12 experiment) gives the best simulation of ZTD with a significant reduction of the bias for the two stations (Figure 13). The simulated ZTD for RAD12 fits remarkably well with the observation for the CHRN station with a ZTD bias of 5 mm. The benefit of the moisture and radar adjustment is visible up to 22 UTC the 8th (i.e. phase I), afterwards RAD12 and AMA12 produce quite similar values. For the two stations VERC and CHRN, we have examined the impact of including the hydrometeor contribution (ZHmD) or of using $K_1(P_d,T)$ instead of the constant k_1 for the assessment of ZTD. When taken into account the hydrometeor contributions, the ZTD bias is reduced, for example, by 4 mm for CHRN and by 2 mm for VERC for the RAD12 experiment. When $K_1(P_d,T)$ is used, the ZTD bias is reduced by 3 mm for CHRN and by 2 mm for VERC compared to biases with a constant k_1. Taking or not into account the hydrometeor contributions or using or not $K_1(P_d,T)$ does not modify the superiority of RAD12 over the two other experiments for these two stations.

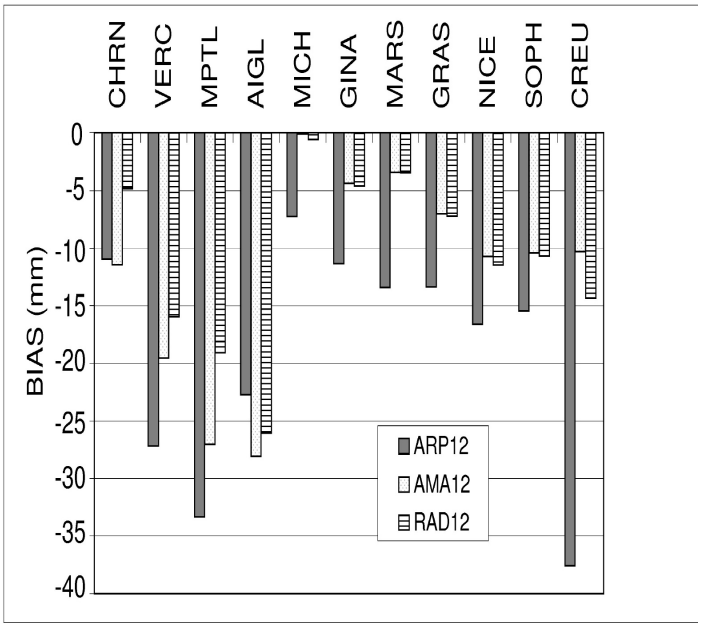


Figure 13: Biases (in mm) between the simulated ZTD for the three Méso-NH experiments and the GPS ZTD observations computed between 12 UTC, 8 Sept. to 06 UTC, 9 Sept. 2002.

In the western part of the network, heavy precipitation has been recorded only during the beginning of the phase I at the Montpellier station (MTPL), whereas the Aigoual (AIGL) station was affected by heavy precipitation during phase II only (Figure 3). For these two stations, all simulations underestimate the ZTD values (Figure 12c for MTPL), with biases of more than 18 mm (Figure 13). This underestimation of ZTD cannot be explained by an underestimation of ZHD due to a bad forecast of surface pressure: differences between the GPS ZHD and the model ones are less than 6 mm. Therefore, the underestimations of ZTD for the three simulations are mainly linked to an underestimation in ZWD. So, the simulations starting from the mesoscale initial conditions do not succeed in improving the integrated water content of the atmosphere for the western stations.

For the eastern sites, *i.e.* the stations of Ginasservis (GINA), St. Michel l'Observatoire (MICH), Marseille (MARS), Grasse (GRAS), Nice (NICE) and Sophia Antipolis (SOPH), no precipitation during the first phases has been recorded (Figure 3). Again, the GPS observations show an increase of the ZTD values during the morning and beginning of the afternoon of the 8th September, as it can be seen on the temporal evolution of ZTD for MICH and MARS (Figure 12d and 12e). However, the temporal increase is not as important as inside the heavy rain area, it does not exceed 30-50 mm. For all these sites, ARP12 underestimates the ZTD whereas the RAD12 and AMA12 experiments give systematically the best estimation of ZTD (Figure 13). RAD12 and AMA12 are particularly close to the observations in the area of MARS, GINA and MICH, with biases smaller than 5 mm. RAD12 and AMA12 ZTD values do not differ significantly. This is not astonishing as the adjustment added for RAD12 was introduced only over the observed rainy regions at 12 UTC.

The southern station, *i.e.* Cap de Creus (CREU) in Spain, was outside the region of the flood event; nevertheless, some convective cells have also passed over Cap de Creus during the studied period as for example at 04 UTC the 9th September as evidenced by a peak in the observed ZTD time-series (Figure 12f). As for the eastern stations, RAD12 and AMA12 significantly reduce the biases. ARP12 largely underestimate the observations with a bias of more than 35 mm.

Clearly, RAD12 is the simulation that best fits the observed ZTD and consequently the integrated water vapor content of the troposphere inside the region covered by the convective system during phase I. This is also the simulation that best fits the rainfall observations. Besides, the ARP12 simulation which gives the worse precipitation forecast is also the simulation that underestimates ZTD most. For phase II, when the system moves northwestward, the precipitation area does not extend southward enough in the simulations, even for the RAD12 experiment. Results at the GPS sites in this region clearly show an underestimation of ZTD for all the simulations during the afternoon and the night of 8th to 9th September.

A1.6 Conclusion

We used a high resolution (2.4 km) non-hydrostatic atmospheric model (Méso-NH) to simulate GPS tropospheric observables. The model was run on an extreme flash-flood event that occurred the 8-9th September 2002 in Southeastern France.

Integrated evaluations of ZTD performed for the first time in such a high-resolution non-hydrostatic model permit us to quantify contributions of hydrometeors to zenith delays (up to 70 mm), and the extension of overestimations made by the hydrostatic formulation in ZHD evaluations inside strong convective cells (up to 18 mm). Several atmospheric refractivity coefficients sets proposed by the literature have been tested. Results show a weak sensitivity to the set chosen, except the one with two coefficients from Smith and Weintraub, [1953]. The use of a pressure- and temperature-dependent expression $K_1(P_d,T)$, although more precise, doesn't modify significantly the results.

The comparison of the hydrostatic formulation of ZHD (its evaluation based on ground pressure measurements with the Saastamoinen formula [1972]) and an integrated reference evaluation shows differences related to two aspects namely: i) the use of two different terms for the gravity (g_m in the Saastamoinen formula, g_o in the Méso-NH integration) which leads to an approximately 6 mm mean overestimation of ZHD by the hydrostatic evaluation from ground pressure; ii) the departure from hydrostatic equilibrium which induces an overestimation of up to 18 mm of ZHD by the evaluation based on ground pressure. These large differences are located inside the strong convective cells, where pressure departs from the hydrostatic equilibrium.

The errors associated with ZWD conversions into IWV have been evaluated for ZWD inferred from ZTD using integrated ZHD or ZHD from ground pressure, and with, or without separation of hydrometeor delay from ZWD. When using a conversion factor κ dependent on surface temperature, the κ given by Emardson and Derks [1999] shows the best performance in our study case. IWV from model-integrated ZWD converted by this $\kappa_{E\&D}$ has a low mean bias of 0.2 kg/m² with respect to model IWV and maximum differences of 1 kg/m². The mean bias between IWV from ZWD inferred using ZHD from ground pressure and model IWV yields 0.6 kg/m² with maximum differences of 8 kg/m². These large differences are locally confined and due to the ZHmD contribution contained in the value of ZWD. If ZHmD could be provided in an operational way inside the heavy rainfall areas, the maximum differences can be decreased to less than half of the previous value. The increase of the mean IWV bias when using ZWD inferred by a GPS-like strategy using surface pressure and temperature is mainly due to the ZHD overestimation with the hydrostatic formulation, and less to the impact of ZHmD included in the ZWD. However, the unmodelled ZHmD contribution is responsible for the localised extreme differences inside the heavy rainfall event with respect to the model IWV field.

Results on the impact of the hydrostatic assumption and of the hydrometeor contributions lead us to recommend caution when using IWV inferred from GPS ZTD inside vigorous convective and precipitating cells. Results show that the induced IWV error can reach 15% in the convective cells.

The comparison of the three different model simulations with GPS observations of ZTD shows that the differences in simulated and observed ZTD are essentially due to underestimations of the wet delay and therefore to the water vapor content by the simulations. The simulation integrating the most precise information about the distribution of water vapor and water in the atmosphere obtains the best score (RAD12). Taking into account the contribution of ZHmD (more than 20 % of the ZWD estimation in extreme cases) has a positive impact on the shape of the ZTD time-series. The mesoscale network of GPS stations used for this study has allowed a detailed validation of the simulations. In particular, comparison with GPS ZTD for the western sites shows that all simulations suffer from an underestimation of the delays, as well as for the CHRN and VERC stations during phases II and III of the event. The assimilation of these mesonet GPS data is envisaged in the near future with the hope to improve the simulation of precipitation during phases II and III of the event. Our study suggests assimilation of GPS ZTD measurements, rather than of GPS-inferred IWV, to avoid the significant errors due to hydrometeors and the ZHD overestimation made by the hydrostatic formulation in extreme weather situations.

A1.7 Acknowledgements

The current study was performed under the PATOM and PNRH research programs of the CNRS-INSU (the National French Institute of Univers Sciences). This collaboration between the LGIT and the CNRM results from an ACI PhD grant in the frame of the "Observatoire Hydrométéorologique Méditerranéen Cévennes-Vivarais" (OHM-CV). We thank Laurent Labatut for his disponibility and informatic management as well as Paddy O'Brien for improving the english of the manuscript.

A1.8 Appendix 1: Liquid water and ice refractivity

The propagation in the neutral atmosphere can be considered independently from the signal frequency (approximation with constant values for atmospheric refractivity coefficients). But a contribution to neutral atmospheric refractivity can arise from some polar atmospheric gases [Owens, 1967] and hydrometeors [Solheim et al., 1999]. In general, the total refractivity is expressed as $N(f)=N_0+N'(f)+i.N''(f)$, where N_0 and $N'(f)$ are the non-dispersive and dispersive parts of refractivity related to the real part of the permittivity (phase of signal), and N"(f) is dispersive attenuation, related to the imaginary part of the permittivity (amplitude of signal). However, in this study attenuation of the signal has not be considered ($N''(f)=0$). Therefore, only the delay induces by the neutral part of the atmosphere is considered. Influence of atmospheric carbon dioxide on refractivity has been studied by Edlén [1953, 1966], Owens [1967], and Thayer [1974]. In our work, we do not consider the influence of CO_2 on GPS signal propagation, because its atmospheric refractivity coefficient is badly constrained and the Méso-NH model does not provide any CO_2information.

However, dispersive propagation in the neutral part of atmosphere can be, among others, caused by particles formed by the condensation of water vapor (such as rain, hail, pristine ice, snow and graupel) [Sohlheim et al., 1999; Hajj et al., 2002]. Phase delays induced by these suspended forms of water can be approximated using calculations based on permittivity. A thin strip approximation for non gaseous

and non-scattering particles and the Clausius-Mossoti equation for refractivity [Debye, 1929] can be applied.

