



HAL
open science

Etude d'une méthode de sondage de la vapeur d'eau dans la troposphère appliquée à la correction de mesures GPS pour l'altimétrie de haute précision

Jérôme Tarniewicz

► **To cite this version:**

Jérôme Tarniewicz. Etude d'une méthode de sondage de la vapeur d'eau dans la troposphère appliquée à la correction de mesures GPS pour l'altimétrie de haute précision. Autre. Université de Versailles-Saint Quentin en Yvelines, 2005. Français. NNT : . tel-00011934

HAL Id: tel-00011934

<https://theses.hal.science/tel-00011934>

Submitted on 13 Mar 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.

THESE DE DOCTORAT
en Méthodes Physiques en Télédétection

**Étude d'une méthode de sondage de la vapeur d'eau dans la
troposphère appliquée à la correction de mesures GPS pour
l'altimétrie de haute précision**

Jérôme Tarniewicz

Université de Versailles Saint-Quentin-en-Yvelines

École doctorale Sciences de l'Environnement d'Île-de-France

Thèse de doctorat

Spécialité : Méthodes Physiques en Télédétection

présentée par

Jérôme Tarniewicz

pour l'obtention du titre de

Docteur en Méthodes Physiques en Télédétection

sur le sujet

Étude d'une méthode de sondage de la vapeur d'eau dans la troposphère appliquée à la correction de mesures GPS pour l'altimétrie de haute précision

soutenue le 25 mars 2005 devant le jury composé de :

Pierre Flamant	<i>Rapporteur</i>	Directeur de recherche au CNRS
Philippe Lognonné	<i>Rapporteur</i>	Professeur à l'Université Paris VII
Gérard Caudal	Examineur	Professeur à l'UVSQ
Alain Dabas	Examineur	Ingénieur à Météo-France
Michel Kasser	Examineur	Professeur à l'ENSG
Olivier Bock	Examineur	Maitre de Conférence à l'Université Paris VI
Jacques Pelon	Directeur de thèse	Directeur de recherche au CNRS

Résumé

Une action de recherche est menée conjointement entre l'Institut Géographique National (IGN) et le Service d'Aéronomie (SA) sur amélioration de la précision du positionnement vertical par le système GPS (Global Positioning System). Cette amélioration concerne la détermination du délai troposphérique (principalement dû à la présence de vapeur d'eau dont la distribution spatiale est très variable). Cette thèse porte sur l'étude d'une méthode de correction des mesures GPS de la propagation troposphérique et la validation du concept proposé à partir de mesures atmosphériques et de simulations numériques.

L'erreur de positionnement induite par des hétérogénéités atmosphériques est estimée par simulation simplifiée de la chaîne de traitement GPS : une correction externe des mesures GPS est nécessaire, et les méthodes de traitement GPS ne sont pas adaptées à des situations présentant de fortes hétérogénéités dans la distribution de vapeur d'eau atmosphérique.

L'étude se focalise ensuite sur le mode de la correction des mesures GPS. Les délais humides obtenus à partir d'une mesure résolue en distance sont comparés à ceux obtenus à partir d'une mesure intégrée : une mesure résolue, fournie par un lidar Raman à balayage, permet d'obtenir une précision verticale sub-millimétrique.

Le développement instrumental d'un lidar Raman vapeur d'eau à balayage est ensuite abordé. Les caractéristiques d'un système lidar Raman compact sont présentées. Les premiers résultats expérimentaux obtenus en visée zénithale lors des campagnes de mesure en 2001 et 2002 sont présentés.

Enfin le bénéfice d'une correction externe des mesures GPS par lidar Raman à balayage est démontré par la simulation numérique : les précisions de positionnement sub-millimétriques (environ 10 fois plus faibles que celles obtenues lors d'un traitement GPS classique) peuvent être obtenues sur une journée, avec un balayage séquentiel et homogène de la constellation de satellites GPS.

Abstract

Since 1999, IGN (Institut Géographique National) aims at improving the accuracy of the vertical component of GPS coordinates. IGN is interested in improving GPS components accuracy for applications such as leveling network, when both short baselines and short observation sessions are involved, and more generally, for traditional GPS network in geodetic applications. The GPS signal belongs to the microwave band. As it propagates through the atmosphere, it is affected by the variation of the refractivity index of the air. Once major error sources (ionospheric delay, GPS receiver and receiver clocks, a priori variation of antenna phase center) have been corrected, the tropospheric delay remains the major error source in the GPS data processing. This tropospheric delay is divided into two contributions : the dry delay, related to the pressure and temperature variations of the dry air, and the wet delay, related to temperature and water vapor density variations. Consequently, to correct the GPS signal from the tropospheric wet delay, the water vapor distribution has to be precisely known in time and place around each GPS station to be processed. Since water vapor is both temporally and spatially variable, we chose to develop an high sensitive water vapor sensor, collocated to the GPS station to be positioned, in order to sound tropospheric water vapor variation simultaneously to GPS measurements. We chose to develop a Raman lidar which is a high spatially resolved remote sensing system. This lidar is the fruit of a collaboration between IGN/LOEMI, a laboratory specialized in instrumentation, and SA (Service d'Aéronomie, from CNRS), which deals with atmospheric dynamic and meteorology questions.

The first part of this work deals with the atmospheric water vapor, mainly its singular role in the atmosphere and its influence on the microwave signal propagation. After a review of major means of detecting water vapor, we take a particular interest in the relation between GPS and water vapor, since water vapor is not only a error source for GPS signal, but can also be a product of GPS data processing.

In a second part, we describe the lidar technique in general. After a review of the major water vapor lidar systems in action in the world, our Raman lidar is described in particular. Direct problem and precise inversion procedure are presented. Relative calibration and efforts in an absolute calibration

aspects (aerosol content, overlap effect, instrumental and optical calibration) of the system are treated in detail.

In a last part, the first results obtained during the ESCOMPTE 2001 campaign and AIRS 2002 validation campaign are presented. The water vapor profiles determined from our Raman lidar are compared to other collocated water vapor measurements (WVR, Solar Spectrometer and RS). The variability of the water vapor field is analyzed and its impact on GPS signals and coordinates estimates is evaluated. We conclude on the strategy to apply for collocated measurements with GPS and a Raman lidar for high accuracy positioning. We discuss also the perspectives for the Raman lidar accuracy and other applications, such as the coupling between Raman lidar and GPS for the retrieved of water vapor in the lower troposphere (tomography).

Keywords : GPS, lidar and water vapor

Introduction

Le GPS (Global Positioning System) est un outil de géodésie spatiale, dont les performances obtenues en positionnement de stations terrestres sont comparables à celles obtenues par les techniques de VLBI (Very Long Base Interferometry) et de SLR (Satellite Laser Ranging). La précision obtenue sur des réseaux régionaux (d'extension inférieure à 500 km) est de l'ordre de 1 à 2 mm en terme de répétabilité des coordonnées planimétriques d'une station GPS pour des sessions de 24 heures. La précision verticale est légèrement moins bonne, et les répétabilités observées sont trois à cinq fois plus grandes, soit 3 à 10 mm.

Le GPS permet une mesure précise par tout temps, facile à mettre en oeuvre et de faible coût. Ces caractéristiques font du GPS un outil privilégié pour l'observation de phénomènes géophysiques à diverses échelles (tectonique des plaques, surveillance sismique, mesure de géoïde, rebond post-glaciaire, ...). Dans ce contexte, les durées d'observation sont généralement très longues (de quelques jours à plusieurs années). L'enjeu est maintenant d'améliorer la précision de mesure par GPS sur la coordonnée verticale afin d'observer des phénomènes d'amplitude de plus en plus petite, pour des sessions courtes.

La principale limitation de la précision verticale est liée à la difficulté d'estimer l'effet de la réfraction troposphérique, qui se traduit par un retard sur le temps de propagation de l'onde GPS. La principale source d'erreur qui subsiste dans le traitement du temps de propagation des signaux GPS reste l'influence de la vapeur d'eau troposphérique. Améliorer la précision des mesures par GPS passe donc par une meilleure prise en compte des effets liés à la vapeur d'eau troposphérique et notamment à la mesure de sa variabilité temporelle et spatiale. C'est le sujet de cette thèse. L'idée qui motive cette étude est d'utiliser une mesure de la vapeur d'eau atmosphérique indépendante du GPS afin de corriger les mesures de l'effet de la réfraction troposphérique.

Pour mener à bien ce projet, L'IGN (Institut Géographique National) et le Service d'Aéronomie du CNRS se sont associés au sein d'une action de recherche commune, dans un souci d'amélioration de la précision altimétrique du GPS et d'une meilleure caractérisation de la variabilité spatiale et temporelle de la vapeur d'eau troposphérique.

Débutée en 1999 au sein du Laboratoire d'Opto-Electronique et de Micro-Informatique de l'IGN

(LOEMI), l'action de recherche NIGPS (Nivellement par GPS) entreprend l'amélioration de la précision de restitution de la composante verticale fournie par le système de positionnement GPS. En vue d'améliorer des techniques de nivellement, l'IGN s'intéresse à l'intégration possible du GPS dans le mode opératoire de l'entretien des points du réseau de nivellement français et plus généralement à l'application du GPS en altimétrie de précision.

Ce réseau représente près de 450 000 points (1 point tous les ~ 650 m) dont il faut connaître l'altitude. Sa précision n'est pas garantie dans le temps, en particulier en zones minières, urbaines ou instables et il faut procéder périodiquement à son entretien. Actuellement la vérification de l'altitude de ces points est motorisée. Chaque année, ce sont ainsi près de 5000 à 6000 km de lignes qui sont nivelées, soit 2% de la longueur totale du réseau. Utiliser le système GPS pour positionner ces points représenterait un gain de temps appréciable et donc un plus grand nombre de points nivelés par an et un meilleur suivi. Le Service d'Aéronomie (SA) du CNRS apporte ici son expertise instrumentale sur la mesure de vapeur d'eau atmosphérique, et cette étude s'insère dans les thèmes de recherche de l'équipe MAE (Météorologie Appliquée et Environnement) tels que l'étude de l'atmosphère à méso-échelle et l'étude de la dynamique de la couche limite.

Le travail de cette thèse porte sur l'étude d'une méthode de correction des mesures GPS de l'effet de la réfraction troposphérique. Après une analyse du problème, nous étudions plusieurs solutions permettant de déterminer le contenu en vapeur d'eau troposphérique. Un nouveau concept est proposé qui est ensuite validé à partir de mesures atmosphériques et de simulations numériques.

La structure du manuscrit intègre trois parties :

La première partie de cette étude concerne le choix de la méthode de correction du délai troposphérique.

Elle comprend deux chapitres :

- Dans le premier chapitre, le système GPS est présenté dans son utilisation géodésique classique ; un bilan d'erreur est donné, en insistant particulièrement sur la modélisation du délai troposphérique qui intervient dans les observations GPS. L'erreur de positionnement induite par des hétérogénéités atmosphériques est estimée par simulation simplifiée de la chaîne de traitement GPS d'une ligne de base en double différence. Les limites des méthodes de traitement classique des données GPS sont étudiées ; il est ainsi montré qu'il n'est pas possible d'obtenir une précision sub-millimétrique de positionnement en l'état actuel des traitements GPS, notamment en présence d'hétérogénéités atmosphériques marquées.
- Dans le second chapitre l'étude se focalise sur le mode de correction des mesures GPS à utiliser. Une rapide revue des différentes techniques de sondage de la vapeur d'eau troposphérique par télédétection passive et active est présentée. Deux questions se posent alors : quelles sont les performances (moyennes) de restitution du délai humide par ces méthodes et est-il possible d'améliorer ces précisions ? Déjà testée par le passé, la correction par radiométrie vapeur d'eau du délai troposphérique

n'offre cependant pas la précision attendue dans toutes les conditions d'utilisations. L'amélioration de la précision sur la restitution des délais troposphériques humides obtenus à partir d'une mesure résolue en distance est évaluée par simulation.

La deuxième partie concerne le développement instrumental du système, identifié dans la partie précédente, qui permette l'obtention d'un délai troposphérique avec une précision sub-millimétrique, et sa validation expérimentale. Elle comprend trois chapitres.

- Le principe de la mesure de vapeur d'eau par lidar Raman est traité dans le troisième chapitre; les équations d'observation sont posées. Compte-tenu, d'une part, des configurations instrumentales existantes, des contraintes d'encombrement imposées par la mobilité du système et d'autre part des performances obtenues par un simulateur développé pour cette étude, les caractéristiques d'un nouveau système lidar Raman sont énoncées.
- Le développement instrumental d'un lidar Raman vapeur d'eau à balayage est ensuite abordé dans le quatrième chapitre. Les différentes parties constitutives de l'instrument sont détaillées.
- Dans le cinquième chapitre, les premiers résultats expérimentaux obtenus en visée zénithale lors de la campagne ESCOMPTE en 2001 et de la campagne de validation AIRS à Toulouse (CNRM) en 2002 sont présentés. Les résultats obtenus par sondage vertical sont analysés en terme de portée et de précision, en comparaison avec des radiosondages co-localisés.

Dans la dernière partie le concept de couplage GPS/lidar Raman pour la correction des délais troposphériques est testé et validé par simulation numérique, sur la base de la configuration instrumentale développée. Elle comprend un seul chapitre.

- Dans le sixième chapitre, le bénéfice d'une correction externe des mesures GPS par lidar Raman à balayage est démontré par simulation numérique. Les observations GPS et lidar sont simulées à partir d'une simulation du modèle météorologique MM5. La simulation concerne une journée d'étude de la campagne IHOP (International H₂O Project) pour un cas où la couche limite est très hétérogène. Une stratégie d'observation de satellite GPS est présentée.
- Enfin, les conclusions générales de ce travail et les perspectives sont présentées et discutées dans le dernier chapitre.



Première partie

Choix d'une méthode de correction du délai troposphérique en GPS

Chapitre 1

L'effet de la vapeur d'eau sur le positionnement GPS

1.1 Le système GPS

1.1.1 Présentation

1.1.1.1 Introduction au système GPS

L'acronyme GPS est l'abréviation de NAVSTAR-GPS : NAVigation System with Time And Ranging - Global Positioning System. Le système GPS a été développé et testé entre 1973 et 1983 par le Département de la Défense aux Etats-Unis (DoD), et mis en service de manière opérationnel entre 1983 et 1993/1994 [Seeber, 1993]. Il est devenu dès 1986 le système de positionnement le plus utile pour la navigation civile et militaire, et tend maintenant à devenir le système universel de navigation et de positionnement, au moins jusqu'à la mise en service commerciale de Galileo, prévue pour 2008. L'Union Européenne prévoit cependant de coupler le système militaire GPS au système civil Galileo au titre de l'inter-opérabilité des systèmes [CCE, 2000].

Tel qu'il a été défini lors de sa création, le système GPS consiste en 3 segments distincts [Shaw et al., 1999] : le segment spatial (la constellation de satellites GPS), le segment de contrôle (l'ensemble des moyens terrestres mis oeuvre pour le gestion du système GPS) et le segment utilisateur. Ce dernier segment regroupe l'ensemble des utilisateurs (civils et militaires) du système GPS. Un utilisateur GPS est muni d'un récepteur plus ou moins performant lui permettant la réception et/ou l'interprétation des signaux diffusés par les satellites, suivant l'application qu'il veut faire de ses mesures. Notons que le segment spatial, par la constellation des satellites GPS à l'instant d'observation, influe sur le segment utilisateur (figure 1.1).

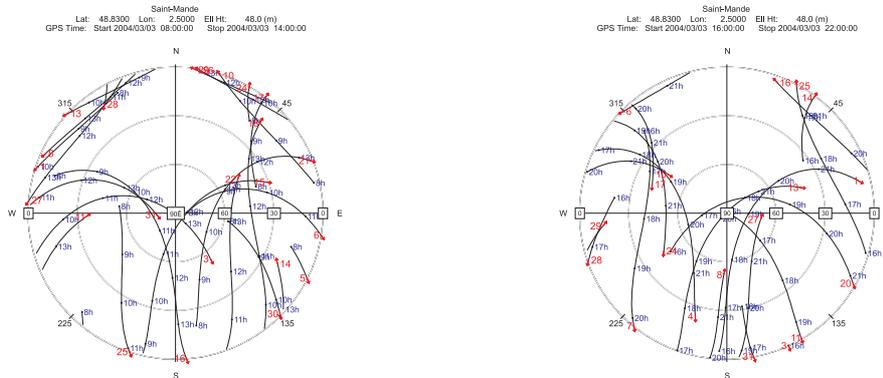


FIG. 1.1 – Constellation des satellites GPS telle qu'elle aurait été observée à Saint-Mandé, le 4 mars 2004, pour deux sessions d'observation de 6H (08h-14h et 16h-22h, TL), pour un angle de coupe de 0° (au-dessus de l'horizon). On observe très nettement un trou dans la distribution spatiale des orbites des satellites GPS (pas de passage de satellite au nord).

1.1.1.2 Structure du signal GPS

Les signaux GPS sont transportés par deux fréquences porteuses, de fréquences $L_1 = 1575.43$ MHz et $L_2 = 1227.60$ MHz. Ces porteuses sont générées à partir des oscillateurs calés sur les horloges atomiques des satellites, de fréquences fondamentale $f = 10.23$ MHz. Les signaux L_1 et L_2 sont modulés par les codes C/A (Coarse/Aquisition) et P(Y) (Precise ou Protected). Ces codes, à caractères quasi-aléatoires du fait de leur grande période de répétition, sont appelés les *codes pseudo-aléatoires*¹. Les principales caractéristiques liées aux signaux GPS sont données dans le tableau 1.1. La porteuse L_1 est modulée par le code C/A et P(Y), et L_2 , uniquement par P(Y). Un troisième code, *le message de navigation*, vient s'ajouter aux deux codes précédents lors de la génération du signal GPS sur L_1 et L_2 . Le message de navigation contient des informations relatives aux satellites GPS (position, état, décalage d'horloge), des corrections d'effets de propagation atmosphériques liées au passage du signal à travers l'ionosphère et une correction de la dérive de l'horloge du satellite GPS. Pour une formulation détaillée des signaux GPS L_1 et L_2 , on peut consulter [Seeber, 1993], par exemple. La précision du positionnement par GPS va donc varier en fonction du signal considéré, suivant que l'on mesure L_1 , L_2 , P(Y), C/A ou toutes combinaisons des signaux précédents.

1.1.1.3 Le principe de la mesure GPS

La mesure repose sur la détermination du temps de transit du signal GPS entre le satellite-émetteur et l'utilisateur-récepteur (figure 1.2). Les mesures GPS sont de deux types, suivant le type de récepteur : les mesures de code et les mesures de phase.

¹Cette dénomination n'est pas correcte puisque la séquence de L_1 et L_2 est parfaitement connue et nécessaire pour l'utilisation "grand-public" et civile des mesures GPS.

Fréquence fondamentale horloge GPS	10.23 MHz
Fréquence porteuse L_1 Longueur d'onde L_1	$154 \times 10.23 \text{ MHz} = 1575.42 \text{ MHz}$ 19.05 cm
Fréquence porteuse L_2 Longueur d'onde L_2	$120 \times 10.23 \text{ MHz} = 1227.60 \text{ MHz}$ 24.45 cm
Fréquence code P(Y)	10.23 MHz ($\lambda = 29.31 \text{ m}$)
Fréquence code C/A	1.023 MHz ($\lambda = 293.1 \text{ m}$)
Message de navigation	$f = 50 \text{ Hz}$

TAB. 1.1 – Caractéristiques des signaux GPS L_1 , L_2 , des codes P(Y),C/A et du message de navigation.

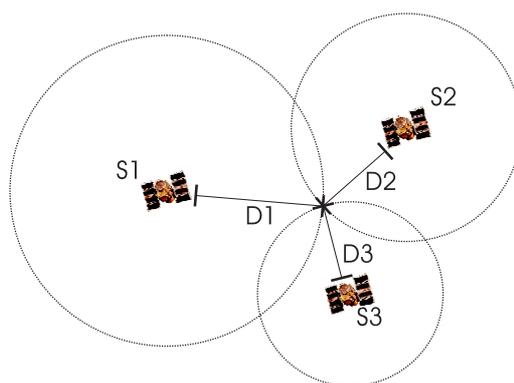


FIG. 1.2 – Principe du positionnement par mesure GPS. Au sol, le récepteur GPS observe les signaux émis par trois satellites GPS S_i . En théorie, grâce à *trois* mesures simultanées (en supposant que toutes les horloges sont synchronisées au temps GPS) sur trois satellites différents, l'utilisateur se positionne précisément au point d'intersection de ces trois sphères.

L'accès au code P(Y) n'est pas possible pour l'utilisateur civil. La mesure de code repose sur l'observation du code C/A et du message de navigation. Une réplique du code C/A est générée dans le récepteur GPS et comparée au signal provenant du satellite GPS. Le décalage en temps des deux codes correspond au temps de transit du signal GPS entre le satellite GPS et le récepteur GPS. En multipliant cette grandeur par la vitesse de propagation du signal GPS (célérité de la lumière dans le vide, c), on obtient une pseudo-distance, une grandeur homogène à une distance (ce temps de transit tient compte des effets de propagation et du décalage entre les horloges du satellite et du récepteur). Afin de convertir cette mesure de pseudo-distance en une mesure de distance entre le satellite et le récepteur GPS, le message de navigation est utilisé pour fournir la correction de la dérive de l'horloge satellite et l'effet de l'ionosphère sur la propagation du signal.

L'observation de la différence de phase du signal GPS provenant d'un satellite avec la phase d'un oscillateur local au récepteur GPS constitue la mesure de phase. L'observation s'effectue aux fréquences L_1 et/ou L_2 .

1.1.1.4 Utilisation en géodésie

Les domaines d'application du GPS sont nombreux, depuis le positionnement en vol en temps réel des avions jusqu'à la mesure à quelques millimètres près des mouvements tectoniques à la surface de la Terre, en passant par la localisation du randonneur en montagne. On peut trouver une liste de toutes les applications civiles du GPS dans [DoD, 1994]. Parmi celles-ci, notons les applications à la géodésie [Herring, 1999] et à la météorologie [Doerflinger, 2001, Bengtsson et al., 2003].

En mode de positionnement *absolu*, un unique récepteur GPS observe tous les satellites disponibles dont l'élévation est supérieure à un angle de coupure donnée. Avec le service de base PPS (*Precise Positioning Service*), on obtient 3 à 7 m de précision en positionnement horizontal contre 5 à 13 m en vertical [FAA, 2003] (précisions obtenues sur 95% du temps, sur 22 stations GPS).

Afin d'améliorer sensiblement ces précisions horizontales et verticales, les sessions d'observations peuvent aussi s'opérer en mode de positionnement *relatif*, pourvu que l'utilisateur soit doté du récepteur adéquat (récepteurs bi-fréquence permettant par multiplexage, de suivre instantanément plusieurs satellites GPS). Le positionnement relatif fait intervenir un réseau de récepteurs qui enregistrent simultanément les signaux GPS sur différents points. En utilisation géodésique, des campagnes de mesures menées en mode positionnement relatif ont permis d'obtenir une précision rms de 2-5 mm en horizontal et de 5-15 mm en vertical [Herring, 1999].

Un aperçu des précisions de positionnement suivant le type d'utilisation pour un utilisateur civil est donné sur la figure 1.3.

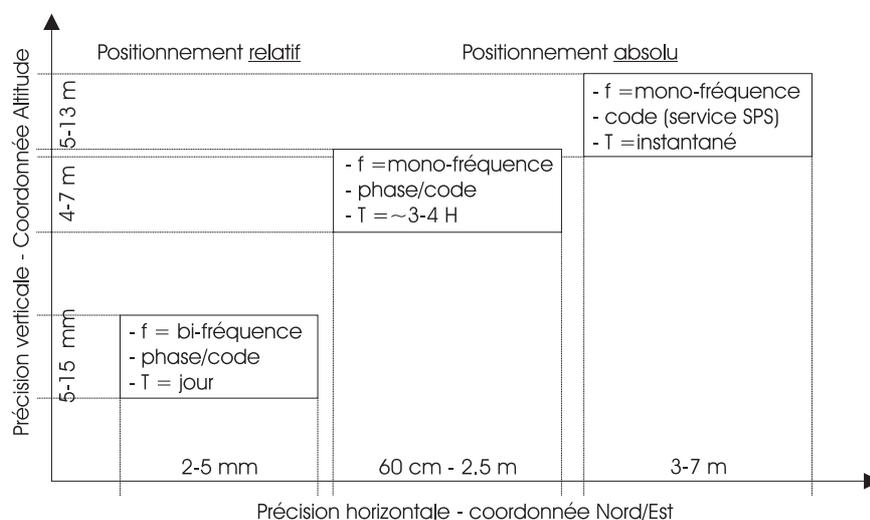


FIG. 1.3 – Précision de positionnement horizontale et verticale du système GPS, suivant le type d'utilisation considérée, pour un utilisateur civil [Herring, 1999, FAA, 2003, Beran et al., 2003].

1.1.2 Les sources d'erreur

Dans cette partie les mesures de pseudo-distance et de phases sont décrites, un bilan des sources d'erreur est donnée et un aperçu des traitements GPS pour s'en affranchir est esquissé.

1.1.2.1 Mesure de pseudo-distance et mesure de phase

Werner Gurtner [Gurtner, 2002] propose la définition suivante pour la mesure de pseudo-distance PR : "...la pseudo-distance est la distance de l'antenne du récepteur à l'antenne du satellite, et inclut les biais d'horloge satellite et récepteur (et tout autre biais, tel que les délais atmosphériques)...". On a

$$PR = \rho + c(dT_R - dT^S) + \Delta L_{iono} + \Delta L_{tropo} + \epsilon_{PR} \quad (1.1)$$

avec

- PR , la mesure de pseudo-distance,
- ρ , la distance réelle géométrique entre le satellite GPS et le récepteur GPS,
- dT_R , le décalage d'horloge du récepteur GPS,
- dT^S , le décalage d'horloge du satellite GPS,
- ΔL_{iono} , le retard du signal GPS causé par la traversée de la ionosphère,
- ΔL_{tropo} , le retard du signal causé par la traversée de la troposphère,
- ϵ_{PR} , le bruit de mesure sur l'observable PR .

L'autre mesure disponible pour un utilisateur GPS est la mesure de phase. Günter Seeber [Seeber, 1993] propose la définition suivante pour la mesure de phase : "...L'observable est la différence entre la

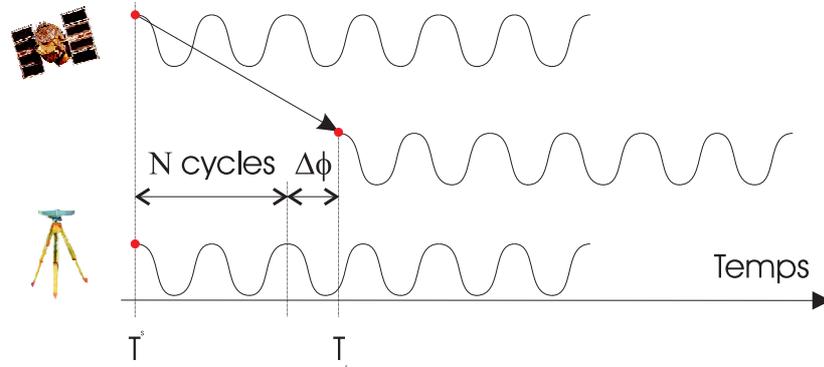


FIG. 1.4 – Principe de la mesure de phase. La porteuse (L_1 ou L_2), émise par le satellite GPS, est reçue et recalée sur le signal local, généré par l'oscillateur local du récepteur GPS. C'est donc le déphasage apparent (partie fractionnaire du déphasage réel entre les deux porteuses) qui est mesuré ; en réalité un nombre entier de cycles N (ambiguïté entière) sépare les deux signaux. On parle de mesure ambiguë.

phase transmise et décalée par effet Doppler $\phi(T^s)$, définie dans le référentiel de temps du satellite, et la phase du signal de référence $\phi(T_r)$, définie dans le référentiel de temps du récepteur...". La mesure de phase est donc une mesure de différence de phase entre la phase du signal reçu par le récepteur et la phase locale, générée par le récepteur.

L'équation simplifiée d'observation de mesure de phase s'écrit [Wells, 1986, Santerre, 1991]

$$\phi = \rho + c(dT_R - dT^s) + \lambda N - \Delta L_{iono} + \Delta L_{tropo} + \epsilon_\phi \quad (1.2)$$

où

- ϕ , la mesure de phase,
- ρ , la distance réelle géométrique entre le satellite GPS et le récepteur GPS,
- dT_R , le décalage d'horloge du récepteur GPS,
- dT^s , le décalage d'horloge du satellite GPS,
- N , l'ambiguïté entière, à savoir le nombre entier de cycle de phase qui sépare réellement le signal émis par le satellite GPS du signal reçu par le récepteur GPS,
- ΔL_{iono} , le retard du signal GPS causé par la traversée de la ionosphère,
- ΔL_{tropo} , le retard du signal causé par la traversée de la troposphère,
- ϵ_ϕ , le bruit de mesure de phase sur l'observable ϕ ,
- λ , la longueur d'onde de la porteuse L_1 ou L_2 .

En positionnement relatif, le signal GPS est enregistré simultanément par au moins deux récepteurs GPS. Par différenciation successives des observations de phases [Hugentobler et al., 2001] entre récepteur, satellite et instants d'observations différents, des effets communs aux récepteurs et aux satellites GPS sont éliminés et/ou atténués.

En suivant le sens de propagation de l'onde GPS (du satellite vers le récepteur GPS), les différents postes d'erreurs relevés sont :

Orbites Les orbites re-calculées à partir des éléments d'éphémérides diffusés dans le message de navigation sont précises au mètre. A titre d'exemple, pour le 1er janvier 2004, une comparaison entre ces orbites et les orbites précises montrent un écart rms moyen de ~ 3 m (<http://gge.unb.ca/gauss/htdocs/grads/orbit>). Les orbites re-calculées a posteriori par l'IGS (*IGS Final Orbit*, disponibles après ~ 13 jours) sont précises à $\sim 3-10$ cm. En positionnement relatif, l'erreur induite Δb par la précision des orbites Δr sur une composante de la ligne de base b considérée est donnée par la relation [Bauersima, 1983]

$$\frac{\Delta b}{b} = \frac{\Delta r}{r} \quad (1.3)$$

où r est la distance moyenne entre les deux récepteurs et le satellite GPS. En considérant une erreur sur l'orbite de $\Delta r = 5$ cm et $r = 25000$ km, on obtient une erreur de $\Delta b/b = 0.002$ ppm sur la ligne de base, ce qui est négligeable pour des petits réseaux ($b < 100$ km) et de l'ordre du millimètre pour les grands réseaux ($b \sim 1000$ km).

Horloge satellite Les satellites GPS sont des plates-formes spatiales. Par effet relativiste, la fréquence apparente de l'horloge satellite va apparaître plus faible au niveau du récepteur GPS (dérive de $-7.2 \mu s/\text{jour}$). La variation du potentiel gravitationnel entraîne une dérive de $+45.6 \mu s/\text{jour}$. Une étude de ces effets est disponible dans [Kline, 1997]. La combinaison des deux effets se chiffre par un biais de $38.4 \mu s$ après un jour, auquel s'ajoute une anomalie d'excentricité qui modélise les écarts à l'orbite circulaire des satellite (au maximum ± 22.4 ns). La contribution totale de ces 3 effets (relativiste, gravitationnel et excentricité) est corrigée par un polynôme dont les coefficients sont contenus dans le message de navigation [GPO, 1997]. Après correction, l'erreur résiduelle est estimée à 7 ns, soit 2.1 m (stabilité intrinsèque de l'oscillateur des horloges). Une différenciation entre deux récepteurs qui observent le même satellite permet d'éliminer cette erreur résiduelle.

L'ionosphère L'ionosphère est un milieu dispersif pour les signaux micro-ondes. Il en résulte un retard du signal GPS lors de sa traversée de cette couche d'atmosphère située entre 50 et 1000 km au-dessus du niveau de la Terre. Le retard causé par l'ionosphère dépend aussi du contenu total en électron (CET) le long du trajet du signal dans cette couche. En terme de distance, l'effet de l'ionosphère est de l'ordre de 2 à 100 m [Seeber, 1993], suivant l'amplitude de l'activité solaire et la latitude du site GPS. Pour un utilisateur du service SPS avec un récepteur mono-fréquence L_1 , la correction de l'effet de l'ionosphère peut s'effectuer grâce à l'application du modèle de Klobuchar [GPO, 1997], qui réduit de 50% l'effet de l'ionosphère dans les régions de moyennes latitudes [Seeber, 1993], en mode de positionnement instantané. Des corrections plus raffinées peuvent

être appliquées, lors de traitements différés (voir, par exemple, Rocken et al. [2000], Hugentobler et al. [2001]). Si les observations sur les porteuses L_1 et L_2 sont disponibles, la méthode habituelle consiste à estimer la correction ionosphérique lors du traitement GPS. Puisque l'ionosphère est dispersive pour les porteuses L_1 et L_2 , un traitement des données GPS utilisant une combinaison linéaire L_3 ($L_3 = f(L_1, L_2)$, *ionosphere free combination*) permet de réduire l'erreur due à la traversée de l'ionosphère par le signal GPS

$$\Delta L_{iono} = \frac{40.3}{f^2} \times CET \quad (1.4)$$

Le terme CET est inconnu mais la combinaison linéaire de mesures sur L_1 et L_2 définie comme $\phi_3 = f_1^2 \phi_1 - f_2^2 \phi_2$ permet de s'affranchir de l'effet de l'ionosphère, et d'estimer les termes d'ambiguïté N dans une première partie du traitement des mesures GPS [Hugentobler et al., 2001].

La troposphère Contrairement à l'ionosphère, la troposphère (0-10 km) est un milieu neutre pour la propagation des ondes. Le délai induit par la traversée de cette couche du signal GPS va dépendre de nature et de la concentration des constituants rencontrés sur le trajet [Saastamoinen, 1972, Davis et al., 1985]. L'air sec induit un délai moyen de l'ordre de 2.30 m au zénith qui peut être facilement corrigé ; à partir d'une mesure de surface de pression précise à 0.3 mb, il est possible de restituer le délai zénithal hydrostatique avec une précision d'au moins 1 mm. Au contraire, la vapeur d'eau, par sa concentration variable, induit un délai qui peut varier, en moyenne, de moins de 1 cm dans les régions arides à près de 40 cm dans les régions humides, suivant la latitude. La variabilité journalière du délai humide est plus importante que celle du délai hydrostatique, notamment dans les régions tempérées. Dans le traitement des mesures GPS, le délai troposphérique humide est modélisé ; contrairement au délai troposphérique hydrostatique, il n'est pas prévisible à partir d'une mesure au sol.

Les multi-trajets Suivant le lieu de mesure, il est possible qu'en plus du signal en visée directe, le récepteur GPS capte aussi des signaux ayant subi une ou plusieurs réflexions avant l'antenne (sols, bâti, ...). Cet effet ne peut pas être facilement corrigé, puisqu'il est directement lié à l'environnement de l'antenne. Une étude des différentes sources des multi-trajets est disponible dans [Byun et al., 2002]. La solution standard pour s'affranchir de l'effet de multi-trajet est de placer un matériau absorbant dans le domaine micro-onde sous l'antenne GPS, afin de minimiser les réflexions du signal par le sol et le support de l'antenne GPS, vers le centre de phase de l'antenne du récepteur GPS [Elosegui et al., 1995]. D'autres solutions sont aussi envisagées et testées. Parmi elles, le découplage de l'antenne du récepteur GPS de son environnement, par l'utilisation d'une antenne directive (le gain de réception est faible pour les signaux horizontaux et venant du sol). Cette méthode (méthode *AMCS*, Antenna and Multipath Calibration System), est basée sur

la détermination d'une ligne de base ultra-courte entre une antenne classique GPS et une antenne orientable et directive qui est non affectée par les effets de multi-trajet et [Elosegui et al., 2002, Park. et al., 2003]; l'erreur résiduelle est alors de l'ordre de ~ 1 mm sur la longueur de la ligne de base. La méthode de *stacking*, [Braun et al., 2001]) des données GPS permet aussi de réduire l'effet de multi-trajet, en considérant que les observations sont très corrélées d'une journée sur l'autre, en raison de la répétition journalière de la constellation de satellite GPS. Les résidus dans les directions d'observation des satellites GPS sont sommés sur plusieurs jours d'observation afin de générer une carte de multi-trajet pour le site concerné, à savoir un terme correctif dépendant de l'élévation et de l'azimut de la direction d'observation. Testée sur une session d'observation de trois jours, l'amélioration apportée par cette méthode est pour l'instant limitée [Braun et al., 2001], et est surtout sensible entre 30° et 80° d'élévation; les cartes de multi-trajets doivent sûrement être réalisées sur de plus longues sessions d'observation. Notons enfin qu'en plus de l'environnement même de l'antenne, un simple changement de l'environnement proche de l'antenne, telle qu'une chute de neige, entraîne une variation de l'albédo et de l'humidité du sol et peut modifier de quelques millimètres les coordonnées estimées d'un récepteur GPS [Solheim et al., 1997].

Variation de centre de phase de l'antenne du récepteur GPS Le centre *mécanique* d'une antenne est défini à un niveau de précision sub-millimétrique [Seeber, 1993]. Le centre de phase va différer de quelques millimètres (pour L_1 et L_2), du centre mécanique. Cette variation dépend l'angle d'élévation d'observation du signal GPS, et du type d'antenne utilisée. L'étalonnage absolu des antennes récepteurs GPS [Schmid et al., 2004] (voir aussi <http://www.ngs.noaa.gov/ANTCAL>) est en cours d'étude. Une procédure automatisée basée sur l'utilisation d'un robot articulé pour la détermination de la variation en azimut et élévation du centre de phase des antennes a aussi été développée [Wuebbena et al., 2000]. Les logiciels de traitement GPS incluent des données de correction de ces variations de centre de phases des antennes (pour le Bernese GPS software, ftp://igs.cb.jpl.nasa.gov/igs_cb/station/general/igs_01.pcv). Ces valeurs ne sont malheureusement valables que pour la référence-constructeur de l'antenne, et non pas pour l'antenne elle-même, et relative à une antenne de type *choke-ring*, supposée parfaite (pas de variation de phase en fonction de l'élévation et l'azimut). La méthode de *stacking* précédemment présentée est aussi utilisée pour éliminer les erreurs de positionnement dues aux variations de centre de phase des antennes. Puisque ces derniers dépendent de l'azimut et de l'angle d'élévation de la visée d'observation, les cartes de multi-trajet calculées incluent aussi une partie de correction de variation de centre de phase Braun et al. [2001].

Horloge récepteur L'horloge d'un récepteur n'est pas (i) synchrone avec celle du satellite et (ii) est de moins bonne qualité (stabilité moindre). La différenciation des mesures GPS permet cependant

d'éliminer le décalage.

Bruit de mesure C'est un bruit aléatoire qui accompagne chaque mesure GPS. Il dépend du signal observé (L_1 , L_2 , code ou pseudo-distance) et du type de récepteur GPS utilisé. Avec un récepteur de type TurboRogue SNR-8000, le bruit observé sur les mesure de pseudo-distance est de l'ordre de $\sim 1-10$ cm, pour 5 minutes d'observation [Seeber, 1993]. Pour des mesures de phases, le bruit de mesure est de $\sim 1-3$ mm [Seeber, 1993]. Des récepteurs de nouvel génération ont des bruit de mesure sub-millimétrique, quasi négligeable (0.2 mm rms sur 1 seconde pour le mesures de phases L_1 et L_2 , par exemple pour la solution RS500 de Leica, <http://www.leica-geosystems.com>).

1.1.2.2 Différenciation d'observation GPS

Par différenciation successive des observations de phases, des effets communs aux récepteurs et aux satellites sont éliminés et/ou atténués, en particuliers les biais d'horloge satellite et récepteur GPS, mais la différenciation réduit aussi le nombre d'observations disponibles pour le traitement. On distingue trois différenciations (successives) :

Simple différence En observant un même satellite depuis deux récepteur GPS différents, la différence instantanée des mesures de phases permet d'éliminer le décalage d'horloge du satellite observé.

Double différence Les doubles différences sont formées en différenciant deux simples différences sur deux satellites différents; elles permettent l'élimination des décalages d'horloge des récepteur GPS. Cette nouvelle observable est souvent utilisée comme variable de travail dans les logiciels de traitement GPS.

Triple différence Les triples différences sont calculées en différenciant deux doubles différences, à deux instants de mesures différents. En considérant deux mesures suffisamment proches dans le temps, la triple différence permet d'éliminer tout effet dont la variation temporelle est lente (et donc quasi-constante sur les deux mesures). Plus qu'une observable de travail, la triple différence sert surtout à la détection des variations brusques (i.e. sauts de cycle) dans la mesure de phases [Hugentobler et al., 2001]. Les triples différences permettent aussi d'obtenir une estimation des coordonnées du récepteur GPS dans une première étape de traitement de données GPS [Rothacher, 1999].

Pour le détail des équations d'observation en simple, double et triple différence, obtenues à partir de l'équation 1.2, on peut se référer par exemple à [Seeber, 1993].

L'amplitude de ces erreurs précédemment citées est donnée dans le tableau 1.2. La plupart des erreurs sont modélisées ou éliminés et sont finalement négligeables (horloges récepteurs/satellites, délai ionosphérique, orbites, ...). Les erreurs résultantes et finalement prépondérantes dans le traitement GPS sont

Source d'erreur	Amplitude avant correction [m]	Méthode de correction	Erreur résiduelle [m]
Satellite GPS			
- orbites	15-25	calcul précis (IGS) + TD	négligeable
- centre de phases	2.3	TD	négligeable
- rotation de la terre	~ 30	modèle	négligeable
- horloge		TD	négligeable
Propagation			
- ionosphère	2-100	modèle + pré-traitement	négligeable
- troposphère	2.30	modèle + traitement + ?	0.001-0.01
- multi-trajet	10e-3	stacking	0-0.005
Récepteur GPS			
- variation centre de phase	- ?	antenne étalonnée + stacking	<0.01
- bruit de mesure	0.2e-3		négligeable
- horloge	<10e-3	pré-traitement + TD	négligeable
Total(sur ligne de base)	50-160		0.002-0.010

TAB. 1.2 – Amplitude des effets observés sur les mesures de phases GPS et erreur résiduelle après correction (et/ou traitement différentiel). On suppose ici que l'utilisateur travaille avec un récepteur bi-fréquence L_1/L_2 , en mode d'observation différentiel (la station GPS est positionnée en tant que ligne de base au sein d'un réseau dont les coordonnées des stations sont connues). TD : Traitement Différentiel.

- la variation des centres de phases des antennes des récepteurs GPS,
- les effets multi-trajet dus à l'environnement de l'antenne GPS,
- le délai lié à la traversée de la troposphère par le signal GPS.

Ces erreurs ont une caractéristique commune : aucun modèle assez précis n'existe encore pour les corriger, et pour cause : le multi-trajet est lié à l'environnement proche de l'antenne (masques d'observation, nature du sol...) et n'est pas reproductible d'un site à l'autre ; la variation du centres de phase d'une antenne est liée à l'antenne elle-même, et n'est pas reproductible, même pour une autre antenne de la même série ; enfin, le délai troposphérique est lié (principalement) à la quantité de vapeur d'eau présente entre le satellite GPS et l'antenne du récepteur au moment de la mesure. La prise en compte de ces phénomènes dans la corrections des signaux GPS ne peut se faire qu'avec une connaissance approfondie du milieu qui entoure l'antenne. Les modèles de corrections généraux appliqués jusqu'à présent dans les procédures de traitement actuelles de mesures GPS offrent une précision de l'ordre de $\sim 2-5$ mm en horizontal et $\sim 5-15$ mm en vertical (cf. figure 1.3) : la variabilité spatiale et temporelle de ces phénomènes n'est pas prise en compte. Le défi est d'atteindre la valeur de 1 mm de précision sur les coordonnées verticale d'une station GPS. Il vient naturellement l'obligation d'améliorer la correction de ces trois phénomènes. Les erreurs de multi-trajets et de variations de centre de phase étant en partie corrigées par la méthode de *stacking*, l'erreur prépondérante devient la troposphère.

1.1.3 Les logiciels de traitement de donnée GPS

Pour une utilisation des données GPS en géodésie et en météorologie, trois paquetages de logiciels spécialisés sont disponibles :

- GAMIT ([GAMIT, 2002], <http://www-gpsg.mit.edu/~simon/gtgk/index.html>) développé par Massachusetts Institute of Technology, le Scripps Institution of Oceanography, and Harvard University.
- GIPSY-OASIS (GOA II) software (GPS-Inferred Positioning SYstem and Orbit Analysis SIMulation Software), développé par le Jet Propulsion Laboratory (JPL, <http://gipsy.jpl.nasa.gov/orms/goa/>).
- GPS Bernese Software (BERNESE) ([Hugentobler et al., 2001], <http://www.aiub.unibe.ch/bernese.html>) développé par le Astronomisches Institut Universität Bern (AIUB).

Ces trois programmes sont utilisés par les centres d'analyse IGS, par les différents organismes de recherche. D'autres programmes existent aussi (EPOS.P.V2, au GeoForschungsZentrum, GFZ ; GP-SOBS, pour l'European Space Agency - European Space Operations Centre, ESOC, ...) et sont utilisés localement.

Les logiciels BERNESE et GAMIT utilisent les observations de doubles différences dans le traitement GPS si bien qu'il n'y a pas lieu d'estimer de paramètres d'horloge pour les satellites et les récepteurs GPS : les mesures sont combinées et traitées en terme de ligne de base. Le logiciel GIPSY-OASIS travaille station par station, en PPP (Precise Point Positioning) : les mesures sont traitées station par station, i.e. en zéro-différence. Dans cette approche, les horloges des satellites et des récepteurs GPS sont donc estimées en même temps que les coordonnées des stations GPS. Les différences de stratégies de traitement GPS entre les différents logiciels précédents sont résumées dans [Iwabuchi et al., 2003].

Dans tous les cas, le traitement des données GPS consiste en estimation des paramètres (coordonnées d'une station, longueur d'une ligne de base, délai troposphérique, délai ionosphérique,...) d'un modèle, à partir d'observation (zéro, simple, double ou triple différence de mesures de phase ou de pseudo-distance, à partir des équations 1.1 et 1.2). L'ajustement de ces paramètres sur le modèle d'observation s'effectue par un filtrage de Kalman (GAMIT) ou par moindres carrés (GPS Bernese Software, GIPSY-OASIS). Pour plus d'informations sur les méthodes de traitements des données GPS utilisée par l'IGS, on peut se reporter aux stratégies de traitements (paramètres estimées, contraintes d'ajustement, logiciel utilisé, <http://igscb.jpl.nasa.gov/igscb/center/analysis/>).

Dans le cadre de mon travail de thèse, j'ai utilisé le Bernese GPS software 4.2 [Hugentobler et al., 2001]. C'est un des logiciels (avec GAMIT) qui est utilisé à l'IGN, notamment pour le traitement des données GPS pour le Réseau GPS Permanent français (RGP, <http://geodesie.ign.fr/rgp/index.htm>).

Un traitement de mesures GPS pour l'obtention d'une solution journalière en utilisant BERNESSE se résume ainsi

1. interpolation des orbites précises re-calculées par l'IGS ou le JPL,
2. formation des lignes de bases du réseau,
3. nettoyage des mesures de phases GPS des éventuels saut de cycles avec le module MAUPRP, en utilisant les triples-différences,
4. résolution des termes d'ambiguïtés N sur les porteuses L_1 et L_2 lors d'une première inversion des mesures GPS, en utilisant la stratégie de résolution QIF (Quasi Ionosphere-Free) [Hugentobler et al., 2001].
5. estimation des paramètres avec le module GPSEST en utilisant la combinaison d'observables de phase L_3 pour s'affranchir du délai troposphérique et des doubles différences pour les différences d'horloge des récepteurs et satellites GPS. Les ambiguïtés précédemment calculées sont réintroduites dans l'estimation finale. Les paramètres estimés sont les coordonnées des stations GPS, les paramètres troposphériques zénithaux, et éventuellement les gradients horizontaux de paramètres troposphériques. L'ajustement est effectué par moindres carrés. Les observations sont éventuellement pondérées par un terme en $1/\cos^2 \zeta$ en fonction de l'angle d'observation du satellite GPS.

1.2 Le délai troposphérique : effet moyen

1.2.1 Introduction et définition

La vitesse de propagation du signal GPS varie en fonction de l'indice du milieu que l'onde traverse. L'onde électromagnétique du signal GPS subit donc une réfraction lors de sa traversée de l'atmosphère qui se traduit par (i) un retard de propagation et (ii) une courbure de la trajectoire suivie par le signal. D'après le principe de Fermat, le chemin (optique) L suivi par une onde qui se propage dans un milieu d'indice de réfraction n s'écrit

$$L = \int_S n ds \quad (1.5)$$

où \int_S est l'intégrale curviligne le long de la trajectoire S , d'élément de longueur élémentaire ds . En visée directe, la distance qui sépare le satellite du récepteur GPS est G . G est donc la distance géométrique vraie (ρ dans les équations d'observations 1.1 et 1.2).

Par définition, le délai troposphérique est

$$\Delta L = \left[\int_S n ds \right] - G \quad (1.6)$$

On introduit la longueur géométrique S du trajet de l'onde, et l'équation 1.6 devient

$$\Delta L = \left[\int_S (n - 1) ds \right] + (S - G) \quad (1.7)$$

La grandeur $(S - G)$ peut atteindre 1 à 3 cm pour des visée à 10° sur l'horizon. En reprenant la formule 1.3, la négligence de ce terme conduit donc à une erreur d'au plus 0.0012 ppm sur la longueur d'une ligne de base (~ 0.1 mm pour une ligne de base de 100 km), ce qui permet d'écrire

$$\Delta L \simeq \int_S (n - 1) ds \quad (1.8)$$

La réfractivité N est une autre manière d'exprimer l'indice de réfraction,

$$N = 10^6(n - 1) \quad (1.9)$$

Finalement, l'équation de définition que nous gardons pour l'expression du délai troposphérique ΔL est

$$\Delta L = 10^{-6} \int_S N ds \quad (1.10)$$

1.2.2 Les modèles utilisés en GPS

Pour les ondes radio, le modèle de Thayer [1974] est communément utilisé pour modéliser la réfractivité N

$$N = k_1 \frac{p_{sec}}{TZ_{sec}} + k_2 \frac{p_{eau}}{TZ_{eau}} + k_3 \frac{p_{eau}}{T^2 Z_{eau}} \quad (1.11)$$

Les termes constitutifs de l'équation 1.11 sont renseignés dans le tableau 1.3. Selon Thayer, la partie *sèche* dans l'équation 1.11 (le premier terme) est précis 0.02% et la partie *humide* (les deux derniers termes) est précise à 0.05% (pour un air très humide). Il commode de formuler l'équation 1.11 en terme de densité d'air sec ρ_{sec} et de densité de vapeur d'eau ρ_{eau}

$$N = k_1 R_d \rho_{sec} + k_2 R_v \rho_{eau} + k_3 R_v \frac{\rho_{eau}}{T} \quad (1.12)$$

avec $R_d = R/M_{sec}$ où M_{sec} est la masse molaire moléculaire de l'air sec ($M_{sec} = 28.966$ g.mol $^{-1}$), et R la constante des gaz parfaits. De même, $R_v = R/M_{eau}$, ($M_{eau} = 18.0152$ g.mol $^{-1}$). La densité de l'air ρ est égale à $\rho_{sec} + \rho_{eau}$, si bien que 1.12 se réécrit

$$N = k_1 R_d \rho + R_v \left[k_2' + \frac{k_3}{T} \right] \rho_{eau} \quad (1.13)$$

Terme	grandeur physique	valeur/amplitude [unité]
N	réfractivité	$1.10^2 - 3.10^2$ [-]
p_{sec}	pression partielle d'air sec	$10^4 - 10^5$ [Pa]
T	température	$215 - 295$ [K]
p_{eau}	pression partielle de vapeur d'eau	$10^{-1} - 10^3$ [Pa]
Z_{sec}	facteur de compressibilité de l'air sec	~ 1 [-]
Z_{eau}	facteur de compressibilité de l'eau	~ 1 [-]
k_1	-	$(77.604 \pm 0.0014) \times 10^{-2}$ [K/Pa]
k_2	-	$(64.79 \pm 0.08) \times 10^{-2}$ [K/Pa]
k_3	-	$(3.776 \pm 0.0004) \times 10^3$ [K ² /Pa]

TAB. 1.3 – Grandeurs physiques qui interviennent dans l'équation 1.11. Les amplitudes des grandeurs physiques sont données pour des profils standard troposphériques (0-10,15 km) [USSA, 1976]. Les valeurs des constantes k_1, k_2 et k_3 sont déterminées empiriquement [Thayer, 1974]. L'omission des termes de compressibilité (qui traduisent l'écart de comportement de l'air atmosphérique à un gaz parfait) entraîne une variation de 0.04 ppm sur le premier terme, et 0.1 ppm sur les deux derniers termes lorsque la pression partielle de vapeur d'eau p_{eau} est forte. D'autres paramétrisations pour la réfractivité N sont possibles [Rüeger, 1999].

en posant $k'_2 = k_2 - k_1 M_{eau}/M_{sec}$. En combinant les équations 1.10 et 1.13, on obtient l'expression du délai troposphérique telle qu'elle sera utilisée par la suite

$$\begin{aligned} \Delta L &= 10^{-6} k_1 R_d \int_S \rho ds \\ &+ 10^{-6} R_v \int_S [k'_2 + \frac{k_3}{T}] \rho_{eau} ds \end{aligned} \quad (1.14)$$

Le premier terme de 1.14 fait intervenir la densité totale de l'air ρ , qui obéit à l'équation de l'équilibre hydrostatique, à savoir

$$\partial P / \partial z = -\rho(z)g(z) \quad (1.15)$$

où P est la pression totale de l'air, $g(z)$ la constante de gravité et z l'altitude. Ce premier terme est le délai troposphérique *hydrostatique* ΔL_h

$$\Delta L_h = 10^{-6} k_1 R_d \int_S \rho ds \quad (1.16)$$

Le second terme de 1.14 dépend de la densité de vapeur d'eau ρ_{eau} ; il constitue le délai troposphérique *humide* ΔL_w ²

$$\Delta L_w = 10^{-6} R_v \int_S [k'_2 + \frac{k_3}{T}] \rho_{eau} ds \quad (1.17)$$

et donc

$$\Delta L = \Delta L_h + \Delta L_w \quad (1.18)$$

²indice w comme *wet*, humide.

Par abus de langage, on caractérise souvent le délai ΔL_h de partie *sèche* du délai ΔL et ΔL_w de partie dite *humide*, afin de rendre symétrique les contributions de l'air et de la vapeur d'eau. Il faut se méfier de cet abus de langage qui fait oublier que délai hydrostatique ΔL_h dépend de la densité d'air sec et de la densité de vapeur d'eau.

Les expressions 1.16 et 1.17 des délais hydrostatiques et humides sont valables quelque soit la direction d'observation du satellite GPS, pourvu que l'on connaisse la densité d'air totale ρ , la densité de vapeur d'eau ρ_{eau} et la température T dans cette direction d'observation.

Pour une station au niveau de la mer, le délai troposphérique au zénith ΔL_h^0 vaut environ 2.30-2.50 m (20-30 m pour une visée rasante sur l'horizon) ; le délai troposphérique humide vaut moins, de 1cm à 40-50 cm, suivant la latitude, mais est beaucoup plus variable en espace et en temps.

Le délai troposphérique zénithal hydrostatique ΔL_h^0 dépend de la pression au sol P_s , comme l'ont montré Saastamoinen [1972], Davis et al. [1985]. En considérant l'altitude h du site et sa latitude φ , ΔL_h^0 s'écrit

$$\Delta L_h^0 = 0.22768 \pm 0.0024 \frac{P_s}{f(\varphi, h)} \quad (1.19)$$

avec

$$f(\varphi, h) = 1 - 0.00266 \cos(2\varphi) - 0.00028h \quad (1.20)$$

Le délai troposphérique ΔL dans une direction donnée (α, ζ) (α représente l'azimut et ζ l'angle zénithal) s'exprime en fonction du délai troposphérique zénithal ΔL^0 par l'intermédiaire d'une fonction de projection (*mapping function*) $m(\alpha, \zeta)$. Ces fonctions de projections (ou angulaires) sont donc un modèle de la variation spatiale du délai

$$\Delta L(\alpha, \zeta) = m(\alpha, \zeta) \times \Delta L^0 \quad (1.21)$$

Les variations différentes des densités d'air et d'eau incitent à utiliser une fonction angulaire différente pour la partie hydrostatique et la partie humide du délai troposphérique. On réécrit l'équation 1.21

$$\Delta L(\alpha, \zeta) = m_h(\alpha, \zeta) \times \Delta L_h^0 + m_w(\alpha, \zeta) \times \Delta L_w^0 \quad (1.22)$$

où $m_h(\alpha, \zeta)$, $m_w(\alpha, \zeta)$ sont respectivement les fonctions angulaire hydrostatique et humide associées au délais zénithaux hydrostatique ΔL_h^0 et humide ΔL_w^0 . La fonction angulaire, dans sa plus simple expression (approximation *atmosphère plan*), se réduit à $1/\cos\zeta$. Bien évidemment, d'autres formes de fonctions angulaires, plus raffinées, existent et sont disponibles dans les logiciels de traitement GPS. Niell fournit une étude des différentes fonctions angulaires et de leur performances dans [Niell, 1996]. Citons parmi ces fonctions, les fonctions angulaires de Niell [Niell, 1996] (paramétrables en lati-

tude/longitude, temps, et indépendantes des conditions météorologiques locales), et leurs remplaçantes, les *nouvelles* fonctions angulaires de Niell [Niell, 2000] (basées sur des paramètres météorologiques *in situ*, mesures ou modèles météorologiques [Niell and Petrov, 2003]).

Pour compléter le modèle de délai troposphérique et tenter de tenir compte des dissymétries en azimut, il est possible d'introduire des termes de gradients horizontaux de réfraction (du point de vue du récepteur GPS, suivant les directions *Nord* et *Est*) dans l'expression 1.22

$$\begin{aligned} \Delta L(\alpha, \zeta) = & m_h(\alpha, \zeta) \times \Delta L_h^0 + m_w(\alpha, \zeta) \times \Delta L_w^0 \\ & + \tan \zeta [G_N \cos \alpha + G_E \sin \alpha] \times m_g(\alpha, \zeta) \end{aligned} \quad (1.23)$$

où $m_g(\alpha, \zeta)$ est une fonction angulaire pour les termes de gradient G_N (Nord) et G_E (Est) [Davis et al., 1993]. L'estimation de ces gradients améliore la répétabilité des composantes horizontales et verticales des coordonnées de station [Hugentobler et al., 2001].

1.2.3 Traitement

Nous prenons ici le cas particulier du traitement du délai troposphérique lors de l'utilisation du Bernese GPS software 4.2. Lors du traitement des données GPS, différents paramètres sont ajustés (par moindres carrés ou par filtrage de Kalman) afin d'estimer au mieux les inconnues (coordonnées du récepteur GPS). La méthode d'estimation de ces paramètres, parmi lesquels figure le délai troposphérique, n'est pas unique ; le traitement de l'erreur troposphérique consiste en l'estimation d'un paramètre troposphérique zénithal ΔL^0 (et éventuellement des gradients G_N et G_E) pour chaque station GPS du réseau considéré, lorsque les lignes de bases sont grandes. Le passage des observations GPS (obliques) au délai zénithal est assuré par la fonction angulaire $m(\zeta, \alpha)$. La multitude de stratégie de traitement réside dans le choix du modèle a priori utilisé pour la contrainte de l'ajustement, le type et le nombre de paramètres estimés par sessions d'observations et le choix des fonctions angulaires. Nous ne rentrons pas ici dans les détails des différentes stratégies du traitement des données GPS, et préférons aborder le concept d'estimation des paramètres troposphériques.

Correction a priori Chaque mesure GPS est corrigée d'un délai troposphérique a priori $\Delta L_{apriori}$, calculé, généralement, en utilisant le modèle de Saastamoinen [1972]

$$\Delta L(\zeta)_{apriori} = \frac{0.00002277}{\cos \zeta} [p_s + (\frac{12.55}{T} + 0.05)p_{eau} - \tan^2 \zeta] \quad (1.24)$$

dans lequel interviennent la pression locale au sol p_{sol} ([hPa]), la température T ([K]), la pression partielle de vapeur d'eau p_{eau} ([hPa]), et l'angle zénithal ζ . La fonction angulaire est, dans ce cas précis, explicitement formulée, via la dépendance en ζ . Ce modèle fournit la valeur totale du

décalage troposphérique ΔL^0 . Des solutions intermédiaires de corrections a priori sont possibles, en calculant une valeur au zénith (i.e. $\zeta = 0$) à partir de 1.24 et en projetant ce résultat dans la direction considérée en utilisant autre fonction angulaire (e.g. les fonctions angulaires de Niell [1996]), plus élaborée que la simple dépendance en ζ dans 1.24. Enfin, on peut ne corriger les mesures GPS que de la contribution hydrostatique (en prenant par exemple $p_{eau} = 0$ dans 1.24) du décalage. Le paramètre estimé lors de l'ajustement est alors le décalage troposphérique zénithal humide ΔL_w^0 .

Fonction angulaire Les fonctions angulaires interviennent à la fois dans la correction a priori des observations et dans l'estimation des paramètres troposphériques. Suivant le type de correction appliquée, on utilise une fonction angulaire humide (dans le cas d'une correction *hybride*) et/ou une fonction de angulaire hydrostatique dans les autres cas. Dans le cas du Bernese GPS software v4.2 [Hugentobler et al., 2001], outre $1/\cos \zeta$, les fonctions angulaires disponibles sont les fonctions de Hopfield [Hopfield, 1969] et Niell [Niell, 1996].

Ces concepts de correction sont résumés dans le tableau. 1.4. La méthode recommandée par Hugentobler et al. dans la version 4.2 du Bernese GPS software est de ne pas faire de correction a priori et d'estimer un décalage total ΔL^0 en utilisant la fonction de projection hydrostatique de Niell (*dry* Niell Mapping Function, *dry* NMF), ce qui correspond à la méthode 3 du tableau 1.4. Notons que cette approche n'est pourtant pas la meilleure, puisque'il faudrait logiquement estimer/corriger le décalage hydrostatique avec la fonction de projection hydrostatique de Niell (*NMFh*) et estimer les paramètres troposphériques humides avec la fonction de projection humide de Niell (*NMFw*). Pour plus de détails sur les méthodes employées, on peut se reporter aux fichiers *Analysis Center Notice* (.ACN) relatifs aux différents centres de traitements de données de GPS de l'IGS (<http://igsceb.jpl.nasa.gov/igsceb/center/analysis/>).

1.3 Hétérogénéités atmosphériques

Nous venons de voir qu'un traitement *classique* des données GPS consiste à (i) estimer un paramètre troposphérique zénithal (le décalage troposphérique zénithal ΔL^0) lors de l'ajustement final, (ii) projeter ce décalage dans la direction d'observation pour le satellite considéré afin d'obtenir le décalage troposphérique ΔL (que nous qualifions *d'oblique*) par l'intermédiaire d'une fonction de projection. La qualité de la correction apportée par ΔL^0 sur les mesures GPS dépend donc de la justesse des fonctions de projections dans leur représentation de la distribution spatiale de la concentration de vapeur d'eau atmosphérique et son évolution temporelle. Or, les fonctions de projection actuelles font, dans leur majorité, l'hypothèse d'une symétrie azimutale de la concentration de vapeur d'eau (i.e. la variation spatiale de la concentration de vapeur d'eau suivant l'angle d'azimut au niveau de la station GPS n'est pas considérée) et les seules variables d'espaces sont la latitude et la longitude de la station GPS,

	Méthode 1	Méthode 2	Méthode 3
Correction a priori			
- totale	X		
- hydrostatique		X	
- nulle			X
Estimation			
- résidu de délai total	X		
- délai humide		X	
- délai total			X

TAB. 1.4 – Résumé de méthodes applicables pour l'estimation des délais troposphériques zénithaux ΔL^0 lors du traitement des mesures GPS. Notons que pour chacune des ces méthodes, des paramètres de gradient de réfraction troposphérique G_N et G_E peuvent être aussi estimés. Notons aussi que la durée sur laquelle sont estimés ces paramètres de délai et de gradient troposphérique n'est pas discutée ici. Généralement, un paramètre troposphérique est estimé par station toutes les deux heures (soit 12 paramètres/jour de mesure). Il est également possible de mettre de contraintes sur les paramètres estimés.

ainsi que l'angle zénithal d'observation du satellite GPS. De plus, si le temps est présent dans les fonctions angulaires, c'est n'est qu'à travers une paramétrisation basée sur des données climatiques annuelles (ou des modèles météorologiques à grande échelle). Dès lors, il est évident qu'une correction du délai troposphérique qui s'appuie sur de telles méthodes n'est forcément que fausse; cependant le propos n'est pas critiquer les fonctions angulaires (à défaut d'une autre correction, cette méthode reste la meilleure) ni d'évaluer leur performances, puisque de manière conceptuelle, elles ne sont pas adaptées à la correction précise du délai troposphérique ΔL^0 . Il s'agit donc de repenser la correction du délai troposphérique telle qu'elle s'effectue dans le procédures de traitement. Avant d'enfoncer le clou dans la planche des fonctions angulaires, un travail préliminaire consiste à évaluer l'influence des hétérogénéités atmosphériques sur la précision de positionnement d'un point à la surface de la terre par GPS; comment va évoluer l'erreur de positionnement (notamment l'erreur verticale) lorsque l'atmosphère et sa représentation au travers des fonctions angulaires diffèrent? Quelle est l'erreur induite par l'hypothèse, souvent défendue, d'atmosphère stratifiée? Pour répondre à ces questions, des mesure GPS sont simulées et inversées dans une atmosphère spécifique.

1.3.1 L'origine physique et observations

Des processus atmosphériques dont les échelles spatiale et temporelle sont variables, se déroulent dans l'atmosphère durant les mesures GPS. Du point de vue des mesures GPS, les processus qui retiennent notre attention sont les phénomènes à petite échelle, dont les variabilités spatiale et temporelle sont importante; cette variabilité sont directement en relation avec la durée d'observation des sessions courtes GPS (de une à quelques heures).

Les thermiques Les thermiques convectives résultent de l'échauffement du sol. D'intensité modérée, ces thermiques se développent et s'élèvent jusqu'à ~ 1500 m, sont variables en dimension et transportent l'humidité de la surface jusqu'au sommet de la couche limite atmosphérique. Il en résulte un gradient local d'humidité. Des variations de $0.2\text{-}2^\circ\text{K}$ en température et $0.2\text{-}1$ g/kg ont été observées [Lenschow and Stephens, 1980].

Les rouleaux turbulents Les rouleaux turbulents (*rolls*) sont aussi des structures convectives; ce sont des thermiques principalement organisées dans la direction du vent, de 1-2 km de hauteur sur 500 km ou plus d'extension horizontale, avec une périodicité horizontale de 1 à 10 km. Caractérisés par une branche ascendante humide et une branche descendante plus sèche, ces rouleaux participent au transport de l'humidité du sol au sommet de la couche limite atmosphérique. Il en résulte donc un gradient local d'humidité. Des variations de $1.5\text{-}2.5$ g.kg $^{-1}$ ont été observées dans la couche limite atmosphérique [Weckwerth et al., 1996], pour un l'espacement de ces rouleaux de l'ordre de 2 km. Les variations en température sont plus faibles, $\sim 0.5^\circ\text{K}$. Weckwerth et al. [1997] propose une sélection d'étude/observation de ces rouleaux et une observation plus récente par radar interférométrique SAR est disponible dans [Hanssen et al., 1999] et [Hanssen et al., 2000].

En reprenant l'expression de la partie humide du délai dans l'équation 1.14, les variations (en température et concentration de vapeur d'eau) observées dans le cas de rouleaux convectifs entraînent une variation de 0.8 à 1.9 cm sur la valeur du délai troposphérique zénithal humide ΔL_w^0 , suivant la saison considérée pour les profils de ρ_{eau} et T (pour des profils U.S. Standard Atmosphere [USSA, 1976]). Une variation isolée de la température dans la couche limite atmosphérique de 0.5°K n'entraîne que moins de ~ 1 mm de variation de ΔL_w^0 , ce qui est aussi montré dans [Hanssen et al., 1999].

1.3.2 Modélisation

1.3.2.1 Avant-propos

Il ne s'agit en aucun cas de faire une étude de la modélisation des phénomènes météorologiques décrits précédemment, ni une analyse de sensibilité des paramètres choisis pour représenter la variabilité du champ 3D de vapeur d'eau. Le lecteur météorologue pourra donc se sentir frustré (il aura raison) devant la simplicité de la description des thermiques et rouleaux dans notre modèle. En effet l'intérêt n'est pas d'expliquer au mieux ces phénomènes météorologiques, mais d'en étudier l'impact sur le positionnement par GPS.

Deux approches sont retenues pour l'étude. La première est basée sur les travaux de Santerre [1991] qui s'est intéressé à l'impact de la distribution des satellites GPS dans le ciel de l'observateur (configuration équatoriale, moyenne latitude et polaire) sur la précision de positionnement. Ces travaux ont permis

d'élaborer un modèle d'inversion des données GPS facilitant l'étude d'erreur telle que la réfraction troposphérique par la description analytique complète de ces erreurs dans le processus d'inversion, en fonction de l'angle zénithal ζ et de l'azimut α de la direction d'observation. Là où Santerre ne considère qu'un biais troposphérique constant au zénith, nous poussons l'étude plus loin, en incluant la description analytique des phénomènes turbulents décrits précédemment dans l'inversion des données GPS. Bien que très pratique par sa légèreté de mise en oeuvre, cette simulation est cependant incapable de gérer des phénomènes qui présentent une variation temporelle. Plus proche des conditions réelles, la seconde approche consiste donc à simuler une session d'observation GPS dans une atmosphère présentant des caractéristiques de rouleaux convectifs (dont la configuration pourra évoluer au cours du temps), et d'inverser ces données avec un logiciel classique de traitement GPS.

L'hétérogénéité atmosphérique de la concentration de vapeur d'eau ρ_{eau} et la variation du profil de température T sont simulées par l'ajout d'un délai *supplémentaire* au délai troposphérique de données GPS simulées. Ces hétérogénéités atmosphériques sont représentés par des sphères de 1 km de diamètre, qui représentent un saut de réfraction par rapport à l'atmosphère environnant ; la traversée de ces sphères suivant le diamètre par le signal GPS implique un excès de délai troposphérique de 1 cm, une valeur consistante avec les variations précédentes observées de 1.5-2.5 g.kg⁻¹ du rapport de mélange due à la présence de rouleaux. Ces sphères sont régulièrement placées à 1000 m d'altitude dans un plan horizontal qui matérialise le sommet de la couche limite atmosphérique.

