



HAL
open science

Développement et validation d'une méthode de calcul GPS intégrant des mesures de profils de vapeur d'eau en visée multi-angulaire pour l'altimétrie de haute précision.

Pierre Bosser

► To cite this version:

Pierre Bosser. Développement et validation d'une méthode de calcul GPS intégrant des mesures de profils de vapeur d'eau en visée multi-angulaire pour l'altimétrie de haute précision.. Planète et Univers [physics]. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 2008. Français. NNT : . tel-00322404

HAL Id: tel-00322404

<https://theses.hal.science/tel-00322404>

Submitted on 17 Sep 2008

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.



THÈSE DE DOCTORAT

présentée pour obtenir le grade de
Docteur de l'Université Pierre et Marie Curie

Spécialité : Méthodes Physiques en Télédétection

Pierre BOSSER

DÉVELOPPEMENT ET VALIDATION D'UNE MÉTHODE DE CALCUL GPS INTÉGRANT DES MESURES DE PROFILS DE VAPEUR D'EAU EN VISÉE MULTI-ANGULAIRE POUR L'ALTIMÉTRIE DE HAUTE PRÉCISION

Soutenue le jeudi 3 juillet 2008 devant le jury composé de :

M. Jacques Pelon	Directeur
M. Olivier Bock	Codirecteur
M. Christian Thom	Codirecteur
Mme. Véronique Ducrocq	Rapporteur
M. Pierre Briole	Rapporteur
Mme. Sylvie Marzocchi	Examineur
M. Alain Hauchecorne	Examineur

Remerciements

Je remercie Olivier Bock, tout d'abord de m'avoir proposé mon stage de DEA sur l'étude des signaux lidar, de m'avoir ensuite encouragé à effectuer cette thèse et enfin de m'avoir encadré et soutenu durant ces années de travail passionnant.

Je tiens à remercier Jacques Pelon pour avoir dirigé cette thèse et pour ses conseils utiles lors de nos nombreuses rencontres.

Je remercie Christian Thom de m'avoir permis d'effectuer cette thèse au LOEMI, ce qui n'était pas gagné d'avance. Merci aussi pour ses judicieuses remarques et pour son soutien.

Je remercie Véronique Ducrocq et Pierre Briole d'avoir accepté de rapporter mes travaux dans un délai pourtant un peu court. Merci à Sylvie Marzocchi et Alain Hauchecorne pour l'attention qu'ils ont apportée à mes travaux par leur participation au jury.

Je remercie Marie-Noëlle Bouin qui m'a accordé beaucoup de temps, à la fois pour les traitements GPS sous Gamit, mais aussi pour l'exploitation (et la compréhension parfois) des résultats.

Je remercie l'ensemble des membres du LOEMI pour leurs encouragements. Merci à Christophe sans qui je n'aurais pas réussi à faire du Gipsy et pour ses explications précieuses concernant linux, la programmation... et l'informatique en général ; merci à Olivier pour son implication dans l'ensemble des développements, à la fois optique, électronique et mécanique ainsi que pour sa participation aux manip lidar certains soirs d'été sur le toit du bâtiment K de l'IGN. Merci à Jean-Philippe pour sa bonne humeur et sa disponibilité. Merci à Francis pour les allers-retours chez Quantel. Je remercie également François Legrand pour l'ensemble des développements mécaniques malgré les changements de dernière minute, et François Boyero pour sa disponibilité.

Je remercie enfin Mikael pour sa relecture complète, mes parents pour leur soutien et bien sûr Mélanie, pour tout.

À mes grands-parents

Résumé

L'Institut Géographique National (IGN) s'intéresse à l'utilisation du GPS pour des activités de nivellement de précision : c'est un système fonctionnant en tout temps, relativement simple à mettre en œuvre et de faible coût. Une des sources d'erreur majeure reste la correction des effets de propagation des signaux GPS lors de la traversée de la troposphère qui limite la précision verticale à 3 - 15 mm pour une précision planimétrique millimétrique, ce qui restreint son utilisation aux applications de nivellement de précision moyenne.

Dans le contexte d'amélioration des performances obtenues par cette technique, l'action NIGPS lancée en 1999 à l'IGN vise à développer une méthode de correction des effets atmosphériques basée sur le sondage de l'humidité dans la basse atmosphère à l'aide d'un lidar Raman vapeur d'eau à visées multi-angulaires. Ce projet est mené en collaboration avec le Service d'Aéronomie du CNRS. Soutenue en 2005, la thèse de Jérôme Tarniewicz pose les bases de cette problématique et, à partir de simulations numériques de mesures lidar Raman, démontre l'apport potentiel de la technique lidar Raman pour la correction des retards troposphériques pour atteindre un positionnement vertical de précision millimétrique. Ce travail de thèse s'inscrit donc dans la continuité de ces travaux et a pour objectif de poursuivre l'étude méthodologique, les développements instrumentaux, notamment au niveau du traitement des signaux lidar, et la validation expérimentale de l'analyse conjointe des observations GPS et lidar.

Dans une première partie, l'étude de l'influence de la variabilité spatio-temporelle des retards troposphériques GPS est réalisée à partir de simulations numériques. Une méthode de correction des retards hydrostatiques plus précise que celle utilisée traditionnellement est proposée. Un autre aspect important de ce travail permet de confirmer l'apport de la mesure lidar multi-angulaire lors du traitement GPS et de démontrer que l'étalonnage des mesures lidar Raman peut être obtenu lors du traitement GPS. Ces premiers résultats sont encourageants pour un futur couplage GPS - lidar Raman et posent les bases en ce qui concerne les performances requises pour le lidar.

La deuxième partie présente les techniques d'analyse des signaux lidar Raman originales utilisées, dont une a été développée pour corriger le biais systématique lié aux fluctuations statistiques des mesures lidar en mode « comptage de photons ». Des critères objectifs permettant d'optimiser le rapport signal-à-bruit des mesures par moyennage spatial et temporel ont été introduits. Des profils de rapport de mélange de vapeur d'eau et des retards troposphériques humides précis peuvent alors être restitués en visées zénithales et obliques. Ces méthodes ont été validées lors de plusieurs campagnes météorologiques.

Dans la troisième partie, des observations lidar Raman et GPS (entre autres), réalisées lors de la campagne VAPIC en 2004, ont permis de valider les méthodes de traitement du signal lidar et de tester différentes approches de traitement GPS mais aussi de couplage des mesures de ces deux techniques. Les observations lidar effectuées au zénith, sur des sessions de 6 h dans des conditions stables et relativement sèches, sont ainsi utilisées pour une correction des signaux GPS : par rapport à un traitement classique, une amélioration de la précision de restitution de la composante verticale est obtenue ; les résultats montrent cependant l'importance sur les cas étudiés du trajet multiple corrigé par *stacking*. Les mesures lidar n'étant pas parfaitement étalonnées, l'estimation conjointe lors du traitement de la hauteur et de la constante d'étalonnage lidar est effectuée : elle permet une amélioration significative de la détermination de la composante verticale.

L'analyse des résidus GPS post-traitement, à l'aide des visées lidar obliques réalisées dans des conditions plus variables et plus humides, montre que ceux-ci contiennent une signature liée à cette variabilité. Des mesures lidar obliques restent donc indispensables pour atteindre une meilleure précision. La principale difficulté à surmonter pour réaliser cette correction est alors de définir une procédure réduisant l'erreur dans les directions des satellites non observés (une seule observation lidar étant possible à la fois). Pour cela, nous envisageons d'explorer la piste de l'assimilation des observations lidar, voire des observations lidar et GPS obliques simultanément, dans un modèle météorologique méso-échelle.

Abstract

The IGN (Institut Géographique National, the French National mapping agency) is interested in the use of the GPS for accurate levelling activities : the GPS is a weatherproof, affordable and easy-to-use tool. Its horizontal accuracy reaches millimetre levels. However, its vertical accuracy remains limited between 3 and 15 mm, which rules out its use in accurate levelling applications. A major error source is due to the correction of tropospheric effect on GPS signal propagation.

The NIGPS project is launched in 1999 to try and improve the accuracy of the results obtained with this technique. It aims at designing an atmospheric survey system for an accurate correction of tropospheric effect on GPS signal propagation thanks to the development of a Raman lidar. This development is conducted in collaboration with the Service d'Aéronomie (Aeronomy department) of the CNRS, the French National Center for Scientific Research. Presented in 2005, Jerome Tarniewicz's Ph.D thesis emphasized this issue and highlighted the contribution of such a technique in vertical positioning with millimetre accuracy based on numerical lidar Raman measurements simulations. This thesis is in line with Tarniewicz's research work ; it aims at the methodological study, the instrumental development and the experimental validation of the combined analysis of GPS and Raman lidar observations.

In a first part, we investigate the influence of the spatiotemporal variability of tropospheric delay from numerical simulations. An improved correction of hydrostatic effect is highlighted. The contribution of multi-directional lidar measurements on GPS processing is confirmed and it is shown that the calibration of Raman lidar observations can be obtained during the processing. These results shed light on the path to be explored for a combined GPS - Raman lidar processing.

In a second part, we detail the retrieval of humidity measurements from Raman lidar observations by apprehending the different error sources (atmospheric transmission, instrumental calibration, signal fluctuation). Measurements are validated through the comparison of water vapor mixing ratio profiles obtained during field campaigns (VAPIC - 2004, COPS - 2007).

In a third part, lidar and GPS observations from the VAPIC experiment are studied for their combined use. The analysis of GPS solutions demonstrates the impact of tropospheric variability on processing and establishes the importance of taking into account an external humidity measurement. Therefore, lidar wet delay measurements are validated by intercomparison and lidar zenith observations on 6 h sessions are used for the correction of the GPS signal : a slight improvement on height repeatability is observed ; however, results show the importance of multipath effect which could be corrected by stacking. Since lidar measurements are not correctly calibrated, the joint estimate of the height and the lidar calibration constant during

GPS processing is carried out : this method provides a significant improvement in the determination of the vertical component.

The comparison of GPS processing post-fit residuals and lidar slant measurements illustrates the necessity of taking into account the spatial variability of water vapor in wet and variable atmospheric conditions. Lidar slant measurements are therefore required. The assimilation of such observations in a meso-scale weather model should allow the interpolation of slant observations in the direction of non-observed satellites and induce a better description of the water vapor distribution for the correction of GPS signals.

Table des matières

Introduction	19
I Influence de la troposphère et de sa modélisation sur la détermination précise de la composante verticale par GPS	23
1 Le positionnement précis par GPS	25
1.1 Principe du positionnement par GPS	25
1.1.1 Introduction	25
1.1.2 Positionnement différentiel	26
1.1.3 Positionnement ponctuel précis	27
1.2 Inventaire des sources d'erreur	27
1.2.1 Orbites et horloges des satellite	28
1.2.2 Propagation du signal	28
1.2.3 Récepteur	31
1.2.4 Autres sources de perturbations	32
1.3 Conclusion	32
2 Modélisation de la troposphère dans les traitements GPS	35
2.1 Stratégies usuelles pour la correction de la troposphère	35
2.1.1 Principe	35
2.1.2 Retard troposphérique au zénith	36
2.1.3 Fonctions de projection	37
2.1.4 Gradients horizontaux	39
2.2 Proposition d'un nouveau modèle du retard hydrostatique au zénith	39
2.2.1 Précision du retard hydrostatique au zénith de [Saastamoinen, 1972]	40
2.2.2 Nécessité d'une amélioration du modèle de gravité moyenne .	40
2.2.3 Dérivation d'une nouvelle formulation du modèle de gravité moyenne	40
2.2.4 Validation de la nouvelle modélisation	43
2.3 Conclusion	44

3	Évaluations par simulations des modèles troposphériques	47
3.1	Objectifs et méthode	47
3.2	Évaluation des fonctions de projection pour un réseau régional . . .	47
3.2.1	Description de l'étude	47
3.2.2	Étude des fonctions de projection hydrostatiques	48
3.2.3	Étude des fonctions de projection humides	50
3.2.4	Conclusion	50
3.3	Évaluation des erreurs de positionnement liées aux modélisations tro- posphériques	50
3.3.1	Erreur liée à la correction hydrostatique a priori	50
3.3.2	Erreur liée à la modélisation de la troposphère humide pour un traitement classique	54
3.3.3	Apport d'une correction externe des retards humides par lidar Raman	57
3.3.4	Possibilité d'étalonnage des mesures lidar au cours du traite- ment GPS	60
3.3.5	Discussion	61
4	Conclusion sur la modélisation troposphérique en GPS	63
 II Un lidar pour la restitution de profils d'humidité et de retards humides		65
5	Traitement des signaux Raman pour une restitution précise de pro- fils d'humidité	67
5.1	Introduction	67
5.2	Principe physique de la mesure de vapeur d'eau par lidar Raman . .	68
5.2.1	Signaux Raman	68
5.2.2	Calcul du rapport de mélange de vapeur d'eau	69
5.3	Modèles utilisés pour la restitution de rapports de mélange	70
5.3.1	Transmission atmosphérique	70
5.3.2	Rapport des sections efficaces de rétrodiffusion Raman	71
5.3.3	Effet de la température	72
5.4	Intégration des signaux mesurés	73
6	Correction du biais lié aux fluctuations statistiques des signaux Raman	75
6.1	Position du problème	75
6.2	Notations utilisées	77
6.3	Nouveaux estimateurs du rapport de mélange	78
6.3.1	Estimateur simple	78

6.3.2	Correction du biais de l'estimateur simple	79
6.3.3	Estimateur modifié	81
6.3.4	Validation des estimateurs	81
6.4	Application et validation sur des simulations lidar	82
6.4.1	Descriptions des simulations	82
6.4.2	Résultats	82
6.5	Conclusion	84
7	Étalonnage du lidar IGN-SA	87
7.1	Introduction	87
7.1.1	Objectifs	87
7.1.2	État de l'art	87
7.2	Méthodes examinées pour l'étalonnage opérationnel du lidar IGN-SA	88
7.2.1	Radiosondage	88
7.2.2	GPS	88
7.3	Application : Étalonnage du lidar IGN-SA	89
7.3.1	Étalonnage au cours de la campagne VAPIC	89
7.3.2	Étalonnage du lidar IGN-SA lors de la campagne COPS	92
7.4	Conclusion	94
8	Validation de la mesure de rapport de mélange lidar par comparaison aux radiosondages	95
8.1	La campagne VAPIC 2004	95
8.1.1	Configuration lidar	95
8.1.2	Traitement des mesures lidar	95
8.1.3	Comparaison des profils de rapport de mélange	96
8.1.4	Diagramme temps–altitude	98
8.2	La campagne COPS 2007	101
8.2.1	Configuration lidar	101
8.2.2	Traitement des mesures lidar	101
8.2.3	Comparaison des profils de rapport de mélange	102
8.2.4	Diagramme temps–altitude	102
8.3	Conclusion	104
9	Restitution de retard troposphérique par lidar Raman	107
9.1	Calcul du retard humide à partir du profil de rapport de mélange	107
9.2	Utilisation de profils de température et de pression	108
9.3	Complément pour le profil de rapport de mélange	109
10	Conclusion sur la mesure de vapeur d'eau par lidar Raman	111

III Étude du couplage lidar Raman - GPS à partir des données de la campagne VAPIC	113
11 La campagne VAPIC_2004	115
11.1 Présentation de la campagne VAPIC	115
11.2 Instrumentation	115
11.3 Description météorologique	118
12 Analyse de la variabilité de la vapeur d'eau pendant la campagne VAPIC et de son impact sur la solution GPS	123
12.1 Impact des modélisations de la troposphère sur les solutions GPS . .	123
12.1.1 Objectifs	123
12.1.2 Traitements GPS	123
12.1.3 Impact des fonctions de projection	126
12.1.4 Impact du retard a priori	127
12.1.5 Conclusion	128
12.2 Intercomparaison des retards humides GPS avec radiosondages et radiomètres	129
12.2.1 Comparaison des observations	129
12.2.2 Évolution des écarts au cours de la campagne	130
12.3 Impact de la variabilité atmosphérique sur les solutions GPS	133
12.4 Discussion	134
12.4.1 Limite de la modélisation de la troposphère	134
12.4.2 Équivalence des solutions issues de traitements différentiels et PPP	136
13 Comparaison des retards humides mesurés par GPS et lidar Raman	141
13.1 Introduction	141
13.2 Description des données utilisées	141
13.2.1 Mesures lidar Raman	141
13.2.2 Retards humides GPS	142
13.3 Visées lidar au zénith	145
13.3.1 Comparaison aux autres techniques	145
13.3.2 Séparation des variations haute et basse fréquence	147
13.4 Suivi de satellites	149
13.5 Conclusion	155
14 Analyse et correction troposphérique des signaux GPS à l'aide d'observations lidar	157
14.1 Étude des solutions GPS PPP	157
14.1.1 Introduction	157

14.1.2	Solution du traitement PPP classique	157
14.1.3	Impact de la troposphère sur les solutions	158
14.1.4	Systématismes dans les séries de résidus	160
14.1.5	Conclusion	161
14.2	Correction des observations GPS	162
14.2.1	Description des traitements GPS	162
14.2.2	Impact des corrections sur les paramètres de sortie de traitement à 7°	164
14.2.3	Évolution des solutions avec l'angle de coupure	167
14.3	Étalonnage de la mesure lidar lors du traitement GPS	169
14.3.1	Méthodologie	169
14.3.2	Étalonnage lidar lors de la campagne VAPIC	170
14.4	Conclusion et discussion	171
14.4.1	Conclusion sur la correction lidar des observations GPS . . .	171
14.4.2	Apport potentiel des visées obliques	172
14.4.3	Perspectives	173
IV	Conclusion et perspectives	175
	Bibliographie	181
	Annexes	189
A	Le système GPS	191
A.1	Historique	191
A.2	Principe	191
A.3	Constellation	192
A.4	Contrôle	193
A.5	Le signal GPS	193
A.5.1	Code et phase	193
A.5.2	Observations	195
A.6	Applications scientifiques du système GPS	196
A.6.1	Logiciels scientifiques de traitement GPS	196
A.6.2	En tant que système de positionnement	197
A.6.3	Pour l'étude de l'atmosphère	197
B	Modélisation des retards troposphériques	199
B.1	Définitions	199
B.1.1	Réfractivité	199

B.1.2	Retard troposphérique	200
B.2	Fonctions de projection usuelles utilisées dans les logiciels GPS . . .	202
B.2.1	Généralités	202
B.2.2	La <i>New Mapping Function</i> (NMF)	203
B.2.3	L' <i>Isobaric Mapping Function</i> (IMF)	206
B.2.4	La <i>Vienna Mapping Function</i> (VMF)	207
B.2.5	La <i>Global Mapping Function</i> (GMF)	210
B.3	Calcul d'une fonction de projection à partir d'un profil vertical atmosphérique	210
B.4	Modélisation des gradients horizontaux dans les logiciels GPS	212
C	Le lidar Rameau	215
C.1	Généralités sur la technique lidar	215
C.1.1	Principe du lidar	215
C.1.2	Différents types de lidars	215
C.2	Diffusion Raman	216
C.3	Mesure de vapeur d'eau par lidar Raman	218
C.3.1	Mesure de rapport de mélange de vapeur d'eau	218
C.3.2	Instrumentation	222
C.4	Le lidar IGN-SA	223
C.4.1	L'émission	223
C.4.2	La détection	223
C.4.3	L'acquisition	225
C.4.4	Suivi de satellites	225
C.4.5	Développements et évolution du système	226
D	Statistique des signaux lidar Raman	235
D.1	Statistique Poissonienne	235
D.1.1	Définition	235
D.1.2	Propriétés	235
D.2	Estimateurs du rapport de mélange	236
D.2.1	Solution par densité de probabilité	236
D.2.2	Solution par développement limité	237
D.2.3	Solution par rapport modifié	238
E	Observations lidar lors de la campagne VAPIC	239
E.1	Mesures au zénith	239
E.1.1	Profils de rapport de mélange	239
E.1.2	Évolution du rapport de mélange	242
E.2	Mesures en direction des satellites	244

E.2.1	Profils de rapport de mélange	244
E.2.2	Évolution du rapport de mélange en oblique	247
F	Campagnes citées dans ce mémoire	249
F.1	Campagne MAP	249
F.2	Campagne IHOP_2002	249
F.3	Campagne VAPIC	249
F.4	Campagne COPS	250

Introduction

Le GPS (*Global Positioning System*) est actuellement la technique de positionnement global la plus utilisée ; sa précision planimétrique en mode géodésique atteint les niveaux millimétriques. Cependant, une limite importante réside toujours dans la détermination de la composante verticale (5 à 15 mm pour des sessions d'observation de 24 h) dont l'estimation est principalement dégradée par la perturbation de la propagation des signaux GPS lors de la traversée de la troposphère.

L'Institut Géographique National (IGN) reste attaché à l'utilisation du GPS pour des activités de nivellement de précision : c'est un système fonctionnant en tout temps, relativement simple à mettre en œuvre et de faible coût.

Depuis 2001, à travers l'action NIVAG (Nivellement avec assistance GPS), le GPS sert de manière opérationnelle au maintien et à la densification du réseau de Nivellement Général de la France (NGF) : fournissant une précision centimétrique pour des sessions variant de 3 à 6 h, la précision du NGF est actuellement évaluée à 1-3 cm.

Certaines applications géodésiques et géophysiques reposent également sur l'utilisation du GPS pour une détermination de la composante verticale, une précision millimétrique étant alors exigée : réalisation de systèmes de références, déformation de la croûte terrestre, rebond post-glaciaire, glissements de terrain, mouvements verticaux liés à des activités humaines. Pour l'ensemble de ces domaines d'activité, une meilleure connaissance de l'influence de la troposphère sur la propagation des signaux GPS constitue ainsi un enjeu majeur.

Dans ce contexte, l'action de recherche NIGPS (Nivellement par GPS) lancée en 1999 à l'IGN, vise à développer une nouvelle méthode permettant la correction des effets troposphériques et l'amélioration de la détermination de la hauteur par GPS. Le développement d'un lidar Raman pour la mesure de la vapeur d'eau troposphérique a ainsi été lancé. Ce développement est réalisé conjointement par le Laboratoire d'Optique, d'Électronique et de Micro-Informatique (LOEMI) de l'IGN et le Service d'Aéronomie (SA) du Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS), le LOEMI apportant son expertise en matière de développement opto-électronique, le SA ses connaissances en mesure de vapeur d'eau atmosphérique.

Une première thèse relative à cette action de recherche a été soutenue en 2005 par Jérôme Tarniewicz. Posant les bases de cette problématique, ces travaux soulignent dans un premier temps l'influence des hétérogénéités atmosphériques dues à la vapeur d'eau sur le positionnement GPS ([Bock *et al.*, 2001a]) et la nécessité d'une mesure externe pour une prise en compte correcte de ce phénomène. L'apport de différentes techniques est étudié ; elles soulignent les avantages de l'utilisation du lidar Raman, en particulier par rapport au radiomètre ([Bock *et al.*, 2001b]). Le

développement d'un tel système est alors présenté ([Tarniewicz *et al.*, 2002]), ce système respectant des critères d'encombrement minimum pour un déploiement rapide et pratique. L'implication du lidar IGN-SA (baptisé Rameau) lors de différentes campagnes météorologiques (ESCOMPTE en 2001, AIRS en 2002) permet d'obtenir des premiers résultats satisfaisants en visée zénithale avec une mesure de rapport de mélange cohérente avec celle issue d'instruments colocalisés pour des observations de 10 à 20 min et une portée variant entre 5 et 7 km. À partir de simulations numériques simplifiées, le bénéfice d'un tel instrument est démontré, pour une précision de positionnement submillimétrique à l'aide de mesures effectuées selon un balayage séquentiel et homogène de la constellation de satellites GPS.

À l'issue de ces travaux, différents aspects de la problématique restent cependant à approfondir :

- Les résultats obtenus à l'aide des simulations, lors de la correction lidar des observations GPS, supposent une restitution précise par la technique Raman de l'effet de la troposphère humide. L'accent doit donc être porté sur l'obtention d'une mesure précise du rapport de mélange et du retard humide qui s'en déduit. Les différentes sources d'incertitude, notamment l'étalonnage du lidar, affectant la restitution doivent donc être examinées avec attention.
- La correction précise de l'effet de l'atmosphère hydrostatique n'a pas été abordée. Pourtant, c'est un complément essentiel et nécessaire à la correction de la troposphère humide par lidar Raman
- Au niveau instrumental, le système doit nécessairement évoluer pour permettre un balayage automatique par visées multi-angulaires. L'opportunité des mesures de jours doit également être examinée.
- Une meilleure correction de la troposphère doit enfin permettre une meilleure approche des autres sources d'erreurs affectant le positionnement et non modélisées lors du traitement (trajet multiple par exemple).

Cette thèse s'inscrit dans la suite logique de ces travaux présentés en 2005. Elle aborde différents aspects, à la fois météorologiques, géodésiques et instrumentaux. Elle s'articule en trois parties et consiste à la mise au point et à la validation d'une méthode de correction des observations GPS grâce à l'utilisation de mesures de profil de vapeur d'eau par lidar Raman.

Dans une première partie, nous revenons sur l'influence de la troposphère sur le traitement GPS avec une étude détaillée des modélisations les plus récentes utilisées pour une correction de son effet. Une amélioration de la correction du retard hydrostatique est proposée et l'apport de la technique lidar pour le traitement GPS, en particulier lors de sessions courtes (3 h), est examiné à partir de simulations simplifiées. Les spécifications de la mesure lidar sont alors détaillées.

Puis, dans une deuxième partie, l'accent est portée sur la restitution précise de mesures de vapeur d'eau par lidar Raman. Les différents postes d'incertitudes sont appréhendés : un nouvel estimateur non biaisé pour la mesure de rapport de mélange est proposé et différentes stratégies d'étalonnage sont examinées. La mesure de rapport de mélange est alors évaluée à partir de données acquises lors de différentes campagnes instrumentales au zénith et en oblique, de nuit et de jour. Enfin, la restitution de retards humides à partir de profils de rapport de mélange est étudiée et les principales sources d'erreur susceptibles d'entacher cette restitution sont examinées.

La troisième partie est axée sur les résultats obtenus à l'issue de la campagne VAPIC_2004 ; après une brève description de la campagne nous nous intéressons à

l'effet de la troposphère sur l'estimation GPS. Les observations lidar réalisées au zénith et en direction de satellites GPS lors de la campagne VAPIC_2004 sont ensuite comparées aux autres techniques. Une première évaluation de la correction des observations GPS par des mesures lidar au zénith est alors effectuée. Des pistes d'améliorations sont dégagées avec notamment l'utilisation de visées obliques.

Nous terminerons ce mémoire en revenant sur les principaux résultats obtenus dans le cadre de cette thèse et en présentant et discutant les perspectives.

On retrouve en annexes l'ensemble des informations nécessaires à une bonne compréhension de ce mémoire telles que des généralités sur le système GPS et les modélisations de la troposphère actuellement utilisées, le développement instrumental et les évolutions du lidar IGN-SA, la statistique des signaux Raman mesurés et enfin une description des campagnes météorologiques d'où sont issues les données utilisés dans l'ensemble de ces travaux.

Première partie

Influence de la troposphère et de sa modélisation sur la détermination précise de la composante verticale par GPS

Chapitre 1

Le positionnement précis par GPS : principe et inventaire des sources d'erreur

1.1 Principe du positionnement par GPS

1.1.1 Introduction

Le système GPS (*Global Positioning System*)¹ est un système développé par le *Department of Defense* américain (DoD) permettant un positionnement à tout moment et en tout endroit de la planète. Le principe du GPS réside dans la mesure précise du temps de propagation d'un signal émis par un satellite de la constellation GPS (31 satellites en activité fin 2007) jusqu'à un récepteur autorisant la détermination de la distance qui les séparent.

Le positionnement par GPS repose sur la connaissance du déphasage de l'onde émise par un satellite lorsque celle-ci est reçue par le récepteur. On mesure ainsi la différence entre la phase transmise et décalée par effet Doppler définie dans le référentiel temporel du satellite et la phase du signal de référence définie dans le référentiel temporel du récepteur ([Seeber, 1993]). Pour un couple satellite - récepteur, l'équation d'observation de phase est ([Hofmann-Wellenhof *et al.*, 2001]) :

$$\lambda\Phi = \rho + c \cdot \delta t_R^S - \Delta L^{iono} + \Delta L^{tropo} + \lambda N + \epsilon_\Phi \quad (1.1)$$

Où :

- λ est la longueur d'onde de la porteuse considérée, deux porteuses, L1 et L2, étant émises par les satellites GPS aux longueurs d'ondes respectives $\lambda_1 = 190$ cm et $\lambda_2 = 244$ cm.
- Φ est l'observation, c'est-à-dire la différence de phase entre le signal mesuré et le signal généré.
- ρ est la distance géométrique entre satellite et récepteur : $\rho = \|X_R - X^S\|$ où X_R représente la position du récepteur et X^S celle du satellite.
- c est la vitesse de propagation de la lumière dans le vide.
- δt_R^S est l'erreur de synchronisation des horloges satellite et récepteur.

¹Une description détaillée du système GPS, de son fonctionnement et de ses applications est faite dans l'annexe A

- ΔL^{iono} est le retard de propagation dû à l'ionosphère.
- ΔL^{tropo} est le retard de propagation dû à la troposphère.
- N est l'ambiguïté de phase, c'est-à-dire le nombre complet de cycles de phase entre l'émission par le satellite et la mesure par le récepteur.
- ϵ_Φ est l'erreur de mesure.

Les mesures GPS sont accumulées sur la période d'observation avec un échantillonnage donné (typiquement 30 s). L'inversion des équations d'observation (équation (1.1)) est alors possible lorsque le nombre d'observations dépasse le nombre d'inconnues. Grâce à la densité de la constellation de satellites GPS, on dispose pour cela de 8 à 10 observations à chaque époque.

Lors de l'inversion, on fixe un angle de coupure (*cut-off*) afin de sélectionner uniquement les observations provenant de satellites situés au dessus d'une élévation donnée : un angle de coupure élevé permet l'acquisition de mesures plus fiables car moins perturbées par l'environnement de la station GPS (traversée de l'atmosphère, réflexions, masques) ; un angle de coupure bas permet d'obtenir une position mieux contrainte, en particulier sur la verticale.

Comme nous le verrons par la suite, des sessions GPS de 24 h permettent l'estimation d'une position avec une précision millimétrique. Des sessions plus courtes (3 à 6 h) fournissent en général une précision dégradée (niveau centimétrique), en raison de la réduction du nombre d'observations et d'erreurs dont l'effet global est réduit sur des sessions longues (atmosphère, réflexion par l'environnement physique).

1.1.2 Positionnement différentiel

Le positionnement GPS en mode relatif repose sur la différenciation des observations GPS obtenues pour un réseau de récepteurs. La différenciation présente l'avantage d'éliminer des inconnues.

- Simple différence : La différence des observations de phase mesurées par deux récepteurs permet dans un premier temps d'éliminer des équations d'observation certaines erreurs systématiques dues à un satellite donné (erreurs d'horloges et, en partie, erreurs liées aux orbites).
- Double différence : La différenciation des simples différences permet d'éliminer en plus les erreurs propres aux récepteurs (horloges).
- Triple différence : La différenciation des doubles différences obtenues pour différentes époques (successives) permet la détermination des ambiguïtés et des sauts de cycles.

Le calcul en double différence nécessite l'utilisation d'un réseau de stations ; les positions finales obtenues ne sont que relatives car seuls les vecteurs entre les stations du réseau (ligne de base) sont estimés. On effectue alors une étape de référencement dans un système de référence connu tel que l'ITRF (*International Terrestrial Reference Frame*, [Altamimi *et al.*, 2007]).

Le positionnement relatif constitue le mode de positionnement précis le plus utilisé, avec une répétabilité de l'ordre de 4 mm sur les composantes horizontales, 8 mm sur la composante verticale (voir tableau 1.1). Le traitement GPS relatif permet aussi la détermination précise des orbites des satellites GPS et de leur horloge, des paramètres de rotation des pôles.

Source	Réseau	n_{jr}	n_{sta}	$rms_h[mm]$	$rms_v[mm]$
[Zumberge <i>et al.</i> , 1997]	Global	~ 100	59	7,1	10,3
[Rothacher <i>et al.</i> , 1997]	Régional	~ 140	~ 30	1,4	4,0
[Miyazaki <i>et al.</i> , 2003]	Global	~ 30	~ 500	4,5	8,0
[Jivall <i>et al.</i> , 2005]	Régional	7	133	$\sim 2-3$	~ 6
[Steigenberger <i>et al.</i> , 2006]	Global	~ 3700	~ 100	3,0	4,9

TAB. 1.1 – Répétabilité obtenues pour des traitements en double différence : n_{jr} : nombre de jours d'observation (sessions de 24 h), n_{sta} : nombres de stations utilisée lors du traitement, rms_h : répétabilité sur la composante horizontale, rms_v : répétabilité sur la composante verticale. Les écarts entre les différents traitements sont liés au type de réseau considéré, à la situation des stations, aux conditions d'observation.

1.1.3 Positionnement ponctuel précis

Le positionnement ponctuel précis (*Precise Point Positioning*, PPP) consiste à calculer une solution GPS pour une station donnée en utilisant des orbites et des corrections d'horloge satellite précises ainsi que les paramètres de rotation des pôles, déterminés par des centre d'analyse GPS à partir du réseau global de l'IGS (*International GNSS Service*). Les seuls paramètres nécessitant d'être estimés sont alors les paramètres propres à la station (par exemple : position, troposphère, erreur d'horloge).

L'avantage du PPP est de diminuer de manière significative le temps de calcul puisqu'une seule station est traitée. Le temps de calcul augmente linéairement avec le nombre de stations du PPP et non de manière géométrique comme pour un traitement différentiel en réseau. Cependant, la précision des résultats dépend grandement de la précision des orbites et est généralement inférieure à celle obtenue pour un traitement différentiel avec une répétabilité de l'ordre de 7 mm sur les composantes horizontales, 10 mm sur la verticale (tableau 1.2).

Source	n_{jr}	n_{sta}	$rms_h[mm]$	$rms_v[mm]$
[Zumberge <i>et al.</i> , 1997]	~ 100	139	7,4	11,1
[Bar-Sever <i>et al.</i> , 1998]	~ 90	~ 150	~ 6	~ 9

TAB. 1.2 – Répétabilité obtenues pour des traitements en positionnement ponctuel précis : n_{jr} : nombre de jours d'observation, n_{sta} : nombre de stations considérées, rms_h : répétabilité sur la composante horizontale, rms_v : répétabilité sur la composante verticale. Les écarts entre les différents traitements sont liés à la situation des stations utilisées et aux conditions d'observation.

1.2 Inventaire des sources d'erreur

On s'intéresse ici aux différentes sources d'incertitude susceptibles d'introduire une erreur sur les coordonnées estimées.

1.2.1 Orbites et horloges des satellite

Les orbites des satellites ainsi que les décalages des horloges embarquées sont calculés par la station de contrôle principale, transmis aux satellites par les stations de contrôle et radiodiffusées dans le message de navigation. Les orbites sont transmises sous la forme de 12 paramètres orbitaux et sont valides pour une période d'environ 2 h. Les corrections d'horloge sont diffusées sous forme de polynôme du second degré et sont également valables pour une durée de 2 h. L'IGS délivre également des orbites et des horloges précises (produits ultra-rapide, rapide et précis : <http://igscb.jpl.nasa.gov/components/prods.html> et tableau 1.3). Ces produits sont déterminés à partir des stations du réseau global de l'IGS par des centres d'analyse.

Produit	Précision orbite	Précision horloge	Résolution	Délai
Radiodiffusé	~ 160 cm	~ 7 ns	~ 2 h	temps réel
Ultra-rapide	~ 10 cm	~ 0,2 ns	15 min	3 h
Rapide	< 5 cm	~ 0,1 ns	5 min	17 h
Précis	< 5 cm	< 0,1 ns	5 min	13 jr

TAB. 1.3 – Produits IGS : Orbites et corrections d'horloges. Source IGS : <http://igscb.jpl.nasa.gov/components/prods.html>

Pour un positionnement précis en mode géodésique, seules les orbites ultra-rapides, rapides et précis sont utilisés. Les orbites IGS se réfèrent au centre de masse du satellite, et non au centre de phase de l'antenne à partir duquel les signaux sont émis. Il est donc nécessaire de connaître précisément le vecteur liant ces deux points. L'utilisation d'orbites précises engendre une erreur résiduelle en général faible sur le positionnement GPS : elle est directement liée à la longueur de la ligne de base pour un traitement en double différence (environ 1 mm sur une ligne de base de 500 km), et peut atteindre 5 mm sur un traitement PPP ([Zumberge *et al.*, 1997]).

1.2.2 Propagation du signal

Ionosphère

La traversée de l'ionosphère (région de l'atmosphère située entre 80 km et 800 km) retarde la propagation des signaux GPS. Ce retard dépend de la fréquence du signal (l'ionosphère étant un milieu dispersif) et du contenu total en électron (*TEC* pour *Total Electron Content*) intégré le long du trajet. Il varie de 1 m à 100 m ([Hofmann-Wellenhof *et al.*, 2001]), principalement en raison du cycle diurne et de l'activité solaire. [Walpersdorf *et al.*, 2007] met en évidence la perte du signal sur la porteuse L2 en raison de scintillations dans l'ionosphère de nuit, en particulier lors d'activité ionosphérique intense. Cette perte de signal entraîne une dégradation de la solution GPS.

Deux approches peuvent être envisagées pour la correction de l'effet ionosphérique sur les signaux GPS. La première approche, utilisée pour des récepteurs mono-fréquence, consiste à utiliser le modèle de [Klobuchar, 1986]. Ce modèle se présente sous la forme d'une fonction sinusoidale à 8 paramètres. Les paramètres sont estimés par la station de contrôle principale transmis aux satellites puis au récepteur dans le message de navigation.

Pour les récepteurs bi-fréquence, on utilise le caractère dispersif de l'ionosphère pour corriger son effet. En première approximation, le retard ionosphérique pour les mesures de phase GPS est donné par :

$$\Delta L_{ph}^{iono} = -\frac{a}{f^2} TEC \quad (1.2)$$

Où $a = \frac{q^2}{8\pi^2\epsilon_0 m_e} \approx 40.3\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-2}$ ([Hofmann-Wellenhof *et al.*, 2001]), f est la fréquence de la porteuse.

Une combinaison judicieuse des observations sur $L1$ et $L2$ (appelée *iono-free*) permet alors de déterminer le contenu total en électron TEC , avec un impact résiduel submillimétrique sur le positionnement ([Hernández-Pajares *et al.*, 2007]).

Troposphère

Au sens de la propagation des ondes radioélectriques, la troposphère s'étend du sol à environ 80 km ([Kleijer, 2004]) et retarde, tout comme l'ionosphère, la propagation du signal GPS. Le retard dépend de la nature et de la concentration des constituants situés le long de la trajectoire du signal. On divise en général ce retard en deux termes. Un premier, appelé retard hydrostatique, de l'ordre de 2,3 m au zénith et très peu variable; un second, appelé retard humide, pouvant fluctuer de 5 cm à 80 cm au zénith et traditionnellement beaucoup plus variable dans le temps. Le caractère aléatoire de ces fluctuations rend difficile la correction a priori du retard. La composante zénithale du retard troposphérique (ZTD) est estimée au cours du traitement, une fonction de rabattement (dite fonction de projection) décrivant sa dépendance en élévation. La modélisation de la troposphère au cours du traitement suit alors le formalisme de l'équation (1.3) ([Davis *et al.*, 1991]) :

$$\Delta L^{tropo} = \Delta L_h^{tropo,z} \cdot mf_h + \Delta L_w^{tropo,z} \cdot mf_w \quad (1.3)$$

Où $\Delta L_h^{tropo,z}$ représente le retard hydrostatique au zénith, $\Delta L_w^{tropo,z}$, le retard humide au zénith, mf_h et mf_w respectivement les fonctions de projection hydrostatique et humide.

De manière simplifiée, on relie l'erreur sur la mesure aux erreurs sur l'estimation de paramètres du traitement (décalage d'horloge, retard au zénith et hauteur) par la relation ([Elosegui *et al.*, 1995]) :

$$\delta\Phi = \delta C + \frac{1}{\sin \epsilon} \cdot \delta\tau + \sin \epsilon \cdot \delta h \quad (1.4)$$

Où $\delta\Phi$ représente l'erreur sur la mesure de phase, δC le décalage d'horloge récepteur, $\delta\tau$ l'erreur sur la composante zénithale du retard troposphérique, δh l'erreur sur la composante verticale et ϵ l'élévation.

La relation (1.4) illustre la corrélation importante entre l'erreur de l'estimation de la hauteur et du retard au zénith.

[Santerre, 1989] évalue les effets corrélés d'une erreur sur l'estimation du retard troposphérique au zénith et les positions verticales. Il simule pour cela différentes configurations de la constellation de satellites GPS et utilise la relation (1.4). Pour une erreur de 1 mm sur le retard troposphérique au zénith, l'erreur induite sur la hauteur atteint 3 à 4 mm pour un angle de coupure de 15° à 6-7 mm à 5° (figure 1.1).

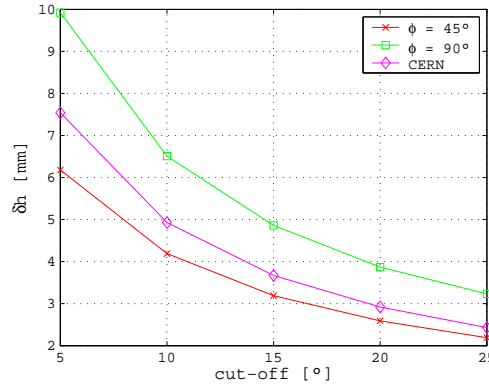


FIG. 1.1 – Lien hauteur - retard troposphérique : Erreur, en fonction de l'angle de coupure et à différentes latitudes (45° N, 90° N), sur l'estimation de la composante verticale par GPS pour une erreur sur le retard troposphérique au zénith de 1 mm. Les écarts correspondant à CERN sont ceux obtenus pour une configuration de la constellation de satellites GPS observée durant la campagne CERN en 1984 ($\phi=46^\circ$ N - $\lambda=6^\circ$ E) ([Santerre, 1989]). L'effet sur la hauteur de l'erreur sur le retard troposphérique au zénith diminue quand l'angle de coupure augmente.

À plus petite échelle, à partir de la simulation de l'effet sur des signaux GPS de rouleaux thermiques et convectifs d'une couche limite atmosphérique convective, [Bock *et al.*, 2001a] montre que ces hétérogénéités atmosphériques peuvent induire des biais de l'ordre de 5 mm sur l'estimation du retard troposphérique au zénith et de 10 à 20 mm sur l'estimation de la hauteur, pour des sessions courtes (1 h) et un angle de coupure de 15° d'élévation (figure 1.2).

Plus récemment, ([Boehm *et al.*, 2006b]) évalue l'erreur sur la hauteur GPS à environ 1/5 de celle sur le retard à 5° (« *rule of thumb* »), soit de l'ordre du double de l'erreur sur l'estimation du retard troposphérique au zénith, et souligne ainsi l'importance de la précision des fonctions de projection utilisées lors du traitement.

Trajet multiple

Le trajet multiple est dû à la réflexion du signal GPS par une surface proche de l'antenne qui interfère avec le signal direct. Son effet sur le signal est en général inférieur à 10 mm; des valeurs plus importantes (jusqu'à 40 mm) sont obtenues dans le cas d'un environnement physique très réfléchissant à proximité de l'antenne GPS ([Seeber, 1993]).

[Elosegui *et al.*, 1995] évalue l'effet du trajet multiple sur le positionnement vertical en utilisant un modèle simplifié de réflexion des signaux GPS et l'équation (1.4). Les valeurs du trajet multiple varient entre -10 et 10 mm. Lors d'une estimation conjointe de la hauteur et du retard au zénith pour un angle de coupure de 15° , l'erreur sur la composante verticale atteint 15 mm si l'antenne est située 15 cm au-dessus du plan réflecteur, 2 mm si l'antenne est située à 1 m (figure 1.3).

Plusieurs solutions permettent de minimiser voire de corriger cet effet :

- A priori (solution usuellement appliquée en géodésie) : on optimise systématiquement les conditions d'observation : antenne de type *choke-ring* à une hauteur suffisante du sol (environ 1 m), utilisation de surfaces absorbantes à proximité de l'antenne, élimination des satellites proches de l'horizon ([Elosegui *et al.*, 1995]).

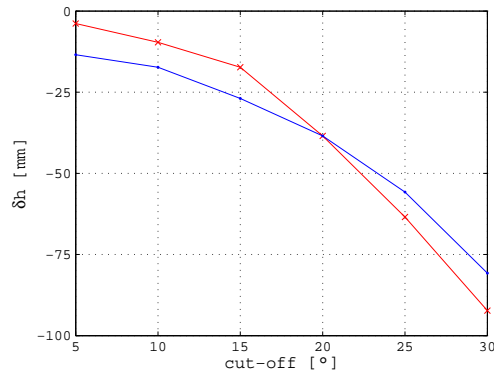


FIG. 1.2 – Erreur sur la composante verticale liée à l'estimation d'un retard au zénith lors de la présence d'hétérogénéités atmosphériques, modélisées sous la forme de sphères de 1 km de diamètre, représentant un saut de réfraction de 10 ppm par rapport à l'atmosphère environnant ([Bock *et al.*, 2001a; Tarniewicz, 2005]) : erreur causée par une sphère au zénith (trait rouge) et 9 sphères distribuées régulièrement sur une grille de 2 km de côté (trait bleu) en fonction de l'angle de coupure. Les erreurs sont présentées pour différents angles de coupure (*cut-off*). À 15° d'élévation, l'erreur induite par des hétérogénéités sur la détermination de la hauteur atteint 20 mm.

- A posteriori : on peut cumuler les résidus de phase du traitement GPS (*stacking*) sur la période d'observation ([Braun *et al.*, 2001; Shoji *et al.*, 2004]), ce qui permet de mettre en évidence les effets moyens observés et non modélisés puis de les soustraire aux signaux mesurés.

1.2.3 Récepteur

Bruit du récepteur

Il est évalué à environ 1% de la longueur d'onde du signal mesuré ([Seeber, 1993]), soit environ 2 mm pour des mesures de phase. Un filtrage adapté permet de rendre son effet négligeable sur le positionnement.

Centre de phase de l'antenne

Le centre de phase de l'antenne est le point où le signal incident est mesuré effectivement. Il est en général différent du centre géométrique de l'antenne et diffère selon la porteuse mesurée (L1 ou L2). Sa position varie en fonction de l'incidence (élévation, azimuth) et de l'intensité du signal mesuré ([Seeber, 1993]). L'impact des variations du centre de phase de l'antenne sur les mesures de phase fluctue de quelques millimètres à 2-3 cm. Des tables de correction de centre de phase sont établies pour chaque type d'antenne (<http://www.ngs.noaa.gov/ANTCAL/> par exemple). Elles permettent une correction des variations réduisant à quelques millimètres l'incertitude sur la composante verticale ([Bouin, 2003]).

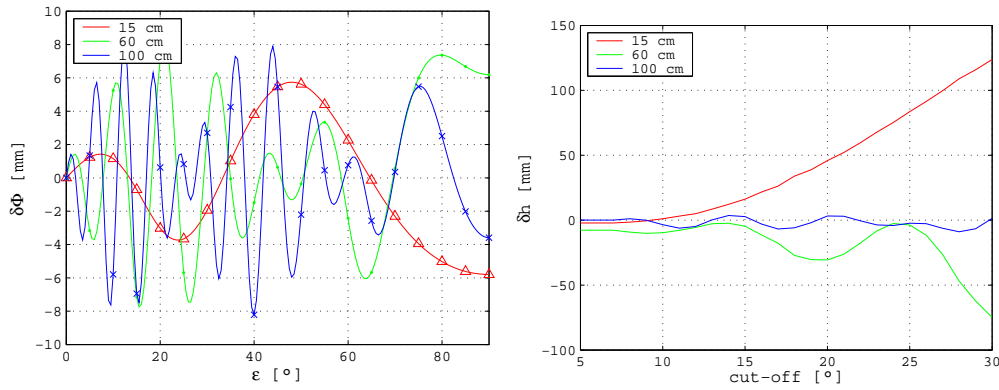


FIG. 1.3 – Trajet multiple simulé (gauche) en fonction de l'élévation et impact sur l'estimation de la hauteur (droite) en fonction de l'angle de coupure (*cut-off*) lors d'un traitement avec estimation du retard au zénith. L'erreur est calculée pour 3 hauteurs d'antenne par rapport à la surface réfléchissante : $H = 15$ cm (rouge), 60 cm (vert) et 100 cm (bleu) ([Elosegui *et al.*, 1995]).

Horloge du récepteur

L'horloge du récepteur est désynchronisée de l'horloge satellite. Elle présente de plus une moins bonne précision (bruit, dérive). Grâce à l'observation simultanée de plusieurs satellites, elle est soit estimée en PPP, soit éliminée pour un positionnement relatif. Son impact sur la position est cependant relativement faible (inférieur à 1 mm, Seeber [1993]).

1.2.4 Autres sources de perturbations

Déformation de la croûte terrestre

La déformation de la croûte terrestre induit un mouvement de la station. Ces déformations sont dues à l'effet des surcharges océanique et atmosphérique, aux marées terrestres, aux mouvements des pôles. Différentes modélisations permettent d'appréhender correctement ces phénomènes et de réduire leur impact sur la position GPS à un niveau millimétrique ([MacCarthy et Petit, 2003]).

Sauts de cycle

C'est un changement rapide d'une mesure de phase en nombre entier, causé par la perte de réception du signal provenant d'un satellite pendant un certain temps. Sa détection et sa correction se fait par la différenciation de mesures successives en direction du même satellite. Son effet sur le positionnement vertical est inférieur à 1 mm (Seeber [1993]).

1.3 Conclusion

Le positionnement précis par GPS fournit actuellement une répétabilité variant de 2 à 5 mm sur les composantes planimétriques, tandis que la précision sur la composante verticale, plus dégradée, varie en général entre 5 et 15 mm. Le recensement

des différentes sources d'erreur (tableau 1.4) met en évidence l'importance d'une modélisation précise de la troposphère et de l'effet du trajet multiple, leur impact étant supérieur d'un facteur 1 à 10 aux autres sources d'erreur.

Orbite – horloge	1 – 5 mm
Ionosphère	< 1 mm
Troposphère	5 – 25 mm
Trajet multiple	2 – 15 mm
Bruit du récepteur	\approx 2 mm
Centre de phase de l'antenne	\approx 2 mm
Horloge du récepteur	< 1 mm
Déformation de la croûte terrestre	1 – 5 mm
Sauts de cycle	< 1 mm

TAB. 1.4 – Bilan des sources d'erreur affectant le positionnement vertical par GPS.

Les difficultés concernant la modélisation de la troposphère, et en particulier les hétérogénéités atmosphériques imputables à la vapeur d'eau ont un impact sur l'estimation des paramètres troposphériques lors du traitement. Ces paramètres étant fortement corrélés avec la composante verticale, la répercussion sur l'estimation précise de la hauteur peut être importante. Nous allons donc étudier par la suite les différentes modélisations de la troposphère utilisées lors de traitements GPS.

Chapitre 2

Modélisation de la troposphère dans les traitements GPS

2.1 Stratégies usuelles pour la correction de la troposphère

2.1.1 Principe

On a vu précédemment l'importance de la connaissance des propriétés de la troposphère pour la détermination de la composante verticale. Nous allons ici examiner les méthodes utilisées pour une correction précise de l'effet de l'atmosphère pour le positionnement GPS.

Lors d'un traitement GPS, les paramètres troposphériques (retard troposphérique au zénith et gradients) sont déterminés au même titre que les positions. Deux types de modélisations mathématiques sont utilisés pour l'estimation des paramètres troposphériques.

- Le modèle peut être déterministe : on suppose ainsi qu'entre deux époques les paramètres estimés sont totalement indépendants. Les paramètres sont alors estimés par moindres carrés.
- On introduit une corrélation entre les paramètres estimés aux différentes époques afin de représenter l'évolution temporelle du retard au zénith par un modèle stochastique. On fixe au préalable la déviation autorisée au paramètre estimé entre deux époques (marche aléatoire). L'estimation se fait alors par filtrage de Kalman. Le cheminement classique utilisé lors de l'estimation des paramètres troposphériques dans un traitement GPS est le suivant :

1. On détermine les valeurs a priori de retard troposphérique au zénith (total ou hydrostatique seul) à partir d'un modèle standard (SST), d'une climatologie (GPT, [Boehm *et al.*, 2007]), de données issues d'un modèle météorologique ([Boehm *et al.*, 2006b]) ou de mesures sol.
2. Le retard humide au zénith (ou une correction de la valeur a priori) est estimé au cours du traitement à une résolution variable (de 5 min à 4 h), en utilisant une fonction de projection associée. Des gradients atmosphériques sont éventuellement estimés à une résolution donnée (de 5 min à 24 h).
3. Le retard total GPS est alors obtenu par l'addition du retard a priori et de la correction (humide) estimée.

Les composantes humides (ZWD pour *Zenithal Wet Delay*) et hydrostatiques (ZHD pour *Zenithal Hydrostatic Delay*) du retard troposphérique au zénith ne peuvent être estimées simultanément car leurs fonctions de projection sont fortement corrélées. Il est donc indispensable d'utiliser une valeur a priori du retard total et d'estimer une correction lors du traitement (en général, cette correction est une correction du retard humide). [Tregoning et Herring, 2007] montre l'importance de cette valeur a priori et conseille fortement l'utilisation de mesures météorologiques in-situ ou issues d'un modèle numérique pour sa détermination.

Le tableau 2.1 résume les stratégies d'estimation des paramètres troposphériques utilisées par différents centres d'analyse de l'IGS. Les trois logiciels cités ont été utilisés lors de ces travaux. Le logiciel Bernese (version 4.2) fut utilisé dans un premier temps, mais ses limites en matière de modélisation de la troposphère l'ont rapidement rendu obsolète (notons que la version 5.0 propose désormais les modélisations les plus récentes); le logiciel Gamit propose quant à lui ces modélisations plus récentes et sera utilisé pour le traitement GPS en réseau; enfin, le logiciel Gipsy-Oasis II sera utilisé pour un positionnement en mode PPP.

AC	Logiciel	Retard total au zénith				Gradient
		A-priori	Estimation	Résolution	Projection	
CODE	Bernese	Saast. H	W	2 h	NMF	1 d
MIT	Gamit	Saast. T	W	2 h	NMF	1 d
JPL	Gipsy	Saast. H	W	5 min	NMF	5 min

TAB. 2.1 – Exemple de mode d'estimation des paramètres troposphériques pour différents centres de calcul IGS (<http://igscb.jpl.nasa.gov/>) en 2004. AC : Centre d'Analyse. Saast. : utilisation de la formule de [Saastamoinen, 1972]; H : retard hydrostatique au zénith; W : retard humide au zénith; T : retard total au zénith; NMF : fonction de projection de [Niell, 1996], définie pour les retards hydrostatique et humide.

Les modélisations permettant une correction précise de l'effet de la troposphère et ainsi l'obtention de la composante verticale avec une meilleure précision reposent principalement sur l'utilisation de fonctions de projection décrivant la dépendance en élévation du retard et de gradients horizontaux caractérisant les asymétries azimutales de l'atmosphère. Le calcul de valeurs a priori du retard troposphérique apparaît également nécessaire, à la fois dans le cas de l'estimation de paramètres troposphériques au cours du traitement ([Tregoning et Herring, 2007]), mais aussi pour une correction externe précise des observations GPS.

2.1.2 Retard troposphérique au zénith

[Saastamoinen, 1972] a introduit la notion de retard hydrostatique au zénith qu'il modélise de la manière suivante au-dessus d'un point situé à la hauteur h_{sol} :

$$\Delta L_h^z = 10^{-6} k_1 R_d \int_{h_{sol}}^{\infty} \rho(\xi) d\xi \quad (2.1)$$

L'intégration de l'équation (2.1) permet d'écrire :

$$\Delta L_h^z = 10^{-6} \frac{k_1 R_d P_{sol}}{g_m} \quad (2.2)$$

Avec :

$$g_m = \frac{\int_{h_{sol}}^{\infty} g(\xi)\rho(\xi)d\xi}{\int_{h_{sol}}^{\infty} \rho(\xi)d\xi}$$

g_m est la gravité au centre de la colonne atmosphérique située au-dessus du point considéré dont Saastamoinen dérive un modèle :

$$g_m = 9,784 \cdot (1 - 0,00266 \cdot \cos 2\phi - 0,00000028 \cdot h_{sol}) \text{ [m}\cdot\text{s}^{-2}] \quad (2.3)$$

On trouve dans la littérature différentes études visant à évaluer les performances des formules proposés par Saastamoinen. Parmi ces études, on peut citer en particulier celle de [Mendes, 1999] qui présente des résultats de comparaison entre les retards troposphériques estimés à l'aide de radiosondages et ceux calculés à partir des formules de [Saastamoinen, 1972]. Pour cela, il dispose de près de 50 stations de radiosondages réparties à travers le monde. Il observe une erreur moyenne quadratique inférieure à 1 mm sur le retard hydrostatique au zénith.

Notons que Saastamoinen a aussi proposé une formulation pour le retard humide au zénith mais celle-ci s'avère beaucoup moins précise (de l'ordre de 2 cm, [Mendes, 1999]) car l'humidité intégrée sur la colonne n'est pas fortement liée à l'humidité de surface.

2.1.3 Fonctions de projection

On s'intéresse à quatre modélisations de fonction de projection permettant la description de la dépendance en élévation du retard troposphérique, ces quatre modèles étant actuellement les plus utilisées : la NMF (pour *New Mapping Function* de [Niell, 1996]), l'IMF (pour *Isobaric Mapping Function* de [Niell, 2000]), la VMF (pour *Vienna Mapping Function* de [Boehm et Schuh, 2003]) et la GMF (pour *Global Mapping Function* de [Boehm *et al.*, 2006b]). Nous présenterons également une méthode de calcul d'une fonction de projection par tracé de rayon dans une atmosphère à symétrie sphérique ([Rocken *et al.*, 2001]).

Cette description est essentielle, les modélisations abordées ici intervenant régulièrement dans ce mémoire. Pour une description plus complète de ces modélisations, le lecteur se référera à l'annexe (B).

NMF (*New Mapping Function*)

[Niell, 1996] propose deux fonctions de projection paramétrées (hydrostatique et humide), basées sur la fraction continue normalisée de [Herring, 1992] (Voir Annexe B). Ces fonctions de projection sont utilisables pour des élévations descendant jusqu'à 3°. Elles sont déterminées à partir de profils de température et d'humidité issus de [Cole *et al.*, 1965] pour les latitudes nord (15°, 30°, 45°, 60° et 75°). Les fonctions de projection humides et hydrostatiques présentent une variation en latitude mais seule la fonction de projection hydrostatique varie au cours du temps, la dépendance en latitude semblant suffisante pour décrire la fonction de projection humide du fait de la forte variabilité de la vapeur d'eau. Les NMF ont longtemps été considérées comme les fonctions de projection de référence ([MacCarthy et Petit, 2003]), utilisées de 1996 à 2005 par les centres d'analyse de l'IGS.

IMF (*Isobaric Mapping Function*)

L'IMF de [Niell, 2000] repose sur l'utilisation de données issues de modèles météorologiques décrivant l'état de l'atmosphère au moment de l'observation. Les fonctions de projection sont toujours de la forme d'une fraction continue. Elles dépendent directement :

- de l'altitude géopotentielle de l'isobare 200 hPa pour la fonction de projection hydrostatique.
- du retard troposphérique humide calculé à une élévation de $3,3^\circ$ pour la fonction de projection humide. Il est calculé par un algorithme de *ray-tracing* à partir de profils thermodynamiques issus d'un modèle.

[Vey *et al.*, 2006] démontre l'apport de l'IMF en comparaison à la NMF, avec une amélioration significative de la répétabilité sur la hauteur des stations (en particulier dans l'hémisphère sud) et une réduction de l'ordre de 20% de la dépendance du traitement à l'angle de coupure.

VMF (*Vienna Mapping Function*)

[Boehm et Schuh, 2003] présente la version initiale de la VMF. Elle repose sur l'utilisation de profils de pression, température et humidité issus des réanalyses du centre européen de prévision météorologiques (ECMWF) et d'un algorithme de *ray-tracing*. Les fonctions de projection hydrostatiques et humides recherchées sont de la forme normalisée de [Herring, 1992]. Trois évolutions de la VMF ont été proposées (VMF rigoureuse, VMF fast et VMF1), seule la dernière (VMF1, [Boehm *et al.*, 2006b]) est ici considérée. Les paramètres de la VMF1 sont déterminés à partir d'un *ray-tracing* effectué à une élévation de $3,3^\circ$. Calculés à partir des données de l'ECMWF, ils sont disponibles à une résolution de 6 h selon une grille (2° en latitude \times $2,5^\circ$ en longitude) sur le site de la VMF (<http://mars.hg.tuwien.ac.at/~ecmf1/>).

Sur un traitement annuel de stations de l'IGS, [Boehm *et al.*, 2005] présente une meilleure répétabilité par rapport à la NMF pour 90% des stations avec une amélioration moyenne de 6%.

GMF (*Global Mapping Function*)

La GMF ([Boehm *et al.*, 2006a]) est basée sur les réanalyses ERA40 de l'ECMWF (champ de pression, température et humidité sur une grille $15^\circ \times 15^\circ$). Figée, elle permet une implémentation plus simple dans les logiciels de traitement GPS. La fonction GMF est de la forme normalisée de [Herring, 1992]. Les paramètres sont ajustés sous la forme d'une série d'harmoniques sphériques d'ordre 9 à partir des coefficients de la VMF1 déterminés sur la période septembre 1999 - aout 2002.

Considérant un traitement sur un réseau global (une année d'observation pour 100 stations GPS de l'IGS), [Boehm *et al.*, 2006a] montre une meilleure adéquation des résultats obtenus à l'aide de la GMF avec ceux obtenus avec la VMF par rapport à la NMF qui présente des écarts sur la composante verticale pouvant atteindre 10 mm.

Calcul d'une fonction de projection par tracé de rayon dans une atmosphère à symétrie sphérique

La méthode décrite par [Rocken *et al.*, 2001] permet de calculer une fonction de projection à partir d'un profil vertical de pression, température et humidité issu d'un radiosondage ou d'un modèle météorologique. Cette méthode repose sur l'hypothèse d'une atmosphère à couches sphériques entièrement définie par un profil vertical. Elle utilise un algorithme de tracé de rayon (*ray-tracing*) sous forme intégrale qui est présenté de manière précise dans l'annexe B.3.

Pour le calcul de réfractivité, les profils sont complétés jusqu'à 120 km par des profils issus de la climatologie CIRA86aQ_UoG (*COSPAR International Reference Atmosphere* modifiée, [Fleming *et al.*, 1988; Kirchengast *et al.*, 1999]); les rayons sont alors complétés jusqu'aux satellites GPS (environ 20 200 km). L'algorithme de *ray-tracing* permet ensuite le calcul à une élévation donnée des retards troposphériques hydrostatique et humide ainsi que des valeurs des fonctions de projection respectives.

Cette méthode, dénotée RMF, sera utilisée par la suite pour le calcul d'une atmosphère de référence à partir des profils au zénith de pression, température et humidité.

2.1.4 Gradients horizontaux

Les différentes modélisations de l'atmosphère en élévation supposent que celle-ci soit à symétrie sphérique. Bien que justifiée en première approximation, cette hypothèse peut induire des erreurs non négligeables en présence de gradients, l'effet selon l'azimut atteignant, dans des conditions « classiques », 5 cm à 7° d'élévation ([Gardner, 1977], [MacMillan, 1995]). Dans de telles applications, on cherche donc à modéliser ces gradients atmosphériques, censés traduire la variabilité de l'atmosphère au sein d'une couche concentrique sous forme de gradients horizontaux ([Gardner, 1977]). La modélisation des asymétries en azimut de la troposphère s'effectue donc via l'estimation d'un couple de gradients horizontaux (Nord-Sud et Est-Ouest) traduisant les hétérogénéités selon ces deux directions. La dépendance en élévation des gradients est décrite par une fonction de projection dont le formalisme est similaire à celles présentées précédemment.

À partir d'un traitement PPP sur trois mois d'observation de 150 stations GPS de l'IGS, [Bar-Sever *et al.*, 1998] montre que la prise en compte des gradients horizontaux lors du traitement induit une amélioration de 20% sur l'estimation des composantes horizontales et de 15% sur la composante verticale. Plus récemment, [Miyazaki *et al.*, 2003] montre que l'utilisation de gradients horizontaux permet de réduire les répétabilités de plus de 1 mm sur les composantes planimétriques et de 0,5 mm sur la composante verticale.

2.2 Proposition d'un nouveau modèle du retard hydrostatique au zénith

Cette étude visant à améliorer la formule de [Saastamoinen, 1972] par la détermination d'un nouveau modèle de gravité moyenne a fait l'objet d'une publication dans *IEEE - Geoscience and Remote Sensing Letters* ([Bossler *et al.*, 2007b]).

2.2.1 Précision du retard hydrostatique au zénith de [Saastamoinen, 1972]

On identifie quatre termes dans l'équation (2.2) pouvant être source d'incertitude lors de l'estimation du retard hydrostatique au zénith :

- k_1 et R_d : La précision sur leur valeur est de 0,018% et 0,006% respectivement ([Davis *et al.*, 1985]). Cependant, une erreur sur ces constantes induit surtout une erreur systématique sur le retard hydrostatique, indépendante du site d'observation, et qui peut donc être éliminée lors d'un traitement différentiel.
- P_{sol} : La précision sur la mesure de pression peut atteindre 0,01% (0,1 hPa) avec des baromètres à haute précision pour des conditions météorologiques normales.
- g_m : D'après [Davis *et al.*, 1985], la précision sur la formulation de g_m de [Saastamoinen, 1972] ((2.3)) est de l'ordre de 0,01% (10^{-3} m·s⁻²).

Chacune de ces incertitudes induit une erreur de l'ordre de 0,2-0,4 mm sur le ZHD. Cependant les imprécisions sur g_m peuvent atteindre des valeurs plus importantes : pour obtenir une précision de 0,1 mm sur le ZHD, g_m doit ainsi être modélisé avec une précision inférieure à 4×10^{-4} m·s⁻².

2.2.2 Nécessité d'une amélioration du modèle de gravité moyenne

Le calcul de la gravité moyenne nécessite la connaissance de la densité de l'air ρ et de la gravité g . La densité de l'air est calculée à partir des profils de température et des valeurs de pression sol issues de la climatologie *COSPAR International Reference Atmosphere 1986* (CIRA-86, [Fleming *et al.*, 1988]), en supposant une atmosphère sèche en équilibre hydrostatique, l'effet de l'atmosphère humide sur le calcul de g_m étant négligeable. Pour le calcul du champ de gravité, on utilise la « formulation exacte » du champ de pesanteur normal de [Li et Götze, 2001].

La figure 2.1 illustre les variations spatiotemporelles de g_m . La variation zonale est quasi-sinusoidale, avec une période de 180° et une amplitude de l'ordre de 5×10^{-2} m·s⁻². La variation avec la hauteur est linéaire, avec une pente d'environ 3×10^{-3} m·s⁻²·km⁻¹. La variation temporelle est également quasi-sinusoidale avec une période d'un an. L'amplitude de cette variation dépend à la fois de la latitude et de la hauteur (non représentée ici).

On évalue les écarts entre le modèle de g_m de [Saastamoinen, 1972] (2.3) et le g_m de référence issu de la climatologie CIRA-86 (figure 2.2). Les écarts observés montrent qu'une amélioration du modèle de gravité moyen est possible, à la fois pour les évolutions zonale, verticale et temporelle. Ces améliorations doivent permettre de ramener l'estimation du ZHD à une précision de l'ordre de 0,1 mm.

2.2.3 Dérivation d'une nouvelle formulation du modèle de gravité moyenne

Deux formulations sont dérivées. Une première formulation (formulation « sol » : g_m^{sol}), est destinée à estimer g_m et le ZHD pour des hauteurs comprises entre 0 et 9 km. Une seconde formulation (formulation « atmosphère » : g_m^{atm}) est destinée à être utilisée lorsque l'on veut compléter un radiosondage ou un modèle météorologique au-delà de leur hauteur maximale, la contribution de l'air au retard hydrostatique au zénith étant submillimétrique uniquement à partir de 60 km. Les formulations se présentent sous la forme de modèles paramétriques fonction de

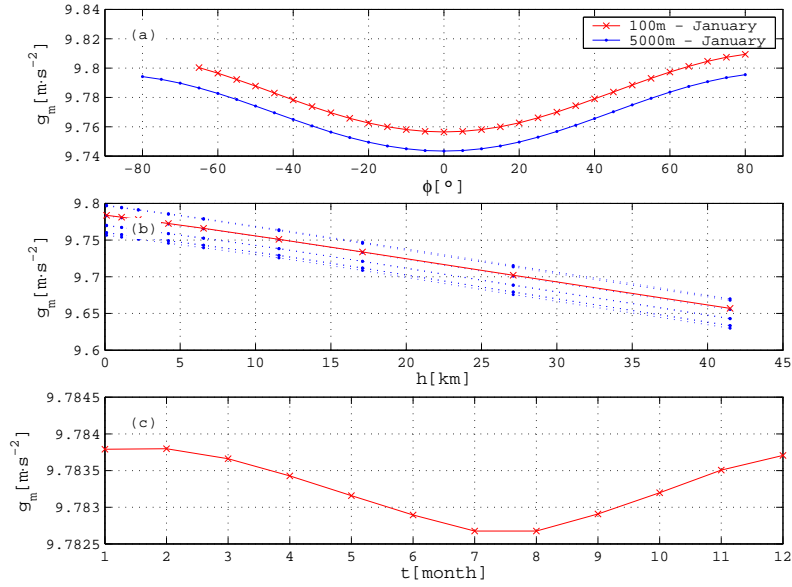


FIG. 2.1 – Variation de la gravité moyenne en fonction (a) de la latitude (en janvier, à 100 m et à 5000 m), (b) de la hauteur (en janvier pour les latitudes de 60° S à 60° N par pas de 15°, en rouge à 45°) et (c) du temps (100 m - 45° N). g_m n'est pas défini pour des latitudes en-dessous de 65° et une hauteur de 100 m à cause de la hauteur moyenne du continent antarctique (~ 2300 m).

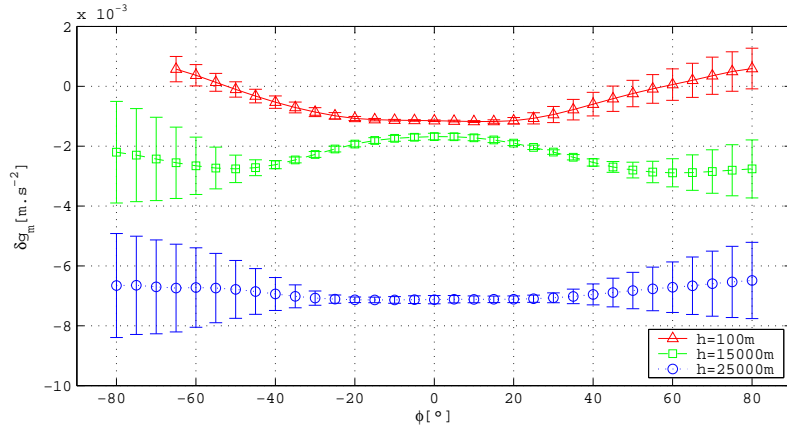


FIG. 2.2 – Différences entre le g_m de [Saastamoinen, 1972] et le g_m de référence calculé à l'aide de la climatologie CIRA-86, en fonction de la latitude, pour 3 différentes hauteurs. Les barres d'erreur représentent la variabilité temporelle des écarts.

la latitude, la hauteur et du temps.

Les deux formulations sont ajustées par moindres carrés à partir du g_m de référence calculé à l'aide de la climatologie CIRA-86.

$$g_m^{sol}(\phi, h, t) = a_1 \cdot (1 + a_2 \cos 2\phi + a_3 h + a_4 h \cos 2\phi) \cdot \left[1 + \sin \phi \cdot \left[a_5 \cos \left[\frac{\pi}{6}(t-1) \right] + a_6 \sin \left[\frac{\pi}{6}(t-1) \right] \right] \right] \quad (2.4)$$

$$g_m^{atm}(\phi, h, t) = a_1 \cdot (1 + a_2 \cos 2\phi + a_3 h + a_4 h^2) \cdot \left[1 + \sin \phi \cdot \left[a_5 \cos \left[\frac{\pi}{6}(t-1) \right] + a_6 \sin \left[\frac{\pi}{6}(t-1) \right] \right] \right] \quad (2.5)$$

Les coefficients ajustés pour les modèles sol et atmosphère ainsi que leurs incertitudes théoriques sont respectivement présentés tableaux 2.2 et 2.3. Ces incertitudes sont obtenues à partir d'une précision théorique sur le g_m de référence évaluée à $5 \times 10^{-3} \text{ m}\cdot\text{s}^{-2}$ à partir des anomalies de gravité dérivées de mesures GRACE (*Gravity Recovery And Climate Experiment*, [Reigber *et al.*, 2004]).

Coefficients		RMS	
$a_1=9,78377$	$\text{m}\cdot\text{s}^{-2}$	$\sigma_1=1,0 \times 10^{-5}$	$\text{m}\cdot\text{s}^{-2}$
$a_2=-2,768 \times 10^{-3}$	[]	$\sigma_2=2,0 \times 10^{-6}$	[]
$a_3=-2,824 \times 10^{-3}$	m^{-1}	$\sigma_3=2,4 \times 10^{-10}$	m^{-1}
$a_4=9,80 \times 10^{-9}$	m^{-1}	$\sigma_4=3,7 \times 10^{-10}$	m^{-1}
$a_5=7,6 \times 10^{-5}$	[]	$\sigma_5=1,0 \times 10^{-6}$	[]
$a_6=6,4 \times 10^{-6}$	[]	$\sigma_6=1,0 \times 10^{-6}$	[]

TAB. 2.2 – Coefficients pour la formulation sol de g_m (2.4) ajustés à partir de la climatologie CIRA-86 sur la plage 0 - 9 km. L'erreur moyenne quadratique est de $2,2 \times 10^{-4} \text{ m}\cdot\text{s}^{-2}$.

Coefficients		RMS	
$a_1=9,79114$	$\text{m}\cdot\text{s}^{-2}$	$\sigma_1=1,0 \times 10^{-5}$	$\text{m}\cdot\text{s}^{-2}$
$a_2=-2,648 \times 10^{-3}$	[]	$\sigma_2=3,5 \times 10^{-7}$	[]
$a_3=-3,539 \times 10^{-7}$	m^{-1}	$\sigma_3=6,7 \times 10^{-11}$	m^{-1}
$a_4=5,56 \times 10^{-13}$	m^{-2}	$\sigma_4=8,4 \times 10^{-16}$	m^{-2}
$a_5=6,4 \times 10^{-5}$	[]	$\sigma_5=5,0 \times 10^{-7}$	[]
$a_6=-3,7 \times 10^{-5}$	[]	$\sigma_6=5,0 \times 10^{-7}$	[]

TAB. 2.3 – Coefficients pour la formulation atmosphère de g_m (2.4) ajustés à partir de la climatologie CIRA-86 sur la plage 9 - 70 km. L'erreur moyenne quadratique est de $7,4 \times 10^{-4} \text{ m}\cdot\text{s}^{-2}$.

On compare les retards hydrostatiques sol de référence aux retards calculés à l'aide de la formule de [Saastamoinen, 1972] en utilisant les nouveau et ancien modèles de g_m (figure 2.3). On observe une importante réduction du biais et de l'écart-type, le biais pour les basses latitudes passant de $\pm 0,3 \text{ mm}$ avec l'ancienne formulation à moins de $\pm 0,1 \text{ mm}$ avec la nouvelle et l'écart-type étant réduit d'un facteur variant de 2 à 6. L'amélioration relative est sensiblement la même pour des hauteurs plus importantes (amélioration d'un facteur 1,5 à 5 selon la latitude).

Figure 2.4, on compare les retards hydrostatiques de référence aux retards estimés à l'aide de [Saastamoinen, 1972] avec les formulations classique et atmosphère de g_m . On observe une diminution relative du biais grâce à la nouvelle formulation. Cependant, à 15 km, une partie de la variabilité zonale subsiste. Ceci peut s'expliquer par une mauvaise prise en compte par notre modèle paramétrique des variations zonales des profils de température (évolution de la tropopause).

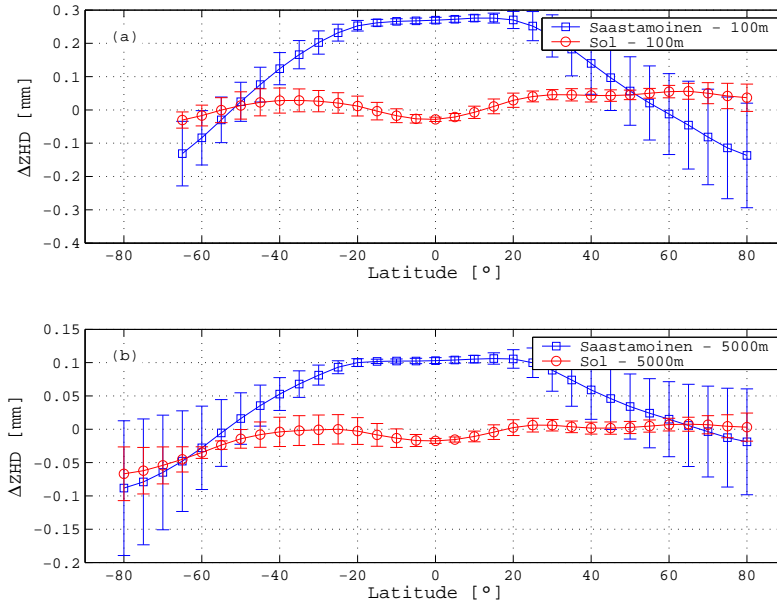


FIG. 2.3 – Écart sur le ZHD pour la formulation sol : différence entre le véritable ZHD et le ZHD estimé à partir de la pression sol et du modèle de g_m ajusté en fonction de la latitude pour deux hauteurs : 100 m (a) et 5000 m (b).

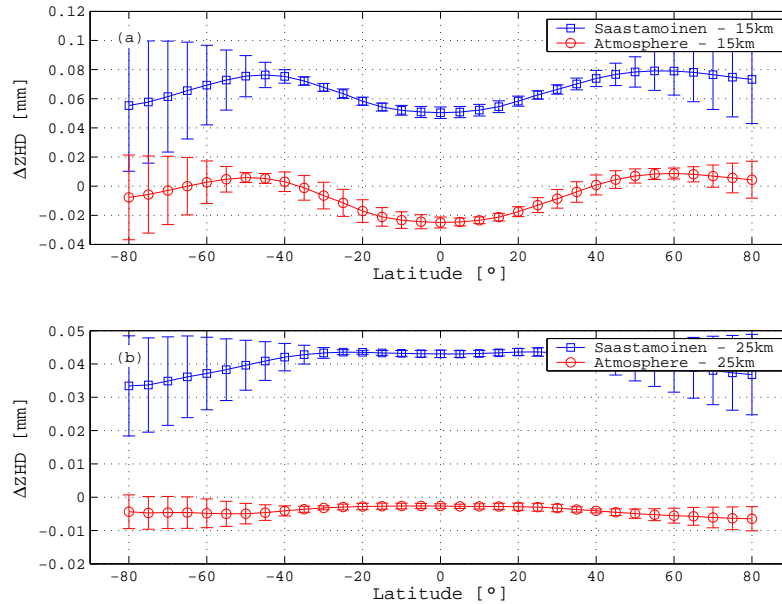


FIG. 2.4 – Écart sur le ZHD pour la formulation atmosphère : différence entre le véritable ZHD et le ZHD estimé à partir de la pression sol et du modèle de g_m ajusté en fonction de la latitude pour deux hauteurs dans l'atmosphère : 15 km (a) et 25 km (b).

2.2.4 Validation de la nouvelle modélisation

On effectue maintenant une étude de notre nouvel estimateur de g_m sur des données totalement indépendantes de la climatologie CIRA-86. On utilise pour cela les profils de température issus de la réanalyse de la campagne MAP (voir annexe F pour

une présentation de la campagne) effectuée par le Centre Européen de Prévision Météorologique ECMWF ([Keil et Cardinali, 2004]).

La figure 2.5 illustre l'impact des écarts sur des profils de température sur l'estimation du g_m et du ZHD pour un point situé près de Milan (Italie). Le retard hydrostatique de référence est calculé en utilisant les profils de pression et de température sur les niveaux du modèle (60 niveaux verticaux).

Les écarts sur les profils de température atteignent 10 à 15 K. Le nouveau modèle de g_m apparaît plus conforme au g_m observé que le modèle classique de [Saastamoinen, 1972] qui ne prend pas en compte les variations temporelles de l'atmosphère. Les écarts sur le ZHD demeurent inférieurs à 0,1 mm avec le nouveau modèle, excepté au niveau de la tropopause où ils sont plus importants. Ils atteignent 0,2 mm avec la formulation classique. On peut cependant noter que les bons résultats obtenus à l'aide de l'approche classique sont surtout spécifiques aux sites de moyenne latitude (voir figure 2.2) comme la station MILA.

Les variations temporelles des profils de température peuvent induire de légers écarts sur g_m , introduisant une erreur supplémentaire sur l'estimation du ZHD. La prise en compte de la dimension temporelle dans la modélisation de g_m permet de diminuer ces écarts (0,1 mm) mais pas de les corriger entièrement.

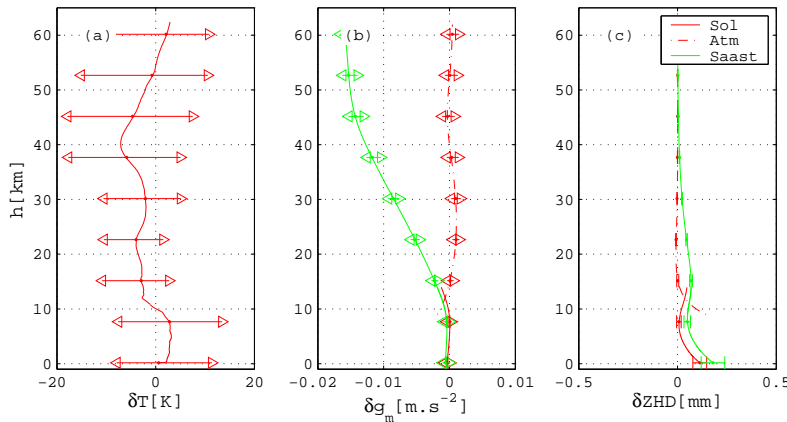


FIG. 2.5 – Impact de la variabilité des profils de température sur l'estimation de g_m et du ZHD : (a) Différence entre les profils de température issus de la réanalyse du centre européen et de la climatologie CIRA-86. (b) Différence entre les modèles paramétriques de g_m et le g_m calculé à l'aide des profils du centre européen. (c) Différences entre les ZHD calculés à partir des modèles paramétriques de g_m et les profils du centre européen. Pour (a) et (b), les flèches représentent les écarts maximaux. Sur (c), les barres horizontales représentent les écarts-types.

2.3 Conclusion

La modélisation de la troposphère pour le traitement GPS est un domaine de recherche actif.

La correction de l'effet de la troposphère dans un traitement GPS passe par l'estimation d'une composante zénithale (retard troposphérique au zénith) à l'aide d'une fonction de projection, et éventuellement de gradients horizontaux, qui décrivent l'évolution du retard en fonction de la direction d'observation. Différentes stratégies

d'estimation de ces paramètres existent, ces stratégies reposent sur l'utilisation de différentes fonctions de projection et sur la résolution temporelle des paramètres estimés.

Les paramétrisations les plus précises reposent actuellement sur l'utilisation de données météorologiques (mesures sol pour le calcul de l'a priori, extraction de modèles numériques de prévision météorologique pour le calcul des fonctions de projection). Nous évaluerons par la suite sur des cas particuliers ces différentes modélisations afin d'en dégager les limites et les évolutions nécessaires (utilisation d'une correction externe).

Chapitre 3

Évaluations par simulations des modèles troposphériques et de leur impact sur le positionnement vertical

3.1 Objectifs et méthode

Ce chapitre est consacré à l'évaluation des différents modèles troposphériques présentés précédemment à partir de simulations numériques de données météorologiques. Pour chaque contribution de la troposphère (hydrostatique et humide), on s'intéresse à deux aspects particuliers :

- Les écarts entre fonctions de projection, sur une période de 3 mois, qui fournissent un bon aperçu de l'incertitude des modèles liée à la variabilité des conditions atmosphériques.
- L'impact sur les solutions GPS de différentes modélisations pour des cas donnés, et, en particulier, l'apport d'une mesure externe (lidar Raman) pour la correction de l'effet de la troposphère humide.

L'ensemble de ces travaux permettant de mettre en évidence le bénéfice de l'utilisation du lidar Raman développé par l'Institut Géographique National et le Service d'Aéronomie du CNRS, les traitements GPS des données simulées sont effectués en mode PPP, ce type de positionnement étant le plus compatible avec l'existence d'un unique lidar (correction possible sur une seule station). Les résultats obtenus doivent nous permettre de dégager les voies à privilégier pour une amélioration de la détermination de la hauteur par GPS en mettant en évidence lacunes et performances des modélisations actuelles.

