



Étude de la variabilité de la vapeur d'eau dans la troposphère et la basse stratosphère en région (sub)tropicale et des processus associés

Helène Verèmes

► **To cite this version:**

Helène Verèmes. Étude de la variabilité de la vapeur d'eau dans la troposphère et la basse stratosphère en région (sub)tropicale et des processus associés. Physique Atmosphérique et Océanique [physics.ao-ph]. Université de la Réunion, 2016. Français. <NNT : 2016LARE0011>. <tel-01391448>

HAL Id: tel-01391448

<https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-01391448>

Submitted on 3 Nov 2016

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.



Université de La Réunion
THESE DE DOCTORAT



Spécialité
Physique Atmosphérique

Présentée par
Hélène Vérèmes

Pour présenter le grade de
DOCTEUR de l'UNIVERSITÉ DE LA RÉUNION

Sujet de la thèse

Étude de la variabilité de la vapeur d'eau dans la troposphère et la basse stratosphère en région (sub)tropicale et des processus associés

Soutenue le 3 juin 2016

Devant le jury composé de :

Jean-Pierre CAMMAS.....Directeur de thèse
Jean-Luc BARAY.....Co-directeur de thèse
Jean-Lambert JOIN.....Président du jury
Gérard ANCELLET.....Rapporteur
Alain HAUCHECORNE.....Rapporteur
Jimmy LECLAIR DE BELLEVUE.....Examinateur

RESUME

Étude de la variabilité de la vapeur d'eau dans la troposphère et la basse stratosphère en région (sub)tropicale et des processus associés

Dans un contexte de changement climatique, il est important d'étudier les processus de distribution et les tendances des gaz à l'état de traces dans l'atmosphère tels que l'ozone et la vapeur d'eau. L'Observatoire atmosphérique du Maïdo, situé à 2160 m, et inauguré en octobre 2012, héberge un ensemble d'instruments de mesures atmosphériques in-situ et par télédétection, dont le Lidar1200 pour la mesure de profils verticaux de vapeur d'eau. La validation, l'évaluation et une première exploitation des données du Lidar1200 font l'objet de cette thèse. Des comparaisons avec des radiosondages CFH (Cryogenic Frost-point Hygrometer) pendant la campagne MORGANE (Maïdo ObseRvatory Gaz and Aerosol Ndacc Experiment) de mai 2015 ont permis de valider les profils de vapeur d'eau du lidar. Nos résultats montrent un accord satisfaisant entre les deux instruments. Dans l'UT/LS (Upper Troposphere / Lower Stratosphere), le biais par rapport aux CFH est inférieur à 20 % et à 1 ppmv. La fiabilité des mesures du Lidar1200 a pu être établie jusqu'à 22 km d'altitude dès lors qu'un nombre suffisant de données est intégré sur plusieurs nuits d'observations. A plus courte échelle de temps (quelques dizaines de minutes), le Lidar1200 est capable de suivre temporellement des structures de l'ordre de la centaine de mètres d'épaisseur jusqu'à une dizaine de kilomètres d'altitude. La base de données de novembre 2013 à octobre 2015 apporte des informations sur la variabilité saisonnière de la vapeur d'eau, et sur la structure verticale du champ d'humidité associée à l'inversion d'alizés ainsi que son épaissement pendant la saison d'été. En moyenne troposphère, un flux d'air humide est convecté dans la ZCIT (Zone de Convergence Inter-Tropicale) et advecté vers La Réunion par la circulation générale de Hadley, vers 10-11 km en été et vers 8-9 km en automne. Enfin, dans l'UT/LS, l'analyse des données montre le potentiel du Lidar1200 de surveiller la vapeur d'eau à long-terme avec un ou deux points de mesure par mois. Les données de vapeur d'eau permettent de documenter de nombreux processus atmosphériques tels que les STE (échanges stratosphère-troposphère). Des signatures d'intrusion stratosphérique ont été observées sur des observations lidar quasi simultanées et co-localisées d'ozone et de vapeur d'eau pendant la campagne de mesure MALICCA-1 (MAïdo LIdar Calibration CAmpaign, avril 2013, La Réunion) le 4 avril 2013. Trois pics d'ozone (supérieurs à 90 ppbv à ~8, ~10 et ~13 km d'altitude) au sein d'une couche épaisse d'air sec suggèrent un processus d'intrusion stratosphérique avec plusieurs origines. Ces intrusions stratosphériques ont été initiées par la dynamique des courant-jets polaire et subtropical pendant un épisode de déferlement d'ondes de Rossby sur le sud-ouest de l'océan Indien. L'analyse du cas d'étude a mis en place différentes méthodologies d'analyse basées sur des outils lagrangien (modèle LACYTRAJ et méthode de Reverse Domain Filling) et eulérien (simulation du modèle Méso-NH utilisant des traceurs d'origine stratosphérique). De par le positionnement privilégié de La Réunion, la richesse du parc instrumental de l'Observatoire du Maïdo et des outils méthodologiques développés dans le cadre de ce projet (modélisation lagrangienne et méso-échelle), les STE pourront à l'avenir être systématiquement abordés avec une approche multi-traceur.

Mots-clefs : Instrumentation - Lidar - Comparaisons instrumentales – Observatoire du Maïdo - Radiosondages – ECMWF ERA-Interim – Données satellites – UT/LS tropicale – Échanges stratosphère-troposphère - Ozone - Vapeur d'eau – Modélisation – LACYTRAJ – Méso-NH

ABSTRACT

Study of the variability of water vapor in the troposphere and in the lower stratosphere in (sub)tropical region and of the associated processes

In a context of climate change, it is important to study distribution processes and the trends of trace atmospheric gases such as ozone and water vapor. The Maïdo atmospheric Observatory, located at 2160 m asl, and opened in October 2012, hosts a set of atmospheric in-situ and remote sensing instruments, including the Lidar1200 providing water vapor profiles. This thesis aims to provide a thorough work of validation, evaluation and analysis of the Lidar1200 data. Comparisons with CFH radiosoundings (Cryogenic Frost-point Hygrometer) during the MORGANE campaign (Maïdo ObseRvatory Gaz and Aerosol Ndacc Experiment) in May 2015 allowed to validate the water vapor profiles of the lidar. Our results show an acceptable agreement between the two instruments. In the UT/LS (Upper Troposphere / Lower Stratosphere), the bias compared to CFH sondes is lower than 20 % and than 1 ppmv. The reliability of the Lidar1200 measurements has been demonstrated up to an altitude of 22 km if a sufficient number of data is integrated over several nights of observations. At a smaller temporal scale (several dozens of minutes), the Lidar1200 is able to follow temporally structures in the range of a hundred of meters thick up to a dozen of kilometers in altitude. The database (November 2013 – October 2015) brings information on the seasonal variability of the water vapor over Reunion Island. In the lower troposphere, the analysis of the data allows to characterize in detail the vertical structure of the humidity field associated to the trade winds inversion as well as its thickening during the summer season. In the middle troposphere, our results shows the detection in altitude of a humid air flux convected in the ITCZ (InterTropical Convergence Zone) and advected until Reunion Island by the general circulation of Hadley, at 10-11 km in summer and 8-9 km in autumn. Finally, in the UT/LS, the data analysis shows the potential of the lidar in monitoring the water vapor on a long term with one to two points of measurements by month. The water vapor data allow to study atmospheric processes such as STE (Stratosphere-Troposphere Exchanges). Signatures of stratospheric intrusions were observed on quasi-simultaneous and co-localized ozone and water vapor observations realized by two lidars of the Maïdo Observatory during the measurement campaign MALICCA-1 (MAïdo LIdar Calibration CAMpaign, April 2013, Reunion Island) on April 4, 2013. Three ozone peaks (in excess of 90 ppbv, at ~8, ~10 and ~13 km altitude) embedded in a thick dry layer of air suggested stratospheric intrusions with multiple origins. These intrusions have been initiated by the dynamics of the polar and the subtropical jet streams during an episode of Rossby wave breaking over the south-west of the Indian Ocean. The analysis of this study case set up different methodologies based on lagrangian (LACYTRAJ model and Reverse Domain Filling method) and eulerian tools (Meso-NH model run using stratospheric tracers). Thanks to the preferred location of Reunion Island, the size of the instrument stock of the Maïdo Observatory and the methodological tools developed in this research project, the STE could be systematically investigated in the future with a tracer-tracer approach

Key words : Instrumentation – Lidar – Instrumental comparisons – Maïdo Observatory – Radiosoundings – ECMWF ERA-Interim – Satellite data – Tropical UT/LS – Stratosphere-troposphere exchanges – Ozone – Water vapor – Modeling – LACYTRAJ – Meso-NH

INTRODUCTION

Dans un contexte de changement climatique, il est important de suivre les tendances des gaz à l'état de traces dans l'atmosphère, qu'ils soient réactifs chimiquement, ou inertes et à effet de serre. Ce projet de recherche concerne principalement l'ozone et la vapeur d'eau (gaz réactifs et à effet de serre), et s'intéresse à leur présence dans l'atmosphère de la bande tropicale de l'hémisphère Sud. De nombreuses incertitudes résident autour des bilans et des processus de transport et de transformation de ces deux gaz. Ces bilans et processus comportent encore de nombreux verrous scientifiques dans la zone appelée UT/LS (Upper Troposphere / Lower Stratosphere), zone de l'interface entre la troposphère (couche de l'atmosphère météorologique) et la stratosphère (couche supérieure où l'ozone protège la terre des rayons UV solaires). Il est important d'attaquer ces verrous par de nouvelles études pour mieux comprendre les impacts des processus dans un climat changeant. Si les instruments permettant de mesurer l'ozone sont nombreux, les profils de vapeur d'eau de haute résolution sont actuellement plus rares. En effet, les instruments parmi les plus performants tels que le lidar Raman vapeur d'eau ou les radiosondes nécessitent souvent un travail de validation, d'évaluation et d'optimisation de leurs performances, un travail rigoureux à mener avec soin car ce sont leurs données qui viennent alimenter les bases de données nationales et internationales.

Pour améliorer la connaissance de la variabilité spatio-temporelle de la vapeur d'eau, une base de données homogène doit être construite à l'échelle du globe, avec des données régulières et fiables. D'où l'intérêt d'avoir des sites de mesure dans l'hémisphère Sud tels que l'Observatoire du Maïdo avec des instruments robustes et de hautes performances. L'observatoire atmosphérique du Maïdo a pour vocation la surveillance de paramètres atmosphériques sentinelles de changements climatiques aux grandes échelles spatio-temporelles ([Baray et al., 2013](#)). Les instruments sur site sont utilisés en routine pour alimenter les bases de données de réseaux d'observations internationaux. Ils sont aussi utilisés dans le cadre de campagnes de recherche dédiées. Pour l'ozone, La Réunion est une station du réseau SHADOZ (Southern Hemisphere ADDitional Ozonesondes) et du NDACC (Network for the Detection of Atmospheric Composition Change) dans le cadre duquel des radiosondages hebdomadaires sont réalisés ([Thompson et al., 2003](#)) ainsi que des mesures lidar (uniquement pour le NDACC). La vapeur d'eau est elle aussi mesurée par un système lidar et par des radiosondages. Il est important d'évaluer les données de ces deux types de mesure et tout particulièrement dans l'UT/LS tropicale. Après avoir évalué les performances des deux instruments, les mesures pourront être améliorées si nécessaires ou directement validées afin d'alimenter des bases de données, celles du Pôle Atmosphère au niveau national dans l'infrastructure de recherche naissante ACTRIS-France (Aerosols, Clouds, and Trace gases Research InfraStructure), ou encore celles de ACTRIS-ERIC (European Research Infrastructure Consortium, en construction) et NDACC aux niveaux européen et international, respectivement.

Le travail se focalisera sur l'évaluation et l'amélioration des performances des mesures de vapeur d'eau réalisées par le Lidar1200 de l'Observatoire du Maïdo. Ce lidar Raman vapeur d'eau, avec son miroir de 1,20 m de diamètre ([Dionisi et al., 2015](#)), est attendu pour développer de meilleures performances dans l'UT/LS que quand il était pour partie installé sur le campus universitaire au niveau de la mer ([Hoareau et al., 2012](#)). En raison du peu de mesures de références dans cette région de l'atmosphère ([Montoux et al., 2009](#)), l'exercice d'évaluation de ces

performances et de validation est difficile, c'est pourquoi il passera par des campagnes de mesure, à savoir : MALICCA-1 et 2 (MAïdo Lidar Calibration Campaign) en avril et octobre 2013, les campagnes LIDEOLE-1 et 2 en novembre 2014 et septembre 2015 et la campagne MORGANE (Maïdo ObservatoRy Gas and Aerosols Ndacc Experiment) de mai 2015. Des biais importants sur les radiosondages M10 de MétéoModem par rapport aux autres mesures ont été mis en évidence pendant MALICCA-1, or ce sont des sondes largement utilisées pour les radiosondages météorologiques. Cela a déclenché un travail d'étude et de correction de ces sondes dans le cadre du réseau GRUAN (GCOS Reference Upper-Air Network) France. L'objectif principal de la campagne MORGANE était de préparer la labellisation NDACC des lidars de la station du Maïdo en collaboration avec les équipes de l'OPAR (UMS de l'OSU-Réunion, LACy et LATMOS) et une équipe du Jet Propulsion Laboratory de la NASA (National Aeronautics and Space Administration). Une campagne intensive de comparaison de sondes s'y est associée dans le cadre de GRUAN France avec le lancement d'attelages multiples avec des sondes Modem M10, Vaisala RS92 et RS41. Des sondes CFH (Cryogenic Frost-point Hygrometer) ont aussi été fixées sur certains de ces attelages multiples. Ce type de sonde est l'un des seuls instruments à présenter les performances requises (Vömel et al., 2007) pour pouvoir valider la partie du profil du Lidar1200 dans l'UT/LS. Mais pour le Lidar1200, il est important, au-delà des comparaisons instrumentales, d'identifier les différentes sources d'erreur de ses mesures de vapeur d'eau. Une étude statistique et/ou ciblée de la base de données de vapeur d'eau de novembre 2013 à octobre 2015 permettra d'évaluer le potentiel du Lidar1200 pour l'étude de la variabilité spatio-temporelle de la vapeur d'eau et la surveillance de l'UT/LS. Au-delà des travaux sur l'aspect instrumental, une première analyse de ses données a été mise en place afin de démontrer l'intérêt de ces mesures de qualité sur l'étude de divers processus atmosphériques, en particulier les échanges stratosphère-troposphère avec le cas d'étude du 4 avril 2013 sur une situation complexe d'intrusions stratosphériques. Le recul de deux ans de données devrait aussi permettre d'identifier des variations saisonnières de la vapeur d'eau dans la troposphère au-dessus de La Réunion.

Ce travail de recherche est développé dans ce manuscrit. Il est important de rappeler, dans un premier temps, l'importance du rôle de la vapeur d'eau dans la troposphère et la stratosphère ainsi que les processus qui contrôlent les échanges et la chimie entre ces deux réservoirs (Chapitre 1). Dans ce chapitre, le contexte particulier de La Réunion et du bassin océan Indien sera également détaillé afin de situer l'Observatoire du Maïdo et de réaliser son importance pour la mesure des paramètres sentinelles du changement climatique tels que la vapeur d'eau et l'ozone. L'état des lieux des différentes mesures de vapeur d'eau effectuées à La Réunion jusqu'en 2012 sera dressé. Le Chapitre 2 sera consacré à l'évaluation des performances des mesures de vapeur d'eau par lidar et par radiosondage réalisées à La Réunion depuis l'inauguration de l'Observatoire du Maïdo. Le traitement des données du lidar sera détaillé afin d'ajouter à l'évaluation des performances une discussion sur l'ensemble des sources d'erreur de la mesure. La méthodologie de calibration particulière à cet instrument sera aussi détaillée afin d'expliquer le processus de validation du lidar Raman de la vapeur d'eau avant la distribution de ses données dans les réseaux. D'autre part, des exemples de l'amélioration significative des profils de vapeur d'eau Modem M10 réalisés par le groupe de travail GRUAN France et MétéoModem seront présentés. Le Chapitre 3 présente le potentiel de la base de données fournie par le Lidar1200 pour l'étude des tendances de la vapeur d'eau dans l'UT/LS et pour la caractérisation des structures de fines échelles en troposphère. Les premiers résultats sur la variabilité saisonnière de la vapeur d'eau seront aussi évoqués dans ce chapitre. Et enfin, le Chapitre 4 illustrera les études de processus qui pourront être menées à l'avenir avec les données vapeur d'eau et ozone des lidars de l'Observatoire du Maïdo avec le cas d'étude

d'intrusion stratosphérique du 4 avril 2013. L'approche multi-méthodologique (analyse et interprétation des observations dans leur environnement synoptique à partir de sorties opérationnelles de modèles météorologiques, modélisation méso-échelle et lagrangienne) tendra à expliquer la distribution verticale particulière de l'ozone et de la vapeur d'eau au-dessus de La Réunion ce jour-là. La conclusion portera sur l'état des performances actuelles des mesures de vapeur d'eau et d'ozone à La Réunion, des perspectives sur l'utilisation de ces données et des premiers résultats sur les questionnements scientifiques que ces instruments permettront de faire avancer.

SOMMAIRE

RESUME	2
ABSTRACT	3
INTRODUCTION	4
SOMMAIRE	7
LISTE DES FIGURES	9
LISTE DES TABLEAUX	12
CHAPITRE 1 : La vapeur d'eau atmosphérique et les échanges stratosphère-troposphère	13
1. Cycle et rôle de l'eau atmosphérique.....	15
1.1. Dans la troposphère.....	15
1.2. Dans la stratosphère.....	16
2. Variabilité de la vapeur d'eau.....	17
2.1. Cycle saisonnier et variabilité spatio-temporelle de la vapeur d'eau.....	17
2.2. Distribution et tendances au sein des différents réservoirs.....	18
2.3. Les réseaux de mesures et de données.....	19
2.4. Instrumentation et profils de vapeur d'eau.....	24
2.5. Mesures de la variabilité de la vapeur d'eau : bilan.....	39
3. Les différentes observations de la vapeur d'eau dans l'UT/LS à La Réunion.....	40
3.1. Contexte géophysique de La Réunion.....	40
3.2. Description des mesures de vapeur d'eau à La Réunion avant 2013.....	44
4. Les échanges stratosphère-troposphère.....	47
4.1. Généralités sur les STE.....	47
4.2. Échanges stratosphère→troposphère au-dessus du bassin sud-ouest océan Indien.....	53
5. Objectifs de la thèse.....	54
CHAPITRE 2 : Évaluation et validation des mesures de vapeur d'eau par lidar et radiosondage dans la troposphère et dans la basse stratosphère à La Réunion (période «Maïdo »)	57
1. L'Observatoire atmosphérique du Maïdo.....	58
1.1. Présentation de l'observatoire.....	58
1.2. Le potentiel d'observation.....	61

2. Le lidar Raman vapeur d'eau de l'Observatoire du Maïdo.....	65
2.1. <i>Le traitement des données lidar Raman : équation lidar, erreurs et calibration.....</i>	65
2.2. <i>Déploiement du lidar Raman vapeur d'eau au Maïdo.....</i>	70
2.3. <i>Méthodologie de surveillance de la vapeur d'eau par lidar Raman.....</i>	82
3. Conclusion.....	106
CHAPITRE 3 : Potentiel de la base de données vapeur d'eau du Lidar1200 en termes d'études géophysiques.....	109
1. Détection et suivi temporel des structures de fine échelle.....	110
2. Variabilité de la vapeur d'eau dans la troposphère.....	112
2.1. <i>Séries temporelles.....</i>	112
2.2. <i>Variabilité temporelle.....</i>	114
2.3. <i>Variabilité saisonnière des périodes quasi-stationnaires.....</i>	118
3. Surveillance de la vapeur d'eau dans l'UT/LS.....	123
4. Conclusion.....	127
CHAPITRE 4 : Caractérisation d'un épisode complexe d'intrusions stratosphériques au-dessus de La Réunion.....	129
1. Introduction.....	130
2. ARTICLE : Multiple subtropical stratospheric intrusions over Reunion Island : observational, lagrangian and eulerian numerical modeling approaches.....	131
3. Conclusion.....	152
CHAPITRE 5 : Conclusion et perspectives.....	155
1. Conclusion.....	156
2. Perspectives.....	161
2.1. <i>Performances des mesures lidar vapeur d'eau à La Réunion.....</i>	161
2.2. <i>Étude scientifique : le rapport traceur-traceur, nouvelle approche via les lidars du Maïdo.....</i>	162
2.3. <i>Le lidar Raman du Maïdo et la validation des données satellites vapeur d'eau.....</i>	163
ANNEXES.....	165
Liste des références bibliographiques.....	190
Liste des abréviations et acronymes.....	204
Remerciements.....	207

LISTE DES FIGURES

- Figure 1.** Actions et rétroactions de la vapeur d'eau sur le climat
- Figure 2.** Carte des stations appartenant au réseau NDACC
- Figure 3.** Carte des stations certifiées GRUAN et des potentiels futures stations
- Figure 4.** Mesures de vapeur d'eau et de température
- Figure 5.** Localisation des courants-jets
- Figure 6.** Circulation atmosphérique dans le bassin océan Indien en hiver
- Figure 7.** Le bassin sud-ouest océan Indien et la carte de l'île de La Réunion
- Figure 8.** Représentation schématique des processus nuageux (et du transport associé autour de la TTL)
- Figure 9.** La dynamique des échanges stratosphère-troposphère
- Figure 10.** Schéma illustratif des structures de PV instantanées
- Figure 11.** Structure dynamique représentative d'une intrusion stratosphérique
- Figure 12.** Positionnement des pistes de recherche sur le parcours de l'instrumentation à la modélisation numérique
- Figure 13.** L'Observatoire du Maïdo
- Figure 14.** L'Observatoire du Maïdo, photographie
- Figure 15.** Plan de l'observatoire
- Figure 16.** Le parc instrumental de l'observatoire
- Figure 17.** Le potentiel d'observation de la station du Maïdo
- Figure 18.** Déploiement des radiosondages à l'Observatoire du Maïdo , visuel
- Figure 19.** Les différentes étapes de tests et d'optimisation de la mesure vapeur d'eau du Lidar1200 pour une mise en réseaux de ses données vapeur d'eau
- Figure 20.** Représentation schématique des différentes campagnes de mesure associées au Lidar1200
- Figure 21.** Représentation schématique du Lidar1200
- Figure 22.** Schéma optique du Lidar1200 en mode routine
- Figure 23.** Histogramme des nuits de mesure du Lidar1200 par année entre novembre 2013 et octobre 2015
- Figure 24.** Distribution des données vapeur d'eau du Lidar1200 en fonction du temps d'intégration
- Figure 25.** Distribution moyenne des données vapeur d'eau du Lidar1200 en fonction des saisons
- Figure 26.** Répartition de l'IWV GNSS en fonction du nombre de mesures totales et par saison
- Figure 27.** Part de la colonne intégrée de vapeur d'eau en fonction de l'altitude par rapport à la colonne totale
- Figure 28.** Série temporelle des moyennes (par nuit de mesure) des coefficients de calibration horaire sur la base de données de 2 ans du Lidar1200
- Figure 29.** Série temporelle des coefficients de calibration calculés à partir des données analyses ECMWF ou des ré-analyses ECMWF ERA-Interim
- Figure 30.** Séries temporelles des coefficients de calibration calculés à partir des sondes CFH, RS92, RS41, M10 et GNSS
- Figure 31.** Différence entre la moyenne des IWV par différentes techniques de mesure du 11 au 24 mai pendant la campagne MORGANE par rapport à la moyenne de l'IWV GNSS de MORGANE
- Figure 32.** Erreur sur le facteur de calibration horaire en fonction de l'IWV GNSS
-

-
- Figure 33.** Profils M10 de vapeur d'eau du 4 et du 8 avril 2013 en humidité relative et en rapport de mélange avant et après correction
- Figure 34.** Comparaison entre les données vapeur d'eau Lidar1200 et Modem M10 des campagnes MALICCA-2 et LIDEOLE-2 entre 2,2 et 14 km
- Figure 35.** Comparaison entre les données vapeur d'eau Lidar1200 et Modem M10 des campagnes MALICCA-2 et LIDEOLE-2 entre 14 et 17 km
- Figure 36.** Comparaison entre les données vapeur d'eau Lidar1200 et Modem M10 de la campagne MORGANE entre 2,2 et 14 km
- Figure 37.** Comparaison entre les données vapeur d'eau Lidar1200 et Modem M10 des campagnes MALICCA-2 et LIDEOLE-2 entre 14 et 17 km (moyenne des profils lidar des nuits de mesure)
- Figure 38.** Comparaison entre les données vapeur d'eau Lidar1200 et Modem M10 des campagnes MALICCA-2 et LIDEOLE-2 entre 14 et 17 km (données lidar intégrées sur toute la campagne)
- Figure 39.** Comparaison entre les données vapeur d'eau Lidar1200 et Vaisala RS92 de la campagne MORGANE entre 2,2 et 14 km
- Figure 40.** Comparaison entre les données vapeur d'eau Lidar1200 et Vaisala RS92 de la campagne MORGANE entre 14 et 17 km
- Figure 41.** Profils de rapport de mélange de vapeur d'eau du 18 novembre 2014, CFH (19:27 UTC) et Lidar1200 (19:00 UTC pour 120 minutes d'intégration)
- Figure 42.** Profils de rapport de mélange de vapeur d'eau du 18 novembre 2014, CFH (19:27 UTC) et Lidar1200 (19:30 UTC pour 30 minutes d'intégration), zoom
- Figure 43.** Différence relative du profil lidar au profil CFH pour une durée d'intégration lidar de 120 min, 30 minutes et 15 minutes
- Figure 44.** Comparaison entre les données vapeur d'eau Lidar1200 et CFH de la campagne MORGANE entre 2,2 et 22 km
- Figure 45.** Régressions linéaires des altitudes maximum atteintes par les profils journaliers pour des erreurs totales inférieures ou égales à différents seuils
- Figure 46.** Résolutions verticales du profil lidar selon le nombre de point du filtre utilisant les coefficients de Blackman
- Figure 47.** Contribution des différentes erreurs statistique et systématiques et l'erreur totale pour un profil lidar moyen intégré sur 10, 40 et 240 minutes
- Figure 48.** Profils de rapport de mélange de vapeur d'eau du 18 mai 2015, CFH (17:16 UTC) (en noir) et Lidar1200 (17:15 UTC pour 40 minutes d'intégration en rouge et par pas de 10 minutes dans les autres couleurs).
- Figure 49.** Profils de rapport de mélange de vapeur d'eau du 19 mai 2015, CFH (18:33 UTC) et Lidar1200 (18:32 UTC pour 40 minutes d'intégration et par pas de 10 minutes)
- Figure 50.** Série temporelle de rapport de mélange de vapeur d'eau lidar le 19 mai 2015 à partir de 14:47 UTC (321 minutes)
- Figure 51.** Série temporelle du rapport de mélange de vapeur d'eau pendant la campagne MORGANE
- Figure 52.** Série temporelle interpolée du rapport de mélange de vapeur d'eau pendant la campagne MORGANE
- Figure 53.** Série temporelle des profils mensuels de vapeur d'eau
- Figure 54.** Variabilité des profils de vapeur d'eau pour 10, 40 et 240 minutes
- Figure 55.** Variabilité des profils de vapeur d'eau de 40 minutes en fonction de la saison
- Figure 56.** Variabilité des profils de vapeur d'eau à 240 minutes en fonction de la saison
- Figure 57.** Variabilité des profils de vapeur d'eau des périodes quasi-stationnaires en fonction de la saison
- Figure 58.** Variation du profil moyen des périodes quasi-stationnaires par saison par rapport au profil moyen total
-

Figure 59. Variation du profil moyen des périodes quasi-stationnaires par saison (zoom entre 12 et 14 km)

Figure 60. Variation du profil moyen des périodes quasi-stationnaires par saison (zoom entre 7 et 12 km)

Figure 61. Profils de rapport de mélange de vapeur d'eau du 24 septembre 2015 obtenus par le Lidar1200 à 15:07 UTC pour 531 minutes d'intégration, à 15:08 UTC pour 112 minutes, à 17:00 UTC pour 184 minutes et 20:04 UTC pour 205 minutes d'intégration entre 2,2 et 25 km d'altitude

Figure 62. Profils de rapport de mélange de vapeur d'eau intégrant toute les données d'une campagne : LIDEOLE-1 avec environ 12 h de données, MALICCA-2 avec environ 24 h de données, LIDEOLE-2 avec environ 32 h de données et MORGANE avec environ 47 h de données, entre 22 et 25 km d'altitude

Figure 63. Erreurs absolue et relative des profils de campagnes de la figure 62, entre 16 et 25 km d'altitude

Article : Multiple subtropical stratospheric intrusions over Reunion Island : observational, lagrangian and eulerian numerical modeling approaches (*Vérèmes et al., soumis en 2016*)

Figure 1. Lidar profiles of ozone mixing ratio at the Mado observatory on 4 April 2013 1610 UTC and 2 April 2013 2151 UTC and lidar profiles of water vapor mixing ratio at the Mado observatory and their 1- σ error for 4 April 2013 at 1635 UTC, at 1703 UTC and at 2210 UTC and Modem water vapor radiosounding profiles on 4 April 2013 at 1516 UTC and at 1956 UTC and at 2212 UTC

Figure 2. Meteosat image in the water vapor channel on 4 April 2013 1800 UTC

Figure 3. ECMWF ERA-Interim re-analysis on 4 April 2013 1800 UTC for water vapor mixing ratio at 200 hPa, ozone mixing ratio at 250 hPa, potential vorticity at 350 K, and wind speed at 350 K

Figure 4. Zonal and meridional vertical cross-sections from ECMWF ERA-Interim re-analysis on 4 April 2013 at 1800 UTC for water vapor mixing ratio, ozone mixing ratio and potential vorticity

Figure 5. 400 hPa ozone mixing ratio on 3 April at 0000 UTC with the LACYTRAJ-RDF method (48-hours backward advection using ECMWF ERA-Interim re-analyses and 400 hPa stratospheric tracer mixing ratio on 2 April 2013 at 2200 UTC from the Meso-NH simulation

Figure 6. 200-hPa wind speed on 1 April at 1200 UTC from ECMWF ERA-Interim re-analysis and time series of vertical profiles of potential vorticity and ozone mixing ratio from ECMWF ERA-Interim re-analysis along the backtrajectory

Figure 7. Wind speed at 350 K on 31 March at 1200 UTC and on 2 April at 0000 UTC from ECMWF ERA-Interim re-analysis and LACYTRAJ 5-day backtrajectories initialized on 4 April 2013 at 1800 UTC on the grid point (21.5°S, 55°E) at 350 hPa, 280 hPa, and 200 hPa, and on the grid point (21.5°S, 56°E) at 200 hPa.

Figure 8. Potential vorticity and ozone mixing ratio on 31 March at 1200 UTC from ECMWF ERA-Interim re-analysis and the position of the particles along the backward trajectories of Figure 7 on 31 March 2013 at 1200 UTC

Figure 9. Time series of vertical profiles of potential vorticity from ECMWF ERA-Interim re-analysis along the backtrajectories shown on Fig. 7

Figure 10. Meridional vertical cross-sections at 55.5°E on 4 April 2013 1800 UTC : ozone mixing ratio and potential vorticity with LACYTRAJ-RDF method (48-hours backward advection using ECMWF ERA-Interim re-analyses) and stratospheric ozone mixing ratio tracer and potential vorticity from Meso-NH

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1. Performances des instruments embarqués sur satellite permettant de retourner des profils de vapeur d'eau a minima dans la troposphère, voire la stratosphère

Tableau 2. Précisions des mesures de vapeur des sondes Modem M10, Vaisala RS92 et CFH d'après la littérature

Tableau 3. Performances des mesures de vapeur des systèmes lidar Raman du NDACC d'après la littérature

Tableau 4. Performances des systèmes lidar Raman mobiles impliqués dans de nombreuses campagnes de comparaison instrumentale d'après la littérature

Tableau 5. Tableau récapitulatif des différents coefficients de calibration des données vapeur d'eau du Lidar1200 entre novembre 2013 et octobre 2015

Tableau 6. Caractéristiques principales des profils de vapeur d'eau de la figure 62

Tableau 7. Guide d'utilisation des données vapeur d'eau du Lidar200 selon l'altitude étudiée

Article : Multiple subtropical stratospheric intrusions over Reunion Island : observational, lagrangian and eulerian numerical modeling approaches (*Vérèmes et al., soumis en 2016*)

Table 1. Description of the different types of ECMWF data

Table 2. Measurements at the Maïdo observatory on 2 and 4 April 2013 (MALICCA-1)

Crédits photographiques :

Figures 14, 16 et 18 : Hélène Vérèmes

Figure 16, photographie en bas à droite : Extrait de la vidéo "Observatoire atmosphérique du Maïdo - OPAR 2013" réalisée par Z'images en l'air (2013)

CHAPITRE 1 :

La vapeur d'eau atmosphérique et les échanges stratosphère-troposphère

1. Cycle et rôle de l'eau atmosphérique.....	15
1.1. Dans la troposphère.....	15
1.2. Dans la stratosphère.....	16
2. Variabilité de la vapeur d'eau.....	17
2.1. Cycle saisonnier et variabilité spatio-temporelle de la vapeur d'eau.....	17
2.2. Distribution et tendances au sein des différents réservoirs.....	18
2.3. Les réseaux de mesures et de données.....	19
2.3.1. NDACC.....	20
2.3.2. GRUAN.....	22
2.4. Instrumentation et profils de vapeur d'eau.....	24
2.4.1. Spectromètres IR et MWR.....	25
2.4.2. Données satellites.....	26
2.4.3. Évaluation des performances de différentes sondes météorologiques.....	30
2.4.4. Performances des lidars DIAL et Raman.....	34
2.5. Mesures de la variabilité de la vapeur d'eau : bilan.....	39
3. Les différentes observations de la vapeur d'eau dans l'UT/LS à La Réunion.....	40
3.1. Contexte géophysique de La Réunion.....	40
3.1.1. La circulation générale.....	40
3.1.2. Le contexte météorologique du bassin.....	41
3.1.3. Le contexte géophysique spécifique à La Réunion.....	42
3.2. Description des mesures de vapeur d'eau à La Réunion avant 2013.....	44
3.2.1. Le développement du parc instrumental à La Réunion jusqu'à la station du Maïdo.....	44
3.2.2. Évaluation des données vapeur d'eau à La Réunion avant 2013.....	45
4. Les échanges stratosphère-troposphère.....	47

4.1. Généralités sur les STE.....	47
4.1.1. <i>Hydratation de la basse stratosphère</i>	47
4.1.2. <i>Déshydratation et transport dans la TTL : changement de phase</i>	48
4.1.3. <i>Foliations de tropopause et gouttes froides d'altitude</i>	49
4.1.4. <i>Climatologie des STE</i>	52
4.2. Échanges stratosphère→troposphère au-dessus du bassin sud-ouest océan Indien.....	53
5. Objectifs de la thèse.....	54

1. Cycle et rôle de l'eau atmosphérique

1.1. Dans la troposphère

La vapeur d'eau est le plus important gaz à effet de serre de l'atmosphère (IPCC, 2013). La vapeur d'eau a un fort effet radiatif. Dans la troposphère, elle joue un rôle clef dans l'équilibre énergétique entre la surface et son sommet, entraîne des mécanismes de rétroaction importants sur le climat, et est moteur dans la formation des nuages et des précipitations (IPCC, 2013). La relation de Clausius-Clapeyron implique que l'humidité spécifique augmente avec la température (Huntington, 2006). La température diminuant significativement avec l'altitude dans la première couche de l'atmosphère, la concentration de la vapeur d'eau dans la troposphère diminue donc avec l'altitude. A noter aussi que la quantité de vapeur d'eau étant très sensible à la température, s'il y a un réchauffement climatique, une des conséquences directes sera l'augmentation de la vapeur d'eau qui amplifiera à son tour le réchauffement, on l'appelle la rétroaction de la vapeur d'eau sur le climat.

Même si l'eau atmosphérique ne représente que 0,001 % de l'eau sur Terre et que son temps moyen de résidence dans l'atmosphère n'est que d'environ 10 jours (Chahine et al., 1992), c'est un élément clef faisant le pont entre le cycle de l'eau et le réchauffement climatique. L'augmentation de la température globale implique que, d'un point de vue thermodynamique, l'atmosphère peut contenir plus de vapeur d'eau et générer plus d'évaporation ce qui intensifie le cycle de l'eau (Huntington, 2006). Ce cycle de l'eau induit directement une rétroaction positive mais il est important de prendre en compte les effets indirectes (Figure 1). Par exemple, il est important de noter que l'évaporation est pour 50 % dans le refroidissement de la surface. D'autre part, si les sources de vapeur d'eau d'origine anthropiques sont faibles, les activités humaines augmentent la concentration en aérosols de l'atmosphère ce qui est susceptible d'affecter le cycle de l'eau en interférant sur la formation des nuages et sur les types de précipitations (Huntington, 2006). La vapeur d'eau et la couverture nuageuse pilotent le bilan radiatif à échelle globale (Chahine, 1992). L'ennuagement participe à l'effet de serre qui augmente la température atmosphérique. Mais si la couverture nuageuse augmente, l'albédo terrestre est plus important, ce qui entraîne un refroidissement de la température troposphérique. Cette rétroaction négative doit aussi être prise en compte dans les modèles de prévisions climatiques (Sherwood et al., 2010).

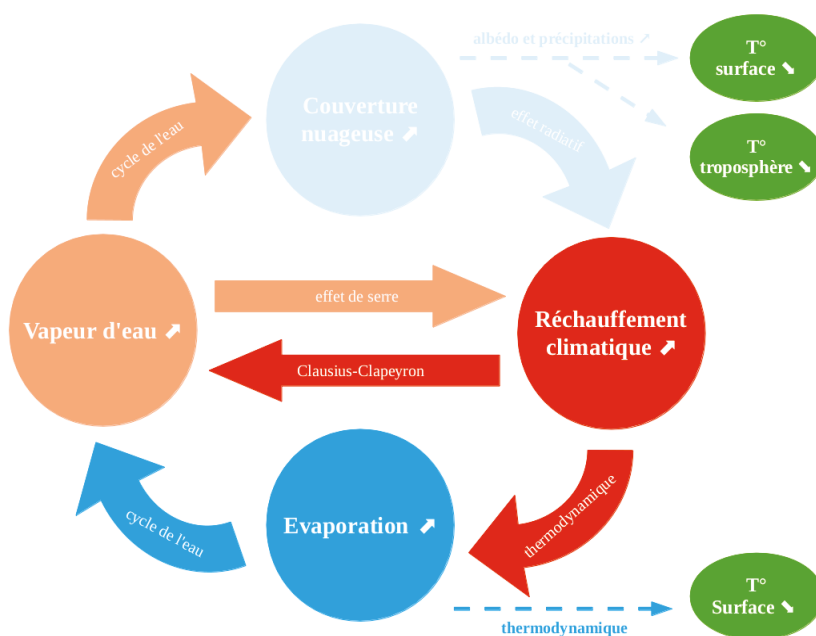


Figure 1. Actions et rétroactions de la vapeur d'eau sur le climat

Figure 1). Par exemple, il est important de noter que l'évaporation est pour 50 % dans le refroidissement de la surface. D'autre part, si les sources de vapeur d'eau d'origine anthropiques sont faibles, les activités humaines augmentent la concentration en aérosols de l'atmosphère ce qui est susceptible d'affecter le cycle de l'eau en interférant sur la formation des nuages et sur les types de précipitations (Huntington, 2006). La vapeur d'eau et la couverture nuageuse pilotent le bilan radiatif à échelle globale (Chahine, 1992). L'ennuagement participe à l'effet de serre qui augmente la température atmosphérique. Mais si la couverture nuageuse augmente, l'albédo terrestre est plus important, ce qui entraîne un refroidissement de la température troposphérique. Cette rétroaction négative doit aussi être prise en compte dans les modèles de prévisions climatiques (Sherwood et al., 2010).

Les modèles globaux utilisés pour la prévision climatique dans le cadre du GIEC (Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat) suggèrent que la vapeur d'eau à échelle globale se maintient à une humidité relative à peu près constante sous un réchauffement globale (IPCC, 2013, Pierrehumbert et al., 2006). La quantité de vapeur d'eau est fonction de l'humidité spécifique. Dans les faits, ces 20 dernières années, l'humidité relative en elle-même est restée à peu près inchangée mais les colonnes intégrées de vapeur d'eau et l'humidité spécifique ont augmenté (IPCC, 2013). La quantité de vapeur d'eau troposphérique a augmenté ces dernières années à une échelle presque globale ce qui était attendu avec l'augmentation de la température (IPCC, 2007). Il est attendu qu'un changement de quantité de vapeur d'eau dans la haute troposphère tropicale se passe (IPCC, 2013) et une augmentation de la température si le réchauffement a lieu de manière uniforme sur le globe. Dans les prévisions climatiques, il est très important de prendre en compte la rétroaction négative du changement de gradient de température (« lapse rate » en anglais) associé à ces changements prévus dans la haute troposphère tropicale. A noter toutefois que ce gradient vertical de température peut aussi entraîner une rétroaction positive dans d'autres zones géographiques à savoir les moyennes et hautes latitudes. La haute troposphère tropicale est une région importante de l'atmosphère influençant le climat à grande échelle, cela implique que la compensation partielle de la réponse radiative à l'augmentation de la température, la rétroaction de l'eau et le gradient de température piloteraient le réchauffement (IPCC, 2013).

1.2. Dans la stratosphère

La vapeur d'eau influence le contenu en ozone dans la stratosphère et le climat. Le contenu en vapeur d'eau de la stratosphère est très faible, de l'ordre de grandeur du ppm (partie par million). Bien que sur un million de molécules, seules quelques unes sont de l'eau, cette dernière y joue un rôle important. Gaz absorbant, la vapeur d'eau pilote en partie la température dans la stratosphère et agit sur sa circulation. La vapeur d'eau est un acteur essentiel de la stratosphère. C'est d'abord un gaz qui interagit avec le rayonnement qu'il vienne du Soleil ou de la Terre. La vapeur d'eau influence entre autres la température de la stratosphère et agit donc sur sa circulation. La vapeur d'eau participe, par son radical hydroxyle (-OH), à la régulation de la quantité d'ozone atmosphérique. L'équilibre chimique des réactions impliquant l'ozone est très sensible à la température. Une diminution de la température entraîne une diminution du contenu en ozone au-dessus des pôles. De plus comme l'augmentation du rapport de mélange de vapeur d'eau élève la température à saturation nécessaire à la formation des nuages stratosphériques polaires qui participent à la destruction de l'ozone, son augmentation a des conséquences importantes sur l'appauvrissement de la couche d'ozone.

L'influence du contenu en vapeur d'eau ne se limite pas au contenu en ozone du réservoir stratosphérique. La température troposphérique est sensible aux variations de température de la stratosphère. Parce que la troposphère est la couche de l'atmosphère où les phénomènes météorologiques se déroulent et déterminent le climat, la stratosphère influence aussi le climat. Une augmentation de la vapeur d'eau en basse stratosphère engendre une diminution des températures stratosphériques et réchauffe la troposphère. L'étude des changements climatiques impose donc de surveiller la vapeur d'eau stratosphérique.

2. Variabilité de la vapeur d'eau

2.1. Cycle saisonnier et variabilité spatio-temporelle de la vapeur d'eau

La variabilité de l'humidité dans l'atmosphère est importante et se retrouve à toutes les échelles : de la turbulence à une distribution globale. Cette variabilité s'explique principalement par la dépendance de la pression de vapeur saturante à la température et les multiples processus de transport vertical. Le temps de résidence de la vapeur d'eau dans l'atmosphère est d'environ 8 à 9 jours (le calcul du temps de résidence dépend du taux de précipitation et d'évaporation et différera donc d'un endroit à l'autre du globe et de la saison), à savoir relativement court en comparaison des autres gaz à effet de serre, et l'un des éléments clés impliquant la très haute variabilité spatio-temporelle de la vapeur d'eau (Trenberth, 1998). Les calculs précédents sont néanmoins représentatifs de colonnes intégrées de vapeur d'eau et donc dominées par la couche d'humidité importante dans la basse troposphère. Des études sur le temps de résidence de la vapeur d'eau sur des profils verticaux ont montré que la température et donc l'altitude avaient une influence significative (Kennett and Toumi, 2005), la vapeur d'eau est aussi soumise à des processus microphysiques et à des processus dynamiques (convection, etc) qui influent sur la durée de vie. Une étude très récente (Läderach and Sodemann, 2016) estime que la durée de vie de la vapeur d'eau serait en réalité deux fois plus courte (moyenne globale de 4 à 5 jours) car le calcul usuel (menant à 8-9 jours) se base sur une simplification de la représentation des processus d'évaporation. L'étude trouve des temps de résidence au-dessus de l'océan Indien de 3 à 4 jours en été et inférieurs à 2 jours en hiver.

Cette variabilité de la vapeur d'eau entraîne des imprécisions lors de comparaisons instrumentales (Sussmann et al., 2009, Vogelmann et al., 2011, Bleisch et al., 2011) : une longue distance entre la position de deux instruments comparés aura tendance à brouiller les résultats (Bleisch et al., 2011). Il est nécessaire de prendre cet aspect en compte dans la comparaison d'IWV (Integrated Water Vapor) de plusieurs instruments différents voire même d'établir des critères de coïncidences spatiale et temporelle. Pour Vogelmann et al. (2011, 2015), ils doivent être de l'ordre de quelques centaines de mètres et de 10 minutes pour un résultat optimal et en pratique de l'ordre du kilomètre (ou inférieur) et inférieur à l'heure pour étudier des colonnes intégrées de vapeur d'eau dans la troposphère. De ces études de comparaisons instrumentales, des premières données quantifiées de variabilité spatio-temporelle ont pu être extraites, ces données concernent l'IWV, de l'ordre de 0,05 mm pour 5 min jusqu'à 0,5 mm pour 15 h. Des premiers travaux sur la variabilité à partir de profils verticaux ont été réalisés, la variabilité la plus forte étant dans la troposphère libre à environ 4,5 km et augmente avec l'altitude jusqu'à un facteur de trois à la tropopause pour une région représentative de l'Europe centrale (Vogelmann et al., 2015). La variabilité spatio-temporelle de la vapeur d'eau reste un verrou scientifique important. Le travail de comparaison de profils verticaux mesurés par des instruments différents est encore plus difficile à réaliser et demande une attention toute particulière à ces critères de coïncidences spatiale et temporelle. Il apparaît essentiel d'améliorer la compréhension de cette grande variabilité de la vapeur d'eau pour ajuster les modèles en conséquence, ces modèles dont dépendent la compréhension du comportement de l'atmosphère et de la prévision climatique (Jacob, 2011). La compréhension de cette variabilité spatio-temporelle nécessite des investigations poussées dans les régions tropicales.

A partir de données satellites, il est possible d'établir un contenu moyen annuel en vapeur d'eau sur le globe (Gettelman et al., 2000). Le contenu moyen de la vapeur d'eau en troposphère

s'explique par des contraintes thermodynamiques : avec l'altitude la quantité de vapeur d'eau augmente de plusieurs ordres de grandeur. Le contenu annuel moyen en vapeur d'eau dans la haute troposphère est caractérisé par : une large bande latitudinale riche en humidité relative et traversant les tropiques, une zone plus sèche correspondant aux subtropiques et au-delà de cette région une humidité relative s'accroissant avec la latitude, le rapport de mélange n'augmentant pas pour autant étant donné que la température diminue à mesure que l'on s'approche des pôles (Gettelman et al., 2000). Si le minimum se trouve dans les subtropiques, il y a trois maxima dans les tropiques : au-dessus du continent maritime, au-dessus du nord de l'Amérique du Sud et au-dessus de l'Afrique centrale, ces zones correspondent aux banches ascendantes avec les cellules de Walker (Bjerknes et al., 1969). Le contenu en vapeur d'eau annuel moyen dans la basse stratosphère montre des gradient important à la TTL (Tropical Tropopause Layer) et dans la basse stratosphère extratropicale, le minimum se retrouve dans les tropiques et juste au-dessus de la tropopause et la quantité de vapeur d'eau augmente vers les pôles et avec l'altitude (Gettelman et al., 2000). La minimum de vapeur d'eau autour de la tropopause est aussi appelé hygropause (Kley et al., 1979) et correspond à peu près à la surface isentrope 400 K. Cette répartition de la vapeur d'eau dans la stratosphère résulte de plusieurs processus atmosphériques de plus ou moins grandes échelles dont une partie expliquent aussi la variabilité saisonnière de la vapeur d'eau. Les processus impliqués sont : la circulation moyenne méridionale, la chimie atmosphérique, la déshydratation de la TTL, la déshydratation saisonnière aux pôles et un ensemble de mécanismes impliquant des échanges d'air troposphérique humide vers la basse stratosphère extratropicale (Gettelman et al., 2000). La troposphère et la basse stratosphère sont sujettes à des variations saisonnières, inter-annuelles voire décennales (Randel et al., 2001, Fujiwara et al., 2010). Les trois maxima annuels dans la haute troposphère se retrouvent et s'expliquent par la saison des moussons alors que la caractère sec des subtropiques est d'autant plus important pendant l'hiver correspondant à l'hémisphère observé (Stone et al., 2000). La température de la tropopause tropicale est pilotée par un cycle saisonnier (son minimum étant pendant l'hiver boréal et son maximum pendant l'été boréal) ce qui induit une cycle saisonnier de déshydratation qui laisse une empreinte sur l'entrée de la vapeur d'eau dans la stratosphère appelé le « tape recorder » (Mote et al., 1996). La saisonnalité de la vapeur d'eau (et d'autres constituants) à la tropopause dépend des circulations environnantes de grandes échelles, des échanges stratosphère-troposphère (Park et al., 2004) et des phénomènes micro-physiques (Fueglistaler et al., 2005) et impacte le contenu des deux réservoirs qu'elle délimite.

2.2. Distribution et tendances au sein des différents réservoirs

Un bilan des tendances de la vapeur d'eau stratosphérique a été dressé par le 4^{ème} rapport d'évaluation du GIEC. Pendant la seconde moitié du 20^{ème} siècle, le contenu en vapeur d'eau y a augmenté d'environ 1 % par an (Rosenlof et al., 2001), coïncidant avec l'observation d'un refroidissement de la basse stratosphère et une augmentation de 0,74°C de la température moyenne de surface sur le siècle dernier. A partir de 1996, la tendance est devenue quasi-nulle. Or, les températures de surface moyennes sont restées relativement constantes à la fin des années 90. Le rapport du GIEC conclut à la nécessité de mener des recherches afin de déterminer l'action et la rétroaction du contenu en vapeur d'eau stratosphérique sur les changements climatiques, notamment sur les modifications de température de surface.

Une augmentation de la vapeur d'eau stratosphérique augmenterait le forçage radiatif de la surface terrestre à hauteur de 5 % du forçage induit par un doublement de CO₂ (Shindell, 2001).

L'augmentation de la concentration de vapeur d'eau observée pendant la deuxième moitié du 20^{ème} siècle a accru le réchauffement en surface (Solomon et al., 2010). La tendance après 2000 est à une diminution du contenu en vapeur d'eau de l'ordre de 0,4 ppmv sur toute la période de l'étude. Cela a eu pour conséquence de réduire le taux de réchauffement en surface de 25 % comparé au réchauffement qui ne prend en compte que le CO₂ et les autres gaz à effet de serre. La vapeur d'eau stratosphérique apparaît donc être un paramètre clef du changement climatique à une échelle décennale par son impact sur la température de surface. Bien qu'il y ait une corrélation entre la diminution de la vapeur d'eau après 2000 et les changements de la SST dans la région des eaux chaudes tropicales du Pacifique (aussi appelée « warm pool » en anglais), il n'est pas encore établi si les changements de vapeur d'eau stratosphérique sont une rétroaction ou une cause des changements climatiques.

2.3. Les réseaux de mesures et de données

Pour établir et étudier des séries climatiques, il est indispensable de pouvoir disposer de bases de données homogènes et fiables sur du long-terme. Avant toute chose, il était donc nécessaire d'évaluer la qualité des bases de données disponibles. Le second rapport de SPARC (Stratospheric Processes and Their Role in Climate) sur la vapeur d'eau dans la haute troposphère et la stratosphère de 2000 (SPARC, 2000) a attesté de cette réalité tout en faisant remarquer qu'au moment de la rédaction de ce rapport il n'y avait guère de mesure de plus de dix ans. Les techniques de mesure de la vapeur d'eau sont multiples : mesures in-situ ou par télédétection, au sol ou embarquées. Les mesures pouvant alimenter cette base de données sont de natures différentes. D'un côté des mesures in-situ et certaines mesures au sol de télédétection, elles présentent des résolutions verticales fines de l'ordre de la centaine de mètres dans la basse stratosphère mais elles sont ponctuelles géographiquement et temporellement et ne sont généralement pas réalisées de manière automatique. D'un autre côté, il y a les données satellites avec une très bonne couverture spatiale et temporelle mais présentent des résolutions verticales moins fines. Pour exploiter les données, il n'est pas seulement question de résolution verticale, la caractérisation des sources d'erreur et l'évaluation de la précision de ces mesures sont importantes. La précision de ces mesures n'est pas toujours établie. Les validations sont donc généralement réalisées au cas par cas et selon des méthodologies différentes. Pour la stratosphère, aucun instrument n'étant « officiellement » reconnu comme « la référence », la comparaison ne peut se faire que relativement à tel ou tel instrument (SPARC, 2000). Peu de comparaisons d'envergure globale ont été réalisées sur les mesures de vapeur d'eau en troposphère et basse stratosphère. En plus de données fiables, il faut qu'elles soient faites sur le long-terme tout en restant stable car plus les séries s'étendent sur de longues périodes et plus elles risquent d'être marquées par des ruptures temporelles en terme de qualité et/ou de quantité qu'il est indispensable de prendre en compte. Pour illustrer cet aspect, on peut citer les instruments embarqués à bord de satellites qui ont des durées de vie limitées, ou encore le fait que les stations de radiosondage changent parfois de système de mesure comme cela a été le cas pour la station de radiosondages de La Réunion (Posny et al., 2010). Pour comprendre les tendances et les processus d'échange de la vapeur d'eau entre les deux réservoirs sur des bases climatologiques : il faut avant tout connaître les instruments, leur résolution et leur précision mais aussi caractériser les bases de données. Pour former une base de données efficace, elle doit être composée de mesures fiables, régulières et réparties sur l'ensemble du globe. La continuité des séries temporelles doit être favorisée. Pour répondre à ces questions, SPARC a donc lancé la suite du programme avec la Water Vapour Initiative dont les objectifs principaux sont de réétudier la qualité des mesures de vapeur

d'eau, la connaissance des mesures (ayant été individuellement améliorée pour bon nombre d'entre elles depuis le rapport précédent) et réaliser une comparaison de grande envergure entre elles (Schiller et al., 2008). Des premiers résultats sur les données satellites ont été publiés (Hegglin et al., 2013). La nécessité d'étudier et de constituer ces séries temporelles est incarnée par la création des réseaux dont les objectifs sont la récolte et la diffusion des données avec des critères stricts de qualité qui doivent répondre aux points suivants : domaine de validité, précision, régularité des mesures, continuité temporelle.