1.3.2.2 Simulation idéalisée

Cette approche est basée sur l'étude menée par Santerre. Dans son modèle simplifié, Santerre considère des observations GPS en simple différence. A partir de l'équation 1.2, où ne sont considérées que les erreurs d'horloges des récepteurs GPS δt_R et le délai troposphérique ΔL , on forme les observations GPS en simple différence (entre deux récepteurs et un même satellite GPS), et on obtient

$$\Delta PR_\phi = \Delta \rho + c\Delta \delta t_R + \Delta \Delta L + \epsilon \quad (1.25)$$

en supposant toutes autres sources d'erreur corrigées. Dans cette équation interviennent

- $\Delta \rho$, la simple différence de la distance entre les récepteurs GPS et le satellite,
- $\Delta \delta t_R$, la simple de différence du décalage d'horloge des récepteurs GPS,
- $\Delta \Delta L$, le délai troposphérique différentiel entre les deux récepteurs GPS,
- ϵ , l'erreur différentielle de mesure sur les mesures de phases.

L'opérateur Δ est l'opérateur de simple différence entre un satellite et deux récepteurs GPS au sol. Notons que s'il n'y a pas d'effet troposphérique à corriger sur l'une des deux stations de la ligne de base considérée (ce qui revient à considérer que la correction du délai troposphérique est parfaite sur cette

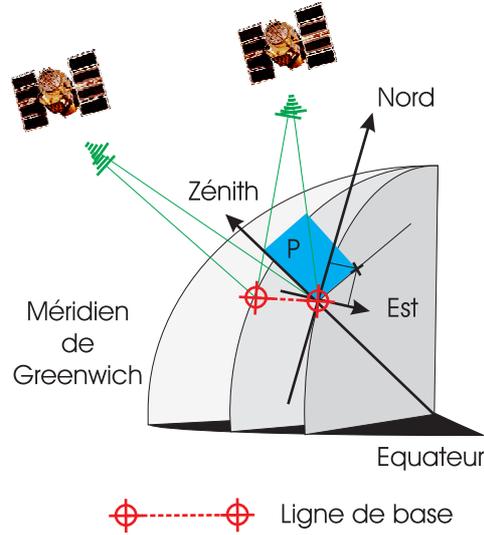


FIG. 1.5 – Dans le repère local (Nord, Est, Zénith), on étudie l'impact d'hétérogénéités atmosphériques placées dans le ciel de l'observateur sur les coordonnées d'une station constitutive d'une ligne de base (pointillé rouge). Le plan bleu défini par la verticale locale et la direction d'observation d'un satellite GPS est repéré par deux angles : l'azimut α et l'angle zénithal ζ . Ces deux angles sont les deux variables principale de la simulation. L'angle solide d'observation $d\Omega$, défini à partir de ces angles, permet de tenir compte de la constellation des satellites GPS, par l'utilisation de bornes dans les angles d'observations. Pour plus d'informations sur ces configurations, on peut se reporter à [Santerre, 1991].

station), $\Delta\Delta L$ devient alors le paramètre troposphérique absolu à estimer. Dans son étude, Santerre propose une expression analytique du vecteur normal \vec{u} et de la matrice normale N , pour l'inversion des données GPS réalisées par la méthodes des moindres carrés, suivant les paramètres estimés p_i .

Après linéarisation des équations observations en fonction des paramètres p_i à estimer, le système d'équations normales s'écrit, dans la théorie de l'inversion de données par moindres carrés pondérés,

$$\vec{\delta} = (N + P)^{-1} \vec{u} \quad (1.26)$$

où

- $\vec{\delta}$ est le vecteur incrément aux valeurs initiales des paramètres estimés, $\vec{\delta} = \vec{p} - \vec{p}_o$,
- N est la matrice normale, formée à partir des dérivées partielles des observations ΔPR_ϕ relatives aux paramètres estimés et des co-variances *a priori* des observations entres elles.
- P la matrice des poids *a priori* des paramètres p_i à estimer.

Les paramètres p_i estimés (au nombre de cinq) dans le cas de la simulation de Santerre sont les trois coordonnées d'espaces (x, y, z) d'un des deux récepteurs de la ligne de base, le paramètre différentiel de troposphère zénithal $\Delta\Delta L^0$ et le paramètre différentiel d'horloge $\Delta\delta t_R$.

Santerre montre qu'un élément N_{ij} de la matrice normale N peut s'écrire

$$N_{ij} \simeq \frac{N_{obs}}{\Omega_{obs}} \frac{1}{\sigma^2} \int_{\Omega_{obs}} \frac{\partial \Delta PR_\phi}{\partial p_i} \frac{\partial \Delta PR_\phi}{\partial p_j} d\Omega_{obs} \quad (1.27)$$

où

- N_{obs} est le nombre d'observation,
- Ω_{obs} est l'angle solide d'observation des satellites GPS du point de vue du récepteur (la géométrie du problème est donnée sur la figure 1.5),
- σ est la précision des observations.

Un élément u_i du vecteur normal \vec{u} s'écrit

$$u_i \simeq \frac{N_{obs}}{\Omega_{obs}} \frac{1}{\sigma^2} \int_{\Omega_{obs}} \frac{\partial \Delta PR_\phi}{\partial p_i} \epsilon \Delta PR_\phi d\Omega_{obs} \quad (1.28)$$

où $\epsilon \Delta PR_\phi$ représente l'écart entre la mesure et la valeur *vraie* de ΔPR_ϕ .

Les démonstrations des équations 1.27 et 1.28 sont données dans [Santerre, 1991].

Notre contribution à ce modèle réside dans l'expression du vecteur normal \vec{u} dans le cas où le signal GPS subit l'influence d'une hétérogénéité pour une observation sur un satellite GPS dans la direction repérée par les angles (α, ζ) ; l'erreur $\epsilon \Delta PR_\phi$ sur l'observable de simple différence ΔPR_ϕ est alors proportionnelle à la distance $d(\alpha, \zeta)$ parcourue dans la sphère dans cette direction, ainsi qu'à la différence Δn d'indice entre le sphère et l'atmosphère environnant. Une composante du vecteur normal s'écrit maintenant

$$u_i \simeq \frac{N_{obs}}{\Omega_{obs}} \frac{1}{\sigma^2} \int_{\alpha} \int_{\zeta} \frac{\partial \Delta PR_\phi}{\partial p_i} d(\alpha, \zeta) \Delta n \sin \zeta d\zeta d\alpha \quad (1.29)$$

L'erreur de positionnement est obtenue en combinant les équations 1.27 et 1.29. La difficulté dans la détermination du terme u_i réside dans le calcul de la distance $d(\alpha, \zeta)$ parcourue au travers de l'hétérogénéité atmosphérique dans la direction d'observation (α, ζ) du satellite GPS, et dans l'inversion de la matrice N pour le calcul de $\vec{\delta}$.

1.3.2.3 Simulation réaliste

Dans cette approche, des observations GPS sont simulées à partir d'une configuration réelle.

Les données récepteurs GPS Les données GPS sont simulées pour une ligne de base entre deux récepteurs situés sur Turin et Gênes (~ 122 km), pendant la campagne MAP (Meso scale Alpine Program,). La simulation couvre une journée de mesure GPS, à la cadence d'une mesure toute les 30 secondes pour chaque station. Les données GPS simulées sont les mesures de phases sur L_1, L_2 , ainsi que les mesures de pseudo-distance sur ces deux porteuses, en zéro-différence. Les

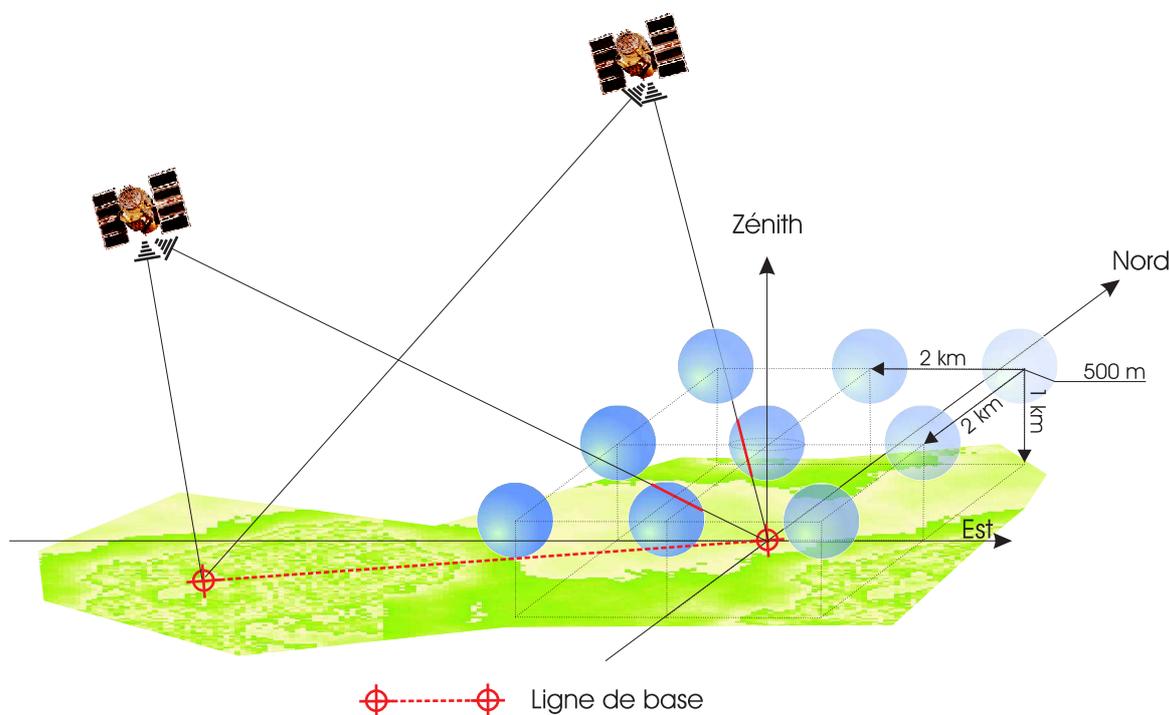


FIG. 1.6 – Principe de la simulation d'hétérogénéité atmosphérique. Les hétérogénéités sont distribuées dans le ciel d'une des deux stations constitutives de la ligne de base (représentée en pointillé rouge). Pour un couple satellite/récepteur GPS l'impact sur le signal GPS se traduit directement par un excès de délai troposphérique oblique, proportionnel à la distance parcourue par le signal GPS à travers l'hétérogénéité (segment continu rouge).

données GPS sont simulées avec Bernese GPS Software (module GPSSIM) [Hugentobler et al., 2001]. Les bruits de mesures respectifs sont 1 et 5 m.

Les données satellites GPS Les coordonnées des satellites et des récepteurs GPS sont nécessaires pour simuler des données GPS ; les coordonnées re-calculées des satellites sont disponibles (fichier *.sp3, Standard Product 3, [Spofford and Remondi, 1995]) sur les serveurs de l'IGS, avec une résolution temporelle de 15 minutes. Afin de faire correspondre les observations GPS simulées avec les positions des satellites, on utilise les module ORBGEN et PRESTD pour ré-échantillonner les trajectoires satellites aux mêmes époques que les observations GPS, c'est à dire toutes les 30 secondes (les orbites sont ensuite repassées au format *.sp3, mais avec une résolution temporelle de 30 secondes). Les fichiers contenant les éphémérides radiodiffusées (*.brd) sont utilisés afin de tenir compte des décalages d'horloges.

Une vue d'ensemble est donnée sur la figure 1.6.

1.3.2.4 Hypothèses de simulations

Des hypothèses relatives aux deux approches de simulation précédentes sont formulées

1. On ne s'intéresse qu'aux effets d'hétérogénéités atmosphériques sur les coordonnées d'une station dans le cas d'un traitement de données GPS issues d'un réseau de stations. Dans la pratique, il faut tenir compte des effets de réfraction troposphérique sur toutes les stations du réseau (et estimer des paramètres troposphériques sur chaque stations GPS). Ici, on ne considère qu'une ligne de base (i.e. deux stations), et l'effet de la troposphère est parfaitement corrigé sur une des deux stations de la base. Cela revient à ne pas simuler d'atmosphère sur l'une des deux stations. Cette hypothèse est justifiée, compte-tenu de l'angle de coupure des observations GPS (10°) et de la longueur de la ligne de base et de la géométrie des hétérogénéités, l'angle d'élévation minimale sous lequel une hétérogénéité au dessus d'une station est vue de l'autre est inférieur à 1° .
2. L'unique source d'erreur provient de l'hétérogénéité atmosphérique due aux variations de concentrations de vapeur d'eau. Ainsi, on ne considère que la partie humide ΔL_W du délai troposphérique. Toutes les autres sources d'erreur considérées précédemment sont supposées comme parfaitement corrigées (délai troposphérique hydrostatique, délai ionosphérique, ...). En particuliers, les ambiguïtés entières sont supposées fixées et, par conséquent, non simulées.
3. Les positions des stations et des satellites GPS sont parfaitement connues.
4. Dans le modèle *a priori* la variation angulaire de la distribution de vapeur d'eau (fonction angulaire) est supposée être en $1/\cos \zeta$, ce qui revient à étudier l'impact des hétérogénéités sur le positionnement GPS lorsque la description de leur variation angulaire s'écarte de la variation angulaire supposée.

En résumé, le principe de cette simulation se réduit à l'ajout d'un délai humide aux mesures données GPS simulées, en fonction de la distance parcourue dans une éventuelle hétérogénéité sphérique.

1.3.2.5 Les cas simulés

Des cas statiques et dynamiques sont simulés. Dans le cas des simulations dynamiques, une vitesse de défilement horizontale de 2 m.s^{-1} est supposée, suivant la direction Ouest-Est. La géométrie (nombre d'hétérogénéités atmosphérique et distribution spatiale) et la durée d'observation sont les principaux paramètres distinctifs des différents cas considérés ; les descriptions sont données dans le tableau 1.5, ainsi que sur la figure 1.7.

cas #	évolution	Nb. hétérogénéités	Configuration géométrique	Durée session
1	statique	1	symétrique, perturbation au zénith	longue
2	statique	1	assymétrique, 1 pert. décalée au sud	longue
3	statique	9	symétrique	longue
4	dynamique	∞	symétrique, 3 rangées défilantes O→E	longue
5	dynamique	∞	assymétrique, 3 rangées défilante O→E, décalées vers le sud	longue
6	statique	1	assymétrique, 1 pert. décalée au sud	courte

TAB. 1.5 – Description des configurations simulées. Le centre des perturbations est placé dans un plan horizontal d'altitude 1000 m. Dans le cas où neuf perturbations sont présentes en configuration symétrique, les coordonnées planimétriques dans le repère (Est, Nord) (et en kilomètre) de leur centre sont (0,0), (2,2), (2,0), (0,2), (-2,2), (-2,0), (-2,-2), (0,-2) et (2,-2). Dans les cas dynamiques, les sphères défilent d'Ouest en Est à la vitesse horizontale de 2 m.s^{-1} , sur trois rangées espacées de 2 km (la configuration dynamique est une extension cyclique de la configuration statique). Les durées des sessions GPS considérées sont aussi indiquées. Dans le cas d'une session courte (cas 6), un paramètre troposphérique zénithal est estimé toutes les heures.

1.3.3 Traitement des données simulées

Notons que les deux approches sont équivalentes : traitement de zéro différence avec estimation d'un paramètre d'horloge (méthode Santerre) et traitement en double différence. L'approche suivant la méthode de Santerre [1991] convient à l'étude de cas statiques, lorsque les hétérogénéités stationnent au-dessus de la station GPS ; un seul paramètre troposphérique est alors estimé conjointement aux coordonnées de la stations GPS. Le seconde approche est retenue pour les cas où les hétérogénéités atmosphériques se déplacent, ou lorsque que l'on étudie l'impact de ces hétérogénéités sur des sessions courtes de positionnement ; plusieurs paramètres troposphériques sont alors estimés au cours de la session.

Par la simulation idéalisée, l'effet des hétérogénéités atmosphériques sur les coordonnées GPS est obtenue en calculant chaque terme de la matrice normale N_{ij} (éq. 1.27) et du vecteur normal u_i (éq. 1.29). On suppose que la distribution des satellites dans le ciel de l'observateur est homogène, et l'angle solide d'intégration $d\Omega_{obs}$ permet de tenir compte d'une configuration d'observation avec un trou (cf. figure 1.1). Pour une configuration d'observation en latitude moyenne, on a $5^\circ \leq \alpha \leq 315^\circ$ et $0^\circ \leq \zeta \leq 90^\circ$. La contribution de chaque hétérogénéité est proportionnelle à la distance $d(\alpha, \zeta)$ parcourue à travers elle, pour l'observation dans la direction (α, ζ) du satellite GPS.

Pour la simulation réaliste, les mesures GPS sont inversées avec les module GPSEST du BERNESE.

1.3.4 Résultats et discussion

Les erreurs commises sur les coordonnées de la station GPS à positionner suivant les configurations considérées dans le tableau 1.5 sont données dans le tableau 1.6. On distingue les erreurs planimétriques

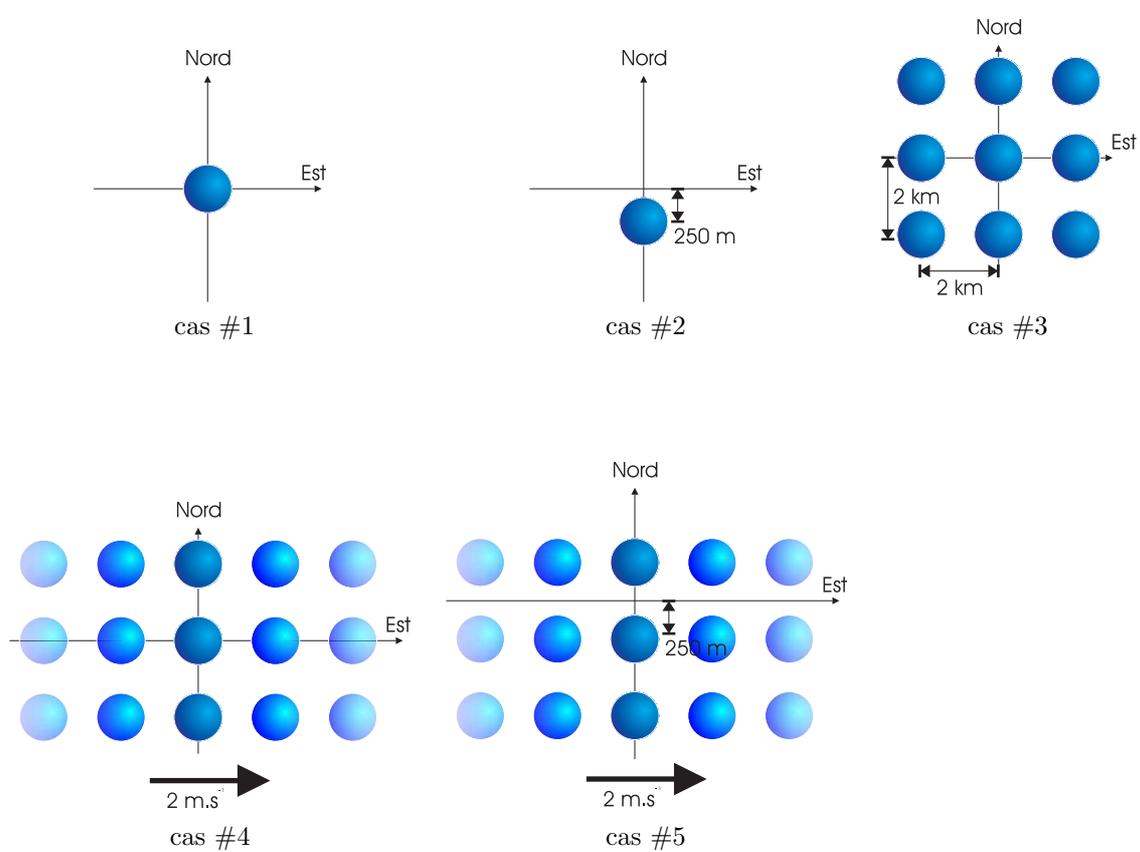


FIG. 1.7 – Configuration géométrique des simulations. On voit ici la répartition spatiale des hétérogénéités atmosphériques dans le ciel de la station GPS à positionner. Se reporter au tableau 1.5 pour plus d'informations sur les configurations.

cas #	Erreur de positionnement [mm]					
	avec paramètre troposphérique			sans paramètre troposphérique		
	ε_N	ε_E	ε_z	ε_N	ε_E	ε_z
1	-0.13	0	-24	-0.25	0	-8.243
2	2.190	0	3.47	2.23	0	-1.65
3	?	0	-17.3	?	0	-1.4
4	-0.9/-1	-/-0.1	-19.1/-18.5	-	-	0.4
5	0.1	1.5	-9.5	-0.4	1.3	4.4
6	0.90±1.8 (-0.4;6.2)	0.27±0.62 (-0.5;2.1)	1.2±3.6 (-3.5;14.5)	0.96±1.8 (0.05;6)	0.27±0.65 (-0.06;2.2)	0.025±1 (-2.5;2.4)

TAB. 1.6 – Erreur de positionnement sur les composantes Est (ε_E), Nord (ε_N) et zénithal (ε_z), suivant que l'on estime ou pas un paramètre troposphérique de correction lors du traitement des données simulées dans les configurations décrites dans le tableau 1.5. L'angle de coupure (*cut-off angle*) est de 15° (angle zénithal $\zeta=75^\circ$). Pour les sessions courtes GPS (durant lesquelles un paramètre troposphérique est estimé toutes les heures) la moyenne et l'écart-type de l'erreur (ainsi que les valeurs minimales et maximales observées pendant la session) sont donnés. On se reporte aux figures 1.11 pour la variation temporelle de ces erreurs. Pour le cas 4, deux inversions sont considérés : 1 paramètre troposphérique pour la journée entière et 12 paramètres troposphériques pour la journée (1 paramètre/2H).

($\varepsilon_{E,N}$, pour les composantes Est et Nord) et les erreurs altimétriques (ε_z), suivant que l'on estime ou pas un correction du délai troposphérique zénithal dans le traitement des données GPS. Le terme d'erreur doit être compris comme la différence entre le jeu de coordonnées avant et après ajustement (i.e. la différence entre les coordonnées estimées et a priori). Une erreur négative sur la composante altimétrique estimée constitue donc une élévation de la station.

Quelque soit le cas considéré, l'erreur commise en z est toujours plus importante en estimant un paramètre troposphérique (tableau 1.6).

Un phénomène d'amplification de 2 à 10 de l'erreur en z est mis en évidence, suivant que l'on estime ou non un paramètre troposphérique. L'inversion des équations d'observations suppose que la fonction de variation angulaire du délai troposphérique est $1/\cos\zeta$, ce qui est faux en présence des hétérogénéités. La figure 1.8 représente la différence entre la variation attendue (*a priori*) et la variation réelle de la fonction angulaire $m(\zeta)$ dans le cas simulé #1.

Les erreurs en altitude sont généralement négatives, ce qui compense le fait que les paramètres troposphériques sont estimés avec une erreur positive (cf. figure 1.9 du bas). Un erreur positive (i.e. une surestimation) sur le délai troposphérique entraîne une correction trop importante des mesures GPS, et raccourcit la distance récepteur-satellite GPS, ce qui se traduit pas une surélévation de la station GPS (i.e. une erreur négative).

Les erreurs ε_E sont nulles pour les cas 1,2 et 3, en raison de la périodicité des expressions analytiques de la matrice normale N et du vecteur normal \vec{u} sur le domaine d'intégration en configuration d'observation latitude moyenne ($45^\circ \leq \alpha \leq 315^\circ$ et $0 \leq \zeta \leq \zeta_c$, où ζ_c est l'angle zénithal de coupure, voir

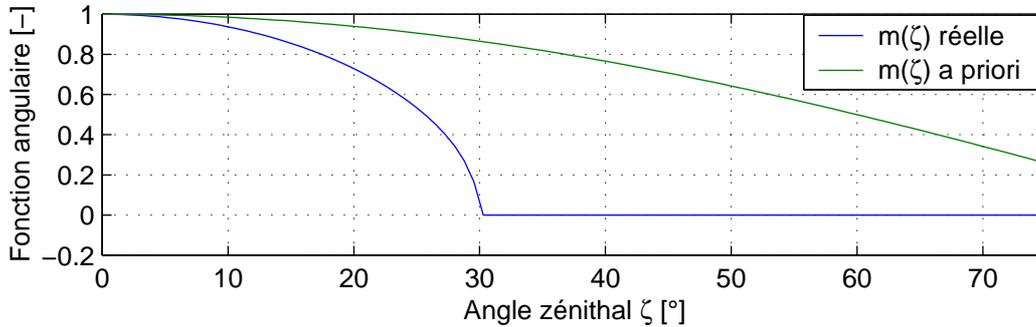


FIG. 1.8 – Différence entre la variation angulaire supposée de la distribution de vapeur d'eau troposphérique (trait continu vert) et la variation réelle (trait continu bleu) en fonction de l'angle zénithal d'observation, calculée à partir de la contribution des hétérogénéités dans le direction (α, ζ) , pour le cas simulé #1 (une hétérogénéité stationnant à la verticale de la station GPS).

[Santerre, 1991]).

Les cas #1, #2 et #3 sont traités par la méthode d'inversion analytique. Un seul paramètre troposphérique est estimé pour toute la session d'observation. Les figures 1.9 du haut donnent la variation de l'erreur ε_z en fonction de l'angle zénithal ζ ; l'amplitude de l'erreur ε_z décroît avec ζ . Dans le cas simple #1, plus ζ augmente, plus la fonction de projection angulaire utilisée pour l'estimation des paramètres troposphérique se rapproche de la variation réelle angulaire de la distribution de vapeur d'eau (cf. figure 1.8).

Dans le cas asymétrique #2, lorsque l'hétérogénéité est décalée vers le sud, une erreur ε_N apparaît; cette erreur décroît avec ζ (voir la figure 1.10). A la différence de ε_z , on remarque que l'erreur planimétrique n'est pas fonction de l'estimation d'un paramètre troposphérique zénithal.

Les cas dynamiques #4 et #5 sont traités en utilisant le Bernese GPS software [Hugentobler et al., 2001]. Un paramètre troposphérique est estimé pour toute la session d'observation. Afin de se rapprocher le plus d'un traitement *classique* de données GPS, un second sous-cas est considéré pour la simulation #4: un paramètre troposphérique est estimé toutes les deux heures, afin de suivre au mieux la variation du champ de vapeur d'eau dans le ciel du récepteur GPS. Au regard du tableau 1.6, l'amélioration apportée par l'estimation d'un plus grande nombre de paramètres troposphériques pour suivre au mieux la dynamique du champ d'humidité n'est que très faible, puisque l'erreur ε_z passe de -19.1 mm à -18.5 mm.

Le cas simulé #6 est inversé avec le Bernese GPS Software, pour des sessions d'observations GPS d'une heure. Les données simulées GPS pour cette journée sont découpées en tranche d'une heure et inversées, en estimant ou non un paramètre troposphérique. La variation des erreurs ε_N , ε_E et ε_z est donnée sur la figure 1.11.

On remarque bien le phénomène d'amplification de l'erreur commise en z lorsqu'on estime un para-

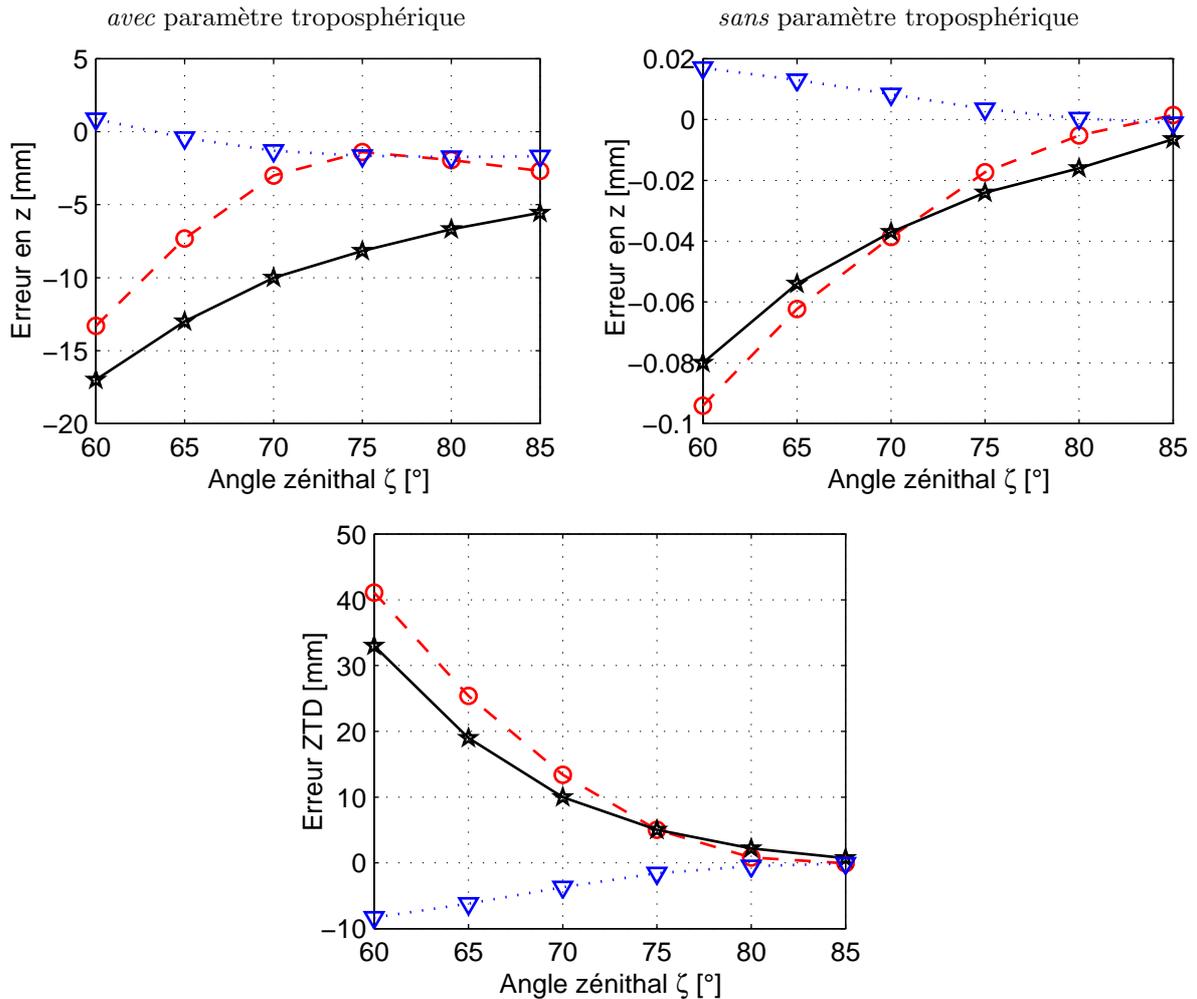


FIG. 1.9 – Erreur ε_z commise lors du traitement des données GPS simulées, suivant que l'on estime (figure de gauche, haut) ou pas (figure de droite, haut) un paramètre troposphérique zénithal lors de l'ajustement. Les différentes courbes correspondent au cas #1 (trait continu noir, une hétérogénéité au zénith), #2 (trait pointillé bleu, une hétérogénéité décalée au sud) et #3 (tiret rouge, neuf hétérogénéités). Les valeurs des erreurs commises sur les paramètres troposphériques estimés sont aussi données pour les trois configurations géométriques considérées (figure du bas).

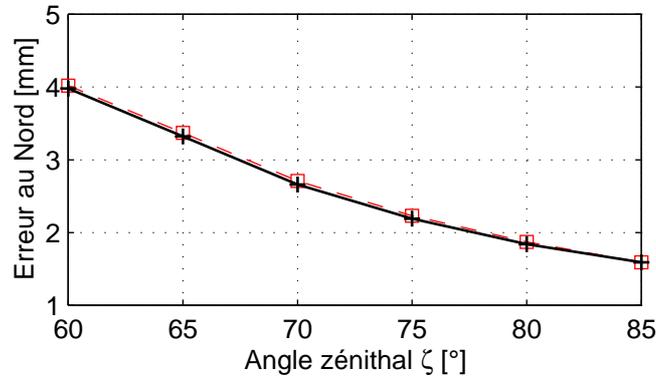


FIG. 1.10 – Erreur ε_N commise lors du traitement des données GPS simulées, suivant que l'on estime (trait continu noir) ou pas (pointillé rouge) un paramètre troposphérique zénithal lors de l'ajustement pour le cas simulé #2 (une hétérogénéité décalée au sud). L'estimation d'un paramètre troposphérique n'a que très peu d'influence sur les coordonnées planimétriques.

mètre troposphérique. Comme précédemment, on voit aussi que l'erreur en planimétrie est très peu affectée par l'estimation de paramètre troposphérique. Comme le suggèrent les statistiques de la ligne 6 du tableau 1.6, la variabilité de l'erreur est assez forte (-3.5-14.5 mm) devant sa valeur moyenne (1.2 ± 3.6 mm pour ε_z avec estimation de paramètres troposphériques). Cela reste vrai quelque soit la coordonnées. Cet effet est du au fait que l'erreur de positionnement est principalement liée à la présence ou non d'une hétérogénéité sur le trajet en visée directe entre le satellite et le récepteur GPS, surtout pour des sessions d'une heure.

Les résultats de ces simulations mettent donc en lumière l'inadéquation de la correction du délai troposphérique dans les méthodes de traitement actuelles. La variabilité spatiale (et temporelle) du délai troposphérique est mal représentée par les fonctions angulaires, aussi évoluées qu'elle soient actuellement. Notons cependant que lorsque le délai troposphérique suit bien la variation supposée (ce qui revient à se placer dans l'hypothèse d'atmosphère homogène, stratifié horizontalement), l'estimation de paramètres troposphériques permet de corriger parfaitement le délai troposphérique, bien que ce dernier soit corrélé avec l'altitude. Une couche atmosphérique dont l'excès d'indice de réfraction correspond à un millimètre de délai au zénith produit un biais de ~ 3 mm sur la coordonnée verticale d'une station GPS lorsque aucun paramètre troposphérique n'est estimé, et est corrigé par l'estimation de paramètres troposphériques, ce qui a été montré par Santerre. Ce résultat a été vérifié en utilisant notre modèle.

Tous ces résultats ont fait l'objet d'une publication ([Bock et al., 2001a]).

S'il n'y a qu'une conclusion à retenir, c'est la suivante : en présence d'hétérogénéités atmosphériques marquées, l'erreur en verticale des coordonnées d'une station GPS est amplifiée si on estime conjointement des paramètres troposphériques lors du traitement des données.

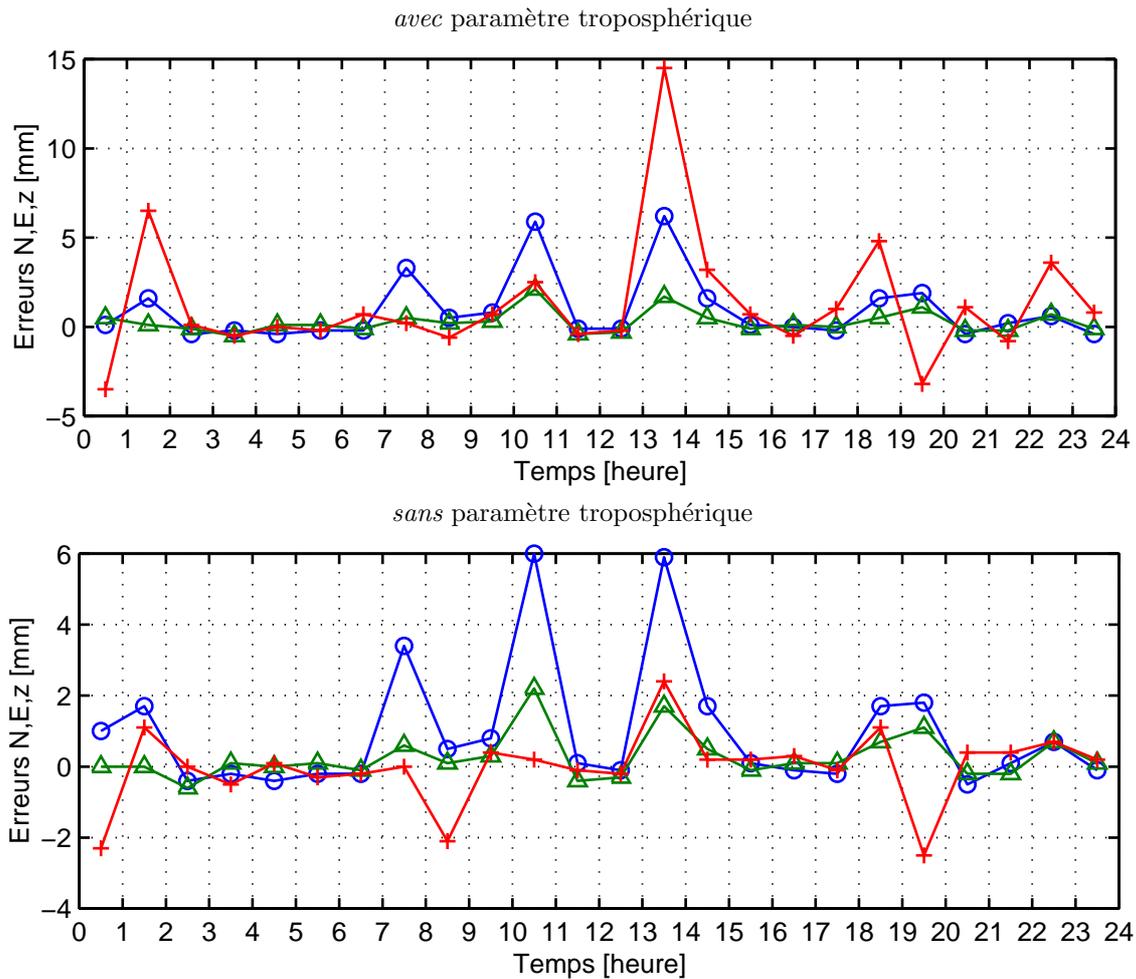


FIG. 1.11 – Évolution temporelle des erreurs ε_N (rond bleu), ε_E (triangle vert) et ε_z (croix rouge) suivant l'estimation (figure du haut) ou non (figure du bas) de paramètres troposphériques zénithaux. Les hétérogénéités sont placées suivant le cas simulé #2. Notons que sur une session d'une heure, les erreurs d'inversion proviennent surtout de la présence d'une hétérogénéité atmosphérique en visée directe entre le récepteur et le satellite GPS, ce qui explique la grande dispersion des erreurs présentées.

1.4 Conclusion

Après un brève introduction du principe de fonctionnement du système GPS, les principaux postes d'erreur en positionnement absolu et relatif ont été détaillés. Il en résulte une précision de l'ordre de 2-5 mm en horizontal et 4-10 mm en vertical. Pour améliorer ces précisions, il apparaît que l'effet sur le signal GPS de la troposphère et particulièrement la concentration de vapeur d'eau (qui intervient dans l'expression de l'indice de réfraction) doit être mieux corrigé, puisqu'il reste la principale source d'erreur en positionnement de précision. Une étude de l'impact de cette variabilité de concentration de vapeur d'eau via des anomalies du champ de réfraction a donc été menée et l'effet sur les coordonnées d'une station à l'aide de données GPS simulées et d'un modèle simple a été évalué, lors de sessions d'observation courtes (une heure) et longues (24 heures) dans différentes configurations météorologiques. De cette étude, on retient que l'erreur de positionnement en vertical d'une station est plus grande lorsqu'on estime conjointement aux coordonnées un paramètre troposphérique, en cas de fortes hétérogénéités de concentration de vapeur d'eau. L'erreur est d'autant plus importante que la durée de la session est courte.

Le positionnement de précision par GPS, pour des sessions courtes, requiert donc une alternative au traitement *classique* de la réfraction troposphérique, puisque la variation angulaire de la distribution de vapeur d'eau supposée par les fonctions angulaires n'est pas réellement suivie.

On propose donc une recherche de solution *externe*, dans laquelle la mesure GPS serait corrigée en amont du traitement GPS, par l'utilisation d'une mesure précise du champ de vapeur d'eau. Reste donc à déterminer quelles sont les méthodes disponibles (et précises) de mesures de vapeur d'eau et leur précisions.

Notons que ce problème a déjà été abordé dans le passé. La mesure externe de vapeur d'eau est fournie par un radiomètre vapeur d'eau, et plusieurs équipes ont testé l'apport d'une mesure du délai troposphérique dans le traitement des mesures GPS [Ware et al., 1985, 1993, Glaus et al., 1995, Doerflinger, 1997].



Chapitre 2

Comparaison des techniques de mesure de la vapeur d'eau atmosphérique

2.1 Introduction

2.1.1 Les variables physiques

D'un point de vue microscopique la vapeur d'eau atmosphérique est constituée par les molécules de vapeur d'eau ; ces molécules sont mélangées dans l'air *sec*. L'équation du délai troposphérique humide fait intervenir la densité de vapeur d'eau ρ_{eau} , c'est donc cette grandeur qu'il faut mesurer pour une correction externe du délai troposphérique.

Le rapport de mélange Par définition, on appelle le rapport de mélange de l'air humide le rapport r défini par

$$r = \frac{m_{eau}}{m_{sec}} \quad (2.1)$$

où m_{eau} est la masse de vapeur d'eau et m_{sec} la masse d'air sec. r représente donc la masse de vapeur d'eau associée à l'unité de masse d'air sec. En théorie, c'est donc une grandeur sans unité. Dans la pratique, r est exprimé en g/kg, étant donnée la faible teneur en eau de l'atmosphère. On note aussi le rapport de mélange w (water vapor mixing ratio). C'est la grandeur mesuré par les lidars.

La pression partielle de vapeur d'eau Dans un volume d'air atmosphérique, la pression totale P est définie comme la somme de la pression partielle de l'air sec p_{sec} et la pression partielle de

Altitudes	0-5 km	5-10 km	10-15 km	>15km
\overline{IWV} [kg.m ⁻²]	19.36	1.76	0.02	0.03
Répartition [%]	91.79	7.96	0.11	0.14

TAB. 2.1 – Répartition de la vapeur d'eau dans l'atmosphère, suivant l'altitude considérée ([Bono, 2003]). Ces résultats proviennent de l'analyse statistique de 114 radiosondages lancés sur la station de Milan au cours du mois d'octobre 1999, durant la campagne MAP (*Mesoscale Alpine Program*, www.map.ethz.ch). Le contenu total moyen (somme de toutes les couches) est 21.17 kg.m⁻².

vapeur d'eau p_{eau} . On a

$$p_{eau} = P - p_{sec} \quad (2.2)$$

C'est sur la base de cette séparation des contributions *sèche* et *humide* qu'est modélisé le délai troposphérique (cf. l'équation 1.14).

L'humidité relative Elle se définit par rapport à la pression de vapeur saturante $p_{eau,s}$. On a

$$RH = \frac{p_{eau}}{p_{eau,s}} \quad (2.3)$$

RH est souvent exprimée en pourcentage. C'est la grandeur que l'on retrouve dans les radiosondages.

La densité de vapeur d'eau C'est la quantité de vapeur d'eau contenue dans un volume de référence. La densité de vapeur d'eau ρ_{eau} a donc pour unité le kg.m⁻³. Densité, pression et température sont reliées par l'équation d'état

$$p_{eau} = \rho_{eau} R_v T \quad (2.4)$$

Les grandeurs précédentes sont résolues verticalement. La distribution de vapeur d'eau atmosphérique peut être aussi décrite par des grandeurs intégrées.

Le contenu intégré en vapeur d'eau Cette quantité (IWV , *Integrated Water Vapor*) est définie comme l'intégrale le long de la verticale de la densité de vapeur d'eau ρ_{eau}

$$IWV = \int_{sol}^{\infty} \rho_{eau} dz \quad (2.5)$$

Cette quantité est donc exprimée en kg.m⁻² (cf. tableau 2.1). En multipliant le contenu intégré en vapeur d'eau IWV par la densité de l'eau liquide au niveau du sol (ρ_{eau}), on obtient le contenu intégré en eau précipitable ($IPWV$, *Integrated Precipitable Water Vapor*). L'unité SI de $IPWV$ est donc le mètre, mais on utilise le centimètre de manière usuelle.

La vapeur d'eau intégrée IWV peut être obtenue à partir du délai troposphérique humide [Bevis et al., 1992]. On définit une température moyenne pondérée de l'atmosphère T_m par

$$T_m = \frac{\int p_{eau}/T dz}{\int p_{eau}/T^2 dz} \quad (2.6)$$

En reprenant l'équation du délai humide, on obtient

$$IWV \simeq \kappa \Delta L_w^0 \quad (2.7)$$

avec κ la grandeur définie comme

$$\kappa = 10^{-6} \times (k_3/T_m + k'_2)R_v \quad (2.8)$$

La température moyenne T_m peut être déterminée à partir de la température au sol, et la grandeur κ est ainsi calculée avec une erreur rms de $\sim 2\%$.

2.1.2 Les moyens de mesure de la vapeur d'eau

De nombreux systèmes destinés à la mesure de l'eau atmosphérique existent : capteur sur plate-forme satellite, radiosondage, capteur aéroporté, mesures in-situ, ... Chacun de ces systèmes présentent des avantages (disponibilités des mesures, zone de couverture, ...) et des inconvénients (de mise en œuvre, déploiement, disponibilité et résolution de la mesure, ...) quant à la mesure de vapeur d'eau. Pour une liste non exhaustive, on peut se reporter au résumé de Mockler dans [Mockler, 1995], qui présente simplement les méthodes existantes de sondage de la vapeur d'eau. Pour une étude plus poussée, où apparaissent des ordres de grandeurs des précisions des techniques mises en œuvre, on se reporte à [Weckwerth et al., 1999]. Parmi tous les systèmes existants, deux technologies terrestres, mais fondamentalement différentes (l'une est une mesure passive, l'autre active) sont retenues pour notre application à l'altimétrie de précision : la radiométrie micro-onde vapeur d'eau et la mesure de vapeur d'eau par lidar. Le tableau 2.2 présente succinctement ces deux techniques.

Dans cette partie nous tenterons de répondre aux questions suivantes :

Suivant la technique considérée (radiomètre à vapeur d'eau ou lidar), la mesure de vapeur d'eau est intégrée ou résolue : quelle mesure choisir ? La mesure intégrée fournie par un radiomètre est-elle suffisamment précise pour une application en altimétrie de précision ?

Radiométrie et GPS La capacité d'un radiomètre à vapeur d'eau (WVR , **W**ater **V**apor **R**adiometer) à mesurer le contenu en vapeur d'eau n'est plus à démontrer. Elgered présente dans [Elgered, 1993] les aspects techniques de la mesure, l'application des WVR à la mesure du délai troposphérique ΔL ,

	Radiométrie micro-onde	Lidar
Mobilité	oui (faible encombrement)	possible (en général, fort encombrement)
Mesure	- Passive - Intégrée (profil possible) - Balayage en (α, ζ)	- Active - Résolue (résolution $\sim 10 - 500$ m) - Zénithale, balayage possible
Observable	Température de brillance	Photons/courant photo-voltaïque
Quantité restituée	Épaisseur optique Contenu intégré PWV	Rapport de mélange r Humidité relative RH
Restrictions	- Toutes conditions (sauf pluie)	- Ciel clair (souvent de nuit)
Spectre	Micro-onde (20-200 GHz)	UV/visible/IR proche
Portée	Tout l'atmosphère	4-60 km
Précision	0.5-1 g.m ⁻²	2-10%/0.5 g.kg ⁻¹
Automatisation	totale	possible
Étalonnage	compliqué	simple
Traitement mesure	compliqué	simple

TAB. 2.2 – Tableau comparatif succinct des techniques de mesure de vapeur d'eau par radiométrie micro-onde et par lidar. Les précisions données sont extraites de [Weckwerth et al., 1999] et sont à comprendre au sens d'*accuracy*.

ainsi qu'une étude des méthodes d'inversions des données radiométriques pour des radiomètres au sol. Puisque les radiomètres mesurent une quantité proche du contenu intégré en eau, leur utilisation dans la détermination du délai troposphérique est naturelle. La correction externe du délai troposphérique a été effectuée pour des mesures de VLBI (*Very Long Base Interferometry*) [Elgered et al., 1991], améliorant jusqu'à 25% la répétabilité de la longueur d'une ligne de base. Le couplage GPS/WVR est quasi-simultané au développement du système GPS, puisque les premières vérifications expérimentale de l'amélioration de la répétabilité de la longueur d'une ligne de base sont réalisées par Ware et al. [1985] ; ces travaux montrent une réduction de 3 cm de l'erreur (le récepteur GPS était mono-fréquence), et une amélioration de la répétabilité d'un facteur 2-5. Des mesures avec un radiomètre orientable dans la direction des satellites GPS par Ware et al. [1993] ont permis la mesure d'une ligne de base de 50 km avec une précision de 2.6 mm pour une solution calculée sur 19 jours d'observation. Parallèlement, l'équipe suisse de Glaus et al. [1995] démontra qu'une répétabilité verticale de 5 mm sur un ligne de base de 180 km était possible en intégrant les mesures d'un radiomètre vapeur d'eau dans le traitement des données GPS.

Les problèmes posés A la lecture du tableau 2.2, il apparaît que la mise en œuvre de la radiométrie micro-onde vapeur d'eau est plus simple que la technique lidar d'un point de vue instrumental.

Par la nature de ses observations, les mesures d'un radiomètre nécessitent l'emploi d'algorithmes d'inversions, plus ou moins complexes. Une étude de la précision de ces algorithmes est disponible dans

[Elgered, 1993]. La nécessité d’algorithmes performants soulève le problème de l’utilisation d’une mesure intégrée dans la correction de mesures GPS : une mesure de contenu intégrée de vapeur d’eau est-elle suffisante pour la correction externe du délai troposphérique dans le traitement GPS ?

D’autre part, la radiométrie micro-onde (comme tout autre mesure) n’est pas une mesure absolue. En particuliers, les WVR fournissent des mesures relatives à une sources de référence. Quelle est la réelle précision des mesures, lorsque l’étalonnage des WVR n’est pas trivial ? Les performances de sondage des WVR vont donc être discutées par la simulation de mesure. Cette étude sera complétée par des précisions obtenues lors de campagnes de mesure impliquant des WVR.

2.2 Etude des performances des radiomètres micro-onde

2.2.1 Principe

Le rayonnement de l’atmosphère dans le spectre micro-onde dépend, de la température et de son contenu en vapeur d’eau. Par un choix judicieux des fréquences d’observation (la radiométrie est une technique de mesure passive), le rayonnement mesuré est proportionnel à la quantité intégrée de vapeur d’eau dans la direction sondée. La grandeur mesurée par les radiomètres est la température de brillance¹ de l’atmosphère $T_{b,\nu}$. La température de brillance va dépendre principalement de la quantité et de la distribution de vapeur d’eau (liquide et gazeuse) dans la direction de mesure du radiomètre, mais aussi du profil de pression et de température. Le choix des fréquences d’observation s’effectue dans une zone du spectre où il existe une bande d’absorption faible de la vapeur d’eau (raie à 22.235 GHz) afin de restituer une mesure proportionnelle à IWV . Généralement, plusieurs fréquences sont observées (au moins deux), afin de séparer les contributions de l’eau liquide et de la vapeur d’eau.

2.2.1.1 La mesure

La température de brillance $T_{b,\nu}$, à la fréquence d’observation ν du radiomètre, s’exprime [Wu, 1979], [Elgered, 1993] comme

$$T_{b,\nu} = T_{bg}e^{-\tau(0,\infty)} + \int_0^\infty T(s)\alpha(\nu, s)e^{-\tau(0,s)} ds \quad (2.9)$$

où

- ν , [Hz] est la fréquence d’observation du radiomètre,
- T_{bg} , [K], est la température du fond de ciel (hors atmosphère) ou rayonnement cosmique, à la fréquence d’observation ν , et T [K] est la température atmosphérique ; La température de brillance du fond de ciel T_{bg} est prise égale à celle d’un corps noir à 2.75 K [Wilkinson, 1986].

¹La température de brillance est la température équivalente du corps noir qui rayonne la même intensité. Dans le domaine micro-onde, elle est proportionnelle à l’intensité

- s , [m], l'abscisse dans la direction de la mesure,
- $\alpha(\nu, s)$, [m^{-1}], est le terme représentant l'absorption atmosphérique à la longueur d'onde ν , à la distance s du radiomètre.
- $\tau(0, s)$ est l'opacité (ou épaisseur optique), entre le sol et le point d'atmosphère à la distance s du radiomètre. L'opacité $\tau(0, s)$ est reliée au terme d'absorption par la relation $\tau(\nu, s) = \int_0^\infty \alpha(\nu, s') ds'$.

Tous les constituants atmosphériques interviennent dans l'expression du terme d'atténuation $\alpha(\nu, s)$. Aux longueurs d'onde usuelles de fonctionnement des radiomètres vapeur d'eau (entre 20 et 30 GHz, [Wu, 1979]), les principaux absorbants sont l'eau liquide et gazeuse et l'oxygène ; $\alpha(\nu, s)$ se décompose ainsi

$$\alpha(\nu, s) = \alpha_v(\nu, s) + \alpha_l(\nu, s) + \alpha_{ox}(\nu, s) \quad (2.10)$$

où

- $\alpha_v(\nu, s)$ est le coefficient d'absorption de la vapeur d'eau,
- $\alpha_l(\nu, s)$ est le coefficient d'absorption de l'eau liquide,
- $\alpha_{ox}(\nu, s)$ est le coefficient d'absorption de l'oxygène.

Le terme $\alpha_v(\nu, s)$ dépend de la densité de vapeur d'eau ρ_v , de la température T et de la pression P , et peut se ré-écrire ainsi

$$\alpha_v(\nu, s) = \alpha_v(\nu, P(s), T(s), \rho_v(s)) \quad (2.11)$$

2.2.1.2 L'observable en radiométrie vapeur d'eau

A partir d'observations de WVR, les températures de brillance T_b sont généralement converties en délai troposphérique humide ΔL_w en utilisant des méthodes statistiques [Elgered, 1993] ; l'erreur commise sur le délai humide est en partie due à la précision de la méthode d'inversion (mais ce n'est pas la seule source, comme nous le verrons par la suite). Le principe de ces méthodes est d'exprimer le délai troposphérique humide ΔL_w comme une combinaison linéaire d'observables $X_{rad,i}$ formées à partir des mesures du radiomètre

$$\Delta L_w = \sum_i c_i X_{rad,i} + c_0 \quad (2.12)$$

Les coefficients c_i sont les coefficients de l'inversion. Ces coefficients peuvent être obtenus par un ajustement entre un ensemble de délai humide ΔL_w et leur observables correspondantes $X_{rad,i}$. Notons que les observables peuvent être aussi des mesures météorologiques in-situ (pression, température, ...) et que les coefficients d'inversion peuvent être affectés d'une d'une variation saisonnière.

En effectuant des mesures avec un radiomètre micro-onde bi-fréquence (ν_1 et ν_2), l'observable X_{rad} s'écrit

$$X_{rad} = \int_0^\infty (T(s) - T_{bg, \nu_1}) \left[\left(\frac{\nu_2}{\nu_1} \right)^2 \alpha_v(\nu_1, s) - \alpha_v(\nu_2, s) \right] ds \quad (2.13)$$

Dans l'équation précédente le terme d'atténuation $\alpha(\nu, s)$ ne dépend plus que de l'atténuation de la vapeur d'eau; les contributions de l'eau liquide et de l'oxygène ont été éliminées par la combinaison linéaire des mesures aux deux fréquences d'observation ν_1 et ν_2 . L'équation 2.11 permet d'exprimer implicitement la dépendance en température T et densité de vapeur d'eau ρ_{eau} du coefficient d'absorption; en faisant apparaître le rapport ρ_v/T dans l'équation 2.13, on obtient [Wu, 1979]

$$X_{rad} = \int_0^\infty W(s) \left[k'_2 + \frac{k_3}{T} \right] \rho_{eau} ds \quad (2.14)$$

où k'_2 et k_3 sont des constantes précédemment définies (voir l'équation 1.18), et permettent de faire le lien entre l'expression de l'observable radiomètre X_{rad} et le délai humide ΔL_w , défini à l'équation 1.17. La fonction $W(s)$ est une fonction de pondération (*Weighting function*). En comparant les équations 2.13 et 2.14, il est possible de donner une expression analytique de $W(s)$; en théorie, $W(s)$ dépend des conditions locales, et dans la pratique, ces valeurs ne sont pas accessibles, et on fait l'hypothèse suivante

$$W_m = \frac{\int_0^\infty W(s) \left[k'_2 + \frac{k_3}{T} \right] \rho_{eau} ds}{\int_0^\infty \left[k'_2 + \frac{k_3}{T} \right] \rho_{eau} ds} \quad (2.15)$$

où W_m est une valeur moyenne qui permet de sortir la fonction $W(s)$ de l'intégrale. En prenant 2.15 et l'expression du délai humide 1.17, on obtient la relation entre l'observable X_{rad} et le délai humide ΔL_w

$$X_{rad} \simeq 10^{-6} R_v W_m \times \Delta L_w \quad (2.16)$$

et il devient facile d'identifier les coefficients c_i dans l'équation 2.12; on a $c_1 = (10^{-6} R_v W_m)^{-1}$ et $c_0 = 0$. Toute la subtilité de la radiométrie vapeur d'eau réside donc dans l'inversion de l'équation 2.16, et dans la méthode de détermination du terme W_m . Deux solutions sont envisageables [Elgered, 1993]

1. l'utilisation d'un jeu de données simultanées X_{rad} et de délai humide ΔL_w (calculé à partir d'une source d'eau mesure de la vapeur d'eau indépendante du radiomètre).
2. la simulation d'observables X_{rad} et ΔL_w à partir de mesure profilées de vapeur d'eau (radiosondage, lidar, ...).

Ces méthodes sont *statistiques*; une base de données de profils de variables thermodynamiques dans différentes conditions atmosphériques est utilisée pour obtenir des délais troposphériques humides et les températures de brillance correspondantes [Linfeld et al., 1996]. Pour une méthode simple d'ajustement des données et de détermination des coefficients d'inversions, on peut se reporter à [Claffin et al., 1978].

Puisque la conversion est réalisée par des méthodes statistiques, le passage des températures de brillance en délai humide est plus ou moins juste, en raison des dispersions d'ajustement. La précision des délais humide calculés à partir de mesures WVR est donc étudiée par simulation.

2.2.2 Simulation

2.2.2.1 Principe de la simulation

Le but de la simulation est de fournir une estimation de l'erreur induite sur le délai troposphérique par l'utilisation d'une mesure intégrée de la vapeur d'eau. En particulier, quel est l'impact de l'approximation faite sur la fonction de pondération $W(s)$?

La démarche retenue est simple et se résume ainsi :

1. Des observables de radiomètres vapeur d'eau X_{rad} sont simulées à partir d'un ensemble de radiosondages.
2. A partir de ces mêmes radiosondages, on détermine le délai troposphérique théorique $\Delta L_{w,theo}$, que le radiomètre vapeur d'eau est sensé restituer.
3. On détermine ensuite la valeur vraie du coefficient d'inversion c_1 (voir l'équation 2.16).
4. On inverse X_{rad} avec des valeurs différentes de la valeur vraie, selon deux méthodes, décrites ci-après.

La conversion des observables radiomètres X_{rad} en délai troposphérique humide s'effectue selon deux méthodes.

1. méthode **M1**. une valeur unique et particulière est prise pour W_m , i.e. c_1 ; cela correspond au cas où le radiomètre n'est pas étalonné régulièrement (pas de radiosondage). La valeur choisie pour c_1 est alors celle obtenue pour le premier radiosondage pour chaque série ; cette valeur est ensuite utilisée pour inverser toutes les autres mesures simulées.
2. méthode **M2**. la valeur moyenne \bar{c} précédemment calculée est utilisée ; cela correspond au cas réel où une étude climatologique est faite pour le lieu de mesure du radiomètre et où le radiomètre est souvent étalonné. Calculée à partir d'un nombre d'observation plus grand, et souvent dans différentes conditions atmosphériques, \bar{c} devrait améliorer la précision de l'inversion, mais nécessite aussi une connaissance a priori du lieu de mesure, ce qui n'est pas toujours le cas en mode opérationnel et ne reflète pas les variations jour à jour.

La comparaison des délais humides théoriques et avec ceux obtenus par la simulation à partir des observables provenant du radiomètre vapeur d'eau permet une estimation de l'impact de l'utilisation d'une mesure intégrée de la vapeur d'eau dans le calcul du délai humide. L'erreur estimée dans cette

station	jeu 1 (MAP) Milan	jeu 2 (PYREX) Pau
# RS	118	46
période	1 oct.-31 oct. 1999	5 oct.-15 nov. 1990
résolution		
- temporelle	1 RS/6H	variable(*)
- spatiale	47.15±6.46 m	56.66±2.73 m
Altitude _{max}	29460±54 m	22836±1908 m

TAB. 2.3 – Caractéristiques des deux jeux de radiosondages utilisés pour la simulation des délais troposphériques $\Delta L_{w,theo}$ et des observables radiomètres X_{rad} . Le résolution temporelle est la valeur théorique ; certains radiosondages n'ont pas été lâchés, ou présentent des mesures erronées. La résolution spatiale et l'altitude maximale de sondage sont les valeurs moyennes observées.

(*) : les radiosondages sont choisis en fonction de leur représentativité de la variabilité atmosphérique.

simulation constitue un minorant absolu de l'erreur que l'on peut faire sur la détermination de $\Delta L_{w,theo}$, puisque aucun bruit n'est pris en compte sur la mesure même des température de brillance.

Les résultats présentés ici complètent une première étude publiée dans [Bock et al., 2001b].

L'équation 2.13 montre que le calcul de l'observable radiomètre X_{rad} nécessite l'utilisation d'un modèle d'absorption pour l'expression du terme $\alpha_v(\nu, s)$. La modélisation de l'absorption de la vapeur d'eau est un point critique dans le domaine de la radiométrie micro-onde. Des études ont été menées pour l'amélioration de ces modèles [Cruz-Pol et al., 1998], [Kheim et al., 2001]. Le propos ici n'étant pas ici de tester la validité de ces modèles (puisque'ils sont à la fois utilisés pour l'expression du problème direct et pour son inversion), on utilise le modèle de Liebe87 [Liebe and Layton, 1987] dans sa version abrégée [Kheim et al., 2001], dont le domaine de validité s'étend de 18 GHz à 32 GHz. Le coefficient d'absorption $\alpha_v(\nu, s)$ est fonction de la température T , de la pression totale P , de la densité de vapeur d'eau ρ_v de la fréquence d'observation. Les couples de fréquences retenues pour le fonctionnement du radiomètre simulé est le couple ($\nu_1 = 23.8$ GHz, $\nu_2 = 31.5$ GHz). On se reportera à l'annexe de l'article de Kheim et al. pour l'expression analytique exacte de ce modèle. Le délai troposphérique humide ΔL_w est calculé en utilisant l'expression 1.17.

2.2.2.2 Les données de radiosondages

Deux jeux de données de radiosondages sont retenus (puisque disponibles) pour la simulation des délais troposphériques $\Delta L_{w,theo}$ et des observables radiomètres X_{rad} . Le tableau 2.3 donne les caractéristiques principales de ces radiosondages.

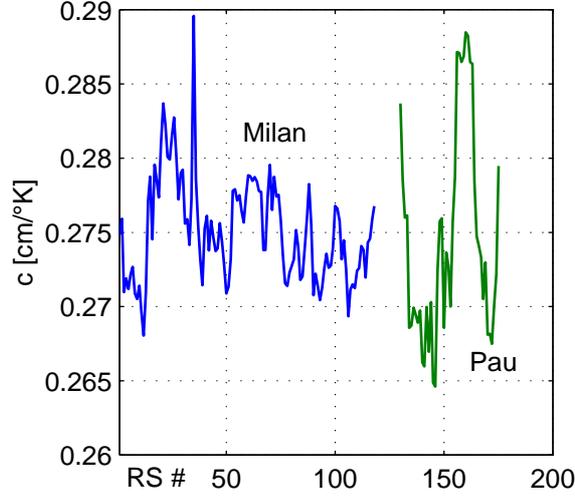


FIG. 2.1 – Variation du coefficient d'inversion c pour les deux jeux de radiosondages : 46 radiosondages sur Pau (courbe verte), 118 radiosondages sur Milan (courbe bleue).

Méthode	M1		M2	
	1 (Milan)	2 (Pau)	1 (Milan)	2 (Pau)
# jeu radiosondage	1 (Milan)	2 (Pau)	1 (Milan)	2 (Pau)
Délai humide moyen [cm]	13.50	10.95	13.50	10.95
Erreur absolue [mm] (<i>relative</i> [%])				
- maximale	11.85(7.20)	4.30(2.15)	5.99(3.68)	5.25(2.63)
- moyenne	4.62(3.81)	-0.26(1.02)	0.87(2.09)	0.36(1.01)
- déviation standard	3.75	1.53	2.44	1.67
- RMS	5.95	1.55	2.59	1.71

TAB. 2.4 – Erreurs absolues et relatives sur les déterminations de délais troposphériques humides ΔL_w zénithaux par radiométrie micro-onde vapeur d'eau à partir de données simulées, pour les deux séries de radiosondages, et pour les deux méthodes d'inversions (M1 et M2) considérées.

2.2.2.3 Résultats et discussion

Les variations des coefficients d'inversion pour les deux jeux de données sont données sur les figures 2.1. À partir des séries temporelles, on calcule une valeur moyenne du coefficient d'inversion et on trouve $\bar{c}_{milan} = (0.275 \pm 0.003) \text{ cm.K}^{-1}$ et $\bar{c}_{pau} = (0.274 \pm 0.007) \text{ cm.K}^{-1}$ ($c_{min} \sim 0.264$ et $c_{max} \sim 0.289$). Des valeurs sensiblement identiques sont obtenues pour des observations effectuées sur un an (jan.1981-jan.1982) avec un radiomètre utilisant la paire de fréquences 21.0 /31.4 GHz à Göteborg [Elgered, 1993], ce qui valide la méthode de simulation de données, avec notamment un coefficient de $\sim 0.27 \text{ cm.K}^{-1}$ pour le mois d'octobre.

Les erreurs absolues et relatives entre le délai théorique et celui estimé par radiométrie sont données sur la figure 2.2, pour les deux sites de radiosondages considérés.

La méthode M2 donne de meilleurs résultats que la méthode M1 (c'était prévisible), avec une erreur

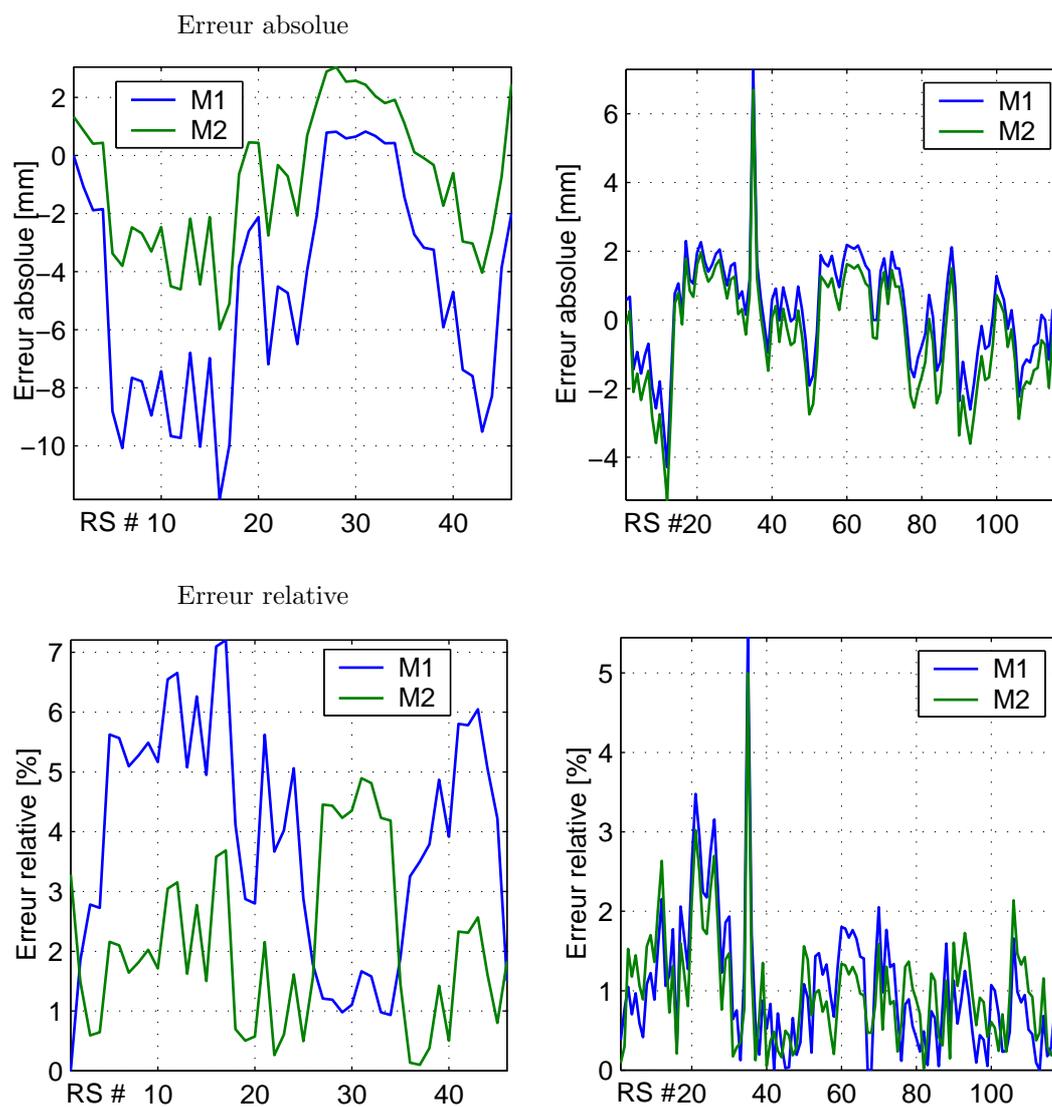


FIG. 2.2 – Erreur absolue (figures du haut) et relative (figures du bas) pour les radiosondages sur Pau (figure de gauche) et sur Milan (figure de droite), selon la méthode de détermination de la constante d'inversion c , (méthode **M1**, trait continu bleu; méthode **M2**, trait continu vert).

moyenne de 0.36-4.62 mm suivant le jeu de radiosondage considéré (ligne 3 du tableau 2.4). L'erreur absolue maximale sur l'estimation du délai troposphérique zénithal ΔL_w peut atteindre 11.85 mm (**M1**), avec en moyenne, une erreur absolue de l'ordre de 5 mm (ligne 2 du tableau 2.4) ; le délai troposphérique humide calculé moyen, calculé à partir du radiosondage est de 13.50 cm pour Milan et 10.95 cm pour Pau. Les erreurs relatives sont plus faibles pour **M2**, puisque les coefficients d'ajustements sont déterminés à partir de plus d'échantillons ; la méthode **M2** est peu biaisée ($\sim 1\%$ d'erreur moyenne relative quelle que soit la série de radiosondage considérée), par rapport à **M1**, où le coefficient d'inversion est arbitrairement choisi. Les erreurs observées sont assez dispersées, notamment avec la méthode **M1**, on observe une déviation standard de 2.4 à 3.75 mm pour **M1** contre ~ 1.5 mm pour **M2**.