Liebe et al. [1991] proposed, for a signal frequency less than 100 GHz, an approximated formulation (single Debye model) for the liquid water additional contribution to the refractivity where ρ_{lw} is the density of liquid water (≈1 g/cm^3), M_{lw} is the mass content of the liquid water particles per unit of air volume, and ε_{lw} is the permittivity of liquid water (function of T and f) defined like following

$$\varepsilon_{lw} = \varepsilon_s \left(1 - \frac{0.934}{1+\left(\frac{f_D}{f}\right)^2} \right) \tag{13}$$

where $\varepsilon_s=(77.66_103.3\theta)$ is the static dielectric coefficient, with $\theta = \left(1 - \frac{300}{T}\right)$ and T the temperature expressed in K ($250 < T < 330$); f is the microwaves frequency in Hz and $f_D=(20.27+146.5\theta+314\theta^2)10^9$ is the relaxation frequency in Hz. Specific refractivity contribution of liquid water to delay can be approximated by:

$$\mathrm{N_{lw}} \approx 1.45 \times 10^6 \ \mathrm{M_{lw}} \tag{14}$$

Hufford [1991] proposed, for 1MHz < f < 1THz, an approximated formulations for the ice additional contribution to the refractivity where ρ_{ice} is the density of ice (≈0.916 g/m^3, Huining et *al.* [1999]), M_{ice} is the mass content of the solid water particles per unit of air volume, and $\varepsilon_{ice}=3.185$ [Mätzler et al., 1996] the permittivity of ice. Specific refractivity contribution of ice to delay can be approximated by:

$$\mathrm{N_{ice}} \approx 0.69 \times 10^6 \ \mathrm{M_{ice}} \tag{15}$$

These additional refractivity expressions for hydrometeors are a first good approximation of the mix formulae of [*Garnett*, 1904]. This formulation of delays caused by hydrometeors is valid for any medium considering inclusion of disjoint spherical particles (case of Méso-NH), with sizes of particles clearly smaller than the wavelength of the signal (case of hydrometeors size versus GPS wavelengths).

A1.9 Appendix 2: Refractivity coefficient $k_1(P_d,T)$

Saastamoinen [1973, part 2] has proposed an expression of k_1 function of P_d and T:

$$\mathrm{k_1}(P_d,T) \approx \chi \left(1 + \beta \frac{\mathrm{P_d}}{\mathrm{T}} \frac{\mathrm{Z_{d0}}}{\mathrm{Z_d}}\right) \frac{\mathrm{Z_{d0}}}{\mathrm{Z_d}} \tag{16}$$

where $\chi = \frac{(n_0-1)T_0}{\mathrm{P_{d0}}} \left(1 - \frac{(n_0-1)}{6}\right)$ and $\beta = \frac{(n_0-1)T_0}{6\mathrm{P_{d0}}}$, for temperature T_0, partial pressure of dry air P_{d0}, compressibility factor of dry air Z_{d0} and refractive index of dry air n_0 given in standard conditions, and compressibility factor of dry air Z_d at P_d and T (see [Owens, 1967], Birch and Downs, 1993]).

The ratio Z_{d0}/Z_d can be approximated by unity considering perfect gas. For the refractive index of air n_0, the correction to the updated Edlén equation is used [Edlén, 1966; Birch and Downs, 1994]:

$$n_0 = 1 + (8342.54 + 2406147(130 - \sigma^2)^{-1} + 15998(38.9 - \sigma^2)^{-1})10^{-8} \quad (17)$$

where σ is wave number in μm^{-1}. χ and β can be considered in a first good approximation like constant values. In fact, considering wavelengths of GPS (approximately 19 cm (L1) and 24.4 cm (L2), in this expression of the refractive index of air n_0, we have actualised the expression of $k_1(P_d,T)$ derived by Saastamoinen [1973] to GPS frequencies. This value is constant, independent of the GPS signal frequency (L1 or L2), but this value is also constant because the proportion of dry air in the atmosphere is quasi-constant. For a wavelength of 0.574 µm [Jordan et al., 1970], it gives the value of $\chi=0.788828$ K/Pa and $\beta=1.31510^{-7}$ K/Pa as suggested by Saastamoinen [1973].
We suggest $\chi=0.7754713$ K/Pa and $\beta=1.2925*10^{-7}$ K/Pa considering GPS frequency *L1* (=*LC*, the frequency of the ionosphere, free linear combination used in the GPS analysis).

A1.10 References

Altamimi, Z., P. Sillard, and C. Boucher (2002), ITRF 2000: A New Release of the International Terrestrial Reference Frame for Earth Science Applications, J. Geophys. Res., B10 (107), 2214, ETG 2, p. 1-19.

Askne, J., and H. Nordius (1987), Estimation of Tropospheric Delay for Microwaves from Surface Weather Data, Radio Science, 22 (3), 379-386.

Bean, B., and E. Dutton (1966), Radio Meteorology, 1-22 pp., National Bureau of Standards, Washington, D. C.

Bevis, M., S. Businger, T. A. Herring, C. Rocken, R. A. Anthes, and R. H. Ware (1992), GPS Meteorology: Remote Sensing of Atmospheric Water Vapor Using the Global Positioning System, J. Geophys. Res., 97 (D14), 15,787-15,801.

Bevis, M., S. Businger, S. Chiswell, T. Herring, R. Anthes, C. Rocken, and R. Ware (1994), GPS Meteorology : Mapping Zenith Wet Delays onto Precipitable Water, Journal of Applied Meteorology, 33, 379-386.

Birch, K., and M. Downs (1993), An updated Edlen Equation for the Refractive Index of Air, Metrology, 30, 155-162.

Birch, K., and M. Downs (1994), Correction to the Updated Edlen Equation for the Refractive Index of Air, Metrology, 31, 315-316.

Boudouris, G. (1963), On the Index of Refraction of Air, the Absorption and Dispersion of Centimeter Waves by Gases, Journal of Research of the National Bureau of Standards,

Businger, S., S. Chiswell, M. Bevis, J. Duan, R. Anthes, C. Rocken, R. Ware, T. Van Hove, and F. Solheim (1996), The Promise of GPS in Atmospheric Monitoring, Bull. Amer. Meteorol. Soc., 77, 379-386.

Calas, C., V. Ducrocq, and S. Senesi (2000), Mesoscale analyses and diagnostic parameters for deep convection nowcasting, Met. Applications, 7, 143-161.

Caniaux, G., J.-L. Redelsperger, and J.-P. Lafore (1994), A numerical study of the stratiform region of a fast moving squall line, J. Atmos. Sci., 51, 2046-2074.

Chancibault, K., V. Ducrocq, and S. Anquetin (21-25 June 2004), Impact of the Fine Scale Initialization on Mesoscale Simulated Precipitation over Mountainous Area, in 11th Conference on Mountain Meteorology and MAP meeting 2004, Mount Washington Valley, New Hampshire.

Clark, T., and R. Farley (1984), Severe Downslope Windstorm Calculations in Two and Three Spatial Dimensions Using Anelastic Interactive Grid Nesting: a Possible Mechanism for Gustlines, J. Atmos. Sci., 41, 329-350.

Cucurull, L., P. Sedo, D. Behrend, E. Cardellach, and A. Rius. (2002), Integrating NWP Products into the Analysis of GPS Observables, Phys. Chem. Earth, 27, 377-383.

Davis, J. L., T. A. Herring, I. I. Shapiro, A. E. E. Rogers, and G. Elgered (1985), Geodesy by Interferometry : Effects of Atmospheric Modeling Errors on Estimates of Baseline Length, Radio Science, 20, 1593-1607.

Debye, P. (1929), Polar Molecules, Dover Publ. Co., New York.

Delrieu, G., et al. (2005), The Catatrophic Flash-Flood Event of 8-9 September 2002 in the Gard Region, France : a First Case Study for the Cévennes-Vivarais Mediterranean Hydrometeorological Observatory, J. Hydrometeorol., pp. 34-51.

Ducrocq, V., J. Lafore, J. Redelsperger, and F. Orain (2000), Initialisation of a Fine Scale Model for Convective System Prediction: A Case Study, Q. J. Roy. Meteor. Soc., 126, 3041-3065.

Ducrocq, V., D. Ricard, J. P. Lafore, and F. Orain (2002), Storm-Scale Numerical Rainfall Prediction for Five Precipiting Events over France: on the Importance of the Initial Humidity Field, Wea. Forecasting, 17, 1236-1256.

Ducrocq, V., C. Lebeaupin, T. Thouvenin, H. Giordani, K. Chancibault, S. Anquetin, and G.-M. Saulnier (2004), The 8-9 September 2002 Extreme Flash-Flood: Meteorological Description and Mesoscale Simulations, La Houille Blanche, 6, 86-92, [In french].

Edlen, B. (1953), The Dispersion of Standard Air, J. Opt. Soc. Am., 43 (5), 339-344.

Edlen, B. (1966), The Refractive Index of Air, Metrologia, 2, 71.

Emardson, T., and H. Derks (1999), On the Relation Between the Wet Delay and the Integrated Precipitable Water Vapour in the European Atmosphere, Meteorological Applications, 6, 1-12.

Essen, L., and K. Froome (1963), 13th International Geodesy Association General Assembly, in Bulletin Geodesique, vol. 70, p. 390.

Falvey, M., and J. Beavan (2002), The Impact of GPS Precipitable Water Assimilation on Mesoscale Model Retrievals of Orographic rainfall during SALPEX'96, Mon. Wea. Rev., 130, 2874-2888.

Gal-Chen, T., and R. Sommerville (1975), On the use of a Coordinate Transformation for the Solution of the Navier-Stokes Equations, J. Comput. Phys., 17, 209-228.

Garnett, J. M. (1904), Colours In Metal Glasses and In Metallic Films, Philos. Trans. R. Soc. Lond., 203, 385-420.

Guo, Y.-R., Y.-H. Kuo, J. Dudhia, D. Parsons, and C. Rocken (2000), Four-Dimensional Variational Data Assimilation of Heterogeneous Mesoscale Observations for a Strong Convective Case, Mon. Wea. Rev., 128, 619-643.

Hajj, G., E. Kursinski, L. Romans, W. Bertiger, and S. Leroy (2002), A Technical Description of Atmospheric Sounding by GPS Occultation, Journal of Atmos. and Solar-Terres. Physics, 64, 451-469.

Hasegawa, S., and D. Stokesberry (1975), Automatic Digital Microwave Hygrometer, Rev.

Herring, T., J. Davis, and 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, 12,561-12,581.

Hogg, D. C., F. O. Guiraud, and M. T. Decker (1981), Measurement of Excess Transmission Length on Earth-Space Paths, Astron. Astrophys., 95, 304-307.

Huet, P., X. Martin, J. Prime, P. Foin, C. Laurain, and P. Cannard (2003), Retour d'Expérience des Crues de Septembre 2002 dans les Départements du Gard, de l'Hérault, du Vaucluse, des Bouches du Rhône, de l'Ardèche et de la Drome, Rapport de L'Inspection Générale de l'Environnement, ministère de l'Ecologie et du Développement Durable, République Française. 133 pp. [in French]. Available at the internet site:
www.environnement.gouv.fr/infoprat/Publications/publi-ige.htm.