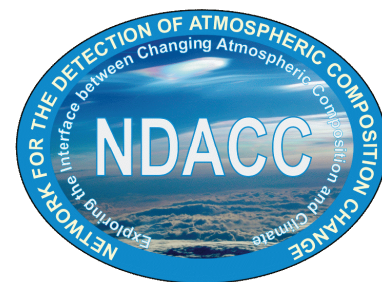
La communauté internationale scientifique veille à la diffusion des données mesurées sur l'ensemble du globe grâce à ces réseaux afin que les laboratoires, les groupes de travail et le plus largement possible les chercheurs et ingénieurs puissent travailler de concert afin de faire avancer les grandes problématiques scientifiques. Les critères de sélection sont draconiens. Le potentiel de mesure à long-terme, stable et réalisé de manière régulière est l'un des premiers facteurs de sélection mais pas seulement. Les mesures fournies par les stations doivent être associées à des fichiers de métadonnées très précis et détaillés et les erreurs associées à ces mesures doivent être calculées. Ce dernier exercice passe par l'étude des algorithmes de traitement et des méthodologies de calibration. Cette rigueur est indispensable pour une surveillance efficace de l'atmosphère et des changements climatiques (Immler et al., 2010). La vapeur d'eau qui connaît une grande variabilité tant spatiale que temporelle nécessite un grand nombre de données. De par ses quantités qui peuvent être très faibles dans la stratosphère par exemple et très importantes à la fois lors des processus de convection profonde et les précipitations en troposphère, un grand nombre de mesures utilisant des techniques différentes est nécessaire dans toute la troposphère mais aussi dans la zone de l'UT/LS. La vapeur d'eau sous la forme RH (humidité relative) fait partie des ECV (Essential Climate Variable ; GCOS, 2003), ces paramètres dont les mesures sont indispensables pour surveiller le climat et pour lesquels des bases de données répondant aux critères cités ci-dessus doivent être construites.

2.3.1. NDACC

Le NDACC (Network for the Detection of Atmospheric Composition Change) (www.ndscp.ncep.noaa.gov) est un réseau international composé de stations de recherche réparties dans le monde entier. Les missions principales de ce réseau sont :

- Détecter les changements et les tendances dans la composition de l'atmosphère et comprendre leurs impacts sur la stratosphère et la troposphère (Kurylo and Solomon, 1990)
- Étudier les différents liens et rétroactions entre le changement climatique et la composition de l'atmosphère
- Valider les mesures satellites de l'atmosphère
- Supporter des campagnes de terrain centrées sur divers processus atmosphériques
- Tester et améliorer les modèles atmosphériques théoriques

Avant de devenir le NDACC, ce réseau s'appelait le NDSC (Network for Detection of Stratospheric Change), dédié aux mesures d'ozone stratosphérique, de température et de vapeur d'eau par radiosondages, radiomètres et lidar. Pour comprendre la composition atmosphérique et notamment ses variations, l'UT/LS représente une zone clef d'échange entre les deux principales couches de l'atmosphère, le NDSC est donc devenu le NDACC en mettant une priorité sur l'étude de la



dynamique et des processus physico-chimiques de cette zone, la surveillance restant néanmoins un challenge d'un point de vue instrumental notamment pour mesurer la vapeur d'eau de manière précise dans l'UT/LS tropicale.

Le réseau fonctionne sur un ensemble de stations réparties dans le monde entier fournissant des mesures de qualité de gaz traces, de particules, des paramètres physiques ainsi que des rayonnements atteignant la surface. Le NDACC compte plus de 70 stations de recherche (Figure 2). Une base de données globale et sur le long-terme sur l'atmosphère nécessite d'utiliser des systèmes complémentaires aéroportés, satellitaires et en surface et des mesures in-situ comme des techniques de télédétection. Les types de mesure rentrant dans le réseau sont : les LIDAR (lidar rétrodiffusé ou DIAL, lidar Rayleigh et/ou Raman), spectromètres UV/visible, Dobson/Brewer, spectro-radiomètres UV, radiomètres UV, FTIR, sondes et satellites. Les instruments de chaque station doivent être ensuite être certifiés NDACC avant de faire rentrer leurs mesures au sein du réseau. Un contrôle de qualité des données est donc demandé par le NDACC. Une (ou plusieurs) campagne(s) de comparaison à l'aveugle sur le terrain peu(ven)t être réalisée(s) afin d'envisager une certification et pour valider la continuité de la qualité des données sur le long-terme.

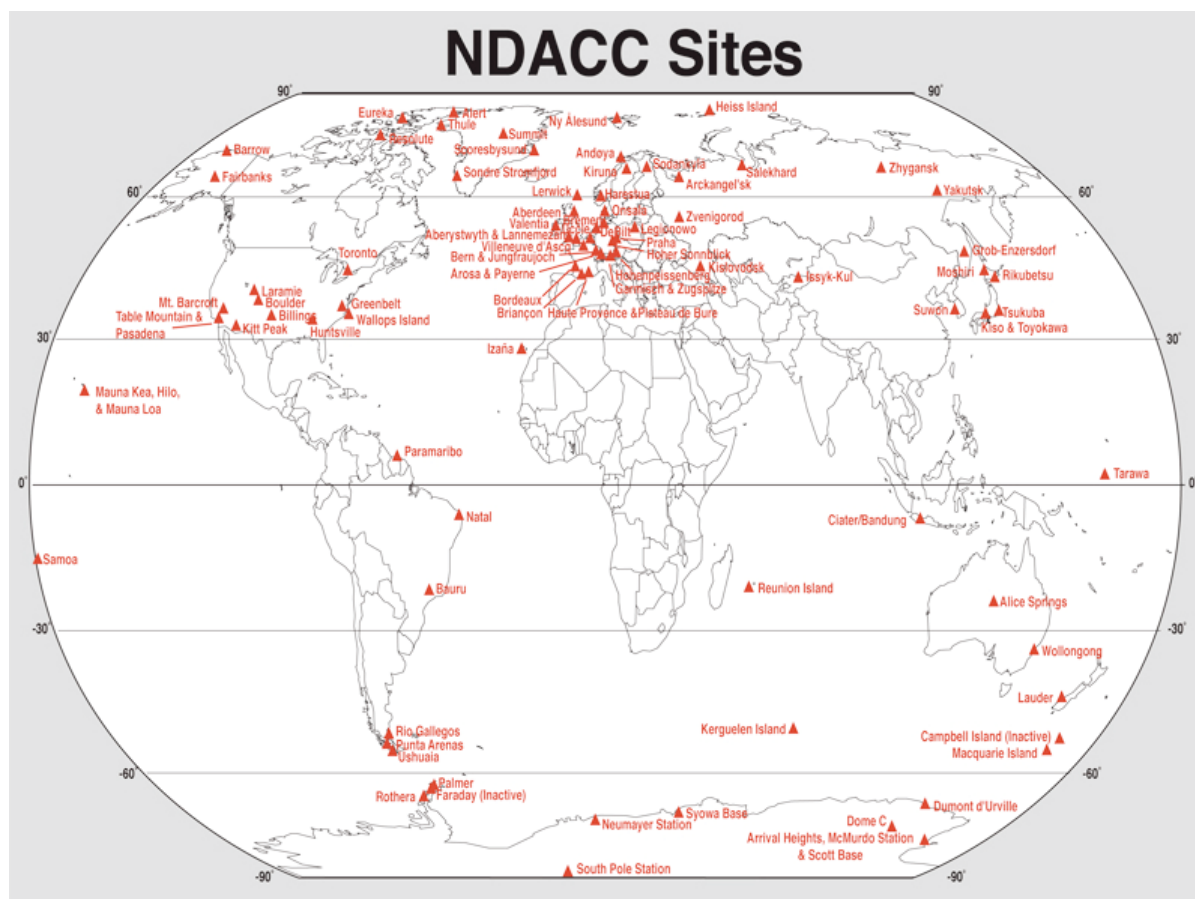


Figure 2. Carte des stations appartenant au réseau NDACC. Source : <http://www.ndsc.ncep.noaa.gov>

La distribution des données se fait via le site web du NDACC ou par un support multimédia lorsque les données des instruments certifiés NDACC sont disponibles, elles sont automatiquement rendues publique après deux ans. Dans certains cas, les PIs (Principal

Investigator) des instruments peuvent mettre les données à disposition d'un public plus ou moins restreint avant la période des deux ans et sont alors ajoutées à la base de données dès qu'elles sont disponibles. A noter toutefois que même pour certains instruments, les données ne sont pas encore mises à disposition, on notera que les données de vapeur d'eau ne sont pas diffusées via ce réseau et demandent des réflexions supplémentaires sur leur traitement pour une base de donnée homogène. Enfin cette cohérence de la base de données donne lieu à une réflexion de fond réalisée par différents groupes de travail. Ces différents groupes de travail et groupes thématiques sont les suivants : Dobson et Brewer, FTIR, LIDAR, radiomètres, sondes, rayonnement UV, UV-visible, satellite, théorie et analyse, vapeur d'eau d'eau, ozone, stratégies de mesures et valorisation. Les discussions et avancées réalisées au sein de ces groupes font l'objet de newsletters distribuées numériquement par le NDACC. Le réseau coopère avec d'autres réseaux tels que SHADOZ, GRUAN, TCCON (Total Carbon Column Observing Network), AERONET (AErosol RObotic NETwork), etc.

2.3.2. GRUAN

GRUAN est le Global Climate Observing System (GCOS) Reference Upper Air Network, un réseau d'observation international mandaté par différentes organisations (dont notamment l'Organisation Météorologique Mondiale/OMM) pour réaliser des mesures de référence de différentes variables sur le long-terme en haute atmosphère, des variables permettant de détecter les changements climatiques régionaux et globaux sur des échelles décennales. Les missions de ce réseau sont : la détection de tendances et de la variabilité des ECV, fournir des mesures pour l'étude de nombreux processus atmosphériques, la prévision météorologique et la calibration et la validation d'observation satellites (Seidel et al., 2009, Bodeker et al., 2015). Les différentes problématiques scientifiques auxquelles s'attache à répondre le réseau sont les suivantes (Seidel et al., 2009) :



- Surveiller les changements de température sur les profils verticaux
- Caractériser la vapeur d'eau dans la troposphère et plus particulièrement dans l'UT/LS
- Etablir les relations entre la composition atmosphérique, le rayonnement et les paramètres météorologiques
- Améliorer la compréhension des erreurs et fournir une calibration fiable des données
- Assurer la continuité de l'enregistrement des données climatiques

Remplir ces missions et produire une base de données capable d'ouvrir ces verrous scientifiques passent par un réseau de quelques dizaines de stations opérationnelles, stations rattachées à des institutions capable de supporter une opérabilité sur le long-terme. Le réseau comprend actuellement sept sites certifiés, quinze stations pourraient potentiellement obtenir une certification GRUAN (Figure 3). L'objectif est fixé à une 30^{aine} voire une 40^{aine} de sites à travers le monde. La priorité est donnée à la qualité et l'homogénéité des données et des métadonnées, à la stabilité des systèmes de mesure à grande échelle de temps, à l'utilisation des données dans des études rattachées à certains verrous scientifiques, à l'établissement de pré-requis précis pour la considération de nouveaux systèmes et à la facilitation de l'accès aux données pour la communauté des utilisateurs. Les paramètres et variables mesurées sont les ECV au moyen d'instruments de haute résolution. Pour un paramètre mesuré, des exercices de comparaison doivent être

régulièrement effectués et les erreurs de mesure doivent être connues. GRUAN s'organise autour d'une station principale (« lead center ») qui réalise des mesures, coordonne l'ensemble des sites et porte de nombreuses autres responsabilités visant la pérennité et l'excellence du réseau : caractérisation des erreurs des instruments, formation des équipes techniques des sites certifiés, archivage des données, etc. Cette station est l'observatoire de Lindenberg (Meteorological Observatory Lindenberg, basé au Deutscher Wetterdienst, à Lindenberg, Allemagne). Il est aussi important que le réseau interagisse avec les autres réseaux et systèmes d'observations.

GCOS Reference Upper-Air Network



Figure 3. Carte des stations certifiées GRUAN et des potentiels futures stations, mise à jour en date d'avril 2015.
Source : <http://www.dwd.de/>

Pour être certifiée GRUAN, en terme de mesure et d'instrumentation, une station d'observation doit répondre à certaines obligations et peut se soumettre à des recommandations comme suit (Seidel et al., 2009) :

- Priorité 1 (obligatoire) : observations de référence par radiosondage de la température, de la pression, de l'humidité, de l'altitude et du vent, mesures de paramètres de surface et mesures de colonnes totales de vapeur d'eau par GNSS (Global Navigation Satellite System)
- Priorité 1 (hautement recommandée) : potentiel de mesures par télédétection (instruments basés au sol) de profils verticaux des paramètres cités ci-dessus concernés par les « observations de référence »
- Priorité 2 (non obligatoire) : colonnes totales et profils de gaz traces (ozone et méthane) et d'aérosols notamment grâce à des instruments au sol de télédétection et des mesures de paramètres associés aux rayonnements et aux nuages
- Priorité 3 (non obligatoire) : mesures de dioxyde de carbone
- Priorité 4 (non obligatoire) : mesures d'autres variables hydrologiques

La qualité et la transparence des base de données fournies par GRUAN sont assurées par la notion d'« observation de référence » (Immler et al., 2010). Une mesure est considérée comme répondant à cette dénomination si : la variable mesurée est traçable dans une unité SI (ou une unité standard acceptée par le réseau), ses incertitudes sont quantifiées, les données brutes sont conservées, une liste détaillée de métadonnées l'accompagne. Le processus de traitement de la donnée ainsi que la méthodologie de calibration doivent être transparents et cette mesure documentée dans la littérature. Enfin elle doit être validée, ce qui peut être fait via des comparaisons instrumentales ou des observations redondantes.

Mettre en place des observations de référence est donc un travail rigoureux et long. Ce qui explique qu'à ce jour, un seul produit GRUAN soit finalisé : les mesures réalisées par radiosondages Vaisala RS92 (Dirksen et al., 2014). Le réseau développe actuellement de nombreux autres produits (Bodeker et al., 2015). Il travaille avec d'autres industriels (Modem et Meteolabor) pour faire rentrer d'autres systèmes dans les produits associés. GRUAN propose aussi un programme sur les lidars (pas uniquement pour des mesures de vapeur d'eau) permettant de sonder différents paramètres depuis le sol jusque dans la stratosphère. Une fois dans le réseau, chaque station doit décrire toute l'histoire des mesures depuis la certification du site (GRUAN Lidar Instrumentation and Measurement Protocol) et les données produites sont centralisées et traitées par le programme de traitement de GRUAN (GRUAN Lidar Analysis Software Suite). Sur le point précis de la vapeur d'eau qui est une des priorités de GRUAN, il est demandé aux sites GRUAN de réaliser au moins une mesure par mois de grande qualité de profil de vapeur d'eau dans l'UT/LS en utilisant la meilleure technique possible, l'instrument conseillé est un radiosondage par un hygromètre à point de congélation (« Frost Point Hygrometer ») (Bodeker et al., 2015). GRUAN développe des produits associés aux données de vapeur d'eau (profils) à partir de mesures de la température du point froid avec des résolutions verticales de l'ordre de 5 à 10 m, les données produites concernent tant les pressions partielles de vapeur d'eau, les rapports de mélange de vapeur d'eau que les humidités relatives. A ces produits s'ajouteraient les colonnes totales de vapeur d'eau (TCWV) GNSS dont la régularité des mesures est un atout. Ce produit véhiculé par toutes les stations sera un bon outil pour valider les mesures par radiosondage. D'autres produits doivent être développés (mesures par spectromètres et radiomètres).

2.4. Instrumentation et profils de vapeur d'eau

L'importance d'obtenir une base de données homogène et fiable a été évoquée ci-dessus et cela ne peut se faire que par l'instrumentation. Une telle base de données nécessite à la fois des mesures de colonnes totales intégrées de vapeur d'eau et des données distribuées verticalement. De nombreuses techniques permettent de mesurer la vapeur d'eau et de produire des profils de vapeur d'eau (Figure 4) :

- Télédétection passive : les spectromètres infra-rouge (IR) et les radiomètres micro-ondes (MicroWave Radiometer)
- Satellites : GNSS...
- Mesure in-situ : les radiosondages parmi lesquels les sondes météorologiques connues telles que Vaisala, Modem... mais aussi des sondes de recherche telles que les CFH ou encore les hygromètres Lyman- α
- Télédétection active : les lidars Raman ou DIAL

Figure 4. Mesures de vapeur d'eau et de température. Source : Figure 3 dans Wulfmeyer et al. [2015] : « The Global Observing System (GOS) showing the synergy of in situ, passive, and active remote sensing systems for thermodynamical measurements. The shading of the atmosphere above the surface indicated depth of the ABL over the ocean and over the land. »

2.4.1. Spectromètres IR et MWR

Un radiomètre mesure l'intensité du rayonnement à une fréquence donnée par unité de surface et par unité d'angle solide en provenance de l'atmosphère (Wulfmeyer et al., 2015).

Radiomètre micro-onde

Les mesures par radiomètre micro-onde permettent de retourner des colonnes intégrées de vapeur d'eau (IWV) avec une précision supérieure à 1 kg.m^{-2} (Hewison, 2007) et des profils de température et de vapeur d'eau mais avec une résolution verticale faible, la résolution temporelle est quant à elle très élevée et les mesures peuvent être réalisées par temps clair et par temps couvert (Askne et Westwater, 1986). La fréquence de 22 GHz correspond à la raie d'absorption de la vapeur d'eau dont l'élargissement est fonction de la pression et donc de l'altitude. En mesurant dans cette gamme de fréquence, un radiomètre multi-canaux pourra retourner des profils de vapeur d'eau (Ware et al., 2003). Ces profils peuvent monter jusqu'à 7 voire 10 km d'altitude (Cimini et al., 2006, Knupp et al., 2009) avec une résolution verticale de l'ordre quelques centaines de mètres dans la couche limite et se dégradant avec l'altitude jusqu'à atteindre 3 km, une précision se situant entre 10 et 20 % et un biais inférieur à 10 % (Wulfmeyer et al., 2015).

Le radiomètre micro-onde MobRa mesure l'émission de la transition rotationnelle des molécules de vapeur d'eau autour de 22 GHz et permet d'estimer des profils dans la stratosphère et dans la mésosphère de vapeur d'eau (Motte et al., 2008). Avec une résolution verticale de l'ordre de la

dizaine voire de vingt kilomètres selon l'altitude, les données sont restituées entre 30 et 60 km avec une erreur de mesure d'environ 15 % (l'erreur totale peut monter à 25/30%) pour un temps d'intégration d'environ douze heures (Motte et al., 2008). Le MIAWARA (Middle Atmospheric Water Vapour Radiometer) restitue des profils entre 20 km et 80 km d'altitude (Deuber et al., 2005). Ces mesures d'instruments mobiles sont relativement récentes et ouvrent des perspectives sur les mesures de profils de vapeur d'eau en stratosphère depuis le sol.

Le spectromètre infra-rouge (IR)

Le radiomètre infra-rouge permet entre autres de restituer de profils de température et de vapeur d'eau. Ces derniers sont calculés à partir de la mesure du rayonnement IR incident à une haute résolution spectrale incluant différentes bandes d'absorption dont notamment celles de la vapeur d'eau (Smith et al., 1999). La résolution verticale est un peu moins faible que celle des radiomètres micro-ondes, elle est de l'ordre de la centaine de mètres au sol, à 800 m au sommet de la couche limite et atteint 2 km avec l'altitude. En terme de précision et de biais, il présente les mêmes valeurs que la radiométrie micro-onde (Wulfmeyer et al., 2015). Contrairement au MWR, la technique infra-rouge est difficile par temps couvert mais des tests ont démontré que c'était désormais possible (Turner et Lönherth, 2014) avec un biais inférieur à $0,8\text{g.kg}^{-1}$ et une erreur d'environ 1g.kg^{-1} .

Le FTIR (« Fourier Transform InfraRed spectroscopy » ou spectromètre infra-rouge à transformée de Fourier) offre, en plus de retourner des colonnes totales ou partielles de divers paramètres, la possibilité de produire des profils de vapeur d'eau jusque dans la haute troposphère (Schneider et Hase, 2009), il faut tout de même noter que la résolution verticale est faible : 2, 4 et 6 km respectivement dans la basse, moyenne et haute troposphère. Les profils de vapeur d'eau peuvent, avec un algorithme adapté et des conditions favorables, atteindre l'UT/LS avec une erreur relativement importante (Schneider et al., 2006).

Ces deux techniques de mesure de vapeur d'eau sont peu coûteuses et demandent peu d'intervention humaine en fonctionnement. Elles ont en plus une résolution temporelle élevée. Mais la résolution verticale des profils est faible et les données dans l'UT/LS difficile à obtenir et présentent des erreurs et/ou biais importants. Les contenus intégrés de vapeur d'eau mesurés par radiomètre micro-onde présente un bon rapport coût de la mesure/qualité.

2.4.2. Données satellites

EUMETSAT (European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites) est une agence de satellites opérationnelle globale (<http://www.eumetsat.int>) utilisant des satellites météorologiques pour surveiller le temps et le climat. L'un des systèmes opérationnels à l'heure actuelle est une satellite géostationnaire de la première génération : Météosat-7. Ce satellite a été relocalisé au-dessus de l'océan Indien en 2006. L'Indian Ocean Data Coverage Service (IODC) fournit des images à 57°E sur trois canaux : le visible, l'infrarouge thermique et l'infrarouge vapeur d'eau. Les données de vapeur d'eau de Météosat sont représentatives de la couche atmosphérique de la moyenne troposphère (Poc et al., 1980, Fischer et al., 1981, Schmetz et Turpeinen, 1988). Les informations sur la colonne totale ou la distribution verticale de la vapeur d'eau ne sont pas un produit mais ces images satellites peuvent permettre d'identifier des processus dynamiques de

grandes échelles pour lesquels le comportement de la vapeur d'eau serait caractéristique ou encore localiser des masses nuageuses.

L'association des satellites GNSS au réseau d'antennes réceptrices sur l'ensemble du globe sont les bases d'une technique de mesure de vapeur d'eau sous forme de colonnes totales IWV. Le récepteur reçoit les données brutes des constellations satellites GPS (Global Positioning System) et GLONASS (GLOBAL NAVIGATION Satellite System). Le produit retourné est le délai troposphérique qui représente le retard dans le signal qui s'est propagé depuis un satellite GNSS au récepteur au sol. Un traitement des données permet de retrouver la colonne totale de vapeur d'eau à partir de ce paramètre (Bevis et al., 1992). La précision sur l'IWV est de l'ordre de 1 kg.m^{-2} , en pratique des erreurs de 0,5 à $2,5 \text{ kg.m}^{-2}$ ont été observées selon la localisation des mesures mais certaines sources d'erreurs doivent encore être explorées (Bock et al., 2013). La tomographie GPS permet de retourner des champs 3D (et même 4D avec l'aspect temporel) de vapeur d'eau, à noter toutefois que ces champs ne montent qu'à une altitude de quelques kilomètres au-dessus du sol (Flores et al., 2000, Champollion, 2005). Le développement de cette technique de tomographie demande encore de l'amélioration mais il est important de noter qu'une étude autour de la tomographie GNSS a déjà permis d'affiner les résolutions de points de mesure : 30 km horizontalement, 150 m verticalement et 15 min temporellement (Bender et al., 2011).

Les mesures par satellite de la vapeur d'eau présentent de bonnes performances mais ont néanmoins besoin d'être évaluées. COSMIC (Constellation Observing System for Meteorology, Ionosphere, and Climate) est une mission spatiale basée sur une constellation de microsatellites dédiée à la collecte de données de l'atmosphère (Anthes et al., 2008) par la technique de radio-occultation GPS (Anthes, 2011, Kursinski et al., 1997). A partir de profils verticaux de haute-résolution de la réfractivité atmosphérique, une technique de traitement 1D-var retourne des profils verticaux de vapeur d'eau troposphérique et de température (Kursinski and Hajj, 2001, Poli et al., 2002). L'algorithme de traitement nécessite des profils d'humidité et de température, du NCEP (National Centers for Environmental Prediction) ou de ECMWF (European Center for Medium-Range Weather Forecasts), pour servir de « first-guess ». Les données COSMIC (Constellation Observing System for Meteorology, Ionosphere, and Climate) ont une résolution horizontale de l'ordre de la centaine de kilomètres et une résolution verticale variant de quelques centaines de mètres en basse troposphère à 1,4 km en haute troposphère (Kursinski et al., 1997). L'erreur calculée sur le rapport de mélange de vapeur d'eau est d'environ $0,2\text{-}0,5 \text{ g.kg}^{-1}$ (Kursinski and Hajj, 2001). Des biais ont été identifiés en basse troposphère (en-dessous de 2 km) et peuvent affecter la mesure (Ao et al., 2003). Il est à noter que les données COSMIC ne sont utilisables qu'en troposphère, des comparaisons avec des radiosondages ont montré qu'elles étaient fiables jusqu'à 7-8 km (Kishore et al., 2011). Une première comparaison entre des données lidar et des données COSMIC a mis en avant la capacité de la technique de radio-occultation de ce programme capable de reconnaître les gradients verticaux mais reste perplexe sur les quantités qu'elle retourne (Madonna et al., 2011), ces premiers résultats basés sur un nombre limité de comparaisons appellent à poursuivre les investigations via des données lidar. Des instruments de mesure embarqués sur plate-forme satellitaire tels que MLS (Microwave Limb Sounder)/Aqua, AIRS (Atmospheric Infrared Sounder)/Aqua, ou SAPHIR (Sondeur Atmosphérique du Profil d'Humidité Intertropicale par Radiométrie)/Megha-Tropiques permettent de restituer des profils de vapeur d'eau dans la troposphère et dans la stratosphère (Tableau 1). Les performances de ces instruments sont fonction de l'altitude. Par exemple, la sensibilité de AIRS dans la basse stratosphère pour les rapports de mélange de vapeur d'eau est inférieure à 10 ppmv (Gettelman et al., 2004). Des comparaisons pour

les mesures de vapeur d'eau entre des instruments spatiaux et des instruments au sol, dans les tropiques et les subtropiques, ont été réalisées. On peut citer la campagne HIBISCUS (Montoux et al., 2009), organisée afin d'évaluer la qualité des données satellites dans le contexte spécifique à ces zones. Un accord de 25 % a été déterminé en comparant des radiosondages et des mesures AIRS, aux tropiques dans la haute troposphère (Hagan et al., 2004). L'instrument EOS (Earth Observing System) Microwave Limb Sounder (MLS), à bord du satellite Aura lancé en juillet 2004, est un sondeur au limb mesurant l'émission infrarouge thermique à partir de cinq radiomètres qui couvrent cinq régions spectrales larges (Waters et al., 2006). Le radiomètre observe les émissions de la région à 190 GHz et ces mesures permettent de retourner des données de vapeur d'eau entre 316 et 0,002 hPa. La résolution horizontale variant entre 210 et 240 km entre 316 et 83 hPa. La résolution verticale varie de 2 à 3,1 km selon l'altitude. Les biais que les données présentes sont très faibles dans la basse stratosphère. Afin de démontrer la qualité des données v2.2 H₂O de MLS, un travail rigoureux a été réalisé sur la détermination de l'erreur statistique donnant une information sur un seul profil (Read et al., 2007) (à savoir la précision), sur la détermination des biais par la comparaison des mesures par rapport à des instruments validés et sur la prise en compte de l'erreur systématique sur le système (Read et al., 2007, Lambert et al., 2007). Le rapport technique présentant les nouveaux produits (V3.3) précise que les résultats en terme de performances sont assez proches du travail d'évaluation des performances réalisé dans ces deux études (Livesey et al., 2011). Entre 316 et 215 hPa, les données ont une précision comprise entre 60 et 35 % et un biais entre 15 et 25 %, les niveaux 261 et 215 hPa, ces niveaux présentent des biais non négligeable. A 147 hPa, la précision est de 20 % et le biais de 15%. Entre 100 et 121 hPa, elles se réduisent à 15-20% et 8-12%, respectivement. Et à 83 hPa, elles tombent à 10% et 7%. Il convient de noter que le seuil de détection est extrêmement faible, de l'ordre de 0,1 ppmv au-dessus de 150 hPa (Livesey et al., 2011). A noter que lorsque le rapport de mélange de vapeur d'eau dépasse les 500 ppmv, les données auront tendance à être surestimées (Read et al., 2007). Cet instrument représente un potentiel très important de mesure de vapeur d'eau dans l'UT/LS mais s'arrête à cette limite basse de 316 hPa.

Sur beaucoup de campagnes, des radiosondages ont été utilisés pour valider des données satellites. Utiliser des mesures de lidar raman n'est pas si commun. Cela offre un nouveau type de mesure à comparer alors que toutes les sondes font face à des limitations. La campagne AWEX-G (AIRS Water Vapor Experiment – Ground, octobre-novembre 2003) avait pour objectif de réunir les instruments les plus précis utilisés pour la validation de AIRS pour mesurer la vapeur d'eau sur un même site pour une comparaison (Whiteman et al., 2006). Il a été notifié que des corrections devaient être appliquées au Scanning Raman Lidar (SRL) dans un effort de validation d'Aqua. La validation du MLS (NASA/Aura) vapeur d'eau par un lidar Raman à Mauna Loa s'est concentrée sur la troposphère (Barnes et al., 2008) parce que, bien que les profils MLS soient meilleurs dans la stratosphère, la sensibilité des lidars n'est pas assez bonne à cette altitude. Même si toutes les études ont montré que les lidars étaient assez précis pour la validation des satellites, elles sont généralement réduites à la troposphère. Plusieurs comparaisons entre les satellites et les lidars sont plutôt récentes comme le travail sur les données COSMIC-RO (Radio-Occultation) et le lidar du CIAO (CNR-IMAA Atmospheric Observatory) à Potenza, Italie du Sud (Madonna et al., 2011). Si en général, les lidars vapeur d'eau sont maintenant utilisés pour valider certains satellites notamment AIRS ou MLS. Les profils restitués montent rarement au-dessus de la troposphère du fait des performances limitées des lidars et rare sont les lidars aussi performants dans les tropiques.

INSTRUMENT SATELLITE	FORMOSAT-3/COSMIC	MLS/Aura	AIRS/Aqua	AMSU/Aqua	SAPHIR/Megha-Tropiques
OPERATION	2006	2004	2002	2002	2011
TYPE D'INSTRUMENT OU DE MESURE	GPS-RO	Radiomètre micro-onde	Sondeur infrarouge	Radiomètre micro-onde	Sondeur micro-onde
PORTEE	Troposphère	0,002-316 hPa	Troposphère et basse stratosphère	200-1000 hPa	2 km d'altitude-tropopause
RESOLUTION HORIZONTALE	100 ^{aines} km	165-310 km	13,5 km	50 km	10 km
RESOLUTION VERTICALE	100 ^{aines} m-1,4km	1,4-3,6 km	1 km (troposphère) 3-5 km (stratosphère)	2 km	6 couches
ERREURS PRECISION BIAIS	Erreur : 0,2-0,5 g/kg	Précisions : 20% (147 hPa) 15-20% (100-121 hPa) 10% (87 hPa)	Biais : 25 % haute troposphère dans les tropiques	10-50 %	Biais humide : 5-20% (étude à développer)
REFERENCE(S) BIBLIOGRAPHIQUE(S)	Kursinki et al. (1997) Kursinski and Hajj (2001)	Read et al. (2007) Livesey et al. (2011)	Gettelman et al. (2004) Waters et al. (2006)	Manning et al. (2013)	Clain et al. (2015)

Tableau 1: Performances des instruments embarqués sur satellite permettant de retourner des profils de vapeur d'eau a minima dans la troposphère, voire la stratosphère. Seuls les instruments encore en fonctionnement sont présentés. Les informations sont extraites de la littérature.

2.4.3. *Évaluation des performances de différentes sondes météorologiques*

Une radiosonde est un dispositif embarqué par un ballon qui mesure (in-situ) différents paramètres atmosphériques, transmet les données à une station de réception au sol qui traite la donnée et restitue les profils verticaux de ces variables météorologiques (Dabberdt et al., 2002). Les radiosondages fournissent notamment des mesures in-situ de pression atmosphérique, de température et d'humidité depuis des dizaines d'années, certains types de sondes peuvent aussi mesurer d'autres composants chimiques tels que l'ozone par exemple. Dans des radiosondages météorologiques classiques, le ballon peut s'élever jusqu'à plus de 30 km. Ces instruments sont le fer de lance des systèmes d'observation de prévision numérique et de surveillance climatique (Dabberdt et al., 2002). Plus de 800 stations à travers le monde produisent en moyenne plus de 1300 sondages par jour principalement à destination des services météorologiques (Dabberdt and Turtiainen, 2015). Ces radiosondages peuvent être utilisés de manière opérationnelle dans le cadre d'assimilation dans des modèles de prévisions météorologiques mais ils peuvent aussi être archivés de façon à établir des tendances climatiques. Il faut garder en tête que pour la réalisation de mesures sur le long-terme, il est nécessaire de garder des systèmes stables et précis. Or les sondes sont sujettes à des évolutions instrumentales de la part des constructeurs, certaines stations parfois changent complètement de système de radiosondage (Posny et al., 2010), ces changements de nature instrumentale peuvent provoquer des ruptures ou simplement des discontinuités dans les longues séries temporelles (Seidel et al., 2004). Heureusement, ces changements brutaux peuvent bien souvent être identifiés sur ces séries (Lanzante et al., 2003).

Les capteurs utilisés pour les radiosondages sont malgré tout sensibles à l'environnement qu'ils mesurent (Luers and Eskridge, 1998). De nombreuses erreurs sur les mesures d'humidité par radiosondage ont été identifiées, les facteurs peuvent être variés (Agustí-Panareda et al., 2009, Wang et al. 2002), par exemple la conservation du matériel et la réalisation des mesures en elles-mêmes, les erreurs dans le modèle de calibration en cas de températures froides, l'erreur sur les mesures de référence utilisées pour la calibration de la sonde, la boîte de calibration, la contamination chimique du boîtier, le rayonnement solaire ou encore le temps de réponse du capteur. La portée et la qualité des données sont limitées par l'instrument lui-même et il est donc nécessaire d'en connaître les biais afin de pouvoir effectuer des corrections. Dans cette optique, des campagnes de mesures et des tests sont organisés régulièrement. Des méthodes sont développées afin de connaître ces erreurs pour différentes radiosondes en laboratoire ou à travers des études statistiques notamment afin de mettre en place des schémas correctifs (Agustí-Panareda et al., 2009, Wang et al., 2002, Häberli, 2006). D'autre part, des campagnes de comparaison de différents systèmes/types de sonde de grande ampleur sont organisées régulièrement par la WMO (World Meteorological Organisation). On peut citer par exemple celle de 2010 en Chine durant laquelle les sondes de onze fabricants ont été testées (WMO, 2011). Dans le cadre d'autres campagnes, des méthodes de corrections ont ainsi pu être mises en place comme par exemple pour les sondes Vaisala (Miloshevich et al., 2006). Lorsque les biais ont été identifiés et les codes de correction établis, les données rapatriées depuis les différentes stations de radiosondage nécessitent alors un traitement systématique comme le fait GRUAN sur les Vaisala RS92 (Dirksen et al., 2014).

Il existe différents types de capteurs pour mesurer l'humidité : les capteurs mesurant l'humidité relative et ceux mesurant l'humidité absolue. Le premier groupe inclut les capteurs céramiques, les capteurs semiconducteurs et les capteurs polymère organique. Les seconds sont des hygromètres (Chen and Lu, 2005) permettant de mesurer le point de gelée ou de rosée parmi

lesquels se différencient les capteurs à oxyde d'aluminium et ceux basés sur un miroir refroidi.

Sondes Vaisala et Modem : capteur capacitif d'humidité relative

Il existe quatre types de capteurs thermodynamiques : les capteurs capacitifs, les thermistances, capteurs à résistance et les biméalliques (Dabberdt et al., 2002). Le capteur le plus largement utilisé pour les mesures d'humidité est le capteur capacitif (Rittersma, 2002). Le principe généralement utilisé pour ces capteurs est basé sur une modification de la constante diélectrique en fonction de l'absorption de la vapeur d'eau sur un film polymère très fin (Smit et al., 2013). Le changement de capacitance induit un changement de la fréquence du signal, la mesure de cette fréquence est comparée à des fréquences de transducteurs de capacitance de référence et convertie ensuite en mesures physiques (Dabberdt et al., 2002). Cette étape de passage à la mesure de la variable induit une étape de calibration réalisée en usine. Ce type de capteur est utilisé sur les sondes Modem M10 et sur les sondes Vaisala RS92. La fiche technique de la sonde M10 indique que le capteur d'humidité est un condensateur, avec une résolution de 1 % et une précision absolue de +/- 5 % et un temps de réponse à 2 s, un calage réalisé au sol avant le lâcher et une calibration usine stockée sur Flash. Les spécifications techniques de la RS92 données par Vaisala concernant le capteur d'humidité sont les suivantes : H-Humicap (capacitif à fil fin et des capteurs doubles), une résolution de 1 %, un temps de réponse inférieur à 0,5 s pour une température de 20°C et inférieur à 20 s pour une température de - 40°C, la précision est de l'ordre de 5 % sur l'humidité relative (erreur totale sur un sondage individuel) et peut descendre à 2 % avec plusieurs mesures. Le capteur capacitif de la RS92 est un capteur spécifiquement développé pour optimiser ces mesures d'humidité. La sonde H-humicap est composée de deux électrodes appliquées de par et d'autre de la fine couche de polymère sur un substrat en verre (Smit et al., 2013). Un réchauffement ponctuel de ces éléments du capteur pour éviter la contamination par les nuages lors du passage d'une couche chaude à une couche plus froide a été mis en place (Dabberdt et al., 2002). La sonde est préparée en amont du lancement dans une chambre à 0 % d'humidité.

CFH (Cryogenic Frostpoint Hygrometer)

S'il existe de nombreuses sondes différentes, il a été établi que les sondes CFH sont parmi les plus précises notamment dans l'UT/LS (Vömel et al., 2007), de fait ce sont des sondes extrêmement coûteuses. La CFH est un hygromètre très léger embarqué par un ballon. Le capteur est un miroir refroidi grâce à du liquide cryogénique. Le principe de l'hygromètre est basé sur l'équilibre entre la pression de vapeur saturante dans l'atmosphère et l'eau (ou la glace) à la surface du miroir au point de rosée ou au point de givre (Oltmans, 1995, Vömel et al., 1995). L'instrument régule la température à sa surface pour y maintenir une fine couche de givre, cette température est la température de givre ou température du point de rosée de l'air dans le capteur (Vömel et al., 2007), par la relation de Goff-Gratch, le rapport de mélange de vapeur d'eau peut être calculé. Les CFH représentent probablement l'un des seuls instruments qui puissent être considérés comme une référence pour mesurer la vapeur d'eau jusque dans la basse stratosphère. Avec un sonde aussi précise, son intérêt ne réside pas seulement dans la comparaison de sondes mais aussi pour des comparaisons multi-instrumentales, ces campagnes de mesures peuvent permettre : la validation pour la labellisation d'instrument dans le cadre de réseaux internationaux, l'évaluation des performances d'un instrument et toujours l'identification et la correction de biais (Vömel et al., 2007). La CFH fait partie des types de sondes dont le réseau GRUAN recommande à ces stations d'en envoyer au moins une par mois (Bodeker et al., 2015).

Evaluation des performances des différentes sondes

La précision des données de radiosondages dépend de différents facteurs : les performances nominales du capteur, la construction de la sonde et le boîtier au sein duquel se trouve le capteur, le traitement en usine des capteurs, la méthode de calibration et les algorithmes de traitement et de correction des données (Dabberdt et al., 2002).

Des études très précises d'identification des sources d'erreur et des biais pour les sondes Vaisala ont été réalisées car ces sondes font parties des plus utilisées en météorologie (Smit et al., 2013). Les RS92 sont utilisées depuis 2004 et ont connu diverses améliorations depuis leur distribution. Les sources d'erreur à prendre en compte dans le cas des RS92 sont les suivantes : le biais moyen induit par la calibration, l'erreur associée au rayonnement solaire en journée, l'erreur sur le temps de réponse, les incertitudes associées à la procédure de calibration et une erreur associée au traitement des données (Miloshevich et al., 2006). Pendant la nuit, les principales erreurs sont liées à la calibration et à la mesure par le capteur. Un biais sec a été mis en évidence de l'ordre de 3 (en basse troposphère) à 5 % (dans la haute troposphère) pour des conditions environnementales humides et jusqu'à 20 % en cas d'atmosphère très sèche (Miloshevich et al., 2006). Après correction des biais systématiques et du temps de réponse, l'incertitude (indépendamment de l'altitude et de l'humidité relative) est estimée à +/- 4 % d'humidité pour la nuit et +/- 5 % d'humidité pour des mesures de jour. A cette incertitude s'additionne un décalage de +/- 0,5 % associé à la procédure de calibration qui est d'autant plus significatif en atmosphère très sèche (Miloshevich et al., 2006). A priori, aucun résultat du même ordre n'a été publié pour le moment pour les sondes Modem M10. Les sondes M10 nécessite un travail rigoureux d'identification des erreurs et de correction, les principaux éléments à corriger étant : le temps de réponse et le biais sec. Des réponses à ces questions en suspens seront ébauchées dans le chapitre 2. La sonde CFH a une incertitude inférieure à 4 % dans la basse troposphère tropicale, inférieure à 9% dans la région de la tropopause et d'environ 10 % dans l'atmosphère moyenne (vers 28 km) (Vömel et al., 2007). Les profils retournés par CFH ne nécessitent pas de calibration ce qui minimise grandement les erreurs de la mesure et explique pourquoi elle est considérée comme une mesure de référence (Tableau 2). La dernière campagne WMO de comparaison de sondes (en 2010) a conclu que seule la CFH permettait de réaliser des mesures dans la stratosphère (WMO, 2011).

De nombreuses campagnes de comparaison instrumentale impliquant ces sondes ont été réalisées à travers le monde ces quinze dernières années. La campagne AWEX en 2003 a permis de comparer les sondes Vaisala, Modem et CFH. Les RS92 corrigées ont montré une erreur moyenne relative par rapport aux CFH inférieure à 5 % dans la basse troposphère et 10 % pour la haute troposphère. Après correction sur la calibration, cette erreur est passée à une valeur inférieure à 1 % dans la basse troposphère, inférieure à 2 % dans la moyenne troposphère et inférieure à 3 % dans la haute troposphère (Miloshevich et al., 2006). La campagne WMO de comparaison instrumentale de sondes en Chine avait la particularité non seulement de tester les sondes les unes par rapport aux autres mais surtout dans des conditions spécifiques : humide en climat tropical et en climat subtropical. La sonde Vaisala (avec les RS92) se classe première en terme de mesure de vapeur d'eau contre 6^{ème} pour la sonde Modem (avec une note de 4,06/5 pour les M2K2DC) parmi 8 industriels (WMO, 2011). A noter que les sondes Modem utilisées dans le cadre de ces deux

NOM		Modem M10	Vaisala RS92	CFH
CAPTEUR		Capacitif	Capacitif	Hygromètre
PRECISION	Basse et moyenne troposphère	5 %	2-5 % [$< 1-2$ %]	< 4 %
	Haute troposphère	NR	5-20 % [< 3 %]	< 9 %
	Stratosphère	x	x	~ 10 %
REFERENCE BIBLIOGRAPHIQUE		Fiche technique MétéoModem	Miloshevich et al. (2006)	Vömel et al. (2007)

Tableau 2. Précisions des mesures de vapeur d'eau des sondes Modem M10, Vaisala RS92 et CFH d'après la littérature. Les données entre crochets correspondent à la précision des mesures après correction GRUAN. Les initiales NR correspondent à Non Renseigné, cette information n'a pas été trouvée dans la littérature. Les x signifient que l'utilisation de ces sondes n'est pas adaptée pour la zone indiquée.

campagnes n'étaient pas des sondes M10, la campagne de comparaisons instrumentales MOHAVE n'a pas non inclus de sonde Modem (Leblanc et al., 2011). En revanche, les M10 ont été comparées à d'autres mesures de vapeur d'eau dans le cadre de la campagne DÉMÉVAP (Développements Méthodologiques pour le sondage de la Vapeur d'eau dans l'atmosphère) qui s'est déroulée à l'OHP en 2011 pendant laquelle des attelages multiples de sondes ont été lancés (Bock et al., 2013). Les sondes Modem montrent un biais sec important par rapport au Vaisala RS92 dans toute la troposphère jusqu'à la tropopause, 6,5 % (humidité relative) jusqu'à 6 km à 9 km, 10 % à 10 km. Dans un cas particulier de sondage au sein d'une couche très sèche, un biais très sec est décelé sur toutes les sondes (Frost-point hygrometer, M10 et RS92), ce qui semble montrer un seuil de détection limité dans le cas de valeurs d'humidité relative très faibles. Le biais sec de la sonde Modem est d'autant plus important dans ces conditions sèches (Bock et al., 2013).

Correction GRUAN

Dans le cadre du développement de GRUAN et de sa politique très rigoureuse en matière de mesure et de limitation des incertitudes, un travail de fond a été réalisé sur les sondes Vaisala RS92 utilisées dans la majorité des sites de ce réseau afin de procéder à une correction des erreurs systématiques connues sur la mesure (Dirksen et al., 2014) : le rayonnement (en journée), le biais sec et le temps de réponse. Pour déterminer les biais systématiques, il est nécessaire de répéter les mesures. Une petite base de données entre les profils RS92 corrigés et des frost-point hygrometers a été étudiée. Les profils d'humidité relative après correction sont en accord à 15 % avec les hygromètres et seul persiste, à défaut d'erreur systématique, un biais sec de 5 % pour les mesures de nuit et seulement pour une température de -40°C (Dirksen et al., 2014).

2.4.4. Performances des lidars DIAL et Raman

Cette partie s'attardera à faire le tour des performances connues de ces deux types de systèmes permettant de mesurer la vapeur d'eau à partir du sol. Pour des considérations théoriques sur le signal lidar se rendre Chapitre 2. L'intérêt majeur des lidars abrités dans des observatoires ou au sein de laboratoire de recherche se retrouve dans leur stabilité géographique : la base de donnée fera état de l'évolution de la vapeur d'eau à la verticale d'une position géographique dont les coordonnées ne changeront pas dans le cas de stations d'observation. A cela peut s'ajouter (comme pour les stations de radiosondages ou pour les orbites), la notion de régularité car bien souvent ces stations permettent d'établir un calendrier précis de mesures, fonction du personnel disponible (les instruments n'étant pas intégralement automatisés). Deux méthodes lidar permettent de retourner des profils de vapeur d'eau.

Lidar DIAL

La technique DIAL (Differential Absorption Lidar) se base sur une méthode d'absorption différentielle permettant de mesurer des concentrations de gaz, dont la vapeur d'eau, et de retourner des profils. La mesure DIAL produit un rapport entre deux signaux rétro-diffusés élastiques : une longueur d'onde est ajustée sur le centre de la raie d'absorption du composé gazeux mesuré ('ON') et la seconde longueur d'onde, servant de référence ('OFF'), est placée hors absorption (Schotland et al., 1966). La valeur mesurée est le coefficient d'absorption différentielle qui est fonction de la densité de la molécule cible et de la section efficace d'absorption de cette molécule (Bösenberg, 1998, 2005), on parle aussi d'épaisseur optique. Le laser émet séquentiellement à ces deux longueurs d'onde. Le lidar DIAL permet de retourner des profils de vapeur d'eau de jour et de nuit, la portée de la mesure et sa résolution variera en conséquence. Une quantité trop importante de vapeur d'eau en basse troposphère pourra être un facteur limitant sur la portée de la mesure en affaiblissant le signal 'ON' (Turner et al., 2000). La technique s'affranchit de calibration ce qui minimise grandement l'erreur systématique.

Pour une bonne mesure DIAL, le laser doit répondre à certains critères : largeur de raie étroite, grande stabilité et grande pureté spectrale. Les sources d'erreur sur la mesure sont les suivantes (Wulfmeyer et al., 2015) : erreurs liées au laser (<1%) et l'incertitude sur la section efficace d'absorption de la vapeur d'eau par les mesures en laboratoire (~2%) et sa dépendance à la pression et à la température (Bösenberg, 1998) (< 2%). Les campagnes de comparaisons instrumentales et les études théoriques ont mené à un biais dans la troposphère inférieur à 5 % (Wulfmeyer et al., 2015). La review de Wulfmeyer et al. (2015) sur les mesures de vapeur d'eau a dressé une vue d'ensemble des capacités des lidar DIAL avec une portée d'environ 8 km de jour et 10 de nuit pour des résolutions verticales allant de 15 à 900 m en fonction de l'altitude, avec une précision de 1 à 10 %. Une étude comparative entre les performances d'un lidar DIAL et d'un lidar Raman a été réalisée en positionnant à 15 mètres de distance chacun de ces systèmes. Près de 100 heures d'acquisition (de nuit ou de jour) ont été collectées. Si les mesures de jour du lidar DIAL sont bien meilleures que celle du lidar Raman, cette étude n'a pas pu conclure sur une meilleure précision de l'un ou de l'autre système, l'utilité des deux techniques a en revanche été mise en avant (Turner et al., 2000). La mesure DIAL permet de retourner des profils de haute précision, le lidar DIAL du Mont Zugspitze bénéficie de son altitude (i.e. 2675 m a.s.l) et permet ainsi de monter à 12 km avec une résolution verticale de 50 m près du sol à 300 m au-dessus de 10 km (Vogelmann and Trickl, 2008). Une étude comparative avec des sondes Vaisala RS80 a montré un accord de l'ordre

de 5 % sur une grande partie de la troposphère (jusqu'à 8 km). L'erreur du lidar est inférieure à 5 % jusqu'à 7 km (Vogelmann and Trickl, 2008), la validation de la partie liée à la haute troposphère restant néanmoins plus complexe et en travail (Vogelmann and Trickl, 2008). Les lidars DIAL sont très précis mais semble principalement limités à l'étude de la troposphère, les instruments se développent néanmoins et celui des lasers permet d'observer une amélioration des performances. La technique DIAL permet aussi aujourd'hui, grâce à des systèmes aéroportés, de mesurer dans l'UT/LS (Kiemle et al., 2008). De par son environnement privilégié, à savoir la station de haute altitude, le lidar de Zugspitze monte jusque dans la basse stratosphère (Vogelmann and Trickl, 2008). A noter toutefois que ces lidars sont dans des zones plus tempérées et qu'il serait intéressant de connaître leurs performances dans de climats tropicaux/subtropicaux. D'un point de vue théorique (au regard des équations physiques), l'erreur relative dans le cas du lidar DIAL peut être gardée constante pour tous les climats en optimisant l'épaisseur optique différentielle utilisant les raies d'absorption de la vapeur d'eau avec différents nombres de photons émis (Wulfmeyer et al., 2015).

Lidar Raman

Pour des considérations théoriques sur le signal lidar et le traitement des données se rendre Chapitre 2, les sources d'erreur des mesures de vapeur d'eau par lidar Raman y seront tout particulièrement détaillées. Il y a de nombreux systèmes lidar Raman par le monde mais seuls quelques uns sont certifiés NDACC (source : <http://ndacc-lidar.org>) :

- le TWM à Table Mountain Facility, Californie, USA (34.4°N, 117.7°O)
- le MLO (Mauna Loa Observatory) à Mauna Loa, Hawaï, USA (19.5°N, 155.6°O)
- le PCL (Purple Crow Lidar) à London, Ontario, Canada (43.1°N, 83.1°O)
- Le lidar de l'OHP (Observatoire de Haute-Provence), France (43.9°N, 5.7°E)
- Le lidar de Tor Vergata à Rome, Italie (41.8°N, 12.6°E)

La labellisation NDACC est un gage de qualité, elle n'a donc pu être obtenue que si les performances de ces lidars ont été validées et la demande doit être renouvelée. Pour ce faire, des systèmes mobiles sont amenés dans le cadre de grandes campagnes de comparaison instrumentale. Parmi ces campagnes, on peut citer MOHAVE en 2009 à Table Mountain (Leblanc et al., 2011), la campagne UARS (Upper Atmospheric Research Satellite) en 1992 (Singh et al., 1996) et DéMÉVap en 2011 (Bock et al., 2013) à l'OHP ou encore la campagne UWO (University of Western Ontario) autour du lidar PCL en 2012 (Wing, 2012). Les résultats de ce type de campagne représentent l'essentiel d'une candidature NDACC. Parmi les systèmes mobiles participants à ces campagnes, on nommera le STROZ (STRatospheric OZone lidar) ou encore le RASL (Raman Airborne Spectroscopic Lidar) du laboratoire mobile ALVICE (Atmospheric Laboratory for Validation, Interagency Collaboration and Education). Bien que n'appartenant pas officiellement au NDACC, on nommera aussi le SRL (Scanning Raman Lidar) du GSFC (Goddard Space Flight Center) a participé à de nombreuses campagnes de comparaison instrumentale (Melfi et al., 1998, Whiteman et al., 2006, Adam et al., 2007). Des dizaines de lidars Raman partout dans le monde réalisent des mesures de vapeur d'eau mais ne sont pas officiellement certifiés NDACC, ils peuvent être dans des stations, des laboratoires ou tout simplement mobiles (Wulfmeyer et al., 2015).

En comparant les stations et les mesures de vapeur d'eau qui y sont réalisées en routine (Tableau 3), il apparaît qu'entre une et quatre nuits de mesures sont réalisées par semaine pour une durée de 2 à 4 heures (à l'exception du lidar de Tor Vergata). Aucun de ces systèmes lidar ne se situe

NOM	TWM	Lidar MLO	PCL	Lidar OHP	Lidar Tor Vergata
MISE EN OPERATION	2005	2005	2000	1989	2005
EMISSION	1 laser Nd:Yag 355 nm	1 laser Nd:Yag 532 nm	1 laser Nd:Yag 532 nm	1 laser Nd:Yag 532,1 nm	1 laser Nd:Yag 355 nm
RECEPTEURS	Télescope de 0,91 m	Télescope de 0,74 m	Télescope à miroir liquide de 2,44 m	Télescope cassegrain de 0,80 m	Mosaïque de 9 télescopes de 500 mm et 1 de 300 mm
FIBRE OPTIQUE	Oui	NR	Non	Oui	Oui
MESURES	4 nuits/sem 2h/nuite	1 nuit/sem 2h/nuite	NR	3 nuits/sem 3-4h/nuite	1 nuit/sem 6h/nuite
TRAITEMENT DONNEES	Calibration externe : RS92 en routine Filtre Kaiser	Calibration externe : RS80-H	Calibration externe : RS92	Calibration externe : radiosonde + IWV spectromètre	Calibration externe : RS92 en routine
ALTITUDE MAX	~ 14 km [1h] ~ 21 km [6h]	~ 15 km [2h]	Basse stratosphère	~ 12 km	Eté : 15-16 km [120-875min] Hiver : 11-12 km [120-875min]
RESOLUTION VERTICALE	1,5 km [1h] résolution dégradée [6h]	NR	NR	1 km haute troposphère [25 min]	NR
PRECISION	~10 % > 13 km 5 % < 13 km	± 12 % [2h]	NR	10 % < 6 km [1h] ~ 60 % à 10 km [1h]	NR
BIAIS	< 2 % (sec) en basse tropo < 3 % (humide) dans l'UT/LS	NR	± 5 % entre 2 et 9,5 km	Pas de biais identifié	NR
PUBLICATION(S)	Leblanc et al. (2012)	Barnes et al. (2008)	Argall et al. (2007) Wing (2012, thesis)	Sherlock et al. (1999) Hoareau et al. (2009)	Dionisi et al. (2010) Congeduti et al. (1999)

Tableau 3. Performances des mesures de vapeur d'eau des systèmes lidar Raman du NDACC d'après la littérature. Les données entre crochets précisent le temps d'intégration associé. Ce tableau ne concerne que les mesures de nuit, les performances de jour ne sont pas abordées. La mise en opération concerne la partie vapeur d'eau du système lidar qui permet de mesurer d'autres paramètres. Les initiales NR correspondent à Non Renseignée, ces informations n'ont pas été trouvées dans les papiers de référence.

dans l'hémisphère Sud et un seul d'entre eux est positionné en zone tropicale. Les dates de début des mesures de vapeur d'eau pour chaque lidar montrent que des bases de données de vapeur d'eau commencent à s'établir sur le long terme, elles ont commencé il y a plus de 10 et même 20 ans selon les stations. Les six lidars Raman du NDACC opèrent à une seule longueur d'onde : 355 ou 532 nm. On notera que quatre d'entre eux récupèrent les photons à l'aide d'un seul télescope dont le diamètre varie selon le système entre 0,74 m et 0,91 m. Le PCL utilise un télescope très particulier : à miroir liquide de 2,44 m (Argall et al., 2007). Le lidar de Tor Vergata utilise une mosaïque de 9 télescopes de 500 mm et un dixième de 300 mm de diamètre (Congeduti et al., 1999). En routine, la calibration de l'ensemble de ces lidars passent par l'utilisation de radiosondages. Les informations concernant le traitement des données brutes sont limitées. L'information sur la résolution verticale l'est d'autant plus que l'on ne sait pas quel filtrage est utilisé ou encore quelle méthode de calcul de résolution a

NOM	STROZ	ALVICE lidar	SRL
MISE EN OPERATION	2005	NR	1992 (modifié)
EMISSION	1 laser Nd:Yag 355 nm	1 laser Nd:Yag 354,7 nm	1 laser Nd:Yag 354,7 nm miroir scannant
RECEPTEURS	Télescope de 0,76 m	Dall-Kirkham télescope de 0,6 m	Télescope de 0,76 m
FIBRE OPTIQUE	Oui	Oui	Oui
MESURES	Campagnes NDACC	Campagnes NDACC	Campagnes de mesures
TRAITEMENT DONNEES	Calibration externe : sonde	Calibration externe : RS92	Calibration externe : GNSS
ALTITUDE MAX	~ 15 km	~ 17-20 km [6-8 h]	NR
RESOLUTION VERTICALE	NR	0,5-0,75 km > 12 km	NR
PRECISION	NR	NR	NR
BIAIS	Biais humide (faible quantité de vapeur d'eau)	Biais humide	NR
PUBLICATION(S)	Leblanc al. (2011)	Whiteman et al. (2007, 2010, 2012)	Whiteman et al. (2006)

Tableau 4 . Performances des systèmes lidar Raman mobiles impliqués dans de nombreuses campagnes de comparaison instrumentale d'après la littérature. Idem que pour le Tableau 3. La configuration de ces systèmes a parfois changée, NR peut donc aussi signifier que l'information existe dans la littérature mais donnée de façon trop spécifique à une campagne ou à une étude pour être généralisée.