3.2 Évaluation des fonctions de projection pour un réseau régional

3.2.1 Description de l'étude

On cherche ici à évaluer les fonctions de projection hydrostatique et humide détaillées précédemment (NMF, VMF et GMF). On dispose pour cela de profils thermodyna-

miques extraits de réanalyses du centre européen de prévision météorologique pour la campagne MAP (voir annexe F) pour un ensemble de 30 stations européennes situées en grande partie autour du bassin méditerranéen (figure 3.1). Les profils utilisés s'étalent du 7 septembre 1999 au 16 novembre 1999 avec une résolution temporelle de 3 h et sont définis jusqu'à 65 km d'altitude.

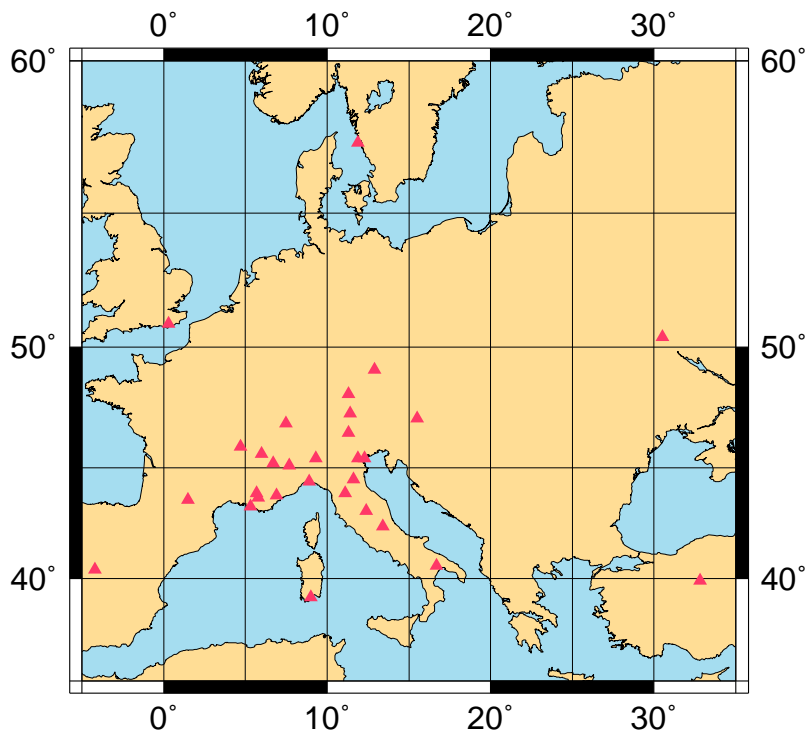


FIG. 3.1 – Réseau GPS de la campagne MAP.

La fonction de projection de référence (RMF) est calculée à partir de l'algorithme de *ray-tracing* décrit précédemment (section 2.1.3). On se limite ici aux écarts sur les retards pour une élévation de 5° , calculés à partir des différences entre fonctions de projection (fonction testée – fonction de référence) et du retard au zénith issu des profils. À partir des écarts, la *rule of thumb* de [Boehm *et al.*, 2006b] permet de déduire l'amplitude des effets sur la hauteur.

3.2.2 Étude des fonctions de projection hydrostatiques

L'évolution de la fonction de projection hydrostatique à 5° pour la station MILA (figure 3.2) montre que les fonctions de projection paramétrées (NMF et GMF) prennent bien en compte la tendance globale de l'évolution de la valeur à 5° , mais les variations rapides ne sont pas modélisées. La VMF présente quant à elle une bien meilleure adéquation à la fonction de référence, avec des variations très similaires sur l'ensemble de la période considérée.

Sur l'ensemble des stations, les trois fonctions de projection évaluées présentent des biais similaires sur la période concernée (figure 3.3); ce biais est inférieur à 3 mm pour environ 70% des stations (figure 3.4). En terme de variabilité, la VMF présente une bien meilleure adéquation à la fonction de référence, l'ensemble des stations présentant un écart-type inférieur à 5 mm. NMF et GMF présentent quant à elles un écart-type systématiquement supérieur à 1 cm; ce résultat est lié au fait que la

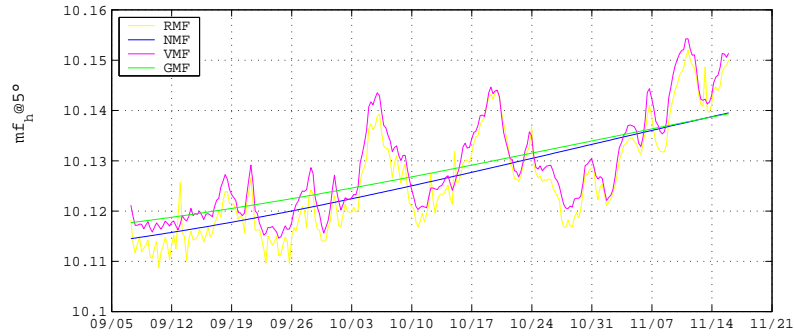


FIG. 3.2 – Évolution des fonctions de projection hydrostatiques à 5° pour la station MILA sur la période d'intérêt (7 septembre 1999 au 16 novembre 1999).

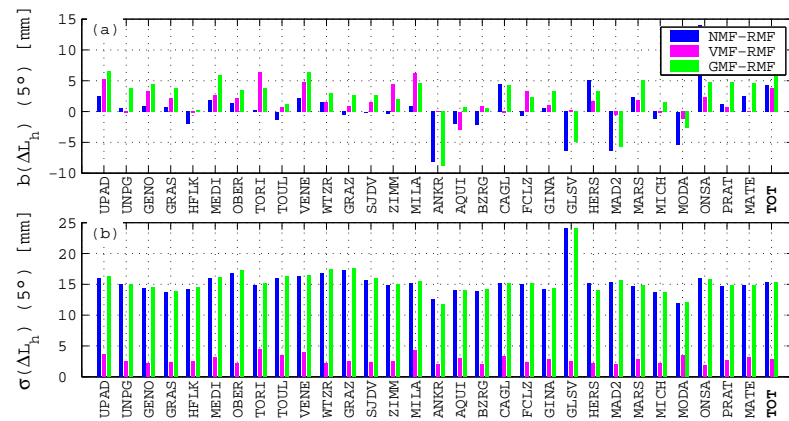


FIG. 3.3 – Comparaison des retards hydrostatiques à 5° pour les 30 stations GPS du réseau MAP. Les différences sont obtenues à partir du retard hydrostatique au zénith et des écarts entre fonctions de projection hydrostatiques à 5° . (a) : biais; (b) : écart-type.

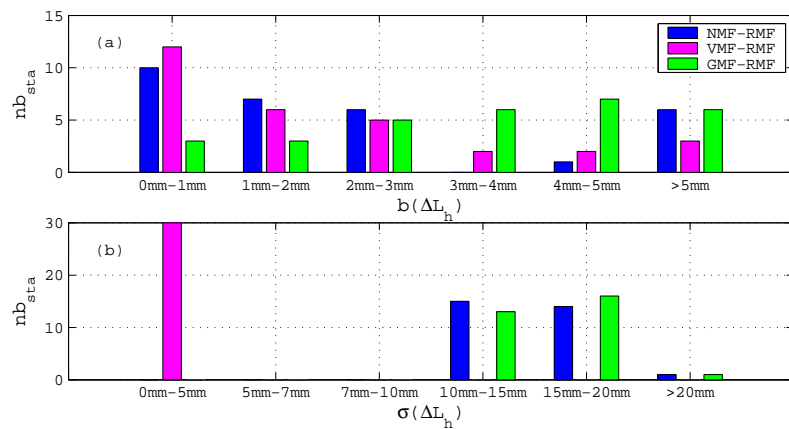


FIG. 3.4 – Histogramme du nombre de stations en fonction de l'écart avec la fonction de projection hydrostatique de référence. (a) : biais, (b) : écart-type.

variabilité atmosphérique ne peut pas être entièrement prise en compte dans des fonctions de projection paramétriques, contrairement aux fonctions basées sur des analyses météorologiques (du type VMF) qui proposent une meilleure cohérence avec l'atmosphère locale.

3.2.3 Étude des fonctions de projection humides

La fonction de projection humide de référence présente une variabilité bien plus importante que la fonction hydrostatique de référence pour la station MILA (figure 3.5). Les fonctions paramétrées présentent une évolution linéaire (évolution nulle pour la NMF), tandis que la VMF présente toujours une évolution similaire à la fonction de référence, bien qu'un biais entre les deux fonctions subsiste ici.

On représente figure 3.6 les statistiques obtenues pour la comparaison des retards humides pour l'ensemble des stations. Figure 3.7, on visualise la distribution des écarts sur l'ensemble des stations. En termes de biais, les résultats sont comparables pour l'ensemble des stations, 70% d'entre elles présentant un biais inférieur à 3 mm pour les trois fonctions de projection testées. La VMF présente les écarts-types les plus favorables, avec 80% des stations en-dessous de 4 mm. Une nouvelle fois, NMF et GMF semble pâtir de leur définition paramétrique en ne prenant pas correctement en compte les variations temporelles des fonctions de projection humides.

3.2.4 Conclusion

Les résultats obtenus sont en général conformes aux tendances décrites par la littérature ([Boehm *et al.*, 2005, 2006a]) avec une nette amélioration de l'adéquation avec la fonction de projection de référence lorsque des données météorologiques rentrent en compte lors de leur calcul (VMF). Les fonctions de projection statistiques (NMF, GMF) ne permettent pas une prise en compte des variations rapides de l'atmosphère (variations à l'échelle d'une journée).

On observe que les variations de la fonction de projection humide sont nettement plus importantes que celles de la fonction hydrostatique. Les fluctuations observées ici étant cependant relativement lissées (observations issues d'une simulation de modèle météorologique à une résolution de 3 h), on peut s'attendre à observer des variations beaucoup plus rapides en réalité.

3.3 Évaluation des erreurs de positionnement liées aux modélisations troposphériques

3.3.1 Erreur liée à la correction hydrostatique a priori

Cette simulation a pour but de dégager la meilleure correction a priori de l'effet de la troposphère hydrostatique sur le positionnement GPS.

La procédure de simulation employée est similaire à celle utilisée dans [Tarniewicz, 2005]. Des observations GPS sont simulées en utilisant le module GPSSIM du Bernese GPS software 4.2 pour les stations MILA (Milan, Italie) et TORI (Turin, Italie) les 20 et 21 octobre 1999 (DOY 293 et 294). On utilise pour cela les orbites précises des satellites GPS fournies par l'IGS (fichiers .SP3). Ces fichiers sont rééchantillonnés

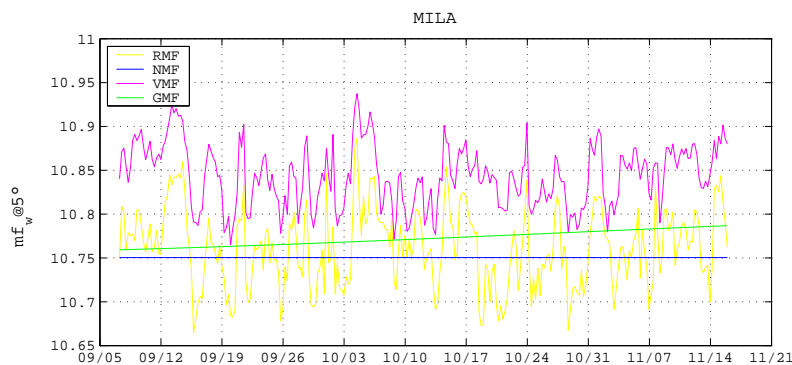


FIG. 3.5 – Évolution des fonctions de projection humides à 5° pour la station MILA sur la période d'intérêt (7 septembre 1999 au 16 novembre 1999).

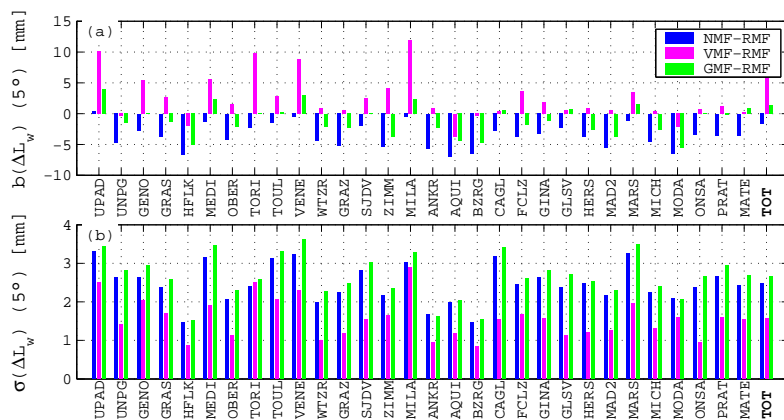


FIG. 3.6 – Comparaison des retards humides à 5° pour les 30 stations GPS du réseau MAP. Les différences sont obtenues à partir du retard humide au zénith et des écarts entre fonctions de projection humides à 5° . (a) : biais; (b) : écart-type.

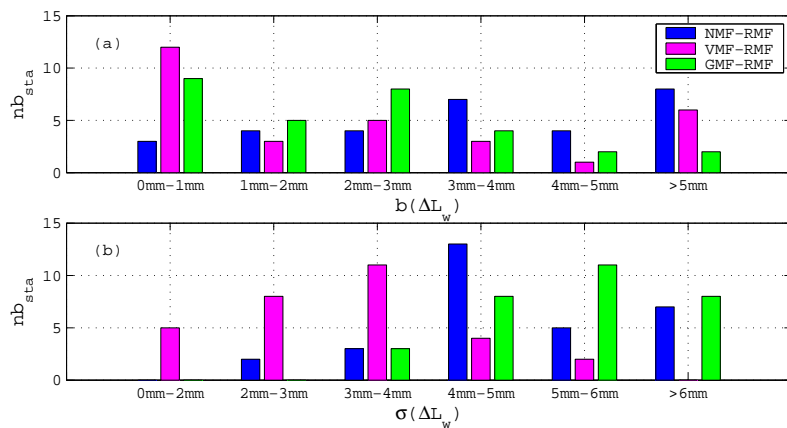


FIG. 3.7 – Histogramme du nombre de stations en fonction de l'écart avec la fonction de projection humide de référence. (a) : biais, (b) : écart-type.

à 30 s à l'aide du module ORBGEN du Bernese GPS software 4.2. On ajoute ensuite l'effet de la troposphère hydrostatique. Aucune source d'erreur (ambiguïté, effet ionosphérique, bruit de mesure) n'est prise en compte lors de la simulation.

Les retards troposphériques sont calculés à partir des profils thermodynamiques issus des réanalyses MAP du centre Européen de prévision météorologique, fournis à une résolution de 3 h. Les profils sont interpolés par spline cubique à 30 s (résolution des observations GPS) puis utilisés pour le calcul d'une atmosphère de référence à symétrie sphérique pour la station MILA uniquement en utilisant la méthode décrite précédemment (section 2.1.3). L'interpolation à 30 s à partir de données à 3 h peut constituer une limite à notre étude car elle introduit une dépendance importante de l'atmosphère simulée d'une époque à l'autre; cependant, les profils utilisés étant les données dont nous disposons les plus résolues dans le temps, cette interpolation constitue notre seule alternative. Les observations GPS de la station MILA contiennent donc les retards troposphériques calculés à partir de l'atmosphère de référence. Les observations de la station TORI ne sont pas bruitées; la position de cette station est de plus fixée lors du traitement. Ceci permet de se rapprocher du mode PPP via un traitement en double différence.

On teste alors l'utilisation des fonctions de projection NMF, GMF et VMF couplées avec des mesures de pression sol à différentes résolutions temporelles (15 min, 1 h et 6 h) pour la correction du retard hydrostatique a priori avec la nouvelle formulation introduite dans la section 2.2. Les méthodes de correction testées sont présentées dans le tableau 3.1. On étudie leur impact sur l'estimation de la hauteur de la station MILA lors du traitement GPS.

Simulation	fonction de projection	Pression a priori
#1	NMF	1 h
#2.1	VMF	6 h
#2.2	VMF	1 h
#2.3	VMF	15 min
#3	GMF	1 h

TAB. 3.1 – Description de la simulation sur l'impact des retards hydrostatiques a priori.

L'évolution des fonctions de projection à 5° sur les deux jours montre que la VMF prend le mieux en compte les variations temporelles de la fonction de projection (figure 3.8). Les fonctions NMF et GMF sont plus éloignées de la fonction de référence, en particulier le 20 octobre.

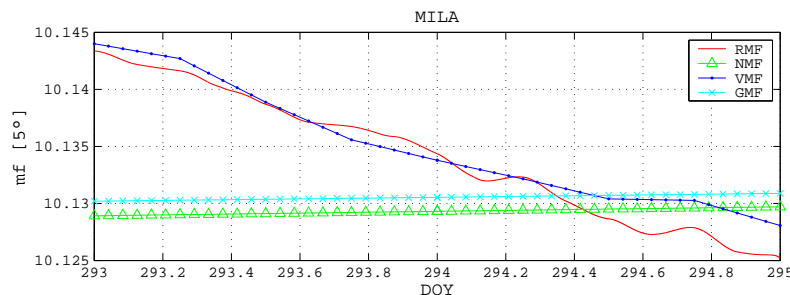


FIG. 3.8 – Évolution des fonctions de projection pour les jours 293 et 294 (20 et 21 octobre 1999) : fonctions de projection de référence (RMF), NMF, VMF et GMF.

L'évolution de la pression sol (et du retard troposphérique au zénith qui s'en déduit) montre que les échantillonnages à 15 min et 1 h sont suffisants pour la décrire précisément (figure 3.9). L'échantillonnage à 6 h semble insuffisant le 21 octobre, où les variations de la pression sont plus marquées.

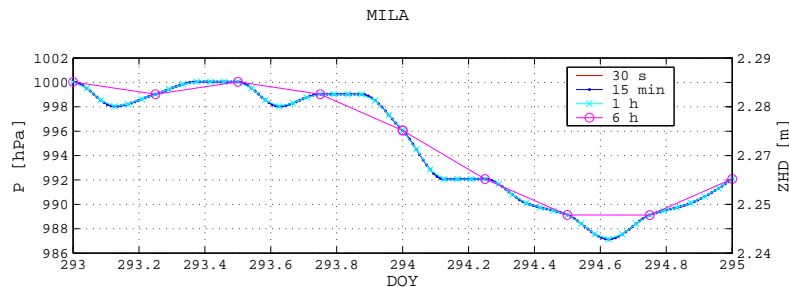


FIG. 3.9 – Évolution de la pression sol pour les jours 293 et 294 (20 et 21 octobre 1999) : mesure de référence à 30 s, à 15 min, à 1 h et à 6 h.

Les précédentes observations se répercutent directement sur les résultats des traitements GPS. Au niveau des fonctions de projection, on obtient de bien meilleurs résultats avec la VMF, avec des écarts sub-millimétriques sur l'estimation de la hauteur pour les deux sessions étudiées (figure 3.10). NMF et GMF sont bien moins efficaces le 20 octobre avec un écart entre hauteur estimée et hauteur de référence de l'ordre de 4 mm. Ces écarts étaient prévisibles au vu des différences sur les fonctions de projection à 5° observées précédemment. Le 21 octobre, NMF et GMF s'accordant beaucoup mieux en moyenne avec la fonction de projection de référence, les écarts sur la hauteur atteignent des niveaux submillimétriques.

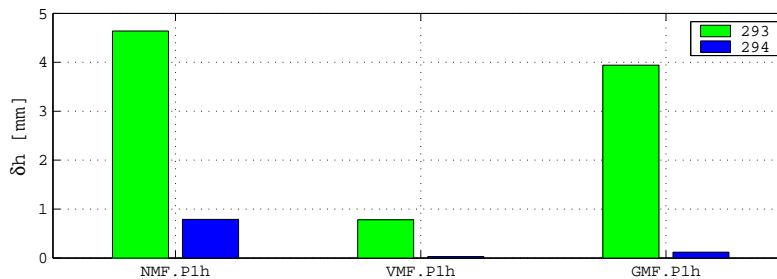


FIG. 3.10 – Écarts entre hauteur estimée et hauteur de référence pour les jours 293 et 294 (20 et 21 octobre 1999) pour des corrections a priori à l'aide des fonctions de projection NMF, VMF et GMF et une mesure de pression sol à 1 h.

Les différents échantillonnages de mesures de pression sol montrent l'insuffisance de mesures à 6 h qui ne permettent pas de prendre compte précisément des variations journalières de la pression atmosphérique, avec en particulier un écart sur la hauteur atteignant 7 mm le 21 octobre (figure 3.11). Un échantillonnage à 1 h est ici amplement suffisant, fournissant des écarts typiquement inférieurs à 1 mm et surtout très comparables aux résultats obtenus avec un échantillonnage à 15 min. Ces résultats sont en accord avec [Tregoning et Herring, 2007] qui souligne l'importance de mesures de pression sol à une résolution suffisante (de l'ordre de 15 min) pour une correction adaptée du retard hydrostatique a priori.

Au vu de ces résultats, il apparaît que l'utilisation conjointe de la VMF et de mesures sol à une résolution horaire fournit la méthode de correction de l'effet hydrostatique

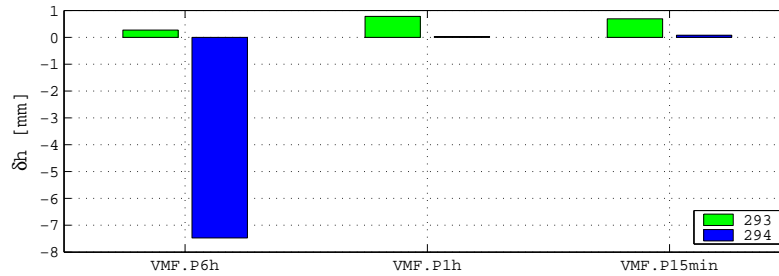


FIG. 3.11 – Écarts entre hauteur estimée et hauteur de référence pour les jours 293 et 294 (20 et 21 octobre 1999) pour des corrections a priori utilisant des mesures de pression sol à 15 min, 1 h et 6 h.

la plus fine pour un traitement GPS et la plus appropriée pour une détermination précise de la composante verticale.

3.3.2 Erreur liée à la modélisation de la troposphère humide pour un traitement classique

Après avoir étudié l'impact de la modélisation hydrostatique sur le positionnement GPS, on s'intéresse désormais à l'impact de la vapeur d'eau sur un traitement GPS effectué en mode PPP. On se place cependant dans un contexte différent du précédent. L'étude de l'effet de la vapeur d'eau sur le positionnement GPS nécessite une modélisation adaptée aux caractéristiques de la vapeur d'eau, que ce soit en terme de variabilité spatiale ou temporelle. On cherche donc à utiliser une simulation météorologique de résolution plus fine et disponible sur un domaine suffisamment vaste pour permettre le calcul de retards troposphériques humides en direction de tous les satellites. Il est également nécessaire que cette simulation reflète une situation présentant des variations importantes de vapeur d'eau afin de mieux mettre en évidence la modélisation actuelle lors du traitement GPS.

Nous utilisons donc le cas du 29 mai 2002 de la campagne IHOP_2002 (*International H₂O Project*, voir annexe F). Cette journée du 29 mai 2002 sur le site d'Homesstead (-100° 36'W, 36° 33'N, Grandes Plaines des États-Unis) illustre bien les fortes hétérogénéités au sein de la couche limite atmosphérique (0 - 2 km) avec d'importantes variations spatiotemporelles des champs d'humidité et une augmentation significative du retard humide au zénith au cours de la journée (figure 3.12). Le lecteur se référera à [Tarniewicz *et al.*, 2004; Tarniewicz, 2005] pour une description complète du cas du 29 mai 2002. Le but de cette simulation est donc d'étudier, à partir de champs 3D simulés avec MM5 (5 km de résolution horizontale, 43 niveaux verticaux de 0 à 15 km et à 1 h de résolution temporelle), l'effet de l'atmosphère sur le positionnement GPS pour un traitement classique. Nous évaluerons par la suite l'impact d'une correction des mesures GPS par un instrument fournissant une mesure externe d'humidité (lidar Raman).

Cette étude est largement inspirée de la méthodologie suivie par [Tarniewicz, 2005], mais des modifications essentielles sont apportées à certaines étapes du calcul des données simulées (amélioration du programme de *ray-tracing* en particulier).

La stratégie de simulation des observations GPS est similaire à celle utilisée précédemment (section 3.3.1) : les observations GPS sont simulées sous Bernese 4.2 pour la journée du 29 mai 2004 à une résolution de 30 s pour les stations G3GE et SA14,

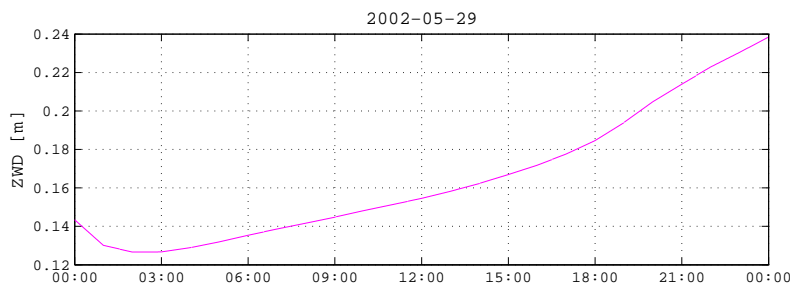


FIG. 3.12 – Évolution du retard humide au zénith sur le site Homestead le 29 mai 2002 : on observe une importante augmentation du retard humide au cours de la journée, avec une amplitude dépassant 10 cm.

située à 1 km l'une de l'autre (ce qui permet de maximiser les observations communes). On utilise la simulation de MM5 pour générer une atmosphère exclusivement humide à 30 s (interpolation temporelle des champs 3D). Les retards troposphériques humides sont calculés pour chaque observation GPS de la station SA14 à l'aide d'un algorithme de *ray-tracing* qui diffère de celui décrit précédemment. Dans le cas présent, les retards obliques sont calculés directement le long des rayons joignant le récepteur aux satellites. Ces rayons sont pris en ligne droite et l'effet géométrique de la courbure des rayons est modélisé à partir d'une relation empirique (en utilisant les profils verticaux et la méthode de *ray-tracing* décrite section 2.1.3). Aucune autre source d'erreur n'est ajoutée aux observations. La station G3GE se comporte comme la station TORI de l'étude précédente (position fixée et troposphère humide nulle) : elle est utilisée pour se rapprocher du mode PPP à partir d'un traitement double différence.

Trois stratégies sont testées lors de l'inversion des données sous Bernese 4.2 (tableau 3.2). Chacune de ces stratégies est effectuée pour différents angles de coupure, de 5° à 30° . La NMF étant la fonction de projection la plus récente implémentée dans Bernese 4.2 (à l'époque de ces travaux), la NMF_w est ici adoptée lors de l'inversion bien que nous ayons vu précédemment que la VMF_w pouvait fournir de biens meilleurs résultats. Cependant on peut supposer que l'utilisation de la VMF_w ne présente pas d'avantage significatif dans la détection d'hétérogénéités atmosphériques, du fait de la taille de la grille du modèle numérique utilisé pour son calcul.

	B#1	B#2	B#3
Durée de la session	24 h	24 h	3 h
Retard troposphérique	1 h	1 h	1 h
Gradient	-	3 h	-
Fonction de projection	NMF_w	NMF_w	NMF_w

TAB. 3.2 – IHOP_2002 : Stratégies d'estimation dans le traitement GPS Bernese 4.2.

On représente sur la figure 3.13 les écarts observés pour les différentes stratégies et les différents angles de coupure entre paramètres estimés et paramètres de référence. Les écarts observés ici sont directement liés à la modélisation de la troposphère humide, seule cause d'erreur intervenant dans l'inversion. Les coordonnées horizontales dépendent fortement de l'angle de coupure lorsque les gradients ne sont pas estimés, avec des écarts de l'ordre de 5 mm pour un angle de coupure de 5° . Les traitements à 3 h montrent que biais et écarts-types diminuent fortement lorsque

l'angle de coupure augmente (de $4 \text{ mm} \pm 2 \text{ mm}$ à 5° à $0,3 \text{ mm} \pm 0,2 \text{ mm}$ à 30° sur N et de $-4 \text{ mm} \pm 3 \text{ mm}$ à 5° à $0,4 \text{ mm} \pm 0,7 \text{ mm}$ à 30° sur E). Si les gradients sont estimés, les écarts sur les coordonnées horizontales deviennent alors indépendants de l'angle de coupure (écarts inférieurs à $0,5 \text{ mm}$ sur les composantes Nord et Est).

Les gradients ont très peu d'impact sur l'estimation du retard humide au zénith et de la composante verticale. L'écart moyen sur l'estimation de la hauteur est semblable pour l'ensemble des traitements et diminue avec l'angle de coupure (environ $2,5 \text{ mm}$ à 5° , $0,3$ à $1,0 \text{ mm}$ entre 10 et 30°). L'écart-type des hauteurs estimées pour des traitements à 3 h fluctue entre 6 mm à 5° et $1,5 \text{ mm}$ à 30° . Les écarts moyens sur le retard au zénith sont systématiquement supérieurs à 2 mm pour un écart-type de l'ordre de $2,5 \text{ mm}$.

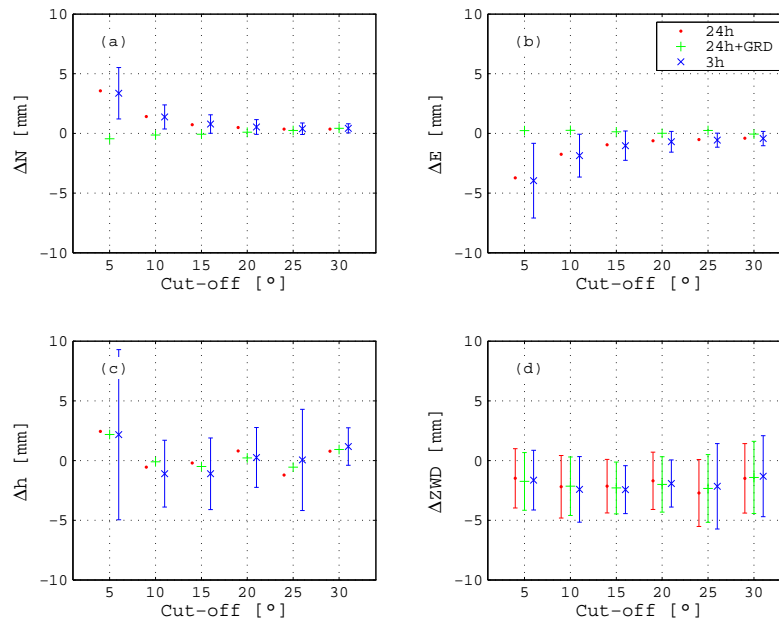


FIG. 3.13 – IHOP_2002 : Écarts sur les paramètres estimés par les différentes stratégies de traitement Bernese pour les différents angles de coupure (*cut-off*) : Traitement sur 24 h avec estimation horaire du retard humide au zénith (rouge), Traitement sur 24 h avec estimation horaire du retard humide au zénith et des gradients horizontaux toutes les 3 h (vert), Traitement sur 3 h avec estimation horaire du retard humide au zénith (bleu). (a) : Composante Nord, (b) : Composante Est, (c) : Composante verticale, (d) Retard troposphérique humide au zénith.

Les écarts sont plus importants pour les angles de coupure les plus faibles, mettant en évidence les écarts entre la fonction de projection utilisée (NMF_w) et la fonction de projection correspondant à l'atmosphère de référence. Ceci souligne les limites d'une telle paramétrisation de la troposphère humide pour un positionnement GPS précis, l'erreur induite pouvant atteindre des valeurs millimétriques, en particulier dans le cas de sessions courtes.

3.3.3 Apport d'une correction externe des retards humides par lidar Raman

Présentation

On se situe toujours dans le contexte du 29 mai 2002 de la campagne IHOP_2002 sur le site SA14. Nous cherchons désormais à évaluer l'impact d'une correction par lidar Raman sur le positionnement GPS et en particulier sur l'estimation de la hauteur. Une première approche de cette simulation est effectuée dans [Tarniewicz, 2005]. Ici nous entreprenons la même démarche, des améliorations étant apportées à la stratégie utilisée : seule une visée corrigée est utilisée et l'inversion est effectuée de manière simplifiée (mais équivalente) à l'aide de la formule (1.4), indépendante de Bernese 4.2 (tout en fournissant des résultats similaires).

On utilise les observations GPS auxquelles nous avons ajouté l'effet de l'atmosphère humide (voir précédemment). Les observations lidar Raman sont calculées à partir des champs 3D MM5 dans des directions fixes sur 5 min, correspondant à la position moyenne du satellite. Les signaux lidar sont simulés dans des conditions de visée de nuit (fond de ciel limité) et en tenant compte du bruit poissonnien affectant les mesures ([Measures, 1984]). Les spécifications du lidar ici simulé sont les mêmes que celles présentées dans [Tarniewicz, 2005]. Pour chaque observation, 10 réalisations poissonniennes des profils sont calculées afin de tenir compte de la statistique particulière des signaux lidar Raman et d'établir des résultats moyens.

À partir de ces mesures lidar, des profils de rapport de mélange de vapeur d'eau dans l'air sont déterminés en direction des satellites à une résolution temporelle de 5 min. Ces profils sont parfaitement étalonnés et non biaisés. Ils sont complétés au-delà de leur portée maximale (5 km) par les profils parfaits (non bruités) pour atteindre le sommet de la troposphère. Associés aux profils de température et de pression issus de MM5, les rapports de mélange permettent alors de restituer des observations de retards troposphériques humides lidar servant ensuite à corriger l'effet de la troposphère humide sur les observations GPS. Ces observations GPS sont alors corrigées par les mesures lidar (une seule observation étant corrigée toutes les 5 min) et inversées pour différentes stratégies (tableau 3.3) : on s'intéresse à deux types de sessions (24 h et 3 h) ainsi qu'à différentes durées de suivi de satellite (5 min et 60 min).

Durée de la session	24 h / 3 h	24 h / 3 h
Portée lidar	5 km	5 km
Durée de suivi	5 min	60 min

TAB. 3.3 – Traitement Bernese avec correction externe pour des sessions de 24 h : La durée de suivi désigne la durée pendant laquelle le lidar restitue des retards humides en direction d'un même satellite.

La correction des observations GPS est faite a priori. Les mesures lidar sont simulées pour différents plans de visée avec des angles de coupure de 10, 20 et 30°. Les mesures sont alors utilisées lors du traitement GPS pour le même angle de coupure. Les observations non corrigées sont supprimées, ce qui réduit considérablement le nombre d'observations GPS utilisables pour l'ajustement : on ne dispose plus que d'une observation pour 5 min (soit 288 observations pour une session de 24 h). Au cours de l'inversion, seule la composante verticale est estimée.

Correction lidar sur des sessions de 24 h

On observe que les retards estimés par lidar ne sont pas biaisés (figure 3.14). Les écarts-types varient entre 0,8 et 1,5 mm environ, les valeurs maximales étant obtenues pour les élévations les plus basses.

Les résultats de l'ajustement de la hauteur pour chacune des dix réalisations d'observations lidar sont présentés figure 3.15. Les durées de visée présentent une très faible dépendance vis-à-vis de l'angle de coupure avec des écarts submillimétriques de 10 à 30°, les biais fluctuent entre 0,1 et 0,4 mm et les déviations standards entre 0,2 et 0,4 mm : on obtient donc une précision nettement meilleure que lors du traitement classique (figure 3.13).

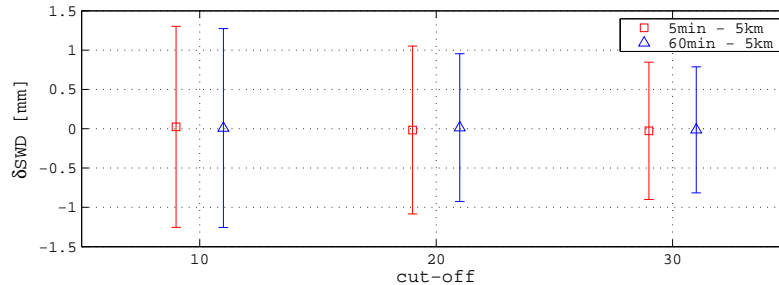


FIG. 3.14 – IHOP_2002 : Écarts entre les retards humides lidar et les retards humides de référence. Biais et écarts-types sont calculés à partir des 10 corrections lidar effectuées pour les 10 réalisations poissonniennes et pour les différents angles de coupure.

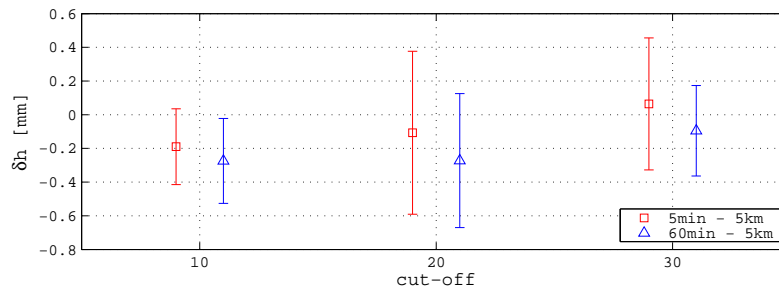


FIG. 3.15 – IHOP_2002 : Estimation de la composante verticale sur 24 h avec correction externe pour les différents angles de coupure. Biais et écarts-types sont calculés à partir des résultats des 10 réalisations poissonniennes.

Correction lidar sur des sessions de 3 h

On s'intéresse maintenant à l'impact de la correction lidar sur le positionnement effectué pour de courtes sessions d'observation GPS (3 h). L'évolution des écarts moyens en fonction de la session de 3 h et de l'angle de coupure est présentée figure 3.16. La correction lidar est très peu biaisée (biais inférieur à 0,2 mm pour les différentes sessions) et présente un écart-type variant entre 1 et 1,5 mm qui diminue lorsque l'angle de coupure augmente. Ceci s'explique par une légère dégradation de la mesure lidar pour de faibles élévations : en raison d'une plus importante rétrodiffusion du signal par les couches les plus basses, le signal rétrodiffusé par les

couches situées à 5 km diminue, ce qui entraîne une augmentation de la variabilité de la mesure.

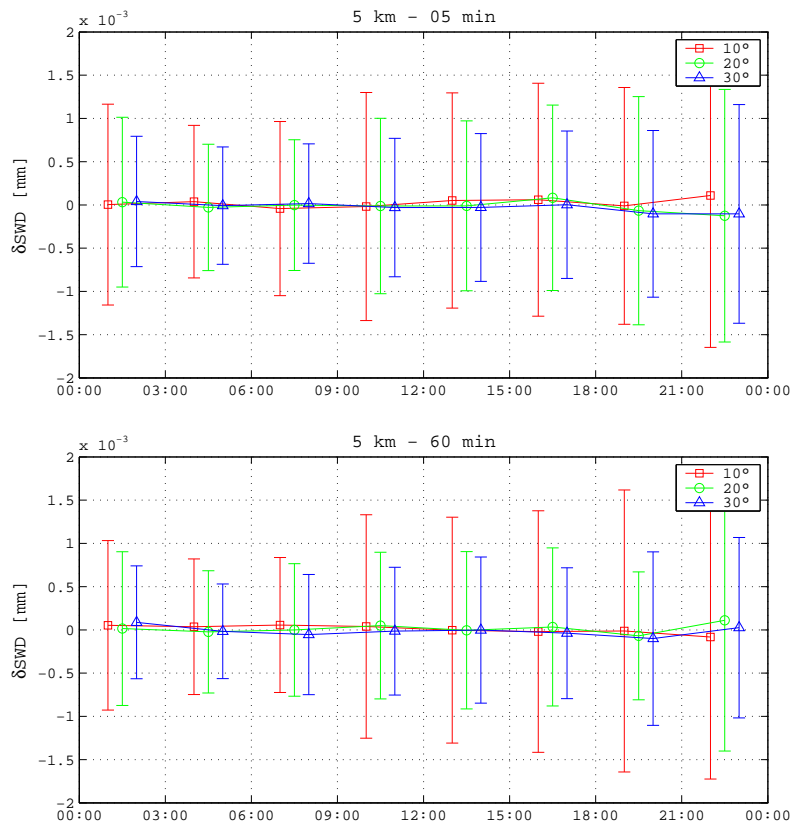


FIG. 3.16 – IHOP_2002 : Écarts entre les retards humides lidar et les retards humides de référence sur 3 h. Biais et écarts-types sont calculés à partir des 8 sessions d’observation. (a) : Satellites suivis durant 5 min. (b) Satellites suivis durant 60 min.

Sur la figure 3.17 on représente les écarts moyens (sur 10 réalisations d’observation lidar) sur la hauteur estimée par rapport à la hauteur de référence, pour des sessions de 3 h. Les écarts semblent à nouveau dépendre peu de l’angle de coupure fixé lors de l’inversion et apparaissent plus important pour un suivi de 60 min, avec un écart-type entre 1 et 2,5 mm, que pour un suivi de 5 min, où le biais reste inférieur à 1 mm et les écarts-types varient entre 0,5 et 1,5 mm. L’augmentation des écarts observés en fin de session est liée à une plus grande instabilité atmosphérique, soulignée par [Tarniewicz *et al.*, 2004; Tarniewicz, 2005] et que l’on retrouve sur la figure 3.12 avec une augmentation plus forte du retard humide au zénith. Pour le suivi à 5 min, l’erreur moyenne observée sur les 8 sessions est de l’ordre de 0,1 mm pour un écart-type entre 0,3 et 0,5 mm ; pour le suivi à 60 min, elle varie entre 0,1 et 0,4 mm pour un écart-type entre 0,3 et 0,6 mm. Ces résultats sont meilleurs que ceux obtenus lors d’un traitement classique où malgré un biais submillimétrique pour des angles de coupure supérieurs à 10° , on obtenait un écart-type supérieur à 1,5 mm.

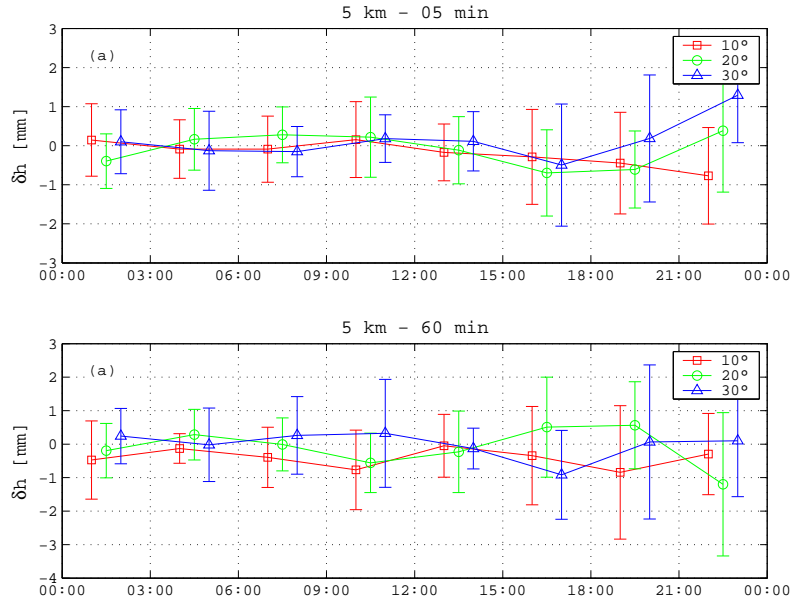


FIG. 3.17 – IHOP_2002 : Estimation de la composante verticale sur des sessions de 3 h avec correction externe. Biais et écarts-types sont calculés à partir des 8 estimations de la composante verticale issues du traitement Bernese. (a) : Satellites suivis durant 5 min. (b) Satellites suivis durant 60 min.

3.3.4 Possibilité d'étalonnage des mesures lidar au cours du traitement GPS

Nous avons fait précédemment l'hypothèse d'une mesure lidar parfaitement étalonnée, ce qui n'est pas le cas en pratique : nous cherchons ainsi à évaluer l'opportunité d'un étalonnage de la mesure lidar lors du traitement GPS, conjointement à l'estimation de la hauteur. Cette constante est stable à l'échelle d'une session d'observation, mais peut présenter une dérive à long terme en raison d'effets thermiques, de vieillissement des optiques. Nous cherchons ici à l'estimer sur une session de 24 h.

On inverse les observations GPS corrigées par des mesures lidar supposées non étalonnées (la mesure lidar est correcte à une constante donnée c_0 près) : on cherche ainsi à examiner la possibilité d'étalonner cette mesure directement au cours de l'inversion. La constante d'étalonnage à déterminer dans notre cas est $c_0 = 0,65$. l'équation d'observation à inverser, dérivée de l'équation (1.4), devient alors :

$$\delta\Phi(\alpha, \epsilon) = \delta C + c_0 \cdot \tau_L(\alpha, \epsilon) + \sin \epsilon \cdot \delta h \quad (3.1)$$

Où $\tau_L(\alpha, \epsilon)$ est le retard humide non étalonné mesuré par le lidar pour une visée d'azimut α et d'élévation ϵ .

On représente figure 3.18, les évolutions en fonction de l'angle de coupure des hauteurs et des constantes d'étalonnage estimées pour des suivis de 5 min et 60 min. L'estimation conjointe de ces deux paramètres apparaît effectivement possible. Pour l'estimation de la hauteur, on observe de très bons résultats avec un biais variant de -0,2 à 0,2 mm pour un écart-type inférieur à 0,5 mm. Ces résultats sont très similaires à ceux obtenus lors d'un ajustement à l'aide d'une mesure lidar étalonnée sur une session de 24 h (figure 3.15). La constante d'étalonnage est correctement estimée avec en particulier une erreur sur sa détermination inférieure à 1%.

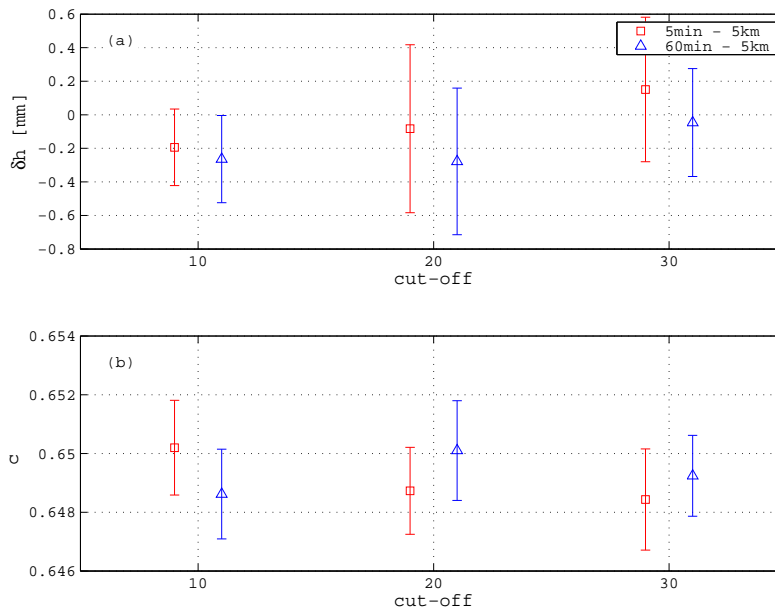


FIG. 3.18 – IHOP_2002 : Estimation de la composante verticale sur 24 h avec correction lidar non étalonnée et des suivis des satellites à 5 min et 60 min pour différents angles de coupe. (a) Hauteur estimée. (b) Constante d'étalonnage estimée : la constante de référence est fixée à 0,65. Biais et écarts-types sont calculés à partir des 10 corrections lidar effectuées pour les 10 réalisations poissonniennes.

3.3.5 Discussion

Dans un premier temps, l'étude effectuée dans le cadre de la campagne MAP pour la station MILA nous montre qu'une correction précise de l'effet hydrostatique de la troposphère est possible à l'aide de la fonction de projection VMF1 et de mesures de pressions sol à résolution suffisante (1 h).

L'étude du cas IHOP_2002 nous a permis de souligner les limitations des fonctions de projection paramétriques (NMF en l'occurrence) pour le traitement GPS, de telles fonctions de projection ne prenant pas correctement en compte les variations rapides de l'atmosphère humide. L'erreur sur l'estimation de la composante verticale ainsi engendrée varie alors de 0,2 mm à 2,5 mm selon l'angle de coupe et peut atteindre des valeurs importantes pour des sessions courtes, l'écart-type sur les 8 sessions de 3 h variant de 1,5 à 6 mm pour des angles de coupe entre 30 et 5°. Le traitement classique des mesures GPS simulées a également permis de confirmer l'importance des gradients horizontaux dans l'estimation, en particulier pour la détermination des coordonnées planimétriques.

L'apport du lidar Raman pour la correction externe du retard humide est vérifié. Bien que le nombre de données disponibles soit considérablement réduit (une observation toutes les 5 min), on observe de très bons résultats sur l'estimation de la composante verticale (erreur submillimétrique), que ce soit pour des sessions d'observation GPS longues (24 h) ou courtes (3 h). Ces résultats sont obtenus avec une mesure lidar non-biaisée par rapport à l'atmosphère de référence (biais sur le retard humide inférieur à 1 mm) et présentant un écart-type variant entre 1 et 2 mm. L'utilisation d'une mesure lidar non-étalonnée a également été examinée. Avec l'estimation de la constante d'étalonnage lors de l'inversion, les écarts sur la détermination de

la hauteur sont également submillimétriques, très comparables à ceux obtenus pour un ajustement avec une mesure lidar étalonnée.

Les résultats obtenus lors de cette simulation doivent cependant être considérés avec précaution :

Le modèle utilisé : La simulation atmosphérique utilisée (MM5) présente une échelle spatiotemporelle limitée ($5 \text{ km} \times 1 \text{ h}$) ne permettant pas de représenter réellement les hétérogénéités atmosphériques auxquelles nous nous intéressons, leur échelle de variation étant beaucoup plus faible (quelques centaines de mètres sur quelques dizaines de minutes).

Les observations lidar : Le problème du calcul du complément au-delà de la portée du lidar n'a pas été abordé : l'observation lidar a ici été complétée par une mesure parfaite (non bruitée). L'impact d'un complément issu d'un radiosondage ou d'un modèle décalé dans le temps et dans l'espace doit être envisagé pour une utilisation opérationnelle. L'ensemble de ces aspects seront traités dans la suite de ce mémoire.

Le traitement GPS : Des hypothèses concernant l'inversion GPS ont été faites.

- Nous avons tout d'abord supposé la résolution a priori des ambiguïtés, ce qui reste concevable dans le cas d'une estimation lors d'un pré-traitement.
- On présume que la correction des erreurs d'horloges du récepteur est réalisée. Ceci peut être envisagé en reliant le récepteur à une horloge atomique, mais dans la majorité des cas, pour une correction précise de cette source d'inexactitude, il faudra disposer de plusieurs observations GPS simultanées, soit plusieurs visées lidar à la même époque. La stratégie d'observations lidar (visées de satellites, extrapolation de visées zénithales, carte du ciel) doit ainsi être examinée pour permettre la restitution de données d'humidité dans différentes directions à un instant donné.

Nous rappelons enfin que ces résultats ont été obtenus pour le lidar Raman développé en collaboration entre l'IGN et le SA et dont les spécifications sont décrites dans [Tarniewicz, 2005]. Ils constituent une première étape cohérente démontrant la faisabilité de la méthode et nous apportent de plus des enseignements quant aux pistes à explorer pour un couplage GPS - lidar Raman :

- La sélection de satellites uniquement au-dessus d'élévations supérieures à 30° ne semble pas dégrader significativement les précisions obtenues : ce résultat présente l'avantage de réduire l'impact du complément puisque le lidar est ainsi capable de sonder des couches plus élevées.
- Le suivi de satellites à 5 min fournit des résultats légèrement meilleurs que pour un suivi à 60 min.
- Une portée lidar limitée à 5 km fournit ici des résultats satisfaisants pour une résolutions temporelle de 5 min ; il faut cependant se rappeler que nous avons ici supposé un complément parfait.
- La restitution du retard humide par cette technique doit être peu biaisée (biais sur le retard humide ici inférieur à 1 mm), pour un écart-type variant de 1,0 à 1,5 mm.
- L'utilisation d'une mesure lidar non-étalonnée est possible lorsque la constante d'étalonnage est estimée au cours du traitement GPS.

Chapitre 4

Conclusion sur la modélisation troposphérique en GPS

La technique GPS, couramment utilisée en géodésie, atteint typiquement une précision de 2 à 5 mm sur les composantes planimétriques et de 5 à 15 mm sur la verticale. Nous avons présenté un inventaire des sources d'erreurs affectant ce type de positionnement, mettant en évidence l'impact prépondérant de la troposphère mais aussi du trajet multiple.

L'effet de la troposphère est modélisé au cours du traitement GPS par le retard troposphérique, quantité divisée en une composante hydrostatique et une composante humide. Chacune de ces composantes est constituée d'un terme au zénith, couplé à une fonction de projection assurant la dépendance en élévation pour une atmosphère supposée symétrique. Un modèle de gradient horizontal permet alors la prise en compte des asymétries azimutales de l'atmosphère. L'estimation de la composante zénithale et des gradients horizontaux au cours du traitement constitue actuellement la méthode de correction la plus précise de l'effet de la troposphère sur les observations GPS.

La composante hydrostatique du retard troposphérique au zénith est habituellement corrigée a priori. Une étude approfondie du calcul du retard hydrostatique à partir de mesures de pression sol a été menée. Celle-ci a abouti à la proposition d'une nouvelle formulation empirique améliorant significativement dans certaines régions la formulation existante (formule de Saastamoinen). Ensuite, afin d'évaluer la correction du retard hydrostatique a priori, des simulations effectuées sur un cas particulier de la campagne MAP montrent que des modélisations récentes utilisant des mesures sol (pour la détermination de la composante au zénith) à une résolution suffisante (1 h) et des modèles météorologiques (pour le calcul des fonctions de projection) fournissent des résultats très concluants (erreur sur la composante verticale inférieure à 1 mm). L'utilisation de tels modèles est nécessaire pour une estimation précise de la composante humide du retard lors du traitement ainsi que dans le cas d'une correction externe du retard humide sur les observations GPS.

La composante humide s'avère quant à elle plus complexe à prendre en compte correctement, en raison de son importante variabilité spatiotemporelle. Une simulation numérique sur une situation observée lors de la campagne IHOP montre les limites de la modélisation de l'effet de la vapeur d'eau implémentée dans les logiciels de

traitement GPS. Sur ce cas, la simulation de mesures externes (mesures de rapport de mélange par lidar Raman) pour une correction a priori du retard troposphérique humide sur les observations GPS montre l'apport important d'une telle technique, en particulier pour de courtes sessions d'observation (erreur inférieure à 1 mm pour des sessions de 3 h). Rappelons que ces résultats sont obtenus pour une inversion avec une seule observation GPS par époque, les erreurs d'horloges récepteur sont supposées précisément corrigées et le complément humide au-delà de la portée lidar est parfait.

Dans notre objectif de correction de la troposphère sur les signaux GPS nous allons donc nous intéresser par la suite au développement d'un lidar Raman vapeur d'eau pour la mesure de retards humides puis à l'utilisation de ces données pour la correction des signaux GPS. Au vu des résultats obtenus pour la simulation IHOP, des mesures pour des élévations supérieures à 30° sont suffisantes (ce qui présente l'avantage de réduire l'impact du complément puisque le lidar est ainsi capable de sonder des couches plus élevées). Le système doit être capable de restituer précisément (incertitude de l'ordre de 1-2 mm pour un biais submillimétrique) des couches situées à une portée de l'ordre de 5 km. L'utilisation d'une mesure non-étalonnée est possible dans le cas où cette constante d'étalonnage est estimée au cours du traitement GPS. Notons cependant que le calcul du complément humide au-delà de la portée lidar n'a pas été abordé lors de cette simulation : le compromis entre des visées à basses élévations et le sondage de couches troposphériques hautes doit donc être examiné afin de disposer d'une mesure de retard humide précise.

Le développement d'un tel système a été entamé dans des travaux précédents ([Tarniewicz, 2005]). Nous nous attacherons donc par la suite à détailler les améliorations apportées, essentiellement au niveau du traitement des signaux (rapports signal-à-bruit des mesures, étalonnage du système, correction de systématismes propres à la mesure Raman de vapeur d'eau) et à la validation de ces observations. Puis, nous nous intéresserons à la méthode de prise en compte des observations lidar dans un traitement GPS et la possibilité de l'étalonnage du système lidar lors de l'utilisation conjointe des observations issues des deux techniques (couplage lidar - GPS).

Deuxième partie

Un lidar pour la restitution de profils d'humidité et de retards humides

Chapitre 5

Traitement des signaux Raman pour une restitution précise de profils d'humidité

5.1 Introduction

Dans la partie précédente, nous avons simulé la correction d'observations GPS à partir de mesures de vapeur d'eau atmosphérique effectuées par l'intermédiaire d'un lidar Raman. Ces travaux ont permis de souligner les spécifications à respecter pour l'utilisation de ce type d'instrument pour une telle application, en termes de fonctionnement (suivi de 5 min, visées obliques, portée de 5 km) et de précision de la mesure. Nous nous attachons dans cette partie à mettre en évidence les méthodes à employer pour la restitution la plus précise d'observations vapeur d'eau par le lidar Raman (nommé Rameau) dont le développement est détaillé dans [Tarniewicz, 2005]¹.

Nous nous intéresserons dans un premier temps à la correction des différents systématismes liés aux modèles utilisés pour l'inversion et susceptibles d'entacher la mesure lidar Raman ainsi qu'à l'amélioration de la qualité de la mesure (rapport signal-à-bruit). Nous examinerons ensuite l'impact de la statistique des signaux mesurés sur l'estimation du rapport de mélange lidar puis l'étalonnage de la mesure restituée lors de deux campagnes météorologiques (VAPIC en 2004 et COPS en 2007). Les observations réalisées lors de ces campagnes seront ensuite utilisées pour une validation de la mesure de rapport de mélange par lidar. Enfin, nous évaluerons l'impact du complément humide au-delà de la portée lidar, issu d'une mesure externe, pour l'estimation de retards troposphériques humides.

Des développements instrumentaux récents opérés sur le lidar seront en outre évalués par l'intermédiaire des mesures réalisées lors de la campagne COPS. Ces évolutions concernent le système de détection du lidar et sont destinées à permettre des mesures en période de transition jour / nuit, le fonctionnement du lidar Rameau étant initialement limité à des mesures de nuit.

¹Rappelons que différentes techniques de sondage de vapeur d'eau atmosphérique ont été examinées lors de précédents travaux. Au cours de ces travaux, les avantages de la technique lidar Raman ont été soulignés en particulier pour sa simplicité de mise en œuvre ([Bock *et al.*, 2001b])

5.2 Principe physique de la mesure de vapeur d'eau par lidar Raman

5.2.1 Signaux Raman

Le lidar (*LIght Detection And Ranging*) est une technique de télédétection active dont le fonctionnement est similaire à celui du RADAR, la seule différence intervenant dans le domaine de longueur d'onde d'opérabilité (longueurs d'onde proches du visible).

Le fonctionnement du lidar repose sur l'émission d'une impulsion monochromatique par laser. Cette impulsion est rétrodiffusée par un composant donné puis collectée par un système de détection. La mesure de la durée séparant émission et réception permet l'estimation de la distance séparant le système et le diffuseur (figure 5.1).

En mode Raman, on exploite la faculté des molécules à diffuser l'onde incidente avec un décalage de sa longueur d'onde. Pour une onde émise à une longueur d'onde donnée, ce décalage est caractéristique de la molécule rencontrée. La puissance mesurée par le système est alors donnée par :

$$P_{\lambda_r}^r(s) = P_{\lambda_0}^0 T(0, s, \lambda_0) T(s, 0, \lambda_r) n(s) \frac{d\sigma_{\lambda_r}(\lambda_0, \pi)}{d\Omega} \frac{A}{s^2} O(s) \Delta s \quad (5.1)$$

Avec :

λ_0 : longueur d'onde d'émission

λ_r : longueur de diffusion Raman

$P_{\lambda_r}^r$: puissance mesurée par le capteur à λ_r

$P_{\lambda_0}^0$: puissance émise par le laser à λ_0

s : distance entre le lidar et la couche sondée

$T(0, s, \lambda_0)$: transmission atmosphérique à λ_0 , du laser à la couche détectée

$T(s, 0, \lambda_r)$: transmission atmosphérique à λ_r , de la couche détectée au capteur

$n(s)$: densité du constituant sondé à la distance s

$\frac{d\sigma_{\lambda_r}(\lambda_0, \pi)}{d\Omega}$: section efficace de rétrodiffusion Raman du constituant sondé

A : Surface de réception du télescope

$O(s)$: fonction de recouvrement à la distance s (*Overlap*)

Δs : résolution spatiale du système

L'équation (5.1) fournit la puissance mesurée au niveau du système de réception. Le signal correspondant mesuré par le système de détection s'écrit sous la forme :

$$S_{\lambda_r}^r(s) = C_{\lambda_r} \cdot P_{\lambda_r}^r(s) + B_{\lambda_r} \quad (5.2)$$

Avec :

C_{λ_r} : efficacité du système de détection pour la longueur d'onde (λ_r) lors de la numérisation du signal.

B_{λ_r} : bruit électrique et de fond de ciel pour la longueur d'onde (λ_r).

La diffusion Raman étant un phénomène faible, on travaille usuellement en mode comptage de photons. Le signal mesuré suit alors une statistique poissonienne. Cette statistique est caractérisée par une augmentation du rapport signal-à-bruit pour une

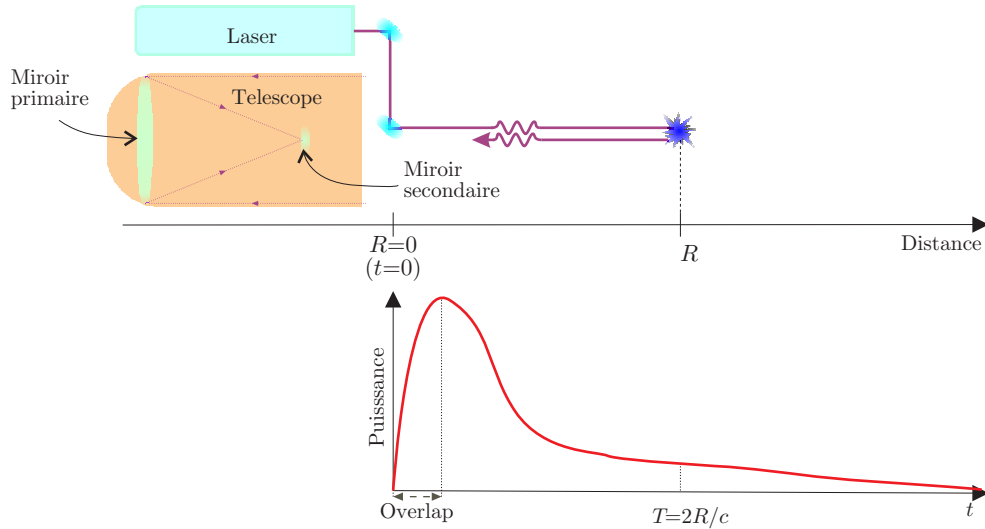


FIG. 5.1 – Principe de la mesure lidar : une impulsion est émise par le laser à $t = 0$. La puissance collectée par le télescope à $t = 2R/c$ est la puissance rétrodiffusée par la couche atmosphérique située à une distance R du système de réception.

augmentation du signal reçu : les signaux importants ont ainsi l'incertitude relative la plus faible. En fonction du signal mesuré, le rapport signal-à-bruit (RSB) est alors donné par :

$$RSB_{\lambda_r}(s) = \frac{S_{\lambda_r}^r(s) - B_{\lambda_r}}{\sqrt{S_{\lambda_r}^r(s)}} \quad (5.3)$$

Les limitations des mesures lidar Raman concernent principalement les conditions météorologiques et le bruit dû au fond de ciel. Des conditions de temps clair sont les plus favorables à la mesure lidar. La présence de nuages entraîne une forte dégradation du signal, l'impulsion laser étant fortement diffusée par la base du nuage. La mesure par temps de pluie est quant à elle à proscrire, la diffusion par les gouttelettes de pluie limitant la mesure.

Le fond de ciel entraîne une forte détérioration du signal pour des mesures de jour, en particulier sur la voie vapeur d'eau (où le signal mesuré est le plus faible). Un filtrage efficace du signal est obligatoire pour limiter ce phénomène. Il se fait de manière physique avec l'utilisation de filtres interférentiels étroits et la réduction du champ d'observation et numérique avec l'estimation du fond de ciel sur le signal mesuré au-delà de la portée de la mesure Raman.

Une description plus approfondie de la technique lidar Raman et plus spécifiquement du lidar Rameau est donnée en annexe C.

5.2.2 Calcul du rapport de mélange de vapeur d'eau

À partir de la mesure du signal Raman rétrodiffusé par les molécules d'azote et vapeur d'eau, le lidar Raman développé en collaboration entre le LOEMI (IGN) et le SA (CNRS) permet la restitution de profils de rapport de mélange de vapeur d'eau

dans l'air :

$$r_{H_2O}(s) = \frac{M_{H_2O}}{M_d} r_{N_2} \frac{C_{\lambda_{N_2}}}{C_{\lambda_{H_2O}}} \frac{T(s, 0, \lambda_{N_2})}{T(s, 0, \lambda_{H_2O})} \frac{\frac{d\sigma_{\lambda_{N_2}}(\lambda_0, \pi)}{d\Omega}}{\frac{d\sigma_{\lambda_{H_2O}}(\lambda_0, \pi)}{d\Omega}} \frac{S_{\lambda_{H_2O}}^r(s) - B_{\lambda_{H_2O}}}{S_{\lambda_{N_2}}^r(s) - B_{\lambda_{N_2}}} \quad (5.4)$$

Où r_{N_2} représente le rapport de mélange de l'azote dans l'air (constant jusqu'à environ 80 km), M_{H_2O} et M_d les masses molaires respectives de la vapeur d'eau et de l'air sec ; $\lambda_0 = 355$ nm, $\lambda_{N_2} = 387$ nm, $\lambda_{H_2O} = 408$ nm.

Le calcul du rapport de mélange présente l'avantage d'éliminer une partie des termes instrumentaux ainsi que les transmissions atmosphériques aller. Les erreurs sur les transmissions atmosphériques retour (à λ_{H_2O} et λ_{N_2}) sont réduites grâce au rapport des deux signaux. Il n'est pas non plus nécessaire de connaître précisément chacune des sections efficaces de rétrodiffusion Raman, seul la connaissance de leur rapport étant nécessaire. Ceci présente un net avantage au vu de la difficulté à déterminer précisément la valeur de la section efficace de rétrodiffusion Raman de la vapeur d'eau ([Inaba, 1976]).

On observe dans l'équation (5.4) que la précision sur l'estimation du rapport de mélange dépend de la connaissance du rapport des efficacités optiques de chacune des voies ($C_{\lambda_{N_2}}$ et $C_{\lambda_{H_2O}}$) qui doivent donc être déterminées expérimentalement lors de l'étalonnage du système, comme nous l'expliquerons par la suite.

5.3 Modèles utilisés pour la restitution de rapports de mélange

Le calcul du rapport de mélange par mesure lidar nécessite la connaissance de l'ensemble des termes de l'équation (5.4). Nous allons maintenant détailler les différents termes non inhérents à la mesure lidar et susceptibles d'être des sources d'erreur sur la restitution de rapport de mélange.

5.3.1 Transmission atmosphérique

La transmission atmosphérique est constituée de deux termes : un premier dû à l'absorption du signal par les molécules, un second dû à l'absorption par les aérosols :

$$T(z, 0, \lambda) = T_{mol}(z, 0, \lambda) \cdot T_{aero}(z, 0, \lambda) \quad (5.5)$$

Pour notre application de restitution de rapport de mélange, on s'intéresse au rapport des transmissions pour deux longueurs d'ondes différentes. Ces deux longueurs d'onde étant cependant suffisamment proche (environ 20 nm), on choisit d'utiliser des modèles d'atmosphère pour le calcul de la transmission différentielle :

- La transmission moléculaire est calculée en utilisant les profils de concentration moléculaire issue du modèle USSA1976 ([USSA, 1976]) et la formule [Collis et Russell, 1976] :

$$\alpha_m = 4,56 \cdot \left(\frac{\lambda}{550} \right)^{-4,09} \cdot 10^{-31} \cdot n_{air} \quad (5.6)$$

Où α_m représente l'extinction moléculaire et n_{air} la densité de l'air.

- La transmission particulaire est calculée à partir des profils d'extinction particulaire à $\lambda = 387$ nm et $\lambda = 408$ nm extraits du modèle MOTRAN 4 ([Berk *et al.*, 1999]) pour une visibilité donnée (10 km, 23 km ou 50 km).

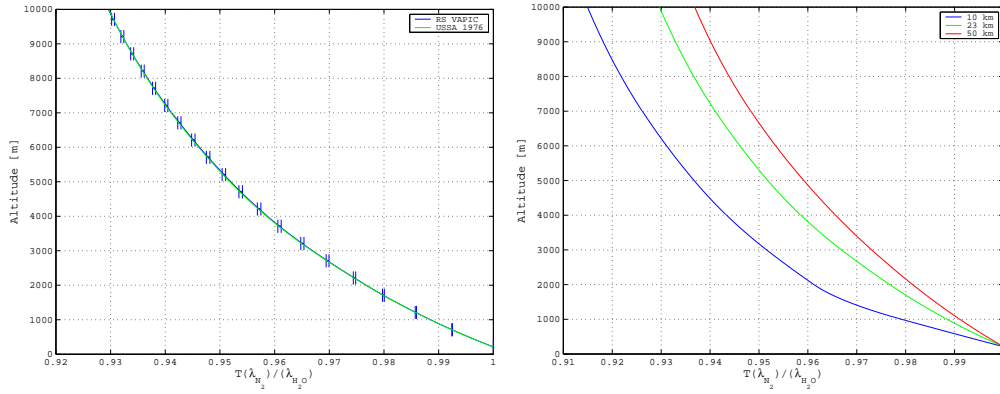


FIG. 5.2 – Comparaisons des profils de transmission différentielle : à gauche, effets du modèle USSA1976 sur le calcul de la transmission différentielle moléculaire. À droite, effet de la visibilité du modèle MODTRAN 4 pour le calcul de la transmission différentielle particulaire.

En utilisant la transmission particulaire issue de MODTRAN 4 à 23 km, les transmissions différentielles calculées à l'aide de USSA1976 sont comparées à celles estimées par radiosondages (campagne VAPIC, voir annexe F) (figure 5.2, gauche). On observe une très bonne adéquation entre les deux profils de transmission différentielle, avec des écarts inférieurs à 0,1%.

L'impact de la visibilité utilisée lors de l'extraction des profils d'extinction du modèle MODTRAN 4 permet d'évaluer les écarts envisageables du fait d'une mauvaise modélisation de la transmission particulaire. Pour une transmission particulaire issue d'USSA1976, on calcule les transmissions différentielles pour des visibilités de 10 km, 23 km et 50 km (figure 5.2, droite). Dans le cas le plus défavorable (écarts entre visibilité de 10 et 50 km), les différences sont plus visibles, mais les écarts restent inférieurs à 1% en dessous de 1000 m et à 2,5% en-dessous de 6000 m.

5.3.2 Rapport des sections efficaces de rétrodiffusion Raman

D'après l'équation (5.4), la connaissance des sections de rétrodiffusion Raman de l'azote et de la vapeur d'eau n'est pas nécessaire, seul leur rapport étant utile pour le calcul du rapport de mélange. Ce rapport des sections efficaces est déterminé expérimentalement (tableau 5.1) avec une précision de 10%. La dépendance en $\frac{1}{\lambda^4}$ des sections efficaces autorise à utiliser ces valeurs pour d'autres longueurs d'onde incidentes [Inaba, 1976].

Référence	λ [nm]	$\frac{d\sigma_{N_2}}{d\Omega} / \frac{d\sigma_{H_2O}}{d\Omega}$
[Penney et Lapp, 1976]	488.0	$2,5 \pm 10\%$
[Penney et Lapp, 1976]	514.5	$2,5 \pm 10\%$
[Farah <i>et al.</i> , 2002]	266.0	$2,5 \pm 12\%$

TAB. 5.1 – Valeur des rapports de sections efficaces de rétrodiffusion Raman.

Notons que l'impact de l'incertitude des sections efficaces Raman sur l'incertitude totale peut être réduite par l'étalonnage externe du système (voir chapitre 7).

5.3.3 Effet de la température

La température modifie l'étalement du spectre de diffusion Raman des molécules. Celles-ci ont donc une réponse différente à l'excitation à une longueur d'onde selon la température. Comme le système de détection a une bande passante limitée et une sensibilité non constante en fonction de la longueur d'onde, l'étalement du spectre Raman induit une dépendance de la mesure à la température. L'impact sur la mesure Raman des variations avec la température des sections efficaces de rétrodiffusion est donc évalué par la convolution du spectre de rétrodiffusion Raman avec la transmission du système de détection (et en particuliers des filtres) ([Whiteman, 2003]) ; un coefficient dépendant de la température de la couche sondée, $K(T)$, permet alors une correction de l'influence de la température sur la restitution du rapport de mélange Raman.

Le tableau 5.2, présente l'impact de cette correction $K(T)$ pour deux types de filtres (large et étroit). Il s'avère que les filtres larges sont moins sensibles aux variations de température (écarts inférieurs à 1%). Les écarts obtenus pour des filtres étroits sont plus élevés (4,2% sur le canal vapeur d'eau pour une température caractéristique d'altitudes de l'ordre de 7 km).

Filtre	T [K]	z [km]	Canal	Écart [%]
Étroit	300 - 260	0 - 4	H ₂ O	2,9
			N ₂	0,2
	300 - 240	0 - 7	H ₂ O	4,2
			N ₂	0,2
Large	300 - 260	0 - 4	H ₂ O	0,4
			N ₂	0,8
	300 - 240	0 - 7	H ₂ O	0,5
			N ₂	1,0

TAB. 5.2 – Écarts observés sur l'intensité du processus Raman en fonction de la température. Deux types de filtre sont considérés : des filtres étroits (0,3 nm) et larges (2,0 nm) [Whiteman, 2003]. Les écarts sont calculés entre 300 K et 240 K et 300 K et 260 K. Les altitudes indiquées correspondent aux altitudes équivalentes à ces températures dans le modèle USSA1976.

Bien qu'accompagnée d'une réduction du bruit de mesure lié au fond de ciel, l'utilisation de filtres étroits induit donc une incertitude plus importante sur la restitution du rapport de mélange. Cette incertitude peut cependant être corrigée en introduisant dans l'équation du rapport de mélange lidar (équation (5.4)) le terme $K(T)$.

On résume tableau 5.3 les différents postes d'erreur entachant la restitution de rapport de mélange de vapeur d'eau par lidar Raman.

Transmission atmosphérique	0-2%	Fonction de l'altitude
Température	1-4%	Fonction de l'altitude
Sections efficaces	10%	Systématisme

TAB. 5.3 – Récapitulatif des principales sources d'incertitude pour la restitution de rapport de mélange lidar. L'impact de l'incertitude des sections efficaces Raman sur l'incertitude totale peut être réduit lors de l'étalonnage externe du système.

5.4 Intégration des signaux mesurés

La sommation des signaux mesurés sur chacune des voies Raman nous permet, du fait de leurs propriétés statistiques (statistique poissonnienne), d'améliorer les rapports signal-à-bruit.

La première version des algorithmes de traitement lidar Raman utilisaient une intégration spatiale dite progressive ([Bossert, 2004]). La fenêtre de sommation des mesures varie avec l'altitude, fournissant une résolution plus fine dans les couches les plus basses, où les rapports signal-à-bruit sont les plus importants, et une résolution plus grossière dans les couches supérieures où les signaux nécessitent d'être sommés sur une plus grande portée. Ceci améliore significativement les rapports signal-à-bruit, en comparaison à une intégration constante (du type $5 \text{ min} \times 30 \text{ m}$) sur l'ensemble de la portée lidar.

Dans une seconde version de ces algorithmes, on choisit de prendre en compte la variabilité de la vapeur d'eau pour l'intégration temporelle des mesures lidar. Une étude des radiosondages effectués lors de la campagne VAPIC permet de déterminer pour un seuil d'erreur donné, la durée maximale sur laquelle les signaux peuvent être sommés. En fixant la tolérance à $0,01 \text{ g/kg}$, une grille optimale pour l'intégration temporelle est déterminée (figure 5.3). La grille d'intégration spatiale est alors ajustée de manière à obtenir, sur l'ensemble de la session d'observation, des rapports signal-à-bruit moyen de l'ordre de 8 sur le canal vapeur d'eau et 10 sur le canal azote.

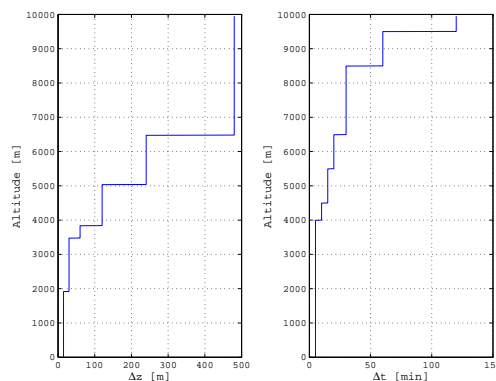


FIG. 5.3 – Grilles d'intégration spatiotemporelle utilisées pour la session d'observation du 26 mai 2004 (mesures au zénith) lors de la campagne VAPIC. À gauche, résolution verticale (Δz) en fonction de l'altitude, à droite résolution temporelle (Δt).

On représente figure 5.4 l'évolution des profils de rapports signal-à-bruit obtenus pour les différentes méthodes d'intégration des observations lidar Raman (canaux azote et vapeur d'eau). On observe une amélioration significative des profils de RSB lorsque l'intégration est effectuée sur une fenêtre dont la taille augmente avec l'altitude. La figure 5.5 montre l'impact de ces différentes intégrations sur la restitution de profils de rapport de mélange. On observe une bien meilleure adéquation du profil lidar avec le profil issu d'un radiosondage colocalisé lorsque l'intégration spatiotemporelle est effectuée de manière progressive.

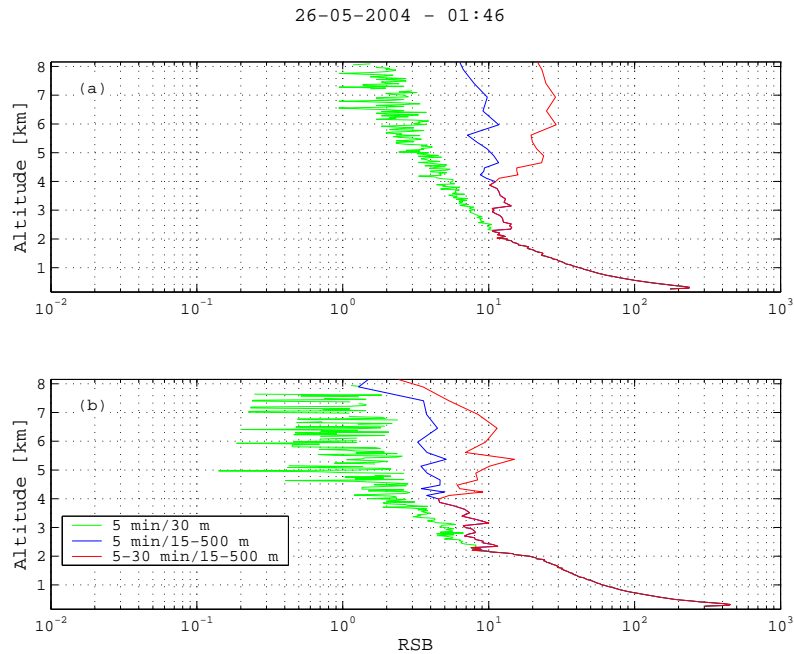


FIG. 5.4 – Impact de l'intégration spatiotemporelle des signaux sur les rapports signal-à-bruit. Observations effectuées à 01:46 le 26 mai 2004 au cours de la campagne VAPIC. En vert, intégration sur 5 min \times 30 m. En bleu, intégrations temporelle sur 5 min et spatiale progressive (15 m à 500 m). En magenta, intégrations temporelle et spatiale progressives (5 min - 30 min \times 15 m - 500 m). (a) : Signaux azote ; (b) : Signaux vapeur d'eau.

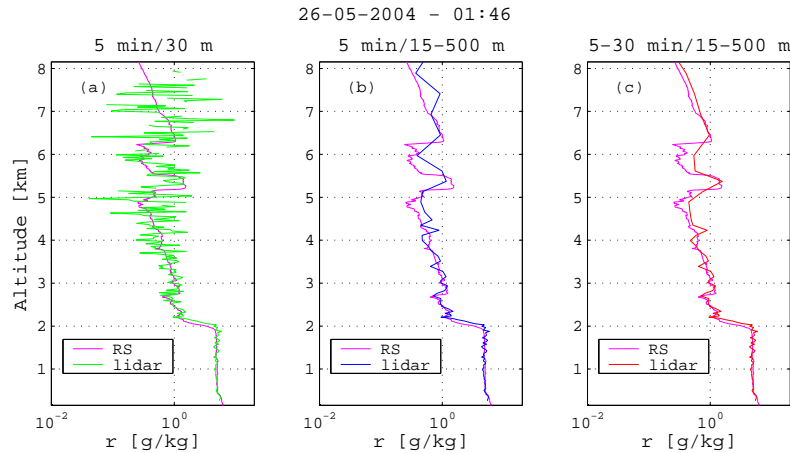


FIG. 5.5 – Impact de l'intégration spatiotemporelle des signaux sur la restitution de profils de rapports de mélange. Observations effectuées à 01:46 le 26 mai 2004 au cours de la campagne VAPIC. En vert, (a), intégration sur 5 min \times 30 m. En bleu, (b), intégrations temporelle sur 5 min et spatiale progressive (15 m à 500 m). En magenta, (c), intégrations temporelle et spatiale progressives (5 min - 30 min \times 15 m - 500 m). On représente en magenta le profil de radiosondage mesuré simultanément.

Chapitre 6

Correction du biais lié aux fluctuations statistiques des signaux Raman

L'ensemble des résultats de ce chapitre a fait l'objet d'un article publié dans la revue *Applied Optics* [Bossler *et al.*, 2007c].

6.1 Position du problème

Nous nous intéressons ici à la nature statistique des signaux mesurés par le lidar Raman en mode comptage de photons et à la restitution de profils de rapport de mélange qui en découle. Notre objectif est d'évaluer l'incertitude liée aux fluctuations poissonniennes des signaux mesurés pour la restitution de rapports de mélange de vapeur d'eau.

Des signaux lidar azote et vapeur d'eau sont simulés à partir de l'équation lidar Raman (5.2) et de l'équation de détection (5.1) pour des visées au zénith. Les fluctuations poissonniennes sur les signaux sont obtenues à partir des signaux moyens. Les concentrations en azote et vapeur d'eau sont issues d'un radiosondage lancé le 26 mai 2004 à 01:49 TU lors de la campagne VAPIC (voir annexe F). L'ensemble des autres paramètres (constantes instrumentales, transmission atmosphérique, sections efficaces de rétrodiffusion) est fixé selon les valeurs classiques utilisées pour des observations réelles. Les fonds de ciel sur chacun des canaux sont fixés à leurs valeurs régulièrement observées dans la configuration 2004 (10^{-5} photon par tir et par bin pour le canal azote, 5×10^{-4} pour le canal vapeur d'eau, voir annexe C). 10^4 profils sont ainsi simulés et les retards humides sont calculés à partir des profils de rapport de mélange restitués. Les signaux sont initialement intégrés temporellement sur 5 minutes et spatialement sur 4 bins (résolution de 30 m).

Les signaux, rapports signal-à-bruit, biais et écarts-types des rapports de mélange et retards humides restitués sont présentés figure 6.1. On observe la présence d'un biais humide sur la mesure lidar augmentant avec l'altitude. Ce biais atteint 5% à 6 km et environ 10% à 7 km. Nous verrons par la suite que les fluctuations du signal azote sont à l'origine de ce biais. L'augmentation de la dispersion des erreurs est due à la diminution du rapport signal-à-bruit sur le canal vapeur d'eau. Le biais résultant sur le retard humide au zénith atteint $0,25 \text{ mm} \pm 0,5 \text{ mm}$ à 6 km et $0,5 \text{ mm} \pm$

0,7 mm à 7 km.