Huord, G. (1991), A Model for the Complex Permittivity of Ice at Frequencies Below 1THz, International Journal Of Infrared and Millimeter Waves, 12 (7), 677-682.

Huining, W., J. Pulliainen, and M. Hallikainen (1999), Effective Permittivity of Dry Snow in the 18 to 90 GHz Range, Progress In Electromagnetics Research, 24, 119-138.

Jordan, Eggert, and Kneissl (1970), Handbuch der Vermessungskunde, p. 107.

KÄopken, C. (2001), Validation of Integrated Water Vapor from Numerical Models Using Ground-Based GPS, SSM/I, and Water Vapor Radiometer Measurements, J. Appl. Meteor., pp. 1105-1117.

Kursinski, E., G. Hajj, J. Scho¯eld, R. Lin¯eld, and K. Hardy (1997), Observing Earth's Atmosphere with Radio Occultation Measurements Using the Global Positioning System, J. Geophys. Res., 102 (D19), 23,429-23,465.

Lafore, J., et al. (1998), The Meso-NH Atmospheric simulation system. Part I: Adiabatic Formulation and Control Simulations, Ann. Geophysicae, 16, 90-109.

Liebe, H., G. Hu®ord, and T. Manabe (1991), A Model for The Complex Permittivity of Water at Frequencies below 1 THz, Int. J. Infrared Millimeter Waves, 12 (7), 659-675.

Masson, F., P. Collard, J. Ch¶ery, E. Doer°inger, J.-F. Ritz, O. Bellier, D. Chardon, and M. Flouzat (2003), The VENICE Project : A GPS Network to Monitor the Deformation of Western Provence and Eastern Languedoc (Southern France), in EGS meeting.

Matzler, C. (1996), Microwave Permittivity of Dry Snow, IEEE Transactions On Geoscience And Remote Sensing, 34 (2), 573-581.

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

Owens, J. C. (1967), Optical Refractive Index of Air : Dependance on Pressure, Temperature and Composition, Appl. Opt., 6, 51-58.

Pinty, J., and P. Jabouille (1998), A Mixed-Phased Cloud Parameterizations for Use in a Mesoscale Non-Hydrostatic Model: Simulations of a Squall Line and of Orographic Precipitation, in Conf. on Cloud Physics, pp. 217-220, Amer. Meteor. Soc., Everett, WA.

Rocken, C., R. Ware, T. V. Hove, F. Solheim, C. Alber, J. Johnson, M. Bevis, and S. Businger (1993), Sensing Atmospheric Water Vapor with the Global Positioning System, Geophys. Res. Lett., pp. 2631-2634.

Rocken, C., T. V. Hove, J. Johnson, F. Solheim, R. Ware, M. Bevis, S. Chiswell, and S. Businger (1994), GPS/STORM-GPS Sensing of Atmospheric Water Vapor for Meteorology, J. Atmos. Oceanic Technol., 12, 468-478.

Saastamoinen, J. (1972), Atmospheric correction for the troposphere and stratosphere in radio ranging of satellites, Geophys. Monogr. Ser., 15, 247-251, edited by S. W. Henriksen,et al.

Saastamoinen, J. (1973a), Contribution to the Theory of Atmospheric Refraction (1ere partie), Bulletin Geodesique, 105, 279-298.

Saastamoinen, J. (1973b), Contribution to the Theory of Atmospheric Refraction (2eme partie): Introduction to Practical Computation of Astronomical Refraction, Bulletin, Bulletin Géodésique,

Saastamoinen, J. (1973c), Contribution to the Theory of Atmospheric Refraction (3eme partie), Bulletin Géodésique, 107, 13-34.

Smith, E., and S. Weintraub (1953), The Constants in the Equation for Atmospheric Refractive Index at Radio Frequencies, Proc. IRE, pp. 1035-1037.

Solheim, F., J. Vivekanandan, R. Ware, and C. Rocken (1999), Propagation Delays Induced in GPS Signals by Dry Air, Water Vapor, Hydrometeors, and Other Particulates,J. Geophys. Res., 104 (D4), 9663-9670.

Stein, J., E. Richard, J. Lafore, J. Pinty, N. Asencio, and S. Cosma (2000), High-Resolution Non-Hydrostatic Simulations of Flash-Flood Episodes with Grid-Nesting and Ice-Phase Parameterization, Meteor. Atmos. Physics, 72, 203-221.

Stoew, B., and G. Elgered (2004), Characterization of Atmospheric Parameters using a Ground Based GPS Network in North Europe, J. of the Met. Soc. of Japan, 82 (1B), 587-596.

Thayer, D. (1974), An Improved Equation for the Radio Refractive Index of Air, Radio Science, 9, 803-807.

Treadon, R., H.-L. Pan, W.-S. Wu, Y. Lin, W. S. Olson, and R. J. Kuligowski (2002), Global and Regional Moisture Analyses at NCEP, in ECMWF/GEWEX Workshop.

Tregoning, P., R. Boers, D. O'Brien, and M. Hendy (1998), Accuracy of absolute precipitable water vapor estimates from gps observations, J. Geophys. Res., 103 (D22), 28,701-28,710.

Vedel, H., and X.-Y. Huang (2004), Impact of Ground Based GPS Data on Numerical Weather Prediction, J. of the Met. Soc. of Japan, 82 (1B), 459-472.

Vedel, H., K. Mogensen, and X.-Y. Huang (2001), Calculation of Zenith Delays From Meteorological Data Comparison of NWP Model, Radiosonde and GPS Delays, Phys. Chem. Earth, 26, 497-502.

Vey, S., R. Dietrich, K.-P. Johnsen, J. Miao, and G. Heygster (2004), Comparison of Tropospheric Water Vapour over Antartica Derived from AMSU-B Data, Ground-Based GPS Data and the NCEP/NCAR Reanalysis, J. of the Met. Soc. of Japan, 82 (1B), 259-267.

Yang, X., B. Sass, G. Elgered, J. M. Johanssson, and T. Emardson (1999), A Comparison of Precipitable Water Vapour Estimates by an NWP Simulation and GPS Observations, J. Appl. Meteor., 38, 941-956.

A.2

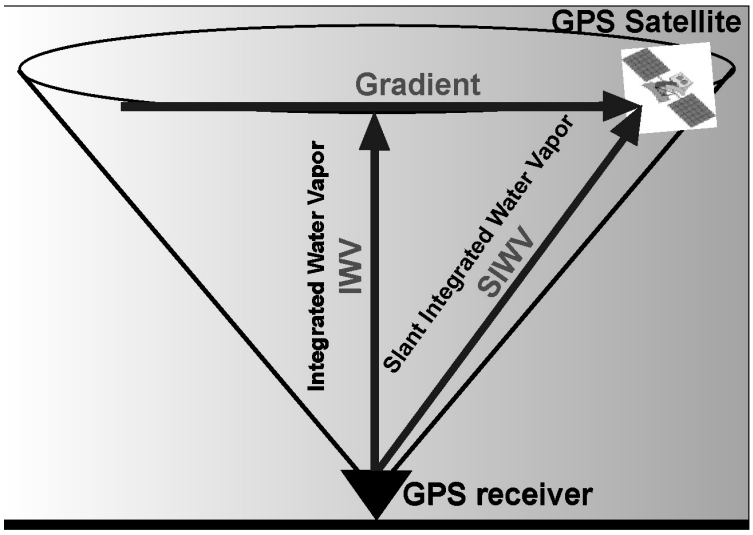
LOgiciel Français de Tomographie Troposphérique version Kalman (LOFFT_K)

Mode d'emploi : version 1.0

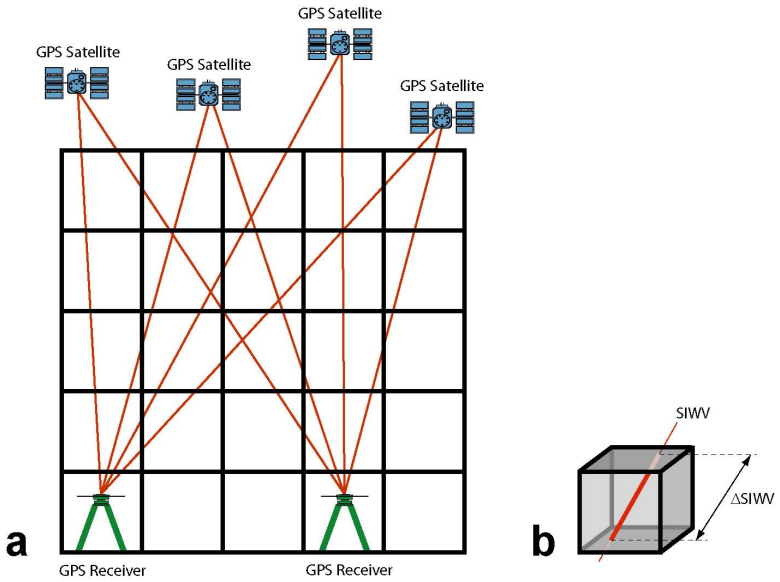
A.2.1 La tomographie de la vapeur troposphérique par GPS : généralités

La tomographie est une méthode mathématique qui consiste à retrouver un champ scalaire de vapeur d'eau en trois dimension à partir de données intégrées (champollion et al., 2004): le contenu intégré oblique en vapeur d'eau (Slant Integrated Water Vapor : SIWV).

Les données d'entrées de la tomographie, les SIWV, sont actuellement reconstruites à partir des délais zénithaux et des gradients estimés lors du traitement GPS. Il existe aussi la possibilité d'ajouter les résidus (différences entre le modèle ajusté lors du traitement et les observations). Les SIWV sont calculés à un pas donné pendant une période donnée. Ce ne sont pas des valeurs moyennes mais des estimations à un instant t. Le temps est toujours le temps universel. La tomographie est typiquement réalisée avec une durée d'observation d'un quart d'heure (on peut choisir) et des mesures toutes les 5 minutes. Si on choisit une durée d'un quart d'heure par exemple avec un SIWV toutes les 5 min, le résultat de la tomographie sera un champ moyen, ne tenant pas compte des variations inférieures à un quart d'heure. La donnée de sortie est un champ 3-D de vapeur d'eau en g/m^3 avec sa covariance et sa résolution associée.