été choisie. Les performances sont données selon plusieurs temps d'intégration en fonction des articles consultés. Le lidar de TMF l'un des plus performants monte à environ à 14 km, avec une résolution verticale de 1,5 km et pour une intégration de 60 minutes et à près de 21 km pour une intégration de 6 heures et une résolution dégradée non précisée (Leblanc et al., 2012). Il présenterait une erreur d'environ 10 % au-dessus de 13 km et un biais humide dans l'UT/LS de l'ordre de 3 % (Leblanc et al., 2012). Les profils du PCL atteignent la basse stratosphère (Argall et al., 2007) mais les informations quantifiant ses performances n'ont pas été trouvées dans la littérature. Les performances du lidar de Hawaï lui permettent de monter à 15 km pour deux heures d'intégration mais ces profils ne montent pas dans la basse stratosphère (Barnes et al., 2008). Ces mesures en routine étant en moyenne de l'ordre de 2 heures, ces données ne peuvent monter dans la basse stratosphère tropicale. A ces systèmes mobiles et installés dans des stations, plusieurs systèmes lidar mesurant la vapeur d'eau dans l'UT/LS (Tableau 4). Le STROZ et l'ALVICE ont participé à différentes campagnes NDACC et le SRL a été impliqué dans de nombreuses campagnes de comparaisons instrumentales en Amérique. Comme les lidars des stations, leurs lasers émettent une seule longueur d'onde (~355 nm) et récupèrent la lumière sur un unique télescope, plus petit cependant (0,76 ou 0,6 m) de façon à garantir au système le caractère compact du système. Si les données du STROZ et de l'ALVICE sont calibrées à partir de radiosondages, le SRL utilise des données GNSS (Whiteman et al., 2006). Les performances de ces systèmes sont grandes. Le STROZ peut atteindre environ 15 km (Leblanc et al., 2011) mais le lidar de l'ALVICE peut monter entre 17 et 20 km pour un temps d'intégration de 6 à 8 heures avec une résolution verticale inférieure au kilomètre (Whiteman et al., 2010 ; Whiteman et al., 2012). Ces performances sont d'autant plus intéressantes que l'ALVICE, laboratoire mobile, peut réaliser d'autres mesures de précision grâce à sa station embarquée d'acquisition de radiosondages (Whiteman et al., 2012). On notera toutefois que les trois systèmes ont des fibres optiques auxquelles des problèmes de fluorescence peuvent être associés et qui ont entraîné des biais sur les mesures du lidar STROZ et du RASL (Leblanc et al., 2011 ; Whiteman et al., 2012).

La difficulté, lorsqu'il s'agit de comparer des systèmes aussi différents que complexes, réside dans la multiplicité des algorithmes de traitement des données. Les filtres utilisés sont de natures différentes et, même pour un même filtre (Blackman par exemple), si le nombre de points diffère, les résolutions verticales qui en résulteront ne seront pas les mêmes. D'autres différences peuvent apparaître dans le code de traitement : valeurs utilisées pour la densité, formules choisies, etc. La nécessité d'homogénéiser ces traitements de données lidar semble s'imposer. Des initiatives sont lancées dans ce sens. Le projet PROMISE (Pérennisation des données sols, modélisation des interfaces et des outils pour le traitement et la gestion des données des stations d'observations), initié par l'OPAR (Observatoire de Physique de l'Atmosphère de la Réunion), va dans ce sens : mettre au point des algorithmes permettant de traiter les données lidar de plusieurs stations, un algorithme qui serait ensuite ouvert à la communauté scientifique afin de devenir un projet de développement collaboratif pour les stations d'observation françaises. De nombreux groupes de travail réfléchissent à cette problématique et des efforts sont faits dans ce sens on notera par exemple les travaux sur la méthode de calcul de la résolution verticale (Leblanc et al., 2012) proposés par un groupe de chercheurs internationaux dans le cadre d'un rassemblement organisé par l'ISSI (Internationale Space Science Institute). Un code de traitement standardisé permettrait de répondre aux besoins des réseaux, tels que le NDACC ou GRUAN, pour homogénéiser leurs bases de données.

Les lidars Raman peuvent aussi fonctionner de jour. Afin de rendre possible et

d'optimiser ces mesures, il est nécessaire d'avoir des filtres interférentiels très étroits centrés sur les raies de H₂O et de N₂ (Wulfmeyer et al., 2015) pour rejeter une grande partie du fond de ciel associé au rayonnement solaire mais qui limitera la portée, il peut aussi être envisagé selon le système d'avoir deux champs de vue à savoir un pour le jour et un pour la nuit (Turner et al., 2000), etc. Le review de Wulfmeyer et al. (2015) fait état d'une portée d'environ moitié moins importante que pour des mesures de nuit avec une résolution verticale de l'ordre de la dizaine ou la centaine de mètres selon l'altitude et une précision et un biais similaire aux mesures de nuits pour le peu que le système soit adapté d'un point de vue instrumental aux mesures de jours.

Cette mini-review sur les performances des différents instruments permettant de retourner des profils de vapeurs d'eau a permis de montrer qu'un grand nombre de techniques peut être utilisé pour construire une base de donnée. Chaque technique a ses points forts et ses limites, il est indispensable de les connaître et de quantifier précisément les erreurs de manière à utiliser ces données le plus efficacement possible. Le travail d'identification des sources d'erreur est un travail important qui a été fait de manière transparente pour quelques uns de ces instruments via des travaux communs au sein des réseaux mais il reste encore à faire pour certaines de ces mesures. Il est un pré-requis pour construire une base de donnée homogène. A noter enfin que les mesures présentées précédemment peuvent être complétées par des instruments de mesures in-situ et de télédétection aéroportés. La plupart de ces mesures aéroportées de très haute qualité sont toutefois limitées à des périodes intensives de campagnes et ne peuvent être considérées comme un appui régulier à des mesures au/depus le sol en routine, à l'exception des mesures aéroportée MOZAIC-IAGOS réalisées sur des avions de ligne depuis des années (Marenco et al., 1998). Ces mesures ne portant pas sur des instruments des télédétection depuis le sol ou sur les plate-formes satellites, elles ne seront pas abordées ici.

2.5. Mesures de la variabilité de la vapeur d'eau : bilan

Les facteurs influençant la variabilité spatio-temporelle de la vapeur d'eau sont importants : la température, l'altitude... et divers processus : de la turbulence à des phénomènes d'échelle synoptique. Si le temps de résidence de la vapeur d'eau dans l'atmosphère est de quelques jours, sa variabilité à l'échelle de la dizaine de minutes et inférieur au kilomètre peut être très grande. Pour cartographier, surveiller et établir les tendances de la vapeur d'eau en troposphère et en basse stratosphère, il est indispensable d'avoir un ou plusieurs réseaux de mesures les plus denses et réguliers possibles. Cette nécessité justifie à elle-seul l'existence de GRUAN ou encore du NDACC. Ces réseaux veillent à la qualité et à la densification de leurs stations pour s'attaquer à ce problème. Une couverture globale et des mesures fréquentes sont nécessaires, il est indispensable d'avoir des mesures fiables et performantes jusque dans l'UT/LS. L'évaluation des performances des différents instruments mesurant la distribution verticale de la vapeur d'eau a permis de mettre en évidence le faible nombre d'outils permettant d'obtenir des données dans l'UT/LS et de manière précise. Parmi les sondes, les hygromètres se sont révélés les plus performants. La sonde CFH est un bon candidat au titre d'instrument de référence pour les mesures de vapeur d'eau autour et au-dessus de la tropopause. Les sondes à capteur capacitif ne sont pas performantes dans la basse stratosphère et certaines d'entre elles peinent à donner de bonnes mesures en haute troposphère subtropicale. Il est toutefois important de noter que les sondes CFH ne sont pas lancées en routine dans les stations du fait de leur coût, un lancer peut revenir à plusieurs milliers d'euros et la mesure est d'autant plus ponctuelle. L'évaluation des mesures de CFH dans l'UT/LS reste difficile à réaliser du fait du peu de

mesures capables de produire ces données. Pour les mesures à couverture globale, à savoir les satellites, MLS est le plus précis et il est même plus performant dans la basse stratosphère. Peu d'autres instruments embarqués en opération aujourd'hui atteignent la tropopause et encore moins la basse stratosphère. Si la précision de MLS est très élevée, sa résolution horizontale est large et sa résolution verticale de l'ordre de 2 à 3 km. Enfin si les lidars DIAL, ne nécessitant pas de calibration, semblent être les plus précis, ils ne montent pas dans la basse stratosphère (à l'exception de celui du Mont Zugspitze qui monte mais étant en zone tempérée cela correspond à 12 km d'altitude). Les lidars Raman sont plus enclins à réaliser des mesures dans la haute troposphère voire dans la basse stratosphère. Mais s'ils atteignent la basse stratosphère, il s'agit principalement de lidars éloignés des tropiques. Le lidar mobile STROZ présente de bonnes performances avec un nombre d'heures de mesure suffisant. Le lidar de MLO situé dans les tropiques où il est d'autant plus important de mesurer la vapeur d'eau dans l'UT/LS ne monte que jusque 15 km. Il est important de développer d'autres lidars qui puissent atteindre la basse stratosphère et qui soient implantés aux tropiques. La Réunion représente un lieu privilégié pour pallier aux manques de mesure de vapeur d'eau de l'UT/LS tropicale, d'autant plus dans l'hémisphère Sud.

3. Les différentes observations de la vapeur d'eau dans l'UT/LS à La Réunion

3.1. Contexte géophysique de La Réunion

La Réunion est un département et une région d'outre-mer français (DROM). L'île est située dans la partie sud-ouest du bassin océan Indien dans l'hémisphère Sud à la position (21°S, 55°E), mesure environ 70 km de long et 50 km de large et présente de nombreux reliefs dont le point culminant (le Piton des neiges) est 3071 m. Elle s'étend sur 2512 km² et continue de s'étendre de manière épisodique lorsque le Piton de La Fournaise génère des coulées de lave atteignant l'océan. Elle bénéficie d'un climat tropical ou subtropical selon les saisons.

3.1.1. La circulation générale

Pour comprendre le contexte particulier de l'île de La Réunion et du bassin océan Indien, il faut les situer par rapport la circulation générale. La répartition de la chaleur sur la Terre se fait par les circulations générales océanique et atmosphérique. La circulation atmosphérique passe des tropiques aux pôles et principalement dans la troposphère. Il y a trois cellules de transport principales (Figure 5) : la cellule de Hadley, la cellule de Ferrel et la cellule polaire, respectivement entre 0-30°, 30-60° et 60-90° de latitude (indications climatologiques). Les zones de transition entre les cellules sont marquées par des discontinuités de tourbillon potentiel où il faut noter la présence, sous la tropopause des courants jets (décrits dans le Chapitre 1, partie 4.3) (Shapiro et al., 1987). Il est courant d'observer sur une coupe verticale l'association des deux courant-jets en un système jet-front, il arrive parfois que les courants-jets subtropical et polaire se rejoignent en quelques endroits même si, le plus souvent, ils sont bien distincts. Le courant-jet est composé de vents d'ouest, sa localisation et son intensité varient en fonction de la saison. Il se déplace vers l'équateur en hiver austral et inversement vers les pôles en été austral (Koch et al., 2006). Entre les deux hémisphères, les alizés (des vents chauds et chargés en vapeur d'eau par l'évaporation en surface et les flux de chaleur latente) se rencontrent en une zone appelée Zone de Convergence Inter-Tropicale (ZCIT), qui représente une ceinture de basses pressions souvent assimilée à l'équateur météorologique

(Waliser et al., 1993). A noter toutefois que la ZCIT est une zone de convergence alors que l'équateur météorologique est une zone de confluence des alizés, il est donc important de les distinguer car ils peuvent parfois être distants de plusieurs centaines de kilomètres à certains endroits du globe pour une saison donnée (Beucher et al., 2010, Météo-France). Les températures dans la ZCIT sont particulièrement élevées en basse troposphère et en surface. L'activité convective moyenne, les nuages ainsi que les précipitations y sont plus importantes. La convergence des masses d'air se résout en de fortes ascendances, ces masses humides se dilatent sous l'effet de la chaleur ce qui peut entraîner la formation de systèmes convectifs imposant qui soulèvent la tropopause. On y retrouve de la convection isolée et/ou de la convection organisée à méso-échelle, elle représente la première zone de formation des perturbations tropicales dans les tropiques (Gray, 1968). La position de la ZCIT varie à différentes échelles temporelles. C'est en été austral qu'elle s'enfonce dans l'hémisphère sud et atteint sa position la plus basse en janvier.

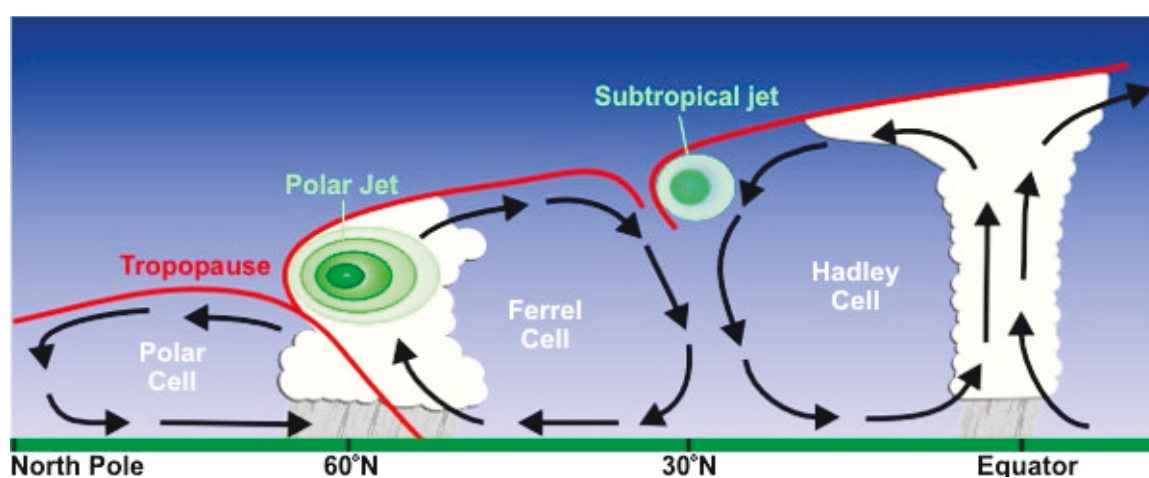


Figure 5. Localisation des courants-jets (source : National Weather Service/NOAA)

3.1.2. Le contexte météorologique du bassin

La bassin océan Indien est différent des autres océans par sa configuration fermée au-dessus de 30°N et de son régime de mousson associé. D'autre part, l'anticyclone subtropical permanent du sud de l'océan Indien génère des alizés d'est, ces alizés convergent avec ceux de l'anticyclone de l'hémisphère nord et forme la ZCIT. Les amas convectifs associés à la ZCIT peuvent être de l'ordre de 2500 km de diamètre au-dessus de l'océan Indien. Dans la Pacifique ouest comme dans l'océan Indien, la ZCIT est beaucoup plus large (de l'ordre de 2000-3000 km d'extension méridienne) et le cumul annuel des pluies y est le plus important du globe (2-3 m) (Beucher et al., 2010, Météo-France). A l'échelle intrasaisonnière (entre 30 et 50 jours), la MJO (Madden-Julian Oscillation) est le principal processus pilotant la ZCIT au-dessus de ces océans. Toutefois son activité peut être modulée à d'autres échelles, par l'océan tropical aux échelles interannuelles et saisonnières et par d'autres ondes équatoriales comme celles de Rossby ou de Kelvin à l'échelle synoptique. Le déplacement saisonnier de la ZCIT est le plus marqué sur l'océan Indien, sa position oscille entre 10°S en janvier et 25°N en juillet (Beucher et al., 2010, Météo-France) (Figure 6). A noter enfin que la convergence des cellules de Hadley et de Ferrel vers 30°S entraîne une circulation anticyclonique semi-permanente au-dessus de l'Afrique australe (Tyson et al., 2006). Les couloirs de transport privilégiés dans l'océan Indien proviennent d'Afrique australe,

d'Amérique Latine et d'Asie du sud-est (Edwards et al., 2006).

Le bassin sud-ouest océan Indien représente environ 10 % de l'activité cyclonique globale. La saison cyclonique dans cette partie du bassin s'étend de novembre à avril (Jury and Pathak, 1991, Neumann, 1993), elle correspond principalement à la saison chaude de l'hémisphère sud. Les mois les plus actifs sont janvier et février, avec plus de 50 % de l'activité cyclonique (Bessafi and Wheeler, 2006).

On retrouve néanmoins près de 15 % de cette activité en décembre et autant en mars mais avec des systèmes plus intenses (statistiques Météo-France). L'activité cyclonique n'est pas nulle en dehors de cette saison, car des systèmes se sont déjà formés avant décembre ou après mars. Au-delà de la variabilité saisonnière, le nombre de cyclone et leur durée subissent une forte variabilité interannuelle. La majorité des perturbations tropicales naissent au niveau de la ZCIT entre 15 et 20°S sur le Canal du Mozambique ou entre 10 et 15°S sur l'océan Indien, parfois elles se forment sur une bande latitudinale parallèle à la ZCIT. La vitesse de déplacement d'un cyclone est de l'ordre de 15 à 25 km/h, de manière générale il prend une trajectoire parabolique qui peut être décrite ainsi : un mouvement d'ouest vers le sud-ouest puis il suit une incurvation vers le sud et s'évacue vers l'est/sud-est vers des latitudes extratropicales.

Une climatologie d'ozone sur le sud-ouest de l'océan Indien (Clain et al., 2010) suggère que les intrusions stratosphériques prédominent durant le printemps et l'été austral. Si l'activité du courant-jet prédomine en juillet et août (hiver austral), son influence sur le budget d'ozone troposphérique est moins important en été, saison où le courant-jet subtropical est le plus loin mais peut interagir avec l'activité convective du bassin. La climatologie des ondes de Rossby établie le long de la tropopause subtropicale par Postel et al. (1999) montre une occurrence maximale en été (pour chaque hémisphère).

3.1.3. Le contexte géophysique spécifique à La Réunion

La Réunion est une île du sud-ouest de l'océan Indien (Figure 7) avec une activité volcanique importante associée au Piton de La Fournaise. Elle est située dans une bande latitudinale subtropicale et dans la région de subsidence de la cellule de Hadley de l'hémisphère sud. En hiver, ce site est proche de la barrière subtropicale mais en été, l'activité cyclonique y est importante. Le jet subtropical sera le plus influant en hiver austral et restera important durant le printemps austral.

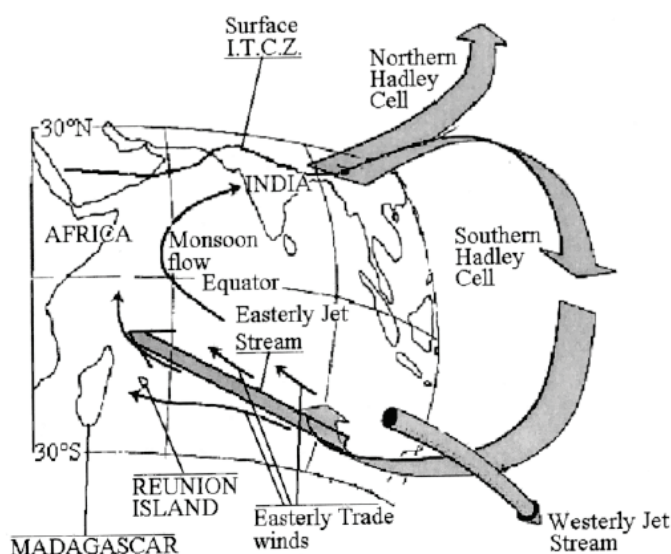


Figure 1. Meteorological conditions prevailing during austral winter in the Indian Ocean from 30°S to 30°N.

Figure 6. Circulation atmosphérique dans le bassin océan Indien en hiver. Figure extraite de Taupin et al. (1999)

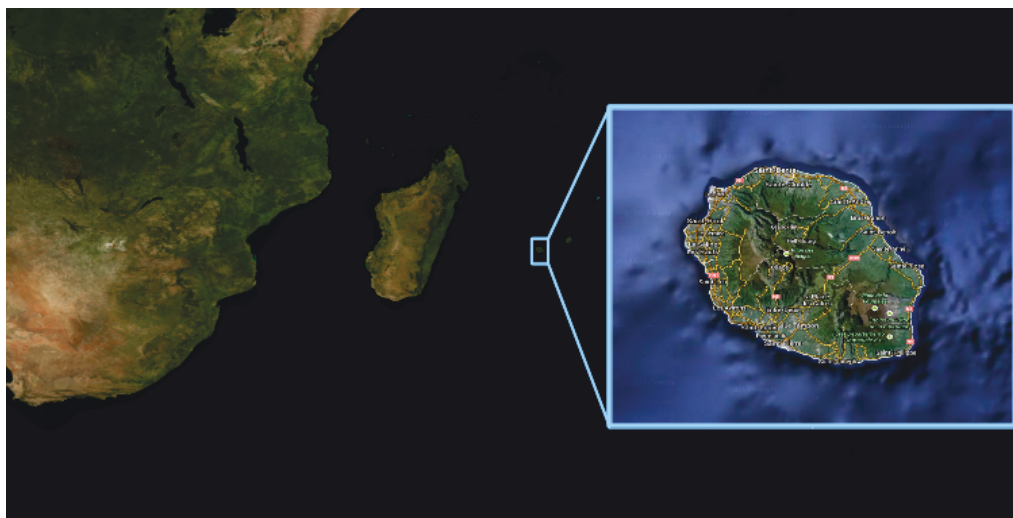


Figure 7. A gauche : Le bassin sud-ouest océan Indien (crédit : Blue Marble - NASA). A droite: Carte de l'île de La Réunion (source : google map)

Ce site pourra donc permettre d'étudier tant des phénomènes spécifiques aux régions tropicales que des processus caractéristiques des subtropiques. L'influence dynamique du courant-jet subtropical et de la convection tropicale sont des processus clefs pour comprendre la composition chimique et la dynamique au sein de la TTL. Le site de la Réunion représente d'autant plus un bon laboratoire d'étude avec l'élargissement de la ceinture tropicale (Lu et al., 2009) permettant ainsi de surveiller l'impact de changements climatiques à échelle globale. Sa localisation au sein du bassin et de la circulation générale en font un site bien placé pour étudier les ondes dans la stratosphère tropicale et le transport à grande échelle des masses air. Les panaches de feux de biomasses d'Afrique australe et d'Amérique latine et d'Asie du sud-est affectent de manière saisonnière La Réunion en forçant la concentration en ozone (Clain et al., 2010) et de divers autres polluants (DufLOT et al., 2010) de la troposphère libre.

Deux saisons se distinguent : l'hiver et l'été, respectivement de mai à octobre et de novembre à avril. L'hiver, la ZCIT est la plus éloignée de La Réunion, l'île est principalement soumise à des régimes d'alizés. En été, la ZCIT est la plus proche et donc l'influence des alizés est plus faible (Figure 6). Au-dessus de la hauteur d'inversion des alizées ce sont les flux d'ouest qui prédominent et près du sol ce sont des flux de sud-est (Randriambelo et al., 2001). En été, la zone d'inversion des alizés peut presque disparaître entièrement (Taupin et al., 1999). On pourra toutefois découper l'année en quatre saisons, notamment lorsqu'il s'agit d'études comparatives avec l'hémisphère nord en incluant deux inter-saisons : mars-mai et septembre-novembre (Taupin et al., 1999). La situation météorologique de La Réunion est différente d'une côte à l'autre, l'ouest est plutôt sèche, l'est plutôt humide. De par le relief de l'île, les nuages se développent quotidiennement sur les flancs en fin de matinée et se dissipent le soir, le cycle diurne est très régulier (Baray et al., 2013). Les processus de circulation des polluants sur l'île, notamment pour comprendre la redistribution des aérosols volcaniques en cas d'éruption et les zones les moins atteintes par les aérosols côtiers ont été examinées ce qui a notamment permis de déterminer que la zone du Maïdo (situé à plus de 2000 m d'altitude) est particulièrement isolée de ces différentes sources (Lesouëf et al., 2011).

La Réunion est avant tout une île au milieu de l'océan, elle sera donc directement influencée par le cycle de l'eau et la couche limite marine. Cette eau peut être redistribuée à de plus hautes altitudes par de la convection. Le contenu en vapeur d'eau de ce site suit un cycle diurne et un cycle saisonnier qui s'explique principalement par le contexte dynamique du bassin décrit précédemment. Une analyse d'un jeu de données lidar Raman entre 2002 et 2005 à La Réunion a permis d'évaluer que, entre la saison sèche et la saison humide, les quantités moyennes de vapeur d'eau étaient multipliées par environ 1,6 jusqu'à 9 km et par un facteur inférieur à 0,4 jusqu'à 15 km entre la saison sèche et la saison humide (Hoareau et al., 2012). Un cycle diurne bimodal spécifique aux premiers kilomètres (jusqu'à ~environ 4 km) a été détecté sur cette même base de données. Ce cycle pourrait s'expliquer par différents facteurs : le cycle diurne thermique, la confrontation des alizés d'est au sol s'opposant aux vents d'ouest d'altitude au niveau de la couche d'inversion des alizés dont l'altitude varie (Baray et al., 1998) ou la topographie de l'île, ce qui appelle à pousser les investigations (Hoareau et al., 2012). La variation de la vapeur d'eau contraint aussi la formation de cirrus. L'occurrence des cirrus est plus importante en été qu'en hiver, environ 4 fois plus sur une base de données de profils lidar (Cadet et al., 2003). Trois classes de cirrus se distinguent : ceux reliés à la convection tropicale (I), aux cyclones tropicaux (II) et au front des latitudes moyennes (III) avec des occurrences respectives de 37, 19 et 44 % sur une base de données lidar étendue. Le sommet de ces cirrus se retrouvent typiquement à des altitudes de 11,3 km pour la classe I, 15,9 km pour la II et enfin pour la III : 14,3 km (Hoareau et al., 2012).

3.2. Description des mesures de vapeur d'eau à La Réunion avant 2013

3.2.1. Le développement du parc instrumental à La Réunion jusqu'à la station du Maïdo

Des systèmes de mesure de différents paramètres atmosphériques ont été déployés sur l'île de la Réunion depuis les années 1990. Cela a commencé avec des radiosondages ozone en collaboration avec le Service d'Aéronomie (SA/CNRS) et l'IPSL (Institut Pierre Simon Laplace), suivis par des mesures de colonnes d'ozone et de dioxyde d'azote avec le spectromètre UV-visible SAOZ (Système d'Analyse par Observation Zénithale) et des mesures de température et d'aérosols stratosphériques grâce à un système lidar Rayleigh-Mie. Le système lidar a pu ensuite réaliser des mesures d'ozone stratosphérique grâce à une technique DIAL et un second système lidar a permis la mesure d'ozone stratosphérique. Les mesures lidar sur la vapeur d'eau et les aérosols à La Réunion ont commencé en 2002 en utilisant la voie Raman implémentée sur le lidar du site du Moufia (Robert et al., 2004). Les mesures par ballon et télédétection active et passive à La Réunion en ont fait une station instrumentée dont la mission principale était de mesurer en continue divers composants atmosphériques et s'est concrétisée par la création de l'OPAR (Observatoire de Physique de l'Atmosphère de la Réunion) (Baray et al., 2006). L'OPAR était alors constitué de deux sites de mesure sur la côte nord de l'île : le site urbain du Moufia situé à l'Université de La Réunion (80 m asl) et le site côtier de Gillot à Sainte-Marie. Il pouvait aussi accueillir des instruments d'équipes de recherche étrangères, ce fût le cas d'un FTIR et d'un MAX-DOAS.

Grâce aux résultats obtenus la voie Raman du lidar Rayleigh-Mie, un lidar tout à fait novateur a été développé pour mesurer la vapeur d'eau jusque dans l'UT/LS (Hoareau et al., 2012), ce système est décrit dans le chapitre suivant. A noter aussi qu'un programme de radiosondages a été initié en 1992 au LPA (Laboratoire de Physique de l'Atmosphère qui est devenu l'actuel LACy), la base de données contient près de 24 ans de mesures (pression, température, humidité et ozone). La

Réunion est devenue une station du réseau SHADOZ en 1998, des radiosondages sont lancés de façon hebdomadaire par des membres du LACy et de l'OSU-R depuis le site de Gillot, cette activité étant rattachée à l'OPAR. SHADOZ est un réseau créé pour pallier au manque de mesures d'ozone troposphérique et stratosphérique dans l'hémisphère sud par rapport à l'hémisphère nord à une époque où la problématique du trou de la couche d'ozone était majeure (Thompson et al., 2004). En plus de l'alimentation de ce réseau international et des études climatologiques, le LACy exploite ces données pour aborder diverses problématiques scientifiques ou observationnelles, on pourra citer par exemple l'étude des ruptures dans de longues séries temporelles suite au changement de sonde effectué en 2007 (de Vaisala pour Modem) (Posny et al., 2010).

Le site de La Réunion est un site exceptionnel par tout le contexte météorologique spécifique décrit dans ce chapitre : il représente un vrai laboratoire d'étude tant au niveau de la circulation atmosphérique de grande échelle, de transport de polluants à l'échelle de l'hémisphère sud, de processus spécifiques aux tropiques qu'aux subtropiques, ces reliefs qui induisent des circulations locales, l'activité volcanique, etc. Sa richesse en terme de processus atmosphériques et sa position clef sur le chemin des circulations de grandes échelles et en marge de la ceinture tropicale en font un site qui doit être optimisé pour les mesures au sol et par télédétection. L'idée d'une station d'altitude pour améliorer les mesures optiques a été proposée pour la première fois en 1989, avant même le début des mesures atmosphériques à La Réunion (Baray et al., 2013). Il a toutefois fallu de longues années avant de résoudre les problèmes financiers et administratifs. Les plans ont été terminés en 2007, le chantier pour le bâtiment et la route attenante ont débuté mi-2010 et l'observatoire a été inauguré en octobre 2012. Une partie des instruments de l'OPAR qui étaient sur le site du Moufia a migré à la station dans la mesure où leurs performances seraient optimisées grâce à cet environnement privilégié et en étant parfois améliorés dans le déménagement. L'observatoire atmosphérique du Maïdo sera décrit dans le chapitre suivant.

3.2.2. Évaluation des données vapeur d'eau à La Réunion avant 2013

On notera qu'il n'y avait pas de récepteur GPS et donc pas de données d'IWV GNSS sur les sites de l'OPAR (Moufia/Université de La Réunion et Gillot).

Évaluation des données vapeur d'eau obtenues par les sondes à La Réunion avant 2013

Un peu moins de 500 radiosondages ont été réalisés sur le site de La Réunion entre 1998 et 2012, ces données sont archivées et disponibles sur le site de SHADOZ (<http://tropo.gsfc.nasa.gov/shadoz/Reunion.html>). Lors du passage de la station d'acquisition Vaisala à Modem, des attelages doubles (sondes RS92 et M10) ont été lancés afin d'étudier leurs performances réciproques et les résultats ont conclu à une continuité des mesures d'ozone (Posny et al., 2010) ce qui signifie une réduction des biais dans l'étude de tendances d'ozone. Le réseau SHADOZ est avant tout dédié à l'ozone. Les mesures de vapeur d'eau Modem ont été très peu traitées, même si les attelages doubles ne semblaient pas indiquer une rupture importante (Posny et al., 2010). L'étude sur la vapeur d'eau est restée peu exploitée et peu de recul a été pris sur les mesures de vapeur d'eau réalisées par ces sondes. Le travail restait donc à faire. Il était d'autant plus intéressant d'étudier les performances de ces mesures qu'elles sont, selon la saison, réalisées dans un climat tropical dans lequel les quantités de vapeur d'eau peuvent être très importantes et où la troposphère peut être extrêmement sèche dans des saisons correspondant à un climat plus

subtropical. La Réunion représente un bon laboratoire d'étude y compris pour le domaine instrumental.

S'il existe de nombreuses sondes différentes, il a été établi que les sondes CFH sont parmi les plus précises notamment dans l'UT/LS (Vömel et al., 2007), de fait ce sont des sondes extrêmement coûteuses. Un seul exercice de lancement de sondes CFH a pu être réalisé à La Réunion avant 2013 dans le cadre d'une campagne de mesures dédiée et réalisée en trois temps entre 2005 et 2006 pour un total de 12 sondages CFH (Hoareau et al., 2012) afin d'étudier la vapeur d'eau dans la basse stratosphère. Les lâchers étaient réalisés sous deux conditions : temps clair et coïncidence avec le passage du satellite AURA/MLS. Ces sondes ont donc participé à une validation satellite (Vömel et al., 2007) mais elles ont surtout permis une validation de mesures de vapeur d'eau lidar réalisées sur le site du Moufia à l'Université de La Réunion (Hoareau et al., 2012).

Évaluation des données vapeur d'eau obtenues par lidar à La Réunion avant 2013

Entre 2002 et 2005, près d'une centaine de nuits de mesure ont été réalisées sur le système Raman vapeur d'eau (Hoareau et al., 2012), avec plus d'une trentaine de nuits en 2002 lors de l'installation de la voie Raman sur le système Rayleigh-Mie existant et entre 15 et 25 ensuite. Une étude d'évaluation de ces données a été réalisée, le jeu de données ayant été étoffé en n'utilisant pas les profils journaliers mais en triant les profils selon une méthodologie bien précise découpant les mesures en périodes quasi-stationnaires (Hoareau et al., 2012) ce qui ramène le nombre de profils à 350. Le système Raman vapeur d'eau couvrait les mesures jusqu'à la haute troposphère (environ 14/15 km) avec une erreur statistique d'environ 30 % avec une résolution verticale allant jusqu'à 2 km et pour 50 minutes d'intégration, de nuit et par temps clair (Hoareau et al., 2012). Le lidar présentait toutefois quelques points limitant les performances du système (puissance, fluorescence possible, effets parallaxe) pour atteindre la basse stratosphère (avec une erreur faible) et sa méthode de calibration avec des profils ECMWF induisait une erreur systématique trop importante pour garantir des mesures à long-terme stable et fiable.

La position privilégiée de ce parc instrumental s'explique par sa situation en limite de la ceinture tropicale, dans une zone d'activité cyclonique importante et de par sa proximité avec le Piton de la Fournaise, volcan très actif. La diversité des processus qui peuvent être observés et mesurés depuis La Réunion est grande et explique pourquoi des efforts considérables ont été réalisés sur le développement des mesures. Les différents sites de l'OPAR ce sont dotés de plus en plus d'instruments sur les 25 dernières années et ces mesures ont logiquement trouvé leur place dans différents réseaux. Des instruments permettaient de mesurer la vapeur d'eau : les sondes et le système lidar. Mais ils n'étaient pas seulement consacré à la vapeur d'eau. En effet, la station de La Réunion lance des sondes avant tout dans le cadre du réseau SHADOZ centré sur l'ozone et le lidar permettait à la fois de mesurer la température, les aérosols et l'ozone troposphérique sur un même système. Les performances sur la vapeur d'eau des sondes utilisées à La Réunion n'ont été que peu étudiées. Et si les mesures lidar vapeur d'eau devaient être améliorées, c'est tout le système qui devait être modifié et cela en risquant d'interférer sur les autres mesures. Dans le cadre des mesures de vapeur d'eau lidar, un nouveau système a été imaginé et conçu pour optimiser les mesures sachant qu'il disposerait de l'environnement privilégié de l'Observatoire du Maïdo. Le parc instrumental ne cessant d'augmenter et afin d'optimiser certaines mesures existantes, une infrastructure à la hauteur de ces objectifs devait être mise en place. Un observatoire atmosphérique

d'altitude a été construit au Piton Maïdo (à découvrir au chapitre suivant). Cet observatoire se situe sous ou en marge (selon la saison) de l'UT/LS tropicale et grâce à son altitude doit offrir à plusieurs de ses instruments la possibilité de monter jusque dans l'UT/LS. Il permettra donc non seulement de surveiller les changements climatiques mais aussi d'améliorer la compréhension des processus d'échanges qui ont lieu dans la TTL grâce aux mesures de différents paramètres permises par les différents instruments du Maïdo (à découvrir au chapitre suivant).

4. Les échanges stratosphère-troposphère

Dans un contexte de changement climatique à échelle planétaire, la surveillance des échanges stratosphère-troposphère, la compréhension de ces processus dynamiques et de leur représentation dans les études météorologiques et climatiques sont très importantes.

4.1. Généralités sur les STE

4.1.1. Hydratation de la basse stratosphère

Les mécanismes qui contrôlent ce contenu restent très débattus. Si l'oxydation du méthane est la principale source d'eau interne dans la stratosphère, des modélisations numériques ne prenant en compte que ce processus comme source de vapeur d'eau stratosphérique ont montré de faibles forçages radiatifs. De plus, selon [Solomon et al. \(2010\)](#), les forçages les plus importants se situent au niveau de la tropopause où la contribution en méthane est faible. La tendance en contenu de vapeur d'eau ne peut donc pas s'expliquer par l'oxydation du méthane seule.

Si une source externe doit être envisagée, la TTL est une « porte vers la stratosphère » par laquelle passe la vapeur d'eau et d'autres gaz et particules troposphériques. La TTL est définie comme une couche de transition de l'atmosphère située entre 150 hPa et 70 hPa possédant des propriétés à la fois de la troposphère et de la stratosphère. Si dans la partie basse de la TTL, le transport méridien est limité, par contre dans le haut de la TTL, un transport rapide des tropiques vers les hautes latitudes est observé. La TTL inclut la tropopause caractérisée par un minimum vertical en température, le « point froid ». L'air des régions tropicales s'élève et pénètre dans la stratosphère. Si l'entrée de la vapeur d'eau stratosphérique est contrôlée par la température du point froid, très basse dans les tropiques (autour de -80°C), la variabilité de la température n'explique toutefois pas les tendances du contenu en vapeur d'eau stratosphérique ([Rosenlof et al., 2001](#)). Plusieurs hypothèses sur des mécanismes d'échange dans la TTL tentent d'expliquer ces tendances.

Si on ne peut pas parler de restrictions liées au point froid de la TTL, certaines régions présentent plus de facteurs stimulant l'ascension de l'air des basses couches vers la stratosphère, notamment par le processus de convection. Dans ces régions, des nuages de convection profonde peuvent atteindre la tropopause, jusqu'à des altitudes de 18 km. La convection profonde emmène de l'air de la tropopause vers le haut de la TTL ([Dessler, 2002](#)). Des simulations numériques sur ces événements convectifs isolés soutiennent l'idée d'échange troposphère-stratosphère par les intrusions convectives lors de ces épisodes de convection profonde ([Chaboureau et al., 2007](#), [Chemel et al., 2009](#)). Cet air influence la composition chimique de l'air. L'effet de ce mécanisme reste très débattu : y-a-t-il hydratation ou déshydratation de la basse stratosphère ? Lorsque les

nuages de convection profonde pénètrent la TTL et traversent le point froid, l'air est plus froid que son environnement et il se déshydrate rapidement par congélation de la vapeur d'eau. Certaines particules de glace formées sédimentent et déshydratent l'air qui s'élève, d'autres restent dans la basse stratosphère et l'hydratent en se sublimant. Une étude récente de modélisation Méso-NH d'Hector (orage mono- ou pluricellulaires apparaissant quasi-quotidiennement entre novembre et décembre au nord de l'Australie [Beringer et al., 2001]) tend à montrer une hydratation de la basse stratosphère par le processus de convection profonde sur le cas d'étude du 30 novembre 2005 (Dauhut et al., 2014).

Dans les tropiques, la convection profonde peut aussi être induite par les cyclones tropicaux. La contribution de l'air injecté dans la stratosphère par ce type de convection pour des régions où l'activité cyclonique est importante peut représenter 10 à 30% (Zhan et Wang, 2012).

4.1.2. Déshydratation et transport dans la TTL : changement de phase

Si sous forme gazeuse, la capacité absorbante de la vapeur d'eau lui confère un rôle important dans la machine climatique, les propriétés optiques de l'eau sous forme liquide donnent plus de poids à ce rôle. Dans l'UT/LS tropicale, des nuages se détachent à l'arrière des enclumes caractéristiques des épisodes de convection profonde (Figure 8) : ce sont des cirrus. Ces nuages de glace d'altitude ont un impact significatif sur le bilan radiatif terrestre et sur les réactions physico-chimiques qui se déroulent au niveau de l'UT/LS. Un certain type de cirrus, les cirrus subvisibles, se forment à la tropopause avec un cycle saisonnier important (Cadet et al., 2003, Hoareau et al., 2012) probablement sous l'influence d'ondes planétaires. Ces cirrus entraînent un transport d'hydrométéores et participent à la déshydratation de la stratosphère (Jensen et Pfister, 2004). Ils sont composés de très fines particules de glace formées à partir de l'eau disponible dans la stratosphère.

Même si tous les processus décrits ci-dessus sont des phénomènes de petites échelles spatiale et temporelle, ils ont un impact à l'échelle globale. Ce sont des acteurs importants dans la composition chimique, notamment en vapeur d'eau, de la stratosphère tropicale au sein de laquelle le transport méridien est important. Cet air stratosphérique tropical, emmené vers les pôles par la circulation de Brewer-Dobson (Figure 9), affecte donc l'ensemble de la stratosphère.

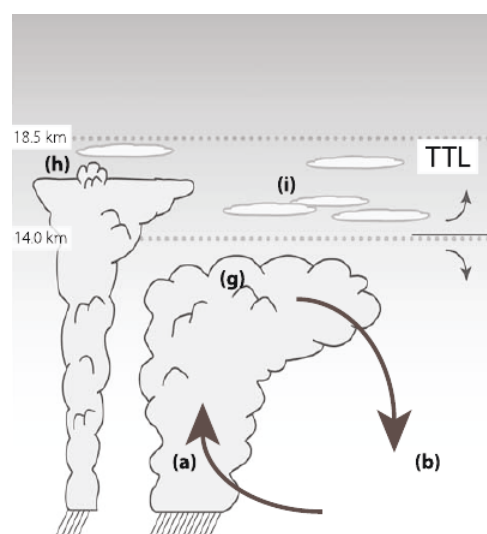


Figure 8. Représentation schématique des processus nuageux (et du transport associé autour de la TTL). Extrait de Fueglistaler et al. (2009). Légende : « Arrows indicate circulation, black dashed line is clear-sky level of zero net radiative heating (LZRH), and black solid lines show isentropes (in K, based on European Centre for Medium Range Weather Forecasts 40-year reanalysis (ERA-40)). The letter a indicates deep convection: main outflow around 200 hPa, rapid decay of outflow with height in tropical tropopause layer (TTL), and rare penetrations of tropopause. Fast vertical transport of tracers from boundary layer into the TTL. The letter b indicates radiative cooling (subsidence). The letter c indicates subtropical jets, which limit quasi-isentropic exchange between troposphere and stratosphere (transport barrier). The letter g indicates deep convective cloud. The letter h indicates the convective core overshooting its level of neutral buoyancy. The letter i indicates ubiquitous optically (and geometrically) thin, horizontally extensive cirrus clouds, often formed in situ ».

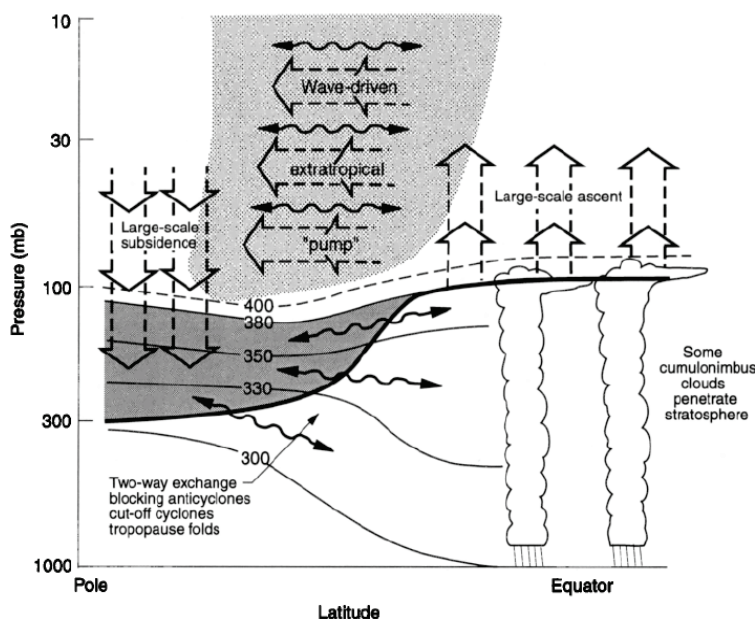


Figure 3. Dynamical aspects of stratosphere-troposphere exchange. The tropopause is shown by the thick line. Thin lines are isentropic or constant potential temperature surfaces labeled in kelvins. The heavily shaded region is the “lowermost stratosphere,” where isentropic surfaces span the tropopause and isentropic exchange by tropopause folding occurs. The region above the 380-K surface is the “overworld,” in which isentropes lie entirely in the stratosphere. Light shading in the overworld denotes wave-induced forcing (the extratropical “pump”). The wavy double-headed arrows denote meridional transport by eddy motions, which include tropical upper tropospheric troughs and their cutoff cyclones, as well as their midlatitude counterparts including folds [see Hoskins *et al.*, 1985, Figure 2a]. Not all eddy transports are shown, and the wavy arrows are not meant to imply any two-way symmetry. The broad arrows show transport by the global-scale circulation, which is driven by the extratropical pump (see section 3). This global-scale circulation is the primary contribution to exchange across isentropic surfaces (e.g., the 400-K surface) that are entirely in the overworld.

Figure 9. La dynamique des échanges stratosphère-troposphère.
Extraite de Holton *et al.* [1995].

4.1.3. Foliations de tropopause et gouttes froides d'altitude

Malgré sa faible concentration, le rôle de la vapeur d'eau dans la stratosphère (et dans l'UT/LS) dans la machine climatique est important. Ce paramètre est aussi un bon traceur des masses d'air d'origine stratosphérique lorsqu'elles pénètrent dans la troposphère. Corrélié avec l'ozone, il est possible de suivre les intrusions dans le sens subsident cette fois. L'ozone est un gaz minoritaire dans l'atmosphère mais un gaz à effet de serre au niveau de la tropopause. Il est aussi impliqué dans de nombreuses réactions chimiques qui font de lui un paramètre indispensable à surveiller dans l'atmosphère. 90 % de l'ozone atmosphérique est contenu dans la stratosphère et protège la surface des rayons ultra-violet du soleil. Au-dessus de la tropopause, l'ozone a un rôle protecteur. Lorsqu'une masse d'air stratosphérique pénètre dans la troposphère, elle sera donc généralement très sèche et chargée en ozone. Ces phénomènes ont un impact important sur le contrôle du contenu en ozone du réservoir troposphérique. Dans ce réservoir, l'ozone présente un fort caractère oxydant et, en surface, il représente un polluant nocif pour la santé. De nombreuses études portent sur les processus pilotant le contenu en ozone du réservoir troposphérique. Cet ozone peut être produit par des réactions photochimiques in-situ consécutives à des émissions de précurseurs d'ozone ou amené par un transport de masse d'air de la stratosphère vers la troposphère.

Les processus dynamiques et chimiques sont nombreux. Leurs simulations impliquent de la rigueur et de la méthodologie pour calculer le budget en ozone (Wild, 2007). Si la chimie est la principale source de l'ozone troposphérique, des études ont mis en évidence que l'apport d'ozone stratosphérique par des phénomènes dynamiques est conséquent à échelle globale (Collins et al., 2000, Collins et al., 2003). Celles se focalisant sur l'hémisphère sud et ses particularités sont moins nombreuses. Les masses d'air d'origine stratosphérique enrichissent le contenu en ozone de la haute troposphère et peuvent même influencer la surface, les chiffres les quantifiant varient d'une étude à l'autre et demandent plus d'investigation. De nombreuses études traitent tout particulièrement de l'apport de ces STE (Stratosphere-Troposphere Exchange) dans l'hémisphère nord (Roelofs et Lelieveld, 2000, Hess and Zbinden, 2013). Le 4^{ème} rapport du GIEC précise que les modèles actuels permettent une bonne représentation du contenu en ozone du réservoir troposphérique mais ne sont pas encore assez fiables pour prévoir les modifications qu'il subira face aux changements climatiques. Il est donc nécessaire d'améliorer la compréhension de ces phénomènes.

Les mécanismes influençant les échanges entre la stratosphère et la troposphère sont multiples (Figure 6). Le pompage méridien contrôle ces échanges dynamiques (Holton et al., 1995). L'étude des flux à échelle global n'est pas la seule approche à suivre pour comprendre les STE. En effet, l'activité du courant-jet, les gouttes froides d'altitude et l'activité dynamique liée à la convection tropicale sont des processus méso-échelle influençant fortement ces échanges. Les gouttes froides d'altitude concernent principalement les moyennes latitudes même si un cas d'étude a mis en évidence la formation d'une goutte froide qui est remontée jusqu'à 10° Sud en 1996 au-dessus de l'Afrique du Sud (Baray et al., 2003). Le courant-jet représente une zone relativement étroite longue de quelques milliers de kilomètres, large de quelques centaines de kilomètres et haute de quelques kilomètres où le vent zonal est maximum. L'intensité maximale de ce vent est atteinte en-dessous de la tropopause et ce courant se positionne au-dessus d'une zone de fort gradient de température appelée zone frontale d'altitude. Il y a deux courants-jets dans chaque hémisphère : le courant-jet polaire et le courant-jet subtropical. En 1948, Palmen et Newton ont mis en évidence que les courants-jets et les discontinuités de la tropopause étaient des processus à prendre en compte dans l'étude des échanges stratosphère-troposphère liés au courant-jet polaire. Si les premières études étaient uniquement portées sur l'hémisphère nord, des campagnes de mesure ont ensuite été organisées dans l'hémisphère sud et des foliations subtropicales ont été observées. Elles apparaissent près des courants-jets en réponse aux contraintes dynamiques liées à la baroclinicité et aux forts gradients horizontaux de température et de vent. Le jet subtropical se situe à l'interface entre les tropiques et les moyennes latitudes, les masses d'air froid polaire et les masses d'air chaud tropicales se retrouvant de part et d'autre. La dynamique des courants-jets est associée aux ondes de Rossby (Rossby et al., 1939). L'instabilité du courant-jet se traduit par la formation d'ondes elles-mêmes induites par la variation de la force de Coriolis selon la latitude. L'échelle de ces ondes est de plusieurs milliers de kilomètres et leur vitesse de propagation de l'ordre de jours. Elles jouent un rôle clef dans les échanges de la stratosphère vers la troposphère, le déferlement d'onde de Rossby est un mécanisme important dans les processus de foliation de tropopause (Figure 10).

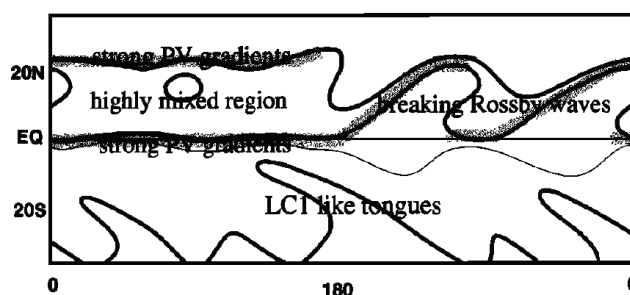


Figure 10. Schéma illustratif des structures de PV instantanées. Source : Figure 6 de Horinouchi et al. (2000).