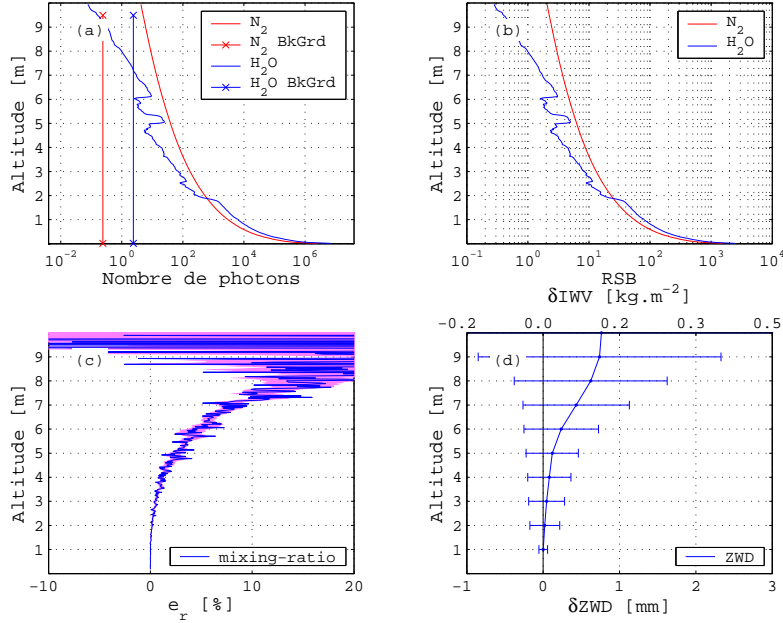


FIG. 6.1 – Signaux lidar Raman simulés à partir du profil de radiosonde du 26 mai 2004. (a) Signaux moléculaires et fond de ciel sur les canaux azote (N₂) et vapeur d’eau (H₂O) à 5 min×4 bins. (b) Rapports signal-à-bruit en fonction de l’altitude sur les canaux azote et vapeur d’eau. (c) Erreur moyenne sur le rapport de mélange, la surface grisée indique la précision du biais ($\pm\sigma/\sqrt{N}$). (d) Erreur moyenne $\pm\sigma$ sur le retard humide (et contenu intégré équivalent sur l’axe horizontal supérieur) entre le sol et une altitude donnée.

Afin d’améliorer les rapports signal-à-bruit et de réduire les écarts observés figure 6.1, on utilise une grille d’intégration spatiale progressive (table 6.1).

Couche [km]	Résolution [m]
0,0 - 3,3	15
3,3 - 4,5	30
4,5 - 5,3	60
5,3 - 6,0	90
6,0 - 6,8	120
6,8 - 8,3	180
8,3 - 9,0	240
9,0 - 10,0	360

TAB. 6.1 – Grille d’intégration spatiale utilisée pour la simulation.

Cette grille est optimisée pour obtenir des rapports signal-à-bruit supérieurs à 10 sur le canal azote jusqu’à environ 9 km. Les résultats sont présentés figure 6.2.

Biais et fluctuations sont réduits significativement. Le biais sur le rapport de mélange varie entre 3% et 5% de 4 à 9 km. Il est inférieur à 0,3 mm sur le retard humide.

Bien que réduit lorsque les signaux peuvent être suffisamment intégrés, il semble primordial de corriger précisément ce biais afin de maintenir une résolution spatiotemporelle suffisante. Par la suite, nous cherchons donc à déterminer la cause

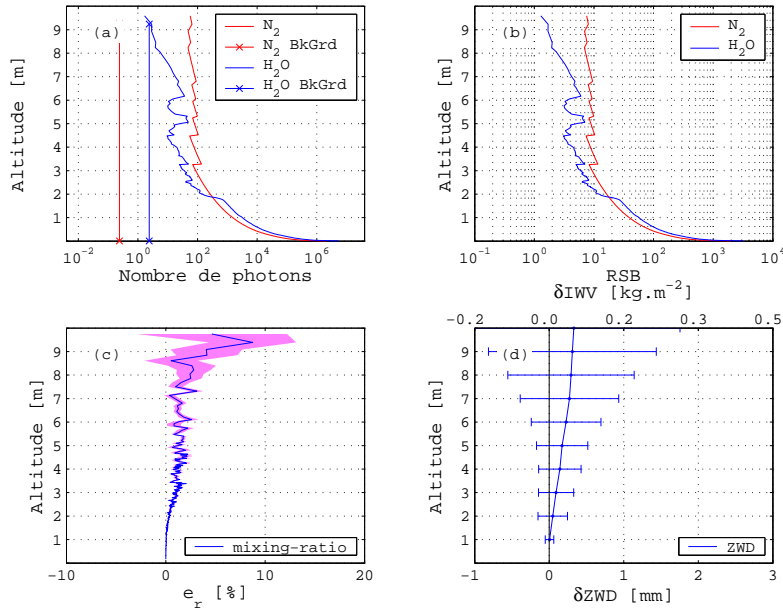


FIG. 6.2 – Signaux lidar Raman simulés à partir du profil de radiosonde du 26 mai 2004 avec intégration progressive. (a) Signaux moléculaires et fond de ciel sur les canaux azote (N₂) et vapeur d’eau (H₂O) (b) Rapports signal-à-bruit en fonction de l’altitude sur les canaux azote et vapeur d’eau. (c) Erreur moyenne sur le rapport de mélange, la surface indique la précision du biais ($\pm\sigma/\sqrt{N}$). (d) Erreur moyenne $\pm\sigma$ sur le retard humide (et contenu intégré équivalent) entre le sol et une altitude donnée.

statistique de cet effet et à mettre en évidence une méthode de correction de ce biais.

6.2 Notations utilisées

Par soucis de simplification, nous allons ici changer les notations utilisées dans la partie précédente pour décrire les signaux mesurés par le lidar Raman. On note \tilde{x}_s et \tilde{y}_s les variables aléatoires représentant respectivement les signaux vapeur d’eau et azote à une altitude donnée et intégrés sur une porte spatiotemporelle donnée. Ces deux variables sont supposées être indépendantes et suivre une statistique poissonnienne de paramètres λ_x et λ_y respectivement. Les deux signaux peuvent être décomposés en une composante moléculaire (observée en l’absence de fond de ciel), \tilde{x}_m et \tilde{y}_m , et une composante fond de ciel \tilde{b}_x et \tilde{b}_y :

$$\begin{aligned}\tilde{x}_s &= \tilde{x}_m + \tilde{b}_x \\ \tilde{y}_s &= \tilde{y}_m + \tilde{b}_y\end{aligned}\tag{6.1}$$

On note μ_x et μ_y les espérances mathématiques des variables aléatoires \tilde{x}_m et \tilde{y}_m , β_x et β_y celles des variables \tilde{b}_x et \tilde{b}_y .

On définit enfin les variables aléatoire \tilde{x}_c et \tilde{y}_c comme étant les variables corrigées du bruit de fond de ciel :

$$\begin{aligned}\tilde{x}_c &= \tilde{x}_s - \beta_x \\ \tilde{y}_c &= \tilde{y}_s - \beta_y\end{aligned}\tag{6.2}$$

Les paramètres statistiques des signaux corrigés sont les suivants :

$$\left\{ \begin{array}{l} Pr[\tilde{x}_c] = Pr[\tilde{x}_s = \tilde{x}_c + \beta_x] \\ E[\tilde{x}_c] = \mu_x \\ V[\tilde{x}_c] = \lambda_x = \mu_x + \beta_x \\ SNR[\tilde{x}_c] = \frac{\mu_x}{\sqrt{\lambda_x}} \end{array} \right. \text{ et } \left\{ \begin{array}{l} Pr[\tilde{y}_c] = Pr[\tilde{y}_s = \tilde{y}_c + \beta_y] \\ E[\tilde{y}_c] = \mu_y \\ V[\tilde{y}_c] = \lambda_y = \mu_y + \beta_y \\ SNR[\tilde{y}_c] = \frac{\mu_y}{\sqrt{\lambda_y}} \end{array} \right. \quad (6.3)$$

Où Pr désigne la densité de probabilité, E l'espérance mathématique, V la variance et SNR le rapport signal-à-bruit.

6.3 Nouveaux estimateurs du rapport de mélange

Nous essayons d'établir le meilleur estimateur du rapport de mélange $r = \frac{\mu_y}{\mu_x}$.

Pour une explication détaillée des formulations ici mises en évidence, le lecteur se référera à l'annexe D.

6.3.1 Estimateur simple

À partir de l'approche classique d'estimation du rapport de mélange (5.4), on définit l'estimateur simple (*Simple Ratio Estimator*) par :

$$\hat{r}_{SRE} = \frac{\tilde{x}_c}{\tilde{y}_c} \quad (6.4)$$

Les deux signaux étant supposés indépendants, l'espérance de cet estimateur s'écrit alors :

$$\begin{aligned} E(\hat{r}_{SRE}) &= \frac{\mu_x}{\mu_y} \cdot E\left(\frac{\mu_y}{\tilde{y}_c}\right) \\ &= \frac{\mu_x}{\mu_y} \cdot c(\mu_y, \beta_y) \end{aligned} \quad (6.5)$$

L'espérance de l'estimateur simple diffère donc du rapport de mélange vrai d'un coefficient c sensible aux fluctuations du signal \tilde{y}_c (équation (6.5)). Un développement limité en série de Taylor à l'ordre 1 nous fournit une première évaluation de ce biais

$$\begin{aligned} c(\mu_y, \beta_y) &= 1 + \frac{\lambda_y}{\mu_y^2} \\ &= 1 + \frac{1}{SNR[\tilde{y}_c]^2} \end{aligned} \quad (6.6)$$

On constate que l'erreur de l'estimateur du rapport de mélange présente un biais positif qui dépend du rapport signal-à-bruit du signal azote. Un biais de 1% est obtenu pour un SNR de 10 sur le signal azote, et de 4% pour un SNR de 5. Cependant, il peut être difficile dans certaines conditions d'obtenir un rapport signal-à-bruit suffisant pour minimiser ce biais. Dans un premier temps nous cherchons donc à déterminer une formulation précise de ce coefficient de correction afin de réduire le biais sur le rapport de mélange restitué dans des conditions de rapport signal-à-bruit faible.

La variance de cet estimateur nous sera utile également. Elle peut être évaluée à partir des deux premiers moments de \hat{r}_{SRE} :

$$V[\hat{r}_{SRE}] = E[\hat{r}_{SRE}^2] - E[\hat{r}_{SRE}]^2 \quad (6.7)$$

En se limitant à un développement au second ordre, on obtient une formulation approchée de la variance du rapport de mélange :

$$V[\hat{r}_{SRE}] = r^2 \cdot [SNR[\tilde{x}_c]^{-2} + SNR[\tilde{y}_c]^{-2}] \quad (6.8)$$

Par la suite, cette formule servira d'estimateur de l'erreur formelle sur le rapport de mélange à partir de la connaissance des rapports signal-à-bruit des deux signaux.

6.3.2 Correction du biais de l'estimateur simple

Développement limité : Une première méthode consiste à s'inspirer de l'équation (6.6) en effectuant un développement limité à l'ordre N du coefficient de correction (*Series Expansion*) :

$$c_{SE}(\mu_y, \beta_y, N) = \sum_{n=0}^N \frac{(-1)^n}{\mu_y^n} m_{\tilde{y}_c, n} \quad (6.9)$$

Où $m_{\tilde{y}_c, n}$ représente le moment d'ordre n de la variable aléatoire \tilde{y}_c . Le cas $N = 2$ correspond à l'approximation (6.6). Cette méthode est cependant basée sur la supposition $|\delta y_s| < \mu_y$, où δy_s représente la dispersion autour de la moyenne d'une réalisation de la variable \tilde{y}_c . Cette supposition est valable uniquement pour des rapports signal-à-bruit importants, ce qui représente la principale limite de cette méthode. Pour des raisons pratiques de temps de calcul, cette méthode est limitée à un développement à l'ordre 6.

Densité de probabilité : Au vu des limites théoriques de la méthode de calcul de la correction par développement limité, nous dérivons ici une expression exacte de $c(\mu_y, \beta_y)$ basée sur la distribution de probabilité de la variable \tilde{y}_c (*Probability Density Function*). À partir de ses propriétés statistiques, on obtient :

$$c_{PDF}(\mu_y, \beta_y) = \sum_{n=0}^{\infty} \frac{1}{n - \beta_y} \frac{\lambda_y^n}{n!} e^{-\lambda_y} \quad (6.10)$$

L'équation (6.10) fournit un estimateur rigoureux de $c(\mu_y, \beta_y)$, on est cependant limité par les temps de calcul importants pour assurer la convergence de la série pour de faibles rapports signal-à-bruit.

Comparaisons des méthodes de correction : Les différentes méthodes de corrections présentées dans les équations (6.6), (6.9) et (6.10) sont comparées à un estimateur de référence de $c(\mu_y, \beta_y)$ issu de simulations numériques (10^5 réalisations poissonniennes sont simulées). Comme on peut le voir sur la figure 6.3, excepté pour de faibles rapports signal-à-bruit, toutes les méthodes fournissent des corrections supérieures à 1, ce qui met en évidence une surestimation du rapport de mélange par l'estimateur simple de l'équation (6.4). Les corrections par développement limité divergent de la correction par densité de probabilité et de la correction simulée pour un RSB inférieur à 3, au-delà, l'ensemble des méthodes sont en adéquation. La correction estimée à l'aide de la densité de probabilité est en parfaite adéquation avec les simulations.

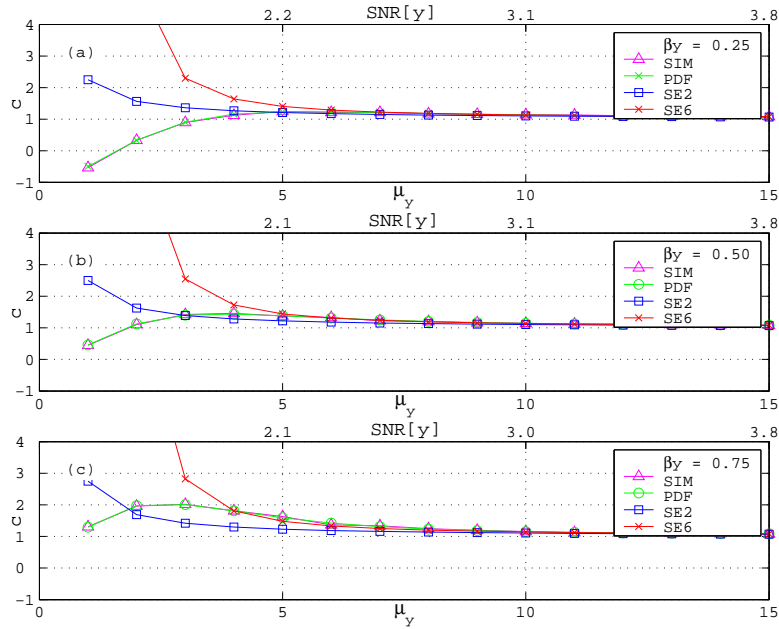


FIG. 6.3 – Comparaison des coefficients de correction du biais en fonction du signal moléculaire moyen μ_y (axe inférieur) et du rapport signal-à-bruit $SNR[y]$ (axe supérieur). Les corrections sont calculées à partir de simulations (SIM), de la densité de probabilité (PDF) et des développements limités aux ordres 2 et 6 (SE2 et SE6) pour différentes valeurs de fond de ciel.

On remarque cependant que des valeurs inférieures à 1 voire négatives sont obtenues pour de faibles RSB. Cette situation correspond aux cas où le signal moléculaire devient comparable au bruit de fond de ciel, \tilde{y}_c peut alors prendre des valeurs négatives et positives. Une limitation importante du calcul par l'estimateur simple réside ainsi dans la valeur du fond de ciel β_y . De plus, si β_y prend une valeur entière, le signal corrigé \tilde{y}_c peut alors prendre une valeur nulle, ce qui entrainera une singularité dans le calcul du rapport de mélange.

Correction à partir de réalisations : Une autre limitation des méthodes de correction du biais présentées précédemment réside dans le fait qu'elles nécessitent la connaissance de la moyenne réelle μ_y . En pratique, on dispose uniquement des réalisations \tilde{y}_c comme estimateur de μ_y . On fait ainsi l'approximation suivante :

$$c(\mu_y, \beta_y) \approx \hat{c}(\tilde{y}_c, \beta_y) \quad (6.11)$$

On peut évaluer l'impact de cette approximation en étudiant la statistique de $\hat{c}(\tilde{y}_c, \beta_y)$ à partir de la statistique de \tilde{y}_c .

D'après la figure 6.4, la méthode de correction par densité de probabilité fournit un biais et une erreur moyenne quadratique inférieure à 10% pour $\mu_y \geq 8$: cette méthode fournit donc un bon estimateur de la correction du biais sur le rapport de mélange (un biais de 1% sur le rapport de mélange est réduit à 0,1%) sans augmenter significativement les fluctuations (un écart-type de 14% sur le rapport de mélange passe à 15,4%). Les méthodes de correction par développement limité fournissent des résultats aussi précis que la correction par densité de probabilité uniquement à partir de $\mu_y \geq 30$ (soit un rapport signal-à-bruit supérieur à 5).

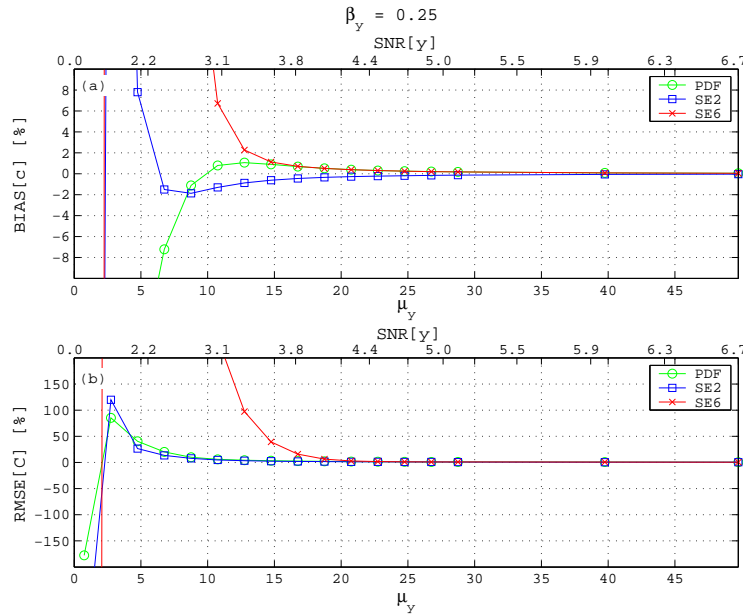


FIG. 6.4 – Biais et erreur moyenne quadratique du coefficient de correction du biais c calculé à partir de réalisations du signal \tilde{y}_c au lieu de la valeur moyenne μ_y pour les différentes méthodes. Le fond de ciel β_y est fixé à 0,25.

6.3.3 Estimateur modifié

Nous venons de voir que la correction du biais de l'estimateur simple est limitée par le bruit de fond de ciel qui peut engendrer des instabilités et des singularités qui dépendent de sa valeur moyenne β_y . Nous décidons de définir un estimateur modifié du rapport de mélange (*Modified Ratio Estimator*) évitant ces instabilités et singularités en ajoutant une valeur constante à \tilde{y}_s :

$$\hat{r}_{MRE} = \frac{\lambda_y}{\mu_y} \frac{1}{1 - e^{-\lambda_y}} \left[\frac{\tilde{x}_c}{1 + \tilde{y}_s} \right] \quad (6.12)$$

L'avantage majeur de cet estimateur réside dans sa facilité de calcul comparé aux méthodes de correction présentées auparavant. La seule source d'erreur de cet estimateur apparaît dans le calcul du terme $\frac{\lambda_y}{\mu_y} \frac{1}{1 - e^{-\lambda_y}}$ qui doit être déterminé à partir de réalisations de \tilde{y}_s puisque les valeurs moyennes λ_y et μ_y sont inconnues.

6.3.4 Validation des estimateurs

À partir de simulations de signaux poissonniens (10^5 réalisations pour chaque valeur de μ_y et pour $\mu_x = 50$, pour des fonds de ciel $\beta_x = 10$ et $\beta_y = 0,25$), on étudie les performances de ce nouvel estimateur ainsi que des estimateurs précédemment présentés (figure 6.5).

Le biais engendré par l'estimateur simple est supérieur à 10% pour $\mu_y \approx 10$. Comparé aux estimateurs simples corrigés, l'estimateur modifié fournit le meilleur estimateur du rapport de mélange en termes de biais et d'erreur moyenne quadratique. Cette dernière simulation valide l'utilisation de l'estimateur modifié pour la restitution de rapport de mélange.

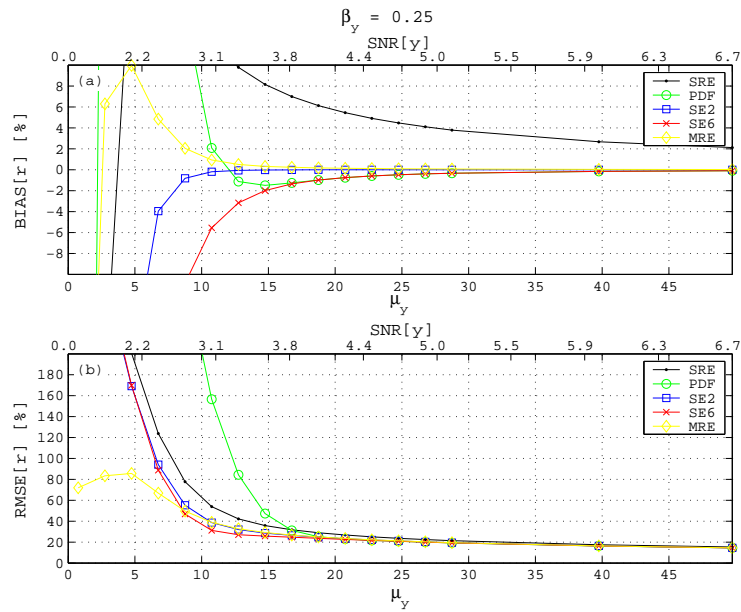


FIG. 6.5 – Biais et erreur moyenne quadratique du rapport de mélange calculé à partir de réalisations du signal \tilde{y}_c au lieu de la valeur moyenne μ_y pour les différentes méthodes (SRE : estimateur simple, PDF : correction par densité de probabilité, SE2,6 : correction par développement limité aux ordres 2 et 6 et MRE : estimateur modifié) pour $\mu_x = 50$, $\beta_x = 10$ et $\beta_y = 0,25$.

6.4 Application et validation sur des simulations lidar

6.4.1 Descriptions des simulations

Dans cette partie, on utilise des simulations numériques de signaux lidar effectuées en suivant la même méthodologie que celle présentée précédemment. Les résultats sont ainsi spécifiques à notre système, c'est-à-dire à la qualité des signaux azote et vapeur d'eau. Trois configurations sont ici testées afin d'évaluer l'effet des différents bruits sur la restitution de rapport de mélange et de retard humide.

Dans un premier temps, on teste séparément l'effet des fluctuations poissonniennes des canaux vapeur d'eau (cas C1) et azote (cas C2) sur la restitution de rapport de mélange et de retard troposphérique humide. On étudie ensuite l'effet combiné des deux fluctuations (cas C3). Pour le cas C3, un second radiosondage est utilisé (24 mai 2004, 01:49) dans le but d'évaluer la variabilité due à la structure verticale du profil de vapeur d'eau.

6.4.2 Résultats

Effet des fluctuations poissonniennes sur le signal vapeur d'eau (cas C1)

Les fluctuations du signal vapeur d'eau n'introduisent aucun biais systématique dans les résultats (figure 6.6). Les écarts observés à haute altitude sont uniquement dus à des fluctuations importantes du signal vapeur d'eau du fait des faibles niveaux des signaux observés dans les couches les plus élevées. Ces fluctuations se traduisent par des barres d'erreur importantes sur l'estimateur du retard humide (de l'ordre de 0,5

mm à 7 km, 1 mm à 9 km).

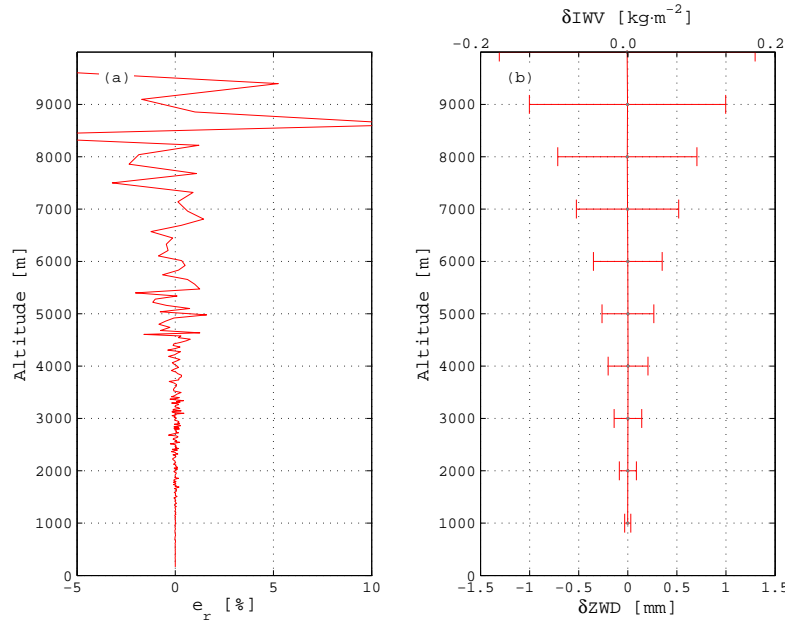


FIG. 6.6 – Biais sur le rapport de mélange et erreur sur le retard troposphérique humide dans le cas C1 (variabilité poissonnienne sur le signal vapeur d'eau uniquement) pour le radiosondage du 24 mai 2004. Le signal azote étant non-bruité, on utilise l'estimateur simple pour le calcul du rapport de mélange.

Effet des fluctuations poissonniennes sur le signal azote (cas C2)

L'estimateur simple présente un biais, bien que son ampleur soit limitée du fait de l'utilisation d'une grille d'intégration spatiale progressive qui tend à maintenir au-dessus de 10 le RSB du canal azote. Ce biais est en première approximation correctement prédit par l'estimateur approché (équation (6.6)). L'estimateur modifié élimine ce biais jusqu'à environ 9 km. Les erreurs observées sur les retards humides sont cohérentes avec les écarts observés sur les rapports de mélange. L'estimateur fournit ainsi un retard humide non biaisé avec un écart-type de l'ordre de 0,25 mm.

Effet des fluctuations poissonniennes sur les deux signaux (cas C3)

Pour le cas du 24 mai 2004, les résultats sont une combinaison des observations faites pour les cas C1 et C2. L'estimateur simple fournit un biais de l'ordre de 2-3%, correctement prédit par l'équation (6.6) avec des écarts importants dans les hautes couches. L'estimateur modifié fournit un biais très réduit, mais les fluctuations dues à la variabilité du signal vapeur d'eau deviennent importantes à partir de 7 km. Le retard humide intégré entre le sol et 7 km présente alors un écart-type de 0,6 mm. Le cas du 26 mai 2004 présente des résultats similaires avec un biais réduit pour l'estimateur modifié. Le biais sur le retard humide (atteignant 0,3 mm avec l'estimateur simple) est corrigé correctement. La variabilité des signaux azote et vapeur d'eau induit cependant un écart-type de l'ordre de 0,6 mm à 7 km sur le retard humide.

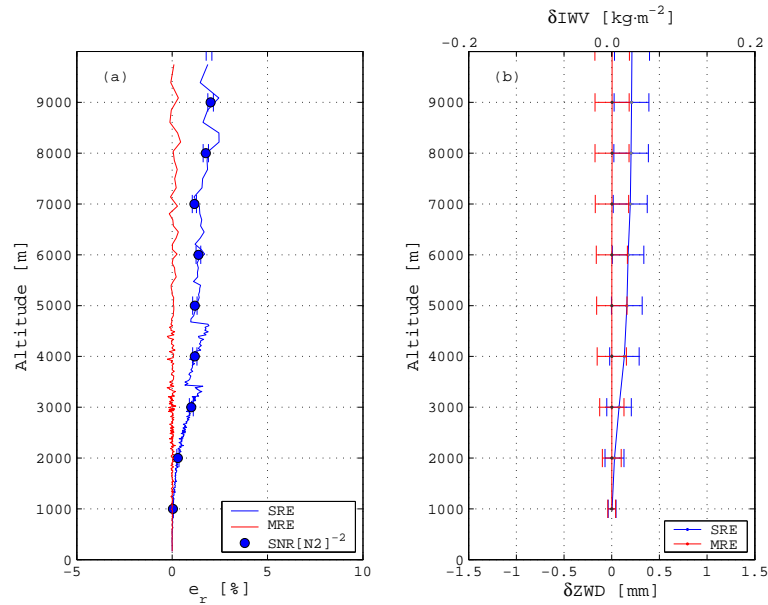


FIG. 6.7 – Biais sur le rapport de mélange et erreur sur le retard troposphérique humide dans le cas C2 (variabilité poissonnienne sur le signal azote uniquement) pour le radiosondage du 24 mai 2004. On évalue ici les méthodes avec estimateur simple (SRE) et estimateur modifié (MRE). On figure sur le tracé des écarts sur le rapport de mélange le biais estimé à l’aide de la méthode approchée ($\text{SNR}[\text{N}_2]^{-1}$, équation (6.6)). À titre d’indication, on figure les écarts en IWV correspondant aux écarts en retard humide.

La figure 6.9 représente les rapports signal-à-bruit des deux signaux et l’écart-type du rapport de mélange estimé à l’aide de la méthode MRE ; on présente également l’estimateur de l’erreur formelle du rapport de mélange (équation (6.8)). On vérifie que l’estimateur de l’erreur formelle est en accord avec l’écart-type observé et est fortement corrélé avec le rapport signal-à-bruit du canal vapeur d’eau pour les hautes altitudes.

6.5 Conclusion

Cette étude nous a permis d’établir un nouvel estimateur du rapport de mélange lidar. Cet estimateur a été testé sur des simulations lidar, les résultats montrent une réduction significative du biais sur le rapport de mélange et par conséquent, sur le retard humide. La variabilité du signal mesuré sur le canal vapeur d’eau demeure cependant un facteur limitant pour une restitution précise du rapport de mélange dans les couches supérieures, induisant des fluctuations de l’ordre de 0,3 mm à 5 km, et de 0,6 mm à 7 km.

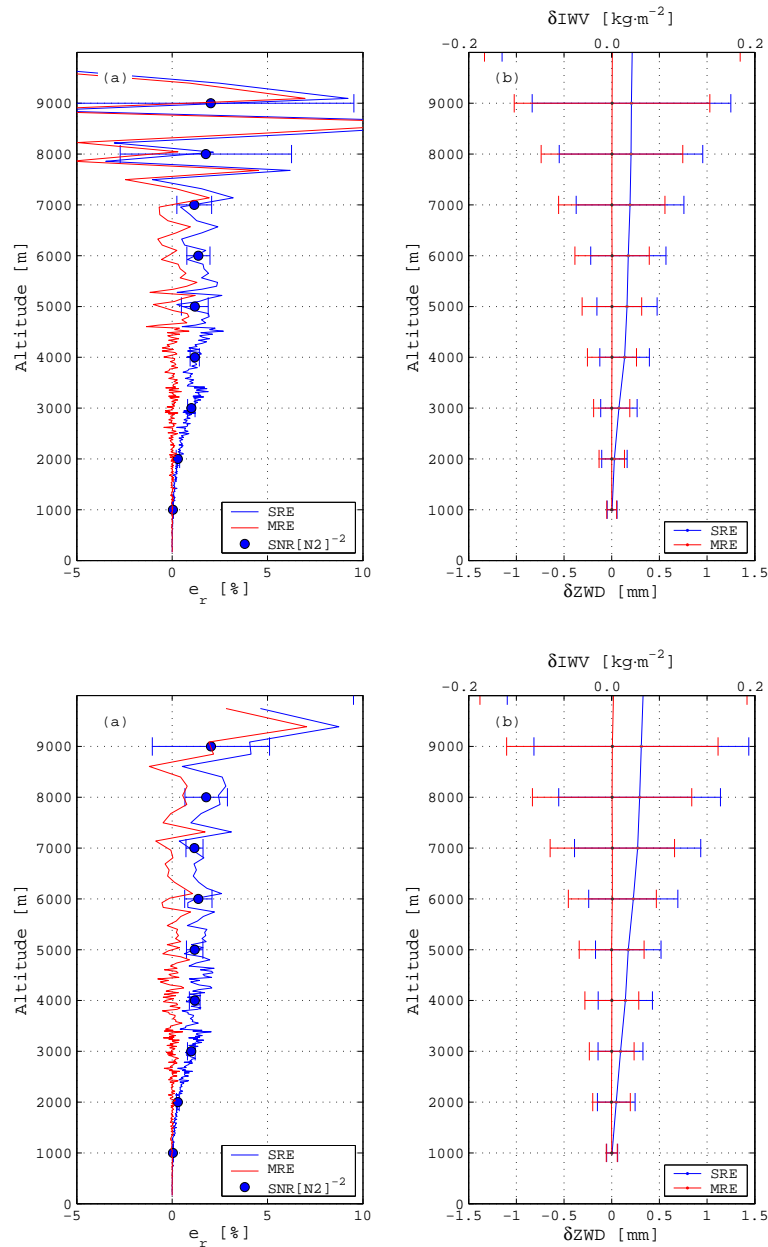


FIG. 6.8 – Biais sur le rapport de mélange et erreur sur le retard troposphérique humide dans le cas C3 (variabilité poissonnienne sur les deux signaux) pour les radiosondages du 24 mai 2004 (haut) et du 26 mai 2004 (bas). On évalue ici les méthodes avec estimateur simple (SRE) et estimateur modifié (MRE). On figure sur le tracé des écarts sur le rapport de mélange le biais estimé à l'aide de la méthode approchée ($SNR[N_2]^{-1}$, équation (6.6)). À titre d'indication, on figure les écarts en IWV correspondants aux écarts en retard humide.

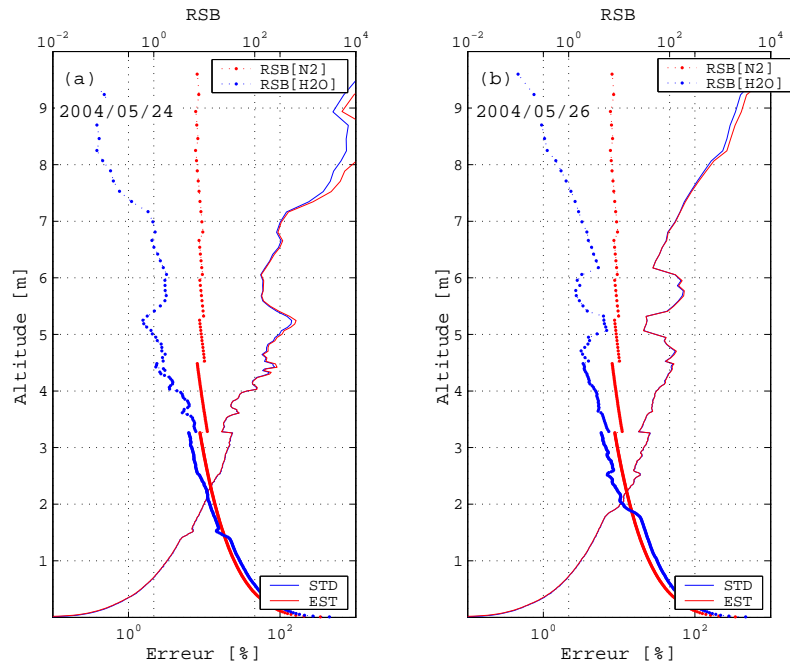


FIG. 6.9 – Incertitudes observées et estimées pour le calcul du rapport de mélange à l'aide de la méthode MRE (trait plein, échelle du bas). L'incertitude observée (STD) est obtenue à partir de l'écart-type des rapports de mélange calculé et l'incertitude estimée (EST) est obtenue à partir de l'équation (6.8). Les courbes pointillées indiquent les rapports signal-à-bruit (échelle du haut). (a) cas du 24 mai 2004. (b) cas du 26 mai 2004.

Chapitre 7

Étalonnage du lidar IGN-SA

7.1 Introduction

7.1.1 Objectifs

L'étalonnage d'un système lidar Raman vapeur d'eau consiste à déterminer le rapport des efficacités des voies de détection azote et vapeur d'eau (voir équations (5.2) et (5.4)). Cette constante dépend donc à la fois des transmissions pour chacune des longueurs d'ondes (387 nm pour le canal azote et 408 nm pour le canal vapeur d'eau) des différents éléments optiques constituant le système de détection (fibre optique, filtres, lame de séparation, voir annexe C) et de l'efficacité des photomultiplicateurs. En pratique, elle dépend également des écarts du rapport des sections efficaces Raman par rapport à la valeur expérimentale proposée tableau 5.1.

L'étalonnage de la mesure intervient comme une étape obligatoire pour l'utilisation du lidar Raman vapeur d'eau comme instrument de sondage atmosphérique pour la météorologie. Pour la validation de notre système où la comparaison de nos produits restitués aux mesures issues de différentes techniques est nécessaire, l'étalonnage de la mesure Raman doit être impérativement examiné avec attention.

7.1.2 État de l'art

Traditionnellement, deux approches sont envisagées.

La première consiste à déterminer expérimentalement par des mesures en laboratoire le rapport des constantes de détection ([Sherlock *et al.*, 1999b]). Assez difficile à mettre en œuvre, l'incertitude de l'étalonnage est de l'ordre de 10% ([Tarniewicz, 2005]).

Une seconde approche consiste à comparer la mesure lidar non étalonnée à une mesure externe issue d'une technique indépendante (étalonnage externe). Cette méthode aboutit usuellement à une incertitude de l'ordre de 2 à 6% sur la constante d'étalonnage. L'utilisation de différentes mesures externes est envisageable :

- La mesure ponctuelle de rapport de mélange (utilisation d'un capteur d'humidité situé sur une tour par exemple, [Revercomb *et al.*, 2003]).
- Le profil de rapport de mélange issu d'un radiosondage sur une couche donnée ([Whiteman *et al.*, 1992; Ferrare *et al.*, 1995; Goldsmith *et al.*, 1998]).
- Le contenu intégré en vapeur d'eau mesuré par radiomètre micro-onde ([Turner et Goldsmith, 1999; Turner *et al.*, 2002; Revercomb *et al.*, 2003]).

– Le contenu intégré en vapeur d’eau estimé par GPS ([Whiteman *et al.*, 2006]). Cette approche présente également l’avantage d’inclure dans la constante déterminée les variations éventuelles du rapport de section efficace de rétrodiffusion Raman, dont l’incertitude peut constituer un facteur limitant comme nous l’avons vu précédemment (incertitude de l’ordre de 10%).

L’étalonnage externe étant plus simple à réaliser, nous choisissons de nous en inspirer pour une première approche de l’étalonnage de notre système. Nous reviendrons par la suite (chapitre 14) sur une méthode d’étalonnage consistant à déterminer la constante lidar lors du traitement GPS, méthode déjà introduite dans le chapitre 3.

7.2 Méthodes examinées pour l’étalonnage opérationnel du lidar IGN-SA

À partir des solutions proposées dans la littérature pour un étalonnage externe, nous avons exploré différentes pistes.

7.2.1 Radiosondage

Rapport de mélange

On considère un profil issu d’un radiosondage colocalisé avec l’observation lidar. Sur une couche atmosphérique donnée, on estime par moindres carrés la constante reliant rapport de mélange radiosonde et rapport de mélange lidar non-étalonné :

$$r_{R,[z_{min};z_{max}]} = c_{R,r} \cdot \hat{r}_{L,[z_{min};z_{max}]} \quad (7.1)$$

Où $r_{R,[z_{min};z_{max}]}$ représente le rapport de mélange issu du radiosondage sur la couche située entre les altitudes z_{min} et z_{max} , $\hat{r}_{L,[z_{min};z_{max}]}$ le rapport de mélange lidar non-étalonné sur la même couche, $c_{R,r}$ la constante d’étalonnage.

Retard humide

À partir du rapport de mélange lidar non-étalonné, on calcule sur la portée observée le retard humide lidar non-étalonné correspondant. Un radiosondage colocalisé fournit ensuite le retard humide sur cette même portion. On estime par moindres carrés la constante d’étalonnage :

$$ZWD_{R,z_{max}} = c_{R,Z} \cdot Z\hat{W}D_{L,z_{max}} \quad (7.2)$$

Où $ZWD_{R,z_{max}}$ représente le retard humide issu du radiosondage calculé jusqu’à l’altitude maximale de la mesure lidar z_{max} , $Z\hat{W}D_{L,z_{max}}$ le retard humide lidar non-étalonné sur la même couche, $c_{R,Z}$ la constante d’étalonnage.

7.2.2 GPS

Le retard humide lidar non-étalonné sur la portée observée est calculé à partir du rapport de mélange lidar non-étalonné. Un traitement GPS fournit le retard humide correspondant. Il est alors nécessaire de connaître la contribution du retard humide situé au-delà de la portée lidar.

Une première méthode consiste à calculer cette partie supérieure à partir d'un profil issu d'un radiosondage colocalisé, interpolé à l'instant de la mesure lidar ([Turner et Goldsmith, 1999]) ; on estime alors la constante lidar à partir de l'équation 7.3 :

$$ZWD_G - \delta ZWD_R = c_{G,R} \cdot Z\mathring{W}D_{L,z_{max}} \quad (7.3)$$

Où ZWD_G représente le retard humide issu du traitement GPS, δZWD_R la contribution au retard humide au-delà de la portée lidar (z_{max}) issue d'un radiosondage, $Z\mathring{W}D_{L,z_{max}}$ le retard humide lidar non-étalonné et $c_{G,R}$ la constante d'étalonnage.

On peut également envisager d'estimer au cours de l'ajustement la contribution au retard humide située au-delà de la portée du lidar. Une méthode basée sur un filtre de Kalman et une estimation par maximum de vraisemblance permet alors de déterminer à la fois la constante d'étalonnage lidar et la portion d'atmosphère située au-delà de la portée lidar (marche aléatoire fixée à $1 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1/2}$) :

$$ZWD_G = c_{G,K} \cdot Z\mathring{W}D_{L,z_{max}} + \delta ZWD \quad (7.4)$$

Où ZWD_G représente le retard humide issu du traitement GPS, $Z\mathring{W}D_{L,z_{max}}$ le retard humide lidar non-étalonné calculé jusqu'à l'altitude maximale de la mesure lidar z_{max} , δZWD la contribution au retard humide au-delà de la portée lidar et estimée lors de l'ajustement et $c_{G,K}$ la constante d'étalonnage.

Une description de l'algorithme utilisé pour cette estimation est disponible dans [Collilieux *et al.*, 2008]. Cette méthode n'a jamais été décrite dans la littérature et présente un intérêt pour notre application, la portée de notre système étant souvent limitée à une altitude au-delà de laquelle le retard humide résiduel n'est pas négligeable (contribution entre 1 et 2 mm au delà de 7 km).

7.3 Application : Étalonnage du lidar IGN-SA

7.3.1 Étalonnage au cours de la campagne VAPIC

On s'intéresse ici à l'étalonnage externe du lidar IGN-SA lors de la campagne VAPIC (voir annexe F). On utilise pour cela les sessions d'observation lidar au zénith où l'on dispose de solutions troposphériques GPS (traitement Gipsy-Oasis II en mode PPP) et de radiosondages (sondes RS92) sur 4 sessions lors desquelles la portée lidar est limitée à 7 km.

Dans un premier temps, on détermine la constante d'étalonnage pour chaque radiosondage. Elle est déterminée soit à partir du rapport de mélange (équation (7.1) pour différentes couches : 0,5 – 0,6 km ; 0,5 – 1,0 km ; 0,5 – 1,5 km ; 1,0 – 2,0 km), soit à partir du retard humide (équation (7.2), retards calculés entre 0 et 7 km). Trois radiosondages sont lancés au cours de chacune des sessions lidar (figure 7.1).

Pour un radiosondage donné, on observe des écarts pouvant atteindre 15% (cas du 25 mai à 01:49) en fonction des couches considérées pour l'ajustement. Ces changements sont liés aux différences observées dans l'allure des profils issus des deux techniques. Sur les couches basses (0,5 – 0,6 km et 0,5 – 1,0 km), les valeurs estimées sont plus élevées (0,643 et 0,636) en raison de la sous-estimation quasi-systématique du profil lidar par rapport au radiosondage (voir l'annexe E pour une comparaison des profils) ; cette sous-estimation est plus importante lors de la session du 19 mai : il en résulte une valeur de la constante plus élevée, excepté à 20:39 sur la couche

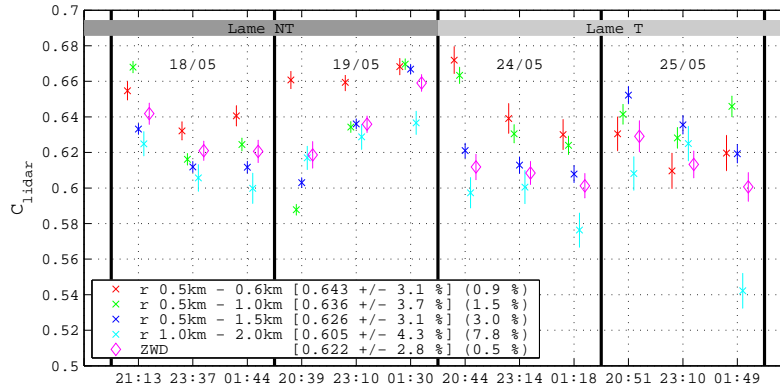


FIG. 7.1 – Constantes d’étalonnage du lidar Rameau estimées pour chaque radiosondage VAPIC : constantes estimées par moindres carrés pour des mesures lidar à 5 min et au zénith, à partir des rapports de mélange (équation (7.1)) sur différentes portions (0,5 – 0,6 km ; 0,5 – 1,0 km ; 0,5 – 1,5 km ; 1,0 – 2,0 km) (croix) et à partir du retard humide au zénith (équation (7.2), losange). Les barres d’erreurs correspondent aux erreurs formelles issues de l’ajustement par moindres carrés. On indique entre crochets la constante moyenne estimée ainsi que sa variabilité et entre parenthèses l’erreur formelle moyenne de la mesure lidar considérée. On indique également le type de lame de séparation des signaux azote et vapeur d’eau (voir la description du boîtier de détection, annexe C, figure C.6).

0,5 – 1,0 km où une valeur plus faible est obtenue en raison d’une diminution du rapport de mélange observée à 0,9 km par le radiosondage et à 1 km par le lidar. Sur la couche 1,0 – 2,0 km, les constantes instrumentales sont en général plus faibles (0,605 en moyenne). Les valeurs déterminées sur la couche 0,5 – 1,5 km et à partir du retard humide au zénith sont dans l’ensemble cohérentes.

Les valeurs déterminées varient d’environ 3% en fonction du radiosondage. Cette variation est plus élevée (4,1%) lors d’une estimation sur la couche 1,0 – 2,0 km en raison des gradients verticaux importants que l’on trouve au sommet de la couche limite, situé généralement entre 1,5 et 2 km. La solution la plus stable est obtenue pour une estimation à partir du retard humide au zénith (2,8% pour une constante moyenne de 0,622).

Le changement de la lame de séparation des signaux azote et vapeur d’eau est pris en compte lors de l’ajustement via l’utilisation de la valeur du rapport réflexion / transmission (voir description du boîtier de détection, annexe C). On peut tout de même s’attendre à un impact sur l’estimation de la constante lidar en raison de l’incertitude liée à la détermination expérimentale de ce rapport. Cependant, les variations observées lors de ce changement restent cohérentes avec celles observées d’un radiosondage à l’autre. On peut donc considérer que ce changement est ici sans incidence sur la détermination de la constante.

Les variations sur les constantes estimées à l’aide des différents radiosondages sont liées à deux sources d’incertitude qu’il est difficile de dissocier :

- L’évolution de la température au cours de la session d’observation peut entraîner une modification des caractéristiques des éléments optiques constituant le boîtier de détection (en particulier leur transmission). Ceci induit alors des variations de la constante instrumentale.
- Les incertitudes des mesures utilisées ont un impact sur l’estimation de la cons-

tante lidar. Les incertitudes formelles des observations lidar sur les couches concernées fluctuent entre 0,5% et 7,8%. La précision des sondes RS92 est évaluée à 5%, ce qui reste cohérent avec les variations de la constante instrumentale entre chaque radiosondage.

On s'intéresse à l'évolution de la constante instrumentale d'une session à l'autre. Elle est ainsi estimée lors de chacune des sessions d'observation lidar en utilisant l'ensemble des méthodes décrites précédemment (utilisation des radiosondages et des solutions GPS). Pour l'étalonnage à partir de profils de rapport de mélange, on s'intéresse uniquement aux couches présentant la variabilité la moins élevée lors de la détermination d'une constante par radiosondage (0,5 – 0,6 km et 0,5 – 1,5 km, voir figure 7.1). Les constantes estimées sont présentées figure 7.2.

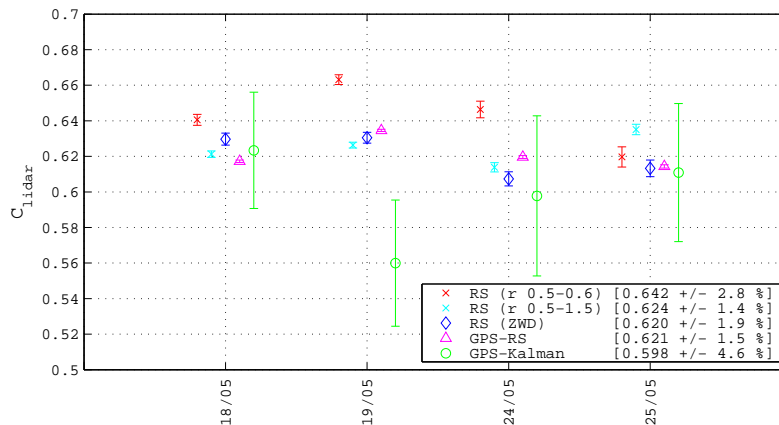


FIG. 7.2 – Constantes d'étalonnage du lidar Rameau estimées lors de la campagne VAPIC lors des différentes sessions : utilisation de profils de rapport de mélange issus de radiosondages (équation (7.1)) sur les couches 0,5 – 0,6 km et 1,0 – 3,0 km (RS r), de retards humides issu de radiosondages (équation (7.2), RS ZWD), de retards humides issus de traitements GPS avec complément par RS (équation (7.3), GPS-RS) ou estimé (équation (7.4), GPS-Kalman). Les barres d'erreurs correspondent aux erreurs formelles issues de l'ajustement.

Les constantes estimées sont dans l'ensemble cohérentes, exceptée la valeur obtenue par la méthode GPS-Kalman pour la session du 19 mai. Trois méthodes (rapport de mélange sur la portion 0,5 km – 1,5 km, retard humide par radiosondage et retard humide par GPS) présentent des résultats très similaires, à la fois en termes de valeur estimée (de l'ordre de 0,620) et de variabilité de la constante estimée entre les différentes sessions (inférieure à 2%). Ces trois méthodes semblent être à privilégier lors de l'étalonnage du lidar. L'étalonnage utilisant les profils des rapports de mélange entre 0,5 km et 0,6 km présente une variabilité plus importante entre les sessions (2,8 %). La méthode d'étalonnage basée sur un filtrage de Kalman présente des erreurs formelles beaucoup plus importantes en raison de l'estimation d'un plus grand nombre de paramètres.

Afin d'expliquer les écarts observés entre la méthode GPS-Kalman et les autres méthodes, on s'intéresse à la contribution au retard troposphérique située au-delà de la portée lidar (terme δZWD de l'équation (7.4)) estimée par cette méthode (figure 7.3).

On constate sur 3 des 4 sessions une bonne adéquation entre la quantité estimée par GPS-Kalman et celle calculée à partir des radiosondages. Des écarts importants sont

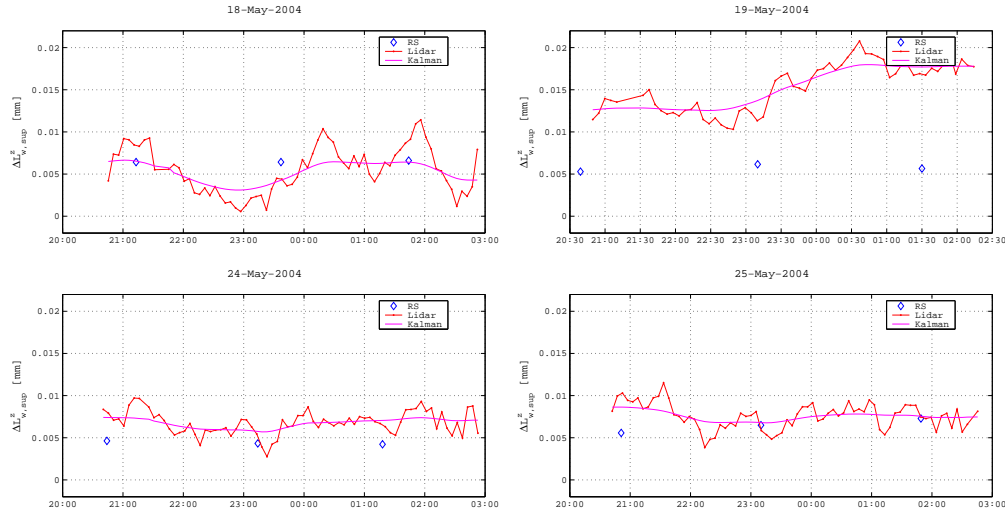


FIG. 7.3 – Estimation de la contribution au retard troposphérique située au-delà de la portée lidar ($\Delta L_{w,sup}^z$) par la méthode GPS-Kalman. RS : quantité calculée à partir du profil de radiosondage (δZWD_R de l'équation (7.3)). Lidar : quantité calculée à partir de la différence du retard humide GPS et du retard humide lidar étalonné. Kalman : quantité estimée à l'aide du filtrage de Kalman (δZWD de l'équation (7.4)).

pendant observés pour la session du 19 mai (ce qui est cohérent avec les écarts observés sur la figure 7.2 à cette même date). Nous verrons par la suite que lors de cette session, les écarts sont de moyenne submillimétrique mais l'évolution de la solution GPS est moins corrélée avec la mesure lidar que ce que l'on observe au cours des autres sessions (voir chapitre 13), ce qui dégrade l'estimation de la contribution supérieure. Ceci met en évidence les limites de cette méthode : l'importante corrélation entre la constante d'étalonnage et la contribution troposphérique au-delà de la portée du lidar peut induire des écarts non-négligeables sur l'étalonnage du système, en particulier lorsque les solutions troposphériques GPS diffèrent des conditions météorologiques observées.

Au vu de l'ensemble de ces résultats, nous choisissons d'utiliser pour l'étalonnage de la mesure lidar lors des visées zénithales une unique constante, déterminée à partir du retard humide issu de radiosondages (0,620). Pour les sessions obliques, où la configuration instrumentale change (voir annexe C et F), la constante, déterminée par cette même méthode, est fixée à 0,703.

7.3.2 Étalonnage du lidar IGN-SA lors de la campagne COPS

Nous venons d'évaluer l'étalonnage du lidar IGN-SA dans une configuration donnée, valable lors de la campagne VAPIC. Nous nous intéressons ici aux résultats de l'étalonnage pour une configuration lidar modifiée et des conditions d'observations différentes lors de la campagne COPS (Juillet 2007, Meistratzheim - 67, voir annexe F). La configuration du système est assez différente de celle utilisée lors de la campagne VAPIC avec en particulier le changement de la fibre optique reliant télescope et boîtier de détection et l'utilisation de filtres interférentiels étroits (voir annexe C), ce qui explique les différences de valeurs de la constante estimée. Les mesures lidar

sont effectuées au zénith ; le système est fixe durant l'ensemble de la campagne, la portée du lidar est limitée à 6 km et la résolution temporelle des profils ainsi que des retards humides est de 5 min.

On dispose pour l'étalonnage de radiosondages (sondes Vaisala RS92) opérés par l'unité 4M du CNRM (Météo-France), lancés à 23:15 lors des périodes d'observation intensive, ainsi que de solutions troposphériques de traitements GPS effectués en mode PPP à l'aide du logiciel Gipsy-Oasis II pour la station NIED, située à proximité du lidar (environ 20 m). On applique les méthodes ayant fourni les résultats les plus probants lors de l'étalonnage du système pour la campagne VAPIC :

- Les rapports des signaux lidar sur la portion 0,5 – 1,5 km, ajustés aux profils issus des radiosondages (équation (7.1)).
- Les retards humides au zénith lidar ajustés aux retards radiosondes (sur la portée lidar) et GPS (avec un complément issu du radiosondage), la portée lidar étant limitée à 6 km (équations (7.2) et (7.3) respectivement).

Les constantes estimées pour les différentes sessions d'observations sont présentées sur la figure 7.4.

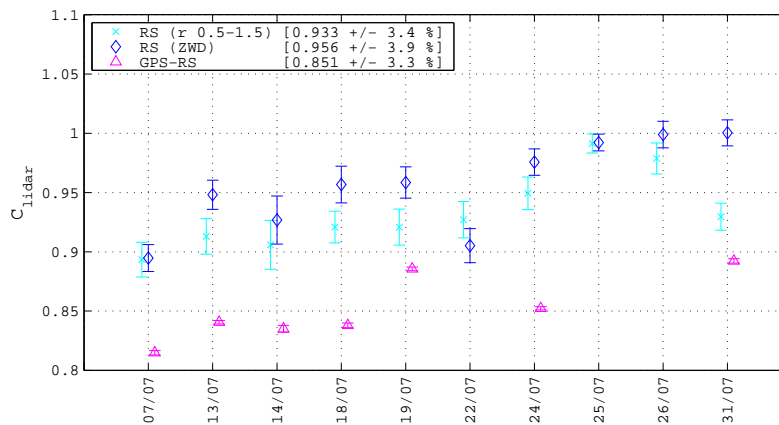


FIG. 7.4 – Constantes d'étalonnage du lidar Raman IGN-SA estimées lors de la campagne COPS : Utilisation de profils de rapport de mélange issu de radiosondages (équation (7.1), RS (r 0.5 1.5)), de retards humides issu de radiosondages (équation (7.2), RS (ZWD)) ou de retards humides issus de traitement GPS (équation (7.3), GPS-RS). Les barres d'erreurs correspondent aux erreurs formelles issues de l'ajustement.

Les constantes d'étalonnage obtenues présentent une variabilité légèrement plus élevée que celle estimée lors de la campagne VAPIC que l'on peut lier à une moins bonne qualité des observations lidar en raison de la réduction du champ d'observation (utilisation d'une fibre optique de 200 μm de diamètre). On observe une augmentation des valeurs estimées au cours de la campagne. Cette augmentation peut s'expliquer par des variations de la température au cours du mois de juillet 2007 qui peuvent induire des variations des transmissions des différentes optiques composant notre système de détection.

Les ajustements utilisant uniquement les radiosondages fournissent des résultats cohérents (constantes d'étalonnage moyennes entre 0.93 et 0.96, pour un écart type de 3,4 et 3,9%). Les constantes obtenues par ajustement aux solutions GPS sont largement en deçà des valeurs obtenues par radiosondage (inférieures d'environ 10%), en raison d'écarts importants entre les retards humides restitués par ces deux tech-

niques. Ces écarts sont en cours d'investigation au sein de la communauté COPS ; la fiabilité des capteurs d'humidité des sondes RS92 est actuellement suspectée. On choisit cependant d'utiliser pour l'étalonnage de notre système la valeur déterminée à l'aide des profils de rapport de mélange issus des radiosondages sur la couche 0,5 – 1,5 km, à savoir 0,933.

7.4 Conclusion

L'étalonnage de la mesure lidar à partir d'une technique externe permet l'estimation d'une constante instrumentale avec une incertitude de l'ordre de 3% à 4%. Cette incertitude est liée à la fois aux précisions des observations utilisées pour l'ajustement (mesures lidar et issues des techniques externes), mais aussi aux fluctuations des caractéristiques optiques des différents éléments utilisés pour la séparation et la numérisation des signaux, en raison de variations de température.

Notons que l'estimation de la constante d'étalonnage durant la campagne COPS présente une variabilité plus élevée que lors de la campagne VAPIC. Cette augmentation est liée à une moins bonne qualité des mesures lidar en raison de la réduction importante du champ d'observation (utilisation d'une fibre optique de 200 μm de diamètre contre 800 μm pour VAPIC).

Cette incertitude apparaît encore élevée par rapport aux spécifications énoncées dans la première partie de ce mémoire concernant l'utilisation d'une mesure étalonnée. Nous verrons par la suite que la méthode basée sur le couplage lidar-GPS qui a été abordée dans le chapitre 3 peut être appliquée sur des observations lidar réelles et fournit des résultats concluants.

Chapitre 8

Validation de la mesure de rapport de mélange lidar par comparaison aux radiosondages

8.1 La campagne VAPIC 2004

8.1.1 Configuration lidar

Au cours de la campagne VAPIC (voir annexe F), le lidar Raman IGN-SA a été déployé durant 12 nuits, dont 5 en mode visée au zénith et 5 autres en mode suivi de satellite GPS. La configuration du lidar pendant VAPIC est proche de celle détaillée dans [Tarniewicz, 2005]. Le télescope est relié au boîtier de détection par une fibre optique de 800 μm de diamètre. Les filtres interférentiels utilisés sur les voies d'acquisition sont des filtres large-bande (5 nm). L'ensemble des mesures étant effectué de nuit, les bandes passantes de ces filtres sont suffisantes. La fréquence du laser est portée à 20 Hz. Le lecteur se référera à l'annexe C pour de plus amples renseignements sur la description technique du lidar IGN-SA.

8.1.2 Traitement des mesures lidar

L'étalonnage de la mesure lidar est effectué à l'aide des mesures de retards troposphériques humides issues de radiosondage (voir chapitre précédent).

On utilise les mesures lidar à leur résolution nominale calculées selon la grille d'intégration temporelle 8.1. La résolution spatiale des mesures est optimisée pour chaque session. Elle permet d'obtenir un RSB moyen de l'ordre de 10 sur le canal azote et de 8 sur le canal vapeur d'eau.

Couche [km]	Δt [min]
[0, 0 – 4, 0]	5
[4, 0 – 4, 5]	10
[4, 5 – 5, 5]	15
[5, 5 – 6, 5]	20
[6, 5 – 8, 5]	30

TAB. 8.1 – Grille d'intégration temporelle utilisée pour la campagne VAPIC.

Les incertitudes formelles sur la mesure du rapport de mélange sont calculées à partir de la formulation de la variance du rapport de mélange de l'équation (6.8) et dépendent donc directement des rapports signal-à-bruit des signaux mesurés.

8.1.3 Comparaison des profils de rapport de mélange

Afin d'évaluer la restitution de profils de rapport de mélange par le lidar, nous les comparons aux mesures fournies par des radiosondages colocalisés. On dispose pour cela de 25 radiosondages lancés lors de session lidar.

Les sondages utilisés sont des sondages haute-résolution réalisés à l'aide de sondes RS92. Le constructeur indique une précision de 5%-RH sur la restitution d'humidité relative par ces sondes. On trouve dans la littérature différentes études relatives à la précision de ces sondes. [Vömel *et al.*, 2007] met en évidence un biais sec important pour des mesures de jour du fait du réchauffement du capteur par le rayonnement solaire. Il en résulte des biais de l'ordre de 10% à 1 km, 20% à 8 km. Pour des mesures de nuit, le biais est fortement réduit puisque de l'ordre de 2% à 7 km, 6% au-delà de 10 km. De manière plus générale, [Miloshevich *et al.*, 2006] évalue à environ 5% la précision de ces sondes entre 0 et 5 km, 10% entre 5 et 10 km.

Chaque nuit, deux à trois radiosondages ont été lancés, à environ 2 h d'intervalle (typiquement 21:00, 23:00, 1:00). On représente figures 8.1 et 8.2 les profils lidar et radiosondage mesurés sur la même période, respectivement pour des visées au zénith et en oblique. Le profil de saturation (rapport de mélange correspondant à une humidité relative de 100%) permet de mettre en évidence des mesures lidar aberrantes. Les barres d'erreur sur les profils radiosondes sont obtenus en supposant une précision de 5%-RH sur la mesure d'humidité.

Les mesures au zénith fournissent un rapport de mélange en bonne adéquation avec les profils issus des radiosondages, en particulier en-dessous de 4 km. À partir de 5 km, un biais apparaît, soulignant une surestimation par le lidar ou une sous-estimation par le radiosondage. Ce biais coïncide en général avec des couches très sèches pour le radiosondage ($r \approx 0,1\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$), observées plus humides par le lidar (typiquement, écarts observés lors de la session du 24/05/2004 à 20:44 entre 5 et 8 km). Mis à part un éventuel biais de la sonde RS92, on peut aussi expliquer une partie de ces écarts par la dérive de la sonde qui, à une altitude de 7 km, peut se trouver à une distance planimétrique de près de 30 km de son lieu de lancement (cas observé lors de la campagne AIRS à Toulouse en 2002, [Tarniewicz, 2005]). Enfin, on peut également suspecter d'éventuelles lacunes de notre système lidar dans l'acquisition (filtrage du fond de ciel) ou dans le traitement (effet de la température sur les sections efficaces Raman, mauvaise correction de la transmission atmosphérique différentielle).

La comparaison des profils de rapport de mélange pour des visées obliques fournit elle aussi de bons résultats. On observe une bonne cohérence entre les deux types de mesures jusqu'à 3 à 7 km selon les conditions. Les écarts importants à partir de 3 km pour la session du 04/06/2004 s'expliquent par la présence de nuages à cette altitude lors de la mesure. Notons que lors des sessions des 09/06/2004 et 15/06/2004, aucun radiosondage colocalisé n'est disponible, d'où l'utilisation des radiosondages de la station Météo-France de Trappes (78), située à environ 15 km du SIRTA.

On évalue les écarts observés entre lidar et radiosondages lors de ces différentes sessions d'observations (tableau 8.2 pour les visées au zénith, tableau 8.3 pour les

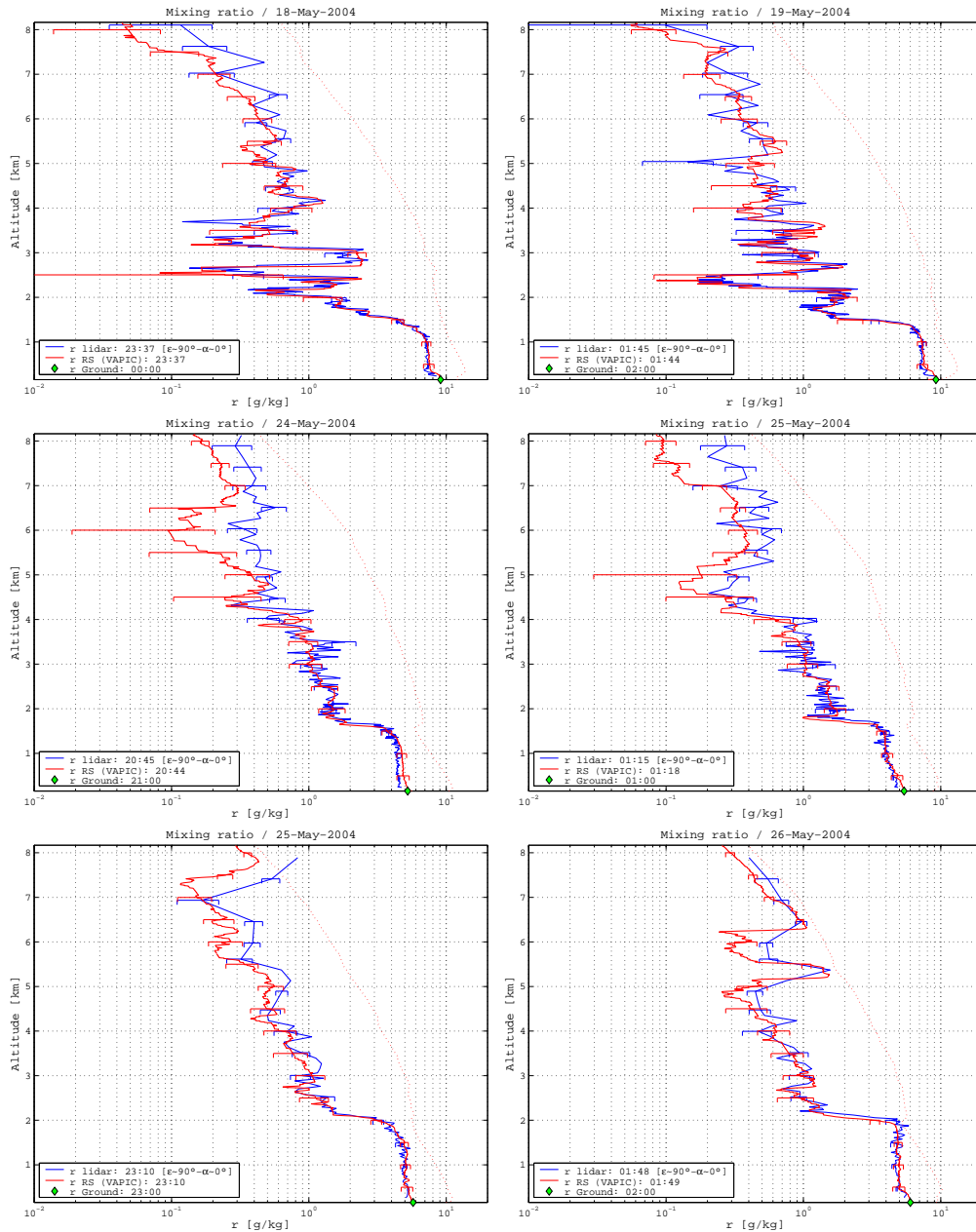


FIG. 8.1 – Comparaison de profils de rapport de mélange lidar et radiosonde durant la campagne VAPIC pour différentes sessions d’observations au zénith : lidar en bleu, radiosonde en rouge. En pointillés les profils de saturation radiosonde. En vert, mesure d’humidité sol (capteur PTU à 2 m). Le profil lidar tracé correspond au profil de 5 min le plus proche du lancement du radiosondage. Les barres d’erreur sur les rapports de mélange lidar représentent l’erreur formelle calculée à partir de l’équation (6.8).

visées obliques). On observe à partir de 4 km un biais humide de l’ordre de $0,1 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ sur les mesures lidar au zénith, coïncidant avec des couches en moyenne plus sèches (rapport de mélange inférieur à $1,5 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$). Du fait de la décroissance générale du rapport de mélange dans l’atmosphère, ce biais induit une augmentation de l’écart-type avec l’altitude (jusqu’à 40%). L’erreur moyenne quadratique reste inférieure à 15% jusqu’à 4 km pour l’ensemble des visées.

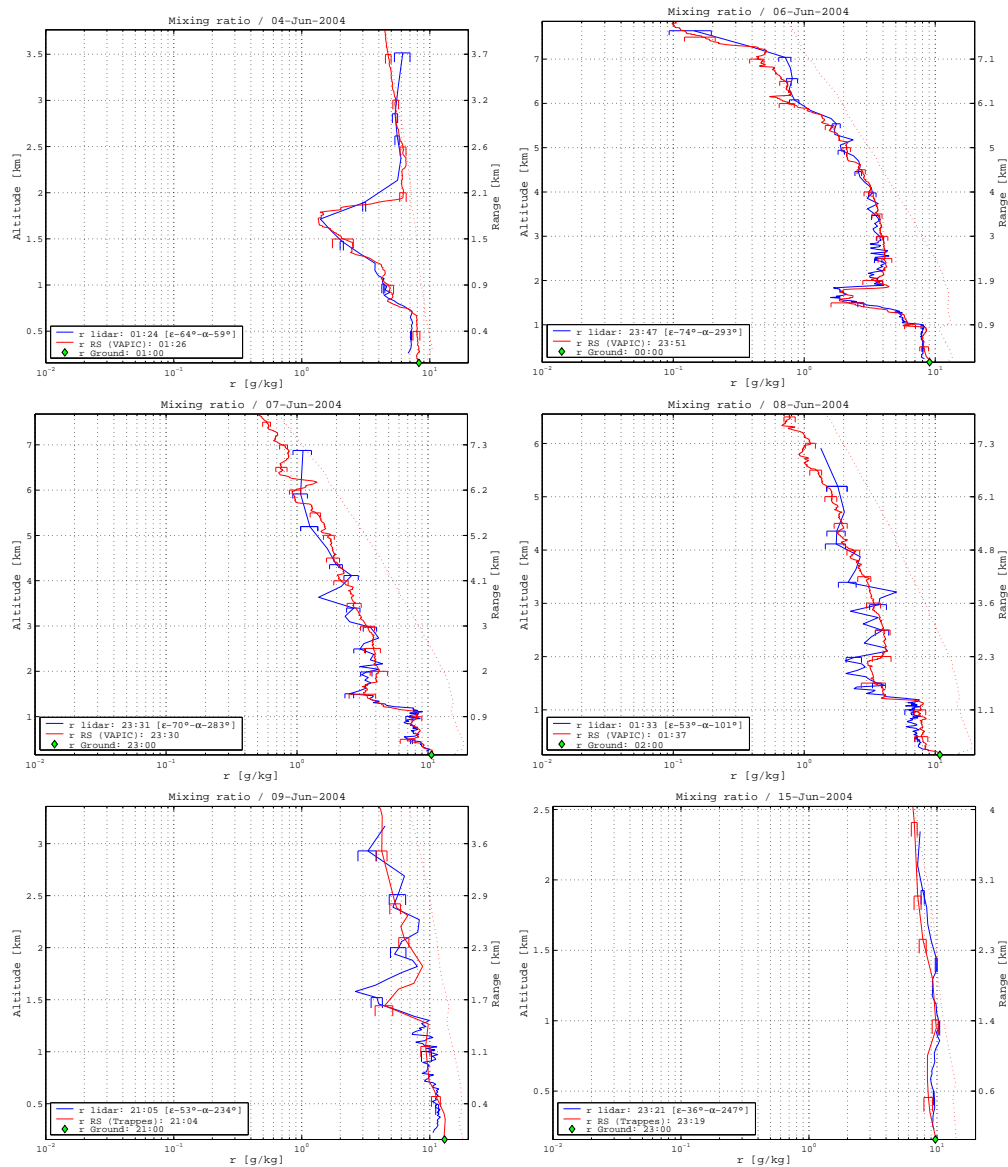


FIG. 8.2 – Comparaison de profils de rapport de mélange lidar et radiosonde durant la campagne VAPIC pour différentes sessions d’observations en oblique : lidar en bleu, radiosonde en rouge. En pointillés les profils de saturation radiosonde. En vert, mesure d’humidité sol (capteur PTU à 2 m). Le profil lidar tracé correspond au profil de 5 min le plus proche du lancement du radiosondage. Les barres d’erreur sur les rapports de mélange lidar représentent l’erreur formelle calculée à partir de l’équation (6.8).

Les couches situées au-dessus de 2 km sont en moyenne plus humides lors des sessions obliques. Au-delà de 4 km, les écarts sont plus importants que ceux observés lors des visées au zénith (biais de 0,2 à 0,3 $\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$ et écart-type entre 0,2 et 1,1 $\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$).

8.1.4 Diagramme temps–altitude

La mesure lidar étant continue, elle permet de restituer des évolutions temporelles de rapports de mélange (figure 8.3 et annexe E). Ces tracés montrent pour les nuits

Couche [km]	n	r_m [g/kg]	b [g/kg]	b [%]	σ [g/kg]	σ [%]
[0 – 1]	15	6,6	-0,5	-6,5	0,3	2,9
[1 – 2]	15	3,6	0,0	-1,3	0,2	5,3
[2 – 3]	14	2,2	-0,1	-3,9	0,3	6,0
[3 – 4]	14	1,6	0,0	4,0	0,2	9,4
[4 – 5]	15	1,3	0,1	18,8	0,5	18,7
[5 – 6]	15	0,8	0,1	38,1	0,1	38,5
[6 – 7]	15	0,5	0,1	41,5	0,1	31,7

TAB. 8.2 – Écarts sur la mesure de rapport de mélange entre lidar au zénith et radiosondage pour la campagne VAPIC (lidar - radiosondage). r_m : rapport de mélange moyen sur la couche considérée. b : biais absolu et relatif, σ : écarts-types absolu et relatif.

Couche [km]	n	r_m [g/kg]	b [g/kg]	b [%]	σ [g/kg]	σ [%]
[0 – 1]	6	7,4	-0,4	-5,4	0,5	5,9
[1 – 2]	6	3,6	-0,1	-2,5	0,3	8,0
[2 – 3]	5	4,2	-0,4	-9,1	0,4	7,7
[3 – 4]	4	3,1	0,0	0,3	0,4	12,3
[4 – 5]	5	5,0	0,3	7,1	1,1	31,9
[5 – 6]	4	1,8	0,2	11,1	0,2	15,4
[6 – 7]	3	0,5	0,3	29,4	0,2	39,2

TAB. 8.3 – Écarts sur la mesure de rapport de mélange entre lidar en oblique et radiosondage pour la campagne VAPIC (lidar - radiosondage). r_m : rapport de mélange moyen sur la couche considérée. b : biais absolu et relatif, σ : écarts-types absolu et relatif.

une couche limite montant à 1 – 2 km avec un rapport de mélange de 7 à 10 g·kg⁻¹.

Les nuits des 18 et 19 mai présentent des couches sèches au-delà de la couche limite avec rapport de mélange inférieur à 2 g·kg⁻¹. La nuit du 3 juin présente une couche humide en altitude (au-delà de 2,5 km) avec un rapport de mélange supérieur à 6 g·kg⁻¹. Le 6 juin, on observe des hétérogénéités au sein d'une couche humide au-delà de 2 km, cette couche est séparée de la couche limite par une couche sèche située entre 1,5 et 2 km.

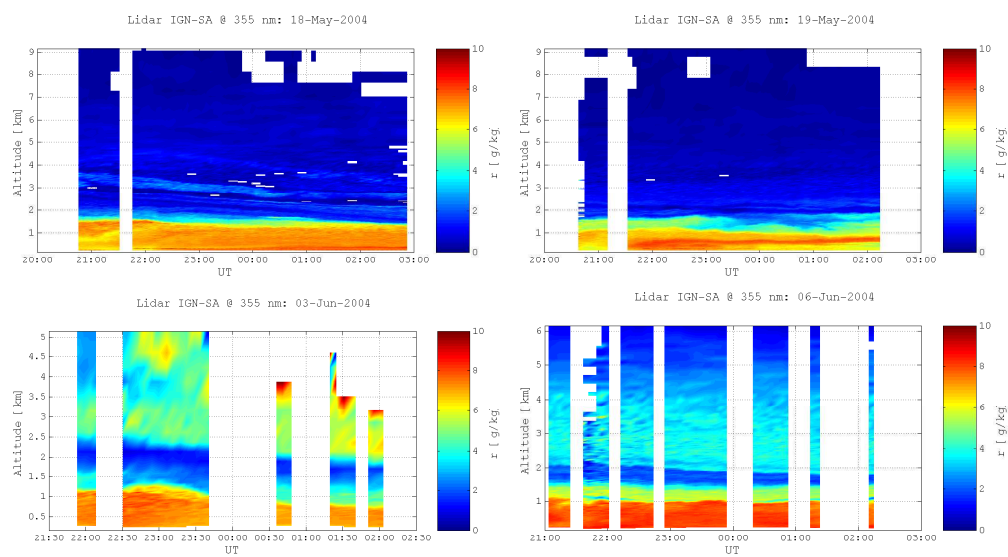


FIG. 8.3 – Évolutions du rapport de mélange lidar pendant VAPIC : Sessions des 18 mai 2004, 19 mai 2004 (visées au zénith), 3 juin 2004 et 6 juin 2004 (visées obliques).

8.2 La campagne COPS 2007

8.2.1 Configuration lidar

Ces mesures sont réalisées lors de la campagne COPS qui s’est déroulée en juillet 2007 sur le site d’instrumentation installé dans la vallée du Rhin (Meistratzheim, 67). La configuration du lidar durant cette campagne est adaptée pour des mesures de jour avec l’utilisation de filtres interférentiels étroits (annexe C, tableau C.2) et d’une fibre optique à 200 μm (annexe C, tableau C.3). Le système d’émission et de réception change par rapport à la campagne VAPIC puisqu’un bâti destiné à soutenir le système de visée périscopique (voir annexe C) est utilisé (bien que le périscope ne soit pas encore en place).

On compte pour cette campagne 25 sessions d’observation, soit près de 180 h de mesures. Notre objectif durant cette campagne était de tester la capacité de notre système de détection à fournir des mesures de rapports de mélange de jour. Au vu des premiers résultats, nous nous sommes limités à des observations de nuit et durant la transition jour-nuit (typiquement de 20:00 à 8:00).

8.2.2 Traitement des mesures lidar

En raison des changements au sein du système de détection du lidar, une nouvelle constante d’étalonnage est déterminée par un ajustement aux profils de rapport de mélange issus de radiosondages colocalisés, lancés de nuit, simultanément aux mesures lidar (voir chapitre précédent).

Du fait de l’utilisation de filtres interférentiels beaucoup plus étroits et d’une fibre optique plus fine, les niveaux des signaux observés sur les canaux Raman azote et vapeur d’eau s’avèrent plus faibles que ceux obtenus lors de la campagne VAPIC. Les intégrations spatiotemporelles des mesures doivent être optimisées en conséquence. En particulier, afin de ne pas dégrader considérablement la résolution spatiale pour pouvoir disposer d’une description verticale suffisamment précise, on choisit de diminuer la résolution temporelle des mesures. Deux grilles sont utilisées : une pour les mesures de nuit, l’autre pour les mesures de jours (tableaux 8.4 et 8.5). Les résolutions spatiales varient de 15 m dans les couches les plus basses à 1 km au-delà de 6 km pour les visées de nuit, et de 15 m à 2 km au-dessus de 4 km pour les visées de jour.

Couche [km]	Δt [min]
[0, 0 – 2, 0]	5
[2, 0 – 3, 0]	10
[3, 0 – 4, 0]	15
[4, 0 – 5, 0]	20
[5, 0 – 6, 0]	25
[6, 0 – 8, 0]	30

TAB. 8.4 – Grille d’intégration temporelle utilisée pour la campagne COPS pour les mesures de nuit.

Couche [km]	Δt [min]
[0, 0 – 1, 0]	10
[1, 0 – 2, 0]	20
[2, 0 – 3, 0]	30
[3, 0 – 4, 0]	40

TAB. 8.5 – Grille d’intégration temporelle utilisée pour la campagne COPS pour les mesures de jour.

8.2.3 Comparaison des profils de rapport de mélange

Les mesures de rapport de mélange sont à nouveau comparées aux profils issus de radiosondages. Ces radiosondages sont toujours munis de sondes RS92 de la marque Vaisala, et sont assurés par l’unité 4M du CNRM.

On observe dans un premier temps que les profils mesurés sont plus humides que ceux obtenus lors de la campagne VAPIC, en particulier dans les basses couches avec un rapport moyen de l’ordre de $9 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ (contre $7 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ lors de VAPIC), et des valeurs atteignant $15 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ le 19 juillet.

Les observations lidar de nuit (19:00 - 4:00) présentent une bonne adéquation avec les mesures issues des radiosondages colocalisés jusqu’à une altitude de l’ordre de 6 km (figure 8.4). Au point de vue quantitatif (tableau 8.6), la variabilité des écarts demeure importante, y compris dans les couches les plus basses. En terme de biais, les valeurs obtenues sont dans l’ensemble similaires à celles observées durant VAPIC.

Couche [km]	n	r_m [g/kg]	b [g/kg]	b [%]	σ [g/kg]	σ [%]
[0 – 1]	19	9,0	-0,2	-1,1	1,5	15,3
[1 – 2]	17	7,5	0,9	13,2	1,5	22,1
[2 – 3]	17	4,3	0,6	13,2	1,2	28,0
[3 – 4]	14	2,8	0,0	-2,9	0,3	15,7
[4 – 5]	15	1,6	-0,1	1,1	0,5	31,8
[5 – 6]	13	1,0	0,1	12,6	0,2	28,0

TAB. 8.6 – Écarts sur la mesure de rapport de mélange entre lidar de nuit et radiosondage pour la campagne COPS (lidar - radiosondage). r_m : rapport de mélange moyen sur la couche considérée. b : biais absolu et relatif, σ : écarts-types absolu et relatif.

La portée du lidar est largement réduite pour les mesures de jour (4:00 - 19:00) puisque la cohérence entre lidar et radiosondage est observée uniquement pour des altitudes s’étalant jusqu’à environ 2 km (figure 8.5). Les observations issues des deux types d’instruments sont peu biaisées jusqu’à environ 2 km (tableau 8.7), au-delà, le biais est supérieur à $1 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$; l’écart-type dépasse alors 50%.