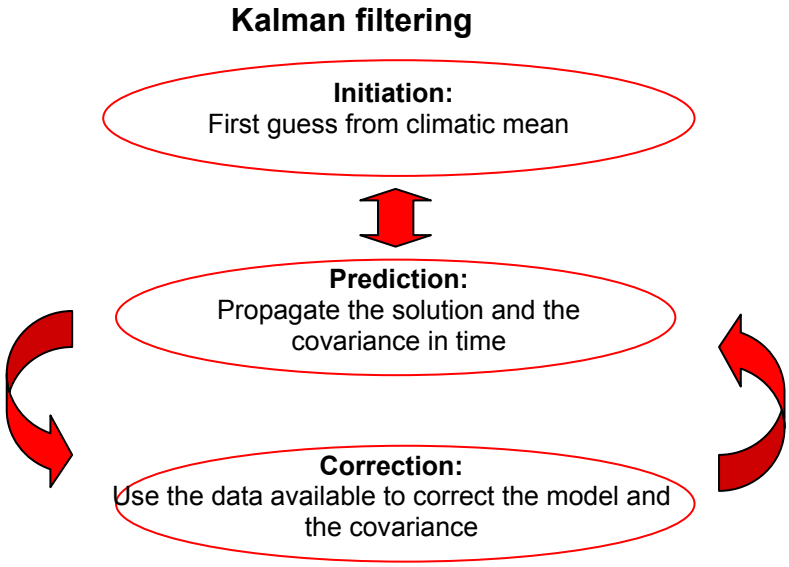


La tomographie en elle-même est une simple inversion de matrice. La matrice est globalement surdéterminée (plus de données que d'inconnues) mais localement sous déterminée (les rais ne sont pas homogènement répartis). On dit que le problème est mal posé. Pour tenter de résoudre ce problème, on doit trouver des informations supplémentaires comme un modèle a priori, des contraintes supplémentaires sur les couches supérieures ou d'autres données (radiosondages, lidar, …). Le choix effectué ici est une approche basée uniquement sur le GPS.



Un des aspects essentiels de l'inversion tomographie est la connaissance des erreurs sur les données et sur le modèle a priori. Les données peuvent être « fausses » ou le modèle a priori mal connu, du moment que l'on peut évaluer la qualité des informations, on aura une inversion réaliste. Sous estimer les erreurs peut être pire que d'avoir des données de mauvaises qualités.

Le filtre de Kalman est un processus qui prend en compte le caractère dynamique de la vapeur d'eau. C'est-à-dire qu'il assimile les données (SIWV) à leur temps vrai et qu'il propage dans le temps la solution et la matrice de covariance associée. Dans cette version, on essaye de prendre en compte la corrélation des erreurs et du modèle.



La compilation des programmes : avec g77 (ou f77) par exemple pour le programme principal:
g77 calc_coef.f calc_fact_oubli.f comp_avion_k.f comp_bal_plaf_k.f comp_rs_k.f conv2doy.f correct_k.f init_k.f mk_apriori_iwv_k.f nmfw2.f predict_k.f ranf.f topo_k.f tomo_k.f -o sh_tomo_k.exe
Les programmes accessoires se compilent de manière indépendante.

g77 extract_var_prof_k.f -o extract_var_prof_k.exe
g77 comp_k.f -o comp_k.exe
g77 comp_k.f comp_bal_plaf_k.f comp_avion_k.f -o comp_k.exe
g77 convert_rs_ihop02.f -o convert_rs_ihop02.exe
g77 convert_rs_iwv.f -o convert_rs_iwv.exe
g77 extract_coop_k.f -o extract_coop_k.exe
g77 extract_profil_k.f -o extract_profil_k.exe
etc.
Il suffit maintenant de lancer le script make.sh.

La plupart des paramètres sont accessibles sans recompiler à partir de fichiers accessoires à placer dans le répertoire où l'on lance la commande. Pour les formats de fichier ou les arborescences, le plus simple est souvent de regarder dans l'exemple ou dans le code. Pour simplifier les arborescences, tous les fichiers de paramètres ou de données doivent être inclus dans le répertoire où le programme est lancé (mais il est possible de faire des liens). Le code a été, dans la mesure du possible, annoté et expliqué, ainsi que les bugs et les modifications à venir, il est toujours intéressant de s'y référer. Mais toutes les fonctions de projections, toutes les paramétrisations possibles de Tm ne sont pas codées. Avis aux amateurs…

GMT et la fonction « bc » doivent être installés.

L'organisation des répertoires :

Un répertoire : donnee_brute dans lequel on calcul les siwv et tous les paramètres GPS, météo,… il faut dans ce répertoire un répertoire sp3 avec les sp3, et des répertoires (ou liens) avec les fichiers DPH et « o » de GAMIT. Le nom du répertoire est du genre 163a (a le numéro de la session)
Un répertoire : « *expt »* dans lequel la tomo sera réalisée.
Dans le répertoire « expt » :
un répertoire data avec le mnt (alps.grd), la palette (tomo.cpt et ? tomo1.cpt)
un répertoire grille avec la grille et le fichier de paramètres param_grille
un répertoire mod_ap avec les fichiers IWV par stations, le fichier grille ?
un répertoire rs avec les radiosondages au bon format
un répertoire siwv avec les SIWV

Les fichiers accessoires :

Le fichier sites.par contient le nom de la campagne les coordonnées des stations et des paramètres météo par défaut. Le format est donné ci-dessous :

Nom_stat latitude longitude altitude temp presssion sigma_pression RH
LION
CREU 42.3188409 3.31560168 133.36012 20.00 1013.00 0.5 0.50 R
CHRN 43.8813678 4.86177067 103.04007 20.00 1013.00 0.5 0.50 R

Ou

ESC1
AGRI 43.2780344 5.57626637 206.14902 20.00 1013.00 0.2 11.0 A
AIRB 43.4999000 5.36740000 120.00000 20.00 1013.00 0.2 11.0 A

Les paramètres météo ne servent pas, sauf par défaut, seul le sigma pression est utilisé pour calculer l'erreur sur le zhd (cette erreur sur la mesure de pression est

volontairement exagérée pour tenir compte de l'erreur d'interpolation de la pression au niveau de la station ou des variations de pression non hydrostatiques)
Le choix R/D/A indique l'unité de mesure de l'humidité (mais seul le format A, densité de vapeur d'eau marchera partout) :
R : Humidité relative entre 0 et 1
D : température de rosée (°C)
A : densité de vapeur d'eau (g/m^3)
M : rapport de mélange (g/kg)
P : pression partielle de vapeur d'eau (hPa)

Le fichier slant.inp contient les paramètres nécessaires à l'extraction des SIWV et des IWV:
Le chemin absolu entre '' ''
L'année (4 chiffres)
Jours de calculs, soit sous forme d'intervalle (I), soit sous forme de liste (L). Dans le cas d'un intervalle, on a i ou I sur une ligne, puis le premier jour et le nombre de jours sur une deuxième ligne. Dans le cas d'une liste, on a l ou L sur une ligne puis la liste des jours (1 par ligne) terminée par 999.
Nom de la campagne (4 caractères)
Liste des sites (1 par ligne) terminée par ENDS ou ends
Angle de cut-off (en degrés décimaux)
Début de la session : heures, min, sec : (i2,1x,i2,1x,i2) (non testé)
Durée de session (en heures)
Nombres d'heures en commun entre deux sessions (en heures)
Décalage entre 2 sessions (en heures)
Intervalle d'estimation des ZTD (en minutes)
Intervalle d'estimation des gradients (en minutes)
Intervalle d'estimation des SIWV (en minutes, minimum 1 minute)
Shift d'évaluation des SIWV (en epoch) (non testé)
Mapping function dans calcul : code à 4 caractères comme GAMIT (voir ds le code les différentes MF possibles)
Ajout ou non des résidus one-way (Y ou N).
Correction des gradients hydrostatiques ou non (Y ou N)
Création de fichiers IWV (Y ou N).
Durée d'intégration des IVW (en minutes)

Exemple de fichier slant.inp (l'ordre est important) :

```
"/home/champoll/tomo/escompte/archives_donnees/"
2001          ANNÉE
L             INTERVAL (I)/LIST(L)
175           DAY
176           DAY
999           end day
ESC1          CAMPAIGN
AGRI          SITES
AIRB
ALLA
ENDS SITES
3             CUTOFF
```

00 00 00	SHIFT
12	SESSION
4	LAG
4	SHIFT SESSION
15	ZTD INT
30	GRAD INT
5	SIWV INT
0	SIWV SHIFT
NMFW	MAPPING FUNCTION
Y	ADD RESIDUES
Y	REMOVE GRADH
Y	CALCULATE IWV
5	IWV INT

Le fichier « setomo_k. » :

Il donne les paramètres nécessaires à l'inversion et à la création des fichiers d'entrée. La première chaîne de caractère est un commentaire, seule la deuxième est lue (il doit y avoir un espace entre les deux). Tous les lignes doivent sont obligatoires et dans le bon ordre.

La première ligne est un commentaire libre puis on a ligne par ligne :

Le nom de la campagne (4 car)

L'année de la campagne (4 car)

Le jour du début de l'expérience (jour julien)

L'heure du début de l'expérience

Les minutes du début de l'expérience

Le jour de la fin de l'expérience (jour julien)

L'heure de la fin de l'expérience

Les minutes de la fin de l'expérience

Le pas du filtre de Kalman

La durée de la campagne en minutes (maximum une heure)

Le début de la session (aux heures piles, ou à la demi, …) pas testé et inutile maintenant

Le pas de décimation des SIWV en minutes

Le type de données RES avec résidus, SWD sans résidus, MAP avec résidus corrigés

L'utilisation du modèle de corrélation des erreurs (Y/N)

L'utilisation du modèle de corrélation du modèle (flores : pas de corrélation, gradin : corrélation d'après Gradinarski (ne marche pas), lofttk : corrélation perso et simple fct de la distance)

Prendre les données avec un « flag » N pour non, Y pour oui (1 caractère)

L'angle de cutoff (un entier) en degrés (ne pas descendre en dessous de trois degrés)

Le pas de décimation des rais (10 mètres est suffisant)

Le coefficient d'ajustement de la covariance sur les données (coef multiplicateur)

Le coefficient d'ajustement de la covariance sur le modèle a priori (coef multiplicateur)

Le coefficient d'ajustement de la covariance sur la première couche du modèle a priori (coef multiplicateur)

Le nom du fichier de grille

Les paramètres d'initialisation du calcul du facteur d'oubli (moyenne court terme, moyenne long terme) à ajuster d'après le fichier oubli.txt en cas de besoin.
Dessiner des comparaison avec des données avion : N pour non, Y pour oui (1 caractère)
Dessiner des comparaison avec des données de ballon plafonnants : N pour non, Y pour oui (1 caractère)
Dessiner des profils verticaux et des données de radiosondages : N pour non, Y pour oui (1 caractère)
Quatre lignes correspondants aux coordonnées des profils a dessiner : lat lon
Dessiner des coupes verticales et horizontales
Latitude de la coupe verticale
Longitude de la coupe verticale
Altitude des deux coupes horizontales
Référence pour l'altitude des coupes horizontales : sol ou mer
Contraindre les cellules à une valeur proche de la valeur a priori : Y (ou N) altitude du début des contraintes, altitude de fin des contraintes, forces des contraintes. Cette option ne marche pas très bien.
Calcul de la spread function : Y/N
Nettoyage des fichiers temporaires : Y/N (Y sauf en cas de déboggage)
Ajout d'un bruit « gaussien » lors de la propagation du filtre de Kalman (effet inconnu…)
Refaire tous les dessins sans refaire les inversions. Très utiles pour générer des coupes à d'autres localisations sans refaire les calculs ou lancer les commandes de dessin à la main.
Exemple de fichier setomo_k.
Fichier de parametres lofft
Nom_expt ESC1
Annee_expt 2001
Jour_deb 176
Heure_deb 15
Min_deb 5
Jour_fin 177
Heure_fin 23
Min_fin 55
pas_k 5
Duree_expt 5
Shift_expt 0
Decim_expt 5
Type_data RES
Corell_data Y
type_Q lofftk
Flag_data Y
Cut-off 3
pas_rai 10
coef_cm 1.0
coef_cd 4.0
coef_c1 1.0
grille grille_exp5000.500
fact_oubli 4 3
comp_avion N

```
comp_bal_plaf       N
comp_rs_et_visu Y
lat_lon_profil1 36.75 262.5
lat_lon_profil2 36.0 262.0
lat_lon_profil3 37.0 261.0
lat_lon_profil4 37.0 262.0
plot_coop     Y
lat_coop      36.5
lon_coop      262.5
alt_coop      750 2000
ref_alt       sol
cont_alt_exp N 6000 20000 100
calc_spread  N
flag_net      Y
add_noise     Y 1
re_plot       N
```

L'extraction des données :

On calcule les SIWV à partir des fichiers GAMIT « ofiles » et des fichiers résidus « DPH ». Les informations complémentaires nécessaires sont les coordonnées des stations GPS (fichier sites.par), les fichiers d'orbites finaux de l'IGS (.sp3, la durée de la période plus un jour). Les données météo au niveau des stations GPS (.ptu) dans un repertoire ptu.