Un des processus d'échange est la foliation de tropopause (Reed, 1955, Reed and Danielsen, 1958). Le mécanisme de foliation de tropopause résulte de la formation d'un thalweg qui interagit avec le courant jet entraînant la formation de fronts d'altitude, on parle de foliation de tropopause. La déformation de tropopause entraînée par des ondes de Rossby a été étudiée à plusieurs reprises (Postel and Hitchman, 1999, Scott and Cammas, 2002) et conduit à des foliations de tropopause (Scott et al., 2001). Lorsque l'air stratosphérique pénètre dans la troposphère de manière isentrope à l'intérieur de foliations de tropopause, des langues d'air sec et riches en ozone peuvent être créées (Appenzeller and Davies, 1992, Holton et al., 1995). La définition thermique de la tropopause (WMO, 1986) peut difficilement être utilisée de part l'aspect dynamique des flux ascendants et subsidents lors d'échanges de la stratosphère vers la troposphère. La définition dynamique de la tropopause basée sur un seuil de tourbillon potentiel (Holton et al., 1995, Hoskins et al., 1985) est alors plus adaptée pour étudier ces processus, notamment l'utilisation de l'iso-surface -2 PVU (Potential Vorticity Unit = $10^{-6} \text{ K.m}^2.\text{kg}^{-1}.\text{s}^{-1}$). Lors des processus d'intrusion, le PV est conservé sous couvert qu'il n'y ait pas de frottement (Reed and Danielsen, 1958). Le PV est élevé dans les filaments stratosphériques et sa valeur contraste avec les valeurs caractéristiques de la haute troposphère. Les intrusions stratosphériques présentent une structure dynamique caractéristique (Figure 11) notamment ces fronts d'altitude de part et d'autres du thalweg conduisant à ces structures fines, les filaments stratosphériques. L'ozone dont la concentration diffère largement de la stratosphère à la troposphère représente un autre bon traceur pour identifier l'air d'origine stratosphérique (Danielsen, 1968). Le tourbillon potentiel et l'ozone sont corrélés au sein d'une intrusion stratosphérique (Danielsen 1970, Shapiro 1974). Si les études traceur-traceur des échanges de la stratosphère vers la troposphère étaient généralement basé sur le PV et l'ozone, la vapeur d'eau représente aussi un bon traceur (Shapiro et al., 1978). Les données de vapeur d'eau utilisées étaient des données satellites (notamment les images canal vapeur d'eau de Météosat (Appenzeller and Davies 1992, Appenzeller et al., 1996) couplées au PV), des mesures aéroportées lors de campagnes dédiées et des radiosondages (Gouget al., 2000, Zachariasse et al., 2000). Les analyses autour de l'humidité comme

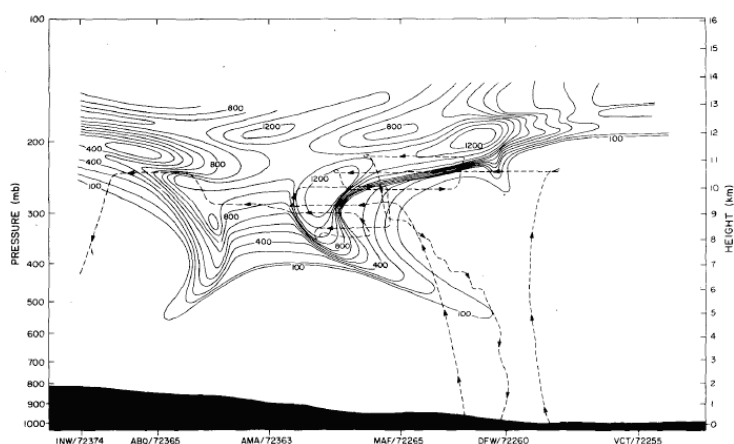


Figure 11. Structure dynamique représentative d'une intrusion stratosphérique. Coupe verticale de tourbillon potentiel ($10^{-7} \text{ K s}^{-1} \text{ mb}^{-1}$) (analyse) au-dessus de Oakland (Etats-Unis) à 00 :00 GMT le 30 mars 1976. Source : Figure 9 (en haut), de Shapiro (1978).

traceur ne sont pas toujours très concluantes à cause des changements de phase potentiels. Toutefois, il est attendu que l'ozone et la vapeur d'eau soit anti-corrélés lors d'une intrusion stratosphérique. Newell et al. (1999) a montré qu'en prenant des critères simples sur la relation $\text{O}_3/\text{H}_2\text{O}$ différents types de masses d'air peuvent être identifiés et notamment celles d'origine stratosphérique. A noter toutefois que l'anti-corrélation sur le rapport $\text{O}_3/\text{H}_2\text{O}$ n'est pas suffisant pour caractériser de manière fiable des couches d'air associées à des intrusions stratosphériques (Colette et al., 2005, Thouret et al., 2000), l'âge des masses d'air et les processus de mélange peuvent entre autres jouer sur cette relation. Le tourbillon potentiel, l'ozone et la vapeur d'eau, avec des concentrations d'ordres de grandeur différents selon la stratosphère ou la troposphère, se conservent relativement bien lors d'une

foliation de tropopause ([Appenzeller et al., 1996](#)) et participent donc aux échanges lorsqu'ils sont irréversibles. La plupart des cas d'étude sur les intrusions stratosphériques ont conclu qu'une partie des échanges étaient irréversibles et impactaient le budget d'ozone troposphérique ([Collins et al., 2003](#), [Cristofanelli et al., 2006](#), [Hess and Zbinden, 2013](#), [Roelofs and Lelieveld, 2000](#), [Stohl et al., 2003](#)). A noter que l'étude quantitative et dynamique de la vapeur d'eau comme approche de ce type d'échanges reste très limitée et laisse donc de la place à de futures investigations.

4.1.4. Climatologie des STE

Les données ECMWF (European Center for Medium-Range Weather Forecasts) ont été et sont toujours largement utilisées, en complément ou non de calculs lagrangiens, pour établir des climatologies des STE ([Sprenger et Wernli, 2003](#), [Škerlak et al., 2014](#)) mais aussi pour calculer les échanges induits par ces processus incluant les intrusions stratosphériques ([Sprenger et al., 2003](#), [Sprenger et al., 2007](#)). La base de données ECMWF va ainsi contenir tous les paramètres permettant de caractériser une intrusion stratosphérique ([Vaughan et al., 1994](#)). Par exemple, le tourbillon potentiel ne peut être mesuré directement mais il est donné par ECMWF. Les foliations de tropopause peuvent être détectées avec le tourbillon potentiel. La déformation de la tropopause peut être visualisée grâce à ce paramètre, prémisses de telles intrusions quand un déferlement d'ondes de Rossby en lien avec le courant-jet subtropical influence la basse stratosphère jusqu'à la déformer ([Scott et Cammas, 2002](#), [Postel et Hitchman, 1999](#)) en produisant des foliations de tropopause et/ou des filaments ([Scott et al., 2001](#)). Quelques fois les analyses ECMWF ne sont pas suffisantes pour détecter de très fines structures associées aux intrusions stratosphériques ([Vaughan et al., 2001](#)) ou simplement de façon à améliorer ces analyses : d'autres méthodes peuvent être utilisées ou même couplées, grâce auxquelles des structures sous-mailles peuvent être reconstruites comme avec l'approche lagrangienne ([Stohl et al., 2003](#)) ou de la modélisation numérique de grande échelle. Deux études climatologiques se sont concentrées sur les filaments stratosphériques et leur impactent en terme de STE. La première de ces deux études se base sur deux climatologies : une des échanges à travers la tropopause ([Sprenger and Wernli, 2003](#)) et une sur les structures de PV ([Wernli and Sprenger, 2007](#)), elles-mêmes centrées sur 15 ans de données dans l'hémisphère nord et sur des régions extratropicales. Qualitativement, le lien entre les structures de PV et les STE a été montré. Les structures de PV sont systématiquement liées à des échanges à travers la tropopause, en été, plus de 50 % des filaments stratosphériques sont associés à des échanges de la stratosphère vers la troposphère. Le pourcentage des échanges qui sont apparus à proximité d'un filament se monte entre 60 et 80 % ([Sprenger et al., 2007](#)). Une seconde étude climatologique s'est étendue à échelle globale mais sur une durée limitée (un an), précisant que le pourcentage de STE associées à une foliation de tropopause est entre 50 et 70 %, entre 20 et 40° de latitude, mais diminue à l'approche des pôles (entre 10 et 30 % selon la saison) ([Sprenger et al., 2003](#)), la région des subtropiques semblant être préférentielle. Il apparaît que les foliations de tropopause et les filaments stratosphériques sont des éléments importants des STE aux subtropiques. Ces études climatologiques demanderaient, pour la première, une étude similaire sur l'hémisphère sud et, pour la seconde, à être réalisée sur une plus longue période. Il faut garder en tête que ce sont les études de cas associées aux climatologies qui mèneront à la compréhension complète du lien entre filaments stratosphériques et STE ([Sprenger et al., 2007](#)).

L'étude des échanges stratosphère-troposphère est un champ d'investigation qui ne cesse d'avancer avec le développement de stations d'observation dans l'hémisphère sud et la multiplication

des campagnes de mesure. Il est important d'établir des cas d'étude dans l'hémisphère sud et de quantifier l'impact des échanges via des études numériques pour améliorer les modèles de prévision notamment pour le bilan incertain de l'ozone troposphérique dans les projections climatiques.

4.2. Échanges stratosphère→troposphère au-dessus du bassin sud-ouest océan Indien

Pour comprendre les tendances de l'ozone troposphérique dans les tropiques, il est nécessaire de multiplier les analyses sur les différentes sources possibles. Dans cette perspective, [Clain et al. \(2010\)](#) a produit une climatologie des échanges stratosphère-troposphère à La Réunion qui a révélé une occurrence plus importante de ces intrusions au printemps (septembre, octobre et novembre) et pendant l'été (décembre, janvier, février). L'étude saisonnière de ces phénomènes a pu être effectuée grâce à, en plus des analyses météorologiques et des données satellites, un jeu de données de radiosondages effectués en routine. La Réunion et des mesures par télédétection passive ou active sous forme d'une station instrumentée qui sera décrite dans la partie suivante.

En se focalisant sur la région sud-ouest océan Indien de la climatologie globale des STE de [Sprenger et al. \(2003\)](#), basée sur un an de données ECMWF, on observe en hiver un maximum d'occurrence de foliations de tropopause de 15-20%, il s'agit d'intrusion peu ou moyennement profondes. En regardant de plus près leur carte climatologique, La Réunion se situe juste au-dessus (à quelques degrés) de la bande latitudinale associée à ces échanges mais à tel point que l'occurrence semble quasi-nulle au-dessus de l'île. Si on regarde en détail l'étude de [Škerlak et al. \(2014\)](#) (climatologie globale sur 32 ans de données), on observe que les échanges de la stratosphère vers la troposphère (flux) de l'océan Indien sont plus importants en juin-juillet-août. Toutefois La Réunion se situe en marge de cette zone d'échanges importants même si cette fois elle est à l'intérieur de la zone ([Škerlak et al., 2014](#)). A l'endroit précis de La Réunion si il y a des échanges, il ne semble pas y avoir une saison préférentielle se détachant, l'activité semble régulière d'un point de vue climatologique. Les échanges stratosphère-troposphère induits par le courant-jet subtropical et les cyclones tropicaux sont un sujet d'étude au LACy de longue date, abordé principalement par les mesures d'ozone et dans le sens subsident sur des études de cas ([Baray et al., 1998](#), [Baray et al., 1999](#), [Baray et al., 2000](#), [Leclair de Bellevue et al., 2007](#), [Baray et al., 2010](#)). Des outils ont été développés par le laboratoire pour documenter ces cas dont notamment le modèle LACYTRAJ créé par Jean-Luc Baray. Ce dernier l'ayant par la suite développé avec notamment l'intervention de Franck Gabarrot. LACYTRAJ est un modèle lagrangien d'advection de particules permettant de reconstruire des champs dynamiques à haute résolution par la technique RDF (Reverse Domain Filling) ([Clain et al., 2010](#)). Ces travaux suggèrent que les intrusions de masses d'air d'origine stratosphérique sont prédominantes pendant le printemps et l'été à La Réunion. Les résultats [Clain et al. \(2010\)](#) et [Sprenger et al. \(2003\)](#) semblent diverger, à noter toutefois que les données utilisées, les méthodologies et les périodes d'étude diffèrent et que [Sprenger et al. \(2003\)](#) laisse à penser que La Réunion n'est pas concernée pas les foliations de tropopause. Cette constatation laisse le champ libre à de nouvelles études de détection des intrusions stratosphériques au-dessus de La Réunion. Deux approches pourraient être envisagées. La première serait un traitement systématique des analyses opérationnelles d'ECWMF (avec les trois paramètres : ozone, tourbillon potentiel et vapeur d'eau) au-dessus de La Réunion, couplé à des calculs de rétrotrajectoires lagrangiennes pour vérifier l'origine stratosphérique. La seconde utiliserait les observations hebdomadaire d'ozone et de vapeur d'eau de La Réunion, afin de détecter les anomalies entre ces mesures et des données climatologiques révélatrices d'intrusion. Jusqu'à

présent, les études de cas dans le bassin sud-ouest océan Indien ont montrer que des intrusions stratosphériques peuvent avoir lieu (et ont déjà été détectées) pendant n'importe quel mois de l'année (Clain et al., 2010).

Si l'activité du courant-jet au-dessus de La Réunion est maximale en juillet et en août (en hiver austral), son influence sur le bilan de l'ozone troposphérique est moins important qu'en été, saison où le courant-jet est certes plus éloigné de La Réunion mais susceptible d'interagir avec l'activité convective du bassin. Un nombre important de STE se déroulent en été austral. La climatologie de déferlement d'ondes de Rossby établie le long de la tropopause subtropicale par Postel et Hitchman (1999) montrent une occurrence maximale en été (pour les deux hémisphères). Le déferlement d'une onde de Rossby est un processus rapide (de l'ordre de la journée) correspondant à une déformation de la tropopause sur une surface isentrope (Scott and Cammas, 2002). Les ondes de Rossby jouent un rôle important dans ces échanges et véhiculent des échanges de masses d'air entre les tropiques et les moyennes latitudes. Les échanges de la troposphère vers la stratosphère, le couplage entre les mesures d'ozone et les mesures de vapeur d'eau dans l'UT/LS et la quantification de ces flux par modélisation n'ont pas encore été abordés au laboratoire.

L'hémisphère sud est principalement constitué d'océan ce qui laisse moins d'espace pour des sites instrumentés. Le nombre de sites instrumentés y est restreint et il y a encore moins de stations d'observation atmosphérique comme l'atteste la carte des stations NDACC et GRUAN (Chapitre 1, section 2.3.). Un environnement protégé est nécessaire pour de nombreux instruments de haute-résolution qui appellent donc à des infrastructures parfois coûteuses et du personnel associé car les mesures réalisées par ces instruments de recherche demandent bien souvent une intervention humaine. Le fait est qu'il est nécessaire de disposer d'un grand nombre de mesure dans l'hémisphère Sud pour y développer les connaissances théoriques sur les différents processus atmosphériques qui s'y déroulent et les comparer à ceux de l'hémisphère Nord. De par la circulation générale et les échanges inter-hémisphériques, il y a des interconnexions entre tous les bassins, parmi les nombreux exemple citons l'impact du dipôle océan Indien sur El Niño, phénomène atmosphérique et climatique dans l'océan Pacifique (Izumo et al., 2010). Pour comprendre les processus atmosphériques et la variabilité climatique, il faut les documenter y compris dans l'hémisphère Sud et pour comprendre leur formation et leur impact à l'échelle globale, il est indispensable de connaître tous les rouages de la machine climatique à grande échelle. Il est donc indispensable de créer un jeu de données globales de mesures au sol complémentaire aux données satellites.

5. Objectifs de la thèse

L'étape majeure suivante dans le développement du parc instrumental de La Réunion a donc été la réorganisation de ce parc de l'OPAR sur un troisième site : l'observatoire de l'atmosphère de haute altitude du Piton Maïdo. Ce projet d'infrastructure de haut niveau a été imaginé pour héberger les instruments du Moufia, optimiser leur mesure et en réaliser de nouvelles. La volonté d'installer un nouveau système lidar Raman vapeur d'eau a dimensionné cette station. L'objectif de cette thèse est d'évaluer l'évolution des mesures de vapeur d'eau de l'OPAR suite à la mise en route de cet observatoire. Ce projet de recherche se focalisera sur les profils verticaux de rapport de mélange de vapeur retournés par le Lidar1200, le nouveau système Rayleigh-Mie-Raman de l'OPAR. Il fera aussi état de l'évolution des mesures radiosondages à La Réunion après 2013

réalisées lors de différentes campagnes de mesure et pour lesquelles ces instruments représentaient des points de comparaison mais pour lesquelles des biais ont été identifiés appelant à démarrer ou approfondir une étude sur les sources d'erreur. Ce projet de recherche s'étendra des mesures à la modélisation numérique, dépassant le cadre purement instrumental, il passera par l'étude de séries temporelles de vapeur d'eau à l'étude des processus atmosphériques notamment les échanges stratosphère-troposphère. Il peut se décomposer en deux volets.

Le premier volet, une partie instrumentale centrée sur l'évaluation des mesures de vapeur d'eau du Lidar1200, est présenté dans le Chapitre 2. L'instrument et ses spécificités seront présentés dans un premier temps. Avant de pouvoir étudier ses données, plusieurs étapes doivent être réalisées : optimiser ses mesures, établir une méthodologie de calibration et valider ses profils. Seul un travail rigoureux d'identification des sources d'erreur permettra de quantifier les erreurs systématiques et statistiques attachées aux mesures de vapeur d'eau du Lidar1200. Cette étude est nécessaire avant de pouvoir étudier la base de données et d'évaluer ses capacités à se positionner dans l'étude climatologique de la vapeur d'eau et participer à la surveillance climatique. Un des objectifs est d'établir des premières séries temporelles de vapeur d'eau au-dessus de La Réunion à partir de la base de données qui se constituera au fur et à mesure de la thèse.

Le second volet traite des échanges stratosphère-troposphère au-dessus de La Réunion et est développé dans le Chapitre 3. Les objectifs de ce chapitre étant de présenter des études de cas illustrant ces processus de STE que les instruments de l'Observatoire du Maïdo pourront mesurer et pour lesquels ils pourront notamment fournir des profils lidar. La Réunion a une position privilégiée pour étudier ces processus. Un algorithme de détection simple des intrusions stratosphériques devraient pouvoir apporter un éclairage sur cette question et le jeu de données lidar ozone et vapeur d'eau de la station doit être étudié dans le cadre d'intrusion stratosphérique ou encore d'échanges associés aux cyclones tropicaux. Un cas d'étude de la campagne MALICCA viendra illustrer ces aspects. Les outils ne seront pas uniquement instrumentaux, en effet l'étude multi-méthodologique du cas d'intrusion stratosphérique du 4 avril 2013 comparera un panel d'outils utilisés au LACy pour la caractérisation de sa structure : l'étude des analyses et ré-analyses ECMWF, des études multi-instrumentales, de la modélisation lagrangienne via le modèle LACyTRAJ développé au laboratoire et de la modélisation numérique Més0-NH.

L'un des objectifs majeurs s'inscrivant dans un projection à plus long-terme est d'établir les performances du Lidar1200 et son potentiel dans l'établissement de climatologies et notamment sa capacité à répondre à un besoin de surveillance climatique afin de motiver le dossier de candidature des mesures de vapeur d'eau au NDACC qui devrait être déposé en 2016. La partie expérimentale du projet montrera aux futurs utilisateurs les perspectives d'étude de processus atmosphériques de profils

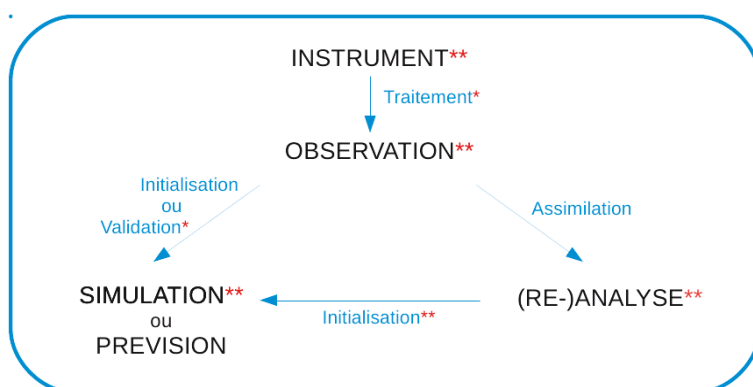


Figure 12. Positionnement des pistes de recherche sur le parcours de l'instrumentation à la modélisation numérique. (*) Partie qui sera abordée dans ce projet de recherche.

individuels de vapeur d'eau et le positionnement privilégié de La Réunion dans l'étude des STE. Car ce projet de recherche ne tend pas seulement à apporter des résultats et ouvrir des perspectives sur le Lidar1200 mais plus largement avec l'utilisation de données complémentaires de l'Observatoire du Maïdo aux données de vapeur d'eau et un large panel d'outils méthodologiques utilisés au LACy de longue date. Il se positionne donc à différents niveaux d'étude pour cerner ce domaine des STE : instrumental, méthodologique et modélisation numérique (Figure 12).

CHAPITRE 2 :

Évaluation et validation des mesures de vapeur d'eau par lidar et radiosondage dans la troposphère et dans la basse stratosphère à La Réunion (période «Maïdo »)

1. L'Observatoire atmosphérique du Maïdo.....	58
1.1. Présentation de l'observatoire.....	58
1.2. Le potentiel d'observation.....	61
2. Le lidar Raman vapeur d'eau de l'Observatoire du Maïdo.....	65
2.1. Le traitement des données lidar Raman : équation lidar, erreurs et calibration.....	65
2.2. Déploiement du lidar Raman vapeur d'eau au Maïdo.....	70
2.2.1. Tests instrumentaux et optimisation de la mesure.....	70
2.2.2. Description de l'instrument et de ses spécificités.....	77
2.2.3. Présentation de la base de données.....	79
2.3. Méthodologie de surveillance de la vapeur d'eau par lidar Raman.....	82
2.3.1. Calibration.....	82
2.3.2. Validation des données.....	90
2.3.3. Domaine de validité des mesures lidar.....	102
2.3.4. Bilan concernant la stratégie d'observation.....	105
3. Conclusion.....	106

1. L'Observatoire atmosphérique du Maïdo

Principale mission : Surveillance de paramètres atmosphériques variés dans un contexte de changements climatique



Crédits : Image extraite de la vidéo "Observatoire atmosphérique du Maïdo - OPAR 2013" directed by Z'images in air (2013)

Coordonnées : 21.07°S 55.38°E
Altitude : 2164.6m asl
Position clé avec l'élargissement de la ceinture tropicale

Figure 13. L'Observatoire du Maïdo.

1.1. Présentation de l'observatoire

Des systèmes d'observations de l'atmosphère ont été déployés sur l'Île de la Réunion depuis les années 90. La position de La Réunion présente un grand intérêt car il n'existe pas de station multi-instrumentée comparable dans les tropiques dans l'hémisphère Sud. Profitant de la situation exceptionnelle offerte par le site du Maïdo, un observatoire d'altitude est opérationnel depuis octobre 2012, proposant un environnement privilégié pour les mesures optiques (Baray et al. 2013) (Figure 13). Cette station offre à la communauté scientifique une infrastructure de choix au niveau des tropiques et des subtropiques de l'hémisphère sud pour la surveillance de la composition atmosphérique dans le cadre de réseaux internationaux. L'observatoire accueille de nombreux instruments tant in-situ que de télédétection (Baray et al., 2013). Le site du Maïdo se situe à 2156 m d'altitude dans l'ouest de l'île où se trouve la côte sous le vent la plus sèche. La nuit, la subsidence synoptique anticyclonique entraîne des conditions favorables de ciel clair ce qui permet de réaliser des mesures lidar. Par nuit claire, les performances des instruments optiques sont améliorées et appellent à des études de processus jusque dans l'UT/LS. Toujours la nuit et tôt le matin, les masses

d'air du Maïdo sont isolées des sources locales et régionales de pollution, ce qui permet de réaliser des mesures représentatives d'une plus grande échelle spatiale. Le jour, le site est généralement dans des masses d'air soumises aux émissions marines et terrestres venant de la côte via le déclenchement de brises thermiques et orographiques, les mesures in-situ de l'observatoire permettant alors d'étudier ce phénomène.

Pour améliorer les conditions d'observation et la qualité des données, les lidars et les instruments de mesure in-situ anciennement sur le site du Moufia (Saint-Denis, Université de La Réunion, 80 m asl) ont donc été déployés au Maïdo. Prenant en compte les techniques de mesure et l'intérêt de chaque site d'observation de l'OPAR, certains instruments sont restés au Moufia ou sur le



Figure 14. L'Observatoire du Maïdo, photographie.

site de Gillot (FTIR, SAOZ, spectromètre UV...) : quelques instruments de mesure in-situ pour les gaz à effet de serre et le site de lancement des sondes ozone. Certains d'entre eux avaient déjà permis de constituer une longue base de données et qu'il est d'un grand intérêt de pérenniser.

L'Observatoire du Maïdo (Figure 14) héberge les instruments de plusieurs laboratoires nationaux de recherche (LACy, LATMOS, LOA, LaMP, LA). Un comité de pilotage, le COPIL OPAR, permet de coordonner les activités d'observations, les campagnes de recherches et les demandes d'attribution de moyens pour le fonctionnement de l'infrastructure. L'Observatoire du Maïdo héberge aussi des instruments d'équipes internationales, soit par convention, soit dans le cadre de programmes européens d'infrastructures de recherche. Des outils d'accès transnationaux à l'Observatoire du Maïdo existent dans deux programmes européens H2020 et facilitent l'accès physique à l'observatoire par des équipes internationales (autres que basées en France): 1) ACTRIS-2 pour les thématiques des aérosols, des gaz trace et des nuages, 2) ENVRIplus pour des études multidisciplinaires avec les autres stations de l'OSU-R (station hydrologique, station forestière, station côtière et l'OVPF [Observatoire Volcanique du Piton de la Fournaise]). En date du 1^{er} janvier 2016, l'observatoire abritait 26 instruments.

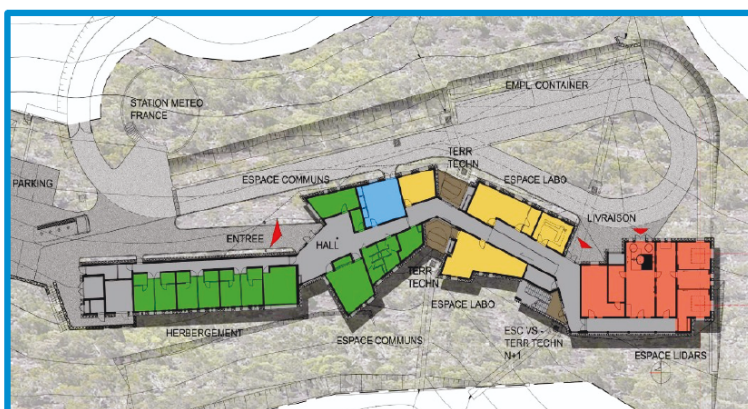


Figure 15. Plan de l'observatoire. Les zones sont de couleurs différentes selon leur fonction, en vert : la zone de vie, en rouge : télédétection active, en jaune : mesures in-situ et télédétection non émissive

Le bâtiment de 600 m²



Figure 16. Le parc instrumental de l'observatoire, visuel.

(Figure 15) possède toutes les commodités (chambres, salles de bain, cuisine, espace) nécessaires à l'hébergement des techniciens, ingénieurs, chercheurs et étudiants devant rester sur le site pour plusieurs jours. L'observatoire dispose de plusieurs salles qui ont été agencées de façon à optimiser les mesures, tels que l'espace lidar disposant d'un toit qui s'ouvre, d'une salle pour les mesures in-situ desquelles partent les veines de prélèvement, d'une terrasse instrumentée, etc. Plusieurs techniciens sont rattachés opérationnellement à la station et réalisent les mesures nécessitant une intervention humaine. Ils participent à la maintenance des différents instruments. La station accueille aussi des équipes scientifiques et/ou techniques lorsqu'elles viennent effectuer la maintenance de leur(s) appareil(s) ou dans le cadre de diverses campagnes de mesure dédiées à étudier des processus atmosphériques ou des opérations de validation/étalonnage en particulier ou dans le cadre de comparaisons instrumentales.

Le parc instrumental de l'Observatoire du Maïdo est constitué d'instruments de mesure in-situ, de télédétection passive et active et d'autres dispositifs instrumentaux telles qu'une station météorologique, des caméras ou encore des antennes de réception (Figure 16). Il confère à ce site un potentiel d'observation très grand qui sera détaillé dans la section suivante. L'Observatoire du Maïdo propose aussi un environnement privilégié pour tout type de campagne, huit ont déjà eu lieu entre 2013 et 2015, des campagnes centrées autour des lidars et/ou des radiosondages (LIDEOLE-1 et 2, MALICCA-1 et 2, MORGANE), des campagnes multidisciplinaires (FARCE [Forest AeRosols Clouds Experiment]) et des campagnes de mesure in-situ (PRE-CLOUD, BIO-MAIDO). De nombreuses thématiques ont été abordées : évaluer les performances instrumentales de divers instruments, les STE, les panaches volcaniques, la convection profonde, le transport de grande échelle dans le bassin océan Indien, les constituants organiques dans les nuages, les cirrus, l'ennuagement des pentes, les ondes de gravité, les aérosols marins...

1.2. Le potentiel d'observation

Le potentiel d'observation du Maïdo se positionne sur trois points clés : les mesures in-situ, le contenu intégré et les profils verticaux et ses différents antennes/caméras (Figure 17). Les caméras (all-sky, observation des nuages, détection des TLE [Transient Luminous Events]) permettent une surveillance visuelle de l'environnement autour de la station. Plusieurs antennes sont disposées sur le toit de l'observatoire, une d'entre elles participe au réseau WWLLN (World Wide Lightning Location Network) pour la détection des éclairs, une est un récepteur GNSS et il y a une station pour mesurer les infrasons. Le parc d'instrument de mesure in-situ est grand et permet de mesurer différents gazs (CO , CO_2 , CH_4 , O_3 , SO_2 , NO_x ...), des isotopes de la vapeur d'eau, de compter et caractériser les particules, etc. Différents instruments de télédétection passive et active permettent de mesurer des colonnes totales de différents gaz et aérosols, les lidars d'un côté et les spectromètres et radiomètres de l'autre. On citera notamment le FTIR qui peut mesurer des colonnes intégrées partielles ou totales d'un grand nombre de molécules. A noter aussi que les données reçues par l'antenne GNSS permettent de calculer des colonnes totales de vapeur d'eau au-dessus de l'observatoire.

Dans le cadre du présent projet de recherche plusieurs instruments de l'observatoire ont été utilisés ou pourraient l'être dans la continuité des études entreprises, une description volontairement détaillée en sera faite dans ce paragraphe. L'instrument au cœur de ce projet est le

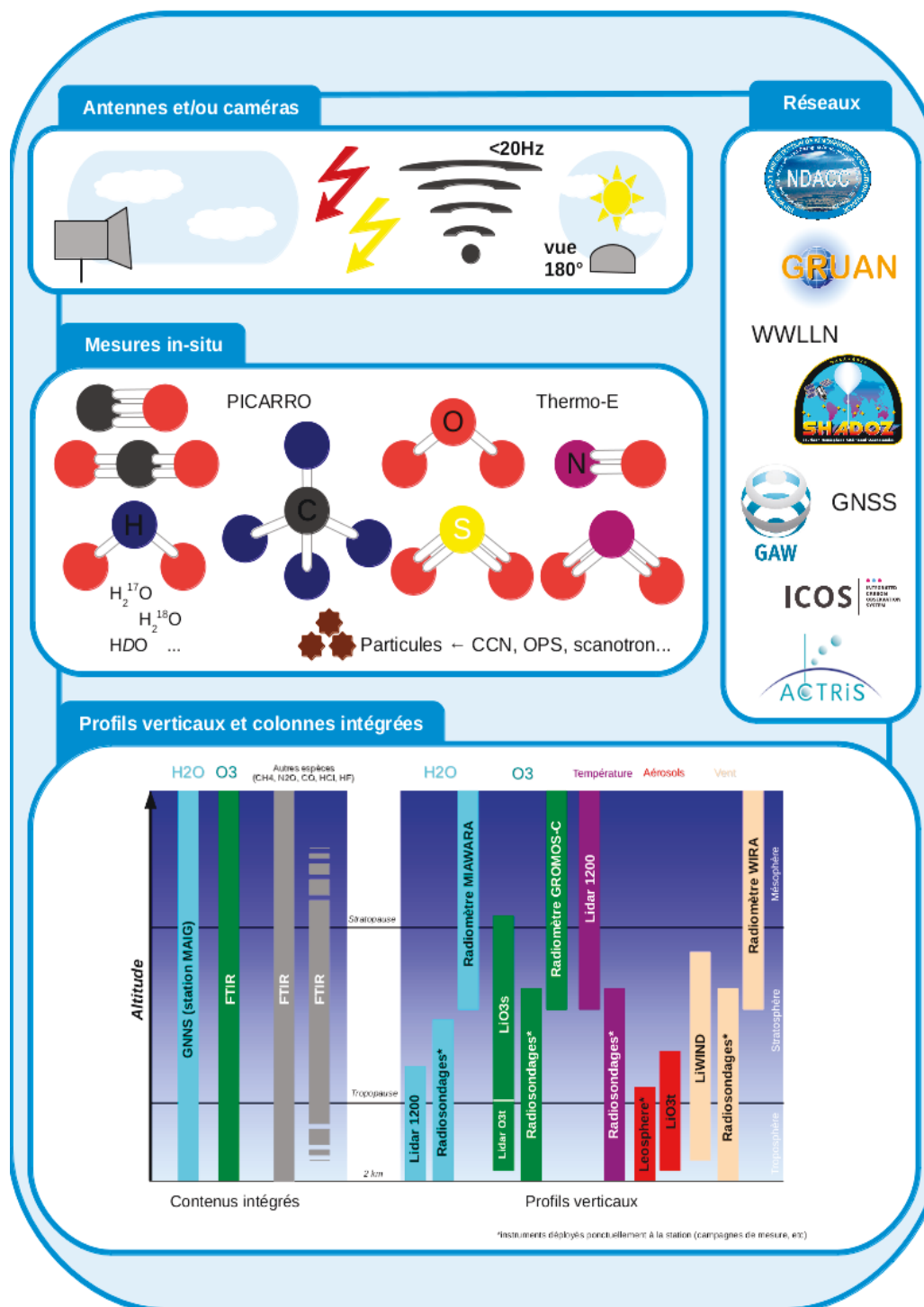


Figure 17. Le potentiel d'observation de la station du Maïdo. La partie *Antennes et/ou caméras* présentent les différents objets étudiés : nuages, éclairs, phénomènes lumineux transitoires, infra-sons... Les différents gaz mesurés in-situ sont représentés sous forme moléculaire où : l'atome d'oxygène est représenté en rouge, le carbone en noir, l'hydrogène en bleu, l'azote en pourpre et le soufre en jaune. La note des *Profils verticaux et colonnes intégrées* précise : * Instruments déployés ponctuellement à la station (campagnes de mesure, etc).

Lidar1200, un système Rayleigh-Mie-Raman dont la taille a dimensionné la partie réservée aux lidars à l'Observatoire du Maïdo. Avec un télescope de 1,20 m de diamètre et une structure profonde de 5 m, cet instrument a été pensé afin de réaliser des performances inégalées sur la mesure de vapeur d'eau. Toutes les spécificités de ce lidar vapeur d'eau sont présentées un peu plus loin dans ce chapitre. Ce système, de par sa dimension et ses innovations techniques, a été conçu pour des mesures de vapeur d'eau jusqu'à 20 kilomètres d'altitude avec un seuil de détection très fin. L'évaluation de ses performances sera rigoureusement détaillée dans ce chapitre. Afin d'étudier les processus de STE, les données de vapeur d'eau ont été couplées aux données d'ozone, mesurées à l'aide d'un autre lidar déployé à l'Observatoire du Maïdo. Le système actuel est le système DIAL qui était auparavant déployé à Saint-Denis. Historiquement, il s'agit d'une amélioration du lidar Rayleigh-Mie opérant plusieurs fois par semaine pendant des années à l'Université de La Réunion avant son transfert à l'observatoire du Maïdo. Ce lidar est un système DIAL, les profils d'ozone sont générés par l'absorption différentielle d'une paire de longueurs d'onde (289 et 316 nm). Pour la partie émission, des longueurs d'onde sont générées dans l'UV par diffusion Raman stimulée par les quatre harmoniques d'un laser Nd:Yag dans une cellule de deutérium à haute pression (Baray et al., 1999). La fréquence du laser est de 30 Hz. Le diamètre du faisceau est de 10 mm. Le faisceau est élargi grâce à un système optimiseur de divergence situé après la cellule Raman (longueur et diamètre d'entrée et de sortie respectivement de 1500, 20 et 55 mm). Les caractéristiques du faisceau laser émis sont un diamètre de 30 mm et une divergence de 0,25 mrad (Baray et al., 2013). La partie réception du système, identique à la configuration de Saint-Denis, est composée d'une mosaïque de quatre télescopes (de 50 cm de diamètre chacun), de fibres optiques (1,5 mm de diamètre) et une séparation spectrale des faisceaux 289 et de 316 nm est effectuée par un spectromètre à réseau plan holographique Czerny-Turner. Les premiers profils d'ozone obtenus au Maïdo datent de janvier 2013. La portée des profils d'ozone va de 5-6 km à 16-18 km, selon les conditions météorologiques. Un petit télescope (20 cm) a été ajouté pour compenser l'altitude du Maïdo en conservant la limite basse de la portée du lidar à 3-4 km. Un commutateur permet de passer d'un mode à l'autre en changeant de fibre optique à l'entrée du spectromètre. En routine, les mesures sont réalisées en moyenne cinq fois par mois à l'observatoire du Maïdo. La résolution verticale du profil d'ozone est approximativement de 400 m à 8 km et de 1,2 km à 14 km. Un autre lidar de la station permet de mesurer l'ozone dans la stratosphère avec une paire de longueurs d'onde différente pour traverser la couche d'ozone stratosphérique. Ses données n'ont pas été utilisées dans le cadre de ce projet de recherche mais elles font partie de ses perspectives (cf Chapitre 5 pour plus de détails). Ce lidar est un système DIAL composé de deux sources laser, un Nd:Yag générant un signal à 355 nm triplé et un excimère XeCL pour le 308 nm. La partie réception est composée de miroirs paraboliques de 500 mm de diamètre. Un chopper mécanique rythme les tirs lasers et obture le signal des basses couches. En plus de l'obturation mécanique, deux des voies Rayleigh sont équipées d'un obturateur électronique pour isoler les PMT (Photo Multiplier Tubes) des signaux très intenses provenant des couches atmosphériques inférieures à 17 km. Le système en place sur le site de Saint-Denis de 2000 à 2006 et été mis à jour (la partie électronique et le laser excimère) lors de sa relocalisation au Maïdo. Le lidar ozone stratosphérique de l'observatoire peut produire des profils d'ozone entre 12 et 45 km (Portafaix et al., 2003 ; Baray et al., 2013), selon les conditions instrumentales et environnementales. Le lidar mobile Leosphere ALS450 est un lidar aérosols. Un laser Nd:Yg génère un signal à 355 nm permettant de retourner des profils de rétrodiffusion. Lorsque les données du Leosphere sont associées à un photomètre solaire, les coefficients d'extinction et de rétrodiffusion permettent d'obtenir des informations sur les propriétés optiques des aérosols et les structures nuageuses. Ce lidar a été utilisé sur le terrain lors de différentes campagnes

(Duflot et al., 2011). En 2013, le lidar Leosphere était installé au Maïdo. Sa portée, pour des intégrations de 2 min, s'étend entre 150 m et environ 3,5 km (en journée) / 5,5 km (la nuit). Avec une plus grande période d'intégration, des informations peuvent être retrouvées jusque dans la haute troposphère. Il a ensuite été descendu pour participer à des expérimentations sur la mesure de panache volcanique sur pick-up dans le cadre de l'ANR STRAP (Synergie Transdisciplinaire pour Répondre aux Aléas liés aux Panaches volcaniques) et puis ré-installé sur le site du Moufia à Saint-Denis, dans le cadre d'ACTRIS. Il peut néanmoins être monté au Maïdo, sur alerte ou sur demande lors de campagnes de mesure.

L'observatoire est une structure privilégiée pour l'accueil d'exercices de comparaisons instrumentales et pour des campagnes de mesure car il offre la possibilité de déployer des radiosondages avec différents attelages de sondes atmosphériques (Figure 18). Des sondes Vaisala RS92 et RS41, des sondes Modem M10 et ECC (Electrochemical Concentration Cell), des sondes CFH, des COBALD et des LOAC (Light Optical Particle Counter) ont ainsi été lancées depuis le Maïdo. La plupart d'entre elles ont été lancées à l'aide d'attelages multiples (Figure 18) afin de comparer les sondes entre elles tout en s'affranchissant des problèmes de variabilité spatio-temporelle entre les instruments. Des attelages portant jusqu'à cinq sondes ont été lancés avec succès. Sur les trois premières années d'opération de l'observatoire, des mesures par radiosondages ont été déployées dans cinq campagnes réalisées au Maïdo notamment dans des campagnes centrées autour du lidar Raman vapeur d'eau.

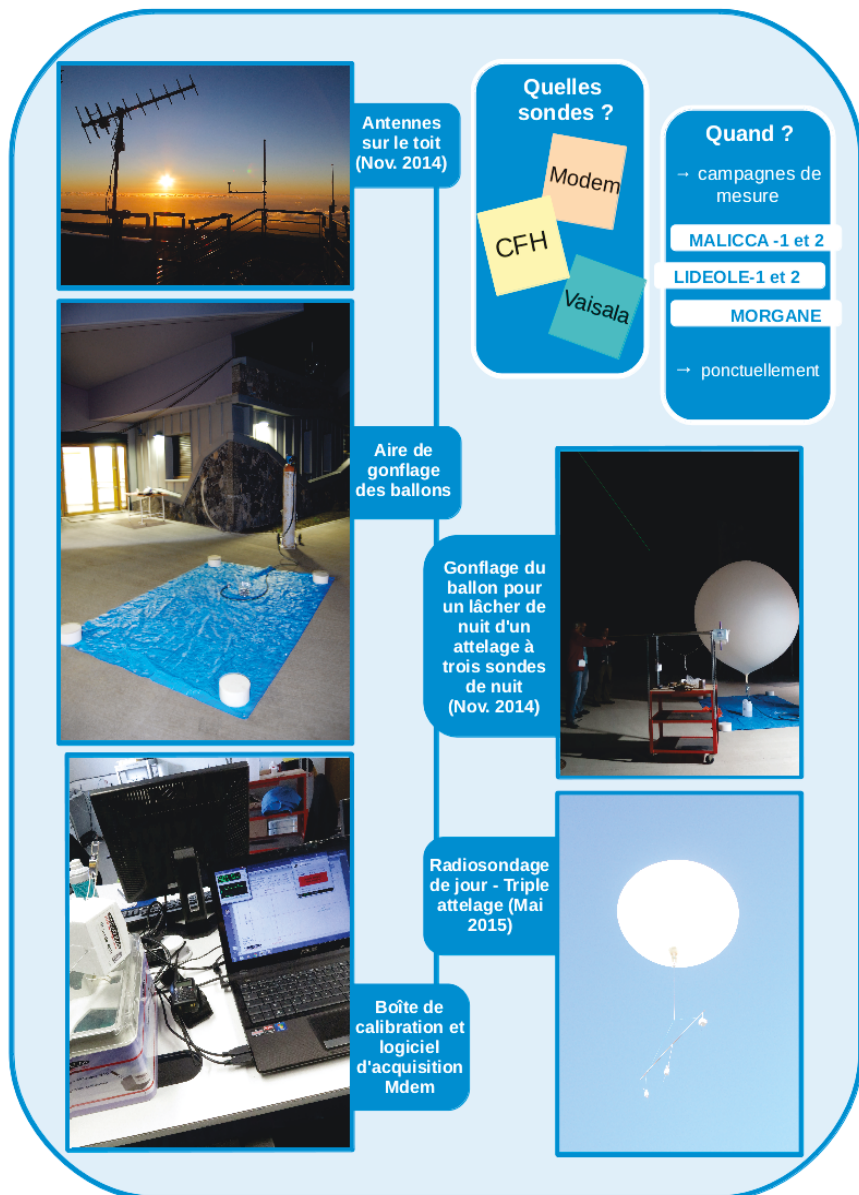


Figure 18. Déploiement des radiosondages à l'Observatoire du Maïdo, visuel.

L'une des missions principales de l'observatoire est de créer une base de données sur le long-terme de mesures multi-instrumentales, co-localisées et simultanées. Dans le cadre des lidars par exemple, cela permet de réaliser des études à partir de profils de vapeur d'eau, de température, d'ozone et d'aérosols dans la troposphère et la stratosphère. L'ensemble de ces profils couplés à des mesures satellites coïncidentes et à d'autres instruments sur site (tels que le FTIR, les caméras de détection de nuages, l'antenne GPS, etc) représentera un jeu de données inédit pour les études de processus atmosphérique dans la troposphère et dans l'UT/LS et une base de donnée pérenne. La station du Maïdo est rattachée à différents réseaux (Figure 17) : WWLLN, GNSS, NDACC, SHADOZ, GAW (Global Atmosphere Watch), ICOS (Integrated Carbon Observation System), ACTRIS, etc. Depuis 2015, l'Observatoire du Maïdo est labellisé « Site Instrumenté » par l'Institut des Sciences de l'Univers du CNRS.

2. Le lidar Raman vapeur d'eau de l'Observatoire du Maïdo

2.1. Le traitement des données lidar Raman : équation lidar, erreurs et calibration

Principe général et effet Raman

Le LIDAR (« Light Detection And Ranging » qui signifie « Détection et télémétrie à l'aide d'une impulsion lumineuse ») est un instrument constitué d'un émetteur laser et d'un récepteur. Cette technique de télédétection active représente une source bien adaptée de mesures potentielles pour le domaine de la physique atmosphérique. Une lumière est émise par un laser et une partie de celle-ci est rétrodiffusée par l'atmosphère vers le récepteur. Les photons sont émis dans l'atmosphère où ils vont rentrer en interaction avec certaines molécules et particules. Connaissant la vitesse de la lumière et en échantillonnant la lumière reçue sur le détecteur pour chaque impulsion, la distribution verticale de nombreux paramètres peut être restituée : propriété des aérosols, concentration de molécules ou des variables météorologiques (température, pression, humidité, vent). L'émission se fait dans une zone de fenêtre atmosphérique. Une partie de l'impulsion laser émise dans l'atmosphère est rétrodiffusée vers le lidar et collectée par le(s) télescope(s) du système de réception. L'absorption ou la diffusion modifie le rayonnement en intensité et spectralement. La modification des caractéristiques spectrales et de son intensité est exploitée par le lidar pour obtenir une mesure.

La signature de la mesure lidar émane des propriétés d'interaction entre le faisceau laser et les constituants atmosphériques. Les trois principaux processus de diffusion applicables aux mesures lidar des paramètres atmosphériques sont : la diffusion élastique (Rayleigh et Mie), la diffusion inélastique (Raman) et la fluorescence. L'intensité relative de la diffusion dépend de la taille et de la forme des particules ou des molécules qui interceptent le faisceau laser et de la longueur d'onde de celui-ci. Dans le cas de la diffusion élastique, la longueur d'onde initiale n'est pas modifiée alors que pour la fluorescence et la diffusion inélastique, les longueurs d'onde du rayonnement rétrodiffusé sont différentes de celle du rayonnement incident.

L'équation lidar générale peut s'écrire de la façon suivante :

$$P_S(\lambda, R) = P_L(\lambda_L) \beta(\lambda_L, R) \frac{A}{R^2} T(\lambda_L, R) T(\lambda, R) \eta(\lambda_L, R) G(R) + b(\lambda_L, R) \quad (1)$$

avec :

P_S : puissance reçue par le détecteur à une distance R de la molécule et à une longueur d'onde λ

P_L : puissance du signal émis par le laser à une longueur d'onde λ_L

λ : longueur d'onde reçue par le détecteur

λ_L : longueur d'onde du laser

R : distance entre la molécule et le télescope

β : coefficient de rétrodiffusion (part de la puissance rétrodiffusée vers le télescope)

A/R^2 : angle solide

$T(\lambda_L, R)$: transmission de la lumière jusqu'à la molécule ou particule observée

$T(\lambda, R)$: transmission de la molécule ou particule observée jusqu'au télescope

η : efficacité de l'instrument (pertes dues aux miroirs, aux lentilles...)

$G(R)$: facteur de recouvrement entre le champ de vue du télescope et le faisceau émis

b : signal produit par le fond de ciel

Il y a plusieurs familles de lidar : le lidar à rétrodiffusion, le lidar à absorption différentielle (DIAL pour « Differential Absorption Lidar »), lidars Doppler, le lidar Raman, le lidar femtoseconde... Cependant afin de réduire l'impact des caractéristiques instrumentales qui peuvent évoluer, les mesures sont basées sur un rapport. Dans le cas du lidar Raman vapeur d'eau en plus du signal Raman généré par la vapeur d'eau, une voie optique est dédiée au signal Raman généré par la molécule d'azote qui dans une atmosphère homogène permet de donner une mesure simultanée de la densité atmosphérique. Ainsi le rapport des deux signaux permet une mesure du rapport de mélange avec une contribution minimale des paramètres instrumentaux comme la puissance lidar ou la transparence du ciel à base altitude ou de l'instrument. Le principe Raman ([Raman and Krishnan, 1928](#)) repose sur l'interaction entre une molécule cible et un signal ayant une longueur d'onde λ_0 donnant lieu à une diffusion inélastique. La diffusion Raman correspond à une déséxcitation incomplète mais radiative et se fait via un niveau d'énergie intermédiaire puis retourne au niveau de déséxcitation de base par d'autres processus comme la collision. Comme l'énergie restituée radiativement est différente de l'énergie fournie par le laser, la longueur d'onde d'émission est différente de la longueur d'onde excitatrice, c'est le résultat d'un décalage en fréquence caractéristique de la molécule cible par rapport à la fréquence de l'onde émise par le laser. Ces niveaux moléculaires susceptibles de générer ce type d'effet sont liés aux fréquences de rotation ou de vibration intrinsèque à la molécule considérée. Le décalage spectral est donc associé à la structure moléculaire et permet ainsi d'obtenir un signal uniquement relié à un constituant. Les niveaux de rotation-vibration sont nombreux et donnent des écarts spectraux réduits par rapport à la longueur d'onde excitatrice. Les niveaux de vibration donnent quant à eux des écarts de plusieurs dizaines de nanomètre et permettent d'être facilement isolés. L'intensité de ce signal est faible de l'ordre de 2 à 3 ordres de grandeur par rapport au processus élastique mais il est relativement plus important pour les molécules diatomiques comme N_2 ou O_2 . Cela explique pourquoi la vapeur d'eau et le diazote sont utilisés dans les systèmes lidar. La diffusion Raman est observable avec les longueurs d'onde d'excitation dans l'ultraviolet et dans le visible jusqu'au proche infrarouge. Le

décalage en fréquence spécifique au N₂ est de 2330,1 cm⁻¹ (pour λ₀ = 355, λ_{raman} = 386,7 nm et pour λ₀ = 532 nm, λ_{raman} = 607,3 nm) et de 3652 cm⁻¹ pour H₂O (pour λ₀ = 355, λ_{raman} = 407,5 nm et pour λ₀ = 532 nm, λ_{raman} = 660,3 nm).

Equation lidar appliquée à la mesure de vapeur d'eau par effet Raman

Si on se ramène à l'équation (1), on notera que dans le cas du lidar Raman λ_{H2O} ≠ λ_{N2} ≠ λ_L :

$$\frac{P_S(\lambda_{H2O}, R)}{P_S(\lambda_{N2}, R)} = \frac{P_L(\lambda_{laser})\beta(\lambda_{H2O}, R)\frac{A}{R^2}T(\lambda_{laser}, R)T(\lambda_{H2O}, R)\eta(\lambda_{H2O}, \lambda_{laser})G(R)+b(\lambda_{H2O}, R)}{P_L(\lambda_{laser})\beta(\lambda_{N2}, R)\frac{A}{R^2}T(\lambda_{laser}, R)T(\lambda_{N2}, R)\eta(\lambda_{N2}, \lambda_{laser})G(R)+b(\lambda_{N2}, R)} \quad (2)$$

En remplaçant le coefficient de rétrodiffusion par sa relation entre la densité atmosphérique n et la section efficace σ :

$$\frac{P_S(\lambda_{H2O}, R)-b(\lambda_{H2O}, R)}{P_S(\lambda_{N2}, R)-b(\lambda_{N2}, R)} = \frac{k(\lambda_{H2O})\sigma(\lambda_{H2O}, R)n_{H2O}T(\lambda_{H2O}, R)\eta(\lambda_{H2O}, \lambda_{laser})}{k(\lambda_{N2})\sigma(\lambda_{N2}, R)n_{N2}T(\lambda_{N2}, R)\eta(\lambda_{N2}, \lambda_{laser})} \quad (3)$$

L'équation reliant le rapport de mélange de la vapeur d'eau (WVMR) aux signaux N₂ et H₂O Raman est la suivante, une première approximation permet de simplifier l'équation précédente en :

$$WVMR(R) = \frac{n_{H2O}}{n_{total} \approx n_{N2}} = \frac{P_S(\lambda_{H2O}, R)-b(\lambda_{H2O}, R)}{P_S(\lambda_{N2}, R)-b(\lambda_{N2}, R)} \times C \times \Gamma \quad (4)$$

avec Γ le coefficient de transmission :
$$\Gamma = \exp\left[-\frac{\sigma_{N2}-\sigma_{H2O}}{B.K} \int_{R'=0}^R \frac{P(R')}{T(R')} dR'\right] \quad (5)$$

et C le facteur de calibration tel que :
$$C = 0,78 \frac{\sigma(\lambda_{N2}, R)}{\sigma(\lambda_{H2O}, R)} \frac{\eta(\lambda_{N2}, \lambda_{laser})}{\eta(\lambda_{H2O}, \lambda_{laser})} \quad (6)$$

Calibration

Le coefficient de calibration permet de convertir un profil de rayonnement rétrodiffusé en un profil d'une variable géophysique, dans le cas du lidar Raman vapeur d'eau : un rapport de mélange. Il est lié aux détecteurs et aux filtres de chaque voie optique ainsi que du dichroïque qui sépare les deux voies. Il peut être calculé par différentes méthodes (Wandinger, 2005) : une méthode interne ou par une mesure externe. La méthode interne consiste à calculer/mesurer chaque terme composant la constante de calibration alors que la seconde méthode consiste à comparer la mesure lidar avec une autre mesure de vapeur d'eau pour en déduire C . Dans le cas de la première méthode, qui s'effectue avec des procédures standards de laboratoire, des limitations sont connues notamment

la mesure du rapport des sections efficaces de la diffusion Raman aux deux longueurs d'onde ce qui entraîne une incertitude dépassant les 10 % (Penney and Lapp, 1976, Sherlock et al, 1999). Les mesures lidar Raman vapeur d'eau sont généralement calibrées par rapport à une autre mesure de vapeur d'eau. Cette méthode consistant à calibrer le lidar par rapport à un autre instrument implique que la précision de la mesure sera dépendante de l'erreur de mesure du second instrument. Sherlock et al. (1999) a établi que la stabilité du système à long et court terme et les incertitudes induites par l'erreur des mesures annexes elles-même mèneraient, quelque soit la méthode décrite précédemment, à minima à une erreur de l'ordre de 5 % (Wandinger, 2005). Pour dépasser les limites de chacune des méthodes, une technique hybride de calibration (externe et interne) a été décrite et mise en place par Leblanc and Mc Dermid (2008). Cette technique utilise des mesures d'éclairement au moyen de lampes calibrées ce qui permet de vérifier la stabilité de la partie réception. Une valeur de calibration est calculée pour chaque période considérée comme stationnaire d'un point de vue instrumentale grâce à ces mesures systématiques. Whiteman et al. (2011) a toutefois alerté sur certaines limitations de l'utilisation de la mesure lampe qui ne permet pas de détecter tous les changements associés aux optiques du système lidar. Quelle soit hybride ou seulement externe, la calibration nécessite donc une mesure supplémentaire, la mesure généralement utilisée est le profil obtenu par radiosondage. La mesure peut aussi être une colonne intégrée de vapeur d'eau obtenue par GNSS ou par radiomètre micro-onde. Dans les faits, lorsqu'il s'agit d'utiliser une mesure de vapeur d'eau annexe, l'erreur sur le facteur de calibration est plus élevée. En effet, au-delà du biais systématique des mesures tels que les radiosondages ou la technique GNSS, la vapeur d'eau mesurée doit correspondre à un même volume d'air mesuré et au même moment sinon la variabilité spatio-temporelle induira de fait un biais. Les mesures sont rarement co-localisées et simultanées, les techniques diffèrent (des mesures intégrées dans le cas du lidar et une mesure in-situ instantanée dans le cas du radiosondage par exemple). La variabilité spatio-temporelle de la vapeur d'eau, la stabilité de systèmes sujets à des modifications instrumentales mineures et la différence entre les techniques de mesure entraînent des erreurs sur le facteur de calibration qui peuvent s'élever à un ou plusieurs dizaine(s) de %. Les radiosondages sont utilisés depuis longtemps pour calibrer les systèmes Raman (Sherlock et al., 1999). A noter que la stabilité et la régularité de la mesure annexe sont importantes, mais dès lors qu'il s'agit de réaliser des mesures, un coût financier et logistique en résulte. Lancer régulièrement des radiosondages occasionne un coût certain, d'autant plus s'il s'agit de sonde telles que les CFH. D'autre part le lidar permettant des mesures continues avec un coût modéré et une intervention humaine limitée, l'utilisation de radiosondes pour la calibration réduit l'intérêt d'une telle mesure. Les mesures telles que le GNSS ou le radiomètre ne peuvent être utilisées que sous réserve que le système permette de profiler sur l'ensemble de la colonne intégrée par ces instruments. Pour le lidar de l'OHP, qui ne permet pas de mesurer depuis le sol, il est nécessaire d'utiliser une méthode basée sur des radiosondages qui extrapole le profil lidar vers le bas permettant ainsi d'utiliser des colonnes totales obtenues par spectromètre pour la calibration (Hoareau et al., 2009). Cependant si le site de radiosondage n'est pas co-localisé avec le lidar, une erreur importante est ajoutée car les basses couches renferment la plus grande partie de la colonne de vapeur d'eau et une faible différence spatiale introduit une large incertitude sur l'étalonnage. Dans le cadre de campagnes de comparaisons instrumentales, la pertinence de l'utilisation des colonnes totales GPS ou par radiomètre micro-ondes à celles des radiosondages a été évaluée. La campagne DéMÉVap a montré que les GPS comme les radiosondages étaient adaptés pour calibrer un lidar Raman vapeur d'eau, avec une incertitude d'environ 7 % selon la méthode utilisée et l'instrument (Bock et al., 2013). Un travail de comparaison similaire entre l'utilisation de sondes RS92 corrigée GRUAN et celle du

GNSS a été réalisée dans le cadre de la campagne MOHAVE (Measurements Of Humidity in the Atmosphere and Validation Experiments) aux Etats-Unis (Leblanc et al., 2012). Différentes techniques de coïncidence avec le lidar ont été testées pour minimiser les effets de variabilité spatiale et temporelle entre le radiosondage et le tir lidar mettant l'accent soit sur l'intégralité du jeu de données, la coïncidence temporelle, le minimum de variabilité ou les coïncidences temporelle et spatiale. Le meilleur écart type de la constante de calibration lidar était de $\sim 8\%$ pour l'utilisation de données coïncidentes temporellement, à noter que l'ensemble des méthodes citées précédemment permet une variabilité du coefficient de calibration autour de 10% . Les comparaisons avec le GPS ont montré que l'IWV GPS co-localisée était une bonne alternative aux radiosondages car plus stable à long-terme. Les études utilisant le GPS ont montré que cette technique pouvait introduire de larges incertitudes (Leblanc et al., 2012), les profils lidar concernés ne descendaient pas jusqu'au sol ce qui demandaient des interpolations particulières qui peuvent expliquer en partie l'utilisation moins pertinentes des colonnes totales de vapeur d'eau GPS. Une autre technique de calibration par l'IWV est l'utilisation du radiomètre. Dans le cadre de la campagne AWEX-G, l'accord entre le GPS et le radiomètre a permis de conclure que les deux représentaient une bonne source indépendante de calibration des mesures lidar Raman vapeur d'eau (Whiteman et al., 2006). Dans le cadre de la campagne HOPE (HD(CP)² Observational Prototype Experiment) (d'une durée de deux mois en Allemagne), l'incertitude relative sur le facteur de calibration par l'IWV obtenue avec un radiomètre micro-onde était de 5% (pour une erreur sur la mesure IWV radiomètre d'environ 10%) (Foth et al., 2015). Ces publications s'accordent sur la possibilité d'utiliser les radiosondages, le radiomètre micro-ondes ou le GPS avec des méthodes adaptées selon les instruments : correction GRUAN, minimiser la variabilité spatiale et/ou temporelle de la mesure par rapport à celle lidar, IWV lorsque l'instrument le permet, etc. Les erreurs sur la variabilité du coefficient de calibration tournent autour de 10% ou moins. A noter que pour les systèmes lidars aujourd'hui en utilisation mais souvent pas optimisés pour les mesures de vapeur d'eau depuis le sol, il apparaît que l'utilisation des sondes prédomine pour étalonner les profils lidar Raman vapeur d'eau. Ceci s'explique par la relative facilité de cette méthode associée au fait que l'on dispose de comparaisons directes sur l'ensemble du profil. L'utilisation des deux autres méthodes restent à éprouver sur le long-terme. Elles devraient être plus stables sur le long-terme (et moins onéreuses) et indépendantes des radiosondages qui peuvent eux mêmes présenter des sauts instrumentaux importants et des différences entre les mesures de jour et de nuit.