8.2.4 Diagramme temps–altitude

La figure 8.6 présente les évolutions des profils de rapport de mélange observés au cours de différentes sessions d’observations. On note le changement de résolution temporelle des mesures lidar à 4:00. Ces évolutions présentent en général des différences par rapport à celles obtenues lors de VAPIC, avec en particulier des couches plus humides et des hétérogénéités plus importantes. La hauteur de la couche limite est

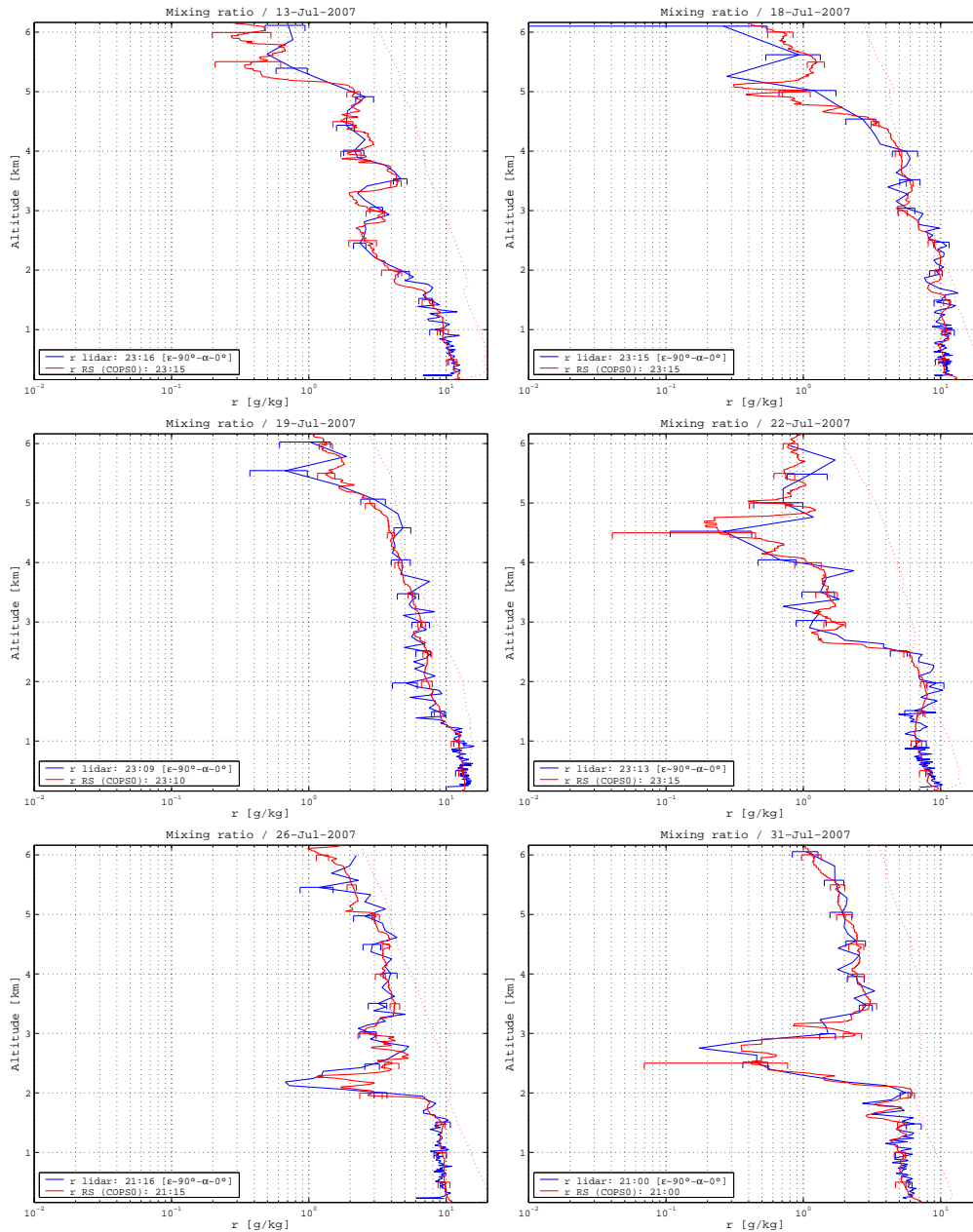


FIG. 8.4 – Comparaison de profils de rapport de mélange lidar et radiosonde durant la campagne COPS pour différentes sessions d’observations de nuit : lidar en bleu, radiosonde en rouge. En pointillés les profils de saturation radiosonde. Le profil lidar tracé correspond au profil de 5 min le plus proche du lancement du radiosondage. Les barres d’erreur sur les rapports de mélange lidar représentent l’erreur formelle calculée à partir de l’équation (6.8).

en général de l’ordre de 2 km.

Notons que des couches humides (entre 5 et 6 $\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$) sont observées jusqu’à près de 5 km le 15 juillet ; ces couches descendent au cours de la nuit pour atteindre la couche limite. La session du 24 juillet présente un assèchement temporaire des couches supérieures (2–3 km) entre 21:00 et 23:00, avec la persistance d’une couche sèche plus fine jusqu’à environ 00:00. Le 31 juillet, on remarque la présence d’une

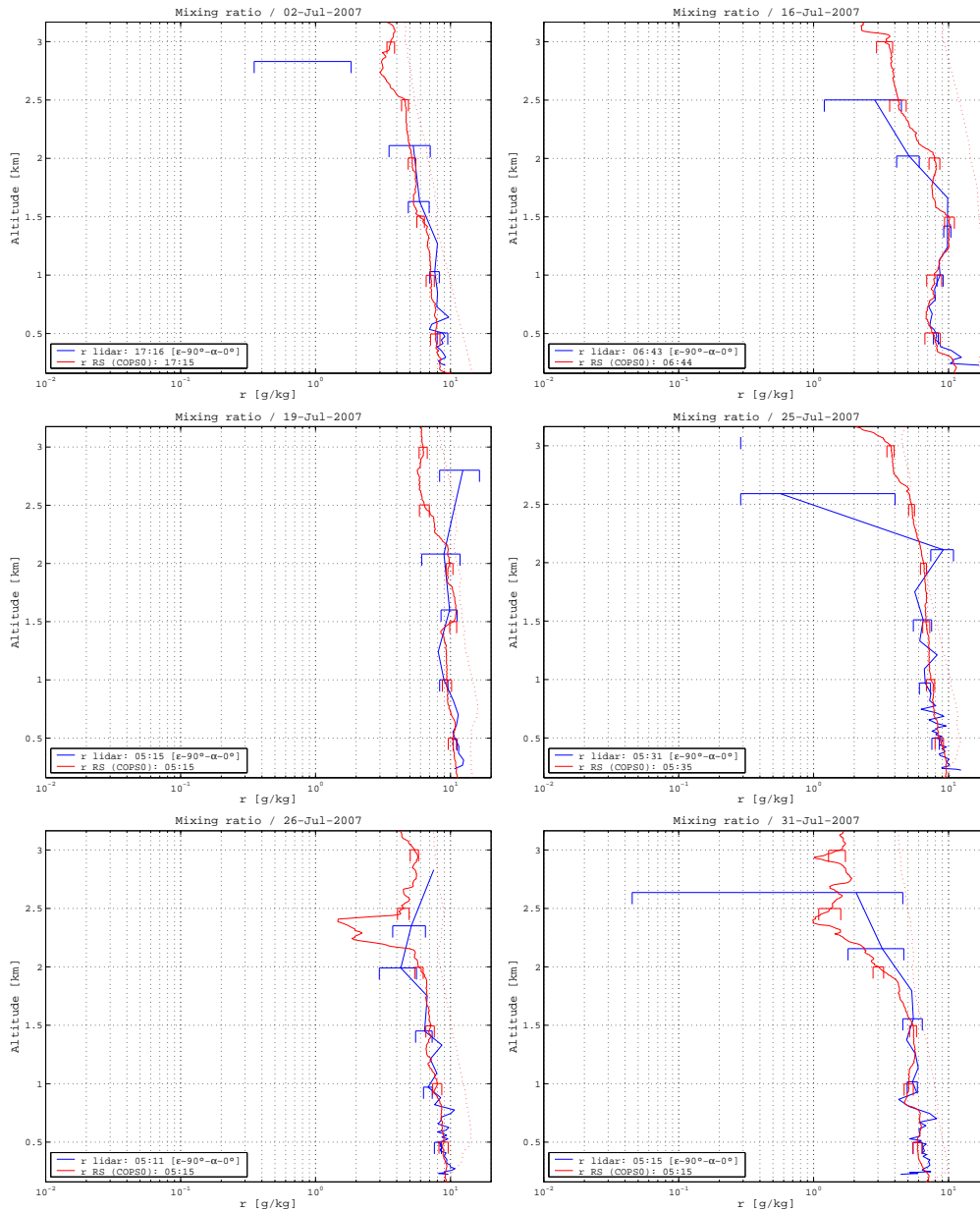


FIG. 8.5 – Comparaison de profils de rapport de mélange lidar et radiosonde durant la campagne COPS pour différentes sessions d’observations de jour : lidar en bleu, radiosonde en rouge. En pointillés les profils de saturation radiosonde. Le profil lidar tracé correspond au profil de 5 min le plus proche du lancement du radiosondage. Les barres d’erreur sur les rapports de mélange lidar représentent l’erreur formelle calculée à partir de l’équation (6.8).

couche sèche vers 2,5 km (environ $1,5 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$) entre la couche limite (5 à $7 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$) et une couche humide plus élevée (environ $3 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ entre 3 et 5 km).

8.3 Conclusion

Les résultats obtenus lors des campagnes COPS et VAPIC permettent de valider la mesure de rapport de mélange par lidar Raman. De nuit et au zénith, on observe une

Couche [km]	n	r_m [g/kg]	b [g/kg]	b [%]	σ [g/kg]	σ [%]
[0 – 1]	25	8,6	-0,2	-1,0	2,0	21,7
[1 – 2]	21	6,8	0,7	13,9	1,9	32,5
[2 – 3]	7	5,1	3,4	69,6	2,6	50,1
[3 – 4]	4	3,1	1,4	50,0	1,8	61,3

TAB. 8.7 – Écarts sur la mesure de rapport de mélange entre lidar de jour et radiosondage pour la campagne COPS (lidar - radiosondage). r_m : rapport de mélange moyen sur la couche considérée. b : biais absolu et relatif, σ : écarts-types absolu et relatif.

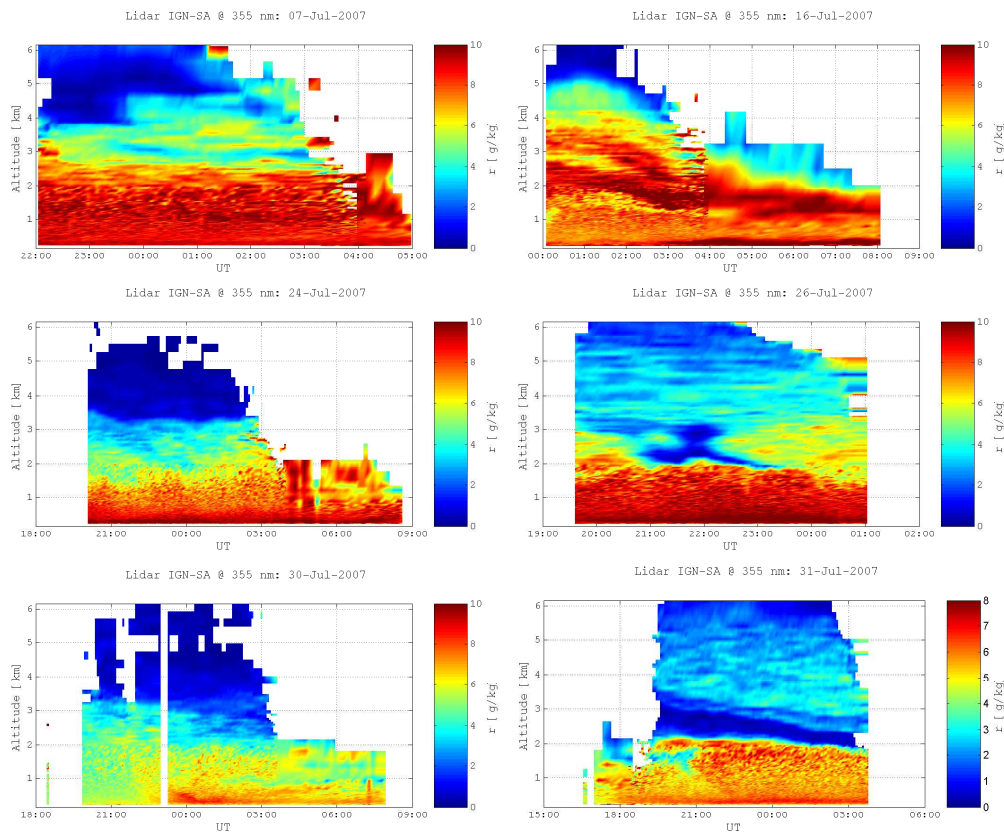


FIG. 8.6 – Évolutions du rapport de mélange lidar pendant COPS : sessions des 7 juillet 2007, 15 juillet 2007, 24 juillet 2007, 26 juillet 2007, 30 juillet 2007 et 31 juillet 2007.

très bonne cohérence avec les radiosondages jusqu'à une altitude de 6 km (COPS) à 7 km (VAPIC). La portée lidar lors de visées en oblique varie entre 3 et 7 km, la comparaison avec des radiosondages fournissant également des résultats satisfaisants.

Cependant, les couches sèches (rapport de mélange inférieur à $0,5 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$) sont en général sur-évaluées par le lidar en comparaison au radiosondage. Ces écarts peuvent être expliqués par des systématismes inhérents aux radiosondes (biais sec du capteur d'humidité des sondes RS92, déplacement horizontal du radiosondage par rapport au lieu de lancement) ainsi que par des lacunes dans les modélisations utilisées lors de l'inversion des observations lidar : fond de ciel, transmission atmosphérique, dépendance en température de l'équation lidar (en particulier lors de la campagne COPS en raison de l'utilisation de filtres interférentiels étroits).

Enfin, l'amélioration de la sélectivité du signal pour la campagne COPS n'apporte pas de résultats satisfaisants. Les résultats obtenus pour des visées de jour sont peu concluants, en raison d'une portée très restreinte (1 à 3 km selon les sessions) : on est ici rapidement limité par l'impossibilité de mesurer le signal rétrodiffusé par les couches les plus hautes car celui-ci se trouve noyé dans le fond de ciel. De nuit, la portée obtenue pour des visées zénithales est réduite par rapport à VAPIC et la variabilité observée dans les couches les plus hautes reste élevée.

Chapitre 9

Restitution de retard troposphérique par lidar Raman

9.1 Calcul du retard humide à partir du profil de rapport de mélange

Après avoir détaillé et validé la restitution précise de profils de rapport de mélange par lidar Raman, nous nous intéressons maintenant au calcul de retards humides à partir de ces profils et aux différentes sources d'inexactitudes intervenant.

On utilise actuellement la mesure calibrée de rapport de mélange lidar pour le calcul de retard troposphérique humide. En fonction du rapport de mélange (r), le retard troposphérique humide restitué par lidar s'écrit :

$$\Delta L_w = 10^{-6} \int \frac{r}{\epsilon + r} \frac{P}{T} \left[k'_2 + \frac{k_3}{T} \right] \quad (9.1)$$

Où les constantes k'_2 et k_3 sont déterminées par [Thayer, 1974] (voir annexe B, tableau B.1).

L'erreur formelle sur l'estimation du retard humide est calculée à partir de l'erreur formelle sur le rapport de mélange σ_r , obtenue à l'aide de l'équation (6.8) :

$$\sigma_{\Delta L_w}(z)^2 = \kappa(T_{sol}) \cdot \int_{sol}^z l_c(z) \rho_d(z) \sigma_r(z)^2 dz \quad (9.2)$$

Où $\kappa(T_{sol})$ est déterminé à l'aide de l'équation (B.14), ρ_d est la densité d'air sec (issue d'un profil standard ou d'un radiosondage par exemple), l_c est la longueur de corrélation (résolution spatiale) ([Bossler, 2004]).

Le calcul du retard humide nécessite de disposer de profils de pression et de température ainsi que d'un profil d'humidité au-delà de la portée du lidar (portée qui varie entre 3 et 7 km selon les conditions). Pour cela, on dégage trois sources de données qui permettront de compléter le profil lidar :

- Les profils issus d'un radiosondage du réseau opérationnel de Météo-France (un lancement toutes les 12 h à partir de 6 centres opérationnels de Météo-France : Brest, Bordeaux, Trappes, Nîmes, Nancy et Ajaccio).
- Les profils issus d'une analyse d'un modèle météorologique.
- Une climatologie (du type CIRA86aQ-UoG, [Kirchengast *et al.*, 1999]).

L'effet d'une mauvaise correction du retard humide se répercutant directement sur l'estimation de la hauteur lors du traitement GPS (voir partie I), il est important de déterminer le plus précisément possible le complément au profil lidar. Nous évaluons donc ici l'impact de ces compléments : les profils de pression et température dans un premier temps, puis le profil d'humidité. Pour cela, on utilise comme observations de référence les mesures issues de radiosondages effectués lors de la campagne VAPIC sur le site du SIRTÀ (45 radiosondages). Le complément est alors obtenu à partir d'une technique externe :

- Des radiosondages (sondes Vaisala RS90) lancés toutes les 12 h du centre de Météo-France à Trappes, distant d'environ 15 km du SIRTÀ, qui permet d'évaluer l'impact de l'utilisation d'un radiosondage du réseau opérationnel de Météo-France,
- Des profils issus de la simulation MM5 (toutes les 6 h) réalisée pour la campagne par R. Vautard au Laboratoire de Météorologie Dynamique. La résolution horizontale du modèle est de 5 km, la grille numérique utilisée comporte 43 niveaux verticaux, le niveau le plus bas étant à environ 12 m au dessus du sol. Les conditions initiales et aux limites sont fournies par les réanalyses NCEP, disponibles toutes les 6 h sur une grille latitude - longitude de 1°.
- Une climatologie : CIRA86aQ_UoG.

9.2 Utilisation de profils de température et de pression

Les retards humides sont calculés pour le radiosondage de référence ainsi qu'en utilisant les profils de pression et de température des sources externes (RS, MM5, CIRA86aQ_UoG) qui sont couplés au profil d'humidité de référence. Les résultats sont synthétisés tableau 9.1.

	b [mm]	σ [mm]
RS (15 km - 12 h)	0,1	0,3
MM5 (6 h)	0,2	0,3
CIRA86aQ_UoG	-0,4	1,7

TAB. 9.1 – Utilisation de profils de température et de pression pour le calcul de retards humides lidar : Comparaison de l'estimation des retards troposphériques humides en utilisant différents profils de pression et température issus d'un radiosondage opérationnel (RS), d'un modèle météorologique (MM5) et d'une climatologie (CIRA86aQ_UoG). b : biais, σ : écart-type.

Les résultats obtenus sont satisfaisants : l'utilisation d'un radiosondage opérationnel ou d'une simulation météorologique fournit des résultats submillimétriques. L'utilisation d'une climatologie induit des écarts peu biaisés ; la variabilité observée est principalement due à la variabilité temporelle des profils de température.

L'impact des profils de pression et de température apparaît peu critique, les écarts attendus sur le retard humide étant submillimétriques. Dans le cas d'une correction lidar des observations GPS, l'erreur théorique sur l'estimation de la hauteur (« *rule of thumb* » de ([Boehm *et al.*, 2006b]), voir chapitre 1), induite par de tels écarts, sera également submillimétrique.

9.3 Complément pour le profil de rapport de mélange

Les retards humides sont calculés pour le radiosondage de référence ainsi qu'en utilisant les profils d'humidité des sources externes (RS, MM5, CIRA86aQ-UoG) qui sont couplés aux profils de pression et de température de référence.

Figure 9.1, on représente les erreurs relatives sur le retard humide en fonction de l'altitude maximale du profil de référence. On indique également l'évolution de l'incertitude relative moyenne sur le retard humide lidar obtenue lors de la campagne VAPIC pour ces différentes altitudes. Les erreurs absolues à 5, 6 et 7 km sont présentées tableau 9.2.

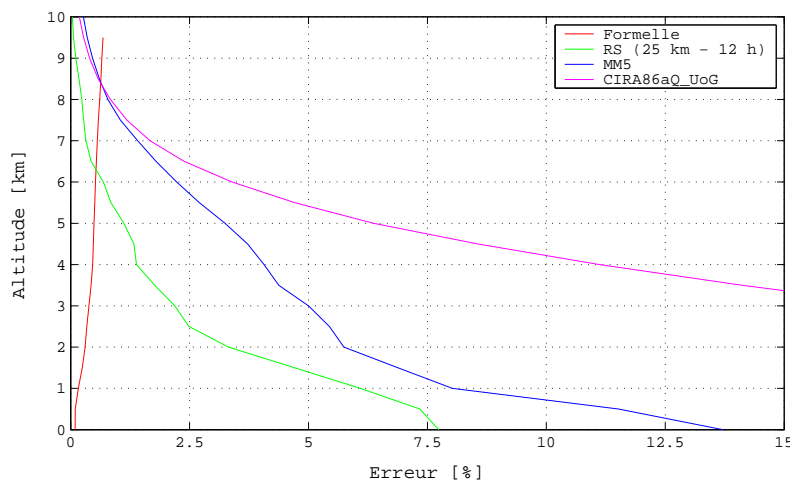


FIG. 9.1 – Impact du complément sur l'incertitude du retard humide lidar en fonction de l'altitude : erreur relative au retard humide total. En rouge : erreur formelle moyenne de la mesure lidar sur la campagne VAPIC calculée à l'aide de l'équation (9.2). Incertitude liée à l'utilisation d'un radiosondage opérationnel en vert, d'une simulation atmosphérique (MM5) en bleu, de la climatologie Cira86aQ_UoG en magenta.

	Erreur [mm]	5 km	6 km	7 km
Formelle		0,4	0,4	0,4
RS (15 km - 12 h)		1,0	0,6	0,3
MM5 (6 h)		3,0	2,0	1,3
CIRA86aQ-UoG		5,8	3,1	1,5

TAB. 9.2 – Erreur engendrée par le complément lidar : comparaison à l'incertitude formelle lidar des compléments obtenus par un radiosondage opérationnel (RS), une simulation atmosphérique (MM5) et une climatologie (CIRA86aQ_UoG).

L'erreur engendrée par l'utilisation d'un radiosondage opérationnel apparaît comme étant la source d'imprécision la plus faible : elle est inférieure à l'erreur formelle de la mesure de retard humide par lidar à partir d'une altitude de l'ordre de 6-7 km. Les résultats obtenus pour le calcul du complément à partir de simulations MM5 sont peu satisfaisants puisque l'incertitude engendrée est toujours supérieure à 1 mm pour une altitude de 7 km, contre 0,3 mm pour le complément par radiosondage, l'erreur formelle lidar étant de l'ordre de 0,4 mm. Elle devient inférieure à l'erreur sur la mesure lidar uniquement à partir de 8-9 km. Le complément par un profil issu d'une

climatologie est hors de propos jusqu'à environ 8 km. L'erreur qu'il induit devient alors semblable à celle due au complément issu d'une simulation atmosphérique.

À titre d'indication, l'erreur attendue pour une portée de 7 km (cas de la campagne VAPIC) est de 0,3 mm sur le retard humide dans le meilleur des cas, soit, en théorie (« *rule of thumb* »), environ 0,6 mm sur l'estimation de la hauteur dans le cas d'une correction lidar des observations GPS. Pour une portée de 6 km (COPS), elle sera de 0,6 mm sur le retard humide soit de l'ordre de 1,2 mm sur la hauteur.

Le calcul du complément humide apparaît ici comme un facteur très limitant, les résultats les plus intéressants sont obtenus grâce à un complément calculé à partir de radiosondages opérationnels. Nous nous situons cependant dans un cas plutôt favorable puisque le lancement des sondages s'effectue non loin de la zone d'étude. Nul doute que dans une situation moins avantageuse (zone d'expérimentation plus éloignée d'un centre de lancement de radiosondages) les résultats s'en verraient nettement dégradés. On peut cependant espérer qu'une simulation météorologique différente nous fournisse des résultats plus convenables que ceux obtenus ici à l'aide de MM5.

Chapitre 10

Conclusion sur la mesure de vapeur d'eau par lidar Raman

L'objectif de cette partie était d'améliorer la méthode de traitement des signaux du lidar Rameau afin de répondre aux spécifications établies dans la première partie de ce manuscrit pour permettre une correction de l'effet de l'atmosphère humide sur le positionnement par GPS.

Différentes modélisations intervenant lors du calcul du rapport de mélange ont été examinées : l'utilisation de modèles de transmission atmosphérique peut entraîner des écarts de 0 à 2% selon l'altitude ; ceux induits par la dépendance en température du spectre Raman varient quant à eux de 1 à 4% selon l'altitude ; enfin l'incertitude associée aux sections efficaces de rétrodiffusion est de l'ordre de 10%, mais cette valeur peut-être réduite lors de l'étalonnage du système. Nous avons ensuite mis en évidence l'apport d'une intégration spatiotemporelle des signaux, dépendante de l'altitude de la couche observée pour une amélioration des rapports signal-à-bruit des mesures. L'étude approfondie de la statistique des signaux Raman, et en particulier de l'impact de la variabilité poissonnienne du signal azote, a permis de dégager un nouvel estimateur du rapport de mélange corrigeant un biais variant de 1% à 5% selon les conditions et pouvant induire des écarts millimétriques sur le retard humide dans les cas les plus défavorables. Enfin, nous sommes revenus sur l'étalonnage opérationnel du système. Différentes méthodes permettant l'étalonnage de la mesure de rapport de mélange ont été étudiées. L'utilisation des mesures issues de radiosondages fournit lors de nos cas d'étude les résultats les plus satisfaisants, avec cependant une variabilité de 3 à 4% sur la détermination de la constante instrumentale. Cet étalonnage permet l'utilisation de nos observations lidar pour une première validation de la mesure de rapport de mélange par comparaison avec d'autres techniques. Nous devons cependant songer à un étalonnage plus précis (inférieur à 1%) pour un couplage lidar - GPS.

Depuis 2004 le lidar Raman IGN-SA a été déployé dans différentes campagnes expérimentales. Durant la campagne VAPIC (printemps 2004), des sessions d'observations de nuit ont été menées, au zénith et en direction de satellites GPS. Au vu de l'adéquation des profils de rapport de mélange lidar avec les mesures issues de radiosondages, les résultats sont concluants. Pour des visées au zénith, la portée de notre système atteint environ 7 km ; elle varie de 3 km à 7 km en fonction des conditions météorologiques pour des visées en oblique. Les écarts observés avec les

sondes RS92 sont très satisfaisants sur l'ensemble de la portée, bien qu'un léger biais humide subsiste dans les couches les plus élevées. Pendant la campagne COPS (été 2007), des mesures au zénith ont été effectuées pour des sessions de jour et de nuit à l'aide d'un système de détection plus sélectif. Si les résultats de nuit sont toujours satisfaisants avec une bonne adéquation avec les radiosondages malgré une portée légèrement réduite (6 km), les résultats pour des mesures de jour sont peu concluants, le signal étant rapidement noyé dans le fond de ciel ; ceci nous fournit un bilan mitigé quant aux évolutions apportées au système depuis la campagne VAPIC.

La restitution de retards humides par mesure lidar nécessite la connaissance à la fois des profils de pression et de température correspondants, ainsi que du profil d'humidité au-delà de la portée du lidar. Le facteur le plus limitant réside actuellement dans l'impact du complément du profil de rapport de mélange au-delà de la portée lidar, l'erreur engendrée variant entre 1 et 5 mm pour une portée de 5 km ; elle est inférieure à 1,5 mm pour une portée de 7 km.

Comme nous l'avons déjà vu, le lidar Raman IGN-SA a été déployé pendant un mois lors de la campagne VAPIC. La qualité de ses observations a été constatée. Par la suite, nous allons donc revenir plus précisément sur cette campagne au cours de laquelle un grand nombre d'observations de vapeur d'eau atmosphérique ont été réalisées. Ces mesures vont nous permettre de mettre en évidence l'impact de la troposphère humide sur les solutions des traitements GPS réalisés dans le cadre de cette campagne. Les mesures lidar seront comparées à celles issues des différents instruments engagés, puis analysées conjointement aux solutions GPS avec toujours en ligne de mire la correction de l'effet de la vapeur d'eau sur la propagation des signaux.

Troisième partie

Étude du couplage lidar Raman - GPS à partir des données de la campagne VAPIC

Chapitre 11

La campagne VAPIC_2004

11.1 Présentation de la campagne VAPIC

La campagne VAPIC 2004 est un projet d'intercomparaison d'observations de la vapeur d'eau atmosphérique. Elle s'est déroulée au printemps 2004 (17 mai - 18 juin) sur le Site Instrumental de Recherche en Télédétection Active (SIRTA - [Haeffelin *et al.*, 2005]) de l'Institut Pierre Simon Laplace (IPSL). Le SIRTA est situé à environ 20 km de Paris, sur le site de l'École Polytechnique.

L'objectif de la campagne VAPIC était de collecter des observations de vapeur d'eau au moyen de différentes techniques ainsi que d'autres variables atmosphériques du cycle de l'eau, sur une période d'un mois. Ces observations étaient destinées à être utilisées pour des études méthodologiques et de processus atmosphérique concernant à la fois le cycle de l'eau, les bilans d'énergie et la formation de nuages ([Bock, 2006]). Le but de cette campagne était aussi de préparer la campagne AMMA (Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine). Les objectifs fixés pour cette campagne sont ainsi :

- D'évaluer la précision des techniques de détection de la vapeur d'eau, à la fois terrestres, spatiales et in-situ.
- D'améliorer les méthodes de restitution de ces techniques (lidar, GPS, radiomètres, etc.).
- De développer des méthodes de combinaison d'observation de vapeur d'eau.
- D'évaluer la paramétrisation et l'assimilation dans des modèles atmosphériques méso-échelle, en particulier le modèle MM5 utilisé en routine par le LMD dans le cadre du projet COMPERES (Comparaison Permanente au SIRTA).

Parmi les organismes engagés lors de cette campagne on peut citer : le Laboratoire de Météorologie Dynamique (LMD), le Centre d'Études des Environnements Terrestre et Planétaires, le Laboratoire d'Optique Atmosphérique (LOA), le LAREG et le LOEMI de l'IGN, différentes unités de Météo-France (CDM78, CDM91, DSO, CNRM, SATMOS Lannion et CMIR), l'Université Technique de Munich et l'Université Libre de Berlin.

11.2 Instrumentation

On s'intéresse ici aux instruments déployés lors de la campagne VAPIC pour la restitution de mesures de vapeur d'eau, sous la forme de profils et de contenus

intégrés.

Lidar Raman : L'IGN et le SA ont participé à la campagne VAPIC avec le lidar Rameau pour 12 sessions (nuits) d'observation, et en particulier 5 nuits en mode visée au zénith et 5 autres en mode suivi de satellite GPS. Un premier aperçu des observations effectuées par cet instrument (profils de rapport de mélange) a été présenté dans la deuxième partie de ce mémoire (chapitre 8). L'objectif du déploiement du lidar IGN-SA durant VAPIC était à la fois la validation de la mesure de profils de rapport de mélange (comparaison avec les radiosondages colocalisés) et de retards humides lors de sessions d'observation continue (sessions de 3 à 7 h) mais aussi l'utilisation de ses observations pour la mise en évidence de la sensibilité des solutions GPS aux hétérogénéités de vapeur d'eau. Enfin, ces observations étaient destinées à être utilisées pour une première évaluation de la correction des retards troposphériques humides des signaux GPS.

GPS : Un réseau GPS a été mis en place sur la région parisienne pour l'ensemble de la campagne (figure 11.1) pour une cartographie spatiale de contenus intégrés en vapeur d'eau, utile pour la validation de données satellitaires (MODIS, AIRS). Ce réseau GPS se compose de stations du Réseau GPS Permanent de l'IGN (<http://rgp.ign.fr>) ainsi que de 5 stations additionnelles issues du parc de l'INSU installées pour l'occasion : 3 stations sont mises en place sur le SIRTA (stations SIRT, XP51 et XP52), les 2 autres sur les sites de Météo-France de Trappes (CDM78, station TRAP) et Bretigny (CDM91, station BRET).

Le traitement GPS des stations parisiennes sera utilisé pour une évaluation de nouvelles modélisations troposphériques implémentées dans les logiciels de traitement GPS (modélisations présentées et étudiées dans la première partie de ce mémoire, chapitres 2 et 3). Les solutions troposphériques des stations situées sur le SIRTA (SIRT, XP51 et XP52) sont également destinées à être comparées aux observations effectuées par les différentes autres techniques engagées dans la campagne (radiomètres, radiosondages, lidar).

Radiosondage : Une station de radiosondage mobile du CNRM a également été déployée sur le SIRTA. 1 à 3 radiosondages sont lancés par période d'observation intensive. Les sondes utilisées sont de type RS92. Une description plus précise de ces radiosondages, et en particulier de leurs performances, a été effectuée dans la deuxième partie de ce mémoire (chapitre 8).

En complément, on dispose également des radiosondages (sondes RS90) lancés à partir du centre de Météo-France de Trappes (78) avec un radiosondage opérationnel toutes les 12 h ainsi que des radiosondages simultanés aux radiosondages SIRTA.

Radiomètre micro-onde : Trois radiomètres ont été mis en œuvre sur le SIRTA au cours de la campagne.

- Le radiomètre à balayage Rescom, développé au CETP.
- Le radiomètre Drakkar, à visée verticale, lui aussi du CETP.
- Le radiomètre Hatpro à visée verticale de l'Université de Munich : ce radiomètre multicanal permet également la restitution de profils de température, humidité ainsi que de contenus en eau liquide et en glace.

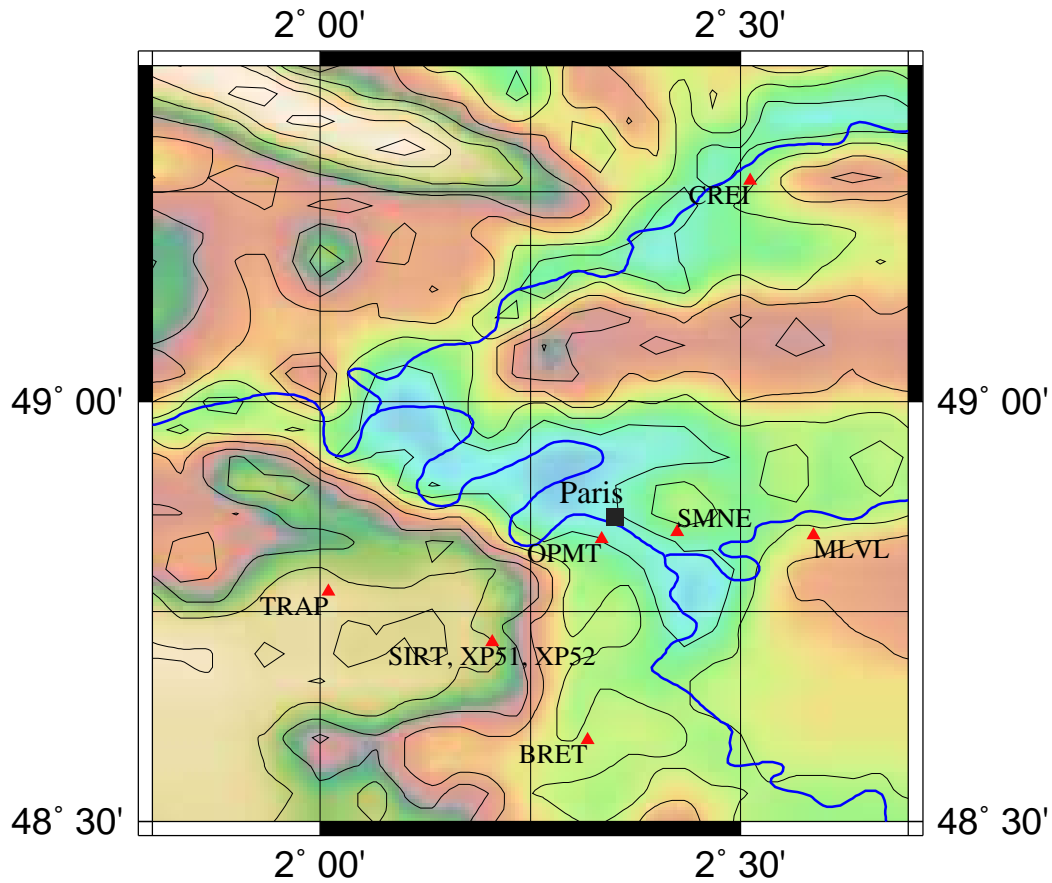


FIG. 11.1 – Réseau GPS VAPIC.

Les radiomètres Rescom et Hatpro sont étalonnés de manière automatique par *tip curve*. La mesure Drakkar est étalonnée à partir des radiosondages de Trappes.

Les disponibilités des différents instruments de restitution de mesures d'humidité déployés lors de la campagne sont présentées figure 11.2.

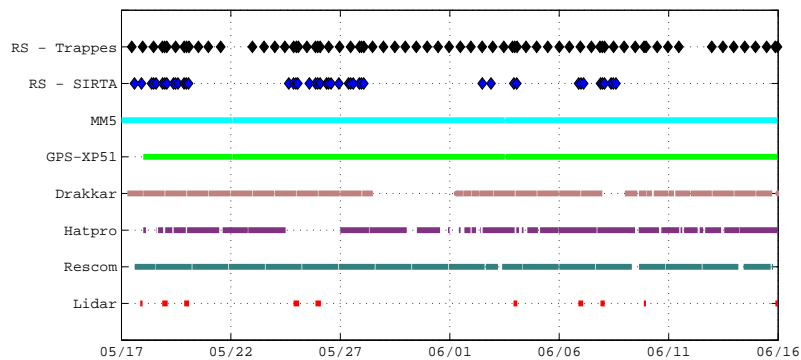


FIG. 11.2 – Disponibilités des observations de vapeur d'eau lors de la campagne VAPIC : Radiosondages lancés de Trappes et du SIRT, simulation MM5, solution GPS pour la station XP51, radiomètres Drakkar, Hatpro et Rescom, lidar Rameau.

Tableau 11.1, on indique les niveaux des traitements des différents instruments considérés.

Instrument	Niveau	Responsable du traitement
Lidar Rameau	1a et 2a	P. Bosser (IGN)
Radiosondage	1b	J.-P. Aubagnac (CNRM)
GPS	1a et 2a	M.-N. Bouin (IGN)
Drakkar	1a	A. Armstrong, A. Protat, L. Barthès (CETP)
Rescom	2a	L. Barthès (CETP)
Hatpro	2a	S. Kneifel, S. Crewell (Univ. Munich)

TAB. 11.1 – Traitements des observations de vapeur d'eau VAPIC utilisées dans ce mémoire : niveau du traitement : 1a : données brutes ; 1b : données pré-traitées ; 2a : observables météorologiques ([Bock, 2006]).

11.3 Description météorologique

On représente sur la figure 11.3 différents paramètres météorologiques mesurés sur le site du SIRTA et simulés avec le modèle MM5 pour l'ensemble de la campagne VAPIC. En haut, on présente le contenu intégré en vapeur d'eau (IWV) observé par trois techniques indépendantes : GPS, radiomètre micro-ondes (Hatpro) et radiosondages. Les trois techniques sont cohérentes entre elles et avec les simulations MM5. On observe une variabilité temporelle importante en IWV allant de 5 à 40 kg·m⁻² pour les cas extrêmes. Cette variabilité est liée à une succession de situations météorologiques caractérisées par des advections d'humidité importantes depuis l'océan atlantique soit depuis le nord en situation anticyclonique (par exemple le 23 mai) soit depuis le sud à l'avant de fronts venant de l'Atlantique (par exemple le 29 mai) (voir figure 11.4).

Les observations météorologiques de surface représentées en bas de la figure 11.3 nous permettent de suivre l'évolution de la situation météorologique (ces observations locales sont en bon accord avec l'évolution synoptique issue des analyses météorologique ECMWF et aussi avec les paramètres issus de la simulation MM5, ce qui nous conforte dans l'utilisation de cette simulations dans la suite de cette étude). On différencie plusieurs périodes au cours de la campagne, caractérisées par les situations synoptiques suivantes (figure 11.4) :

- Du 15 au 25 mai : un anticyclone situé sur l'Irlande s'étend vers l'Ouest entre le 15 et le 19, il produit un vent en surface faible de secteur NO. Le 20-21 l'anticyclone se décale vers le NO. Un autre anticyclone se forme sur l'Est de la Méditerranée et une dépression se creuse au sud sur l'Atlantique (30° N - 35° O). La circulation résultant de ces trois centres d'action produit une convergence sur la France, avec un front froid qui descend du Nord. On observe ainsi le 21 mai d'abord une augmentation d'IWV puis une diminution. Les jours suivants (22-25) l'anticyclone situé sur l'Atlantique se repositionne sur l'Irlande. Le 23 on note une accélération du vent de N amenant de l'air humide.
- Du 25 au 30 mai : la circulation est pilotée par une dépression située sur l'Atlantique (55° N - 35° O) et l'anticyclone des Açores situé vers 35° N - 25° O. Le 26, une masse d'air humide située sur le golfe de Gascogne est advectée vers le NE produisant un maximum d'IWV de 23 kg·m⁻² au SIRTA (figure 11.3). La dépression se décale vers le NO et génère un front froid qui arrive sur la côte

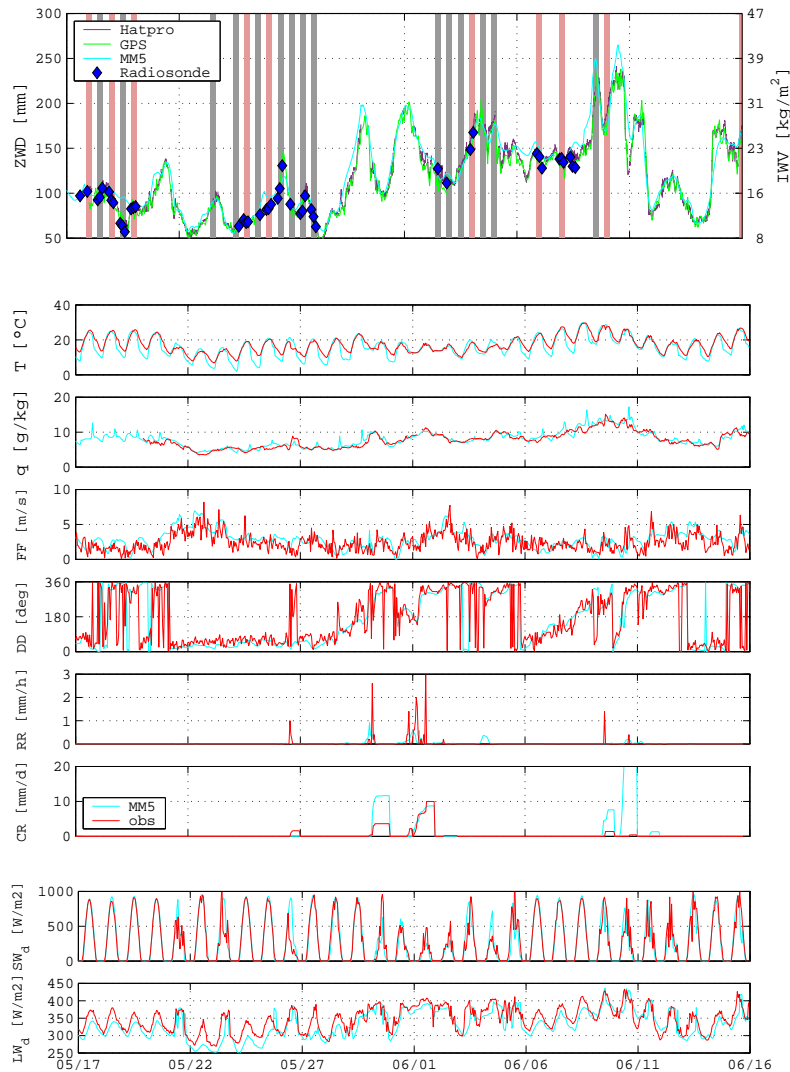


FIG. 11.3 – Évolution des paramètres sol mesurés et estimés par MM5 sur le Sirta durant la campagne VAPIC_2004 : Contenu intégré et retard humide au zénith (Radiosondage, Hatpro, GPS et MM5; en gris, les POI VAPC; en rose, les POI VAPIC avec opération lidar), température et humidité spécifique à 2 m, vitesse du vent et direction du vent à 10 m, taux de précipitation, précipitations cumulées par jour, rayonnements solaire et infrarouge.

Ouest de la France le 29. L'anticyclone des Açores s'étend vers le NE. Un air très humide est advecté entre la dépression située au Nord et l'anticyclone situé au Sud, ce qui produit le maximum d'IWV observé le 30 mai.

- Du 31 mai au 4 juin : Le 31 mai, une petite dépression formée au large de l'Angleterre génère un front chaud suivi d'un front froid. Ces fronts sont responsables de l'augmentation puis de la chute d'IWV le 1er juin. Entre le 1er et le 3 juin la zone de hautes pressions située au large de l'Espagne se divise pour laisser place à une nouvelle dépression qui s'installe vers 55°N - 35°O . Un secteur humide situé entre un front froid à l'ouest (30°O) et un front chaud au nord (60°N) alimente en humidité la branche ouest de la circulation anticyclonique située au large de la France. Il en résulte un maximum d'IWV le 4 juin.

- Du 5 au 10 juin : un anticyclone situé sur l'Allemagne maintient un temps relativement chaud et humide sur la France avec une circulation dans les basses couches qui passe d'un secteur NE le 5 à S le 7 puis O le 8 juin (figure 11.3). Une dépression située en Atlantique (vers 35° O le 8) se décale vers l'Est et produit un front chaud suivi d'un front froid qui produisent les maxima d'IWV observés les 9 et 10 juin.
- Du 11 au 15 juin : un anticyclone situé au large des côtes françaises se décale vers l'Angleterre laissant passer une succession de fronts chauds et froids sur le Nord de la France. Entre le 11 et le 14, la température diminue et l'atmosphère est plutôt sèche (IWV diminue jusqu'à $10 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$). Le 15, c'est une masse d'air plus humide qui est advectée devant le front dans un vent de secteur nord ; IWV augmente alors à nouveau jusqu'à $25 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$.

Cette succession de situations se retrouve dans les observations de surface (figure 11.3), avec notamment une modulation des minima et maxima de température. On observe également une altération du cycle diurne du rayonnement solaire descendant, et de manière corrélée le rayonnement infrarouge descendant, pour un certain nombre de jours (21, 23, 26, 31 mai, 1-5 juin et 10-12 juin). Ceci indique la présence de nuages. Des précipitations sont observées pour 5 cas (26 et 30 mai, 1 juin, 9 et 10 juin). Globalement, la moitié des journées de la campagne étaient claires et les autres nuageuses avec quelques cas de précipitations.

De manière plus synthétique, concernant l'évolution temporelle du contenu intégré seule, la figure 11.3 suggère l'existence de périodes distinctes que nous retrouverons par la suite :

- Deux périodes plutôt sèches (15 - 29 mai et 12 - 14 juin), marquées par un IWV variant autour de $15 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$ avec des valeurs extrêmes entre 7 et $23 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$.
- Deux périodes plus humides (30 mai - 11 juin et 15 - 16 juin) présentant un IWV moyen de l'ordre de $23 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$ et des fluctuations plus marquées, de 15 à $40 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$.

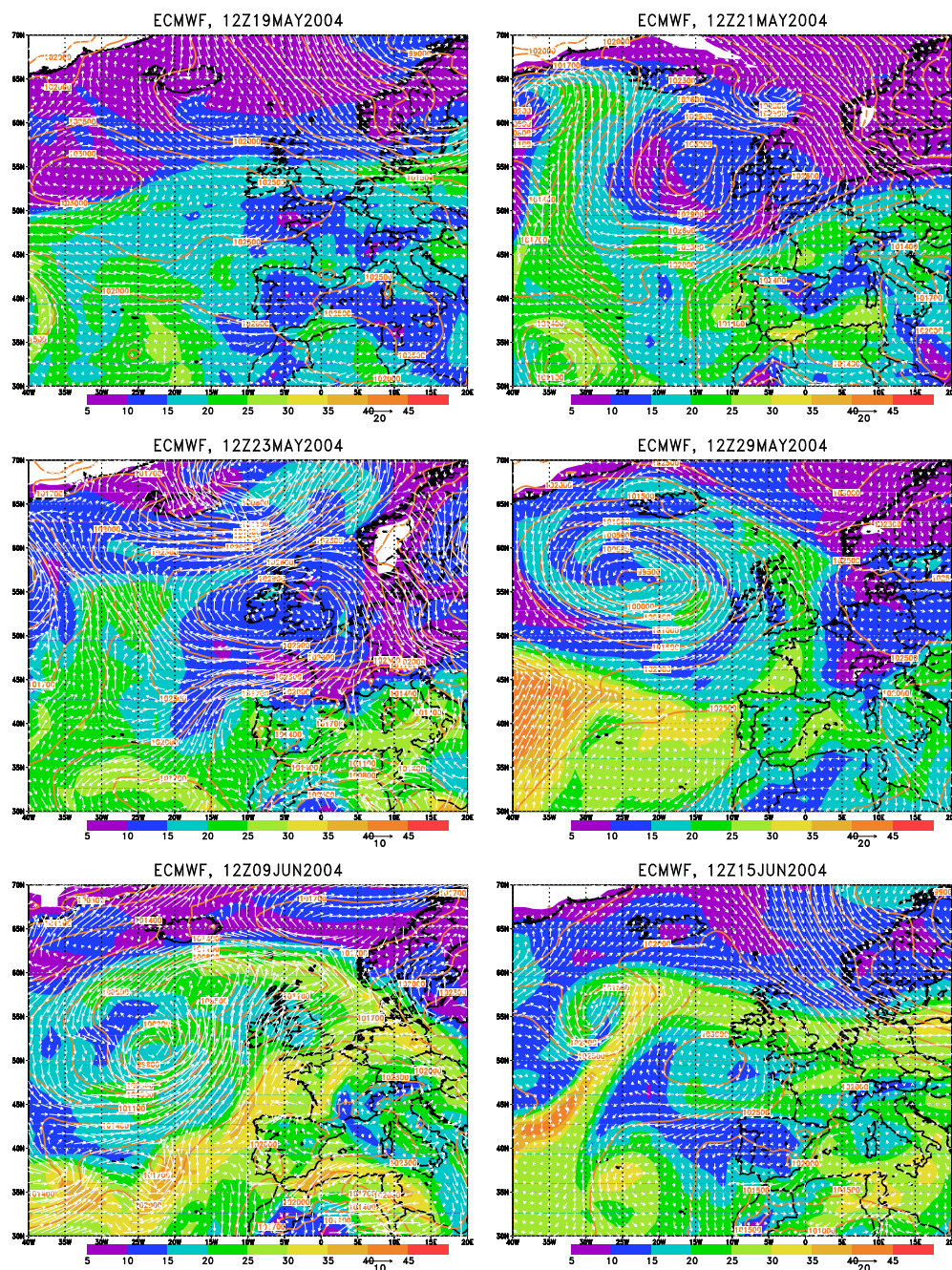


FIG. 11.4 – Analyses météorologiques issues du modèle ECMWF à 12:00 UTC pour différentes journées caractéristiques de la campagne VAPIC : IWV (en dégradé de couleurs, en $\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$), pression au niveau de la mer (contour orange, en Pa) et vent à 10 m (vecteurs, en $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$).

Chapitre 12

Analyse de la variabilité de la vapeur d'eau pendant la campagne VAPIC et de son impact sur la solution GPS

12.1 Impact des modélisations de la troposphère sur les solutions GPS

12.1.1 Objectifs

Nous avons vu dans le chapitre 3 l'impact de récentes modélisations de la troposphère (modélisations paramétrées ou basées sur des données météorologiques) sur des traitements GPS effectués à partir de données simulées. Ces travaux soulignaient l'apport certain de ces nouvelles modélisations. Nous examinons ici l'utilisation de ces modélisations pour le traitement des observations GPS acquises lors de la campagne VAPIC. Notre but est ainsi d'évaluer l'impact de ces nouvelles paramétrisations sur l'estimation du retard troposphérique et sur la détermination de la composante verticale afin de dégager un traitement GPS de référence, en particulier pour VAPIC, mais aussi pour d'autres campagnes (AMMA, COPS).

Cette étude s'intègre dans le cadre des objectifs de tests méthodologiques GPS prévus dans le projet VAPIC et a été présentée sous forme de communication orale à l'*European Geosciences Union - General Assembly 2007* ([Bossler *et al.*, 2007a]).

12.1.2 Traitements GPS

Le traitement différentiel précis a été effectué au Laboratoire de Recherche en Géodésie (LAREG) de l'IGN par Marie-Noëlle Bouin à l'aide du logiciel Gamit, version 10.33¹. On utilise pour ce traitement un réseau d'une vingtaine de stations (figure 12.1). La majorité d'entre elles est issue du RGP de l'IGN. Quelques stations européennes appartenant à l'IGS sont également considérées afin de disposer de longues lignes de base. Les orbites des satellites sont obtenues à partir des produits

¹Notons que ces travaux ont permis la mise en évidence d'un bogue dans l'implémentation de la fonction de projection GMF dans le logiciel Gamit.

précis de l'IGS (tableau 1.3).

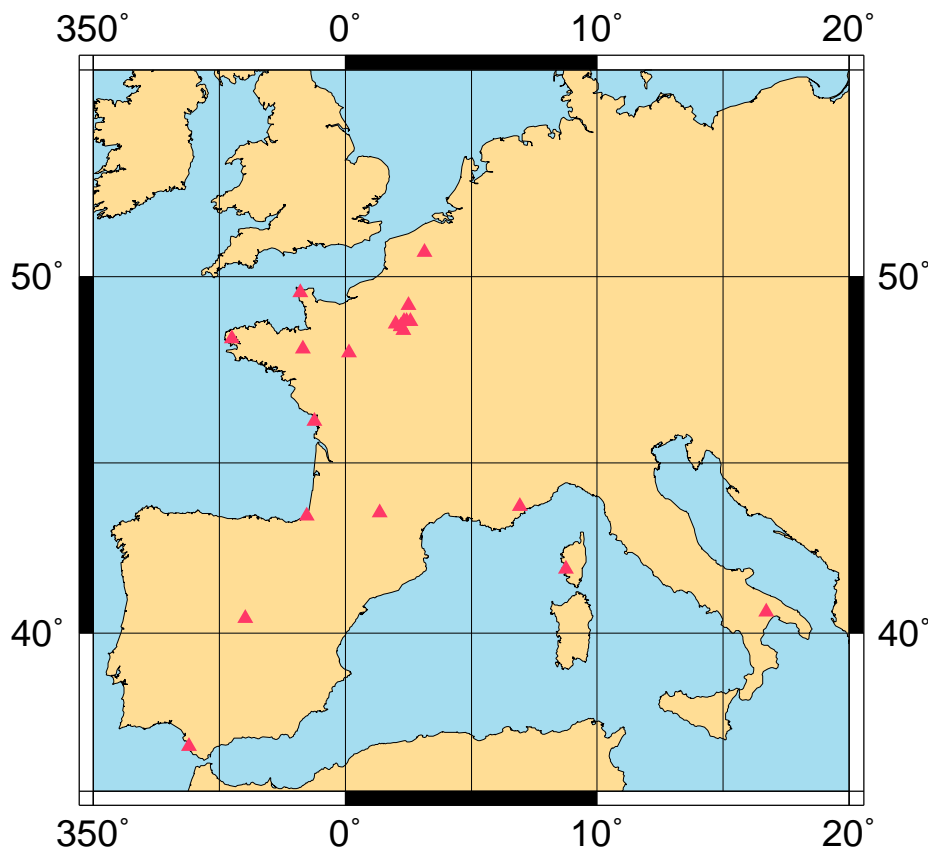


FIG. 12.1 – Réseau GPS utilisé pour le traitement Gamit de la campagne VAPIC.

Le traitement est effectué par session de 24 h, les retards troposphériques sont estimés toutes les heures, les gradients horizontaux toutes les 3 h. Les stations sont mises en référence (ITRF2005, [Altamimi *et al.*, 2007]) en utilisant le logiciel CATREF (*Combination and Analysis of Terrestrial Reference Frames*) développé au LAREG. Au final, on obtient des séries temporelles journalières de coordonnées exprimées dans l'ITRF2005.

Nous cherchons à évaluer sur des cas réels les modélisations de la troposphère disponibles dans le logiciel Gamit. On s'intéresse d'abord à la sensibilité des solutions GPS aux modélisations de la troposphère, puis nous évaluerons les solutions par comparaisons avec d'autres techniques colocalisées.

Dans un premier temps, nous nous intéressons aux fonctions de projection implémentées dans ce logiciel : NMF ([Niell, 1996]), VMF1 [Boehm *et al.*, 2006b] et GMF [Boehm *et al.*, 2006b]. Nous étudions ensuite l'effet de la valeur a priori du retard troposphérique sur son estimation et sur la détermination de la hauteur. Pour cela, deux paramétrisations sont utilisées : le modèle paramétrique GPT (*Global model of Pressure and Temperature*, [Boehm *et al.*, 2007]) et les valeurs issues de mesures sol (données Météo-France à une résolution d'1 h pour les stations BRET, CREI, MLVL et TRAP ; capteurs PTU pour les stations XP51, SIRT et SMNE). Les stations d'intérêt sont les stations parisiennes utilisées pour le traitement (réseau VAPIC, figure 11.1). Les différents types de traitement effectués sont décrits tableau 12.2. Ces traitements seront étudiés par la suite. A priori, on s'attend à trouver les meilleurs résultats pour le traitement VMF.SOL qui présente la modélisation la plus

Sessions		24 h
Cut-off		7 °
Orbites		IGS
ZTD	Résolution	1 h
	Contraintes	10 mm·h ^{-1/2}
Gradients	Résolution	3 h
	Contraintes	-
Modèle de marée	Terrestre	IERS2003
	Océanique	FES2004
Mise en référence	Système	ITR05
	Logiciel	Catref
Position		24 h

TAB. 12.1 – VAPIC : description du traitement Gamit.

représentative de la troposphère.

En raison de la disponibilité des observations GPS, les comparaisons sont réalisées sur la période du 17 mai au 11 juin 2004. De plus, la station OPMT n'est pas considérée (pas de solutions disponibles).

Désignation	Fonction de projection	Retard a priori
NMF.GPT	NMF	GPT
GMF.GPT	GMF	GPT
VMF.GPT	VMF1	GPT
VMF.SOL	VMF1	SOL

TAB. 12.2 – Traitements GPS effectués pour la campagne VAPIC. NMF : *New Mapping Function*, [Niell, 1996], GMF : *Global Mapping Function*, [Boehm *et al.*, 2006b], VMF1 : *Vienna Mapping Function* - version 1, [Boehm *et al.*, 2006b], GPT : *Global model of Pressure and Temperature*, [Boehm *et al.*, 2007], SOL : utilisation de mesures sol pour l'a priori (fichiers RINEX météo à partir de stations synoptiques de Météo-France et de capteurs PTU pour les stations SIRT, SMNE et XP51).

Globalement, pour l'ensemble des traitements, les répétabilités obtenues sont en général satisfaisantes puisqu'elles fluctuent de 2 à 2,7 mm selon les stations (figure 12.2). Elles diffèrent en général peu selon le traitement pour une station donnée. Ces bons résultats, comparés à ceux cités dans la première partie de ce mémoire (chapitre 1) peuvent s'expliquer par le fait que le domaine est peu étendu, avec de courtes lignes de bases, donc bien contraint.

En prenant le traitement NMF.GPT comme référence, on observe très peu de changements sur les résultats lorsque l'on utilise le traitement GMF.GPT. L'amélioration avoisine les 2% lorsque l'on considère les traitements utilisant la VMF1 (traitements VMF.GPT et VMF.SOL). À titre de rappel, lors de l'évaluation de la VMF1, [Boehm *et al.*, 2006b] annonce une amélioration de la répétabilité de l'ordre de 6% pour un réseau mondial (réseau de l'IGS). Notons que les répétabilités des solutions VMF.SOL sont améliorées lorsque les mesures sol sont issues d'un capteur PTU colocalisé avec la station (SIRT, SMNE et XP51).

Nous détaillons maintenant l'impact de ces nouvelles modélisations sur les séries temporelles des solutions GPS (retard troposphérique au zénith et hauteur).

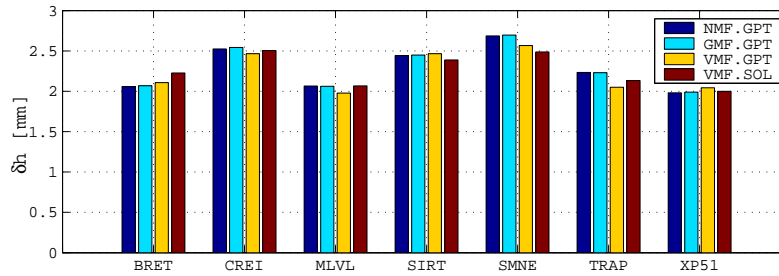


FIG. 12.2 – Répétabilité sur la hauteur pour les différents traitements Gamit sur la période du 17 mai au 11 juin 2004. Les stations représentées sont les stations parisiennes du réseau VAPIC.

12.1.3 Impact des fonctions de projection

On s'intéresse à l'impact des écarts sur les fonctions de projection à 7° d'élévation (exprimés sous la forme de retards au zénith) sur l'estimation de la hauteur et du retard troposphérique total. On considère pour cela les traitements NMF.GPT, GMF.GPT et VMF.GPT, ce dernier étant choisi comme traitement de référence.

- Effet sur le retard troposphérique au zénith : on observe une corrélation temporelle de l'ordre de -0,9 entre les évolutions des écarts sur les fonctions de projection et sur les retards troposphériques estimés (figure 12.3). Ceci était prévisible puisque pour une sous-estimation de la fonction de projection, le retard troposphérique tend à être sur-estimé (et inversement), les faibles valeurs de la fonction de projection aux basses élévations devant être compensées.

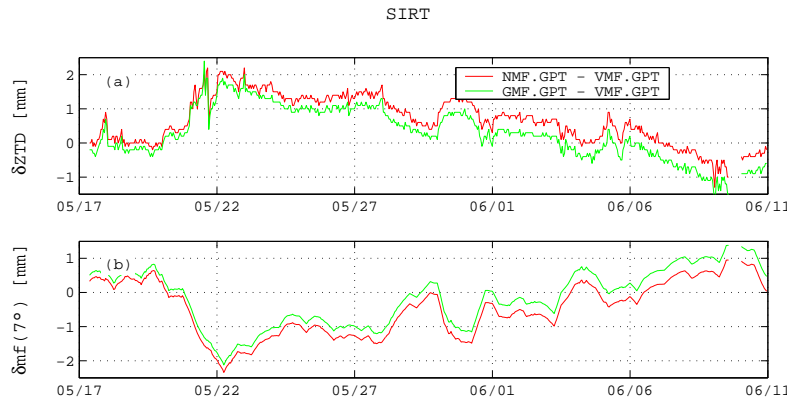


FIG. 12.3 – Évolutions des écarts sur les retards au zénith et sur les fonctions de projection pour la station SIRT en prenant le traitement VMF.GPT comme référence. (a) : écarts sur les retards au zénith estimés, (b) : écarts sur les fonctions de projection à 7° . Le pic observé sur les écarts de hauteur le 9 juin est lié à une coupure d'enregistrement des observations GPS lors de cette journée.

Les différences observées sur les fonctions de projection induisent des écarts sur l'estimation du retard au zénith variant entre -1 et 2 mm. Leur effet sur l'ensemble de la campagne et pour l'ensemble des stations parisiennes est cependant faible puisque l'écart moyen est de $0,7 \text{ mm} \pm 0,7 \text{ mm}$ avec le traitement NMF et $0,3 \text{ mm} \pm 0,7 \text{ mm}$ avec le traitement GMF ; on retrouve dans ces écarts les résultats cités par [Boehm *et al.*, 2006a] avec une réduction du biais sur les valeurs estimées

- par rapport à la VMF lorsque l'on utilise la GMF plutôt que la NMF.
- Effet sur la hauteur : on compare les écarts calculés sur les composantes verticales estimées sur 24 h aux écarts entre fonctions de projection à 7° moyennés sur une journée (figure 12.4). La corrélation entre les séries d'écarts est visible et varie entre 0,75 et 0,85 selon les stations. Ce résultat était également prévisible puisque une sous-estimation de la fonction de projection induit, comme nous venons de le voir, une sur-estimation du retard au zénith, et donc une sous-estimation de la composante verticale en raison de l'anticorrélation entre ces deux variables (voir chapitres 1 et 3).

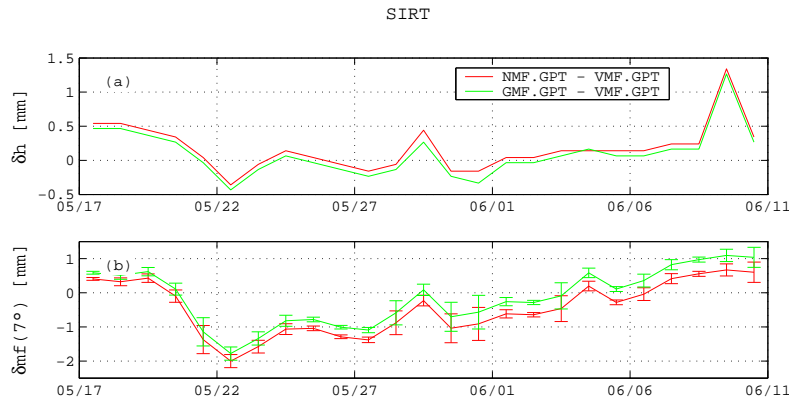


FIG. 12.4 – Évolutions des écarts sur les retards au zénith estimés et sur les fonctions de projection moyennées sur une journée pour la station SIRT. (a) : écarts sur les hauteurs estimées, (b) : écarts sur les fonctions de projection moyennées à 7° . L'écart important observé le 10 juin est lié à une coupure d'acquisition du récepteur GPS.

L'impact sur la hauteur apparaît cependant faible, les écarts observés étant généralement inférieurs à 1 mm sur la période d'intérêt pour l'ensemble des stations du réseau parisien : $0,2 \text{ mm} \pm 0,3 \text{ mm}$ pour le traitement avec NMF et $0,1 \text{ mm} \pm 0,7 \text{ mm}$ pour le traitement avec GMF.

12.1.4 Impact du retard a priori

À partir des traitements VMF.GPT et VMF.SOL, on évalue l'impact du retard hydrostatique a priori sur le traitement GPS.

- Effet sur le retard troposphérique au zénith : On constate figure 12.5 une importante similarité dans les évolutions des écarts entre retard hydrostatique a priori et retard total estimé (corrélation de l'ordre de 0,6). Ces résultats confirment ceux de [Tregoning et Herring, 2007] : une mauvaise correction hydrostatique a priori induit l'estimation d'un résidu hydrostatique à l'aide d'une fonction de projection humide ce qui dégrade l'estimation du retard humide. Les écarts induits sur le ZTD sont cependant assez faibles ($-0,3 \text{ mm} \pm 2,0 \text{ mm}$) malgré plusieurs pics importants atteignant 4 mm. La périodicité de ces pics (00:00 UTC) suggère un éventuel bogue dans l'implémentation de l'utilisation d'a priori issus de mesures sol dans Gamit qui est en cours d'investigation. Un ajustement par moindres carrés nous fournit une relation similaire à celle citée par [Tregoning et Herring, 2007] entre ces deux quantités différentielles :

$$\delta ZTD = 0,04 \times \delta ZHD \quad (12.1)$$

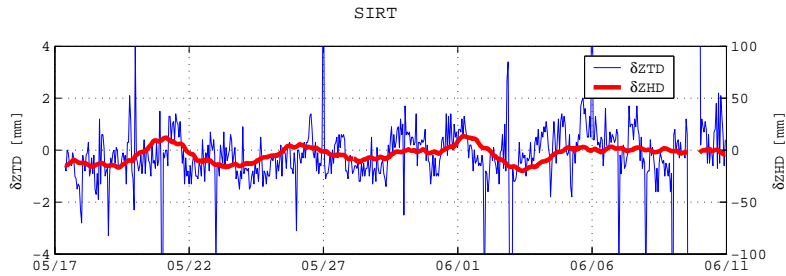


FIG. 12.5 – Évolutions des écarts sur les retards au zénith estimés et sur les retards hydrostatiques a priori pour la station SIRT (VMF.GPT - VMF.SOL). En bleu, axe de gauche, écarts sur les retards au zénith estimés. En rouge, axe de droite, écarts sur les retards hydrostatiques a priori

- Effet sur la hauteur : L'impact du retard hydrostatique sur la hauteur est représenté figure 12.6. Les écarts sur les composantes verticales sont en moyenne très faibles ($0,2 \text{ mm} \pm 0,5\text{mm}$) malgré quelques maxima locaux (1-2 mm comme observé ici pour la station SIRT) et ne semblent pas être affectés d'un quelconque systématisme lié au retard hydrostatique a priori.

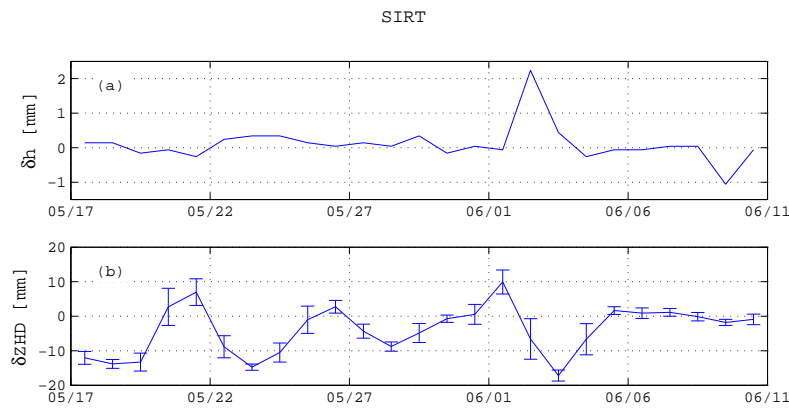


FIG. 12.6 – Évolutions des écarts sur les hauteurs estimées et sur les retards hydrostatiques a priori moyennés sur une journée pour la station SIRT (VMF.GPT - VMF.SOL). (a) : écarts sur les hauteurs. (b) : écarts sur les retards hydrostatiques a priori. Les écarts plus importants entre les deux hauteurs le 2 juin sont liés à des différences plus importantes entre les retards hydrostatiques. On retrouve le 10 juin l'impact de la coupure de réception GPS.

12.1.5 Conclusion

Les résultats montrent une cohérence des résultats obtenus pour les différents modèles troposphériques testés, avec des écarts sur les paramètres estimés en général submillimétriques (au maximum 2 mm sur le retard au zénith et inférieurs à 1 mm sur la hauteur), et en particulier peu significatifs sur la détermination de la composante verticale (écarts entre répétabilités inférieurs à 0,5 mm). Le traitement utilisant la VMF et des observations sol à 1 h, qui est a priori la plus exact, semble effectivement fournir la solution la moins entachée de systématismes et peut donc être considéré comme le traitement de référence.

Notons que nous retrouvons ici différents résultats cités dans la littérature concernant la correction de systématismes grâce à l'utilisation de ces nouvelles modélisations ([Boehm *et al.*, 2006a; Tregoning et Herring, 2007]).

Nous allons par la suite comparer les solutions troposphériques de ce traitement de référence aux observations issues des instruments d'observation de la vapeur d'eau engagés lors de la campagne.

12.2 Intercomparaison des retards humides GPS avec radiosondages et radiomètres

12.2.1 Comparaison des observations

On compare les solutions troposphériques issues du traitement GPS de référence mis en évidence précédemment (traitement VMF.SOL) aux mesures issues de différentes techniques météorologiques classiques opérant durant la campagne (radiomètres, radiosondages). On considère le traitement GPS pour la station XP51, colocalisée avec l'ensemble de ces techniques.

Concernant les radiomètres, on se limite aux observations issues des radiomètres Hatpro et Drakkar (le radiomètre Rescom présente sur la campagne des mesures très bruitées). En plus des mesures effectuées sur le SIRTA, on choisit de considérer les radiosondages lancés du centre opérationnel de Trappes (sondes RS90) qui fournissent un échantillonnage régulier avec un lancé toutes les 12 h en situation normale et un lancé simultané avec les radiosondages VAPIC lors des périodes d'observations intensives : on utilise dans ce cas la solution GPS de la station de Trappes.

Les écarts présentés tableau 12.3 montrent dans l'ensemble une bonne adéquation entre les retards restitués par les différentes techniques, avec des écarts moyens peu biaisés (environ 1 mm pour l'ensemble des radiosondages, 3 mm pour Hatpro), excepté pour Drakkar qui présente un biais plus important (-7,3 mm), et un écart-type variant entre 4,9 et 6,6 mm.

Instrument	n_{obs}	b [mm]	σ [mm]
RS SIRTA	38	-0,9	5,3
RS SIRTA (N)	21	1,2	3,8
RS SIRTA (J)	17	-3,6	5,7
RS Trappes	55	1,2	6,6
RS Trappes (N)	37	4,6	3,7
RS Trappes (J)	18	-5,9	5,5
Hatpro	511	2,9	5,4
Hatpro (N)	224	2,0	5,5
Hatpro (J)	287	3,6	5,1
Drakkar	530	-7,3	4,9

TAB. 12.3 – Écarts entre les retards humides issus du traitement Gamit de référence et les observations issues de techniques traditionnelles (technique météo - GPS) : Radiosondages VAPIC et Trappes (tous, nuit (N) et jour (J)), radiomètres micro-onde Hatpro et Drakkar.

La différenciation entre radiosondages de nuit et de jour suggère une erreur systématique liée à l'utilisation des sondes RS92 qui tendent à sous-estimer le retard

humide de jour ([Vömel *et al.*, 2007; Wang et Zhang, 2008]) ; cette sous-estimation est accompagnée d'une augmentation de la variabilité de la mesure de près de 2 mm entre nuit et jour. Les sondes RS90 présentent un comportement similaire avec cependant des biais plus importants (biais sec de -5,9 mm de jour et biais humide de 4,6 mm de nuit).

Les écarts observés avec Hatpro montrent un biais légèrement plus important pour un écart-type de l'ordre de 5 mm. La différenciation jour / nuit change peu les résultats avec un biais sensiblement plus important de jour (3,6 mm contre 2,0 mm de nuit) et des écarts-types très similaires, confortant l'idée d'une erreur systématique liée à l'utilisation des sondes RS92.

Les résultats obtenus ici sont en général comparables à ceux cités dans la littérature : Sur une période de 2 mois, [Tregoning *et al.*, 1998] trouve des écarts RS - GPS de l'ordre de $5,3 \text{ mm} \pm 9,8 \text{ mm}$ et $1,0 \text{ mm} \pm 9,1 \text{ mm}$ entre Radiomètre et GPS ; [Ruffini *et al.*, 1999] présente, pour un mois d'observation, des écarts entre radiomètre et GPS de l'ordre de $-9,0 \text{ mm} \pm 12,0 \text{ mm}$.

Afin de mieux comprendre les écarts observés, nous nous intéressons maintenant à leur évolution au cours de la campagne.

12.2.2 Évolution des écarts au cours de la campagne

L'évolution des écarts entre retards humides est représentée sur la figure 12.7. On observe que les écarts sont plus importants lors des périodes humides mises en évidence précédemment (chapitre 11).

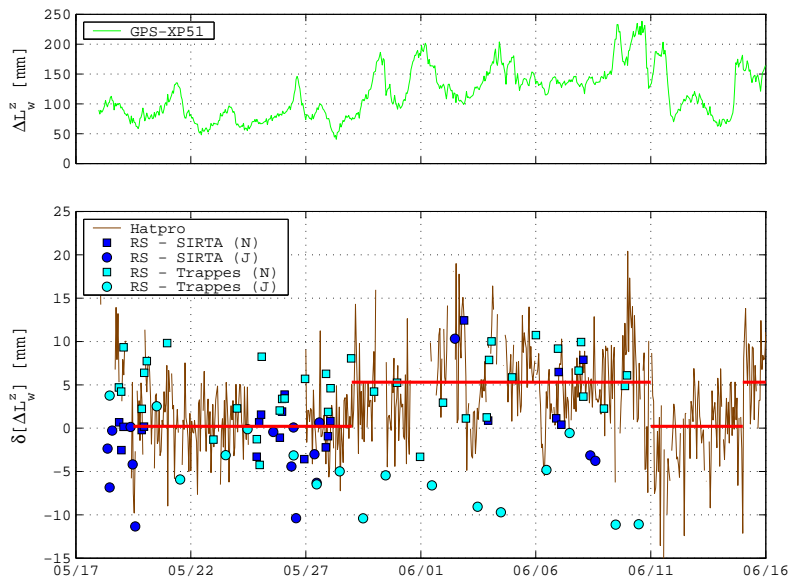


FIG. 12.7 – Évolution du retard humide GPS (haut) et écarts entre les retards humides GPS et les observations issues de techniques traditionnelles (technique météo - GPS) (bas) : Radiosondage SIRTA - sondes RS92 (en bleu) et Trappes - sondes RS90 (en cyan), de jour (cercle) et de nuit (carré); radiomètre Hatpro (en brun). En rouge, on représente le biais moyen Hatpro - GPS calculé sur les deux types de périodes observées (sèches et humides). Pour des questions de lisibilité, les écarts avec le radiomètre Drakkar ne sont pas représentés.

Lors des périodes sèches (17 mai - 29 mai et 11 juin - 15 juin), on s'aperçoit que les écarts entre instruments sont bien centrés. Par contre, lors des périodes humides (30 mai - 11 juin et 15 juin - 16 juin) le biais et la variabilité des écarts apparaissent plus importants, avec un retard GPS en moyenne plus sec que la mesure issue des autres techniques. Notons que l'importante sur-estimation du retard humide par le radiomètre Hatpro en début de campagne (17-18 mai) est vraisemblablement liée à un problème d'étalonnage de l'instrument.

Tableaux 12.4 et 12.5, on présente les écarts moyens calculés pour chacune des périodes mises en évidence.

Instrument	n_{obs}	b [mm]	σ [mm]
RS SIRTÀ	28	-1,9	3,5
RS SIRTÀ (N)	15	-0,3	2,0
RS SIRTÀ (J)	13	-3,7	4,0
RS Trappes	28	2,4	4,7
RS Trappes (N)	20	4,2	3,7
RS Trappes (J)	8	-2,2	3,9
Hatpro	240	0,2	4,3
Hatpro (N)	105	-0,8	4,7
Hatpro (J)	135	1,0	3,8
Drakkar	309	-7,7	4,8

TAB. 12.4 – Écarts entre les retards humides issus du traitement Gamit de référence et les observations issues de techniques traditionnelles lors des périodes sèches (17 mai - 29 mai et 11 juin - 15 juin) de la campagne VAPIC (technique météo - GPS) : Radiosondages VAPIC et Trappes (tous, nuit (N) et jour (J)), radiomètres Hatpro et Drakkar.

Instrument	n_{obs}	b [mm]	σ [mm]
RS SIRTÀ	10	1,7	8,1
RS SIRTÀ (N)	6	4,9	4,9
RS SIRTÀ (J)	4	-3,0	10,5
RS Trappes	27	0,1	8,0
RS Trappes (N)	17	5,2	3,7
RS Trappes (J)	10	-8,7	4,9
Hatpro	271	5,3	5,0
Hatpro (N)	119	4,5	4,5
Hatpro (J)	152	5,9	5,0
Drakkar	221	-7,2	5,0

TAB. 12.5 – Écarts entre les retards humides issus du traitement Gamit de référence et les observations issues de techniques traditionnelles lors des périodes humides (30 mai - 11 juin et 15 juin - 16 juin) de la campagne VAPIC (technique météo - GPS) : Radiosondages VAPIC et Trappes (tous, nuit (N) et jour (J)), radiomètres Hatpro et Drakkar. L'écart-type important avec les radiosondages VAPIC de jour est lié à des écarts importants (de -15 à 10 mm) pour peu d'observations (4).

Sur les périodes sèches, on observe dans l'ensemble une bonne cohérence entre les retards humides GPS et les mesures issues des autres techniques. La comparaison aux radiosondages SIRTÀ de nuit montre des écarts en moyenne quasi-nuls avec un

écart-type de 2,0 mm. La comparaison avec le radiomètre Hatpro (de jour comme de nuit) montre un biais très faible, inférieur à 1 mm pour un écart-type inférieur à 5 mm. Les écarts avec Drakkar sont comparables à ceux observés sur l'ensemble de la campagne ($-7,7 \text{ mm} \pm 4,8 \text{ mm}$). Sur Trappes, on observe une réduction des écarts observés de jour par rapport à l'ensemble de la campagne ($-2,2 \text{ mm} \pm 3,9 \text{ mm}$); les écarts de nuit changent peu ($4,2 \text{ mm} \pm 3,7 \text{ mm}$).

Au cours des périodes humides, on observe en général des écarts plus importants entre les différentes techniques, en particulier en termes de biais. Les biais avec radiosondages SIRTA de nuit et radiomètre Hatpro, submillimétriques lors des périodes sèches, atteignent ici environ 5 mm. Les écarts-types augmentent également significativement, en particulier lorsque l'on compare GPS et radiosondages. La différenciation entre observations Hatpro de jour et de nuit fournit des écarts très similaires (environ $5 \text{ mm} \pm 5 \text{ mm}$). De jour, les écarts avec les sondes RS92 du SIRTA atteignent des valeurs importantes, mais le nombre d'observations comparées est peu significatifs (4 observations simultanées). Les écarts avec Drakkar sont comparables à ceux observés sur l'ensemble de la campagne ($-7,2 \text{ mm} \pm 5,0 \text{ mm}$). Les écarts entre GPS et sondes RS90 de Trappes sont plus importants, en particulier en termes de biais ($5,2 \text{ mm}$ de nuit et $-8,7 \text{ mm}$ de jour).

En résumé, on observe un biais sec sur les mesures issues de radiosondages effectués de jour, variant entre $-3,0$ et $-3,7 \text{ mm}$ selon les périodes pour le SIRTA, $-2,2$ à $-8,7$ pour Trappes. La cohérence de jour comme de nuit des écarts entre GPS et Hatpro suggère que ce biais est bien lié aux sondes utilisées. Les écarts observés sur Trappes, en général plus importants que ceux observés sur le SIRTA, pourraient être liés à la sonde RS90.

La distinction périodes sèches / périodes humides met en évidence une différence de comportement des écarts entre GPS et radiosondage SIRTA de nuit ainsi que radiomètre Hatpro : lors des périodes sèches, les écarts moyens sont submillimétriques pour des écarts-types entre 2,0 et 4,3 mm ; lors des périodes humides, le biais est de l'ordre de 5 mm et les écarts-types varient entre 4,9 et 5,0 mm. L'origine de ces écarts serait donc a priori imputable à la solution GPS et liée à l'évolution des conditions météorologiques au cours de la campagne. Il faut cependant souligner :

- qu'un biais humide des mesures radiomètre en période très humide est également envisageable ([Bock *et al.*, 2001b]) ;
- qu'un systématisme lié à l'utilisation des sondes RS92 et RS90 peut être suspecté ([Vömel *et al.*, 2007; Wang et Zhang, 2008]) ;
- que les écarts entre GPS et radiomètre Drakkar sont similaires au cours des différentes périodes de la campagne (de l'ordre de $-7 \text{ mm} \pm 5 \text{ mm}$).

L'ensemble de ces remarques ne permet pas de conclure de manière certaine quant à une réelle mauvaise restitution par le GPS du retard humide.

Par la suite nous allons nous intéresser à l'impact des évolutions des conditions météorologiques sur l'ensemble de la solution GPS (paramètres troposphériques, composante verticale et résidus).

12.3 Impact de la variabilité atmosphérique sur les solutions GPS

Nous nous intéressons toujours aux solutions du traitement VMF.SOL présenté précédemment. On a vu que la répétabilité sur la composante verticale est limitée à 2-3 mm pour l'ensemble des stations du réseau VAPIC ; cette limite semble valable pour l'ensemble des traitements étudiés. On cherche donc à examiner l'éventuelle implication de la troposphère, et en particulier de sa variabilité, dans cette limitation.

On représente figure 12.8 et 12.9 les évolutions des hauteurs estimées et des résidus quadratiques moyens de phase du traitement pour les stations SIRT et XP51. Le résidu quadratique moyen de phase du traitement GPS (RQM) est donné par la relation :

$$\text{RQM} = \left[\frac{1}{N} \cdot \sum_{i=1}^N \|\phi_i^{\text{obs}} - \phi_i^{\text{cal}}(\hat{\rho})\|^2 \right]^{\frac{1}{2}} \quad (12.2)$$

Où N est le nombre d'observations, ϕ_i^{obs} la i^{e} observation, $\phi_i^{\text{cal}}(\hat{\rho})$ la réalisation de la i^{e} observation à partir des paramètres estimés $\hat{\rho}$.

On remarque que les évolutions de ces paramètres sont en partie similaires d'une station à l'autre, avec une corrélation de 0,64 entre les hauteurs et de 0,92 sur les RQM journaliers. On peut donc supposer que l'origine de ces évolutions réside dans le même phénomène, a priori l'atmosphère, le trajet multiple ayant plutôt tendance à être décorrélé d'une station à l'autre (hormis les effets de réseau), l'environnement physique de ces deux stations étant différent (béton / métal pour la station SIRT située sur le toit d'un bâtiment, herbe pour la station XP51). On peut donc justement suspecter une autre source physique d'inexactitude affectant ces deux stations de la même manière, la troposphère.

Figures 12.10 et 12.11, on représente les évolutions des retards humides au zénith et des gradients horizontaux estimés pour la station XP51 au cours de la campagne. En complément, on représente les mêmes paramètres calculés à l'aide de la simulation météorologique MM5. La comparaison des évolutions de la composante verticale et des paramètres troposphériques ne laisse pas apparaître de relation entre ces quantités estimées ; en particulier en début de campagne lorsque les variations sur la hauteur sont importantes (amplitude supérieure à 1 cm d'une session à l'autre), on n'observe aucune évolution significative des paramètres troposphériques.