C'est la partie la plus fastidieuse du travail puisque les formats des données météo (radiosondages ou mesures sol) sont rarement identiques d'une mission sur l'autre. Différents petits programmes existent (notamment pour fabriquer les fichiers ptu) que l'on peut modifier.

Le programme p2zhd :

Il sert à calculer les ZHD par stations et leur erreur. Il faut le fichier sites.par et un fichier ptu par station (l'échantillonnage horaire est suffisant et c'est le seul tester…) au format temps, ptu. L'humidité n'est jamais utilisée et on peut mettre n'importe quoi.

```
248.0000 999.0530 18.8905 0.5
248.0400 998.6700 19.6905 0.5
248.0830 997.9910 20.5905 0.5
248.1250 997.1950 20.5905 0.5
```

Il possible à partir d'un fichier contenant toutes les données pression et température au sol dans l'ordre chronologique d'extrapoler les pressions et température à la position de chaque station GPS (dans le fichier sites.par) grâce au programme pt2ptstat_tomo. Ce programme peut portable et robuste interpole les pressions à l'aide de GMT. Son principal intérêt est de réaliser pour chaque pas de temps des cartes de pression au niveau de la mer. Si l'interpolation se passe bien, on ne devrait plus voir d'effets du relief.

Le programme pt2gradh :

Il calcule (lentement) à partir d'un fichier de pression température par ordre chronologique les gradients hydrostatiques au format suivant :

jjj epok gradh sigma_gradh nb de sat pour le calcul du grad

171 2880 -0.0134 0.0061 08
172 1 -0.0134 0.0061 08
172 120 -0.0128 0.0036 08
172 240 -0.0115 0.0033 09
172 360 -0.0073 0.0028 08
172 480 -0.0037 0.0018 09
172 600 -0.0008 0.0009 09
172 720 -0.0001 0.0014 08
Il faut modifier les jours dans le code.

Le programme map_res_k :
Il calcul les cartes de corrections (par stack) des résidus pour chaque degré d'azimut et d'élévation. Il faut au minimum cinq jours de données environ. Il n'est pas très modulable. Il lit le fichier sites.par et les fichiers DPH. Il est configuré dans le code pour des fenêtres glissantes tel que la session A soit de 0 à 12 heures et la session D de 12 à 24 heures. Il faut changer le code si on a changé de stratégie (mais ce n'est pas trop dur). Il faut aussi changer les jours dans le code. Il faut aussi créer une pallette de couleur pour dessiner les skyplots avec sh_map_res.

Le programme slant_siwv_gradh_res : il demande les fichiers .sp3, les fichiers ptu dans le rep ptu (pour la température sol), les fichiers zhd, fichiers de gradients hydrostatiques NS et EW (AGRI.gradh_ew et AGRI_gradh_ns), les fichiers o et DPH de GAMIT, et map dans le repertoire res si besoin. Ce programme est assez modulable (et robuste normalement) et permet d'extraire les siwv à tous les pas de temps possible et de gérer les sessions en fenêtre glissantes. Les erreurs sur le zhd, l'erreur formelle de GAMIT sur les ZTD et les gradients, l'erreur sur la conversion zwd - iwv et sur la mapping function (NMFW uniquement) sont estimés de la manière la plus complète et la plus réaliste possible mais sûrement sous-estimé. Par défaut des fichiers ztd, gradient est-ouest et nord-sud et des fichiers avec les coordonnées des satellites sont crées en plus des fichiers SIWV. Il faut vérifier que l'ensemble des stations dans slant.inp soient renseignées dans sites.par. Il a pb de version de GAMIT entre la 10.2 et les précédentes. Il faut changer le code ligne 312 / 314.

Format des fichiers SIWV :
Jour Epok x_sat (km) y_sat(km) z_sat(km) azimut(°) elev siwv(m)
250 1860 22427.285064 -13591.226824 -3695.778015 221.6485 15.0869 0.1053
sigma_siwv flag
0.0040 0

Le programme iwv_extract :
Il permet d'extraire les IWV nécessaires pour créer un modèle a priori précis. Il nécessite les fichiers slant.inp et sites.par. On a besoin des fichiers de ztd, de zhd (créer auparavant avec slant_siwv_gr adh_res) et météo (.ptu). Ces fichiers IWV sont nécessaires par la suite pour initialiser la tomographie et vérifier son bon déroulement. Ils doivent être créé avec le même pas d'échantillonnage que les fichiers SIWV
Le format de sortie :
Jour epoch lat lon alt iwv(m) sigma_iwv
250 120 43.881368 4.861771 103.040070 0.026356 0.001407

Préparations des données pour l'inversion

Le programme siwv_extract :

Il permet de créer des fichiers SIWV au format loftt_k avec le pas temporel et la durée de l'expérience choisi (il n'y a plus d'interpolation a ce niveau la, il faut le faire avant avec slant_siwv_gradh_res). Il nécessite le fichier sites.par pour les coordonnées et le fichier setomo_k. Il crée des fichiers avec la nomenclature suivante :

LION250_RES4_1200.60 qui signifie la campagne LION au jour 250 avec les résidus ajoutés (sinon SWD) et 4 données pendant la durée de 60 min (soit 1 siwv par quart d'heures) qui commence à 12 heures 00 minutes. Ouf !

Format des fichiers crées :

Epok x_station(m) y_station(m) z_station(m) x_sat(m)
90 4715420.38980 273177.73031 4271946.53754 20185875.30000
y_sat(m) z_sat(m) azimut(°) elev(°) siwv(g/m^3)
-6973388.78500 16267414.99800 262.32250 66.77920 25000.00000
sigma_siwv(m) PRN
2100.00000 2

Il faut bien avoir penser à calculer les fichiers IWV aussi au pas des siwv.

La création de la grille.

Le programme mk_grille aide à la réalisation d'une grille. On a besoin du fichier de paramètres param_grille. Il faut un mnt au format gmt nommés alps.grd car la grille suit la topographie.

Fichier param_grille :

Les deux premières lignes sont des commentaires, ensuite la première chaîne de caractères est un commentaire, la deuxième un paramètre

On a ensuite sur chaque ligne, la longitude minimale, maximale et le nombre de cellules

Une ligne de commentaire

Idem en latitude.

Une ligne de commentaire

Une indication : oui pas régulier, exp pas exponentiel, lin pas linéaire.

L'altitude de la base de la première couche

Le pas vertical (pour une grille exponentielle, c'est le pas de base, qui sera double à 8000 mètres environ

L'épaisseur de la première couche

Sauvegarde 1, le reste pas de sauvegarde

Nom du fichier grille

Exemple de fichier param_grille :

fichier de parametres pour la creation d'une grille
Longitude
xlon_min 5.35
xlon_max 5.60
nlon 5
Latitude
xlat_min 43.25
xlat_max 43.40

nlat 3
vertical
regulier exp
xalt_min 0
xalt_pas 400
nalt 150
xalt_max 15000
parametres specifiques grille irreguliere
xalt_lim 400
option_sauvegarde 1
nom_fichier grille_exp_400

On a le choix entre une grille à pas constant, à pas linéaire croissant ou à pas exponentiel pour la verticale. Le pas en horizontal est constant avec une couche tampon aux frontières du domaine de l'inversion. On choisi aussi l'épaisseur de la première et de la dernière couche. Le format de sortie est directement applicable à lofft_k

L'inversion : sh_tomo_k

Le programme sh_tomo_k se lance un niveau au dessus des répertoires de travail. Il lui faut le fichier de paramètres setomo. Le programme est largement commenté, s'y référer par défaut. Le fichier résultat est en ascii.

xmoy ymoy zmoy ro flag vect_resol vect_cova spread geom_rais
5.287 43.212 250.000 0.0000 0 0.00 5.29 17.82 0.00

Il faut avoir créer auparavant un fichier grille et des données L'inversion ne dure normalement pas plus d'une heure. En général, suivant si on prend une matrice de covariance sur le modèle diagonale ou non (non par défaut, à changer dans le code pour l'instant), il suffit de 5 min sur un Pentium 500 MHz avec 512 de RAM pour une inversion avec 3 donnée par 15 min.

La représentation.

Plusieurs petits programmes peu évolués et peu interactifs qui extraient des profils et des coupes verticales ou horizontales sont codés. Ils sont associés à des scripts (Linux) pour les représenter sous GMT au format ps et de les comparer à des radiosondages -> sh_4profil_k, sh_coop_k permettent d'extraire des profils et des coupes et de créer un fichier Postscript. Ils prennent les informations nécessaires dans le fichier *setomo*. ou en ligne. Ils peuvent être automatiquement lancés par le programme de tomo. Pour créer les profils, il faut avoir des fichiers de radiosondages convertis au format loftt_k (plusieurs routines ont déjà été écrites : convert_rs_ihop02, convert_rs_escompte01,…). Pour créer les coupes, il faut un mnt au format .grd de GMT (il doit s'appeler alps.grd) et un fichier .cpt (tomo.cpt). Le programme sh_var_prof_k (en version préliminaire) permet de dessiner l'évolution d'un profil vertical au cours du temps.
Le programmes sh_plot_comp permet de comparer la tomo avec d'autres données du type avion ou ballons plafonnants. Le programme sp32azel convertit des sp3 en azimut, élévation. Le programme sh_iwv2gmt_stat permet de dessiner les variations temporelles d'IWV. Le programme iwv2mapermite permet de faire des cartes d'iwv avec la méthode d'Hermite (en réfection actuellement…). Le programme sh_map_res_k permet de dessiner le stack des résidus sur un skyplot.

En résumé le tomo pas à pas :

Faire tourner GAMIT et garder les fichier DPH et « o »

Récupérer toutes les données météo (pour les conversions en WV et pour les validations ultérieures) : mesures de pression et température sol, radiosondages et optionnellement ballon à volume constant, mesures aéroportés.

Préparer les fichiers de paramètres sites.par, slant.inp et « setomo_k. »

A partir des données météo sol, créer pour chaque station GPS un fichier ptu (pt2ptstat) puis calculer les zhd (p2zhd). Optionnellement on peut calculer les gradients hydrostatiques (pt2gradh_stat). On peut aussi à cette étape, si on assez de jour de données, calculer les corrections des résidus (map_res_k).