2.2.2.4 Conclusion

La méthode **M2** constitue un minorant de l'erreur induite par un radiomètre dans la détermination de ΔL_w . Aucune erreur instrumentale n'est supposée ici, seul l'impact d'une fonction de pondération de la densité de vapeur d'eau ρ_v est évalué. La précision rms d'estimation du délai est alors de l'ordre de 1.5-1.7 mm. La méthode **M1** est celle qui permet de se rapprocher le plus d'une erreur commise en condition réelle de fonctionnement. L'erreur atteint dès lors 0.9-4.6 mm, en moyenne sur ΔL_w , ce qui, ramené en terme d'erreur sur la composante verticale [Santerre, 1991], représente une erreur de positionnement de 1.8 à 13.8 mm en z (en considérant une amplification d'un facteur trois entre l'erreur induite sur z par l'erreur commise sur ΔL_w), ce qui n'est suffisant pour les objectifs visés pour les nouvelles applications d'altimétrie de haute précision par GPS.

2.2.3 Performances expérimentales

Dans la partie précédente, la précision de l'estimation du délai troposphérique à partir d'une mesure de vapeur d'eau par radiomètre est discutée en ne discutant que le biais introduit par la méthode. Les estimations d'erreur fournies doivent donc être considérée comme des minorants de l'erreur réelle. Dans la partie 2.1.2, il est question de répétabilité de l'ordre de 5 mm sur des lignes de bases calculées avec des corrections du délai humide provenant de mesures de vapeur d'eau effectuées avec un radiomètre.

Dans cette partie, des comparaisons de performances de sondage de la vapeur d'eau pour des campagnes de mesure impliquant des radiosondages et des radiomètres vapeur d'eau sont présentées. Bien que sujets à critique quant à la précision absolue de leur mesure [Turner et al., 2003], les radiosondages représentent ici les données de vérité terrain.

2.2.3.1 Précision de mesure

Les comparaisons des délais troposphériques issus de mesures d'un radiomètre vapeur d'eau avec d'autres instruments constituent un bon indicateur de la précision de la mesure par radiomètre. Le tableau 2.5 donne les précisions obtenues pour quelques campagnes de mesures de vapeur d'eau où sont impliqués, entre autres, des radiosondes et des radiomètres à vapeur d'eau.

Le tableau 2.5 liste la valeurs d'erreur obtenues pour différentes campagnes. La moyenne des statistiques des colonnes 4,5 et 6 constitue un bon estimateur de la précision qu'il est possible d'atteindre sur le délai troposphérique humide par radiométrie micro-onde ; on observe une erreur moyenne (par rapport aux radiosondes) de -1.4 mm, pour une déviation standard moyenne de 9 mm ; l'écart maximal observé avec les radiosondes est de 19.5 mm. Pour des mesures de délai humide par radiométrie micro-onde avec une précision constatée sur les températures de brillance de 0.5 K, des précisions de $\sim 2-3$ mm sont attendues [Liljegren, 1994]. La mesure par radiomètre vapeur d'eau atteint est limitée en conditions nuageuses, puisque l'erreur commise sur l'estimation du délai augmente sensiblement lors de la présence de nuages, en raison de la contribution de l'eau liquide (ligne 7 du tableau 2.5), avec un biais de -4.2 mm contre 0.4 mm par temps clair.

Référence	Fréquences de mesure [GHz]	campagne date/site	WVR - RS			N_{points}	Remarques
			biais	RMS	σ		
[Rocken et al., 1991]	23.9/31.4	Denver (CO), USA	11.3	16.1	11.5	27 au max.	5 WVR différents 2 lâchers de RS/jours
	20.7/31.4	22 août - 5 sept. 1988	-16.1	17.7	7.3		
	20.7/31.4		-14.0	15.5	6.6		
	20.7/22.4/31.4		2.4	8.7	8.4		
	20.6/31.66		-17.5	19.5	8.6		
[Liljegren, 1994] ⁽¹⁾	23.8/31.4	Site ARM ⁽²⁾	-0.4	4.4	4.5	46	air clair
		juin 1993	-4.2	9.8	8.5	155	nuages
[Lesht and Liljegren, 1995] ⁽¹⁾	23.8/31.4	Site ARM ⁽²⁾ sept. 92-nov. 95	-8.5	14.3	11.5	1867	moyennes mensuelles
[Coster et al., 1996]	23.8/31.4	WWAVE ⁽³⁾	19.5	23.4	13.0	27	14 jours
[Tregoning et al., 1998] ^(1,4)	20.6/31.65	nov. - dec. 1995	1.3	8.5	8.3	131	
[Westwater et al., 1998] ⁽¹⁾	20.6/31.65	WVIOP'97 ^(2,5)	-3.4	10.0	9.4	968	
[Emardson et al., 2000] ⁽¹⁾	20.6/31.65	1981-1995 ^(6,7)	0.7	12.4	12.3	?	
	20.6/31.65	sep. 93-août 97 ⁽⁷⁾	2.6	11.1	11.1	3245	

TAB. 2.5 – Résultats de campagnes d'inter-comparaison de radiomètre vapeur d'eau et de radiosondages. WVR et radiosondages sont co-localisés. Pour chaque campagne de mesure, le biais (différence moyenne entre chaque mesure, ce qui correspond à l'erreur moyenne \bar{e} du WVR si on considère que le radiosondage est parfait), le RMS (Root Mean Square), l'écart-type (déviation standard, σ) et le nombre de point de comparaison sont indiqués ; la déviation standard σ est donc reliée au RMS et à e par $\sigma^2 = RMS^2 - \bar{e}^2$.

⁽¹⁾ résultats initiaux en $IPWV$. Un facteur multiplicatif de 6.5 est appliqué pour la conversion en délai troposphérique humide zénithal ΔL_w .

⁽²⁾ CART : Clouds And Radiation Testbed du projet ARM (Atmospheric Radiation Measurement), Oklahoma.

⁽³⁾ WWAVE : Westford Water Vapor Experiment, campagne de mesure menée à l'observatoire Haystack à Westford (MA), 15-30 août 1995.

⁽⁴⁾ mesures de $IPWV$ réalisées à Cape Grim, en Tasmanie.

⁽⁵⁾ WVIOP : Water Vapor Intensive Observation Period, sur l'ARM Cloud Radiation and Testbed.

⁽⁶⁾ pour plus d'information sur ces 14 années de comparaisons, on se reporta à [Elgered and Jarlemark, 1998].

⁽⁷⁾ mesures de IWV réalisées à Onsala (Suède). La conversion de IWV en kg.m^{-2} en ΔL_w en mm s'effectue en multipliant par ~ 6.5 le contenu intégré de vapeur d'eau.

2.2.3.2 Étalonnage et source d'erreur

Nous étudions ici pourquoi il est difficilement envisageable d'améliorer les précisions précédemment annoncées.

Un radiomètre mesure des température de brillance T_b dans chacun de ces canaux de mesures, sous la forme de tension V . De manière simplifié, le radiomètre peut donc être vu comme un système linéaire à deux paramètres, le gain G et une tension de décalage, l'offset, dont les paramètres d'entrée sont les tensions V et les paramètres de sortie sont les température de brillance T_b . Les tensions sont mesurées par rapport à une cible de référence, dont la température de brillance T_{ref} est connue. Toute la précision de la mesure réside donc dans la détermination du gain G et de la tension d'offset. C'est la première principale source d'erreur. Après avoir déterminé le gain, les températures de brillance étalonnées sont inversées en délai troposphérique humide; c'est la seconde principale source d'erreur, notamment avec la précision du modèle d'absorption de la vapeur d'eau. Mais ces deux postes d'erreur ne sont pas les seuls.

Étalonnage du gain En pratique, G est calculé par la méthode des *tip curves* [Liljegren, 1994]; cette méthode consiste à effectuer des mesures de températures de brillance T_b à différents angles d'élévations et azimuths. En supposant une stratification horizontale et homogène de l'atmosphère, les températures de brillance (transformées en épaisseur optique) dans une direction donnée sont proportionnelles à celle observée au zénith; la relation entre l'épaisseur optique et l'angle d'élévation de l'observation est théoriquement linéaire, ce qui permet de déterminer le gain G .

Cette méthode d'étalonnage n'est valable qu'en condition d'air clair, et l'hypothèse d'homogénéité de l'atmosphère doit être vérifiée, ce qui complique les conditions d'applications de la méthode des *tip curves*. Pour les radiomètres de l'ARM, le coefficient de corrélation de la régression doit être ≥ 0.998 [Liljegren, 2000]. D'autre part, la stabilité du gain est sensible à la température de l'électronique du radiomètre, et le système d'acquisition doit être thermiquement régulé pour éviter toute dérive du gain G à court terme. Enfin, la méthode des *tip curves* requiert l'emploi d'une température moyenne pour la transformation des température de brillance T_b en épaisseur optique. Souvent calculée à partir de climatologies, elle ne prend pas en compte la réalité de l'atmosphère au moment de la mesure. L'utilisation de données climatologiques pour calculer cette température moyenne entraîne jusqu'à 0.5K d'erreur sur T_b .

La tension de référence est déterminée par une mesure sur une cible étalonnée, dont la température de brillance est connue.

Géométrie de la mesure La largeur du lobe d'antenne des radiomètres doit être prise en compte; elle peut entraîner une sur-estimation de la température de brillance T_b , puisque le pinceau dans lequel s'effectue la mesure n'est pas infiniment étroit. A la fréquence d'observation de 23.8

GHz, pour un lobe d'antenne principal d'une largeur de 6° à mi-hauteur, la sur-estimation de la température de brillance T_b peut aller jusqu'à 3.5% pour des mesures basses sur l'horizon [Liljegren, 2000]. De plus, une incertitude supplémentaire sur la direction de pointage des radiomètres ($\sim 0.3^\circ$) amplifie cette erreur ; pour de faibles élévations, la variation des températures de brillance est d'autant plus forte que la couche d'atmosphère sondée est épaisse [Linfield et al., 1996].

Modèle d'absorption Les erreurs de modélisation du spectre d'absorption de la vapeur d'eau peuvent dominer le bilan d'erreurs, principalement en condition d'humidité importante [Kheim et al., 2001]. Actuellement, une précision de $\sim 2-3\%$ entre 20 et 32 GHz sur l'estimation de délai humide ΔL_w est atteinte, avec le modèle d'absorption de Cruz-Pol et al. [1998].

La méthode des *tip curves* présentent donc des contraintes d'utilisation (atmosphère claire, température moyenne T_m), les modèles d'absorption de la vapeur d'eau nécessaires à l'inversion des données sont limités. Obtenir une précision sub-millimétrique sur l'estimation du délai troposphérique par radiométrie micro-onde n'est donc pas envisageable actuellement.

2.3 Etude des performances de la technique lidar

Nous venons de voir qu'une mesure telle que celle du contenu intégré en vapeur d'eau fournie par un radiomètre micro-onde n'est pas suffisante pour une détermination précise du délai troposphérique avec une résolution sub-millimétrique. Une mesure résolue en distance est donc nécessaire. Les lidar, entres autres, peuvent fournir cette mesure.

2.3.1 Les lidar vapeur d'eau - généralités

La mesure de vapeur d'eau par lidar, par opposition à celle issue d'un radiomètre micro-onde, est une mesure active ; la source utilisée est un laser. Les lidars sont relativement récents [Collis, 1970]. Il existe deux techniques pour la mesure de vapeur d'eau : la technique par absorption différentielle (DIAL) et la technique de mesure par diffusion Raman.

2.3.1.1 La technique DIAL

Les premières mesures de la vapeur d'eau utilisant la technique Lidar de la mesure de vapeur d'eau par la mesure Différentielle d'Absorption (DIAL, Differential Absorption Lidar) datent de 1966 [Schotland, 1966]. La mesure repose sur la comparaison de deux signaux laser émis à l'intérieur et à l'extérieur d'un pic d'absorption de la vapeur d'eau atmosphérique ; le rapport des signaux rétrodiffusés et mesurés est proportionnel à la quantité d'énergie laser absorbée par la vapeur d'eau et donc proportionnel à

l'humidité de la couche sondée [Browell et al., 1979]. C'est donc le même principe que la radiométrie micro-onde mais avec une mesure résolue en distance.

La grandeur restituée par un lidar DIAL est la concentration de la vapeur d'eau n_{H_2O} ou le rapport de mélange.

Dans le cas de la concentration de vapeur d'eau, l'équation d'observation de la vapeur d'eau par la technique DIAL peut s'écrire

$$\begin{aligned}
 P_{\lambda_i}(R) &= E_{\lambda_i} \frac{K}{R^2} \beta(R, \lambda_i) \\
 &\times \exp\left(-2 \int_0^R \alpha_{dif}(u, \lambda_i) + \alpha'_{abs}(u, \lambda_i) du\right) \\
 &\times \exp\left(-2 \int_0^R n_{H_2O}(u) \sigma_{abs}^{H_2O}(\lambda_i) du\right)
 \end{aligned} \tag{2.17}$$

où

- $P_{\lambda_i}(R)$, est la puissance rétrodiffusé mesurée par le lidar DIAL, à la longueur d'onde λ_i , par la couche d'atmosphère située à la distance R du lidar,
- E_{λ_i} est l'énergie laser émise à λ_i ,
- K est une constante instrumentale,
- $\beta(R, \lambda_i)$, est la section efficace de rétrodiffusion de l'atmosphère, à λ_i ,
- $\alpha_{dif}(u, \lambda_i)$ est la section efficace de diffusion de tous les constituants atmosphériques à la longueur d'onde λ_i ,
- $\sigma_{abs}^{H_2O}(\lambda_i)$ est la section efficace d'absorption de la vapeur d'eau à λ_i .

En effectuant le rapport des mesure $P_{\lambda_{on}}$ effectuées à $\lambda_i = \lambda_{on}$ (longueur d'onde centrée sur un pic d'absorption de la vapeur d'eau) et $P_{\lambda_{off}}$ à $\lambda_i = \lambda_{off}$ (longueur d'onde en dehors d'un pic d'absorption de la vapeur d'eau), on obtient alors

$$n_{H_2O}(R) = K' \frac{-1}{2[\Delta\sigma_{abs}^{H_2O}]_{on-off}} \frac{\partial}{\partial R} \ln \left[\frac{P_{\lambda_{on}}(R)}{P_{\lambda_{off}}(R)} \right] \tag{2.18}$$

où $[\Delta\sigma_{abs}^{H_2O}]_{on-off}$ est la section efficace différentielle d'absorption de la vapeur d'eau, et K' une constante instrumentale différentielle.

La mesure de vapeur d'eau par lidar DIAL est une technique efficace, suffisamment précise pour la mise en évidence de phénomènes turbulents dans la basse troposphère [Wulfmeyer, 1999]. La précision obtenue sur les profils de vapeur d'eau est meilleure que 5% pour l'humidité absolue, entre 200 m et 7000 m, avec une résolution temporelle fine (10-60 s) et une résolution spatiale variable de 60 à 240 m [Wulfmeyer and Bosenberg, 1998, Bruneau et al., 2001b]. Les performances de quelques systèmes développés sont répertoriées dans le tableau 2.6.

Système Référence	MPI DIAL [Wulfmeyer, 1999]	LEANDRE II [Bruneau et al., 2001b]	CODI [Machol et al., 2004]
Longueurs d'onde [nm]	720-780	727-736	823
Énergie/pulse	50 mJ	50 mJ	~0.15 mW (600 ns)
Fréquence	20 Hz	10 Hz	8-10 kHz
Vecteur	sol	aéroporté ⁽³⁾	sol
Visée	zénitale	nadir,horizontale	orientable
Précision	>5% ⁽¹⁾	0.05 g.kg ⁻¹ à 3.5 km 0.3-0.4 g.kg ⁻¹ au sol	~0.4 g.kg ⁻¹ (z<1300 m) ~0.8 g.kg ⁻¹ (z≥1300 m)
Résolution	10-60 s, 60-240 m ⁽²⁾	0.8-km en horizontal 300-m en z ⁽⁴⁾	30-40 min, 180-240 m ⁽⁵⁾

TAB. 2.6 – Précision de mesure de la vapeur d'eau par lidar DIAL pour différents systèmes considérés.

⁽¹⁾ Pour toute la troposphère, jusqu'à 2000 m, l'erreur moyenne sur la concentration de vapeur d'eau est $\sim 0.2 \text{ g.m}^{-3}$, soit 0.16 g.kg^{-1} pour une densité moyenne de l'air de 1.2 kg.m^{-3} .

⁽²⁾ Les résolution augmentent avec l'altitude, afin de réduire le bruit de mesure.

⁽³⁾ LEANDREII est destiné au sondage de la basse troposphère (0-3.5km).

⁽⁴⁾ des comparaisons avec un hygromètre montre une variation moyenne de $\pm 0.15 \text{ g.kg}^{-1}$.

⁽⁵⁾ Le système CODI (COmpact DIAL) est un prototype d'un système DIAL autonome, compact et orientable. Les performances présentées ici sont celles obtenues lors de sa participation à la campagne IHOP [Weckwerth et al., 2004], en comparaison avec une radiosonde colocalisé, de nuit.

Au regard du tableau 2.6, la technique DIAL s'avère intéressante quant au sondage de la vapeur d'eau atmosphérique. Les précisions atteintes sur les profils de vapeur d'eau peuvent se traduire en terme de délai troposphérique. En considérant un profil d'humidité troposphérique standard (saison été [USSA, 1976]), une erreur de $\sim 0.2 \text{ g.m}^{-3}$ dans la troposphère ($z \leq 2000 \text{ m}$) se traduit par une erreur sur le délai humide de $\sim 2.4 \text{ mm}$. Il est nécessaire de conserver des erreurs de cet ordre de grandeur, une erreur de $\sim 0.5 \text{ g.m}^{-3}$ pour $z < 1300 \text{ m}$ et $\sim 1.0 \text{ g.m}^{-3}$ au-dessus entraîne une erreur de 8.3 mm sur le délai troposphérique humide. L'obtention de ces performances s'effectue tout de même au détriment de la résolution temporelle de la mesure, avec une mesure toutes les 30-40 minutes.

Mais cette précision de mesure n'est pas sans imposer quelques restrictions de fonctionnement, dues pour certaines, à des limites physiques fondamentales, notamment par rapport à la détermination de la section efficace d'absorption de la vapeur d'eau $[\Delta\sigma_{abs}^{H_2O}]_{on-off}$, dans l'équation 2.18.

Raie d'absorption et laser Les raies d'absorption de la vapeur d'eau sont étroites (10 pm@720nm, par exemple) et la raie du laser émise dans la bande d'absorption de la molécule vapeur d'eau doit être indépendante de l'élargissement et du déplacement de la raie (sous l'effet des variations de température et de pression). Il faut donc que la raie du laser soit largement plus petite que la raie d'absorption de la vapeur d'eau. La mono-chromaticité du laser est donc primordiale; la largeur de la raie du laser émise doit être $\leq 1 \text{ pm}$ [Grant, 1991]. De plus, il faut connaître précisément les énergies du laser aux deux fréquences émises, puisqu'elles interviennent dans le terme K' .

Pression et température Les variations de pression et de température avec l'altitude sont responsables de la variation de l'amplitude des sections efficaces d'absorption de la vapeur d'eau. En pratique, on choisit pour la vapeur d'eau une raie d'absorption qui minimise la dépendance en température de la section efficace d'absorption sur une distance maximale [Bosenberg, 1998].

Effet Doppler Un élargissement Doppler de la raie d'absorption de la vapeur d'eau est causé par les molécules atmosphériques. Avant correction, cet effet peut entraîner 10% d'erreur, et $\sim 1.5 \%$ après correction [Grant, 1991].

Section efficace d'absorption La quantité de vapeur d'eau présente dans l'atmosphère est directement proportionnelle à la section efficace différentielle (entre la raie absorbante et non absorbante) d'absorption de la vapeur d'eau $[\Delta\sigma_{abs}^{H_2O}]_{on-off}$. Un des facteurs limitatifs de la restitution de la vapeur d'eau est donc la précision des sections efficaces d'absorption : de 2 à 6% dans le proche infra-rouge (120-832 nm) et de 8 à 15% dans l'infra rouge lointain (940nm-11 μm) [Grant, 1991].

Notons cependant qu'un lidar DIAL présente tout de même un avantage majeur par rapport aux lidars qui emploient d'autres processus de diffusion du signal laser : c'est son fonctionnement précis de jour, ce qui assure des sessions d'observation de 24 heures consécutives, avec une faible dégradation de la précision observée entre les mesures de jour et de nuit.

Enfin, la rapidité de mesure et sa complexité font que la technique DIAL est généralement réservée aux systèmes lidar aéroportés; l'affaiblissement avec la distance des signaux mesurés au nadir est compensé par l'augmentation de la rétrodiffusion atmosphérique près du sol, et de l'augmentation de la concentration de vapeur d'eau dans les basses couches atmosphériques. Inversement, les systèmes DIAL au sol sont rapidement sensibles aux erreurs instrumentaires du fait de la décroissance rapide de la concentration de vapeur d'eau avec l'altitude.

2.3.1.2 La technique Raman

Les premières mesures de vapeur d'eau par effet Raman datent de la fin des années 60 [Melfi et al., 1969],[Cooney, 1970]. Par le principe de mesure, la grandeur la plus facilement mesurée par un lidar Raman est le rapport de mélange. Cette mesure est basée sur la diffusion Raman de deux molécules atmosphériques : l'azote et la vapeur. Le rapport des signaux rétrodiffusés par ces deux molécules est directement proportionnel au rapport de mélange. La diffusion Raman a la particularité de s'effectuer avec un changement de fréquence du signal rétrodiffusé; ce décalage en fréquence est spécifique à chaque molécule atmosphérique, ce qui ne laisse pas d'ambiguïté quant à l'espèce chimique observée à une fréquence donnée. Cette *sélection naturelle* du signal et la simplicité de mise en oeuvre du système sont les principaux avantages de la mesure de vapeur d'eau par lidar Raman. La diffusion Raman est détaillée par la suite.

Le principe de la mesure est simple, et tous les systèmes Raman utilisés pour la mesure de vapeur d'eau fonctionnent sur ce même principe. Un lidar Raman vapeur d'eau effectue des mesures sur au moins deux canaux collectant le signal diffuse par les molécules d'azote et de vapeur d'eau. L'amplitude de chaque signal est proportionnelle à la concentration d'azote et de vapeur d'eau (au premier ordre près...); le rapport de ces deux signaux est directement proportionnel au rapport de mélange :

$$r = K \times \frac{S_{H_2O}}{S_{N_2}} \quad (2.19)$$

où S_{H_2O} est le signal mesuré sur le canal vapeur d'eau et S_{N_2} est le signal mesuré sur le canal azote. Le terme K est le terme d'étalonnage, dont l'obtention est discutée par la suite.

Système	CARL ⁽¹⁾	NASA/GSCF SRL ⁽²⁾		GKSS ⁽³⁾		OHP ⁽⁴⁾
Référence(s)	[Goldsmith et al., 1998] [Turner et al., 2002]	[Whiteman et al., 1992] [Whiteman et al., 2002]		[Ansmann et al., 1992]		[Sherlock et al., 1999]
Longueur d'onde [nm]	355	351	355	308	355 /532	532
Énergie/pulse [mJ]	400	30-60	300	200	250/250	300
Fréquence [Hz]	30	400	30	200	50	50
Diamètre télescope	61 cm		76 cm		90 cm	90 cm
Visée	↑		↗		↑	↑
Précision (jour)	2%		≥2% (BL)		5%→5 km	5% (7.5 km)
(nuit)	5%		≥10% (BL)		≥20% (BL)	-
Portée	8 km (nuit) 3.5 km (jour)		?		8-9 km 2.5 km	10-12.5 km -
Résolution						
- verticale (jour)	78-234 m		60-210 m		100-200 m	-
(nuit)	78-500 m		60-210 m		60 m	75 m ($z \leq 7$ km)
						150-375 m ($7 \text{ km} \leq z \leq 11 \text{ km}$)
- temporelle	2-10 min		2 min		15 min	~2h

TAB. 2.7 – Précision de mesure de la vapeur d'eau par lidar Raman pour différents systèmes considérés. Le symbole ↑ indique une vise zénithale, le symbole ↗ indique une visée orientable possible. Les diamètres des télescopes permettent une évaluation de l'encombrement du système. (BL : Boundary Layer, couche limite atmosphérique).

⁽¹⁾ CARL : Cloud And Radiation testbed Raman Lidar, lidar développé dans le cadre de l'ARM (Atmospheric and Radiation Measurement program), opérant dans les grandes plaines américaines, dans le nord de l'Oklahoma. La limite de détection du rapport de mélange est estimée à 0.002 g.kg^{-1} .

⁽²⁾ GSFC SRL : Goddard Space Flight Center's Scanning Raman Lidar. Les précisions obtenues en mode *pleine résolution* sont de $\sim 10\%$ jusqu'à 2 km, de jour comme de nuit.

⁽³⁾ Le système GKSS est un système combiné DIAL ozone/Raman.

⁽⁴⁾ Le lidar Raman vapeur d'eau de l'OHP (Observatoire de Haute-Provence) a été développé pour l'observation de la vapeur d'eau dans la moyenne et haute troposphère (8-11 km), ce qui explique la résolution temporelle relativement faible (réduction du bruit de mesure par une longue intégration temporelle). Seuil de détection : $0.00001 \text{ g.kg}^{-1}$.

Le tableau 2.7 donne les caractéristiques et les performances de quatre systèmes Raman vapeur d'eau. La source laser généralement utilisée pour les système Raman vapeur d'eau opérant de nuit est un laser Nd :Yag à 355 ou 532 nm, qui assure un bon compromis entre la fréquence de répétition et l'énergie émise par impulsion. De plus, elle n'a pas de contrainte spectrale importante comme pour les système DIAL. Pour la plupart des systèmes, le système de réception est assez volumineux (pour augmenter l'efficacité globale), avec un télescope dont le diamètre du miroir primaire peut atteindre 90 cm. Au regard du tableau 2.7, il est raisonnable d'espérer atteindre une précision de mesure de $\sim 2\%$ sur le rapport de mélange pour des mesures de nuit dans la basse troposphère ($\sim 0 - 4$ km).

Les mesures de jours sont plus difficiles à réaliser, car le spectre Raman rétrodiffusé par la vapeur d'eau est noyé dans le signal dû à la détection du flux solaire; les précisions obtenues se réduisent, $\sim 5 - 10\%$, pour une portée réduite (~ 2 km). L'amélioration de la précision de la mesure vapeur d'eau de jour par lidar Raman est un sujet d'actualité. Il s'agit principalement de limiter le bruit parasite, par l'utilisation de filtres interférentiels dont la largeur excède de peu celle du spectre Raman vapeur d'eau.

Contrairement à la méthode DIAL qui est réputée *auto-étalonnée* et qui fournit une mesure absolue de la concentration de vapeur d'eau, la mesure de rapport de mélange par lidar Raman est une mesure relative, comme le suggère la présence du coefficient K dans l'équation 2.19. La précision du rapport de mélange r obtenu par lidar Raman est donc directement en relation avec la qualité de la détermination de K . La méthode classique consiste à supposer que la grandeur K est indépendante de l'altitude sondée, et qu'elle peut être obtenue par une comparaison de profils de rapport de mélange issus du système lidar Raman et d'un radiosondage colocalisé. On verra par la suite que la condition d'indépendance de K vis à vis de l'altitude n'est pas complètement vérifiée. Cette méthode n'est malheureusement plus valable dès lors que l'on recherche la concentration absolue de vapeur d'eau, puisqu'un étalonnage absolu de chaque canal de mesure du lidar (azote et vapeur d'eau) devient nécessaire. L'étalonnage des systèmes lidar Raman est discuté plus en détail par la suite.

Notons enfin qu'un système lidar Raman permet la mesure d'un profil de température atmosphérique T , par l'observation d'une partie spécifique du spectre Raman (le spectre Raman rotationnel pur) [Nedeljkovic et al., 1993, Behrendt et al., 2002], autour de la longueur d'onde émise du laser. En observant une autre partie spécifique du spectre Raman diffusé par la molécule d'azote (le spectre Raman vibrationnel pur), la mesure de concentration d'azote, qui est proportionnelle à la densité d'air sec, permet aussi un calcul de profil de température T .

2.3.1.3 Discussion et conclusion

Le grand avantage d'un lidar DIAL par rapport à un lidar Raman, c'est le fonctionnement diurne; pour une résolution spatiale identique (15-150 m), et une résolution temporelle d'une minute, l'erreur

de mesure sur la concentration de vapeur d'eau dans la couche limite atmosphérique, est de l'ordre de 0.1 g.m^{-3} pour un lidar DIAL et 0.5 g.m^{-3} pour un lidar Raman. De nuit les précisions obtenues pour les mêmes résolutions spatiales et temporelles sont équivalentes dans la basse troposphère (0.1 g.m^{-3}) pour les deux systèmes [Wulfmeyer and Bosenberg, 1998]. Pour des systèmes basés au sol, l'avantage tourne au lidar Raman, puisque le signal Raman n'est pas absorbé dans les basses couches de l'atmosphère, où la concentration de vapeur d'eau est la plus forte.

Notons aussi, qu'à l'exception du prototype CODI, tous ces systèmes sont de dimensions importantes, pour obtenir des précisions de mesure élevées. Le système CARL de l'ARM CART est dans un container de dimension $8' \times 8' \times 20'$ ($2.4 \times 2.4 \times 6.1 \text{ m}$), le lidar Raman vapeur d'eau de l'OHP n'est pas transportable. Ces dimensions imposantes ne facilitent pas le transport de ces systèmes.

A précision quasi-équivalente pour un fonctionnement nocturne, c'est donc finalement la complexité de mise en œuvre d'un système DIAL par rapport à un système Raman, qui nous fait retenir la technique Raman pour la détermination du délai troposphérique humide en vue d'une application d'altimétrie de haute précision.

Comme précédemment pour la radiométrie micro-onde, nous allons évaluer l'utilisation potentielle d'un lidar Raman vapeur d'eau pour la correction du délai humide à l'aide de simulations.

2.3.2 Simulation

Le produit de mesure d'un lidar Raman vapeur d'eau, obtenu à partir de la comparaison de deux canaux de mesures (vapeur d'eau et azote, voir l'équation 2.19) est un rapport de mélange de vapeur d'eau. Si l'instrument est étalonné de manière absolue, on peut utiliser que le canal vapeur d'eau seul. La mesure de vapeur d'eau est alors disponible sous la forme d'un profil de densité de vapeur d'eau ρ_{eau} . On suppose que tous les termes dépendants de l'altitude (fonction de recouvrement, transmission atmosphérique, ...) sont connus et corrigés. Dans les deux cas, le profil de température n'est pas disponible. Si l'on se reporte à l'équation générale du délai troposphérique 2.20, la grandeur représentative de la vapeur d'eau est la densité ρ_{eau} ; le passage entre ρ_{eau} et r n'est pas immédiat, et nécessite des données thermodynamiques supplémentaires.

Par simulation, les deux points soulevés précédemment sont discutés :

On rappelle l'expression du délai humide

$$\Delta L_w = 10^{-6} R_v \int_S [k'_2 + \frac{k_3}{T}] \rho_{eau} ds \quad (2.20)$$

Si on ré-écrit 2.20 en fonction du rapport de mélange r (mesure relative), on a

$$\Delta L_w = 10^{-6} R_v \int_S [k'_2 + \frac{k_3}{T}] \rho \frac{r}{1+r} ds \quad (2.21)$$

Bien sûr, les équations 2.20 et 2.21 sont identiques, si les grandeurs ρ , ρ_{eau} , T et r sont déterminées au même endroit, et simultanément. Mais qu'en est-il lorsqu'un lidar fournit le rapport de mélange r et que d'autres instruments de mesures fournissent les autres grandeurs (T, ρ) ?

1. Quelle est l'erreur commise dans le calcul du délai suivant que l'on utilise une la densité de vapeur d'eau ρ_{eau} ou le rapport de mélange r ?
2. Quelle est l'erreur commise par la connaissance approchée de la température T ?

2.3.2.1 Principe

Les profils utiles à la simulation proviennent de radiosondages. Le délai troposphérique humide théorique $\Delta L_{w,th}$ est calculé à partir d'un radiosondage. Ce même radiosondage permet aussi de simuler une mesure lidar (rapport de mélange ou densité de vapeur d'eau). D'autres radiosondages, plus ou moins décalés en espace et en temps par rapport au radiosondage utilisé pour le calcul théorique, sont utilisés pour la mesure de T et de ρ .

Trois cas sont considérés.

1. Méthode **M1** - Un lidar fournit un rapport de mélange r^{lidar} . Les autres profils nécessaires (T^{RS} et ρ^{RS}) sont fournis par un radiosondage, ce qui se résume par

$$\Delta L_{w,1} = \Delta L_{w,1}(r^{lidar}, T^{RS}, \rho^{RS}) \quad (2.22)$$

ce qui, reporté dans l'équation 2.21, donne

$$\Delta L_{w,1} = 10^{-6} R_v \int_S [k'_2 + \frac{k_3}{T^{RS}}] \rho^{RS} \frac{r^{lidar}}{1 + r^{lidar}} ds \quad (2.23)$$

Cette méthode permet donc d'estimer l'erreur commise sur le délai humide, quand (i) on utilise un rapport de mélange plutôt qu'un profil de densité de vapeur d'eau, et (ii) quand on utilise un radiosondage voisin du site de mesure du lidar pour en extraire un profil de densité atmosphérique ρ et un profil de température T .

2. Méthode **M2** - Un lidar fournit la densité de vapeur d'eau. Un second radiosondage fournit le profil de température comme mesure de température externe au lidar. Le délai troposphérique humide $\Delta L_{w,2}$ calculé par la seconde méthode se résume donc à

$$\Delta L_{w,2} = \Delta L_{w,2}(\rho_{eau}^{lidar}, T^{RS}) \quad (2.24)$$

ce qui, reporté dans l'équation 2.20, donne

$$\Delta L_{w,2} = 10^{-6} R_v \int_S [k'_2 + \frac{k_3}{T^{RS}}] \rho_{eau}^{lidar} ds \quad (2.25)$$

Cette méthode teste l'influence d'une mesure de température non simultanée et/ou non co-localisée avec le lidar, dans l'hypothèse d'une mesure absolue de la concentration de vapeur d'eau par lidar Raman. Les variations de délais proviendront de la différence entre le profil local de température et celui utilisé pour le calcul.

3. Méthode **M3** - Le délai est calculé à partir du rapport de mélange lidar et d'une mesure de pression au sol. A la différence de la première méthode qui nécessite un profil de densité total ρ , la troisième méthode reconstruit le profil de pression P à partir d'une mesure de pression au sol P_{sol} (simulée par le premier radiosondage), par intégration de la loi de l'équilibre hydrostatique. La densité atmosphérique s'exprime alors

$$\rho(z) = \frac{P_{sol}}{RT(z)} \exp\left\{-\int_{sol}^z \frac{g(u)}{RT(u)} du\right\} \quad (2.26)$$

La constante R est valable pour l'air humide, sa valeur dépend donc de la concentration de vapeur d'eau ; R s'exprime [Triplet and Roche, 1996]

$$R = \left(\frac{1 + 1.608r}{1 + r}\right) R_d \quad (2.27)$$

Comme pour les deux méthodes précédentes, un second radiosondage fournit le profil de température. Le délai calculé par cette méthode se résume à

$$\Delta L_{w,3} = \Delta L_{w,3}(q^{lidar}, T^{RS}, P_{sol}) \quad (2.28)$$

ce qui, reporté dans l'équation 2.21, donne

$$\Delta L_{w,1} = 10^{-6} R_v \int_S [k'_2 + \frac{k_3}{T^{RS}}] \rho' \frac{r^{lidar}}{1 + r^{lidar}} ds \quad (2.29)$$

où ρ' est la densité de l'air déduite de la pression re-calculée à partir d'une mesure au sol P_{sol} (cf. équation 2.26).

Les différentes méthodes de calcul du délai humide sont résumées dans le tableau 2.8.

La résolution spatiale des mesures est aussi un point à discuter, puisque le profil de température n'est pas forcément à la même résolution spatiale que la mesure lidar. Il se peut que le radiosondage utilisé ne soit pas un radiosondage haute-résolution, ou que le profil de température proviennent d'un modèle météorologique, faiblement résolu dans la basse troposphère.

Radiosondage	Délagi théorique	Délais testés		
	$\Delta L_{w,th}$	$\Delta L_{w,1}$	$\Delta L_{w,2}$	$\Delta L_{w,3}$
#1 (local)	(ρ_{eau}, T)	r	ρ_{eau}	(r, P_{sol})
#2 (distant)	-	(ρ, T)	T	T
Méthode	-	M1	M2	M3

TAB. 2.8 – Tableau récapitulatif des origines des grandeurs utilisées dans le calcul des délais troposphérique humides théoriques et testés avec les méthodes de calcul **M1**, **M2** et **M3**.

station	jeu 1 (MAP)		jeu 2 (AIRS)
	Milan	Medicina	Toulouse
# RS	118	91	47
période	1 oct.-31 oct. 1999		20 oct.-1er nov. 2002
résolution	1 RS/6H		1 RS/6H
- temporelle	1 RS/6H		1 RS/6H
- spatiale	46.89±5.06 m	10.09±1.58 m	22.21±2.96 m
Altitude _{max}	28116±7156 m	25164±8852 m	27574±4155 m

TAB. 2.9 – Caractéristiques des deux jeux de radiosondages utilisés pour la simulation des délais troposphériques humides théoriques $\Delta L_{w,theo}$ et $\Delta L_{w,1,2,3}$. Notons que les radiosondages du second jeu sont doublés par un second lâcher, une heure après. La distance géodésique entre Milan (45.45°N,9.25°E) et Medicina (44.52°N,11.64°E) est 214.98 km.

2.3.2.2 Les données

Deux jeux de données de radiosondage sont utilisés pour cette étude. Les caractéristiques des données utilisées sont données dans le tableau 2.9. Toutes les données thermodynamiques extraites des radiosondages sont cohérentes entre elles : la pression est re-calculée afin de vérifier l'équation de l'équilibre hydrostatique (pour les profils de température et de rapport de mélange mesurés).

2.3.2.3 Résultats et discussion

Le délai humide théorique $\Delta L_{w,th}$ est calculé à partir de l'équation 2.20. Les délais humides testés sont calculés en utilisant les équations 2.23, 2.25 et 2.29.

Afin de quantifier les précisions de chaque méthode, on définit l'erreur d'une méthode **Mi** comme l'écart-type de $\Delta_{w,i} - \Delta_{theo}$, pour chaque jeu de radiosondages considérés.

Notons déjà que la méthode **M2** est la méthode quasi-optimale, puisqu'elle utilise la densité de vapeur d'eau et un profil de température comme donnée externe. Le calcul du délai humide lorsque le décalage entre les deux radiosondages n'est que d'une heure représente le cas le plus favorable de l'utilisation opérationnelle du lidar Raman vapeur d'eau, à savoir, un profil de température issu d'un radiosondage (i) co-localisé avec le lidar et (ii) quasi-instantané avec la mesure lidar.

Ceci est confirmé par les résultats des simulations (cf. tableau 2.10). Quelle que soit la situation considérée, les résultats pour **M2** sont toujours les meilleurs (colonne 3 du tableau 2.10). Le calcul du délai humide en utilisant les radiosondages décalés de douze heures constitue ici un cas largement défavorable, puisqu'en réalité, quelque soit le moment auquel est effectuée la mesure lidar, il est au plus décalé de 6 heures par rapport au lâcher d'un radiosondage opérationnel de Météo France.

La reconstruction d'un profil de pression à partir d'une mesure de pression au sol diminue légèrement l'erreur commise sur le calcul du délai (colonnes 2 et 4 du tableau 2.10).

Pour des radiosondages co-localisés, mais décalés en temps (de 1 à 12 heures de décalage), l'erreur varie de 0.13 mm pour un décalage d'une heure à 1.2 mm pour un décalage de 12 heures, pour **M2**. C'est normal, puisqu'en 12 heures, la situation météorologique a pu évoluer.

Les résultats sont moins bons pour **M1** et **M3**, avec une erreur quasi-double dans tous les cas considérés par rapport à **M2**, ce qui souligne l'importance de la forme (mesure absolue ρ ou mesure relative r) de mesure de vapeur d'eau à utiliser pour le calcul du délai.

Les résultats obtenus à partir du jeu #1 de radiosondage (cf. tableau 2.10) permettent d'estimer l'erreur commise dans le cas d'une mesure opérationnelle par lidar Raman, avec l'utilisation de données externes provenant d'un radiosondage non co-localisé (dans un cas opérationnel, ce radiosondage proviendrait d'une des stations de sondage de Météo France) et décalés d'au maximum de 6 heures dans le temps. Le lidar simulé est situé à Milan, et le radiosondage est lâché de Medicina. Le décalage en espace crée alors une erreur d'au minimum 0.89 mm (0.7%) pour la méthode **M2**, et une erreur de ~ 1.5 mm (1.1%) pour un délai calculé à partir d'une mesure de rapport de mélange (méthode **M1** et **M3**) et de données acquises avec 6 heures de décalage. Comme précédemment, une différence de situation météorologique peut être due à la distance et le temps qui séparent les deux mesures et expliquer l'importance de ces erreurs.

Des simulations ont été réalisées lorsque la résolution verticale des profils utilisés est progressivement dégradée (cf. tableau 2.11) sur le second radiosondage. Le lidar simulé reste à la résolution nominale du premier radiosondage. Il en ressort que quelque soit la dégradation considérée (1 point sur 2, 4 ou 10, i.e, 95 m, 189 m et 472 m de résolution moyenne pour une résolution nominale de ~ 45 m), l'erreur commise sur ΔL_w est très faible, lorsque les radiosondages ne sont pas décalés en temps et en espace, et ce pour **M1**, **M2** ou **M3**, avec une erreur d'au maximum 0.12 mm pour une dégradation maximale de la résolution spatiale.

Le tableau 2.11 donne les résultats de simulation lorsque les radiosondages dégradés sont décalés en temps et en distance, en utilisant le jeu #1 de données. Encore une fois, la dégradation de la résolution spatiale ne semble pas être le facteur limitant de la précision du délai troposphérique : avec un dégradation croissante, l'erreur n'excède jamais celle commise avec les radiosondages pleine résolution.

Radiosondage : Jeu # 1 (Milan - Medicina)				
Méthode	M1	M2	M3	délai théorique
Intervalle entre radiosondage	0H	0H	0H	
Délai moyen [cm]	14.13	14.16	14.11	14.23
Écart-type [mm]	5.14	5.17	5.13	5.22
Erreur [mm]	1.47	0.89	1.56	-
Intervalle entre radiosondage	6H	6H	6H	
Délai moyen [cm]	13.83	13.86	13.82	13.94
Écart-type [mm]	4.22	5.26	5.23	5.31
Erreur [mm]	1.51	0.90	1.57	-
Intervalle entre radiosondage	12H	12H	12H	
Délai moyen [cm]	13.73	13.78	13.73	13.85
Écart-type [mm]	5.43	5.44	5.41	5.49
Erreur [mm]	1.51	0.91	1.58	-
Radiosondage : Jeu # 2 (Toulouse)				
Méthode	M1	M2	M3	délai théorique
Intervalle entre radiosondage	1H	1H	1H	
Délai moyen [cm]	13.26	13.26	13.26	13.27
Écart-type [cm]	4.12	4.11	4.12	4.11
Erreur [mm]	0.29	0.14	0.23	-
Intervalle entre radiosondage	12H	12H	12H	
Délai moyen [cm]	13.17	13.22	13.21	13.25
Écart-type [cm]	4.13	4.19	4.16	4.22
Erreur [mm]	2.49	1.20	2.11	-

TAB. 2.10 – Statistique sur l'estimation du délai troposphérique humide selon les trois méthodes **M1**, **M2** et **M3** décrites précédemment, à partir d'observations issues des deux jeux de radiosondages.

Radiosondage : Jeu # 1 (Milan-Medicina)				
Méthode	M1	M2	M3	délai théorique
Pas de dégradation verticale				
Délai moyen [cm]	13.83	13.87	13.82	13.94
Ecart-type [mm]	4.22	5.27	5.24	5.31
Erreur [mm]	1.51	0.90	1.57	-
Dégradation verticale				
Délai moyen [cm]	13.81	13.85	13.81	13.93
Ecart-type [mm]	5.29	5.29	5.26	5.34
Erreur [mm]	1.50	0.90	1.56	-
Dégradation verticale				
Délai moyen [cm]	13.81	13.85	13.80	13.92
Ecart-type [mm]	5.28	5.30	5.26	5.34
Erreur [mm]	1.49	0.89	1.55	-

TAB. 2.11 – Variation de l'estimation du délai troposphérique humide ΔL_w lorsque le second radiosondage est décalé en temps (6 heures) et en espace par rapport au lidar simulé (premier radiosondage) et que la résolution verticale du second radiosondage est plus ou moins dégradée.

2.3.2.4 Conclusions

La meilleure solution est fournie par la mesure de concentration de vapeur d'eau par lidar avec un profil de température issu d'un radiosondage.

L'utilisation d'un profil de température issu d'un radiosondage, ou d'un modèle, n'est pas problématique dans la détermination du délai troposphérique humide, avec une erreur rms de l'ordre de 0.13 mm.

Au contraire, le délai troposphérique est plus sensible à la grandeur représentative de la mesure de vapeur d'eau utilisée dans le calcul. L'erreur est toujours plus forte lorsqu'on utilise la mesure de rapport de mélange plutôt que celle de densité de vapeur d'eau. Dans le cas le plus favorable (radiosondage colocalisé et quasi-instantané), l'erreur est de 0.23 mm en utilisant le rapport de mélange r contre 0.13 mm avec la densité de vapeur d'eau ρ_{eau} .

De même, la distance entre le lidar et le radiosondage fournissant le profil de température ou la densité d'air est problématique, puisqu'il faut s'attendre à ~ 0.9 -1.5 mm d'erreur sur le délai humide, suivant qu'on utilise le rapport de mélange ou la concentration absolue de la mesure de vapeur d'eau et le décalage temporel des mesures.

2.4 Conclusions sur la mesure de vapeur d'eau

Les résultats récapitulatifs relatifs aux différentes simulations présentées dans ce chapitre sont rassemblées et résumées dans le tableau 2.12.

De l'étude de ces simulations, on peut conclure que

- la mesure de vapeur d'eau troposphérique, dans le cadre de son application au calcul du délai troposphérique humide doit être résolue afin d'obtenir une précision suffisante. L'utilisation d'un contenu intégré tel qu'une mesure fournie par un radiomètre micro-onde vapeur d'eau n'est pas assez précise. Nous avons donc choisi de la réaliser par lidar Raman.
- l'utilisation combinée de la densité de vapeur d'eau et d'un profil de température issu d'un radio-sondage (distant et/ou décalé en temps) ou d'un modèle autorise une précision intrinsèque liée à la méthode de calcul de moins d'un pour cent, soit ~ 1 mm d'erreur sur le délai troposphérique humide. Il n'est pas nécessaire de mesurer la température mais une mesure de T améliore cependant les performances.
- toute autre méthode de calcul du délai humide produit une erreur supérieure à celle qui emploie la densité de vapeur d'eau. En particulier, une méthode utilisant le rapport de mélange, intéressante puisqu'elle élimine une partie des problèmes d'étalonnage d'un système lidar Raman vapeur d'eau, n'est pas aussi précise. L'utilisation d'un rapport de mélange est cependant envisageable pour le calcul du délai troposphérique humide. Il faut alors s'attendre à une erreur pratiquement deux fois plus forte que dans le cas de l'utilisation d'une densité absolue, soit entre 1 et 3 mm d'erreur moyenne sur le délai troposphérique humide.

<i>Technique</i>	Radiométrie vapeur d'eau	
	Simulation	Expérience
Erreur maximale	5.25-11.85 mm ⁽²⁾	biais = 19.5 mm ⁽¹⁾ $\sigma=13$ mm
Erreur moyenne	0.36-4.62 mm $\sigma=1.67-3.75$ mm	biais = -1.89 mm $\sigma=10.6$ mm

<i>Technique</i>	Lidar Raman		
Grandeur mesurée			
Erreur moyenne	$\Delta T=1h, d=0$	ρ_v	r
	$\Delta T=0h, d=d_1$ ⁽⁴⁾	0.14 mm	0.23-0.26 mm
	$\Delta T=6h, d=d_1$ ⁽⁴⁾	0.89 mm	1.46-1.56 mm
	dégradation résolution ⁽⁵⁾	0.90 mm	1.51-1.57 mm
	$\Delta T=12h, d=0$	0.89 mm	1.50-1.55 mm
		1.20 mm	2.11-2.49 mm

TAB. 2.12 – Tableau récapitulatif des précisions attendues et observées sur l'estimation du délai par radiométrie vapeur d'eau ou par lidar Raman. Des méthodes de détermination des coefficients d'inversion ont été testées pour la radiométrie micro-onde. Pour le lidar Raman, on teste l'utilisation d'un profil de température plus ou moins éloigné en temps et en espace du site de sondage du lidar Raman (1ère colonne, ρ_v). On teste aussi l'utilisation du rapport de mélange à la place de la densité de vapeur d'eau (2nde colonne, r).

⁽¹⁾ résultats obtenus sur une campagne, cf. 2.5.

⁽²⁾ quelque soit la méthode considérée, cf. 2.4.

⁽³⁾ en moyenne, sur toute les campagnes présentées dans le tableau 2.5.

⁽⁴⁾ d_1 correspond à distance entre Milan et Medicina.

⁽⁵⁾ les conditions de la dégradation de résolution considérée sont données dans la légende du tableau 2.11.

Deuxième partie

Développement instrumental d'un lidar Raman vapeur d'eau à balayage

Chapitre 3

Conception et simulation du système

3.1 Introduction

Puisque le lidar Raman est la méthode de sondage retenue pour notre application en altimétrie de précision, il convient de présenter en détail cette technique de mesure ; les aspects déjà introduits dans le chapitre précédent, lors de la comparaison radiomètre/lidar sont complétés ici.

Les systèmes lidar vapeur d'eau présentés précédemment permettent une première estimation des paramètres de notre système, tout en tenant compte des contraintes d'application.

Un outil de simulation permettant de générer des signaux lidar est présenté, et permet une première estimation des performances du système développé, en fonction des paramètres de conception retenus.

3.2 Les lidars et les effets de diffusion

3.2.1 Les diffusions Mie et Rayleigh

Les impulsions émises dans l'atmosphère par le lidar interagissent avec ses constituants. L'interaction entre l'onde émise et les molécules gazeuses (azote, oxygène, argon ...) est principalement gouvernée par la diffusion Rayleigh. L'atmosphère contient aussi des particules en suspension. Ces particules sont plus grosses que les molécules. La diffusion de l'onde émise par le laser sur ces particules est alors décrite par la diffusion de Mie. Ces deux diffusions se produisent sans changement de longueur d'onde entre l'onde incidente (émise par le laser) et l'onde rétro-diffusée. Ces diffusions sont à prendre en compte dans le calcul des termes de transmissions atmosphériques qui interviennent dans la propagation des

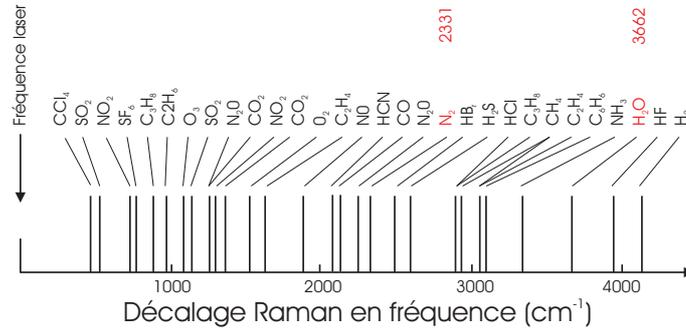


FIG. 3.1 – Décalage de la branche Q, en fréquence $\Delta\nu_r$, du spectre Raman diffusé pour les principales molécules présentes dans une atmosphère ordinaire et/ou polluée (les décalages pour l'azote et la vapeur d'eau sont en rouge). Cette figure est extraite de [Inaba, 1976]. Ces décalages sont exprimés en nombre d'onde, dont l'unité ($[m^{-1}]$) est homogène à l'inverse d'une longueur d'onde. Un décalage de Raman de 3652 cm^{-1} pour la vapeur d'eau implique donc une observation de la raie Stokes du spectre Raman diffusé à $\lambda_r = (\lambda^{-1} - \Delta\nu_r \times 10^{-7})^{-1}$, ($[nm]$), en supposant λ ($[nm]$) la longueur d'onde incidente.

impulsions lidar.

3.2.2 La diffusion Raman

Lorsqu'une impulsion laser se propage dans l'atmosphère des processus d'interaction onde-particule vont produire une onde diffusée de façon élastique (à la même longueur d'onde) ou non. Une partie de l'énergie de l'onde incidente va diffuser à une autre longueur d'onde par effet Raman. La découverte de ce processus de diffusion date du début du siècle [Raman and Krishnan, 1928]; lorsqu'une substance est illuminée par une source monochromatique (ou quasi-monochromatique), on met en évidence la présence d'une seconde source de rayonnement diffusé, d'intensité plus faible par comparaison au rayonnement diffusé à la même longueur d'onde par diffusions Rayleigh et Mie, et surtout, caractérisée par un décalage en fréquence de la longueur d'onde diffusée par rapport à la longueur d'onde incidente. Le décalage en fréquence de l'onde diffusée ne dépend pas de l'onde incidente, mais simplement du constituant qui diffuse; à chaque molécule est donc associé un décalage Raman $\Delta\nu_r$ spécifique (cf. la figure 3.1).

3.2.3 Les lidars Raman

3.2.3.1 Aspect spectroscopique

La vapeur d'eau et l'azote L'observation d'espèce chimique dans l'atmosphère par lidar Raman s'appuie sur la spécificité du processus Raman, énoncée précédemment. Les parties du spectre Raman observées pour l'azote et la vapeur d'eau correspondent aux branches de vibration-rotation O, Q et S, avec un décalage $\Delta\nu_r$ variant de 3200 à 4300 cm^{-1} pour la molécule de vapeur d'eau et de 2100 à 2550

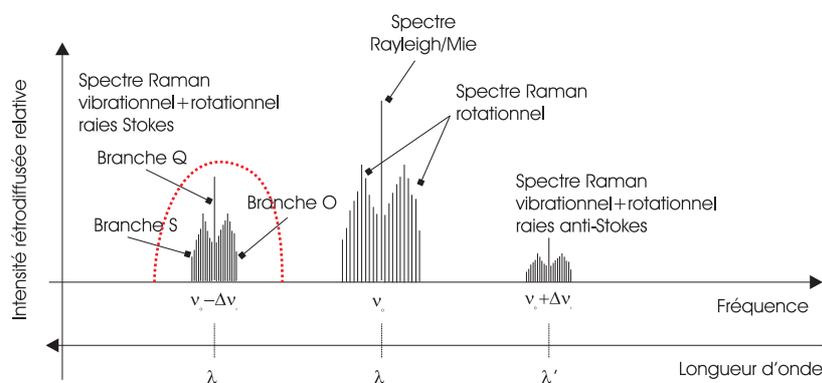


FIG. 3.2 – Spectres (Rayleigh/Mie/Raman) rétrodiffusés en fonction de la longueur d'onde incidente λ_0 . Le spectre observé par un lidar Raman (en pointillé rouge) dépend de la bande passante du système d'observation; les branches O et S sont d'intensités ~ 100 fois plus faibles que la branche Q [Inaba, 1976]. L'étalement et l'intensité du spectre Raman purement rotationnel centré autour du spectre Rayleigh/Mie est sensible à la température atmosphérique; des mesures dans cette région sont donc effectuées aussi par lidar pour le sondage de la température atmosphérique [Behrendt et al., 2004].

cm^{-1} pour la molécule d'azote [Inaba, 1976]; la branche centrale Q est centrée sur la longueur d'onde Raman obtenue à partir de la longueur d'onde excitatrice et des décalages donnés dans le tableau 3.1 (cf. la figure 3.2). La branche Q représente respectivement pour la vapeur d'eau et l'azote $\sim 90\%$ et $\sim 87\%$ de l'intensité totale du spectre Raman [Sherlock et al., 1999]. C'est cette raie qui est observée par les lidar Raman.

L'eau liquide Il s'avère que l'eau liquide peut également diffuser par effet Raman une onde incidente, et que ce phénomène a déjà été observé par lidar Raman [Melfi et al., 1997]. En présence de nuage, le signal Raman que l'on suppose être uniquement un signal vapeur d'eau est donc augmenté d'une contribution provenant de l'eau liquide. Le spectre Raman de l'eau liquide s'étend de ~ 2800 à 3800 cm^{-1} [Whiteman et al., 1999]. Pour éviter la contamination du signal Raman vapeur d'eau par l'eau liquide, il faut (i) éviter de faire des mesures en présence de nuages ou (ii) évaluer la quantité de signal due à l'eau liquide dans le signal Raman vapeur d'eau [Rizi et al., 2002, Whiteman and Melfi, 1999]. Les largeurs des spectres Raman de l'eau liquide à 355 nm et à 532 nm sont respectivement $\sim 16 \text{ nm}$ sur l'intervalle $394\text{-}410 \text{ nm}$ et $\sim 42 \text{ nm}$ sur l'intervalle $625\text{-}667 \text{ nm}$. Si le ciel est dégagé durant la mesure, l'influence du spectre Raman de l'eau liquide peut être considérée comme négligeable sur le spectre Raman de la vapeur d'eau.

La glace L'eau sous forme solide (la glace) interagit aussi avec un rayonnement incident par diffusion Raman. Les spectres Raman respectifs de l'eau sous ses trois phases sont donnés sur la figure 3.3. Le spectre Raman de la glace est légèrement plus étroit que celui de l'eau liquide, si bien qu'il est difficile de

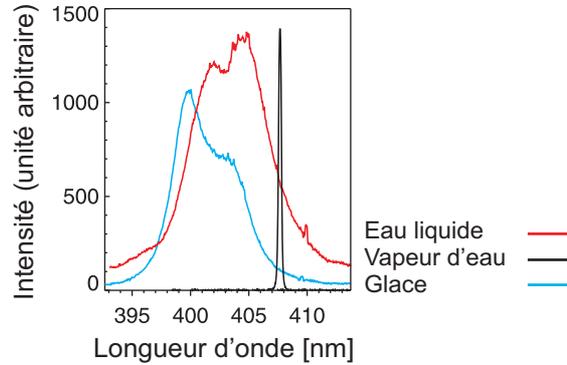


FIG. 3.3 – Spectre Raman de l'eau liquide (trait rouge), de la vapeur d'eau (trait noir) et de la glace (trait bleu) d'après Wang et al. [2004], pour une longueur d'onde excitatrice de 355 nm (Nd :Yag \times 3). La contribution de la glace et de l'eau liquide sur le spectre Raman de la vapeur d'eau n'est pas négligeable.

séparer les contributions des deux phases lorsqu'elles sont présentes. Pour notre application d'altimétrie de précision en GPS, le signal Raman de la glace n'est pourtant pas un problème puisque la glace est rarement présente dans la basse troposphère. Elle se trouve plutôt à partir de 10-12 km, dans les cirrus. Néanmoins, des cirrus ont récemment été observés par lidar Raman vapeur d'eau entre 6 et 9 km d'altitude [Wang et al., 2004]. Comme pour l'eau liquide, il convient donc d'effectuer une mesure de vapeur d'eau par lidar Raman par temps clair, afin d'éviter toute contamination de la mesure de vapeur d'eau par la présence de glace.

3.2.3.2 Aspect instrumental

La combinaison d'un laser en émission et d'un télescope en réception, couplé avec un système de séparation spectrale des signaux est la composante commune à tous les systèmes lidar Raman spécialisés dans la sondage de la vapeur d'eau atmosphérique.

Le schéma de principe de la mesure de vapeur d'eau par lidar Raman est donné sur la figure 3.4.

Sur la figure 3.4, on distingue les parties constitutives d'un lidar Raman ; en suivant le parcours de propagation du signal lumineux, on identifie successivement

la source lumineuse : elle est composée d'un laser, capable de fournir des impulsions brèves, énergétique et répétitives. Le processus Raman est inversement proportionnel à la longueur d'onde excitatrice. Cette propriété, combinée aux performances de la technologie laser actuelle, fait que la plupart des systèmes lidar Raman vapeur d'eau opèrent à des longueurs d'onde variant du visible (532 nm) à l'ultraviolet proche (260-355 nm). La fréquence de répétition, l'énergie émise par impulsion et la longueur d'onde du laser sont les trois grandeurs importantes qui caractérisent la source laser.

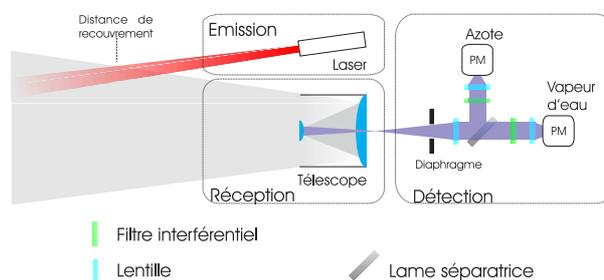


FIG. 3.4 – Principe de fonctionnement d'un lidar Raman vapeur d'eau. Pour une mesure relative (rapport de mélange), deux canaux de détection sont nécessaires (vapeur d'eau et azote) ; si la mesure est absolue, il suffit d'un seul canal (vapeur d'eau). Le couplage entre la partie réception et détection est direct ici, mais peut aussi être effectué par l'intermédiaire d'une fibre optique.

le système de réception Il est constitué d'un télescope dont le rôle est de collecter le signal rétro-diffusé par les différentes couches de l'atmosphère. La surface collectrice va directement influencer sur l'amplitude de la mesure. La distance de recouvrement (*overlap*) est la distance à partir de laquelle le cône de la source laser rentre entièrement dans le champ d'observation du télescope. La taille du télescope de réception conditionne la mobilité du système.

le système de détection Cette partie du système permet la séparation et l'acquisition des signaux Raman azote et vapeur d'eau. Après un passage par le télescope de réception, le signal optique est colimaté puis séparé sur deux voies de mesure par une lame de verre (traitée ou non), ou un miroir dichroïque. Chaque faisceau est ensuite focalisé par des lentilles sur des photomultiplicateurs (*PMs*) utilisés en détecteur optique ; la qualité du signal de réception dépend du gain, du rendement quantique et de la bande passante de ces détecteurs. La séparation des spectres Raman sur chaque voie est réalisée par des filtres interférentiels, centrés sur les spectres Raman de la vapeur d'eau et de l'azote. Le bruit optique résiduel, notamment celui provoqué par l'importante diffusion Rayleigh autour de la longueur d'onde d'émission du laser, peut être atténué par l'utilisation de filtre passe-bas (en longueur d'onde). La qualité de la mesure est donc aussi influencée par la qualité et les caractéristiques des optiques employées dans le système de réception : transmission, bande passante, capacité de blocage des filtres interférentiels sont des points à discuter pour le développement d'un système Raman. Notons enfin que le couplage entre le système de réception et le système de détection peut être direct, ou s'effectuer par l'intermédiaire d'une fibre optique.

3.2.4 Détermination de la configuration du système IGN/SA

Les paramètres instrumentaux des configurations des lidars Raman présentés dans le chapitre précédents représentent une indication intéressante quant au choix des paramètres du lidar IGN/SA.

Afin de réduire l'encombrement du système, on choisit un télescope de 30 cm de diamètre pour le miroir primaire.

Puisque la longueur d'onde du signal Raman ne dépend que de la longueur d'onde excitatrice de la source, le choix de la source laser n'est pas critique, au sens où quelle que soit la source choisie, on observera une diffusion Raman. La faible surface de réception du miroir primaire suggère cependant l'emploi d'une source laser rapide et énergétique. Les laser Nd :Yag et excimère sont bien adaptés à ce genre d'application. Les fréquences retenues sont 532 nm (Nd :Yag×2), 355 nm (Nd :Yag×3), 351 nm (XeF excimère), 308 nm (XeCl excimère), 266 nm (Nd :Yag×4) et 248 nm (KrF excimère). Bien que des mesures de vapeur d'eau soient techniquement réalisables de jour et de nuit dans ce domaine de fréquence (248 nm et 266 nm) [Renaut and Capitini, 1988], la portée du système lidar est limitée par l'absorption du signal par l'ozone troposphérique, surtout en cas d'atmosphère polluée; ce qui limite l'emploi de cette technique (*solar blind Raman lidar*). Les lasers à excimère produisent des impulsions laser énergétique dans l'ultraviolet. Dans la pratique, ce sont des lasers difficiles à mettre en œuvre, notamment en raison de la toxicité et la corrosion des gaz halogénures (F et Cl) employés, de régulation thermique du mélange homogène entre le gaz rare (Xe, xénon, Kr, krypton) et l'halogénure et enfin de l'ionisation nécessaire des gaz pour initier l'impulsion laser. Ces trois raisons éliminent l'utilisation des lasers à excimère pour le lidar IGN/SA. Reste donc Nd :Yag triplé en fréquence ($\lambda_0 = 355$ nm) et le Nd :Yag doublé en fréquence ($\lambda_0 = 532$ nm). Une argumentation du choix de la source est donnée dans [Goldsmith et al., 1998]. Celle-ci montre que l'utilisation d'une source laser dans le domaine visible ($\lambda_0=532$ nm, ND :Yag×2), est moins favorable que celle du Nd :Yag×3, pour trois raisons : la dépendance en $1/\lambda^4$ de l'intensité de l'effet Raman, les performances moins bonnes des détecteurs à gain élevé aux longueurs d'onde Raman de l'eau (660 nm pour $\lambda_0 = 532$ nm), et la sécurité oculaire dans le domaine visible difficilement conciliable avec la réduction du champ de vue imposé par la limitation du bruit.

Soulignons qu'il faut aussi considérer qu'un laser dans le domaine visible est plus énergétique que dans l'ultraviolet, et que les transmissions des optiques sont meilleures dans l'ultraviolet; seule une simulation prenant en compte tout ces paramètres (auxquels il faut ajouter aussi les transmissions atmosphériques différentes dans le domaine visible et ultraviolet) peut réellement déterminer quelle est la longueur d'onde à choisir pour le lidar IGN/SA. La question sera limitée au choix entre une source Nd :Yag à 355 nm ou à 532 nm.

Le tableau 3.1 récapitule les paramètres instrumentaux du système IGN/SA tel qu'il peut être défini à partir des performances des systèmes existants et tels qu'ils seront testés par la suite pour une première estimation des performances du système.

La question des résolutions temporelles et verticales reste aussi ouverte, puisqu'il faut atteindre un niveau suffisamment élevé pour s'affranchir du bruit de fond de ciel (bruit optique dont l'origine est

Diamètre télescope	30 cm
Fréquence de répétition	20 Hz
Durée d'observation	10 min
Résolution verticale	37.5 m
Énergie émise/pulse	60 mJ @ 355 nm / 150 mJ @ 532 nm
Rendement quantique PMs	20% @ 355 nm / 10% @ 532 nm
Transmission FI H ₂ O	50% @ 355 nm / 60% @ 532 nm
Transmission FI N ₂	50% @ 355 nm / 75% @ 532 nm

TAB. 3.1 – Paramètres instrumentaux du lidar IGN/SA dans sa phase de développement. Les valeurs d'énergie émise par impulsion correspondent à ce que des systèmes compacts Nd :Yag sont capables de fournir à 355 nm et 532 nm. Les transmissions optiques des filtres interférentiels sont celles de filtres ordinaires, dont l'approvisionnement ne pose pas de problèmes, et sont données en référence à des composants existants. Ces valeurs sont supposées constantes sur les intervalles spectraux considérés. Les résolutions verticale et temporelle sont calculées sur celles des systèmes opérationnels.

FI : Filtre Interférentiel

PMs : Photomultiplicateurs

la lumière solaire, de jour ou parasite, de nuit). Le système CARL de l'ARM donne une différence moyenne par rapport à des radiosondage colocalisés de moins de 5% sur l'estimation du rapport de mélange, jusqu'à une altitude de ~ 3 km [Turner et al., 2000], et $\leq 10\%$ jusqu'à 7 km pour [Turner and Goldsmith, 1999] pour un fonctionnement de nuit, avec une résolution spatiale de 78 mètres. De jour, les écarts se creusent, avec $\sim 10\%$ jusqu'à 1.7 km. Notons que très rapidement, la précision de mesure décroît avec l'altitude, puisque l'erreur passe de 10% à 8 km à 20 % à 10 km, en raison de la faible quantité d'eau présente à ces altitudes, et de la décroissance rapide du signal suivant une courbe en $1/z^2$, en raison de l'angle solide d'observation du télescope. En employant un laser moins énergétique que celui du CARL, une résolution verticale et une durée d'observation du même ordre de grandeur, doit être possible de sonder la basse troposphère (jusqu'à 5 km) avec un système compact tel que celui de l'IGN/SA, tout en conservant le précisions de mesures données avant avec un système dont les caractéristiques sont données dans le tableau 3.1.

3.3 Problème direct et modélisation

Afin de tester et optimiser la configuration lidar précédemment présentée, un simulateur de signaux lidar a été développé; ce simulateur permet d'estimer l'amplitude des signaux Raman vapeur d'eau et azote mesurés. La première étape de la simulation consiste à relier les grandeurs physiques aux mesures, c'est l'expression du problème de manière directe.

Terme	Description	Unité
R	Distance lidar-couche sondée	m
λ_0	Longueur d'onde laser émise	m
c	Vitesse de lumière dans le vide	$m.s^{-1}$
λ_x	Longueur d'onde Raman diffusée	m
$P_x(R)$	Puissance rétrodiffusée à la distance R et mesurée par le lidar	W
$n_x(R)$	Concentration de l'espèce x à la distance R	m^{-3}
$\frac{d\sigma_x}{d\Omega}(\pi)$	Section efficace de rétrodiffusion de l'espèce x	$m^2.sr^{-1}$
$T(0, R, \lambda_x)$	Transmission atmosphérique à λ_x du sol à la distance R	-
$T(0, R, \lambda_0)$	Transmission atmosphérique à λ_0 du sol à la distance R	-
A	Surface de réception du télescope	m^2
$O(R)$	Fonction de recouvrement	-

TAB. 3.2 – Description et unités des termes qui interviennent dans l'équation lidar Raman 3.1. Suivant l'espèce chimique sondée (vapeur d'eau ou azote), l'indice x est remplacé par H_2O ou N_2 .