L'examen des RQM apporte des renseignements supplémentaires. On observe que les pics de résidus (jusqu'à 10 mm pour les résidus horaires ; l'augmentation est aussi visible dans les résidus journaliers) coïncident avec des valeurs importantes de retards humides (29 mai - 2 juin, 9 - 11 juin par exemple). Il est intéressant de noter que ces pics de résidus correspondent aux périodes où les écarts observés entre GPS et Hatpro sont plus importants (figure 12.7). On remarque que ces augmentations des résidus coïncident également avec les périodes où l'amplitude et les variations des gradients issus de MM5 sont plus importantes que celles estimées par le GPS. En séparant les gradients totaux issus de MM5 en leurs composantes hydrostatique et humide (figure 12.12), on constate que les variations importantes sont uniquement dues à la vapeur d'eau.

Nous avons ici une indication de l'effet de la variabilité atmosphérique et des hétérogénéités spatiales du champs de vapeur d'eau (quantifiées en termes de gradients

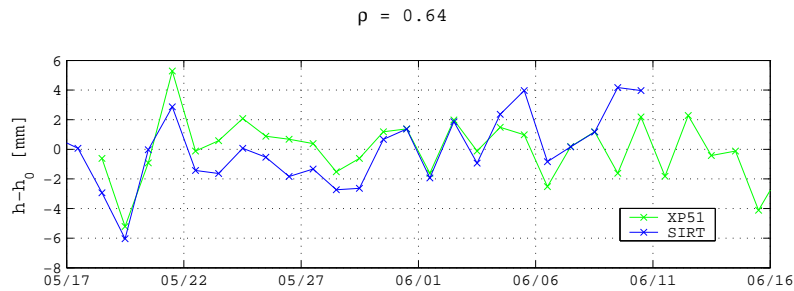


FIG. 12.8 – Évolution de la hauteur estimée pour les stations XP51 (vert) et SIRT (bleu). ρ désigne la corrélation temporelle des deux séries.

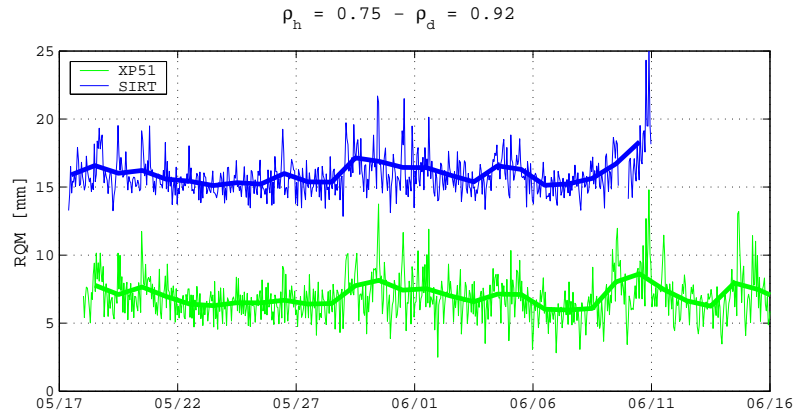


FIG. 12.9 – Résidus quadratiques moyens des traitements pour les stations XP51 (vert) et SIRT (bleu) : résidus quadratiques moyens horaires (trait fin) et journaliers (trait gras). Un offset de 10 mm est ajouté aux résidus SIRT. ρ_h (resp. ρ_d) désigne la corrélation temporelle des deux séries horaires (resp. journalières).

Est–Ouest et Nord–Sud) sur les solutions GPS. L’effet est plus visible sur les résidus horaires car il s’agit de variations de vapeur d’eau : la hauteur étant estimée sur 24 h, l’effet est moindre. Il est possible qu’en estimant plus de gradients horizontaux on améliore la solution GPS : ceci n’a pas été testé, le logiciel Gamit ne permettant pas une estimation pour une résolution inférieure à 3 h.

12.4 Discussion

12.4.1 Limite de la modélisation de la troposphère

L’examen de l’impact des différentes modélisations troposphériques lors du traitement des observations GPS VAPIC montre que l’utilisation de modèles dépendant de données météorologiques permet de s’affranchir d’un certain nombre de systématismes. Cependant, l’impact de ces nouvelles paramétrisations est en général faible (écarts inférieurs à 2 mm sur le retard au zénith et submillimétriques sur la hauteur) et ne permet pas une amélioration significative de la répétabilité sur la composante verticale, qui reste autour de 2-3 mm (notons qu’une répétabilité aussi satisfaisante est toutefois rarement observée). Malgré ces modélisations récentes, la restitution de retards troposphériques par GPS reste très dépendante des conditions météorologiques, avec en particulier une augmentation des RQM et des écarts par

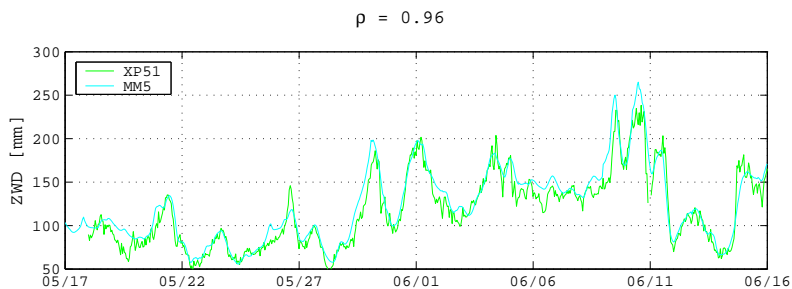


FIG. 12.10 – Retards troposphériques humides estimés pour la station XP51 (vert) et issus de la simulation MM5 (cyan). ρ désigne la corrélation temporelle des deux séries.

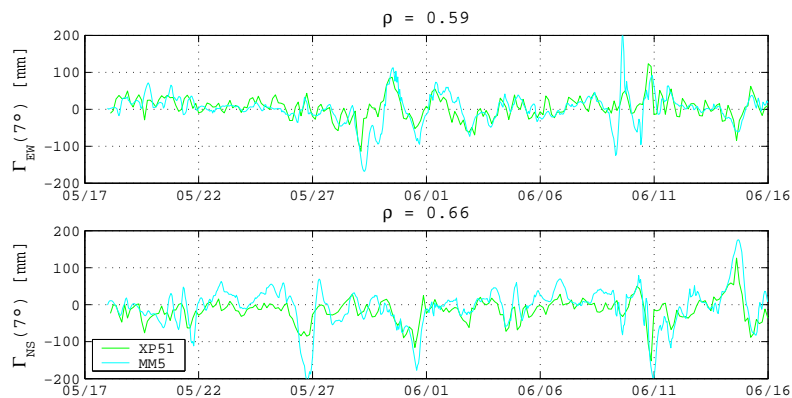


FIG. 12.11 – Gradients horizontaux à 7° (Nord-Sud en haut et Est-Ouest en bas) estimés pour la station XP51 (vert) et issus de la simulation MM5 (cyan). ρ désigne la corrélation temporelle des séries.

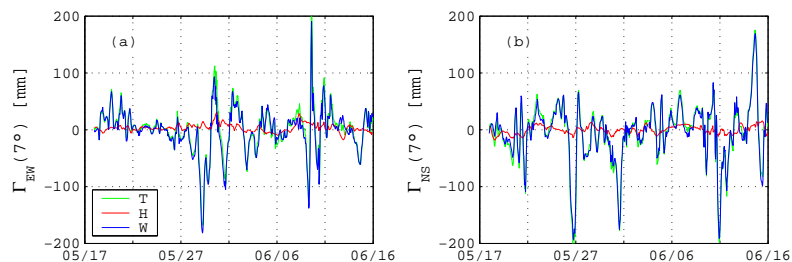


FIG. 12.12 – Contributions humides et hydrostatiques aux gradients horizontaux à 7° pour la station XP51 : gradients totaux (T, vert), hydrostatiques (H, rouge) et humides (W, bleu), calculés à l'aide du modèle MM5. À gauche, gradients Est-Ouest ; à droite, gradients Nord-Sud.

rapport à des techniques plus classiques (radiomètre, radiosondage) dans des situations atmosphériques présentant une variabilité du contenu intégré en vapeur d'eau importante. Il est cependant difficile d'imputer ces écarts au GPS, les autres techniques pouvant être également affectées par des conditions humides (nuages, pluie) et variables.

L'impact de la troposphère sur les traitements GPS ne se retrouve pas de manière explicite sur l'estimation de la composante verticale sur ces sessions de 24 h. On remarque cependant que des stations proches présentent les mêmes variations de

hauteur estimée au cours de la campagne. On constate également que l'évolution des résidus des traitements est étroitement liée à l'état de la troposphère. Des variations importantes des résidus correspondent aux périodes où gradients horizontaux et retards humides au zénith diffèrent le plus des autres sources d'observations (MM5, Hatpro). Les mesures lidar nous permettront dans le chapitre suivant d'analyser plus en détail cet effet.

Les résultats obtenus nous confortent dans l'idée qu'une correction externe des retards humides devrait permettre d'améliorer la répétabilité sur la composante verticale (objectif fixé à une précision de l'ordre de 1 mm).

Comme nous l'avons déjà vu dans la première partie de ce mémoire, ne disposant que d'un seul système lidar, il nous paraît plus judicieux de considérer désormais des traitements GPS effectués en mode PPP. Un tel traitement présente l'avantage de fournir une solution dont les erreurs sont uniquement liées à la station et non pas à un éventuel effet de réseau comme on peut le trouver pour un traitement différentiel. Nous utilisons pour cela le logiciel Gipsy-Oasis II et nous nous limitons maintenant aux stations situées à proximité de notre lidar (stations du SIRTA). Dans un premier temps, il est donc nécessaire de s'assurer de la cohérence entre solutions de traitements différentiel avec Gamit et PPP avec Gipsy-Oasis II.

12.4.2 Équivalence des solutions issues de traitements différentiels et PPP

On considère donc désormais deux traitements GPS : un premier effectué en différentiel à l'aide du logiciel Gamit (pour le réseau présenté figure 12.1) et un second traitement effectué en mode PPP pour l'ensemble des stations du réseau VAPIC (figure 11.1). Ces deux traitements sont effectués pour des sessions de 24 h, les coordonnées sont exprimées dans le système de référence ITRF2005. Les modélisations utilisées pour ces deux traitements sont choisies de manière à être les plus semblables possibles (tableau 12.6).

Le modèle de fonction de projection NMF étant le modèle le plus récent implémenté dans Gipsy-Oasis II, il est utilisé pour la comparaison des deux traitements.

On synthétise dans le tableau 12.7 les corrélations obtenues entre les séries temporelles des solutions issues de ces deux traitements pour l'ensemble des stations parisiennes du réseau VAPIC (figure 11.1). On observe en général une bonne adéquation entre les deux types de solutions. Notons cependant que la corrélation est plus faible pour les hauteurs des stations.

Sur les figures 12.13, 12.14, 12.15 et 12.16, on représente respectivement les évolutions des hauteurs, résidus quadratiques moyens, retards troposphériques et gradients horizontaux estimés par les deux traitements pour la station XP51.

Les différences observées entre les hauteurs estimées ici par Gamit et celles présentées précédemment (figure 12.8) sont liées aux différences entre les modélisations de la troposphère utilisées (ici, NMF et GPT). Les évolutions des hauteurs estimées à l'aide de Gipsy-Oasis II pour les stations SIRT et XP51 sont cohérentes, ce qui souligne l'origine commune des variations. Les variations de la hauteur estimée sont plus importantes pour le traitement en PPP que pour le traitement différentiel (on le retrouve sur les répétabilités, tableau 12.8), ce que l'on peut relier au mode de calcul : les incertitudes liées aux orbites et corrections d'horloges des satellites vont se répercuter directement sur la solution ; le calcul en réseau permet de réduire leur

		Gamit	Gipsy-Oasis II
Sessions		24 h	24 h
Cut-off		7°	7°
Orbites		IGS	JPL
ZTD	Projection	NMF	NMF
	A priori	GPT	GPT
	Résolution	1 h	5 min
	Contraintes	10 mm·h ^{-1/2}	10 mm·h ^{-1/2}
Gradients	Résolution	3 h	5 min
	Contraintes	-	0,5 mm·h ^{-1/2}
Modèle de marée	Terrestre	IERS2003	IERS2003
	Océanique	FES2004	FES2004
Mise en référence	Système	ITR05	ITRF05
	Logiciel	Catref	Gipsy
Position		1 / session	1 / session

TAB. 12.6 – Comparaison des solutions GPS Gamit et Gipsy-Oasis II : description des traitements.

Paramètre GPS	Corrélation	
	VAPIC	XP51
Résidu quadratique moyen (24h)	0,81	0,71
Retard humide au zénith	1,00	1,00
Composante verticale	0,48	0,40
Gradients horizontaux (EW et NS)	0,80	0,74

TAB. 12.7 – Corrélation des paramètres GPS estimés par les traitements Gamit et Gipsy-Oasis II pour l'ensemble des stations du réseau VAPIC (figure 11.1) et pour la station XP51 en particulier.

effet.

Les évolutions des résidus quadratiques moyens présentent également des similarités, bien que les variations apparaissent plus accentuées pour le traitement Gamit. Ceci est confirmé par les valeurs moyennes présentées dans le tableau 12.8. On remarque que les valeurs maximales coïncident avec des pics de gradients horizontaux estimés par Gipsy-Oasis. La résolution de l'estimation des gradients sous Gamit (3 h, contre 5 min pour Gipsy-Oasis II) ne permet pas de prendre en compte ces variations importantes.

Les solutions troposphériques présentent dans l'ensemble une bonne adéquation. Les écarts entre retards troposphériques au zénith estimés par les deux traitements (figure 12.16) présentent un biais de $3,9 \text{ mm} \pm 3,7 \text{ mm}$ (tableau 12.9), des valeurs maximales de l'ordre de 20 mm étant obtenues lorsque les résidus du traitement Gamit sont plus importants. Le biais observé peut être à la fois lié à un effet de réseau affectant le traitement Gamit mais aussi à l'impact sur le traitement Gipsy-Oasis II des incertitudes sur les orbites et les erreurs d'horloge des satellites GPS. Enfin, les gradients estimés en PPP présentent une variabilité plus importante qui reflète mieux les fortes variations observées précédemment à l'aide de la simulation MM5.

Au vu de la cohérence des résultats entre ces deux types de traitement, nous nous intéresserons donc par la suite plus spécifiquement aux traitements en mode PPP

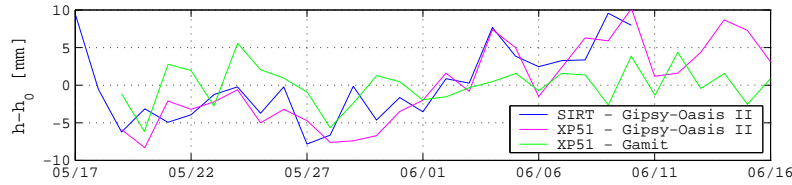


FIG. 12.13 – Comparaison des hauteurs estimées par Gamit (vert) et Gipsy-Oasis II (magenta) pour la station XP51. Les traitements GPS sont décrits dans le tableau 12.6.

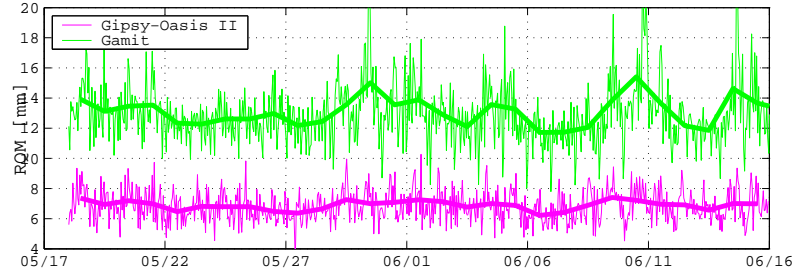


FIG. 12.14 – Comparaison des résidus quadratiques moyens des traitements Gamit (vert) et Gipsy-Oasis II (magenta) pour la station XP51. Résidus quadratiques moyens sur une heure (pointillé) et sur un jour (gras). Pour une meilleure lisibilité, un offset de 10 mm est ajouté aux résidus Gamit. Les traitements GPS sont décrits dans le tableau 12.6.

	REP	RQM
Gipsy-Oasis II	5,5	6,9
Gamit	2,1	8,1

TAB. 12.8 – Répétabilité (REP) et résidu quadratique moyen (RQM) des traitements Gipsy-Oasis II et Gamit pour la station XP51.

	b [mm]	σ [mm]
ΔL^z	3,9	3,7
Γ_{EW}	2,7	25,7
Γ_{NS}	2,5	26,7

TAB. 12.9 – Écarts sur les solutions troposphériques issues des traitements Gipsy-Oasis II et Gamit pour la station XP51 : retard total au zénith (ΔL^z), gradients Est–Ouest (Γ_{EW}) et Nord–Sud (Γ_{NS}) à 7° .

effectués à l’aide du logiciel Gipsy-Oasis II sur les sessions d’observation lidar.

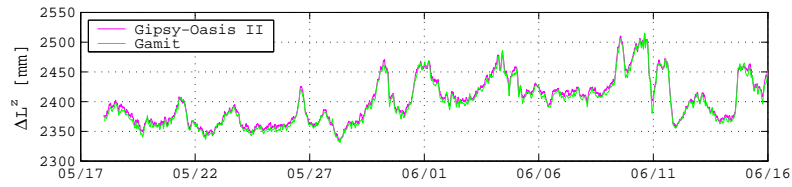


FIG. 12.15 – Comparaison des retards estimés par Gamit (vert) et Gipsy-Oasis II (magenta) pour la station XP51. Les traitements GPS sont décrits dans le tableau 12.6.



FIG. 12.16 – Comparaison des gradients horizontaux estimés par Gamit (vert) et Gipsy-Oasis II (magenta) pour la station XP51. Les traitements GPS sont décrits dans le tableau 12.6.

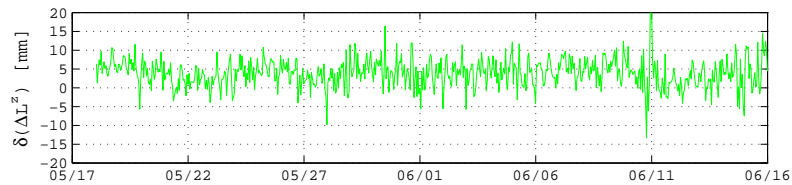


FIG. 12.17 – Écarts entre les retards troposphériques au zénith estimés par les traitements Gamit et Gipsy-Oasis II pour la station XP51 (Gamit - Gipsy-Oasis II). Les traitements GPS sont décrits dans le tableau 12.6.

Chapitre 13

Comparaison des retards humides mesurés par GPS et lidar Raman

13.1 Introduction

Le chapitre précédent nous a permis de souligner que des variations rapides du retard humide et des hétérogénéités pouvaient être liées à une augmentation des résidus quadratiques moyens des traitements GPS. De plus, on a vu que les variations de hauteur étaient corrélées entre des stations proches (SIRT et XP51) et que la restitution de retards humides par GPS présentait des écarts par rapport à la mesure radiomètre (Hatpro).

Notre objectif est maintenant de valider la mesure lidar de retards humides et de l'exploiter pour mettre en évidence la variabilité atmosphérique vue par le lidar mais non prise en compte lors du traitement GPS. Cette mesure est ensuite destinée à être utilisée pour corriger les erreurs générées par la variabilité atmosphérique sur les solutions GPS (ce que nous verrons dans le chapitre 14).

13.2 Description des données utilisées

13.2.1 Mesures lidar Raman

Ce chapitre est donc consacré aux sessions d'observation lidar réalisées au zénith (du 17 au 26 mai) et en mode suivi de satellites (du 3 au 15 juin) durant la campagne VAPIC (tableau 13.1).

Les profils de rapport de mélange sont restitués à 5 min pour l'ensemble des sessions lidar ; ces profils ont été évalués précédemment (chapitre 8) et sont utilisés ici pour le calcul du retard humide. Comme décrit précédemment (chapitre 9), le complément au profil de rapport de mélange au-delà de la portée lidar ainsi que les profils de pression et de température sont issus d'une technique externe. On utilise pour cela les radiosondages colocalisés (radiosondages CNRM réalisés sur le SIRT, munis de sondes RS92). L'utilisation de ces radiosondages colocalisés et peu décalés dans le temps (un lancement toutes les 1:30 durant les sessions lidar) réduit l'impact du complément évalué dans le chapitre 9. Ces radiosondages sont également utilisés

pour le calcul du complément en-dessous du profil lidar (en raison de la distance recouvrement du lidar, les couches situées à moins de 75 m ne sont pas observées, voir figure 5.1) : l'impact de ce complément est submillimétrique. Notons enfin que du fait de l'indisponibilité de radiosondages pour les sessions des 9 et 15 juin, les radiosondages du centre opérationnel de Trappes (situé à environ 15 km du SIRT, sondes RS90) sont utilisés.

Session	Visée	Horaire	Portée [km]	RSB (N ₂ - H ₂ O)
17 mai	Zénith	20:30 - 23:00	7	23,0 - 6,4
18 mai	Zénith	20:45 - 03:00	7	18,1 - 5,7
19 mai	Zénith	20:30 - 02:15	7	22,3 - 6,4
24 mai	Zénith	20:00 - 03:00	7	10,1 - 6,4
25 mai	Zénith	20:45 - 02:45	7	11,4 - 7,6
3 juin	Satellite 30	22:00 - 02:00	3-5	22,6 - 32,6
6 juin	Satellite 30	21:00 - 02:15	7	30,7 - 16,3
7 juin	Satellite 30	20:45 - 02:15	5	10,4 - 4,9
9 juin	Satellites 5-30-14	20:45 - 00:00	3	13,2 - 7,2
15 juin	Satellites 5-6-14	20:30 - 00:00	3	22,5 - 9,5

TAB. 13.1 – Portée lidar pour les différentes sessions de la campagne VAPIC. La portée lidar lors de la session du 3 juin varie en fonction du couvert nuageux. RSB désigne les rapports signal-à-bruit moyens à 3 km d'altitude sur les canaux azote (N₂) et vapeur d'eau (H₂O).

La portée maximale des observations lidar est établie en fonction de la qualité des signaux Raman mesurés (rapports signal-à-bruit). Elle est à la fois dépendante du type d'observation (visées zénithale et oblique) et des conditions météorologiques (couverture nuageuse, visibilité). La session du 17 mai proposant très peu d'observations à comparer aux mesures lidar nous ne la considérerons pas par la suite.

Les mesures lidar sont effectuées en mode suivi de satellite pour les sessions d'observation du 3 au 15 juin (figure 13.1), le lidar étant disposé pour l'occasion en extérieur (voir en annexe C, configuration présentée sur la figure C.8). Un seul satellite est observé lors des sessions des 3, 6 et 7 juin (satellite 30). Trois satellites sont observés successivement au cours des deux autres sessions (satellites 5, 14 et 30 pour la session du 9 juin, satellites 5, 14 et 6 pour la session du 15 juin).

13.2.2 Retards humides GPS

Traitement Gipsy-Oasis II en mode PPP

Ici, on considère uniquement les traitements PPP sur des sessions limitées aux opérations lidar. On étudie plus spécialement la station XP51, située à proximité du lidar (contrairement à la station SIRT, distante de plus de 200 m) et qui présente le jeu d'observation le plus complet (par rapport à la station XP52). Un tel traitement nous permet de nous rapprocher de la configuration opérationnelle d'utilisation des mesures lidar dans un traitement GPS et de quantifier directement l'impact de la troposphère observée par le lidar sur le traitement GPS. On utilise pour cela le logiciel Gipsy-Oasis II, une description du traitement PPP est présentée tableau 13.2. Pour l'estimation des paramètres troposphériques, nous utilisons la paramétrisation proposée par [Gradinarsky *et al.*, 2000] qui est censée fournir de bons résultats à la

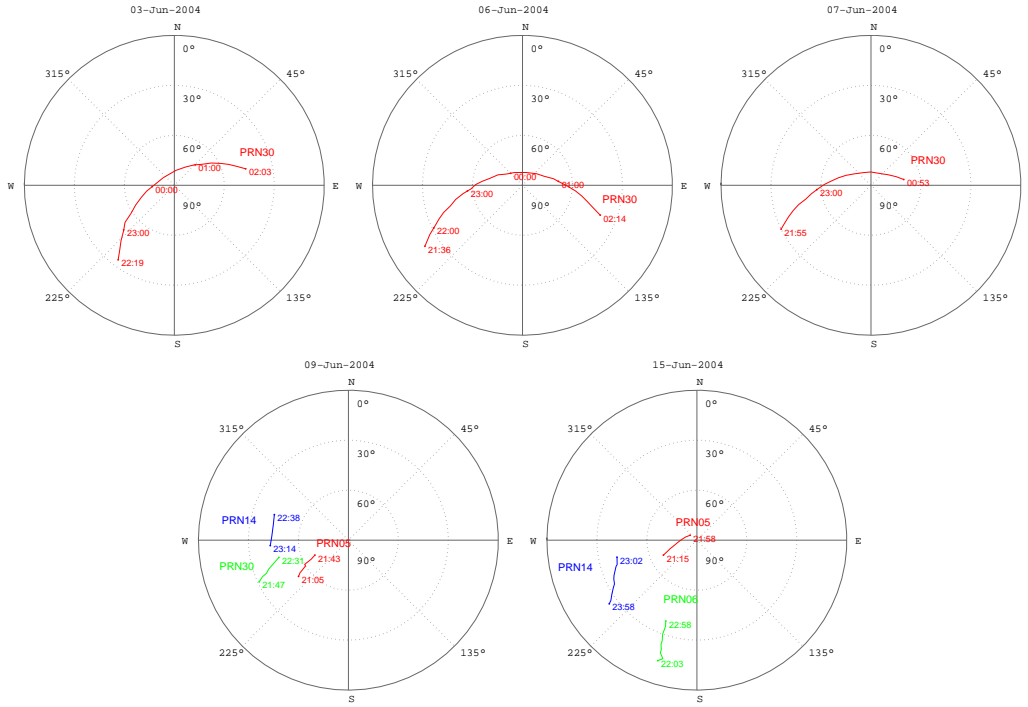


FIG. 13.1 – Observations lidar en mode suivi de satellites : plans d’observation. Les heures de visées sont indiquées en UTC.

fois en terme de positionnement et de restitution de l’état de l’atmosphère.

Notons que la modélisation de la troposphère utilisée pour ce traitement diffère de la modélisation optimale mise en évidence précédemment (chapitre 12) : la NMF est la fonction de projection la plus récente disponible sous Gipsy-Oasis II et l’utilisation de mesures sol à une résolution inférieure à 24 h n’est pas possible. Cependant, on a constaté que les améliorations induites par cette modélisation optimale sont dans l’ensemble peu significatives avec des changements submillimétriques sur les solutions estimés et un écart sur les répétabilité inférieure à 0,2 mm.

Calcul des retards humides GPS au zénith

Le traitement GPS fournit un retard troposphérique total, somme du retard a priori (composante hydrostatique) et de la correction estimée (composante humide). Le retard troposphérique GPS est donné par la relation (13.1)

$$\Delta L^z(t) = \Delta L_{h,apr}^z(t) + \Delta L_{w,est}^z(t) \quad (13.1)$$

Où l’indice *apr* désigne les quantités a priori, l’indice *est* les quantités estimées.

Les retards hydrostatiques au zénith ΔL_h^z sont calculés à partir de mesures de pression sol à une résolution d’une heure à l’aide des formules (2.2) et (2.4). On en déduit le retard humide au zénith :

$$\Delta L_w^z(t, \alpha, \epsilon) = \Delta L^z(t) - \Delta L_h^z(t) \quad (13.2)$$

À titre d’évaluation, on compare les retards hydrostatiques calculés à partir de mesures sol à ceux obtenus pour un profil de radiosondage CNRM (45 retards comparés

Sessions		lidar (3-7 h)
Cut-off		7 °
Orbites		JPL
ZTD	Projection	NMF
	A priori	GPT
	Résolution	5 min
	Contraintes	5,0 mm·h ^{-1/2}
Gradients	Résolution	5 min
	Contraintes	0,5 mm·h ^{-1/2}
Modèle de marée	Terrestre	IERS2003
	Océanique	FES2004
Mise en référence	Système	ITRF05
	Logiciel	Gipsy
Position		1 / session

TAB. 13.2 – Traitements Gipsy-Oasis II : Les traitements PPP sous Gipsy-Oasis II sont effectués sur des sessions courtes correspondant aux périodes d’observation lidar (durée variant de 3 à 7 h).

sur la station XP51) : les quantité mesurées sont en bonne adéquation avec des écarts de l’ordre de 0,5 mm ± 0,8 mm.

Retards humides GPS en direction des satellites

Le retard troposphérique en direction d’un satellite GPS observé pour un azimut α et une élévation ϵ à un instant t est calculé a posteriori à l’aide des solutions troposphériques du traitement (retard total au zénith et gradients horizontaux) :

$$\begin{aligned} \Delta L(t, \alpha, \epsilon) = & \Delta L_{h,apr}^z(t) \cdot m_h(t, \epsilon) + \Delta L_{w,est}^z(t) \cdot m_w(t, \epsilon) \\ & + [\Gamma_{NS,est}(t) \cos \alpha + \Gamma_{EW,est}(t) \sin \alpha] \cdot m_{az}(t, \epsilon) \end{aligned} \quad (13.3)$$

Où m_h , m_w et m_{az} sont respectivement les fonctions de projection hydrostatique, humide et azimutale, les indices *apr* et *est* désignent respectivement les quantités a priori et estimées.

Comme nous l’avons souligné dans le chapitre 2, la séparation des contributions hydrostatique et humide au terme de gradient n’est pas possible lors du traitement. Cependant, nous avons vu que la contribution de l’atmosphère hydrostatique est faible (figure 12.12) ce qui nous permet de la négliger par la suite. En assimilant donc les gradients horizontaux aux gradients humides, le retard humide GPS en direction du satellite est calculé à partir de l’équation (13.4) :

$$\Delta L_w(t, \alpha, \epsilon) = \Delta L(t, \alpha, \epsilon) - \Delta L_h^z(t) \cdot m_h(t, \epsilon) \quad (13.4)$$

Où le retard hydrostatique au zénith $\Delta L_h^z(t)$ est déterminé à partir d’une mesure de pression sol.

13.3 Visées lidar au zénith

13.3.1 Comparaison aux autres techniques

Les sessions d'observation au zénith sont effectuées de nuit les 18, 19, 24 et 25 mai (tableau 13.1), soit durant la période sèche de la campagne (voir chapitre 11, figure 11.3). Elles sont réalisées par temps clair ce qui permet une portée lidar de l'ordre de 7 km. Le retard humide au zénith varie de 60 à 100 mm selon les sessions et présente au cours de la nuit des fluctuations évoluant entre 5 mm et 15 mm. Notons enfin que les observations lidar présentent une incertitude formelle (équation (9.2)) de l'ordre de 1 mm sur les différentes sessions. Les mesures lidar sont comparées aux retards humides restitués par les différentes techniques décrites précédemment. Les résultats (biais et écarts-types) obtenus pour ces comparaisons sont présentés figure 13.2.

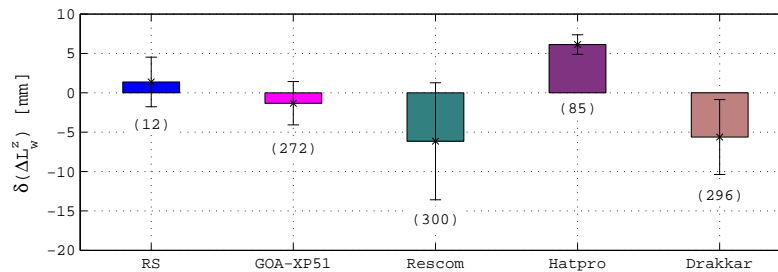


FIG. 13.2 – Comparaison des observations lidar aux autres techniques de mesure de vapeur d'eau sur les sessions en visées zénithales (18, 24 et 25 mai 2004). Biais et écarts-types [mm] (technique - lidar). Entre parenthèses : nombre d'observations simultanées comparées. RS : radiosondage. GOA-XP51 : traitement GPS Gipsy-Oasis II (PPP) pour la station XP51. Rescom : radiomètre Rescom. Hatpro : radiomètre Hatpro. Drakkar : radiomètre Drakkar.

La mesure de retard humide lidar est en très bonne adéquation avec GPS et radiosondage. Le biais avec les retards GPS est faible (-1,3 mm) pour un écart-type de 2,3 mm. À titre d'indication, l'écart sur le retard humide entre les stations XP51 et XP52, distantes d'environ 80 cm, est de $0,8 \text{ mm} \pm 2,2 \text{ mm}$, ce qui est très comparable aux écarts obtenus ici avec le lidar.

Le biais avec les radiosondages est millimétrique (1,4 mm), pour un écart-type semblable à ceux obtenus avec le GPS (2,5 mm). Les écarts avec les mesures de radiomètres sont moins satisfaisants. Biais et écarts-types sont en général plus importants et sont révélateurs d'un éventuel problème d'étalonnage de ces instruments. Les biais sont de l'ordre de 6 mm, les écarts-types varient de 1,5 à 7,5 mm.

Les évolutions des observations de retards humides issues des différentes techniques pour les sessions des 18, 19, 24 et 25 mai 2004 montrent une bonne cohérence des variations de retard humide au zénith, malgré un biais dans la mesure radiomètre variant d'une session à l'autre (figure 13.3).

On représente figure 13.4 l'évolution du profil de rapport de mélange lidar au cours des sessions d'observations. Elles permettent d'expliquer les évolutions du retard humide observées sur la figure 13.3.

La session du 18 mai montre une couche limite assez stable (rapport de mélange de l'ordre de $7,5 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$) qui subit un léger rétrécissement au cours de la session ; on

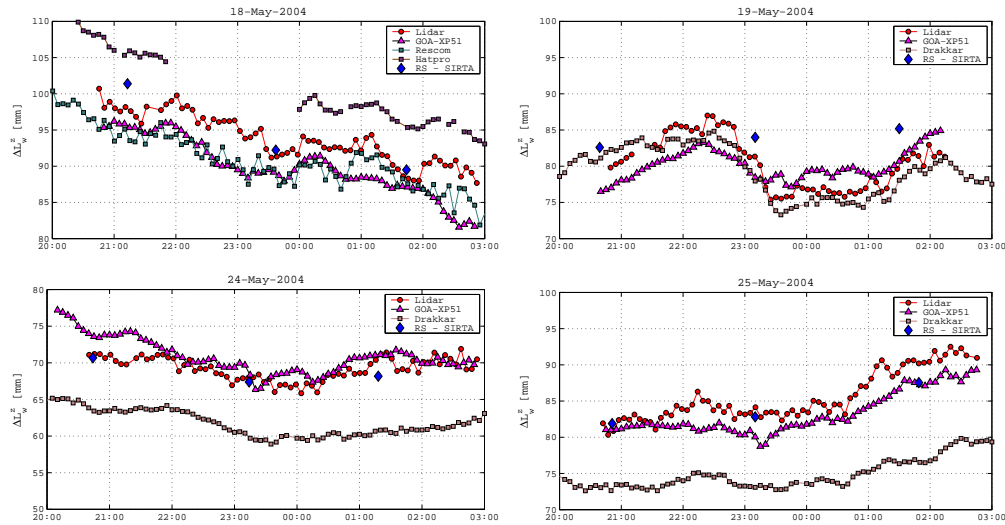


FIG. 13.3 – Évolution du retard humide au zénith observé durant les sessions lidar par différentes techniques. De haut en bas, de gauche à droite : sessions des 18, 19, 24 et 25 mai 2004. RS : radiosondage. GOA-XP51 : traitement GPS Gipsy-Oasis II pour la station XP51. Rescom : radiomètre Rescom. Hatpro : radiomètre Hatpro. Drakkar : radiomètre Drakkar.

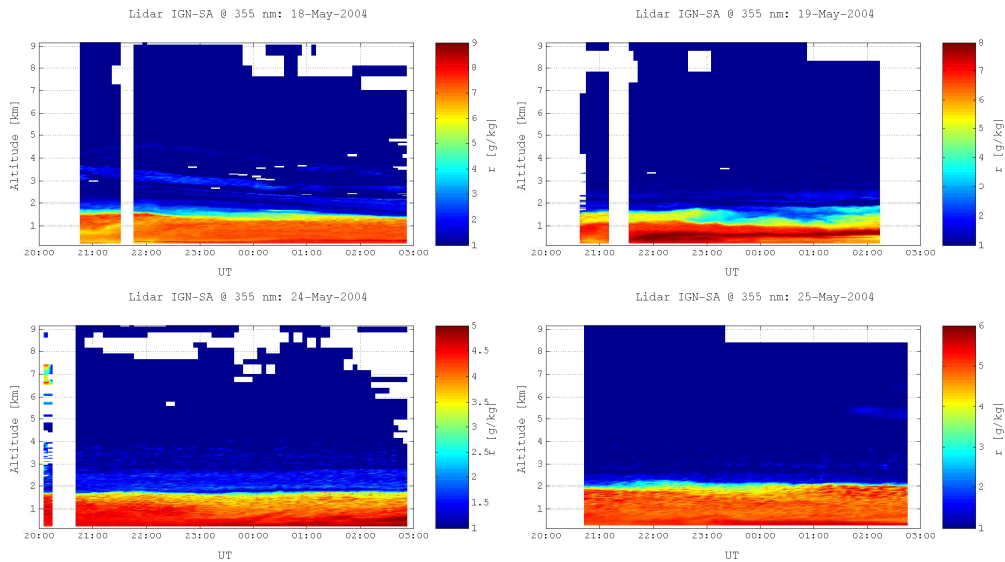


FIG. 13.4 – Évolution du rapport de mélange lidar pour les visées au zénith. De haut en bas, de gauche à droite : sessions des 18, 19, 24 et 25 mai 2004.

remarque également la présence de couches plus humides entre 2,5 et 4,5 km (environ $3,5 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$) dont l'épaisseur diminue jusqu'à ce qu'elles disparaissent : il en résulte une diminution du retard humide au zénith de 100 à 90 mm. Le 19 mai présente une couche limite qui s'étend jusqu'à environ 2 km et qui apparaît plus variable ; on observe un assèchement de sa partie supérieure à partir 23:00 qui induit une diminution du retard humide. La couche limite s'humidifie à nouveau à partir de 01:00 entraînant une augmentation du retard humide. Le 24 mai montre une couche limite très stable mais plus sèche que lors des autres sessions (environ $4 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$) :

il en résulte un retard humide faible et très peu variable. Enfin, le 25 mai montre une couche limite assez stable (rapport de mélange de l'ordre de $5 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$) avec une humidification de sa partie supérieure au cours de la session qui entraîne une augmentation du retard humide.

Lorsque que l'on s'intéresse aux écarts observés pour chacune des sessions d'observation (figure 13.5), on retrouve une variabilité importante du biais entre lidar et radiomètre. Hatpro présente un biais humide important lors des premières sessions, ce qui avait déjà été mis en évidence précédemment (chapitre 12) ; la mesure Rescom apparait fortement erronée lors des sessions des 24 et 25 mai ; le biais entre Drakkar et lidar fluctue de $-1,0$ à $-5,0$ mm. Notons que dans la majorité des cas, l'écart-type entre lidar et radiomètre est inférieur à $2,0$ mm (sauf Rescom les 24 et 25 mai et Drakkar le 18 mai). Enfin, les écarts entre le traitement GPS et la mesure lidar sont en général cohérents, à la fois en terme de biais et d'écart-type.

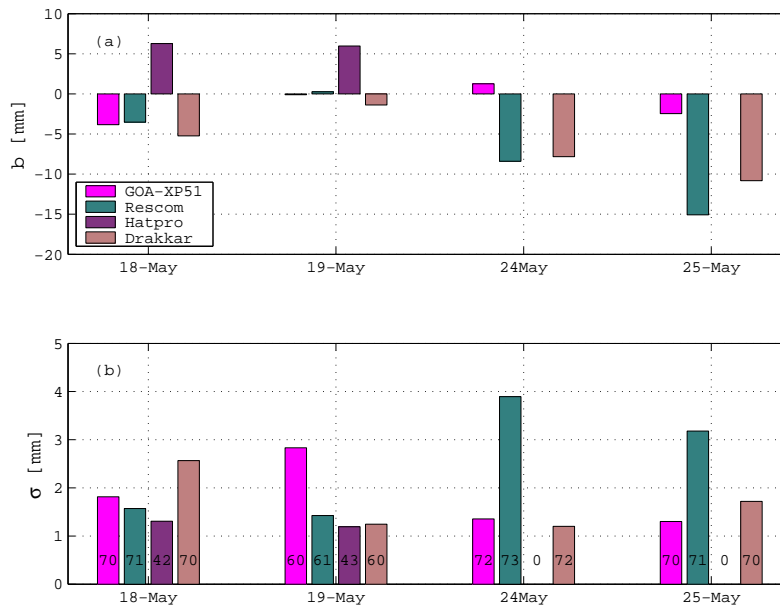


FIG. 13.5 – Comparaison des observations lidar aux autres techniques de mesure de vapeur d'eau pour chacune des sessions lidar au zénith. Biais (a) et écarts-types (b) [mm]. GOA-XP51 : traitement GPS Gipsy-Oasis II (PPP) pour la station XP51. Rescom : radiomètre Rescom. Hatpro : radiomètre Hatpro. Drakkar : radiomètre Drakkar. Dans les barres représentant l'écart-type : nombre d'observations simultanées comparées.

Les corrélations entre le lidar et les différentes techniques fournissant une mesure résolue (de l'ordre de 5 min dans notre cas) sont présentées tableau 13.3. On observe que les radiomètres Hatpro et Drakkar présentent une très bonne corrélation avec la mesure lidar malgré une observation biaisée, constatée précédemment (figure 13.3). La corrélation est légèrement inférieure pour les retards issus de traitements GPS Gipsy-Oasis II. Elle est dégradée pour la mesure Rescom.

13.3.2 Séparation des variations haute et basse fréquence

On s'intéresse plus précisément aux retards humides mesurés à une résolution de 5 min par différentes techniques : les radiomètres Hatpro et Drakkar, le lidar et le

Instrument	n_{obs}	ρ / lidar
GOA-XP51	272	0,88
Rescom	300	0,72
Hatpro	85	0,96
Drakkar	296	0,91

TAB. 13.3 – Corrélations moyennes pour des sessions au zénith entre lidar et différentes techniques engagées : GOA-XP51 : traitement GPS Gipsy-Oasis II pour la station XP51. Rescom : radiomètre Rescom. Hatpro : radiomètre Hatpro. Drakkar : radiomètre Drakkar.

traitement GPS Gipsy-Oasis II. On décompose pour cela les retards humides mesurés en deux composantes : une première décrivant la tendance globale au cours de la session (variations basse-fréquence) ; une seconde représentant les évolutions rapides (variations haute-fréquence) :

- La tendance générale est obtenue par un lissage moyen sur une durée d’une heure par fenêtre glissante (variations basse-fréquence).
- Les contributions aux variations rapides sont obtenues par la différence entre retards humides mesurés et variations basse-fréquence.

On observe pour l’ensemble des sessions lidar une très bonne corrélation sur les variations basse-fréquence des retards observés par les différentes techniques (tableau 13.4), excepté pour le GPS lors de la session du 19 mai, ce qui était déjà visible figure 13.3. Dans ce cas l’amplitude des variations du retard humide GPS est beaucoup plus faible que celle du lidar et des radiomètres : le GPS ne parvient pas à restituer correctement les mouvements importants au sein de la couche limite observée par le lidar entre 23:00 et 01:00 (figure 13.4).

Instrument	ρ / lidar [n_{obs}]			
	18 mai	19 mai	24 mai	25 mai
GOA-XP51	0,96 [70]	0,60 [60]	0,90 [72]	0,97 [70]
Drakkar	0,98 [70]	0,95 [60]	0,79 [72]	0,97 [70]
Hatpro	0,99 [45]	0,94 [43]	-	-

TAB. 13.4 – Corrélation avec la mesure lidar des variations basse-fréquence des retards humides.

La corrélation des variations haute-fréquence des mesures lidar avec les radiomètres (Hatpro et Drakkar) est bonne ; elles est beaucoup moins satisfaisante avec le GPS (tableau 13.5). Globalement, les corrélations sont plus faibles lors de la session du 24 mai, avec des variations plus accentuées de la mesure lidar par rapport à Drakkar. La qualité de la mesure lidar est suspectée : on observe une dégradation de l’erreur formelle sur la mesure du rapport de mélange (figure 13.6). Cette dégradation est liée à une diminution des rapports signal-à-bruit sur les canaux azote et vapeur d’eau. Les variations du retard humide étant moins importantes lors de cette session (figure 13.3), l’augmentation du bruit de la mesure lidar a un impact plus visible sur l’évolution du retard humide et induit une moins bonne corrélation avec le radiomètre.

À titre d’illustration, on représente figure 13.7 les composantes haute et basse fréquence des retards humides mesurés lors de la session lidar du 19 mai. Malgré un biais déjà identifié auparavant, on observe une bonne adéquation entre les évolutions des mesures radiomètre (ici Drakkar) et lidar. La solution GPS ne suit pas la même

Instrument	ρ / lidar [n_{obs}]			
	18 mai	19 mai	24 mai	25 mai
GOA-XP51	0,38 [70]	0,19 [60]	-0,24 [72]	0,01 [70]
Drakkar	0,64 [70]	0,76 [60]	0,23 [72]	0,56 [70]
Hatpro	0,82 [45]	0,94 [43]	-	-

TAB. 13.5 – Corrélation avec la mesure lidar des contributions aux variations rapides des retards humides

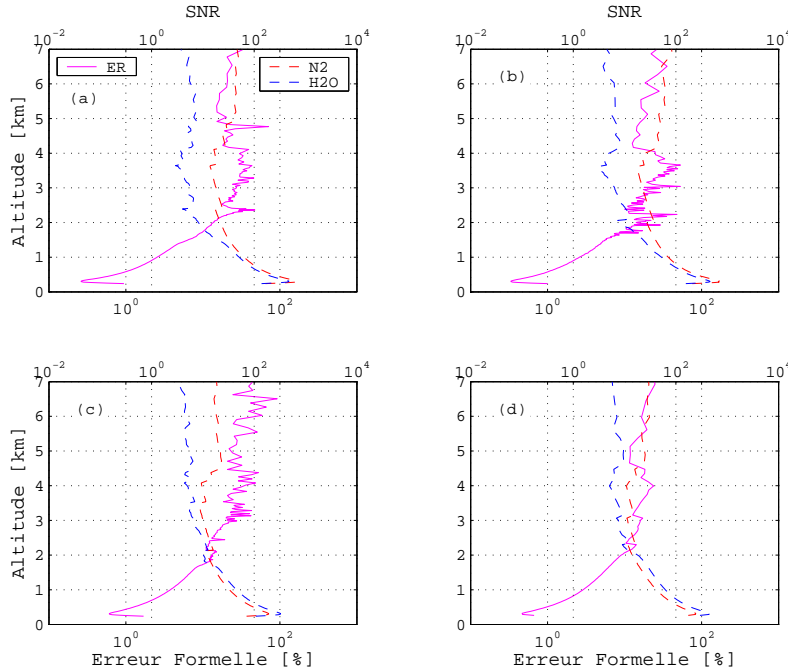


FIG. 13.6 – Qualité des signaux Raman et de la mesure de rapport de mélange lors des sessions de visée lidar au zénith : Rapports signal-à-bruit (rouge et bleu, canaux azote et vapeur d'eau, axe supérieur) et erreur formelle sur la mesure de rapport de mélange (magenta, axe inférieur). (a) : 18 mai, (b) : 19 mai, (c) 24 mai, (d) 25 mai.

évolution, comme on le constatait déjà (tableau 13.4) : l'amplitude des variations est plus faible (5 mm, contre près de 10 mm pour les autres techniques). Les variations rapides montrent très peu de cohérences avec les techniques lidar et radiomètre.

13.4 Suivi de satellites

Les sessions d'observations lidar en mode suivi de satellites sont réalisées du 3 au 15 juin, durant les périodes humides de la campagne, mises en évidence dans le chapitre 11 (figure 11.3). On dispose des solutions troposphériques GPS en direction des satellites (traitement Gipsy-Oasis II pour la station XP51) ainsi que des mesures Rescom, le radiomètre ayant été programmé en mode suivi de satellite GPS du 3 au 9 juin.

Les observations lidar sont comparées aux solutions PPP et aux mesures Rescom pour les neuf cas considérés (trois sessions à un satellite et deux sessions à 3 satellites). À partir de la direction du satellite, les retards humides GPS sont calculés pour

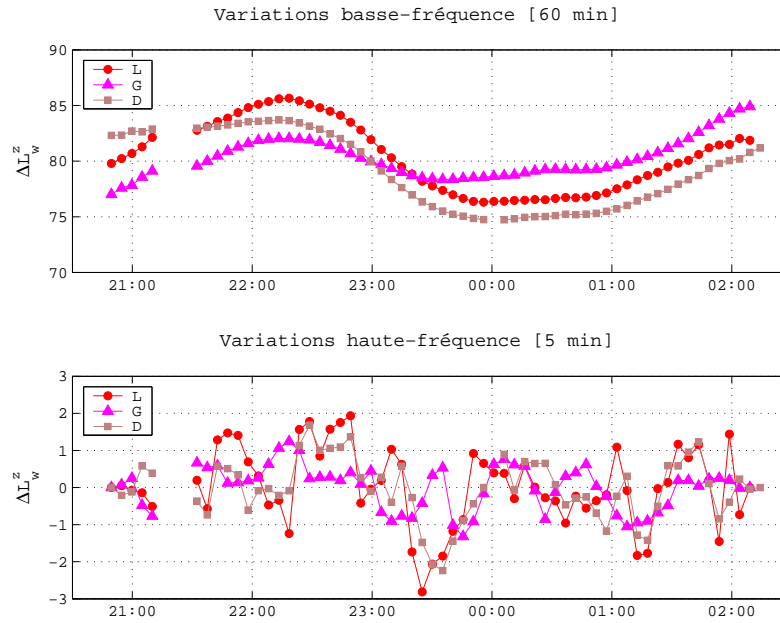


FIG. 13.7 – Composantes lentes (haut) et rapides (bas) des retards humides observés par lidar (L), Drakkar (D) et Gipsy-Oasis II (G) pour la session lidar du 19 mai 2004.

chaque visée lidar en utilisant l'équation (13.4). Pour s'affranchir de la dépendance en élévation qui constitue l'effet prépondérant dans l'évolution des retards humides mesurés, les retards obliques sont ramenées au zénith pour cette comparaison (figure 13.8).

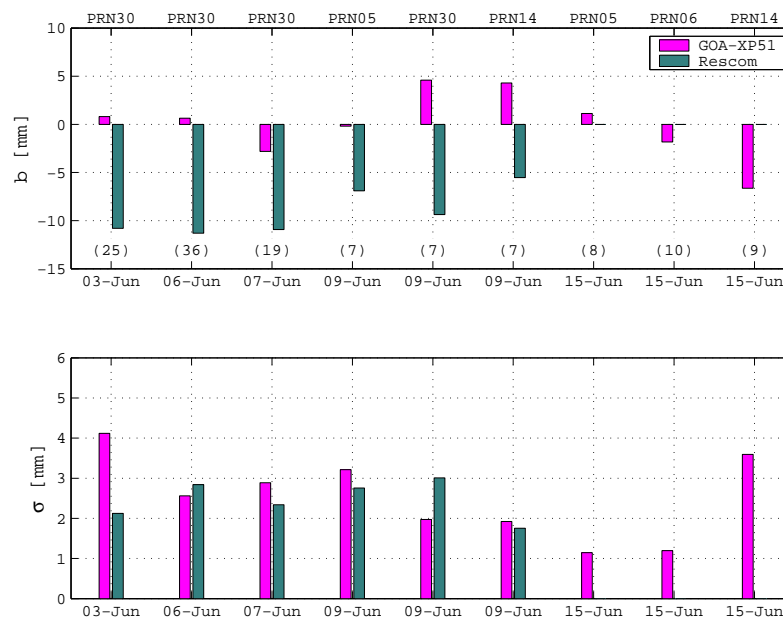


FIG. 13.8 – Comparaison des observations lidar en mode suivi de satellite aux mesures Rescom et au retards GPS sans résidus. En magenta, traitement Gipsy-Oasis II pour la station XP51. En vert-gris mesures Rescom. Entre parenthèses : nombre d'observations comparées.

Les écarts-types plus élevés entre lidar et GPS observés au cours de la session du 3 juin sont principalement dus à la détérioration des observations lidar en raison des conditions météorologiques défavorables : après un passage pluvieux entre 23:30 et 00:00, on observe une descente du plafond nuageux (figure 13.9).

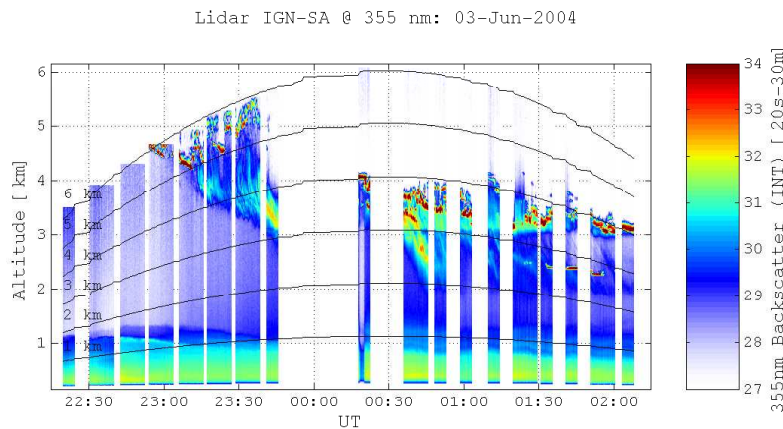


FIG. 13.9 – Évolution des profils de rétrodiffusion mesurés à 355 nm lors de la session du 3 juin 2004. Les mesures lidar sont interrompues à chaque changement de direction d’observation et lors du passage pluvieux entre 23:45 et 00:15. Les lignes noires indiquent l’évolution des altitudes correspondant à différentes portées du lidar en visée oblique. On observe une descente du couvert nuageux à partir de 00:30.

On peut également souligner que du fait de problèmes instrumentaux (déplacement de la fibre à la réception du télescope par rapport à sa position optimale, voir annexe C), la qualité des observations est dégradée lors des sessions des 7 et 9 juin avec une diminution des rapports signal-à-bruit et une augmentation de l’erreur relative sur le rapport de mélange qui atteint 20% à 2 km, contre environ 5% à cette même altitude pour les autres sessions (figure 13.10).

Malgré ces sources d’incertitude, l’adéquation entre lidar et GPS reste dans l’ensemble correcte avec un écart-type inférieur à 4,1 mm (figure 13.8). Ces résultats sont cohérents avec ceux obtenus pour des visées au zénith mais on note un biais assez variable sur l’ensemble des sessions (fluctuation de 0,2 à 6 mm pour les 9 cas étudiés). Les mesures Rescom présentent des écarts-types corrects (de 2 à 3 mm). Le biais apparaît cependant très important puisqu’il varie entre 5 et 10 mm selon les sessions ; l’étalonnage de l’instrument peut une nouvelle fois être suspecté.

Les évolutions des retards humides observés en direction des satellites et ramenés au zénith sont présentés figure 13.11. On représente également l’évolution du profil de rapport de mélange lidar au cours des sessions d’observations (figure 13.12). L’ensemble des sessions présentent une atmosphère humide (rapport de mélange entre 8 et 10 $\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$ dans la couche limite et retard humide entre 130 et 180 mm). On observe une sous-estimation systématique du retard humide mesuré par le radiomètre Rescom.

La session du 3 juin est marquée par une humidification des couches supérieures (au-delà de 2 km) à partir du 00:30, entraînant une augmentation du retard humide observé par le lidar et Rescom ; la solution GPS ne révèle cependant pas cette humidification. Malgré la présence d’hétérogénéité dans les couches supérieures (2-4 km), la couche limite reste stable lors de la session du 6 juin ; il en résulte un retard humide lui aussi stable. Entre 22:30 et 23:00, on observe une diminution du retard

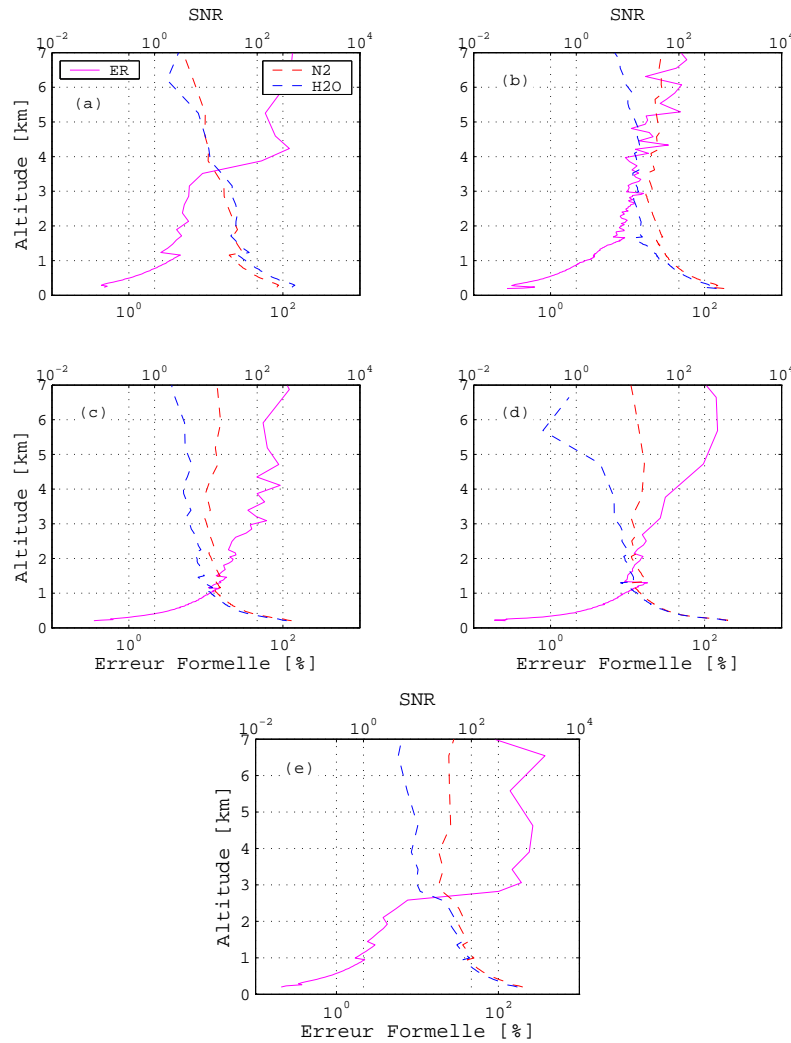


FIG. 13.10 – Qualité des signaux Raman et de la mesure de rapport de mélange lors des sessions de visée lidar en suivi de satellite : Rapports signal-à-bruit (rouge et bleu, respectivement canaux azote et vapeur d'eau, axe supérieur) et erreur formelle sur la mesure de rapport de mélange (magenta, axe inférieur). (a) : 3 juin, (b) : 6 juin, (c) 7 juin, (d) 9 juin, (e) 15 juin.

lidar : cette diminution n'est pas observée par les autres techniques ce qui suggère un problème lors de la mesure.

Les sessions des 7 et 9 juin montrent une plus importante variabilité de la mesure lidar par rapport à l'observation GPS, variabilité que nous avons liée précédemment à l'augmentation du bruit de la mesure. Cette variabilité de la mesure lidar se retrouve sur les évolutions du rapport de mélange : les fluctuations observées sont donc plutôt liées à une restitution très bruitée de l'atmosphère par le lidar qu'à la présence d'hétérogénéités atmosphériques. Au cours de la session du 9 juin, on observe cependant des évolutions corrélées entre lidar et Rescom lors du suivi des satellites 5 et 14.

Le 15 juin, la portée lidar est réduite à une altitude de 3 km en raison du couvert nuageux ; entre le sol et cette altitude maximale, le rapport de mélange fluctue entre 7 et $12 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$. Les évolutions des mesures lidar et de la solution GPS sont similaires

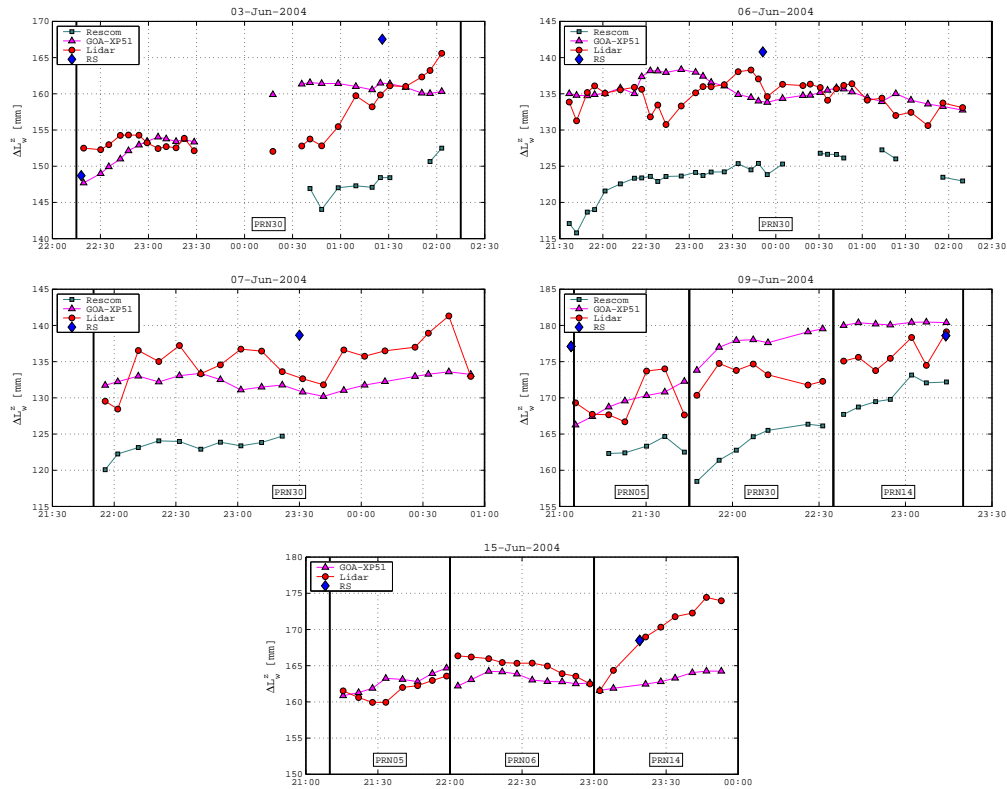


FIG. 13.11 – Évolution des retards humides observés en direction des satellites : retards Rescom (vert-gris), Gipsy-Oasis (magenta) et lidar (rouge) pour les sessions des 3, 6, 7, 9 et 15 juin 2004. Les losanges bleus indiquent le retard humide au zénith restitué par radiosondage. Les satellites suivis sont indiqués en bas de chaque graphique et les périodes de suivi sont séparées par un trait noir vertical.

lors des deux premières séquences de suivi (satellites 5 et 6) ; lors de la dernière séquence (satellite 14), l'augmentation du retard humide par la mesure lidar est significative mais n'est pas observée par le GPS ; cette augmentation est liée à une humidification importante de la couche limite à partir de 23:00 qui ne se retrouve pas dans la solution troposphérique GPS.

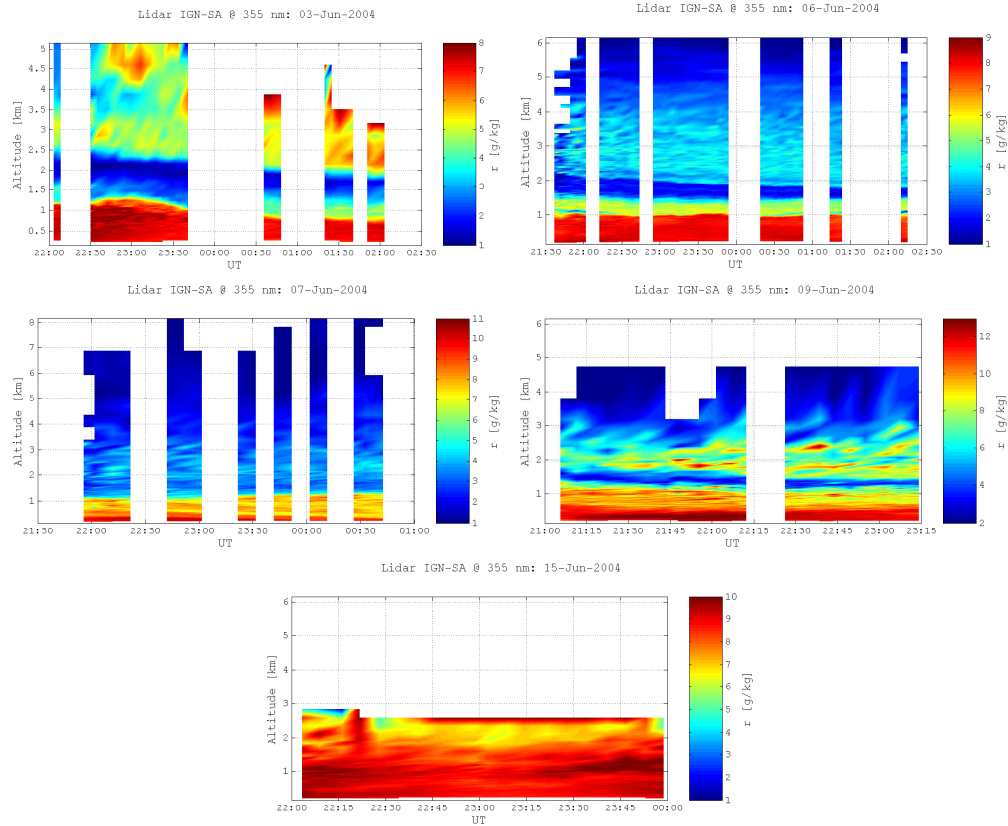


FIG. 13.12 – Évolution du rapport de mélange lidar pour les visées obliques lors des sessions des 3, 6, 7, 9 et 15 juin 2004. Les interruptions correspondent à des visées successives séparées de plus de 10 min.

13.5 Conclusion

La campagne VAPIC constitue une base de données de mesures de vapeur d'eau grâce à laquelle l'apport des mesures lidar peut être évalué précisément. Les mesures lidar effectuées au zénith (période sèche de la campagne) montrent une très bonne adéquation avec les mesures issues de radiosondages et les solutions GPS avec un biais de l'ordre de 1 mm et un écart-type inférieur à 3 mm ; le biais avec les mesures issues de radiomètres est en général plus importants du fait de la difficulté d'étalonner précisément ces instruments. L'analyse des évolutions des retards humides au zénith montre une très bonne détection par le lidar des variations rapides avec une bonne cohérence aux observations issues des radiomètres. Le traitement GPS ne parvient pas à restituer cette variabilité.

Malgré un biais important, les mesures lidar et Rescom réalisées selon des visées obliques (5 sessions d'observation lidar) montrent des cohérences certaines lors de différentes séquences de suivi. L'accord entre GPS et lidar reste satisfaisant avec des écarts-types de l'ordre de 3 mm malgré un biais plus variable selon les sessions, jusqu'à 5 mm dans les cas les plus défavorables. Ces écarts sont à la fois liés à une incertitude plus importante sur la mesure lidar lors de certaines de ces sessions, en raison de problèmes instrumentaux et de conditions météorologiques moins favorables (couvert nuageux, période humide de la campagne), mais aussi à la mauvaise prise en compte lors du traitement GPS des variations rapides de l'humidité atmosphérique, observées sur les évolutions spatiotemporelles du rapport de mélange lidar.

Il n'est pas évident de relier les différences entre les retards humides lidar et GPS à des effets purement troposphériques sur le traitement GPS. Nous allons donc par la suite inspecter à nouveau les résidus du traitement et les hauteurs estimées, en examinant en plus de l'impact de la troposphère, l'effet éventuel du trajet multiple.

Chapitre 14

Analyse et correction troposphérique des signaux GPS à l'aide d'observations lidar

14.1 Étude des solutions GPS PPP

14.1.1 Introduction

Le chapitre précédent nous a permis de mettre en évidence des écarts entre les solutions troposphériques issues des traitements GPS et les observations lidar. En particulier, nous avons vu que la mesure lidar est sensible aux variations rapides du retard humide qui ne sont pas restituées par le traitement GPS. Nous allons maintenant nous intéresser à l'incidence de ces écarts sur l'estimation de la composante verticale. Les résidus du traitement seront également examinés. Pour cela nous reviendrons sur l'influence du trajet multiple (déjà introduit dans le chapitre 1) qui contribue à l'erreur et peut occulter une signature troposphérique dans ces résidus.

Le choix des périodes d'observation est lié à la portée de la mesure lidar : le sondage des couches les plus hautes permet une description quasi-complète et continue de la troposphère humide. Comme expliqué précédemment, on choisit d'utiliser un traitement en PPP afin d'obtenir une solution dépendant uniquement de la station considérée.

Nous nous intéressons donc au traitement en mode PPP des observations GPS effectuées du 18 au 26 mai 2004, réalisées conjointement à des observations lidar au zénith (voir tableau 13.1).

14.1.2 Solution du traitement PPP classique

Pour chaque session, on représente sur la figure 14.1 les positions estimées ainsi que les écarts moyens entre les retards humides au zénith et la mesure lidar ; on n'observe pas de liens particuliers entre les évolutions de ces deux quantités.

Les résidus des traitements montrent une dispersion plus importante aux basses élévations avec des valeurs atteignant 25 mm (figure 14.2). À partir d'une élévation de 30°, ils sont inférieurs à 10 mm. Le résidu quadratique moyen des traitements est très stable entre les quatre sessions (environ 6,5 mm).

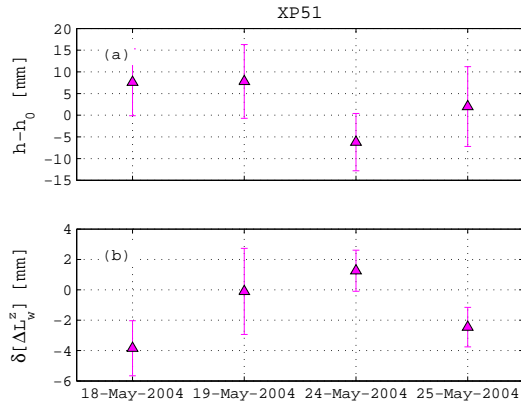


FIG. 14.1 – Paramètres estimés lors du traitement PPP (sessions des 18, 19, 24 et 25 mai 2004) pour la station XP51. (a) : Évolution de la composante verticale par rapport à la hauteur de référence ($h_0 = 202,308$ m), les barres d'erreur correspondent aux erreurs formelles de sortie de traitement. (b) : Écarts moyens entre retards humides estimé par GPS et mesuré par lidar (GPS - lidar), les barres d'erreurs correspondent aux écarts-types entre ces deux quantités.

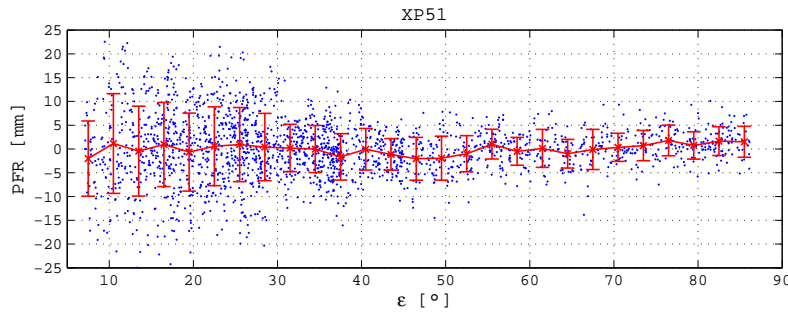


FIG. 14.2 – Résidus des traitements PPP pour la station XP51 sur les 4 sessions d'intérêt (18, 19, 24 et 25 mai 2004), en fonction de l'élévation. En rouge, résidus moyens et écarts-types calculés par pas de 3° .

À partir des résultats de ces traitements GPS, on cherche à mettre en évidence des pistes d'amélioration permettant une meilleure stabilité de la hauteur estimée et une diminution des résidus du traitement : pour cela nous examinerons l'apport de mesures lidar pour une meilleure description de l'atmosphère, mais aussi l'éventuel effet du trajet multiple.

14.1.3 Impact de la troposphère sur les solutions

Effet hydrostatique : Nous avons vu précédemment (chapitres 3 et 12) l'apport de modélisations récentes du retard hydrostatique a priori sur le traitement GPS. Le traitement en réseau des stations VAPIC montre que l'impact sur la détermination de la composante verticale de ces nouvelles modélisations est faible (écarts submillimétriques sur les solutions estimées). En outre, nous avons également vu (chapitre 13) que les modélisations de la troposphère disponibles sous Gipsy-Oasis II ne permettent pas l'utilisation de ces modélisations récentes. Afin de corriger au mieux l'effet de la troposphère, nous allons toutefois ici étudier l'impact sur les solutions

du traitement PPP d'une correction précise de la troposphère hydrostatique.

On effectue donc un nouveau traitement avec Gipsy-Oasis II, l'effet de la troposphère hydrostatique étant maintenant corrigé directement sur les observations GPS à l'aide de la VMF_h et de mesures de pression sol. L'estimation de l'atmosphère humide se fait toujours via l'utilisation de la NMF_w avec l'estimation d'un retard humide au zénith et de gradients horizontaux toutes les 5 min. La figure 14.3 représente les hauteurs estimées ainsi que les écarts moyens des retards GPS par rapport à la mesure lidar pour ce nouveau traitement.

Seule la première session (18 mai 2004) présente des écarts remarquables avec le traitement classique, à la fois en terme de retard humide au zénith et de hauteur estimée. L'impact sur la hauteur de cette correction précise de l'atmosphère hydrostatique, par rapport au traitement Gipsy-Oasis II classique, atteint $2,7 \text{ mm} \pm 3,1 \text{ mm}$; il est plus faible sur l'estimation du retard au zénith ($1,0 \text{ mm} \pm 1,0 \text{ mm}$).

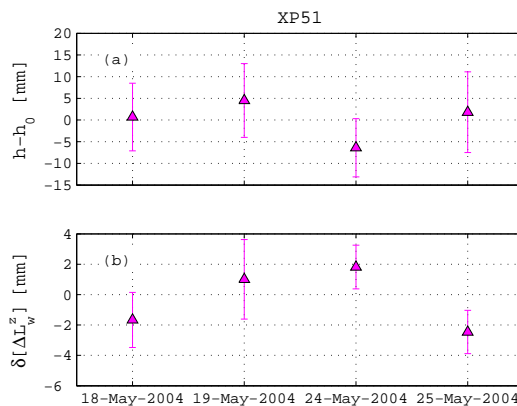


FIG. 14.3 – Paramètres estimés lors du traitement PPP avec correction précise du retard hydrostatique a priori pour la station XP51 (sessions des 18, 19, 24 et 25 mai 2004). (a) : Évolution de la composante verticale par rapport à la hauteur de référence ($h_0 = 202,308 \text{ m}$), les barres d'erreur correspondent aux erreurs formelles de sortie de traitement. (b) : Écarts moyens entre retards humide estimé par GPS et mesuré par lidar (GPS - lidar), les barres d'erreurs correspondent aux écarts-types entre ces deux quantités.

La correction précise du retard hydrostatique a priori a peu d'incidence sur les résidus post-traitement (figure 14.4), avec un écart-type inférieur à 2,0 mm entre les résidus des deux traitements. L'évolution du résidu quadratique moyen entre ces deux traitements est également faible : en moyenne, elle est de l'ordre de 0,2 mm sur l'ensemble des sessions.

Troposphère humide : À l'aide de la méthode de propagation des erreurs présentée dans le chapitre 1 (équation (1.4)) et déjà utilisée dans le chapitre 3, on évalue l'effet sur le traitement GPS des écarts entre la modélisation de la troposphère humide (utilisation de la NMF_w) et une modélisation de référence, calculée à l'aide de la méthode de *ray-tracing* décrite dans le chapitre 3 et des profils de rapport de mélange lidar.

L'impact de l'erreur du modèle sur l'estimation du retard humide au zénith apparaît faible avec des écarts inférieurs à 1 mm dans l'ensemble des cas (figure 14.5). Il est plus important lors de l'estimation de la hauteur puisque l'erreur engendrée varie

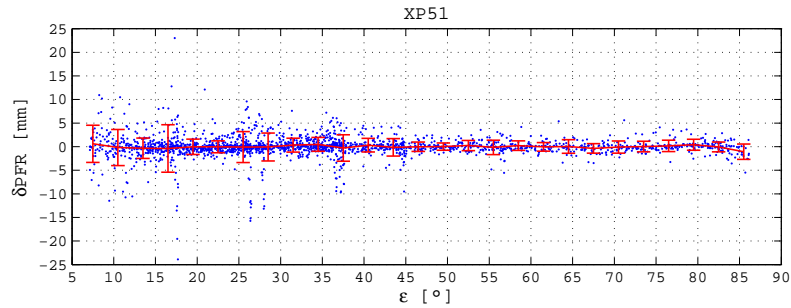


FIG. 14.4 – Impact sur les résidus post-traitement d'une correction précise du retard troposphérique a priori : écarts pour la station XP51 entre résidus du traitement classique et ceux du traitement utilisant VMF_h et mesures de pression sol, sur les 4 sessions d'intérêt (18, 19, 24 et 25 mai 2004).

entre 0,8 et 2,0 mm.

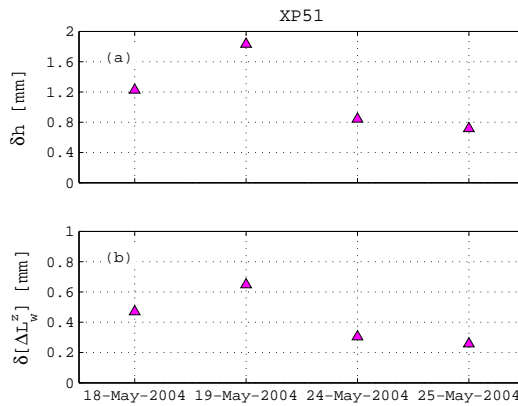


FIG. 14.5 – Impact sur les solutions du traitement GPS de l'utilisation de la NMF_w au lieu de mesures lidar (sessions des 18, 19, 24 et 25 mai 2004). (a) : Impact sur l'estimation de la composante verticale (b) : Impact sur l'estimation du retard humide au zénith.

L'influence de l'erreur de modélisation de l'atmosphère humide sur les résidus de l'inversion est limitée (figure 14.6), les valeurs fluctuant au maximum entre -1 et 1 mm ; l'impact sur le résidu quadratique moyen est inférieur à 0,2 mm.

14.1.4 Systématiques dans les séries de résidus

Les résultats précédents montrent qu'une meilleure modélisation de la troposphère peut induire des changements sur la détermination de la composante verticale et dans une moindre mesure sur l'estimation du retard humide. L'impact sur les résidus post-traitement de ces améliorations est cependant faible.

Lorsque l'on s'intéresse aux évolutions des résidus moyens en fonction de la direction d'incidence du signal mesuré (figure 14.7), on observe des systématiques, avec, d'une session à l'autre, une corrélation de l'ordre de 60%. Ces systématiques sont dépendants de la station, les tendances observées étant différentes entre les stations SIRT et XP51. Ils sont donc liés à l'environnement physique direct des stations et caractérisent un phénomène de trajet multiple affectant la propagation des signaux

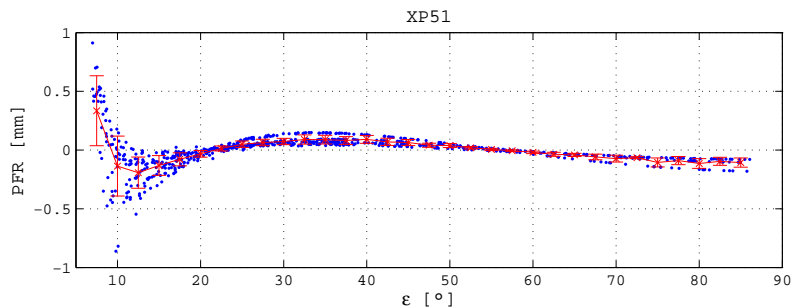


FIG. 14.6 – Résidus théoriques liés à l'utilisation de la NMF_w au lieu de mesures lidar lors du traitement GPS.

GPS.

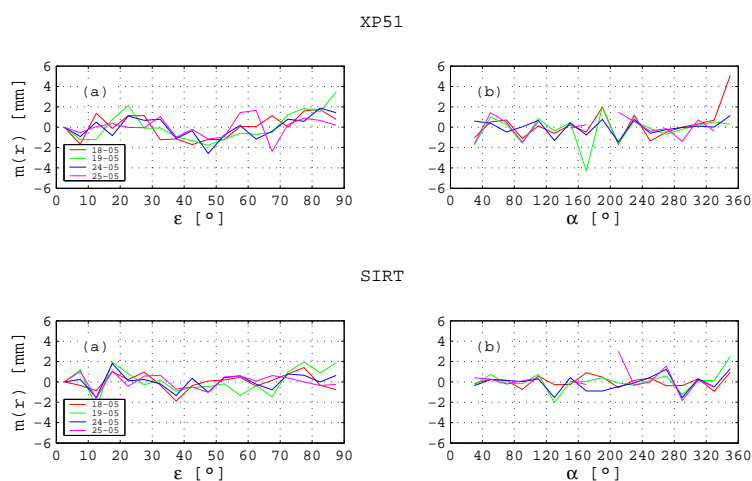


FIG. 14.7 – Résidus moyens obtenus pour les stations XP51 (haut) et SIRT (bas) en fonction de l'élévation et de l'azimut lors des sessions des 18 (rouge), 19 (vert), 24 (bleu) et 25 (magenta) mai 2004. (a) : résidus moyens en fonction de l'élévation. (b) : résidus moyens en fonction de l'azimut. Les écarts moyens sont déterminés par pas de 5° en élévation et 20° en azimut.

14.1.5 Conclusion

L'amélioration de la correction de la troposphère au sein des traitements PPP doit permettre une meilleure estimation de la composante verticale, les écarts observés entre modélisation et atmosphère réelle étant susceptibles d'engendrer des erreurs millimétriques (1 à 3 mm en moyenne). Leur incidence est plus faible sur l'estimation du retard troposphérique au zénith, les écarts engendrés étant inférieurs à 1 mm.

L'impact de ces corrections semble moins important sur les résidus du traitement puisque les écarts observés avec des modélisations plus précises demeurent de l'ordre de 1 mm dans les cas les plus défavorables. Ces résidus post-traitements sont en majorité dus à des systématismes causés par l'environnement physique de la station.

Il est ainsi nécessaire qu'une correction précise de l'atmosphère soit accompagnée d'une réduction de ces systématismes liés à l'environnement des stations (trajet

multiple). Ceci peut être réalisé lors de l'observation avec l'utilisation de matériaux absorbant les micro-ondes, réduisant ainsi le risque de mesurer des ondes réfléchies ([Elosegui *et al.*, 1995]) et d'antennes de type *choke-ring* censées minimiser ce type de phénomène.

Ici, cette correction doit être effectuée a posteriori. Nous appliquerons donc par la suite la méthode décrite par [Shoji *et al.*, 2004] avec la correction des observations par des cartes de résidus moyens déterminées sur des périodes plus longues (1 à 2 semaines) pour chacune des stations.

14.2 Correction des observations GPS

14.2.1 Description des traitements GPS

Observations GPS

Nous appliquons les conclusions précédentes en utilisant des mesures lidar associées à une modélisation précise de la troposphère hydrostatique (mesure de pression sol et VMF_h) ainsi que des cartes de résidu moyen pour la correction du trajet multiple pour chacune des stations GPS déployées sur le SIRTA durant VAPIC (SIRT, XP51 et XP52, figure 11.1). Seules les observations GPS effectuées en simultané avec des sessions d'observation lidar sont considérées (sessions des 18, 19, 24 et 25 mai, d'une durée variant de 5 à 6 h).

Correction de l'effet de la troposphère

Comme expliqué précédemment, l'effet de la troposphère hydrostatique est corrigé en utilisant la VMF_h et des mesures de pression sol échantillonnées à 5 min.

L'effet de troposphère humide est corrigé à l'aide des observations lidar. Les profils de rapport de mélange sont complétés par radiosondage au-delà de la portée lidar, celle-ci étant fixée à 7 km pour l'ensemble des sessions. On utilise toujours la méthode de *ray-tracing* présentée au chapitre 2 et détaillée en annexe B pour le calcul du retard humide à une élévation donnée. On obtient ainsi pour chaque session une série temporelle de retards humides à 5 minutes de résolution pour une élévation variant de 5 à 90°. Notons que cette méthode de correction suppose une atmosphère à symétrie sphérique et néglige donc toute asymétrie en azimut.

Correction du trajet multiple

Les systématismes liés à l'environnement sont corrigés à partir de cartes de trajet multiple. Ces cartes sont établies à partir de résidus cumulés dans les différentes directions d'observation du 18 au 26 mai 2004, sur des secteurs de 2° en élévation et 5° en azimut, conformément à [Shoji *et al.*, 2004]. Figure 14.8, on représente la carte de correction établie pour les stations SIRT, XP51 et XP52 sur la période d'intérêt.

Les corrections varient de -10 à 10 mm, les valeurs maximales étant obtenues pour les plus basses élévations. On observe également des valeurs élevées pour des élévations supérieures, avec par exemple des résidus moyens supérieurs à 4 mm au-delà de 60°. Les cartes de trajet multiple des stations XP51 et XP52 présentent des similitudes importantes, ces deux stations étant situées à moins de 1 m l'une de l'autre.