Sources d'erreur

On classe les erreurs dans deux groupes distincts : les erreurs statistiques et les erreurs systématiques. Les premières sont associées aux détecteurs et au mode de comptage, le bruit induit par le fond de ciel étant calculé à partir du signal dans une partie où le signal lidar devient négligeable. L'erreur systématique ne dépend pas de la mesure en elle-même mais d'autres sources telles que le facteur de calibration, le modèle climatologique utilisé, des constantes, etc. L'erreur absolue totale ($\Delta WVMR$) du profil calibré ($WVMR$) est calculée par :

$$\frac{\Delta WVMR}{WVMR} = \sqrt{\left(\frac{dw}{w}\right)^2 + \left(\frac{dC}{C}\right)^2 + \left(\frac{d\Gamma}{\Gamma}\right)^2} \quad (7)$$

(a) (b) (c)

où (a) est l'erreur relative associée à l'erreur statistique des détecteurs (PMT), (b) est l'erreur liée au facteur de calibration et (c) liée au terme de coefficient d'extinction

Les différentes sources d'erreurs statistiques sont (a) :

- $P_S(\lambda_{H_2O}, R)$: le nombre de photons reçus sur le détecteur pour la voie H₂O en fonction de l'altitude
- $P_S(\lambda_{N_2}, R)$: le nombre de photons reçus sur le détecteur pour la voie N₂ en fonction de l'altitude

$$\frac{dw}{w} = \sqrt{\frac{P_{N_2}^2 (N_{H_2O} + \Delta b_{H_2O}^2) + P_{H_2O}^2 (N_{N_2} + \Delta b_{N_2}^2)}{P_{N_2} P_{H_2O}}} \quad (8)$$

où dw est l'erreur statistique du lidar et w le rapport de mélange de vapeur d'eau non calibré, $N=P-b$ avec et Δb l'erreur sur b .

Les différentes sources d'erreurs systématiques sont :

- C : la constante de calibration (c)
- $\sigma(\lambda_{H_2O})$: la section efficace à la longueur d'onde de la voie Raman H₂O
- $\sigma(\lambda_{N_2})$: la section efficace à la longueur d'onde de la voie Raman N₂

Et en sachant que l'extinction moléculaire/la densité peut être retrouvée à partir d'un modèle, de climatologies ou de mesures (c) avec une bonne précision du fait de la relative faible variabilité de la densité atmosphérique à un niveau donné :

- $P(R)$: profil de pression atmosphérique
- $T(R)$: profil de température

Ces erreurs sont ensuite propagées dans le filtre numérique. On notera que de manière générale l'erreur représentée et fournie dans le cas des lidar est de l'ordre de 1σ (contre 2σ pour d'autres mesures).

2.2. Déploiement du lidar Raman vapeur d'eau au Maïdo

2.2.1. Tests instrumentaux et optimisation de la mesure

De la conception d'un instrument de recherche selon un cahier des charges précis, notamment en matière de performances, à la distribution de ces données dans des réseaux internationaux et à l'exploitation scientifique de cette base de données, le chemin est long et nécessite de nombreuses discussions de travail, de comparaisons instrumentales, de statistiques et de résultats décrits dans des publications. La mise en route opérationnelle du Lidar1200 et le traitement de ces données illustrent bien cette situation à travers le présent projet de recherche (Figure 19).

Conception de l'instrument

L'instrument a été développé sur un système lidar Rayleigh-Mie existant sur le site du Moufia (Université de La Réunion) depuis 1994, auquel des voies Raman avait été ajoutées en 2002 afin de tester la faisabilité de telle mesure (Hoareau et al., 2012). Ce système a été amélioré et scindé en deux nouveaux instruments ; le lidar DIAL pour l'ozone troposphérique et les aérosols et

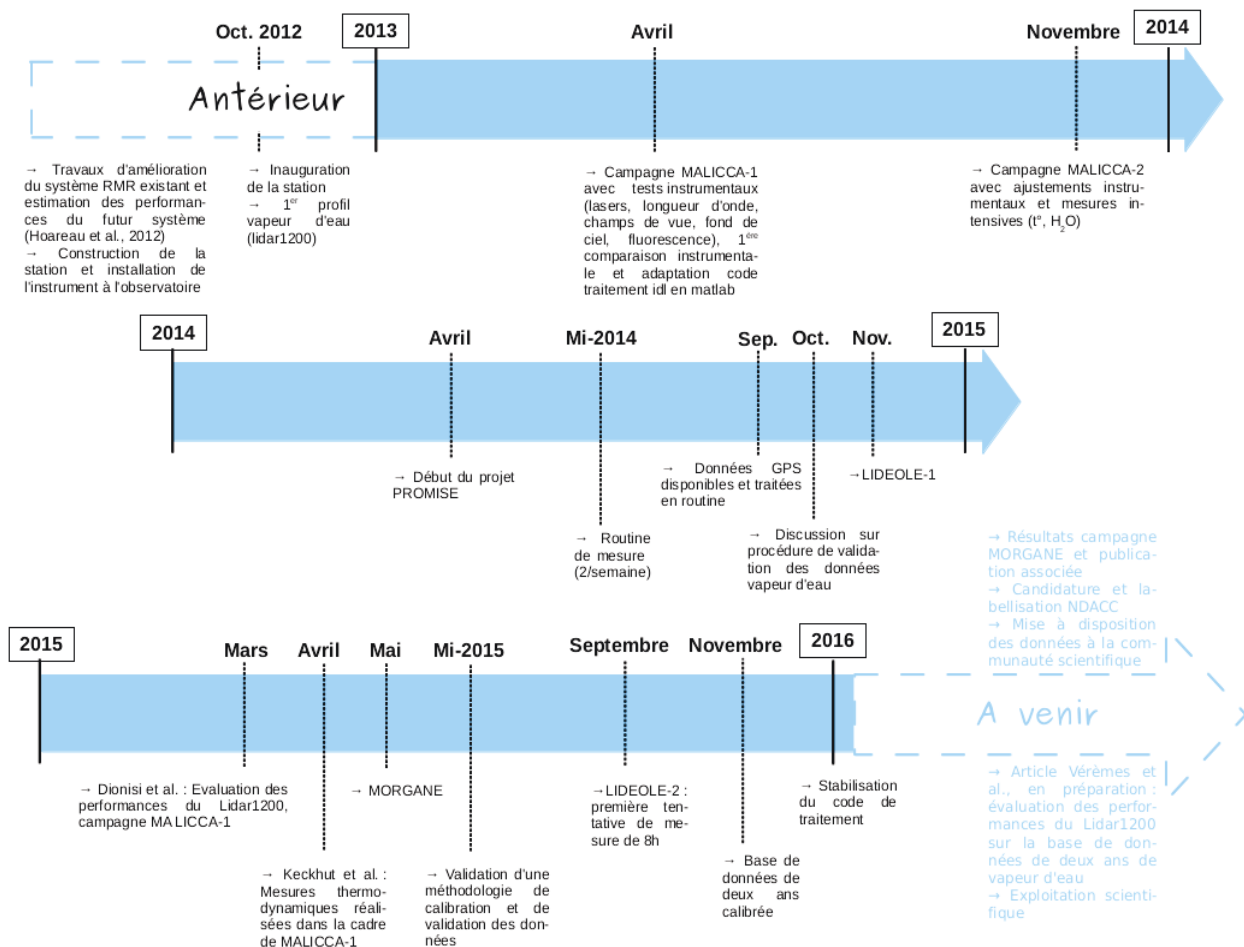


Figure 19. Les différentes étapes de tests et d'optimisation de la mesure vapeur d'eau du Lidar1200 pour une mise en réseaux de ses données vapeur d'eau

un nouveau lidar Raman-Rayleigh-Mie afin de pouvoir mesurer la vapeur d'eau depuis le sol (pour les questions d'étalonnage) et jusque dans l'UT/LS tropicale ; permettant également d'optimiser les mesures de température. Le nouveau système a été conçu pour fonctionner avec deux lasers couplés afin d'augmenter les performances, et avec la possibilité de fonctionner aux deux longueurs d'onde du laser Nd:Yag (355 et 532 nm). Afin de s'affranchir de la fluorescence, les fibres optiques de la partie réception ont été remplacées par un miroir. La configuration du Lidar1200 est détaillée dans la partie 2.2.2 de ce chapitre. Les modifications majeures sont le nouveau télescope de réception de 1,20 m de diamètre, le couplage de deux lasers, la suppression de la fibre optique et la configuration coaxiale permettant l'obtention de mesures jusqu'au sol. Les dimensions de l'instrument sont devenues conséquentes, il fallait donc une infrastructure à sa taille pour l'héberger. Pour accompagner la conception du nouveau système, des simulations de performances ont été réalisées (Hoareau et al., 2012). Les données vapeur d'eau utilisées pour initialiser les simulations étaient des profils de rapport de mélange de vapeur d'eau ECMWF ERA-40. Grâce aux meilleures conditions d'observation attendues à l'Observatoire du Maïdo, et du gain de 2 km d'altitude, il a été calculé que pour trente minutes d'intégration, les mesures atteindraient ~15,6 km pour une erreur statistique de 15 % par temps clair et sans lune et ~15,5 km avec des nuages fins. Si on ramenait l'erreur à 30 %,

le lidar atteindrait respectivement ~18 km et 17,6 km. En couplant les lasers pour rester à une erreur de 15 %, le profil pourrait monter jusqu'à 16,8 km et 21 km pour 30 % (par temps clair et sans lune). Pour évaluer l'efficacité de l'exercice de simulation, les performances ont été extrapolées des signaux de l'ancien lidar en fonction à l'université de Saint-Denis. La différence entre les résultats de la simulation présentaient un facteur 4 entre les mesures réelles sur la voie H₂O et l'évaluation numérique. Prenant cette différence en compte, il a été conclu que le nouveau système devrait pouvoir atteindre 14,6 km pour une erreur statistique de 15 % et 16,3 km pour une erreur statistique de 30 % (Hoareau et al., 2012).

Installation de l'instrument à l'observatoire

Le système a donc été installé à l'Observatoire du Maïdo en 2012 (Figure 19), la structure et le télescope de réception ont été montés dans le cadre de la Plateforme d'Intégration et de Tests (PIT) de l'Université de Guyancourt puis ont été transportés et déposés à l'intérieur de la pièce lidar par hélitreuillage. L'observatoire a été pensé pour optimiser les mesures d'instruments tels que les lidars : la partie émission a été séparée de la partie réception afin de limiter les lumières parasites, un grand toit ouvrant permet de protéger les lidars en journée et de réaliser les mesures la nuit. La structure du Lidar1200 faisant plus de 4 m de hauteur, la pièce été conçue et creusée spécialement pour loger la structure du télescope. L'observatoire a été dimensionné pour des instruments tels que ce système Raman. Cet environnement facilite les procédures d'opération réalisées par les techniciens rattachés à l'observatoire et favorise la régularité des mesures, soumises principalement aux conditions météorologiques. Les techniciens réalisent des mesures une à deux fois par semaine, en routine. En 2013, il y a eu 58 nuits de mesure, 83 en 2014 et 92 en 2015 pour ce lidar. Les données du lidar sont analysées automatiquement par des stations numériques de production sur lesquelles les algorithmes de traitement sont installés. A partir du deuxième semestre 2014 (Figure 19), les lidars sont lancés au moins deux fois par semaine (sous réserve des conditions météorologiques). C'est avant tout la régularité des mesures qui permettra au Lidar1200 de fournir efficacement des observations aux réseaux internationaux. Avant d'en arriver là, ces données doivent être évaluées et validées. Si les mesures de routine permettent de consolider une base de données sur le long terme, l'évaluation des performances du lidar nécessite des périodes intensives de mesure, notamment via des campagnes de mesures. Le Lidar1200 a été au cœur ou impliqué dans les campagnes suivantes : MALICCA-1 en avril 2013, MALICCA-2 en novembre 2013, LIDEOLE-1 en novembre 2014, MORGANE en mai 2015 et LIDEOLE-2 en septembre 2015. La réalisation régulière de campagnes offre un grand nombre de situations synoptiques différentes pouvant ouvrir sur des études de différents processus atmosphériques. Elles ont déjà permis, par l'intermédiaire des données vapeur d'eau du système Raman, de documenter les sujets suivants : échanges stratosphère-troposphère et plus particulièrement intrusions stratosphériques, hydratation de l'UT/LS, cirrus... (Keckhut et al., 2015). Ces quelques exemples montrent qu'il est aussi important d'établir le potentiel de surveillance et d'étude géophysique de la base de données.

Tests et évaluations des premières mesures

Simultanément à la mise en place des mesures de routine, des tests furent menés pour déterminer la meilleure configuration instrumentale et l'optimisation des mesures au cours de la campagne MALICCA d'avril 2013 au Maïdo (Keckhut et al., 2015). Il s'agissait principalement de tester les différentes configurations optiques possibles et d'évaluer les éventuels signaux parasites

(Dionisi et al., 2015). La campagne a duré 22 jours entre le 1^{er} et le 22 avril 2013, avec un total d'heures d'acquisitions d'environ 71 heures (Dionisi et al., 2015). Les détails de la configuration optique choisie à la suite de cette campagne seront présentés dans la partie 2.2.2 de ce chapitre. Le lidar fonctionnait en moyenne 3 à 4 heures par nuit à l'exception de 4 sessions plus longues principalement centrées autour de la nouvelle lune. Une partie comparaison instrumentale a pu être réalisée grâce à l'envoi de 15 sondes Vaisala RS92 et de 12 Modem M10 des nuits où des mesures lidar étaient réalisées (de mauvaises conditions météorologiques ont limité le nombre de nuits de mesure lidar à 7). Les premiers résultats ont permis de mettre en évidence des biais importants des mesures de vapeur d'eau par les sondes Modem M10. Les comparaisons des mesures des RS92 et du lidar (détaillée dans la partie 2.3.2. de ce chapitre) ont permis de déterminer que les performances attendues étaient remplies sur une campagne de mesure : des profils atteignant la basse stratosphère et capable de détecter des quantités de seulement quelques ppm dans la basse stratosphère. Les prémices d'une méthodologie de calibration ont été dessinés : la possibilité d'utiliser les données GNSS pour calibrer les profils. Ce travail d'évaluation des performances pourrait ensuite être approfondi sur la base de données après un ou deux ans de fonctionnement et les erreurs demandaient à être quantifiées.

Stabilisation du traitement et mise en place d'une procédure de validation des données

Suite à cette campagne (Figure 19), un travail de réflexion sur la procédure de validation des données par les PIs s'est mis en place au travers de réunions régulières. Pour réaliser une procédure rigoureuse, il était indispensable de mettre en place une méthodologie de calibration. La méthodologie choisie a été celle de l'utilisation des colonnes totales GNSS, de la détermination de périodes de stabilité des coefficients de calibration horaire, de la surveillance par des mesures lampes régulières et d'une validation des facteurs de calibration par les PIs. Cette méthodologie est décrite et motivée dans la partie 2.3.1 de ce chapitre. La procédure de validation des données a été formalisée mi-2015, permettant de valider le premier jeu de données de deux ans fin 2015 qui s'est accompagné de la stabilisation de l'algorithme de traitement des données. L'erreur sur la section efficace et celle sur la densité atmosphérique extraite d'une climatologie ont été fixées et demanderaient une investigation supplémentaire. Pour envisager une mise à disposition des données à la communauté, un travail rigoureux d'identification des sources d'erreur et de détermination des critères de domaine de validité a été réalisé afin de donner aux futurs utilisateurs toutes les informations (méta-données) pour exploiter scientifiquement ces données.

Les campagnes de mesure et l'évaluation des performances

Un souci d'évaluation des performances de ce lidar a été montré tout au long de la mise en place de ces différentes procédures et calculs par l'implication du Lidar1200 au cœur ou en marge de différentes campagnes (Figure 20). La campagne MALICCA-1 a connu une suite : la campagne MALICCA-2 en novembre 2013 pendant laquelle les derniers détails techniques ont été testés et l'instrument réglé. La campagne LIDOLE-1 (novembre 2014), centrée sur le lidar Doppler de l'observatoire, a aussi permis de réaliser un premier lancer de sonde CFH du site et une première comparaison avec les données vapeur d'eau du Lidar1200. La campagne de plus grande envergure à laquelle a participé le Lidar1200 jusqu'à présent est MORGANE, organisée à l'Observatoire du Maïdo par l'UMS. Elle s'est déroulée du 27 avril au 29 mai 2015, les quinze premiers jours étant dédiés à la préparation technique de la campagne et les trois autres semaines à

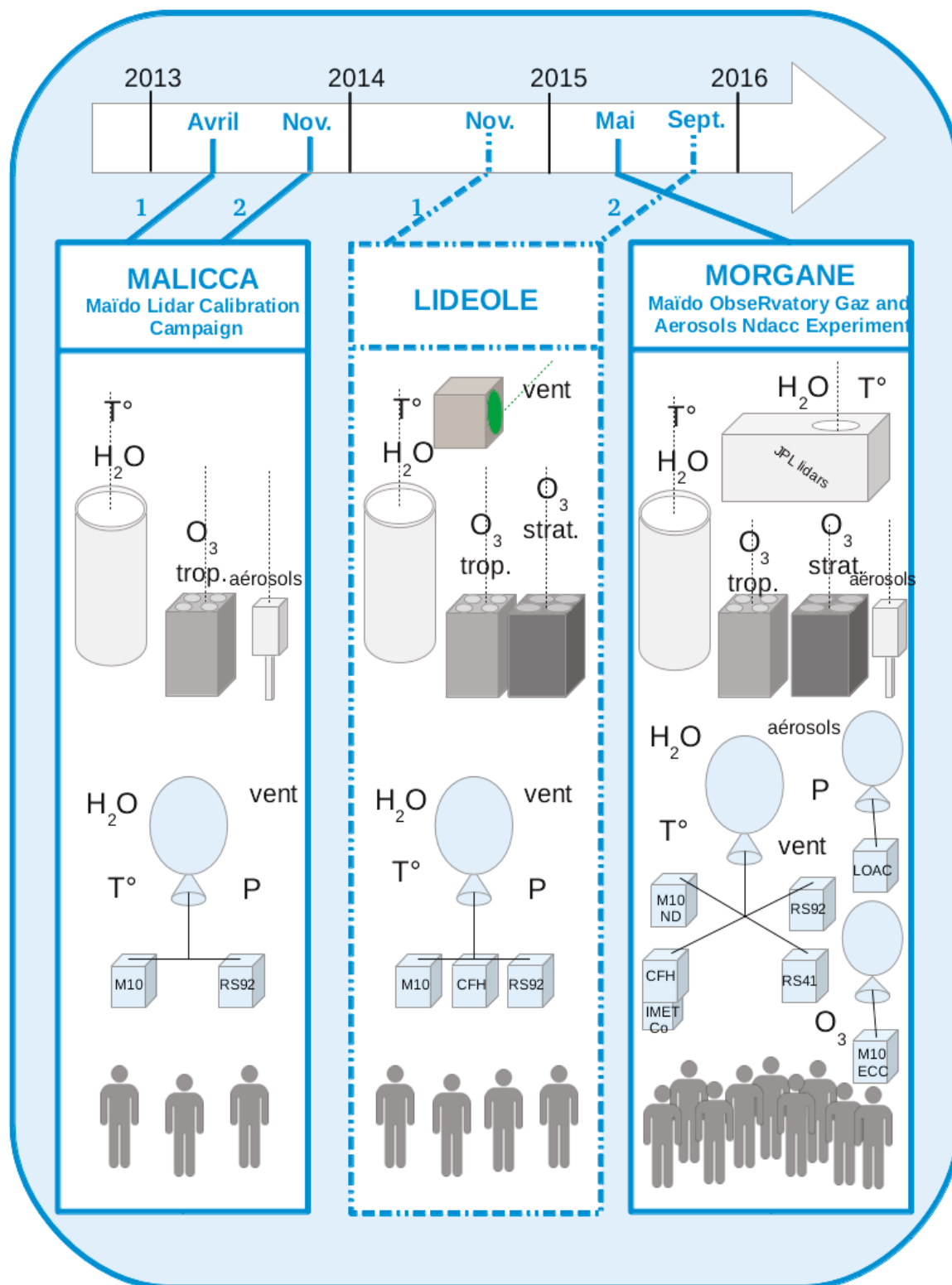


Figure 20. Représentation schématique des différentes campagnes de mesure associées au Lidar1200. Pour chaque campagne, la caractérisation de l'instrumentation lidar et radiosondage ainsi que le nombre de laboratoires sont représentés symboliquement.

des comparaisons instrumentales. Elle a impliqué neuf laboratoires (Figure 20), plus d'une quinzaine d'instruments. Les objectifs principaux de cette campagne étaient :

- une comparaison à l'aveugle entre les profils température, vapeur d'eau et ozone des lidars de l'OPAR et ceux du laboratoire mobile de la NASA/GSFC (installé à l'observatoire pour la campagne) pour préparer les dossiers de candidature de labellisation ou de relabellisation NDACC.
- lancer des sondes de jour et de nuit pour répondre à des problématiques techniques associées à GRUAN
- étudier des processus atmosphériques associés à la composition de l'UT/LS et la dynamique atmosphérique

Thierry Leblanc (Jet Propulsion Laboratory) a été invité pour arbitrer les comparaisons à l'aveugle entre les lidars de l'OPAR et ceux du GSFC. Le Lidar1200, le lidar DIAL ozone troposphérique et le lidar DIAL ozone stratosphérique ont été comparés au STROZ. Le STROZ ayant rencontré des problèmes techniques qui n'ont pas permis la réalisation de mesures d'ozone, le point de comparaison NDACC s'est déplacé vers les sondes ECC de La Réunion qui sont labellisées NDACC pour les lancements hebdomadaires sur le site de Gillot. Les résultats sont en cours de traitement par l'arbitre de la campagne. Près de 221 heures d'acquisition lidar ont été accumulées par les lidars de l'observatoire (entre le 11 et le 19 mai). Cette campagne a permis de réaliser un exercice d'attelages multiples assez rare. En effet, des radiosondages, d'un seule sonde ou des attelages pouvant porter jusqu'à cinq sondes, ont été lancés. Parmi ces sondes pouvaient se trouver : des sondes RS92 et/ou RS41 Vaisala, des M10 et des M10-ECC des CFH ou encore des sondes Cobalt. L'ensemble de ces mesures a permis de dépasser le cadre de la comparaison instrumentale vers des études de processus atmosphériques spécifiques qui ont eu lieu pendant la campagne notamment le transport d'aérosols volcaniques à petite et grande échelle. Le panache de l'éruption du volcan Calbuco (Chili) le 22 avril 2015 a injecté des aérosols volcaniques dans la stratosphère, ces aérosols ont été transportés jusque dans l'océan Indien et ont pu être mesurés. Le Piton de la Fournaise (La Réunion) est rentré en éruption le 17 mai 2015 et le panache a également atteint l'Observatoire du Maïdo. Dans le cadre de cette situation volcanique exceptionnelle pour une campagne générale sur l'atmosphère, deux instruments ont été déployés à l'observatoire : une sonde LOAC et le Leosphere. Les mesures de vapeur d'eau du Lidar1200 bénéficient donc d'un jeu de données à comparer très riche de profils lidar (STROZ) et des radiosondages dont plusieurs CFH. Suite à cette campagne d'envergure, le Lidar1200 a participé à une autre campagne : LIDEOLE-2 (septembre 2015) qui a permis de réaliser des mesures intensives du lidar Doppler. D'autres mesures ont pu être réalisées lors de cette campagne. Un premier test de 8 heures de mesure du Lidar1200 a été réalisé afin d'éprouver les performances optimales de l'instrument (ce test sera décrit dans la partie 2.3 du Chapitre 3). Ce premier test en appelle à d'autres. Dans le cadre de l'évaluation des performances des données vapeur d'eau, le jeu de données offert par ces campagnes est exceptionnel, notamment le jeu de CFH avec lequel les profils pourront être comparés. Mais cette évaluation des performances peut désormais dépasser le cadre des comparaisons instrumentales grâce à une étude statistique de la base de données de deux ans des profils de vapeur d'eau (après avoir été validée par le PI).

Publications

L'ensemble du travail précédemment décrit a fait l'objet de plusieurs articles de référence autour du Lidar1200 ; (1) un papier de description de l'observatoire du Maïdo, (2) un papier de

présentation de la campagne MALICCA-1 et (3) le papier présentant les différents tests et les premiers résultats sur les données de vapeur d'eau du Lidar1200 à la suite de la campagne MALICCA-1, dont les références complètes sont :

(1) Baray J.-L., Courcoux Y., Keckhut P., Portafaix T., Tulet P., Cammas J.-P., Hauchecorne A., Godin-Beekmann S., De Mazière M., Hermans C., Desmet F., Sellegri K., Colomb A., Ramonet M., Sciare J., Vuillemin C., Hoareau C., Dionisi D., Dufлот V., **Vérèmes H.**, Porteneuve J., Gabarrot F., Gaudo T., Metzger J.-M., Payen G., Leclair de Bellevue J., Barthe C., Posny F., Ricaud P., Abchiche A. and Delmas R.: Maïdo observatory: a new high-altitude station facility at Reunion Island (21° S, 55° E) for long-term atmospheric remote sensing and in-situ measurements, *Atmos. Meas. Tech.*, 6, 2865-2877, 2013.

(2) Keckhut P., Courcoux Y., Baray J.-L., Porteneuve J., **Vérèmes H.**, Hauchecorne A., Dionisi D., Posny F., Cammas J.-P., Payen G., Gabarrot F., Evan S., Khaykin S., Rufenacht R., Tschanz B., Kaempfer N., Ricaud P., Abchiche A., Leclair-de-Bellevue J. and V. Dufлот : Introduction to the Maïdo Lidar Calibration Campaign dedicated to the validation of upper air meteorological parameters, *J. Appl. Remote Sens.*, 9 (1), pp.094099, 2015.

(3) Dionisi D., Keckhut P., Courcoux Y., Hauchecorne A., Porteneuve J., Baray J.-L., Leclair de Bellevue J., **Vérèmes H.**, Gabarrot F., Decoupes R. and J.-P. Cammas : Water vapor observations up to the lower stratosphere through the Raman lidar during the Maïdo LIdar Calibration Campaign, *Atmos. Meas. Tech.*, 8(3), 1425-1445, 2015.

L'article (3) a mis en évidence, à l'échelle de la campagne MALICCA-1, qu'il n'y avait pas de fluorescence et que le lidar a la capacité de monter dans l'UT/LS malgré les faibles quantités de vapeur d'eau. Deux ans après sa mise en fonctionnement, il est maintenant important d'évaluer les procédures de calibration et les performances de cet instrument en routine, au-delà des périodes de campagne de mesures intensives présentées auparavant. Un article tiré des résultats de ce chapitre est en préparation (**Vérèmes et al., en préparation**). Il présentera les deux premières années de la base de données de profils de vapeur d'eau du Lidar1200 en mettant l'accent sur la stabilité et la régularité de ses mesures/données avec une quantification précise des erreurs. Dans la perspectives de l'exploitation scientifique, le potentiel de surveillance et d'étude géophysique de ce jeu de données sera présenté.

Vers la mise en réseau des données et l'exploitation scientifique

La prochaine étape est la mise en réseau des données validées (Figure 19). Dans cette optique, le Lidar1200 va porter candidature pour une certification NDACC pour ses mesures de vapeur d'eau et pour une relabellisation dans le cadre de ses données de température. Les résultats de la campagne MORGANE et les résultats suivants représenteront les bases du dossier de candidature du Lidar1200 à une labellisation de ses mesures vapeur d'eau. L'autre aspect clef sera l'exploitation de cette base de données. Le potentiel de surveillance de vapeur dans l'UT/LS et de caractérisation des structures fines en troposphère sera présenté dans le Chapitre 3. Le Chapitre 4 de ce manuscrit présente un cas d'échanges stratosphère-troposphère et ouvre des perspectives d'étude

à partir des données de l'Observatoire du Maïdo sur cette thématique.

L'objectif de mon travail de thèse était d'exploiter les données du Lidar1200 afin d'étudier la variabilité de la vapeur d'eau. Mais avant de pouvoir produire ces résultats scientifiques, ce travail s'est inscrit dans toutes les étapes décrites dans la [Figure 19](#) et il a été force de proposition pour certaines d'entre elles. Ma participation à des mesures de routine avec les opérateurs à l'Observatoire du Maïdo m'a permis de me familiariser avec l'instrument et les différents réglages optiques. L'exploitation des mesures des différentes campagnes n'aurait pu se faire sans une implication sur le terrain réalisée pendant :

- MALICCA-1 avec la calibration des sondes Modem M10 et ainsi préparer les premières comparaisons instrumentales avec le Lidar1200.
- LIDEOLE-1 avec une formation sur la préparation des sondes CFH et ainsi observer le début du programme de lancement de sondes CFH de S. Evan.
- MORGANE avec le lancement de mesures du Lidar1200 rentrant dans la comparaison à l'aveugle.
- LIDEOLE-2 avec la réalisation d'une mesure de vapeur d'eau de 9 heures pour tester les performances optimales sur une session de mesure.

Pour évaluer les données du Lidar1200, il ne s'agissait pas seulement de se baser sur ses mesures de vapeur d'eau, il était important d'avoir des profils de radiosondages fiables à comparer. L'avancement de la correction des sondes Modem était très importante pour réaliser les comparaisons instrumentales. Le code de traitement du Lidar1200 a été stabilisé par G. Payen. Par ces travaux de thèse, je me suis positionnée comme première utilisatrice du logiciel de traitement des données. Les avancées de ce travail de recherche ont aussi permis de participer activement à l'ensemble des réunions sur l'établissement de la méthodologie de calibration et la validation des données du Lidar1200 menées par les PIs (P. Keckhut et V. Dufлот).

2.2.2. Description de l'instrument et de ses spécificités

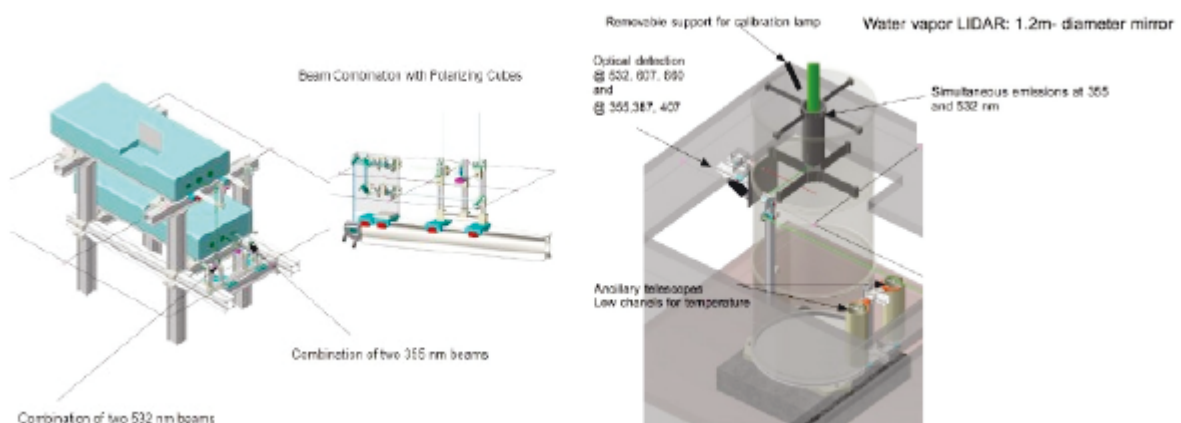


Figure 21. Représentation schématique du Lidar1200.

Le système Raman vapeur d'eau qui opérait à Saint-Denis de 2002 à 2005 ([Hoareau et al., 2012](#)) a été significativement amélioré après avoir été transféré à l'Observatoire du Maïdo en 2012 pour lui permettre de mesurer la vapeur d'eau dans la troposphère et la basse stratosphère et,

simultanément, la température dans la stratosphère et la mésosphère (Figure 21). Les points critiques dans l'ancien système ont été améliorés et optimisés. L'ancien système fonctionnait uniquement à 532 nm. Même si le nouveau système a été conçu pour fonctionner à deux longueurs d'onde, la longueur d'onde 355 nm a été choisie pour le fonctionnement en routine. Les tests de tir réalisés avec un faisceau comprenant les deux longueurs (355 et 532 nm) ont échoué, certaines optiques n'ont pas résisté à la puissance du faisceau, cela faisant état d'une limitation industrielle. Les tests ont donc été réalisés successivement et pas simultanément comme cela était prévu initialement mais les mesures ont montré, qu'avec le 355 nm, les performances étaient meilleures de 20% (Dionisi et al., 2015). En routine, le nouveau système Raman opère donc maintenant systématiquement à la longueur d'onde 355 nm, généré par deux lasers Nd:Yag synchronisés, avec une fréquence de répétition de 30 Hz, en conservant la possibilité d'opérer à la longueur de 532 nm. Les pulses émis par chaque laser sont couplés par un cube polarisateur, avec une émission de 375 mJ.pulse⁻¹ et une durée de pulse de 9 ns. La divergence géométrique du faisceau est d'environ 0.5 mrad. L'une des spécificités de la configuration optique de ce lidar est sa géométrie coaxiale pour l'émission et la réception afin d'éviter les effets de parallaxe, d'étendre les mesures jusqu'au sol et de faciliter l'alignement et la procédure de calibration. Un autre spécificité du système actuel est que le signal rétro-diffusé (collecté par un télescope de 1,2 m de diamètre) est transmis au détecteur par un ensemble de lentilles et de miroirs à la place de fibres optiques. La fluorescence dans les fibres optiques est une problématique importante lorsqu'il s'agit de collecter de petites rétrodiffusions Raman par la vapeur d'eau par rapport à la grande diffusion élastique capable de générer de la fluorescence qui peut induire des biais systématique sur les mesures de vapeur d'eau (Sherlock et al., 1999). Le télescope de type casse-grain, renvoie la lumière des miroirs primaires et secondaires directement vers le boîtier de réception, où les différentes longueurs d'onde Rayleigh et Raman sont séparés à l'aide de miroirs dichroïques (Figure 22). Le champ de vue du système peut être ajusté entre 0,5 (2 mm) à 3 mrad grâce au diaphragme à l'entrée du boîtier. Il a été fixé à 0,5 mrad (2 mm)

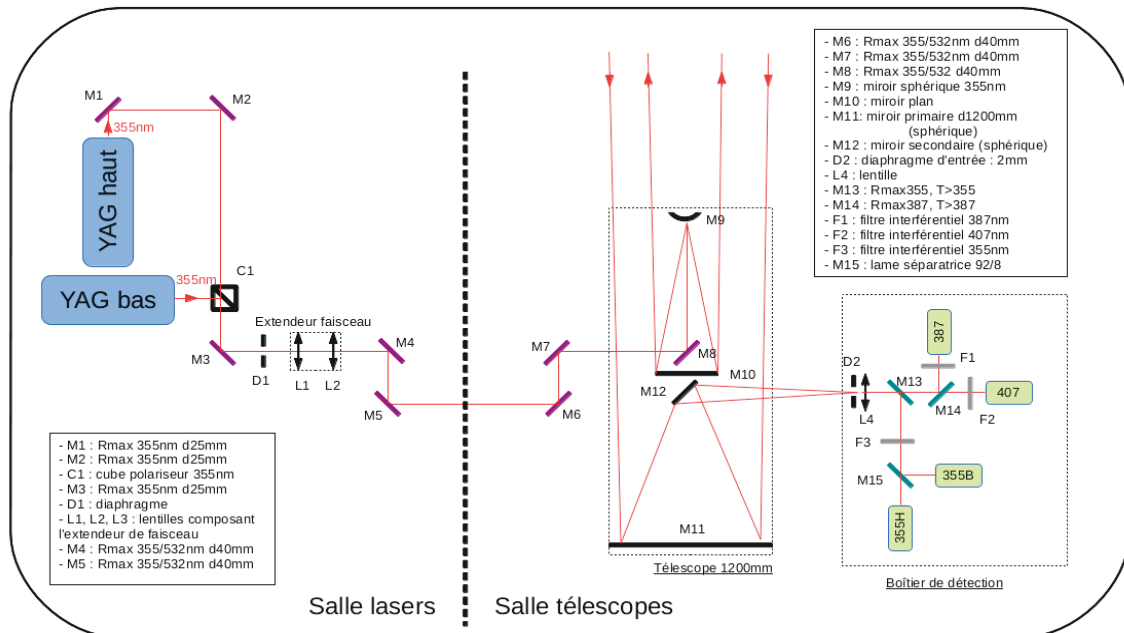


Figure 22. Schéma optique du Lidar1200 en mode routine. En date de février 2016.

durant MALICCA, valeur permettant d'éviter la saturation des détecteurs dans les premières couches de l'atmosphère, un tel champ de vue implique une obturation géométrique qui est similaire pour chaque voie et permet de réduire la saturation des PMT et retourner le rapport de mélange de vapeur d'eau jusqu'au sol. Des filtres interférentiels permettent de garantir la pureté spectrale et de diminuer le fond de ciel. Plus de détails de la configuration optique sont données dans [Dionisi et al. \(2015\)](#). Les photons sont comptés par des photomultiplicateurs Hamamatsu avec des cartes électroniques Licel ([Hoareau et al., 2012](#)). Les profils de vapeur d'eau sont obtenus avec la méthode décrite dans [Dionisi et al. \(2015\)](#). La mesure auxiliaire permettant de calibrer les profils est une mesure co-localisée et simultanée de colonne totale de vapeur d'eau GPS. Les mesures lidar de vapeur d'eau sont réalisées en moyenne une à deux fois par semaine à l'observatoire. La résolution verticale des données brutes est de 15 m. Les détails sur le traitement seront donnés plus loin dans ce chapitre notamment sur les aspects de méthodologie de calibration, de résolution verticale et de précision de la mesure de vapeur d'eau. A noter aussi qu'un support mobile pour une lampe de calibration a été inclus à la structure pour la surveillance de la stabilité instrumentale de l'instrument. En effet, la mesure de lampe permet de détecter des changements instrumentaux nécessitant d'être pris en compte dans le traitement des données, liés à l'évolution de la partie réception du système.

Entre l'ancien système labellisé NDACC pour la température et le nouveau, la puissance laser et la surface collectrice ont globalement été multipliées par plus de six ([Keckhut et al., 2015](#)). Le Lidar1200 peut aussi mesurer la température depuis la stratosphère jusqu'à la mésosphère avec une portée de 30 à 100 km d'altitude. Il possède deux voies Rayleigh à 355 nm et la voie Raman N₂ a permis d'étendre les profils vers le bas. Pour 8 heures d'intégration, les mesures de température peuvent monter à 75-80 km avec une précision de 1 K et une résolution verticale de 1 km ([Keckhut et al., 2015](#)).

La détection des aérosols et des cirrus est possible avec le Lidar1200. Afin de ne pas saturer les détecteurs, les voies Rayleigh basses et hautes ont été obturées à 15 km et à 25 km mais l'information donnée par les voies Rayleigh et la voie Raman N₂ permettait jusqu'à présent de pouvoir vérifier si le Lidar1200 détectait des structures nuageuses. Un upgrade de l'instrument est prévu dans les années à venir, avec l'ajout de deux voies polarisées à 532 nm, d'une voie Raman N₂ 607 nm, d'une voie très basse à 355 nm, et d'une voie à 1064 nm. L'émission à 532 et 1064 nm se fera déportée sur le côté, les limitations des optiques étant toujours d'actualité. Ces améliorations devraient permettre de réaliser un traitement aérosol multi-longueur d'onde, et de retrouver de façon précise les différents paramètres des aérosols dans l'atmosphère : concentration et distribution en taille des particules.

2.2.3. Présentation de la base de données

La base de données est validée à partir de novembre 2013. Des mesures ont bien été réalisées au préalable mais leur inhomogénéité n'a pas permis de les faire rentrer dans la méthodologie de calibration des données. Certaines de ces mesures pourraient être utilisées mais uniquement pour des cas d'études précis et à appréhender au cas par cas. La base de données de vapeur d'eau validée s'étend donc de novembre 2013 à octobre 2015, ce qui représente deux ans de mesures à étudier. La procédure de mesures en routine s'est rodée et le fonctionnement de

l'instrument lui-même est devenu plus stable en précisant le mode opératoire, le nombre de mesures entre la première année et la seconde a logiquement augmenté, il est passé de 65 mesures à 85 nuits de mesure (Figure 23). Le nombre d'heures de mesure a doublé : 157 heures pour la première année et 316 heures pour la seconde. Une moyenne de 1 à 2 nuits de mesure est effectuée par semaine, sachant qu'en pratique les techniciens ne sont présents que deux nuits par semaine et que la régularité des mesures est soumise aux conditions climatiques et aux contraintes posées par les congés et les récupérations des personnels; ce chiffre est donc plutôt bon. On notera que le nombre de mesures inférieures à 120 minutes est passé de 34 à 18 % (Figure 23) ce qui est appréciable compte tenu de la variabilité importante de la vapeur d'eau sur des échelles inférieures à l'heure. Ce jeu de données ne comprend pas seulement les mesures de routine mais aussi des périodes intensives de mesures (cf Figure 20). L'effort de réalisation de sessions les plus longues possibles ainsi que les possibilités pratiques offertes par les campagnes ont permis que 40 % des mesures de la deuxième année soient égales ou supérieures à 240 minutes. L'équilibre des mesures entre 120 et 240 min et de plus de 240 minutes, respectivement 44 et 37 % de l'ensemble de la base de données, montre que la plage horaire de la réalisation en routine (19/20h-0h/1h) est bien exploitée, avec un pic de mesures autour de 240 minutes (Figure 24). Les mesures sont soumises aux aléas instrumentaux, à la disponibilité du personnel technique et aussi aux conditions météorologiques. On dénote que les étés (DJF), correspondant à la période cyclonique, sont les saisons présentant le moins de mesures, il y a peu de mesures supérieures à 240 minutes en moyenne (Figure 25). Il faut noter que le lidar ne

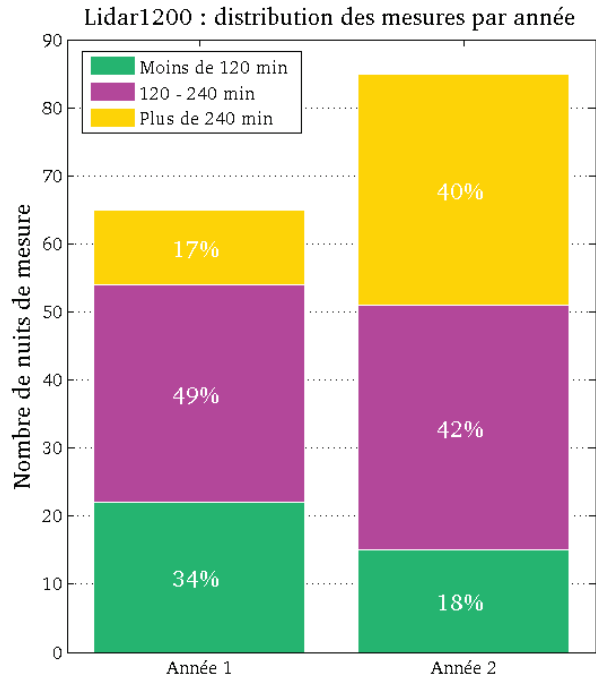


Figure 23. Histogramme des nuits de mesure du Lidar1200 par année entre novembre 2013 et octobre 2015 (année = novembre à octobre inclus). les pourcentages (en blanc) représentent la part de données associé au temps d'intégration (couleur) correspondant par rapport au total des données de l'année.

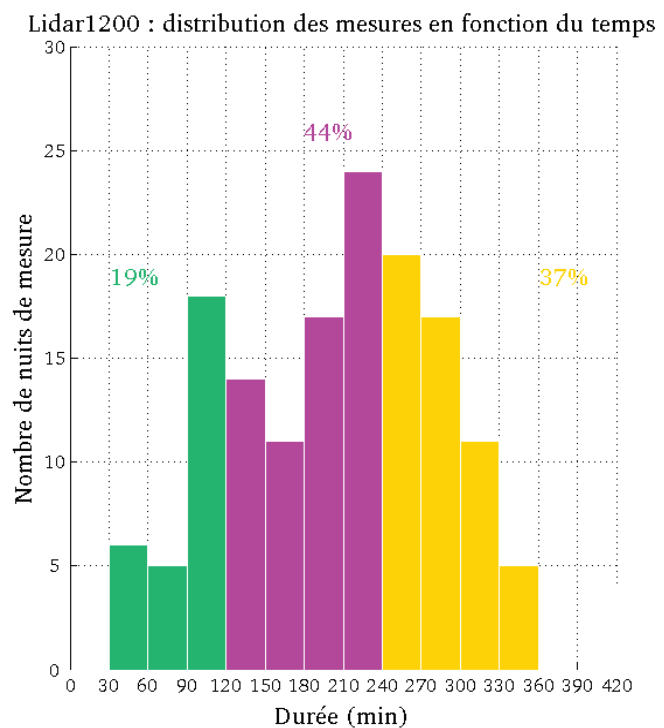


Figure 24. Distribution des données vapeur d'eau du Lidar1200 en fonction du temps d'intégration.

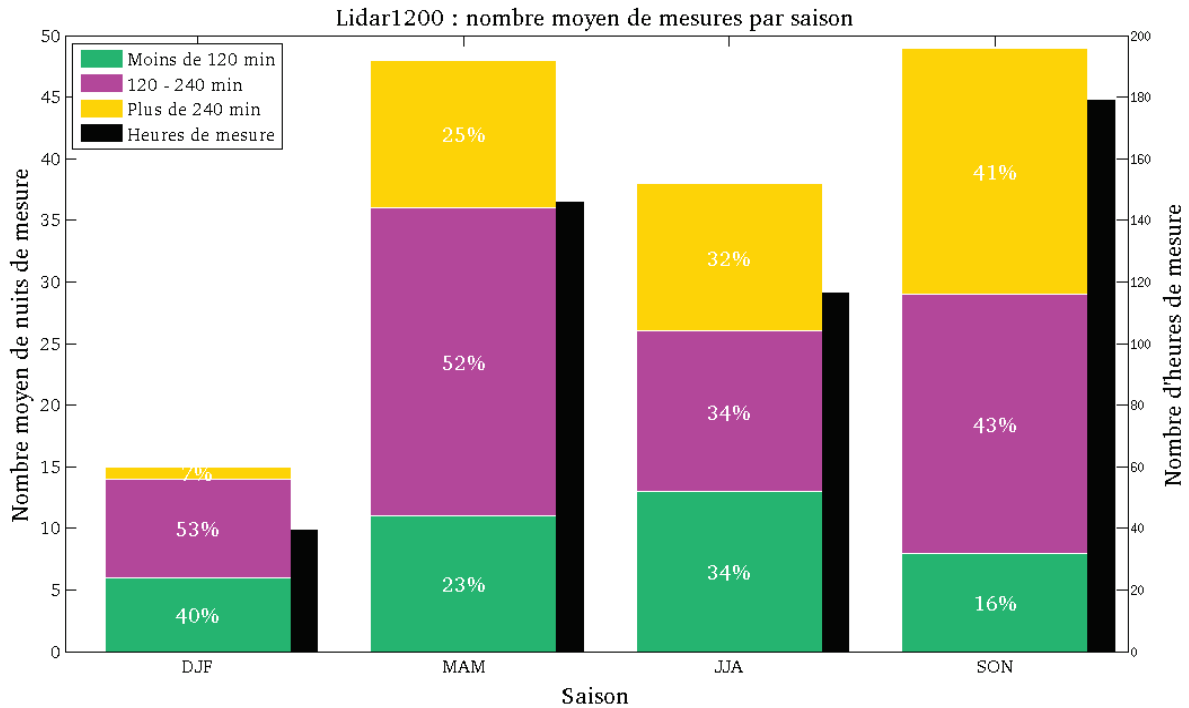


Figure 25. Distribution moyenne des données vapeur d'eau du Lidar1200 en fonction des saisons (pour étudier les saisons la base de données étudiés commence en décembre 2013 jusqu'à novembre 2015 inclus). Indiqués en blanc, les pourcentages représentent la part de données associé au temps d'intégration (couleur) correspondant par rapport au total des données de la saison.

peut fonctionner que par temps clair. L'été correspond à la saison des pluies. Même lorsqu'une mesure est lancée, elle peut être interrompue à cause des conditions météorologiques. Il y a un certain équilibre entre les trois autres saisons (Figure 25) même si on notera que les statistiques des périodes mars-avril-mai (MAM) et septembre-octobre-novembre (SON) sont augmentées par les campagnes intensives en novembre 2013, juin 2014 (mini-campagne de préparation de la campagne MORGANE), novembre 2014, mai 2015 et septembre 2015.

Cette base de données de deux ans a permis d'avoir le recul nécessaire à la mise en place d'une méthodologie de calibration, les données sont maintenant calibrées et peuvent être validées. Il est nécessaire de présenter aux utilisateurs, en toute transparence, la méthodologie de validation de ces données, leur

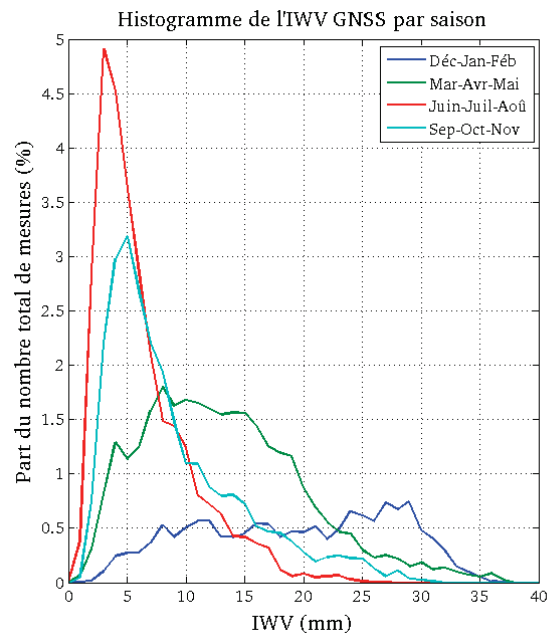


Figure 26. Répartition de l'IWV GNSS en fonction du nombre de mesures totales et par saison.

préciser un domaine de validité et quantifier les erreurs. Ce premier jeu de données permet aussi d'évaluer les performances de ce système Raman à l'Observatoire du Maïdo, de déterminer son potentiel dans l'établissement de tendances de la vapeur d'eau dans l'UT/LS sur le long-terme et d'aborder les problématiques scientifiques sur lesquelles ces données pourraient apporter des réponses. L'analyse de cette base de données fait l'objet de la rédaction d'un article (Vérèmes et al., en préparation) dont les résultats sont décrits dans ce chapitre.

La [Figure 26](#) représente la distribution des mesures en fonction de l'IWV et selon la saison. L'hiver austral présente l'atmosphère la plus sèche. Durant cette saison, le pic de mesures se situe à 3 mm. A l'automne, le même mode se détache, les quantités de vapeur d'eau sont faibles. Au printemps comme en été, on ne peut distinguer de pic de mesures ([Figure 26](#)). Au printemps austral, les IWV sont tout de même restreintes à 5-20 mm. En été austral, même si le maximum de mesures concerne les IWV les plus élevées en été (entre 25 et 30 mm), des quantités de vapeur d'eau entre 5 et 35 mm peuvent être relevées.

2.3. Méthodologie de surveillance de la vapeur d'eau par lidar Raman

2.3.1. Calibration

Les données brutes sont analysées avec un algorithme dans lequel le choix du filtre pilote généralement la résolution verticale du profil en sortie et auquel on applique un coefficient de calibration (calculé à partir d'une mesure indépendante de colonne totale de vapeur d'eau) pour sortir des profils de vapeur d'eau. La résolution se dégrade avec l'altitude pour compenser la diminution du rapport signal-bruit et le temps d'intégration dépend de la variabilité de la vapeur d'eau selon l'altitude.