3.3.1 L'équation d'observation pour le lidar Raman

Dans le cas de la mesure vapeur d'eau, et de la détermination du rapport de mélange, deux signaux Raman sont à considérer : le signal Raman vapeur d'eau, et le signal Raman azote ; ces deux signaux sont respectivement reliés à la concentration de vapeur d'eau et d'azote, par les équations lidar Raman. La puissance mesurée $P_x(R)$ collectée par le télescope de réception, pour une énergie émise E_{λ_0} par tir laser, à la longueur d'onde λ_0

$$P_x(R) = E_{\lambda_0} \frac{c}{2} \frac{A}{R^2} O(R) n_x(R) \frac{d\sigma_x}{d\Omega}(\pi) T(0, R, \lambda_0) T(0, R, \lambda_x) \quad (3.1)$$

C'est la forme *classique* ou *traditionnelle* de l'équation lidar Raman, telle qu'on la trouve dans la littérature [Whiteman, 2003] ; des expressions plus complexes sont obtenues en développant chacun des termes présents dans l'équation.

L'indice x correspond à l'espèce chimique sondée, vapeur d'eau ou azote. La signification et les unités des termes utilisés dans l'équation 3.1 est donnée dans le tableau 3.2.

La variable d'espace est la distance R , et non l'altitude z , puisque lidar IGN/SA est destiné à fonctionner en visée oblique.

On revient sur quelques termes importants de l'équation 3.1 :

- la section efficace différentielle de rétrodiffusion Raman $\frac{d\sigma_x}{d\Omega}(\pi)$ est le terme qui caractérise l'intensité de diffusion du processus Raman dans la direction de l'observateur ; relativement bien déterminée pour l'azote, sa valeur pour la vapeur d'eau est moins bien connue et il existe peu d'étude récente sur ce sujet. Puisque c'est le rapport des sections efficaces de l'eau sur l'azote qui intervient dans

l'expression du rapport de mélange, une valeur relative de section efficace est souvent donnée à la place des valeurs absolues de chaque espèce.

- les transmissions atmosphériques $T(0, R, \lambda_0)$ et $T(0, R, \lambda_x)$ traduisent l'atténuation du signal par l'atmosphère lors de sa propagation ; ces termes sont des fonctions de l'extinction totale, qui est provoquée par l'absorption et la diffusion de tous les constituants rencontrés par le signal laser sur son trajet (molécules, particules, mais aussi hydrométéores, cristaux de glaces...).
- le terme $O(R)$ est la fonction de recouvrement (*overlap*). Suivant les configurations optiques des systèmes d'émission et de réception, la portion du faisceau laser rétrodiffusé observé par le télescope de réception va varier.

L'équation 3.1 est donnée en terme de puissance optique incidente sur le miroir primaire du télescope de réception pour une seule impulsion laser émise. On peut exprimer cette équation en terme de signal mesuré par le système, $S_x(R)$, ce qui permet d'inclure l'efficacité de détection du système (transmission optique, gain du système de détection, rendement quantique de PMS...) et la résolution spatiale Δz (déterminée par le pas d'échantillonnage $\Delta T = 2\Delta z/c$) :

$$S_x(R) = C_x \times P_x(R) \times \frac{2\Delta z}{c} \quad (3.2)$$

La constante globale d'instrumentation C_x exprime l'efficacité de détections des optiques et du détecteur ; C_x convertit P_x en un signal mesuré. Pour un régime de fonctionnement du détecteur en mode comptage de photons, l'unité de $S_x(R)$ est un nombre de photons/tir/bin ; si le mode de fonctionnement est analogique, $S_x(R)$ est exprimé en volt.

La résolution spatiale Δz est nominale de 7.5 m (pour le système IGN/SA), ce qui correspond à $\Delta T = 50$ ns. Pour les simulations, on fonctionne à la résolution dégradée de $\Delta z = 37.5$ m, ce que l'on indique par un nombre de bins cumulés de $N_{bin} = 5$. Afin d'améliorer encore le RSB, défini ci-dessous, on cumule généralement les signaux mesurés pour plusieurs tirs laser (N_{tir}). La figure 3.9 illustre les signaux mesurés.

Le rapport signal à bruit donne une idée de la qualité du signal mesuré et peut être utilisé comme critère d'évaluation pour les performances d'un système lidar Raman ; le rapport signal à bruit RSB_x , en mode comptage de photons, s'exprime

$$RSB_x(R) = \sqrt{S_x(R) \times N_{bin} \times N_{tir}} \quad (3.3)$$

Il faut noter que $c\Delta T/2 = \Delta z$ est la résolution *spatiale* du signal et que $N_{tir}/PRF = \Delta t$ où PRF est la fréquence d'émission des tirs laser est la résolution *temporelle* du signal. Pour $\Delta t = 10$ minutes d'observation à la cadence $PRF = 10$ Hz, 6000 tirs sont accumulés. L'expression du rapport signal à bruit 3.3 est simple ; elle illustre cependant trois points fondamentaux.

- En premier lieu, il convient de maximiser la puissance optique collectée $P_x(R)$ pour améliorer le rapport signal à bruit. Pour cela, on peut augmenter la surface de réception du télescope, l'énergie émise par le laser, ou la cadence de tir du laser ; il faut intervenir sur un des termes des l'équation 3.1.
- La conversion de puissance optique collectée $P_x(R)$ doit être convertie au mieux en signal utile. Un bon facteur d'efficacité de détection C_x est nécessaire (transmissions des composants optiques, gain des détecteurs, ...).
- Enfin, optimiser le signal à bruit s'effectue aussi en jouant sur le couple de paramètres (N_{bin}, N_{tir}) . A niveau de RSB constant, on privilégie la résolution spatiale du signal en augmentant N_{tir} , ce qui dégrade la résolution temporelle, et sous-échantillonne l'observation de phénomènes météorologiques dont la durée caractéristique est plus petite que la fréquence d'observation du signal. Inversement, l'allongement de la durée d'observation (i.e. du temps d'intégration) via N_{bin} dégrade la résolution spatiale du signal. Il faut trouver le compromis optimal. Plusieurs couples seront testés dans les simulations de signaux lidar.

3.3.2 Simulation

Afin d'évaluer l'impact des termes dans l'équation lidar Raman 3.1, un simulateur de signaux lidar Raman vapeur d'eau et azote a été développé ; ces simulations ont comme objectifs

- la détermination de la longueur d'onde de fonctionnement,
- une estimation de la portée du système pour un fonctionnement de diurne et nocturne,
- une estimation de la portée du système en configuration de visée verticale et en balayage.

Les performances de sondages (i.e. la portée) sont estimées sous différentes conditions atmosphériques (visibilités de 10, 23 et 50 kms).

3.3.2.1 Paramètres atmosphériques

Deux sortes de profils sont distinguées : les profils d'aérosols et d'air sec, qui influent sur la transmission du signal, via les processus de diffusion Rayleigh et Mie, et le profils moléculaires d'azote et de vapeur d'eau, qui influent sur le niveau de signal rétrodiffusé, via la diffusion Raman.

Les profils d'aérosols Les profils d'aérosols sont extraits du modèle MODTRAN4 v2r1 (*MODerate spectral resolution atmospheric TRANSmittance*) [Berk et al., 2000]. La composition des profils d'aérosols pour chaque couche d'atmosphère utilisés pour ces simulation est donnée dans le tableau 3.3. Le terme de transmission $T(0, R, \lambda)$ dans l'équation 3.1 se détaille :

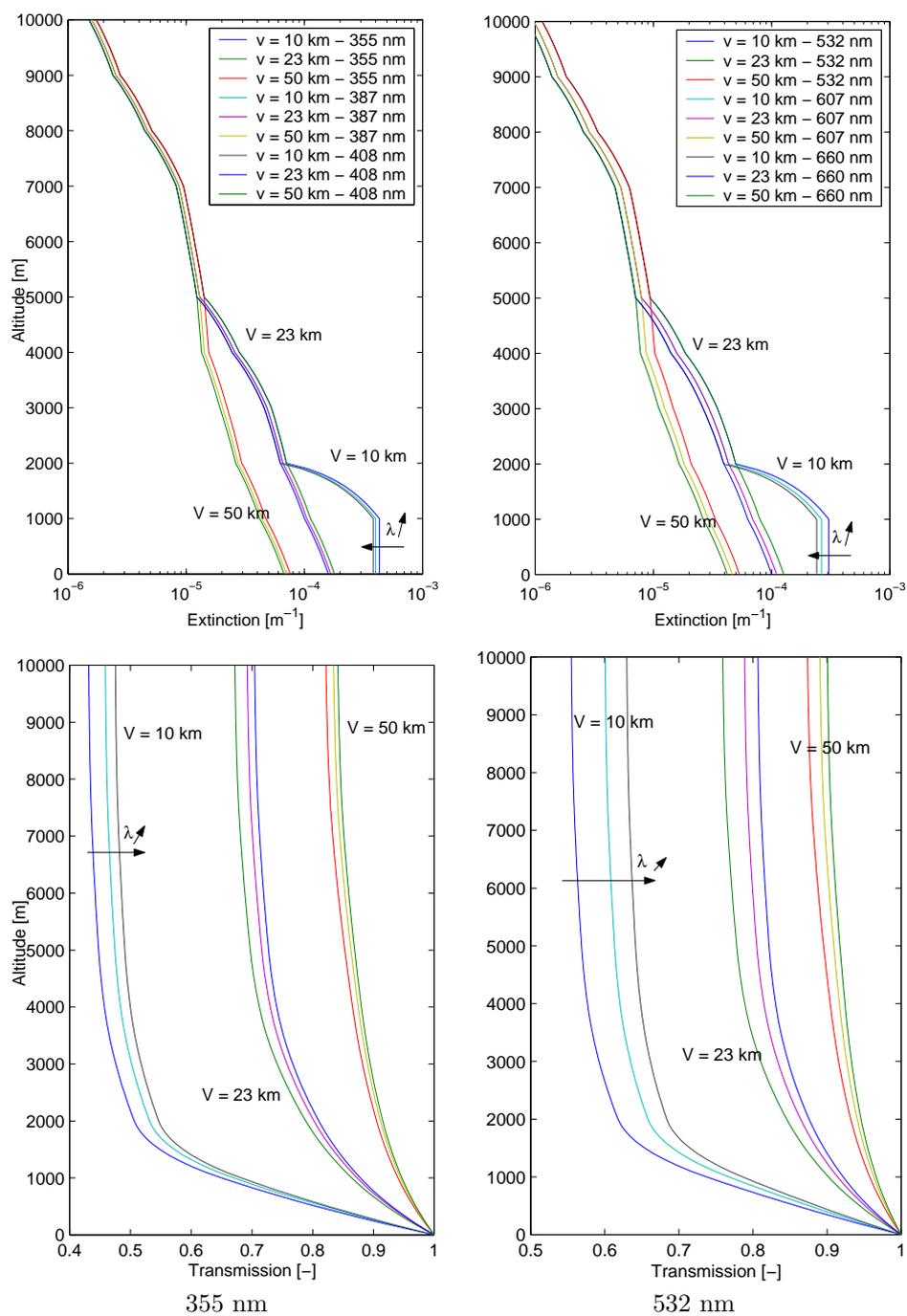


FIG. 3.5 – Profils d’extinction et de transmission correspondantes, pour les conditions atmosphériques données dans le tableau 3.3 pour $\lambda_0 = 355$ nm (colonne de gauche) et $\lambda_0 = 532$ nm (colonne de droite). Les profils d’extinction sont issus de MODTRAN4 v2r1 [Berk et al., 2000] et les transmissions correspondantes sont calculées à partir de l’équation 3.5. Les longueurs d’onde correspondent aux longueurs d’onde Raman pour l’azote et la vapeur d’eau, pour 355 et 532 nm.

Altitude	Type d'aérosols
00 - 02 km	aérosols urbains, visibilité variable (10, 23 et 50 km)
02 - 10 km	aérosols troposphériques (automne-hiver)
10 - 30 km	aérosols stratosphériques

TAB. 3.3 – Composition des profils d'aérosols utilisés pour la simulation de signaux lidar. L'humidité au sol est de 80%. Suivant la visibilité considérée, l'atténuation est plus ou moins forte. Le paramètre de visibilité intervient dans l'atténuation au sein de la couche limite (0-2 km). Les profils d'atténuation sont donnés sur la figure 3.5. Les termes *urbains*, *troposphériques* et *stratosphériques* sont définis en détail dans [Berk et al., 2000].

$$T(0, R, \lambda) = \exp\left(-\int_0^R \alpha(u, \lambda) du\right) \quad (3.4)$$

où terme $\alpha(u, \lambda)$ est l'extinction (ou atténuation, qui correspond aux contributions sommées de la diffusion et de l'absorption) le long du chemin parcouru par l'impulsion laser à la longueur d'onde λ entre le sol et la distance R . Puisque tous les entités rencontrées sur le trajet de l'impulsion laser interviennent dans la transmission, le terme $T(0, R, \lambda)$ peut être séparé en deux contributions : $T_{aero}(0, R, \lambda)$ celle des aérosols, et $T_{mol}(0, R, \lambda)$, celle des molécules.

MODTRAN4 fournit les profils d'extinction $\alpha_{aero}(s)$ aux fréquences considérées. Ces profils d'extinction sont ensuite utilisés dans le calcul du facteur de transmission $T_{aero}(0, R, \lambda)$ entre le sol et la couche d'atmosphère située à la distance R du lidar, pour une visée au zénith ; pour la contribution des aérosols, on a

$$T_{aero}(0, s, \lambda) = \exp\left\{-\int_{s_{sol}}^s \alpha_{aero}(u, \lambda) du\right\} \quad (3.5)$$

L'allures de ces profils d'extinction et les profils de transmission correspondants calculés à partir de l'équation 3.5 sont représentés sur la figure 3.5. Notons que l'extinction diminue avec les grandes longueurs longueur d'onde : le signal laser est donc moins atténué dans le domaine visible (532 nm) que dans le domaine ultraviolet (355nm) ; sur la figure 3.5 il apparaît plus intéressant d'utiliser une source laser émettant à 532 nm plutôt qu'à 355 nm. Notons cependant que la diffusion Raman diminue lorsque la longueur d'onde augmente.

Les profils moléculaires Les profils atmosphériques sont tirés de l'U.S. Standard Atmosphere 1976 (http://nssdc.gsfc.nasa.gov/space/model/atmos/us_standard.html). Les valeurs de ce modèle sont calculés à partir de mesures in-situ (missiles et satellites), en appliquant la théorie des gaz parfaits. Les grandeurs thermodynamiques sont données du niveau de la mer à 1000 km d'altitude, par pas variable de 0.05 km à 5 km, pour 5 latitudes différentes (15, 30, 45, 60 et 75°), pour des conditions hivernales et estivales. Les concentrations de vapeur d'eau et d'azote issue de l'U.S. Standard Atmosphere

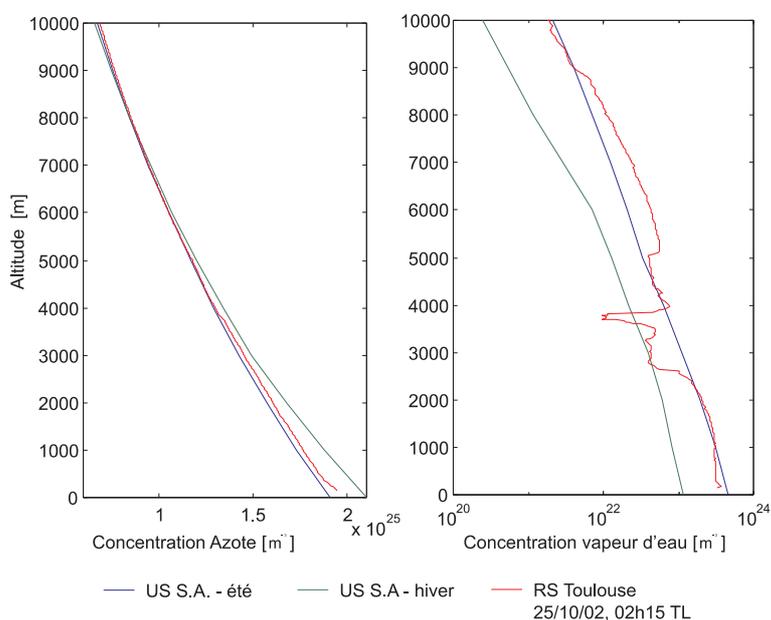


FIG. 3.6 – Profils de concentration d’azote et de vapeur d’eau issus de l’US Standard Atmosphere [USSA, 1976], pour l’été (trait bleu) et l’hiver (trait vert), pour une latitude moyenne (45°). A titre de comparaison, un profil calculé à partir d’un radiosondage lâché à Toulouse (25/10/02, 02h15 TL) est tracé (trait rouge).

1976 sont données sur la figure 3.6, où des profils atmosphériques sont indiqués pour comparaison.

Les sections efficaces Raman Les premières valeurs utilisées pour le rapport des sections efficaces de la vapeur d’eau et de l’azote étaient de ~ 5 [Melfi et al., 1969]. Ces valeurs étaient uniquement basées sur des observations et sont peu précises. Les valeurs plus récentes et mesurées en laboratoire sont de plus grande précision, et pour la plupart, cohérentes entre elles, comme le montre le tableau 3.4. Le rapport des sections efficace de la vapeur d’eau et de l’azote est de 2.5 ± 0.3 ($\sim 10\%$), selon les mesures les plus récentes [Farah et al., 2002]. La valeur mesurée par Penney and Lapp est celle que

Référence	λ_0 [nm]	λ_{r,H_2O} [nm]	$\frac{\sigma_{H_2O}}{\sigma_{N_2}}$	$\frac{d\sigma_{N_2}}{d\Omega} (\pi)$	$\frac{d\sigma_{H_2O}}{d\Omega} (\pi)$
[Penney and Lapp, 1976]	488.0	592.9	$2.5 \pm 10\%$	$0.56 \pm 5\%$	$1.4 \pm 11\%$
[Penney and Lapp, 1976]	514.5	633.6	$2.5 \pm 10\%$	$0.44 \pm 5\%$	$1.1 \pm 11\%$
[Farah et al., 2002]	248	273	2.5 ± 0.3	-	-
[Renaut et al., 1980]	266	294.6	3.1 ± 0.6	9.7	-

TAB. 3.4 – Valeurs des sections efficaces de rétrodiffusion pour la vapeur d’eau ($\frac{d\sigma_{H_2O}}{d\Omega} (\pi)$) et l’azote ($\frac{d\sigma_{N_2}}{d\Omega} (\pi)$). L’unité est $10^{-30} \text{ cm}^2 / \text{sr}$. Le rapport de ces deux grandeurs ($\frac{\sigma_{H_2O}}{\sigma_{N_2}}$) est sans unité. λ_0 est la longueur d’onde à laquelle on été effectuées les mesures, λ_{r,H_2O} est la longueur d’onde correspondante du spectre Raman de la vapeur d’eau.

λ_0	λ_{N_2}	λ_{H_2O}	$\frac{d\sigma_{N_2}}{d\Omega}(\pi)$	$\frac{d\sigma_{H_2O}}{d\Omega}(\pi)$
355	387.0	407.9	2.281×10^{-34}	6.372×10^{-34}
532	607.3	660.3	3.761×10^{-35}	9.279×10^{-35}

TAB. 3.5 – Sections efficaces [m^2/sr] utilisées dans les simulations pour $\lambda_0=355$ nm et $\lambda_0=532$ nm, calculées à partir des mesure de Penney and Lapp, dans le tableau 3.4.

nous utiliserons.

La connaissance de la valeur théorique de ce rapport est intéressante lorsqu'on ne mesure que le rapport de mélange, qui est une mesure relative. Si la mesure de vapeur d'eau est une mesure valeur absolue, il faut impérativement connaître la valeur absolue de $\frac{d\sigma_{H_2O}}{d\Omega}(\pi)$. La valeur $\frac{d\sigma_{N_2}}{d\Omega}(\pi)$ pour l'azote est bien connue : $(4.4 \pm 0.2) \times 10^{-31} cm^2/sr$ pour une longueur d'onde excitatrice de 514 nm [Inaba, 1976]; combinée à la valeur précédente du rapport, $\frac{d\sigma_{H_2O}}{d\Omega}(\pi)$ est facilement calculé, en prenant garde de tenir compte de la dépendance en λ_r^{-4} de $\frac{d\sigma_r}{d\Omega}(\pi)$ [Inaba, 1976].

Les valeurs absolues des sections efficaces utilisées dans les simulations pour $\lambda_0=355$ nm et $\lambda_0=532$ nm sont données dans le tableau 3.5.

L'équation lidar Raman telle qu'elle est écrite en 3.1 et en 3.2 suppose que le signal rétrodiffusé est monochromatique. En réalité, le spectre Raman de la vapeur d'eau et de l'azote est un spectre de bande, comme le suggère la figure 3.2; notamment, si les filtres interférentiels qui servent à isoler les spectres Raman sont étroits (du même ordre de grandeur que ceux de l'azote et de la vapeur d'eau) ou si tout simplement, leur transmission optique n'est pas constante sur l'intervalle spectral Raman observé, il faut introduire une dépendance spectrale dans l'équation 3.1. Cette dépendance spectrale se traduit par une dépendance en température, car le spectre Raman de la vapeur d'eau se déforme avec la température ambiante [?]. La largeur du spectre Raman de la vapeur d'eau est de ~ 40 cm^{-1} ; le spectre Raman entre 3620 cm^{-1} et 3660 cm^{-1} est 30 fois plus intense que dans les autres régions du spectre [Avila et al., 1999]. Une largeur de 50 cm^{-1} pour le spectre de la vapeur d'eau correspond à une largeur de 0.42 nm à 407.9 nm et 1.09 nm à 660 nm. Compte tenu de la largeur des filtres interférentiels qu'il est envisagé d'utiliser pour le système IGN/SA ($5-6$ nm), il est pas nécessaire de prendre en compte cette dépendance en température dans l'équation Raman 3.1, puisque les filtres auront une réponse relativement plate sur la zone correspondante aux spectres Raman.

3.3.2.2 Paramètres instrumentaux

Les paramètres instrumentaux utilisés pour les simulations sont ceux donnés dans le tableau 3.1. La configuration de mesure simulée est celle donnée sur la figure 3.4. Un double-filtre optique passe-haut (en longueur d'onde) est placé en entrée de boîtier de détection afin d'éliminer le signal rétrodiffusé à la longueur d'onde laser λ_0 . La séparation du signal optique sur les deux voix de mesure (azote et

λ_0	355 nm	532 nm
Efficacité de détection		
- canal H_2O (C_{H_2O})	0.060685	0.060685
- canal N_2 (C_{N_2})	0.000613	0.000459
Champ du télescope	1 mrad	
Largeur filtre	6 nm	6 nm

TAB. 3.6 – Paramètres instrumentaux des configurations du lidar IGN/SA simulées à 355 nm et à 532 nm, en complément de ceux données dans le tableau 3.1. Les termes d’efficacité de détection C_x incluent les transmissions optiques (télescope, filtre passe haut, lame traitée, différentes lentilles de collimation, filtres interférentiels), les rendements quantiques des PMs, en fonction de la longueur d’onde. Le détail de ces termes est donnée par la suite.

vapeur d’eau) est assurée par une lame traitée, inclinée à 45° .

Le détail des termes de transmissions est détaillée par la suite, lors de la présentation de la configuration. La valeur des constantes d’efficacité de détection des canaux Raman vapeur d’eau et azote dans l’équation 3.2 est donnée dans le tableau 3.6, en fonction de la longueur d’onde émise par le laser (355 ou 532 nm).

Notons que $C_{N_2} \ll C_{H_2O}$, principalement en raison de la configuration de mesure (cf. 3.4) : le signal azote est mesuré en réflexion par rapport au signal vapeur d’eau. Avec une lame de verre de séparation entre les deux canaux de mesure recouverte d’un traitement anti-réflexion afin de maximiser le flux optique sur le canal vapeur d’eau, la portion du flux optique re-dirigé vers le canal azote ne représente plus que $\sim 1\%$ du flux optique total incident.

Notons enfin que 10 minutes d’observation correspondent à l’accumulation de N_{tirs} à 10 Hz, et qu’une résolution verticale de 37.5 m correspond à une sommation de $N_{bin}=5$ bins.

3.3.2.3 Conditions de simulation

Les simulations sont réalisées dans les conditions suivantes :

- L’atmosphère est considéré stable sur la durée de la simulation ; il n’y a pas d’évolution temporelle de l’état atmosphérique, en particuliers, les concentrations $n_{H_2O}(z)$, $n_{N_2}(z)$, ainsi que le terme de transmission $T_{aero}(0, z, \lambda)$ sont indépendants du temps. Les constantes instrumentales sont aussi considérées comme stable sur la durée de la simulation ; le vieillissement des optiques est négligeable à l’échelle temporelle des mesures.
- Dans les simulations concernant le choix de la longueur d’onde, aucun bruit de mesure (en particuliers le fond de ciel) n’est considéré ; ce cas est traité à part.
- La variation tir à tir de l’énergie émise par le laser est négligée et l’énergie émise est supposée constante sur la durée de la simulation.
- Les simulation de sondage oblique dans une direction d’angle zénithal ζ sont réalisées dans la même

V	Canal de mesure	Portée [m]			
		$\lambda_0=355$ nm		$\lambda_0=532$ nm	
		US s.a	Radiosondage	US s.a.	Radiosondage
10 km	H_2O	3993	3731	3881	3731
	N_2	3501	3543	3431	3393
23 km	H_2O	4706	3806	4443	3768
	N_2	4668	4668	4181	4143
50 km	H_2O	5006	3956	4668	3768
	N_2	5268	5268	4556	4555

TAB. 3.7 – Performance en terme de portée ($RSB \geq 10$) du système IGN/SA simulé selon la configuration instrumentale présentée dans le tableau 3.6, pour $\lambda_0=355$ nm et $\lambda_0=532$, en sondage **vertical**. Les profils utilisés sont ceux illustrés sur la figure 3.6. (*US s.a.* : profil atmosphérique US standard atmosphere, saison été, *Radiosondage* : Toulouse, 27 octobre 2002, 02h15 TL).

atmosphère que celles au zénith, on supposant une stratification horizontale de l’atmosphère.

- Les performances du système simulé sont évaluées en terme de signal rapport à bruit ; un critère de portée du système est défini : la portée est la distance au delà de laquelle le RSB est inférieur ou égal à 10 (cf. l’équation 3.3).
- Trois visibilité différentes sont envisagées : $V = 10, 23$ et 50 km ; elles correspondent respectivement à des conditions d’atmosphères polluées, normales et très claires.
- Les profils standards USSA et ceux issus de radiosondage sont utilisés.
- Les PMs fonctionnent en mode comptage de photons, le signal mesuré $S_x(R)$ est donc exprimé en nombre de photons/tir/bin.

Notons que ce simulateur permet de créer des données lidar au même format que celui utilisé dans le processus d’inversion des données expérimentales, ce qui permet, le cas échéant d’inverser indifféremment des données réelles et des données simulées.

3.3.3 Résultats des simulations

Des signaux simulés bruts en configurations de visée verticale sont présentés sur la figure 3.9.

Dans cette partie, les performances du système IGN/SA simulé dans la configuration instrumentale donnée par le tableau 3.6 sont détaillé pour une configuration de sondage verticale (cf. tableau 3.7) et oblique (cf. figure 3.8) de la vapeur d’eau. Les performances sont évaluées en fonction du critère précédemment énoncé ($RSB \geq 10$).

La question des performances du système pour des mesures de jour et de nuit est aussi abordée.

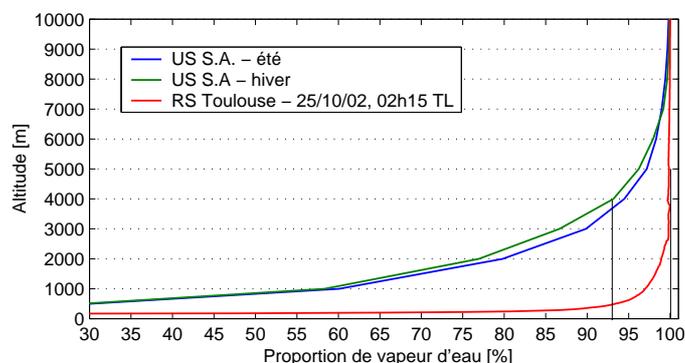


FIG. 3.7 – Distribution cumulative relative de la vapeur d'eau dans la troposphère obtenue à partir des profils de concentration d'azote et de vapeur d'eau issus de l'US Standard Atmosphere (US s.a.) [USSA, 1976], pour l'été (trait bleu) et l'hiver (trait vert), pour une latitude moyenne (45°). A titre de comparaison, un profil calculé à partir d'un radiosondage lâché de Toulouse (25/10/02, 02h15 TL) est tracé (trait rouge).

3.3.3.1 Sondage vertical

Dans cette configuration, le télescope du lidar pointe au zénith. Les performances du système sont données dans le tableau 3.7. De ces résultats, il est possible de tirer deux conclusions

1. Quelles que soient les conditions atmosphériques ($V=10, 23$ ou 50 km), la portée est toujours meilleure à 355 nm qu'à 532 nm (hiver comme été, selon les profils saisonniers US s.a.). La longueur d'onde d'émission du laser est donc choisie à 355 nm (triplé Nd :Yag), bien que l'énergie par impulsion émise soit plus faible à cette longueur d'onde qu'à 532 nm.
2. il est possible de sonder la vapeur d'eau atmosphérique avec un $RSB \geq 10$ jusqu'à $4-5$ km en sondage vertical avec un système présentant les caractéristiques instrumentales du tableau 3.6. Au regard de la figure 3.7, qui présente la distribution cumulative de la vapeur d'eau dans l'atmosphère US s.a. en fonction de l'altitude, une portée de $4-5$ km sonde en moyenne 93% de la totalité de la vapeur d'eau présente dans l'atmosphère, et jusqu'à 98% dans certains cas (radiosondage de Toulouse, 25/10/2002).

3.3.3.2 Sondage oblique

Le lidar IGN/SA est destiné à terme au sondage oblique de la vapeur d'eau dans la direction des satellites GPS ; les performances du système décrit dans le tableau 3.6 sont simulées en visée oblique, pour une longueur d'onde laser de 355 nm.

Pour décrire l'atmosphère en tous points, une simple projection des grandeurs verticale issues de US s.a. ou des radiosondages est réalisée. L'atmosphère est supposée stratifiée horizontalement, d'extension horizontale infinie, ce qui permet de relier une grandeur physique $A(\zeta, R)$ dans la direction ζ à la

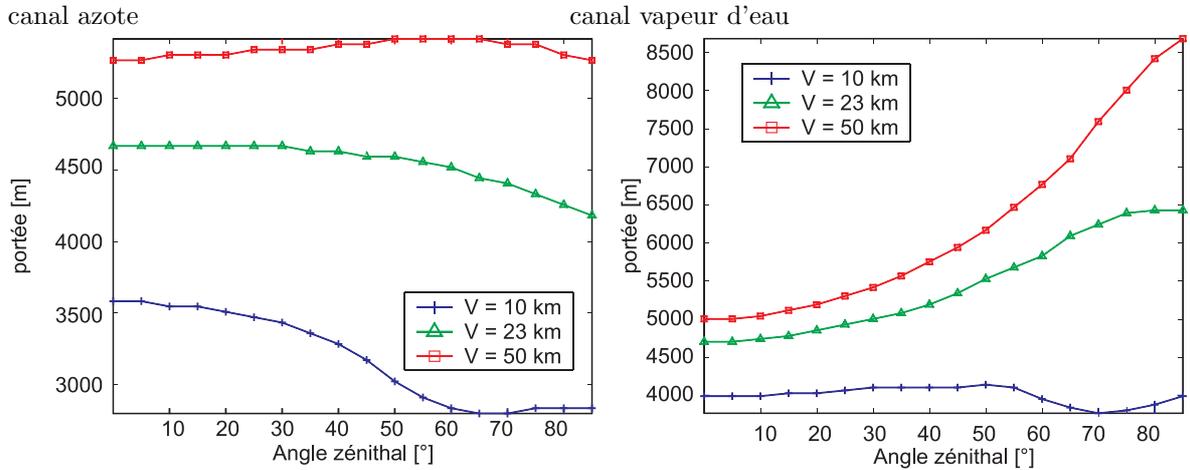


FIG. 3.8 – Variation de la portée du système IGN/SA simulé à partir des paramètres instrumentaux du tableau 3.6, pour les canaux de mesure vapeur d'eau et azote. Trois conditions atmosphériques sont considérées ($V=10, 23$ et 50 km), et les profils de concentration proviennent de US s.a. [USSA, 1976].

distance R du sol, à la grandeur originale A (issue du modèle), par la simple relation $A(\zeta, R) = A(0, R \cos(\zeta))$, où $A(0, R \cos(\zeta))$ est la grandeur au zénith.

Les simulations sont réalisées en variant l'angle zénithal de 0° à 85° , par pas de 5° . Les résultats pour le canal vapeur d'eau et le canal azote sont donnés sur la figure 3.8. Les performances sont exprimées suivant le critère de portée.

La variation de la portée des canaux Raman azote et vapeur d'eau est inversée : la portée augmente pour la vapeur d'eau avec l'angle zénithal.

La figure 3.8 illustre la compétition avec la distance de mesure s entre le terme de transmission $T(0, R)$, responsable de l'atténuation du signal et la concentration $n_x(R)$ de l'espèce sondée qui existe dans l'équation 3.1. Si la concentration décroît plus vite que le coefficient d'extinction $\alpha(R)$ avec l'angle zénithal, la portée va aussi décroître avec l'angle zénithal. C'est ce qui se passe dans le cas du sondage de l'azote pour toutes les visibilités considérées. Lorsque l'extinction et la concentration présente une décroissance quasi-identique, la portée varie peu avec l'angle zénithal (cas de l'azote pour $V=50$ km, et de la vapeur d'eau pour $V=10$ km). Enfin, lorsque la concentration de l'espèce sondée décroît plus lentement que l'extinction, la portée augmente : c'est le cas pour la vapeur d'eau, lorsque l'atmosphère est relativement claire ($V=23$ km et $V=50$ km).

La portée oblique du système sur le canal vapeur d'eau est fortement liée à la variation différentielle de la concentration de vapeur d'eau et du contenu en aérosol de l'atmosphère. Si le cas où $V=10$ km est considéré comme le plus défavorable au sondage de la vapeur d'eau, la portée du système IGN/SA tel qu'il est décrit dans le tableau 3.6 permet un sondage de l'atmosphère jusqu'à une distance ~ 4 km pour une durée d'observation de 10 minutes. La portée plus faible sur le canal azote peut être compensée

par une durée d'observation plus longue, puisque la variation temporelle de la concentration d'azote est plus lente que celle de la vapeur d'eau.

3.3.3.3 Conclusions préliminaires

De ces deux séries de simulations, il est conclut que

- le sondage de la vapeur d'eau avec un système tel qu'il est décrit dans le tableau 3.6 est possible verticalement, avec une portée de $\sim 4-5$ km, pour une durée d'observation de 10 minutes, quelque soit le contenu en aérosol de l'atmosphère. Cette portée assure un sondage de $\sim 93\%$ de la totalité de la vapeur d'eau atmosphérique, pour un contenu moyen en vapeur d'eau à 45° de latitude nord.
- le sondage oblique est aussi possible jusqu'à ~ 4 km de distance ; néanmoins le sondage oblique est dépendant de la répartition des aérosols dans la couche limite. Si le rapport de mélange doit être déterminé, le signal sur le canal azote doit être augmenté pour autoriser la même portée que sur le canal vapeur d'eau (par exemple, en augmentant l'efficacité optique, cf. le tableau 3.6).
- le sondage est nécessairement effectué par ciel dégagé, afin d'éviter la détection du signal Raman dû à la présence d'eau liquide dans les nuages.

3.3.4 Discussion

Les performances du système IGN/SA n'ont été évaluées qu'en terme de rapport signal à bruit pour la détermination de la portée de mesure. La figure 3.9 présente des signaux Raman azote et vapeur d'eau simulés pour un laser fonctionnant à 355 nm, pour une résolution verticale de 37.5 m.

Ces simulations n'ont permis de créer que les signaux utiles $S_x(R)$. Au nombre de photons mesurés $S_x(R)$ et réellement rétrodiffusés par l'espèce x , il faut rajouter le fond de ciel S_f et le courant d'obscurité S_o des PMs.

Le fond de ciel est défini comme la totalité du signal optique que le télescope du lidar capte, hors signal Raman. De jour, il est constitué de la lumière diffuse solaire, et de nuit, il se réduit à la lumière diffuse des étoiles, de la lune et à la pollution optique des agglomérations urbaines.

Les simulations menant aux résultats de la section précédente n'incluent pas cette source de bruit sur les signaux azote et vapeur d'eau, et correspondent donc à des conditions de mesure où il est supposé que (i) le fond de ciel est parfaitement mesuré et retranché du signal mesuré pour en tirer le signal utile ou que (ii) le bruit de fond est si faible qu'il est négligeable devant le signal utile $S_x(R)$ (ce qui est faux à partir d'une certaine distance, puisque $S_x(R) \sim 1/z^2$).

Le bruit de fond S_f dépend de la luminance spectrale L_λ du ciel pendant la durée d'observation, dans la direction observée. L'unité usuelle de la luminance spectrale est le $W/cm^2/sr/nm$, ce qui permet de bien saisir la façon dont le niveau du fond de ciel va être influencé par la configuration instrumentale

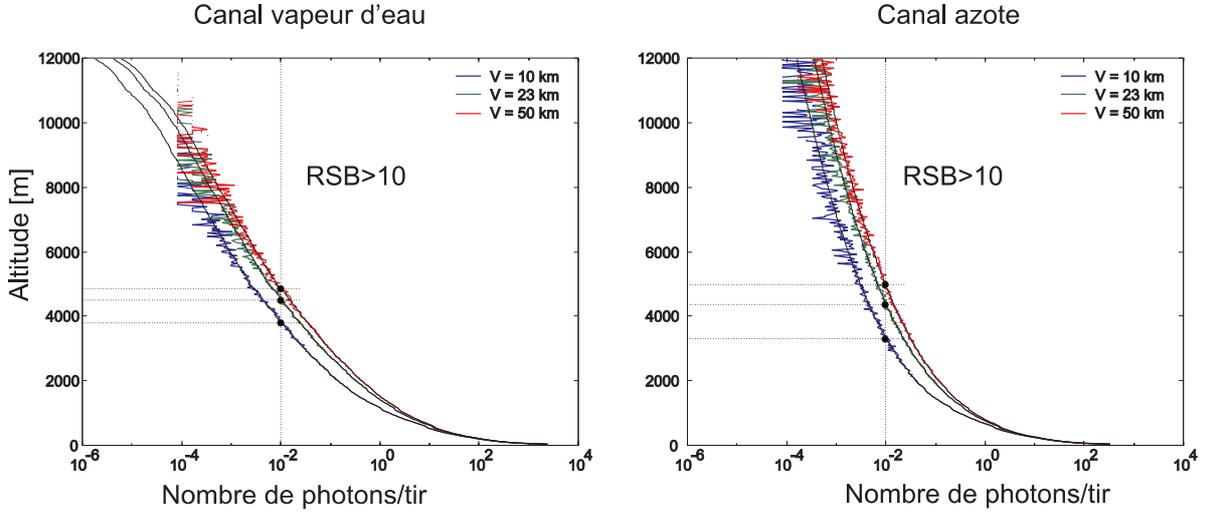


FIG. 3.9 – Signaux bruts Raman vapeur d’eau (figure de droite) et azote (figure de gauche) pour 10 minutes d’observation à la cadence laser de 20 Hz (12000 tirs laser) en visée zénithale. La résolution spatiale est 37.5 m. Les signaux théoriques (trait continu noir) sont représentés pour les atmosphères de visibilité $V=10, 23$ et 50 km. Les signaux augmentés du bruit sont obtenus en supposant une statistique de Poisson dont le processus moyen est le signal théorique (trait continu noir). Les signaux sont acquis en mode comptage de photons et l’unité choisie est un nombre de photons mesurés par tir (par porte de 37.5 m). Seuls les signaux utiles $S_x(s)$ sont représentés ici. Le RSB correspondant est obtenu en prenant $\sqrt{S_x(R) \times N_{tir}}$, avec $N_{tir}=12000$.

de mesure avec la surface de réception, l’angle solide d’observation du télescope et la bande passante des filtres interférentiels. En mode comptage de photons, le fond de ciel $S_{f,x}$ observé sur le canal de mesure x s’écrit, pour un tir laser observé, à la résolution verticale ΔR [Inaba, 1976, Marenco and Brunozi, 2002]

$$S_{f,x} = C_x \times L_\lambda \times \Omega \times \Delta\lambda \times A \times \frac{\lambda_x}{hc} \times \frac{2\Delta R}{c} \quad (3.6)$$

où

- A , [m^2], la surface de réception du télescope d’observation,
- Ω , [sr], est l’angle solide d’observation et dépend du champ d’observation du télescope,
- $\Delta\lambda$, [nm], est la bande passante optique du système de détection. C’est principalement la transmission spectrale des filtres interférentiels,
- $\frac{2\Delta R}{c}$, [s], représente le temps d’observation, durant lequel le bruit de fond $S_{f,x}$ va s’ajouter au signal utile $S_x(R)$ sur le canal Raman x ,
- C_x est la constante d’efficacité du système de détection, définie précédemment.

Des valeurs de luminance spectrale relevées dans la littérature sont données dans le tableau 3.8. Combinée à ces valeurs, l’équation 3.6 donne une estimation du fond de ciel $S_{f,x}$ pour le canal vapeur d’eau et le canal azote, dans la configuration instrumentale donnée dans le tableau 3.1.

Référence	λ [nm]	Période	L_λ [W/nm.cm ² .sr]	S_{f,H_2O}	S_{f,N_2}
[Inaba, 1976]	347.2	J	10^{-6}	1.037	7.441E-3
[Inaba, 1976]	300	J	10^{-5}	10.372	0.074
[Marenco and Brunozi, 2002]	354.7	J	3.2×10^{-5}	33.191	0.238
[Knestrick and Curcio, 1967]	354.7	J ⁽¹⁾	5×10^{-6}	58.946	0.037
[Höhn and Büchtemann, 1973]	400	N ^{(2),(3)}	3.4×10^{-13}	3.527E-7	2.53E-9
[Höhn and Büchtemann, 1973]	400	N ⁽⁴⁾	1.9×10^{-12}	1.971E-6	1.414E-8
[Höhn and Büchtemann, 1973]	400	N ⁽⁵⁾	5.0×10^{-12}	5.186E-6	3.721E-8

TAB. 3.8 – Valeurs de radiance spectrale L_λ en [W/nm.cm².sr] (colonne 4) relevées dans la littérature dans la même zone de spectre que celle des canaux Raman vapeur d'eau et azote, et valeur correspondante du bruit de fond S_{f,H_2O} et S_{f,N_2} (colonnes 5,6) en nombre de photons par tir, calculée pour la configuration instrumentale présentée au tableau 3.1. Les bruit de fond S_{f,H_2O} et S_{f,N_2} sont donnés en nombre de photons/tir pour une résolution en distance de $\Delta R = 37.5$ m. Le champ Ω d'observation du télescope est 0.1 mrad, la largeur des filtres interférentiels vapeur d'eau et azote est $\Delta\lambda = 6$ nm.

La période de mesure considérés sont le jour (J) ou la nuit (N).

- (1) pour une visée à l'horizon, lorsque le soleil est au zénith,
- (2) ciel clair, pas de lune,
- (3) ciel voilé, les étoiles les plus brillantes sont visibles, pas de lune,
- (4) ciel clair, lune présente,
- (5) ciel voilé (comme le cas ⁽³⁾), lune présente.

Au regard des valeurs de fond de ciel estimées sur la canal vapeur d'eau (tableau 3.8), la configuration simulée du système IGN/SA ne permet qu'un sondage nocturne de la vapeur d'eau atmosphérique; durant la nuit les niveaux atteints par les bruits de fonds sur les canaux vapeurs d'eau sont faibles devant les niveaux des signaux utiles donnés par la figure 3.9, quelles que soient les conditions de luminosité du ciel.

En supposant des valeurs de bruit de fond sur les canaux Raman azote et vapeur d'eau données dans la ligne 2 du tableau 3.8, la portée ($RSB \geq 10$) du système est de ~ 1.9 km et ~ 2.8 km, respectivement pour les canaux vapeur d'eau et azote ($V = 50$ km), pour 10 minutes d'observation (pour 5 minutes, on obtient respectivement ~ 1.7 km et ~ 2.4 km). En condition d'atmosphère chargée en aérosol ($V=10$ km), la portée est alors de ~ 1.2 km et ~ 1.5 km. Ces résultats supposent que le bruit de fond est parfaitement estimé, et retranché à la mesure pour l'obtention du signal utile.

Les mesures de jour sont donc exclues, pour la configuration simulée. Un passage aux mesure de jour nécessite des changement de paramètres instrumentaux du systèmes. En gardant le même principe de détection des signaux Raman par filtrage interférentiel, les équations 3.1, 3.2 et 3.6 montrent les paramètres qu'il faut modifier pour des mesure de jour. Il faut donc augmenter le niveau du signal utile $S_x(R)$, sans augmenter simultanément $S_{f,x}$, et/ou diminuer le niveau du fond de ciel $S_{f,x}$, sans diminuer simultanément le niveau de $S_x(R)$. Pour cela, les solutions envisageables sont

- l'augmentation de la fréquence (pour une durée d'observation donnée) ou de l'énergie émise par tir du laser; le bruit de fond $S_{f,x}$ est indépendant de ces deux paramètres instrumentaux,

- la diminution du champ d’observation Ω du télescope de réception, en tout en veillant à ne pas obtenir une divergence plus faible que celle du laser à l’émission, auquel cas le recouvrement total n’est jamais réalisé,
- une meilleure adaptation de la bande passante des filtres interférentiels à la largeur du spectre Raman de la vapeur d’eau et de l’azote.

De ces différents points, il est conclu que le chemin qui mène aux mesures de nuit passe nécessairement par (i) l’augmentation de l’énergie et de la fréquence de répétition de la source laser, (ii) une parfaite adaptation du champ de réception au champ d’émission, (iii) une adaptation des bandes passantes des filtres interférentiels aux largeurs des spectres Raman de l’azote et de la vapeur d’eau.

Des systèmes lidar Raman vapeur d’eau sont toutefois opérationnels de jour. Le lidar Raman vapeur d’eau du CART dont la configuration instrumentale est donnée dans le tableau 2.7, sonde la vapeur d’eau atmosphérique, de jour, jusqu’à ~ 5 km, avec une erreur de l’ordre de 2 g/kg ($\sim 50\%$) à 5 km et de 0.2 g/kg ($\sim 5\%$) à 2.5 km sur un rapport de mélange mesuré sur 10 minutes [Turner and Goldsmith, 1999]. Les différences de ce système avec le système IGN/SA sont

1. une cadence d’émission et une énergie tir à tir plus élevées, i.e. 150 mJ @ 30 Hz,
2. un champ d’observation plus étroit, i.e. 0.1 mrad, (soit un champ 10 fois plus étroit),
3. des filtres interférentiels plus étroits, i.e. $\Delta\lambda=0.3$ nm (une bande passante réduite d’un facteur 20).

Afin de fonctionner de jour, le système IGN/SA doit évoluer selon les trois points énoncés précédemment. Point critique, les filtres interférentiels peuvent être trouvés chez Barr Associates (<http://www.barrassociates.com>), (Ils sont utilisés par les systèmes lidar Raman opérant de jour). En utilisant les grandeurs précédemment citées, les simulations montrent que la portée du système IGN/SA ainsi modifié est de 3.8 km sur le canal vapeur d’eau et 4.7 km sur le canal azote, pour 10 minutes d’observation. Des simulations effectuées par Marengo and Brunozzi dans des configurations instrumentales similaires donnent une portée 1.2 km à 2 km, pour deux minutes d’observation (taille et champ d’observation du télescope de réception variable). Notons cependant que la portée pour un fonctionnement diurne est influencée par le niveau du fond de ciel, qui peut varier d’un facteur 50 suivant les conditions atmosphériques et l’instant de la mesure (cf. tableau 3.8).

3.3.5 Conclusion des simulations

Cette partie sur l’étude du problème direct de la mesure de vapeur d’eau par lidar Raman a permis le développement d’un simulateur de données lidar. Des simulations d’un système lidar Raman vapeur d’eau ont été effectuées, pour un fonctionnement de jour et de nuit. En particulier, de ces simulations, il ressort que

- le choix de la longueur d’onde d’émission est fixé à $\lambda_0 = 355$ nm,
- un système présentant les caractéristiques instrumentales du tableau 3.1 autorise le sondage vertical de la vapeur d’eau jusqu’au sommet de la couche limite atmosphérique,
- le sondage oblique est possible pour des élévations basses sur une distance de ~ 4 km,
- le sondage se restreint à des opérations de nuit. De jour, le niveau du fond de ciel limite fortement la portée du système,
- le sondage se restreint à des mesures par ciel clair. La présence d’eau liquide et de glace dans les nuages fausse les mesure de vapeur d’eau.

Compte-tenu des impératifs liés à l’application de positionnement par GPS, un balayage rapide de la constellation de satellite GPS est nécessaire pour s’adapter au mieux à la variabilité atmosphérique. Une résolution temporelle de 10 minutes par profil lidar mesuré est la limite acceptable. Ce temps peut cependant être réduit en dégradant la résolution verticale d’un facteur 2 (de 37.5m à 75 m).

La configuration de système lidar Raman vapeur d’eau proposée dans le tableau 3.1 répond aux exigences d’une mesures de profil de vapeur d’eau dans la basse troposphère.



Chapitre 4

Développement instrumental du système

4.1 Introduction

Sur les bases de la configuration instrumentale présentée et simulée dans la partie précédente (cf. le tableau 3.1), un système lidar Raman vapeur d'eau est développé.

Le développement du système a débuté durant l'année 2001, à l'Institut Géographique national (IGN, www.ign.fr), en collaboration avec le Service d'Aéronomie du CNRS (SA, www.aero.jussieu.fr). Afin de pouvoir corriger le délai troposphérique des mesures GPS, ce système doit être à visée orientable, pour permettre de mesurer la concentration de vapeur d'eau dans la direction du satellite GPS. Enfin, pour répondre aux futures applications de nivellement et d'altimétrie de précision dans lesquelles il pourrait être impliqué, le système développé est compact et facilement transportable.

Ce chapitre présente simplement par ordre logique (émission, réception et acquisition/traitement) les différents composants qui constituent le système lidar IGN/SA.

4.2 L'émission

La partie émission du système IGN/SA est principalement composée de la source laser, mais elle inclue aussi les optiques d'émission, ainsi qu'un afocal composé de deux lentilles pour émission du faisceau laser.

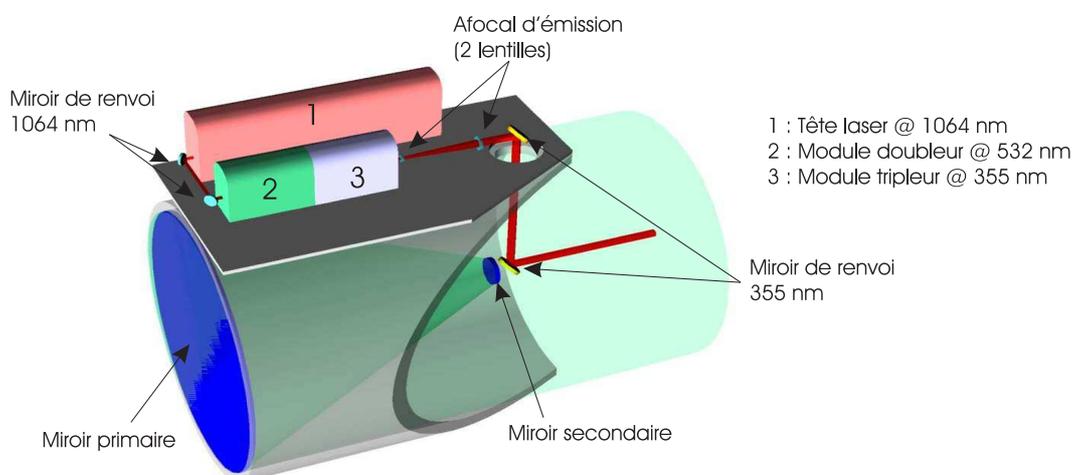


FIG. 4.1 – Configuration et montage optique du système d'émission du laser IGN/SA. La source laser (1) et les modules doubleur (2) et tripleur (3) sont montés sur une plaque fixée au fût du télescope de réception. Un système de deux miroirs en sortie du doublet de lentille afocal permet d'aligner le faisceau émis sur l'axe optique du télescope, ce qui rend le système monostatique (i.e. les axes optiques d'émissions et de réceptions sont confondus).

4.2.1 La source laser

Une discussion quant au choix de la longueur d'onde et du type de laser a été tenue au chapitre précédent. Le but n'étant pas la mise au point d'une source laser, le choix du laser se restreint aussi au choix d'un constructeur fournissant des systèmes autonomes, compacts et fiables.

La source laser est un laser fabriqué par Quantel (www.quantel.fr). C'est un laser Nd :Yag de la série des lasers Brilliant. L'avantage de ce système réside dans son faible encombrement et sa légèreté, ce qui permet de le fixer directement sur le télescope de réception du système, et de limiter les problèmes d'alignement d'axe optique télescope/laser entre l'émission et la réception.

La technologie Q-switch permet de générer des impulsions brèves et énergétiques [Liu, 1979], une impulsion de quelques nanosecondes peut délivrer des dizaines de millijoules.

La longueur d'onde du laser Brilliant de la pulsation fondamentale émise est 1064 nm. Pour obtenir une source de rayonnement dans l'ultraviolet, des générateurs d'harmoniques (aussi produit par Quantel) sont ajoutés en sortie du module principal (cf. la figure 4.1).

Les générateurs d'harmoniques X2 et X3 permettent respectivement de doubler et tripler la fréquence de la radiation fondamentale émise. La longueur d'onde passe donc de 1064 nm, à 532 nm et 355 nm. Pour notre application, seule la radiation dans le domaine ultraviolet nous intéresse, les radiations résiduelles à 1064 nm et 532 nm sont éliminées par l'utilisation de miroirs dichroïques et d'absorbants dans le module tripleur de fréquence. Afin d'assurer une génération d'harmonique optimale et un bon rendement de conversion optique, ces modules sont régulés thermiquement.

Laser	Nd :Yag
Fréquence de répétition	10 Hz
Énergie par impulsion	360 mJ @ 1064 nm 180 mJ @ 532 nm 60 mJ @ 355 nm
Stabilité (tir à tir)	±6 %
Dérive en énergie (sur 8H continues)	±3%
Durée impulsion	~4 ns
Divergence émission	~0.5 mrad @ 1064 nm

TAB. 4.1 – Spécifications instrumentales du laser du lidar IGN/SA. Ces données sont issues des caractéristiques fournies par Quantel. La divergence est celle mesurée en sortie du module tripleur, avant le doublet de lentille afocal.

La fréquence de répétition du laser est de 10 Hz. A 355 nm, l'énergie par impulsion émise est de 65 mJ. C'est une valeur donnée par le constructeur et dans la pratique, on observe plutôt des valeurs d'énergie émise par impulsion autour de l'ordre de 30 mJ. Les spécifications du système laser sont données dans le tableau 4.1.

Le tête de la source laser (fondamental, X2 et X3) est reliée par l'intermédiaire d'un ombilical à un bloc qui fournit la haute tension pour les lampes flash et l'eau pour le refroidissement de la tête. L'ombilical permet de déporter le système d'alimentation et de refroidissement du laser, ce qui réduit l'encombrement au niveau du télescope. En contre partie, le déplacement en azimut du système est contraint par la longueur même de l'ombilical, en particulier, il n'est pas possible d'effectuer plusieurs tours complets consécutifs dans le même sens.

Dans une utilisation normale, les modules X2 et X3 sont placés linéairement en sortie de la tête laser. Toujours dans une soucis de réduction d'encombrement, les modules X2 et X3 ont été déportés, et repliés sur la plaque, en formant deux coudes successifs à 45° à la sortie de la tête du laser (cf. figure 4.1). Le double coude optique est formé de deux miroirs ($\varnothing=25$ mm, épaisseur 8 mm) de diamètre traités pour supporter les hautes énergies à 1064 nm. La particularité de ce montage optique rend la génération d'harmonique plus délicate ; en plus de l'alignement des modules X2 et X3, il faut aussi régler les deux miroirs de renvois, afin de pénétrer sous la meilleure incidence dans les modules X2 et X3.

4.2.2 L'optique afocal d'émission

En sortie du module X2 et X3, on place un système optique afocal. Le but de cet optique est de réduction de la divergence du faisceau laser. Cet optique afocal est composé de deux lentilles en silice (coefficient d'expansion thermique faible et bonne transmission dans l'ultraviolet), dont les caractéristiques sont

type de lentille	diamètre	rayon de courbure	épaisseur
ménisque divergent L ₁	18 mm	$R_1=300$ mm $R_2=22$ mm	3 mm
ménisque convergent L ₂	31.5 mm	$R_1=595$ mm $R_2=92$ mm	8 mm
distance L ₁ L ₂			169 mm
Grandissement angulaire			1/4.545

TAB. 4.2 – Caractéristiques des lentilles du montage afocal d'émission du lidar IGN/SA. La distance optimale entre les deux lentilles pour rendre le doublet afocal a été déterminée par calcul direct et par utilisation d'un logiciel de conception optique (OSLO, <http://www.sinopt.com/>).

données dans le tableau 4.2. Le grandissement angulaire de ce système afocal permet de réduire la divergence du laser en sortie du module X3 d'un facteur 1/4.545, ce qui fait passer le diamètre du faisceau de 6 mm à 2.5 cm, et la divergence de 0.5 mrad à ~ 0.1 mrad.

Deux miroirs de renvois réglables à 45° ($\varnothing=50$ mm, épaisseur 6 mm), traités pour les résister aux hautes énergies dans l'ultraviolet, assurent l'émission du faisceau laser sur l'axe optique du télescope de réception.

La qualité des éléments optiques placés sur le trajet du faisceau laser est importante. Les caractéristiques optiques du système ne doivent pas se modifier au cours des mesures, lorsque ces dernières durent plusieurs heures. Les miroirs hautes énergies sont capables de supporter quelques Joules par cm² durant 10 ns. Le troisième harmonique du laser Nd :Yag fournit 60 mJ dans une impulsion de 4 ns de durée (verre BK7, épaisseur 10 mm). Pour un spot laser de 2.5 cm de diamètre, le niveau d'énergie incidente sur les miroirs de renvois est de l'ordre de 12.2 mJ/cm², bien en-dessous du maximum permis. Dans le proche infrarouge (1064 nm), les miroirs traités sont encore plus résistants avec des résistances à quelques dizaines de joules par cm² (verre BK7, épaisseur 6 mm). Si le module fondamental du laser délivre 360 mJ pour un spot de 6 mm de diamètre, le niveau d'énergie incidente sur les miroirs est ~ 1.3 J/cm².

4.3 La réception

Le système optique de réception pour collecter le signal laser rétrodiffusé par l'atmosphère est constitué d'un télescope, au foyer duquel est placée une fibre optique qui achemine le signal collecté vers un boîtier optique où s'effectue la séparation spectrale du signal en ses différentes composantes utiles (Raman vapeur d'eau et azote).

Miroir primaire	type	parabolique	
	diamètre	0.30	[m]
	courbure	1	[m]
Miroir secondaire	type	elliptique	
	diamètre	0.06	[m]
	excentricité	e=-3	[-]
	courbure	0.485	[m]
Distance primaire-secondaire		0.426	[m]
Distance focale		$f_{tel}=0.72$	[m]
Ouverture Numérique		NA=0.2064	[-]

TAB. 4.3 – Caractéristiques du télescope de réception du système IGN/SA. Le plan focal image se situe dans le fût du télescope, entre le miroir primaire et secondaire.

4.3.1 Le télescope de réception

Le télescope de réception est de type Cassegrain. Le miroir primaire est parabolique, et le miroir secondaire est hyperbolique. Ces deux miroirs sont traités afin d'augmenter leur pouvoir réfléchissant dans l'ultraviolet. Les caractéristiques du télescope sont données dans le tableau 4.3.

4.3.2 La fibre optique

Il existe deux méthodes pour effectuer le couplage optique entre le télescope et le boîtier de détection.

1. Le signal optique est directement collimaté au foyer du télescope par une série de lentilles, et acheminé sur les détecteurs (PMs) où il est à nouveau focalisé. Technique couramment utilisée [Turner and Whiteman, 2002], elle est principalement employée dans le cas où le télescope de réception n'est pas amené à changer d'orientation durant les observations.
2. Une fibre optique est placée au foyer du télescope et achemine le signal optique vers le boîtier de détection [Sherlock et al., 1999]. L'avantage de ce type de montage est l'obtention d'une divergence constante en sortie de fibre.

Dans les deux précédemment énoncés, un diaphragme peut être utilisé, afin de limiter le champ d'observation (pour limiter le niveau du bruit de fond). On peut aussi utiliser des filtres interférentiels de diamètres inférieurs.

La seconde méthode est retenue; elle permet d'éviter des problème de divergence en réception, du moment que l'angle d'acceptance de la fibre optique utilisée est suffisamment grand. Ce type de couplage autorise aussi plus de liberté dans le mouvement du télescope qui peut être désolidarisé du boîtier de détection.

La fibre utilisée est placée au foyer du télescope. D'une longueur de 2 m et d'un diamètre de 0.8 mm (pour le cœur), elle est en silice et est dopée en ions OH^- , afin de réduire les pertes par atténuation

Diamètre du cœur de fibre	$800 \pm 10 \mu\text{m}$
Angle maximal d'incidence	23°
Ouverture numérique	$\text{NA} = 0.39$

TAB. 4.4 – Caractéristiques de la fibre optique utilisée pour le couplage entre le télescope de réception et le système de séparation des longueurs d'onde du système IGN/SA. L'angle maximum d'incidence de la fibre détermine la divergence de la fibre.

pour les radiations dans le domaine ultraviolet. Les principales caractéristiques (données constructeur) sont données dans le tableau 4.4.

La divergence en réception du système couplé (télescope+fibre optique) est obtenue en considérant la surface de réception (surface utile de la fibre optique) et la focale équivalente du système (focale du télescope). On obtient ainsi une divergence en réception de 0.55 mrad. Cette divergence en réception est légèrement supérieure à celle du laser en émission ($0.5/4.5=0.12$ mrad) ; la totalité du faisceau émis par le laser est bien collectée par le télescope de réception, pourvu que les axes d'émission et de réception soient bien confondus.

4.3.3 Le boîtier de détection

4.3.3.1 Généralités

Le troisième élément de l'ensemble du système de réception est constitué d'un boîtier de détection. Le rôle de ce boîtier est d'effectuer la séparation (ou sélection) spectrale du signal optique collecté par le télescope, afin d'en isoler les composantes utiles (vapeur d'eau et azote pour la mesure du rapport de mélange). Le principe de fonctionnement de ce boîtier est simple ; après avoir été collimaté par une lentille à la sortie de la fibre optique, le faisceau incident est re-dirigé par des lames séparatrices (traitées anti-reflet ou non-traitées) sur les PMs sur lesquels il est focalisé par une lentille. Notons que le foyer image n'est pas directement sur le PM, et qu'on observe une tâche image d'un diamètre de $\sim 3\text{-}4$ mm, ce qui permet de minimiser les problèmes d'hétérogénéité de sensibilité de détection à la surface des PMs.

Le détail du montage optique dans le boîtier de détection est donné sur la figure 4.2. La composante spectrale utile est sélectionnée sur chaque canal de mesure par des filtres interférentiels. Au stade de développement actuel du système, deux canaux de mesures sont actuellement utilisés pour la mesure de la vapeur d'eau atmosphérique¹ :

- un canal Raman azote (Raman), sensible à la rétrodiffusion par les molécules d'azote,
- un canal Raman vapeur d'eau (Raman), sensible à la rétrodiffusion par les molécules de vapeur d'eau

¹Le boîtier de détection est conçu pour accueillir deux canaux de mesure supplémentaires, ce qui porte à 5 le nombre de canaux de mesure potentiellement disponibles pour le lidar IGN/SA.

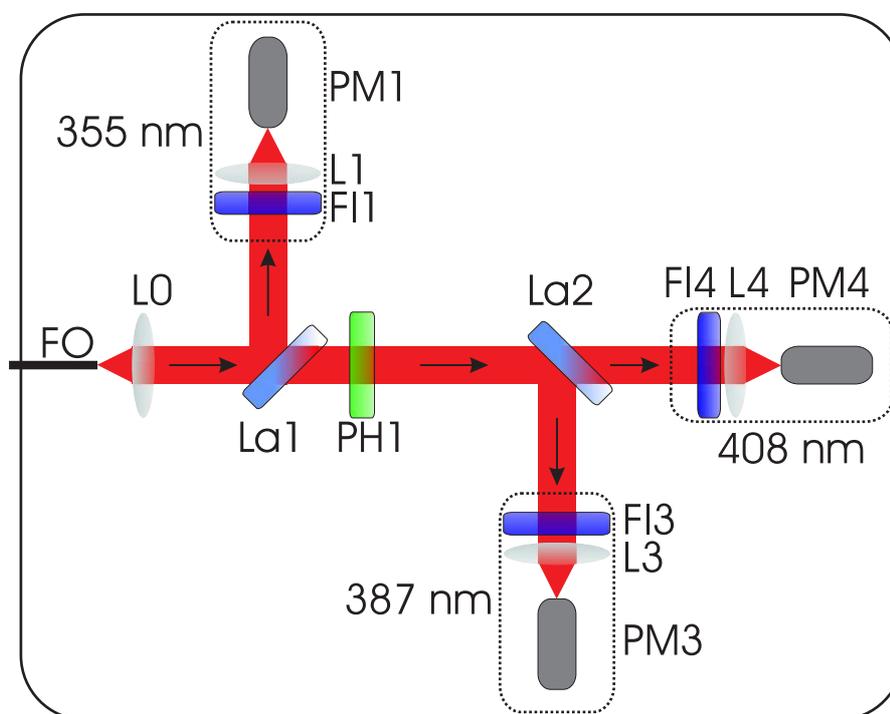


FIG. 4.2 – Configuration du montage optique à l'intérieur du boîtier de détection. FO = fibre optique, FI1 à FI4 : filtres interférentiels, PM1 à PM4 : photomultiplicateurs, La1 et La2 : lames séparatrices, L0 à L4 : lentilles collimation/focalisation, PH1 : filtre passe-haut. La lame séparatrice La1 est traitée anti-réflexion dans l'ultraviolet afin de maximiser le flux incident sur les deux canaux Raman.

atmosphérique.

Une vue d'ensemble du boîtier de détection est donnée sur la figure 4.3.

A ces deux canaux internes de mesure s'ajoutent un troisième canal de mesure interne, qui mesure la rétrodiffusion Rayleigh à la longueur d'onde émise par le laser.

Les différentes configurations de mesure (vapeur d'eau, étalonnage, ...) impliquent un possible changement de filtre interférentiels devant les photomultiplicateurs. Chaque canal de mesure est équipé d'un système baptisé *clac-clac* qui permet d'actionner le changement de filtre interférentiel depuis l'extérieur de la boîte ; ce dispositif évite d'ouvrir le boîtier de détection et de couper l'alimentation des photomultiplicateurs.

4.3.3.2 Les filtres interférentiels

Les filtres interférentiels sont utilisés pour la sélection des spectres Raman de la vapeur d'eau et de l'azote. Ces filtres sont fabriqués par Omega Optical (<http://www.omegafilters.com>). Les caractéristiques de ces filtres sont données dans le tableau 4.5.

Les transmissions optiques des filtres interférentiels utilisés dans le boîtier de détection sont données

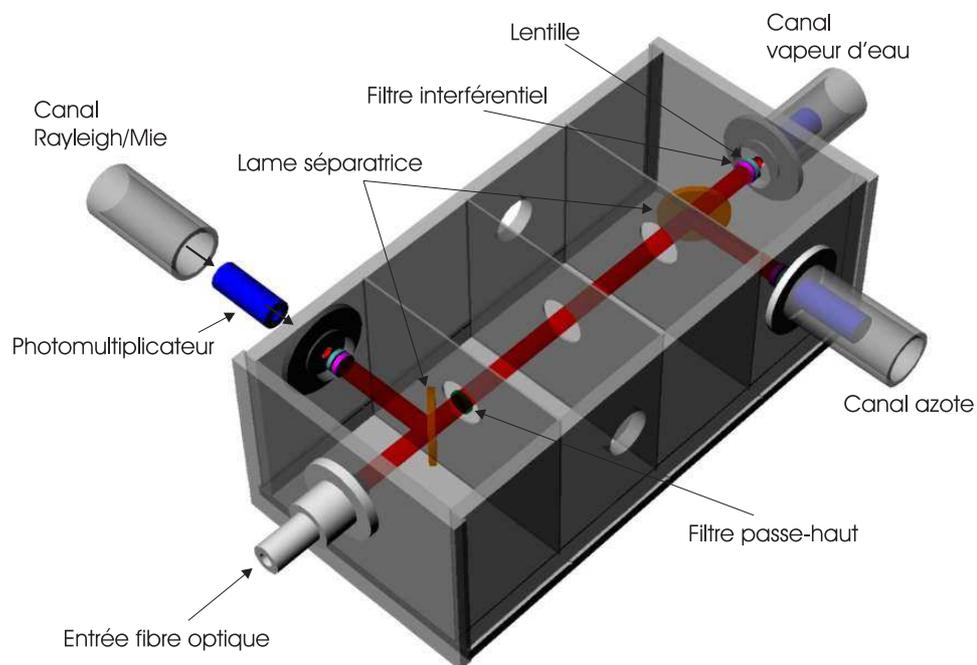


FIG. 4.3 – Boîtier de détection du lidar IGN/SA. Les canaux sont séparés par des cloisons, afin de limiter la pollution optique inter-canal. Les supports des lames séparatrices, des lentilles et des différents filtres interférentiels ne sont pas représentés, pour la clarté de la figure. Le faisceau laser est représenté en rouge.

Canal Rayleigh	Longueur d'onde centrale	355 nm
	FWHM	4.7 nm
	Transmission	30%
Canal N_2	Longueur d'onde centrale	387 nm
	FWHM	6.2 nm
	Transmission	52%
Canal H_2O	Longueur d'onde centrale	408 nm
	FWHM	5.4 nm
	Transmission	52%

TAB. 4.5 – Caractéristiques des filtres interférentiels utilisés dans le boîtier optique de détection du système IGN-SA. Ces caractéristiques sont fournies par Omega Optical (mesures effectuées par le fabricant en laboratoire).

FWHM = Full Width Half Maximum, largeur à mi-hauteur.