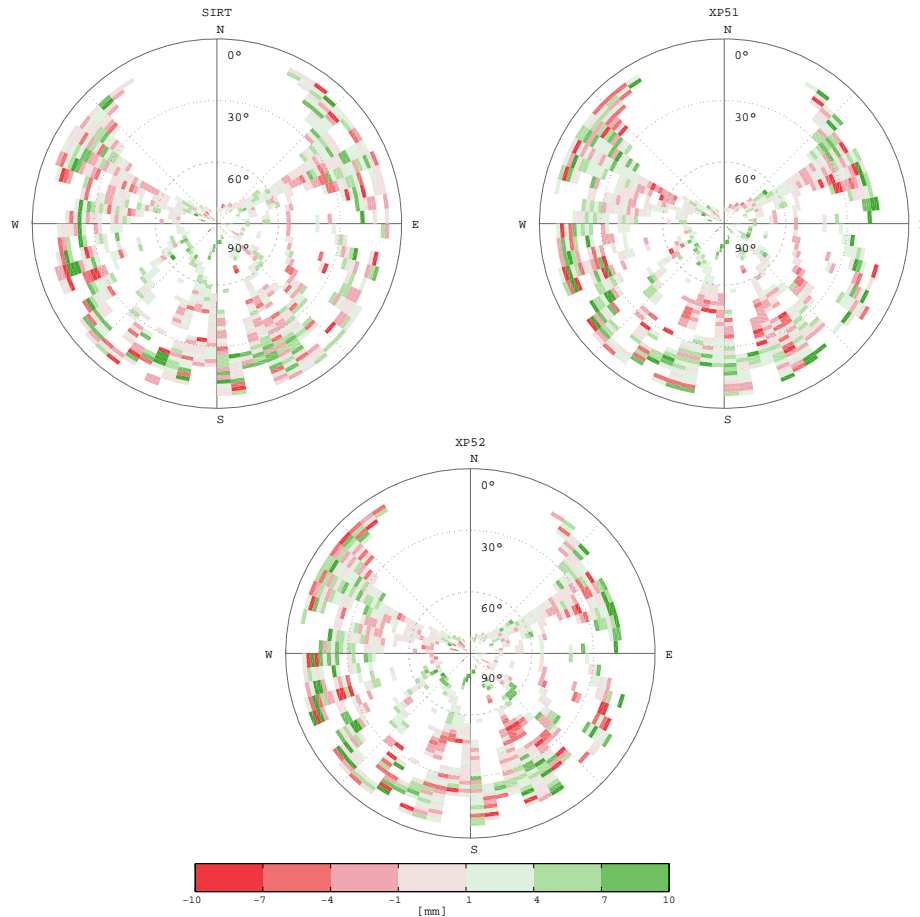


FIG. 14.8 – Cartes de trajet multiple utilisées pour la correction des observations GPS pour les stations SIRT, XP51 et XP52.

Traitement GPS

Afin de dissocier les différentes étapes de notre correction, trois types de traitement sont effectués en mode PPP à l'aide du logiciel Gipsy-Oasis II.

- Un traitement classique (C), présentant une modélisation de la troposphère identique à celle adoptée pour les traitements PPP réalisés jusqu'à présent : le retard a priori est purement hydrostatique et est calculé à partir du modèle GPT et de la NMF_h, le retard humide est ensuite estimé au cours du traitement en utilisant la NMF_w ainsi que les gradients horizontaux.
- Un traitement classique avec correction précise de la troposphère hydrostatique (V) (mesures de pression sol et VMF_h). Le retard humide au zénith est estimé à l'aide de la NMF_w ; on estime également les gradients horizontaux.
- Un traitement classique modifié (M) au cours duquel on estime toujours gradients horizontaux et retards humides au zénith. On utilise une correction précise du retard hydrostatique a priori (mesure de pression et VMF_h). Les observations GPS sont également corrigées à l'aide des cartes de trajet multiple précédemment décrites, ces cartes étant donc établies à partir des résidus du traitement C, réalisé pour cela sur 10 jours (voir section 14.2.1).
- Un traitement avec correction lidar (L) pour lequel la correction a priori de la troposphère est effectuée sur les observations GPS à partir d'observations lidar,

de mesures de pression sol et de la VMF_h (correction hydrostatique précise). Les observations GPS sont également corrigées a priori à l'aide des cartes de trajet multiple. Aucun paramètre troposphérique n'est estimé au cours du traitement. Le calcul des cartes de trajet multiple à partir du traitement C peut constituer une limite à notre méthode de correction car les erreurs liées à une mauvaise modélisation de la troposphère sont susceptibles de se retrouver dans ces résidus moyens. On peut cependant supposer que le calcul de ces cartes sur une période de 10 jours est suffisant pour réduire au maximum l'effet éventuel de la troposphère ([Shoji *et al.*, 2004]).

Les paramètres autres que ceux relatifs à la modélisation de la troposphère sont identiques à ceux présentés dans le tableau 13.2.

Dans un premier temps nous effectuons ces quatre traitements pour un angle de coupe de 7°. Par la suite nous nous intéresserons au comportement de ces traitements pour différents angles de coupe (7, 10, 15, 20, 25 et 30°).

14.2.2 Impact des corrections sur les paramètres de sortie de traitement à 7°

Paramètres statistiques

Le traitement M améliore le résidu quadratique moyen d'environ 7% par rapport au traitement classique, soit environ 0,5 mm (figure 14.9). La correction des observations GPS par lidar étant accompagnée par l'ajout d'une incertitude sur les observations (celle de la mesure lidar) il en résulte des valeurs plus importantes du résidu quadratique moyen par rapport au traitement M (environ 10%). Les traitements C, V et L présentent des résidus quadratiques moyens similaires, avec des écarts inférieurs à 0,2 mm.

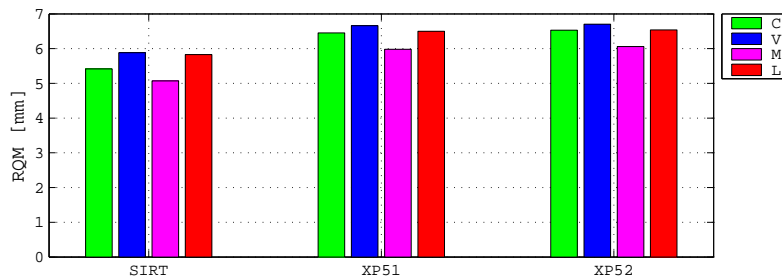


FIG. 14.9 – Résidus quadratiques moyens des traitements PPP. C (vert) : traitement classique. V (bleu) : traitement C avec correction précise de la troposphère hydrostatique. M (magenta) : traitement V avec correction du trajet multiple. L (rouge) : traitement M sans estimation de la troposphère humide, corrigée a priori par la mesure lidar.

La valeur du test du χ_2 , normalisée par le degré de liberté de l'inversion, renvoyée en fin de traitement quantifie l'adéquation du modèle aux observations utilisées lors de l'inversion (figure 14.10). Plus sa valeur est proche de 1, plus les observations sont cohérentes avec le modèle. Si elle est inférieure à 1, les observations ont été surpondérées : les erreurs a priori sur les observations sont sur-évaluées, ce qui est notre cas ici. La correction lidar ajoutant un bruit supplémentaire aux observations à inverser (le bruit de la mesure lidar), il est prévisible que les traitements avec correction lidar fournissent une valeur normalisée supérieure et plus proche de l'unité

que les traitements classiques.

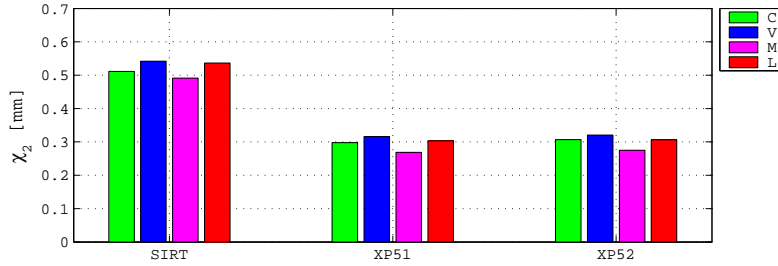


FIG. 14.10 – Valeurs normalisées du test du χ_2 des traitements PPP. C (vert) : traitement classique. V (bleu) : traitement C avec correction précise de la troposphère hydrostatique. M (magenta) : traitement V avec correction du trajet multiple. L (rouge) : traitement M sans estimation de la troposphère humide, corrigée a priori par la mesure lidar.

Les valeurs du test du χ_2 obtenues pour les différents traitements nous permettent d'évaluer la précision moyenne des observations lidar utilisées pour la correction. En effet, si on note χ_2 la valeur obtenue, σ_0 la précision a priori sur les observations (fixée à 10 mm dans le traitement), σ_r la précision réelle sur les observations et n le degré de liberté de l'inversion, on peut écrire :

$$\sigma_r^2 \approx \sigma_0^2 \cdot \frac{\chi_2}{n} \quad (14.1)$$

Si on note $\sigma_{r,L}$ l'incertitude des observations corrigée par lidar et σ_L l'incertitude des corrections lidar, on a :

$$\sigma_{r,L}^2 = \sigma_r^2 + \sigma_L^2 \quad (14.2)$$

On peut donc écrire :

$$\sigma_{r,L} \approx \sigma_0 \cdot \sqrt{\frac{\chi_{2,L}}{n_L} - \frac{\chi_{2,M}}{n_M}} \quad (14.3)$$

Où $\chi_{2,L}$ est la valeur obtenue pour le traitement avec correction lidar et $\chi_{2,M}$ celle obtenue pour le traitement classique avec correction du trajet multiple.

À partir des valeurs obtenues pour les traitements M et L, on obtient une incertitude sur la mesure lidar de l'ordre de 2 mm ; cette valeur reste cohérente avec les écarts rencontrés précédemment lors de la comparaison des retards humides issus des différentes techniques.

Estimation de la composante verticale

Le traitement M apporte une amélioration significative sur la répétabilité de la hauteur pour les stations SIRT et XP51 (figure 14.11) ; en particulier la répétabilité obtenue pour la station XP51 atteint 3 mm. On observe cependant une légère dégradation pour la station XP52 qui présente des répétabilités plus élevées ; ceci est lié au plus faible nombre d'observations disponibles, la station étant hors-service pour une partie des sessions des 24 et 25 mai. L'amélioration apportée par le traitement M est liée à l'utilisation conjointe d'une meilleure correction de la troposphère hydrostatique et de la correction du trajet multiple, des améliorations étant également notées pour le traitement V.

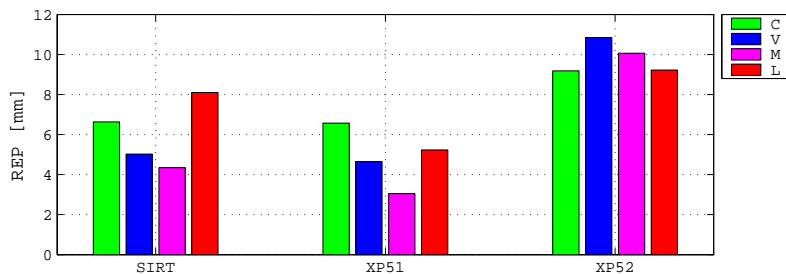


FIG. 14.11 – Répétabilité des traitements PPP. C (vert) : traitement classique. V (bleu) : traitement C avec correction précise de la troposphère hydrostatique. M (magenta) : traitement V avec correction du trajet multiple. L (rouge) : traitement M sans estimation de la troposphère humide, corrigée a priori par la mesure lidar.

L'apport de la correction lidar est peu évidente. Au contraire, on observe une dégradation importante pour le traitement des stations SIRT et XP51.

Sur la figure 14.12, on représente les hauteurs estimées pour chacun des traitements pour la station XP51. Les tracés (a) et (b) sont identiques aux figures 14.1 et 14.3 mais sont représentés une nouvelle fois pour faciliter la comparaison des différentes solutions. On constate une diminution progressive de la dispersion de la hauteur lorsque des améliorations sont apportées au traitement classique ce qui illustre bien l'apport des corrections appliquées.

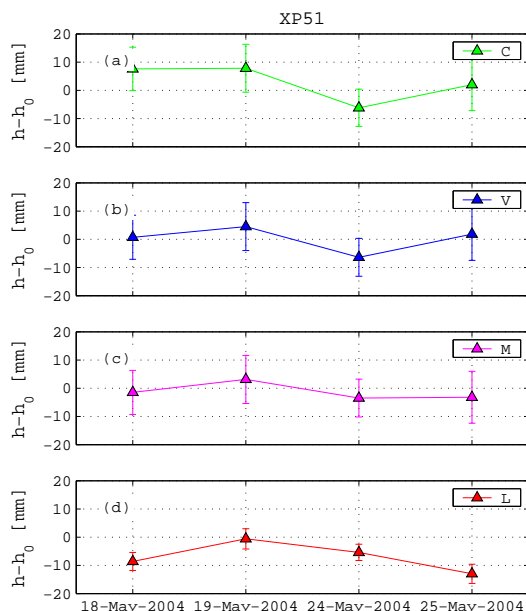


FIG. 14.12 – Hauteurs estimées lors des traitements PPP (sessions des 18, 19, 24 et 25 mai 2004) pour la station XP51. Évolution de la composante verticale par rapport à la hauteur de référence ($h_0 = 202,308$ m), les barres d'erreur correspondent aux erreurs formelles de sortie de traitement.

Les erreurs formelles sont plus faibles pour le traitement L en raison du plus faible nombre de paramètres à estimer. Cependant la stabilité de la hauteur estimée est dégradée par rapport au traitement M. On ne retrouve pas dans l'évolution de la hauteur estimée avec cette correction les écarts liés aux différences entre l'atmosphère

lidar et la NMF_w présentées sur la figure 14.5. Ceci suggère que l'atmosphère ici corrigée à l'aide des observations lidar présente des différences avec l'atmosphère réelle : la méthode d'interpolation du retard humide à des élévations descendant jusqu'à 7° à partir des seules observations au zénith présente une limite importante à l'obtention d'une solution stable ; l'estimation du retard humide au zénith en utilisant la NMF_w permet de limiter l'inadéquation du modèle avec l'atmosphère réelle, la correction directe du retard humide ne permet pas une telle flexibilité dans le traitement.

Enfin, la légère sous-estimation de la hauteur moyenne estimée ici par le traitement avec correction par rapport aux autres traitements suggère un éventuel problème d'étalonnage de la mesure lidar qui entrainerait une mauvaise correction de l'atmosphère humide. Ce point sera examiné par la suite.

14.2.3 Évolution des solutions avec l'angle de coupure

On vient de voir que la solution du traitement avec correction lidar pouvait présenter une limite importante liée à l'interpolation de l'atmosphère observée au zénith à de basses élévations (7°). On s'intéresse donc ici à l'évolution des solutions de différents traitements GPS effectués selon différents angles de coupure, de 7° à 30° pour la station XP51.

On constate une diminution du résidu quadratique moyen avec l'angle de coupure (figure 14.13). On retrouve pour chaque angle de coupure les résultats observés précédemment : le traitement M réduit le résidu quadratique moyen d'environ 5% sur l'ensemble des traitements ; le résidu quadratique moyen du traitement lidar est en général du même ordre que celui obtenu pour les traitements C et V (écarts de l'ordre de 1%).

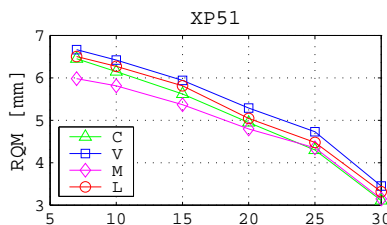


FIG. 14.13 – Résidus quadratiques moyens des traitements PPP pour différents angles de coupure (station XP51) sur les 4 sessions d'intérêt (18, 19, 24 et 25 mai 2004). C (vert) : traitement classique. V (bleu) : traitement C avec correction précise de la troposphère hydrostatique. M (magenta) : traitement V avec correction du trajet multiple. L (rouge) : traitement M sans estimation de la troposphère humide, corrigée a priori par la mesure lidar.

Les traitements C et V présentent une dépendance importante de la hauteur estimée par rapport à l'angle de coupure ; l'écart moyen observé atteint 40 mm. (figure 14.14). Cette dépendance diminue avec le traitement M, l'amplitude maximale entre les différents angles de coupure étant de l'ordre de 10 mm. Le traitement avec correction lidar ne présente quant à lui aucun systématisme apparent selon l'angle de coupure, l'amplitude maximale des écarts étant inférieure à 4 mm.

La répétabilité obtenue pour le traitement avec correction lidar est dans l'ensemble meilleure que celle obtenue pour des traitements avec estimation du retard humide ;

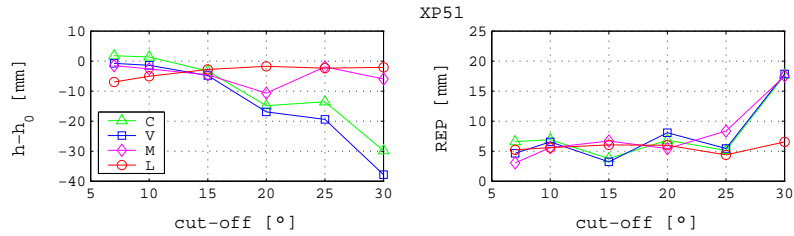


FIG. 14.14 – Estimation de la composante verticale lors des traitements PPP pour la station XP51 à différents angles de coupure : statistiques sur les 4 sessions d'intérêt (18, 19, 24 et 25 mai 2004). À gauche, écart entre hauteur estimée et hauteur de référence (déterminée pour un traitement par session de 24 h sur l'ensemble de la campagne, $h_0 = 202,308$ m), à droite, répétabilité. C (vert) : traitement classique. V (bleu) : traitement C avec correction précise de la troposphère hydrostatique. M (magenta) : traitement V avec correction du trajet multiple. L (rouge) : traitement M sans estimation de la troposphère humide, corrigée a priori par la mesure lidar.

l'amélioration est significative pour des angles de coupure élevés ($20^\circ - 30^\circ$) où la répétabilité des solutions avec estimation des paramètres troposphériques diverge de manière importante, contrairement à la solution lidar qui reste stable. On observe une sensible augmentation de la hauteur estimée avec l'angle de coupure. Cet effet peut être lié à deux limites déjà soulignées :

- Un mauvais étalonnage de la correction lidar : l'influence de la troposphère étant moindre aux élévations élevées, l'impact d'une potentielle erreur d'étalonnage diminue.
- La diminution pour ces angles de coupure élevés de l'impact de l'erreur liée à l'extrapolation des profils lidar au zénith.

On retrouve avec ces résultats une des limites avérées de l'estimation conjointe des deux paramètres fortement corrélés que sont la hauteur et le retard troposphérique au zénith. Dans le cas d'un traitement effectué pour de basses élévations, la solution hauteur / retard troposphérique est bien contrainte grâce à la géométrie des mesures. Bien que plus importantes (en raison de l'incertitude grandissante des modélisations pour de basses élévations) les erreurs de mesures affectent alors de manière moins considérable l'estimation.

Pour des hautes élévations, l'estimation de la hauteur et du retard est moins contrainte et les erreurs affectant les observations risquent d'engendrer une divergence importante de la solution : c'est ce que l'on observe avec les traitements classiques. L'utilisation de la carte de trajet multiple pour le traitement M, réduit les erreurs sur l'observation, en particulier pour les élévations élevées (comme on peut le remarquer sur la figure 14.8), la solution est donc moins dégradée, moins d'erreurs affectant l'estimation des paramètres corrélés. La correction lidar dispensant l'estimation de paramètres troposphériques, la solution obtenue est au moins aussi précise que celle obtenue pour de basses élévations.

14.3 Étalonnage de la mesure lidar lors du traitement GPS

14.3.1 Méthodologie

Nous venons de voir qu'une correction des mesures GPS par des observations lidar est envisageable et permet de s'affranchir de systématismes dus à l'estimation de paramètres corrélés lors du traitement GPS, en particulier pour des angles de coupure élevés. Cependant, on observe une sous-estimation de la hauteur pour des traitements avec correction lidar pour de basses élévations, laissant suggérer un mauvais étalonnage de notre mesure.

Nous avons également vu précédemment (chapitre 7) que l'étalonnage de la mesure lidar Raman constitue l'un des facteurs limitant de la technique et nous avons présenté différentes méthodes permettant de réduire cette limitation, ces méthodes étant cependant toujours accompagnées d'une incertitude de l'ordre de 3 à 4%. Dans le chapitre 3 nous avons vu que cet étalonnage était possible lors du traitement GPS conjointement à l'estimation de la hauteur. Notre objectif est ici de vérifier la faisabilité de l'étalonnage des mesures lidar au cours d'un traitement GPS. Nous nous intéressons à la station XP51 lors des sessions des 18, 19, 24 et 25 mai 2004 de la campagne VAPIC.

Les observations GPS sont corrigées de l'effet hydrostatique de la troposphère en utilisant la même méthode que celle employée précédemment : on utilise la VMF_h (résolution 6 h) et des mesures de pression sol (résolution 1 h) interpolées temporellement à l'époque de l'observation. La correction de l'effet de la troposphère humide est effectuée à partir des profils de rapport de mélange lidar non étalonnés. Le calcul de la correction humide comporte deux étapes :

- On calcule la quantité lidar intégrée, notée ΔI_w , en utilisant une méthode de *ray-tracing* ([Rocken *et al.*, 2001]) à partir du rapport des signaux Raman définis pour une portée de 7 km.
- On calcule la contribution de l'atmosphère située au-delà de la portée lidar (notée ΔL_w^{sup}) à partir d'un radiosondage colocalisé en utilisant la même méthode de *ray-tracing*.

Si c_0 est la constante d'étalonnage du système lidar, le retard humide est alors donné par :

$$\Delta L_w(c_0) = c_0 \cdot \Delta I_w + \Delta L_w^{sup} \quad (14.4)$$

On applique enfin la carte de trajet multiple (voir figure 14.8) pour une correction des systématismes de l'environnement de la station.

L'estimation de la constante d'étalonnage du système au cours d'un traitement PPP nécessite au préalable des modifications au logiciel utilisé, Gipsy-Oasis II. Pour des raisons pratiques, on choisit de réaliser cette estimation de manière détournée. On effectue pour cela la correction des fichiers d'observation GPS par la quantité $\Delta L_w(c)$ (équation (14.4)) calculée pour différentes constantes c . La valeur de c permettant une minimisation du résidu quadratique moyen du traitement PPP, sera celle pour laquelle la correction lidar est optimale, c'est-à-dire la plus proche de la mesure étalonnée. Cette minimisation est en principe équivalente à une méthode de moindres carrés où la constante lidar serait estimée.

14.3.2 Étalonnage lidar lors de la campagne VAPIC

L'inversion des observations est effectuée pour différentes valeurs de la constante d'étalonnage entre 0,55 et 0,70 par pas de 0,01, pour des angles de coupure variant de 7 à 30°. On détermine pour chaque session et chaque angle de coupure la constante optimale à partir du minimum des résidus quadratiques moyens des traitements (figure 14.15). Les valeurs moyennes et écarts-types alors obtenus pour chaque angle de coupure sont présentées tableau 14.1.

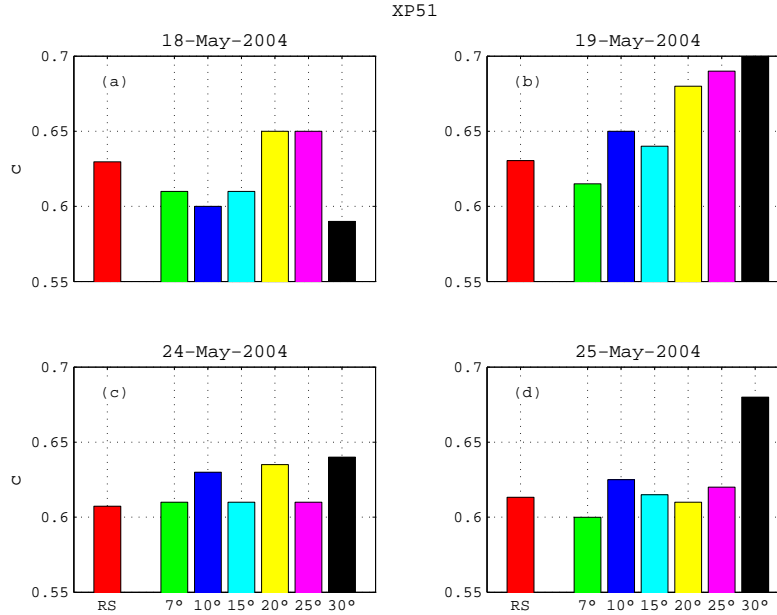


FIG. 14.15 – Constante d'étalonnage du lidar IGN-SA estimée lors du traitement GPS pour la station XP51 : valeurs obtenues sur les quatre sessions ((a) : 18 mai ; (b) : 19 mai ; (c) : 24 mai, (d) : 25 mai) pour différents angles de coupure (7, 10, 15, 20, 25, 30°). On représente en rouge (RS), la constante instrumentale déterminée pour chacune de ces sessions à l'aide de mesures de retard humide issues de radiosondages (voir chapitre 7).

	c_m	σ_c [%]	$\delta c/c_0$ [%]	REP [mm]	REP ₀ [mm]
7°	0,61	1,0	-1,5	1,4	5,2
10°	0,63	3,3	1,3	8,3	5,6
15°	0,62	2,3	0,1	3,5	6,0
20°	0,64	4,5	4,2	6,7	6,0
25°	0,64	5,6	4,0	9,0	4,4
30°	0,65	7,4	5,6	8,8	6,5

TAB. 14.1 – Constante d'étalonnage du lidar IGN-SA estimée lors du traitement GPS et répétabilité des hauteurs correspondantes (station XP51). Valeur moyenne (c_m), écart-type (σ_c) et écart par rapport à la constante déterminée par méthode classique $c_0=0,620$ ($\delta c/c_0$). Les répétabilités (REP) sont calculées à partir des hauteurs issues des traitements pour lesquels la constante lidar minimise le résidu quadratique moyen. REP₀ représente la répétabilité obtenue pour les différents angles de coupure à l'aide d'une correction lidar étalonnée (voir figure 14.14).

On observe que les constantes estimées sont dans l'ensemble cohérentes avec la

constante de référence ce qui montre la faisabilité de la méthode.

Les constantes obtenues sont plus stables pour des angles de coupure bas (de 7° à 15°) avec un écart-type entre 1,0 et 3,3%. Les valeurs moyennes obtenues diffèrent de moins de 2% de la constante de référence. Les répétabilités les plus satisfaisantes sont également obtenues pour ces angles de coupure; pour des angles de coupure de 7° et 15° , elles sont largement inférieures à celle obtenues pour une correction lidar étalonnée. Malgré la suspicion d'une plus mauvaise cohérence de l'atmosphère corrigée à l'aide de la mesure lidar pour les plus basses élévations, on observe de très bons résultats en termes de répétabilité pour le traitement à 7° (1,4 mm), la valeur obtenue étant améliorée d'un facteur 2 par rapport à la meilleure répétabilité obtenue précédemment à l'aide du traitement M (figure 14.11).

Pour des angles de coupure plus élevés (20° à 30°), les variations entre sessions de la constante estimée sont plus importantes, de 4,5 à 7,4%; cette augmentation est liée à une diminution du nombre d'observations pour des angles de coupure plus élevés et à la corrélation plus importante entre la hauteur et la constante instrumentale, ces deux paramètres étant moins bien contraints. La constante estimée est alors plus importante que la constante de référence (4 à 5%) et les répétabilités sont dégradées (de 6,7 à 9,0 mm) par rapport à une correction lidar étalonnée.

14.4 Conclusion et discussion

14.4.1 Conclusion sur la correction lidar des observations GPS

Les résultats obtenus ici soulignent l'importance de l'effet du trajet multiple; sa correction semble obligatoire puisqu'elle est accompagnée d'une amélioration significative de la répétabilité (environ 25%) pour des traitements classiques à un angle de coupure de 7° . Pour un tel angle de coupure, l'utilisation d'observations lidar étalonnées ne constitue pas un apport réel lors des situations considérées (période sèche et peu variable). L'apport de ce type de correction lidar est plutôt constaté lors de traitements avec angle de coupure élevé, les traitements classiques étant fortement limités par l'importante corrélation des paramètres estimés (hauteur et retard troposphérique au zénith). Il en résulte une solution du traitement couplé GPS-lidar très stable avec l'angle de coupure à la fois en termes de hauteur estimée mais aussi de répétabilité.

Ces cas d'étude permettent de vérifier la faisabilité d'un étalonnage de la mesure lidar par l'intégration des observations au sein d'un traitement GPS. Les résultats obtenus pour un traitement à 7° sont très satisfaisants, avec un écart de $-1,5\% \pm 1,0\%$ par rapport à la constante déterminée par technique classique. En outre, l'amélioration sur la détermination de la composante verticale est significative, la répétabilité finale étant de 1,4 mm (contre 3,1 mm pour un traitement classique avec correction précise de la troposphère hydrostatique et du trajet multiple). Pour des angles de coupure plus élevés (typiquement supérieur à 20°), les variations de la constante et les répétabilités sont plus élevées et liées au plus faible nombre d'observations disponibles (6 par époque à 20° d'élévation, 4 à 30°) ainsi qu'à l'importante corrélation entre la constante lidar et la hauteur, ces deux paramètres étant moins bien contraints.

En résumé, la correction lidar des observations GPS fournit donc des résultats concluants. Pour des traitements avec angles de coupure bas (de 7° à 15°), l'utilisa-

tion d'une mesure lidar non-étalonnée avec estimation de la constante d'étalonnage lors du traitement est à préférer. Pour des angles de coupure plus élevés (20° à 30°), une mesure lidar étalonnée est nécessaire pour une meilleure détermination de la composante verticale.

Ces résultats permettent de dégager différentes pistes d'améliorations quant à la méthode de correction utilisée :

- La correction lidar est calculée à partir d'un profil d'humidité déterminé au zénith : l'interpolation de ce profil à de plus basses élévations par la méthode de *ray-tracing* constitue une source d'erreur importante pour des basses élévations.
- La troposphère humide corrigée ici par la mesure lidar est supposée à symétrie sphérique. On néglige donc ici toute hétérogénéité azimutale pouvant affecter la propagation des signaux GPS. Nous avons cependant vu précédemment que la correction de ces asymétries, par l'estimation de gradients horizontaux par exemple, était nécessaire pour un traitement GPS précis. Ceci n'est cependant pas possible à partir de seules observations lidar au zénith.

Enfin, les cas considérés dans notre analyse présentent des situations où la troposphère est dans l'ensemble correctement restituée par le GPS (voir par exemple figures 11.3 et 13.2). Ils constituent de plus un échantillon peu représentatif (4 sessions de 6 h) avec des observations effectuées sur une aire spatiotemporelle limitée (7 jours, SIRTA) et des conditions troposphériques stables et peu défavorables. Seules des observations obliques sont réalisées dans des conditions humides et plus variables (voir chapitre 13) ; l'utilisation de ces mesures pour une telle correction est plus délicate : les observations sont effectuées dans des directions privilégiées et les visées faites à basse élévation ne permettent pas de corriger l'effet des couches les plus élevées.

14.4.2 Apport potentiel des visées obliques

Comme nous venons de l'expliquer, une des limites importantes d'une méthode de correction, à partir d'observation lidar au zénith uniquement, réside dans la supposition d'une atmosphère à symétrie sphérique. Nous avons vu dans la première partie de ce manuscrit (chapitre 3) que cette supposition constitue une source d'inexactitude importante pour le positionnement précis par GPS. Des visées lidar multi-angulaires doivent permettre une meilleure prise en compte des hétérogénéités de la distribution en vapeur d'eau.

Le GPS ne permet pas de prendre en compte les hétérogénéités atmosphériques autres que des gradients horizontaux ; les variations des retards humides en direction des satellites sont reliés à l'évolution du retard humide au zénith qui représente une quantité moyenne obtenue pour des visées dans toutes les directions. Pour examiner ce point, on revient aux visées obliques réalisées lors de la campagne VAPIC.

À partir d'un traitement GPS modifié pour la station XP51 (traitement M : correction du trajet multiple et de la troposphère hydrostatique) sur les sessions lidar effectuées en suivi de satellite, on observe toujours des évolutions plus marquées de la mesure lidar par rapport à la quantité GPS restituée en oblique (figure 14.16).

On peut ajouter aux retards humides GPS le résidu de phase issu du traitement : une fois le trajet multiple corrigé, on peut supposer que les résidus post-traitement contiennent la signature des hétérogénéités en vapeur d'eau non modélisées lors du traitement ([Champollion, 2005]). Malgré un bruit persistant dans les séries de résidus (en raison d'autres sources d'erreurs susceptibles d'affecter l'inversion du

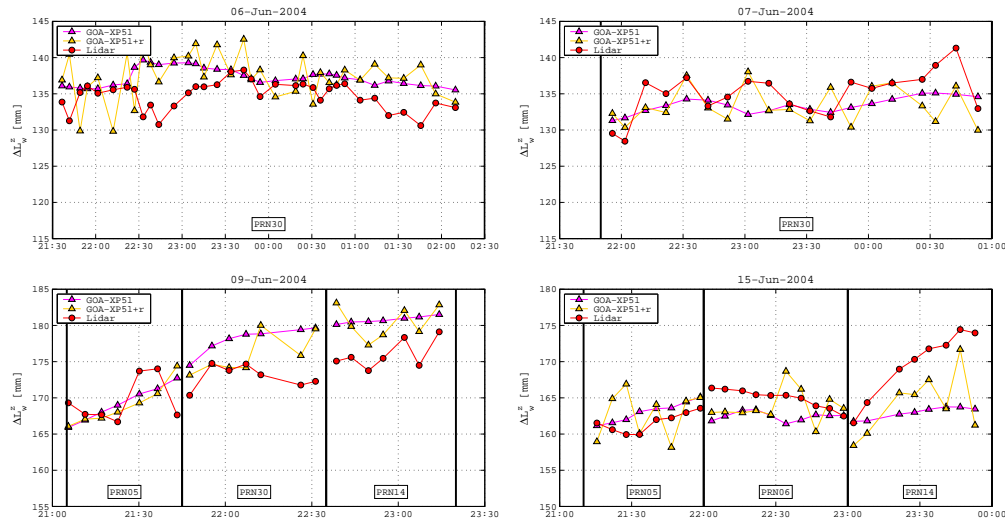


FIG. 14.16 – Retards humides observés en direction des satellites lors des sessions lidar des 6, 7, 9 et 15 juin (de haut en bas). Évolution du retard (ramené au zénith) au cours de la session pour différentes directions d’observation. En magenta, retards Gipsy-Oasis (traitement modifié - M). En orange, retards Gipsy-Oasis (traitement modifié - M) avec résidus du traitement. En rouge, lidar. Les satellites suivis sont indiqués en bas de chaque graphique et les périodes de suivi sont séparées par un trait noir. On choisit de ne pas représenter la session du 3 juin en raison des limites de la restitution lidar liées aux conditions météorologiques.

signal GPS : bruit de la mesure, erreurs liés aux orbites et aux horloges, trajet multiple résiduel), on observe en certains points une très bonne corrélation avec les variations de la mesure lidar. Lors de la session du 7 juin, le retard humide GPS avec résidus présente dans son évolution des similarités importantes avec la mesure lidar. Le suivi du satellite 14 lors de la session du 9 juin montre une évolution quasi-identique des mesures lidar et GPS + résidus. Enfin, l’importante augmentation du retard humide observée le 15 juin par lidar en fin de session correspond à une augmentation significative des résidus dans la direction d’observation. Il apparaît bien qu’un signal vapeur d’eau non pris en compte dans le traitement GPS est présent dans les résidus. L’observation d’une telle information par mesure lidar doit réduire les erreurs engendrées au cours du traitement et améliorer l’estimation de la hauteur : au vu des écarts observés entre les retards humides lidar et GPS (1 à 3 mm en moyenne), on peut, en théorie, espérer un impact de 2 à 6 mm sur l’estimation de la hauteur (« *rule of thumb* » de [Boehm *et al.*, 2006b], voir chapitre 1).

14.4.3 Perspectives

Sur l’utilisation des mesures au zénith

En complément à ces résultats obtenus à l’aide des mesures lidar au zénith effectuées lors de la campagne VAPIC, il peut-être intéressant de voir l’influence d’une telle correction dans des contextes météorologiques et géographiques différents. On dispose pour cela de visées au zénith réalisées lors de la campagne de validation du capteur AIRS en automne 2002 (Toulouse) avec une dizaine de sessions d’observation au zénith. L’exploitation des observations lidar réalisées durant la campagne

COPS, avec également plus d'une dizaine de sessions d'observation au zénith, est également à envisager. L'utilisation de ces jeux de données devra permettre une meilleure qualification de la correction des observations GPS par des mesures lidar au zénith.

Nous avons choisi ici de considérer le traitement des données GPS sur la totalité des sessions lidar (environ 6 h) afin de disposer du plus grand nombre d'observations possible pour l'inversion. Nous avons cependant montré dans la première partie de ce manuscrit (chapitre 3) que l'inversion était également envisageable sur des sessions plus courtes (3 h). Ceci est en cours de réalisation ; des premiers résultats intermédiaires obtenus pour des sessions d'1 h confirment l'apport de la correction lidar bien que la répétabilité obtenue atteigne un niveau centimétrique.

Ensuite, si la correction à partir de profils verticaux peut suffire dans certains cas, il peut alors être intéressant d'examiner si des radiosondages ou des simulations de modèle météorologique permettent d'atteindre la précision recherchée.

Enfin, en guise d'amélioration de cette méthode, on peut entrevoir l'utilisation conjointe d'un champ 4D de vapeur d'eau issu d'une simulation météorologique. L'utilisation d'un *ray-tracing* similaire à celui présenté par [Petrov, 2008] pourrait permettre de palier les limites de la correction par lidar au zénith à de basses élévations. De plus, l'utilisation de gradients horizontaux issus d'une simulation météorologique pourrait constituer une première étape quand à la prise en compte des asymétries en azimut de la troposphère humide, phénomène négligé par notre méthode de correction zénithale.

Sur l'utilisation des visées obliques

La prise en compte de visées obliques dans le traitement GPS a été abordée à partir des sessions lidar VAPIC. Elle doit être plus précisément examinée, différentes alternatives étant envisageables :

1. Une alternance de visées lidar au zénith ainsi que dans différentes directions privilégiées, ces directions étant déterminées à partir des conditions météorologiques pour des visées cohérentes avec les directions de déplacement des masses d'air.
2. Des visées lidar selon un cône d'observation, à une élévation donnée, similaire à la visée VAD (*Velocity-Azimuth Display*) utilisée pour la mesure de vents horizontaux par RADAR.
3. La visée par lidar en direction des satellites GPS.

Dans tous les cas se pose le problème de pouvoir corriger simultanément plusieurs observations GPS, ce qui est nécessaire pour une correction précise de l'horloge du récepteur. L'assimilation des observations lidar dans un modèle météorologique méso-échelle, traduisant la dynamique de l'atmosphère, devra permettre l'interpolation des retards humides entre les différentes visées et permettra la restitution d'un champ 4D local, décrivant précisément la distribution en vapeur d'eau le long de la trajectoire des signaux GPS.

L'ensemble de ces alternatives pourra être testé une fois le développement d'un nouveau système de visée (périscope) achevé (voir annexe C).

Quatrième partie

Conclusion et perspectives

Synthèse des travaux réalisés et des résultats obtenus

Les travaux réalisés dans le cadre de cette thèse nous ont permis d'aborder des thématiques relevant à la fois de la géodésie et du traitement GPS, de l'instrumentation et de la météorologie (dynamique de la distribution en vapeur d'eau). Nous avons essayé de dégager une correction de la troposphère plus précise pour réduire son influence sur le positionnement par GPS et en particulier pour une meilleure détermination de la composante verticale, l'objectif final étant l'obtention d'une précision de l'ordre de 1 mm sur la hauteur pour des sessions GPS courtes (3 à 6 h).

Les apports de ces travaux peuvent être résumés en trois points

Concernant le traitement GPS, nous avons étudié et évalué l'impact sur le traitement GPS des modélisations de la troposphère les plus récentes, dans un premier temps sur des simulations (chapitre 3), puis à partir d'observations réalisées dans le cadre de la campagne VAPIC (chapitre 12); un estimateur plus précis du retard hydrostatique au zénith a été proposé et validé (chapitre 2). L'exploitation des observations VAPIC a également permis de mettre en évidence les liens entre les évolutions de la troposphère et la solution GPS (position, retard au zénith et résidus) (chapitre 12). Enfin, l'impact du trajet multiple sur le traitement a été constaté; sa correction permet une amélioration significative de la solution GPS (chapitre 14).

Concernant la mesure lidar, l'étude approfondie de la méthode de restitution du rapport de mélange par mesure lidar nous a permis de réduire au maximum les différentes sources d'erreurs (chapitres 5 et 6). L'évaluation des mesures de rapport de mélange et de retards humides issues des observations lidar a permis de valider l'instrument et souligne sa capacité à restituer des évolutions rapides de la distribution en vapeur d'eau (chapitre 8). L'étalonnage de la mesure lidar constitue cependant toujours une limite à la restitution d'une observation lidar précise (chapitre 7).

Concernant le couplage lidar - GPS, l'apport de la correction lidar a été confirmé sur des simulations (chapitre 3). Les mesures de retards humides par lidar ont été validées, leur capacité à restituer des variations rapides a été soulignée (chapitre 13). Une première évaluation de la correction des observations GPS par des mesures lidar au zénith a été effectuée (4 sessions de 6 h dans des conditions atmosphériques stables) (chapitre 14). Ces premiers résultats montrent encore des limites et suggèrent des améliorations à apporter à notre méthode de correction. Notons cependant que l'estimation conjointe de la constante d'étalonnage lidar et de la hauteur, lors d'un traitement avec correction précise de l'effet hydrostatique et du trajet multiple pour un angle de coupure de 7° , permet d'obtenir une répétabilité de 1,4 mm, résultat proche de notre objectif d'une précision de 1 mm. La comparaison des observations lidar obliques et des résidus du traitement montre la présence dans ces résidus

d'un signal vapeur d'eau non modélisé lors du traitement et qui pourra être pris en compte grâce à la mesure lidar (chapitre 14).

Revenons maintenant plus précisément sur l'ensemble des résultats présentés dans ce mémoire.

Après avoir rappelé les principes de la mesure GPS et les incertitudes affectant un positionnement précis, l'importance de l'impact de la troposphère et du trajet multiple lors du traitement des observations a été soulignée. Une amélioration de l'estimation du retard hydrostatique au zénith à partir de mesures sol, couplée à une fonction de projection basée sur des observations météorologiques, permet une correction précise de l'effet troposphérique hydrostatique sur le positionnement GPS (niveau submillimétrique).

Des simulations d'observations lidar, réalisées dans le contexte de la campagne IHOP_2002 pour la correction du retard humide sur les signaux GPS, confirment l'apport d'une telle technique pour une détermination précise de la composante verticale (erreur inférieure à 1 mm), en particulier lors de sessions courtes (3 h). Ces résultats permettent de dégager des spécifications quant à la précision du retard humide restitué par lidar pour une correction optimale (résolution de la mesure, portée du système, configuration d'observation).

Conformément aux spécifications établies, l'étude des différentes sources d'incertitudes affectant la mesure d'humidité par lidar Raman a été réalisée. En particulier, différentes méthodes ont été présentées pour une optimisation de la mesure Raman : une intégration spatiotemporelle dépendant de l'altitude permet une amélioration significative du rapport signal-à-bruit des mesures ; un nouvel estimateur du rapport de mélange de vapeur d'eau, mis en évidence lors d'une étude statistique des signaux, permet une correction d'un biais sur la restitution du rapport de mélange variant de 1 à 5% ; l'étalonnage du système par une mesure indépendante fournit une constante lidar variant de 3 à 4%, cette étape constitue toujours une limite majeure à la restitution précise de mesure de rapport de mélange par lidar Raman.

Appliquées aux mesures réalisées dans le cadre des campagnes VAPIC et COPS, ces méthodes permettent effectivement la restitution précise de profils de rapport de mélange pour des visées de nuit au zénith avec une portée entre 6 km (COPS) et 7 km (VAPIC) pour une résolution de 5 min à 30 min et 15 m à 500 m. Les mesures réalisées en oblique (VAPIC) sont aussi concluantes, avec une portée variant entre 3 et 7 km selon les conditions d'observation. De jour, le bruit du fond de ciel constitue toujours une limite importante, avec une portée maximale de l'ordre de 1,5 km (COPS) : les évolutions apportées au système suite à la campagne VAPIC, destinées à permettre ces mesures de jour (filtres interférentiels étroits et réduction du champ d'observation), fournissent donc un bilan mitigé en raison de cette portée limitée de jour et de la réduction de la portée de nuit. L'utilisation d'une mesure complémentaire (radiosondage, modèle météorologique) est nécessaire au calcul de retards humides à partir de ces profils de rapport de mélange lidar (complément au profil de rapport de mélange lidar au-delà de la portée lidar, profils de pression et de température) ; dans les cas les plus favorables, l'erreur liée à ce complément externe reste submillimétrique.

Le lidar Rameau développé par l'IGN et le SA a été déployé pendant un mois lors

de la campagne VAPIC_2004, campagne d'intercomparaison de mesures de vapeur d'eau réalisées sur le SIRTA du 17 mai au 16 juin 2004. Les observations réalisées durant VAPIC montrent l'influence de la troposphère humide sur les solutions GPS obtenues pour l'ensemble de la campagne lors d'un traitement en réseau ; l'évolution des résidus du traitement est liée à l'état de la troposphère et des modèles utilisés lors du traitement : Les variations importantes correspondant aux périodes où gradients horizontaux et retards humides au zénith diffèrent le plus des autres sources d'observations. L'apport de nouvelles modélisations de la troposphère lors des traitements évite certes des systématismes mais les améliorations apportées sur le positionnement final n'apparaissent pas significatives (écarts inférieurs à 1 mm sur la composante verticale moyenne et de l'ordre de 0,2 mm sur la répétabilité). L'utilisation d'une mesure externe de la troposphère humide semble ainsi constituer une solution à ces limites.

Les observations lidar réalisées lors de la campagne VAPIC_2004 permettent la restitution de retards humides au zénith (5 sessions, du 17 au 25 mai 2004) et en direction de satellites (5 sessions, du 3 au 15 juin 2004). Ces mesures présentent en général une bonne adéquation avec les autres techniques engagées. Les mesures au zénith, réalisées dans des conditions météorologiques stables et plutôt sèches, fournissent un accord millimétrique avec celles issues de radiosondages, GPS et radiomètre, malgré un biais plus important avec cette dernière technique. Les variations rapides (5 min) observées par lidar montrent une bonne cohérence avec celles observées par radiomètre, confirmant la sensibilité de notre système aux évolutions rapides. En mode visée de satellite, les résultats, obtenus dans des conditions humides et plus variables, montrent en général des écarts légèrement plus importants entre lidar et GPS ; selon les sessions, ces écarts peuvent être liés aux conditions d'observations, à des erreurs instrumentales mais aussi à une mauvaise modélisation de la troposphère lors du traitement GPS.

L'analyse des solutions GPS traitées en PPP sur les périodes d'observation lidar au zénith (4 sessions d'une durée variant de 5 à 6 h) montre que l'utilisation d'informations plus précises pour une correction de la troposphère (mesures de pression sol et lidar) peut induire des changements sur la solution GPS. Elle a cependant peu d'influence sur les résidus du traitement qui montrent une plus grande dépendance au phénomène de trajet multiple. À 7° , la correction du trajet multiple combinée à une correction précise de l'atmosphère hydrostatique permet une amélioration de la détermination de la hauteur (amélioration de la répétabilité de 25% en moyenne) et une réduction des résidus du traitement (environ 7%). L'apport d'une correction lidar étalonnée est visible avec une meilleure stabilité de la solution par rapport à l'angle de coupure, contrairement aux traitements avec estimation de la troposphère humide dont la solution est fortement dégradée pour des angles de coupure élevés, en raison de la corrélation de la hauteur et du retard au zénith. L'estimation conjointe lors du traitement de la hauteur et de la constante d'étalonnage lidar, en plus d'une correction précise de l'effet hydrostatique et du trajet multiple, améliore significativement la détermination de la composante verticale pour un traitement avec angle de coupure à 7° , avec une répétabilité réduite à 1,4 mm (contre 3,1 mm lorsque le retard humide est estimé) ; pour des angles de coupures plus élevés, les résultats sont plus mitigés, une correction lidar étalonnée devant ainsi être privilégiée.

Enfin, la correction précise de l'atmosphère hydrostatique et du trajet multiple sur

les observations GPS acquises lors des sessions lidar en oblique montre une bonne cohérence entre les variations rapides de la mesure lidar et les résidus du traitement : un signal vapeur d'eau non pris en compte dans le traitement GPS est donc présent dans ces résidus. L'observation d'une telle information par mesure lidar doit réduire les erreurs engendrées au cours du traitement.

Perspectives

Au point de vue instrumental, la priorité doit actuellement être portée sur le développement d'un système de visée de type périscopique permettant la réalisation de visées obliques. L'amélioration du système de détection pour d'éventuelles mesures de jour devra également être approfondie, les résultats obtenus jusqu'à présent étant peu concluants.

La correction des observations GPS par des mesures lidar au zénith doit également être approfondie. Dans un premier temps, il sera important d'évaluer l'impact d'une telle correction des signaux GPS pour des contextes météorologiques et géographiques différents : nous envisageons pour cela l'exploitation des observations lidar réalisées lors des campagne AIRS (automne 2002, Toulouse) et COPS (2007). La prise en compte d'asymétries en azimut de la troposphère humide doit ensuite être évaluée ; celle-ci peut être effectuée via l'utilisation d'un champ 4D de vapeur d'eau issu d'une simulation météorologique. Enfin, l'utilisation de champs 4D peut également être envisagée pour répondre aux limites de la correction par lidar au zénith à de basses élévations.

La prise en compte de mesures lidar obliques doit être précisément examinée. Ces observations peuvent être faites par une alternance de visées lidar au zénith ainsi que dans différentes directions privilégiées, par des visées selon un cône d'observation à une élévation donnée ou en direction des satellites GPS. Dans tous les cas se pose le problème de corriger simultanément plusieurs observations GPS, ce qui est nécessaire pour une correction précise de l'horloge du récepteur. L'assimilation des observations lidar dans un modèle météorologique méso-échelle devra permettre l'interpolation des retards humides entre les différentes visées et permettra la restitution d'un champ 4D local, décrivant précisément la distribution en vapeur d'eau le long de la trajectoire des signaux GPS.

Enfin, nous nous sommes jusqu'à présent limités à la correction de la troposphère humide sur les observations GPS. Une telle méthode de correction sera bien sûr applicable sur toutes les techniques GNSS (GLONASS, bientôt Galileo et Beidou). On peut également envisager l'application de cette méthode de correction à d'autres techniques de géodésie spatiale basées sur mesures de signaux radio-électriques (DORIS, *Doppler Orbitography by Radiopositioning Integrated on Satellite* et VLBI, *Very Long Baseline Interferometry*) et dont la précision est également dégradée par le ralentissement de la propagation des signaux dans la troposphère.

Bibliographie

- ALTAMIMI, Z., COLLILIEUX, X., LEGRAND, J., GARAYT, B. et BOUCHER, C. (2007). ITRF2005 : A new release of the International Terrestrial Reference Frame based on time series of station positions and Earth Orientation Parameters. *Journal of Geophysical Research*, 112:9401–+.
- BALIN, I. (2004). *Measurement and analysis of aerosols, cirrus-contrails, water-vapor and temperature in the upper troposphere with the Jungfraujoch lidar system*. Thèse de doctorat, École Polytechnique Fédérale de Lausanne.
- BAR-SEVER, Y. E., KROGER, P. M. et BORJESON, J. A. (1998). Estimating horizontal gradients of tropospheric path delay with a single GPS receiver. *Journal of Geophysical Research*, 103:5019–15801.
- BERK, A., ANDERSON, G., ACHARYA, P., CHETWYND, J., BERNSTEIN, L., SHETTLE, E., MATTHEW, M. et ADLER-GOLDEN, S. (1999). *Modtran 4 user's manual*. Air Force Research Laboratory.
- BEVIS, M., BUSSINGER, S., HERRING, T. A., ROCKEN, C., ANTHES, R. A. et WARE, R. H. (1992). GPS meteorology : Remote sensing of atmospheric water vapor using the Global Positioning System. *Journal of Geophysical Research*, 97:15787–15801.
- BOCK, O. (2006). Vapic 2004 : water vapor inter-comparison experiment. In *Journée scientifique SIRTA*.
- BOCK, O. et DOERFLINGER, E. (2001). Atmospheric modeling in GPS data analysis for high accuracy positioning. *Physics and Chemistry of the Earth*, 26:373–383.
- BOCK, O., TARNIEWICZ, J., PELON, J. et THOM, C. (2004). Retrieval of water vapor profiles and integrated contents with Raman Lidar and GPS. In *22nd International Laser Radar Conference*.
- BOCK, O., TARNIEWICZ, J., PELON, J., THOM, C. et DABAS, A. (2003). Night-time water vapor profiles retrieved with a mobile raman lidar and radiosondes during the AIRS calibration field campaign. In *6th International Symposium on Tropospheric Profiling*.
- BOCK, O., TARNIEWICZ, J., THOM, C. et PELON, J. (2001a). Effect of small-scale atmospheric inhomogeneity on positioning accuracy with GPS. *Geophysical Research Letters*, 28:2289–2290.
- BOCK, O., TARNIEWICZ, J., THOM, C., PELON, J. et KASSER, M. (2001b). Study of external path delay correction techniques for high accuracy height determination with GPS. *Physics and Chemistry of the Earth*, 26:165–171.

- BOEHM, J., HEINKELMANN, R. et SCHUH, H. (2007). A global model of pressure and temperature for geodetic applications. *Journal of Geodesy*, 81:679–683.
- BOEHM, J., MENDES CERVEIRA, P. J., SCHUH, H. et TREGONING, P. (2005). The impact of tropospheric mapping functions for the neutral atmosphere based on numerical weather models on the determination of geodetic parameters. In *IAG Proceedings*.
- BOEHM, J., NIELL, A. E., TREGONING, P. et SCHUH, H. (2006a). The global mapping function (GMF) : A new empirical mapping function based on numerical weather model data. *Geophysical Research Letters*, 33:7304–+.
- BOEHM, J. et SCHUH, H. (2003). Vienna mapping functions. In *16th Working Meeting on European VLBI for Geodesy and Astrometry*.
- BOEHM, J. et SCHUH, H. (2004). Vienna mapping functions in VLBI analyses. *Geophysical Research Letters*, 31:1603–+.
- BOEHM, J., WERL, B. et SCHUH, H. (2006b). Troposphere mapping functions for GPS and very long baseline interferometry from European Centre for Medium-Range Weather Forecasts operational analysis data. *Journal of Geophysical Research*, 11:2406–+.
- BOSSER, P. (2004). Étude et développement d’une méthode de correction des délais troposphériques en GPS à l’aide de mesures de vapeur d’eau par Lidar Raman. Mémoire de D.E.A., Université Denis-Diderot.
- BOSSER, P., BOCK, O. et BOUIN, M.-N. (2007a). Tropospheric wet delay retrieval from GPS and Raman lidar during VAPIC campaign. In *European Geosciences Union - General Assembly 2007*.
- BOSSER, P., BOCK, O., J., P. et THOM, C. (2007b). An improved mean gravity model for GPS hydrostatic delay calibration. *Geoscience and Remote Sensing Letters*, 4:3–7.
- BOSSER, P., BOCK, O., THOM, C. et PELON, J. (2007c). Study of the statistics of water vapor mixing ratio determined from Raman lidar measurements. *Applied Optics*, 46:8170–8180.
- BOTTON, S., DUQUENNE, F., EGELS, Y., EVEN, M. et WILLIS, P. (1997). *GPS : localisation et navigation*. Hermès.
- BOUGEAULT, P., BINDER, P., BUZZI, A., DIRKS, R., HOUZE, R., KUETTNER, J., SMITH, R. B., STEINACKER, R. et VOLKERT, H. (2001). The MAP special observing period. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 82:433–462.
- BOUIN, M.-N. (2003). Antennes, variations de centre de phase et multitrajets. Rapport technique, IGN/LAREG.
- BRAUN, J., ROCKEN, C. et WARE, R. (2001). Validation of line-of-sight water vapor measurements with GPS. *Radio Science*, 36:459–472.
- BRUNEAU, D., QUAGLIA, P., FLAMANT, C., MEISSONNIER, M. et PELON, J. (2001a). Airborne Lidar LEANDRE II for water-vapor profiling in the troposphere. I. system description. *Applied Optics*, 40:3450–3461.

- BRUNEAU, D., QUAGLIA, P., FLAMANT, C. et PELON, J. (2001b). Airborne Lidar LEANDRE II for water-vapor profiling in the troposphere. II. first results. *Applied Optics*, 40:3462–3475.
- CHAMPOLLION, C. (2005). *Quantification de la vapeur d'eau troposphérique par GPS (modèles 2D et tomographies 3D) - Application aux précipitations intenses*. Thèse de doctorat, Université de Montpellier II.
- CHEN, G. et HERRING, T. A. (1997). Effects of atmospheric azimuthal asymmetry on the analysis of space geodetic data. *Journal of Geophysical Research*, 102:20489–20502.
- COLE, A. E., COURT, A. et CANTOR, A. J. (1965). *Handbook of Geophysics and Space Environments*, chapitre Model atmospheres, pages 2–1 – 2–22. McGraw-Hill.
- COLLILIEUX, X., ALTAMIMI, Z., COULOT, D., RAY, J. et SILLARD, P. (2008). Comparison of VLBI, GPS and SLR height residuals from ITRF2005 using spectral and correlation methods. *Journal of Geophysical Research*, 112:12403–+.
- COLLIS, R. et RUSSELL, P. B. (1976). *Laser monitoring of the atmosphere*, chapitre Lidar measurements of particles and gases by elastic backscattering and differential absorption, pages 71–151. Springer-Verlag.
- DAVIS, J., HERRING, T. et SHAPIRO, I. (1991). Effects of atmospheric modeling errors on the determination of baseline vectors from very long baseline interferometry. *Journal of Geophysical Research*, 96:643–650.
- DAVIS, J. L., ELGERED, G., NIELL, A. E. et KUEHN, C. E. (1993). Ground-based measurement of gradients in the wet radio refractivity of air. *Radio Science*, 28:1003–1018.
- DAVIS, J. L., HERRING, T. A., SHAPIRO, I. I., ROGERS, A. E. E. et ELGERED, G. (1985). Geodesy by radio interferometry : effects of atmospheric modeling errors on estimates of baseline length. *Radio Science*, 20:1593–1607.
- DOERFLINGER, E. (2001). Les applications météorologiques du système de positionnement satellitaire GPS. *La Météorologie*, 34:21–37.
- ELOSEGUI, P., DAVIS, J. L., JALDEHAG, R. T. K., JOHANSSON, J. M., NIELL, A. E. et SHAPIRO, I. I. (1995). Geodesy using the Global Positioning System : The effects of signal scattering on estimates of site position. *Journal of Geophysical Research*, 100:9921–9934.
- FARAH, A. M., VENABLE, D. D., THORPE, A. N., MARSH, F. et HEAPS, W. S. (2002). Validation of a novel ultraviolet Lidar system with relative Raman-scattering cross sections determined from atmospheric measurements. *Applied Optics*, 41:407–411.
- FERRARE, R., MELFI, S., WHITEMAN, D., EVANS, K., SCHMIDLIN, F. et STARR, D. (1995). A comparison of water vapor measurements made by Raman Lidar and radiosondes. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 12:1177–1195.
- FLEMING, E. L., CHANDRA, S., SCHOEBERL, M. R. et BARNETT, J. J. (1988). Monthly mean global climatology of temperature, wind, geopotential height and pressure for 0-120 km. Rapport technique, NASA.

- FLORES, A., GRADINRASKY, L. P., ELOSEQUI, P., ELGERED, G., DAVIS, J. L. et RIUS, A. (2000). Sensing atmospheric structure : Tropospheric tomographic results of the small-scale GPS campaign at the Onsala space observatory. *Earth Planets Space*, 52:941–945.
- GARDNER, C. S. (1977). Correction of laser tracking data for the effects of horizontal refractivity gradients. *Applied Optics*, 16:2427–2432.
- GOLDSMITH, J. E. M., BLAIR, F. H., BISSON, S. E. et TURNER, D. D. (1998). Turn-key Raman Lidar for profiling atmospheric water vapor, clouds and aerosols. *Applied Optics*, 37:4979–4990.
- GRADINARSKY, L., HAAS, R., ELGERED, G. et JOHANSSON, J. (2000). Wet path delay and delay gradients inferred from microwave radiometer, GPS and VLBI observations. *Earth Planets Space*, 52:695–698.
- HAEFFELIN, M., BARTHÈS, L., BOCK, O., BOITEL, C., BONY, S., BOUNIO, D., CHEFFER, H., CHIRIACO, M., CUESTA, J., DELANOË, J., DROBINSKI, P., DUFRESNE, J.-L., FLAMANT, C., GRALL, M., HODZIC, A., HOURDIN, F., LAPOUGE, F., LEMAÎTRE, Y., MATHIEU, A., MORILLE, Y., NAUD, C., NOËL, V., O’HIROK, B., PELON, J., PIETRAS, C., PROTAT, A., ROMAND, B., SCIALOM, G. et VAUTARD, R. (2005). SIRTA, a ground-based atmospheric observatory for cloud and aerosol research. *Annales Geophysicae*, 23:253–275.
- HERNÁNDEZ-PAJARES, M., JUAN, J. M., SANZ, J. et ORÚS, R. (2007). Second-order ionospheric term in GPS : Implementation and impact on geodetic estimates. *J. Geophys. Res.*, 112:8417–+.
- HERRING, T. (1999). Geodetic applications of GPS. *In Proceedings of the IEEE*.
- HERRING, T. A. (1992). Modelling atmospheric delays in the analysis of space geodetic data. *In Symposium on refraction of transatmospheric signals in geodesy*, pages 157–164.
- HERRING, T. A., KING, R. W. et MCCLUSKY, S. C. (2006). *GAMIT Reference Manual*. Department of Earth, Atmospheric and Planetary Sciences - Massachusetts Institute of Technology.
- HINKLEY, E. D., éditeur (1976). *Laser monitoring of the atmosphere*.
- HOFMANN-WELLENHOF, B., LICHTENEGGER, H. et COLLINS, J. (2001). *GPS : theory and practice. Fifth, revised edition*. Springer-Verlag.
- HUGENTOBLER, U., DACH, R. et FRIDEZ, P. (2004). *Bernese GPS software 5.0*. Astronomical Institute - University of Berne.
- INABA, H. (1976). Detection of atoms and molecules by Raman scattering and resonance fluorescence. *In HINKLEY, E. D., éditeur : Laser monitoring of the atmosphere*.
- JIVALL, L., M., L., NØRBECH, T. et WEBER, M. (2005). Processing of the NKG 2003 GPS campaign. Rapport technique, LMV.
- KEIL, C. et CARDINALI, C. (2004). The ECMWF re-analysis of the mesoscale alpine programme special observing period. *Q. J. R. Meteor. Soc.*, 130(603):2827–2850.

- KIRCHENGAST, G., HAFNER, J. et POETZI, W. (1999). The CIRA86aQ_UoG model : An extension of the CIRA-86 monthly tables including humidity tables and a Fortran95 global moist air climatology model. Rapport technique, Institute for Meteorology and Geophysics - University of Graz.
- KLEIJER, F. (2004). *Troposphere modeling and filtering for precise GPS leveling*. Thèse de doctorat, Delft University of Technology.
- KLOBUCHAR, J. (1986). Design and characteristics of the GPS ionospheric time-delay algorithm for single-frequency users. In *Proceedings of PLAN'86 - Position Location and Navigation Symposium*, pages 280–286.
- KOCH, G. J., BARNES, B. W., PETROS, M., BEYON, J. Y., AMZAJERDIAN, F., YU, J., DAVIS, R. E., ISMAIL, S., VAY, S., KAVAYA, M. J. et SINGH, U. N. (2004). Coherent differential absorption Lidar measurements of CO₂. *Applied Optics*, 43:5092–5099.
- LARCHEVÊQUE, G. (2002). *Development of the Jungfraujoeh multi-wavelength Lidar system for continuous observations of the aerosol optical properties in the free troposphere*. Thèse de doctorat, École Polytechnique Fédérale de Lausanne.
- LARSON, K. M., FREYMUELLER, J. T. et PHILIPSEN, S. (1997). Global plate velocities from the Global Positioning System. *Journal of Geophysical Research*, 102:9961–9982.
- LI, X. et GÖTZE, H. J. (2001). Ellipsoïd, geoïd, gravity, geodesy, and geophysics. *Geophysics*, 66:1660–1668.
- MACCARTHY, D. D. et PETIT, G. (2003). IERS conventions. Rapport technique, IERS.
- MACMILLAN, D. S. (1995). Atmospheric gradients from very long baseline interferometry observations. *Geophysical Research Letters*, 22:1041–1044.
- MARINI, J. W. (1972). Correction of satellite tracking data for an arbitrary tropospheric profile. *Radio Science*, 7:223–231.
- MEASURES, R. M. (1984). *Laser remote sensing : Fundamentals and applications*. Wiley-Interscience, New York.
- MENDES, V. B. (1999). *Modeling the neutral-atmosphere propagation delay in radiometric space techniques*. Thèse de doctorat, University of New Brunswick.
- MILOSHEVICH, L. M., VÖMEL, H., WHITEMAN, D. N., LESHT, B. M., SCHMIDLIN, F. J. et RUSSO, F. (2006). Absolute accuracy of water vapor measurements from six operational radiosonde types launched during AWEX-G and implications for AIRS validation. *Journal of Geophysical Research*, 111:9–+.
- MIYAZAKI, S., IWABUCHI, T., K., H. et I., N. (2003). An impact of estimating tropospheric delay gradients on precise positioning in the summer using the Japanese nationwide GPS array. *Journal of Geophysical Research*, 108:2335–+.
- NIELL, A. E. (1996). Global mapping function for the atmosphere delay at radio wavelengths. *Journal of Geophysical Research*, 101:3227–3246.

- NIELL, A. E. (2000). Improved atmospheric mapping functions for VLBI and GPS. *Earth Planets Space*, 52:699–702.
- NIELL, A. E. (2004). The IMF mapping function. Rapport technique, MIT Haystack Observatory.
- PENNA, N. T., KING, M. A. et STEWART, M. P. (2007). GPS height time series : Short-period origins of spurious long-period signals. *Journal of Geophysical Research*, 112:2402–+.
- PENNEY, C. M. et LAPP, M. (1976). Raman-scattering cross sections for water vapor. *Journal of the Optical Society of America*, 66:422–425.
- PETROV, L. (2008). Modeling slanted path delay using numerical 4D models of the atmosphere. *Geophysical Research Abstracts*, 10:11093.
- POLI, P., MOLL, P., RABIER, F., DESROZIERS, G., CHAPNIK, B., BERRE, L., HEALY, S. B., ANDERSSON, E. et EL GUELAI, F.-Z. (2007). Forecast impact studies of zenith total delay data from european near real-time GPS stations in Météo-France 4DVAR. *Journal of Geophysical Research*, 112:D06114.
- REICHARDT, J., BISSON, S. E., REICHARDT, S., WEITKAMP, C. et NEIDHART, B. (2000). Rotational vibrational-rotational Raman differential absorption Lidar for atmospheric ozone measurements : Methodology and experiment. *Applied Optics*, 39:6072–6079.
- REIGBER, C., SCHMIDT, R., FLECHTNER, F., KÖNIG, R., MEYER, U., NEUMAYER, K.-H., SCHWINTZER, P. et ZHU, S. Y. (2004). An Earth gravity field model complete to degree and order 150 from GRACE : EIGEN-GRACE02S. *Journal of Geodynamics*, 39:1–10.
- REVERCOMB, H. E., TURNER, D. D., TOBIN, D. C., KNUTESON, R. O., FELTZ, W. F., BARNARD, J., BÖSENBERG, J., CLOUGH, S., COOK, D., FERRARE, R., GOLDSMITH, J., GUTMAN, S., HALTHORE, R., LESHT, B., LILJEGREN, J., LINNÉ, H., MICHALSKY, J., MORRIS, V., PORCH, W., RICHARDSON, S., SCHMID, B., SPLITT, M., van HOVE, T., WESTWATER, E. et WHITEMAN, D. (2003). The ARM program's water vapor intensive observation periods. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 84:217–236.
- ROCKEN, C., SOKOLOVSKIY, S., JOHNSON, J. M. et HUNT, D. (2001). Improved mapping of tropospheric delays. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 18:1205–1213.
- ROTHACHER, M., SPRINGER, T. A., SCHAER, S. et BEUTLER, G. (1997). Processing strategies for regional GPS network. In *Proceedings of the IAG General Assembly*.
- RUFFINI, G., KRUSE, L. P., RIUS, A., BÜRKI, B., CUCURULL, L. et FLORES, A. (1999). Estimation of tropospheric zenith delay and gradients over the Madrid area using GPS and WVR data. *Geophysical Research Letters*, 26:447–450.
- SAASTAMOINEN, J. (1972). Atmospheric correction for the troposphere and stratosphere in radio ranging of satellites, in the use of artificial satellites for geodesy. *Geophysical Monograph* 15, 16:247–251.

- SANTERRE, R. (1989). GPS satellite sky distribution : impact on the propagation of some important errors in precise relative positioning. Rapport technique 145, Departement of Surveying Engineering - University of New Brunswick.
- SANTERRE, R. (1991). Impact of GPS satellite sky distribution. *Manuscripta Geodaetica*, 16:28–53.
- SEEBER, G. (1993). *Satellite Geodesy : foundations, methods and applications*. De Gruyter.
- SHERLOCK, V. (1998). *Evaluation de la technique du Lidar Raman en vue de l'étude climatologique de la vapeur d'eau dans la moyenne et haute troposphère*. Thèse de doctorat, Université Paris 6.
- SHERLOCK, V., GARNIE, A., HAUCHECORNE, A. et KECKHUT, P. (1999a). Implementation and validation of a Raman Lidar measurement of middle and upper tropospheric water vapor. *Applied Optics*, 38:5838–5850.
- SHERLOCK, V., HAUCHECORNE, A. et LENOBLE, J. (1999b). Methodology for the independant calibration of Raman backscatter water-vapor Lidar systems. *Applied Optics*, 38:5816–5837.
- SHOJI, Y., NAKAMURA, H., IWABUCHI, T., AONASHI, K., SEKO, H., MISHIMA, K., ITAGAKI, A., ICHIKAWA, R. et OHTANI, Y. (2004). Tsukuba GPS dense net campaign observation : improvement in GPS analysis of slant path delay by stacking one-way postfit phase residuals. *Journal of Meteorological Society of Japan*, 82:301–314.
- STEIGENBERGER, P., ROTHACHER, M., DIETRICH, R., FRITSCHÉ, M., RULKE, A. et VEY, S. (2006). Reprocessing of a global GPS network. *Journal of Geophysical Research*, 111:5402–+.
- TARNIEWICZ, J. (2005). *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*. Thèse de doctorat, Université de Versailles - Saint-Quentin.
- TARNIEWICZ, J., BOCK, O., PELON, J. et FLAMANT, C. (2004). Study of the water vapor field heterogeneity by lidar, GPS and NWP : Preliminary results from the 29 may IHOP 2002 BLH case. *In IHOP Science Workshop*.
- TARNIEWICZ, J., BOCK, O., PELON, J. et THOM, C. (2002). Raman lidar for external GPS path delay calibration devoted to high accuracy height determination. *Physics and Chemistry of the Earth*, 27:329–333.
- THAYER, G. (1974). An improved equation for the radio refractive index of air. *Radio Science*, 9:803–807.
- TREGONING, P. et HERRING, T. A. (2007). Impact of a priori zenith hydrostatic delay errors on GPS estimates of station heights and zenith total delays. *Geophysical Research Letters*, 33:23303–+.
- TREGONING, P., R., B., D., O. et M., H. (1998). Accuracy of absolute precipitable water vapor estimates from GPS observations. *Journal of Geophysical Research*, 103:28701–28710.

- TRIPLET, J.-P. et ROCHE, G. (1977). *Météorologie Générale*. Météo-France.
- TURNER, D. D., FERRARE, R. A., HEILMAN BRASSEUR, L. A., FELTZ, W. F. et TOOMAN, T. P. (2002). Automated retrievals of water vapor and aerosol profiles from an operational Raman Lidar. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 19:37–50.
- TURNER, D. D. et GOLDSMITH, J. E. M. (1999). Twenty-four-hour Raman Lidar water vapor measurements during the atmospheric radiation measurement program's 1996 and 1997 water vapor intensive observation periods. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 16:1062–1076.
- USSA (1976). U.S. Standard Atmosphere, 1976. Rapport technique, National Oceanic and Atmospheric Administration, National Aeronautics and Space Administration, United States Air Force.
- VEY, S., DIETRICH, R., FRITSCHÉ, M., RÜLKE, A., ROTHACHER, M. et STEIGENBERGER, P. (2006). Influence of mapping function parameters on global GPS network analyses : Comparisons between NMF and IMF. *Geophysical Research Letters*, 33:1814–+.
- VÖMEL, H., SELKIRK, H., MILOSHEVICH, L., VALVERDE-CANOSSA, J., VALDÈS, J., KYRÖ, E., KIVI, R., STOLZ, W., PENG, G. et DIAZ, J. (2007). Radiation dry bias of the Vaisala RS92 humidity sensor. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 6:953–963.
- WALPERSDORF, A., BOUIN, M.-N., BOCK, O. et DOERFLINGER, E. (2007). Assessment of GPS data for meteorological applications over Africa : Study of error sources and analysis of positioning accuracy. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 69:1312–1330.
- WALSH, M. J. (2003). *NAVSTAR Global Positioning System Surveying*. Department of the Army - US Army Corps of Engineers.
- WANG, J. et ZHANG, L. (2008). Systematic errors in global radiosonde precipitable water data from comparison with ground-based GPS measurements. *to be published in Journal of Climate*, -:-.
- WECKWERTH, T. M., PARSONS, D. B., KOCH, S. E., MOORE, J. A., LEMONE, M. A., DEMOZ, B. B., FLAMANT, C., GEERTS, B., WANG, J. et FELTZ, W. F. (2004). An overview of the International H₂O Project (IHOP_2002) and some preliminary highlights. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 85:253–277.
- WHITEMAN, D. N. (2003). Examination of the traditional Raman lidar technique. I. Evaluating the temperature-dependent lidar equations. *Applied Optics*, 42:2571–2592.
- WHITEMAN, D. N., DEMOZ, B., DI GIROLAMO, P., COMER, J., VESOLOVSKII, I., EVANS, K., WANG, Z., CADIROLA, M., RUSH, K., SCHWEMMER, G., B., G., H., M. S., B., M., D., V. et VAN HOVE, T. (2006). Raman lidar measurements during the International H₂O Project. Part I : Instrumentation and analysis techniques. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 23:157–169.

- WHITEMAN, D. N., DEMOZ, B., DI GIROLAMO, P., COMER, J., VESOLOVSKII, I., EVANS, K., WANG, Z., SABATINO, D., SCHWEMMER, G., B., G., LIN, R., BEHRENDT, A., WULFMEYER, V., BROWELL, E., FERRARE, R., ISMAIL, S. et WANG, J. (2005). Raman lidar measurements during the International H₂O Project. Part II : Case studies. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 23:170–183.
- WHITEMAN, D. N., MELFI, S. H. et FERRARE, R. A. (1992). Raman Lidar system for the measurement of water vapor and aerosols in the Earth's atmosphere. *Applied Optics*, 31:3068–3082.
- WULFMEYER, V. et BÖSENBERG, J. (1998). Ground-based differential absorption Lidar for water-vapor profiling : Assessment of accuracy, resolution, and meteorological applications. *Applied Optics*, 37:3825–3844.
- ZUMBERGE, J. F., HEFLIN, M. B., JEFFERSON, D. C. et WATKINS, M. M. (1997). Precise point positioning for the efficient and robust analysis of GPS data from large networks. *Journal of Geophysical Research*, 102:5005–5017.

Annexe A

Le système GPS

A.1 Historique

Le système NAVSTAR-GPS (*Navigation System with Timing and Ranging - Global Positioning System*) est un système développé par le *Department of Defense* américain (DoD) qui permet aux forces armées américaines de déterminer précisément et par tout temps leur position, vitesse et temps universel ([Hofmann-Wellenhof *et al.*, 2001]). Le programme GPS s'inscrit dans la continuité de 2 autres programmes financés par le DoD ([Walsh, 2003]) :

- Le programme TRANSIT : c'est le premier système de navigation par satellites, datant de 1960. Il est composé de 7 satellites à orbite basse transmettant des signaux radio stables. La mesure du décalage Doppler des signaux émis par les différents satellites permet d'obtenir la position horizontale d'un point donné. Ce système est cependant lent et nécessite un long temps d'observation. De plus, du fait de la configuration des satellites, le signal n'est pas disponible continuellement.
- Le programme TIMATION, qui débuta en 1964, le premier lancement de satellite ayant eu lieu en 1967. Il est constitué de 2 satellites munis d'horloges atomiques très stables, faisant figure de prototypes des satellites GPS.

Le développement du système GPS a débuté en 1970, le premier satellite a été lancé en 1978, suivit du lancement de 9 autres satellites jusqu'en 1985 (satellites du Bloc I). Le système a été déclaré pleinement opérationnel par le DoD en février 1994 après la mise en service de 24 satellites du Bloc II ([Botton *et al.*, 1997]). Développé à l'origine pour le secteur militaire américain, le système GPS a rapidement été adopté par le monde civil, bien avant d'être entièrement opérationnel ([Hofmann-Wellenhof *et al.*, 2001]).

A.2 Principe

À partir de la mesure du temps de propagation d'un signal émis par un satellite et reçu par un récepteur, le principe du positionnement par satellites est d'estimer la distance les séparant. On utilise pour cela les horloges embarquées sur les satellites et celles implantées dans les récepteurs. Ces horloges n'étant pas parfaitement synchrones, on obtient une erreur de synchronisation (erreur d'horloge). Du fait de cette désynchronisation, on parle de mesure de pseudo-distances plutôt que de mesure de distances.

Pour une distance ρ entre satellite et récepteur, on mesure la pseudo-distance R pour une désynchronisation d'horloge δt , l'onde se propageant à la vitesse c :

$$R = \rho + c\delta t \quad (\text{A.1})$$

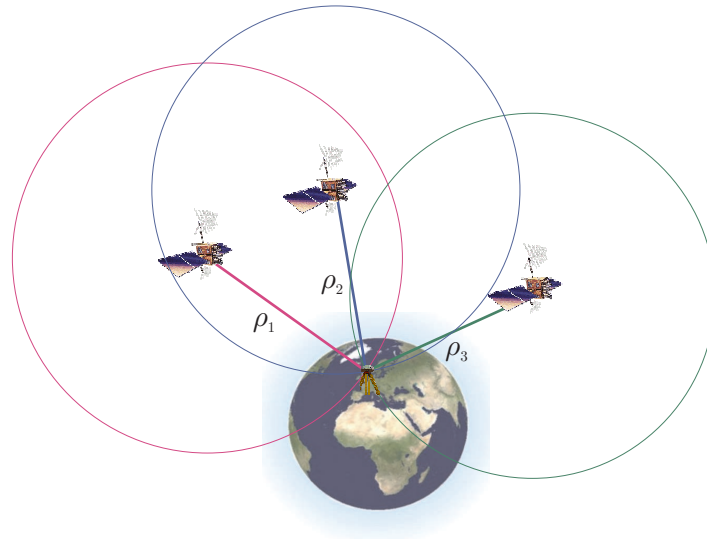


FIG. A.1 – Principe de la mesure GPS : Le récepteur GPS observe les signaux émis par les trois satellites GPS. En principe, si les horloges satellites et récepteur sont parfaitement synchronisées et si l'on connaît la position des satellites, trois satellites suffisent à déterminer la position du récepteur.

A.3 Constellation

Le segment spatial du système GPS se compose actuellement d'environ 30 satellites opérationnels répartis selon 6 plans d'orbitaux inclinés de 55° (31 satellites en activité fin 2007). Leur orbite est quasi-circulaire, à 20 200 km au-dessus de la Terre pour une période de révolution de 12 h sidérale. La configuration orbitale actuelle des satellites GPS permet de voir en tout point du globe entre 4 et 9 satellites pour des observations supérieures à 15° d'élévation, plus de 10 satellites à 10° et 12 satellites à 5° .

On distingue 6 groupes de satellites, répartis en différents blocs ([Hofmann-Wellenhof *et al.*, 2001]) :

- Bloc I : ce sont les satellites lancés entre 1978 et 1985 (au nombre de 11), aucun d'entre eux n'est encore opérationnel.
- Bloc II : les satellites du Bloc II sont lancés depuis 1989. Leur durée de vie est d'environ 8 ans. Ils constituent en 1994 la phase opérationnelle du système GPS avec 21 satellites en orbite, 3 satellites de secours et 4 de remplacement.
- Bloc IIA : ils sont lancés depuis 1990 (« A » signifie *Advanced*). Certains d'entre eux sont équipés de réflecteurs et peuvent ainsi être utilisés en SLR (*Slant Laser Ranging* : télémétrie laser par satellite).
- Bloc IIR : ils sont lancés depuis 1997 et sont destinés à remplacer les satellites du bloc II (« R » signifie *Replacement*).

- Bloc IIR-M : ils sont lancés depuis 2005. Ils émettent deux nouveaux codes (l'un pour le secteur civil, l'autre pour le secteur militaire).
- Bloc IIF : les satellites du bloc IIF seront lancés à partir de 2008 (« F » signifie *Follow on*). Ces satellites seront les premiers à permettre l'utilisation du service civil *Safety of Life*.

A.4 Contrôle

Le système de contrôle opérationnel (OCS pour *Operational Control System*) est divisé en 3 types de station :

- Une station de contrôle principale (*Master control station*, située à Colorado Springs) qui collecte les informations transmises par les stations de surveillance et calcule les orbites des satellites et les paramètres d'horloges satellites. Ces informations sont ensuite transmises aux stations de contrôle.
- Cinq stations de surveillance (*Monitor stations*, Hawaii, Colorado Springs, Ascension, Diego Garcia et Kwajalein) qui mesurent des pseudo-distances en direction de tous les satellites toutes les 1,5 s en utilisant des horloges atomiques ainsi que des données ionosphériques et météorologiques. Ces données sont moyennées sur 15 min puis transmises à la station de contrôle principale.
- Trois stations de contrôle (*Ground control stations*, Ascension, Diego Garcia et Kwajalein) qui transmettent aux satellites les informations calculées par la station de contrôle principale (informations utilisées pour le positionnement instantané par GPS).

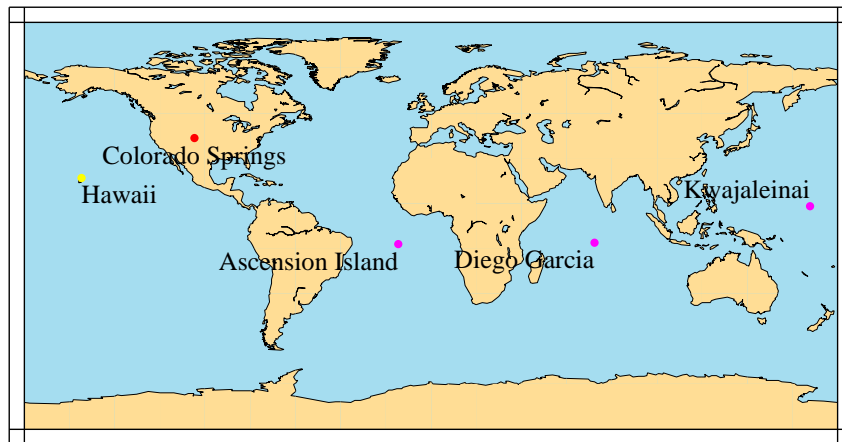


FIG. A.2 – Stations de contrôle du système GPS.

A.5 Le signal GPS

A.5.1 Code et phase

Chaque satellite génère la fréquence fondamentale située dans la bande L , $f_0 = 10,23$ MHz avec une précision de l'ordre de $1,5 \times 10^{-3}$ Hz ([Hofmann-Wellenhof *et al.*,

2001]). Deux signaux $L1$ et $L2$ sont dérivés de cette fréquence fondamentale :

$$\begin{aligned} f_{L1} &= 1572,42 \text{ MHz} \\ f_{L2} &= 1227,60 \text{ MHz} \end{aligned}$$

Le choix de fréquences dans la bande L permet au système GPS d'être un système tout temps (fenêtre de transmission atmosphérique).

Deux codes dits « pseudo aléatoires » (*Pseudo Random Noise* ou PRN) viennent moduler ces deux porteuses et permettent la mesure de pseudo-distances à partir de la mesure du temps de parcours du signal émis :

- Le C/A-code (*Coarse/Acquisition-code*) qui est utilisable par le secteur civil. Il module uniquement $L1$ et a une longueur d'onde effective d'environ 300 m. On désigne en général le C/A-code comme le service standard de positionnement (SPS *Standard Positioning System*).
- Le P-code (*Precision-code*) qui est réservé a priori pour le secteur militaire américain. Il module les deux porteuses $L1$ et $L2$ et a une longueur d'onde effective d'environ 30 m. On désigne en général le P-code comme le service précis de positionnement (PPS *Precise Positioning System*). Le code P est actuellement crypté par un code W afin de le protéger contre d'éventuels leurrages (le système GPS est avant tout un système militaire). Le code résultant est appelé code Y. Ce cryptage peut être activé/désactivé selon les besoins du DoD.