La technique GNSS

Le récepteur collecte les données brutes des constellations satellites GPS et GLONASS. L'un des produits GNSS de base est le retard troposphérique qui est une mesure du retard du signal qui s'est propagé entre le satellite GPS (à une altitude de 20 200 km) et la station de réception au sol comparé à la propagation dans le vide. La procédure standard pour analyser les données GNSS suppose que le délai dans toutes les directions peut être cartographié à partir du délai au zénith auquel un gradient horizontal est ajouté. Le réseau GNSS utilisé dans la simulation différentielle caractéristique au-dessus de La Réunion est composé de 21 autres stations à l'échelle de l'île, situées principalement autour du massif volcanique de La Réunion, et environ 15 stations ultramarines pour assurer un nombre important de points de comparaison. Les données sont traitées par le logiciel GAMIT version 10.32 ([King and Bock, 2007](#)) avec un angle d'élévation caractéristique fixé à 10° pour assurer que la zone de vapeur d'eau sondée soit la plus restreinte possible. Le délai troposphérique zénithal (ZTD) est estimé par le logiciel et ensuite scindé entre ses composantes hydrostatique (couramment appelé délai sec, ZHD) et humide (ZWD) au zénith : $ZTD=ZHD+ZWD$. Le ZHD est calculé à partir de la pression atmosphérique au sol en utilisant la formule de [Saastamoinen \(1972\)](#) et le ZWD est converti en IWV, en utilisant la température de surface et une relation empirique ([Bevis et al., 1992](#) ; [Emardson and Derks, 2000](#)). La précision des IWV GNSS a été estimée dans de nombreuses études, en utilisant des comparaisons avec des

radiosondes, des radiomètres micro-ondes, des photomètres solaires, des lidars et des interféromètres (Foelsche and Kirchengast, 2001 ; Niell et al., 2001 ; Bock et al., 2015). L'accord entre ces techniques est d'environ 1-2 kg.m⁻² pour des valeurs entre 5 and 30 kg.m⁻². La précision sur l'IWV est de l'ordre de 1 kg.m⁻². En pratique, des erreurs de 0.5 à 2.5 kg.m⁻² ont été observées selon la localisation des mesures mais certaines sources d'erreurs doivent encore être explorées (Bock et al., 2013).

Pertinence de l'utilisation des colonnes intégrées GPS pour la calibration

Les données brutes du lidar doivent être calibrées avec des mesures annexes, deux techniques sont les plus souvent utilisées : la comparaison de profil avec des radiosondages et la comparaison de la colonne totale de vapeur d'eau obtenue par GNSS. Les principales préoccupations pour la calibration sont d'avoir des mesures simultanées et co-localisées au lidar et qu'elles soient réalistes financièrement si réalisées en routine. La Réunion est une station SHADOZ, l'OPAR réalise donc des sondages hebdomadaires PTU (pression/température/humidité) et ozone. Cette mesure est réalisée durant l'après-midi près de l'aéroport de Gillot, dans le nord de l'île de La Réunion. Le système Raman vapeur d'eau opère lui la nuit en moyenne deux fois par semaine à environ quinze kilomètres à vol d'oiseau du site de lancement des sondes pour SHADOZ. Lancer deux sondes par semaine depuis l'Observatoire du Maïdo aurait un coût financier et logistique significatif. C'est l'une des raisons principales pour lesquelles la piste du GNSS a été choisie pour la calibration. L'autre étant l'indépendance des séries lidar par rapport aux séries radiosondages et leur pérennité sur une base quotidienne. Une antenne réceptrice GNSS (appelée MAIG) a été installée

au Maïdo en 2013. Ainsi, les profils sont calibrés avec les colonnes totales IWV obtenues grâce au GNSS. Les parties émissions et réception du système Raman sont co-axiales et permettent un recouvrement optimal. Le premier point des profils de vapeur d'eau se situe à 15 mètres au-dessus de l'instrument (résolution verticale des données brutes). Ce premier point du profil a été comparé aux mesures in-situ disponibles à la station. Les résultats ont montré que la valeur en bas du profil était du même ordre de grandeur que la mesure de la station. Le maximum de recouvrement du lidar est à 5 km. De par le rapport des deux voies (H₂O et N₂), il n'y pas de correction associée au recouvrement. Les données GPS sont nombreuses, co-localisées et simultanées. La base de données utilisée pour la calibration présente des données toutes les 60 minutes (afin de s'aligner sur une donnée annexe nécessaire au calcul de l'IWV fournie par une base de données pression horaire) lorsque le nombre de satellites vu par la station réceptrice est suffisant.

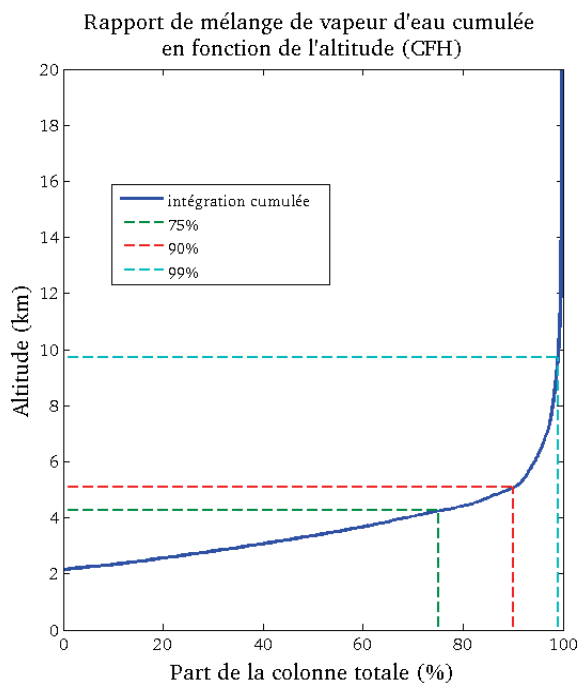


Figure 27. Part de la colonne intégrée de vapeur d'eau en fonction de l'altitude par rapport à la colonne totale (calcul sur la moyenne des données CFH pendant MORGANE, mai 2015)

Les signaux lidar n'atteignent pas toujours la basse stratosphère. Une question se pose donc lorsque le signal n'est fiable que dans la troposphère : est-ce alors pertinent de calibrer les données avec une mesure de colonne totale ? Un calcul effectué à partir de la moyenne des données vapeur d'eau des sondes CFH lancées pendant la campagne MORGANE a permis de montrer qu'à 5 km d'altitude, la vapeur d'eau cumulée représente 90 % de la colonne totale (Figure 27). Les 99 % sont atteints avant même les 10 km. Il apparaît donc pertinent d'utiliser l'IWV pour calibrer tous les profils de vapeur d'eau du Lidar1200 dès lors que le profil lidar dépasse 10 km de portée.

Méthodologie

Le coefficient de calibration du lidar (la constante C) est supposé constant dans le temps si aucune modification instrumentale n'a lieu. Afin de déterminer le coefficient, le rapport entre les mesures lidar intégrées et l'IWV GNSS sur une même période sont étudiées sur l'ensemble de la base de donnée. La coïncidence temporelle consiste à prendre les mesures horaires GNSS et intégrer les données lidar sur une heure autour du créneau GPS. Pour illustrer le principe, voici un exemple : si la mesure GPS correspond à 18 heures, alors les données lidar entre 17h30 et 18h25 sont intégrées (a minima de 45 minutes). Les coefficients horaires sont ensuite analysés sous forme de série temporelle.

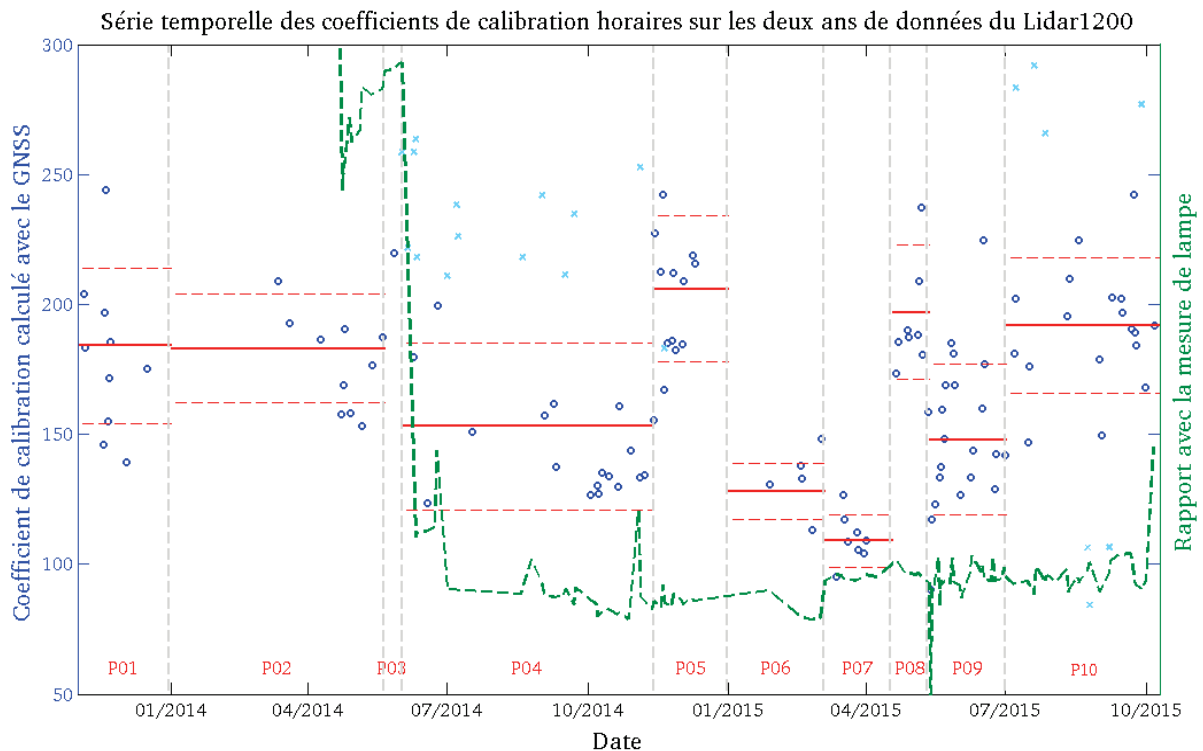


Figure 28. Série temporelle des moyennes (par nuit de mesure) des coefficients de calibration horaire sur la base de données de 2 ans du Lidar1200. Les lignes verticales pointillées séparent les périodes de stationnarité du coefficient. Les traits pleins rouge correspondent à la moyenne des points sur ces périodes, des points aberrants n'ont pas été pris en compte (croix en bleu ciel) pour le calcul de la moyenne. Les traits en pointillés rouge correspondant à la valeur du coefficient $\pm \sigma$. La ligne pointillée verte correspond à la mesure de lampe réalisée au début de chaque nuit de mesure du Lidar1200.

Les périodes de quasi-stabilité ont été identifiées entre novembre 2013 et octobre 2015. Si le rapport n'est pas tout à fait constant, des périodes se dessinent (Figure 28). Si sur une période considérée comme « stable », le coefficient semble varier, il s'agit probablement du fait que même si le GNSS et le lidar sont co-localisés, ils ne mesurent pas tout à fait la même chose : tant géographiquement que temporellement, les méthodes d'intégration étant différentes. Le rapport moyen de chaque période peut être considéré comme le coefficient de calibration des profils de vapeur d'eau associés. Pour le traitement opérationnel, l'ancien coefficient validé sera appliqué au profil mais il est alors nécessaire d'identifier les changements instrumentaux survenus sur une fenêtre de plusieurs mois pour vérifier les éventuelles altérations du coefficient de calibration et le recalculer, dans un second temps, si nécessaire. Des changements ayant une influence sur le coefficient ont été reportés. Une mesure de lampe est de plus réalisée au début de chaque nuit de mesure afin de surveiller des changements instrumentaux qui n'auraient pas été identifiés au préalable (Figure 28, trait vert pointillé). Les mesures de lampes permettent de regarder les modifications survenues sur la partie réception du système mais des changements peuvent avoir lieu sur la partie émission. L'identification des périodes avec un coefficient stable permet de pallier à cela, lorsqu'il semble y avoir un changement de période, le cahier d'opération peut alors être regardé pour l'expliquer. Une fois les facteurs de calibration validés, les données sont ensuite calibrées et peuvent être utilisées pour étudier des questions géophysiques. Cette méthodologie demande donc un recul suffisant pour valider les données. Les mesures de lampe ne sont devenues opérationnelles qu'à partir d'avril 2014.

L'analyse des mesures de lampe nous a permis de déterminer deux changements du facteur de calibration : en juin 2014 et en octobre 2015. Le changement instrumental en juin 2014 correspond au changement du filtre interférentiel sur la voie 407 nm. La lampe ne permet de visualiser ces changements que lorsqu'ils concernent la partie réception du système. Pour les autres périodes, il a fallu exploiter le cahier des opérateurs qui a permis d'identifier différentes manipulations ayant entraîné un changement du facteur de calibration : réalignement des optiques du lidar et des interventions sur le(s) laser(s). Certaines observations laissent à penser que le passage d'un à deux laser influe sur le coefficient de calibration mais des investigations (qui n'ont pas pu être réalisées dans le cadre de ce projet de recherche) doivent être menées pour étayer ou réfuter cette hypothèse. La liste des changements instrumentaux modifiant le facteur de calibration reste à compléter. A noter que les variances des coefficients de calibration en hiver sont les plus importantes (supérieures ou égales à 20 %) (Figure 28). Ce point sera abordé plus tard dans cette section, dans la partie exposant les limitations de la méthodologie de calibration.

Comparaison GNSS vs autres instruments

Si la technique du GNSS semblait d'un point de vue théorique adaptée à cette étude, des résultats au regard d'autres techniques de mesure communément utilisées ont été comparés afin de situer la méthodologie du lidar vapeur d'eau du Maïdo par rapport aux autres méthodes utilisées, à savoir les colonnes totales et/ou profils de vapeur d'eau ECMWF ERA-Interim et les radiosondages. Une première évaluation de l'utilisation du GNSS pour calibrer les profils de l'Observatoire du Maïdo a été réalisée pendant la campagne MALICCA et les résultats étaient encourageants (Dionisi et al., 2015). Cette technique restait néanmoins à être testée sur une longue période afin de pouvoir évaluer sa stabilité. Le premier exercice consiste à évaluer les coefficients de calibration GNSS par

rapport à ceux des autres techniques communément utilisées.

Même si l'utilisation de modèles pour étalonner un instrument n'est pas recommandée, l'utilisation des colonnes totales de vapeur d'eau ou une normalisation par rapport à un profil de rapport de mélange de vapeur d'eau des ré-analyses ECMWF peut être utilisée pour calibrer des profils Raman vapeur d'eau. D'ailleurs, la base de donnée lidar des mesures de vapeur d'eau de La Réunion, lorsque le système lidar était sur le campus du Moufia (avant 2013), avait été calibrée en utilisant cette méthode (Hoareau et al., 2012), le lidar de Clermont-Ferrand utilise également cette méthode pour sa calibration (Fréville et al., 2015). Le coefficient a été calculé en utilisant une technique de normalisation entre le profil d'humidité spécifique des données opérationnelles ECMWF (et/ou des ré-analyses ECMWF ERA-Interim) et le profil lidar brut. Les coefficients moyens de calibration ECMWF sont en accord avec le coefficient de calibration moyen calculé par GNSS sur les deux ans de données (Figure 29). Si on confronte ces coefficients à ceux déterminés par GNSS non pas en faisant une moyenne sur la campagne mais avec la méthodologie de routine décrite précédemment (Figure 28), les résultats sont concordants : [1] ECMWF 194 / GNSS 184, [2] ECMWF 162 / GNSS 153, [3] ECMWF 144 / GNSS 153, [4] ECMWF 208 / ECMWF ERA-Interim 144 / GNSS 153 et [5] ECMWF ERA-interim 219 / GNSS 206. Les ré-analyses ECMWF ERA-Interim permettent de déterminer cinq périodes de stabilité du coefficient. Les deux techniques donnent toutefois des informations divergentes concernant les périodes de stabilité, les données GNSS n'en comptent que trois différentes (incluant une courte période pour laquelle un coefficient de calibration n'a pas pu être déterminé) et le découpage des périodes est en désaccord

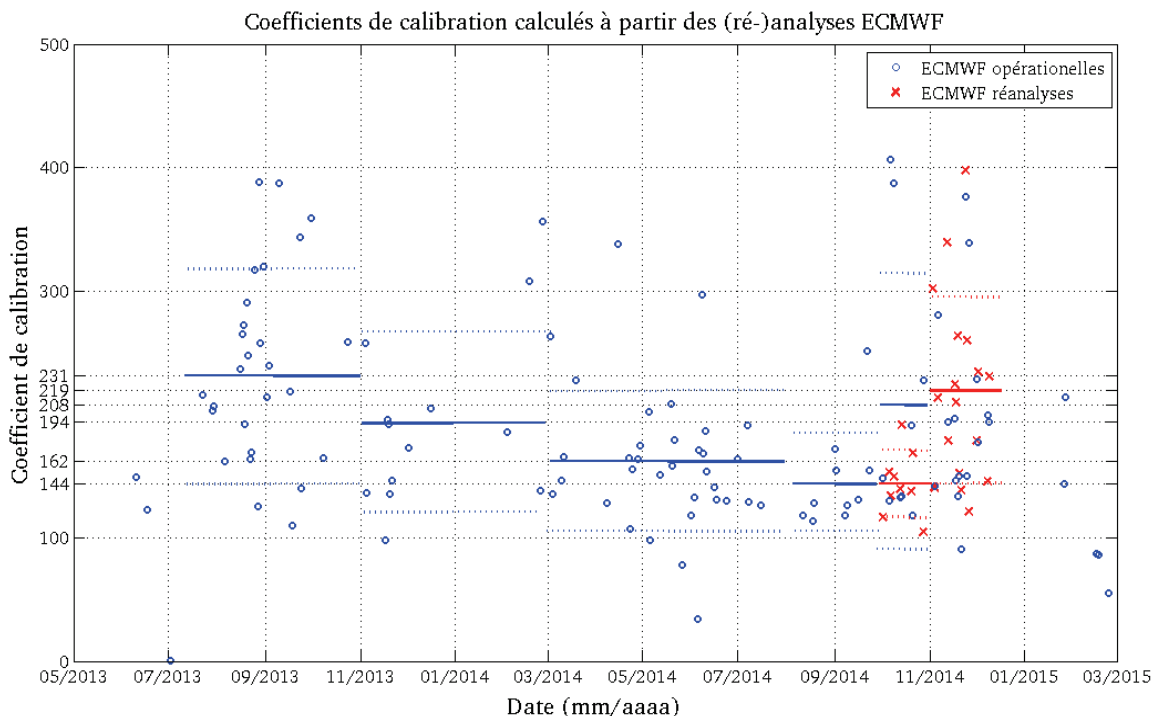


Figure 29. Série temporelle des coefficients de calibration calculés à partir des analyses ECMWF (en bleu) ou des ré-analyses ECMWF ERA-Interim (en rouge). Les traits représentent les coefficients de calibration moyen déterminés sur des périodes de stabilité et les lignes pointillées marquent la variance des coefficients autour de la moyenne.

dans deux cas : la période 3 et 4 pour ECMWF correspondent à une seule et même période pour le GNSS alors que en période 5, les analyses et les ré-analyses se positionnent chacun dans la continuité d'une période de stabilité GNSS différente pour une même échéance temporelle. Les valeurs de coefficient de calibration ECMWF et les valeurs GNSS sont du même ordre de grandeur et ces techniques de mesure sur des calculs de coefficients de calibration horaire semblent cohérents. En revanche, le découpage en période de stabilité semble différer légèrement d'une technique à l'autre. Il est donc important de tester cette méthodologie sur une base de données à long terme.

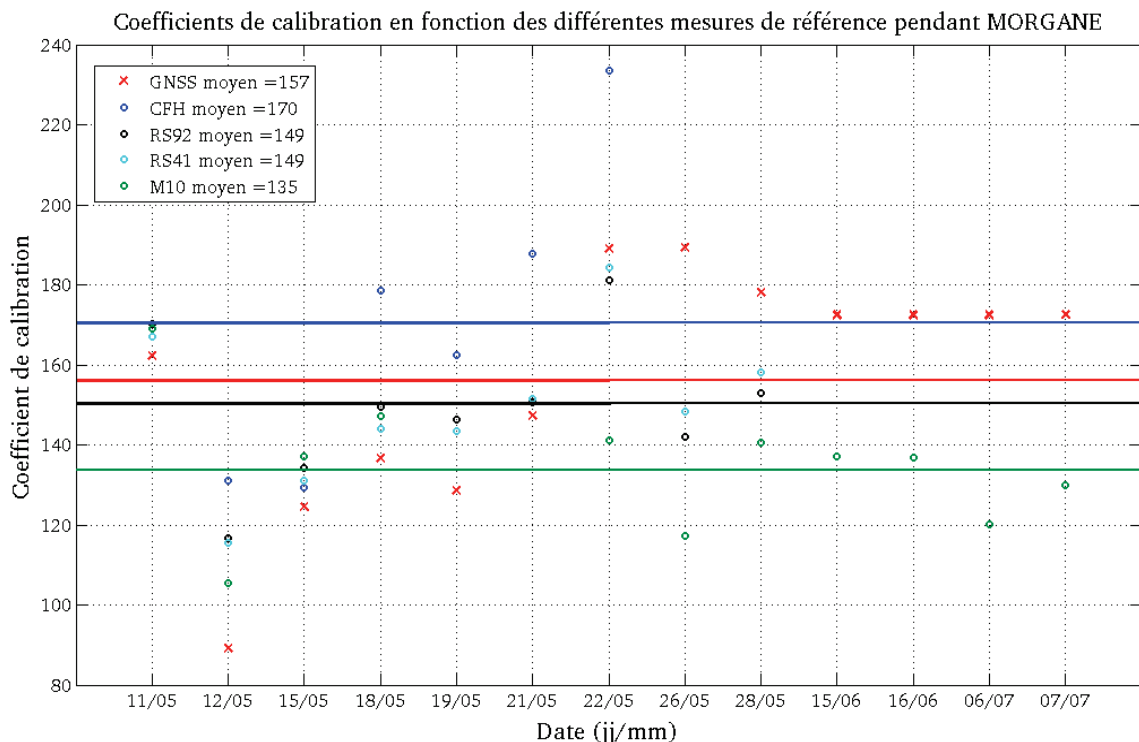


Figure 30. Séries temporelles des coefficients de calibration calculés à partir des sondes CFH (en bleu), RS92 (en noir), RS41 (en cyan), M10 (en vert) et GNSS (en rouge). Les traits représentent les coefficients de calibration moyens déterminés pendant la campagne MORGANE.

La technique la plus généralement utilisée est le radiosondage coïncidant temporellement (et de préférence géographiquement) avec la mesure lidar qu'il permettra de calibrer. Afin d'évaluer la pertinence de l'utilisation du GNSS au regard des radiosondages, une étude comparative entre ces différentes techniques a pu être réalisée comme test à partir du jeu de données de la campagne MORGANE. Des sondes CFH, des RS92, des RS41 et des sondes Modem ont été lancées simultanément à des mesures lidar. Un jeu de données GPS en continu est aussi disponible. Dans le cadre de cette comparaison, le rapport du profil de référence au profil lidar non calibré s'est fait à une altitude 3 / 4 km où la différence entre les deux profils était la plus faible, ce rapport a permis de réaliser une série temporelle pour chaque type de sonde, ces séries temporelles couvrent les nuits de mesure lidar vapeur d'eau lorsqu'elles étaient accompagnées d'un radiosondage, la période d'étude incluant la prolongation de la campagne MORGANE au mois de juin justifiée par des besoins en mesures d'ozone supplémentaires (Figure 30). Le coefficient GNSS moyen sur la période

est de 157, celui par CFH est de 170, 149 pour les RS92 et les RS41 et 135 pour les M10 (Figure 30). Le biais sec des sondes Vaisala et Modem est connu. Le facteur de calibration déterminé grâce au GNSS calculé avec la méthodologie de routine est de 148 (+/- 29). Le coefficient peut donc varier entre 119 et 177. L'ensemble des coefficients de calibration se situe dans cet intervalle. De manière individuelle, le coefficient de calibration par GNSS peut ne pas se situer entre ceux des sondes Modem/Vaisala et des CFH. Néanmoins sur une certain nombre de mesures (la campagne MORGANE dans ce cas), la valeur moyenne de ce facteur de calibration n'est pas seulement dans le même ordre de grandeur que celui des sondes, il se positionne entre celui des sondes à capteur capacitif d'un côté et celui des CFH de l'autre. La technique GNSS semble donc tout aussi adaptée que les radiosondages pour la calibration des profils vapeur d'eau du Lidar1200.

Sur ces mêmes données, les colonnes totales de vapeur d'eau de ces différentes mesures ont été comparées. La différence entre les colonnes totales calculées sur les profils CFH et celles obtenues par GNSS présentent un légère différence. Les sondes CFH sont considérées comme la mesure de référence. Si l'erreur absolue sur la mesure de colonne totale par GNSS est de 1 mm, les précédentes campagnes ont mis en évidence que cela dépendait de l'environnement et il apparaît donc pertinent de fixer cette erreur à 2 mm.

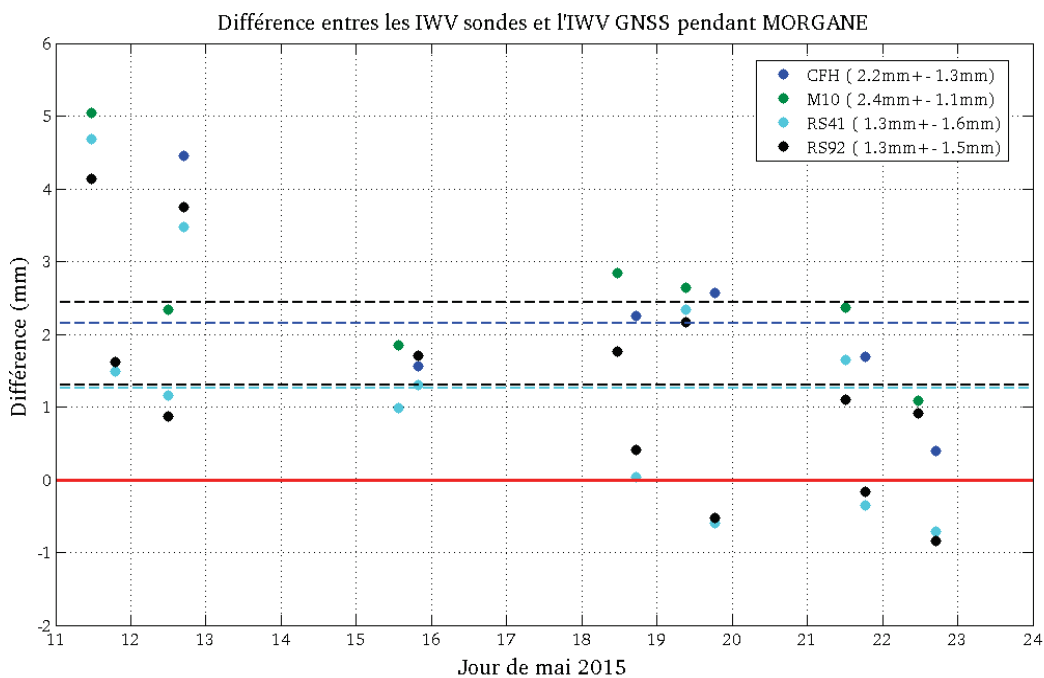


Figure 31. Différence entre la moyenne des IWV par différentes techniques de mesure du 11 au 24 mai pendant la campagne MORGANE par rapport à la moyenne de l'IWV GNSS de MORGANE.

Limite de la méthode

Cette méthode présente des limitations lors de la saison sèche. En effet, l'erreur sur la colonne totale GNSS est d'environ 1 à 2 mm (Figure 31). Or en hiver, au-dessus de La Réunion les colonnes totales peuvent être inférieures à 3 mm et l'erreur sur la calibration représente donc une source d'erreur très importante qui peut mettre en doute la fiabilité des facteurs de coefficient

déterminés par cette méthode durant cette période en particulier (Figure 32). Une solution envisagée serait le lancement de quelques radiosondages pour vérifier, voire pour déterminer, les coefficients de calibration des profils vapeur d'eau en hiver lorsque l'air est vraiment très sec.

Calibration de la base de données

Les coefficients de calibration ont été établis et validés par le PI entre novembre 2013 et octobre 2015 (Tableau 5), à l'exception de la période n°3 correspondant à la formation des responsables techniques et scientifiques sur l'alignement du lidar vapeur d'eau dans le cadre d'une mini campagne destinée à préparer la campagne MORGANE qui s'est déroulée en 2015. Chaque coefficient étant déterminé en prenant la moyenne des périodes de quasi-stationnarité des coefficients de calibration horaires sur chaque période, l'écart-type des coefficients horaires par rapport à cette moyenne représente l'erreur sur le coefficient de calibration. L'erreur sur l'IWV GNSS ainsi que l'erreur sur l'IWV lidar se répercutant dans ce paramètre, même s'il ne sont pas utilisés quantitativement dans le calcul de l'erreur sur le facteur de calibration.

Erreur systématique ou le biais de la mesure

L'erreur sur le facteur de calibration dans le code de traitement correspond à l'écart-type des coefficients de calibration autour de la moyenne d'une période déterminée comme stable d'un point de vue instrumental. La valeur de l'erreur sur l'IWV GNSS et celle sur l'erreur sur l'IWV lidar lors du rapport des deux pour déterminer les coefficients de calibration horaires ne sont pas prises en compte dans la détermination de l'erreur sur le facteur de calibration, d'un point de vue quantitatif. Néanmoins, ces deux sources d'erreurs sont considérées comme faisant partie de la variance des coefficients de calibration qui devraient être constants. Si on compare ces erreurs à l'écart-type, on retrouve des ordres de grandeur similaire. Les sources d'erreur associées à la calibration et le traitement statistique représentent l'erreur systématique sur la donnée et reflètent le biais de la mesure. Ce biais varie entre 9 et 21% sur la période 2013-2015 (Tableau 5). On remarquera que dans l'année 2015 la moyenne de ces erreurs est de 13 %. Les modifications instrumentales menant à des changements de coefficient de calibration étant en grande partie identifiées, la stabilité de l'instrument est favorisée.

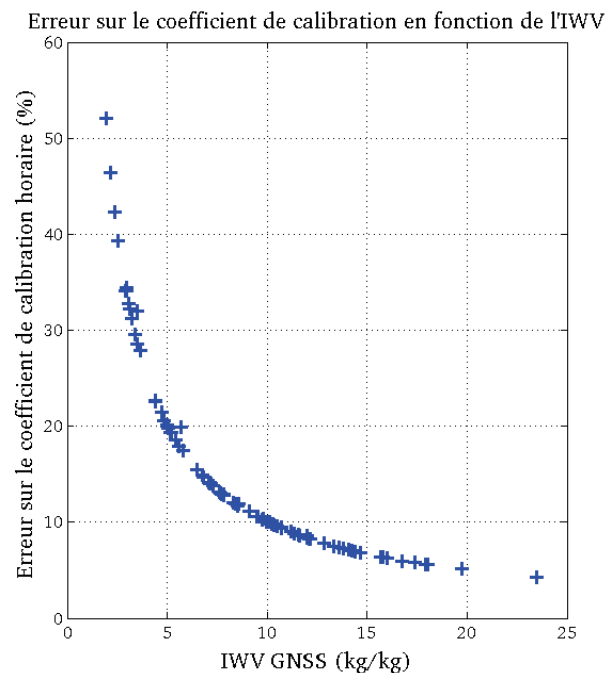


Figure 32. Erreur sur le facteur de calibration horaire en fonction de l'IWV GNSS.

PERIODE	DATES	COEFFICIENT DE CALIBRATION	ERREUR ABSOLUE	ERREUR RELATIVE (%)
01	01/11/2013 - 31/12/2013	184	30	16
02	01/01/2014 - 20/05/2014	183	21	13
03	21/05/2014 - 31/05/2014	NaN	NaN	NaN
04	01/06/2014 - 16/11/2014	153	32	21
05	17/11/2014 - 31/12/2014	206	28	14
06	01/01/2015 - 04/03/2015	128	11	9
07	05/03/2015 - 17/04/2015	109	10	9
08	18/04/2015 - 10/05/2015	197	26	13
09	11/05/2015 - 01/07/2015	148	29	20
10	02/07/2015 - 10/10/2015	192	26	14

Tableau 5. Tableau récapitulatif des différents coefficients de calibration des données vapeur d'eau du Lidar1200 entre novembre 2013 et octobre 2015

2.3.2. Validation des données

MALICCA-1 : comparaison lidar - radiosondes

Le jeu de données de la campagne MALICCA-1 présente un bon accord entre les données vapeur d'eau mesurées par le lidar et celles mesurées par d'autres instruments (Vaisala RS92, MLS, satellite) (Dionisi et al., 2015). La différence relative entre les profils lidar et quinze radiosondages simultanés est inférieure à 10 % pour la basse et la moyenne troposphère entre 10 et 20 % pour la haute troposphère. Deux méthodes d'intégration ont été testées : 240 minutes pour une erreur absolue de 2 ppmv entre 17 et 20 km, et de 1 ppmv à 20 km pour une intégration mensuelle, ce qui démontre la capacité du lidar à mesurer des quantités de seulement quelques ppm dans l'UT/LS (Dionisi et al., 2015). Le profil moyen mensuel de vapeur d'eau mesurée par MLS correspond bien au profil lidar moyen de MALICCA-1 dans la basse stratosphère (Dionisi et al., 2015). En plus des 15 radiosondages Vaisala, 12 sondes Modem ont été envoyées au début de la campagne, dont une partie en même temps que des sondes Vaisala. Ce premier travail de comparaison (Dionisi et al., 2015) a été réalisé dans le cadre d'une campagne et avec une calibration basée sur les sondes Vaisala. Afin d'optimiser la comparaison, les autres résultats présentés dans ce chapitre ont été réalisés avec une plus grande base de données de radiosondage et avec la méthodologie de calibration opérationnelle, à savoir avec l'utilisation des colonnes totales GNSS.

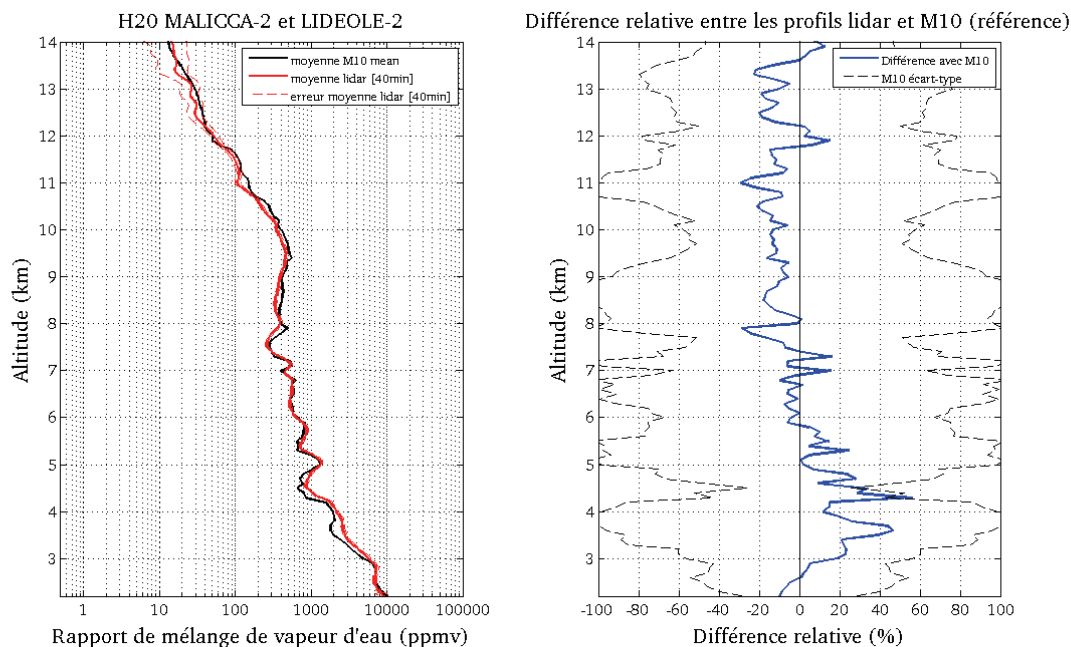
Amélioration des profils de vapeur d'eau Modem M10

Figure 33. Profils M10 de vapeur d'eau du 4 (à droite) et du 8 (à gauche) avril 2013 en humidité relative (ton bleu) et en rapport de mélange (ton rouge) avant et après correction. Observatoire du Maïdo, La Réunion.

Un biais important a été noté pendant la campagne MORGANE entre les profils d'humidité relative Modem M10 et Vaisala RS92 identifié grâce à une étude comparative menée sur 4 attelages doubles. Un travail de correction a dû être mené en concertation entre MétéoModem et la communauté scientifique afin d'apporter des modifications au logiciel d'acquisition pour gommer des erreurs liées à des sources de biais connues sur les capteurs capacitifs ([Miloshevich et al., 2006](#), [Agustí-Panareda et al., 2009](#)). Ce travail est toujours en cours et les profils utilisés dans la partie de comparaison instrumentale suivante ont bénéficié d'une correction préliminaire qui pourrait connaître une seconde vague de correction après aboutissement des travaux à ce sujet. Les profils de MALICCA et LIDEOLE-1 ont bénéficié d'une correction sur le temps de réponse et l'échauffement du capteur (exemple de correction d'un profil pendant MALICCA-1 en [Figure 33, à gauche](#)). Certains profils de MALICCA-1 ont mis en avant la nécessité de réaliser des corrections, par exemple le 4 avril, date à laquelle la troposphère était extrêmement sèche. Le nouveau profil a vu apparaître des gradients de vapeur d'eau dans cette couche alors qu'avant correction, l'information était manquante ([Figure 33, droite](#)). Les profils produits pendant LIDEOLE-2 et MORGANE avaient ces corrections intégrées lors de l'acquisition, à noter toutefois que le modèle d'échauffement a été modifié par rapport aux premières corrections et qu'une correction sur le second temps de réponse a été ajoutée. Le travail sur ces deux points est en cours de formalisation et appelle à une publication de référence dans l'avenir de la part du groupe de travail ayant participé à son élaboration. Les données d'humidité relative M10 antérieures à 2014/2015 seront à retraiter ultérieurement.

MALICCA-2 et LIDEOLE : comparaison lidar – sondes Modem

Suite à la campagne MALICCA-1 en avril 2013, plusieurs autres campagnes de terrain ont eu lieu au Maïdo. MALICCA-2 (novembre 2013) était une campagne technique dont l'objectif principal était d'optimiser la configuration optique du Lidar1200 pour les mesures de vapeur d'eau. Si les deux campagnes LIDEOLE (novembre 2014 et septembre 2015) n'étaient pas centrées sur la vapeur d'eau, le système Raman était mis en marche pendant le lancement de sondes Modem et un lancement de sonde CFH depuis l'Observatoire du Maïdo a pu être réalisé. Le descriptif des mesures coïncidentes Lidar1200, M10 et/ou de CFH lancées pendant ces campagnes est disponible en [Annexe 1](#). Ces trois campagnes ont eu lieu pendant l'automne austral, au début (LIDEOLE-2) ou à la fin de cette saison de transition (LIDEOLE-1 et MALICCA-2). Ces trois campagnes ont permis de réaliser dix comparaisons entre un radiosondage M10 et un profil d'eau coïncident en temps ([Annexe 1](#)). Un critère de comparaison pour la troposphère a été établi : les données du lidar vapeur d'eau sont intégrées sur 40 minutes et le début des données doit coïncider avec le lancement des sondes. Trois séquences lidar n'ont pas été démarrées en même temps que le radiosondage et pour ces comparaisons il y a donc un décalage de 14 à 20 minutes. Ce choix d'intégration de 40 minutes est empirique et permet de minimiser les effets de la variabilité spatio-temporelle induite par la distance entre la sonde et le lidar au fur et à mesure du radiosondage et ne moyenne pas les petites structures (se rendre à la partie *Comparaison lidar-CFH* de cette section pour plus d'explications). Deux types d'intégration ont été testés pour les comparaisons en haute troposphère et en basse stratosphère : intégration de toutes les données de la nuit et intégration de toutes les données de la campagne.



Dans la troposphère, la moyenne des comparaisons individuelles du rapport de mélange de vapeur d'eau par les sondes M10 et le Lidar1200 des campagnes MALICCA-2 et LIDEOLE-2 montre que les gradients de vapeur d'eau sont vus aussi bien par le lidar que par la sonde jusqu'à 14 km d'altitude (Figure 34). La différence relative des données lidar est en moyenne de 13 % entre 2,2 et 14 km et inférieure à l'écart-type des sondes M10 sur l'ensemble des deux campagnes. On notera qu'en-dessous de 5 km, le lidar présente une différence positive en moyenne de 19 %, qu'entre 5 et 7 km, cette différence oscille entre -10 et +15 % alors qu'en-dessous de 7 km la différence est négative (Figure 34, à droite). Ces chiffres ne sont pas les mêmes sur les comparaisons individuelles des rapports de mélange de vapeur d'eau des sondes M10 et des profils lidar de 40 minutes des campagnes MALICCA-2 et LIDEOLE-2 (non montrées), la différence relative est souvent 2 à 3 fois plus importante. Si les gradients apparaissent, ils ne sont pas toujours similaires et, dès lors que les deux mesures ne sont plus en accord, peuvent avoir des amplitudes marquées. Le biais entre les deux mesures ne présente pas non plus les mêmes changements de signe en fonction de l'altitude, on notera aussi que le biais n'est pas toujours le même. Le profil moyen de la campagne LIDEOLE-1 n'a pas été pris en compte dans la Figure 34 car sur les quatre nuits de mesure potentiellement comparables, pour deux d'entre elles il y a plus de 10 minutes d'écart entre le début des données lidar et les sondes ce qui limite la qualité de la comparaison et amplifie l'impact de la variabilité spatio-temporelle de la vapeur d'eau. De plus, à partir du 18 novembre le Lidar1200 n'a pu fonctionner que sur un seul laser. La comparaison dans la troposphère des profils moyen de cette campagne (Annexe 1, Fig. A2.2) montre aussi un biais positif jusqu'à 5 km d'altitude.

Pour les comparaisons entre les profils lidar et les M10, qu'elles soient individuelles ou moyennes, sur la première ou la seconde méthode d'intégration, les différences sont plus élevées :

Figure 35. Comparaison entre les données vapeur d'eau Lidar1200 et Modem M10 des campagnes MALICCA-2 et LIDEOLE-2 entre 14 et 22 km. A gauche : Superposition du profil lidar (trait rouge plein) et la moyenne des profils vapeur d'eau M10 (trait noir). A droite : Différence relative (en %) entre ces deux profils, les données M10 sont prises comme référence et leur écart-type (trait noir pointillé). En bas : Données lidar intégrées sur toute la campagne. En haut : Moyenne des profils des nuits de mesure.

les gradients ne sont pas les mêmes et il peut y avoir 1 à 10 ppmv de différence entre les deux mesures (Figure 35). Les différences relatives sont bien souvent supérieures ou égales à 40 % et aucun biais ne semble suivre un schéma précis (Annexe 2). Aucune des méthodes d'intégration ne semble meilleure que l'autre pour minimiser les différences relatives. Ces comparaisons ne sont pas concluantes sauf si l'un des deux instruments est considéré comme une référence d'un point de vue instrumental et mettrait en avant les limitations du second instrument.

MORGANE : comparaison lidar – sondes Modem et Vaisala

Cette comparaison a pu être développée pendant la campagne de mesure MORGANE. La mesure du 22 mai n'a pas été prise en compte pour calculer les différences relatives moyennes, le radiosondage même après correction présentait des valeurs nulles (Annexe 3, fig. A3.5). Cinq nuits de mesure ont pu servir de comparaisons (Annexe 1). Jusqu'à 14 km, la différence relative moyenne entre le profil lidar moyen et la moyenne des M10 est d'environ 30 %. Comme pour les données précédentes, un biais positif jusqu'à 5 km est observé, entre 5 et 7 km le biais oscille entre +20 et -20 % (Figure 36, à gauche). En revanche, au-dessus de 7 km, la différence relative est positive. Elle est supérieure à 100 % entre 8 et 11 km (Figure 36, à gauche). Cela s'explique par les mesures du 12 mai (Annexe 3, Fig. A3.2) : si les profils CFH et M10 sont radicalement différents, la sonde RS92 présente un profil identique à celui du Modem M10 (Annexe 4, Fig. A4.2) ce qui précise l'hypothèse que les structures mesurées par les sondes aient été différentes du fait de leur éloignement des sondes par rapport à l'Observatoire du Maïdo. Pendant MORGANE, le Lidar1200 présente des valeurs supérieures aux radiosondages M10 avec un écart qui peut varier de 0 à plus de 100 % (Annexe 3). Les résultats des comparaisons dans l'UT/LS sont relativement similaires à ceux

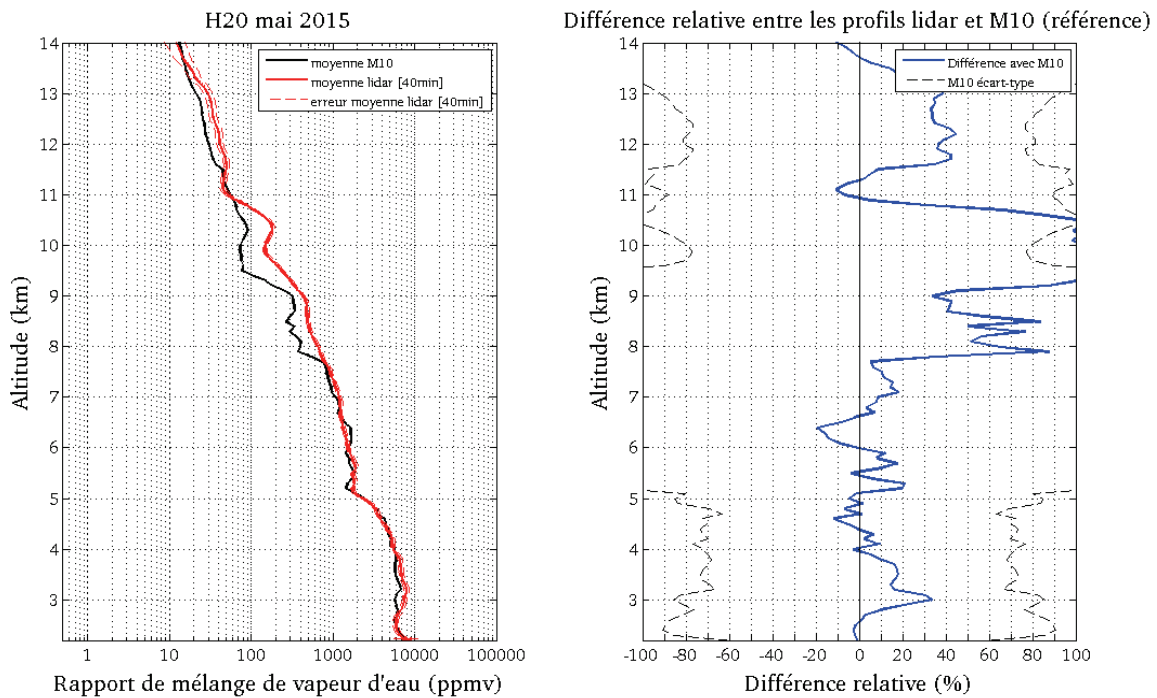


Figure 36. Comparaison entre les données vapeur d'eau Lidar1200 et Modem M10 de la campagne MORGANE entre 2,2 et 14 km. Même descriptif que la figure 34.

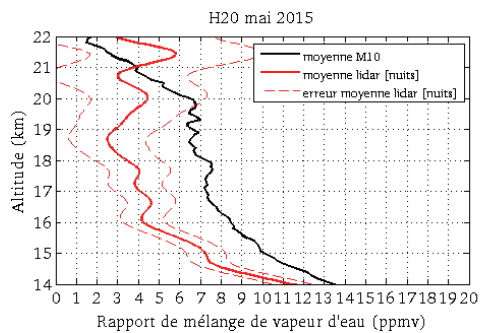


Figure 37. Comparaison entre les données vapeur d'eau Lidar1200 et Modem M10 des campagnes MALICCA-2 et LIDEOLE-2 entre 14 et 22 km. A gauche : Superposition du profil lidar (trait rouge plein, moyenne des profils des nuits de mesure) et la moyenne des profils vapeur d'eau M10 (trait noir).

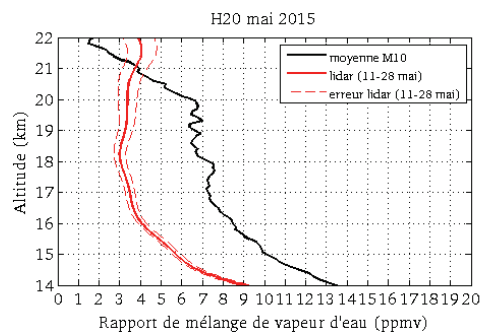


Figure 38. Comparaison entre les données vapeur d'eau Lidar1200 et Modem M10 des campagnes MALICCA-2 et LIDEOLE-2 entre 14 et 22 km. A gauche : Superposition du profil lidar (trait rouge plein, données lidar intégrées sur toute la campagne) et la moyenne des profils vapeur d'eau M10 (trait noir).

des autres campagnes (Figure 37 et Figure 38). Aucune des deux méthodes d'intégration ne diminue la différence relative, les gradients ne sont pas les mêmes et les écarts entre les profils sont de l'ordre de plusieurs ppmv (avec une différence relative moyenne d'environ 50 %).

La même étude comparative a été réalisée en remplaçant les sondes Modem M10 par des RS92 lancées depuis le Maïdo dans le cadre de la campagne MORGANE sur 9 nuits de mesure (Annexe 4). Dans la troposphère, la moyenne des profils RS92 et la moyenne des profils sont en bon accord (différence relative d'environ 20 %) (Figure 39) mis à part la zone entre 8 et 10 km (on retrouve l'influence du profil du 12 mai où des structures très différentes ont été mesurées). Contrairement aux M10, la différence relative ne change pas avec l'altitude et le biais reste principalement positif. Ce biais positif ou oscillant faiblement autour de zéro se retrouve sur presque toutes les comparaisons individuelles (Annexe 4). La différence relative entre le Lidar1200 et les RS92 est de manière générale plus faible que entre M10 et Lidar1200. Si ce n'est pas évident sur le profil moyen, les comparaisons individuelles entre les profils RS92 et Lidar1200 dans la troposphère montrent que les gradients sont généralement vus par les deux instruments de façon similaire. On peut supposer que lorsque les gradients diffèrent, les structures mesurées ne sont pas les mêmes du fait de la variabilité spatio-temporelle de la vapeur d'eau. L'accord entre les RS92 et les profils Lidar1200 est bon dans la troposphère.

Aucun profil RS92 ne semble aberrant. En revanche, les comparaisons dans l'UT/LS ne sont pas concluantes non plus pour ce type de sonde avec une différence relative entre 14 et 22 km allant de 21 à 28 %. Aucune des deux méthodes d'intégration ne semble permettre de diminuer la différence relative entre les deux types de mesure au-dessus de 14 km en terme de comparaisons individuelles (exemples dans l'Annexe 4 avec les Figure A4.10 et A4.11). D'un point de vue statistique (Figure 40), la moyenne des profils RS92 dans l'UT/LS semble présenter des gradients similaires à celui du Lidar1200 mais les différences restent importantes. Aucune conclusion ne peut être mise en évidence au regard des comparaisons au-dessus de 14 km.

En conclusion de ce travail de comparaison entre ces sondes météorologiques et le Lidar1200, un accord satisfaisant en troposphère entre RS92 et Lidar1200 a été démontré, avec toutefois un biais principalement négatif des RS92 par rapport au Lidar1200. Dès lors qu'ils mesurent les mêmes structures, les deux instruments voient les mêmes gradients. Les sondes M10 sont également en accord avec le Lidar1200 mais ne perçoivent pas toujours les gradients et aucun

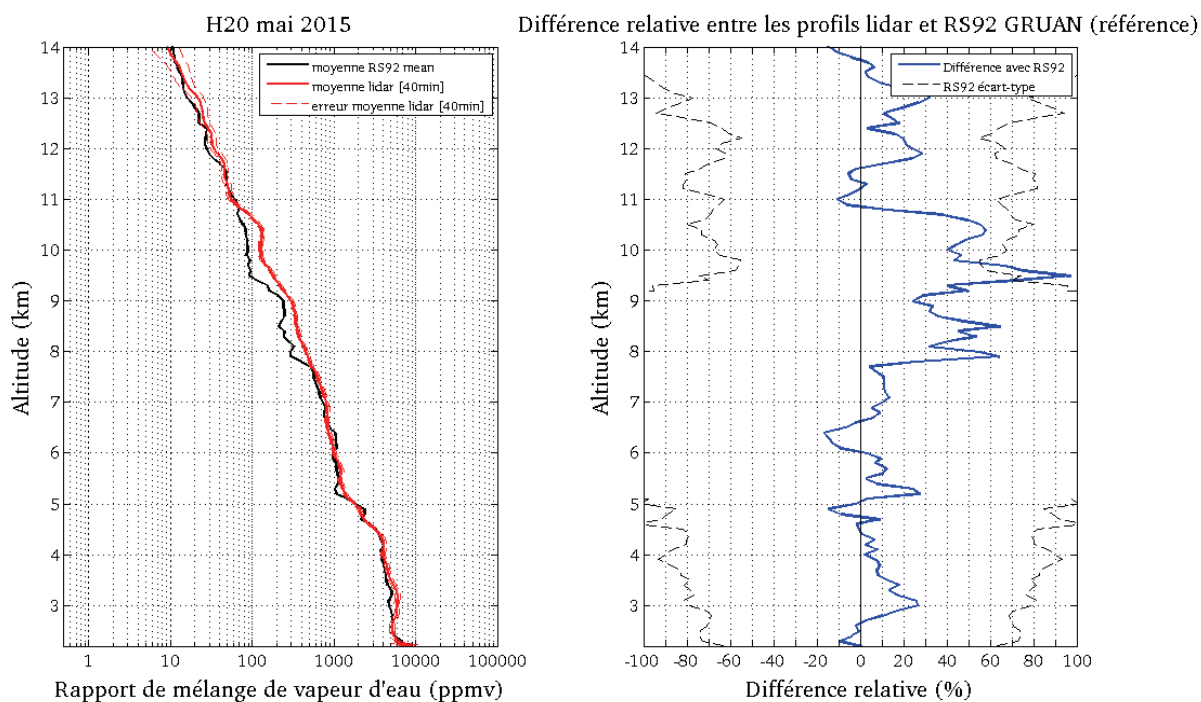


Figure 39. Comparaison entre les données vapeur d'eau Lidar1200 et Vaisala RS92 de la campagne MORGANE entre 2,2 et 14 km. Même descriptif que la figure 34.