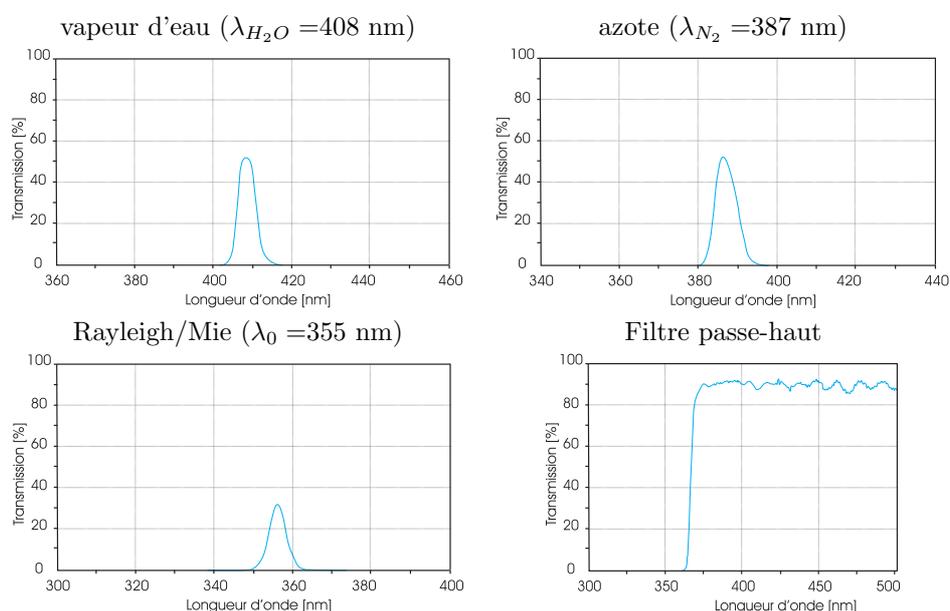


FIG. 4.4 – Courbe de transmission optique des filtres interférentiels et du filtre passe-haut utilisés pour la séparation des longueurs d’onde dans le boîtier optique à 20°C. Ces courbes sont des courbes d’étalonnage fournies par Omega Optical.

sur la figure 4.4.

Les données fournies par le constructeur attestent une capacité de blocage de l’ordre de $10^5 - 10^6$ en dehors de la bande passante de ces filtres. L’intensité spectre Rayleigh est supérieure de trois ordres de grandeur aux spectres Raman de la vapeur d’eau et de l’azote [Inaba, 1976]. Avec une capacité de blocage optique de $\sim 10^6$, le niveau du signal Rayleigh sur les canaux Raman atteint l’ordre de grandeur des bruits de fond associés à ces canaux de mesure. Le composante Rayleigh du signal collecté est donc une pollution des signaux Raman vapeur d’eau et azote. Ce signal parasite est éliminé en utilisant deux filtres passe-haut (en longueur d’onde) en série. La bande passante en transmission est donnée sur la figure 4.4. La fréquence de coupure de ce filtre est 365 nm ; au-delà de cette fréquence, la transmission moyenne est de $\sim 90\%$ et la capacité de blocage d’un filtre est de $\sim 10^5$ à 355 nm. Des valeurs similaires sont observées sur d’autres système, avec par exemple $\sim 10^{12}$ pour [Goldsmith et al., 1998].

Une autre solution consiste à placer en série deux filtres interférentiels afin d’additionner leur capacité de blocage à longueur d’onde émise par le laser [Sherlock et al., 1999]. Réalisable, cette solution n’est pourtant pas retenue, car la transmissions des filtres interférentiels utilisés par le système IGN/SA dans le domaine visible et proche-infrarouge est de $\sim 50\%$. La transmission du filtre passe-haut est de $\leq 90\%$.

La longueur d’onde centrale du pic de transmission des filtres interférentiels dépend de la température ambiante. Néanmoins, aucune précaution n’est prise quant à cette variation de température

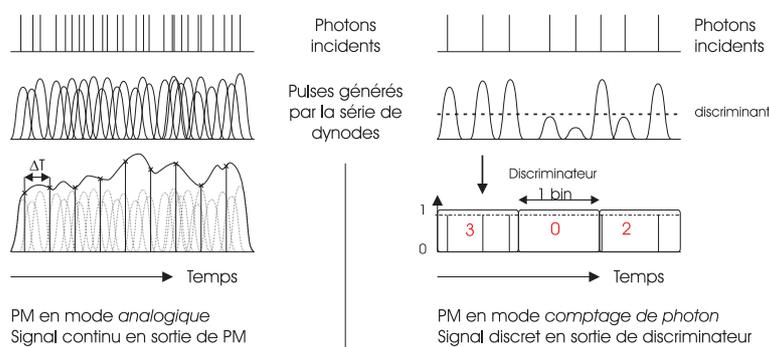


FIG. 4.5 – Principe de fonctionnement d’un photomultiplicateur utilisé en mode *analogique* (figure de gauche) et en mode *comptage de photons* (figure de droite). Le fonctionnement en mode comptage de photon nécessite l’utilisation d’un étage discriminateur ; au-dessus d’un certain niveau imposé par le discriminant, les impulsions sont interprétées comme des photons incidents détectés. Le signal mesuré est discret. La variation des amplitudes des impulsions générées à l’anode est due au passage des photoélectrons sur les dynodes successives, à l’étage amplificateur. Sur la figure de droite sont indiqués en rouge le nombre photons comptés dans chaque case temporelle (*bin*).

dans le boîtier de détection ; une variation de 20° de la température ambiante affecte de manière insignifiante la transmission optique des filtres interférentiels [Vaughan et al., 1988]. Chez Melles Griot (www.mellesgriot.com), il est spécifié qu’à 400 nm, le coefficient de dérive du pic de transmission est de ~ 0.016 nm/ $^\circ$ C. En considérant une variation maximale de 10° C sur la totalité d’une nuit de mesure, la dérive du pic de transmission des filtres interférentiels du système IGN/S est donc de 0.16 nm, ce qui négligeable.

4.3.3.3 Les photo-multiplicateurs

Le photomultiplicateur (PM) est une partie essentielle du système de détection. Les PMs convertissent le flux optique en signal analogique.

Un PM est constitué d’une photocathode, d’une série de dynodes et d’une anode. La série de dynodes constitue l’étage d’amplification du PM, c’est un système multiplicateur d’électron. Lorsque la lumière incidente illumine la photocathode, des photoélectrons sont générés. Ces photoélectrons sont amplifiés par l’étage d’amplification et collectés par l’anode. Un photon incident sur la photocathode produit donc une impulsion en sortie de PM sur l’anode.

Il existe deux régimes de fonctionnement d’un PM : le mode analogique et le mode comptage de photons.

Le mode analogique Lorsque l’intervalle de temps qui sépare l’arrivée de deux photons incidents différents est très court, le signal généré au niveau de l’anode correspond à la superposition des deux impulsions résultantes. Si le flux de photon devient très important, le signal observé devient continu,

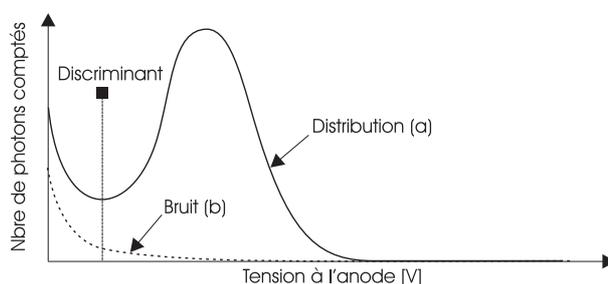


FIG. 4.6 – Distribution des amplitudes des impulsions en sortie de PM (courbe (a)). L'étalement de la distribution des amplitudes est due à la variation du gain du PM (fluctuation de terme de nombre d'électron générés sur chaque dynode de l'étage amplificateur). La courbe (b) représente la distribution des amplitudes des impulsions de bruit comptées par le discriminateur (courbe (b)) ; il existe une valeur optimale du seuil de tension à laquelle il faut placer le niveau du discriminateur pour éviter de compter les impulsions dues au bruit.

c'est le résultat de la superposition de l'ensemble des impulsions générées (cf. figure 4.5 gauche). Le signal continu est ensuite échantillonné à la fréquence $f = 1/\Delta T$. La fréquence d'échantillonnage du système IGN/SA est $f = 20$ MHz ($\Delta T = 50$ i.e. $\Delta z = 7.5$ m). Évidemment, afin d'améliorer le RSB, on peut effectuer une moyenne sur plusieurs échantillons successifs, au détriment de la résolution spatiale de la mesure. Le mode analogique est utilisé pour des signaux d'intensité relativement fort, lorsque la séparation temporelle des arrivées de photons devient problématique.

Le mode comptage de photon Si l'intervalle de temps qui sépare l'arrivée de deux photons incidents est suffisamment long, le signal généré au niveau de l'anode sera composé d'impulsions distinctes. Un compteur d'impulsion placé en sortie de PM permet l'obtention d'un train d'impulsion correspondant au nombre de photons incident sur le PM (cf. figure 4.5 droite). Les photons sont comptés dans des portes temporelles (*bin*) de durée ΔT . On peut améliorer le RSB du signal mesuré en sommant les photons comptés sur plusieurs bins, toujours au détriment de la résolution spatiale de la mesure. Pour s'affranchir des petites impulsions de bruit électrique générées à l'anode et du bruit électrique dans la pré-amplification ou des parasites captés par les câbles, qui pourraient être comptées comme des photons incidents, les impulsions ne sont comptées que si leur amplitude dépasse un certain niveau de tension : c'est le niveau discriminant du compteur d'impulsion. Ce niveau est ajusté ; une trop grande valeur ne permet pas de compter les photons de faibles amplitudes et une valeur trop faible inclut dans le comptage les variations fortes du bruit. La figure 4.6 illustre le choix optimale de ce niveau.

Les PMs du système IGN/SA Compte-tenus des impératifs de faible encombrement du système de détection du système IGN/SA, le choix de PMs est relativement restreint. Une société allemande Licel (www.licel.com) fournit des solutions intégrées de PMs dans un cylindre relativement peu encombrant. C'est la solution retenue pour le système IGN/SA. Ces PMs présentent aussi l'avantage de ne pas

Série PM	R7400-U02	R7400-P03
Domaine spectral d'utilisation	UV-Vis	UV
Gain	$3.0 \times 10^5 @ 800 \text{ V}$ $7.0 \times 10^5 @ 850 \text{ V}$	$1.5 \times 10^6 @ 850 \text{ V}$
Sensibilité	20 mA/W@350 nm 40 mA/W@425 nm	n.c.
Dark count	n.c.	80-400 Hz
Courant d'obscurité	2.7 nA@850 V	n.c.
Surface collectrice	$\phi = 8 \text{ mm}$	
Amplificateur	8 dynodes	

TAB. 4.6 – Caractéristiques des deux séries de PMs (R7400-U02 et R7400-P03) Hammamatsu utilisées dans le boîtier de détection et sur le canal externe du système IGN/SA. Le gain de la série R7400-P03 est meilleur dans le domaine ultraviolet.

nécessiter de module de refroidissement.

Deux générations de PMs sont utilisés : les PM Hammamatsu R4700-P03 et R4700-U02. La différence entre ces deux séries est la sensibilité dans le domaine ultraviolet ; la série R4700-U02 y est moins sensible que la série R4700-P03.

La série R4700-P03 est utilisée pour la détection des signaux Raman. La série des PMs R4700-U02 est utilisé sur un canal interne et externe Rayleigh ².

La faible amplitude des signaux Raman vapeur d'eau et azote inspire une fonctionnement des PMs en mode *comptage de photons* (cf. figure 4.5, gauche). Ces PMs sont particulièrement adaptés à un régime de fonctionnement en comptage de photons.

Le taux de comptage dans l'obscurité S_o caractérise le nombre d'impulsions parasites générées spontanément par le PM lorsque celui-ci est plongé dans l'obscurité la plus totale. C'est une source de bruit indépendante qui vient s'ajouter au bruit de fond $S_{f,x}$. Selon les données d'Hammamatsu, le taux de comptage dans l'obscurité pour la série R4700-P03 est de $\sim 80\text{-}400 \text{ Hz}$, suivant la tension d'alimentation. Les caractéristiques des deux séries de PMs utilisées sont données dans le tableau 4.6. Pour un bin d'une durée de 50 ns, le taux de comptage dans l'obscurité varie de 4.0×10^{-6} à 8.0×10^{-5} photon/bin/tir. Pour des conditions de mesure de nuit, le bruit de fond $S_{f,x}$ et le taux de comptage dans l'obscurité S_c sont donc pratiquement du même ordre de grandeur. Ceci reste valable tant que S_o est de l'ordre de grandeur de celui indiqué dans le tableau 4.6. Dans la pratique, on observe des taux de comptage dans l'obscurité beaucoup plus bas, si bien que S_o devient une source de bruit négligeable, et éliminée lors de la soustraction du fond de ciel.

²L'utilisation de ces canaux est abordées pas la suite.

4.3.4 L'acquisition

4.3.4.1 Le boîtier d'acquisition

L'électronique d'acquisition provient du fabricant Licel. Le principe du système d'acquisition est basé sur un rack modulable dans lequel viennent s'enficher des tiroirs. Chaque tiroir possède une entrée pour une acquisition en mode analogique et une entrée pour une acquisition en mode comptage de photon, le but original étant de coupler ces deux entrées à deux PMs mesurant la même espèce physique (un PM en mode analogique pour un signal fort, et un PM en mode comptage de photon pour un signal faible), afin d'obtenir une plus grande amplitude de mesure. Cette technique est utilisée dans la mesure de vapeur d'eau, lorsque l'énergie émise par la source laser est importante au point de saturer le signal rétrodiffusé par les basses couches troposphériques en mode comptage de photons [Whiteman et al., 1992].

Quelque soit le mode d'acquisition utilisé (analogique ou comptage de photons), les signaux sont amplifiés puis filtrés avec un filtre passe-haut pour le comptage de photons et un filtre anti-repliement pour le mode analogique.

Le rack d'acquisition du système IGN/SA est composé de deux tiroirs ; il a donc quatre entrées possibles (deux analogiques et deux comptage de photon).

Les signaux analogiques sont numérisés sur 12 bits, à la cadence de 20 MHz, par un convertisseur analogique-numérique. Trois calibres de numérisation sont disponibles : 20, 100 et 500 mV (pleine échelle).

En mode comptage de photon, les signaux passent par un discriminateur, qui détecte les impulsions dont l'amplitude dépasse un seuil pré-déterminé (cf. la section précédente). C'est un discriminateur à 64 niveaux de seuils équi-répartis entre 0 et 100 mV. Ce discriminateur compte les photons par porte temporelle de 50 ns, à la cadence de 200 MHz. La durée 50 ns détermine donc la résolution nominale du système de comptage du lidar IGN/SA. A cette cadence, le discriminateur peut donc compter au maximum $50 \times 0.2 = 10$ photons distincts par bin. Si ce taux de comptage est excédé, les photons incidents se chevauchent lors de leur arrivée sur le détecteur ; le comptage n'est plus linéaire et les signaux mesurés saturent.

Le déclenchement de l'acquisition des signaux est synchronisée sur la source laser, à la fréquence de 10 Hz. Un retard réglable sur la source laser (± 200 ns) permet de désynchroniser l'acquisition de l'émission du tir laser. En particulier, une avance de 200 ns autorise la détermination du bruit de fond sur les quatre premiers bins de 50 ns qui précèdent l'émission du tir laser.

Après l'acquisition, les données sont transmises à un ordinateur via une carte d'interface National Instruments DIO-32-HS. La sommation et le stockage des données brutes sont réalisés sur le PC d'acquisition.

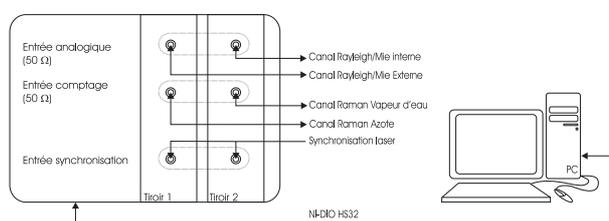


FIG. 4.7 – Boîtier d'acquisition des données. Les signaux Raman azote et vapeur d'eau sont respectivement branchés sur les entrées comptage de photon des tiroir 1 et 2. Le signal Rayleigh/Mie est branché sur l'entrée analogique du tiroir 1, et la seconde entrée analogique est utilisée pour le signal Rayleigh/Mie en provenance d'un canal externe au boîtier de détection, dont l'utilité est détaillée par la suite.

4.3.4.2 L'informatique d'acquisition

Elle est composée d'un PC de configuration modeste (PII 350 MHz, W98). Le programme d'acquisition fonctionne sous Labview V5 de National Instruments. C'est au niveau de ce programme que sont déterminés les paramètres d'acquisition de la session de mesure ; Il est possible de sélectionner, entre autres paramètres, la résolution verticale de la mesure (par des multiple de bin de 7.5 m), nombre de tir laser à inclure par fichier d'acquisition et le calibre d'acquisition pour le fonctionnement en mode analogique (20, 100 ou 500 mV). En configuration normale de mesure, les données brutes sont enregistrées toutes les 20 secondes (200 tirs laser sont donc sommés dans chaque fichier), à la résolution verticale maximale de 7.5 m. Les données finales sont des fichiers bruts où les données sont enregistrées de manière séquentielle par canal de mesure au format binaire sur 32 bits.

Le traitement des données se fait a posteriori. Une visualisation fichier par fichier est cependant possible lors de l'acquisition pour en vérifier le bon déroulement.

4.4 Sécurité oculaire

La sécurité oculaire est un aspect important du développement du système lidar IGN/SA. Le faisceau laser émis ne doit pas être dangereux pour un observateur (un pilote d'avion ou d'hélicoptère, par exemple ...) qui viendrait à se trouver un visée directe (notamment en séquence de balayage), dans le faisceau. La norme ANSI Z136.1-2000 [ANSI, 2000] prévoit un seuil énergétique qu'il ne faut pas dépasser, sous peine de dommages irréremédiables pour la cornée, qui est absorbante pour les longueurs d'onde inférieures à $0.4 \mu\text{m}$; ce niveau maximum (*MPE*, Maximum Permissible Exposure), défini comme le niveau de radiation laser auquel un humain peut être exposé sans dommages oculaires et dermatologiques, est égal à $MPE = 5 \times 10^{-3} \text{ J/cm}^2$, pour un laser pulsé dont la longueur d'onde est inférieure à $0.4 \mu\text{m}$. Cette valeur est valable pour un seul tir ; dans le cas d'un train d'impulsion, il faut tenir compte de la cadence de tir du laser (*prf*, pulsation repetition frequency), en multipliant le

Grandeur	Symbole	Unité	Valeur
Longueur d'onde	λ	m	355×10^{-9}
Cadence	prf	Hz	10(20)
Énergie	E	J/pulse	0.060
Divergence	ϕ	rad	0.1×10^{-3}
	MPE	[J/cm ²]	5×10^{-3}
Durée d'observation	T	s	1

TAB. 4.7 – Paramètres du système lidar IGN/SA utilisés pour le calcul de la distance de sécurité s_d . Deux cadences (prf) sont considérées, en vue d'éventuelles évolutions du système.

MPE par un terme correctif $n^{-0.25}$, dont l'expression est $n = prf \times T$ où T est le temps d'exposition supposé au train d'impulsion laser. Pour le système IGN/SA, on prend $T = 1$ s.

La distance de sécurité s_d est alors définie comme la distance au-delà de laquelle la densité d'énergie du faisceau laser excède le MPE tolérable pour l'œil, en visée directe. On a

$$s_d \geq \frac{\sqrt{\frac{E}{\pi MPE \times n^{-0.25}}}}{\tan(\phi)} \quad (4.1)$$

avec

- E , [J], l'énergie d'un pulse laser,
- MPE , [J/m²], le niveau maximum acceptable d'énergie,
- ϕ , [rad], le demi-angle de divergence du faisceau laser.

En utilisant les valeurs du tableau 4.7, on trouve 521 m pour $prf = 10$ Hz et $s_d = 568$ m pour $prf = 20$ Hz.

Notons que le calcul de la distance de sécurité s_d ne tient pas compte de la transmission atmosphérique ; la distance s_d est un majorant de la distance de sécurité. Notons enfin qu'il est préférable d'utiliser un laser qui fonctionne dans l'ultraviolet, puisque dans le visible ($0.400 < \lambda < 0.700 \mu m$), la valeur du MPE est plus faible d'un facteur 10^4 (on a $MPE = 5 \times 10^{-7} J/cm^2$). Pour une configuration instrumentale identique à celle donnée dans le tableau 4.7, mais à $\lambda = 532$ nm, la distance de sécurité devient alors $s_d = 52$ km, ce qui n'est pas acceptable.



Chapitre 5

Inversion des données et résultats expérimentaux

5.1 Introduction

La configuration instrumentale du système IGN/SA présentée au chapitre précédent est simulée. Les signaux Raman vapeur d'eau et azote générés sont inversés. Ces inversions permettent de voir quels sont les paramètres à considérer, et les traitements à effectuer pour obtenir les meilleurs signaux. La méthode d'inversion ainsi déterminée est appliquée à un cas concret, sur des données expérimentales acquises durant deux campagnes. La première a été réalisée conjointement à la campagne ESCOMPTE 2001, à Aix-les-Milles, la seconde s'est déroulée sur le site d'instrumentation de Météo-France, à Toulouse, en 2002. Ces données constituent les premiers résultats expérimentaux du système lidar Raman vapeur d'eau IGN/SA. La comparaison des résultats de ces deux campagnes permet de réaliser l'ampleur des améliorations apportées au système IGN/SA durant l'année 2002.

5.2 Inversion des données : méthode et source d'erreur

Le passage des grandeurs mesurées (en nombre de photons) S_{H_2O} et S_{N_2} décrites par les équations du problème direct 3.1 et 3.2 aux concentrations de vapeur d'eau n_{H_2O} et n_{N_2} et au rapport de mélange r est décrit dans cette partie. Une estimation de la précision attendue est donnée, compte tenu des incertitudes liées aux différents termes qui interviennent dans l'inversion des données.

5.2.1 L'équation des concentrations absolues

Les expressions des profils de concentrations d'azote $n_{N_2}(R)$ et de vapeur d'eau $n_{H_2O}(R)$ sont données, en m^{-3} , en fonction des mesures effectuées sur les canaux Raman vapeur d'eau S_{H_2O} et azote S_{H_2O} . Il a été vu précédemment que le délai humide est mieux restitué lorsqu'on utilise la concentration absolue ρ_{eau} .

5.2.1.1 Concentration absolue de vapeur d'eau

A partir de l'équation 3.1 et 3.2, le profil de la concentration absolue de vapeur d'eau est donné par

$$n_{H_2O}(R) = \frac{S_{H_2O}(R) - S_{b,H_2O}}{C_{H_2O} \Delta T \frac{E_{\lambda_0}}{h\nu} \frac{c}{2} \frac{A}{R^2} O(R) \frac{d\sigma_{H_2O}}{d\Omega}(\pi) T(0, R, \lambda_0) T(0, R, \lambda_{H_2O})} \quad (5.1)$$

où

- C_{H_2O} est la constante d'efficacité de détection du canal vapeur d'eau ; son expression est détaillée par la suite, dans le tableau 5.1,
- $\frac{E_{\lambda_0}}{h\nu}$ est le nombre de photon émis par le laser, à la longueur d'onde Raman de la vapeur d'eau (ν_{H_2O} est la fréquence centrale du spectre Raman de la vapeur d'eau à 408 nm),
- S_{b,H_2O} est un terme qui se rapproche du bruit de fond S_{f,H_2O} , mais inclut aussi le taux de comptage dans l'obscurité S_o . C'est le signal résiduel, non atmosphérique ; sa détermination est discutée par la suite.
- $\Delta T = \frac{2\Delta z}{c}$, [s], est la durée d'acquisition ; en particuliers, si plusieurs bins sont sommés pour l'inversion, on a $\Delta T = N_{bin} \times 50$ ns.

La signification des autres termes de l'équation 5.1 est donnée dans le tableau 3.2. Les signaux $S_{H_2O}(R)$ et S_{b,H_2O} sont exprimés en nombre de photons/tir/bin.

De l'équation 5.1 et de la nature poissonnienne du signal mesuré S_{H_2O} , il vient que réduire l'erreur sur le profil de concentration $n_{H_2O}(R)$ passe par l'augmentation de la durée d'observation (en augmentant le nombre de bin) et par l'augmentation du nombre de tir laser considéré par profil. De même, l'estimation du bruit S_{b,H_2O} est d'autant meilleure que le nombre d'observation est grand. Le nombre de tirs considéré pour estimer S_{b,H_2O} n'est pas forcément le même que celui utilisé pour la mesure $S_{H_2O}(R)$. Notons également qu'un trop grand nombre de tir limite aussi la précision d'estimation du bruit de fond par une estimation trop moyenne, découplée des variations à court terme.

5.2.1.2 Concentration absolue d'azote

En reprenant les équations 3.1 et 3.2, le profil de la concentration absolue d'azote est donné par

$$n_{N_2}(R) = \frac{S_{N_2}(R) - S_{b,N_2}}{C_{N_2} \Delta T \frac{E_{\lambda_0}}{h\nu} \frac{c}{2} \frac{A}{R^2} O(R) \frac{d\sigma_{N_2}}{d\Omega}(\pi) T(0, R, \lambda_0) T(0, R, \lambda_{N_2})} \quad (5.2)$$

Les équations 5.2 et 5.1 sont analogues, à l'indice de l'espèce chimique considérée près, et l'équation 5.2 ne nécessite pas plus d'explications.

5.2.2 L'équation du rapport de mélange

Le rapport de mélange de vapeur d'eau s'exprime en fonction des concentrations absolues de vapeur d'eau et d'azote par

$$r(R) \simeq r_{N_2} \frac{M_{H_2O}}{M_{sec}} \frac{n_{H_2O}(R)}{n_{N_2}(R)} \quad (5.3)$$

Le rapport de mélange de vapeur d'eau mesuré par le lidar est donc obtenu en prenant le rapport des équations 5.1 et 5.2

$$r_{lidar}(R) = r_{N_2} \frac{M_{H_2O}}{M_{sec}} \times \frac{C_{N_2}}{C_{H_2O}} \frac{S_{H_2O}(R) - S_{b,H_2O}}{S_{N_2}(R) - S_{b,N_2}} \frac{T(0, R, \lambda_{N_2})}{T(0, R, \lambda_{H_2O})} \frac{\frac{d\sigma_{N_2}}{d\Omega}(\pi)}{\frac{d\sigma_{H_2O}}{d\Omega}(\pi)} \quad (5.4)$$

L'expression 5.4 met en lumière les avantages (instrumentaux) à utiliser le rapport de mélange dans le calcul du délai humide plutôt que les concentrations absolues ; des termes de détermination plus ou moins complexe présents dans l'expression des concentrations absolues disparaissent dans l'expression du rapport de mélange r , notamment la fonction de recouvrement $O(R)$, et la transmission $T(0, R, \lambda_0)$ aller, commune aux deux canaux Raman (à la longueur d'onde λ_0 du laser). A cela s'ajoute l'utilisation d'un terme différentiel de section efficace de rétrodiffusion Raman, dont la valeur est connue avec plus de précision que chacune des sections efficaces Raman de la vapeur d'eau et de l'azote (cf. le tableau 3.4). Notons aussi la présence d'un terme différentiel de transmission atmosphérique, discuté par la suite.

Pour le rapport de mélange, les incertitudes reposent donc sur les efficacité de détection des canaux Raman vapeur d'eau et azote. Une méthode souvent utilisée consiste à utiliser [Vaughan et al., 1988, Goldsmith et al., 1998], s'il est disponible, un profil de rapport de mélange simultané et colocalisé calculé à partir d'un radiosondage. En supposant que ce profil de rapport de mélange est sans erreur, un ajustement entre les profils lidar et radiosondage permet de déterminer la constante de proportionnalité qu'il faut appliquer aux mesures effectuées par lidar pour obtenir le bon rapport de mélange et s'affranchir du rapport C_{H_2O}/C_{N_2} . Les méthodes d'étalonnage sont discutées par la suite, mais

il est clair qu'une telle procédure suppose qu'il n'y a pas de variation à court terme des paramètres instrumentaux ou que l'étalonnage est effectué régulièrement pour éviter toute dérive instrumentale. Whiteman [2003] souligne cependant qu'une méthode d'étalonnage dont la plus grande source d'incertitude reste la section efficace différentielle de rétrodiffusion Raman ($\sim 10\%$), n'offrira jamais une précision de mesure supérieure à 10%. C'est vrai, sauf si l'erreur commise sur la section efficace différentielle de rétrodiffusion Raman est un biais, qui est alors compensé dans la détermination de la constante de proportionnalité entre le radiosondage et le lidar. C'est alors le rapport des transmissions atmosphériques qui devient la principale source d'erreur dans le calcul du rapport de mélange.

Quelles que soient les incertitudes liées aux termes qui apparaissent dans l'équation 5.4, le calcul du rapport de mélange simplifie l'étalonnage du système lidar (puisque'il permet d'éviter la détermination de certains termes), par rapport à la détermination du délai troposphérique humide à partir des concentrations absolues 5.1 et 5.2.

5.2.3 Discussion des sources d'erreur dans l'inversion

La détermination des concentrations absolues de vapeur d'eau et d'azote signifie l'étalonnage absolu du système IGN/SA. L'étalonnage absolu signifie à son tour la connaissance exacte de tous les termes présents dans les équations 5.1 et 5.2. A défaut de la connaissance exacte de tous ces termes, une estimation de l'erreur associée à chacun fournit la précision de la mesure absolue de vapeur d'eau par lidar Raman.

Efficacité de détection Les constantes C_{H_2O} et C_{N_2} caractérisent comment évolue le nombre de photons incidents sur le télescope de réception à travers tout le système de réception et de détection. Une estimation des termes constitutifs des constantes C_{H_2O} et C_{N_2} est donnée dans le tableau 5.1. A part les lentilles (éléments en silice non traités), il est difficile d'estimer une valeur précise des coefficients de transmission et de réflexions des éléments cités dans le tableau 5.1 : l'atténuation dans la fibre optique dépend de sa torsion (donc de l'orientation/inclinaison du télescope de réception), la réflexion des miroirs traités M1 et M2 n'est pas connue, la transmission/réflexion sur les lames traitées est calculée de manière analytique. Les transmissions des filtres interférentiels sont données dans le tableau 4.5 et sur la figure 4.4. Enfin, le rendement quantique des PMs provient des spécifications constructeurs. Les valeurs calculées pour C_{H_2O} , C_{N_2} ne peuvent donc être utilisées (pour l'instant) qu'en tant que valeurs approchées, une comparaison avec une source externe de mesure vapeur d'eau (radiosondage, WVR, ...) est nécessaire pour ajuster le biais résiduel sur les coefficients.

Notons que l'incertitude est plus faible pour une mesure de rapport mélange puisqu'encore une fois, tous les termes de transmission optiques communs aux canaux de mesures s'éliminent (en

Élément	canal H_2O	canal N_2
	valeur (<i>quantité</i>)	valeur (<i>quantité</i>)
$R(M1,M2)$	0.90 (<i>2</i>)	0.90 (<i>2</i>)
$T(\text{fibre})$	0.80 (<i>1</i>)	0.80 (<i>1</i>)
$T(\text{filtre passe haut})$	0.90 (<i>2</i>)	0.90 (<i>2</i>)
$T(FI\ 408\ \text{nm})$	0.52 (<i>1</i>)	\emptyset
$T(FI\ 387\ \text{nm})$	\emptyset	0.52 (<i>1</i>)
$T(\text{lentille})$	0.96 (<i>2</i>)	0.96 (<i>2</i>)
$T(\text{lame traitée})$	0.99 (<i>1</i>)	0.99 (<i>1</i>)
$R(\text{lame traitée})$	0.01 (<i>1</i>)	0.01 (<i>1</i>)
$T(\text{lame non traitée})$	0.96 (<i>1</i>)	0.96 (<i>1</i>)
$R(\text{lame non traitée})$	0.04 (<i>1</i>)	0.04 (<i>1</i>)
Rendement quantique PM	0.20 (<i>1</i>)	0.20 (<i>1</i>)
Total	0.0606850	0.0006129
Erreur estimée		5%

TAB. 5.1 – Paramètres instrumentaux des termes qui interviennent dans le calcul des facteur d'efficacité des canaux vapeur d'eau C_{H_2O} et azote C_{N_2} . Les quantité de chaque élément présent sur chaque voie de mesure sont indiquées en italique à coté de chaque valeur. (M1, M2 : miroir primaire et secondaire du télescope, R : réflexion, T : transmission, FI : Filtre Interférentiel). Ces valeurs sont aussi utilisées pour la simulation du système IGN/SA dans le chapitre précédent. L'erreur est estimée à partir des différentes erreurs relevées sur les données constructeurs.

supposant que les optiques ne sont pas dispersives); il ne subsiste que les incertitudes sur les coefficients de transmission de la dernière lame séparatrice et filtres interférentiels, des rendements quantiques de chaque PM et des lentilles de focalisation sur les PMs.

L'énergie laser Il est rappelé dans le tableau 4.1 que l'énergie laser émise à chaque tir varie, en plus d'une légère dérive temporelle. La variation tir à tir est de $\sim 6\%$. Un étalonnage absolu du système pour l'inversion suppose donc un suivi continu de l'énergie émise par le laser, pour une correction tir à tir par rapport à la valeur supposée de l'énergie moyenne émise. Cette mesure consiste à prélever une partie infime du faisceau laser émis en réfléchissant le faisceau à l'aide d'une lame de verre sur un détecteur calibre. Cette méthode nécessite un détecteur et une lame parfaitement étalonnés.

Les sections efficaces La précision actuelle des sections efficaces Raman de la vapeur d'eau et de l'azote est donnée dans le tableau 3.5. En absolu comme en relatif, une précision supérieure à $\sim 10\%$ n'est pas possible. Absorbée en grande partie par le coefficient d'étalonnage, l'erreur sur les sections efficaces n'en disparaît pas pour autant, puisque l'étalement du spectre Raman de la vapeur d'eau (bande O, Q et S) dépend de la de la température atmosphérique. Entre le sol et 8 km d'altitude, on peut observer des écarts de température de $\sim 50^\circ\text{K}$ [USSA, 1976]. Whiteman [2003] s'est intéressé à la dépendance en température du spectre Raman de la vapeur d'eau, en

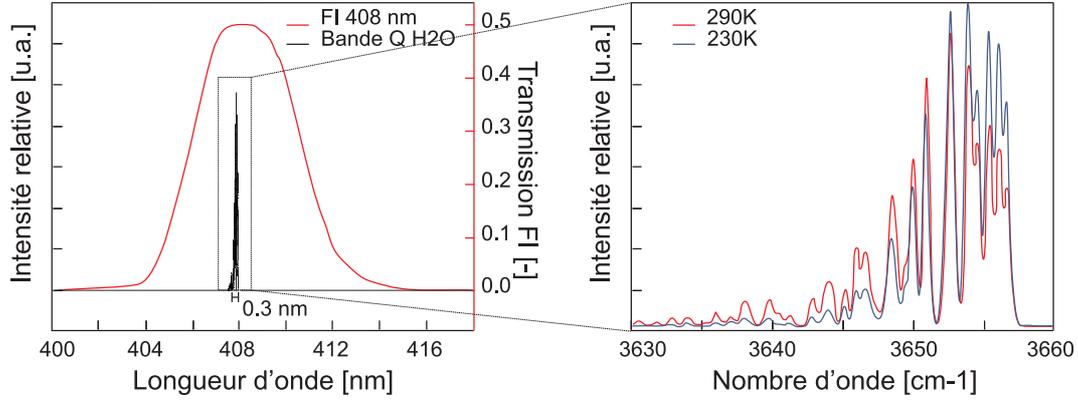


FIG. 5.1 – Courbe de transmission du FI vapeur d’eau (figure de gauche) centrée sur la bande Q Raman de la vapeur d’eau. La figure de droite est un agrandissement de la bande Q, où deux températures ambiantes sont considérées. Les spectres sont tracés à partir des données de Avila et al. [1999], à la résolution de 1 cm^{-1} . L’effet de la température se traduit par une modulation d’amplitude des pics, mais il n’y a pas d’étalement du spectre. (3630 cm^{-1} équivaut à 407.5 nm @ 355 nm , et 3660 cm^{-1} équivaut à 408 nm @ 355 nm)

se basant sur les récents travaux de Avila et al. [1999] sur la modélisation fine du spectre Raman de l’eau. Une variation de 95°K de la température ambiante ne provoque qu’un changement d’amplitude de la bande Q. Cette bande d’une largeur de 0.3 nm , à 355 nm représente 90% de l’intensité du spectre Raman de la vapeur d’eau. Pour des mesures de jour avec un filtre étroit, la variation du spectre conjuguée à la transmission du filtre est critique. Dans le cas du système IGN/SA, dont les filtres interférentiels ont une largeur de 6 nm , la déformation du spectre de la bande Q intervient dans une zone où la courbe de transmission est relativement plate (cf. la figure gauche 5.1). Malgré la variation de température ambiante, l’erreur sur les sections efficaces est donc un simple biais, compte-tenu de la largeur des filtres interférentiels utilisés.

La transmission optique des filtres interférentiels varie avec la température ambiante; en particuliers, la longueur d’onde centrale du filtre se déplace de plus en plus avec les longueurs d’onde croissantes. A 408 nm , ce décalage est de $\sim 0.015 \text{ nm}/^\circ\text{K}$, contre $\sim 0.012 \text{ nm}/^\circ\text{K}$ à 355 nm Corporation [2002].

La transmission atmosphérique Les termes de transmissions sont plus critiques à déterminer. Ce sont des profils, variables atmosphériques au même titre que le sont les profils de vapeur d’eau et d’azote. Dans le cas du rapport de mélange, le traitement des transmissions atmosphériques se simplifie; l’expression du terme différentiel devient

$$\frac{T(0, R, \lambda_{N_2})}{T(0, R, \lambda_{H_2O})} = \frac{T_{mol}(0, R, \lambda_{N_2}) \times T_{aero}(0, R, \lambda_{N_2})}{T_{mol}(0, R, \lambda_{H_2O}) \times T_{aero}(0, R, \lambda_{H_2O})} \quad (5.5)$$

Seul un terme de transmission différentielle avec un faible écart de longueur d’onde (387 et 408 nm)

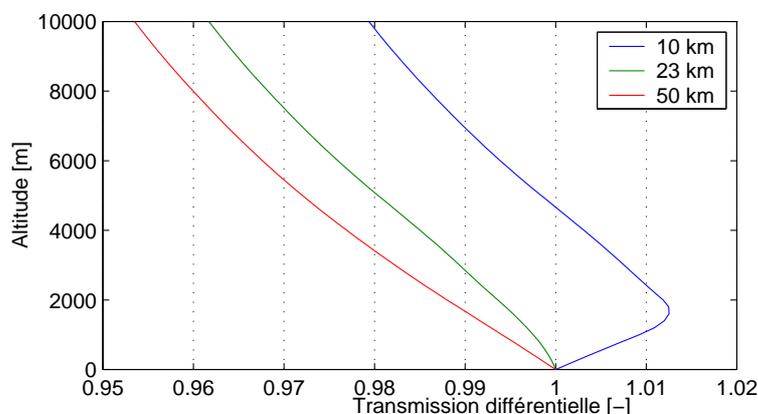


FIG. 5.2 – Variation avec l'altitude du terme de transmission différentielle intervenant dans l'expression du rapport de mélange (cf. équation 5.4). Cette variation est calculée à partir d'un profil de densité moléculaire USSA [USSA, 1976] et d'un contenu en aérosol extrait de MODTRAN [Berk et al., 2000]. Trois visibilités sont considérées ($V=10, 23$ et 50 km).

intervient, et les termes de transmissions la longueur d'onde du laser (355 nm), ont été éliminés. Dans le pire des cas considérés (atmosphère de 10 km de visibilité et inversion supposée avec une atmosphère de 50 km de visibilité), l'erreur commise sur le terme de transmission différentielle n'excède pas $\sim 2.5\%$ à 10000 m, comme le suggère la figure 5.2. Whiteman [2003] rapporte aussi une précision obtenue sur ce terme de l'ordre de $\sim 2\%$, lorsque l'épaisseur optique des aérosols varie de 0.5; pour notre cas, un passage de $V=10$ km à $V=50$ km se traduit par une variation de l'épaisseur optique de ~ 0.6 .

La tâche se complique pour l'obtention des concentrations absolues de vapeur d'eau et d'azote. Pour chaque canal de mesure, il faut considérer un terme de transmission, de la forme

$$T(0, R, \lambda_0) \times T(0, R, \lambda_x) = T_{aero}(0, R, \lambda_0) \times T_{mol}(0, R, \lambda_x) \quad (5.6)$$

qui inclue la transmission sur le trajet aller-retour d'impulsion laser, à la longueur d'onde du laser (λ_0) et à la longueur d'onde du spectre Raman de l'eau ou de l'azote (λ_x); les contributions moléculaires et aérosols doivent être connues à ces deux longueurs d'ondes.

Il a été démontré qu'un lidar Raman peut restituer des profils de contenu en aérosols, à partir des signaux Raman azote [Ansmann et al., 1990]. Un profil d'extinction aérosol à la résolution de 60 m, pour une durée d'observation de 10 minutes, peut être restitué avec une erreur $\leq 2.5\%$ dans la couche limite, en dessous de 4000 m, et de $\sim 5-10\%$ au-dessus, jusqu'à 7000 m. Les limitations de cette méthode sont, entre autres sources, les erreurs systématiques associées au profil de température et de pressions nécessaire pour l'inversion (surtout en présence de gradient de température) et les erreurs induites par les méthodes de traitement (lissage et moyenne

temporelle des signaux bruts) qui limitent la reproduction de la variabilité réelle des contenus en aérosols.

La contribution moléculaire T_{mol} au terme de transmission est déterminée en considérant la section efficace de rétrodiffusion Rayleigh [Collis and Russel, 1976]

$$\alpha_{mol}(z, \lambda_x) = \frac{8\pi}{3} \left(\frac{\lambda_x}{550}\right)^{-4.09} N_{mol}(z) \times 10^{-31} \quad (5.7)$$

où $N_{mol}(z)$, [m^{-3}] est un profil de densité moléculaire; $\alpha_{mol}(z, \lambda_x)$ est en m^{-1} . D'autres formulations de l'extinction moléculaire existent [Whiteman, 2003]; à 355 nm, jusqu'à 3% d'écart est observé suivant le modèle choisi. A cette variation s'ajoute l'erreur de mesure sur le profil de densité moléculaire $N_{mol}(z)$ (i.e. erreur sur le radiosondage, ou le modèle météorologique utilisé).

La fonction de recouvrement Problème absent dans un calcul de rapport de mélange, la fonction de recouvrement devient critique lorsqu'on recherche des concentrations absolues. La fonction de recouvrement se traduit par une réduction du signal mesuré pour les basses couches atmosphériques sondées. Elle peut être déterminée par une solution analytique [Harms, 1979] qui inclut tous les paramètres optiques de la configuration instrumentale du système, ou directement par un traitement adéquat de mesures acquises avec le système [Wandinger and Ansmann, 2002, Balis et al., 2002]. Bien que non chiffrés, les bénéfices de cette dernière méthode sont mis en évidence sur l'obtention de profils d'extinction, sur lesquels la correction du recouvrement permet d'identifier des structures dans la répartition verticale d'aérosol en-dessous de 1500 m; un travail similaire doit être effectué pour l'obtention de concentrations absolues de vapeur d'eau et d'azote.

Le tableau 5.2 récapitule les erreurs sur les termes des équations 5.1 et 5.4, suivant que l'on considère une mesure absolue ou un rapport de mélange.

5.3 Inversions de signaux simulés

Des signaux Raman suivant la configuration du lidar IGN/SA et inversés, en prenant les équations 5.1, 5.2 et 5.3 comme modèle d'inversion. Les signaux bruts simulés S_{H_2O} et N_{N_2} sont d'abord intégrés sur N_{bin} et N_{tir} . Les signaux sont inversés dans le même atmosphère qui a servi pour leur création (i.e. il n'y a pas d'erreur sur les termes de transmission atmosphérique). Seule l'influence de la durée d'observation et de la résolution spatiale est discutée ici. Deux durées d'observation ($\Delta T_{obs} = 5$ min - 3000 tirs@10 Hz, $\Delta T_{obs} = 20$ min - 12000 tirs@10Hz) et deux résolutions spatiales ($\Delta R = 7.5$ m, $\Delta R = 75$ m) sont testées, en visée verticale. Les concentrations absolue d'azote et de vapeur d'eau sont issues d'un radiosondage lâché de Toulouse le 27 octobre 2002. Le choix de ce radiosondage est arbitraire. Les signaux sont simulés dans une atmosphère de visibilité $V = 23$ km.

Poste d'erreur	Contribution	
	concentration absolue	rapport de mélange
C_x (optique, PM, etc ...) ⁽¹⁾	5%	5%
Énergie ⁽²⁾	$\leq 6\%$	-
Fonction de recouvrement ⁽²⁾	non chiffrée	-
Section efficace Raman ⁽¹⁾	$\sim 10\%$	$\sim 10\%$
Transmissions atmosphériques	$<2.5\%$ ($z < 4$ km), $\sim 5-10\%$ ($z < 7$ km)	$\leq 3\%$
Dépendance en température	négligeable	négligeable
Processus poissonnien ⁽³⁾	$<10\%$ ($z < 2.8$ km), $<30\%$ ($z < 4.5$ km)	?
Total	$\sim 15\%$	$\leq 15\%$

TAB. 5.2 – Résumé des principales sources d'incertitudes sur la mesure de vapeur d'eau avec le système IGN/SA pour des mesures de concentrations absolues et de rapport de mélange.

⁽¹⁾ termes dont l'erreur est absorbée par l'étalonnage avec un radiosondage (ou une autre source de mesure de la vapeur d'eau),

⁽²⁾ termes éliminés dans le calcul du rapport de mélange,

⁽³⁾ pour 10 minutes de mesures à 20 Hz ; l'incertitude liée au rapport de deux variables aléatoires poissonnienne n'est pas triviale.

Concentration absolue Les concentrations absolues de vapeur d'eau et d'azote restituées sont données sur la figure 5.3 pour une résolution de 75 m et sur la figure 5.4 pour une résolution de 7.5 m. La comparaison de ces huit figures permet de visualiser l'influence des résolutions spatiale et temporelle sur les précisions de restitution des concentrations absolue de vapeur d'eau et d'azote.

Rapport de mélange Le profil de rapport de mélange pour les configurations de simulation décrites précédemment est donné sur la figure 5.5.

Résultats et conclusions Les barres d'erreur des figures 5.3, 5.4 et 5.5 représentent la dispersion moyenne des profils restitués par rapport aux profils originaux sur des couches de 750 m. Les valeurs doivent donc être interprétées comme des minorants de l'erreur de mesure, puisqu'elles n'incluent pas les termes instrumentaux données dans le tableau 5.2 (qui sont plutôt des biais).

Si l'étalonnage absolu du système IGN/SA est réalisé, les concentrations absolues de vapeur d'eau et d'azote sont restituées avec une précision de $\sim 2\%$ jusqu'à 4500 m, pour 20 minutes d'observation à 75 m de résolution spatiale (cf. figures du bas 5.3).

Avec une résolution spatiale de 75 m, et une durée d'observation de 20 minutes, les simulations montrent que le rapport de mélange est restitué avec une précision meilleure que 0.1 g/kg jusqu'à 4500 m ($\sim 15\%$ à 4500 m) par le système lidar IGN/SA (cf. figure du bas, droite 5.5), avec une précision de $\sim 5\%$ dans la couche limite atmosphérique ($z < 3000$ m). Avec une résolution spatiale identique, une observation de 5 minutes (cf. figure du haut, gauche 5.5) restitue un rapport de mélange avec une précision quasi-équivalente dans la couche limite atmosphérique, mais la portée du système est diminuée et le signal

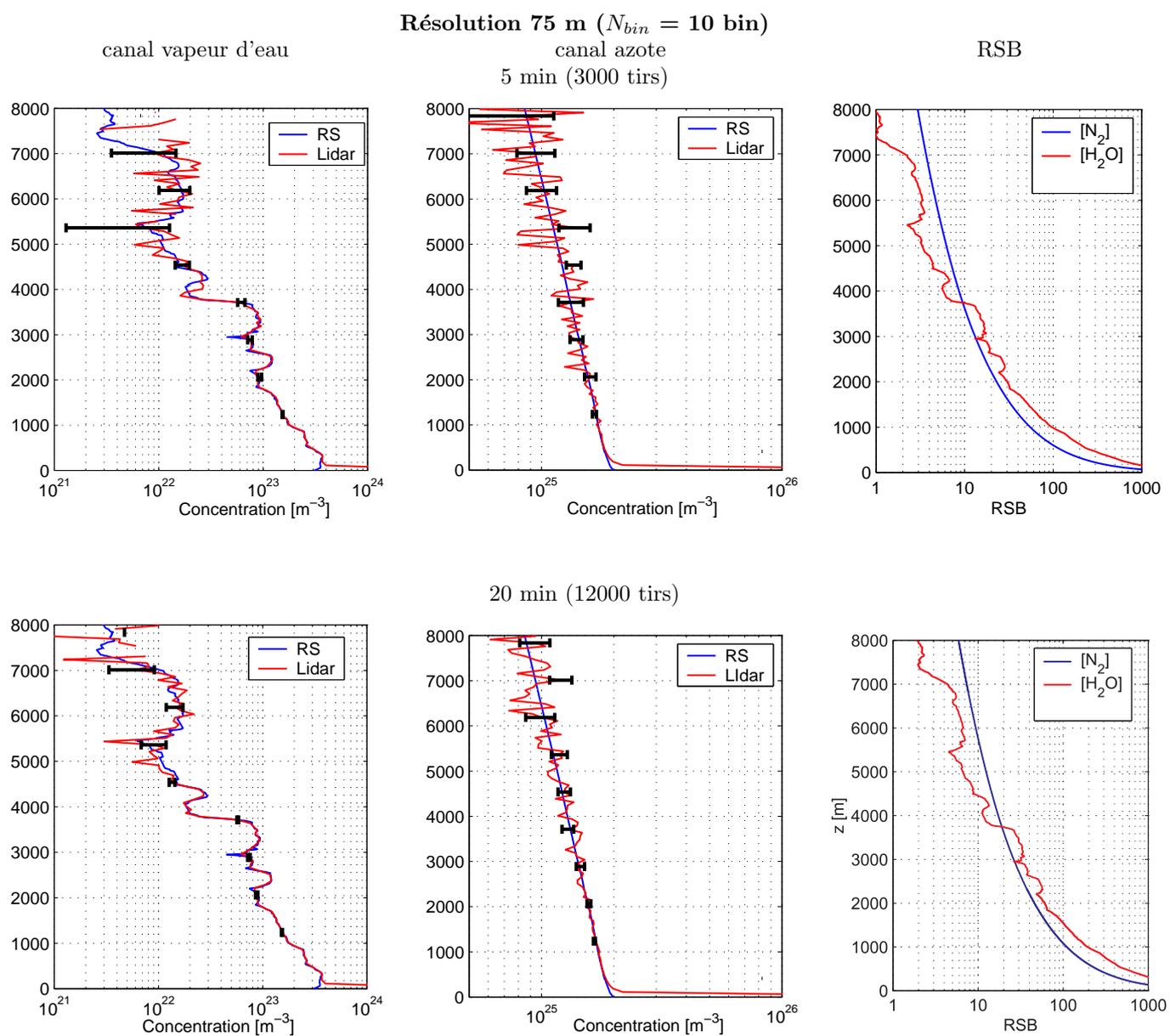


FIG. 5.3 – Concentrations absolues de vapeur d'eau et d'azote restituées à partir de signaux lidar Raman simulés sur les bases du système IGN/SA.

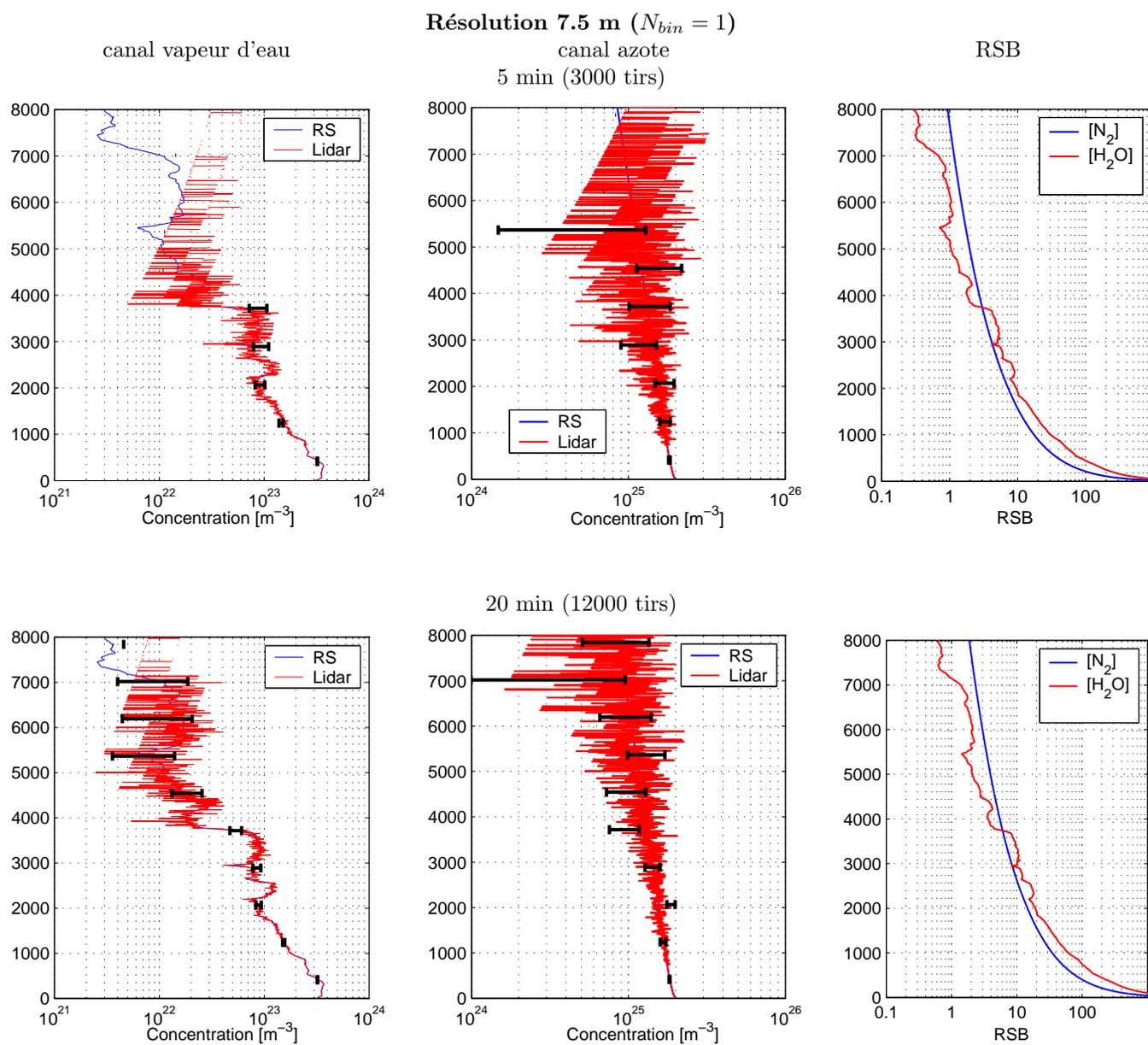


FIG. 5.4 – Concentrations absolues de vapeur d'eau et d'azote restituées à partir de signaux lidar Raman simulés sur les bases du système IGN/SA, pour une résolution en distance $\Delta R = 7.5$ m.

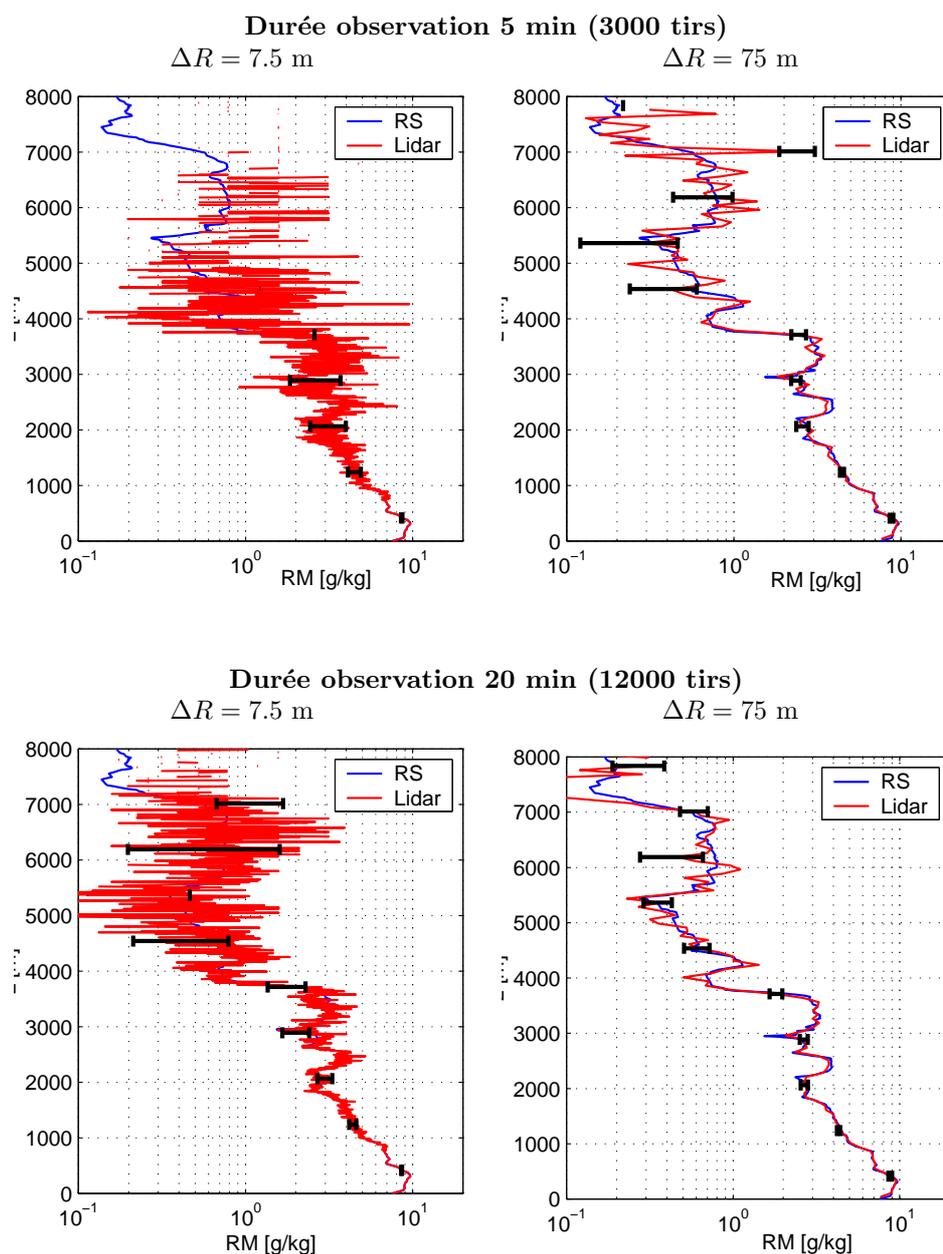


FIG. 5.5 – Rapport de mélange restitués à partir de signaux lidar Raman simulés sur les bases du système IGN/SA.

devient très rapidement bruité; l'erreur atteint ~ 0.2 g/kg à 4500 m, soit près de 20%.

5.4 Inversion des données expérimentales

Le système IGN/SA a été présenté et simulé au chapitre précédent. Les premiers résultats expérimentaux obtenus pendant les deux premières campagnes auquel le système IGN/SA a participé sont présentés et interprétés.

5.4.1 La campagne de mesure 2001

C'est la campagne d'inauguration du système, avec son lot de problèmes.

5.4.1.1 Présentation

La campagne de mesure s'est déroulée à Marseille et ses environs en juin 2001. Le lidar IGN/SA a été utilisé pour la première fois dans le cadre du projet GPS/H₂O de mesure de la vapeur d'eau atmosphérique associé au programme ESCOMPTE 2001 (Expérience sur Site pour COntreindre les Modèles de Pollution atmosphérique et de Transport d'Emissions) [Durand and Cros, 2003].

Le programme Escompte, soutenu par l'ADEME, le Ministère de l'Environnement, l'INSU, Météo-France, le CNES et les collectivités locales et territoriales de la région Provence-Alpes-Côte d'Azur, a pour but, à long terme, l'amélioration de la qualité de l'air. La campagne du 5 juin au 16 juillet 2001 a porté sur un domaine de 120 km par 120 km, centré sur l'agglomération marseillaise et l'étang de Berre. Sur plus d'une trentaine de sites, de nombreux instruments ont été installés afin d'échantillonner au mieux l'atmosphère.

Conjointement au programme ESCOMPTE, le projet GPS/H₂O avait pour ambition de constituer une base de données expérimentales à partir de différentes techniques de sondage de la vapeur d'eau troposphérique (GPS, radiométrie micro-ondes, spectrométrie solaire et lidar Raman) [Bock et al., 2004]. Cette campagne était l'occasion de tester le lidar sur la base d'Aix-les-Milles, où ont été lâchés des radiosondages haute résolution du Centre National de Recherches Météorologiques (CNRM, www.cnrmeteo.fr). Un récepteur GPS du laboratoire de Géodésie et Géodynamique de l'ETZH (www.geodaesie-geodynamik.ethz.ch) était aussi présent sur le site. Le lidar a fonctionné entre le 16 et le 26 juin, participant ainsi aux Période d'Observation Intensive (POI) 2a et 2b.

Initialement prévues sur le site du Vallon Dol sous le massif de l'Étoile (où était également situé un radiomètre et un spectromètre de l'ETZH), les premières mesures ont été effectuées sur la base aéronautique d'Aix-les-Milles, en raison de la vulnérabilité du système aux poussières et aux épisodes de mistral sur le site (en hauteur et exposé au vent). Le but de cette campagne de mesure était la mise

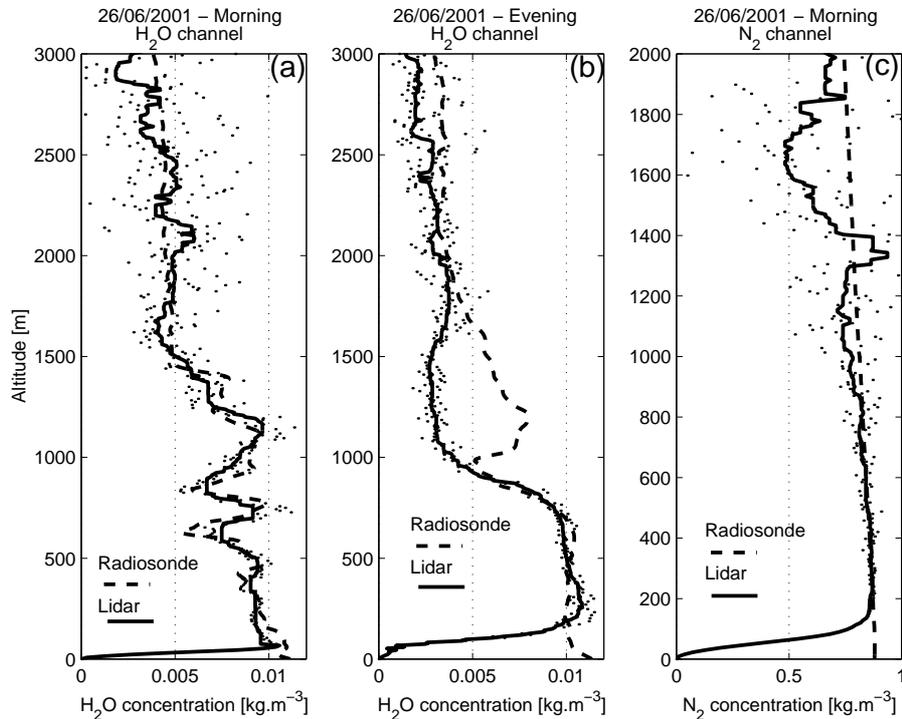


FIG. 5.6 – Concentration absolue de vapeur d'eau pour le 26 juin 2001 au matin (figure (a)) et pour le soir (figure (b)), et concentration absolue pour l'azote pour le 26 juin 2001 au matin, mesurées avec le système lidar IGN/SA (mesure lidar en trait continu), à Aix-les-Milles, durant la campagne ESCOMPTE 2001. Les concentrations extraites des radiosondages sont tracées en tireté. Les signaux à la résolution spatiale nominale spatiale de 7.5 m (pointillés) sont lissés par un filtre médian glissant sur une fenêtre de 11 points, soit 82.5 m (trait noir continu).

en œuvre pour la première fois du système IGN/SA. La finition de la configuration expérimentale a été réalisée de front avec les premières observations nocturnes. Il s'agissait avant tout de vérifier que le système pouvait mesurer de la vapeur d'eau troposphérique. En ce sens, aucun travail particulier n'a été apporté à l'étalonnage du système, et les concentrations absolues de vapeur d'eau et d'azote sont ajustées directement sur celles issues des radiosondages.

5.4.1.2 Résultats

Les concentrations d'azote et de vapeur d'eau restituées sont données pour deux séries de mesures sur la figure 5.6. La première série a été acquise le 26 juin 2001 de 01h56 à 02h54 TL, et est comparée avec un radiosondage colocalisé lâché à 02H00 TL. La seconde série de mesures a été effectuée le 26 juin 2001 au soir entre 23h04 et 00h08, mais est comparée à un radiosondage lâché plus tôt dans l'après-midi, à 18h30 TL. 31400 et 36000 tirs lasers ont été respectivement tirés pour ces deux séries de mesures, avec une résolution nominale d'acquisition de 7.5 m.

Afin d'estimer au mieux le bruit de fond, les signaux sont enregistrés sur 8000 bins (60 km) et le bruit

de fond est déterminé sur les 4000 derniers bins d'un ensemble de 200 traces acquises.

Les profils présentés sur la figure sont laissés à la résolution nominale de 7.5 m. Un lissage par filtrage médian est réalisé afin de réduire la dispersion du profil brut (figure 5.6, trait pointillé). Les profils bruts témoignent de la dispersion des mesures et traduisent la précision du sondage.

Ces mesures ont été inversées en supposant une visibilité de $V = 10$ km car l'atmosphère était polluée durant cette période.

Sur ces trois figures, on distingue en-dessous de 100 m, l'effet de la fonction de recouvrement ; cet effet n'est pas corrigé.

La structure stratifiée de la distribution de vapeur d'eau dans couche limite en-dessous de 1500 m est bien détectée et reproduite par le lidar Raman (figure 5.6 (a)).

A la vue des profils de concentrations absolues tracés sur la figure 5.6, il a été conclu que :

- le sondage de la vapeur d'eau atmosphérique était possible avec le système IGN/SA ; la mesure de vapeur d'eau par le système reproduit les structures de vapeur d'eau atmosphérique présentes sur les données issues du radiosondage.
- La portée du système était limitée sur les deux canaux Raman de mesure (~ 2 km), en dépit d'une durée d'observation longue (~ 1 heure). Les signaux sont relativement bruités.
- Il était nécessaire d'améliorer le bilan de liaison entre le niveau de signal émis et le signal mesuré.

Ces résultats préliminaires ont été présentés à l'International Laser Radar Conference en 2002 [Tarniewicz et al., 2002].

Cette première campagne de mesure pour le système lidar IGN/SA a permis de faire le point sur ce qui fonctionnait et ce qui méritait un travail d'amélioration. Bien qu'encourageante, cette campagne n'a pas fourni les résultats escomptés quant à la portée du système.

En travaillant sur l'analyse des mesures et l'optimisation du système après cette campagne de mesure, plusieurs problèmes ont été révélés.

- La présence de poussière sur les optiques (transport de poussière par le vent), le blindage de certains câbles¹ et des connectiques à soudures défectueuses constituent la majorité des problèmes opérationnels rencontrés durant la campagne.
- Il s'est avéré que la fibre optique de couplage entre le télescope et le système de détection était cassé au moment des mesure d'ESCOMPTE 2001 : la réduction de la surface collectrice du système explique les faibles portées observées durant cette campagne.
- Conjointement à la fibre optique détériorée, il est aussi apparu que le tirage du télescope de réception lors de la campagne de mesure n'était pas optimal, puisque la distance mesurée après-coup entre le miroir secondaire et la fibre optique ne correspondait pas à celle déterminée par le calcul optique. Ceci peut s'expliquer par une dé-réglage (vibrations, chocs, ...) durant le transport du système.

¹Une partie des mesure est inexploitable en raison de parasites électriques sur les signaux Raman.

5.4.2 Amélioration de l'instrument

Des améliorations ont été apportées au système IGN/SA après la campagne 2001.

- Les optiques (miroir de renvois et afocal) du système d'émission sont protégées contre le dépôt de poussière par des caches amovibles.
- La fibre optique est montée dans un mandrin réglable en profondeur, ce qui permet le réglage de distance d qui sépare la fibre optique du miroir secondaire.
- La connectique a été revue (câbles courts pour limiter un retard de propagation, connecteurs fiables, ...).
- L'ensemble du système (acquisition et émission) est monté dans un camion (protection contre les intempéries et limitation des variations de température). L'émission se fait par une trappe dans le toit.
- Une méthode de tirage du télescope-fibre a été mise au point.
- Un mécanisme manuel évolué de changement de filtre interférentiel a été rajouté, et autorise le changement de filtre (commutation eau-azote sur un même canal) en cours de mesure, sans être obligé d'ouvrir le boîtier de détection et de couper les alimentations des PMS.

5.4.2.1 Une méthode de tirage originale

Avec les caractéristiques des miroirs données dans le tableau 5.7, la distance entre le miroir secondaire et la fibre pour laquelle la tâche focale image est optimale (la fibre est au foyer du télescope et la tâche image est la plus petite possible) doit être de $d_f = 110$ mm. Cette distance est optimale pour un objet imagé qui est situé à l'infini. Or les couches sondées ne sont pas à l'infini, et les signaux rétrodiffusés correspondants focalisent à une distance d autre que d_f . Un modèle simple d'approximation du tirage du télescope en fonction de la distance d a été développé. Le télescope est assimilé à une lentille de même caractéristique (distance focale et diamètre identiques). La taille de la tâche image est calculée en fonction de la distance z qui sépare l'objet considéré du télescope, pour différentes positions d autour de la position optimale d_f , sur l'axe optique du système. La taille de l'objet est déterminée par la divergence de la source laser et la taille de la tâche image est calculée en considérant un rayon extrême, rasant la monture du télescope (cf figure 5.7). La fonction de recouvrement $O(z)$ est alors déterminée par le rapport de la tâche image au diamètre de la fibre optique, pour différentes positions d de la fibre par rapport au miroir secondaire. La meilleure fonction de recouvrement est obtenue pour $d = d_{opti}$, lorsque $O(z)$ atteint l'unité assez rapidement et ne s'en écarte plus. La figure 5.8 de gauche illustre le comportement théorique de la fonction de recouvrement $O(z)$ en fonction de la distance qui sépare la fibre optique du miroir secondaire, et du foyer.