En plus de la mesure de code, les deux fréquences porteuses $L1$ et $L2$ peuvent également être utilisées pour effectuer des mesures de phase. Cependant le récepteur GPS est incapable de déterminer sa distance initiale au satellite, mais seulement les évolutions de cette distance par rapport à sa valeur initiale. Il est donc nécessaire de lever cette ambiguïté lors de l'inversion des équations d'observation pour déterminer les solutions du traitement.

Enfin, un troisième code, le message de navigation, est également modulé sur chacune des porteuses. Il contient les informations sur l'orbite, l'horloge et l'état du satellite.

Pour une description plus approfondie des signaux GPS, se référer à [Seeber, 1993] ou [Hofmann-Wellenhof *et al.*, 2001].

Observation	Fréquence [MHz]	Longueur d'onde [m]	Bruit [m]
C/A-Code	1,023	300	10
P-Code (Y)	10,23	30	3
L1	1575,42	0,190	0,002
L2	1227,60	0,244	0,002

TAB. A.1 – Caractéristiques des signaux GPS ([Hofmann-Wellenhof *et al.*, 2001]).

Notons enfin que dans le cadre de la modernisation des signaux GPS, deux nouveaux codes modulent les porteuses des satellites du bloc IIR-M :

- Le code L2C, modulé sur $L2$,
- Le code M, qui améliore l'anti-parasitage et qui est modulé sur les porteuses $L1$ et $L2$.

L'utilisation de ces nouveaux codes sera opérationnelle à partir de 2013.

A.5.2 Observations

Mesure de pseudo-distance

On estime la pseudo-distance entre un satellite et un récepteur en mesurant le décalage temporel engendrant la corrélation maximale entre le code reçu et le code généré par le récepteur ([Seeber, 1993]). L'équation fondamentale d'observation des pseudo-distances est ([Hofmann-Wellenhof *et al.*, 2001]) :

$$R = \rho + c \cdot \delta t_R^S + \Delta L^{iono} + \Delta L^{tropo} + \epsilon_R \quad (\text{A.2})$$

Où :

- R est l'observation, représentant la pseudo-distance entre satellite et récepteur.
- ρ est la distance géométrique entre satellite et récepteur : $\rho = \|X_R - X^S\|$ où X_R représente la position du récepteur et X^S celle du satellite.
- c est la vitesse de propagation de la lumière dans le vide.
- δt_R^S est l'erreur de synchronisation entre satellite et récepteur.
- ΔL^{iono} est le retard de propagation dû à l'ionosphère.
- ΔL^{tropo} est le retard de propagation dû à la troposphère.
- ϵ_R est l'erreur de mesure de code.

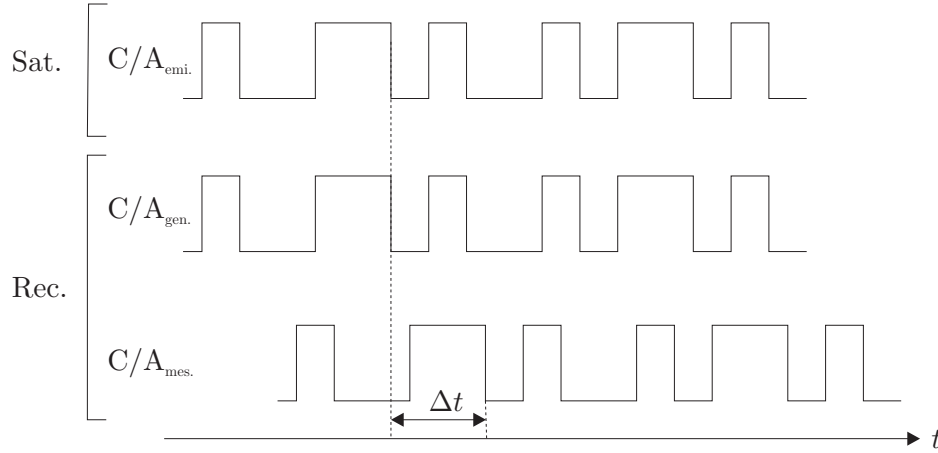


FIG. A.3 – Mesure de code GPS ([Seeber, 1993]) : le code $C/A_{emi.}$ est émis par le satellite. Le récepteur génère une réplique de ce code $C/A_{gen.}$ et mesure le code incident $C/A_{mes.}$, reçu avec un retard Δt correspondant au temps de propagation du signal entre satellite et récepteur. On obtient alors l'observable $R = c \cdot \Delta t$.

Mesure de phase

On mesure la différence entre la phase transmise et décalée par effet Doppler définie dans le référentiel temporel du satellite et la phase du signal de référence définie dans le référentiel temporel du récepteur ([Seeber, 1993]). L'équation fondamentale d'observation de phase est ([Hofmann-Wellenhof *et al.*, 2001]) :

$$\lambda \Phi = \rho + c \cdot \delta t_R^S - \Delta L^{iono} + \Delta L^{tropo} + \lambda N + \epsilon_\Phi \quad (\text{A.3})$$

Où :

- λ est la longueur d'onde de la porteuse considérée (L1 ou L2).
- Φ est l'observation, la différence de phases entre le signal mesuré et le signal généré.

- ρ est la distance géométrique entre satellite et récepteur : $\rho = \|X_R - X^S\|$ où X_R représente la position du récepteur et X^S celle du satellite.
- c est la vitesse de propagation de la lumière dans le vide.
- δt_R^S est l'erreur de synchronisation entre satellite et récepteur.
- ΔL^{iono} est le retard de propagation dû à l'ionosphère.
- ΔL^{trupo} est le retard de propagation dû à la troposphère.
- N est l'ambiguïté de phase, c'est-à-dire le nombre complet de cycles de phase entre l'émission par le satellite et la mesure par le récepteur.
- ϵ_Φ est l'erreur de mesure de phase.

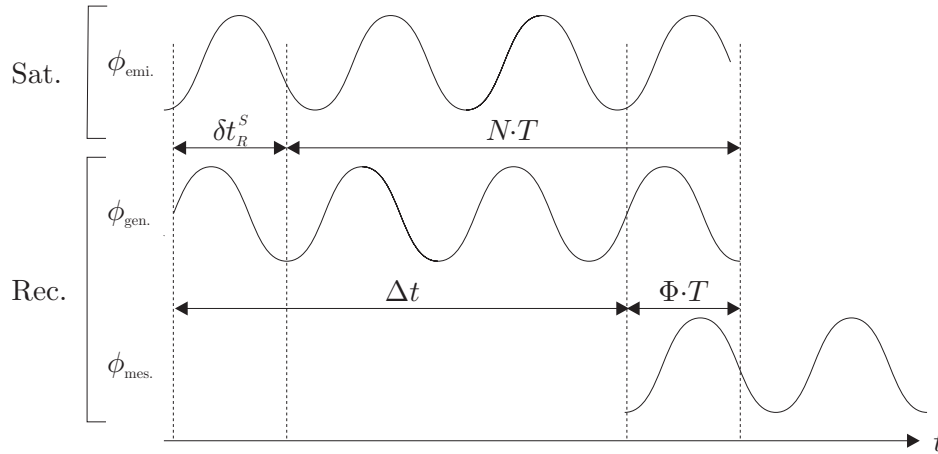


FIG. A.4 – Mesure de phase GPS ([Seeber, 1993]) : le satellite émet le signal $\phi_{emi.}$ qui se propage jusqu'au récepteur pendant Δt . Celui-ci mesure la quantité $\phi_{mes.}$. Il la compare au signal qu'il génère $\phi_{gen.}$. La comparaison des deux signaux permet la mesure de l'observable $\Phi \cdot T$, où T est la période du signal ($\lambda = c \cdot T$). L'estimation du nombre entier de cycles N et de l'erreur de synchronisation entre satellite et récepteur δt_R^S lors du traitement permet alors de déterminer la durée de propagation du signal Δt .

A.6 Applications scientifiques du système GPS

A.6.1 Logiciels scientifiques de traitement GPS

Pour les applications scientifiques du GPS (positionnement précis, météorologie), trois logiciels spécialisés sont couramment utilisés.

- GPS Analysis at MIT (Gamt) [Herring *et al.*, 2006] développé par le *Massachusetts Institute of Technology* (MIT). La version courante est la 10.3. Gamit est une solution logicielle utilisée pour l'analyse de données GPS, à l'origine destinée aux études de la croute terrestre. À partir des observations de phase et de pseudo-distance, Gamit permet l'estimation des positions relatives (traitement différentiel), des orbites des satellites, des paramètres troposphériques et d'orientation de la Terre (<http://www-gpsg.mit.edu/~simon/gtgk/>).
- GPS Bernese software (Bernese) [Hugentobler *et al.*, 2004] développé par l'*Astronomisches Institut der Universität Bern* (AIUB). La version courante est la 5.0. Bernese permet le traitement en mode différentiel et en positionnement ponctuel précis (PPP). Il permet également la détermination d'orbites, des paramètres de rotation des pôles et la calibration d'antennes (<http://www.bernese.unibe.ch/>).

- GPS Inferred Positioning System and Orbit Analysis Simulation Software II (Gipsy-Oasis II) développé par le *Jet Propulsion Laboratory* (JPL). La version courante est la 4.0.4. Gipsy-Oasis II permet des traitements GPS en mode relatif, mais surtout en mode PPP, ce qui constitue son utilisation privilégiée (<http://gipsy-oasis.jpl.nasa.gov/>).

A.6.2 En tant que système de positionnement

Le positionnement GPS en mode relatif permet une étude détaillée des mouvements d'un point donné avec une précision de 1 à 5 mm sur les composantes horizontales, 3 à 15 mm sur la composante verticale. Une telle précision est nécessaire pour des études de déformation (mouvement de plaques, séismes, [Larson *et al.*, 1997; Penna *et al.*, 2007]), pour la réalisation de systèmes de références ([Altamimi *et al.*, 2007]). [Herring, 1999] propose une revue de l'ensemble des applications géodésiques du système GPS.

A.6.3 Pour l'étude de l'atmosphère

[Bevis *et al.*, 1992] souligne l'apport des retards troposphériques estimés lors du traitement GPS pour des applications météorologiques, la précision de la mesure de retards troposphériques étant actuellement comparable à celle fournie par des instruments plus classiques (radiosondage et radiomètre). Dans la foulée, plusieurs programmes européens se sont intéressés au potentiel du GPS pour des applications météorologiques :

- Le programme MAGIC (*Meteorological Applications of GPS Integrated Column water vapor measurements in the western Mediterranean*) pour développer et tester l'utilisation de mesures GPS pour la météorologie opérationnelle.
- Le programme COST-Action 716 (*European COoperation in the field of Scientific and Technical research*) pour l'exploitation de mesures GPS pour des applications de climatologie et de prévision numérique du temps.
- Le programme TOUGH (*Targeting Optimal Use of GPS Humidity measurements in meteorology*) pour l'étude et la mise au point de l'assimilation de données GPS issues de réseaux européens dans des modèles de prévision météorologique.
- Le programme E-GVAP (*The EUMETNET GPS water VAPour programme*) qui récolte et met à disposition depuis avril 2005 les solutions troposphériques pour la prévision météorologique opérationnelle

Ces différents projets ont permis l'utilisation des observations GPS par les centres opérationnels de météorologie. L'impact positif des produits troposphériques GPS dans des systèmes d'assimilations et de prévisions a alors été mis en évidence [Poli *et al.*, 2007].

L'impossibilité de fournir la distribution verticale de la vapeur d'eau, mais simplement une quantité intégrée, est la principale faiblesse du GPS. Cette faiblesse peut cependant être comblée par la tomographie GPS ([Flores *et al.*, 2000], [Champollion, 2005]) qui permet la restitution de champ 3D de vapeur d'eau à partir de solutions troposphériques issues d'un réseau dense de stations GPS.

Pour plus d'informations sur les applications météorologiques du système GPS, le lecteur pourra se référer à [Doerflinger, 2001].

Annexe B

Modélisation des retards troposphériques

B.1 Définitions

B.1.1 Réfractivité

Lors de l'étude de la propagation des ondes radio, on considère l'atmosphère neutre (troposphère) comme étant un mélange d'air sec et de vapeur d'eau (considéré comme parfait) que l'on appelle air humide. On peut alors séparer la réfractivité de ce milieu en deux composantes, l'une due à l'air sec, l'autre à la vapeur d'eau :

$$N = N_d + N_w \quad (\text{B.1})$$

[Thayer, 1974] propose la modélisation suivante de chacune des composantes :

$$\begin{aligned} N_d &= k_1 \frac{P_d}{T} \\ N_w &= k_2 \frac{e}{T} + k_3 \frac{e}{T^2} \end{aligned} \quad (\text{B.2})$$

Air sec et vapeur d'eau étant ici assimilés à des gaz parfaits. P_d et e sont respectivement les pressions partielles en air sec et en vapeur d'eau et T la température thermodynamique.

[Thayer, 1974] détermine empiriquement les constantes k_1 , k_2 et k_3 pour des ondes de fréquence inférieure à 20 GHz (longueur d'onde supérieure à 1,5 cm). Les valeurs de ces coefficients sont présentées dans le tableau B.1.

On décompose plus fréquemment la réfractivité en un terme hydrostatique (car dû à la composante atmosphérique en équilibre hydrostatique) et un terme non-hydrostatique (souvent appelé humide) ([Kleijer, 2004]) :

$$N_h = k_1 R_d \rho \quad (\text{B.3})$$

$$N_w = k'_2 \frac{e}{T} + k_3 \frac{e}{T^2} \quad (\text{B.4})$$

ρ désigne la densité de l'air humide ($\rho = \rho_d + \rho_v$), k'_2 est une combinaison linéaire de k_1 et k_2 : $k'_2 = k_2 - \frac{R_d}{R_v} k_1$ (Tableau B.1).

Constante	Valeur	Incertitude
k_1 [K·Pa ⁻¹]	77,60	0,018%
k_2 [K·Pa ⁻¹]	64,80	0,012%
k_3 10 ⁵ ·[K ² ·Pa ⁻¹]	3,776	0,110%
k'_2 [K·Pa ⁻¹]	16,52	58,8%

TAB. B.1 – Valeurs des constantes de réfractivité déterminées par [Thayer, 1974].
Source : [Thayer, 1974], [Davis *et al.*, 1985].

B.1.2 Retard troposphérique

Selon le Principe de Fermat, le trajet suivi par la lumière, pour aller d'un point à un autre, correspond au trajet présentant un temps de parcours extrémal ([Kleijer, 2004]). On appelle ainsi chemin électromagnétique le chemin suivi par une onde électromagnétique lors de sa traversée d'un milieu ; ce chemin correspond au temps de parcours extrémal et est défini par :

$$L \doteq \int_S n(s) ds \quad (\text{B.5})$$

Où n est l'indice du milieu.

Le chemin électromagnétique est donc une mesure en unité de longueur du temps mis par une onde pour se propager d'un point à un autre : c'est la distance que franchit la lumière dans le vide dans le même temps qu'elle met à parcourir le trajet S . Le retard de propagation est alors donné par la différence entre le chemin électromagnétique suivi par une onde lors de sa traversée d'un milieu donné et le chemin direct :

$$\Delta L \doteq L - D \quad (\text{B.6})$$

$$= (L - S) + (S - D) \quad (\text{B.7})$$

Où D est le chemin direct, S la distance mesurée selon la trajectoire de l'onde.

Cette forme permet de séparer la partie du retard due au retard de propagation ($L - S$) (erreur ou excès de vitesse) et celle due à la courbure du rayon ($S - D$) (erreur ou excès géométrique).

Dans le cas de la propagation de signaux dans la troposphère, le retard troposphérique s'écrit sous la forme :

$$\Delta L \doteq \int_S (n - 1) \cdot ds + \left(\int_S ds - D \right) \quad (\text{B.8})$$

Où n est ici l'indice de réfraction de la troposphère : $n = 1 + 10^{-6} \cdot N$.

Le second terme (excès géométrique) dépend de la courbure du rayon par rapport au trajet direct. Il est plus faible que le premier terme (terme de vitesse). En particulier, il est nul pour une visée au zénith. La figure B.1 représente les composantes géométrique et de vitesse du retard troposphérique. On remarque qu'à 5°, l'excès de vitesse atteint 23 m, l'excès géométrique étant d'environ 15 cm. Il devient submillimétrique à partir d'environ 30°.

Au zénith, on a :

$$\Delta L^z \doteq 10^{-6} \int_Z N(\xi) d\xi \quad (\text{B.9})$$

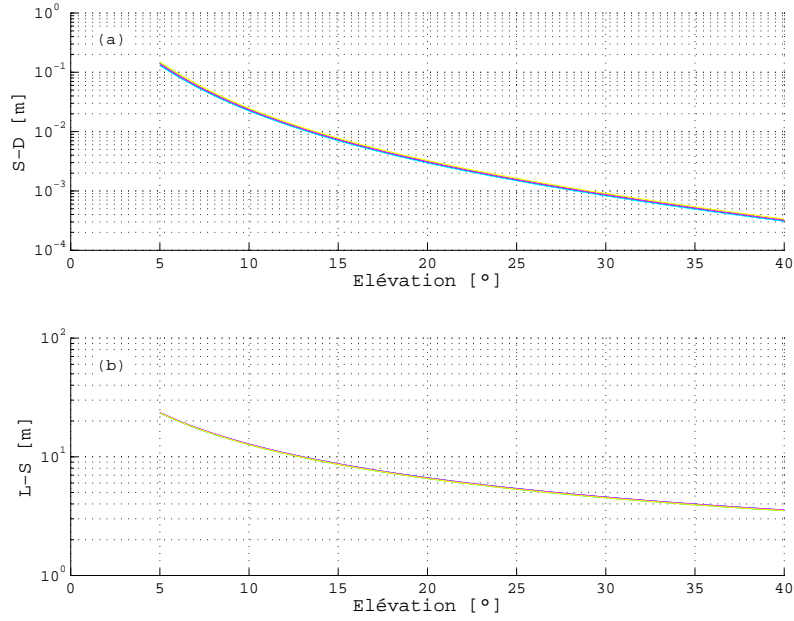


FIG. B.1 – Décomposition du retard troposphérique en excès géométrique (a) et de vitesse (b). On utilise ici des profils thermodynamiques issus de la climatologie CIRA-86.

Le retard troposphérique peut alors être décomposé en une partie zénithale (ZTD, équation (B.9)) et une partie paramétrée, décrivant sa dépendance à l'élévation, appelée fonction de projection. La valeur d'une fonction de projection à l'élévation E est ainsi définie par :

$$m(E) \doteq \frac{\Delta L(E)}{\Delta L^z} \quad (\text{B.10})$$

En utilisant la décomposition de la réfractivité en termes hydrostatique et humide, on définit les retards troposphériques hydrostatique et humide au zénith (ZHD et ZWD), notés ici ΔL_h^z et ΔL_w^z :

$$\Delta L_h^z = 10^{-6} \int_Z N_h(\xi) d\xi \quad (\text{B.11})$$

$$\Delta L_w^z = 10^{-6} \int_Z N_w(\xi) d\xi \quad (\text{B.12})$$

Le retard hydrostatique représente environ 90% du retard total. Le retard humide est la partie la plus variable du retard troposphérique (variabilité de 3 cm observée sur quelques minutes [Bock et Doerflinger, 2001]).

Le terme géométrique de l'équation (B.8) peut-être négligé ([Hofmann-Wellenhof *et al.*, 2001]). Cette approximation est justifiée par la figure B.1 : on remarque que la partie dite géométrique est largement inférieure à la partie dite de vitesse. Pour les basses élévations cette approximation n'est cependant plus valable. Les retards troposphériques hydrostatique et humide deviennent alors :

$$\Delta L_h = 10^{-6} \int_S N_h(s) ds$$

$$\Delta L_w = 10^{-6} \int_S N_w(s) ds$$

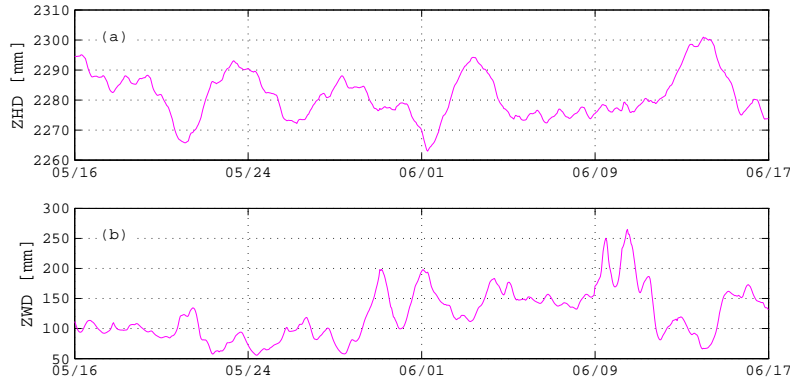


FIG. B.2 – Évolution des retards troposphérique hydrostatique (a) et humide (b) au niveau du SIRT A (Palaiseau, France) lors de la campagne VAPIC (mai-juin 2004), calculés à l'aide d'une simulation du modèle MM5. Sur le mois d'observation, l'amplitude maximale des variations est de 200 mm pour le retard humide contre seulement 40 mm pour le retard hydrostatique.

Enfin, le retard troposphérique humide au zénith est relié au contenu intégré en vapeur d'eau par la relation :

$$I WV = \kappa \Delta L_w^{z,tropo}$$

Avec $\kappa = 10^{-6} R_v \left(\frac{k_3}{T_m} + k_2' \right)$ où T_m est la température verticale moyenne de la colonne de vapeur d'eau, définie par :

$$T_m = \frac{\int \rho_v dh}{\int \frac{\rho_v}{T} dh} \quad (\text{B.13})$$

[Bevis *et al.*, 1992] propose la formulation suivante de T_m , décrite à partir de la température au sol :

$$T_m = 70,2 + 0,72 \cdot T_{sol}; \quad (\text{B.14})$$

Cette formulation a été obtenue à partir de l'étude de plus de 8700 profils issus de radiosondages sur différents sites des États-Unis pendant 2 ans, pour des latitudes de 27° à 65° . Les constantes de l'équation (B.14) sont obtenues pour une erreur moyenne quadratique de 4,74K, soit une erreur relative de 2%, ce qui correspond à une erreur relative de moins de 4% sur le retard humide au zénith ([Bevis *et al.*, 1992]).

B.2 Fonctions de projection usuelles utilisées dans les logiciels GPS

B.2.1 Généralités

Les fonctions de projection permettent de décrire l'évolution avec l'élévation du retard troposphérique. Un grand nombre de fonctions de projection étant recensées, on choisit par la suite de s'attarder uniquement sur les plus récentes (et les plus citées dans la littérature). Le lecteur pourra se référer aux travaux de [Mendes, 1999] ou [Kleijer, 2004] pour de plus amples renseignements sur ces modélisations.

Au premier ordre, cette dépendance en élévation du retard troposphérique peut s'exprimer sous la forme de $\frac{1}{\sin E}$, où E est l'élévation de l'observation. Cette formulation suppose une atmosphère stratifiée horizontalement au-dessus de la surface terrestre et est valable uniquement pour des élévations proches du zénith.

Pour modéliser plus précisément la dépendance en élévation du retard troposphérique, [Marini, 1972] propose la forme générale suivante de la dépendance en élévation du retard troposphérique :

$$m(E) = \frac{1}{\sin E + \frac{a}{\sin E + \frac{b}{\sin E + \frac{c}{\sin E + \dots}}}} \quad (\text{B.15})$$

Les coefficients a , b , c , ... peuvent être déterminés empiriquement.

Cette formulation de la fonction de projection présente le défaut de ne pas être normalisée : sa valeur ne tend pas vers 1 lorsque l'élévation s'approche du zénith. [Herring, 1992] propose une forme normalisée de l'équation (B.15) :

$$m(E) = \frac{1 + \frac{a}{1 + \frac{b}{1+c}}}{\sin(E) + \frac{a}{\sin(E) + \frac{b}{\sin(E)+c}}} \quad (\text{B.16})$$

B.2.2 La *New Mapping Function* (NMF)

[Niell, 1996] propose des fonctions de projection hydrostatique et humide basées sur l'équation B.16. Elles sont valables pour des élévations de 3 à 90° et sont issues des profils de l'U.S. Standard Atmosphere 1966 [Cole *et al.*, 1965] pour les latitudes nord 15°, 30°, 45°, 60° et 75°. Les deux fonctions de projection (NMF_h pour l'hydrostatique et NMF_w pour l'humide) présentent des variations en latitude. La fonction de projection hydrostatique présente en plus une variation temporelle et une correction dépendant de l'altitude de la station. Cette correction, notée $\Delta m(E)$, est alors ajoutée à la valeur calculée à l'aide de l'équation B.16 et est donnée par :

$$\Delta m(E) = h_{sol} \cdot \left(\frac{1}{\sin E} - \frac{1 + \frac{a_{ht}}{1 + \frac{b_{ht}}{1+c_{ht}}}}{\sin(E) + \frac{a_{ht}}{\sin(E) + \frac{b_{ht}}{\sin(E)+c_{ht}}}} \right) \quad (\text{B.17})$$

Les coefficients $a_{ht} = 2,53 \cdot 10^{-5}$, $b_{ht} = 5,45 \cdot 10^{-5}$ et $c_{ht} = 1,1 \cdot 10^{-5}$ sont déterminés par moindre carrés.

Les coefficients a , b et c de l'équation B.16 sont donnés pour les latitudes 15°, 30°, 45°, 60° et 75° (Nord et Sud). Les valeurs de ces coefficients pour une station donnée sont obtenues par interpolation linéaire (plus proche voisin aux extrémités).

$$x(\phi, t) = x_{avg}(\phi) - x_{amp}(\phi) \cos \left(2\pi \frac{t - t_0}{365,25} \right) \quad (\text{B.18})$$

Où x est un coefficient (a , b ou c), t est le temps, exprimé en DOY (Day Of Year) et t_0 est le déphasage initial, choisi égal à 28.

Les coefficients des fonctions de projection hydrostatique et humide sont présentés tableau B.2.

[Niell, 1996] montre que l'utilisation de la fonction de projection hydrostatique améliore la modélisation de la dépendance en élévation du délais hydrostatique à

la fois en terme de biais et d'écart-type. Ces améliorations sont moins sensibles en terme de modélisation du retard humide, en particulier du fait de la forte variabilité de la vapeur d'eau.

Fonction de projection hydrostatique					
	$\phi=15^\circ$	$\phi=30^\circ$	$\phi=45^\circ$	$\phi=60^\circ$	$\phi=75^\circ$
a_{avg}	$1,2769934 \cdot 10^{-3}$	$1,2683230 \cdot 10^{-3}$	$1,2465397 \cdot 10^{-3}$	$1,2196049 \cdot 10^{-3}$	$1,2045996 \cdot 10^{-3}$
b_{avg}	$2,9153695 \cdot 10^{-3}$	$2,9152299 \cdot 10^{-3}$	$2,9288445 \cdot 10^{-3}$	$2,9022565 \cdot 10^{-3}$	$2,9024912 \cdot 10^{-3}$
c_{avg}	$62,610505 \cdot 10^{-3}$	$62,837393 \cdot 10^{-3}$	$63,721774 \cdot 10^{-3}$	$63,824265 \cdot 10^{-3}$	$64,258455 \cdot 10^{-3}$
a_{amp}	0,0	$1,2709626 \cdot 10^{-5}$	$2,6523662 \cdot 10^{-5}$	$3,4000452 \cdot 10^{-5}$	$4,1202191 \cdot 10^{-5}$
b_{amp}	0,0	$2,1414979 \cdot 10^{-5}$	$3,0160779 \cdot 10^{-5}$	$7,2562722 \cdot 10^{-5}$	$11,723375 \cdot 10^{-5}$
c_{amp}	0,0	$9,0128400 \cdot 10^{-5}$	$4,3497037 \cdot 10^{-5}$	$84,795348 \cdot 10^{-5}$	$170,37206 \cdot 10^{-5}$

Fonction de projection humide					
	$\phi=15^\circ$	$\phi=30^\circ$	$\phi=45^\circ$	$\phi=60^\circ$	$\phi=75^\circ$
a	$5,8021897 \cdot 10^{-4}$	$5,6794847 \cdot 10^{-4}$	$5,8118019 \cdot 10^{-4}$	$5,9727542 \cdot 10^{-4}$	$6,1641693 \cdot 10^{-4}$
b	$1,4275268 \cdot 10^{-3}$	$1,5138625 \cdot 10^{-3}$	$1,4572752 \cdot 10^{-3}$	$1,5007428 \cdot 10^{-3}$	$1,7599082 \cdot 10^{-3}$
c	$4,3472961 \cdot 10^{-2}$	$4,6729510 \cdot 10^{-2}$	$4,3908931 \cdot 10^{-2}$	$4,4626982 \cdot 10^{-2}$	$5,4736038 \cdot 10^{-2}$

TAB. B.2 – Coefficients des fonctions de projection hydrostatiques et humides [Niell, 1996].

B.2.3 L'Isobaric Mapping Function (IMF)

Le modèle de [Niell, 2000] repose sur l'utilisation de données issues de modèles météorologiques fournissant les informations *in situ* décrivant l'état de l'atmosphère au moment de l'observation.

La IMF_h

La fonction de projection hydrostatique de l'IMF (IMF_h) suit le formalisme de l'équation (B.16).

On note $z_{g,200}$ l'altitude géopotentielle de l'isobare à 200hPa. Les coefficients de (B.16) sont alors donnés par :

$$\begin{aligned} a &= a_\phi + \delta a \delta z_\phi \cdot (z_{g,200} - z_{g,ref}) \\ b &= b_0^m \\ c &= c_0^m + c_1^m \cdot \cos [2(\phi - \phi_{c,0})] \end{aligned}$$

Avec :

$$\begin{aligned} a_\phi &= a_{0,0} + a_{0,1} \cdot \cos [2(\phi - \phi_{a,0})] \\ \delta a \delta z_\phi &= \delta a \delta z_0 + \delta a \delta z_1 \cdot \cos [2(\phi - \phi_{d,0})] \\ z_{g,ref} &= z_{g,0} + z_{g,1} \cdot \cos [2(\phi - \phi_{z,0})] \end{aligned}$$

Les constantes utilisées sont données tableau B.3.

Constante	Valeur
$a_{0,0}$	0,00124
$a_{0,1}$	0,0005
$\phi_{a,0}$	2,0
$\phi_{c,0}$	0,0
$\phi_{d,0}$	0,0
$\phi_{z,0}$	3,0
$\delta a \delta z_0$	$7,4 \cdot 10^{-8}$
$\delta a \delta z_1$	$-1,6 \cdot 10^{-8}$
b_0^m	0,002905
c_0^m	0,0634
c_1^m	0,0014
$z_{g,0}$	11836,0
$z_{g,1}$	619,0

TAB. B.3 – Constantes de l'IMF_h. Source : [Niell, 2004]

Un terme de correction de la hauteur est ajouté à la fonction de projection hydrostatique (même forme que pour la NMF_h) :

$$\Delta m(E) = h_{sol} \cdot \left(\frac{1}{\sin E} - \frac{1 + \frac{a_{ht}}{1 + \frac{b_{ht}}{1 + c_{ht}}}}{\sin(E) + \frac{a_{ht}}{\sin(E) + \frac{b_{ht}}{\sin(E) + c_{ht}}}} \right)$$

h_{sol} est la hauteur du point au-dessus du niveau moyen des mers en km. Les coefficients, déterminés par moindres carrés, diffèrent légèrement par rapport à ceux de

la NMF_h : $a_{ht} = 2,53 \cdot 10^{-5}$, $b_{ht} = 5,49 \cdot 10^{-5}$ et $c_{ht} = 1,14 \cdot 10^{-5}$. Cette correction est valable pour des hauteurs allant du sol jusqu'à environ 8000 m.

En comparant les retard issus d'un *ray-tracing* à ceux obtenus à l'aide de la NMF_h, [Niell, 2000] montre que les améliorations de l'IMF atteignent un facteur 2.

La IMF_w

La fonction de projection humide proposée par [Niell, 2000] (IMF_w) suit le même formalisme que l'équation (B.16). Elle utilise un nouveau paramètre, noté *smfw3* et nommé paramètre humide.

$$smfw3 = \frac{\Delta L_{z,tropo}^w}{\Delta L_{tropo}^w(3,3^\circ)} \quad (B.19)$$

Les coefficients a , b et c sont donnés par :

$$\begin{aligned} a &= (smfw3 - smfw0) \cdot \delta a \delta s + a_0 + a_{ht} \cdot h_{sol} \\ b &= (smfw3 - smfw0) \cdot \delta b \delta s + b_0 \\ c &= (smfw3 - smfw0) \cdot \delta c \delta s + c_0 \end{aligned}$$

Les constantes utilisées sont données tableau B.4.

Constante	Valeur
a_0	$6,8827 \cdot 10^{-4}$
b_0	$1,3503 \cdot 10^{-3}$
c_0	$3,9647 \cdot 10^{-2}$
a_{ht}	$-1,6580 \cdot 10^{-7}$
$\delta a \delta s$	$-2,0795 \cdot 10^{-4}$
$\delta b \delta s$	$1,8882 \cdot 10^{-4}$
$\delta c \delta s$	$4,8581 \cdot 10^{-3}$
$smfw0$	15,5

TAB. B.4 – Constantes de l'IMF_w. Source : [Niell, 2004]

Selon [Niell, 2000], en comparant des retards humides issus de *ray-tracing*, l'amélioration apportée par l'IMF_w est de l'ordre de 25% par rapport à la fonction de projection humide [Niell, 1996].

B.2.4 La Vienna Mapping Function (VMF)

[Boehm et Schuh, 2003] présente la version initiale de la VMF. Elle repose sur l'utilisation de profils thermodynamiques et d'un algorithme de *ray-tracing*.

Ray-tracing

À partir de profils thermodynamiques (P , T , RH), on modélise une atmosphère à symétrie sphérique. On considère la transition entre les couches d'indice i et $i + 1$. Entre ces 2 couches, le rayon suit le trajet géométrique :

$$ds_i = -r_i \sin E_i + \sqrt{r_{i+1}^2 - r_i^2 \cos^2 E_i}$$

Calcul de la fonction de projection

Les fonctions de projection hydrostatiques et humides recherchées suivent le même formalisme que l'équation (B.16).

VMF rigoureuse :

À partir de l'algorithme de *ray-tracing* précédemment décrit, la fonction de projection est déterminée pour différentes élévations, de 3,3 à 90°. Les coefficients a , b et c sont alors ajustés par la méthode des moindres carrés pour les fonctions de projection humide et hydrostatique pour chaque époque (résolution temporelle de 6 h). Bien que donnant de bons résultats, cette méthode est abandonnée car nécessitant des temps de calcul relativement importants ([Boehm et Schuh, 2003]). Elle est donc uniquement utilisée pour la validation de l'approche suivante ([Boehm et Schuh, 2004]).

VMF (fast) :

Au lieu de déterminer les paramètres a , b , c pour chaque fonction de projection déterminée par *ray-tracing*, la fonction de projection est uniquement calculée pour une élévation d'incidence du signal de 3,3°. À partir de l'algorithme de *ray-tracing* précédemment décrit, l'élévation géométrique du satellite est déterminée. Les coefficients a_h et a_w sont ensuite directement obtenus en inversant l'équation (B.16) et en utilisant les coefficients b et c fournis par l'IMF_h et la NMF_w ([Boehm et Schuh, 2003] et [Boehm et Schuh, 2004]).

Les coefficients b et c pour la VMF_h :

$$\begin{aligned} b_h &= 0,002905 \\ c_h &= 0,0634 + 0,0014 \cdot \cos 2\phi \end{aligned}$$

Les coefficients b et c pour la VMF_w :

$$\begin{aligned} b_w &= 0,00146 \\ c_w &= 0,04391 \end{aligned}$$

Enfin, un terme de correction de la hauteur est ajouté à la fonction de projection hydrostatique, de manière similaire à [Niell, 1996].

VMF1 :

La VMF1, première évolution de la VMF, est présentée dans [Boehm *et al.*, 2006b]. Elle est basée sur le même principe que la VMF (fast), les seules différences intervenant lors du calcul des coefficients b_h et c_h de la fonction de projection hydrostatique. Les coefficients b_w et c_w sont conservés. Les coefficients b_h et c_h pour la VMF1_h sont déterminés à partir des profils thermodynamiques issus des réanalyses du centre européen de météorologie sur 40 ans (ERA-40) :

$$\begin{aligned} b_h &= 0,0029 \\ c_h &= c_0 + \left[\left[\cos \left(2\pi \frac{t - t_0}{365,25} + \psi \right) + 1 \right] \cdot \frac{c_{11}}{2} + c_{10} \right] \cdot (1 - \cos \phi) \end{aligned}$$

Les valeurs des coefficients c_0 , ψ , c_{11} et c_{10} dépendent de l'hémisphère (tableau B.5). Les coefficients b_w et c_w pour la VMF1_w restent inchangés par rapport à la VMF_w. [Boehm *et al.*, 2006a] souligne l'apport des fonctions de projection du type VMF par

Hémisphère	c_0	c_{11}	c_{10}	ψ
Nord	0.062	0.000	0.006	0
Sud	0.062	0.001	0.006	π

TAB. B.5 – Coefficients de la fonction de projection hydrostatique de [Boehm *et al.*, 2006b]

rapport à la NMF.

B.2.5 La *Global Mapping Function* (GMF)

La GMF ([Boehm *et al.*, 2006a]) est basée sur des données météorologiques du centre européen de météorologie et de prévision (ECMWF). Elle est sensée compléter la VMF là où les coefficients de celle-ci ne sont pas disponibles. [Boehm *et al.*, 2006a] utilise les réanalyses ERA40 du centre européen entre septembre 1999 et août 2002 (champ de pression, température et humidité sur une grille $15^\circ \times 15^\circ$). Les fonctions de projection humide et hydrostatique suivent toujours la forme de l'équation (B.16).

À partir des données météorologiques et en utilisant les coefficients b_h , c_h , b_w et c_w de la VMF1 ([Boehm *et al.*, 2006a]), les coefficients a_h et a_w sont ajustés à partir d'un unique *ray-tracing* à $3,3^\circ$ d'élévation. Les coefficients a ainsi ajustés sont de la forme :

$$a = a_0 + A \cdot \cos\left(2\pi \frac{\text{doy} - 28}{365}\right)$$

La valeur moyenne a_0 et l'amplitude annuelle A sont déterminées par ajustement des paramètres a en chaque point de la grille. Ces deux paramètres sont ensuite décomposés en une série d'harmoniques sphériques d'ordre 9.

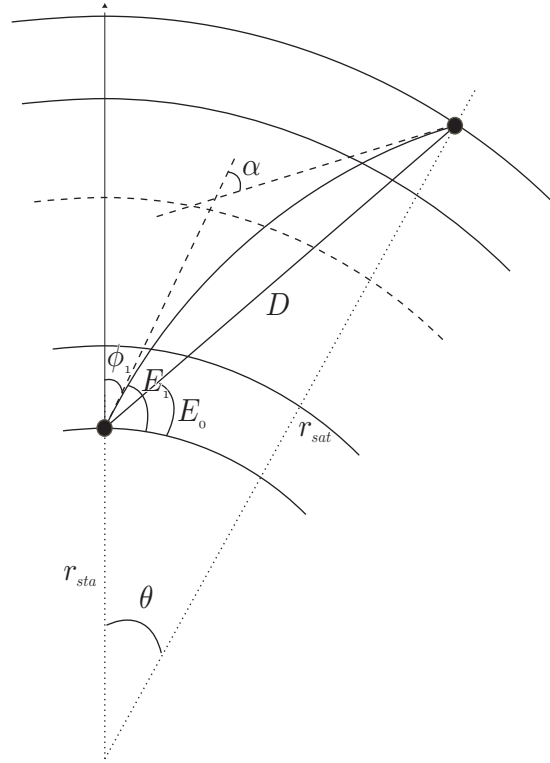
$$a_o = \sum_{n=0}^9 \sum_{m=0}^n n P_{nm} \sin(\phi) (A_{nm} \cos(m\lambda) + B_{nm} \sin(m\lambda))$$

Comme pour [Niell, 1996], un terme de correction de l'altitude est ajouté à la fonction de projection hydrostatique (équation (B.17)).

Les résultats présentés par [Boehm *et al.*, 2006a] montrent une diminution significative du biais entre le *ray-tracing* de référence et la GMF par rapport à la NMF et ainsi une amélioration de la détermination de la composante hydrostatique ([Boehm *et al.*, 2006a]).

B.3 Calcul d'une fonction de projection à partir d'un profil vertical atmosphérique

Cette méthode analytique est présentée dans [Rocken *et al.*, 2001]. Elle consiste à calculer le chemin optique total entre le sol et un satellite, à partir d'un profil thermodynamique permettant de décrire une atmosphère à symétrie sphérique.

FIG. B.4 – Méthode de [Rocken *et al.*, 2001] : géométrie du problème

On part de la définition du chemin électromagnétique L (équation (B.5)). En utilisant les coordonnées polaires au centre de la terre et en appliquant la loi de Bouguer, on a :

$$a = rn \sin(\phi) = rn \frac{rd\theta}{dl} = cte \quad (\text{B.20})$$

Avec :

$$dl = \sqrt{dr^2 + r^2 d\theta^2} \quad (\text{B.21})$$

D'où :

$$dl = \frac{r n dr}{\sqrt{n^2 r^2 - a^2}} \quad (\text{B.22})$$

On pose alors $x = r \cdot n$. On a donc : $dx = ndr + rdn$. À partir des équations B.22 et (B.5) on obtient ainsi :

$$L = \int_{x_{sol}}^{x_{sat}} \frac{(1 - xm') x dx}{\sqrt{x^2 - a^2}} \quad (\text{B.23})$$

Où $m' = \frac{d \ln(n)}{dx}$.

On définit la courbure α :

$$\alpha = \int_{sol}^{sat} \frac{dl}{R_c} \quad (\text{B.24})$$

Où R_c est le rayon de courbure du trajet.

Après calcul, on obtient la formulation suivante de α .

$$\alpha = -a \cdot \int_{x_{sol}}^{x_{sat}} \frac{m' dx}{\sqrt{x^2 - a^2}} \quad (\text{B.25})$$

On en déduit :

– L'angle au centre θ :

$$\theta = \phi_1 - \arcsin\left(\frac{a}{r_{sat}}\right) + \alpha \quad (\text{B.26})$$

– L'élévation du trajet direct E_0 :

$$E_0 = \arctan\left(\frac{r_{sat} \cos \theta - r_{sol}}{r_{sat} \sin \theta}\right) \quad (\text{B.27})$$

– La longueur du trajet direct D :

$$D = \sqrt{r_{sol}^2 + r_{sat}^2 - 2r_{sol}r_{sat} \cos \theta} \quad (\text{B.28})$$

$$= -r_{sol} \sin E_0 + \sqrt{r_{sat}^2 - r_{sol}^2 \cos^2 E_0} \quad (\text{B.29})$$

On définit alors les retards troposphériques hydrostatique et humide :

$$\Delta L_h^{tropo} = \int_{x_{sta}}^{x_{sat}} \frac{n_h}{n} \cdot \frac{(1 - xm') dx}{\sqrt{x^2 - a^2}} - D \quad (\text{B.30})$$

$$\Delta L_w^{tropo} = \int_{x_{sta}}^{x_{sat}} \frac{n_w - 1}{n} \cdot \frac{(1 - xm') dx}{\sqrt{x^2 - a^2}} \quad (\text{B.31})$$

Avec :

$$n_h = 1 + 10^{-6} N_h$$

$$n_w = 1 + 10^{-6} N_w$$

On vérifie bien : $n = n_h + n_w - 1$.

On peut noter que le retard hydrostatique inclut à la fois le ralentissement dû à la réfractivité hydrostatique et la courbure, alors que le retard humide inclut uniquement le ralentissement dû à la réfractivité humide.

On calcule ensuite les retards pour différentes élévations E (élévation d'incidence du trajet de l'onde GPS), on en déduit une grille d'élévation apparente $E_0(E)$ (ou élévation géométrique). On introduit ensuite une nouvelle grille E'_0 d'élévation géométrique de laquelle on déduit par interpolation par spline cubique la grille correspondante E' d'élévation d'incidence sur laquelle on interpole les retards.

$$\Delta L^{tropo}(E) \mapsto \Delta L^{tropo}(E_0) \mapsto \Delta L^{tropo}(E') \mapsto \Delta L^{tropo}(E'_0) \quad (\text{B.32})$$

B.4 Modélisation des gradients horizontaux dans les logiciels GPS

Les modélisations présentées précédemment supposent toutes une atmosphère à symétrie sphérique. Les asymétries de l'atmosphère selon l'azimut sont modélisées au premier ordre par les gradients horizontaux.

On suppose que les variations de la réfractivité au sein d'une couche sont linéaires. D'après la géométrie de la figure B.5, on peut écrire :

$$N(M) = N(P) + \vec{x} \cdot \vec{\nabla} \quad (\text{B.33})$$

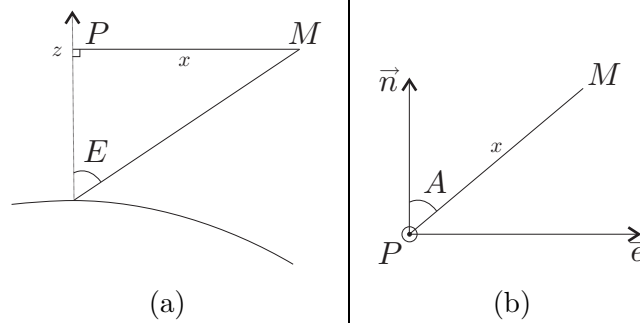


FIG. B.5 – Modélisation des gradients atmosphériques : géométrie du problème : à gauche, vue de coté (a), à droite vue de dessus (b). M est le point observé, E son élévation géométrique, P son projeté sur la verticale du site d'observation.

On note D_{az} le retard troposphérique dû aux gradients.

$$D_{az} \doteq 10^{-6} \int_0^{+\infty} \vec{x} \cdot \vec{\nabla} N(s) ds \quad (\text{B.34})$$

$$= 10^{-6} m(E) \int_0^{+\infty} \vec{x} \cdot \vec{\nabla} N(z) dz \quad (\text{B.35})$$

$$(\text{B.36})$$

Avec $ds = m(E)dz$, $m(E)$ étant une fonction de l'élévation.

D'après la géométrie du problème, on a :

$$\vec{x} = \frac{z}{\tan E} (\cos A \vec{n} + \sin A \vec{e}) \quad (\text{B.37})$$

D'où,

$$D_{az} = 10^{-6} \frac{m(E)}{\tan \epsilon} (\cos A \vec{n} + \sin A \vec{e}) \cdot \int_0^{+\infty} \vec{\nabla} N(z) z dz \quad (\text{B.38})$$

On pose :

$$\begin{aligned} \vec{\gamma} &= 10^{-6} \int_0^{+\infty} \vec{\nabla} N(z) z dz \\ &= \gamma_n \vec{n} + \gamma_e \vec{e} \end{aligned} \quad (\text{B.39})$$

et :

$$m_{az}(E) = \frac{m(E)}{\tan E} \quad (\text{B.40})$$

On obtient alors la formulation suivante des gradients atmosphériques :

$$D_{az} = m_{az}(E) \cdot (\cos A \gamma_n + \sin A \gamma_e) \quad (\text{B.41})$$

On trouve dans la littérature différentes formulations de la fonction de projection m_{az} ([Herring, 1992], [Davis *et al.*, 1993], [Chen et Herring, 1997]). [Bar-Sever *et al.*, 1998] établit que les résultats obtenus en utilisant différentes fonctions de projection sont équivalents.

L'impact des gradients sur l'estimation des coordonnées est étudié de manière approfondie par [Miyazaki *et al.*, 2003]. En utilisant un modèle paramétrique simple et une constellation GPS semblable à celle utilisée par [Santerre, 1991], [Miyazaki

et al., 2003] formalise une relation entre l'erreur de positionnement et les gradients horizontaux pour un angle de coupure de 15° .

$$\Delta x_e = -5,1 \cdot \gamma_e \text{ [m]}$$

$$\Delta x_n = -6,3 \cdot \gamma_n \text{ [m]}$$

$$\Delta x_h = 2,4 \cdot \gamma_n \text{ [m]}$$

Où Δx_e , Δx_n et Δx_h représentent respectivement l'erreur sur les coordonnées Est, Nord et Verticale.

[Davis *et al.*, 1993] présente des gradients moyens de l'ordre de 1 mm, la valeur maximale observée étant d'environ 8 mm. [Ruffini *et al.*, 1999] mesure des gradients relativement variables pouvant atteindre 2 mm. Combinant les gradients totaux estimés par GPS et les gradients humides obtenus par radiomètre, [Bar-Sever *et al.*, 1998] présente des gradients hydrostatiques de l'ordre de 0,6 mm.

Annexe C

Le lidar Rameau

C.1 Généralités sur la technique lidar

C.1.1 Principe du lidar

Le lidar (acronyme de *LIght Detection And Ranging*) est un système de télédétection active dont le fonctionnement est similaire à celui du radar, la seule différence intervenant au niveau des longueurs d'onde utilisées (domaine optique pour le lidar). Le fonctionnement du lidar repose sur l'émission par laser d'une impulsion monochromatique (de longueur d'onde balayant le spectre [200 nm-1000 nm]). L'impulsion est diffusée par les molécules gazeuses et les particules composant l'atmosphère ; une partie du signal incident est rétrodiffusée et peut alors être détectée. L'énergie rétrodiffusée est collectée par un système de réception optique (télescope par exemple) et transmise à un détecteur photonique (photomultiplicateur, noté PM) transformant cette énergie en un signal électrique proportionnel à la puissance reçue. La mesure de la durée séparant l'émission de l'impulsion et la réception de l'énergie rétrodiffusée permet, grâce à la connaissance de la vitesse de propagation de la lumière dans l'atmosphère, l'estimation de la distance entre le lidar et le constituant diffuseur (figure C.1).

Le signal mesuré fournit alors des informations sur la nature, la position et la concentration de diffuseurs atmosphériques. Le choix de la longueur d'onde d'émission détermine comment les photons émis par le laser interagissent avec les constituants atmosphériques (diffusion, absorption, fluorescence).

C.1.2 Différents types de lidars

On distingue selon leur mode de fonctionnement différents types de lidar. Parmi ceux-ci, on peut citer le lidar à rétrodiffusion, le lidar DIAL et enfin, le lidar Raman.

Lidar à rétrodiffusion : On se place ici dans le cas des diffusions de type Rayleigh/Mie. On mesure le signal rétrodiffusé de manière élastique (pas d'échange d'énergie) par les molécules et particules composant l'atmosphère. Le signal mesuré permet alors de restituer l'évolution temporelle de l'atmosphère en terme de contenu en particules (aérosols, molécules).

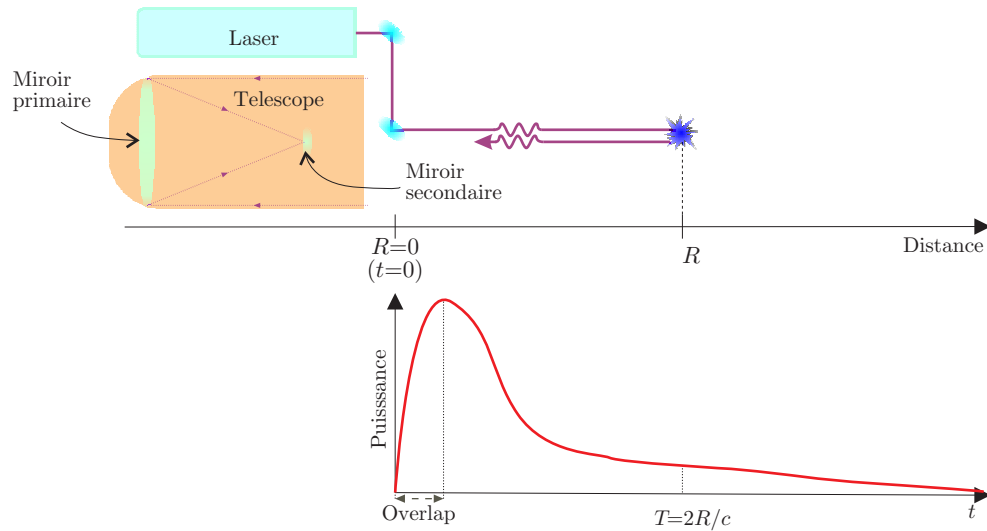


FIG. C.1 – Principe de la mesure lidar : une impulsion est émise par le laser à $t = 0$. La puissance collectée par le télescope à $t = 2R/c$ est la puissance rétrodiffusée par la couche atmosphérique située à une distance R du système de réception.

Lidar DIAL : La mesure DIAL (pour *Differential Absorption Lidar*) repose sur la comparaison des signaux rétrodiffusés issus de deux impulsions laser de longueurs d'onde situées à l'intérieur et à l'extérieur d'un pic d'absorption d'un constituant donné. Le rapport des deux signaux mesurés est alors proportionnel à la quantité d'énergie absorbée par le constituant sondé et donc à sa concentration. La technique DIAL peut être par exemple utilisée pour la détection de vapeur d'eau ([Bruneau *et al.*, 2001b,a; Wulfmeyer et Bösenberg, 1998]), d'ozone ([Reichardt *et al.*, 2000]) ou de CO_2 ([Koch *et al.*, 2004]).

Lidar Raman : On s'intéresse ici à la faculté des molécules à diffuser l'onde incidente en décalant la longueur d'onde (diffusion inélastique car liée à un échange d'énergie). Pour une onde émise à une longueur d'onde donnée, le décalage sur l'onde rétrodiffusée est caractéristique de la molécule rencontrée ; l'énergie alors mesurée est proportionnelle à la concentration du constituant sondé. La technique Raman peut être utilisée pour la détection de vapeur d'eau, d'ozone ou de CO_2 .

C.2 Diffusion Raman

L'analyse de l'onde rétrodiffusée par une molécule met en évidence l'existence de deux fréquences de diffusion dérivées, décalées de la même quantité de la fréquence d'excitation. Ce décalage en fréquence est dû au changement d'état vibrationnel - rotationnel de la molécule rencontrée et est relié à la différence d'énergie des états de la molécule impliquée dans cette transition.

Les règles de sélection pour les transitions Raman de molécules linéaires et diatomiques permettent des transitions pour les états vibrationnels et rotationnels $\delta v = 0, \pm 1$ et $\delta J = 0, \pm 2$ où v et J sont respectivement les nombres quantiques de vibration et de rotation de la molécule ([Inaba, 1976]). Ces changements d'état s'accompagnent d'un changement de niveau d'énergie, les lois de conservation de

l'énergie imposant alors l'émission d'un photon de longueur d'onde décalée par rapport au photon incident.

Dans le cas d'un changement d'état vibrationnel accompagné d'une diminution d'énergie ($\Delta v = +1$), on parle pour la composante diffusée de raie Stokes ; dans le cas inverse ($\Delta v = -1$), on parle de raie anti-Stokes [Measures, 1984]. On appelle branche Q la fréquence de diffusion sans transition rotationnelle ($\Delta J = 0$), les branches S et O sont définies respectivement par des changements d'état rotationnel $\Delta J = +2$ et $\Delta J = -2$.

Figure C.2, on détaille le type de diffusion en fonction de la transition entre l'état initial et l'état après excitation par l'onde incidente. L'intensité du spectre anti-Stokes est plus faible que celle du spectre Stokes ([Inaba, 1976]). La bande Stokes est donc sélectionnée dans tous les systèmes lidar Raman existants. Notons également que la section efficace de rétrodiffusion Raman est de l'ordre de $10^{-29} \text{cm}^2 \cdot \text{sr}^{-1}$ à $10^{-30} \text{cm}^2 \cdot \text{sr}^{-1}$ contre $10^{-26} \text{cm}^2 \cdot \text{sr}^{-1}$ à $10^{-27} \text{cm}^2 \cdot \text{sr}^{-1}$ pour la diffusion Rayleigh, soit 2 à 5 ordres de grandeur de plus.

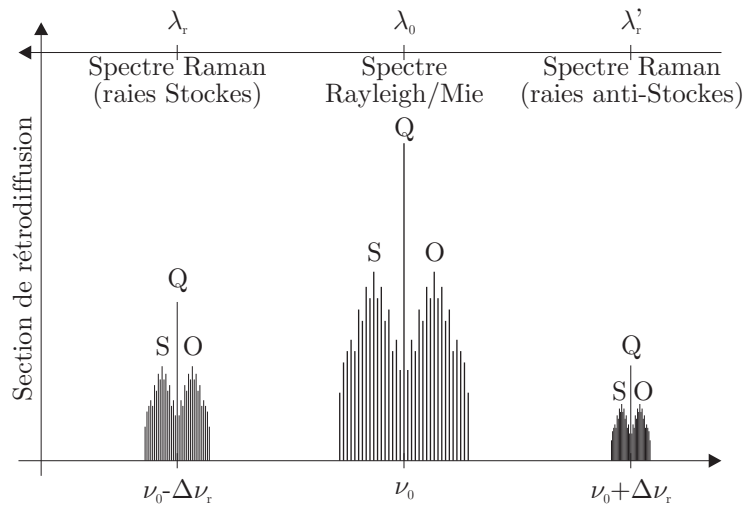


FIG. C.2 – Spectre de diffusion pour une onde incidente de longueur d'onde λ donnée. Une diffusion à une longueur d'onde (fréquence) plus élevée (plus faible) correspond aux raies Stokes ($\Delta v = +1$) et est accompagnée par une augmentation de l'énergie du photon rétrodiffusé. Chaque raie est centrée sur une branche (Q) correspondant à un état vibrationnel pur ; de part et d'autre, on observe la branche O ($\Delta J = -2$) et S ($\Delta J = +2$). Le spectre de diffusion Rayleigh/Mie correspond à une transition nulle ($\Delta v = 0, \Delta J = 0$), autour duquel on observe le spectre de diffusion Raman rotationnel pur ($\Delta v = 0, \Delta J = \pm 2$) ([Inaba, 1976]).

Les décalages Raman en fréquence de la branche Q, caractéristiques de différentes molécules de l'atmosphère, sont présentés sur la figure C.3.

Pour un décalage $\Delta \nu_r$ sur la fréquence excitatrice ν_0 , le décalage correspondant sur la longueur d'onde est donné par :

$$\lambda_r = [\lambda_0^{-1} + \Delta \nu_r]^{-1} \quad (\text{C.1})$$

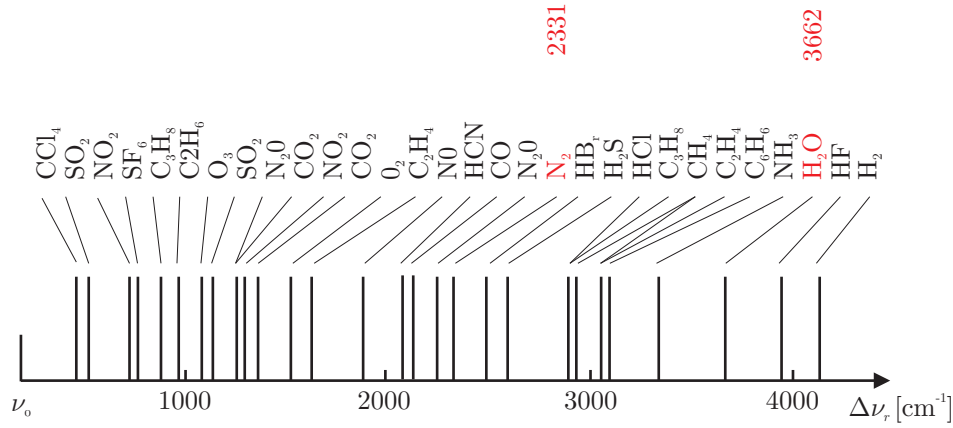


FIG. C.3 – Décalage Raman en fréquence [cm^{-1}] de la branche Q pour différentes molécules présentes dans l'atmosphère. En rouge, les décalages Raman des molécules azote et vapeur d'eau auxquelles nous nous intéressons par la suite. [Measures, 1984]

C.3 Mesure de vapeur d'eau par lidar Raman

C.3.1 Mesure de rapport de mélange de vapeur d'eau

La mesure de vapeur d'eau par lidar Raman repose sur le principe de diffusion Raman précédemment décrit. On s'intéresse aux signaux Raman rétrodiffusés par les molécules de vapeur d'eau ($\Delta\nu_r = 3662 \text{ cm}^{-1}$, soit $\Delta\lambda_r = 58 \text{ nm}$) et d'azote ($\Delta\nu_r = 2331 \text{ cm}^{-1}$, soit $\Delta\lambda_r = 32 \text{ nm}$).

L'équation lidar du processus Raman, reliant puissance émise et puissance mesurée [Measures, 1984] peut s'écrire sous la forme :

$$P_{\lambda_r}^r(s) = P_{\lambda_0}^0 T(0, s, \lambda_0) T(s, 0, \lambda_r) n(s) \frac{d\sigma_{\lambda_r}(\lambda_0, \pi)}{d\Omega} \frac{A}{s^2} O(s) \Delta s \quad (\text{C.2})$$

Avec :

$P_{\lambda_r}^r$: puissance mesurée par le capteur à λ_r .

$P_{\lambda_0}^0$: puissance émise par le laser à λ_0 .

s : distance entre le lidar et la couche sondée.

λ : longueur d'onde d'émission.

λ_r : longueur de diffusion Raman.

$T(0, s, \lambda_0)$: transmission atmosphérique à λ_0 , du laser à la couche détectée.

$T(s, 0, \lambda_r)$: transmission atmosphérique à λ_r , de la couche détectée au laser.

$n(s)$: densité du constituant sondé à la distance s .

$\frac{d\sigma_{\lambda_r}(\lambda_0, \pi)}{d\Omega}$: section efficace de rétrodiffusion Raman du constituant sondé.

A : surface de réception du télescope.

$O(s)$: fonction de recouvrement à la distance s (*Overlap*).

Δs : résolution spatiale du système.

Détaillons maintenant les termes essentiels de l'équation lidar (C.2).

La puissance reçue par le système est directement liée à la puissance émise : plus la source d'énergie est importante, plus le signal reçu est élevé. Elle dépend directement

de l'atténuation par les molécules et particules atmosphériques via les transmissions aller et retour. Elle est de plus proportionnelle à la densité du constituant sondé, cette propriété est la base du sondage atmosphérique par la technique Raman.

La section efficace de rétrodiffusion Raman caractérise l'intensité de la rétrodiffusion par la molécule sondée. Les valeurs de section efficace de rétrodiffusion Raman sont déterminées expérimentalement (de manière plus ou moins précise) pour différents constituants (voir par exemple [Hinkley, 1976] pour des valeurs numériques). La fonction d'« overlap » caractérise le recouvrement des systèmes d'émission et de réception et correspond concrètement à la portion de la tache laser effectivement observée par le télescope. Enfin, la résolution spatiale du système est fixée par la fréquence d'échantillonnage du système d'acquisition.

L'équation (C.2) fournit la puissance mesurée au niveau du système de réception. Le signal correspondant mesuré par le système de détection s'écrit sous la forme :

$$S_{\lambda_r}^r(s) = C_{\lambda_r} \cdot P_{\lambda_r}^r(s) + B_{\lambda_r} \quad (\text{C.3})$$

Avec :

C_{λ_r} : efficacité du système de détection pour la longueur d'onde λ_r lors de la numérisation du signal.

B_{λ_r} : bruit électrique et de fond de ciel pour la longueur d'onde (λ_r).

Le type du signal mesuré dépend du mode de fonctionnement du capteur utilisé. Si la puissance rétrodiffusée est suffisamment élevée, on travaille usuellement en mode analogique, et on mesure une tension proportionnelle à la puissance reçue. Pour une puissance faible, on utilise des capteurs en mode comptage de photons, beaucoup plus sensibles mais beaucoup moins adaptés aux puissances élevées pour cause de saturation.

La diffusion Raman étant un phénomène assez faible, on travaille usuellement en mode comptage de photons. Le signal mesuré suit alors une statistique poissonnienne. Cette statistique est caractérisée par une augmentation du rapport signal-à-bruit pour une augmentation du signal reçu : les signaux importants ont ainsi l'incertitude la plus faible. En fonction du signal mesuré, le rapport signal-à-bruit (RSB) est donné par :

$$RSB_{\lambda_r}(s) = \frac{S_{\lambda_r}^r(s) - B_{\lambda_r}}{\sqrt{S_{\lambda_r}^r(s)}} \quad (\text{C.4})$$

Les limitations des mesures lidar Raman concernent principalement les conditions météorologiques et le bruit dû au fond de ciel. Des conditions de temps clair sont les plus favorables à la mesure lidar. La présence de nuages entraîne une forte détérioration du signal, l'impulsion laser ne parvenant pas à les traverser. La mesure par temps de pluie est quant à elle à proscrire, la rétrodiffusion par les gouttelettes de pluie limitant toute autre mesure. Le fond de ciel entraîne une forte détérioration du signal pour des mesures de jour, en particulier sur la voie vapeur d'eau (où le signal mesuré est le plus faible). Un filtrage efficace du signal est obligatoire pour limiter ce phénomène.

À partir des signaux azotes et vapeur d'eau, on cherche à déterminer le rapport de mélange de la vapeur d'eau dans l'air :

$$r_{H_2O} = \frac{m_{H_2O}}{m_d} \quad (\text{C.5})$$

Où m_{H_2O} est la masse de vapeur d'eau et m_d la masse d'air sec dans un volume donné.

L'azote étant uniformément mélangé dans l'atmosphère jusqu'à environ 80 km [Triplet et Roche, 1977], le signal mesuré sur la canal azote est proportionnel à la densité de l'air sec. On peut alors écrire :

$$r_{H_2O} = \frac{n_{H_2O}}{n_{N_2}} \cdot \frac{M_{H_2O}}{M_d} \cdot r_{N_2} \quad (C.6)$$

Où n désigne la densité du constituant et M sa masse moléculaire. En remplaçant n_{H_2O} et n_{N_2} par leur expression en termes de signaux Raman, l'expression du rapport de mélange r_{H_2O} devient :

$$r_{H_2O}(s) = \frac{M_{H_2O}}{M_d} r_{N_2} \frac{C_{\lambda_{N_2}}}{C_{\lambda_{H_2O}}} \frac{T(s, 0, \lambda_{N_2})}{T(s, 0, \lambda_{H_2O})} \frac{\frac{d\sigma_{\lambda_{N_2}}(\lambda_0, \pi)}{d\Omega}}{\frac{d\sigma_{\lambda_{H_2O}}(\lambda_0, \pi)}{d\Omega}} \frac{S_{\lambda_{H_2O}}^r(s) - B_{\lambda_{H_2O}}}{S_{\lambda_{N_2}}^r(s) - B_{\lambda_{N_2}}} \quad (C.7)$$

Le calcul du rapport de mélange présente l'avantage d'éliminer une partie des termes instrumentaux ainsi que les transmissions atmosphériques aller. Les erreurs sur les transmissions atmosphériques retour (à λ_{H_2O} et λ_{N_2}) sont réduites grâce au rapport des deux signaux. Il n'est pas non plus nécessaire de connaître précisément chacune des sections efficaces de rétrodiffusion Raman, seul leur rapport étant nécessaire. Ceci présente un net avantage au vu de la difficulté à déterminer précisément la valeur de la section efficace de rétrodiffusion Raman de la vapeur d'eau.

On observe dans l'équation (C.7) que la précision sur l'estimation du rapport de mélange dépend implicitement de la connaissance du rapport des efficacités optiques de chacune des voies ($C_{\lambda_{N_2}}$ et $C_{\lambda_{H_2O}}$) qui doivent donc être déterminées expérimentalement lors de l'étalonnage du système.

Système		EPFL JFJ Lidar ^a	OHP ^b	CARL ^c	GSCF SRL ^d
Émission	Laser	Nd :Yag	Nd :Yag	Nd :Yag	Nd :Yag
	Énergie [mJ]	80	300	300	300
	Longueur d'onde [nm]	355	532	355	355
	Fréquence [Hz]	20-150	50	30	30
	Visée	Z	Z	Z	S
Réception	Type	Newton	Newton	Newton	Newton Newton
	Diamètre [m]	0,2	0,9	0,6	0,3 (LL) 0,8 (UL)
Détection	Période	N	N	D N	D N
	Portée	4-5 km	<7 km 7-12 km	4 km 12 km	5 km 12 km
	Résolution temporelle	1-2 h	2 h	2-10 min	2-60 min
	Résolution spatiale	75-150 m	75 m 150-400 m	78-500 m 78-312 m	60-600 m
	Précision	5%	10% 20-30%	2% 5%	10%
	Seuil détection	$10^{-2} \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$	$10^{-2} \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$	$2 \cdot 10^{-3} \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$?
Acquisition	Système	-	-	-	-

TAB. C.1 – Caractéristiques des mesures de vapeur d'eau par lidar Raman pour différents systèmes. Les visées « Z » correspondent à des visées zénithales (verticales), les visées « S » à des visées obliques. Le champ « Période » désigne la période d'observation : nuit (N) ou jour (D). Les valeurs présentées sont celles annoncées dans la littérature.

^aJungfraujoch Lidar Raman de l'EPFL, situé à 3500 m d'altitude, [Larchevêque, 2002; Balin, 2004].

^bLidar Raman de l'OHP, [Sherlock, 1998; Sherlock *et al.*, 1999a,b].

^cCloud and Radiation Raman Lidar de l'ARM, [Goldsmith *et al.*, 1998; Turner *et al.*, 2002; Revercomb *et al.*, 2003].

^dGoddard Space Flight Center's Scanning Raman Lidar de la NASA, [Whiteman *et al.*, 2005, 2006]. Deux types de télescopes pour la réception : un premier pour les couches les plus basses (*Lower Layer*, LL) un second pour les couches supérieures (*Upper Layer*, UL)

C.3.2 Instrumentation

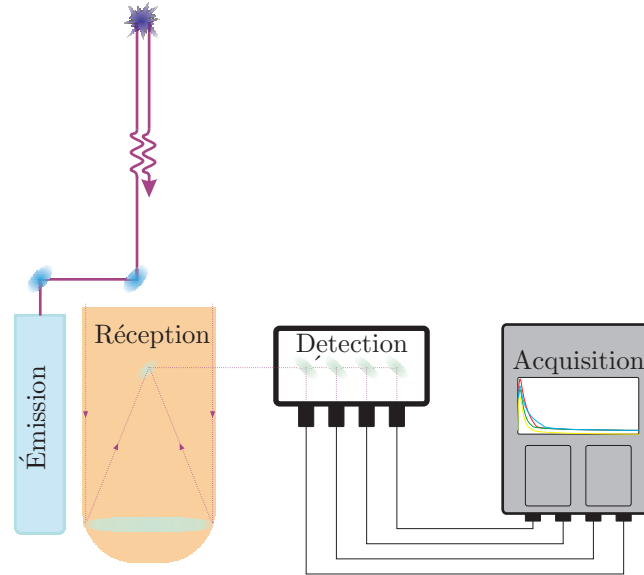


FIG. C.4 – Description d’un système lidar Raman. L’impulsion envoyée par le système d’émission (laser) est rétrodiffusée puis récoltée par le système de réception (téléscope) et enfin transmis au système de détection. Celui-ci transforme l’onde lumineuse en signal électrique qui est transmis au système d’acquisition.

Émission : Le système d’émission consiste en un laser fonctionnant dans l’ultra-violet de préférence ($\lambda < 500$ nm) pour une meilleure efficacité de la diffusion Raman (diffusion proportionnelle à $\frac{1}{\lambda^4}$) ([Goldsmith *et al.*, 1998]). Une fréquence de tir élevée ainsi qu’une énergie d’émission importante permettent de mesurer une plus grande quantité de signal rétrodiffusé et d’atteindre les couches atmosphériques les plus hautes.

Réception : Le dispositif de réception se compose d’un télescope. Plus sa surface de réception (miroir primaire) est grande, plus la quantité de signal mesuré est importante. Ceci est cependant nuancé par le fait qu’une surface de réception étendue entraîne la mesure d’une plus grande quantité de bruit (fond de ciel). De plus, les surfaces de réception importante induisent un encombrement important du système

Détection : Le signal est transmis au système de détection par fibre optique ou par simple système de renvoi. Le système de détection sépare alors le signal mesuré en fonction des longueurs d’ondes d’intérêt. Des filtres interférentiels étroits permettent une bonne sélection du signal utile pour en particulier éliminer efficacement la lumière parasite (fond de ciel). Une bonne efficacité de l’ensemble du système optique (bonne transmission) permet d’augmenter la qualité du signal mesuré. Une fois les signaux séparés, des photomultiplicateurs (PM) transforment l’énergie reçue en une impulsion électrique transmise au dispositif d’acquisition.

Acquisition : Le système d’acquisition peut se présenter sous la forme d’un rack d’acquisition ou d’un oscilloscope. Comme précédemment expliqué, les impulsions générées par les PM peuvent être traitées sous la forme analogique (tension à la sortie du PM proportionnelle à l’énergie reçue) dans le cas de

signaux forts, ou en mode comptage de photons (tension à la sortie du PM, dépassant un seuil discriminant, correspondant à un photon) dans le cas de faibles signaux.

En illustration, différents systèmes lidar Raman vapeur d'eau actuellement en fonctionnement sont présentés dans le tableau C.1.

C.4 Le lidar IGN-SA

Une description complète du lidar IGN-SA dans sa configuration 2004 peut être trouvée dans [Tarniewicz, 2005]. Nous rappelons brièvement ici les éléments les plus importants en indiquant les évolutions opérées sur le système.

C.4.1 L'émission

Le système d'émission est constitué d'un laser de type Nd :Yag Brillant Q-switch de chez Quantel, qui présente l'avantage d'être un système peu encombrant et plutôt simple à déplacer. La longueur d'onde fondamentale du laser est de 1064 nm. Un générateur d'harmonique (fourni également par la société Quantel) placé à la suite de la tête laser permet de doubler puis tripler la fréquence de l'impulsion émise, passant ainsi la longueur d'onde de l'impulsion de 1064 nm à 532 nm puis 355 nm (ultra-violet). La fréquence de tir du laser est de 20 Hz (après modification du laser en 2003). L'énergie d'émission à 355 nm est de 60 mJ selon le constructeur pour une durée de 5 ns. Cependant, on observe expérimentalement des valeurs plus proches de 30 mJ avec une stabilité tir à tir de l'ordre de 5%.

La tête d'émission du laser est reliée via un ombilical à une baie d'alimentation fournissant la haute tension pour la lampe flash et l'eau pour le refroidissement du système. Les générateurs d'harmoniques sont placés en parallèle de la tête d'émission afin de privilégier un encombrement minimal du système d'émission avec l'utilisation de deux miroirs de renvoi traités pour de hautes énergies (360 mJ @ 1064 nm).

Un système d'afocal constitué de 2 lentilles (un ménisque divergent, un ménisque convergent) est placé à la sortie des générateurs d'harmonique afin de réduire la divergence du faisceau. Au sein de ce système afocal, une lame de renvoi permet de réfléchir une fraction de l'impulsion émise (de l'ordre de 2,5%) pour un contrôle de la stabilité du tir laser.

À la sortie du système afocal, deux miroirs de renvoi traités pour des hautes énergies et inclinés à 45 ° permettent de diriger le faisceau laser pour une émission dans la direction de l'axe optique du télescope.

L'ensemble du système d'émission est représenté figure C.5.

C.4.2 La détection

Le système de réception est constitué d'un télescope de type Cassegrain, possédant un miroir primaire de 30 cm de diamètre (figure C.5). Au foyer de ce télescope se trouve une fibre de 800 μm qui transmet le signal reçu par le télescope au boîtier de détection.

Le boîtier de détection (figure C.6) colimate dans un premier temps le signal issu du télescope grâce à une lentille située à la sortie de la fibre optique. Grâce à des lames de

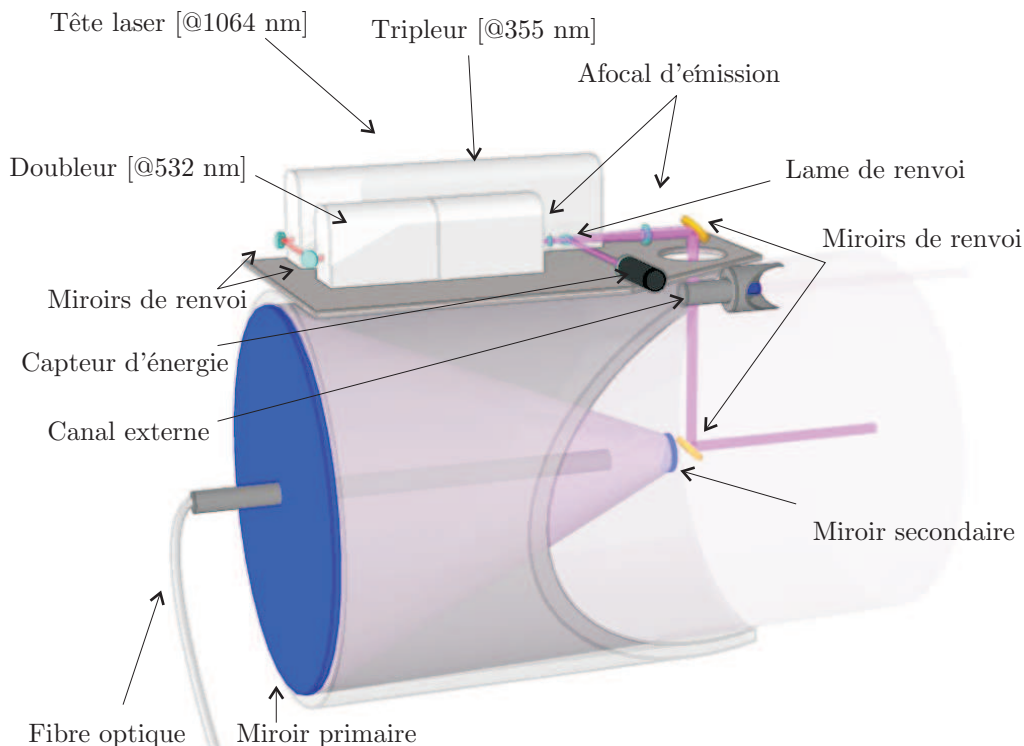


FIG. C.5 – Système d'émission du lidar Raman IGN-SA

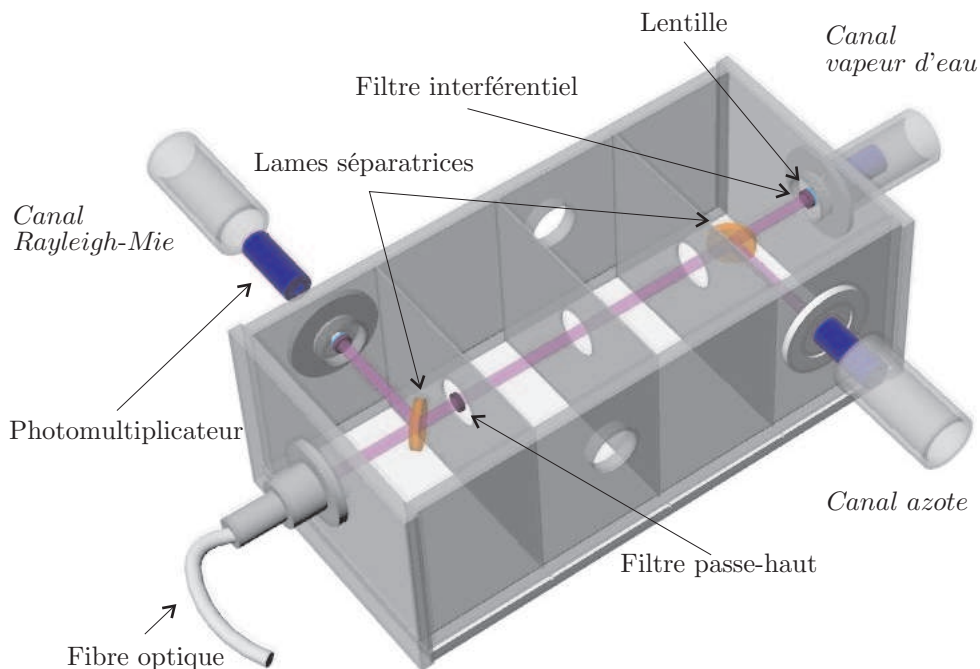


FIG. C.6 – Boîtier de détection du lidar Raman IGN-SA

séparation, le signal est alors séparé et dirigé vers chacun des photomultiplicateurs. Devant chacun des PM, un filtre interférentiel permet de sélectionner la composante spectrale utile tandis qu'une lentille permet de focaliser le signal vers le capteur. Le boîtier, conçu au LOEMI et développé aux ateliers de mécanique de l'IGN, peut supporter jusqu'à cinq canaux de mesures. Actuellement, seules trois des cinq voies

sont utilisées :

- Le canal azote, pour la mesure de la rétrodiffusion Raman par les molécules d'azote (signal à 387 nm)
- Le canal vapeur d'eau, pour la mesure de la rétrodiffusion Raman par les molécules de vapeur d'eau (signal à 408 nm)
- Le canal azote, pour la mesure des rétrodiffusions élastiques Rayleigh-Mie (signal à 355 nm)

En plus du boîtier de détection, un autre canal (appelé canal externe) est situé en parallèle du système de réception (voir figure C.5). Ce canal permet la mesure de la rétrodiffusion Rayleigh-Mie en s'affranchissant de tout le système optique de réception et est utilisé pour le réglage de la position de la fibre optique au foyer du télescope par comparaison au signal mesuré sur une même portion sur le canal Rayleigh/Mie interne ([Tarniewicz, 2005]).

De plus amples informations sur les paramètres optiques des éléments du boîtier de détection sont données dans [Tarniewicz, 2005].

Les signaux reçus par les quatre photomultiplicateurs (Rayleigh-Mie interne, Rayleigh-Mie externe, Raman azote et Raman vapeur d'eau) sont ensuite transmis sous forme d'impulsions électriques au système d'acquisition.

C.4.3 L'acquisition

Le système d'acquisition se présente sous la forme d'un rack de marque Licel (<http://www.licel.com>) constitué de deux tiroirs, chacun de ces tiroirs étant constitué d'une entrée analogique et d'une entrée comptage de photons. En principe, chaque tiroir est destiné à mesurer une unique quantité, le mode analogique étant utilisé pour la mesure d'un signal fort, le mode comptage de photon pour la mesure d'un signal faible. Ceci permet en particulier de combiner une non-saturation de la mesure du signal rétrodiffusé par les couches les plus basses de la troposphère à cause d'une source laser trop importante et la mesure du signal rétrodiffusé par les couches les plus élevée de la troposphère, beaucoup plus faible du fait de la décroissance en $\frac{1}{z^2}$ (équation (C.2)). En pratique, chaque voie de chaque tiroir nous sert à mesurer une quantité différente : signaux Rayleigh-Mie interne et externe en mode analogique, Raman azote et vapeur d'eau en mode comptage de photons. Le rack Licel est relié à un PC d'acquisition (PII, 350 MHz, W98) par une carte d'interface National Instruments DIO-32-HS fournie avec le rack. Les programmes d'acquisition fonctionnent sous le logiciel Labview 5.0, les bibliothèques utilisées sont également fournies par Licel.

Au final, les observations lidar consistent en des fichiers binaires de 20 s (équivalent à 400 tirs laser) pour une résolution spatiale de 7,5 m (limitée par la porte d'intégration temporelle de 50 ms du mode comptage de photons).

Sur la figure C.7 on représente des mesures brutes obtenues par le lidar IGN-SA lors de la campagne VAPIC (printemps 2004).

C.4.4 Suivi de satellites

Pour la réalisation de visées obliques, les systèmes d'émission et de réception peuvent être montés sur une monture permettant un balayage du ciel en azimuth et en élévation (figure C.8). Cette monture est commandée par ordinateur, lui-même relié

05/25/2004 : série b, 23:46 (15 fichiers)

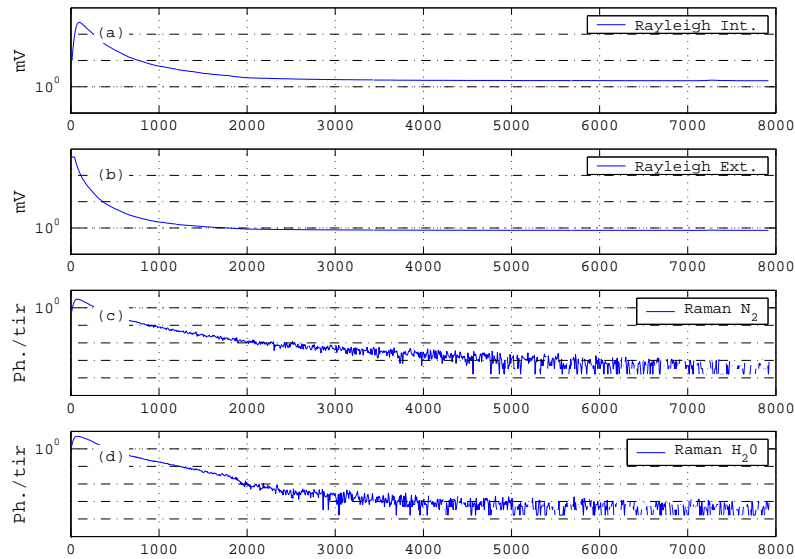


FIG. C.7 – Exemple des signaux bruts observés par le lidar IGN-SA durant la campagne VAPIC (session de mesures zénithales du 25 mai 2004). Les signaux sont moyennés sur 15 fichiers (5 min), soit 6000 tirs laser. La résolution spatiale est de 7,5 m (résolution nominale). (a) : Mesure de rétrodiffusion sur le canal Rayleigh-Mie interne (en tension mesurée). (b) : Mesure de rétrodiffusion sur le canal Rayleigh-Mie externe (en tension mesurée). (c) : Mesure de rétrodiffusion Raman par les molécules azote (en photons comptés par tir laser). (d) : Mesure de rétrodiffusion Raman par les molécules de vapeur d’eau (en photons comptés par tir laser). La portée du système est évaluée à environ 7000 m.