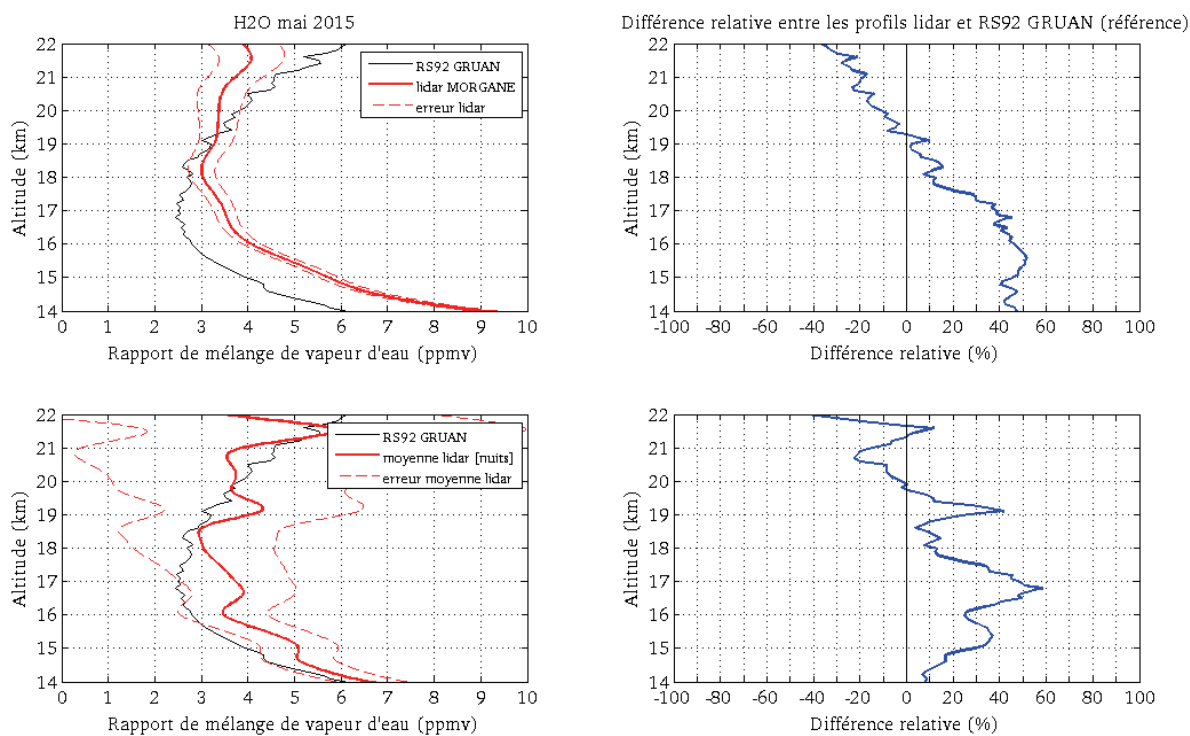


Figure 40. Comparaison entre les données vapeur d'eau Lidar1200 et Vaisala RS92 de la campagne MORGANE entre 14 et 17 km. Même descriptif que la figure 35 sauf que les RS92 remplacent les M10.

biais systématique n'a pu être mis en avant, le biais non négligeable peut changer de signe avec l'altitude et selon les mesures. On notera que, lorsque l'on analyse les comparaisons individuelles M10 et Lidar1200, 5 comparaisons présentent des différences relatives supérieures à 100 % sur une gamme d'altitude importante (dont [Annexe 3](#), Figures A3.2, A3.3 et A3.5). La non-exactitude de la coïncidence temporelle ou encore la distance entre la sonde et le site de lancement ne semblent pas expliquer pourquoi les différences sont aussi marquées entre les profils M10 du 12 et du 15 mai alors que les profils de sonde RS92 sont en accord avec le Lidar1200 ([Annexe 4](#), A4.3 et A4.7) et les deux sondes se trouvaient sur le même attelage. Certains profils M10 apparaissent comme aberrants sans qu'aucune hypothèse l'expliquant n'ait pu être validée. Enfin, les mesures RS92 et M10 ne sont pas en accord avec le Lidar1200 dans l'UT/LS, ne permettent pas d'établir de méthodologie de comparaison Lidar1200-sondes dans l'UT/LS et ne sont pas suffisantes pour caractériser un biais.

Comparaison lidar-CFH

- Novembre 2014, premier lancer

En novembre 2014, une première sonde CFH a été lancée depuis le Maïdo pendant une mesure lidar de vapeur d'eau de 120 minutes. Le signal lidar a été efficace jusqu'à environ 15 km. Le profil CFH a atteint 18 km. Pour 120 minutes d'intégration, la comparaison entre les deux profils montre un bon accord jusque dans la haute troposphère au regard de l'erreur totale lidar ([Figure 41](#)). Une différence non négligeable apparaît dans une couche humide à 10 km mesurée par la sonde. La minimum au sein de la structure humide a été observé par la CFH durant son ascension mais n'a pas été détectée lors de sa descente. En réduisant le temps d'intégration des données de 120 minutes à 15/30 minutes, cette structure apparaît sur le profil lidar vapeur d'eau ([Figure 42](#)). Avec le temps d'intégration le plus long, la structure est moyennée. La période qui convient le mieux coïncide avec le lancement de la sonde avec une durée correspondant à la montée de la

Profils de vapeur d'eau - observatoire du Maïdo, 18 nov 2014

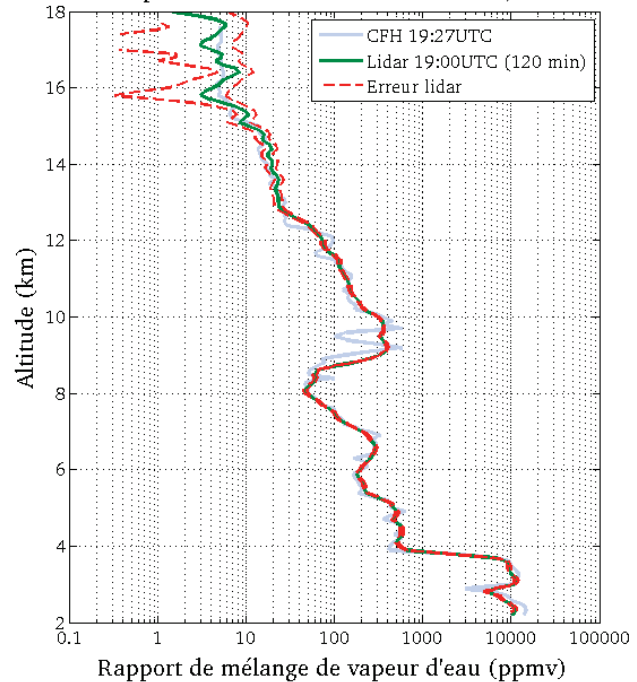


Figure 41. Profils de rapport de mélange de vapeur d'eau du 18 novembre 2014, CFH (19:27 UTC) (en bleu) et Lidar1200 (19:00 UTC pour 120 minutes d'intégration) (en vert). Les lignes rouges pointillées représentent, l'erreur lidar pour 1σ .

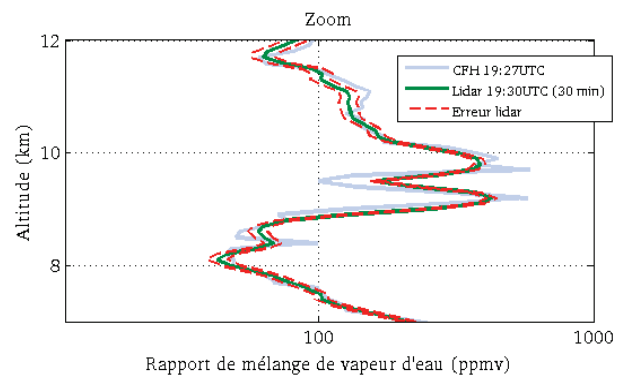


Figure 42. Profils de rapport de mélange de vapeur d'eau du 18 novembre 2014, CFH (19:27 UTC) (en bleu) et Lidar1200 (19:30 UTC pour 30 minutes d'intégration) (en vert), zoom. Les lignes rouges pointillées représentent, l'erreur lidar pour 1σ .

sonde dans la troposphère, la différence relative entre les profils de 120 et 30 minutes est presque divisée par trois (Figure 43). Les conditions instrumentales le 18 novembre n'ont permis au lidar de ne fonctionner qu'avec un seul laser. Pour évaluer les performance du lidar dans l'UT/LS, il est indispensable d'utiliser les deux lasers. Cependant ce premier résultat offrait déjà de bonnes perspectives pour d'autres comparaisons CFH-lidar, notamment celle de la campagne MORGANE de 2015.

Il est important de préciser que durant ces trois campagnes les conditions instrumentales n'étaient pas optimales. En effet durant MALICCA-1 et MALICCA-2, la configuration optique de l'instrument a changé plusieurs fois. Or un changement instrumental induit un changement de coefficient de calibration GPS. L'établissement de ce coefficient est basé sur l'identification de périodes de stationnarité du coefficient, exercice difficile si ces périodes sont très courtes. L'erreur sur le coefficient de calibration devient alors très importante. D'autre part pour LIDEOLE-1, un problème technique a empêché l'utilisation des deux lasers, le Lidar 1200 n'a pu fonctionner que sur un seul laser, le signal des voies N_2 et H_2O ne pouvant monter dans la haute troposphère ni dans la stratosphère.

- Campagne MORGANE

Six sondes CFH ont été lancées depuis l'Observatoire du Maïdo pendant la campagne MORGANE [PI : S. Evan (LACy), opération rendue possible dans le cadre de l'accueil transnational à l'Observatoire du Maïdo dans le programme H2020 ACTRIS-2 et d'une collaboration avec le DWD de Lindenberg (S. Meier et R. Dirksen)]. Ces mesures ont été réparties sur les quinze jours de cette période de mesures intensives. Parmi ces sondes, une seule a été lancée de jour et elle n'a pas été incluse dans les comparaisons suivantes. Une méthodologie de comparaison de données a été mise en place. Pour les comparaisons en troposphère, la même méthodologie a été mise en place que pour les comparaisons précédentes, à savoir : le profil de vapeur d'eau mesurée par le radiosondage est comparé aux données lidar intégrées sur 40 minutes dont le début de la période d'intégration est coïncidente avec le lâcher du ballon sous lequel la sonde CFH est embarquée. Seules les données lidar du 15 mai n'ont pas permis d'avoir cette coïncidence temporelle, un décalage de 11 minutes est à noter (Annexe 1). Les deux méthodes utilisées précédemment pour les comparaisons dans l'UT/LS ont été appliquées à ces données. Il a été mis en évidence que, entre 14 et 17 km, la différence relative était minimisée lorsque le profil de la nuit de mesure est utilisé comme profil lidar. Les sessions ont duré entre 180 à 320 minutes. Au-dessus de 17 km, il est important d'utiliser le profil vapeur d'eau intégrant l'ensemble des données lidar qu'il s'agisse de comparer un seul profil CFH ou la moyenne des profils CFH. En effet, la variabilité de la

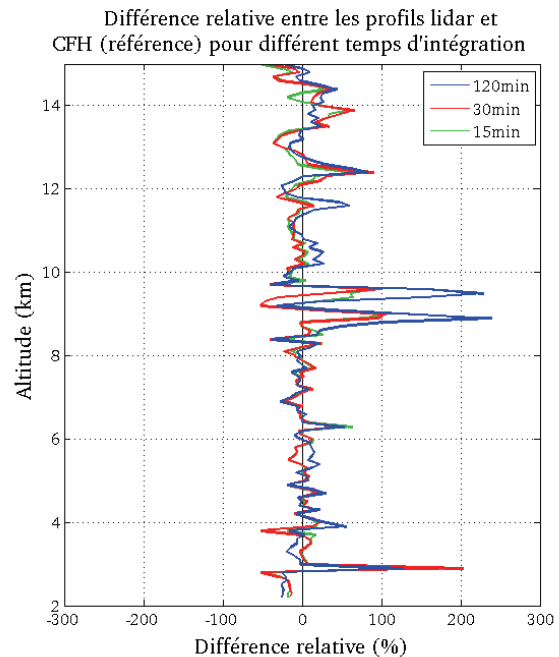


Figure 43. Différence relative du profil lidar au profil CFH pour une durée d'intégration lidar de 120 min (en bleu), 30 minutes (en rouge) et 15 minutes (en vert).

vapeur d'eau sur les quinze jours de campagne vue par les CFH est inférieure au ppmv (Figure 44, en haut à droite), elle est très faible. D'autre part, la mesure de vapeur d'eau lidar n'est fiable au-dessus de la troposphère qu'à partir d'une dizaine d'heures et plusieurs dizaines d'heures sont nécessaires pour monter à plus de 20 km (cet aspect sera développé dans ce Chapitre 3 dans la partie 3). La variabilité temporelle de la vapeur d'eau à ces altitudes permet donc de comparer un profil lidar individuel avec le profil lidar à l'échelle de toute la campagne. Les résultats de ces comparaisons développés ci-dessous valident cette méthodologie.

Le profil moyen des mesures CFH et le profil moyen des données intégrées sur 40 minutes des cinq nuits de mesure montre un bon accord en troposphère. La différence relative du Lidar1200 par rapport à la CFH est en moyenne de 9,5 % (Figure 44, en bas à gauche). Aucun biais positif ou négatif ne se distingue. On notera que cette différence est largement inférieure à la variabilité de la vapeur d'eau mesurée par les sondes CFH sur ces cinq nuits de mesure (Figure 44, en bas à droite).

Les comparaisons individuelles laissent apparaître des résultats similaires à l'exception de la comparaison du 19 mai (Annexe 5, Figure A5.3). De nombreuses structures sont observées par la CFH et les gradients ne sont pas les mêmes que ceux vus par le Lidar1200. Ce qui explique pourquoi la différence relative moyenne en troposphère est parfois supérieure à 20 % à plusieurs altitudes très précises dans la troposphère. Il faut savoir que les sondes CFH sont parties jusqu'à 50 km de distance de l'observatoire. Ceci étant, rien n'indique la distance parcourue cette nuit-là soit significativement différente de celle des autres jours. Il est probable que cette nuit là, les structures mesurées aient été différentes entre le radiosondage et le lidar. Toutefois, la différence est très importante dès les premiers kilomètres (Annexe 5, Figure A5.3). Une hypothèse peut être formulée : ces structures seraient trop fines (épaisseur verticale) et/ou leur durée de vie trop courte (dès lors qu'elles étaient en moyenne troposphère) pour être vues par le Lidar1200 (cette question sera approfondie dans le Chapitre 3 dans la partie 1). Cela ne remet pas en cause la qualité des mesures mais appelle à optimiser ces comparaisons en diminuant significativement le temps d'intégration des données lidar.

Les comparaisons des données du Lidar1200 et des profils CFH, dès lors qu'elles sont réalisées selon les méthodes décrites précédemment, montrent des résultats significatifs. Ce qui n'était pas le cas lors des comparaisons avec les sondes Modem et Vaisala y compris pendant MORGANE. Entre 14 et 17 km, le profil CFH est toujours situé dans la barre d'erreur du profil lidar adéquat (Figure 44, au milieu et en haut à gauche). La différence relative entre les données lidar et CFH est inférieure à 20 % (Figure 44, au milieu et en haut à gauche), ce qui représente moins de 1 ppmv. L'écart-type des sondes CFH est en moyenne de 10,5 % à ces altitudes. Si la différence relative semble très fluctuante à très petite échelle verticale, il s'agit en fait de la mesure CFH du 22 mai qui était très bruitée (Annexe 5, Figure A5.10). L'interface de la sonde CFH était une autre version que les autres, le profil est ressorti bruité au-dessus de 14 km.

Dans l'UT/LS, on observe un biais positif du Lidar1200 en-dessous de la tropopause et négatif au-dessus, ce que l'on retrouve tant pour le profil moyen (Figure 44, au milieu et en haut à gauche) que pour les profils individuels (Annexe 5). On notera qu'au-dessus de 22 km (non montré), les mesures CFH et Lidar1200 ne sont pas en accord. Malgré les 48 heures de mesures, le Lidar1200 ne peut pas d'après les résultats de cette campagne (associés aux sondes CFH) monter

Figure 44. Comparaison entre les données vapeur d'eau Lidar1200 et CFH de la campagne MORGANE entre 2,2 et 22 km. A gauche : Superposition de la moyenne des profils vapeur d'eau CFH (trait noir plein) et en bas : du profil moyen de 40 minutes des données lidar (trait rouge plein) entre 2,2 et 14 km, au milieu : du profil lidar de nuit moyen (trait rouge plein) entre 14 et 17 km et en haut du profil lidar intégré sur toute la campagne (trait rouge plein) entre 17 et 22 km. A droite : Différence relative (en %) entre les deux profils de la figure de gauche associée, les données CFH sont prises comme référence et leur écart-type indiqué en trait noir pointillé.

plus haut. L'étude plus précise de l'UT/LS notamment à partir de profils de plusieurs dizaines d'heures sera développée dans la partie 3 du Chapitre 3.

Récapitulatif

Les profils Lidar1200 et CFH sont en bon accord depuis la basse troposphère jusque la basse stratosphère avec une différence relative inférieure à 10 % (pouvant atteindre 20 % à certaines altitudes), en moyenne de 7,2 %. L'exercice de comparaison n'est pas simple et nécessite trois temps d'intégration différents des données lidar : 40 minutes pour la troposphère, a minima de 180 minutes pour atteindre la haute troposphère et de plusieurs dizaines d'heures pour atteindre les 22 km. La fiabilité des données lidar au-dessus de 22 km n'a pas pu être établie. Un léger biais positif est observé en-dessous de la tropopause, biais qui change de signe au-dessus de la tropopause sur les comparaisons entre le Lidar1200 et la moyenne des profils CFH tout comme sur les comparaisons journalières. Cet aspect demande plus d'investigation notamment en réalisant de nouvelles comparaisons pour voir si ce changement de signe du biais persiste.

Le Lidar1200 est en accord avec les sondes CFH qui font office de référence pour la mesure de la vapeur d'eau dans l'UT/LS (cf Chapitre 1, partie 2.3.2). Les comparaisons entre les profils lidar et M10 laissent à penser que les sondes Modem ne sont fiables ni dans la haute troposphère, ni dans la basse stratosphère. Les comparaisons individuelles où les profils Modem sont très différents des profils lidar laissent à penser que certains des profils M10 doivent présenter un biais ou une erreur plus importante. Les quelques comparaisons ne nous permettent pas d'expliquer pourquoi le biais est aussi important et il apparaît donc nécessaire de réaliser d'autres comparaisons M10 et lidar. Quelques données n'ont pas été traitées ici car elles ont été réalisées sur une période en-dehors de novembre 2013 – octobre 2015. Avant novembre 2013, les données lidar n'ont pas pu être calibrées avec la méthodologie de détermination du coefficient de calibration décrite précédemment et choisie pour la routine. Malgré tout en avril 2013 une dizaine de sondes Modem M10 ont été lancées depuis le Maïdo pendant la campagne MALICCA-1. Des comparaisons sont donc possibles sur cette période. S'il y a eu plusieurs campagnes de comparaison dans le monde visant à évaluer les données vapeur d'eau des radiosondages Modem avec des instruments de télédétection ou d'autres sondes, il y en a eu peu sur le modèle M10 et tout l'intérêt de ce premier jeu de comparaisons est l'apport des CFH qui viennent valider la qualité des données du Lidar1200. On notera aussi que les campagnes de comparaison de mesures de vapeur d'eau de ces dernières années étaient plus souvent réalisées en climat tempéré qu'en climat tropical. Les comparaisons des sondes réalisées à La Réunion peuvent donc aussi donner des informations sur le comportement des sondes dans des climats très humide (été tropical) ou au contraire très sec (hiver subtropical).

Seul les profils RS92 de la campagne MORGANE ont été comparés au Lidar1200. Les données Lidar1200 ont pu y être validées grâce aux CFH. A La Réunion, les sondes RS92 ne sont utilisées que dans des campagnes spécialisées et depuis l'Observatoire du Maïdo. De plus, d'autres campagnes de comparaisons instrumentales ont déjà été réalisées afin de caractériser de manière très précise les performances de ces sondes (cf Chapitre 1, partie 2.4.3). Des mesures réalisées dans le cadre de MALICCA-1 ([Dionisi et al., 2015](#)) avaient déjà montré un bon accord jusqu'à la haute troposphère. Les résultats de MORGANE sont en accord avec la littérature. Les données de vapeur

d'eau des RS92 sont fiables dans la troposphère. En revanche, les mesures ne sont pas fiables dans la basse stratosphère. A noter tout de même que les comparaisons réalisées pendant MORGANE ne permettent pas d'établir la fiabilité des mesures de vapeur d'eau des RS92 dans la haute troposphère tropicale. Quelques sondes RS92 ont été lancées à d'autres reprises depuis le Maïdo entre 2013 et 2015 et pourraient venir compléter ce travail de comparaison.

Les futures campagnes à l'observatoire seront donc importantes et viendront compléter ce jeu de données de vapeur d'eau par radiosondages et par lidar afin de vérifier le caractère systématique et de comprendre le changement de signe du biais entre les mesures Lidar1200 et CFH lors du passage entre de la couche 14-17 km à celle 17-22 km, de confirmer par les sondes CFH la portée maximale des profils de vapeur d'eau du Lidar1200, etc. Ces comparaisons seront nécessaires pour réussir à évaluer la qualité des données Modem M10 grâce aux profils lidar. On notera aussi que pour le moment aucune comparaison n'a encore été faite depuis l'observatoire en hiver ou en été. Bien que pouvant présenter des difficultés logistiques, ces périodes seraient donc à privilégier pour valider ou nuancer les résultats établis entre 2013 et 2016 durant l'automne et le printemps.

2.3.3. Domaine de validité des mesures lidar

Les données ne doivent pas seulement être étalonnées et validées par le PI, il est nécessaire de les accompagner d'une information clef : le domaine de validité. Pour étudier la base de données, un seuil arbitraire sur l'erreur a été choisi : 80 % d'erreur totale et les profils de chaque nuit avec un filtrage de 61 points à 20 km d'altitude. L'altitude maximum atteinte à ce seuil varie entre 12 km et plus de 24 km, en fonction du temps d'intégration. La droite de régression linéaire sur l'ensemble de ces données montre que sur l'ensemble de l'échantillon de mesures, plus il y a de données intégrées

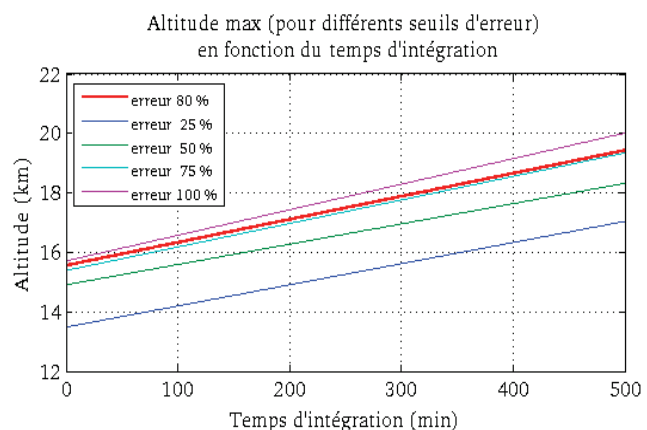


Figure 45. Régression linéaire des altitudes maximum atteintes par les profils journaliers pour des erreurs totales inférieures ou égales à différents seuils. Nombre de points du filtre : 61 points.

et plus les mesures peuvent atteindre une altitude élevée. La haute troposphère est atteinte pour un temps d'intégration inférieur à 100 minutes alors que pour atteindre 17 km, il faudra en moyenne plus de deux heures. Quant à la basse stratosphère, la période d'intégration semble tourner autour de 300 minutes et les 20 km restent difficile à atteindre même avec 8 heures de mesure. On notera toutefois qu'il s'agit là de données à titre indicatif sur une régression linéaire simple réalisée sur un nombre de données bien précis mais que pour un même temps d'intégration l'altitude maximale atteinte avec une erreur de 80 % peut varier de plusieurs kilomètres. Le temps d'intégration n'est pas le seul paramètre à rentrer en jeu. Si le seuil de 80 % pour l'erreur totale peut sembler important, tout dépend de l'utilisation des données. La Figure 45 illustre la tendance des altitudes maximales atteintes en fonction du temps d'intégration pour différents seuils d'erreur. Entre 75 et 100 %, la

différence d'altitude est faible (inférieure au kilomètre). En revanche, pour une erreur totale de 25 %, les profils peuvent atteindre la haute troposphère pour des temps d'intégration supérieures à 300 minutes, il semble même pouvoir atteindre la tropopause pour une longue session de mesure (8h). En gardant en tête, que ces droites de régression linéaire ne représentent pas une limitation, on a vu que des données pouvaient atteindre plusieurs kilomètres au-dessus de l'altitude indiquée par la droite en fonction des conditions d'observation. D'autre part, pour filtrer les profils intégrés sur toute la nuit il est apparu lors des comparaisons CFH et lidar que le filtre le plus adapté (en terme de compromis entre la résolution verticale et la valeur de l'erreur) est celui avec 121 points, l'erreur sera donc plus faible et les altitudes atteintes légèrement plus élevées. Le seuil d'erreur à choisir sera fonction de la variabilité de la vapeur d'eau dans la couche de l'atmosphère observée et/ou du processus étudié.

Pour 100 % d'erreur (non montré), les mesures de rapport de mélange de vapeur d'eau entre 1 et 2 ppmv peuvent être réalisées. Au seuil choisi pour déterminer le domaine de validité des données, le minimum de quantité de vapeur d'eau à l'altitude maximale se situe entre 1 et 2 ppmv (non montré). Un seuil de détection pour les mesures de vapeur d'eau du Lidar1200 de l'ordre de 1 à 2 ppmv semble donc réaliste, ce seuil s'observe sur les profils de mesure de 9 heures du 24 septembre 2015 à découvrir dans le chapitre suivant (partie 3).

Filtre

La résolution verticale des données brutes est 15 m. Pour produire des profils en routine, les données sont filtrées numériquement en utilisant les coefficients de Blackman dont le nombre de points change avec l'altitude. Le filtre est de 9 points jusqu'à 2 km d'altitude puis un nombre de points est choisi à 20 km d'altitude, il augmente entre ces deux altitudes selon une régression linéaire. Une définition standardisée de la résolution verticale a été formulée et adoptée pour les lidars NDACC : le calcul de la résolution verticale des profils est basé soit sur la fréquence de coupure du filtre digital, soit sur la largeur à mi-hauteur de la réponse impulsionnelle finie (Leblanc et al., 2012). La résolution verticale des profils a été calculée en utilisant la fréquence de coupure de la fonction de transfert du filtre pour un gain de 0,5 (Leblanc et al., 2016). La résolution sera différente selon le nombre de

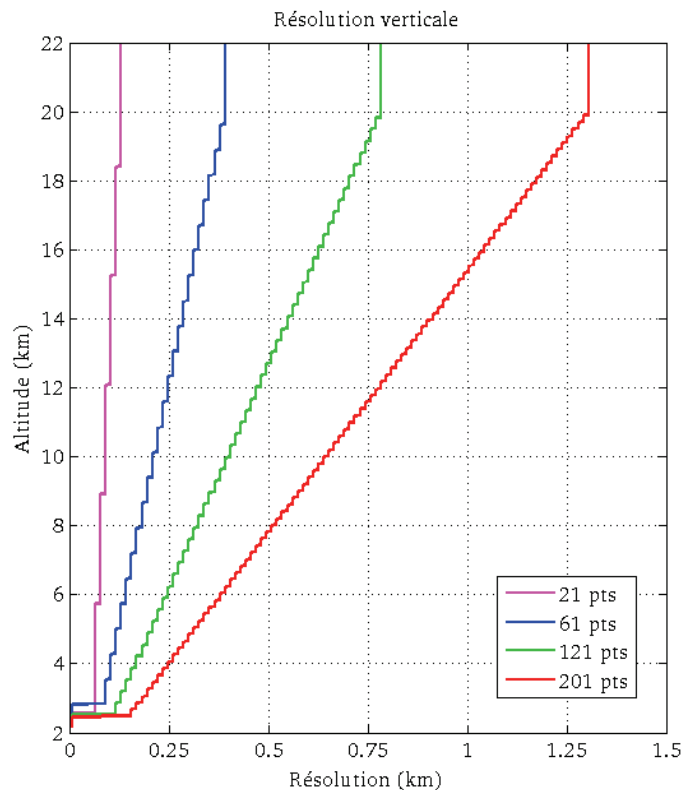


Figure 46. Résolutions verticales du profil lidar selon le nombre de point du filtre utilisant les coefficients de Blackman avec 21 (en cyan), 61 (en bleu), 121 (en vert) et 201 points (en rouge) à 20 km d'altitude. Méthode de calcul de la résolution par rapport à la fréquence de coupure.

points choisis. Pour 61 points, la résolution verticale dans les basses couches dans la moyenne troposphère, dans la haute troposphère et dans la basse stratosphère est respectivement autour de 125, 175, 300 et 350 m. Pour 121 points, elle est respectivement autour d'environ 200 m, 325 m, 600 m et 700 m (Figure 46). Pour s'approcher de résolutions verticales proches de celles des satellites (supérieures au kilomètre), le filtre doit être d'au moins 201 points (Figure 46).

Erreur totale

Afin d'estimer une erreur moyenne qui puisse être associée aux données vapeur d'eau du Lidar1200 en fonction de l'altitude, un profil moyen a été calculé à partir des mesures sommées sur 10, 40 et 240 minutes (une pour chaque nuit dès lors que la mesure était assez longue) non filtrées et non calibrées. Ce profil moyen par temps d'intégration a été traité par l'algorithme, les différentes erreurs associées ont été calculées et un filtre adéquat (respectivement de 21, 61 et 121 points en fonction du temps d'intégration) lui a été appliqué (Annexe 6). Pour rappel, il y a plusieurs sources d'erreur dont trois principales (Figure 47):

- L'erreur sur le modèle de profils de densité issus d'une climatologie a été fixée arbitrairement à 15 %. Après propagation de l'erreur, elle représente seulement 0,01 à 0,02 % sur les données. La contribution de cette source d'erreur est très faible.
- L'erreur sur la calibration se situe entre 9 et 21 % entre 2013 et 2015. L'erreur moyenne, utilisée ici, est de 15 %. Elle indépendante de l'altitude. Cette source représente une contribution importante de l'erreur totale.
- L'erreur statistique a une contribution importante et varie avec l'altitude. C'est cette erreur qui précisera la fiabilité des données dans l'UT/LS

L'erreur totale est directement influencée par la calibration en basse et moyenne troposphère et variera principalement sous l'effet de l'erreur statistiques dans la haute troposphère et la basse stratosphère. L'erreur est fortement influencée par le temps d'intégration et le filtrage utilisé. Il est donc très important d'utiliser un filtre adapté en fonction de la résolution verticale souhaité mais aussi de l'ordre de grandeur de l'erreur attendue afin qu'elle ne soit pas trop grande au point de cacher les variabilités de la vapeur d'eau ou l'amplitude des processus étudiés.

L'erreur totale pour les profils moyens de 10, 40 et 240 minutes atteint un seuil de 20 % d'erreur à respectivement : 11 km, 14 km et 16 km (Figure 47). Ces trois types d'intégrations permettent de donner des informations sur la vapeur d'eau dans toute la troposphère et offre des échelles temporelles variées. A 14 km, ils présentent une erreur totale de : 8,3 %, 23,1 % et 75 % (Figure 47). Le profil moyen de 240 minutes atteint les abords de la tropopause avec 36 % d'erreur. Il apparaît important pour atteindre la tropopause avec une erreur totale qui soit faible et monter jusqu'en basse stratosphère d'intégrer sur de plus longues périodes.

Pour estimer une erreur moyenne en basse stratosphère, l'exercice est compliqué. En effet, en une nuit, on ne peut atteindre la stratosphère par conséquent il faut prendre plusieurs nuits. Il est difficile d'établir des profils de plusieurs dizaines d'heure de façon régulière. Si l'on sélectionne un période de temps donnée par exemple 15 jours, à part en campagne, il ne sera pas toujours possible d'atteindre 10 heures de mesures. Il est nécessaire de mettre en place une méthodologie et la base de données doit être suffisamment étoffée pour pouvoir commencer à donner des chiffres moyens sur l'erreur dans la basse stratosphère. Dans le cadre de ce projet, une approche envisagée était l'utilisation de profils mensuels calculés dès lors qu'il n'y aurait pas de

changement de coefficient de calibration et qu'une dizaine d'heures de mesure aient été réalisées pour regarder les variations de la vapeur d'eau dans l'UT/LS. Dans quelques années, les données seront suffisantes pour établir une première tendance à long-terme et estimer une erreur moyenne du Lidar1200 dans la basse stratosphère.

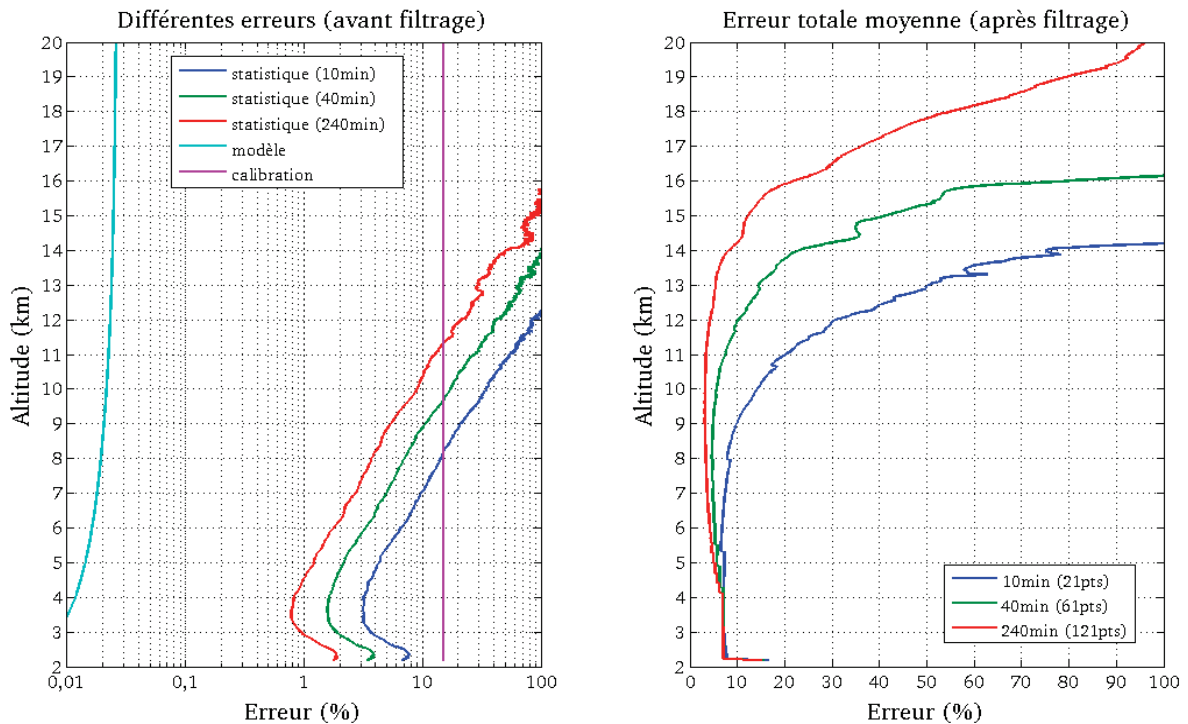


Figure 47. Contribution des différentes erreurs statistique et systématiques (à gauche) et l'erreur totale (à droite) pour un profil lidar moyen intégré sur 10 (en bleu), 40 (en vert) et 240 (en rouge) minutes.

2.3.4. Bilan concernant la stratégie d'observation

GAMME D'ALTITUDE (km)	TEMPS D'INTEGRATION (min)	FILTRE (nombre de points)	RESOLUTION VERTICALE (m)
0-5	1	21	65
0-10	5-10	21	65-90
0-14	40	61	100-300
0-17	240-480	121	100-650
0-22	> 480	201	150-1300

Tableau 6. Guide d'utilisation des données vapeur d'eau du Lidar200 selon l'altitude étudiée

Ce travail de validation et d'évaluation des performances a permis de définir des critères d'intégration des données en fonction de la structure et/ou de l'altitude étudiée (Tableau 6). Le suivi de temporel de fines structures, de l'ordre de quelques centaines de mètres, peut être réalisé avec des

fichiers de 10 minutes. Pour réaliser une comparaison instrumentale dans la troposphère avec un radiosondage, un temps d'intégration de 40 minutes est nécessaire. Pour monter dans la troposphère au-dessus de 14 km, les données devront couvrir une période de 240 minutes (4 heures) minimum. Pour atteindre la tropopause, une dizaine d'heures de mesure est nécessaire. La résolution verticale variera selon un filtre dont le nombre de points sera adaptée au temps d'intégration. Plus l'échelle temporelle sera courte, plus la résolution sera fine. Tout en sachant que la résolution verticale la plus « grossière » est en basse stratosphère où elle ne dépasse pas les 1,3 km et qu'elle peut descendre à 100 m pour des profils de quelques minutes. Le profil moyen de vapeur d'eau montre que le seuil de 20 % d'erreur est atteint à 11, 14 et 16 km pour respectivement 10, 40 et 240 minutes d'intégration. Pour étudier des structures en troposphère d'environ 100 mètres d'épaisseur situées en-dessous de 10 km avec une erreur inférieure à 10 %, il faut intégrer des fichiers de 10 minutes avec un nombre de points fixés à 21 à 20 km d'altitude dans le filtre numérique utilisé pour le code de traitement. Pour les comparaisons avec les radiosondages dans la troposphère ou tout simplement pour étudier la variabilité de la vapeur d'eau jusqu'à 14 km, il est conseillé de prendre 40 minutes de données avec un filtre allant jusqu'à 61 points. Il permettra de visualiser des structures de l'ordre de quelques centaines de mètres. L'erreur variera en moyenne entre 7 et 20 % (en fonction de l'altitude). Dès lors qu'il s'agit d'atteindre la tropopause, il faudra plus lisser les données et intégrer sur toute une nuit de mesure avec un minimum de 240 (4 heures) voire 480 minutes (8 heures) pour avoir une erreur relativement faible. Enfin pour gagner des kilomètres, plusieurs dizaines d'heures seront nécessaires. La résolution verticale sera de l'ordre de 1,2-1,3 km et près de 50 heures semblent nécessaires pour des erreurs ne dépassent pas les 20 %. La fiabilité des données au-dessus de 22 km n'a pas pu être établie à partir de la base de données de 2 ans de mesures, du recul et de nouvelles comparaisons instrumentales dans la basse stratosphère seront nécessaires pour évaluer les premières conclusions sur ce point.

3. Conclusion

La mise en place des mesures du Lidar1200 est passée par plusieurs étapes importantes afin d'assurer des données de qualité pour les futurs utilisateurs :

- la stabilisation du système et du traitement des données, la mise en place d'une méthodologie de calibration robuste sur le long terme et l'établissement d'une base de données fournie et homogène.
- une évaluation de ses performances à partir de plusieurs campagnes de mesure dont la campagne MORGANE
- un travail rigoureux d'identification de l'ensemble des sources d'erreur tant en terme de précision que sur les biais systématiques

L'erreur sur le coefficient de calibration est comprise, sur cette période de deux ans, principalement entre 10 et 20 %. Même si l'erreur est importante, les comparaisons avec les autres types de mesure ont permis de mettre en avant la pertinence et l'efficacité de l'utilisation des données IWV GNSS pour calibrer les profils avec lesquelles le coefficient de calibration horaire est calculé, ce coefficient étant du même ordre de grandeur que l'aurait été celui calculé à partir des sondes CFH ou Vaisala RS92. La méthodologie de calibration en identifiant les périodes où le coefficient reste stable a été testée sur deux ans de données et montre de bons résultats. On notera que de toutes les comparaisons effectuées sur ces quatre ans avec des sondes, aucun décalage de

profils de vapeur d'eau du Lidar1200 n'a été identifié. Au regard de ces bons résultats, la valeur de l'erreur apparaît importante. Il faut préciser que pour les chiffres présentés dans ce chapitre, l'erreur sur la calibration correspond à l'écart-type des données autour de la moyenne des périodes de quasi-stabilité des coefficients horaire. L'intérêt de la méthode de calibration sur les séries temporelles et l'utilisation d'un grand nombre de données, l'erreur standard correspond à l'écart-type divisé par la racine du nombre de points de la période concernée. Cette erreur standard n'est que de quelques pourcents (entre 1,6 et 3,6 %) et sa moyenne sur les 2 ans est de 2,7 %. Ces valeurs d'erreur standard reflètent le bon fonctionnement de cette méthodologie tel qu'observée dans la pratique.

Les comparaisons avec les CFH de la campagne MORGANE ont permis de valider des profils du Lidar1200 entre 2,2 km à 22 km et d'établir des critères d'intégration selon l'altitude et l'épaisseur des structures observées. Le biais entre les mesures CFH et le Lidar1200 varie en moyenne entre 7,2 et 10,5 % selon l'altitude (troposphère, UT et LS). Les premiers résultats entre les CFH et le profil lidar de la campagne MORGANE montrent leur désaccord au-dessus de 22 km. Pour évaluer la fiabilité des profils lidar au-dessus de 22 km, de nouvelles comparaisons avec des sondes CFH sont nécessaires.

L'effort réalisé sur l'évaluation des profils du Lidar1200 tout au long de ces deux ans a permis aux données du lidar de se placer en bonne position pour évaluer les performances d'autres instruments dans des campagnes de comparaisons instrumentales. En effet, lors de la campagne MORGANE, les sondes CFH ont permis de valider les profils de rapport de mélange de vapeur d'eau du Lidar1200 jusque dans l'UT/LS. Ces données ont ensuite pu être comparées aux données des radiosondages Vaisala RS92 et Modem M10. Les résultats trouvés sur les sondes Vaisala confirment la fiabilité de ces sondes dans la troposphère. Ces résultats ont déjà été établis dans la littérature. En revanche, les comparaisons entre des données obtenues avec le modèle M10 de MétéoModem et des lidars sont plus rares, d'autant plus dans les tropiques. Si les sondes montrent des résultats en accord jusqu'à 14 km avec les données lidar dans la troposphère, le biais est parfois important sur certaines comparaisons. Certains profils semblent moins bons mais il apparaît difficile de pouvoir les détecter en routine puisque aucune explication sur ces biais n'a pu être validée. D'autre part, qu'il s'agisse des mesures Vaisala ou Modem, aucune d'entre elles n'était fiable dans la basse stratosphère. Le Lidar1200 pourra se positionner comme mesure de référence dans des comparaisons instrumentales impliquant d'autres instruments de mesure de vapeur d'eau tels que des sondes à capteur capacitif. Son intérêt pour la validation de produits satellites vapeur d'eau dans l'UT/LS émerge peu à peu.

CHAPITRE 3 :

Potentiel de la base de données vapeur d'eau du Lidar1200 en termes d'études géophysiques

1. Détection et suivi temporel des structures de fine échelle.....	110
2. Variabilité de la vapeur d'eau dans la troposphère.....	112
2.1. Séries temporelles.....	112
2.2. Variabilité temporelle.....	114
2.3. Variabilité saisonnière des périodes quasi-stationnaires.....	118
3. Surveillance de la vapeur d'eau dans l'UT/LS.....	123
4. Conclusion.....	127

1. Détection et suivi temporel des structures de fine échelle

L'un des intérêts majeurs du lidar est sa capacité à non seulement détecter des structures mais aussi à les suivre temporellement. Les structures peuvent devenir des signatures de processus dynamiques et permettre d'identifier ou de suivre le transport de certaines masses d'air dont le contenu en vapeur d'eau serait caractéristique. Le Lidar1200 est-il capable de détecter des structures de l'ordre de la centaine de mètres d'épaisseur ? Et si oui, sur quelle(s) échelle(s) temporelle(s) ?

La sonde CFH reste à ce jour l'instrument de référence et sa précision lui permet de mesurer des structures de l'ordre de la dizaine de mètres d'épaisseur (en altitude). La comparaison des profils vapeur d'eau CFH et Lidar1200 du 18 novembre 2014 avait pointé l'importance du temps d'intégration pour détecter des structures de fine échelle. En effet, la mesure intégrée du 18 novembre sur les 120 minutes de la session ne montrait pas ce minimum de 500 m d'épaisseur au sein de la fine couche humide épaisse entre 8,8 et 10,3 km (Figure 41). Le profil de 40 minutes permettait de le discerner. Dans le cadre du traitement des données lidar, si le temps d'intégration est trop important certains pics ou minima peuvent être lissés s'ils sont temporaires. Les structures peuvent être encore plus fines et varier plus rapidement dans le temps que pour celle pointée le 18 novembre. Le jeu de données CFH coïncident avec des mesures Lidar1200 a permis de documenter d'autres cas, ils sont présentés ci-dessous.

Le 18 mai 2015, un pic de vapeur d'eau a été observé à 9 km, de 100 m d'épaisseur et à 17:35 UTC par la sonde CFH (Figure 48). On ne distingue pas clairement ce pic sur le profil de 40 minutes du lidar. Lorsque le temps d'intégration est réduit à 15 min, le pic est observable sur les données lidar. Le suivi temporel du passage de la structure au-dessus de La Réunion a été réalisé grâce au Lidar1200 avec un pas de temps de 10 minutes (Figure 48). A 17:10 UTC, le lidar détecte déjà une fine couche humide épaisse de 400 m et un maximum à 133 ppmv à 9,05 km d'altitude (Figure 48, trait jaune). En l'espace de 10 minutes, cette couche descend de 100 m d'altitude, s'affine et gagne en vapeur d'eau jusqu'à former un pic correspondant à celui observé par la sonde CFH (Figure 48, traits vert et noir). L'amplitude du pic vu par le lidar est de 158 ppmv et par la CFH de 180 ppmv, la grandeur est relativement respectée et l'altitude est la même pour les deux mesures (Figure 48, traits vert et noir). Si l'information sur ce pic donnée par la CFH s'arrête là, le lidar permet d'observer ce qu'il se passe ensuite : le pic

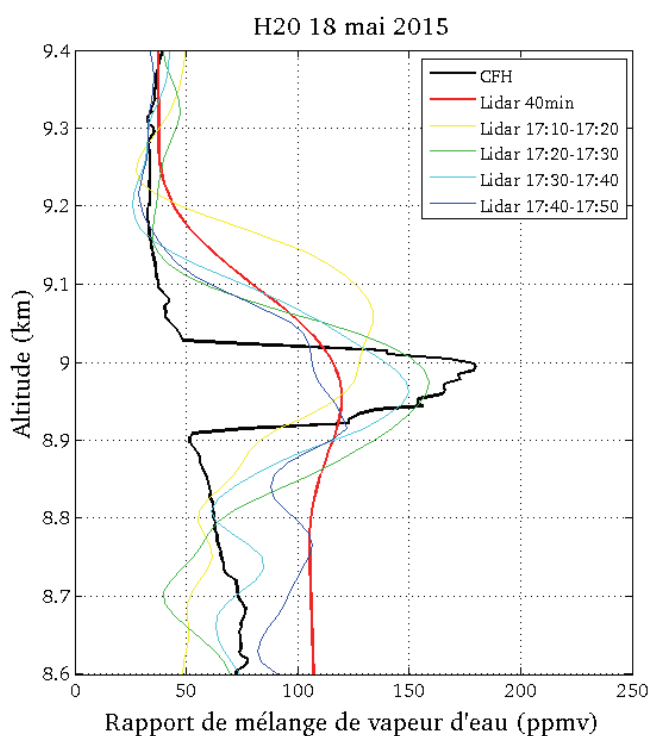


Figure 48. Profils de rapport de mélange de vapeur d'eau du 18 mai 2015, CFH (17:16 UTC) (en noir) et Lidar1200 (17:15 UTC pour 40 minutes d'intégration en rouge et par pas de 10 minutes dans les autres couleurs).

reste à la même altitude et garde la même épaisseur mais s'assèche (Figure 48, trait cyan) puis il s'assèche encore plus et disparaît (Figure 48, trait bleu). Si on peut comparer un radiosondage avec les données lidar sur 40 min en montant à 14 km d'altitude, certaines structures très fines de troposphère peuvent être lissées. On a pu montrer une nouvelle fois qu'en diminuant le temps d'intégration et en affinant la résolution, il est possible de détecter et de les suivre temporellement. La Figure 48 montre le suivi temporel avec un pas de temps de 10 minutes mais il est aussi possible de la faire sur 5 min (non montré). Cette comparaison a aussi permis de vérifier le calcul de résolution verticale (décrit dans la partie 2.3.3 du Chapitre 2), en effet la résolution verticale de l'ordre de 100 m est vérifiée grâce à ce pic détecté par le radiosondage CFH.

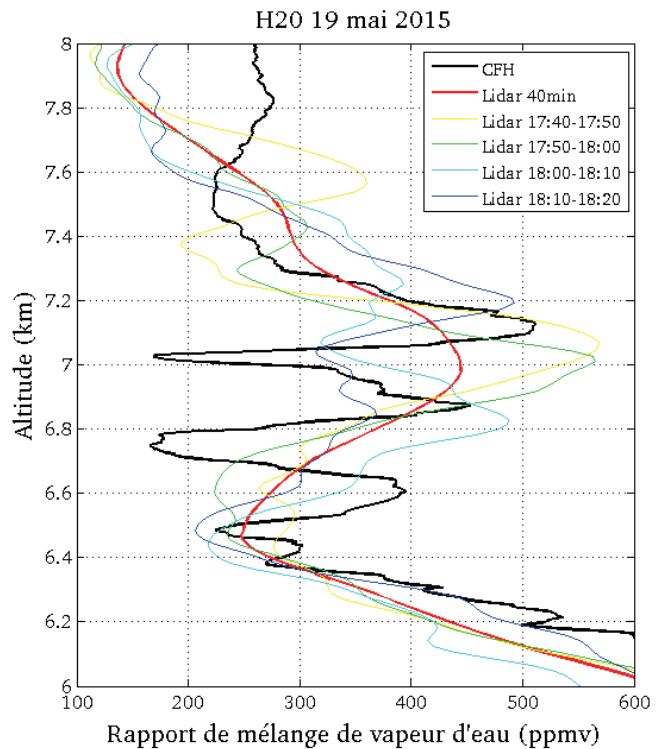


Figure 49. Profils de rapport de mélange de vapeur d'eau du 19 mai 2015, CFH (18:33 UTC) (en noir) et Lidar1200 (18:32 UTC pour 40 minutes d'intégration en rouge et par pas de 10 minutes dans les autres couleurs).

Une autre comparaison a été réalisée sur les données vapeur d'eau CFH et lidar du 19 mai 2015. Entre 6,4 et 7,3 km d'altitude, trois pics de vapeur d'eau sont identifiables sur le profil CFH alors que le lidar n'en voit qu'un seul pour une intégration de 40 minutes (Figure 49, traits noir et rouge). La série temporelle de vapeur d'eau des fichiers de 1 minute (Figure 50) montre que les variations de vapeur d'eau sont très fines mais peuvent être observées. Malgré cela, que ce soit en intégrant à 15 minutes ou à 5 minutes, seuls deux des trois pics peuvent être observés par le Lidar1200. Il n'arrive à différencier que deux pics avec une amplitude suffisamment convaincantes à savoir entre 480 et 560 ppmv (Figure 49). En regardant les profils en détails, on concédera tout de même que dans ce cas précis la stratification de la vapeur d'eau est tellement fine (de l'ordre de la dizaine de mètres) que le lidar ne peut les détecter.

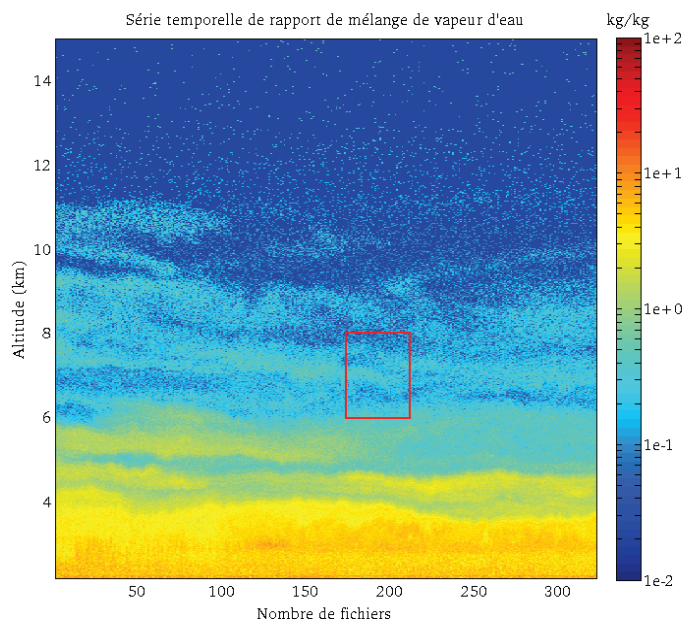


Figure 50. Série temporelle de rapport de mélange de vapeur d'eau lidar le 19 mai 2015 à partir de 14:47 UTC (321 minutes). Le pas de temps est de 1 minute.

Toutes les structures mesurées par les CFH ne peuvent être détectées par le lidar. Des fines structures stratifiées comme celles du 19 mai présentent des variations de vapeur d'eau de l'ordre de quelques mètres que la résolution verticale du lidar limite surtout si elles sont de l'ordre de la minute ou de la dizaine de minutes, le Lidar1200 aura des difficultés à l'observer au-dessus de 10 km d'altitude. Si la sonde CFH peut mesurer une structure fine, elle ne peut le faire qu'à l'instant donné alors que, si la résolution verticale du Lidar1200 est assez fine, il pourra alors suivre l'épaisseur et la variabilité de structures de l'ordre de la centaine de mètres d'épaisseur avec un pas de temps de 1, 5, 10 ou encore 15 minutes. Le temps d'intégration choisi influera sur l'altitude maximum à laquelle la structure peut se trouver pour être étudiée, allant de quelque kilomètres à près de 10 km d'altitude suivant le pas de temps choisi.