- Lorsque $d \leq d_f$, la fibre optique est située entre le foyer et le miroir secondaire du télescope. Il ne se

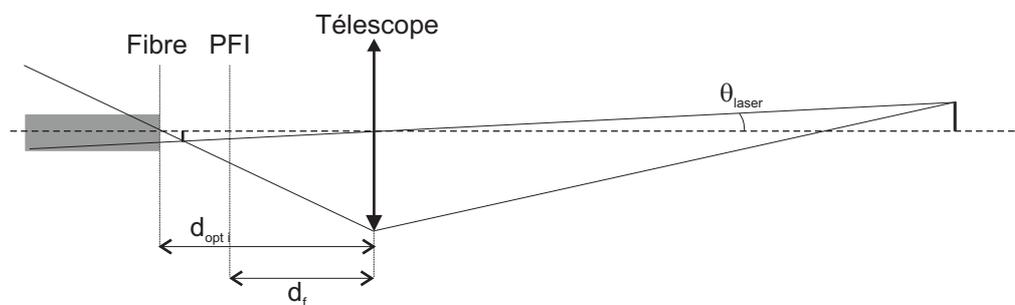


FIG. 5.7 – Configuration optique du modèle utilisé pour le calcul de la fonction de recouvrement $O(z)$ du télescope du système IGN/SA. Le télescope est assimilé en première approximation à une lentille de même caractéristique.

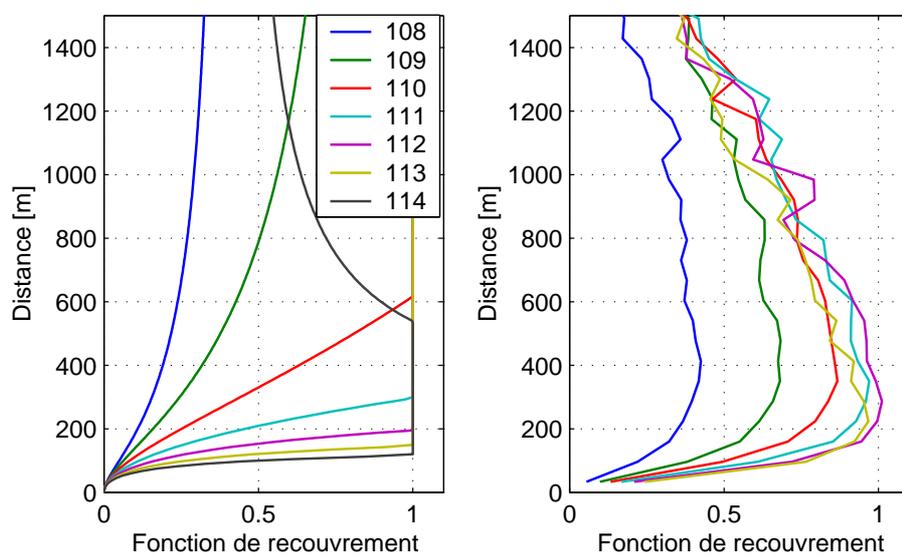


FIG. 5.8 – Evolution théorique (figure de gauche) et expérimentale (figure de droite) de la fonction de recouvrement $O(z)$ en fonction du tirage du télescope. Le tirage est la distance qui sépare le miroir secondaire de la fibre optique.

forme aucune image ponctuelle dans cette zone et le pinceau illuminé est plus étendu que la surface de la fibre optique : $O(z)$ n'atteint jamais l'unité, le tirage n'est pas optimal dans cette situation ($d = 108$ mm et $d = 109$ mm).

- Lorsque $d_f \leq d \leq d_{opti}$, le tirage est optimal. Les objets imagés ponctuellement par le télescope sont derrière le foyer du télescope, et la taille maximale d'une image dont l'objet est quasiment à l'infini (en tenant compte de la divergence du laser) est celle du rayon de la fibre optique lorsque $d = d_{opti}$. Notons que pour le système IGN/SA, le tirage optimal est obtenu pour $d = 112$ mm.
- Lorsque $d \geq d_{opti}$, les rayons les plus divergents ne pénètrent plus dans la fibre optique, au fur et à mesure que l'on s'éloigne de d_{opti} (cas $d = 113$ mm et $d = 114$ mm) : la distance de mise au point du système diminue, et le télescope image nettement les très basses couches de l'atmosphère. Au delà de 600 m pour $d = 114$ mm, la fonction de recouvrement ré-atténue l'amplitude du signal.

Le comportement de $O(z)$ est vérifié expérimentalement, avec des mesures sur le canal Raman azote (la concentration d'azote varie moins que celle de la vapeur d'eau).

les signaux Raman azote sont :

- sommés sur 10 bins pour augmenter le RSB,
- corrigés de l'énergie moyenne émise,
- corrigés de la variation de la concentration d'azote par un profil standard USSA,
- corrigés de la transmission atmosphérique moléculaire (Rayleigh) et aérosol (MODTRAN),
- corrigés de la variation en distance (z^2),
- normalisés dans les basses couches ($\sim 200m$).

A l'aide d'un gabarit, plusieurs séries de mesures sont effectuées en variant la distance entre la fibre optique et le miroir secondaire, autour de d_f (cf. figure 5.8 de droite). Bien que la décroissance des courbes expérimentales (figure 5.8 de droite) soit différente des courbes théoriques (figure 5.8 de gauche), on retrouve cependant les mêmes variations lorsque d augmente. Le tirage optimal est trouvé pour $d = 112$ mm.

Les différences de décroissance s'expliquent d'une part, par le fait que les mesures ne sont pas corrigées de la transmission atmosphérique réelle, d'autant que les mesures ont été réalisées à 25° d'élévation et d'autre part, par le fait que l'obstruction causée par le miroir secondaire sur le miroir primaire n'est pas prise en compte par le modèle.

5.4.3 La campagne de mesure 2002

5.4.3.1 Présentation

Cette campagne de mesure s'est déroulée à l'automne 2002, sur le site instrumental de Météo-France, à Toulouse. L'objectif principal de cette campagne était l'étalonnage et la validation du capteur

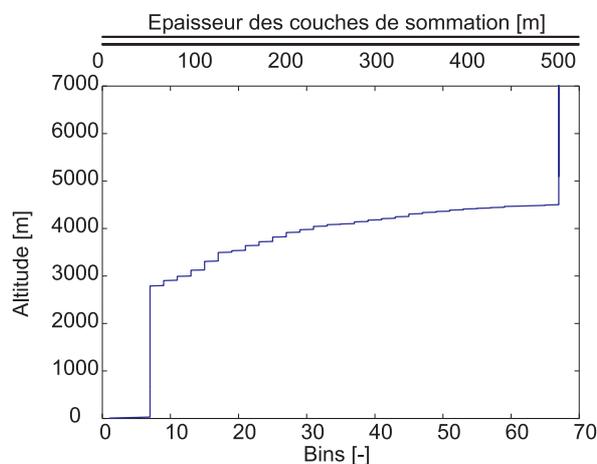


FIG. 5.9 – Exemple de fenêtre de lissage utilisée pour le filtrage des données de la campagne 2002, afin de maintenir un $RSB \geq 5$ sur le profil de rapport de mélange restitué. La largeur de la fenêtre varie de 50 m à 500 m. (1 bin = 7.5 m)

AIRS (**A**tmospheric **I**nfra**R**ed **S**ounder), embarqué sur la plateforme spatiale Aqua de la NASA (<http://www-airs.jpl.nasa.gov>). Le capteur AIRS est destiné à mesurer des profils d'humidité, de température atmosphérique, la température de surface, ainsi que des grandeurs relatives aux nuages. Plusieurs instruments ont été déployés du 19 août au 19 novembre 2002 le site de Météo-France, parmi lesquels une station de lancer de radiosondage, une station météo de surface, un GPS, un radiomètre vapeur d'eau. Le système lidar Raman IGN/SA a fonctionné entre le 21 octobre et le 1er novembre 2002. Durant cette période, deux radiosondages ont été lancés chaque nuit, à intervalle de 55 minutes (1 heure et 5 minutes avant le passage du satellite). L'objectif de la participation du système lidar IGN/SA était de fournir des mesures profilées et continues autour du passage du satellite (à ± 1 heure d'intervalle) en complément des données des radiosondages et des contenus intégrés du radiomètre vapeur d'eau.

5.4.3.2 Amélioration de la méthode d'inversion

La méthode de d'inversion des données brutes a été améliorée pour la campagne de mesure 2002. Les principaux raffinements apportés par rapport à la campagne 2001 sont décrits ici.

Lissage vertical La résolution verticale des profils est constante (50 m); une fenêtre de lissage de lissage plus ou moins longue (de 50 m à 500 m) est appliquée, afin de maintenir un RSB supérieur ou égal à 5 sur les signaux bruts. Un exemple de fenêtre de lissage utilisée pour les l'inversion des données de la campagne 2002 est donnée sur la figure 5.9.

Correction de saturation A partir d'un certain taux de comptage ($N \geq 1$ photon/tir/bin), les signaux bruts Raman présentent un effet de saturation sur les deux voies de mesure (Cf. 5.10).

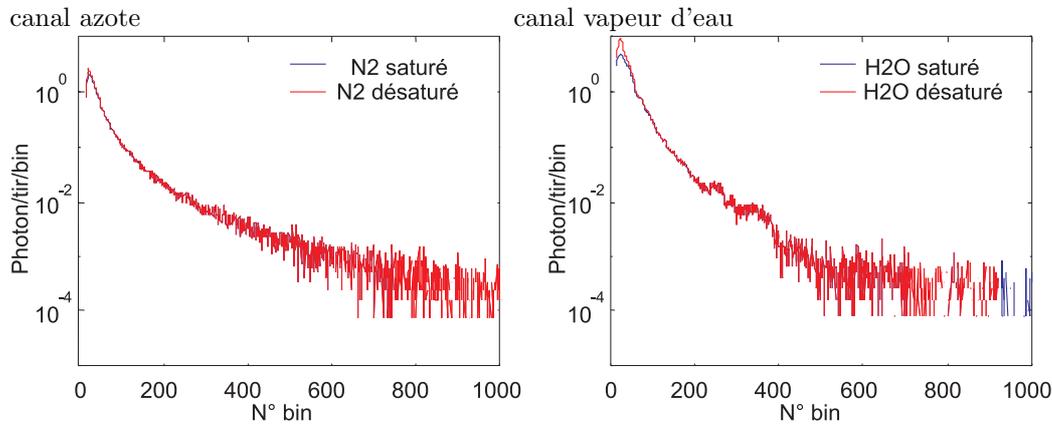


FIG. 5.10 – Correction de la saturation des signaux lidar Raman bruts sur les canaux azote (figure de gauche) et vapeur d'eau (figure de droite). L'effet de cette correction est particulièrement visible sur le canal de mesure en transmission (canal vapeur d'eau), où la saturation est forte pour les premiers bins acquis. (Signaux Raman bruts acquis durant la nuit du 26 octobre 2002, 1 bin = 7.5 m)

Cet effet limite la restitution du rapport de mélange dans les basses couches où l'amplitude des signaux est la plus forte. Pour corriger cet effet, une méthode de désaturation des signaux a été développée. Elle utilise la mise en place d'un filtre interférentiel commun azote sur les deux voies de mesures Raman en ôtant les filtres respectifs de chaque voie de mesure, grâce au système *clic-clac* (qui permet de ne pas débrancher les PMs en changement de configuration de mesure). Les deux canaux Raman mesurent alors la même grandeur, aux termes de réflexion/transmission de la lame séparatrice et gain des PMs près. Si on diminue légèrement l'énergie laser émise, le canal Raman azote en réflexion se désature pendant que le canal Raman en transmission reste saturé. Un ajustement par moindres carrés entre ces deux signaux détermine les coefficients d'une fonction qui permet la correction de saturation des signaux.

Le fond de ciel Le fond de ciel est estimé en sommant les signaux bruts par paquet de durée de 5 minutes (3000 tirs @ 10 Hz). La résolution nominale est de 7.5 m ; le bruit de fond est estimé entre 15 km et 45 km d'altitude (i.e dans une zone où il n'y a plus de signal atmosphérique). Pour la campagne 2002, le fond de ciel varie entre 10^{-4} et 10^{-3} photons/tir/bin pour le canal vapeur d'eau et 10^{-6} et 10^{-5} photons/tir/bin pour le canal azote.

5.4.3.3 Résultats

Plus de 50 heures de données ont été accumulées durant la participation du système lidar IGN/SA ; le système a fonctionné durant des nuits entières, fournissant ainsi des segments continus de données sur plus de 10 heures. Des séries temporelles de rapport de mélanges sur quatre nuits ainsi que des comparaisons avec les mesures des radiosondages colocalisés sont présentés. Les résultats présentés sont

en visée verticale, la mesure en balayage n'a pas été testé durant cette campagne.

Comparaison avec un radiosondage colocalisé La figure 5.11 montre les résultats des comparaisons des rapports de mélange mesurés par le lidar IGN/SA et les radiosondages, pour les nuits du 27, 28, 29 et 30 octobre 2002. Pour ces comparaisons, les signaux lidars sont intégrés sur 20 minutes, à partir du lancer du radiosondage (pour une vitesse de montée de $\sim 5-6$ m/s, la sonde atteint $\sim 6-7.2$ km au bout de 20 minutes).

Séries temporelles vapeur d'eau Les figures 5.12 et 5.13 montrent les séries temporelles de rapport de mélange obtenues par lidar Raman pour quatre nuits de mesure.

5.4.3.4 Discussion et conclusion

Pour les comparaisons lidar/radiosondage, les barres d'erreur sont calculées sur des couches de 500 m. Les radiosondages utilisés sont les Vaisala RS90, la nouvelle génération de radiosondage destinée à progressivement remplacer les RS80. D'après les données fournies par Vaisala, la précision des mesures d'humidité des capteurs H-HUMICAP des sondes RS90 est de 5% d'humidité relative, 2% de répétabilité entre deux mesures successives.

Dans ce type d'étude, la qualité des mesures lidar est souvent jugée par la fidélité de reproduction du profil de rapport de mélange mesuré par le radiosondage, qui est colocalisé avec le lidar (du moins, au moment du lâcher). Une telle comparaison est limitée, puisque les volume d'espace sondés par les deux instruments sont pour la plupart du temps disjoints (figure 5.14). Comparer des mesures lidar à des radiosondage suppose donc qu'il existe une stratification horizontale de la distribution de vapeur d'eau de l'ordre d'une dizaine de kilomètre, ce qui n'est pas forcément vérifiée. En comparant la trajectoire suivie par le radiosondage lâché le 28 octobre avec le volume sondé par le lidar Raman IGN/SA, on voit que le ballon suit une trajectoire Est-Nord-Est, avec une vitesse ascensionnelle continue. A 7000 m, l'écart horizontal qui sépare le volume sondé par le lidar de la sonde est de ~ 30 km à l'Est et ~ 10 km au Nord. Les trajectoires des radiosondages des autres soirées ne sont pas analysées ici, mais des écarts du même ordre de grandeur seraient sûrement relevés. Ceci explique en partie la différence croissante qui apparaît entre les profils de rapport de mélange mesuré par le lidar Raman IGN/SA et calculé à partir des mesures de radiosondes (figure 5.11). La seconde explication est bien sûr la non-simultanéité des deux mesures pendant les 20 minutes d'observation du lidar.

Le lidar Raman IGN/SA n'est pas étalonné de manière absolue (pour l'instant). Une constante corrective d'étalonnage est déterminée par rapport à des radiosondages. L'évolution de cette constante sur la durée de la campagne traduit la stabilité du système (figure 5.15). La valeur d'étalonnage est calculée sur deux couches de 500 m d'épaisseur (500-1000 m et 1500-2000 m). Pour cette campagne,

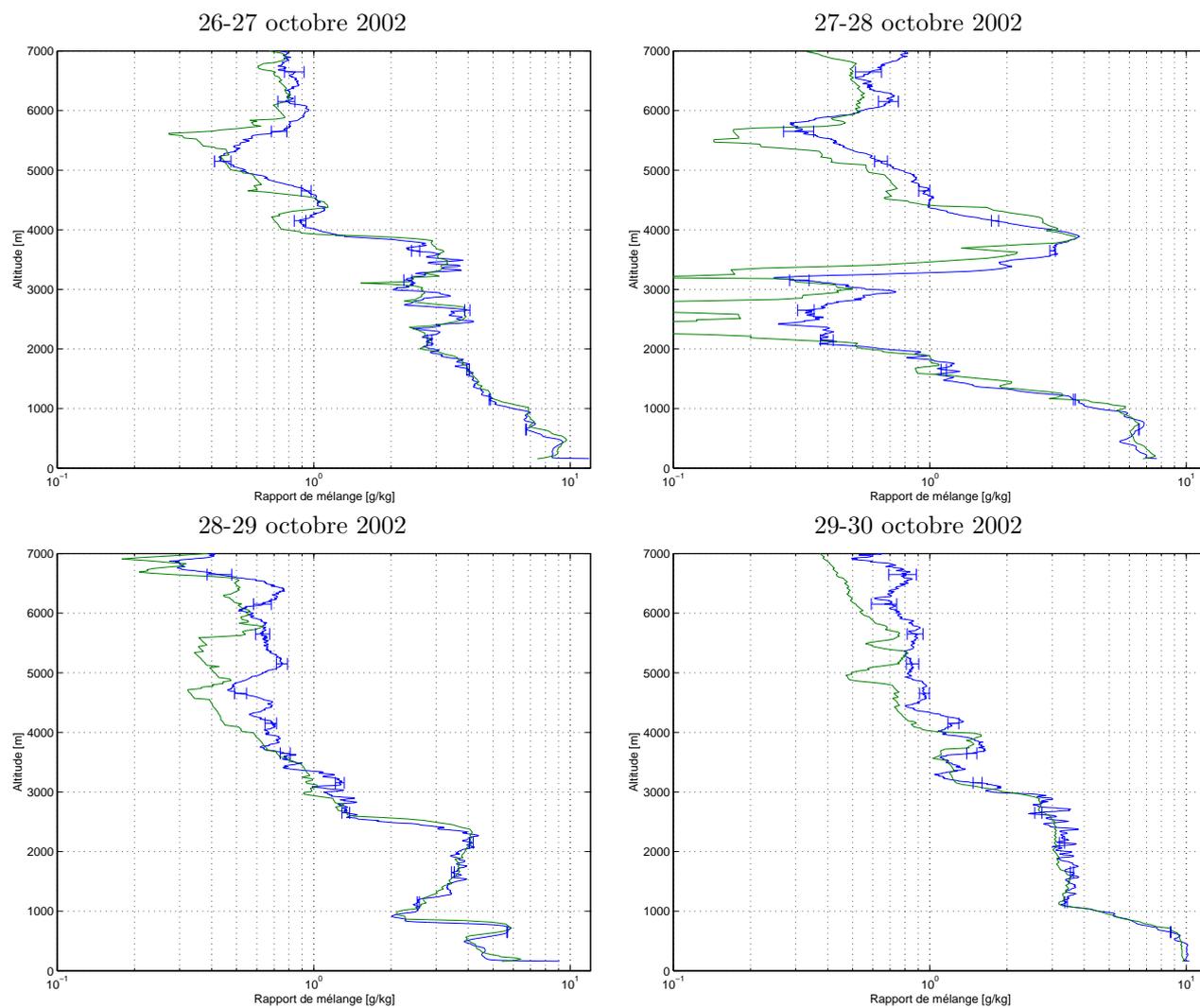


FIG. 5.11 – Comparaison du rapport de mélange obtenu par lidar Raman (trait bleu continu avec barre d'erreur) et radiosondage (trait vert continu) pour les nuits du 26, 27, 28 et 29 octobre 2002 à Toulouse. Les profils lidar sont obtenus à partir d'observations sommées sur 20 minutes.

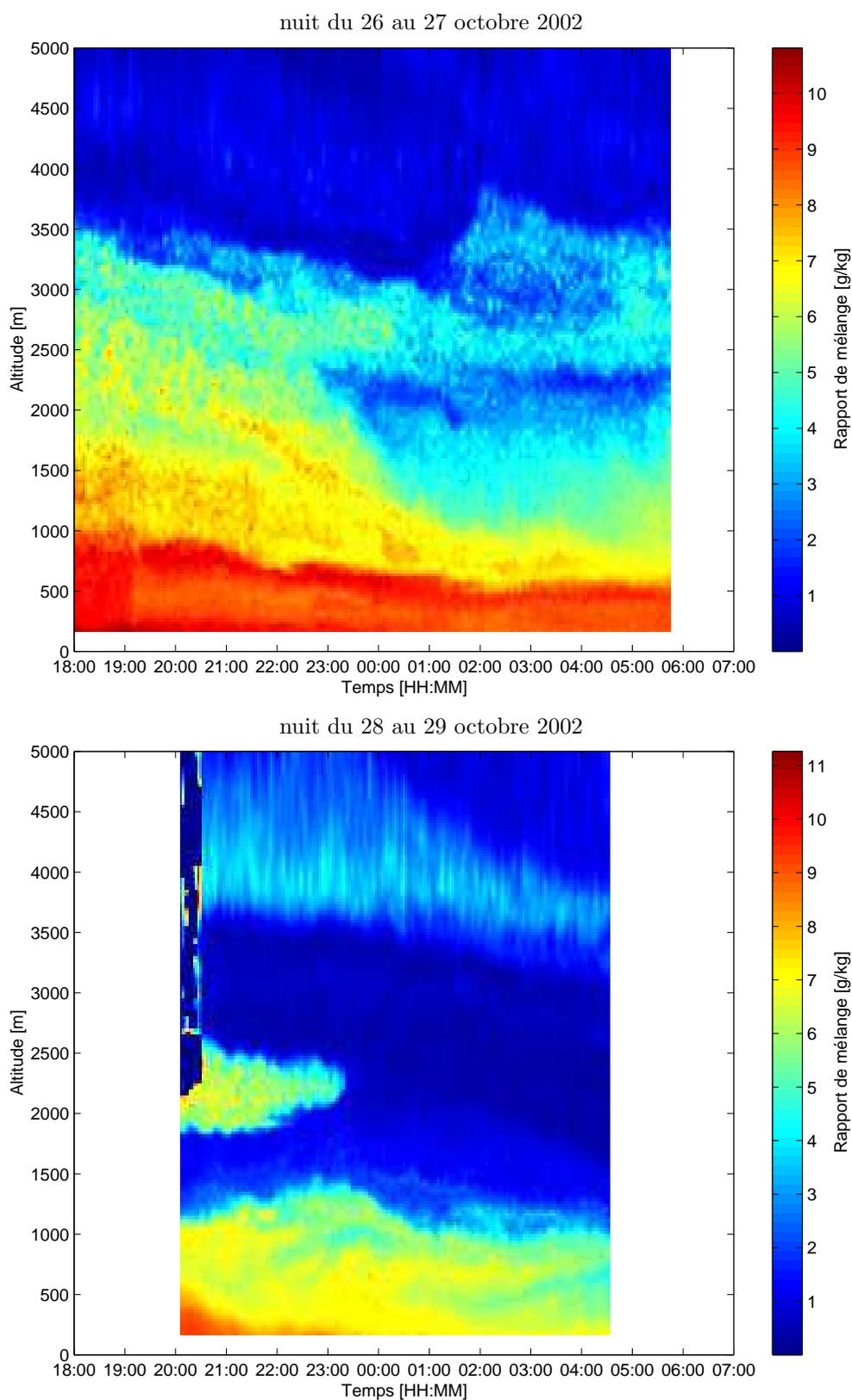
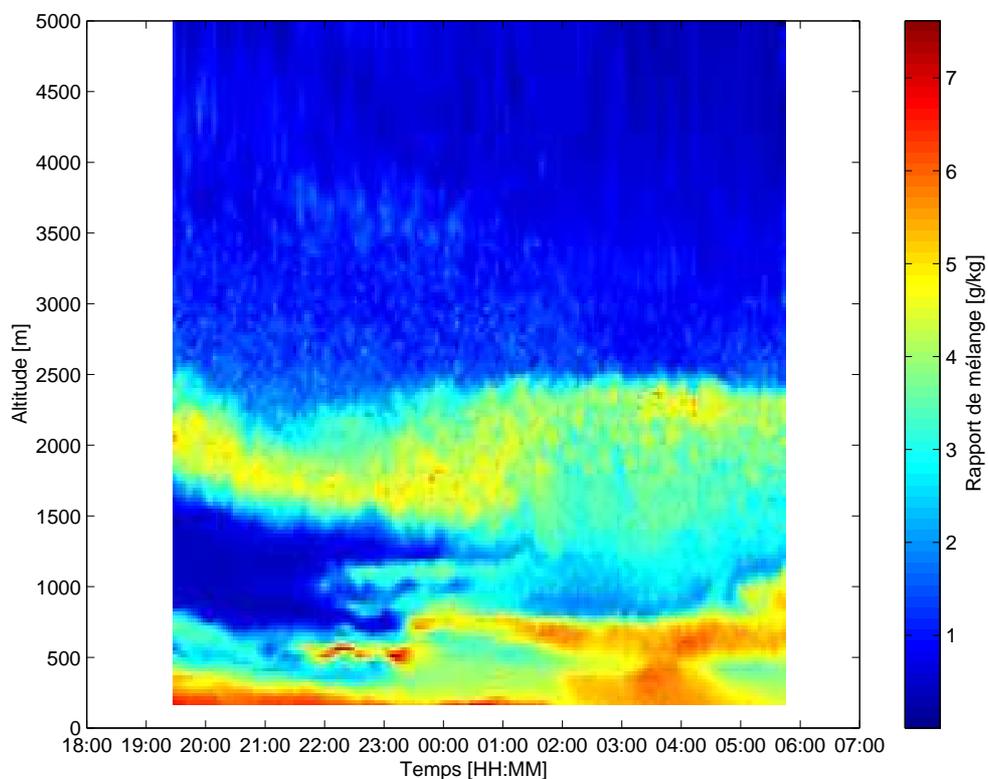


FIG. 5.12 – Séries temporelles du rapport de mélange obtenu par lidar Raman pour les nuits du 26 et 27 octobre 2002 à Toulouse. Les profils sont obtenus à partir de 5 minutes d'observation.



nuit du 29 au 30 octobre 2002

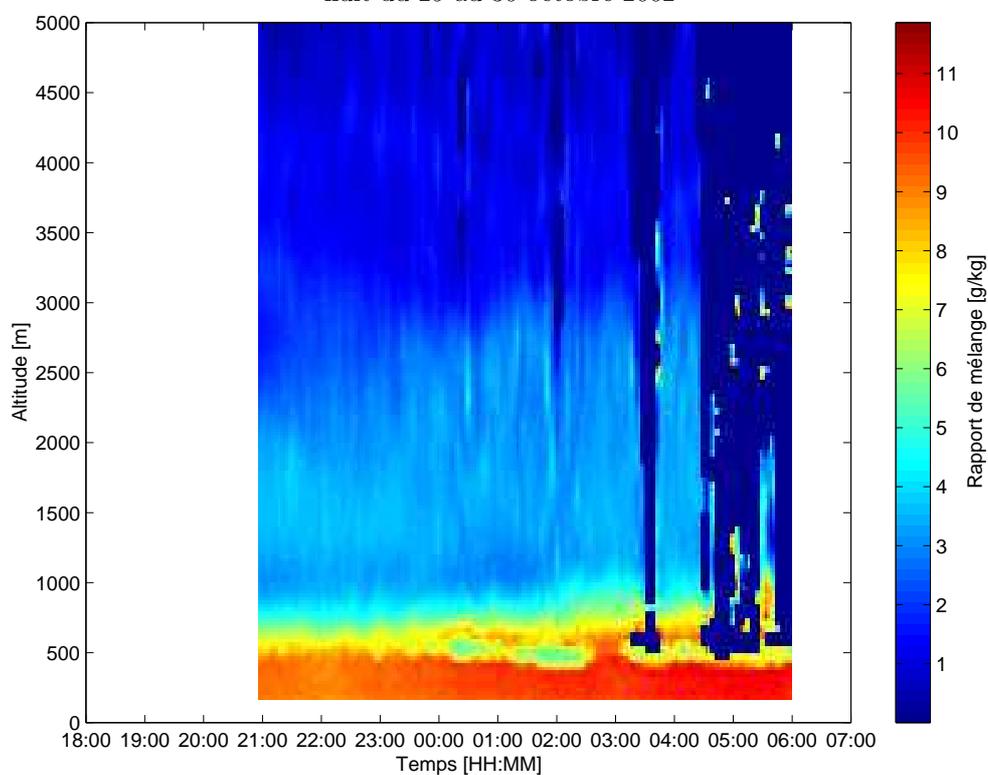


FIG. 5.13 – Séries temporelles du rapport de mélange obtenu par lidar Raman pour les nuits du 28 et 29 octobre 2002 à Toulouse. Les profils sont obtenus à partir de 5 minutes d'observation.

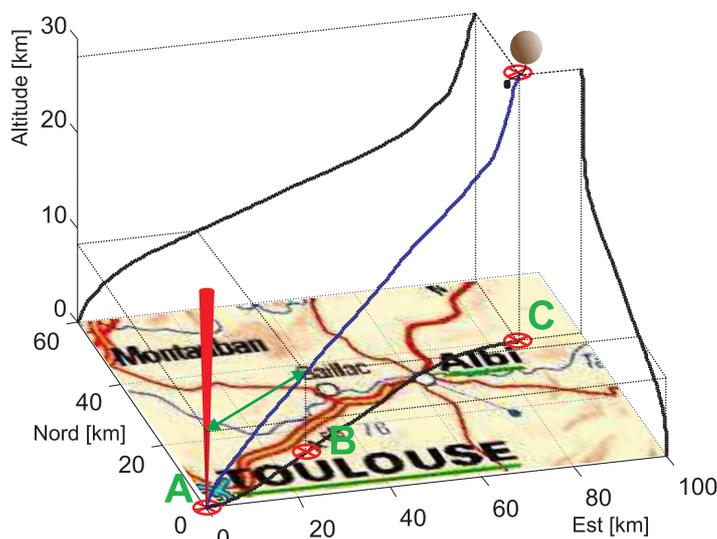


FIG. 5.14 – Trajectoire 3D du radiosondage lâché le 28 octobre 2002 à 00h07 TL de Toulouse (point **A**). La comparaison lidar/radiosondage s’effectue jusqu’à ~ 7 km d’altitude (cf. figure 5.11). A cette altitude, le radiosondage se trouve à ~ 30 km à l’est et ~ 10 km au nord (point **B**) du volume sondé par le lidar Raman IGN/SA. A son altitude maximale (point **C**), le ballon est à ~ 85 km à l’est et ~ 40 km au nord de son point de départ. Cette figure illustre l’intérêt relatif qu’il faut donner aux comparaisons lidar/radiosondage et à la qualité de l’étalonnage ainsi réalisé.

deux radiosondages sont effectués par nuit, et 4 valeurs sont déterminées. L’étalonnage est effectué par un ajustement aux moindres carrés.

Compte-tenu de ce qu’il a été dit précédemment sur les différences de volume sondé, l’étalonnage effectué sur la couche d’atmosphère la plus basse est celle qui recale les profils les plus semblables entre eux.

La valeur médiane de la constante d’étalonnage pour les situations de comparaisons favorables (pas de pluie et pas de nuages sur la couche d’ajustement) est 1.46 ± 0.07 pour la couche 500-1000 m et 1.51 ± 0.07 pour la couche 1500-2000 m, soit 5% de variation sur la campagne. Cette variation est sûrement due à une différences des profils restitués par les deux méthodes, plus qu’à une variation des paramètres instrumentaux du système lidar IGN/SA lors des mesures. Une manière de s’en assurer serait de comparer les mesures lidar à un autre instrument colocalisé, en visée zénithale (WVR, ou un autre lidar, par exemple) sur une longue période pour observer d’éventuelles dérives.

Les comparaisons des mesures lidars à celles d’un radiosondage soulèvent la question de l’étalonnage absolu du système IGN/SA. Si aucune mesure ne peut être instantanément co-localisée au lidar, quelle valeur peut-on accorder aux constantes d’étalonnage précédemment déterminées? Théoriquement, un lidar Raman peut être étalonné de manière absolue; il suffit de connaître tous les termes présents dans l’équation du lidar Raman. Dans la pratique, des études ont montré toute la difficulté qui réside dans

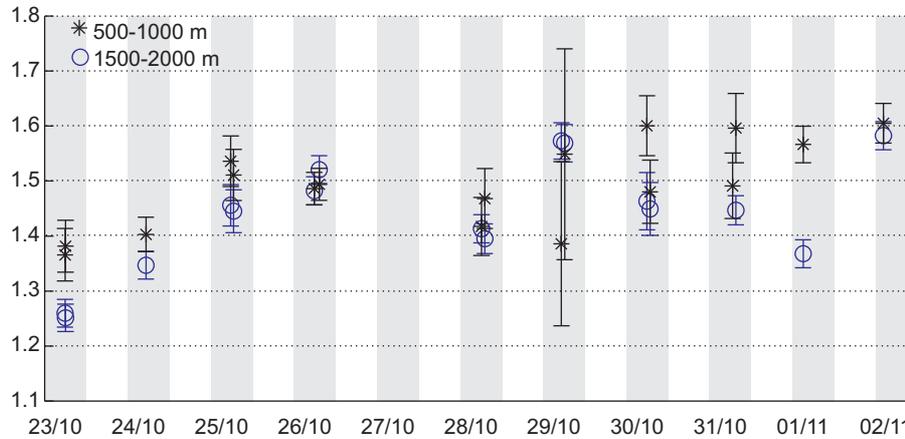


FIG. 5.15 – Variation de la constante d'étalonnage du lidar Raman IGN/SA pour la campagne 2002 à Toulouse (23/10 : nuages à 3000 m, 01/11 : nuages à 2500 m, et pluie).

l'étalonnage absolu d'un système lidar [Vaughan et al., 1988, Sherlock et al., 1999], et les précisions obtenues sur les mesures sont du même ordre de grandeur que celles obtenues par comparaison avec une autre méthode de mesures de vapeur d'eau (WVR ou radiosonde), à savoir $\sim 10\%$.

Néanmoins, les comparaisons sur quatre soirées de radiosondage montrent que les mêmes structures de vapeur d'eau sont observées par les deux méthodes, à part la nuit du 27 au 28 octobre 2002, où les mesures du radiosondage semblent aberrantes entre 2500 et 3000 m. Le lidar semble mesurer une atmosphère plus humide que les radiosondes au-delà de 4000 m, ce qui peut s'expliquer par des erreurs de détermination du fond de ciel. L'écart relatif, en ôtant les mesures aberrantes des sondes, est de $\sim 10\%$ jusqu'à 6000 m, pour 20 minutes d'observation.

Les séries temporelles pour ces quatre nuits sont représentées jusqu'à 5000 m, car les mesures lidar sont intégrées sur 5 minutes, ce qui réduit la portée du système. Notons qu'avec un tel système, une description fine du champ de vapeur (50 m - 5 min) d'eau est disponible continûment du crépuscule à l'aube (i.e. quand le fond de ciel est faible).

5.5 Conclusion générale sur le système IGN/SA

Le système lidar IGN/SA permet la mesure de profils de rapport de mélange en visée zénithale. Les mesures obtenues sont en accord avec les radiosondages.

Des améliorations du système entre la campagne de 2001 et celle de 2002 ont permis une augmentation de la résolution temporelle et de la portée du signal.

Du point de vue de la portée des mesures, les premiers résultats expérimentaux indiquent que le système développé est compatible avec les impératifs d'une application de positionnement de précision par GPS, qui nécessitent un sondage de la majorité de la vapeur d'eau troposphérique : une portée de 5000 m

équivalent à un sondage de 92% de la vapeur d'eau atmosphérique, une portée de 7000 m, à 95-99%. Il reste donc à déterminer l'impact de telles mesures sur l'amélioration du positionnement GPS. Les temps d'intégration des mesures menant aux résultats présentés ici restent cependant encore longs, pour une tâche de balayage rapide dans les directions des satellites GPS. La cadence du laser a donc été doublée (20 Hz), ce qui permet de limiter le temps d'intégration des mesures, et d'atteindre des précisions équivalente sur 5 minutes, en dégradant légèrement la résolution verticale des mesures. La visée oblique n'est pas encore testée ; un système robuste de balayage est en cours de développement. Des mesures obliques en pointage manuel ont cependant été réalisées et sont encourageantes.



Troisième partie

Simulation d'une correction externe des mesures GPS

Chapitre 6

La campagne IHOP_2002

Dans cette partie, la campagne IHOP_2002 est présentée. Une attention particulière est apportée au cas du 29 mai 2002, qui présente une répartition spatio-temporelle de la vapeur d'eau assez hétérogène. Cette variabilité spatio-temporelle se retrouve aussi sur les simulations d'un modèle à méso-échelle pour ce même jour. Ces simulations sont donc utilisées pour mettre en évidence l'apport de l'utilisation d'un lidar Raman dans la correction des observations GPS du point de vue du positionnement de précision.

6.1 Introduction

Le lidar IGN/SA est novateur par son système de balayage qui doit lui permettre de fournir des mesures obliques de vapeur d'eau destinées à la correction directe des mesures GPS. Mais ce système de balayage est encore en phase de développement : il n'est pas encore possible de prouver expérimentalement l'apport de l'utilisation d'une mesure externe profilée de vapeur d'eau dans l'amélioration des précisions de positionnement par GPS. C'est donc par la simulation que cette preuve est apportée. Encore faut-il disposer de données ou de mesures sur un domaine de grande dimension et sur une période relativement longue pour étudier l'impact du champ de vapeur d'eau et de ses variations spatio-temporelles sur les précisions de positionnement par GPS. La campagne de mesure IHOP_2002 constitue une base de données et de mesures très bien documentée ; les nombreuses mesures effectuées durant cette campagne, notamment pour le 29 mai 2002, permettent de mettre en évidence une journée durant laquelle l'hétérogénéité du champ de vapeur d'eau est relativement marquée. Des simulations du modèle méso-échelle MM5 faites a posteriori complètent la description de cette hétérogénéité mise en évidence localement à un domaine plus vaste, sur une journée complète.

6.2 Présentation générale de la campagne

Le **I**nternational **H**₂**O** **P**roject (IHOP_2002) est une campagne de mesure sans précédent historique qui s'est déroulée au sud des Grandes Plaines américaines du 13 mai au 25 juin 2002. Plus de 250 chercheurs et personnels scientifiques des États-Unis, du Canada, de France et d'Allemagne ont participé à cette campagne afin de mesurer la vapeur d'eau et d'autres grandeurs atmosphériques.

Cette région des États-Unis a l'avantage de présenter fréquemment de fort gradient d'humidité, et de posséder une réseau dense d'instruments opérationnels que viennent compléter les instruments expérimentaux déployés pour l'occasion.

Durant la campagne, les mesures ont impliqué 50 plates-formes instrumentées (mobiles ou fixe), six avions équipés d'instruments de mesure in situ et de télédétection. Un descriptif rapide de ces plates-formes et instruments est disponible dans le tableau 1 de [Weckwerth et al., 2004]. Près de 2500 sondages ont été effectués en plus de ceux réalisés normalement. Sept modèles de prévision à court et moyen terme ont tourné.

6.2.1 Les buts de IHOP_2002

L'objectif principal de cette campagne est une meilleure compréhension et prévision des phénomènes convectifs, principalement pour une prévision plus fiable des épisodes de précipitations intenses (0-12H). Cela passe par une amélioration de la caractérisation de variation temporelle du champ tri-dimensionnel de la distribution de vapeur d'eau. Quatre aspects de la recherche météorologique sont plus particulièrement mis en avant : (i) l'impact d'une meilleure caractérisation du champ 4D de vapeur d'eau dans l'amélioration des modèle de prévisions, (ii) une meilleure compréhension et prévision des phénomène convectifs, en particuliers sur les conditions et lieux de déclenchement de la convection, (iii) une compréhension accrue des processus siégeant dans la couche limite atmosphérique et des interactions entre la surface et la couche limite, et enfin (iv) l'instrumentation spécifique (expérimentale et opérationnelle) à mettre en oeuvre et à coordonner pour une meilleure caractérisation du champ 4D de la vapeur d'eau, notamment pour la meilleure prévision des phénomènes de précipitations intenses en saison chaude [Parsons et al., 2000, Weckwerth et al., 2004].

6.2.2 Les stratégies d'observations

Afin de répondre aux objectifs de la campagne, cinq stratégies d'observations ont été définies : les expériences BLE (Boundary Layer Evolution), CI (Convection Initiation), LLJ (Low-Level Jet), Bore et BHL (Boundary Layer Heterogeneity). C'est ce dernier cas qui retient notre attention, pour plus de détails sur autres expériences, on se reporte à la description des moyens mis en oeuvre dans le plan

d'opérations de IHOP_2002 (www.atd.ucar.edu/dir_off/projects/2002/IHOP.html). Seul le cas de la stratégie BLH est détaillé ici.

Les missions organisées dans les cas de BLH concernent l'analyse de la variabilité de la vapeur d'eau dans la couche limite. Le but de l'étude de ces cas est triple : il s'agit (i) d'expliquer comment se développent les hétérogénéités de la vapeur d'eau dans la couche limite atmosphérique en relation avec l'humidité et l'occupation des sols, l'orographie et le forçage atmosphérique, (ii) de caractériser le bilan de vapeur d'eau et (iii) de comprendre l'évolution spatio-temporelle de l'humidité dans la couche limite atmosphérique et au-dessus de celle-ci [Flamant et al., 2003]. 15 missions de BLH ont été réalisées durant IHOP_2002, pour un total de 35.5 heures d'observations avec LEANDRE2.

6.2.2.1 La contribution française dans IHOP_2002

La contribution française dans IHOP_2002 s'articule autour de trois équipes :

- l'équipe LEANDRE2, avec des mesures de rapport de mélange de vapeur d'eau par lidar à absorption différentielle [Bruneau et al., 2001a] (~ 140 heures des vols scientifiques à bord de l'avion P-3 de la Navy Research Laboratory (NRL), avec notamment 7 mission BLH pour un total de 35 heures),
- l'équipe GPS, dont le déploiement de 7 stations GPS est venu compléter les réseaux américains déjà existants, permettant ainsi une homogénéisation et une densification des réseaux UCAR/SuomiNet et NOAA/FSL [VanBaelen et al., 2003],
- l'équipe modélisation (CNRM et SA), avec une participation à l'effort de modélisation opérationnelle (modèle MM5, sur trois modèles emboîtés de résolution croissante (12 km à 1.5 km), centré sur le site d'Homestead et l'étude de cas par simulation (cas du 29 mai, 12 juin entres autres)) .

6.3 Le cas du 29 mai 2002

6.3.1 Situation météorologique générale

Ces informations sont tirées des différents rapports de mission du cas de BLH du 29 mai 2002 (www.joss.ucar.edu).

Le cas du 29 mai présente une situation de marais barométrique, les isohypses à 850 hPa sont très espacées, et mal organisées. Les vents synoptiques au sol sont très faibles. Un résidu de ligne sèche se déplace de pendant d'ouest en est.

Le ciel est dégagé sur le domaine durant pratiquement toute la journée, quelques nuages résiduels sont encore présents au sud est du domaine. Des cumulus de convection apparaissent en fin de mission, à partir de 21h00 UTC à ~ 80 km d'Homestead.

De fortes précipitations localisées sur la zone d'étude ont été observées durant les journées précédentes

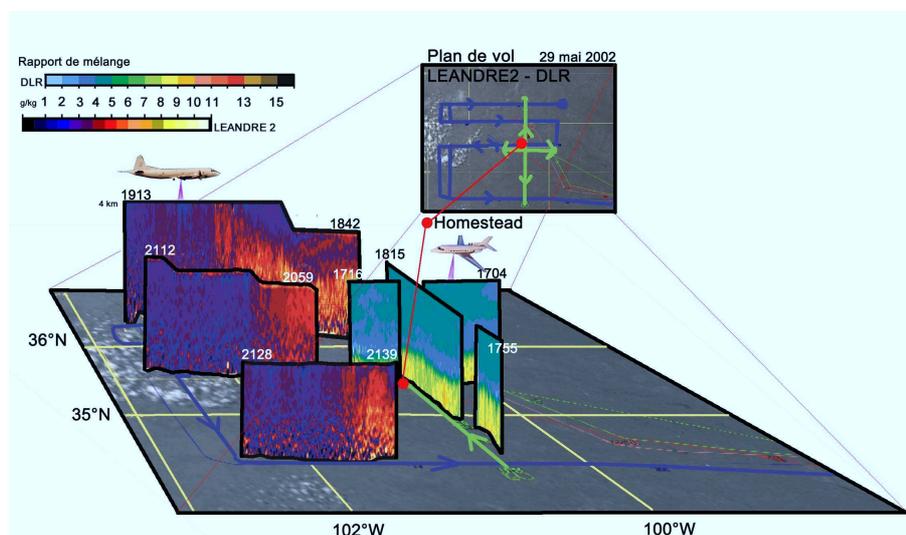


FIG. 6.1 – Plan de vol et rapport de mélange mesuré par le lidar DIAL LEANDRE2 (transects est-ouest) et le DIAL DLR (transects nord-sud) reporté sur un cliché visible du satellite GOES-8, le 29 mai 2002.

(27 et 28 mai 2002) : le long d'un axe nord-sud centré sur Homestead, des cumuls de 85 mm au sud et 5 mm au nord ont été relevés. Depuis les avions de mesure, les opérateurs ont signalé des nombreuses parcelles de terrain et routes inondées, notamment au sud d'Homestead. La zone au nord étant quant à elle plus sèche.

Ces précipitations créent un fort gradient dans l'humidité du sol, qui, combiné aux hétérogénéités de surface, semble propice à la mise en place au cours de la journée du 29 mai à une circulation de type thermique [Josset, 2004].

6.3.2 Les observations

DIAL H₂O/Falcon Un DLR Falcon 20 E-5, financé par la NSF et l'agence allemande de l'espace DLR a volé la mission du 29 mai 2002. Ce Falcon est équipé de capteurs météorologiques et embarque deux systèmes lidar aéroportés : le DIAL DLR et le Lidar Doppler Haute Résolution (HRDL) de la NOAA/ETL. Ce dernier n'a pas fonctionné pour le cas du 29 mai 2002.

Pour la mission BLH du 29 mai 2002, le Falcon a suivi des trajectoires nord-sud longues de ~ 200 km et des trajectoire est-ouest courtes de ~ 50 km, de 16h30 à 21h00, au-dessus Homestead (figure 6.1). A son bord, le lidar DIAL H₂O DLR a effectué ~ 125 minutes de mesures de rapport de mélange de vapeur d'eau, en visée au nadir. Deux dropsondes ont également été lâchées durant la mission.

En milieu de mission (~ 18 H), les mesures effectuées par le DIAL du DLR montrent une couche limite plus épaisse au sud du domaine avec ~ 1 km d'épaisseur au sud et ~ 700 m d'épaisseur au nord. Le long du transect 6, l'air est assez humide avec 8-10 g/kg mesuré dans la couche limite. Au dessus, des

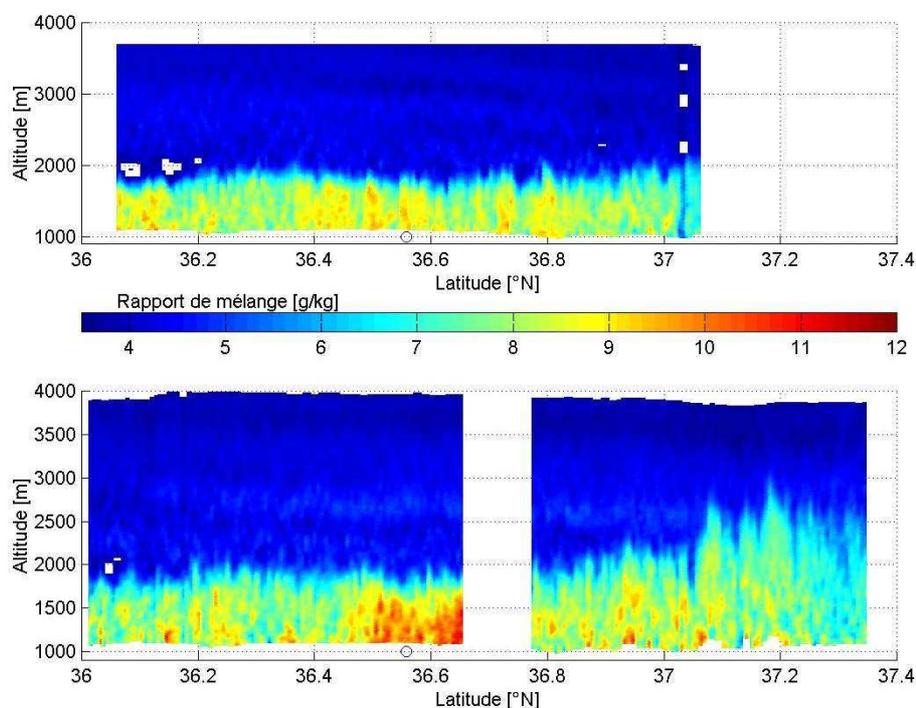


FIG. 6.2 – Rapport de mélange mesuré par le lidar DIAL du DLR le long de deux transects nord-sud au dessus d’Homestead (signalé par un rond) le 29 mai 2002 (*leg 6*, figure du haut et *leg 8* figure du bas).

valeurs de 4-5 g/kg sont mesurées (figure 6.2 du haut). Une heure plus tard, la variabilité est telle que la couche limite au nord du transect s’est développée de près d’un kilomètre, atteignant ainsi une épaisseur de près de ~ 2.5 km. L’humidité est plus forte au sud qu’au nord (figure 6.2 du bas).

DIAL LEANDRE2/P-3 Un P3B Orion, financé de la NRL, est équipé de capteurs météorologiques. Il embarque de plus le radar du NCAR/ATD ELDORA et le lidar DIAL LEANDRE2.

Pour la mission du 29 mai 2002, le P-3 a volé sur 4 trajectoires est-ouest successives, dans un domaine d’une surface au sol de ~ 200 km² autour d’Homestead entre 16h15 et 22h27 (TL). A son bord, le lidar DIAL LEANDRE2 a effectué ~ 214 minutes de mesures du coefficient de rétrodiffusion et de rapport de mélange de vapeur d’eau en visée au nadir, en suivant deux fois les trajectoires est-ouest.

L’analyse de la variabilité du champ de vapeur d’eau selon des coupes est-ouest dans le domaine d’étude est l’intérêt des vols du P-3. Les rapports de mélange mesurés par LEANDRE2 suivant trois transects successifs est-ouest volés du nord au sud montrent un gradient est-ouest dans la concentration de vapeur d’eau avec des valeur de $\sim 7-8$ g/kg sur l’est d’Homestead et $\sim 3-4$ g/kg sur l’ouest des transects. La couche limite est plus développée à l’ouest et plus sèche, plus dense sur l’est, avec une épaisseur de ~ 800

m. Cet effet est remarquable sur l'ensemble des trois transects est-ouest de la figure 6.3.

Notons que la complémentarité des vols est-ouest du P-3 et nord-sud du Falcon permet même une comparaison de profil de rapport de mélange sur quelques points de trajectoire communs [].

Lidar SRL - Homestead Au sol, le lidar SRL du NASA/Goddard Space Flight Center (GSFC), situé à Homestead, a mesuré continûment durant ~ 10 heures le rapport de mélange de vapeur d'eau en visée zénithale, offrant ainsi une mesure haute résolution de la turbulence de la couche limite atmosphérique et de son évolution au cours de la journée du 29 mai 2002 (figure 6.4). La couche limite se développe en matinée de 9H à 12H (TL) avec des fortes valeurs de rapport de mélange dans les 500 puis 1000 premiers mètres ($\sim 10-12$ k/kg). A partir de 15 heures (TL) le rapport de mélange diminue dans la couche limite. Sur toute la journée, la couche limite présente des hétérogénéités assez marquées de concentrations et une hauteur assez variable. Cette forte variabilité a été aussi montrée sur les épaisseurs de couche limite déterminées à partir des mesures du lidar DIAL LEANDRE2 [Davis et al., 2004].

Conclusions sur les observations Toutes ces observations permettent de bien illustrer l'hétérogénéité verticale de la distribution de vapeur d'eau le 29 mai 2002. Les observations précédemment présentées ne constituent pas la totalité des mesures effectuées le 29 mai 2002. Elles permettent cependant de mettre en évidence la variabilité 4D importante du champ de vapeur d'eau ce jour-ci.

6.3.3 Le modèle MM5

6.3.3.1 Présentation

Le modèle MM5 (Mesoscale Model version 5) est un modèle à aire limitée, non hydrostatique, utilisé pour la simulation (et la prévision) de la circulation atmosphérique à méso-échelle développé par l'Université de Penn State et le NCAR [Grell et al., 1995].

Les champs utilisés ici sont issus d'une simulation MM5 réalisée par S. Bastin. La maille horizontale du domaine utilisé pour cette simulation est de 5 km, pour un domaine couvrant une surface de 490 km \times 400 km, entre les latitudes 34.39°N et 37.98°N et les longitudes 103.31°W et 97.92°W. L'orographie est interpolée à partir de données de terrain (résolution 30") (figure 6.5). Verticalement les grandeurs thermodynamiques sont définies sur 43 niveaux entre pratiquement le sol (premier niveau à 12 m de moyenne) et 15000 m. La résolution verticale est variable, de 50 m près du sol à 1000 m à la limite supérieure, située à 100 hPa.

Les conditions initiales et les conditions aux limites sont issues des données du centre européen ECMWF (European Centre for Medium range Weather Forecast). La date d'initialisation est le 29 mai 2002 à 0H TU et la simulation se termine le 30 mai 2002 à 0H TU. Notons que les premières heures de la

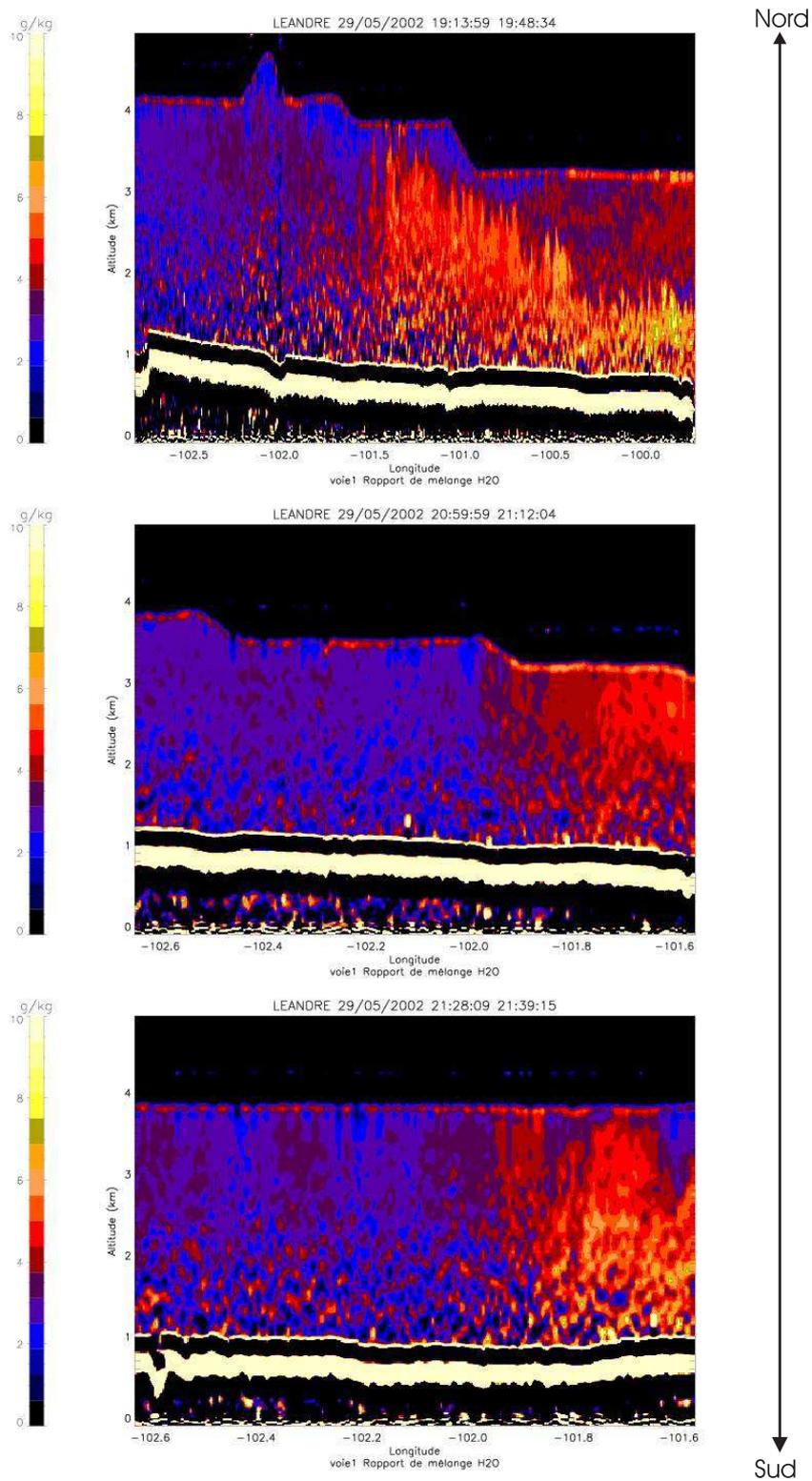


FIG. 6.3 – Rapport de mélange mesuré par le lidar DIAL LEANDRE2 suivant trois transects est-ouest le 29 mai 2002.

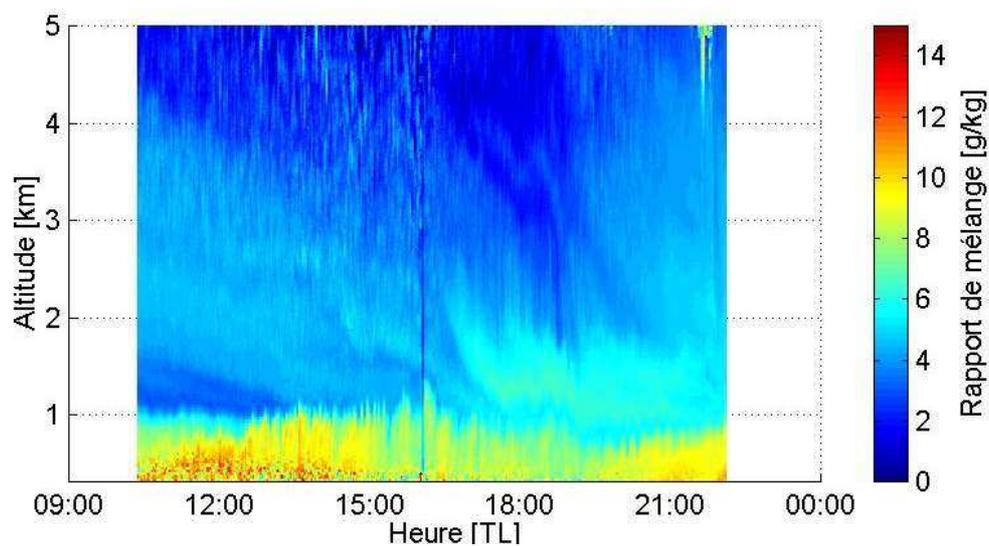


FIG. 6.4 – Rapport de mélange mesuré par le lidar Raman SRL le 29 mai 2002, à Homestead, en visée zénithale.

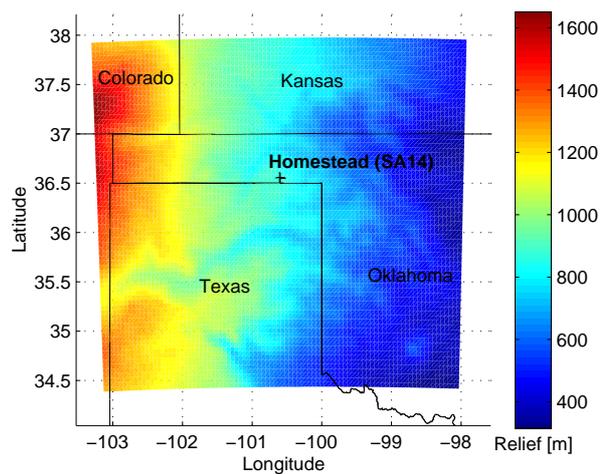


FIG. 6.5 – Relief du domaine de la simulation MM5 pour le cas du 29 mai 2002. La station GPS à Homestead (SA14) est aussi représentée.

simulation ne sont pas très fiables car elles correspondent à l'ajustement des champs du modèle aux conditions initiales.

6.3.3.2 Comparaison MM5/observations

Les comparaisons entre le réseau de mesures de surface (température et humidité à 2 m, et vent à 10 m) avec les valeurs simulées par MM5 sont en accord, du moins dans les régions où le réseau de mesures de surface est suffisamment dense (à l'est du domaine) [Bastin et al., 2004].

Des comparaisons avec des radiosondages (site de Vici, $-99.2^{\circ}\text{E}, 36.07^{\circ}\text{N}$, à 1730 UTC) de profils de vent, de température potentielle et de rapport de mélange de vapeur d'eau montrent aussi un bon accord, avec une légère surestimation du rapport de mélange par MM5 (~ 2 g/kg) dans la couche limite atmosphérique [Bastin et al., 2004].

Enfin, il semble que les simulations MM5 surestiment l'épaisseur de la couche limite atmosphérique par rapport aux mesures lidar de LEANDRE2 pour la journée du 29 mai 2002, tout en décrivant correctement son évolution [Bastin et al., 2004].

Le travail de validation des simulations MM5 sur la cas du 29 mai 2002 n'est pas achevé mais quelques comparaisons entre les mesures effectuées et le modèle montrent déjà que les sorties de modèles MM5 sont assez représentatives (quantitativement) de la variabilité de la concentration de vapeur d'eau ce jour-là. Les simulations MM5 peuvent donc être utilisées comme support de la simulation d'observable GPS et lidar Raman.

6.3.3.3 Variabilité spatio-temporelle

Le cas du 29 mai 2002 est un cas intéressant pour (i) une bonne variabilité est-ouest du point de vue de la structure de la couche limite et du rapport de mélange et (ii) en raison des fortes précipitations la veille au soir qui crée une poche d'humidité sur la zone d'étude.

La variabilité spatio-temporelle de la distribution de vapeur d'eau dans la couche limite atmosphérique est bien présente sur les coupes horizontales dans le modèle MM5 à 4 échéances différentes. Le gradient est-ouest est présent sur tout la zone d'étude (6.6), avec notamment, en fin de journée un rapport de mélange de ~ 10 g/kg sur les 2/3 du domaine, à ~ 500 m d'altitude (niveau 34).

Les coupes verticales à latitude 6.7 et longitude (6.8) constantes centrées sur la station d'Homestead montrent aussi l'évolution de la couche limite atmosphérique tout au long de la journée du 29 mai 2002. En fin de journée, les simulations MM5 présentent sensiblement la même variabilité que les profils de rapport de mélange mesuré par les lidar DIAL DLR et LEANDRE2, à savoir un gradient est-ouest et une couche relativement plus humide sur l'est du domaine.

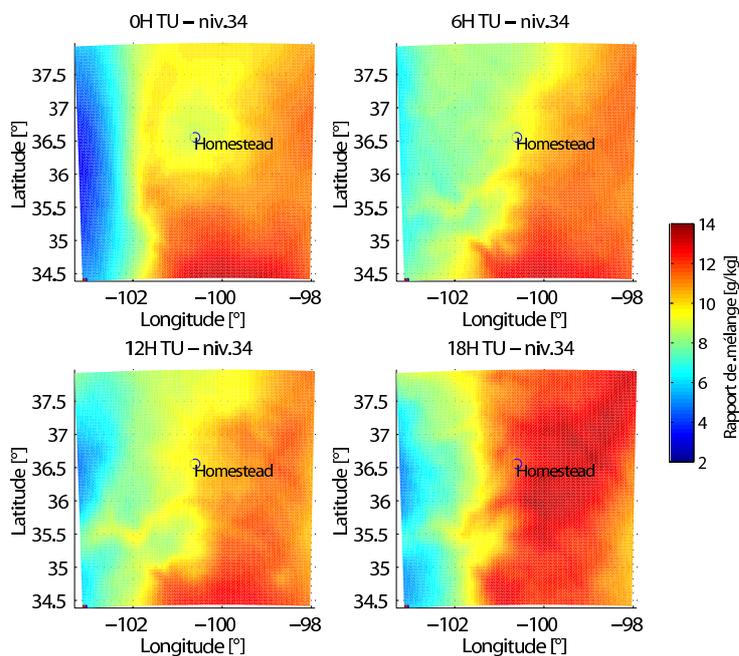


FIG. 6.6 – Rapport de mélange simulé par MM5 le 29 mai 2002 au niveau 34 (~ 500m), pour 4 échéances successives : 0H, 6H, 12H et 18H TU.

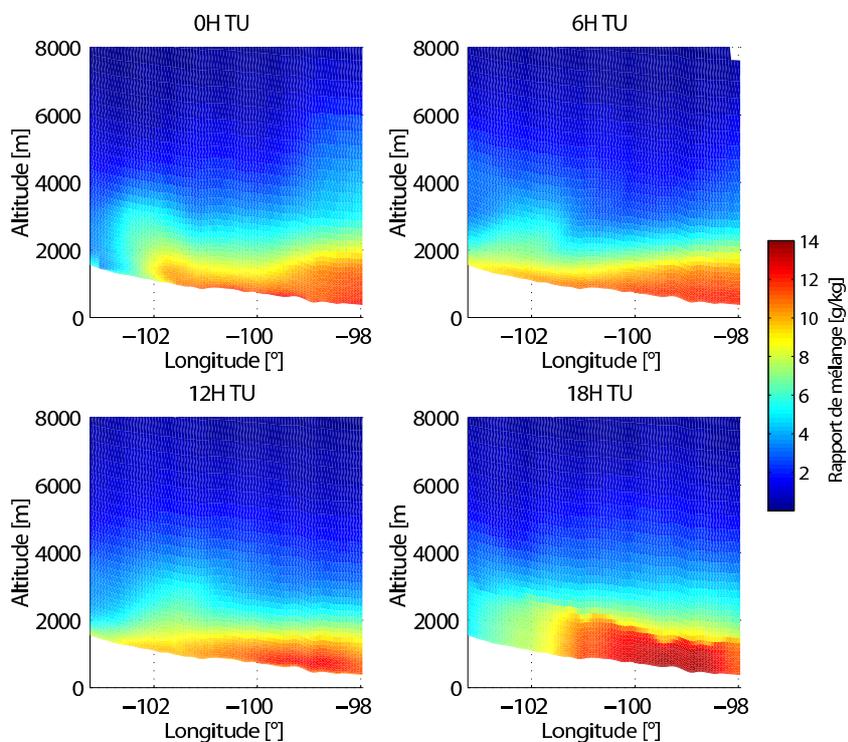


FIG. 6.7 – Rapport de mélange simulé par MM5 le 29 mai 2002 le long d'une coupe verticale **est-ouest** passant par Homestead pour 4 échéances successives : 0H, 6H, 12H et 18H TU.

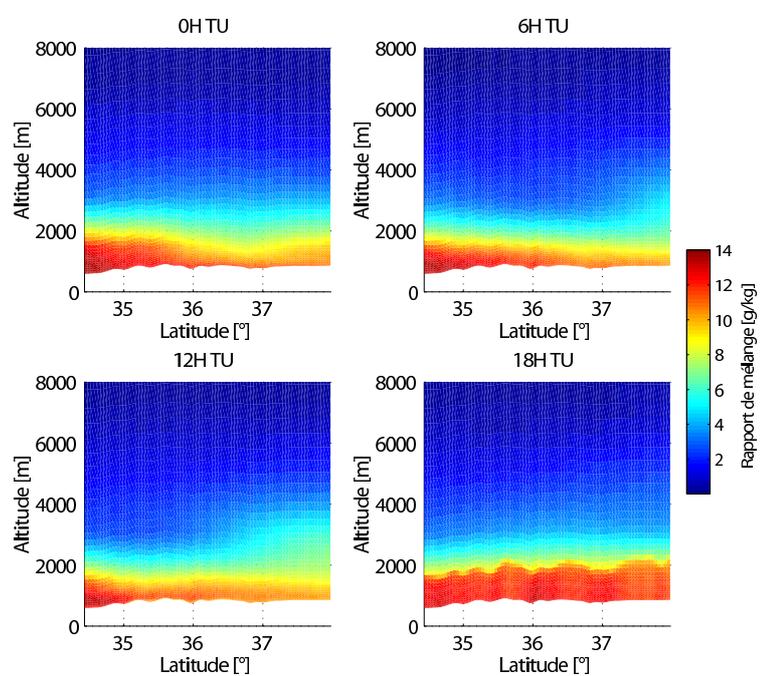


FIG. 6.8 – Rapport de mélange simulé par MM5 le 29 mai 2002 le long d'une coupe verticale **nord-sud** passant par Homestead pour 4 échéances successives : 0H, 6H, 12H et 18H TU.

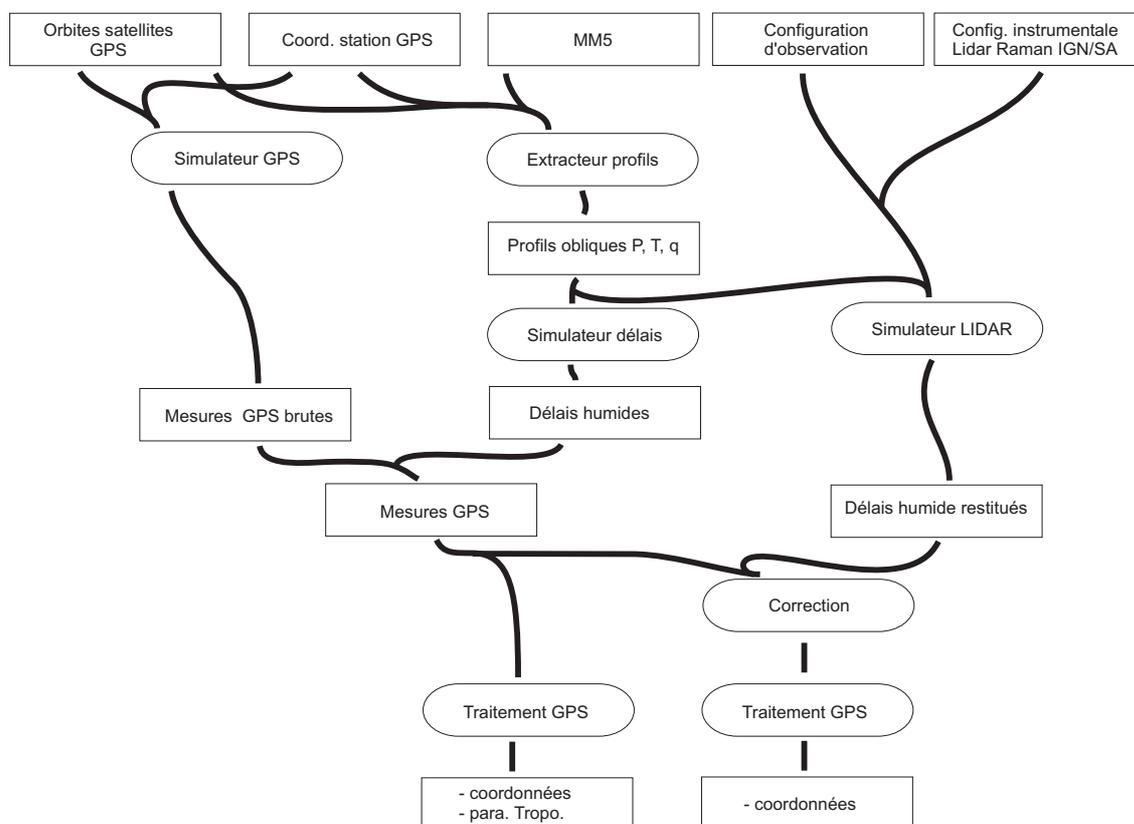


FIG. 6.9 – Principe de la simulation des données GPS et lidar dans le domaine MM5. Les données MM5 sont des échéances horaires (00-23 heures) pour le 19 mai 2002. Entre deux échéances horaires, les données sont interpolées linéairement pour obtenir des grandeurs thermodynamiques à la même résolution temporelle que les données GPS (i.e. 30 secondes). La configuration d'observation correspond aux durées et directions d'observation de la constellation de satellites GPS par le lidar Raman.