Extraire les SIWV (slant_siwv_gradh_res) et les IWV (iwv_extract) (optionnel mais conseiller). Dessiner les variations temporelles d'IWV (sh_iwv2gmt_stat), les cartes de IWV (iwv2mapermite en débogage !) et les cartes de stacking des résidus (sh_map_res)

Préparation de la tomo : création de la grille (mk_grille), extraction du mnt au format grd de GMT, conversion des siwv au format loftt_k (siwv_extract) conversion des radiosondages au format loftt_k (convert_rs, attention il faut reconvertir les radiosondages a chaque fois que l'on change la grille), mise en place de la structure des répertoires. Copier les IWV dans le repertoire mod_ap

Choisir les options dans « setomo_k. » et lancer le progamme principal de tomo. Tout le reste marche tout seul.

En cas de problèmes :

Comparer les fichiers de paramètres, de données ou de résultats avec l'exemple fournit dans le répertoire tutorial et tutorial/benchmark, on peut aussi regarder dans tomo ou si tous les fichiers nécessaires sont présents. Sinon on peut toujours regarder dans le code qui a été dans la mesure du possible annoté. En dernier recours, me contacter :

Champollion Cédric : champoll@dstu.univ-montp2.fr

Lire et comprendre un fichier de sortie de LOFFT_K (LOgiciel Français de Tomographie Troposphérique version Kalman)

L'arborescence de l'archive est du type *jjj_hhmm* avec jjj le jour julien de l'expérience, hh l'heure et mm les minutes. Le temps est le temps TU.
Dans chaque répertoire d'expérience, on trouve le fichier de sortie brute de la tomo, un fichier *residus.dat*, deux fichiers Postscript *profiljjj_hhmm.ps* et *coop.ps*, un fichier *tomo.cpt*, un fichier *lofft.WARNING* et un fichier *setomo*_k. & *sites.par*
Le fichier *residus.dat* comprend la mesure de vapeur d'eau intégrée, l'erreur a priori, l'erreur a posteriori et l'amélioration en pourcentage ainsi que des informations sur la géométrie du rais.
La première ligne renseigne sur les champs. L'unité de la vapeur d'eau intégrée est g/m².
Le fichier *profiljjj_hhmm.ps* représente quatre profils issus de l'inversion au centre du réseau ainsi le modèle a priori et sa variance et les radiosondages (dans ce cas, le radiosondage est celui d'Aix-Les-Milles à 12h00).
Le fichier *coop_date.ps* représente des coupes non interpolées :
En bas à gauche une coupe verticale E-W à 43,275 de latitude
En bas à droite une coupe verticale N-S à 5.425 de longitude
En haut à gauche une coupe horizontale à 500 m d'altitude
En haut à droite une coupe horizontale à 4000 m d'altitude
Le fichier *lofft.WARNING* renseigne les cellules non contraintes.
Le fichier *tomo.cpt* donne la palette de couleur au format GMT.
Le fichier *setomo_k.* donne les principaux paramètres de l'inversion.
Le fichier *sites.par* contient les positions des stations GPS
Le nom du fichier de sortie est du type *tomo_hhmm.jjj* avec les mêmes conventions.
Format du fichier de sortie de LOFTT :
Le fichier de sortie est en ascii range en colonnes. La première ligne renseigne sur les champs.
Xmoy ymoy zmoy ro flag vect_resol vect_cova spread geom_rais
xmoy longitude en degrés décimaux (référentiel ITRF00)
ymoy latitude en degrés décimaux (référentiel ITRF00)
zmoy altitude en mètres (par rapport au géoïde WGS84)
ro densité de vapeur d'eau en g/m^3
flag drapeau indiquant la présence de donnée dans la case (si flag est égal à 0, alors la valeur donnée est celle du modèle a priori).
Vect_resol terme diagonal de la matrice de résolution
Vect_cova terme diagonal de la matrice de covariance (erreur a posteriori)
Spread valeur de la « spread function ». Cette fonction sert à mesurer l'influence (l'étalement) de la cellule sur les cellules voisine. Plus la valeur est grande, plus l'étalement sur les cellules voisines est important.
*Geom_*rais distance cumulée de tous les rais dans la cellule en kilomètres
Xmoy, *ymoy* et *zmoy* indique les coordonnées du centre de la cellule.

<u>Quelques informations supplémentaires :</u>

La totalité de la grille est donnée dans le fichier résultat. Mais les cellules en bordure de la grille servent de tampon et ne correspondent pas à une réalité physique (il suffit de regarder la taille de ces cellules).

Le pas de temps choisi pour les expériences est de 15 minutes. Ceci implique une hypothèse forte pour l'inversion, à savoir que le champ de vapeur d'eau est supposé constant pendant 15 minutes.

Pour d'autres renseignements :
Cédric Champollion,
Laboratoire de Dynamique de la Lithosphère,
CNRS/UMII Montpellier
Cedric.Champollion@dstu.univ-montp2.fr
Tel. : 04.67.14.45.91

Bibliographie

Alber C., R. Ware, C. Rocken and J. Braun, **2000**: Obtaining single path phase delays from GPS double differences, *Geophys. Res. Lett.*, 27(17), 2661–2664, doi:10.1029/2001JB000561

Altamimi, Z., P. Sillard, and C. Boucher, ITRF2000: A new release of the International Terrestrial Reference Frame for earth science applications, J. Geophys. Res., 107, B10, 2002.

Aonashi K., T. Iwabuchi, Y. Shoji, R. Ohtani and R. Ichikawa, **2004**: Statistical Study on Precipitable Water Content Variations Observed with Ground-Based Microwave Radiometers, *Journal of the Meteorological Society of Japan*, Vol. 82, No. 1B, 269-275.

Bar-Sever Y. E., P. M. Kroger and J. A. Borjesson, **1998**: Estimating horizontal gradients of tropospheric path delay with a single GPS receiver, *J. Geophys. Res.*, 103(B3), 5019–5036.

Bastin S., C. Champollion, O. Bock, P. Drobinski and F. Masson, **2005a**: On the use of GPS tomography to investigate water vapor variability during a Mistral/sea breeze event in southeastern France, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L05808, doi:10.1029/2004GL021907.

Bastin S., C. Champollion, O. Bock, P. Drobinski and F. Masson, **2005b**: Diurnal cycle of water vapor as documented by a dense GPS network in a coastal area during ESCOMPTE-IOP2, Submitted to the *Journal of Applied Meteorology*, July 20, 2005

Bender P. L. and D. Larden, **1985**: GPS carrier phase ambiguity resolution overlong baselines, *First International Symposium on Precise Positioning with the Global Positioning System,* edited by C. C. Goad, pp. 357-361, National Geodetic Survey, Rockville.

Bevis M, S. Businger, T. Herring, C. Rocken, R. Anthes and R. Ware, **1992**: GPS Meteorology: Remote sensing of atmospheric water vapor using the Global Positioning System, *J. Geophys. Res., 97*, 15,787-15,801.

Bevis M., S. Businger, S. Chiswel, T. H. Herring, R. A. Anthes, C. Rocken and R. H. Ware, **1994**: GPS meteorology: mapping zenith wet delays onto precipitable water, *Journal of applied meteorology*, 33, 379-386.

Blewitt G., **1989**: Carrier phase ambiguity resolution for the Global Positioning System applied to geodetic baselines up to 2000 km, *J. Geophys. Res.*, 94(B8), 10187–10203.

Boehm J. and H. Schuh, **2004**: Vienna Mapping Functions in VLBI analyses, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L01603, doi:10.1029/2003GL018984.

Bock O., J. Tarniewicz, C. Thom, J. Pelon and M. Kasser, **2001**: Study of external path delay correction techniques for high accuracy height determination with GPS, *Phys. Chem. Earth*, v. 26, iss. 3, p. 165-171.

Bock O., Champollion C., Thom C. H., Pelon J. and Masson F., **2004**: Validation of GPS slant path water vapour retrievals with a pointed Raman lidar, *EGU Meeting*.

Bock Y., S.A. Gourevitch, C.C. Counselman, R.W. King and R.I. Abbot, **1986**: Interferometric analysis of GPS phases observation, *Manuscripta Geodaetica*, 11, 282-288.

Botton S., F. Duquenne, Y. Egels, M. Even and P. Willis, **1997**: GPS localisation et navigation, *CNIG, GPSD*, Hermes, Paris.

Braun J., C. Rocken and R. Ware, **2001**: Validation of line-of-sight water vapor measurements with GPS. *Radio Sci.*, 36, 459-472

Braun J., C. Rocken and J. Liljegren, **2002**: Comparisons of line-of\-sight water vapor observations using the global positioning system and a pointing microwave radiometer. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 20, 606-612.

Brenot H., V. Ducrocq, C. Champollion and A. Walpersdorf, **2005**: Zenith delays sensitivity evaluated from electromagnetic GPS signal's propagation in a high resolution N.W.P. during the 8-9 September 2002 event, *J. Geophys. Res.*, accepté sous réserve de corrections.

Brunner F. K. and M. Gu, **1991**: An improved model for the dual frequency ionosphéric correction of GPS observations, *Manuscrit Geodesy*, 16, 205-214.

Champollion C., Masson F., Walpersdorf A., Brenot H., Lauvaux T., Van Baelen J., Doerflinger E. and Collard P., **2003**: Integrated Water Vapor and gradient monitoring during strong meteorological events: a new tool for nowcasting?, *EGU Meeting*.

Champollion C., Masson F., Van Baelen J., Walpersdorf A., Chéry J. and Doerflinger E., **2004a**: GPS monitoring of the tropospheric water vapor distribution and variation during the 9 September 2002 torrential precipitation episode in the Cévennes (southern France) *J. Geophys. Res.*, Vol. 109, No. D24.

Champollion C., Masson F., Bastin S., Drobinski P. and Bock O., **2004b**: 4D imaging of water vapour from GPS tomography: studies of local and regional water vapour dynamic, *EMS Meeting*.

Champollion C., Masson F., Brenot H., Ducrocq V. and Walpersdorf A., **2004c**: Theoretical studies and applications of regional 4D GPS tropospheric tomography, *AGU Meeting*.

Champollion C., F. Masson, M.N. Bouin, A. Walpersdorf, E. Doerflinger, O. Bock and J. Van Baelen, **2005**: GPS Water vapour tomography: Preliminary results from the ESCOMPTE field experiment. *Atmos. Res.*.

Chao C C, **1974**: The tropospheric calibration model for Mariner Mars 1971, *Tech. Rep*. 32-1587, Jet Propul. Lab., 61-67.

Chen G. and T. A. Herring, **1997**: Effects of atmospheric azimuthal asymmetry on the analysis of space geodetic data, *J. Geophys. Res.,* 102, B9, 20489-20502.

Cros B., P. Durand, H. Cachier, Ph. Drobinski, E. Frejafon, C. Kottmeier, P. E. Perros, V-H Ponche, D. Robin, F. Said, G. Toupance et H. Wortham, **2004**: The ESCOMPTE program : an overview, *Atmos. Res.*, 69, 241-279

Davis J. L., T. H. Herring, I. I. Shapiro, A. E. E. Rogers and G. Elgered, **1985**: Geodesy by radio interferometry: Effects of atmospheric modeling errors on estimation of baseline length, *Radio Sci*., 20, 1593-1607.