à un récepteur GPS pour connaître la position instantanée des satellites.

Ce système de suivi de satellite est assez complexe à mettre en œuvre. Il nécessite que l’ensemble du dispositif d’émission / réception et détection soit situé en extérieur, engendrant des risques importants pour les différents composants optiques et électroniques le constituant. Nous verrons par la suite qu’un nouveau système de suivi des satellites GPS est en cours de développement.

C.4.5 Développements et évolution du système

Optimisation du système pour des mesures de jour

Le système de détection détaillé précédemment présente la configuration utilisée jusqu’à fin 2004. Depuis, différentes évolutions ont été testées afin d’envisager des visées de jour.

Filtres interférentiels : Dans sa configuration 2004, le système de détection du lidar IGN-SA est muni de filtres Optophotonics (<http://www.optophotonics.fr/>) dont les paramètres sont présentés dans le tableau C.2.

Afin d’améliorer le système de détection en éliminant une plus grande partie de la lumière parasite observée (fond de ciel), on choisit de tester de nouveaux filtres interférentiels fournis par différents constructeurs. Les nouveaux filtres acquis sont

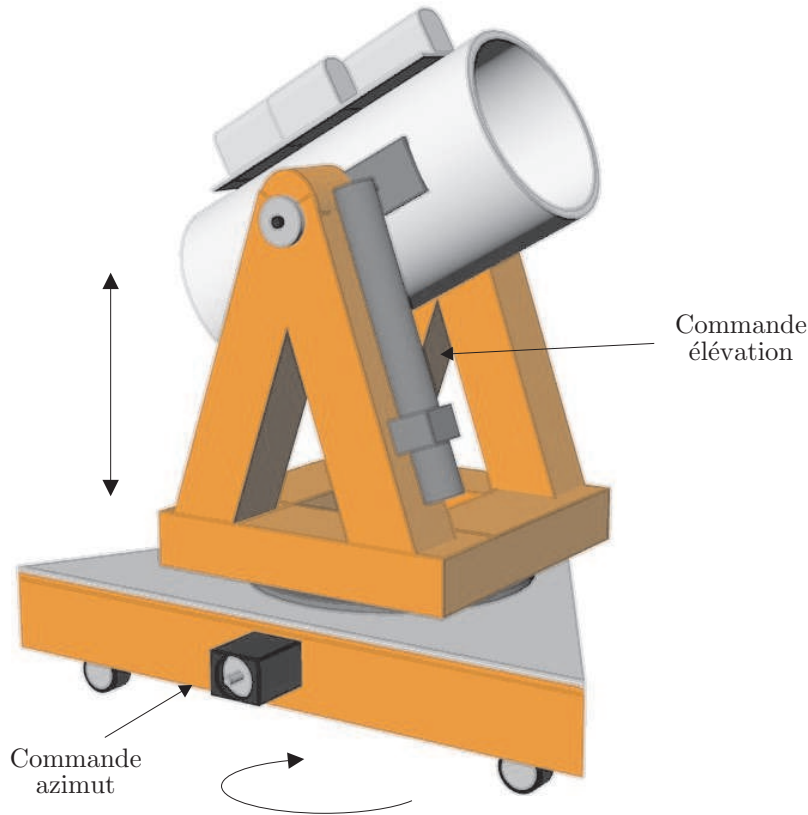


FIG. C.8 – Dispositif de suivi de satellite du lidar IGN-SA : deux moteurs permettent des mouvements en élévation et en azimut pour un balayage complet du ciel.

fabriqués par les sociétés Melles Griot (<http://www.mellesgriot.com/>) et Barr (<http://www.barrassociates.com/>). Les caractéristiques des nouveaux filtres interférentiels testés sont présentées dans le tableau C.2.

		Optophotonics	Melles Griot	Barr
Canal Rayleigh-Mie	λ [nm]	355	355	354,7
	FWHM [nm]	4,7	2	0,40
	T [%]	30	30	33
Canal N_2	λ [nm]	387	387	386,7
	FWHM [nm]	6,2	2	0,40
	T [%]	52	18	62
Canal H_2O	λ [nm]	408	408	407,6
	FWHM [nm]	5,4	1	0,40
	T [%]	52	30	60

TAB. C.2 – Filtres interférentiels utilisés. Les caractéristiques sont celles fournies par les constructeurs. La grandeur FWHM (Full Width Half Maximum) représente la largeur à mi-hauteur du pic de transmission. Les filtres Optophotonics sont les filtres interférentiels utilisés dans la configuration 2004 du lidar.

Au vu des caractéristiques des filtres interférentiels du tableau C.2, il apparaît que :

- Les filtres Melles Griot et Barr sont beaucoup plus sélectifs que les filtres Optophotonics de la version 2004 du lidar.
- Les filtres Melles Griot présentent une faible transmission, ce qui risque de jouer

beaucoup sur la qualité du signal mesuré, les rapports signal-à-bruit étant directement liés à la puissance du signal mesuré.

- Les filtres Barr semblent être les mieux adaptés, à la fois en terme de largeur du filtre (0,40 nm), mais aussi de transmission.

Ces filtres interférentiels ont été testés lors d'une expérimentation au LOEMI, sur le site de l'IGN à Saint-Mandé le 18 mai 2005. Les signaux bruts obtenus avec ces différents filtres sont présentés figure C.9.

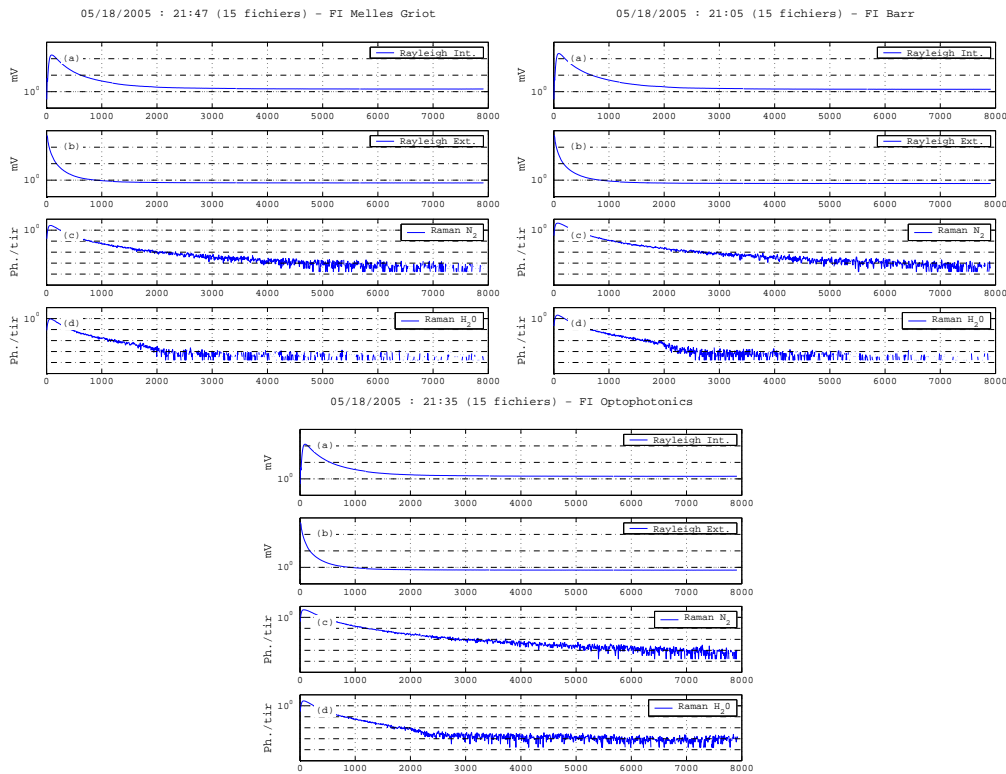


FIG. C.9 – Signaux bruts observés le 18 mai 2005 avec les différents types de filtres interférentiels testés. En haut à gauche, filtres Barr, à droite filtres Melles Griot. En bas, filtres Optophotonics. Les heures affichées sont données en temps universel (TU).

Les caractéristiques des filtres du tableau C.2 se retrouvent directement dans les courbes de signaux bruts mesurés par le lidar :

- Le signal de fond de ciel est plus important sur les observations effectuées à l'aide des filtres Optophotonics avec un signal utile noyé dans le fond de ciel à partir d'environ 4000 m sur le canal vapeur d'eau, contre 5000 m pour les filtres Melles Griot et environ 6000 m pour les filtres Barr.
- À une altitude donnée, le signal utile est plus faible si l'on utilise des filtres Melles Griot avec environ 10^{-3} photons comptés par tirs sur le canal vapeur d'eau, contre 10^{-2} avec un filtre Barr.
- Les filtres Barr présentent les meilleurs résultats, à la fois en termes d'intensité du signal mais aussi de sélectivité du signal utile.

À partir de 2005, il a donc été décidé de travailler de préférence avec les filtres Barr.

Fibres optiques : Dans sa configuration initiale, le transfert du signal récolté du télescope au boîtier de détection s'effectue à l'aide d'une fibre optique de $800 \mu\text{m}$.

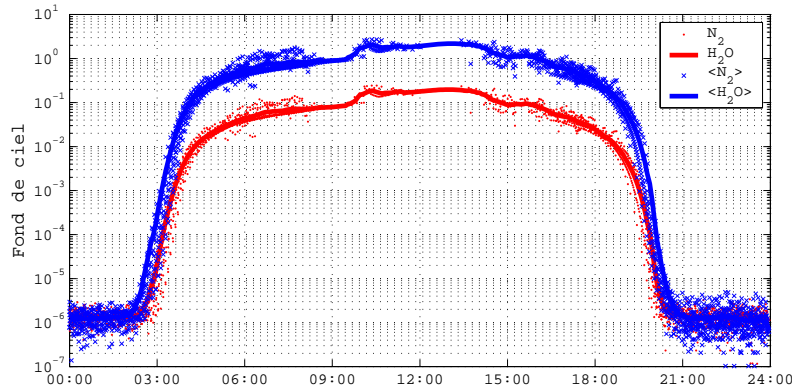


FIG. C.10 – Évolution du fond de ciel pendant la journée - campagne COPS : en gras, fond de ciel moyen au cours de la campagne.

Pour une utilisation de notre système lors des mesures de jour, nous avons choisi d'utiliser des fibres optiques de plus faible diamètre. Du fait de la réduction du champ d'observation, l'utilisation de telles fibres induit une diminution du signal reçu, mais surtout du bruit de fond de ciel dû à la lumière naturelle.

Les caractéristiques des différentes fibres utilisées sont présentées tableau C.3. Notons que la fibre #1 est la fibre utilisée dans la configuration 2004 du lidar IGN-SA.

	Fibre #1	Fibre #2	Fibre #3
Diamètre [μm]	800 ± 10	400 ± 10	200 ± 5
ON	0,39	0,22	0,22
Longueur [m]	2,0	2,5	2,5

TAB. C.3 – Caractéristiques des fibres utilisées pour le lidar IGN-SA. Le diamètre correspond au diamètre du cœur de la fibre. ON correspond à l'ouverture numérique de la fibre, c'est-à-dire le sinus de l'angle maximal d'incidence. La fibre #1 est la fibre utilisée dans la configuration 2004 du lidar.

Un système de tirage mécanique a été développé pour faciliter le réglage de la position des fibres optiques au sein du dispositif de réception, les fibres de faible diamètre nécessitant un réglage très fin de leur position.

Impact du fond de ciel sur une mesure lidar Raman plus sélective simulée :

Un système de détection beaucoup plus sélectif (filtres étroit Barr, fibre optique à $200 \mu\text{m}$) est utilisé lors de la campagne COPS (Alsace, mois de juillet 2007). Des mesures lidar sont effectuées à tout moment de la journée, les nuits et les périodes de transitions (début et fin de journée) étant privilégiées.

L'ensemble de ces mesures nous permet de dresser à partir des signaux bruts lidar l'allure générale de l'évolution du fond de ciel au cours de la journée (figure C.10). Le fond de ciel est estimé à partir du signal moyen mesuré au-delà de la portée du lidar (15 km pour le canal vapeur d'eau, 20 km pour le canal azote).

L'évolution du fond de ciel au cours de la journée apparaît logiquement symétrique autour du midi solaire. Il demeure relativement faible jusqu'à environ 3 h TU (de l'ordre de 10^{-6} sur les deux canaux), heure approximative du levé du soleil. Il

augmente alors de manière assez importante jusqu'à 05:00, il continue d'augmenter, mais plus faiblement, jusqu'à 09:00. Il stagne alors à sa valeur maximale (1 pour le canal vapeur d'eau, 0,1 pour le canal azote) jusqu'à 15:00 puis commence sa décroissance. On remarque que le rapport des fonds de ciel estimés sur chacun des deux canaux ne conserve pas la même valeur de jour (facteur 10) et de nuit (facteur proche de l'unité). En effet, pour les mesures de nuit, seul le signal utile est détecté par le système, le fond de ciel estimé correspond donc au bruit d'obscurité du capteur, considéré quasi-négligeable (il est évalué à environ 4×10^{-6} selon le constructeur, [Tarniewicz, 2005]). Le jour, on observe le fond de ciel effectif : le facteur observé entre les fonds de ciel estimés est alors fortement lié au rapport réflexion/transmission de la lame de séparation azote/vapeur d'eau du boîtier de détection. Notons enfin que ces résultats sont très dépendants de la période d'observation (été) qui induit une étendue plus large des valeurs importantes de fond de ciel.

Évolution nécessaire pour une diminution du fond de ciel : Pour étudier l'impact du fond de ciel sur la mesure lidar, on effectue une simulation de signaux lidar. Les signaux sont simulés à partir de l'équation lidar Raman (C.3) et de l'équation de détection (C.2) pour des visées au zénith. Les fluctuations sur les signaux sont simulées à partir d'une statistique poissonnienne en prenant comme paramètre le signal moyen. Les concentrations en azote et vapeur d'eau sont calculées à partir de données de la climatologie modifiée Ciras86q-UoG ([Kirchengast *et al.*, 1999]). L'ensemble des autres paramètres (constantes instrumentales, transmission atmosphérique, sections efficaces de rétrodiffusion) sont fixés selon leur valeurs classiques utilisées pour des observations réelles. 15×400 tirs lidar sont ainsi simulés, ce qui équivaut à 15 fichiers de mesure brute de notre système (5 min d'observation). À partir de l'allure du fond de ciel représenté figure C.10, on étudie trois couples de valeurs de fond de ciel (canaux azote et vapeur d'eau) correspondant à des périodes d'observation différentes (tableau C.4).

Période d'observation	Azote	Vapeur d'eau
Nuit	10^{-6}	5×10^{-6}
Transition	10^{-3}	10^{-4}
Jour	0,1	1,0

TAB. C.4 – Configuration des simulations du fond de ciel

Deux niveaux d'énergie d'émission laser sont également testées pour évaluer son importance dans la portée du système (120 mJ et 30 mJ), l'énergie d'émission habituellement observée pour notre système étant de l'ordre de 30 mJ. Les traces de signaux bruts simulés sur 5 min sont représentées figure C.11.

Les rapports signal-à-bruit sont calculés à partir de l'équation (C.8) et représentés figure C.11 pour les différentes configurations étudiées.

$$RSB = \frac{S_X - B_X}{\sqrt{S_x}} \quad (C.8)$$

Où S_X représente le signal mesuré sur le canal X et B_X le fond de ciel sur ce même canal.

Pour des mesures de nuit, la portée du lidar varie entre 6-7 km (énergie laser à 30 mJ) et 10 km (énergie laser à 120 mJ). Elle se dégrade sensiblement pour des

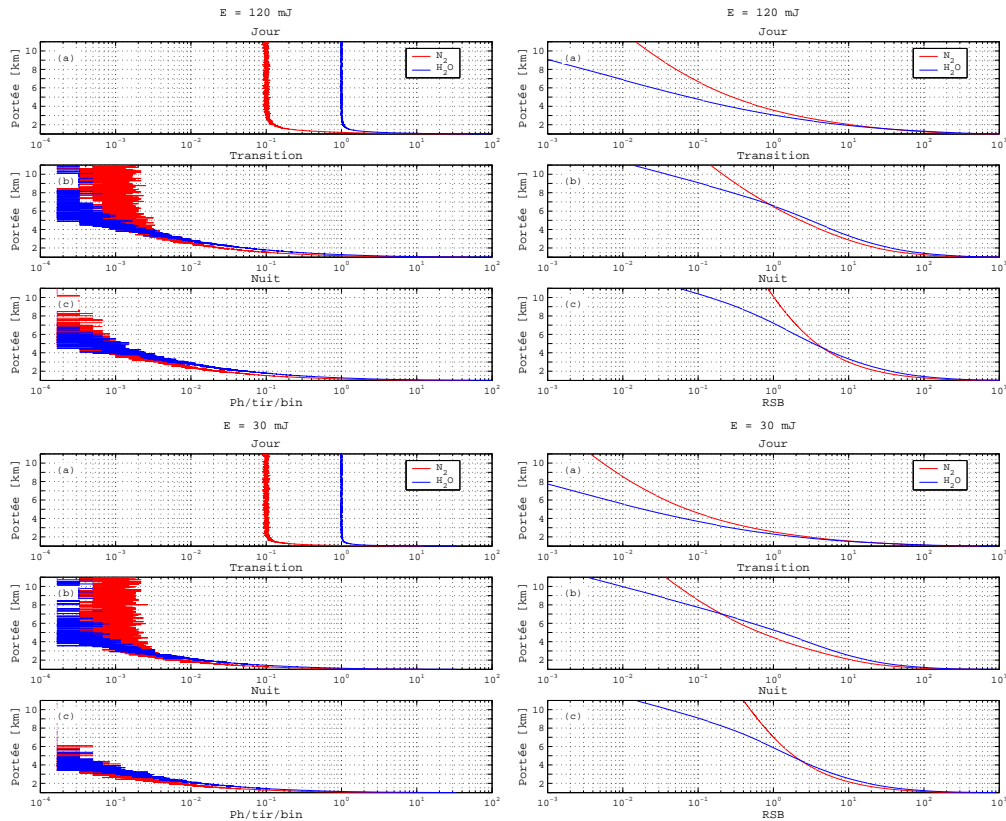


FIG. C.11 – Signaux bruts et rapports signal-à-bruit pour différents fond de ciel en fonction de l'énergie d'émission : en haut, $E = 120$ mJ, en bas, $E = 30$ mJ (énergie moyenne de notre système). À gauche signaux bruts, à droite rapports signal-à-bruit.

mesures de transition, fluctuant de 4-5 km (30 mJ) à 7-8 km (120 mJ). De jour, même avec un système énergétique, la portée dépasse difficilement 3 km. Elle reste limitée à 2 km pour une énergie laser de l'ordre de celle de notre système.

La solution à la mesure de jour de vapeur d'eau par lidar Raman ne réside pas uniquement dans un système plus énergétique. La sélectivité du signal dans le système de détection est primordiale et doit encore être améliorée. Pour une diminution plus significative de l'impact du fond de ciel sur la mesure lidar, nous devons donc réfléchir à différentes modifications de notre système :

- Nouvelle diminution de l'angle d'ouverture de notre système de réception : celle-ci peut se faire par la réduction du diamètre de la fibre optique et par l'allongement de la distance focale.
- Changement de la longueur d'onde d'émission : on peut envisager une observation proche des raies d'absorption du spectre solaire (raies de Fraunhofer).
- Nouvelle amélioration de la largeur des filtres interférentiels.

Au mieux, on peut ainsi envisager une réduction de l'angle d'ouverture d'un facteur 5. Le changement de longueur d'onde peut induire une diminution du fond de ciel d'un facteur 10. Enfin, la bande passante des filtres interférentiels peut encore être améliorée d'un facteur 2. Les traces de signaux bruts résultants, simulés sur 5 min pour une énergie d'émission de 30 mJ sont représentées figure C.12.

On observe une amélioration significative des observations de jour, avec une nette diminution du fond de ciel. De jour, la portée de la mesure de vapeur d'eau passe de

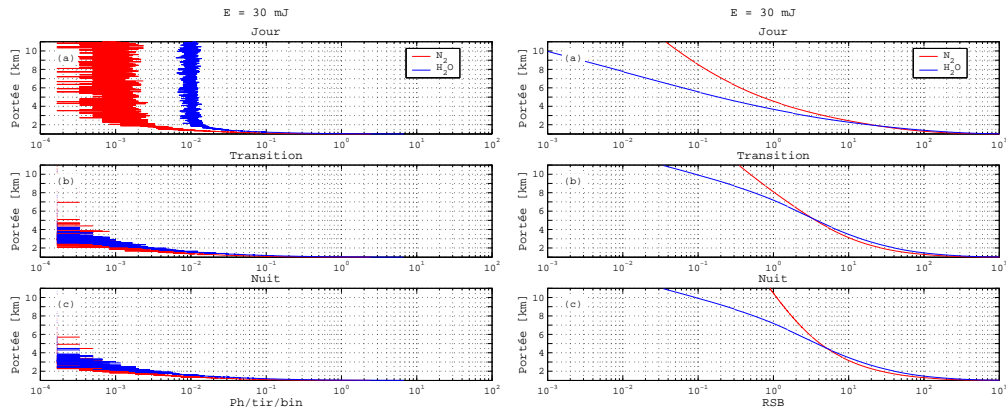


FIG. C.12 – Signaux bruts et rapports signal-à-bruit dans le cas d’un système de détection amélioré : $E = 30$ mJ (énergie moyenne de notre système). À gauche signaux bruts, à droite rapports signal-à-bruit.

2,5 km à près de 4 km. Elle passe à 7 km pour des mesures de transition jour-nuit. Au vu de ces résultats, ces pistes d’amélioration du système de détection devront être envisagés dans la suite des développements.

Amélioration du suivi de satellites

La complexité à mettre en œuvre le système de suivi de satellite existant nous a poussé à la réalisation d’un système de visée de type (réalisation en cours depuis mi-2006). La partie mécanique est actuellement réalisée, les commandes électroniques et informatiques sont encore en développement. Un aperçu de ce nouveau système est présenté figure C.13.

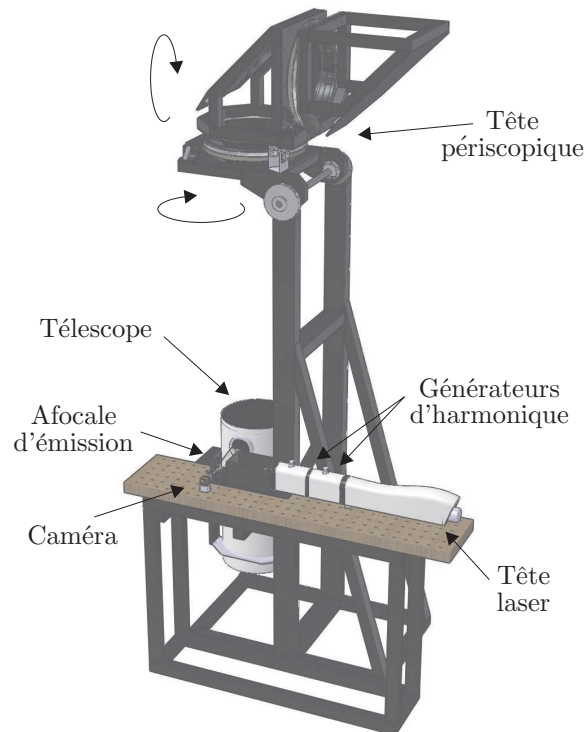


FIG. C.13 – Périscope pour le lidar IGN-SA : Le système d'émission constitue maintenant un bloc unique. Un système de miroir permet la re-direction de l'impulsion dans l'axe du périscope. Celui-ci est orientable et permet un balayage de tout le ciel. Une caméra permet l'orientation absolue du système grâce à l'observation d'un point connu (étoile par exemple) par le champ du télescope.

Annexe D

Statistique des signaux lidar Raman

D.1 Statistique Poissonienne

D.1.1 Définition

On dit qu'une variable aléatoire \tilde{x} à valeurs dans \mathbb{N} suit une loi de Poisson de paramètre λ si, λ étant un réel donné strictement positif, la loi de \tilde{x} est définie par :

$$P(\tilde{x} = k) = e^{-\lambda} \frac{\lambda^k}{k!} \quad \text{avec } k \in \mathbb{N} \quad (\text{D.1})$$

Une loi de Poisson étant parfaitement définie par le paramètre λ , on écrit alors :

$$\tilde{x} \hookrightarrow \mathcal{P}(\lambda)$$

D.1.2 Propriétés

Soit $\tilde{x} \hookrightarrow \mathcal{P}(\lambda)$.

Moyenne

La moyenne de la distribution poissonnienne \tilde{x} est :

$$E(\tilde{x}) = \lambda \quad (\text{D.2})$$

Écart-type

L'écart-type de la distribution poissonnienne \tilde{x} est :

$$\sigma_{\tilde{x}} = \sqrt{\lambda} \quad (\text{D.3})$$

Rapport signal-à-bruit

Le rapport signal-à-bruit de la distribution poissonnienne \tilde{x} est :

$$RSB_{\tilde{x}} = \frac{E(\tilde{x})}{\sigma_{\tilde{x}}} = \sqrt{\lambda} \quad (\text{D.4})$$

On constate donc que plus un signal poissonnien a une moyenne élevée, plus son rapport signal-à-bruit est important.

D.2 Estimateurs du rapport de mélange

Les notations utilisées ici sont les mêmes que celles utilisées dans le chapitre 6 : on note \tilde{x}_s et \tilde{y}_s les variables aléatoires représentant respectivement les signaux vapeur d'eau et azote à une altitude donnée et intégrés sur une porte spatiotemporelle donnée. Ces deux variables sont supposées être indépendantes. Elles suivent une statistique poissonnienne de paramètres λ_x et λ_y respectivement. Les deux signaux peuvent être décomposés en une composante moléculaire (observée en l'absence de fond de ciel), \tilde{x}_m et \tilde{y}_m , et une composante fond de ciel \tilde{b}_x et \tilde{b}_y :

$$\begin{aligned}\tilde{x}_s &= \tilde{x}_m + \tilde{b}_x \\ \tilde{y}_s &= \tilde{y}_m + \tilde{b}_y\end{aligned}\quad (\text{D.5})$$

On note μ_x et μ_y les espérances mathématiques des variables aléatoires \tilde{x}_m et \tilde{y}_m , β_x et β_y celles des variables \tilde{b}_x et \tilde{b}_y .

On définit enfin les variables aléatoire \tilde{x}_c et \tilde{y}_c comme étant les variables corrigées du bruit de fond de ciel :

$$\begin{aligned}\tilde{x}_c &= \tilde{x}_s - \beta_x \\ \tilde{y}_c &= \tilde{y}_s - \beta_y\end{aligned}\quad (\text{D.6})$$

Les paramètres statistiques des signaux corrigés sont les suivants :

$$\begin{cases} E[\tilde{x}_c] = \mu_x \\ V[\tilde{x}_c] = \lambda_x = \mu_x + \beta_x \end{cases} \quad \text{et} \quad \begin{cases} E[\tilde{y}_c] = \mu_y \\ V[\tilde{y}_c] = \lambda_y = \mu_y + \beta_y \end{cases}\quad (\text{D.7})$$

Où E l'espérance mathématique et V la variance.

À partir des signaux azote et vapeur d'eau, on cherche à estimer le rapport de mélange de vapeur d'eau r donné par :

$$r = \frac{\mu_x}{\mu_y}\quad (\text{D.8})$$

D.2.1 Solution par densité de probabilité

Le calcul du signal de l'espérance de l'inverse du signal corrigé $E\left(\frac{1}{\tilde{y}_c}\right)$ fournit :

$$E\left(\frac{1}{\tilde{y}_c}\right) = \sum_{n=0}^{\infty} \frac{1}{n - \beta_y} \frac{\lambda_y^n}{n!} e^{-\lambda_y}\quad (\text{D.9})$$

On peut noter que cette série n'est pas définie pour des valeurs entières de β_y . On supposera par la suite que l'on n'est pas confronté à ce cas.

On écrit alors :

$$r = E\left(\frac{x_c}{y_c}\right) \cdot \left[e^{-\lambda_y} \cdot \mu_y \cdot \sum_{n=0}^{\infty} \frac{1}{n - \beta_y} \frac{\lambda_y^n}{n!} \right]^{-1}\quad (\text{D.10})$$

D.2.2 Solution par développement limité

On note \tilde{z}_c la variable aléatoire définie par le rapport :

$$\tilde{z}_c = \frac{\tilde{x}_c}{\tilde{y}_c}$$

On écrit :

$$z_c = \frac{\mu_x}{\mu_y} \cdot \frac{1 + \frac{\delta_{x_c}}{\mu_x}}{1 + \frac{\delta_{y_c}}{\mu_y}}$$

Moments d'ordre n d'une variable aléatoire poissonnienne

On appelle moment centré d'ordre n de la variable aléatoire \tilde{y}_s la quantité

$$m_{y_s, n} \stackrel{def}{=} E(\delta y_s^n)$$

On définit le moment non centré d'ordre n de la variable aléatoire \tilde{y} par :

$$m'_{y_s, n} \stackrel{def}{=} E(y_s^n)$$

On a alors la relation :

$$m_{y_s, n} = \sum_{k=0}^n C_n^k (-1)^{n-k} m'_{y_s, 1}{}^{n-k} m'_{y_s, k}$$

Pour calculer les moments centrés d'ordre n il suffit donc de connaître les moments non-centrés d'ordre inférieur ou égal à n . On définit enfin la fonction génératrice des moments de la variable aléatoire \tilde{y}_s :

$$M_{y_s}(t) \stackrel{def}{=} \sum_{n=0}^{\infty} \frac{t^n}{n!} m'_{y_s, n}$$

La connaissance des dérivées $n^{\text{ièmes}}$ de la fonction génératrice des moments permet de calculer les moments non centrés de la variable aléatoire associée :

$$m'_{y_s, n} = M_{y_s}^{(n)}(0)$$

On démontre par récurrence que pour un processus poissonnien :

$$M_{y_s}^{(j)}(0) = \sum_{i=1}^j \underline{M}_{y_s}(i, j) \cdot \mu_y^i$$

Avec :

$$\underline{M}_{y_s}(i, j) = \begin{cases} 1 & \text{si } i = j \text{ ou } j = 1 \\ i \cdot \underline{M}_{y_s}(i, j-1) + \underline{M}_{y_s}(i-1, j-1) & \text{si } i < j \\ 0 & \text{sinon} \end{cases}$$

Il est donc possible de calculer l'ensemble des moments centrés d'ordre n d'un processus poissonnien \tilde{y}_s connaissant uniquement sa moyenne.

Dans la suite, on pose :

$$\tilde{z}_c = \frac{\tilde{x}_c}{\tilde{y}_c}$$

Rapport

Si la réalisation y_c de \tilde{y}_c satisfait des conditions suffisantes (moyenne non nulle), on a :

$$E(\tilde{z}_c) = \frac{\mu_x}{\mu_y} E \left[\sum_{n=0}^{+\infty} \left(-\frac{\delta y_c}{\mu_y} \right)^n \right] \quad (\text{D.11})$$

Or, on a :

$$\delta y_c = \delta y_s$$

D'où,

$$\begin{aligned} E(\tilde{z}_c) &= \frac{\mu_x}{\mu_y} E \left[\sum_{n=0}^{+\infty} \left(-\frac{\delta y_s}{\mu_y} \right)^n \right]^n \\ &= \frac{\mu_x}{\mu_y} \sum_{n=0}^{+\infty} \frac{(-1)^n}{\mu_y} \cdot m_{y_s, n} \end{aligned}$$

On obtient alors :

$$r = E \left(\frac{x_c}{y_c} \right) \cdot \left[\sum_{n=0}^{+\infty} \frac{(-1)^n}{\mu_y} \cdot m_{y_s, n} \right]^{-1} \quad (\text{D.12})$$

D.2.3 Solution par rapport modifié

Le but de cette méthode est de simplifier la série entière obtenue pour la solution pas densité de probabilité en utilisant un artifice de calcul afin de mettre en évidence une formulation de r . Cet artifice de calcul repose sur l'exploitation du terme factoriel de la série entière donnant l'espérance mathématique. On calcule cette fois-ci l'espérance mathématique de $\frac{1}{1+y_s}$:

$$\begin{aligned} E \left(\frac{1}{1+y_s} \right) &= \sum_{n=0}^{+\infty} \frac{1}{n+1} \frac{\lambda_y^n}{n!} e^{-\lambda_y} \\ &= \frac{1 - e^{-\lambda_y}}{\lambda_y} \end{aligned} \quad (\text{D.13})$$

Soit :

$$r = \frac{\lambda_y}{\mu_y} E \left(\frac{x_c}{y_s + 1} \right) \frac{1}{1 - e^{-\lambda_y}} \quad (\text{D.14})$$

Annexe E

Observations lidar lors de la campagne VAPIC

E.1 Mesures au zénith

E.1.1 Profils de rapport de mélange

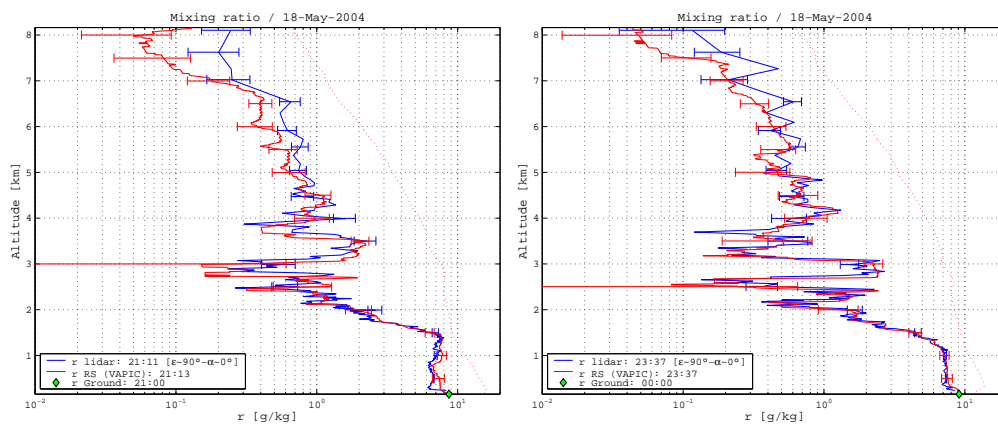


FIG. E.1 – Profils de rapport de mélange lidar et radiosonde le 18 mai à 21:13 et 23:37.

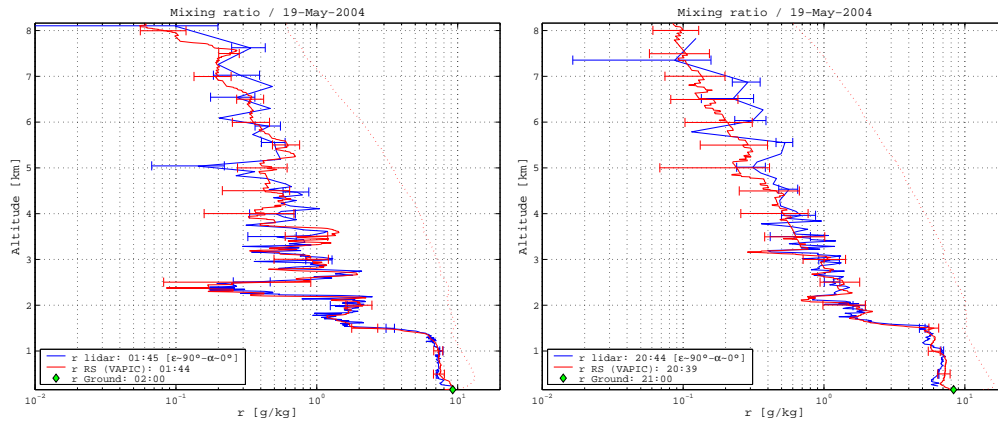


FIG. E.2 – Profils de rapport de mélange lidar et radiosonde le 19 mai à 01:44 et 20:39.

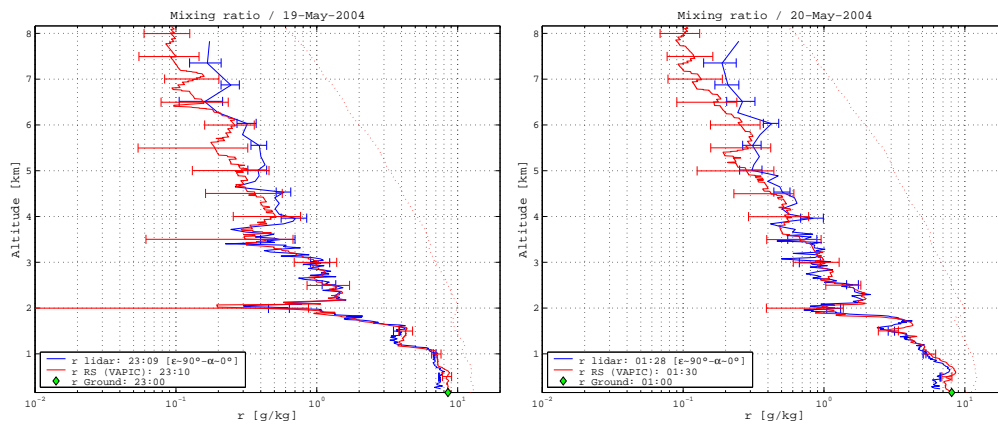


FIG. E.3 – Profils de rapport de mélange lidar et radiosonde les 19 mai à 23:10 et 20 mai à 01:30.

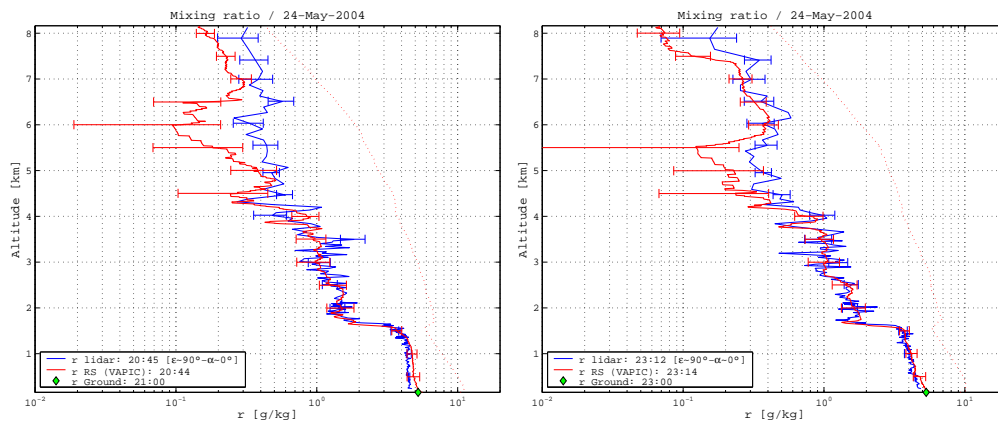


FIG. E.4 – Profils de rapport de mélange lidar et radiosonde le 24 mai à 20:44 et 23:14.

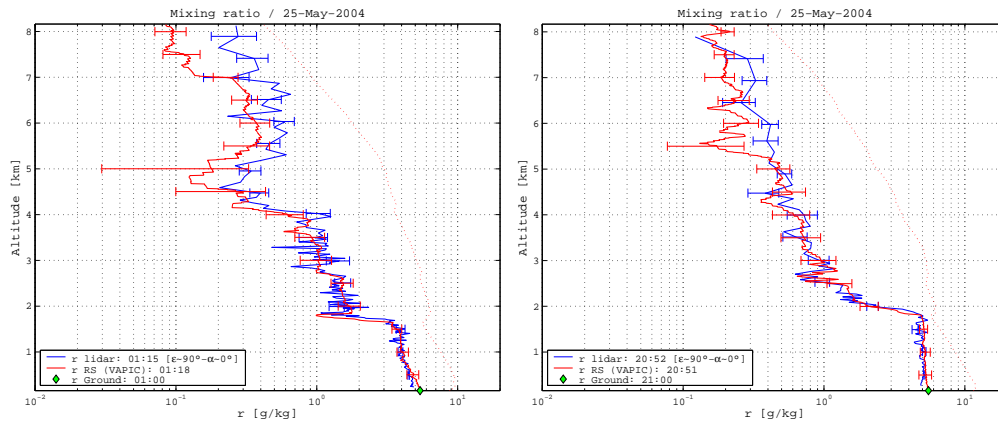


FIG. E.5 – Profils de rapport de mélange lidar et radiosonde le 25 mai à 01:18 et 20:51.

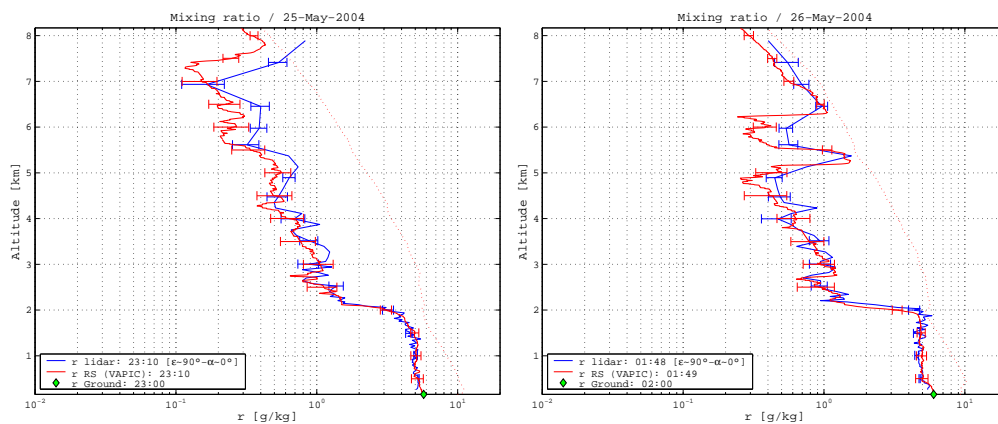


FIG. E.6 – Profils de rapport de mélange lidar et radiosonde les 25 mai à 23:10 et 26 mai à 01:49.

E.1.2 Évolution du rapport de mélange

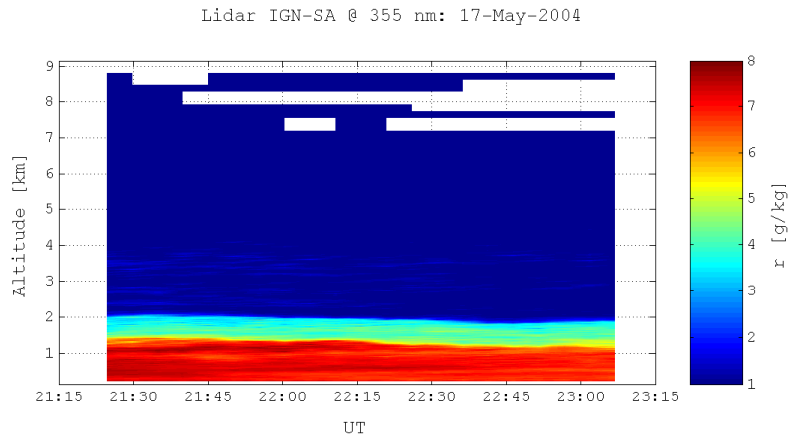


FIG. E.7 – Évolution du rapport de mélange lidar - session du 17 mai 2004.

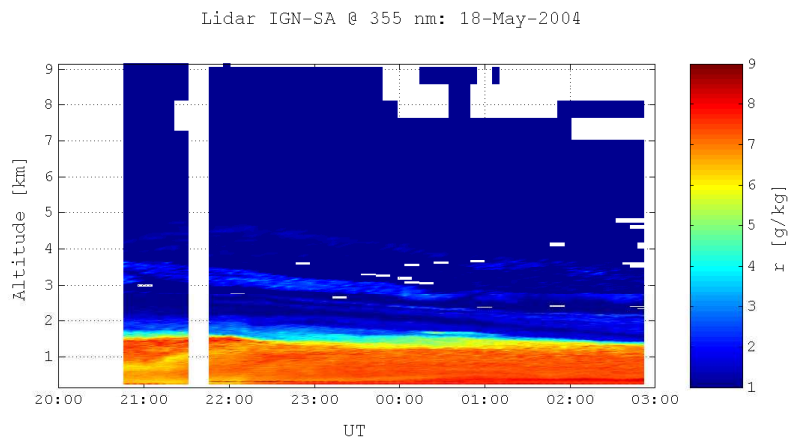


FIG. E.8 – Évolution du rapport de mélange lidar - session du 18 mai 2004.

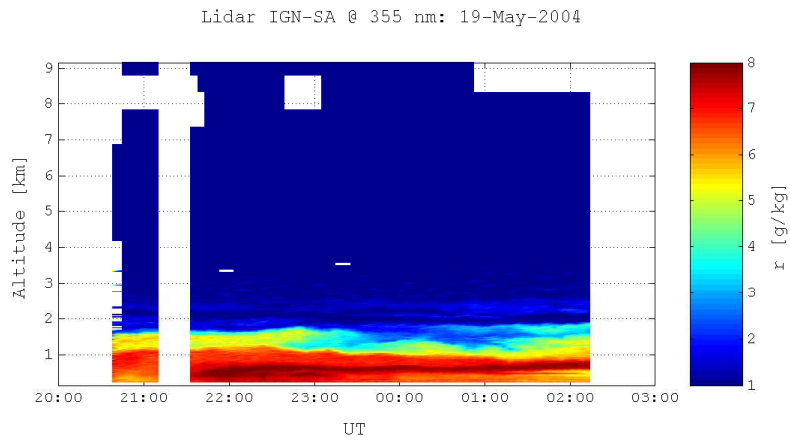


FIG. E.9 – Évolution du rapport de mélange lidar - session du 19 mai 2004.

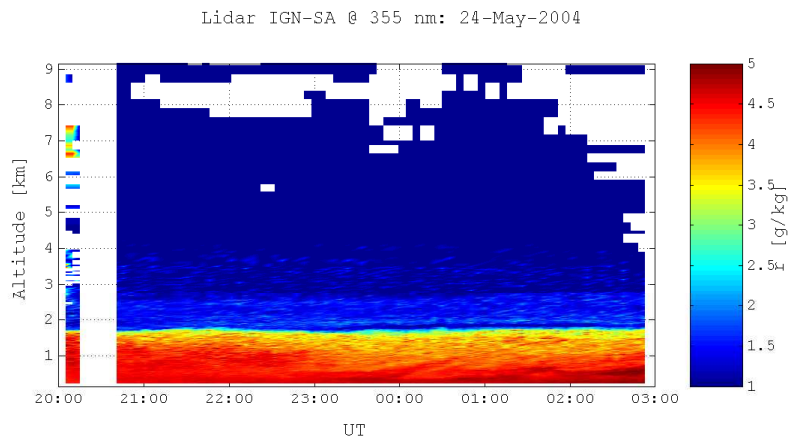


FIG. E.10 – Évolution du rapport de mélange lidar - session du 24 mai 2004.

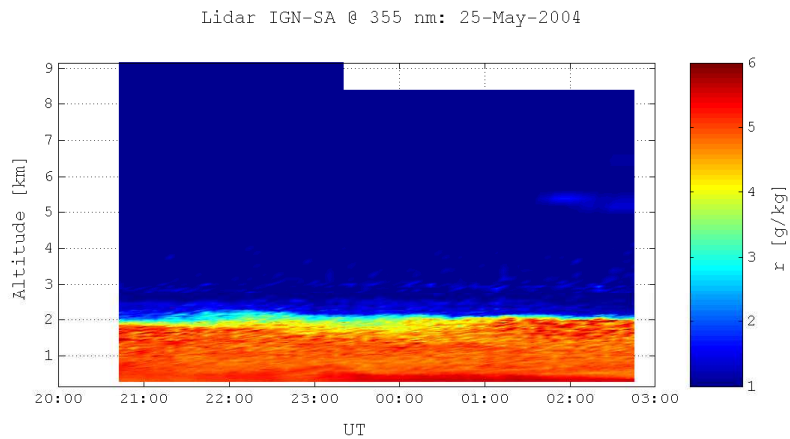


FIG. E.11 – Évolution du rapport de mélange lidar - session du 25 mai 2004.

E.2 Mesures en direction des satellites

E.2.1 Profils de rapport de mélange

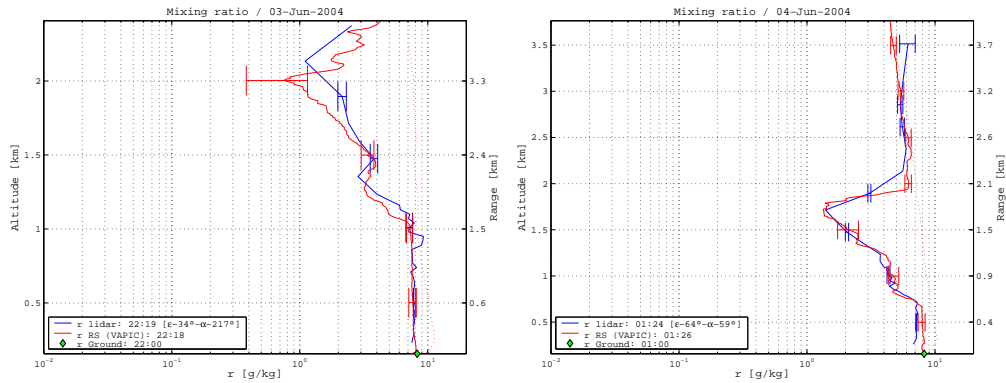


FIG. E.12 – Profils de rapport de mélange lidar et radiosonde les 3 juin à 22:18 et 4 juin à 01:26.

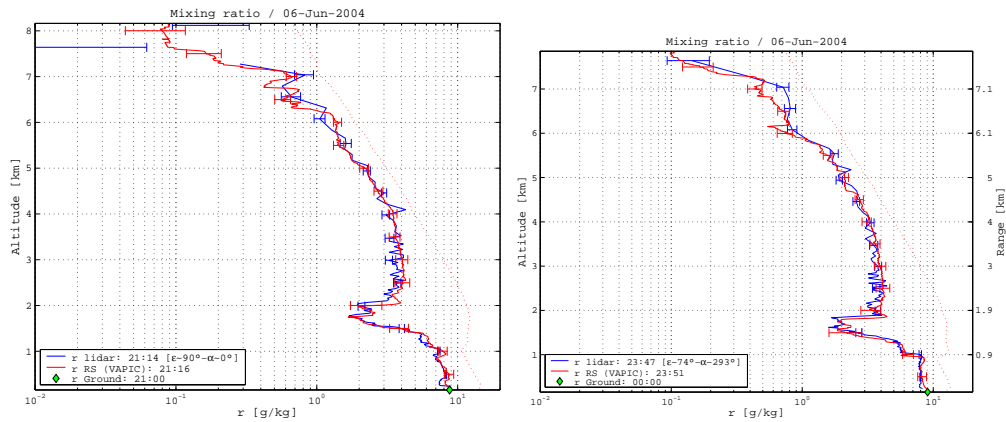


FIG. E.13 – Profils de rapport de mélange lidar et radiosonde le 6 juin à 21:16 et 23:51.

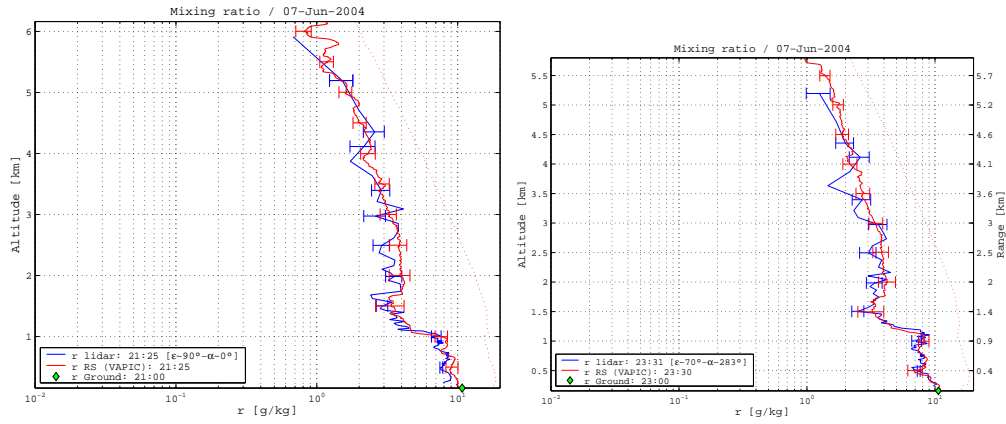


FIG. E.14 – Profils de rapport de mélange lidar et radiosonde le 7 juin à 21:25 et 23:30.

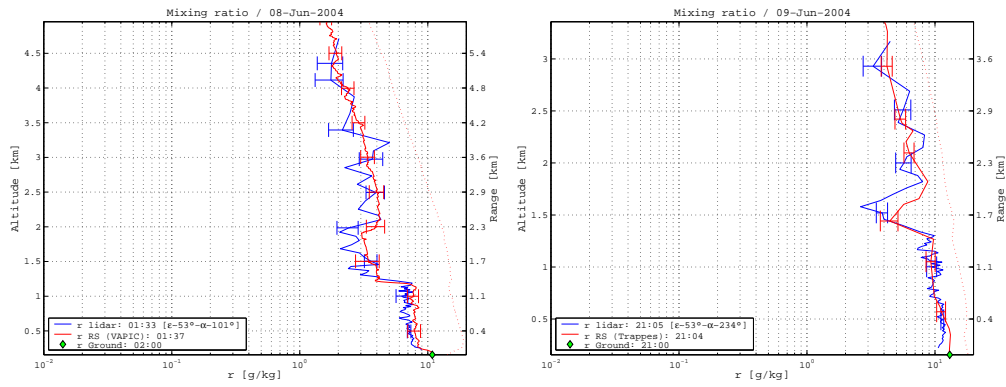


FIG. E.15 – Profils de rapport de mélange lidar et radiosonde les 8 juin à 01:37 et 9 juin à 21:04.

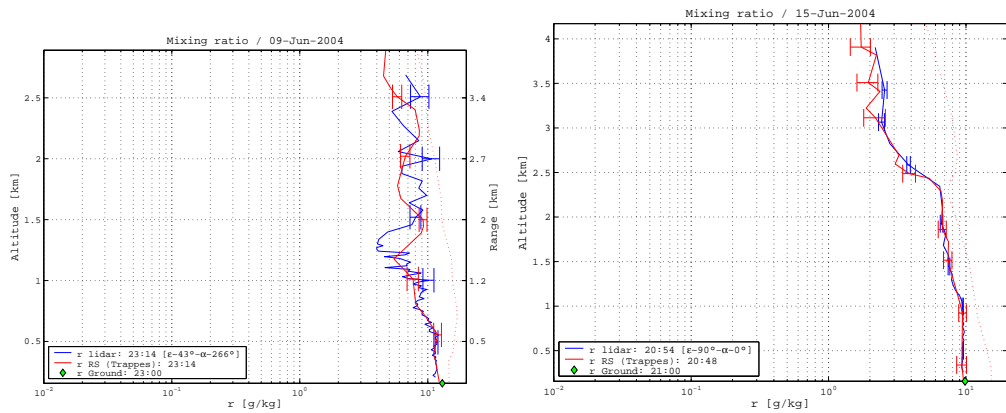


FIG. E.16 – Profils de rapport de mélange lidar et radiosonde les 9 juin à 23:14 et 15 juin à 20:48.

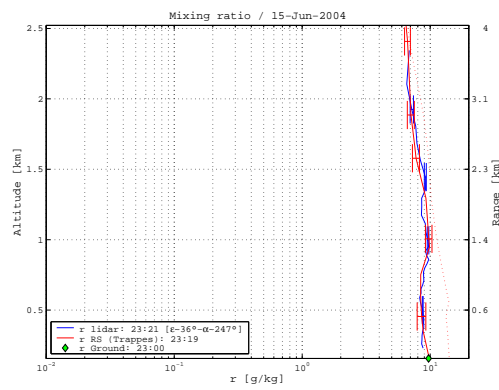


FIG. E.17 – Profils de rapport de mélange lidar et radiosonde le 15 juin à 23:19.

E.2.2 Évolution du rapport de mélange en oblique

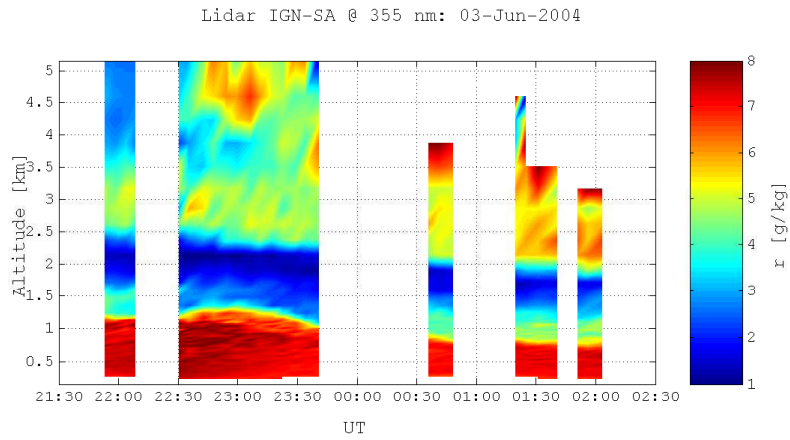


FIG. E.18 – Évolution du rapport de mélange lidar - session du 3 juin 2004.

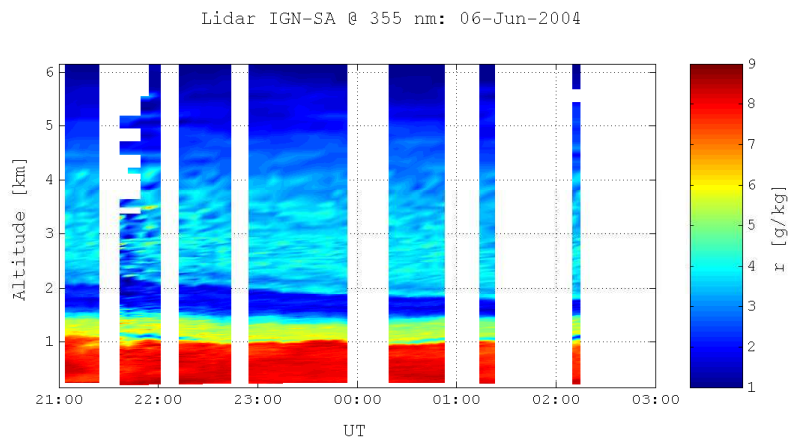


FIG. E.19 – Évolution du rapport de mélange lidar - session du 6 juin 2004.

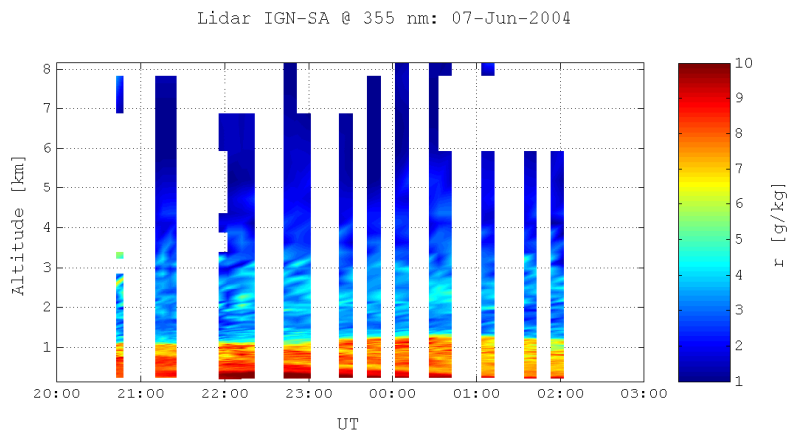


FIG. E.20 – Évolution du rapport de mélange lidar - session du 7 juin 2004.

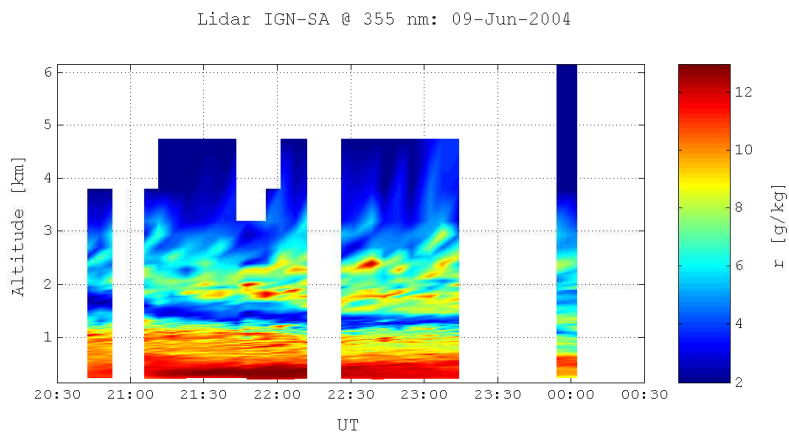


FIG. E.21 – Évolution du rapport de mélange lidar - session du 9 juin 2004.

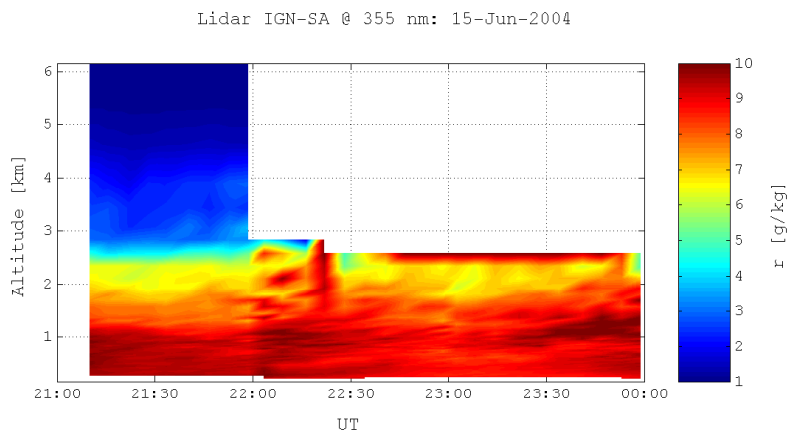


FIG. E.22 – Évolution du rapport de mélange lidar - session du 15 juin 2004.

Annexe F

Campagnes citées dans ce mémoire

F.1 Campagne MAP

Le projet MAP (*Mesoscale Alpin Program*) est une initiative internationale dédiée à l'étude des processus atmosphériques et hydrologiques en région montagneuse. Les objectifs du volet instrumental de cette campagne (7 septembre - 15 novembre 1999) visaient à améliorer la connaissance du climat et la prévision météorologique dans des régions à topographie complexe.

Pour une description plus précise de la campagne, le lecteur pourra se référer à [Bougeault *et al.*, 2001].

Site web : <http://www.map.meteoswiss.ch>

F.2 Campagne IHOP_2002

Le projet IHOP_2002 (International H₂O Project) est une campagne terrain qui s'est déroulée sur les grandes plaines du sud américain du 13 mai au 25 juin 2002. L'objectif de IHOP résidait dans une meilleure caractérisation de la distribution 4D de vapeur d'eau pour l'amélioration de la compréhension et de la prévision de phénomènes de convection.

Pour une description plus précise de la campagne, le lecteur pourra se référer à [Weckwerth *et al.*, 2004].

Site web : http://www.eol.ucar.edu/dir_off/projects/2002/IHOP.html

F.3 Campagne VAPIC

La campagne VAPIC 2004 est un projet d'intercomparaison d'observations de la vapeur d'eau atmosphérique. Elle s'est déroulée au printemps 2004 (17 mai - 18 juin) sur le Site Instrumental de Recherche en Télédétection Active (SIRTA - [Haeffelin *et al.*, 2005]) de l'Institut Pierre Simon Laplace (IPSL). Le SIRTA est situé à environ 20 km de Paris, sur le site de l'École Polytechnique. L'objectif de la campagne VAPIC était de collecter des observations de vapeur d'eau au moyen de différentes

techniques ainsi que d'autres variables atmosphériques du cycle de l'eau sur une période d'un mois. Ces observations étaient dédiées à être utilisées pour des études méthodologiques et de processus atmosphérique concernant à la fois le cycle de l'eau, les bilans d'énergie et la formation de nuages ([Bock, 2006]).

Durant VAPIC, le lidar Rameau fut déployé durant 10 sessions (5 sessions au zénith, 5 en mode suivi de satellite) (voir tableau F.1). La configuration du système est décrite dans l'annexe C.

Session	Horaire	Lame	Visée	Câblage	Observations
17/05	20:36 - 23:12	NT	Z	Court	-
18/05	20:45 - 03:02	NT	Z	Court	-
19/05	20:38 - 02:21	NT	Z	Court	-
24/05	20:04 - 03:01	T	Z	Court	-
25/05	20:42 - 02:54	T	Z	Court	-
03/06	21:53 - 22:13	T	Z	Long	-
	22:19 - 02:13	T	S	Long	00:00 : Nuages à 3,5 km
06/06	21:04 - 21:29	NT	Z	Long	-
	21:36 - 02:20	NT	S	Long	-
07/06	20:42 - 21:30	NT	Z	Long	Problème fibre
	21:36 - 02:30	NT	S	Long	Problème fibre
09/06	20:42 - 20:57	NT	Z	Long	Problème fibre
	21:05 - 23:24	NT	S	Long	Problème fibre
	23:54 - 00:07	NT	Z	Long	Problème fibre
15/06	20:27 - 21:02	NT	Z	Long	-
	21:10 - 00:00	NT	S	Long	22:00 : Nuages à 2,5 km

TAB. F.1 – Description des sessions d'observation lidar lors de la campagne VAPIC. Lame : lame de séparation des signaux azote et vapeur d'eau non traitée (NT : amélioration du signal azote, [Bossler, 2004]) ou traitée (T) ; Visée zénithale (Z) ou suivi de satellites (S) ; Câblage entre détection et acquisition court ou long.

F.4 Campagne COPS

Le projet COPS (Convective and Orographically-induced Precipitation Study) est une campagne expérimentale lancée dans le cadre du programme allemand *Quantitative Precipitation Forecast* qui s'est déroulée du 1er juin au 31 août 2007 entre le sud-ouest de l'Allemagne et l'est de la France. Cette situation géographique fut choisie à la fois pour ses nombreux phénomènes orageux pendant l'été avec en particulier d'importantes précipitations et des risques d'inondation mais aussi pour la faiblesse des résultats de prévisions météorologiques dans ces régions. L'objectif de cette campagne était ainsi d'améliorer la qualité des prévisions de précipitations convectives dues à l'orographie par des observations 4D et de modéliser leur cycle de vie.

La configuration du lidar durant cette campagne est adaptée pour des mesures de jour avec l'utilisation de filtres interférentiels étroits (annexe C, tableau C.2) et d'une fibre optique à 200 μm (tableau C.3). Le système d'émission et de réception change par rapport à la campagne VAPIC puisque un bâti destiné à soutenir le système de visée périscopique (figure C.13) est utilisé (bien que le périscope ne soit pas encore

en place).

Site web : <https://www.uni-hohenheim.de/cops>

Table des figures

1.1	Lien hauteur - retard troposphérique	30
1.2	Erreur sur la composante verticale liée à l'estimation d'un retard au zénith lors de la présence d'hétérogénéités atmosphérique	31
1.3	Trajet multiple simulé et impact sur l'estimation de la hauteur	32
2.1	Variation de la gravité moyenne	41
2.2	Différences entre g_m	41
2.3	Écart sur le ZHD pour la formulation sol	43
2.4	Écart sur le ZHD pour la formulation atmosphère	43
2.5	Impact de la variabilité des profils de température sur l'estimation de g_m et du ZHD	44
3.1	Réseau GPS de la campagne MAP	48
3.2	Évolution des fonctions de projection hydrostatiques à 5° pour la station MILA	49
3.3	Comparaison des retards hydrostatiques à 5°	49
3.4	Histogramme du nombre de stations en fonction de l'écart avec la fonction de projection hydrostatique de référence	49
3.5	Évolution des fonctions de projection humides à 5° pour la station MILA	51
3.6	Comparaison des retards humides à 5°	51
3.7	Histogramme du nombre de stations en fonction de l'écart avec la fonction de projection humide de référence	51
3.8	Évolution des fonctions de projection pour les jours 293 et 294	52
3.9	Évolution de la pression sol pour les jours 293 et 294	53
3.10	Écarts entre hauteur estimée et hauteur de référence pour les jours 293 et 294 pour des corrections a priori à l'aide des fonctions de projection NMF, VMF et GMF	53
3.11	Écarts entre hauteur estimée et hauteur de référence pour les jours 293 et 294 pour des corrections a priori utilisant des mesures de pression sol à 15 min, 1 h et 6 h	54
3.12	Évolution du retard humide au zénith sur le site Homestead le 29 mai 2002	55

3.13	IHOP_2002 : Écart sur les paramètres estimés par les différentes stratégies de traitement Bernese	56
3.14	IHOP_2002 : Écart entre les retards humides lidar et les retards humides de référence	58
3.15	IHOP_2002 : Estimation de la composante verticale sur 24 h avec correction externe	58
3.16	IHOP_2002 : Écart entre les retards humides lidar et les retards humide de référence sur 3 h	59
3.17	IHOP_2002 : Estimation de la composante verticale sur 3 h avec correction externe	60
3.18	IHOP_2002 : Estimation de la composante verticale sur 24 h avec correction lidar non étalonnée	61
5.1	Principe de la mesure lidar	69
5.2	Comparaison des profils de transmission différentielle	71
5.3	Grilles d'intégration spatio-temporelle	73
5.4	Impact de l'intégration spatiotemporelle des signaux sur les rapports signal-à-bruit	74
5.5	Impact de l'intégration spatiotemporelle des signaux sur la restitution de profils de rapports de mélange	74
6.1	Signaux lidar Raman simulés à partir du profil de radiosonde du 26 mai 2004	76
6.2	Signaux lidar Raman simulés à partir du profil de radiosonde du 26 mai 2004 avec intégration progressive	77
6.3	Comparaison des coefficients de correction du biais	80
6.4	Biais et erreur moyenne quadratique du coefficient de correction du biais c calculé à partir de réalisations du signal \tilde{y}_c	81
6.5	Biais et erreur moyenne quadratique du rapport de mélange calculée à partir de réalisations du signal \tilde{y}_c	82
6.6	Biais sur le rapport de mélange et erreur sur le retard troposphérique humide dans le cas C1	83
6.7	Biais sur le rapport de mélange et erreur sur le retard troposphérique humide dans le cas C2	84
6.8	Biais sur le rapport de mélange et erreur sur le retard troposphérique humide dans le cas C3	85
6.9	86
7.1	Constantes d'étalonnage du lidar Rameau estimées pour chaque radiosondage VAPIC	90
7.2	Constantes d'étalonnage du lidar Rameau estimées lors de la campagne VAPIC	91
7.3	Estimation de la contribution au retard troposphérique située au delà de la portée lidar par la méthode GPS-Kalman.	92

7.4	Constantes d'étalonnage du lidar Raman IGN-SA estimées lors de la campagne COPS	93
8.1	Comparaison de profils de rapport de mélange lidar et radiosonde durant la campagne VAPIC (visées au zénith)	97
8.2	Comparaison de profils de rapport de mélange lidar et radiosonde durant la campagne VAPIC (visées obliques)	98
8.3	Évolutions du rapport de mélange lidar pendant VAPIC	100
8.4	Comparaison de profils de rapport de mélange lidar et radiosonde durant la campagne COPS (visées de nuit)	103
8.5	Comparaison de profils de rapport de mélange lidar et radiosonde durant la campagne COPS (visées de jour)	104
8.6	Évolutions du rapport de mélange lidar pendant COPS	105
9.1	Impact du complément sur l'incertitude du retard humide lidar . . .	109
11.1	Réseau GPS VAPIC	117
11.2	Disponibilités des observations de vapeur d'eau lors de la campagne VAPIC	117
11.3	Évolution du contenu intégré en vapeur d'eau et des paramètres sol mesurés et simulés par MM5 sur le SIRTA durant la campagne VAPIC_2004	119
11.4	Analyses météorologiques issues du modèle ECMWF à 12:00 UTC pour différentes journées caractéristiques de la campagne VAPIC . .	121
12.1	Réseau GPS utilisé pour le traitement Gamit de la campagne VAPIC	124
12.2	Répétabilité sur la hauteur pour les différents traitements Gamit . .	126
12.3	Évolutions des écarts sur les retards au zénith et sur les fonctions de projection	126
12.4	Évolutions des écarts sur les retards au zénith estimés et sur les fonctions de projection moyennées sur une journée	127
12.5	Évolutions des écarts sur les retards au zénith estimés et sur les retards hydrostatiques a priori	128
12.6	Évolutions des écarts sur les hauteurs estimées et sur les retards hydrostatiques a priori	128
12.7	Écarts entre les retards humides GPS et les observations issues de techniques traditionnelles	130
12.8	Évolution de la hauteur estimée pour les stations SIRT ET XP51 . .	134
12.9	Résidus quadratiques moyens des traitements pour les stations SIRT et XP51	134
12.10	Retards troposphériques humides estimés pour la station XP51 . . .	135
12.11	Gradients horizontaux à 7° estimés pour la station XP51	135
12.12	Contributions humides et hydrostatiques aux gradients horizontaux à 7° pour la station XP51	135

12.13	Comparaison des hauteurs estimées par Gamit et Gipsy-Oasis II pour la station XP51	138
12.14	Comparaison des résidus quadratiques moyens des traitements Gamit et Gipsy-Oasis II pour la station XP51	138
12.15	Comparaison des retards estimés par Gamit et Gipsy-Oasis II pour la station XP51	139
12.16	Comparaison des gradients horizontaux estimés par Gamit et Gipsy-Oasis II pour la station XP51	139
12.17	Écart entre les retards troposphériques au zénith estimés par les traitements Gamit et Gipsy-Oasis II pour la station XP51	139
13.1	Observations lidar en mode suivi de satellites	143
13.2	Comparaison des observations lidar aux autres techniques de mesure de vapeur d'eau sur les sessions en visées zénithales	145
13.3	Évolution du retard humide au zénith observé durant les sessions lidar par différentes techniques	146
13.4	Évolution du rapport de mélange lidar pour les visées au zénith	146
13.5	Comparaison des observations lidar aux autres techniques de mesure de vapeur d'eau pour chacune des sessions lidar au zénith	147
13.6	Qualité des signaux Raman et de la mesure de rapport de mélange lors des sessions de visée lidar au zénith	149
13.7	Composantes lentes et rapides des retards humides pour la session lidar du 19 mai 2004	150
13.8	Comparaison des observations lidar en mode suivi de satellite aux mesures Rescom et au retards GPS sans résidus	150
13.9	Évolution des profils de rétrodiffusion mesurés à 355 nm lors de la session du 3 juin 2004	151
13.10	Qualité des signaux Raman et de la mesure de rapport de mélange lors des sessions de visée lidar en suivi de satellite	152
13.11	Évolution des retards humides observés en direction des satellites	153
13.12	Évolution du rapport de mélange lidar pour les visées obliques	154
14.1	Paramètres estimés lors du traitement PPP pour la station XP51	158
14.2	Résidus des traitements PPP pour la station XP51	158
14.3	Paramètres estimés lors du traitement PPP avec correction précise du retard hydrostatique a priori pour la station XP51	159
14.4	Impact sur les résidus post-traitement d'une correction précise du retard troposphérique a priori	160
14.5	Impact sur les solutions du traitement GPS de l'utilisation de la NMF_w au lieu de mesures lidar	160
14.6	Résidus théoriques liés à l'utilisation de la NMF_w au lieu de mesures lidar lors du traitement GPS	161

14.7	Résidus moyens obtenus pour les stations SIRT et XP51 en fonction de l'élévation et de l'azimut lors des sessions des 18, 19, 24 et 25 mai 2004	161
14.8	Cartes de trajet multiple utilisées pour la correction des observations GPS pour la station XP51	163
14.9	Résidus quadratiques moyens des traitements PPP	164
14.10	Valeurs normalisées du test du χ_2 des traitements PPP	165
14.11	Répétabilité des traitements PPP	166
14.12	Hauteur estimée lors des traitements PPP pour la station XP51 . . .	166
14.13	Résidus quadratiques moyens des traitements PPP pour la station XP51 à différents angles de coupure	167
14.14	Estimation de la composante verticale lors des traitements PPP pour la station XP51 à différents angles de coupure	168
14.15	Constante d'étalonnage du lidar IGN-SA estimée lors du traitement GPS	170
14.16	Retards humides observés en direction des satellites lors des sessions lidar des 6, 7, 9 et 15 juin	173
A.1	Principe de la mesure GPS	192
A.2	Stations de contrôle du système GPS	193
A.3	Mesure de code GPS	195
A.4	Mesure de phase GPS	196
B.1	Décomposition du retard troposphérique	201
B.2	Évolution des retards troposphérique hydrostatique et humide au niveau du SIRT	202
B.3	Méthode de [Boehm et Schuh, 2004] : géométrie du problème	208
B.4	Méthode de [Rocken <i>et al.</i> , 2001] : géométrie du problème	211
B.5	Modélisation des gradients atmosphériques : géométrie du problème	213
C.1	Principe de la mesure lidar	216
C.2	Spectre Raman	217
C.3	Décalage Raman	218
C.4	Description d'un système lidar Raman	222
C.5	Système d'émission du lidar Raman IGN-SA	224
C.6	Boîtier de détection du lidar Raman IGN-SA	224
C.7	Exemple des signaux bruts	226
C.8	Dispositif de suivi de satellite	227
C.9	Signaux bruts observés avec différents types de filtres interférentiels .	228
C.10	Évolution du fond de ciel pendant la journée - campagne COPS . . .	229
C.11	Signaux bruts et rapports signal-à-bruit pour différents fond de ciel en fonction de l'énergie d'émission	231

C.12 Signaux bruts et rapports signal-à-bruit pour différents fond de ciel dans le cas d'un système de détection amélioré	232
C.13 Périscope pour le lidar IGN-SA	233
E.1 Profils de rapport de mélange lidar et radiosonde le 18 mai à 21:13 et 23:37	239
E.2 Profils de rapport de mélange lidar et radiosonde le 19 mai à 01:44 et 20:39	240
E.3 Profils de rapport de mélange lidar et radiosonde les 19 mai à 23:10 et 20 mai à 01:30	240
E.4 Profils de rapport de mélange lidar et radiosonde le 24 mai à 20:44 et 23:14	240
E.5 Profils de rapport de mélange lidar et radiosonde le 25 mai à 01:18 et 20:51	241
E.6 Profils de rapport de mélange lidar et radiosonde les 25 mai à 23:10 et 26 mai à 01:49	241
E.7 Évolution du rapport de mélange lidar - session du 17 mai 2004 . . .	242
E.8 Évolution du rapport de mélange lidar - session du 18 mai 2004 . . .	242
E.9 Évolution du rapport de mélange lidar - session du 19 mai 2004 . . .	243
E.10 Évolution du rapport de mélange lidar - session du 24 mai 2004 . . .	243
E.11 Évolution du rapport de mélange lidar - session du 25 mai 2004 . . .	243
E.12 Profils de rapport de mélange lidar et radiosonde les 3 juin à 22:18 et 4 juin à 01:26	244
E.13 Profils de rapport de mélange lidar et radiosonde le 6 juin à 21:16 et 23:51	244
E.14 Profils de rapport de mélange lidar et radiosonde le 7 juin à 21:25 et 23:30	245
E.15 Profils de rapport de mélange lidar et radiosonde les 8 juin à 01:37 et 9 juin à 21:04	245
E.16 Profils de rapport de mélange lidar et radiosonde les 9 juin à 23:14 et 15 juin à 20:48	245
E.17 Profils de rapport de mélange lidar et radiosonde le 15 juin à 23:19 .	246
E.18 Évolution du rapport de mélange lidar - session du 3 juin 2004 . . .	247
E.19 Évolution du rapport de mélange lidar - session du 6 juin 2004 . . .	247
E.20 Évolution du rapport de mélange lidar - session du 7 juin 2004 . . .	248
E.21 Évolution du rapport de mélange lidar - session du 9 juin 2004 . . .	248
E.22 Évolution du rapport de mélange lidar - session du 15 juin 2004 . . .	248

Liste des tableaux

1.1	Répétabilité double différence	27
1.2	Répétabilité positionnement ponctuel précis	27
1.3	Produits IGS	28
1.4	Bilan des sources d'erreur affectant le positionnement vertical par GPS	33
2.1	Exemples de mode d'estimation des paramètres troposphériques . . .	36
2.2	Coefficients pour la formulation sol de g_m	42
2.3	Coefficients pour la formulation atmosphère de g_m	42
3.1	Description de la simulation sur l'impact des retards hydrostatiques a priori	52
3.2	IHOP_2002 : Stratégies d'estimation dans le traitement GPS Bernese 4.2	55
3.3	IHOP_2002 : Traitement GPS avec correction externe pour des sessions de 24h	57
5.1	Valeur des rapports de sections efficaces de rétrodiffusion Raman . .	71
5.2	Écarts observés sur l'intensité du processus Raman en fonction de la température	72
5.3	Récapitulatif des principales sources d'incertitude pour la restitution de rapport de mélange lidar	72
6.1	Grille d'intégration spatiale utilisée pour la simulation	76
8.1	Grille d'intégration temporelle utilisée pour la campagne VAPIC . .	95
8.2	Écarts sur la mesure de rapport de mélange entre lidar au zénith et radiosondage pour la campagne VAPIC	99
8.3	Écarts sur la mesure de rapport de mélange entre lidar en oblique et radiosondage pour la campagne VAPIC	99
8.4	Grille d'intégration temporelle utilisée pour la campagne COPS pour les mesures de nuit	101
8.5	Grille d'intégration temporelle utilisée pour la campagne COPS pour les mesures de jour	102

8.6	Écart sur la mesure de rapport de mélange entre lidar de nuit et radiosondage pour la campagne COPS	102
8.7	Écart sur la mesure de rapport de mélange entre lidar de jour et radiosondage pour la campagne COPS	105
9.1	Utilisation de profils de température et de pression pour le calcul de retard humide lidar	108
9.2	Erreur engendrée par le complément lidar	109
11.1	Traitements des observations de vapeur d'eau VAPIC utilisées dans ce mémoire	118
12.1	VAPIC : description du traitement Gamit.	125
12.2	Traitements GPS effectués pour la campagne VAPIC	125
12.3	Écart entre les retards humides issus du traitement Gamit de référence et les observations issues de techniques traditionnelles	129
12.4	Écart entre les retards humides issus du traitement Gamit de référence et les observations issues de techniques traditionnelles lors des périodes sèches de la campagne VAPIC	131
12.5	Écart entre les retards humides issus du traitement Gamit de référence et les observations issues de techniques traditionnelles lors des périodes humides de la campagne VAPIC	131
12.6	Comparaison des solutions GPS Gamit et Gipsy-Oasis II : description des traitements	137
12.7	Corrélation des paramètres GPS estimés par les traitements Gamit et Gipsy-Oasis II pour l'ensemble des stations du réseau VAPIC et pour la station XP51	137
12.8	Répétabilité et résidu quadratique moyen des traitements Gipsy-Oasis II et Gamit pour la station XP51	138
12.9	Écart sur les solutions troposphériques issues des traitements Gipsy-Oasis II et Gamit pour la station XP51	138
13.1	Observations lidar pour les différentes sessions de la campagne VAPIC	142
13.2	Traitements Gipsy-Oasis II Vapic	144
13.3	Corrélations moyennes pour des sessions au zénith entre lidar et différentes techniques engagées	148
13.4	Corrélation avec la mesure lidar des variations basse-fréquence des retards humides	148
13.5	Corrélation avec la mesure lidar des contributions aux variations rapides des retards humides	149
14.1	Constante d'étalonnage du lidar IGN-SA estimée lors du traitement GPS et répétabilité des hauteurs correspondantes	170
A.1	Caractéristiques des signaux GPS	194

B.1	Constantes de réfractivité	200
B.2	Coefficients des fonctions de projection hydrostatiques et humides [Niell, 1996]	205
B.3	Constantes de l'IMF_h. Source : [Niell, 2004]	206
B.4	Constantes de l'IMF_w. Source : [Niell, 2004]	207
B.5	Coefficients de la fonction de projection hydrostatique de [Boehm <i>et al.</i> , 2006b]	210
C.1	Caractéristiques des mesures de vapeur d'eau par lidar Raman pour différents systèmes	221
C.2	Filtres interférentiels utilisés	227
C.3	Caractéristiques des fibres utilisées pour le lidar IGN-SA	229
C.4	Configuration des simulations du fond de ciel	230
F.1	Description des sessions d'observation lidar lors de la campagne VAPIC250	