6.4 Simulation

La motivation de cette simulation est l'étude de la correction par une mesure externe au traitement GPS de l'influence de la vapeur d'eau troposphérique sur les mesures GPS. La mesure externe est fournie par un lidar Raman, dont les caractéristiques sont celles du système lidar Raman IGN/SA. Les données GPS sont simulées dans une atmosphère issue du modèle météorologique méso-échelle MM5 présenté précédemment. Les données lidar utilisées pour les corrections du délai humide GPS sont simulées dans la même atmosphère MM5. Un schéma de principe de la simulation est donné sur la figure 6.9.

Comme il a été vu avant, le cas du 29 mai 2002 est retenu pour les simulations, en raison de la forte variabilité spatio-temporelle de la distribution de vapeur d'eau.

6.4.1 Principe et hypothèses

Le bénéfice d'une correction du délai humide troposphérique à partir d'un lidar Raman sur les mesures GPS du délai humide est l'unique centre d'intérêt de ce chapitre ; pour cela, toutes les autres sources d'erreur des mesures GPS (orbites des satellites GPS, délai troposphérique hydrostatique, variation de centre de phase des antennes, multi-trajet, et plus généralement tous les postes d'erreur présentés dans la première partie) sont supposées corrigées et par conséquent ignorées.

Cette simulation de correction de mesure GPS dans la chaîne de traitement classique de données GPS a pour but la vérification des hypothèses principales suivantes

- une correction externe du délai humide qui affecte les mesures GPS de phases améliore la précision altimétrique du GPS, par rapport à un traitement standard des mesures GPS,
- la correction externe peut être fournie par un lidar Raman à balayage, et cette correction est meilleure que celle fournie par un radiomètre à vapeur d'eau.

Outre la vérification de ces deux hypothèses majeures, cette simulation tient aussi lieu de méthodologie quant au dispositif expérimental à mettre en place sur le traitement de mesures réelles, en discutant notamment

- la configuration d'observation des satellites GPS,
- le mode de correction à appliquer aux données brutes GPS.

Il est donc question dans ces simulation des séquences d'observation des satellites GPS, de la durée d'observation et des visées du lidar Raman (visée fixe/continue) et du traitement à appliquer aux mesures GPS.

La méthode de simulation des mesures GPS et lidar Raman est maintenant discutée.

6.4.2 Mesures GPS

Deux jeux de mesures GPS sont simulés :

- les mesures GPS brutes, constituées des observations de phases et de pseudo distances, sur les porteuses L_1 et L_2 . Ces mesures sont exemptes de l'influence de l'eau troposphérique ; dans ce cas, les mesures brutes de pseudo distance représentent à la distance exacte entre la station GPS et le satellite GPS, à l'instant de la mesure.
- les mesures GPS, constituées des mesures GPS brutes auxquelles est ajoutée la contribution de l'atmosphère issue de la simulation MM5 sous le forme d'un délai troposphérique (sec, humide ou total).

Le récepteur GPS colocalisé au lidar Raman virtuel est située à Homestead (abréviation : SA14), au centre du domaine MM5.

Nom	Abréviation	Longitude	Latitude	Hauteur [m]
Homestead	SA14	-100°36'22.3"	36°33'30.0"	800
-	G3GE	-100°35'46.3"	36°32'54.0"	800

TAB. 6.1 – Coordonnées approchées des stations SA14 et G3GE utilisées pour la simulation des données GPS dans le domaine MM5 pour le cas du 19 mai 2002. La longueur de la ligne de base correspondante est de 1426.0035 m.

Afin de traiter les mesures avec le Bernese GPS software, une station de référence (G3GE), dont les mesures GPS sont simulées sans influence de l'atmosphère, est placée à proximité de SA14 (Cf. le tableau 6.1).

Les mesures GPS sont simulées à partir des orbites des satellites GPS pour la journée du 29 mai 2002 (fichier *.sp3, calculés par l'IGS) ré-échantillonnés à 30 secondes (avec le module ORBGEN du Bernese GPS software), et des coordonnées de stations SA14 et G3GE données dans le tableau 6.1. Comme pour les simulations traitant de l'influence des hétérogénéités atmosphériques sur la précision de positionnement présentées en première partie, les mesures GPS sont simulées avec le module GPSSIM.

Les mesures GPS sont simulées toutes les 30 secondes, pour une élévation minimale de 5°, sans saut de cycles, et sans ambiguïtés.

La station G3GE est choisie proche de SA14 (~1.5 km); G3GE et SA14 observent ainsi la même constellation de satellites au cours de la journée, ce qui maximise le nombre d'observations communes aux deux stations (entre 23040 et 25920 pour respectivement 8 et 9 satellites GPS observés à 30 secondes, sur une porteuse). Bien que située au centre du domaine MM5, la station G3GE n'est pas sensible à l'atmosphère; les données simulées sur cette station ne sont pas augmentées d'une contribution atmosphérique, et restent parfaites tout au long de la simulation. Les coordonnées de G3GE sont fixées, et ne sont pas estimées lors de l'ajustement final. G3GE est une station *virtuelle* GPS qui permet de simuler un traitement GPS en zéro-différence (*point-positioning*) avec des mesures GPS traitées en doubles-différences.

6.4.3 Profils atmosphériques et délai obliques

Les profils atmosphériques obliques nécessaires à la simulation des données GPS et lidar sont extraits des simulations MM5 pour le 29 mai 2002. L'extraction s'effectue dans les directions des satellites GPS. Ce travail d'extraction s'appuie sur un code développé à l'origine pour traiter des simulations méso-NH [Husseini, 2001], qui a été adapté aux données MM5.

6.4.3.1 Profils atmosphériques

Les profils de température T , de rapport de mélange r et de pression P constituent les profils obliques extraits. Puisque le trajet du signal GPS dans le domaine MM5 ne coïncide pas forcément avec des points de grille, une interpolation linéaire des grandeurs thermodynamiques est réalisée. Enfin, deux séries de profils atmosphériques sont extraites des échéances MM5.

Pour la première série de profils, l'extraction est effectuée dans la direction de chaque satellite GPS, pour chaque époque de mesure GPS (toutes les 30 secondes), à partir des positions des satellites GPS ré-échantillonnés à 30 secondes. Il est donc extrait un profil de température T , de rapport de mélange r et de pression P pour chaque satellite GPS, toutes les 30 secondes.

La seconde extraction est réalisée en visée fixe, en prenant les positions des satellites GPS toutes les cinq minutes; les données sont cependant échantillonnées à 30 secondes. Pour ces profils, le satellite GPS n'est présent dans la direction d'observation qu'au début des 5 minutes d'observations, et la visée d'observation est recalée sur la position du satellite GPS toutes les 5 minutes, ce qui simule une session lidar. En moyenne (tout satellite confondu), le déplacement angulaire zénithal durant 5 minutes des satellites GPS pour la journée du 29 mai 2002 est de 1.58° .

6.4.3.2 Les délais obliques

Les délais hydrostatiques obliques ne sont pas traités ici, et seuls les délais obliques humides $\Delta L_w(R)$ sont considérés dans cette simulation. Ces délais sont calculés à partir des deux séries de profils précédemment extraits. Le premier jeu de délais obtenus (à la résolution temporelle de 30 secondes, et dans la direction des satellites GPS) est utilisé pour ajouter la composante atmosphérique humide sur les mesures GPS brutes. Seules les données GPS simulées d'observation de phase sont modifiées, puisque le traitement GPS s'effectue en double différence à partir des phase L_1 et L_2 (les mesures de pseudo-distance ne sont pas utiles).

Un second jeu de délais est obtenu en utilisant les profils obliques à visée fixe durant 5 minutes.

La comparaison de ces deux jeux de délais permet de tirer une première conclusion intéressante, puisqu'elle illustre l'influence de la variabilité atmosphérique du modèle MM5 sur le calcul du délai.

Idéalement, le suivi de satellites GPS par le lidar Raman doit être continu, pour tenir compte du déplacement des satellites GPS, la mesure lidar doit être instantanée en raison de la variabilité atmosphérique de la distribution de vapeur d'eau.

Puisqu'il s'agit de corriger les mesures GPS du délai troposphérique humide, et que les satellites GPS défilent dans le ciel de la station GPS, une première question vient naturellement : quel type de visée (fixe ou continue) doit-on effectuer avec le lidar Raman ? La variabilité atmosphérique est-elle prépondérante devant le déplacement du satellite, dans une direction d'observation donnée durant 5 minutes lorsque

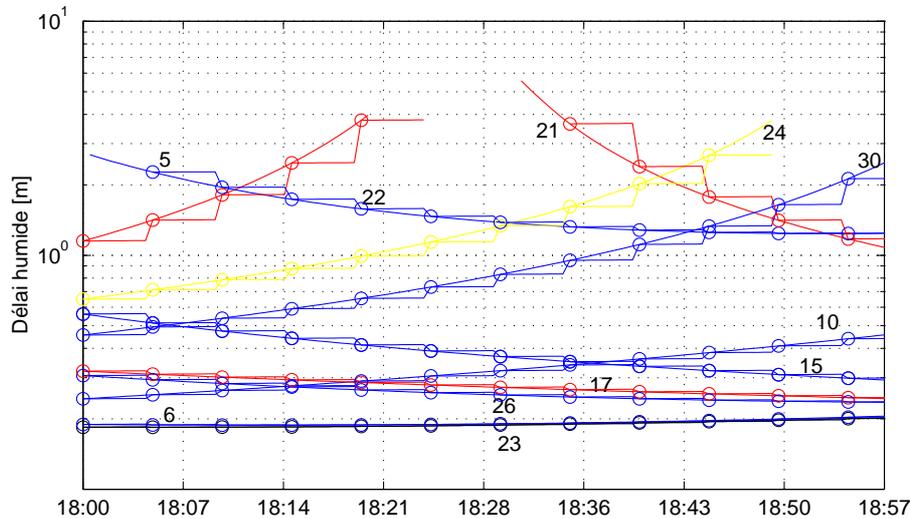


FIG. 6.10 – Exemple de délais humides calculés à partir des profils de température, humidité et pression extraits du modèle MM5, pour l'échéance valable de 18 à 19H, le 29 mai 2002, vu de la station GPS d'Homestead (SA14). Les nombres indiquent les numéros (SVN) des satellites GPS observés durant ce créneau horaire. Les délais humides *instantanés* (à 30 secondes) dans la direction des satellites, sont représentés en trait continu. Les délais humides *instantanés* (calculés sur 5 minutes, à la résolution nominale de 30 secondes) mais dans une direction fixe (celle du satellite GPS au début des 5 minutes) sont représentés par le tracé en escalier continu. Les délais humides *intégrés* (tels que mesurés par un lidar parfait), calculés à partir des profils moyens sur 5 minutes à la résolution de 30 secondes sont représentés par les cercles.

le satellite GPS se déplace de $\sim 1.5^\circ$ comme il a été dit précédemment ?

Les délais humides en visée fixe, sur 5 minutes pour chaque satellite, sont comparés aux délais humides en visée continue (1 délai humide/30 secondes/satellite). L'écart-type obtenu est de 1.12 mm pour une différence moyenne de 0.60 mm, pour un ensemble de 2686 délais (1 délai humide/5 minutes/satellite) (cf. figure 6.10, courbe continue et rond). Lorsque la visée d'observation est fixe durant 5 minutes, la variabilité atmosphérique dans cette direction d'observation est telle que l'erreur commise sur l'estimation du délai humide associé à un satellite GPS est faible. Par contre, seule la mesure GPS effectuée au début des 5 minutes d'observation pourra être corrigée du délai humide mesurée par le lidar Raman ; le déplacement angulaire du satellite provoque une variation du délai humide importante (cf. figure 6.10, courbe en escalier et continue).

Une conclusion intéressante est d'ordre instrumentale, puisqu'il est possible d'alléger le mode de fonctionnement du balayage du lidar Raman IGN/SA ; le balayage du lidar Raman peut se restreindre à un pointage fixe dans la direction d'un satellite GPS par tranche de 5 minutes d'observation pour la restitution d'un délai humide, du moins dans un cas réel où la variabilité atmosphérique de la distribution de la vapeur d'eau est de l'ordre de celle simulée par le modèle MM5 pour le 29 mai 2002.

6.4.4 Mesures lidar

Les données lidar sont simulées suivant la configuration instrumentale du système IGN/SA présentée au chapitre précédent. Les profils thermodynamiques (P , T et r) à 30 secondes, dans une même direction d'observation pendant 5 minutes, sont utilisés pour le calcul des concentrations absolues de vapeur d'eau n_{H_2O} et d'azote n_{N_2} , nécessaires à la simulation des signaux Raman (problème direct, cf. équations 3.1) dans la direction de chaque satellite GPS. Le délai humide $\Delta L_w(R)$ est calculé à partir du rapport de mélange mesuré par le lidar simulé, en prenant le rapport des signaux Raman simulés sur les canaux vapeur d'eau et azote du lidar simulé suivant la configuration instrumentale du système IGN/SA.

Les signaux Raman sont simulés à partir des profils de concentrations moyennes de vapeur d'eau et d'azote. La résolution spatiale de signaux lidar simulés est de 30 mètres (4 bins). La résolution temporelle des signaux Raman simulés est de 5 minutes.

En prenant les paramètres instrumentaux du système lidar IGN/SA, il a été montré par simulation qu'au delà de 5000 m en visée verticale, les données issues d'un radiosondage pouvaient être plus fiables que les mesures du lidar [Bossler, 2004]. Bien sûr, cette altitude de recoupement varie en fonction de la concentration en vapeur d'eau et de la valeur du signal de fond de ciel.

Les mesures lidar Raman destinées à la correction des mesures GPS sont donc simulées en tenant compte de deux portées différentes (i.e. distance de coupure) : les signaux Raman azote et vapeur d'eau sont simulés suivant une densité de probabilité poissonnienne jusqu'à 5000 m et 7000 m de distance. Les rapports de mélange obtenus après inversions de ces signaux sont ensuite complétés par le vrai rapport de mélange extrait de MM5 (cf. figure 6.11).

Les mesures lidar simulées fournissent le délai humide oblique utilisé comme correction à appliquer aux mesures GPS de phases sur L_1 et L_2 .

6.5 Les cas traités

Les cas traités sont présentés et détaillés ici (Cf. le tableau 6.2). Un cas est composé d'un type de données GPS, d'une correction lidar, et de paramètres de traitement des données GPS.

6.5.1 Les mesures GPS

Les mesures GPS sont les mesures de phases L_1 et L_2 avec une atmosphère (sauf cas particuliers) sur SA14 et sans atmosphère sur G3GE à la résolution temporelle de 30 secondes, pour une élévation minimale de 5° . La composante atmosphérique des mesure GPS est uniquement le délai troposphérique humide observé dans la direction de chaque satellite GPS, à chaque époque, calculé à partir des profils MM5.

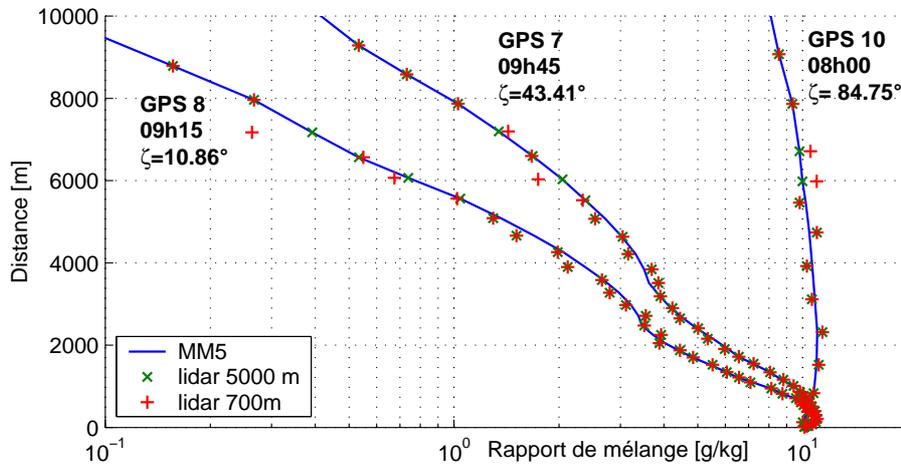


FIG. 6.11 – Profils de rapport de mélange restitués par le lidar Raman simulé dans le domaine MM5 le 29 mai 2002. Les signaux lidar Raman sont simulés par un tirage aléatoire suivant une densité de probabilité de Poisson jusqu'à 5000 m (x vert), et jusqu'à 7000 m (+ rouge) et sans bruit (trait continu bleu). Pour illustrer la variation des profils, trois angles zénithaux ($\sim 85^\circ$, 45° et 10°) sont considérés, respectivement pour des observations basses sur l'horizon, à 45° et quasi-zénithales. La résolution en distance des données lidar est la même que celle des profils extraits de MM5. Les signaux de portée 5000 m et 7000 m sont issus de la même réalisation poissonnienne.

6.5.2 Les corrections lidar

Les corrections lidar sont principalement définies par la configuration d'observation de la constellation satellite GPS au cours de la journée du 29 mai 2002, par la portée et par la configuration instrumentale lidar.

La configuration d'observation définit la séquence d'observation des satellites. Le suivi des satellites GPS est séquentiel. Trois configurations d'observation sont retenues :

1. Le lidar effectue un suivi horaire d'un satellite GPS, par période de visée fixe d'une durée de 5 minutes.
2. Le balayage lidar est effectué par période de 5 minutes, et le satellite observé change à chaque pointé.
3. Le balayage lidar est effectué par période de 5 minutes, et le satellite observé change à chaque pointé, en limitant l'angle d'élévation à 30° .

Dans tous les cas, le pointé du lidar Raman est fixe par période de 5 minutes. Les séquences d'observations dans les trois cas énoncés précédemment sont illustrées sur la figure 6.12. Les plans d'observation de la constellation satellite (*skyplots*) par période de 4 heures pour les trois configurations énoncées précédemment sont données sur les figures 6.13, 6.14 et 6.15

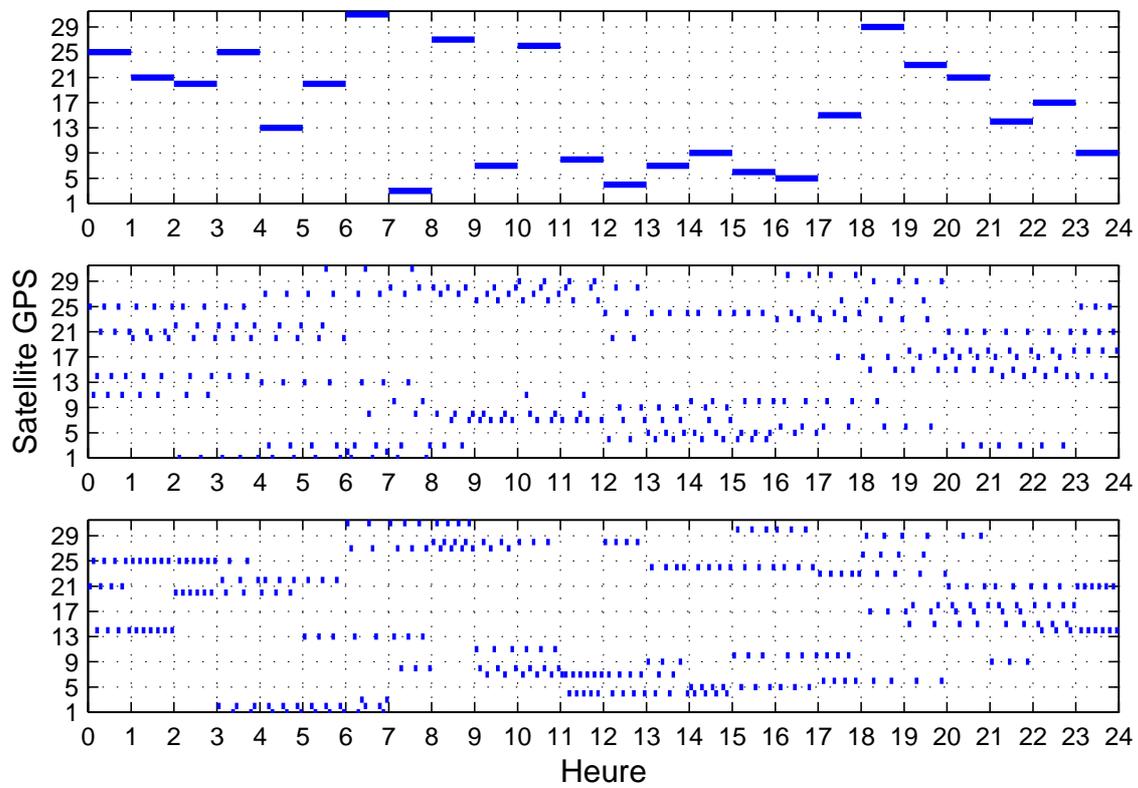


FIG. 6.12 – Configuration d’observation de la constellation de satellite GPS pour le 29 mai 2002. Observation d’un satellite pendant une heure (figure du haut), observation d’un satellite différent toutes les 5 minutes (figure du milieu) et observation d’un satellite différent toutes les 5 minutes pour une élévation supérieure à 30° (figure du bas).

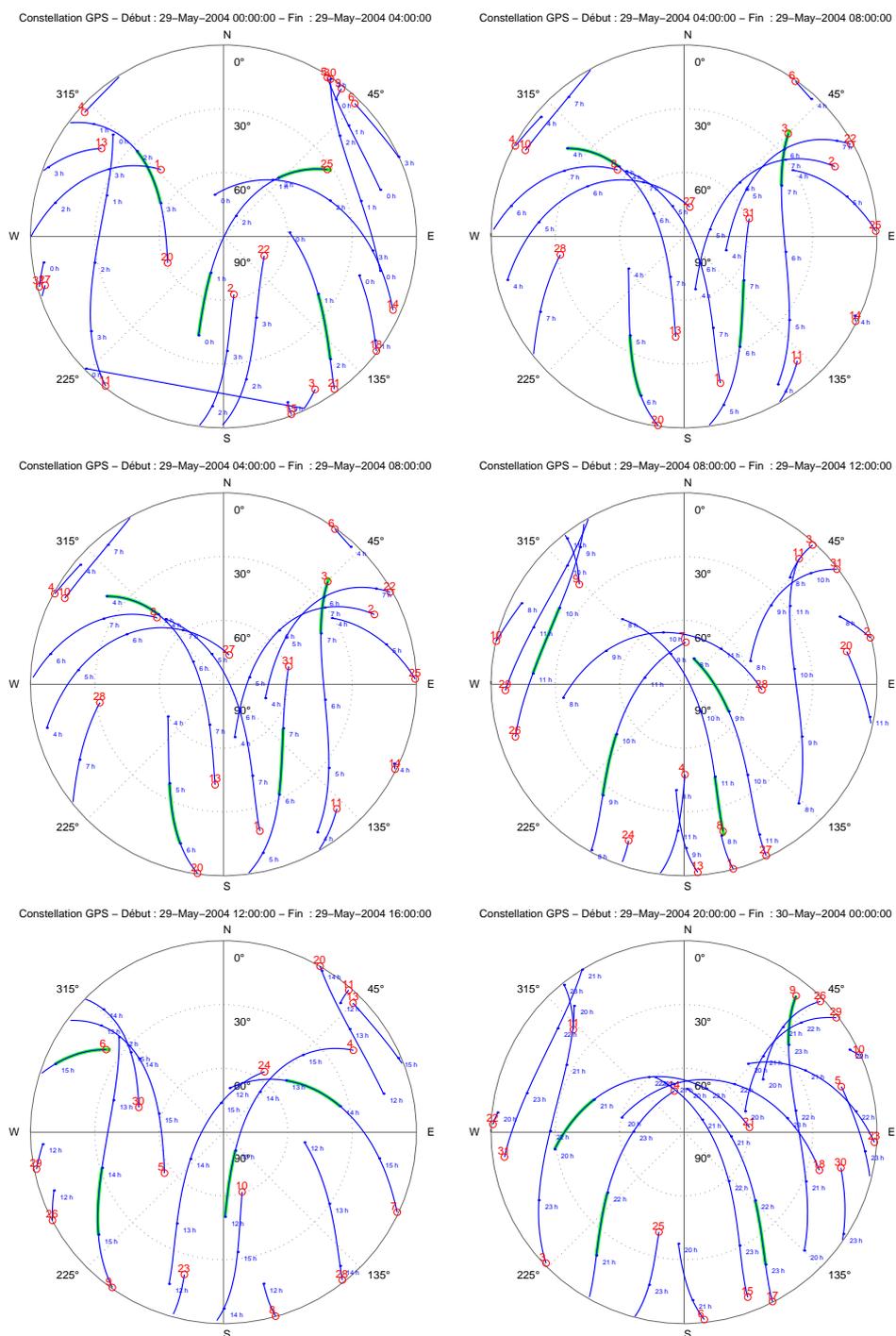


FIG. 6.13 – Trajectoire des satellites dans le ciel de la station SA14 le 29 mai 2002 (trait continu) par période de 4 heures. La trace du satellite observé pendant une heure est surlignée en vert.

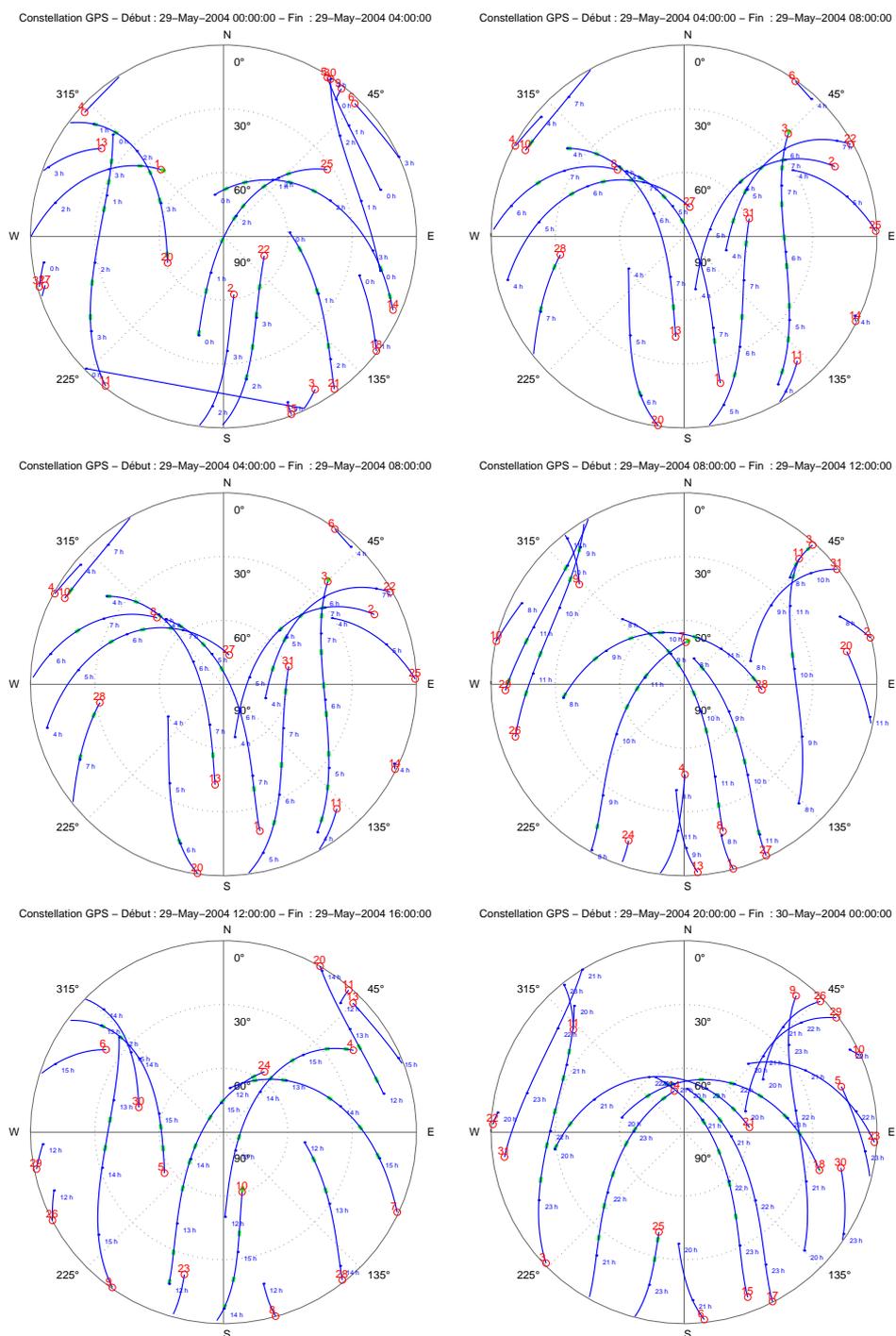


FIG. 6.14 – Trajectoire des satellites dans le ciel de la station SA14 le 29 mai 2002 (trait continu) par période de 4 heures. La trace du satellite observé pendant 5 minutes est surlignée en vert.

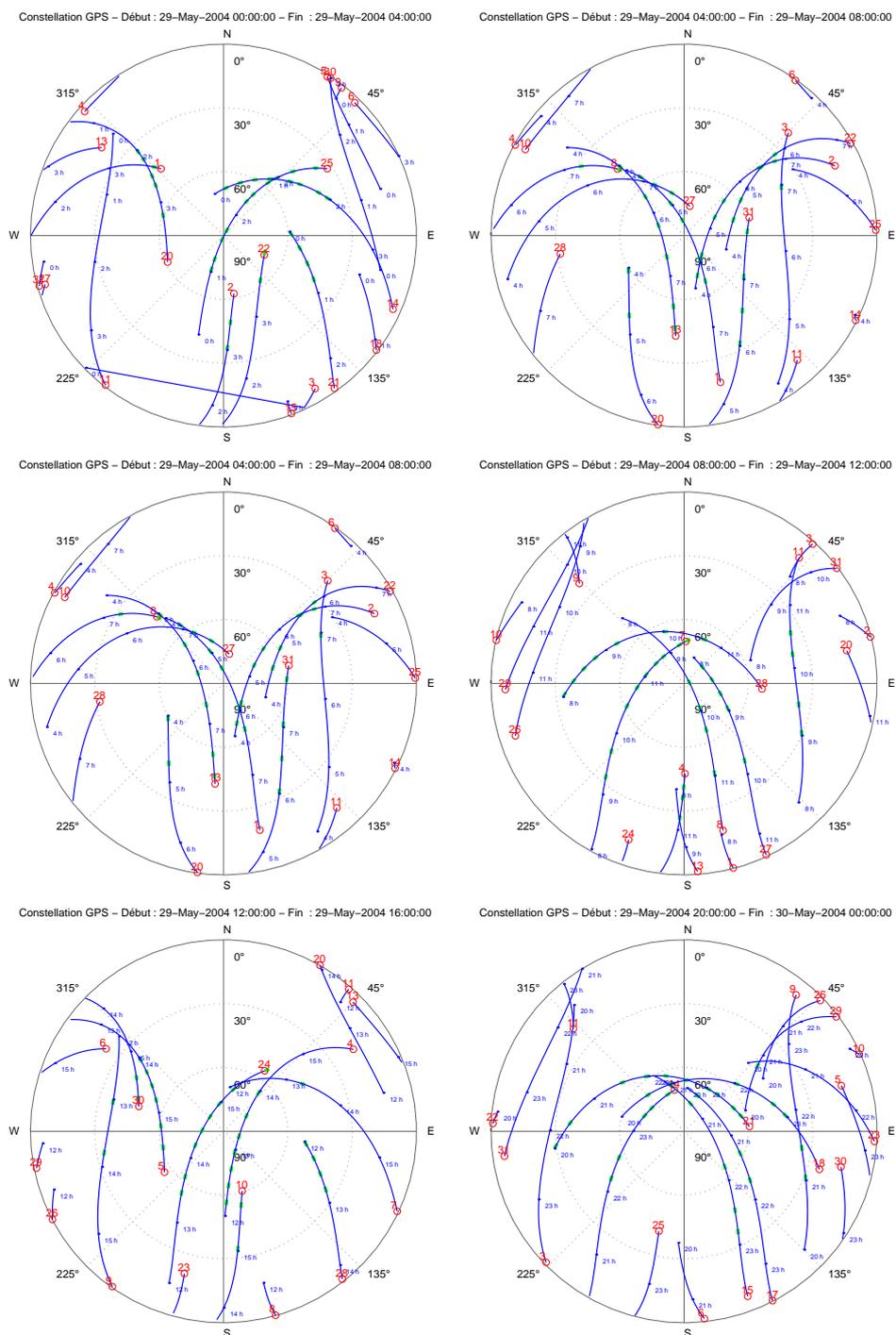


FIG. 6.15 – Trajectoire des satellites dans le ciel de la station SA14 le 29 mai 2002 (trait continu) par période de 4 heures. La trace du satellite observé pendant 5 minutes heure est surlignée en vert. Dans cette configuration, les observations sont limitées à une élévation supérieure à 30° .

6.5.3 Les traitements GPS

Les mesures GPS (corrigées ou non à l'aide des mesures lidar simulées) sont inversées avec le Bernese GPS software version 4.2. Les configurations de traitement retenues et testées sont les suivantes :

1. Les coordonnées de SA14 sont estimées, sans aucun autre paramètre (3 paramètres estimés de coordonnées pour toute la session d'observation, soit 24 heures).
2. Les coordonnées de SA14 et un paramètre troposphérique horaire sont estimées. La fonction de projection utilisée pour la modélisation du délai troposphérique humide est $1/\cos \zeta$ (atmosphère stratifié horizontalement).
3. Les coordonnées de SA14 et un paramètre troposphérique horaire sur SA14, en utilisant la fonction de projection *wet Niell* [Niell, 1996] sont estimés.
4. Les coordonnées de SA14, un paramètre troposphérique horaire sur SA14 (*dry Niell*) et des gradients atmosphériques (toutes les deux heures) sont estimés.

Dans tous les cas de traitements, les mesures GPS sur SA14 sont corrigées (si besoin est) du délai troposphérique humide oblique estimé à partir des mesures du lidar Raman, les observation de simple différence sur la ligne de base SA14-G3GE sont formées, et l'inversion de données est traitée en double différence ; durant le traitement final (module GPSEST), les coordonnées de SA14 sont estimées, celles de G3GE sont laissées fixes et il n'y a jamais de correction a priori du délai troposphérique humide.

Cas	Mesures GPS		Correction lidar		Traitement GPS	Nbre inconnues
		Bruit	Conf. d'observation GPS			
#1	avec tropo humide	non	1H ⁽⁴⁾		XYZ ⁽¹⁾	3
#2	id.	non	5 min ⁽⁵⁾		XYZ	3
#3	id.	non	5 min - 30° ⁽⁶⁾		XYZ	3
#4	avec tropo humide	Poisson - 5000 m	1H		XYZ	3
#5	id.	Poisson - 5000 m	5 min		XYZ	3
#6	id.	Poisson - 5000 m	5 min - 30°		XYZ	3
#7	avec tropo humide	Poisson - 7000 m	5 min		XYZ	3
#8	avec tropo humide		pas de correction		XYZ	3
#9	id.		pas de correction		XYZ + tropo1H ⁽²⁾ (1/cos ζ)	27
#10a	id.		pas de correction		XYZ + tropo1H (<i>wet Niell</i>) sur 24H	27
#10b	id.		pas de correction		XYZ + tropo1H (<i>wet Niell</i>) sur 3H	6/3H
#11	id.		pas de correction		XYZ + tropo1H (<i>wet Niell</i>) + grad2H ⁽³⁾	51
	Mesures GPS		Correction WVR		Traitement GPS	
12	tropo humide		5 min		XYZ	

TAB. 6.2 – Récapitulatif des cas traités pour la simulation d'une correction par lidar Raman du délai troposphérique humide des données GPS pour le cas du 29 mai 2002 sur SA14.

⁽¹⁾ XYZ = estimation de coordonnées sur SA14,

⁽²⁾ tropo1H = estimation d'un paramètre troposphérique au zénith sur SA14, la fonction de projection angulaire est indiquée entre parenthèse,

⁽³⁾ grad2H = estimation de gradient atmosphérique sur SA14,

⁽⁴⁾ 1H = suivi du même satellite GPS pendant 1 heure,

⁽⁵⁾ 5 min = pointé d'un satellite GPS différent toutes les 5 minutes,

⁽⁶⁾ 5 min - 30° = idem que ⁽⁵⁾, mais pour une élévation supérieure à 30°.

Cas	Erreur [mm]			Configuration d'inversion GPS
	h	N	E	
#8	1055.8	-13.7	14.8	sans paramètres troposphériques (PT)
#9	25	-4.3	3.4	avec PT, fonction angulaire $1/\cos\zeta$
#10a	-12.4	-4	3.4	avec PT, fonction angulaire <i>wet Niell</i>
#11	-12.4	2.3	-3.4	avec PT, fonction angulaire <i>wet Niell</i> et gradient

TAB. 6.3 – Erreurs sur les coordonnées de la station SA14 lorsque les mesures GPS sont inversées d'une manière classique (i.e. sans correction externe du délai troposphérique humide) (cas #8, #9, #10a et #11). h : altitude, N : Nord, E : Est.

6.6 Résultats et discussion

Les cas discutés ici sont ceux présentés dans le tableau 6.2. Lorsqu'une correction lidar est appliquée aux mesures GPS, seule la mesure GPS concernée est corrigée, toutes les autres observations (même époque et/ou autre satellite GPS) sont ignorées.

6.6.1 Inversion classique des mesures GPS

Les cas #8, #9, #10a, #10b et #11 sont traités dans cette partie. L'inversion des mesures GPS simulées dans ces cas donne une estimation de l'erreur commise sur les coordonnées dans un traitement classique des mesures GPS.

6.6.1.1 Sessions longues (24 heures)

Les résultats des simulations (cas #8, #9, #10a et #11) sont donnés dans la tableau 6.3.

Le cas #8 illustre l'impact de la distribution de la vapeur d'eau (pour le cas particulier du 29 mai 2002) sur la précision des coordonnées de la station SA14 si la troposphère n'est pas prise en compte dans le traitement des mesures GPS. On observe alors 1.055 m d'erreur en vertical, et ~ 14 cm en planimétrique. Bien sûr, ce cas n'est qu'une illustration, puisque les mesures GPS ne sont jamais inversées de cette manière et la troposphère est toujours prise en compte dans le traitement.

Les cas (#9, #10a et #11) tiennent compte de l'effet de la troposphère sur les mesures GPS dans l'inversion : ce sont les inversions GPS classiques à proprement parler. Dans ces cas, aucune correction *a priori* n'est appliquée aux mesures GPS, car le délai troposphérique hydrostatique n'affecte pas les mesures GPS.

Le cas #9 considère la fonction angulaire la plus simple dans l'hypothèse d'une atmosphère stratifiée horizontalement. La fonction angulaire de projection du délai zénithal humide dans la direction des satellites observés est $1/\cos\zeta$. Après inversion, l'erreur verticale est de 25 mm. Les erreurs planimétriques sont millimétriques (respectivement -4.3 mm et 3.4 mm sur les coordonnées Nord et Est). On

retrouve ici le fait que les erreurs planimétriques observées sur les campagnes de mesures GPS sont généralement plus faibles que les erreurs altimétriques.

Le cas **#10a** utilise la fonction angulaire *wet Niell* pour la projection du délai humide dans la direction des satellites GPS; c'est le cas de référence d'un traitement classique d'inversion de mesure GPS. Un paramètre troposphérique zénithal est estimé toutes les heures, et les coordonnées de la station GPS sont estimées sur une session d'observation de 24 heures. L'amélioration de la précision de la coordonnée verticale est notable. Le changement de fonction angulaire, avec l'utilisation de la fonction angulaire *wet Niell* par rapport à une fonction angulaire classique réduit l'erreur relative de $\sim 50\%$ (l'erreur passe de 25 mm à -12.4 mm).

Pour le cas **#11**, les mesures GPS sont inversées de la même façon que pour le cas **#10a**. L'unique changement est l'estimation de paramètres de gradients horizontaux toutes les deux heures. Pour le cas **#11**, il n'y a pas d'amélioration de la précision verticale, seules les erreurs horizontales sont légèrement diminuées (cf. dernière ligne du tableau 6.3). Notons qu'il n'y a pas non plus de dégradation des précisions de positionnement malgré la hausse du nombre de paramètres à estimer dans l'inversion.

6.6.1.2 Sessions courtes

Les sessions courtes sont des sessions d'observation de trois heures.

On s'intéresse à ces sessions afin d'estimer l'influence de la variabilité atmosphérique sur la précision de positionnement. Pour le cas **#10**, les mesures GPS sont inversées sur des sessions de 3 heures, et avec les paramètres de traitement utilisés pour le cas **#10a**. Un jeu de coordonnées sur la station SA14 est estimé toutes les trois heures. Un paramètre troposphérique zénithal est estimé toutes les heures, en utilisant la fonction de projection *wet Niell*. Les erreurs de positionnement obtenues au cours de la journée du 29 mai 2002 sont données sur la figure 6.16 (figure du bas).

L'erreur verticale est variable au cours de la journée, variant de ~ -13 mm à ~ 10 mm. Cette variabilité est due à la configuration spécifique des satellite GPS observés sur une durée de trois heures, et à la variabilité spatiale et temporelle de la concentration en vapeur d'eau sur trois heures. La part de chaque effet est difficilement quantifiable.

Sur la même période, les coordonnées planimétriques varient, mais de manière plus lente.

La variation des paramètres troposphériques zénithaux estimés par GPS et calculés avec le modèle MM5 est donnée sur la figure 6.16 (figure du haut). La restitution des délais par GPS est relativement bonne : on observe un biais de 3.15 mm, et un écart-type de 1.74 mm.

Les erreurs de positionnement et le biais dans la restitution des délais zénithaux proviennent des erreurs de modélisation de la variation spatiale de la distribution de vapeur d'eau dans l'inversion des mesures GPS. Les écarts entre le délai zénithal du modèle MM5 projeté dans la direction d'observation et le délai humide oblique réellement observé dans cette direction sont représentés en fonction de l'angle

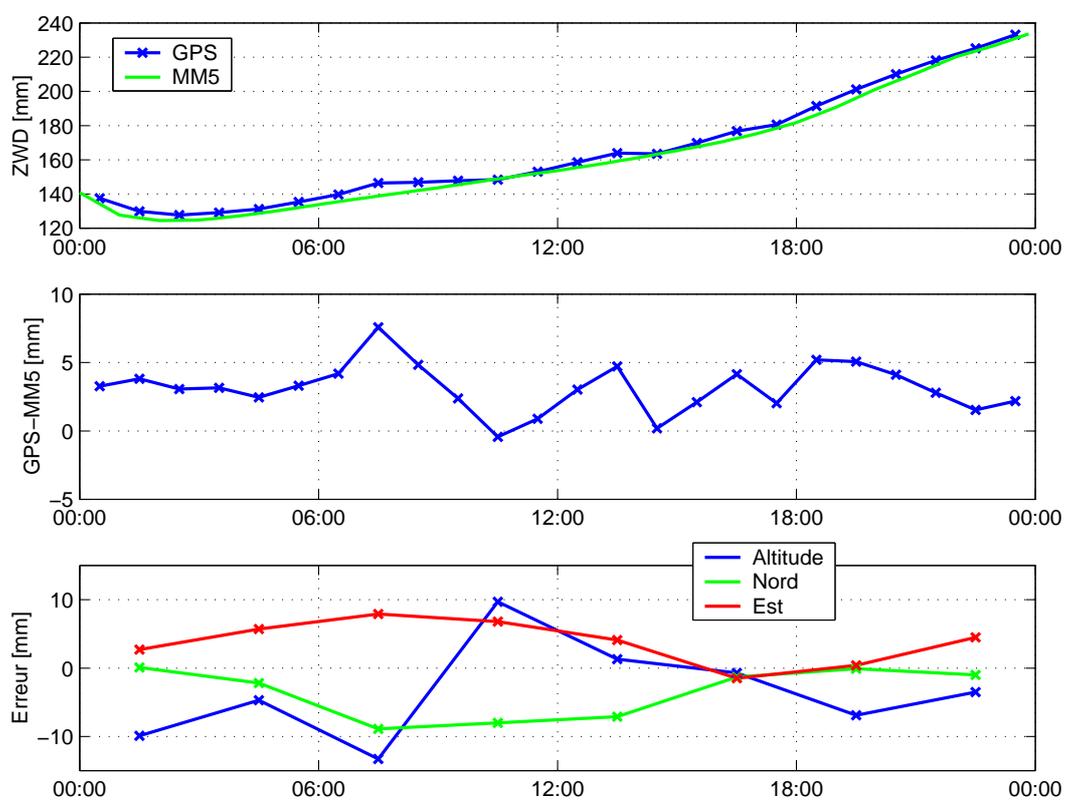


FIG. 6.16 – Délai zénithal humide horaire estimé par GPS (courbe bleue avec croix) et délai zénithal humide calculé à partir des données du modèle MM5 (courbe verte) (figure du haut). Différence de délai (GPS-MM5) zénithal humide observée pour la journée du 29 mai 2002 (figure du milieu). Erreur sur les positions estimées pour la station GPS SA14 (figure du bas).

zénithal d'observation du satellite GPS, le 29 mai 2002 (figure 6.17). Ces écarts illustrent directement les erreurs de modélisation de la fonction angulaire, en fonction de l'angle zénithal : l'erreur augmente avec l'angle zénithal, puisque la portion d'atmosphère traversée et mal modélisée augmente.

Dans son travail d'amélioration des fonctions de projection, Rocken et al. [2001] compare *wet Niell* avec la fonction de projection obtenue localement à 5° d'élévation à partir d'un radiosondage. Toutes latitudes confondues, ces comparaisons révèlent un biais de -4.90%, avec un écart-type de 8.73%. Pour une latitude voisine de celle de la station SA14 (30°N), les erreurs observées varient dans l'intervalle $\pm 10\%$. Avec les simulations MM5 utilisées dans le cas du 29 mai 2002, l'erreur observée pour les mesure GPS réalisées entre 5 et 10° d'élévation, est de 3.32 mm pour un écart-type de 3.02 mm. Aux basses élévations, les erreurs de projection angulaire sont fortes.

Un traitement GPS est effectué sur les bases du cas **#10a**, avec un angle de coupure 15°, pour minimiser l'impact du défaut de modélisation de la fonction de projection ; l'amélioration est notable et l'erreur verticale est alors de -3.4 mm (1.6 mm en Nord et 0.9 mm en Est).

6.6.1.3 Conclusion sur les cas GPS classiques

Du traitement des cas **#8, #9, #10a, #10b** et **#11** il est conclu qu'une inversion classique des mesures GPS avec estimation de paramètre troposphérique zénithaux produit une erreur verticale de 1.2 cm à 5° d'élévation ; cette erreur se réduit à 3.4 mm lorsque l'angle de coupure est 15°. Cette erreur peut encore être réduite, à condition d'inclure dans les logiciels de traitement GPS les nouvelles fonctions de projection de Niell, qui améliore d'un facteur 2 la modélisation des délais humides obliques [Niell and Petrov, 2003].

6.6.2 Inversion avec correction lidar

Les corrections à appliquer aux mesures GPS sont calculées à partir de signaux lidar simulés non bruités (cas **#1, #2** et **#3**) et bruités (cas **#4, #5, #6** et **#7**). Par bruité ou non bruité, il est entendu réalisation poissonnienne ou non des signaux Raman simulés. Lorsque les mesures GPS sont corrigées du délai troposphérique oblique, aucun paramètre troposphérique n'est estimé.

6.6.2.1 Correction lidar sans bruit ajouté

L'inversion de mesures GPS avec des corrections lidar (cas **#1, #2** et **#3**) non bruitées permet de tester l'effet de la réduction du nombre d'observation GPS sur l'inversion : le nombre d'observations GPS (L_1 et L_2) passe de 22258×2 mesures (pour les satellites d'élévation supérieure à 5° le 29 mai 2002) à 286×2 mesures après la correction lidar (1 mesure GPS corrigée sur un satellite toutes les 5 minutes sur chaque porteuse). Pour les paramètres de traitement GPS retenus dans le tableau 6.2, il y

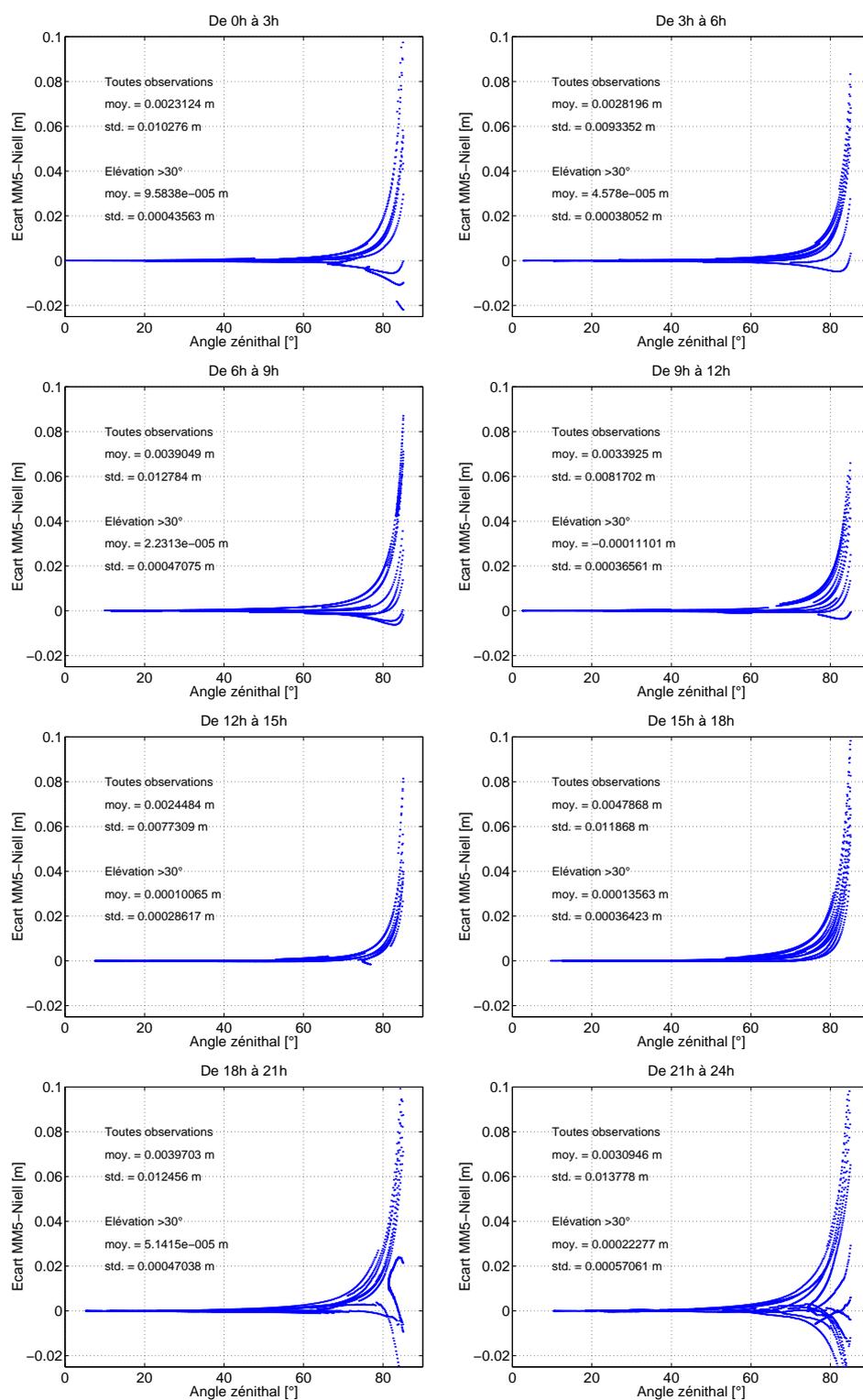


FIG. 6.17 – Écarts entre les délais humides obliques dans la direction des satellites GPS et les délais zénithaux projetés dans ces directions avec la fonction *wet Niell*. Les statistiques sont données pour deux angles de coupures (5° et 30°).

Cas	Erreur [mm]			Configuration de correction lidar
	h	N	E	
#1	0.3	0.1	-0.1	1H/satellite GPS
#2	0	0.1	0	5 minutes/satellite GPS
#3	0.2	0.1	0.1	5 minutes/satellite GPS $\geq 30^\circ$

TAB. 6.4 – Erreurs sur les coordonnées de la station SA14 après inversion des mesures GPS corrigées pour les cas (cas #1, #2 et #3). h : altitude, N : Nord, E : Est.

	1H/sat	5 min/sat	5 min/sat $>30^\circ$
Moyenne [mm]	0.39	0.29	0.20
Écart-type [mm]	0.45	0.34	0.23

TAB. 6.5 – Erreur moyenne et écart-type entre les délais instantanés dans la direction d'un satellite GPS et les délais correspondants, calculés à partir des mesure lidars sur 5 minutes d'observation, pour le 29 mai 2002.

a trois inconnues lorsqu'une correction lidar est appliquée (les coordonnées de la station SA14).

Quel que soit le cas #1, #2 et #3, les erreurs sur l'altitude et les coordonnées Nord et Est après l'inversion des mesures GPS corrigées sont très faibles (tableau 6.4).

Pour ces trois cas, la correction est calculée à partir d'une mesure lidar quasi-parfaite, car il n'y a pas de tirage de variable aléatoire de Poisson pour la simulation des signaux Raman. Pourtant, les erreurs observées sur les coordonnées ne sont pas nulles. En effet la mesure lidar est fixe par période d'observation de 5 minutes ; ces erreurs non-nulles sont directement liées à la dynamique atmosphérique, lorsque la mesure lidar est intégrée sur 5 minutes dans une direction donnée, et au choix de la configuration d'observation, via le satellite GPS pointé par le lidar.

La comparaison des délais obliques instantanés avec ceux calculés à partir des mesures lidar fixes à 5 minutes par satellites GPS (tableau 6.5) montre l'effet propre de la variabilité atmosphérique sur le calcul de délais obliques. Le biais moyen varie de 0.39 mm à 0.20 mm, pour un écart-type respectif de 0.45 à 0.22 mm. Ces écarts peuvent être considérés comme les erreurs minimale attendues sur un calcul de délais oblique à partir de mesure lidar fixe dans une direction donnée pendant 5 minutes d'observation, car aucune source de bruit n'est considérée sur les mesures lidar.

A la vue des résultats du tableau 6.5 il est tentant de conclure sur la configuration d'observation des satellite GPS qui minimise l'erreur de restitution du délai humide oblique par lidar Raman. Il faut cependant être prudent, ces résultats sont obtenus pour des séquences d'observations spécifiques à la journée 29 mai 2002 et à la distribution de vapeur d'eau simulée par MM5 ce jour-là. Pour conclure définitivement, il faut tester plus de séquence d'observation sur 1 heure, 5 minutes et 5 minutes à 30° , et dans d'autres conditions météorologiques.

Les résultats des trois cas étudiés prouvent cependant l'utilité d'une correction séquentielle des mesures GPS : il est possible d'améliorer la précision de la composante verticale des coordonnées d'une station GPS en utilisant (i) moins de mesures GPS (réduction du nombre de mesures GPS au nombre de corrections lidar disponibles) et (ii) des mesures GPS de meilleure qualité (puisque bien corrigées par les mesures lidar).

6.6.2.2 Correction lidar avec bruit ajouté

Une correction lidar avec bruit ajouté est une correction lidar calculée à partir de signaux lidar simulés suivant une statistique poissonnienne.

Dans les cas #4, #5, #6 et #7, les mesures GPS sont corrigées en utilisant des corrections calculées à partir de signaux présentant une densité de probabilité poissonnienne puis inversées. Les rapports de mélange calculés par lidar Raman et utilisés dans le calcul de la correction sont coupés au-delà de 5000 m (ou 7000 m). Cette troncature volontaire des signaux lidar au-delà d'une distance simule la portée du système (5000 m représente $\sim 97\%$ de l'eau troposphérique). Dans les simulations réalisées ici, le complément est assuré par le profil de rapport de mélange calculé à partir des profils de grandeurs thermodynamiques extraits du modèle MM5 (figure 6.11).

Cet aspect du complément de la correction lidar n'est pas discuté ici. Il est bien sûr envisageable de compléter le rapport de mélange restitué par lidar Raman par une autre mesure de vapeur d'eau (radiosondage, radiomètre à vapeur d'eau profileur, ...) projetée dans la direction de sondage, au-delà de la distance de coupure.

Dans le cas d'une correction basée sur des signaux poissonniens les précisions de positionnement de la station GPS SA14 dépendent de la réalisation statistique poissonnienne des signaux Raman azote et vapeur d'eau simulés pour le calcul du rapport de mélange. Afin d'estimer la variation de l'erreur sur les coordonnées de SA14 dans les cas #4, #5, #6 et #7, dix réalisations de signaux azote et vapeur d'eau sont simulées. Dix séries de corrections sont donc utilisées pour la correction des mesures GPS. Les erreurs observées sur l'altitude et les coordonnées Nord et Est de SA14 sont représentées sur la figure 6.18 pour les trois configurations de balayage du lidar Raman, pour dix réalisations poissonniennes des mesures lidar.

Toutes les erreurs sont sub-millimétriques et on constate que les erreurs d'altitude sont ramenées au niveau des erreurs planimétriques lorsque les mesures GPS sont corrigées à partir des mesure du lidar Raman simulé. Quelle que soit la coordonnée GPS considérée, le balayage du lidar en visée fixe d'une heure sur un même satellite GPS par période de 5 minutes (configuration 1) donne les plus fortes erreurs (~ 0.4 mm en altitude, ~ 0.5 mm en E et N), comparativement aux autres configurations de balayage (configuration 2 et 3). Cet effet est plus marqué sur les coordonnées planimétriques ; l'inversion des mesures GPS est moins contrainte horizontalement pour des observations continues sur une heure

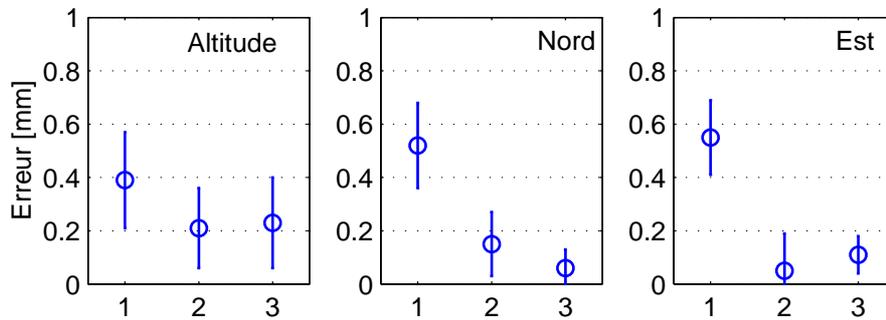


FIG. 6.18 – Erreur en altitude, et en coordonnées Nord et Est pour la station SA14, en corrigeant les mesures GPS suivant les trois configurations de balayage du lidar Raman. (1 : 1H/sat par visée fixe de 5 min, 2 : 5 min/sat, 3 : 5 min/sat > 30°).

dans une direction fixe que dans le cas où les observations changent de visée toutes les 5 minutes. La meilleure configuration de balayage du lidar Raman est donc l'observation d'un satellite différent toutes les 5 minutes (configuration 2 et 3).

Il reste à déterminer la valeur de l'angle de coupure qui donne les meilleurs précisions (5° ou 30°). Les observations à 5 minutes dans les configuration 2 et 3 donnent des précisions de positionnement équivalentes quel que soit l'angle de coupure (figure 6.18). Si on compare l'erreur relative sur l'estimation du délai oblique humide par lidar Raman avec le délai réel MM5 (figure 6.19) dans ces deux configurations pour toutes les mesures GPS corrigées, on voit que les erreurs sont sensiblement constantes en fonction de l'angle de coupure. On ne vérifie donc pas ici une des conclusions des simulations de signaux Raman d'un chapitre précédent dans laquelle il est dit que la portée du canal vapeur d'eau du lidar Raman augmente avec l'angle zénithal, et que par conséquent, à distance de coupure égale, la qualité de la correction lidar augmente avec l'angle zénithal. En incluant des mesures basses sur l'horizon (entre 30° et 5° d'élévation), pour un nombre d'observable égal, la correction des mesures GPS aurait du être meilleure dans la configuration 2 que dans la configuration 3. Ceci peut s'expliquer par le fait que les mesures lidar dans les configurations 2 et 3 ne sont pas comparées au même instant et au même azimut. A distance de coupure égale, la qualité de la correction lidar augmente avec l'angle zénithal, dans le cas où l'atmosphère est relativement stratifiée horizontalement.

Une étude plus poussée est donc nécessaire pour conclure sur le choix de l'angle de coupure. Compte tenu du caractère parfait du complément de mesure utilisé au-delà de la portée du système lidar, le choix de l'angle de coupure optimal est difficilement discutable à partir de la simulation actuelle. Néanmoins, il est probable qu'un angle de coupure trop bas sur l'horizon ne devra pas être retenu, car le délai troposphérique humide résiduel augmente avec l'angle zénithal.

La distance de coupure au-delà de laquelle le profil lidar est complété par un profil est maintenant discutée. Les erreurs de positionnement altimétrique et planimétriques pour une correction lidar coupée

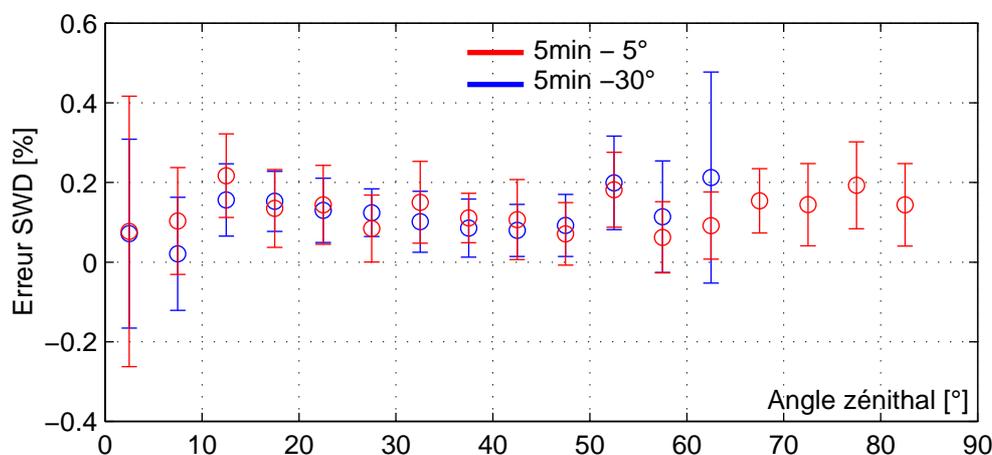


FIG. 6.19 – Erreur relative entre les délais humides obliques restitués à partir des mesures du lidar Raman simulés et ceux calculés dans MM5, pour la configuration d'observation 1 (5 min-5°, rouge) et 2 (5 min-30°, bleu).

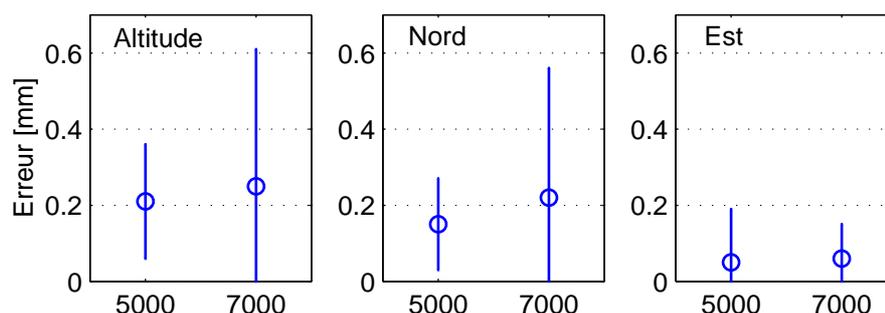


FIG. 6.20 – Erreur en altitude, et en coordonnées Nord et Est pour la station SA14, suivant la distance de troncature (5000 ou 7000 m), dans la configuration d'observation 2 (5 min-5°).

à 5000 m et à 7000 m (cas #5 et #7) montre que quelle que soit la coordonnée considérée, la troncature à partir de 7000 m dégrade la précision de positionnement de 0.2 mm à 0.25 mm respectivement pour 5000 m et 7000 m (figure 6.20). De même, les écarts-types, symbolisés par les barres d'erreur augmentent entre 5000 m et 7000 m (pour les coordonnées d'altitude et nord). Ce résultat est sans surprise, puisque globalement, à angle zénithal constant, la précision des signaux Raman décroît avec la distance de sondage.

Ceci se vérifie aussi en comparant directement les erreurs d'estimation de délai humide oblique dans la configuration d'observation 2 (5 min/5°) pour une troncature du délai humide à 5000 m et 7000 m. L'erreur moyenne pour la distance de troncature 5000 m et 7000 m avec les délais MM5 est respectivement de -0.52 mm et 0.89 mm pour un écart type de 1.79 mm et 2.78 mm (figure 6.21) ; la dispersion des erreurs est plus forte pour une troncature à 7000 m.

Avec le système lidar présenté précédemment, la portée en visée zénithale est d'environ 6 km, ce qui

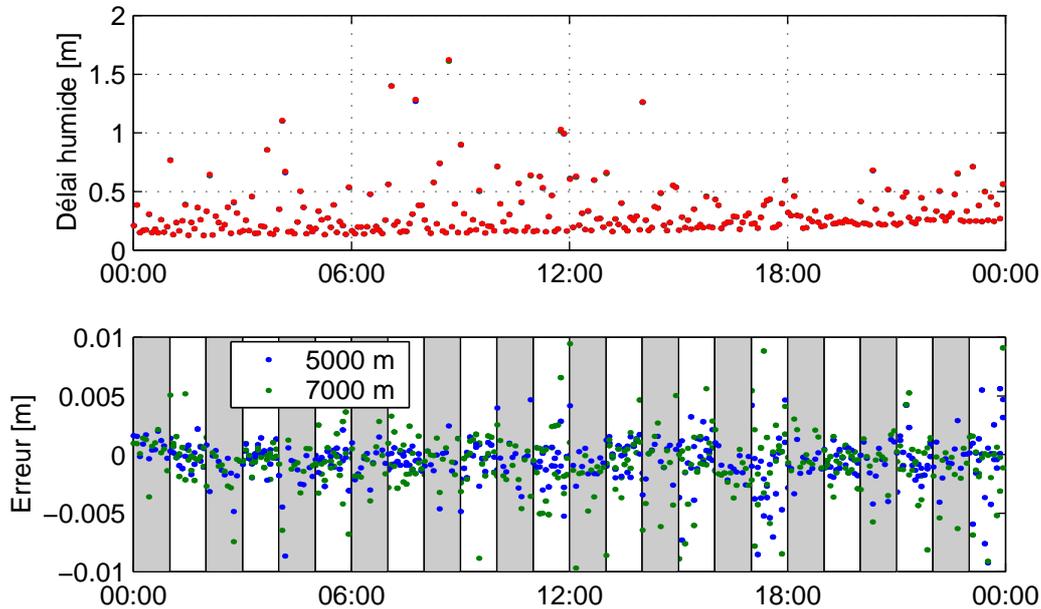


FIG. 6.21 – Délais humides estimés par lidar Raman et utilisés pour la correction des mesures GPS dans la configuration d’observation 2 (figure du haut) et erreur par rapport aux délais MM5 suivant la distance de troncature (5000 m ou 7000 m) (figure du bas).

représente un sondage d’environ 90% de la vapeur d’eau troposphérique. Une portée verticale de 7 km représente quant à elle un sondage de 95-99% du délai humide total. Il subsiste donc la question du complément de mesure de vapeur d’eau pour tenir compte des 10% restants. Les solutions de compléments envisagées et à tester sont le modèle météorologique, la climatologie, le radiosondage, ou les données satellite. Un premier test avec un unique radiosondage opérationnel lancé à 12 heures TL et re-projeté tout au long de la journée dans les directions d’observation des satellites GPS indique une précision verticale de ~ 1 mm, lorsque la portée du système est de 7 km, pour 5 minutes d’observation avec un angle de coupure 30° .

6.6.3 Inversion avec correction WVR

Dans le cas #12, les mesures GPS sont corrigées par un délai humide oblique estimé à partir d’observables provenant d’un radiomètre vapeur d’eau (23.8 GHz et 31.5 GHz) simulé dans domaine MM5, à Homestead. La simulation des observables WVR est identique à celle décrite dans le chapitre 3. La séquence de suivi des satellites GPS est celle du lidar Raman dans la configuration d’observation 2 (un satellite GPS par période de 5 minutes), ce qui permet une comparaison rigoureuse de l’apport des deux techniques sur l’amélioration du positionnement par GPS. Les observables WVR sont converties en délais obliques humides par l’intermédiaire d’une constante d’étalonnage calculée à partir du délai

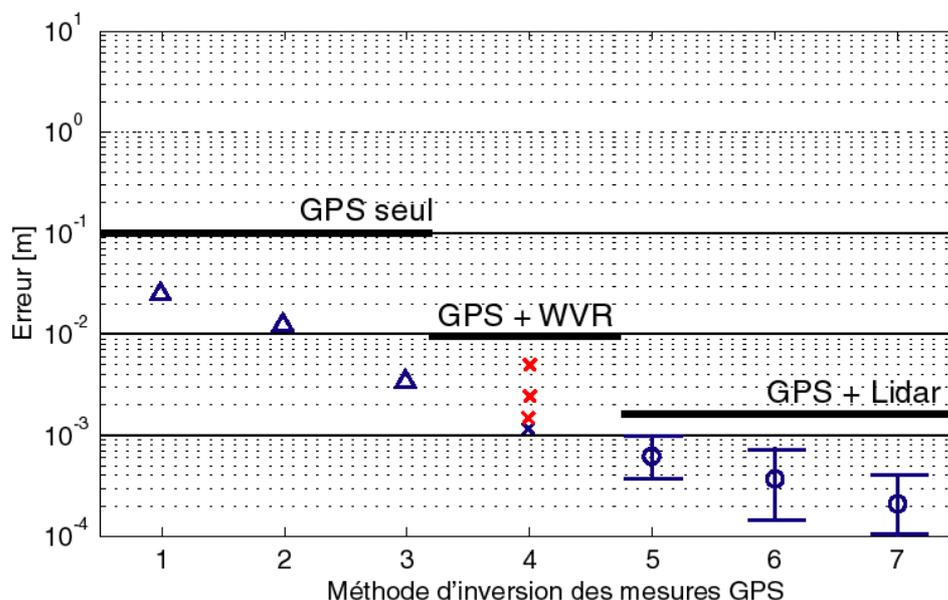


FIG. 6.22 – Précision altimétrique obtenue sur la station SA14 le 29 mai 2002, suivant la méthode de traitement des mesures GPS considérée.