Davis J. L and G. Elgered, **1998**: The spatio-temporal structure of GPS water-vapor determinations, *Physics and Chemistry of the Earth*, Volume 23, Issue 1, Pages 91-96.

Davis J. L., Elgered, G., Niell, A. E., Kuehn, C. E., **1993**: Ground-based measurement of gradients in the ``wet'' radio refractivity of air, *Radio Sci,* 28, 1003-1018.

Davis J. L., **2001**: Atmospheric water-vapor signals in GPS data: synergies, correlations, signals and errors, *Physics and Chemistry of the Earth*, Part A: Solid Earth and Geodesy, Volume 26, Issues 6-8, Pages 513-522.

Delrieu G., V. Ducrocq, E. Gaume, J. Nicol, O. Payrastre, E. Yates, P.-E. Kirstetter, H. Andrieu, P.-A. Ayral, C. Bouvier, J.-D. Creutin, M. Livet, S. Anquetin, M. Lang, L. Neppel, C. Obled, J. Parent du-Châtelet, G.-M. Saulnier, A. Walpersdorf and W. Wobrock, **2005**: The Catastrophic Flash-Flood Event of 8–9 September 2002 in the Gard Region, France: A First Case Study for the Cévennes–Vivarais Mediterranean Hydrometeorological Observatory**.** *Journal of Hydrometeorology*: Vol. 6, No. 1, pp. 34–52.

Doerflinger E., **1997**: Utilisation de la méthode de positionnement GPS pour la détermination précise des altitudes relatives et absolues, Montpellier, *Université Montpellier II*.

Duan J., M. Bevis, Fang P., Bock Y., Chiswell S.R., Businger S., Rocken C., Solheim F. S., Van Hove T., Ware R., McClusky S., Herring T.A. and King R. W., **1996:** GPS meteorology: direct estimation of the absolute value of precipitable water, *J. Appl. Meteorol.*, 35, 830-838.

Ducrocq V., D. Ricard, J.-P. Lafore and F. Orain, **2002**: Storm-scale numerical rainfall prediction for five precipitations events over France: On the importance of the initial humidity field, *Weather Forecast*., 17, 1236–1256.

Ducrocq V., F. Bouttier, S. Malardel, T. Montmerle, and Y. Seity, **2005**: The AROME Project, *La Houille Blanche*, no2, 2005

Elgered G., **1993**: Tropospheric radio path delay from ground-based microwave radiometry, *Atmospheric Remote Sensing by Microwave Radiometry*, 215-258.

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.

Elósegui P., J. L. Davis, R. T. K. Jaldehag, J. M. Johansson, A. E. Niell and I. I. Shapiro **1995**: Geodesy using the Global Positioning System: The effects of signal scattering on estimates of site position, *J. Geophys. Res.*, 100(B6), 9921–9934.

Elòsegui 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, 2445-2448.

Elosegui P. and J.L. Davis, **2003**: Accuracy assessment of GPS slant-path determinations, GPS Meteorology: Ground-Based and Space-Borne Applications, Workshop, Tsukuba, January.

Emanuel K.A., D. Raymond, A. Betts, L. Bosart, C. Bretherton, K. Droegemeier, B. Farrell, J. M. Fritsch, R. Houze, M. LeMone, D. Lilly, R. Rotunno, M. Shapiro, R. Smith and A Thorpe, **1995**: Report of the first prospectus development team of the U.S. Weather Research Program to NOAA and the NSF. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 76, 1194-1208.

Emardson T. R., G. Elgered and J. M. 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 H. J. P. Derks, **1999**: On the relation between the wet delay and the integrated precipitable water vapour in the European atmosphere, Meteorological Applications, 6, 1-12.

Falvey M. and Beavan J., **2002**: The impact of GPS precipitable water assimilation on mesoscale model retrievals of orographic rainfall during SALPEX'96. *Mon. Wea. Rev.*, 130, 2874-2888.

Flores A., Ruffini G. and Rius A., **2000a**: 4D Tropospheric Tomography using GPS Wet Slant Delays, *Ann. Geophys.*, 18, 223-234.

Flores A., Gradinarsky L. P., Elosegui P., Elgered G., Davis J.L. and A. Rius, **2000b**: Sensing atmospheric structure: Tropospheric tomographic results of the small-scale GPS campaign at the Onsala Space Observatory, *Earth Planets Space*, 52, 941-945.

Flores A., Rius A., Vila-Guerau de Arellano J. and A. Escudero, **2001**: Spatio-temporal Tomography of the Lower Troposphere Using GPS Signals, *Phys. Chem. Earth (A)*, 26, 405-411.

Foelsche U. and G. Kirchengast, **2001a**: Tropospheric water wapor imaging by combination of ground-based and spaceborne GNSS sounding data, *Journal of geophysical research*, 106, D21, 27221-27231.

Foelsche U. and G. Kirchengast, **2001b**: A New "Geometric" Mapping Function for the Hydrostatic Delay at GPS Frequencies, Physics and Chemistry of the Earth, 26, 3, 153-157.

Foelsche U. and G. Kirchengast, **2002**: A simple "geometric" mapping function for the hydrostatic delay at radio frequencies and assessment of its performance, *Geophys. Res. Lett.*, 29(10), 1473, doi:10.1029/2001GL013744.

Foster J., Bavis M., Chen Y.-L., Businger S. and Zhang Y., **2003**: The Ka 'u storm (November 2000): Imaging precipitable water using GPS, *J. Geophys. Res.,* 108, 4585-4599.

Golub and Reinsch, **1971**: *Handbook for auto. Comp*., vol. II-Linear Algebra, 134-151.

Gradinarsky L. P., Haas R. and Elgered G., **2000a**: Wet path delay and delay gradients inferred from microwave radiometer, GPS and VLBI observations, *Earth Planets Space*, 52, 695-698.

Gradinarsky L. P. and G. Elgered, **2000b**: Horizontal gradients in the wet path delay derived from four years of microwave radiometer data, *Geophys. Res. Lett.*, 27(16), 2521–2524.

Gradinarsky L.P., **2002a**: Sensing Atmospheric Water Vapor Using Radio Waves, PhD thesis, *Tech. Rep. No. 436*, School of Electrical Engineer-ing, Chalmers Univ. of Tech., Goteborg.

Gradinarsky L., J. Johansson, H. Bouma, H. Scherneck and G. Elgered, **2002b**: Climate Monitoring using GPS, *Phys. Chem. Earth*, 27, 335-340.

Gutman S. and S. Benjamin, **2001**: The Role of Ground-Based GPS Meteorological Observations in Numerical Weather Modeling, *GPS Solutions*, 4, 16-24.

Ha S., Y. Kuo, Y. Guo, C. Rocken and T. Van Hove, **2002**: Comparison of GPS slant wet delay measurements with model simulations during the passage of a squall line, *Geophys. Res. Lett.*, 29(23), 2113, doi:10.1029/2002GL015891.

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, *Mon. Wea. Rev.* (in press).

de Haan S., Barlag S., Baltink H.K., Debie F. and van der Marel H, **2004**: Synergetic use of GPS water vapor and Meteosat images for synoptic weather forecasting, *Journal of Applied Meteorology*., Vol. 43, no. 3, pp. 514-518.

Haase J. S., H. Vedel, M. Ge and E. Calais, **2001**: GPS zenith tropospheric delay (ZTD) variability in the Mediterranean, *Physics and Chemistry of the Earth, Part A*: Solid Earth and Geodesy, Volume 26, Issues 6-8, Pages 439-443.

Haase J., Ge M., Vedel H. and E. Calais, **2003**: Accuracy and Variability of GPS Tropospheric Delay Measurements of Water Vapor in the Western Mediterranean, *Journal of Applied Meteorology*, 42, 1547-1568.
doi:10.1175/1520-0450(2003)042<1547:AAVOGT>2.0.CO;2

Herring TA, **1992**: Modelling atmospheric delays in the analysis of space geodetic data, Symposium on Refraction of Transatmospheric Signals in Geodesy, *Netherlands Geod. Commis. Ser., 36*, 157-164.

Herring T.A., **1986**: Precision of vertical position estimates from Very Long Baseline Interferometry, *J. Geophys. Res.,* 91 (B9), 9177-9182.

Herring T.A. and S. Shimada, **1999**: Estimating Spatial Variations in Atmospheric Delays using GPS, presented at GPS'99 Tsukuba, Japan (www-gpsg.mit.edu/~tah/web/japan_gps_met/GPSMetJapan.html).

Hirahara K., **2000**: Local GPS tropospheric tomography, *Earth Planets Space*, 52, 935-939.

Houlié N., P. Briole, A. Nercessian and M. Murakami **2005**: Sounding the plume of the 18 August 2000 eruption of Miyakejima volcano (Japan) using GPS, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L05302, doi:10.1029/2004GL021728.

Ifadis I., **1986**: The Atmospheric Delay of Radio Waves: Modeling the Elevation Dependence on a Global Scale ,Chalmers University of Technology, School of Electronic and Computer Engineering, Gothenburg, Sweden, *Tech. Report No. 38L*.

Iwabuchi T., Y. Shoji, S. Shimada and H. Nakamura, **2004**: Tsukuba GPS Dense Net Campaign Observations : Comparison of the Stacking Maps of Post-fit Phase Residuals Estimated from Three Software Packages, *Journal of the Meteorological Society of Japan*, Vol. 82, No. 1B, 315-330.

Jarlemark P., J. Johansson, B. Stoew, L. Gradinarsky and G. Elgered, **2001**: Spatial error correlation of GPS atmospheres as determined from simulations, *Physics and Chemistry of the Earth, Part A*: Solid Earth and Geodesy, Volume 26, Issues 6-8, Pages 451-456.

Kalman, R., **1960**: A New Approach to Linear Filtering and Prediction Problems, Transaction of the ASME - *Journal of Basic Engineering*, 82.

Kazuro H., **2000**: Local GPS tropospheric tomography, *Earth Planets Space*, 52, 935-939.

King R. W., E. G. Masters, C. Rizos, A. Stolz and J. Collins, **1985**: Surveying with GPS, *Monograph 9*, School of Surveying, University of New South Wales, Kensington, Australia.

King R. W. and Y. Bock, **2005**: Documentation for the GAMIT GPS Analysis Software, release 10.2, Departement of Earth, Atmospheric and Planetary Sciences Massachusetts Institute of Technology-Scripps Institution of Oceanography University of California at San Diego.

Kleijer F., Elosegui P., Davis J. L., **2004**: Characterizing Atmosphere Turbulence with GPS, *American Meteorological Society*, 16th Symposium on Boundary Layers and Turbulence Meteorology, p. 6-15-1.

Kuo Y.-H., X. Zou and Y.-R. Guo, **1996**: Variational Assimilation of Precipitable Water Using a Nonhydostatic Mesoscale Adjoint Model, *Mon. Wea. Rev*., 124, 122-147.

Lafore J.P. and co-authors, **1998**: The Méso-NH atmospheric simulation system. Part I: Adiabatic formulation and control simulation. *Ann. Geophys*., 16, 90-109.

Lanyi G., **1984**: Tropospheric delay effects in radio interferometry, *TDA Prog. Rep. 42-78,* Vol. April-June, Jet Propul. Lab, 152-159.