- 1 - GPS - $1/\cos \zeta$,
- 2 - GPS - Niell 5° ,
- 3 - GPS - Niell 30° ,
- 4 - WVR, expérimental (x bleu, Ware et al. [1993], Glaus et al. [1995] et Alber et al. [1997]) et simulation (x rouge),
- 5 - lidar Raman - (5 min, 5°) - 5% de biais - portée 5000 m,
- 6 - lidar Raman - (5 min, 5°) - 2% de biais - portée 5000 m,
- 7 - lidar Raman - (5 min, 5°) - correction parfaite.

zénithal humide à 12H TU dans MM5, tel que l'aurait fourni un radiosondage lâché à cette heure-ci. Les mesures GPS corrigées sont inversées, en estimant les trois coordonnées de SA14. Pour un session de 24 heures le 29 mai 2002, l'erreur verticale est de 1.15 mm. En planimétrie, les erreurs sont 0.18 mm et 0.87 mm respectivement sur les coordonnées Nord et Est.

6.7 Résultats et discussion

La figure 6.22 résume l'apport de chaque méthode (GPS classique, radiométrie vapeur d'eau et lidar Raman à balayage) sur le positionnement par GPS, dans le cadre des simulations effectuées.

Afin de montrer l'apport de l'utilisation d'un lidar Raman dans l'amélioration de la précision des mesures GPS, plusieurs configurations de correction ont été testées sur une journée de mesure présentant

une forte hétérogénéité spatio-temporelle de la vapeur d'eau.

A la lumière de l'étude dans la première partie de ce chapitre (mesure in-situ et simulation MM5), la journée du 29 mai 2002 de la campagne IHOP est la journée retenue comme étant la journée-type qui présente une forte hétérogénéité de distribution de vapeur d'eau, situation propice à la dégradation des précisions de positionnement par GPS.

Retenons tout d'abord que trois groupes de traitements des mesures GPS ont été considérés, pour ces simulations :

- un traitement " classique " avec estimation de paramètres troposphériques,
- un traitement avec l'apport d'une correction fournie par un radiomètre à vapeur d'eau,
- un traitement avec l'apport d'une correction fournie par un lidar Raman vapeur d'eau,

Pour la description de chaque simulation considérée, il faut se reporter aux lignes du tableau 6.2. Les résultats des simulations impliquant ces groupes sont représentés sur la figure 6.22.

Dans le traitement classique des mesures GPS, des sessions longues (24 H) et des sessions courtes (3 H) ont été considérées, pour un angle de coupure de 5° . Pour ces deux types de sessions, un paramètre troposphérique est estimé toutes les heures sur la station à positionner. En utilisant la fonction de projection de Niell qui présente les meilleurs résultats dans les logiciels de traitement des mesures GPS, les coordonnées de la station à positionner sont précises au mieux à 3 mm en planimétrie et 12 mm en altimétrie (figure 6.22, cas 2), (ce qui est comparable aux précisions observées sur des campagnes GPS réelles). Si l'angle de coupure est réduit à 15° au-dessus de l'horizon, l'erreur verticale se réduit à 3.4 mm (figure 6.22, cas 3).

Solution utilisée ponctuellement dans l'amélioration des précisions de positionnement par GPS, l'apport de la radiométrie vapeur d'eau a aussi été testé et simulé ici. Dans la configuration testée, le radiomètre bi-fréquence observe séquentiellement les satellites GPS par période de 5 minutes, en se recalant toutes les 30 secondes sur le satellite observé. Pour une session de 24H, la précision de positionnement vertical obtenue dans ce cas précis et pour cette journée est de 1.2 mm. Ce résultat est comparable aux précisions atteintes expérimentalement, lorsqu'un radiomètre a été colocalisé à un récepteur GPS. Dans ce cas précis, des précisions de 1 à 8 mm ont été observées [Ware et al., 1993], [Glaus et al., 1995] et [Alber et al., 1997] (figure 6.22, cas 4). Cette méthode de correction n'est pourtant pas généralisée, et les meilleures précisions ont été obtenues dans des conditions particulières (météo et choix de mesures).

Un lidar Raman vapeur d'eau à balayage fournit une mesure profilée de la distribution 3D de vapeur d'eau. Les simulations effectuées ont permis d'ébaucher un protocole expérimental, notamment en donnant des éléments de réponse quant au type de balayage à effectuer, à la durée d'observation et à l'angle de coupure d'observation.

Une première conclusion est que la réduction du nombre d'observations GPS au nombre de d'observation strictement corrigées par les mesures lidar (réduction d'un facteur 100 pour un passage de 1 mesure

toutes les 30 secondes à une mesure par 5 minutes) n'affecte que très peu l'inversion des mesures GPS (effet sub-millimétrique sur l'altitude) pour des sessions de 24H.

Les mesures lidar sont intégrées sur 5 minutes, afin d'obtenir un bon rapport signal à bruit. Le mode opératoire de balayage du lidar est donc l'observation d'un unique satellite GPS pendant 5 minutes. Les premières simulations de correction comparant un angle de coupure de 5° et de 30° ne sont pas très éloquents, puisqu'on observe une très faible différence dans les précisions obtenues (cf. figure 6.18), que ce soit sur les composantes planimétriques ou altimétrique de la station GPS à positionner. Cet aspect du travail est encore à approfondir. Les précisions obtenues sont néanmoins sub-millimétriques quelque soit la configuration retenue. La distance de troncature des mesures de correction lidar a été ensuite discutée, en comparant une distance de troncature de 5000 et de 7000 m. Il s'avère que la coupure à 5000 m présente un léger avantage par rapport à 7000 m, mais encore une fois, il faut garder en mémoire que le complément de mesure rajouté ensuite est, pour l'instant, parfait. Néanmoins, les précisions obtenues en altitude sont de l'ordre de 0.2 mm (figure 6.22, cas 7).

Les résultats précédents sont obtenus lorsque les mesures lidar sont parfaites ; pour tenir compte du bilan d'erreur du système lidar, des simulations sont aussi effectuées en considérant un biais de 2% et 5% sur les corrections apportées par le lidar Raman vapeur d'eau. Pour une mesure de correction toutes les 5 minutes, en limitant l'angle d'observation à 5° , la précision altimétrique obtenue est de 0.4 ± 0.2 mm pour un biais de 2% (figure 6.22, cas 6) et 0.6 ± 0.2 mm pour un biais de 5% (figure 6.22, cas 5).

Le traitement avec correction externe (lidar ou radiomètre) n'a pas été effectué dans le cas de sessions courtes d'observations (3H). La réduction du nombre d'observation qu'implique une correction externe des mesures GPS peut être problématique pour le traitement de mesures réelles (réduction d'un facteur 4 du nombre de mesures pour un passage de sessions de 24H à 3H) ; un mélange de mesure GPS corrigées et non corrigées peut être envisagé pour les sessions courtes.

6.8 Conclusion

Plusieurs méthodes de corrections incluant les lidar Raman dans le traitement des mesures GPS ont été testées dans ce chapitre. De ces simulations préliminaires, il ressort qu'un lidar Raman est susceptible de permettre d'atteindre une précision altimétrique sub-millimétrique, dans la configuration retenue pour l'instant, à savoir 5min- 5° par satellite GPS.



Chapitre 7

Conclusions et perspectives

Cette thèse contribue aux travaux méthodologiques sur l'amélioration de la précision de la technique pour le positionnement géodésique et pour l'altimétrie de haute précision en particulier. Elle a permis d'évaluer précisément l'effet de l'hétérogénéité et de la variabilité de la vapeur d'eau atmosphérique sur les observations GPS, et de proposer une méthode permettant de prendre en compte cette variabilité dans le traitement des données GPS. Cette méthode repose sur l'utilisation de mesures lidar dans la direction des satellites GPS. Un instrument de mesure (lidar Raman) a été développé et optimisé pour cette application. La validation expérimentale complète de la méthode n'a pas pu être achevée dans le cadre de cette thèse, mais des simulations numériques montrent que l'instrument développé et la méthode associée devraient permettre d'atteindre une précision de l'ordre de 1 mm sur la coordonnée verticale. Notons que les méthodes de traitement utilisées à l'heure actuelle permettent de restituer l'altitude d'une station GPS avec une dispersion de jour à jour de 5 à 10 mm. La disponibilité d'une méthode précise à 1 mm devrait ainsi ouvrir le champ à de nouvelles applications scientifiques (p.ex. en tectonique) et opérationnelles (p.ex. le nivellement par GPS).

Nous rappellerons tout d'abord les principales conclusions des différentes parties de ce travail.

La méthode de traitement classique des données GPS consiste à estimer simultanément les positions des stations et des paramètres troposphériques en faisant l'hypothèse que la réfractivité dans la troposphère est distribuée dans des couches uniformes. Cette hypothèse n'est pas vérifiée dans la pratique, en particulier dans la couche limite atmosphérique où il est très courant d'observer des thermiques et des rouleaux convectifs. Ce genre de situation a donc été simulé à l'aide d'un modèle simple d'atmosphère constitué d'hétérogénéités sphériques avec un excès de réfractivité correspondant à 10 mm de délai (équivalent à 1.5-2.5 g/kg de vapeur d'eau). L'impact sur la position verticale estimée par GPS dans cette situation est un biais de 2 à 8 mm (pour un angle de coupure des observations typique de 15° d'élévation). Étant donné que ce type d'hétérogénéité peut difficilement être modélisé dans la méthode

classique de traitement GPS, nous avons orienté la suite du travail sur le développement d'une méthode de correction externe du délai troposphérique reposant sur une technique de mesure de la vapeur d'eau. Une caractéristique fondamentale de ces mesures étant qu'elles doivent être réalisées dans la direction des satellites GPS afin de bien restituer l'hétérogénéité spatiale.

Deux techniques de mesure de la vapeur d'eau- radiométrie micro-onde (mesure de contenu intégré) et de lidar (mesure de profil de rapport de mélange ou de concentration absolue) ont été étudiées par simulation numérique. Des observations ont été simulées à partir d'une base de données de radiosondages. Ces observations ont été inversées selon les méthodes propres à chaque technique et il a été constaté qu'en présence de structures marquées dans les profils d'humidité et de température, la mesure intégrée fournie par un radiométrie micro-onde pouvait contenir des biais de quelques millimètres à plus d'une dizaine de millimètres sur les délais troposphériques. La technique lidar, à l'inverse, a montré une précision ultime meilleure que 1 mm. Parmi les techniques lidar disponibles, nous avons comparé le lidar DIAL (à absorption différentielle), capable de restituer une concentration absolue de vapeur d'eau, et le lidar Raman, beaucoup plus simple à mettre en œuvre mais qui ne restitue qu'une mesure de rapport de mélange (concentration de vapeur d'eau relative à celle de l'air sec). Cette dernière nécessite l'utilisation combinée d'un profil de température. Celui-ci peut être issu d'un radiosondage ou d'un modèle météorologique. L'erreur associée au profil de température a été évaluée en considérant que ce profil était soit distant et/ou décalé en temps par rapport à la mesure lidar. Il a été montré que cette erreur pouvait réduire la précision sur les délais troposphériques à 1.5 mm environ, soit une augmentation de 50% de l'incertitude. Considérant que cette incertitude pouvait encore être améliorée en optimisant l'instrumentation et la méthode de correction des signaux GPS, la technique lidar Raman a été retenue. Dans une première phase de simulation des performances de ce type de système, deux longueurs d'onde de fonctionnement ont été comparées : 532 nm et 355 nm. Ces simulations ont indiqué une performance légèrement meilleure à 355 nm, avec une portée de $\sim 4-5$ km, dépendant des conditions atmosphériques, pour une résolution spatiale de 37,5 m et une résolution temporelle de 10 minutes. Le rapport signal à bruit ainsi atteint devait être supérieur à 10 jusqu'à 5 km sur les canaux vapeur d'eau et azote pour des mesures de nuit (faisant abstraction du fond de ciel). Une estimation des performances de jour, avec des filtres interférentiels de 5 nm de bande passante, a indiqué une limitation de la portée à 2 km. Le système développé par la suite sur la base de ce type de filtre ne permettra donc pas de faire des observations utiles de jour. Toutefois, l'utilisation de filtres plus étroits devrait permettre une évolution vers des mesures de jour dans le futur.

Un prototype de lidar Raman a donc été développé sur la base des spécifications issues de ces simulations. Cet instrument a été testé au cours de deux campagnes de mesures (ESCOMPTE en 2001 et la campagne de validation du capteur spatial AIRS sur le satellite Aqua 2002). La première campagne a permis de mettre en évidence des défauts et limitations dans l'instrumentation. Ces défauts ont été

corrigés entre les deux campagnes. Au cours de la seconde campagne, des comparaisons ont été réalisées avec des radio-sondages à haute résolution. Elles ont permis de valider les mesures lidar effectuées avec l'instrument. Un bon accord a été trouvé sur les mesures de rapport de mélange. L'écart relatif atteint est ainsi inférieur à 10% en visée zénithale jusqu'à 6 km d'altitude. Les observations continues réalisées avec ce lidar au cours de plusieurs nuits ont également permis de caractériser la variabilité nocturne de la vapeur d'eau et ainsi de renforcer l'idée que la méthode classique de traitement GPS ne modélise pas correctement les hétérogénéités atmosphériques et, au contraire, introduit des biais dans les coordonnées estimées.

L'application de la méthode de correction des données GPS à partir de mesures lidar Raman vapeur d'eau a fait l'objet de simulations numériques car le système ne permettait pas encore d'effectuer des mesures dans la direction des satellites GPS (visées obliques). La simulation a été réalisée sur la base de champs tri-dimensionnels de vapeur d'eau issus d'une simulation d'un modèle météorologique à mésoéchelle (MM5, avec une résolution spatiale de 5 km). Le cas d'étude retenu est la journée du 29 mai 2002 sur les grandes plaines des Etats-Unis (campagne IHOP). Ce jour était caractérisé par une distribution de vapeur d'eau très hétérogène. La correction externe des mesures GPS à partir des mesures Raman (en utilisant les deux simulateurs instrumentaux) a permis de restituer l'altitude de la station GPS avec une précision sub-millimétrique (0.2 mm), pour une session d'observation de 24 heures, en effectuant des pointés successifs de 5 minutes par satellite pour des élévations supérieures à 30°. Notons ici le fait que ces données ont été inversées avec une observation de phase toutes les 5 minutes sur un seul satellite à la fois. Le nombre d'observations disponible était donc beaucoup plus faible que pour un traitement GPS classique. Les résultats obtenus indiquent que cette forte réduction des observations ne rend pas le problème sous-dimensionné.

D'autres configurations opérationnelles ont été testées (suivi du même satellite pendant une heure, élévations jusqu'à 5°). Elles montrent des précisions similaires (0.2-0.4 mm) et dans tous les cas inférieures à 1 mm. La correction par radiométrie micro-onde a également été simulée pour ce cas d'étude. Elle permet une restitution de l'altitude avec une erreur de 1 mm, soit une incertitude cinq fois plus grande que le lidar. Les données GPS ont été également été inversées avec la méthode classique, selon différentes stratégies (modèle d'atmosphère et angle de coupure). Pour ce cas d'étude, la précision sur l'altitude estimée est comprise entre 3 mm et 3 cm selon la stratégie. Les délais zénithaux estimés simultanément lors de ces traitements comportent des erreurs de ± 3.5 mm. Les erreurs observées à la fois pour la méthode classique et la correction par radiométrie micro-onde proviennent dans ce cas uniquement de l'hétérogénéité du champ de vapeur d'eau. Dans le cas de la correction lidar, les erreurs sont d'origine aléatoire (bruit de photon associé à la mesure lidar).

Néanmoins, des sources de biais subsistent dans la méthode lidar. Elles sont liées à la portée limitée du lidar et à l'instrumentation. Avec le système actuel, la portée est en effet limitée à 5-6 km de distance

(selon l'épaisseur optique des aérosols dans la basse troposphère). Au-delà, le bruit de photon devient important et il convient de ne pas utiliser ces mesures. Nous avons testé l'utilisation des profils lidar pour deux portées : 5000 m et 7000 m. L'incertitude sur l'altitude estimée est respectivement à 0.15 mm et 0.35 mm. Ceci indique qu'il est préférable de limiter l'utilisation des profils lidar à 5000 m, mais pose le problème du complément du profil, nécessaire pour calculer un délai à travers toute la troposphère. L'erreur sur ce complément a été négligée dans ce travail, mais elle constitue une source d'erreur additionnelle à prendre en compte dans le futur. Les biais liés à une mauvaise modélisation des coefficients de l'instrumentation (p. ex. dérive thermique de la transmission différentielle des filtres) ont également été évalués. Nous avons simulé un biais de 2% (5%) sur le coefficient instrumental global. Le biais final résultant sur l'estimation de l'altitude GPS est estimé à 0.4 mm (1.0 mm). Il respecte l'objectif initialement fixé. Il reste toutefois à vérifier qu'une précision de 5% peut être garantie sur les mesures lidar. Cela suppose la mise au point d'une méthode d'étalonnage indépendante ou la réalisation de mesures conjointes avec des radiosondages pour déterminer un coefficient instrumental.

Au cours de ce travail nous avons démontré que pour atteindre une précision de 1 mm sur la coordonnée verticale par GPS il était nécessaire de faire des mesures co-localisées avec un système profileur tel que le lidar proposé ici. La méthode de correction GPS associée est la suivante :

- (i) les mesures avec le lidar Raman doivent être réalisées dans la direction des satellites GPS, avec un temps d'intégration d'environ 5 minutes et un dépointage toutes les 5 minutes, des visées supérieures à 30° d'élévation sont suffisantes ;
- (ii) les profils de rapport de mélange de vapeur d'eau issus des mesures lidar doivent ensuite être intégrés au delà de la portée maximale atteinte (jusqu'à 5000 m avec notre système) et complétés pour fournir des délais humides ; des délais hydrostatiques doivent être calculés simultanément ;
- (iii) les données GPS (phase et code) doivent être corrigées du délai total puis inversées avec un logiciel de traitement GPS, mais sans estimation de paramètres troposphériques.

Les caractéristiques indiquées dans le point (i) sont importantes. En effet, l'angle d'élévation minimum détermine la portée nécessaire pour le lidar. Pour un angle de 30° et une hauteur utile de la troposphère de 8 km (équivalent à 99 % du contenu total en vapeur d'eau), la distance de sondage doit être de 9,2 km le long de la ligne de visée (contre 46 km à 10° d'élévation). La portée actuelle du système est de 5 à 6 km. Une portée de 8 à 9 km est possible mais nécessite des modifications de l'instrumentation (puissance du laser et diamètre du télescope). Les simulations montrent qu'il est ainsi nécessaire si l'on veut conserver un système compact possédant un télescope de 45 cm de diamètre, d'émettre une énergie 3 fois plus élevée. Une alternative est de trouver une méthode pour l'estimation du complément de délai. Plusieurs solutions sont possibles :

- l'utilisation d'un profil lidar Raman obtenu sur une période d'observation plus longue, p.ex. au zénith,
- l'utilisation d'un radiosondage ou encore un profil issu d'un modèle météorologique.

Ces deux solutions introduisent des erreurs minimales dues à l'hétérogénéité de la distribution spatiale à cette altitude et constituent une alternative intéressante du point de vue du rapport complexité/performances.

Rappelons, que dans tous les cas, un profil de température (pour toute la troposphère) est nécessaire pour convertir le rapport de mélange mesuré par le lidar en délai troposphérique humide. Pour la correction du délai hydrostatique (cf. point (ii)), il faut également disposer d'une mesure de pression au niveau du lidar et, éventuellement, d'un profil de température pour estimer une fonction de projection hydrostatique utile pour convertir le délai hydrostatique au zénith en délai oblique (Rocken et al., 2001). La méthode de correction hydrostatique n'a pas été étudiée dans ce travail car l'incertitude associée est supposée être de l'ordre de 1-2 mm (Rocken et al., 2001), soit 5 à 10 fois moins que l'incertitude associée au délai humide. Ce point devra être repris par la suite pour si possible réduire encore cette incertitude.

Pour ce qui concerne le point (iii), notons que la plupart des logiciels de traitement GPS fonctionnent avec des observations de phase deux fois différenciées (doubles différences); ceci est le cas du logiciel de l'Université de Berne utilisé dans ce travail. L'inversion de vraies données GPS devra se faire à partir des observations de phase corrigées mais non différenciées, afin d'éviter les corrélations entre les coordonnées estimées pour la station corrigée et les autres stations du réseau traité.

Notons encore, qu'une démonstration expérimentale de la méthode nécessite le développement d'un système de dépointage du faisceau optique permettant de réaliser les visées obliques en direction des satellites GPS. Deux solutions sont envisageables : (i) le dépointage mécanique du système d'émission laser + télescope et (ii) le renvoi optique des faisceaux émis et reçus par des miroirs communs (système optique de type "périscope"). La première solution a déjà été expérimentée en utilisant la motorisation existante du télescope. Cette solution n'est pas commode car nécessite d'entraîner autour d'un axe vertical tout le dispositif optique ainsi que des câbles électriques (alimentation du laser, coaxiaux des détecteurs...). La solution (ii) devrait donc être retenue. D'autres évolutions sont également envisagées pour le lidar Raman afin de rendre possible des mesures de jour : l'utilisation de filtres interférentiels plus étroits (bande passante inférieure à 1 nm) et d'une fibre d'ouverture réduite. Dans ce cas la limitation de la portée devient cruciale et il sera nécessaire à la fois d'améliorer les performances du système, et de disposer de mesures complémentaires entre 5 et 9 km d'altitude.

Pour finir, notons qu'une fois les délais troposphériques corrigés, il sera alors possible de mieux quantifier les deux autres sources d'erreur que sont les multitrajets et les variations de centre de phases des antennes GPS. Ces sources d'erreur ont également un impact non négligeable sur la coordonnée verticale, quoique leur amplitude soit supposée plus faible que celle des erreurs de modélisation de la troposphère dans le traitement classique.



Références

- Alber et al.(1997)** C. Alber, R. Ware, C. Rocken, and F. Solheim. Gps surveying with 1 mm precision using corrections for atmospheric slant path delay. *Geophys. Res. Lett.*, 24(15) :1859–1862, 1997.
- ANSI(2000)** ANSI. For the Safe Use of Lasers. ST-ANSI Z136.1, American National Standard Institute, 2000.
- Ansmann et al.(1992)** A. Ansmann, M. Riebesell, U. Wandinger, C. Weitkamp, E. Voss, W. Lahmann, and W. Michaelis. Combined raman elastic-backscatter lidar for vertical profiling of moisture, aerosol extinction, backscatter, and lidar ratio. *Applied Physics*, B(55) :18–28, 1992.
- Ansmann et al.(1990)** A. Ansmann, M. Riebesell, and C. Weitkamp. Measurement of atmospheric aerosol extinction profiles with a Raman lidar. *Opt. Lett.*, 15 :746–748, 1990.
- Avila et al.(1999)** G. Avila, J.M. Fernandez, B. Mate, G. Tejada, and S. Montero. Ro-vibrational Raman cross sections of water vapor in the OH stretching region. *J. Mol. Spectrosc.*, 196(99) :77, 1999.
- Balis et al.(2002)** D. Balis, V. Amiridis, C. Zerefos, and A. Papayannis. Verification of the experimental determination of the lidar overlap profile by a Raman lidar. In Gilles Roy Luc R. Bissonnette and Gilles Vallée, editors, *Lidar Remote Sensing In Atmospheric and Earth Science*, Juillet 2002.
- Bastin et al.(2004)** S. Bastin, C. Flamant, and Ph. Drobinsky. First attempt to identify sources of water vapor variability during the 29 may 2002 boundary layer heterogeneity mission. In *2004 Science Workshop, Toulouse, France*, 2004.
- Bauersima(1983)** I. Bauersima. *Mitteilungen der Satelliten-Beobachtungsstation Zimmerwald*. Thèse de doctorat, Université de Berne, 1983.
- Behrendt et al.(2002)** A. Behrendt, T. Nakamura, M. Onishi, R. Baumgart, and T. Tsuda. Combined raman lidar for the measurement of atmospheric temperature, water vapor, particle extinction coefficient, and particle backscatter coefficient. *Applied Optics*, 41(36) :7657–7665, 2002.
- Behrendt et al.(2004)** A. Behrendt, T. Nakamura, and T. Tsuda. Combined temperature lidar for measurements in the troposphere, stratosphere, and mesosphere. *Applied Optics*, 43(14) :2930–2939, 2004.
- Bengtsson et al.(2003)** L. Bengtsson, G. Robinson, R. Anthes, K. Aonashi, A. Dodson, G. Elgered, G. Gendt, R. Gurney, M. Jietai, C. Mitchell, M. Mlaki, A. Rhodin, P. Silvestrin, R. Ware, R. Watson, and W. Wergen. The use of gps measurements for water vapor determination. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 84(1249-1258), 2003.
- Beran et al.(2003)** T. Beran, D. Kim, and R. B. Langley. High-precision single-frequency GPS point positioning. In *Proceedings of ION GPS/GNSS 2003 Meeting*, Oregon Convention Center - Portland, Oregon - Etats-Unis, 2003.

- Berk et al.(2000)** A. Berk, G.P. Anderson, P.K. Acharya, J.H. Chetwynd, M.L. Hoke, L.S. Bernstein, E.P. Shettle, M.W. Matthew, and S.M. Adler-Golden. Modtran4 Version 2 User'S Manual. manuel d'utilisation, Air Force Research Laboratory, avril 2000.
- Bevis et al.(1992)** M. Bevis, S. Businger, T. Herring, C. Rocken, R. Anthes, and R. Ware. Gps meteorology : Remote sensing of atmospheric water vapor using the global positioning system. *J. Geophys. Res.*, 97(D14) :15787–15801, 1992.
- Bock et al.(2004)** O. Bock, E. Doerflinger, F. Masson, A. Walpersdorf, J. Van-Baelen, J. Tarniewicz, M. Troller, A. Somieski, A. Geiger, and B. Bürki. GPS Water Vapor Tomography Project : Description and first results of the ESCOMPTE field experiment. *Physics and Chemistry of the Earth*, 29 : 149–157, 2004.
- Bock et al.(2001a)** O. Bock, J. Tarniewicz, Ch. Thom, and J. Pelon. Effect of Small-Scale Atmospheric Inhomogeneity on Positioning Accuracy with GPS. *Geophys. Res. Lett.*, 28(11) :2289, 2001a.
- Bock et al.(2001b)** O. Bock, J. Tarniewicz, Ch. Thom, J. Pelon, and M. Kasser. Study of external path delay correction techniques for high accuracy height determination with gps. *Phys. Chem. Earth*, 26 :165–171, 2001b.
- Bono(2003)** Claire Bono. Etude de méthodes d'estimation du contenu intégré de vapeur d'eau dans l'atmosphère par GPS et radiosondage et application à la validation de modèles météorologiques. Mémoire de maîtrise, Université Joseph Fourier/Institut Géographique National, 2003.
- Bosenberg(1998)** Jens Bosenberg. Ground-based differential absorption lidar for water-vapor and temperature profiling : methodology. *Applied Optics*, 37(18) :3845, juin 1998.
- Bosser(2004)** Pierre Bosser. Etude et développement d'une méthode de correction des délais troposphériques en GPS à l'aide de mesures de vapeur d'eau par LIDAR Raman. Mémoire de fin d'étude, Institut Géographique National, mai 2004.
- Braun et al.(2001)** J. Braun, C. Rocken, and R. Ware. Validation of line-of-sight water vapor measurements with GPS. *Radio Science*, 36(3) :459–472, 2001.
- Browell et al.(1979)** E.V. Browell, T.D. Wilkerson, and T.J. McIlrath. Water vapor differential absorption lidar development and evaluation. *Applied Optics*, 18(20) :3474, octobre 1979.
- Bruneau et al.(2001a)** D. Bruneau, P.Quaglia, C.Flamant, and M.Meissonnier an J.Pelon. Airborne lidar LEANDRE II for water-vapor profiling in the troposphere. I. System description. *Applied Optics*, 40(21) :3450–3461, 2001a.
- Bruneau et al.(2001b)** D. Bruneau, P. Quaglia, and C. Flamant J. Pelon. Airborne Lidar LEANDRE II for Water-Vapor Profiling in the Troposphere. II. First results. *Applied Optics*, 40(21) :3462–3475, 2001b.
- Byun et al.(2002)** S.H. Byun, G. A. Hajj, and L. E. Young. Development and application of GPS signal multipath simulator. *Radio Science*, 37(6) :1098, novembre 2002.
- CCE(2000)** CCE. Communication de la Commission au Conseil et au Parlement européen sur GALILEO. Communication COM(2000) 750 final, Commission des Communautés Européennes, Bruxelles, Novembre 2000.
- Claffin et al.(1978)** E. S. Claffin, S. C. Wu, and G. M. Resch. Microwave radiometer Measurement of Water Vapor Path Delay : Data Reduction Techniques. *The Deep Space Network Progress Report*, 42-48 :22–30, 1978.

- Clinton(2000)** B. Clinton. Statement by the President regarding the United States' decision to stop degrading Global Positioning System Accuracy. *The White House - Office of the Press Secretary*, mai 2000.
- Collis(1970)** R.T.H. Collis. Lidar. *Applied Optics*, 9(8) :1782–1788, 1970.
- Collis and Russel(1976)** R.T.H Collis and P.B. Russel. *Laser Monitoring of the Atmosphere*, chapitre Lidar Measurement of Particles and Gases by Elastic Backscattering and Differential Absorption, pages 71–151. Springer-Verlag, Berlin, 1976.
- Cooney(1970)** J. Cooney. Remote measurement of atmospheric water vapor profiles using Raman component of laser backscatter. *J. Appl. Meteorol.*, 9(182-184), 1970.
- Corporation(2002)** Andover Corporation. Optical filter guide, 2002.
- Coster et al.(1996)** J. Coster, A.E.Niell, F.S.Solheim, V.B. Mendes, P.C. Toor, R. B. Langley, and C. A. Ruggles1. The Westford Water Vapor Experiment : Use of GPS to Determine Total Precipitable Water Vapor. *ION 52nd Annual Meeting, Cambridge*, juin 1996.
- Counselman(1999)** C. Counselman. Multipath-Rejecting GPS Antennas. In Enge and Misra [1999b], pages 86–91.
- Cruz-Pol et al.(1998)** S.L. Cruz-Pol, C.S. Ruf, and S.J. Keihm. Improved 20-32 GHz Atmospheric Absorption Model. *Radio Science*, 33(5) :1319–1334, septembre-octobre 1998.
- Davis et al.(1993)** J.L. Davis, G. Elgered, A.E. Niell, and C.E. Kuehn. Ground-based Measurement of Gradients in the "Wet" Radio Refractive Index of Air. *Radio Science*, 28 :1003–1018, 1993.
- Davis et al.(1985)** J.L. Davis, T.A. Herring, I.I. Shapiro, A.E.E. Rogers, and G. Elgered. Geodesy by radio interferometry : Effects of atmospheric modeling errors on estimates of baseline length. *Radio Science*, 20(6) :1593–1607, 1985.
- Davis et al.(2004)** K. Davis, K. Craig, A. Desai, S. Kang, B. Reen, and D. Stauffer. Observations (and simulations) of abl and land surface heterogeneity during ihop. In *2004 Science Workshop, Toulouse, France*, 2004.
- DoD(1994)** DoD. 1994 Federal Radionavigation Plan. Rapport final DOT-4650.5/DOT-VTNSC-RSPA-95-1, Department of Defense and Department of Transportation, mai 1994.
- Doerflinger(1997)** E. Doerflinger. *Utilisation de la méthode de positionnement satellitaire GPS pour la détermination précise des altitudes relatives et absolues*. Thèse de doctorat, Université des Sciences et des Techniques, 1997.
- Doerflinger(2001)** E. Doerflinger. Les applications météorologiques du système de positionnement satellitaire GPS. *La météorologie*, 34 :21–37, août 2001.
- Durand and Cros(2003)** P. Durand and B. Cros. Une expérience d'étude de la pollution à l'échelle régionale : le programme ESCOMPTE. *La Météorologie*, 44 :16–27, 2003.
- Elgered et al.(1991)** G. Elgered, J. L. Davis, T. A. Herring, and I. L. Shapiro. Geodesy by radio interferometry : water vapor radiometry for estimation of the wet delay. *Journal of Geophysical Research*, B(4) :6541–6555, Avril 1991.
- Elgered and Jarlemark(1998)** G. Elgered and P. Jarlemark. Ground-based microwave radiometry and long-term observations of atmospheric water vapor. *Radio Sci.*, 33(3) :707–718, 1998.
- Elgered(1993)** Gunnar Elgered. *Atmospheric Remote Sensing by Microwave Radiometry*, chapitre Tropospheric radiopath delay from ground-based microwave radiometry, pages 215–258. John Wiley and Sons, Inc, 1993.

- Elosegui et al.(1995)** P. Elosegui, J. Davis, R. Jaldehag, J. Johansson, A. Niell I., and I. Shapiro. Geodesy using the global positioning system : The effects of signal scattering on estimates of site position. *J. Geophys. Res.*, 100(B6) :9921–9934, 1995.
- Elosegui et al.(2002)** P. Elosegui, K. Park, J.L. Davis, J.E. Normandeau, P.O.J. Jarlemark, B.E. Corey, A.E. Niell, C.M. Meertens, and V. Andreatta. Multipath Characteristics of GPS signals as determined from the Antenna and Multipath Calibration System (AMCS) : Preliminary results. In *Towards Real-Time Network, Data and Analysis Centre 2002 Workshop*, Proceedings, Ottawa - Canada, avril 2002. International GPS Services for Geodynamics.
- Emardson et al.(2000)** T.R. Emardson, J.M. Johansson, and G. Elgered. The systematic behavior of water vapor estimates using four years of GPS observations. *IEEE Trans. Geosci and Remote Sensing*, 38(1/I) :324–329, 2000.
- Enge and Misra(1999a)** P. Enge and P. Misra. Scanning the issue/technology. In Enge and Misra [1999b], pages 3–15.
- Enge and Misra(1999b)** Per Enge and Pratap Misra, editors. *Special issue on Global Positioning System (GPS)*, volume 87 of *Proceedings of the IEEE*, janvier 1999b. IEEE.
- FAA(2003)** FAA. Global Positioning System (GPS) Standard Positioning System (SPS) Performance Analysis report. Rapport 43, Federal Aviation Administration, William J. Hughes Technical Center, octobre 2003.
- Farah et al.(2002)** A.M. Farah, D.D. Venable, A.N. Thorpe, F. Marsh, and W.S. Heaps. Validation of a Novel Ultraviolet Lidar System with Relative Raman-Scattering Cross Sections Determined from Atmospheric Measurements. *Applied Optics*, 41(3) :407, janvier 2002.
- Flamant et al.(2003)** C. Flamant, F. Guichard, J. van Baelen, O. Bock, F. Couvreur, D. Parsons, T. Weckwerth, J. Pelon, P. Drobinski, K. Lhomme, and M. Guenno et E. Doerflinger. La campagne ihop 2002. *La météorologie*, 43 :38–47, 2003.
- GAMIT(2002)** GAMIT. Documentation for the GAMIT GPS Analysis Software. Technical report, Department of Earth, Atmospheric, and Planetary Sciences Massachusetts Institute of Technology Scripps Institution of Oceanography University of California at San Diego, février 2002. Release 10.0.
- Glaus et al.(1995)** R. Glaus, B. Bürki, and H.-G. Kahle. Recent results of water vapor radiometry in assessing vertical lithospheric movements by using space geodetic radiowave techniques. *J. Geodynamics*, 10(1) :31–39, 1995.
- Goldsmith et al.(1998)** J.E.M. Goldsmith, F.H. Blair, S.E. Bisson, and D.D. Turner. Turn-key Raman lidar for profiling atmospheric water vapor, clouds and aerosols. *Applied Optics*, 37(21) : 4979–4990, juin 1998.
- GPO(1997)** GPO. Navstar GPS Space Segment / Navigation User Interfaces. Technical report, ARINC Research Corporation, septembre 1997.
- Grant(1991)** W.B. Grant. Differential absorption and Raman lidar for water vapor profile measurements : a review. *optical engineering*, 10(1), janvier 1991.
- Grell et al.(1995)** G. Grell, J. Dudhia, and D. Stauffer. A description of the fifth-generation penn state/ncar mesoscale model (mm5). Technical Note 398, NCAR, 1995.
- Gurtner(2002)** W. Gurtner. *RINEX : The Receiver Independant Exchange Format Version 2.10*, 2002. URL <ftp://ftp.unibe.ch/aiub/rinex/>.

- Han and Westwater(2000)** Y. Han and E. Westwater. Analysis and Improvement of Tipping Calibration for Ground-Based Microwave Radiometers. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 38 : 1260–1276, 2000.
- Hanssen et al.(1999)** R. Hanssen, Tammy M. Weckwerth, Howard A. Zebker, and Roland Klees. High-resolution water vapor mapping from interferometric radar measurements. *Science*, 283 :1295–1297, février 1999.
- Hanssen et al.(2000)** R. Hanssen, I. Weinreich, S. Lehner, and A. Stoffelen. Tropospheric wind and humidity derived from spaceborne radar intensity and phase observations. *Geophys. Res. Lett.*, 27 (12) :1699–1702, 2000.
- Harms(1979)** J. Harms. Lidar return signals for coaxial and non coaxial systems with central obstruction. *Applied Optics*, 18(10) :1559, 1979.
- Herring(1999)** T. A. Herring. Geodetic application of GPS. In Enge and Misra [1999b], pages 92–110.
- Höhn and Büchtemann(1973)** D.H. Höhn and W. Büchtemann. Spectral radiance in the S20-Range and Luminance of the Clear and Overcast Night sky. *Applied Optics*, 12(1) :52, 1973.
- Hopfield(1969)** H.S. Hopfield. Two-quadratic tropospheric refractivity profile for correcting satellite data. *Journal of Geophysical Research*, 74 :4487–4499, 1969.
- Hugentobler et al.(2001)** U. Hugentobler, S. Schaer, and P. Fridez. *Bernese GPS Software Version 4.2*. Astronomical Institute - University Of Berne, février 2001.
- Husseini(2001)** Amal Husseini. Analyse de la distribution de la vapeur d'eau atmosphérique à microéchelle et étude de son effet sur le positionnement relatif gps. Mémoire de fin d'étude, Institut Géographique National, juillet 2001.
- Inaba(1976)** H. Inaba. *Laser Monitoring of the Atmosphere*, chapitre Detection of atoms and molecules by Raman scattering and resonance fluorescence, pages 153–236. Springer-Verlag, Berlin, 1976.
- ION(1980)** ION. *GPS Redbooks Global Positioning System - Papers Published in NAVIGATION*. The Institute of Navigation, 1980.
- Iwabuchi et al.(2003)** T. Iwabuchi, S. Miyazaki, K. Heki, I. Naito, and Y. Hatanaka. An impact of estimating tropospheric delay gradients on tropospheric delay estimations in the summer using the japanese nationwide gps array. *J. Geophys. Res.*, 2003. in press.
- Josset(2004)** Damien Josset. Etude de la variabilité de la vapeur d'eau dans la couche limite atmosphérique. Mémoire de maîtrise, Laboratoire de Météorologie Dynamique - Service d'Aéronomie, mai 2004.
- Kheim et al.(2001)** S. J. Kheim, Y Bar Server, and J. Liljegren. Water vapor radiometer-Global Positioning System comparison measurements and calibration of the 20 to 30 Gigahertz Tropospheric Water Vapor Absorption Model. *TMO Progress Report*, 42-144, février 2001.
- Kline(1997)** P. A. Kline. *Atomic Clock Augmentation For Receivers Using the Global Positioning System*. Thèse de doctorat, Virginia Polytechnic Institute and State University, février 1997.
- Knestrück and Curcio(1967)** G.L. Knestrück and J.A. Curcio. Measurements of spectral radiance of the horizon sky. *Applied Optics*, 6(12) :2105, 1967.
- Lenschow and Stephens(1980)** D. H. Lenschow and P. L. Stephens. The role of thermals in the convective boundary layer. *Boundary-Layer Meteorol.*, 19 :509–532, 1980.

- Lesht and Liljegren(1995)** B.M. Lesht and J.C. Liljegren. Comparison of Precipitable Water Vapor Measurements Obtained by Microwave Radiometry and Radiosondes at the Southern Great Plains CART Site. *Proceedings of the 5th ARM Science Team Meeting, U.S. Department of Energy, Washington, D.C.*, 1995.
- Liebe and Layton(1987)** H. J. Liebe and D. H. Layton. Millimeter Wave Properties of the Atmosphere : Laboratory Studies and propagation Modelling. NTIA report 87-24, Nat. Telecom. and Inform. Admin., Boulder, Colorado, 1987.
- Liljegren(2000)** James L. Liljegren. Automatic self-calibration of ARM microwave radiometers. *Microw. Rdiomet. Remote sens. Earth's Surf. Atmosphere*, pages 433–443, 2000.
- Liljegren(1994)** J.C. Liljegren. Two-channel microwave radiometer for observations of total column precipitable water vapor and cloud liquid water path. *Fifth Symposium on Global Change Studies, American Meteorological Society, Nashville, Tennessee*, pages 262–269, janvier 1994.
- Linfield et al.(1996)** R. P. Linfield, S. J. Keihm, L. P. Teitelbaum, S. J. Walter, R. N. Treuhaft M. J. Mahoney, and L. J. Skjerve. A Test of Water Vapor Radiometer-Based Troposphere Calibration Using VLBI Observations on a 21-Kilometer Baseline. *Radio Science*, 31 :129–146, 1996.
- Liu(1979)** Y.S. Liu. Generation of high-power nanosecond pulses from a Q-switched Nd :YAG oscillator using intracavity-injecting technique. *Optics Letters*, 4(11) :372, 1979.
- Machol(2003)** J. Machol. Preliminary Measurements with CODI :an Automated Compact Water Vapor DIAL. poster présenté à ihop_2002 spring science workshop, NOAA-ETL/CIRES, National Center for Atmospheric Research - Foothills Laboratory, mars 2003.
- Machol et al.(2004)** J. Machol, Tom Ayers, Keith W. Koenig Karl T. Schwenz, R. Michael Hardesty, Christoph J. Senff, Michael A. Krainak, James B. Abshire, Hector E. Bravo, and Scott P. Sandberg. Preliminary measurements with an automated compact differential absorption lidar for the profiling of water vapor. *Applied Optics*, 43(15) :3110–3121, mai 2004.
- Marenco and Brunozzi(2002)** F. Marenco and P.T. Brunozzi. Different possibilities for water vapor measurements by lidar in daytime at ENEA's observatory in Lampedusa, Italy : a simulation. *Journal of OPTics A : Pure and Applied Optics*, 4 :408–418, 2002.
- Melfi et al.(1997)** S.H. Melfi, K.D. Evans, J. Li, D. Whiteman, R. Ferrare, and G. Schwemmer. Observation of Raman scattering by clouds droplets in the atmosphere. *Applied Optics*, 36(15) :3551, 1997.
- Melfi et al.(1969)** S.H. Melfi, Lawrence J.D.jr, and McCormick M.P. Observation of Raman scattering by water vapor in the atmosphere. *Applied Physics Letters*, 15 :295–297, novembre 1969.
- Mockler(1995)** Susan Bucci Mockler. WATER VAPOR in the CLIMATE SYSTEM Special Report. December 1995. Technical report, American Geophysical Union, 1995.
- Nedeljkovic et al.(1993)** D. Nedeljkovic, A. Hauchecorne, and M.-L Chanin. Rotational raman lidar to measure the atmospheric temperature from the ground to 30 km. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 31(1) :90–101, 1993.
- Niell(1996)** A.E. Niell. Global mapping functions for the atmosphere delay at radio wavelengths. *J. Geophys. Res.*, 101B2 :3227–3246, 1996.
- Niell(2000)** A.E. Niell. Improved atmospheric mapping functions for VLBI and GPS. *Earth Planets Space*, 52 :699–702, 2000.
- Niell and Petrov(2003)** A.E. Niell and L. Petrov. Using a Numerical Weather model to improve Geodesy. *Proceedings - The State of GPS Vertical Positioning Precision*, 2003.

- Park. et al.(2003)** K.D Park., P. Elosegui, J. L. Davis, P. O. J. Jarlemark, B. E. Corey, A. E. Niell, J. E. Normandeau, C. E. Meertens, and V. A. Andreatta. Development of an antenna and multipath calibration system for Global Positioning System sites. *Radio Science*, 2003. soumis.
- Parsons et al.(2000)** D. Parsons, T. Weckwerth, and M. Hardesty. Scientific overview document for the international h2o project (ihop_2002). Technical report, 2000. Version 2.1.
- Penney and Lapp(1976)** C.M. Penney and M. Lapp. Raman-scattering cross sections for water vapor. *J. Opt. Soc. Am.*, 66(5), 1976.
- Raman and Krishnan(1928)** C.V. Raman and K.S. Krishnan. A new type of secondary radiation. *Nature*, 121(3048) :501, mars 1928.
- Rüeger(1999)** J. M. Rüeger. Refractive Indices Of Light, Infrared And Radio Waves In The Atmosphere. Technical report, International Association of Geodesy, juin 1999.
- Renaut and Capitini(1988)** D. Renaut and R. Capitini. Boundary-layer water vapor probing with a solar-blind raman lidar : Validations, meteorological observations and prospects. *J. Atmos. Ocean. Technol.*, 5(5) :585–601, octobre 1988.
- Renaut et al.(1980)** D. Renaut, J.C. Pournay, and R. Captini. Daytime Raman-lidar measurements of water vapor. *Opt. Lett.*, 5 :233–235, 1980.
- Rizi et al.(2002)** V. Rizi, G. Rocci, M. Iarlori, and G. Visconti. A Rayleigh/Raman lidar for observations of tropospheric aerosol, water vapor and liquid water. *COST720 workshop*, Juin 2002.
- Rocken et al.(1991)** C. Rocken, J. Johnson, R. Neilan, M. Cerezo, J. Jordan, M. Falls, L. Nelson, R. Ware, and M. Hayes. The measurement of atmospheric water vapor : Radiometer comparison and spatial variations. *IEEE Trans. Geosci. and Remote Sensing*, 29 :3–8, 1991.
- Rocken et al.(2000)** C. Rocken, J. M. Johnson, J. Braun, H. Kawawa, Y. Hatanaka, and T. Imakiire. Improving GPS surveying with modeled ionospheric corrections. *Geophysical Research Letters*, 27 (23) :3821–3824, 2000.
- Rocken et al.(2001)** C. Rocken, S. Sokolovskiy, J.M. Johnson, and D. Hunt. Improved mapping of tropospheric delays. *J. Atmos. Oceanic Technol*, Vol 18 :1205–1213, 2001.
- Rothacher(1999)** M. Rothacher. Basics of GPS Data processing - GPS tutorial. Technical report, Technical University Of Munich, octobre 1999.
- Saastamoinen(1972)** J. Saastamoinen. *Atmospheric correction for the troposphere and stratosphere in radio ranging of satellites*, pages 247–251. The Use of Artificial Satellites for Geodesy. S.W. Henriksen et al., Washington D.C., 1972.
- Santerre(1991)** Rock Santerre. Impact of GPS satellite sky distribution. *Manuscripta Geodaetica, Journal of the International Association of Geodesy*, 16(1) :28–53, 1991.
- Schmid et al.(2004)** R. Schmid, G. Mader, and T. Herring. From relative to absolute antenna phase center corrections. In *10 years IGS - Workshop and symposium*, Bern - Suisse, mars 2004.
- Schmid and Rothacher(2003)** R. Schmid and M. Rothacher. Estimation of elevation-dependent satellite antenna phase center variations of GPS satellites. *Journal of Geodesy*, 77(7-8) :440–446, octobre 2003.
- Schotland(1966)** R.M. Schotland. Some observations of the vertical profile of water vapor by means of a ground based optical radar. *Proc. Fourth Symposium on Remote Sensing of the Environment*, pages 271–273, 1966.

- Seeber(1993)** G. Seeber. *Satellite Geodesy : Foundations, Methods, and Applications*, chapitre 7, pages 209–355. Walter de Gruyter, 1ère édition, mars 1993.
- Shaw et al.(1999)** M. Shaw, P. Levin, and J. Martel. The DoD : stewards of a global information resource, the Navstar Global Positioning System. In Enge and Misra [1999b], pages 16–23.
- Sherlock et al.(1999)** V. Sherlock, A. Garnier, A. Hauchecorne, and P. Keckhut. Implementation and validation of a raman lidar measurement of middle and upper tropospheric water vapor. *Appl. Opt.*, 38 :5838–5850, 1999.
- Solheim et al.(1997)** F. Solheim, C. Alber, R. Ware, and C. Rocken. Antenna, site, and ancillary data requirements for sensing of slant-path water vapor. In National Academy Press, editor, *The Global Positioning System for the Geosciences - Summary and Proceedings on improving the GPS reference station infrastructure for Earth, Oceanic, and Atmospheric Science Applications*, pages 144–147, Washington, D.C., 1997.
- Solheim et al.(1999)** F. S. Solheim, J. Vivekanandan, R. H. Ware, and C. Rocken. Propagation Delays induced in GPS Signals by Dry Air, Water Vapor, Hydrometeors and other Particulates. *Journal of Geophysical Research - Atmosphere*, 104(D8) :9663, 1999.
- Spofford and Remondi(1995)** Paul R. Spofford and Benjamin W. Remondi. *The National Geodetic Survey Standard GPS Format SP3*. NOAA - National Geodetic Survey, février 1995.
- Tarniewicz et al.(2002)** J. Tarniewicz, O. Bock, J. Pelon, and Ch. Thom. Development of a H₂O Raman lidar : First Results during the ESCOMPTE 2001 campaign. In Gilles Roy Luc R. Bissonnette and Gilles Vallée, editors, *Lidar Remote Sensing In a tmospheric and Earth Science*, Juillet 2002.
- Thayer(1974)** G. Thayer. An improved equation for the radio refractive index of air. *Radio Science*, 9 :803–807, 1974.
- Tregoning et al.(1998)** P. Tregoning, R. Boers, D. O’Brien, and M. Hendy. Accuracy of absolute precipitable water vapor estimates from GPS observations. *Journal of Geophysical Research*, 103 (28) :701–28, 1998.
- Triplet and Roche(1996)** J.P. Triplet and G. Roche. *Météorologie générale*. Météo-France, Paris, 3ème édition, 1996.
- Turner et al.(2002)** D. D. Turner, R. A. Ferrare, L. A. Heilman Brasseur, W. F. Feltza, and T. P. Tooman. Automated Retrievals of Water Vapor and Aerosol Profiles from an Operational Raman Lidar. *Journal Of Atmospheric And Oceanic Technology*, 19 :37–50, 2002.
- Turner et al.(2003)** D. D. Turner, B. Lesht, A. Clough, J. Liljegren, H. Revercomb, and D. Tobin. Dry Bias and Variability in Vaisala RS80-H Radiosondes : The ARM Experience. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 20 :117–132, 2003.
- Turner et al.(2000)** D.D. Turner, W.F. Feltz, and R.A. Ferrare. Continuous water vapor profiles from operational active and passive remote sensors. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 81 :1301–1317, 2000.
- Turner and Goldsmith(1999)** D.D. Turner and J.E.M. Goldsmith. Twenty-four-hour raman lidar water vapor measurements during the atmospheric radiation measurement program’s 1996 and 1997 water vapor intensive observation periods. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 16 :1062–1076, 1999.
- Turner and Whiteman(2002)** D.D. Turner and D.N. Whiteman. *Remote Raman Spectroscopy. Profiling Water vapor and Aerosols in the Troposphere Using Raman Lidars*. John Wiley and Sons, Chichester, 2002.
- USSA(1976)** USSA. *U.S. Standard Atmosphere*. U.S. Government Printing Office, 1976.

- VanBaelen et al.(2003)** J. VanBaelen, J-P. Aubagnac, E. Doerflinger, O. Bock, A. Walpersdorf, and F. Masson. Ihop : The french gps-water vapor contribution. In *EGS - AGU - EUG Joint Assembly, Abstracts from the meeting held in Nice, France, 6 -11 April 2003*, *Geophysical Research*, volume Vol. 5, 2003.
- Vaughan et al.(1988)** G. Vaughan, D.P. Wareing, and L. Thomas. Humidity measurements in the free troposphere using Raman backscatter. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 114 :1471–1481, 1988.
- Wandinger and Ansmann(2002)** U. Wandinger and A. Ansmann. Experimental determination of the lidar overlap profile with Raman lidar. *Applied Optics*, 41(3) :511, 2002.
- Wang et al.(2004)** Z. Wang, D.N. Whiteman, B.B. Demoz, and I. Veselovskii. A new way to measure cirrus cloud ice water content by using ice raman scatter with raman lidar. *Geophysical Research Letters*, 31(L15101), 2004.
- Ware et al.(1993)** R. Ware, C. Rocken, F. Solheim, T. Van Hove, C. Alber, and J. Johnson. Pointed water vapor radiometer corrections for accurate global positioning system surveying. *Geophysical Research Letters*, 20(23) :2635–2638, décembre 1993.
- Ware et al.(1985)** R.H Ware, C. Rocken, and J. B. Snider. Experimental verification of improved GPS-measurement baseline repeatability using water-vapor radiometer corrections. *IEEE transactions on Geoscience and Remote Sensing*, GE(23) :467–473, juillet 1985.
- Weckwerth et al.(1996)** T. M. Weckwerth, J. W. Wilson, and R. M. Wakimoto. Thermodynamic variability within the boundary layer due to horizontal convective rolls. *Mon. Wea. Rev.*, 124 : 769–784, 1996.
- Weckwerth et al.(2004)** Tammy M Weckwerth, David B Parsons, Steven E. Koch, James A. Moore, Margaret A. LeMone, Belay B. Demoz, Cyrille Flamant, Bart Geerts, Junhong Wang, and Wayne F. Feltz. An Overview of the International H2O Project (IHOP_2002) and Some Preliminary Highlights. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 85(2) :253–277, 2004.
- Weckwerth et al.(1999)** Tammy M. Weckwerth, Volker Wulfmeyer, Roger M. Wakimoto, R. Michael Hardesty, James W. Wilson, and Robert M. Banta. NCAR NOAA Lower-Tropospheric Water Vapor Workshop. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 80(11) :2339–2358, 1999.
- Weckwerth et al.(1997)** T.M. Weckwerth, J. W. Wilson, R.M. Wakimoto, and N.A. Cook. Horizontal Convective Rolls : Determining the environmental conditions supporting their existence and characteristics. *Mon Wea. Rev.*, 125 :505 526, 1997.
- Wells(1986)** D. Wells. *Guide to GPS positioning*. Canadian GPS associates, 1986.
- Westwater et al.(1998)** ER Westwater, Y Han, SI Gutman, and DE Wolfe. Sensing of Column Integrated Water Vapor by Microwave Radiometers and GPS During and 1997 Water Vapor Intensive Operating Period. *Proceedings of the Eighth Annual ARM Science Team Meeting*, 1998.
- Whiteman(2003)** D.N. Whiteman. Examination of the traditional Raman lidar technique. I. Evaluating the temperature-dependent lidar equations. *Applied Optics*, 42(15) :2571–2592, 2003.
- Whiteman et al.(2002)** D.N. Whiteman, B. Demoz, P. Di Girolamo, I. Veselovskii, K. Evans, Z. Wang, R.-F. Lin, J. Comer, and G. McIntire. Scanning Raman Lidar Error Characteristics and Calibration For IHOP. *IHOP_2002 Water Vapor Intercomparisons Workshop*, 2002.
- Whiteman and Melfi(1999)** D.N. Whiteman and S.H Melfi. Cloud liquid water, mean droplet radius, and number density measurements using a Raman lidar. *Journal of Geophysical Research*, 104(D24) :31,411, décembre 1999.

- Whiteman et al.(1992)** D.N. Whiteman, S.H. Melfi, and R.A. Ferrare. Raman Lidar system for the measurement of water and aerosols on the earth's atmosphere. *Applied Optics*, 31(6) :3068–3082, 1992.
- Whiteman et al.(1999)** D.N. Whiteman, G.E. Walrafen, W.-H. Ynag, and S.H. Melfi. Measurement of an isosbestic point in the Raman spectrum of liquid water by use of a backscattering geometry. *Applied Optics*, 38(12) :2614, 1999.
- Wilkinson(1986)** D. T. Wilkinson. Anisotropy of the cosmic blackbody radiation. *Science*, 232 : 1517–1522, 1986.
- Wu(1979)** S.-C. Wu. Optimum frequencies of a passive microwave radiometer for tropospheric Path length Correction. *IEEE Transactions on antennas and propagation*, AP-27(2) :233–239, mars 1979.
- Wuebbena et al.(2000)** G. Wuebbena, M. Schmitz, F. Menge, V. Boeder, and G. Seeber. Automated absolute field calibration. of gps antennas in real-time. In *Proceedings International Technical Meeting ION GPS 2000*, 2000.
- Wulfmeyer(1999)** V. Wulfmeyer. Investigation of turbulent processes in the lower troposphere with water vapor DIAL and Radar-RASS. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 56(1055-1076), avril 1999.
- Wulfmeyer and Bosenberg(1998)** V. Wulfmeyer and J. Bosenberg. Ground-based differential absorption lidar for water-vapor profiling : Assessment of accuracy, resolution, and meteorological applications. *Appl. Opt.*, 37 :3825–3844, 1998.

Table des matières

I	Choix d'une méthode de correction du délai troposphérique en GPS	13
1	L'effet de la vapeur d'eau sur le positionnement GPS	15
1.1	Le système GPS	15
1.1.1	Présentation	15
1.1.2	Les sources d'erreur	19
1.1.3	Les logiciels de traitement de donnée GPS	26
1.2	Le délai troposphérique : effet moyen	27
1.2.1	Introduction et définition	27
1.2.2	Les modèles utilisés en GPS	28
1.2.3	Traitement	31
1.3	Hétérogénéités atmosphériques	32
1.3.1	L'origine physique et observations	33
1.3.2	Modélisation	34
1.3.3	Traitement des données simulées	40
1.3.4	Résultats et discussion	40
1.4	Conclusion	47
2	Comparaison des techniques de mesure de la vapeur d'eau atmosphérique	49
2.1	Introduction	49
2.1.1	Les variables physiques	49
2.1.2	Les moyens de mesure de la vapeur d'eau	51
2.2	Etude des performances des radiomètres micro-onde	53
2.2.1	Principe	53
2.2.2	Simulation	56
2.2.3	Performances expérimentales	60
2.3	Etude des performances de la technique lidar	64
2.3.1	Les lidar vapeur d'eau - généralités	64
2.3.2	Simulation	71
2.4	Conclusions sur la mesure de vapeur d'eau	78
II	Développement instrumental d'un lidar Raman vapeur d'eau à balayage	81
3	Conception et simulation du système	83
3.1	Introduction	83
3.2	Les lidars et les effets de diffusion	83
3.2.1	Les diffusions Mie et Rayleigh	83
3.2.2	La diffusion Raman	84
3.2.3	Les lidars Raman	84

3.2.4	Détermination de la configuration du système IGN/SA	87
3.3	Problème direct et modélisation	89
3.3.1	L'équation d'observation pour le lidar Raman	90
3.3.2	Simulation	92
3.3.3	Résultats des simulations	98
3.3.4	Discussion	101
3.3.5	Conclusion des simulations	104
4	Développement instrumental du système	107
4.1	Introduction	107
4.2	L'émission	107
4.2.1	La source laser	108
4.2.2	L'optique afocal d'émission	109
4.3	La réception	110
4.3.1	Le télescope de réception	111
4.3.2	La fibre optique	111
4.3.3	Le boîtier de détection	112
4.3.4	L'acquisition	119
4.4	Sécurité oculaire	120
5	Inversion des données et résultats expérimentaux	123
5.1	Introduction	123
5.2	Inversion des données : méthode et source d'erreur	123
5.2.1	L'équation des concentrations absolues	124
5.2.2	L'équation du rapport de mélange	125
5.2.3	Discussion des sources d'erreur dans l'inversion	126
5.3	Inversions de signaux simulés	130
5.4	Inversion des données expérimentales	135
5.4.1	La campagne de mesure 2001	135
5.4.2	Amélioration de l'instrument	138
5.4.3	La campagne de mesure 2002	140
5.5	Conclusion générale sur le système IGN/SA	148
III	Simulation d'une correction externe des mesures GPS	151
6	La campagne IHOP_2002	153
6.1	Introduction	153
6.2	Présentation générale de la campagne	154
6.2.1	Les buts de IHOP_2002	154
6.2.2	Les stratégies d'observations	154
6.3	Le cas du 29 mai 2002	155
6.3.1	Situation météorologique générale	155
6.3.2	Les observations	156
6.3.3	Le modèle MM5	158
6.4	Simulation	164
6.4.1	Principe et hypothèses	165
6.4.2	Mesures GPS	165
6.4.3	Profils atmosphériques et délai obliques	166
6.4.4	Mesures lidar	169
6.5	Les cas traités	169
6.5.1	Les mesures GPS	169

6.5.2	Les corrections lidar	170
6.5.3	Les traitements GPS	175
6.6	Résultats et discussion	177
6.6.1	Inversion classique des mesures GPS	177
6.6.2	Inversion avec correction lidar	180
6.6.3	Inversion avec correction WVR	186
6.7	Résultats et discussion	187
6.8	Conclusion	190
7	Conclusions et perspectives	191

Table des figures

1.1	Skyplot GPS à Saint-Mandé	16
1.2	Principe de la mesure GPS	17
1.3	Précision du système GPS	19
1.4	Principe de la mesure phase GPS	20
1.5	Géométrie de la simulation de Santerre	36
1.6	Principe de la simulation d'hétérogénéité atmosphérique	38
1.7	Configuration géométrique des simulations	41
1.8	Différence entre la variation angulaire supposée de la distribution de vapeur d'eau troposphérique et la variation réelle	43
1.9	Erreur commise lors du traitement des données GPS simulées, suivant que l'on estime ou non un paramètre troposphérique zénithal (I)	44
1.10	Erreur commise lors du traitement des données GPS simulées, suivant que l'on estime ou non un paramètre troposphérique zénithal (II)	45
1.11	Évolution temporelle des erreurs commises	46
2.1	Variation du coefficient d'inversion	58
2.2	Erreur absolue et relative pour les radiosondages sur Pau et sur Milan	59
3.1	Décalage de la branche Q du spectre Raman diffusé	84
3.2	Spectres (Rayleigh/Mie/Raman) rétrodiffusés en fonction de la longueur d'onde incidente	85
3.3	Spectre Raman de l'eau liquide, de la vapeur d'eau et de la glace	86
3.4	Principe de fonctionnement d'un lidar Raman vapeur d'eau	87
3.5	Profils d'extinction et de transmission	93
3.6	Profils de concentration d'azote et de vapeur d'eau US s.a.	95
3.7	Distribution cumulative relative de la vapeur d'eau dans la troposphère	99
3.8	Portée du système IGN/SA simulé	100
3.9	Signaux bruts Raman vapeur d'eau et azote	102
4.1	Montage optique du système d'émission du laser IGN/SA	108
4.2	Configuration du boîtier de détection	113
4.3	Vue 3D du boîtier de détection	114
4.4	Transmission des filtre interférentiels	115
4.5	Principe de fonctionnement d'un photomultiplicateur	116
4.6	Seuil de détection en régime de comptage de photon	117
4.7	Boîtier d'acquisition des données	120
5.1	Transmission du filtre interférentiel vapeur d'eau	128
5.2	Transmission différentielle	129
5.3	Concentrations vapeur d'eau et azote simulée (I)	132
5.4	Concentrations vapeur d'eau et azote simulées (II)	133
5.5	Rapport de mélange simulé pour le lidar Raman IGN/SA	134

5.6	Concentration absolue de vapeur d'eau par lidar Raman IGN/SA	136
5.7	Configuration optique du modèle utilisé pour le calcul de la fonction de recouvrement $O(z)$	139
5.8	Fonction de recouvrement $O(z)$ et tirage	139
5.9	Fenêtre de lissage utilisée pour le traitement des mesures lidar Raman IGN/SA	141
5.10	Correction de la saturation canal azote et vapeur d'eau	142
5.11	Comparaison rapport de mélange RS/lidar IGN/SA	144
5.12	Séries temporelles du rapport de mélange par lidar Raman IGN/SA (I)	145
5.13	Séries temporelles du rapport de mélange par lidar Raman IGN/SA (II)	146
5.14	Trajectoire 3D d'un radiosondage	147
5.15	Constante d'étalonnage du lidar Raman IGN/SA pour la campagne 2002 à Toulouse	148
6.1	Plan de vol et rapport de mélange mesuré par le lidar DIAL LEANDRE2 et le DIAL DLR156	157
6.2	Rapport de mélange mesuré par le lidar DIAL du DLR	157
6.3	Rapport de mélange mesuré par le lidar DIAL LEANDRE2	159
6.4	Rapport de mélange mesuré par le lidar Raman SRL	160
6.5	Relief MM5 du domaine IHOP	160
6.6	Coupe horizontale du rapport de mélange simulé par MM5 (niv. 34)	162
6.7	Coupe verticale est-ouest du rapport de mélange simulé par MM5	162
6.8	Coupe verticale nord-sud du rapport de mélange simulé par MM5	163
6.9	Principe de la simulation des données GPS et lidar dans le domaine MM5	164
6.10	Délais humides calculés à partir des profils de température, humidité et pression extraits du modèle MM5	168
6.11	Rapport de mélange restitués par le lidar Raman simulé dans le domaine MM5	170
6.12	Configuration d'observation de la constellation de satellite GPS	171
6.13	Trajectoire des satellites dans le ciel de la station SA14 le 29 mai 2002 (I)	172
6.14	Trajectoire des satellites dans le ciel de la station SA14 le 29 mai 2002 (II)	173
6.15	Trajectoire des satellites dans le ciel de la station SA14 le 29 mai 2002 (III)	174
6.16	Délai zénithal humide horaire estimé par GPS et délai zénithal humide calculé à partir des données du modèle MM5	179
6.17	Écart entre les délais humide oblique dans la direction des satellites GPS et le délais zénithaux projetés dans ces directions avec la fonction <i>wet Niell</i>	181
6.18	Erreur en altitude, et en coordonnées Nord et Est en corrigeant les mesures GPS suivant les trois configurations de balayage du lidar Raman IGN/SA	184
6.19	Erreur relative entre les délais humides obliques restituées à partir des mesures du lidar Raman simulés	185
6.20	Erreur en altitude, et en coordonnées Nord et Est suivant la distance de troncature	185
6.21	Délais humides estimés par lidar Raman IGN/SA	186
6.22	Précision altimétrique obtenue sur SA14 suivant la méthode de traitement des mesures GPS	188

Liste des tableaux

1.1	Caractéristiques des signaux GPS	17
1.2	Erreur en mesure de phase GPS	25
1.3	Modèle de Thayer	29
1.4	Méthodes de correction du délai troposphérique	33
1.5	Configurations des simulations	40
1.6	Résultats	42
2.1	Répartition de la vapeur d'eau dans l'atmosphère	50
2.2	Comparatif succinct des techniques de mesures de vapeur d'eau par radiométrie micro-onde et par lidar	52
2.3	Radiosondages utilisés pour les simulation WVR	57
2.4	Erreurs absolues et relatives sur les déterminations de délais troposphériques humide par WVR	58
2.5	Résultats de campagnes d'inter-comparaisons de radiomètre vapeur d'eau et de radiosondages	62
2.6	Précision de mesure de la vapeur d'eau par lidar DIAL pour différents systèmes considérés	66
2.7	Précisions expérimentales obtenues par différents système lidar Raman	69
2.8	Méthodes de calcul M1 , M2 et M3	74
2.9	Radiosondages utilisés pour les simulations lidar Raman	74
2.10	Statistique sur l'estimation du délai troposphérique humide selon M1 , M2 et M3	76
2.11	Variation de l'estimation du délai troposphérique humide avec dégradation de résolution verticale	77
2.12	Récapitulatif résultats comparaison WVR/lidar	79
3.1	Paramètres instrumentaux du lidar IGN/SA dans sa phase de développement	89
3.2	Description et unités des termes intervenant dans l'équation lidar Raman	90
3.3	Composition des profils d'aérosols utilisés pour la simulation de signaux lidar	94
3.4	Sections efficaces de rétrodiffusion de vapeur d'eau et de l'azote	95
3.5	Sections efficaces pour $\lambda_0=355$ nm et $\lambda_0=532$ nm	96
3.6	Paramètres instrumentaux des configurations du lidar IGN/SA simulées à 355 nm et à 532 nm	97
3.7	Performance en terme de portée du système IGN/SA simulé	98
3.8	Valeurs de radiançe spectrale observées dans l'ultraviolet	103
4.1	Spécifications du laser du lidar IGN-SA	109
4.2	Caractéristiques du montage afocal d'émission du lidar IGN/SA	110
4.3	Télescope de réception du système IGN/SA	111
4.4	Caractéristiques de la fibre optique de couplage	112
4.5	Filtres interférentiels du boîtier optique de détection	114
4.6	Caractéristiques des PMs	118

4.7	Paramètres du système lidar IGN/SA utilisés pour le calcul de la distance de sécurité	121
5.1	Paramètres instrumentaux des canaux vapeur d'eau et azote	127
5.2	Source d'incertitude sur la mesure vapeur d'eau	131
6.1	Coordonnées approchées des stations SA14 et G3GE	166
6.2	Cas traités pour la simulation d'une correction par lidar Raman du délai troposphérique humide des données GPS	176
6.3	Erreurs sur les coordonnées GPS par inversion classique	177
6.4	Erreurs sur les coordonnées GPS	182
6.5	Erreur moyenne et écart-type entre les délais instantanés dans la direction d'un satellite GPS et les délais correspondants	182