Lauvaux T., **2004**: Quantification de la vapeur d'eau troposphérique par GPS durant les pluies catastrophiques de l'automne 2003 (Languedoc-Provence), Mémoire de maîtrise, Univ. Montpellier II,

Lauvaux T., D. Ricard, V. Ducocq and F. Masson, **2005** : A 4-year climatology of water vapor field from GPS data associated with heavy precipitation events oveer southern France, *7th Plinius Conference on Mediterranean Storms*, 05-07 October 2005, Greece.

MacDonald A. E., Y. Xie and R. H. Ware, **2002**: Diagnosis of Three-Dimensional Water Vapor Using a GPS Network, *Monthly Weather Review*, Vol. 130, No. 2, pp. 386–397.

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

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), 2335, doi:10.1029/2000JB000113.

Menke W., **1989**: Geophysical Data Analysis: Discrete Inverse Theory, *International Geophysics Series*, Academic Press.

Murphey H., Wakimoto R., Flamant C. and Kingsmill D., **2005**: Dryline on 19 June 2002 during IHOP. Part I: Airborne Doppler and LEANDRE II Analyses of the Fineline

Structure and Convection Initiation, accepté, *Monthly Weather Review,* IHOP special issue.

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

Niell A. E., **2000**: Improved atmospheric mapping functions for VLBI and GPS, Earth, Planets and Space, 52, 699-702.

Niell A.E., **2001a**: Preliminary evaluation of atmospheric mapping functions based on numerical weather models, *Phys. Chem. Earth*, 26, 475-480.

Niell A. E., A. J. Coster, F. S. Solheim, V. B. Mendes, A. Toor, J. R. B. Langley and C. A. Upham, **2001b**: Comparison of measurements of atmospheric wet delay by radiosonde, water vapour radiometer, GPS and VLBI, *J. Atmos. Oceanic Technol*., 18, 830–850.

Noguchi W., Yoshihara T., Tsuda T. and Hirahara K., 2004: Time-Height Distribution of Water Vapor Derived by moving Cell Tomography During Tsukuba GPS Campaigns, *Journal of the Meteorological Society of Japan*, Vol. 82, No. 1B, 561-568.

Pany. T., **2002**: Development and Application of Tropospheric GPS Slant Delay Models Based on Numerical Weather Prediction Models and Turbulence Theory, *PhD thesis*, Graz University of Technology, Austria.

Rocken C., R. Ware, T. Van Hove, F. Solheim, C. Alber, J. Johnson, M. Bevis and S. Businger, **1993**: Sensing atmospheric water vapor with the Global Positioning System, *Geophys. Res. Lett.*, 20(23), 2631–2634.

Rocken, C., T. Van Hove, Johnson, J., Solheim, F. S., Ware, R., Bevis, M., Chiswel, S. and Businger, S., **1995**: GPS/STROM-GPS sensing of atmospheric water vapor for meteorology, *J. Atmos. Oceanic Technol*. 12: 468-478.

Rocken C., Sokolovskiy S., Johnson J. M. and Hunt D., **2001**: Improved Mapping of Tropospheric Delays, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 18, 7, 1205-1213.

Rocken C., Johnson J., Van Hove T. and Iwabuchi T., **2005**: Atmospheric water vapor and geoid measurements in the open ocean with GPS, *Geophys. Res. Lett,* 32 (12).

Saastamoinen J., **1973**: Contributions to the theory of atmospheric refraction, In three parts, Bulletin Géodésique, 105, 279 – 298, 106, 383–397, 107, 13– 34.

Seeber G., **1993**: Satellite Geodesy, *W. D. Gruyter, Berlin*, New York.

Seko H., Shimada S., Nakamura H. and Kato T., **2000**: Three dimensional distribution of water vapour estimated from tropospheric delay of GPS data in a mesoscale precipitation system of the Baiu front, *Earth Planets Space*, 52, 927-933.

Seko H., Nakamura H., Shoji Y. and Iwabuchi T., **2004a**: The Meso-γ scale Water Vapor Distribution Associated with a Thunderstorm Calculated from a Dense Network of GPS Receivers, *Journal of the Meteorological Society of Japan*, Vol. 82, No. 1B, 569-586.

Seko H., H. Nakamura and S. Shimada, **2004b**: An Evaluation of Atmospheric Models for GPS data Retrieval by Output from a Numerical Weather Model, *Journal of the Meteorological Society of Japan*, Vol. 82, No. 1B, 339-350.

Skamarock C., J. Klemp, J. Dudhia, D. Gill, D. Barker, W. Wang and J. Powers, **2005**: A Description of the Advanced Research WRF Version 2, wrf-model.org/wrfadmin/docs/arw_v2.pdf

Shoji Y., H. Nakamura, T. Iwabuchi, K. Aonashi, H. Seko, K. Mishima, A. Itagaki, R. Ichikawa and R. Ohtani, **2004**: Tsukuba GPS Dense Net Campaign Observation: Improvement in GPS Analysis of Slant Delay by Stacking One-way Postfit Phase Résiduals, *Journal of the Meteorological Society of Japan*, Vol. 82, No. 1B, 301-334.

Solheim F. S., J. Vivekanandan, R. H. Ware and C. Rocken, **1999**: Propagation delays induced in GPS signals by dry air, water vapor, hydrometeors and other particulates, *J. Geophys. Res.*, 104(D8), 9663–9670.

Stoew B., G. Elgered and J. M. Johansson, **2001**: An assessment of estimates of integrated water vapor from ground-based GPS data, *Meteorology and Atmospheric Physics*, Volume 77, Issue 1 - 4, Page 9.

Tarantola A., **1987**: Inverse Problem Theory: Methods for Data Fitting and Model Parameter Estimation, *Elsevier Science Publishers*.

Thayer G. D., **1974**: An improved equation for the radio refractive index of air, *Radio Science,* Vol. 9, pp. 803-807.

Tregoning P., R. Boers, D. O'Brien and M. Hendy, **1998**: Accuracy of absolute precipitable water vapour estimates from GPS observations, *J. Geophys. Res.*, vol 103, pp. 28701-28710.

Troller M., B. Bürki, M. Cocard, A. Geiger and H.-G. Kahle, **2002**: 3-D refractivity field from GPS double difference tomography, *Geophys. Res. Lett.*, 29(24), 2149, doi:10.1029/2002GL015982.

Vernant P., **2003**: Cinématique actuelle et dynamique de l'Iran : GPS et modélisation numérique, *Thèse de doctorat, ISTEEM*, Université Montpellier II (sciences et techniques du Languedoc), tel.ccsd.cnrs.fr/documents/archives0/00/00/49/79/index_fr.html.

Walpersdorf A., Calais E., Haase J., Eymard L., Desbois M. and Vedel H., **1998**: Atmospheric gradients estimated by GPS compared to a high resolution numerical weather prediction (NWP) model, *Physics and Chemistry of the Earth Part A*, v. 26, iss. 3, p. 147-152.

Walpersdorf A., Brenot H., Champollion C., Doerflinger E., Masson F., Ducrocq V., Anquetin S. and Tabary P., **2003**: GPS project for tropospheric water vapour observations related to torrential rain in the French Cevennes: Description and first results of the field experiment*, EGS - AGU - EUG Joint Assembly*, Abstracts from the meeting held in Nice, France, abstract #5074

Weckwerth T. and Wakimoto R., **1992**: The Initiation and Organization of Convective Cells atop a Cold-Air Outflow Boundary, *Monthly Weather Review*, 120, 2169-2187.

Weckwerth T. M., Parson D. B., Koch S. E., Moore J. A., LeMone M. A., Demoz B. B., Flamant C., Geerts B., Wang J. and Feltz W. F., **2004**: An overview of the International H_2O Project (IHOP_2002) and some preliminary highlights. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 85, 2, 253-277.

Wolfe D. Et S. Gutman, **2000**: Developing an Operational, Surface-Based, GPS, Water Vapor Observing System for NOAA: Network Design and Results, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 17, 426-440.

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, 14,925-14,937.

RESUME :

La vapeur d'eau joue un rôle majeur dans le fonctionnement climatique et météorologique de la Terre. C'est notamment une variable clé pour comprendre les phénomènes de convection à l'origine des précipitations intenses. Or les prévisions quantitatives des pluies ne s'améliorent pas depuis 20 ans parce que -entre autres - la mesure de la variabilité de la vapeur d'eau est une lacune des systèmes d'observations. La précision de la mesure du contenu intégrée en vapeur d'eau par le système GPS est démontrée depuis une dizaine d'années. La tomographie GPS permet aujourd'hui de restituer le champ 3D de vapeur d'eau.

Ce mémoire présente la théorie (méthodes des moindres carrés et filtre de Kalman), la validation et les applications du logiciel LOFTT_K de tomographie troposphérique GPS développé pendant cette thèse. La tomographie a été validée grâce à des simulations, des modèles météorologiques et des mesures indépendantes. Elle a ensuite été utilisée pour comprendre les interactions petites échelles entre les dynamiques locales (les brises) et de mésoéchelle (le mistral). Le GPS météorologique a permis aussi de caractériser les variations d'humidité pendant les pluies cévenoles. Enfin la tomographie GPS régionale a mis en évidence un mécanisme de chargement en humidité de l'atmosphère avant l'initiation de la convection.

A l'avenir, les données GPS seront assimilées dans les modèles opérationnels de prévision météorologique. Elles doivent aussi servir à approfondir la connaissance des relations entre les précipitations, la convection et la dynamique de la vapeur d'eau.

MOTS-CLES : tomographie, GPS, vapeur d'eau, brise, convection, pluies cévenoles.

TITRE : GPS Tomography of Tropospheric Water Vapour Measurements - Application to Intense Precipitations

RESUME :

The water vapour plays a unique role in the climate and the meteorology of the earth. It is a key variable to understand the convection and the intense precipitations. Now the quantitative precipitation forecast does not improve since about twenty years partly because the measure of the water vapour variability is a lack of the current observing systems. The accuracy of integrated water vapour GPS measurements has been shown since about ten years. The GPS tomography allows nowadays to retrieve the 3D field of water vapour.

This dissertation presents the theory (least square method and Kalman filtering), the validation and the applications of the GPS tropospheric tomography software LOFTT_K developed during this thesis. The tomography has been validated with simulations, meteorological modelling and independent measurements. The tomography has been then used to understand the small scale interactions between the local (the breezes) and mesoscale (the mistral) dynamics. The meteorological GPS has also allowed to characterize the humidity variations during rain events in the Cévennes (South France). Finally the GPS tomography at mesoscale has shown a mechanism of humidity « loading » of the atmosphere before a convection initiation case.

In a near future, the GPS data will be assimilated in the operational weather forecasting models. They should also be useful to improve the knowledge between the rain, the convection and the water vapour dynamic.

DISCIPLINE : Science de la terre : Géophysique

kEYWORDS : Tomography, GPS, Water Vapour, Breeze, Convection, precipitations.

INTITULE ET ADRESSE DE L'U.F.R. OU DU LABORATOIRE :
Laboratoire dynamique de la lithosphère, Université Montpellier II, pl. E. Bataillon, 34095 Montpellier cedex 5, France

226 Pages