2. Variabilité de la vapeur d'eau dans la troposphère

2.1. Séries temporelles

La première campagne de mesures intensives avec autant de longues sessions a été MORGANE. Sur plus de quinze jours de campagne, 69 % des mesures ont duré plus de 4 heures ([Annexe 1](#)). Ce nombre de sessions importantes devrait garantir des mesures de bonne qualité jusque dans la haute troposphère et ce jeu de données laisse envisager l'obtention d'information sur la vapeur d'eau jusque dans la basse stratosphère. Le profil moyen de vapeur d'eau de la campagne monte à plus de 20 km avec une erreur absolue inférieure à 1 ppmv (se rendre à la partie 3 pour plus de précisions sur ce profil). Si on ne peut monter au-dessus de la tropopause avec des profils de

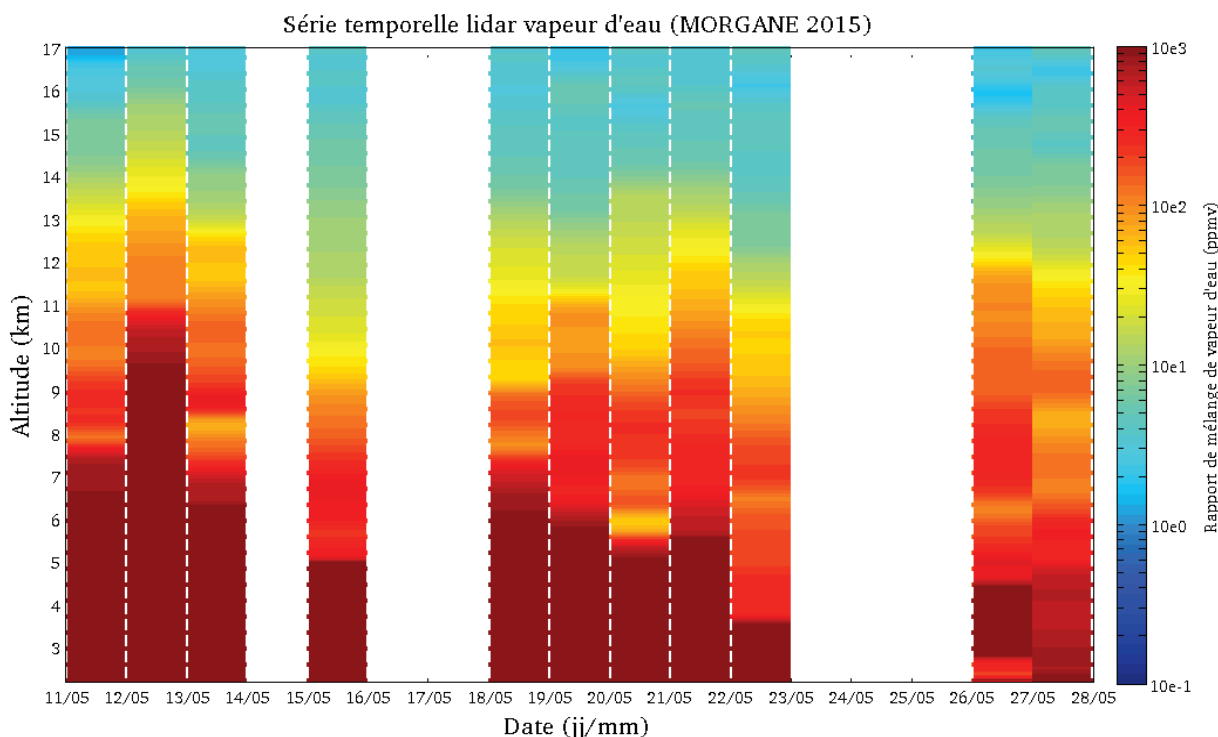


Figure 51. Série temporelle du rapport de mélange de vapeur d'eau pendant la campagne MORGANE. Les données de chaque nuit de mesure ont été intégrées et un filtre allant jusqu'à 121 points a été appliqué. Les traits en pointillés blancs représentent les nuits où il y a eu une séquence lidar.

nuit, ces données permettent d'obtenir des informations jusque dans la moyenne et haute troposphère. Pour les périodes intensives de mesure, des séries temporelles de vapeur d'eau dans la troposphère peuvent être produites. En routine, il n'y a qu'un ou deux profils par semaine et ce genre de séries temporelles ne sera pas significative. La série temporelle entre le 11 et le 28 mai 2015 (Figure 51) permet de détecter des couches de vapeur d'eau au contenu différent et permet de voir évoluer la hauteur de certains gradients, notamment lorsque les données sont interpolées (Figure 52). Elle permet de donner

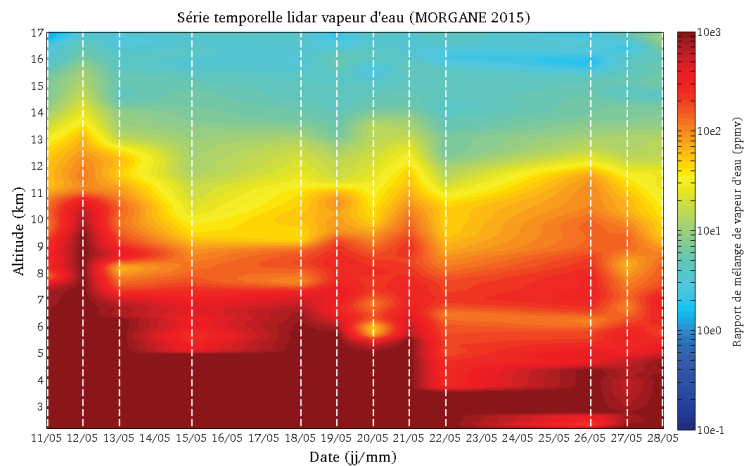


Figure 52. Série temporelle interpolée du rapport de mélange de vapeur d'eau pendant la campagne MORGANE. Les données de chaque nuit de mesure ont été intégrées et un filtre allant jusqu'à 121 points a été appliqué. Les traits en pointillés blancs représentent les nuits où il y a eu une séquence lidar.

des informations au-dessus de 14 km sur une à deux semaines ce qui est un atout au regard des sondes classiques pour lesquelles les performances au-dessus de cette altitude sont parfois limitées. On fera tout de même attention à la finesse des structures décrites par la Figure 52 car le rôle de l'interpolation est très important lorsque l'on sait que la résolution verticale est tout de même de 400 et 500 m entre 10 et 14 km. Plus le nombre de mesures sera important et plus la série temporelle

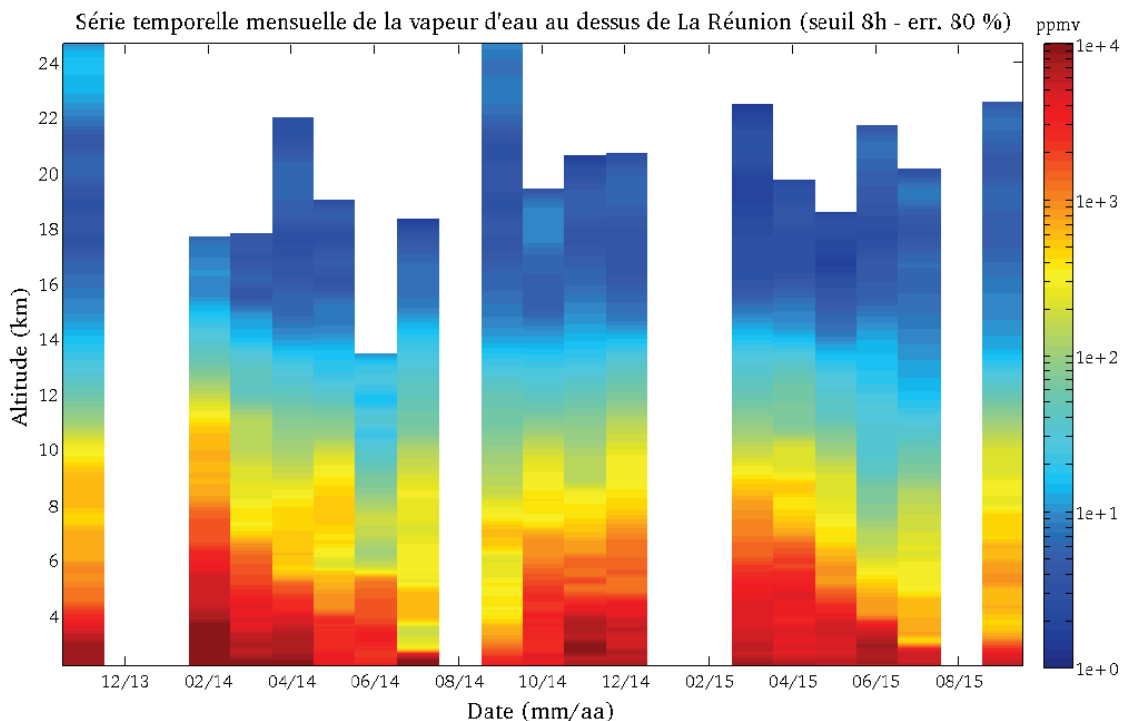


Figure 53. Série temporelle des profils mensuels de vapeur d'eau. Un minimum de 8 heures de mesures est requis et les données pour lesquelles l'erreur totale est supérieure à 80% ne sont pas prises en compte. L'abscisse précise le mois et l'année du profil.

permettra d'obtenir des informations sur les différents gradients de vapeur d'eau et leur variation sur plusieurs jours voire plusieurs semaines.

Une première série temporelle de vapeur d'eau, basée sur les profils mensuels du Lidar1200 et s'étendant sur les deux ans de données, a pu être produite. Une méthodologie a été mise en place pour n'utiliser que des profils capables de monter jusqu'à la tropopause et qui soient précis en troposphère. Sous réserve d'un minimum de 8 heures de mesures réalisées au cours d'un mois, l'ensemble des données du mois (sauf en cas de changement de coefficient de calibration) est intégré. Les profils comptent donc entre 8 et 50 heures selon le mois. Ils permettent tous d'atteindre la basse stratosphère. L'évolution de ces profils mensuels montre l'importance des basses couches par rapport à la colonne totale de vapeur d'eau quelle que soit la saison (Figure 53). Cette couche humide présente un contenu en vapeur d'eau supérieur à 500 ppmv (les valeurs peuvent même y être 20 fois supérieures). Cette couche est la plus fine en hiver et peut s'épaissir de 5 km entre la saison sèche et la saison humide jusqu'à atteindre une altitude de 10 à 11 km. En l'espace de deux ans de données, le cycle saisonnier en troposphère est bien marqué sur une série temporelle de profils mensuels (Figure 53). On remarque aussi sur ces deux années à quel point l'absence systématique de données en janvier et en août (pour cause des deux fermetures annuelles de l'Université et de mauvais temps en janvier) peut altérer la continuité des séries temporelles sur deux périodes cruciales du cycle saisonnier.

2.2. Variabilité temporelle

Une première étude de la variabilité de la vapeur dans la troposphère a été menée sur les deux ans de base de données du Lidar1200. Cette variabilité a été étudiée à 10, 40 et 240 minutes. L'ensemble des profils (10, 40 et 240 minutes) a été traité (Figure 54, en haut). La base de données contient près de 2300 profils de 10 minutes.

La vapeur d'eau varie selon l'altitude de plus de 10 000 ppmv à 3 km d'altitude à seulement quelques ppmv dans l'UT/LS. Les profils moyens des différents temps d'intégration sont relativement similaires (Figure 54 et Annexe 6). On notera toutefois l'augmentation de l'altitude de près de 2 km jusqu'à laquelle la fluctuation des profils est représentative de la variabilité de la vapeur d'eau (l'écart-type est supérieur à deux fois l'erreur). On notera que les profils à 2σ sont très proches entre 10 et 40 minutes. L'intérêt du profil de 10 minutes réside surtout dans la résolution verticale qui permet de voir des structures de 100 m d'épaisseur sur des profils en particuliers plus que sur des données représentatives de l'ensemble des mesures. Les mesures de 240 minutes permettent de donner de l'information jusqu'à presque 16 km d'altitude (i.e. dans la haute troposphère). Un minimum dans l'écart-type semble se dessiner entre 6 et 8 km (Figure 54).

Comme pour les profils sur toute l'année (Figure 54), la variabilité de la vapeur d'eau évaluées à 10 minutes (Annexe 7) et à 40 minutes (Figure 55) est très similaire, y compris en fonction des saisons. Pour les fichiers de 40 minutes, on note une différence de comportement de la vapeur d'eau entre la période décembre-mai et juin-novembre (en regardant l'ensemble des profils). Des structure très sèches sont observées dans la période de juin à novembre. D'autre part, l'altitude minimum pour laquelle l'écart-type est égal à deux fois l'erreur varie d'un peu plus d'1 km en fonction des saisons et est la plus basse entre juin-novembre. Ce qui montre déjà qu'il y a une certaine variabilité (Figure 55). L'amplitude de la vapeur d'eau la plus importante se retrouve en

hiver et au printemps en-dessous de 5 km d'altitude.

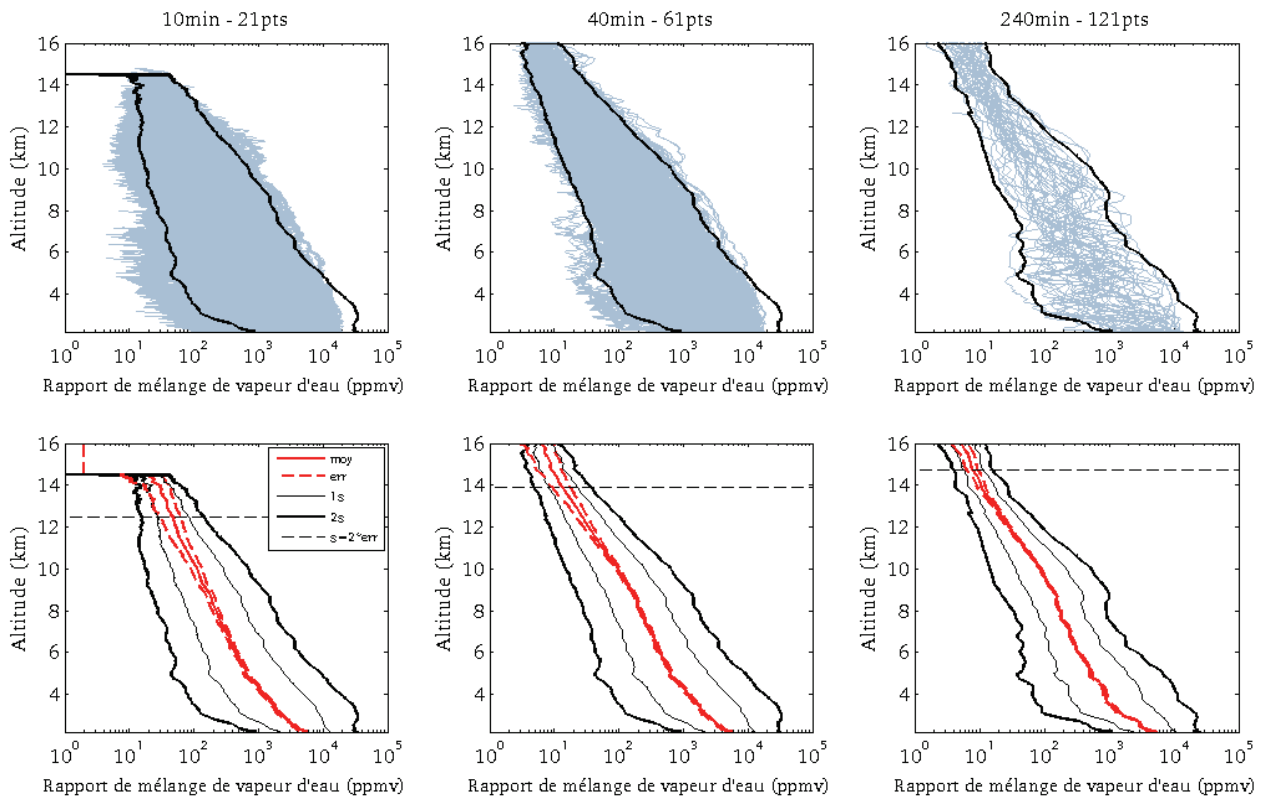


Figure 54. Variabilité des profils de vapeur d'eau pour 10 (à gauche), 40 (au milieu) et 240 minutes (à droite). En haut : Tous les profils ont été tracés en bleu clair. En bas : Le profil moyen pour chaque temps d'intégration apparaît en trait rouge plein, l'erreur lidar associée en trait rouge pointillé, l'écart-type à 1σ en trait noir fin et 2σ en trait noir épais. L'altitude à laquelle l'écart-type est égale à deux fois l'erreur est marquée en trait noir pointillé. La représentation des données moyennes, d'erreur et d'écart-type est logarithmique.

Le manque de données de 240 minutes, d'autant plus critique en été (Figure 56), limite l'interprétation des données et appelle à réaliser plus de mesures de 240 minutes. Sur ces quelques résultats, on notera une variabilité moins importante en moyenne et haute troposphère en automne contrairement à l'hiver et au printemps. La variabilité importante en basse troposphère est aussi marquée sur les données saisonnières bien que l'intégration soit de 240 minutes. A 240 minutes, l'altitude moyenne significative jusqu'à laquelle la variabilité peut-être observée de manière fiable atteint les 15 km et ne permet pas de monter plus haut. Il est important d'avoir plus de profils avant de pouvoir donner des interprétations fiables de la vapeur d'eau au-dessus de 14 km d'une nuit à l'autre.

Variabilité de la vapeur d'eau à 40 minutes (par saison)

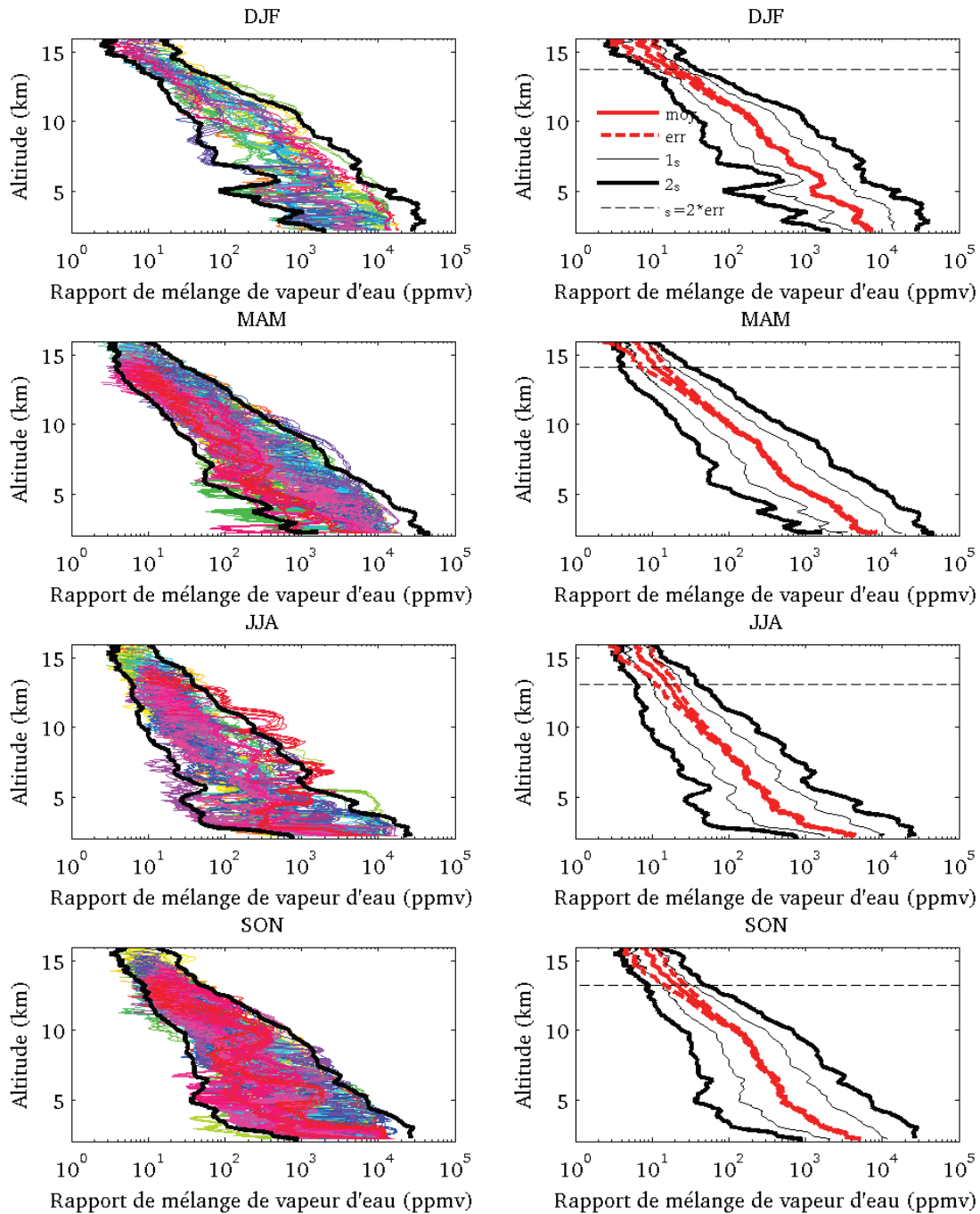


Figure 55. Variabilité des profils de vapeur d'eau de 40 minutes en fonction de la saison. A gauche : Tous les profils ont été tracés, chaque couleur correspond à un profil différent (sur une palette limitée). A droite : le profil moyen pour chaque saison apparaît en trait rouge plein, l'erreur lidar associée en trait rouge pointillé, l'écart-type à 1σ en trait noir fin et 2σ en trait noir épais. L'altitude à laquelle l'écart-type est égale à deux fois l'erreur est marquée en trait noir pointillé. La représentation des données moyennes, d'erreur et d'écart-type est logarithmique.

Variabilité de la vapeur d'eau à 240 minutes (par saison)

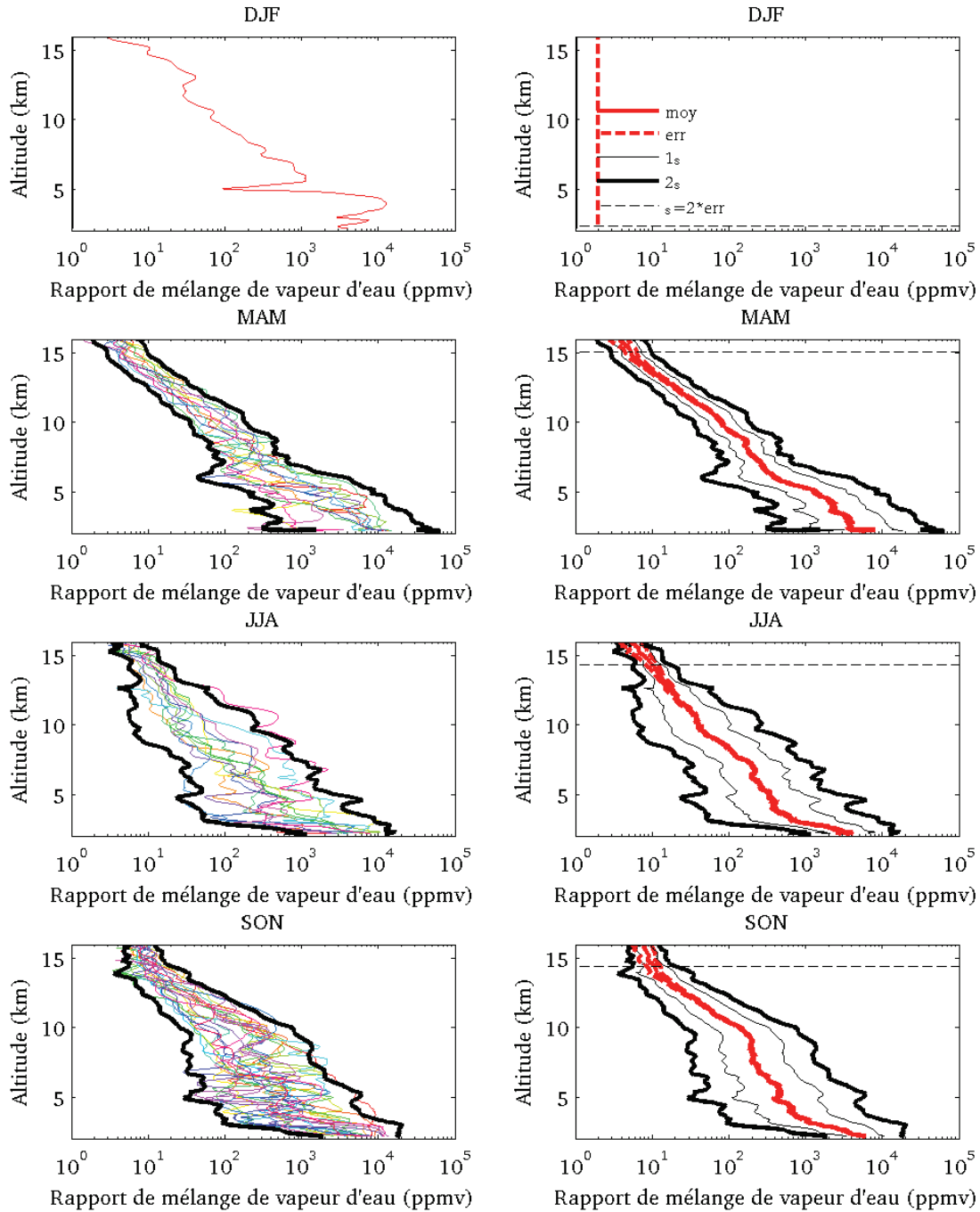


Figure 56. Variabilité des profils de vapeur d'eau à 240 minutes en fonction de la saison. Même principe que pour la figure 55.

2.3. Variabilité saisonnière des périodes quasi-stationnaires

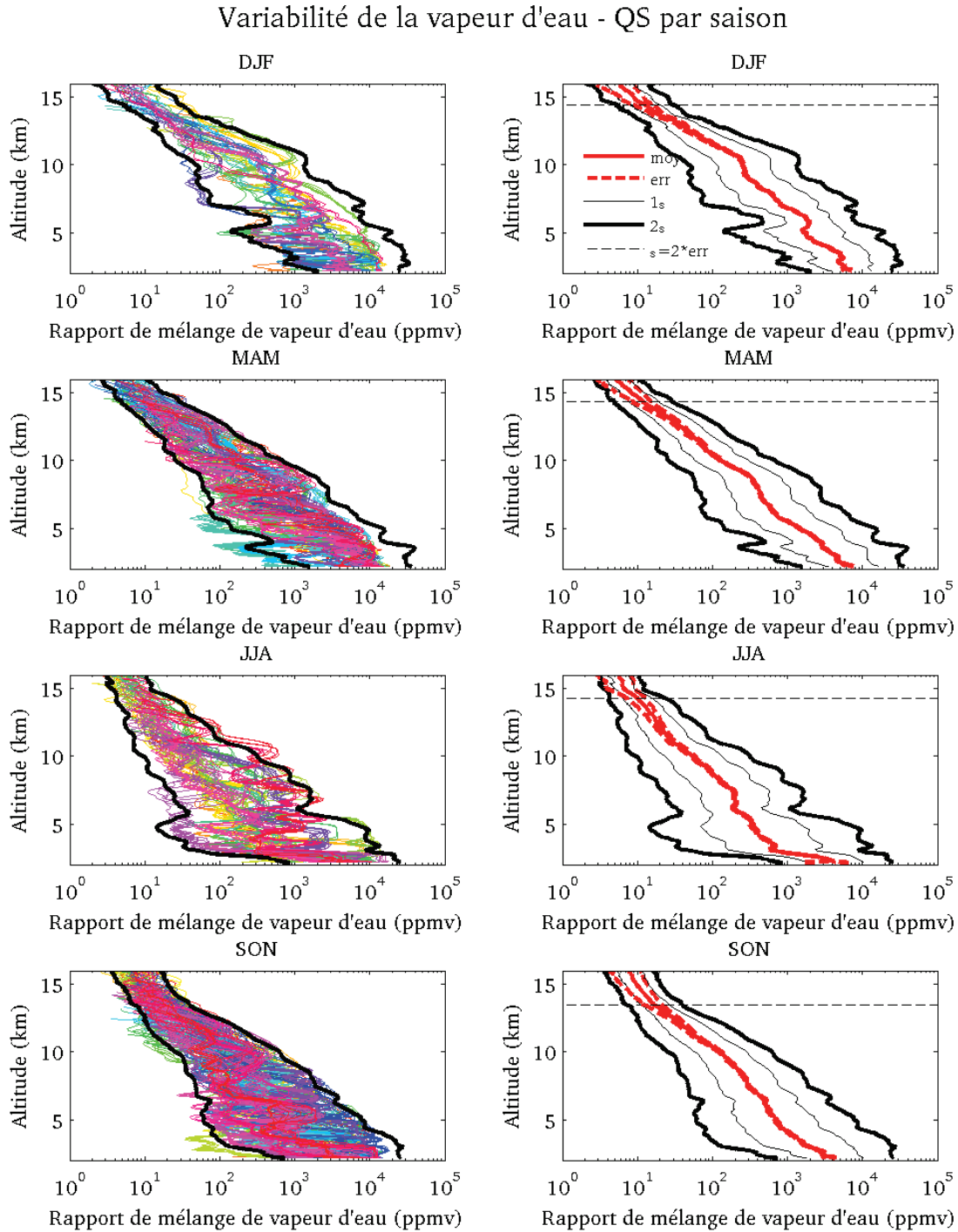


Figure 57. Variabilité des profils de vapeur d'eau des périodes quasi-stationnaires en fonction de la saison. Même principe que pour la figure 55.

Une période quasi-stationnaire (QS) est une période au cours de laquelle le profil de vapeur d'eau ne change pas de façon significative par rapport à la fluctuation statistique, qui peut durer de quelques minutes à plus d'une heure et pendant laquelle la vapeur d'eau est considérée comme relativement stable. Ces périodes sont détectées de manière automatique dans le code de traitement du Lidar1200 par une technique de variation de la médiane à trois niveaux d'altitude (Hoarau et al., 2012). Pour chacune des saisons, on observe que jusqu'à 14,5 km l'écart-type est supérieur à deux fois l'erreur lidar sur le profil moyen (Figure 57). Les fluctuations observées jusqu'à cette altitude à partir des profils des QS donnent donc une information sur la variabilité de la vapeur d'eau. On observe des différences de variabilité en fonction des saisons. La variabilité dans la troposphère en fonction de l'altitude est moins marquée en été et en automne. Alors qu'en hiver et au printemps, l'écart-type en-dessous de 10 km est plus important. On notera aussi que les valeurs de vapeur d'eau moyenne diminuent à mesure que l'on se rapproche de l'hiver. A part en hiver, un minimum dans l'écart-type se dessine avec une altitude variable selon les saisons (entre 3 et 6 km d'altitude) (Figure 57). On retrouve des caractéristiques de variabilité proche de celles retrouvées sur la variabilité à 40 minutes et différentes de celles à 240 minutes. L'utilisation de ces QS permet une bonne vue d'ensemble de la variabilité de la vapeur d'eau. En effet, la variabilité observée est proche de celle obtenue avec une intégration de 40 mn mais permet d'optimiser l'analyse et de profiter de la stationnarité pour obtenir la meilleure portée verticale.

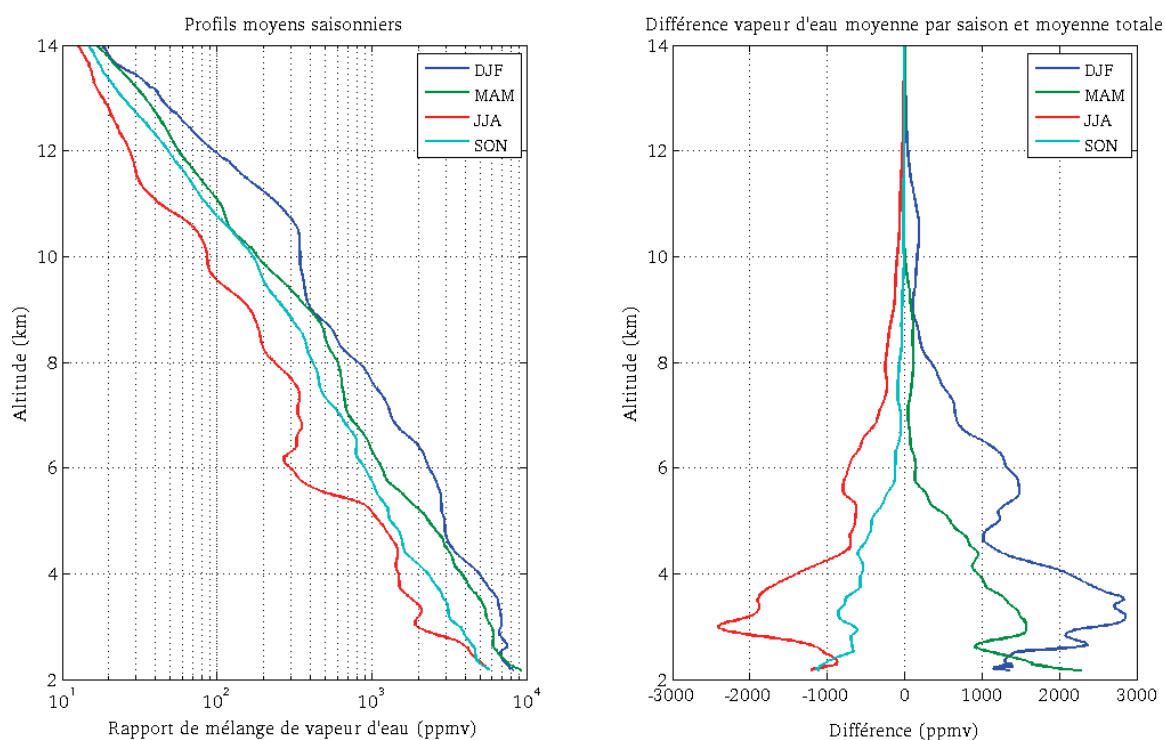


Figure 58. A gauche : Profils moyens saisonniers des périodes QS (l'été en bleu, l'automne en vert, l'hiver en rouge et le printemps en cyan). A droite : Variation des profils moyens par saison par rapport au profil moyen total.

L'amplitude saisonnière de la vapeur d'eau est de près de $5 \cdot 10^3$ ppmv dans la basse troposphère, elle est fortement marquée entre 3 et 4 km d'altitude (Figure 58). Lorsque l'on regarde

la variabilité de la vapeur d'eau dans les quelques kilomètres au-dessus de l'observatoire, la transition d'une saison à l'autre est très marquée. A 8 km, l'amplitude du rapport de mélange de vapeur d'eau est de 600 ppmv entre l'été et l'hiver, de 255 ppmv à 10 km et de 5,6 ppmv à 14 km. Sur l'allure du profil, on dénotera deux couches plus humides ou plus sèches uniquement décelables en hiver ou en été mais bien marquées à 3-4 km et à 5,5-7 km (Figure 58). Si une certaine symétrie semble se dessiner, en réalité l'écart-type diffère. Entre l'été et l'hiver, un facteur moyen de 1,8 se distingue lorsque l'on compare les valeurs absolues de la variation des profils saisonniers par rapport au profil moyen total (Figure 58). Il sera intéressant de les suivre sur plusieurs années de données.

- Tranche d'altitude entre 12 et 14 km

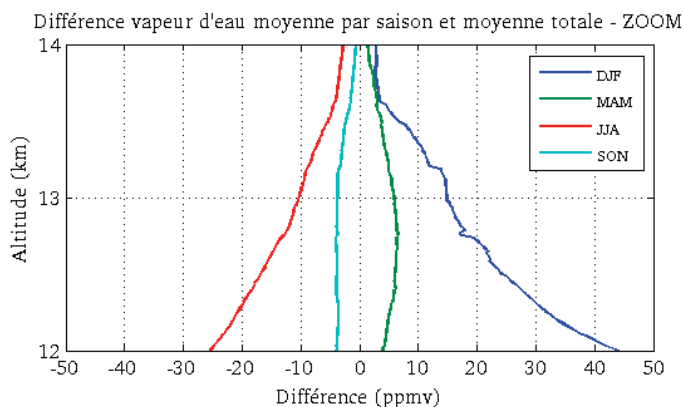


Figure 59. Variation des profils moyens QS par saison par rapport au profil moyen QS total, zoom de la Figure 58 (droite) entre 12 et 14 km.

Dans cette tranche d'altitude (Figure 59), les saisons intermédiaires (SON et MAM) présentent des profils de différence (par rapport à la moyenne annuelle) relativement constants, de signes opposés et d'amplitude minimale par rapport aux saisons inverses (DJF et JJA). Ces dernières voient leurs profils de différence converger fortement de 12 à 14 km d'altitude. A 14 km d'altitude, les différences par rapport à la moyenne annuelle sont contenues dans un petit écart de ± 5 ppmv, toutes saisons confondues.

Ces analyses préliminaires appellent à poursuivre d'autres investigations. Ainsi, s'il peut être montré que cette tranche d'altitude représente la partie supérieure de la troposphère qui se situe sous la TTL en été (DJF) au-dessus de La Réunion, alors ces observations montreraient qu'en été la base de la TTL est à peine plus humide que la haute troposphère subtropicale à la même altitude dans les autres saisons (JJA, SON et MAM). Pour ce qui concerne l'humidité, la TTL et la haute troposphère subtropicale constitueraient alors un continuum, l'absence de transitions brutales rendant d'autant plus difficiles leurs analyses, ou en tout cas nécessitant des moyens d'observations dont la précision avoisine déjà quelques ppmv.

- Tranche d'altitude entre 7 et 12 km

Deux traits caractéristiques des maxima de la distribution d'humidité entre 7 et 12 km d'altitude en DJF et en MAM sont à noter (Figure 60). Le maximum relatif d'humidité à 10,5 km d'altitude en été est probablement la signature des masses d'air humides détrainées par de la convection tropicale dans la ZCIT. A la latitude de la ZCIT, ce niveau de détrainement maximum est situé à environ à 13 km d'altitude, correspondant à une température potentielle θ de 345-350 K égale à la même température potentielle équivalente θ_e en surface. La circulation générale qui inclut le transport par les cellules de Hadley amène ces masses d'air vers les latitudes subtropicales de l'hémisphère Sud et les fait subsider typiquement de 2 à 3 km d'altitude entre leur position à la latitude de la ZCIT et la latitude d'observation à La Réunion. On retrouve cette signature de masses

d'air plus humides au niveau du maximum relatif à 8,5 km en automne (MAM). A cette saison, la ZCIT est déjà remontée vers le nord et donc les masses d'air convectées vont subsider encore plus longtemps et plus fortement pendant leur migration en latitude dans l'hémisphère Sud, jusqu'à les amener vers 8,5 km d'altitude à La Réunion. Il est possible que les maxima relatifs détectés à 7,5 km d'altitude en JJA et à 8,3 km en SON complètent la série annuelle du cycle saisonnier de ce processus d'humidification dans cette tranche d'altitude.

La variation d'altitude entre 10,5 et 7,5 km d'altitude à La Réunion des maxima relatifs d'humidité au cours de l'année (Figure 60) marque donc probablement la signature du transport méridien de masses d'air issues des amas convectifs de la ZCIT. Cette variation d'altitude au cours de l'année est à relier au déplacement méridien de la ZCIT et au transport méridien et à la subsidence subtropicale associée qui font suite à la convection tropicale. Ceci illustre l'influence d'un processus de transport à grande distance sur le contenu local en vapeur d'eau.

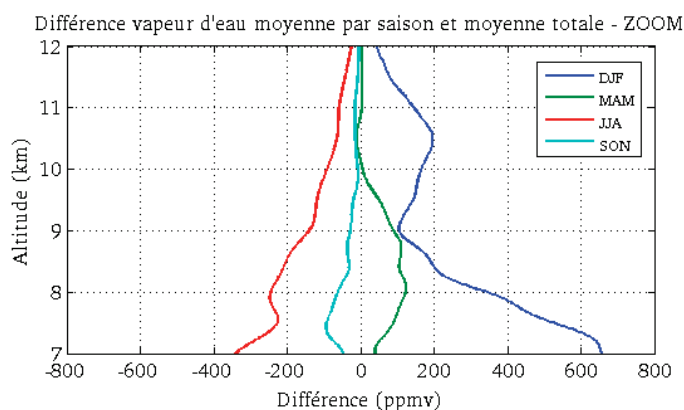


Figure 60. Variation des profils moyens QS par saison par rapport au profil moyen QS total, zoom de la Figure 58 (droite) entre 7 et 12 km.

Des données complémentaires sont encore à collecter et à interpréter pour bien confirmer les signatures de ce processus de transport sur les caractéristiques saisonnières vues par le lidar. Notons que dans le programme VAPEURDO LEFE/INSU mené par Stéphanie Evan, deux cas de ce type sont étudiés actuellement. Les masses d'air de l'outflow convectif, détectées par des images satellites puis advectées par le modèle lagrangien Flexpart, ont été suivies en mode prévision temps réel pour être interceptées à La Réunion par les systèmes d'observation du Maïdo, dont les lidars et des sondes CFH. Un cas de convection continental sur Madagascar et un cas de convection marine au nord-est de Madagascar sont en cours d'étude. Les correspondances entre ces cas d'études et les résultats dégagés ici restent à établir pour mieux illustrer ce processus. Dans le cadre de l'élargissement de la bande tropicale sous l'effet du changement climatique, la capacité du lidar de documenter de façon saisonnière cette branche de circulation liée à la dynamique de la ZCIT serait alors un atout important pour établir une climatologie de ce processus, voire établir des variations interannuelles et dégager des tendances dans plusieurs années. La position stratégique de l'Observatoire du Maïdo dans la surveillance de l'élargissement de la bande tropicale se renforce donc à travers l'établissement de ces résultats.

- Tranche d'altitude entre 8 et 3 km

Sur cette tranche d'altitude, la structuration du cycle saisonnier de l'humidité par la température (plus il fait chaud, plus l'air peut contenir d'humidité) est particulièrement bien visible (Figure 58). Ces résultats avaient déjà été obtenus sur le jeu de données 2002-2005 du lidar vapeur d'eau installé sur le campus universitaire (Hoareau et al., 2012). L'influence de la température sur l'humidité est très contrastée pour les saisons inverses : été (DJF) et hiver (JJA). Pour les saisons intermédiaires SON et MAM, les différences d'influence du cycle saisonnier de la température sur celui de

l'humidité sont moins fortes en valeur absolue qu'entre l'été et l'hiver, ce qui se caractérise par de moindres différences par rapport au profil moyen annuel (Figure 58). Cependant, pour expliquer que le profil de MAM est plus humide que celui de SON sur toute cette tranche d'altitude, l'influence de la température peut ne pas suffire, notamment entre 3 et 5 km ou d'autres influences dynamiques doivent exister, ce qui reste encore à investiguer.

- Tranche d'altitude entre 2 et 6 km

Dans la basse troposphère (Figure 58), l'influence des processus locaux et régionaux devrait prendre une part importante sur la variabilité de l'humidité. C'est ainsi qu'un maximum relatif d'humidité dans cette tranche d'altitude peut être suivi selon un cycle saisonnier variant avec altitude : 2,2 km en hiver (JJA), 2,9 km au printemps (SON), 3,3 km en été (DJF) et 3 km en automne (MAM). Notons qu'avec le système de représentation adopté ici, ce maximum relatif est plus facilement suivi sur les différences de moyennes saisonnières par rapport à la moyenne annuelle (Figure 58, droite) que sur les moyennes saisonnières elles-mêmes (Figure 58, gauche). Ce maximum trace probablement l'altitude de l'humidification de la partie supérieure de la couche d'alizés par les cumulus. Ses variations saisonnières d'altitude sont très cohérentes avec la variation de la distance horizontale entre la ZCIT et La Réunion : plus la ZCIT est proche, plus l'épaisseur de la couche d'alizés augmente (épaisseur maximale en été et minimale en hiver). Ce maximum relatif d'humidité doit aussi marquer la base inférieure de l'inversion de température qui coiffe les alizés. Le sommet de la couche d'inversion de température des alizés est marqué par un minimum relatif d'humidité que l'on peut détecter à chaque saison : il est à 3,0 km en JJA, 3,2 km en SON, 4,7 km en DJF, et 4,2 km en MAM (Figure 58). Ce qui donne pour épaisseur de la couche d'inversion d'alizés les valeurs suivantes : 800 m en JJA, 300 m en SON, 1400 m en DJF, et 1200 m en MAM.

Des climatologies de profils de température et de direction des vents devront venir compléter ces analyses préliminaires pour les étayer. Les valeurs d'altitude et d'épaisseur de la couche d'alizés déduites ici sont cohérentes par rapport à la littérature (Hastenrath, 1991 ; McGregor et Nieuwolt, 1998). Ces résultats laissent supposer que les mesures de nuit du lidar sont assez représentatives au niveau régional, i.e. sans qu'il y ait trop d'influence du relief local qui a plus d'impact le jour. La nuit, le contournement du flux sur La Réunion est beaucoup plus important que le franchissement (Lesouëf et al., 2011). On observe donc probablement de façon préférentielle un profil vertical non perturbé par le franchissement la nuit. Les éléments d'information sur la couche d'alizés décrits en début de ce paragraphe doivent donc avoir une représentativité à l'échelle régionale.

Il faut enfin noter qu'un autre maximum relatif de vapeur d'eau en été à 5,5 km d'altitude reste à investiguer. L'activité convective régionale ou les schémas de transport régionaux et synoptiques (notamment depuis le continent sud-africain par la circulation d'ouest) devraient être des pistes d'investigation qui n'ont pu être menées ici faute de temps.

- Tranche d'altitude entre 2 et 3 km

Dans cette partie de la très basse troposphère, il y a des transitions brutales (Figure 58) entre un régime de couche limite montagnaise près du sol (< 3 km) et un régime de troposphère libre ou de couche d'alizés. On notera toutefois qu'il y a probablement un manque de représentativité de la variabilité de la vapeur d'eau en surface en été (DJF) comparée à celle des

autres saisons. Ce constat doit être approfondi et motive des perspectives de comparaison des mesures aux altitudes les plus basses du lidar avec des moyens de mesure in-situ (station météorologique, ballon captif) à déployer dans de prochaines campagnes.

3. Surveillance de la vapeur d'eau dans l'UT/LS

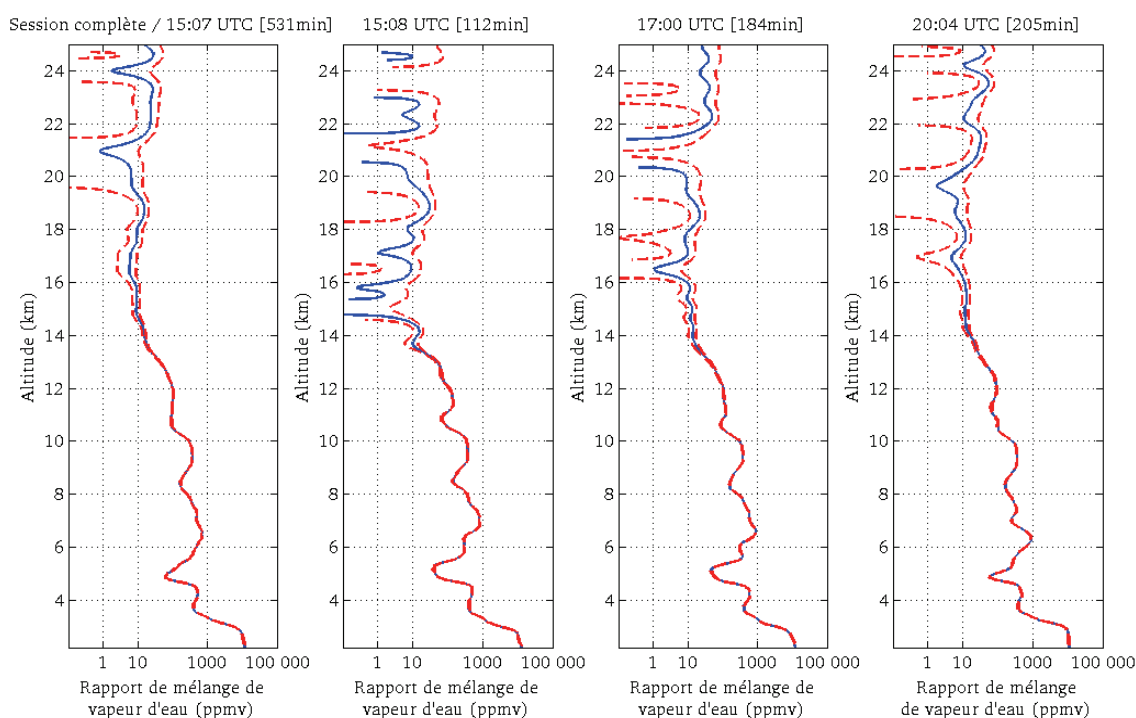


Figure 61. Profils de rapport de mélange de vapeur d'eau du 24 septembre 2015 obtenus par le Lidar1200 (en bleu) à 15:07 UTC pour 531 minutes d'intégration (à gauche), à 15:08 UTC pour 112 minutes (deuxième profil de gauche), à 17:00 UTC pour 184 minutes (troisième profil) et 20:04 UTC pour 205 minutes d'intégration (à droite) entre 2,2 et 25 km d'altitude. Les lignes rouges pointillées représentent l'erreur lidar pour 1σ .

En routine, entre 4 et 8 mesures sont réalisées par mois pour des sessions de 1 à 4 heures. Dès lors qu'il s'agit de réaliser une nuit de mesure de plus de 4 heures ou plusieurs dizaines d'heures de mesures sur une courte période, il est nécessaire de se placer en mode campagne. Les campagnes au Maïdo sont l'occasion d'évaluer les performances optimales du Lidar1200 en terme de mesure de vapeur d'eau. L'un des premiers objectifs a été de tenter de déterminer jusqu'à quelle altitude l'information pourrait monter sur une seule nuit de mesure. En dehors des contraintes liées aux opérateurs et en imaginant un ciel clair toute la nuit, la plage de mesure serait au maximum de 10 heures. Un test a pu être réalisé pendant la campagne LIDEOLE-2 avec une nuit de mesure d'environ neuf heures. Il y a eu d'autres tentatives qui sont restées vaines pour des raisons de mauvais temps et de problèmes techniques. Le profil du 24 septembre 2015 intégré sur toute la nuit a atteint 18/19 km avec une erreur de l'ordre de 40-50 % (4-6 ppmv) (Figure 61). Si le temps a été clair, la mesure n'a pas été aussi optimale sur l'ensemble de la nuit. En effet, entre 15:00 et 17:00 UTC, la trajectoire de la lune n'était pas favorable à la mesure. L'intensité lumineuse était importante, elle se voit sur le profil des deux premières heures, le profil ne monte pas au-dessus de 14 km (Figure 61). Malgré ce facteur limitant les performances de la mesure cette nuit-là, le profil

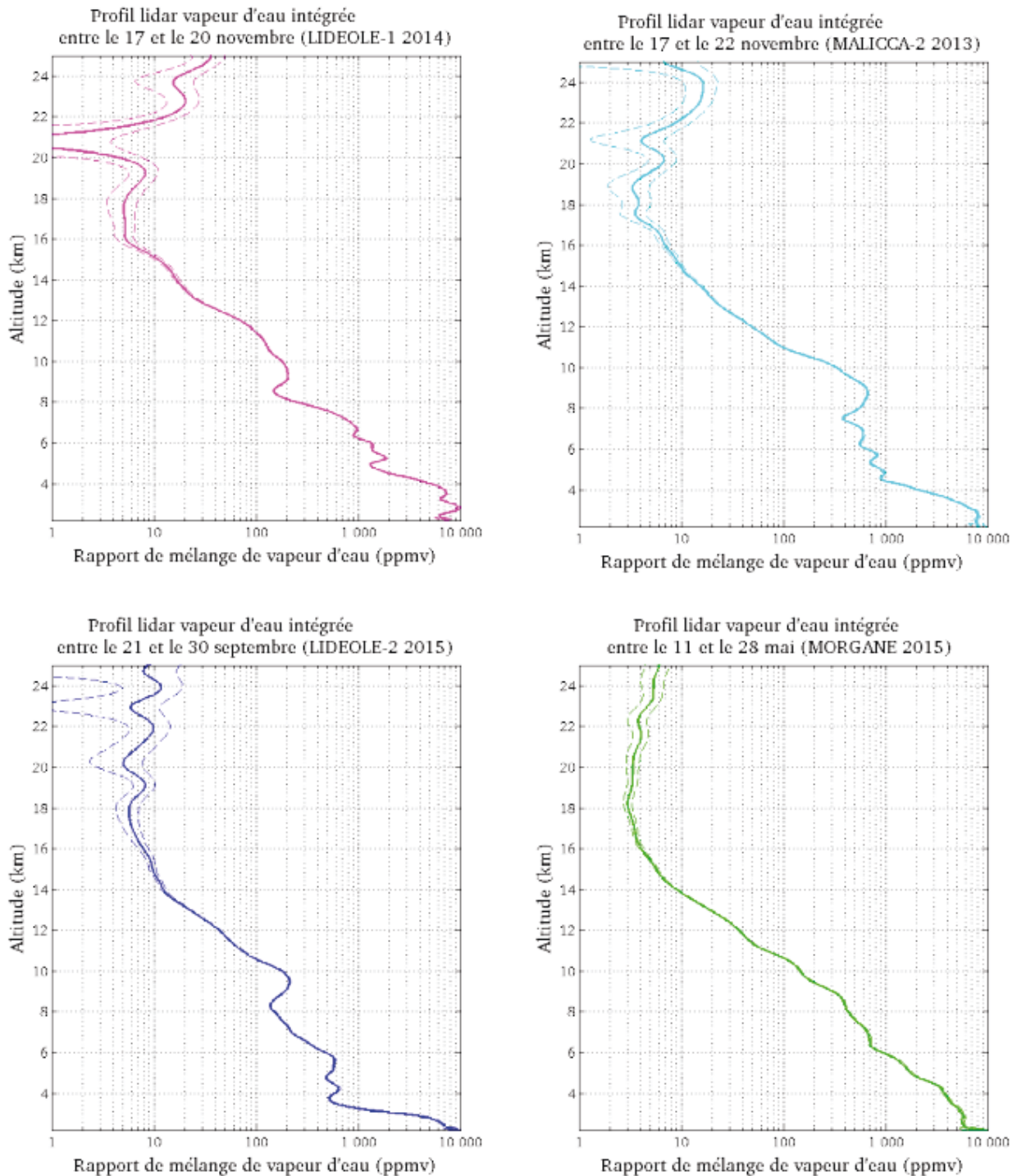


Figure 62. Profils de rapport de mélange de vapeur d'eau intégrant toute les données d'une campagne : LIDEOLE-1 (en magenta) avec environ 12 h de données, MALICCA-2 (en cyan) avec environ 24 h de données, LIDEOLE-2 (en bleu) avec environ 32 h de données et MORGANE (en vert) avec environ 47 h de données, entre 3 et 25 km d'altitude. Les lignes pointillées représentent, l'erreur lidar pour 1σ .

décrit la vapeur d'eau jusqu'à la tropopause voire la basse stratosphère. Les facteurs empêchant la réalisation de la mesure sur une nuit d'une dizaine d'heures sont nombreux et rendent ce genre de test difficile à réaliser et donc difficile à imaginer pour le mode routine. En revanche, on peut penser qu'avec l'automatisation de ce lidar et un temps favorable, il serait possible d'obtenir des profils journaliers jusqu'à la tropopause voire la basse stratosphère.

Une dizaine d'heures semble représenter le minimum d'intégration pour monter jusqu'à 18 km. Au-dessus de la tropopause, pour chaque kilomètre gagné par le système Raman en portée, de nombreuses heures supplémentaires d'intégration sont nécessaires. Les différentes campagnes de mesure ont permis d'évaluer les performances du Lidar1200 dans la basse stratosphère notamment le temps d'intégration nécessaire pour réussir à couvrir la gamme d'altitude 18-22 km. Les caractéristiques de différents profils de campagne (Figure 62) sont résumées dans le Tableau 7. L'altitude atteinte a été établie de manière qualitative et correspond à l'altitude maximum avant que l'erreur n'augmente exponentiellement. L'erreur pour cette altitude varie entre 30 et 50 %. On constate que plus la campagne a été longue, plus le temps d'intégration est important. En doublant, le nombre d'heure, le profil atteint 1 km de plus, en le triplant, il en atteint deux de plus (Tableau 7) mais avec une erreur importante de l'ordre de 48 %. A ces altitudes, la résolution verticale est de l'ordre de 1,3 km. L'intégration des mesures qui permet d'atteindre plusieurs kilomètres au-dessus de la tropopause est celui de la campagne MORGANE qui a nécessité un peu moins de 50 heures. L'erreur en stratosphère varie entre 7 et 27 % (respectivement à 17 et 25 km d'altitude).

NOM DE LA CAMPAGNE	LIDEOLE-1	MALICCA-2	LIDEOLE-2	MORGANE
TOTAL DES MESURES	12 heures	24 heures	32 heures	47 heures
	4 nuits	6 nuits	6 nuits	12 nuits
PERIODE	4 jours	6 jours	10 jours	18 jours
ALTITUDE ATTEINTE	19 km	20 km	21 km	25 km (*)
ERREUR ABSOLUE	2,4 ppmv	2 ppmv	3,4 ppmv	1,7 ppmv (*)
ERREUR RELATIVE	30 %	31 %	48 %	27 % (*)
RESOLUTION VERTICALE	1,2 km	1,3 km	1,3 km	1,3 km

Tableau 7. Caractéristiques principales des profils de vapeur d'eau de la figure 62. Le total des mesures correspond au nombre total d'heures ou de nuits de mesure intégrés dans le profil. La période correspond au nombre de nuits entre le début et la fin des tirs lidar de la campagne (incluant les nuits sans tir du Lidar1200). L'altitude atteinte correspond à l'altitude pour laquelle l'erreur ne monte pas exponentiellement (détermination qualitative). La résolution verticale est précisée à l'altitude maximale atteinte.

Ces quelques profils de campagne ont mis en avant la capacité du lidar à retourner de l'information jusque dans la basse stratosphère et avec une erreur quantifiée. Si on a pu voir qu'une information peut être retournée à 10 km pour une dizaine d'heures, l'erreur relative reste importante : 50 % pour 9 heures. Si on allonge significativement le temps d'intégration, elle est de 34 % pour 12 heures, 26 % pour 30 heures. Il faut près de 50 heures pour descendre à 9 % (Figure

63). Si le nombre d'heures est conséquent, la mesure peut être précise avec une erreur absolue inférieure au ppmv entre la tropopause et 22 km. On notera que le profil de la campagne MORGANE (sur lequel cette dernière assertion se base) a pu être validé grâce aux sondes CFH jusqu'à 22 km d'altitude. Si l'erreur peut paraître importante : de l'ordre de 20 % et de 1 ppmv à 22 km (Annexe 5), les données lidar et CFH ne sont pas différentes de plus de 1 ppmv. Le calcul de l'erreur propre au traitement lidar et la comparaison instrumentale démontrent la capacité du Lidar1200 à mesurer la vapeur d'eau dans la basse stratosphère jusqu'à 22 km d'altitude. Bien que l'erreur soit de 27 % à 25 km (Tableau 7*), les données CFH n'ont pas permis de valider la partie 22 - 25 km (non montré), si l'ordre de grandeur est le même, le gradient est vu différemment selon l'instrument. D'autres comparaisons entre les données Lidar1200 et CFH à ces altitudes seraient nécessaires pour conclure plus définitivement.

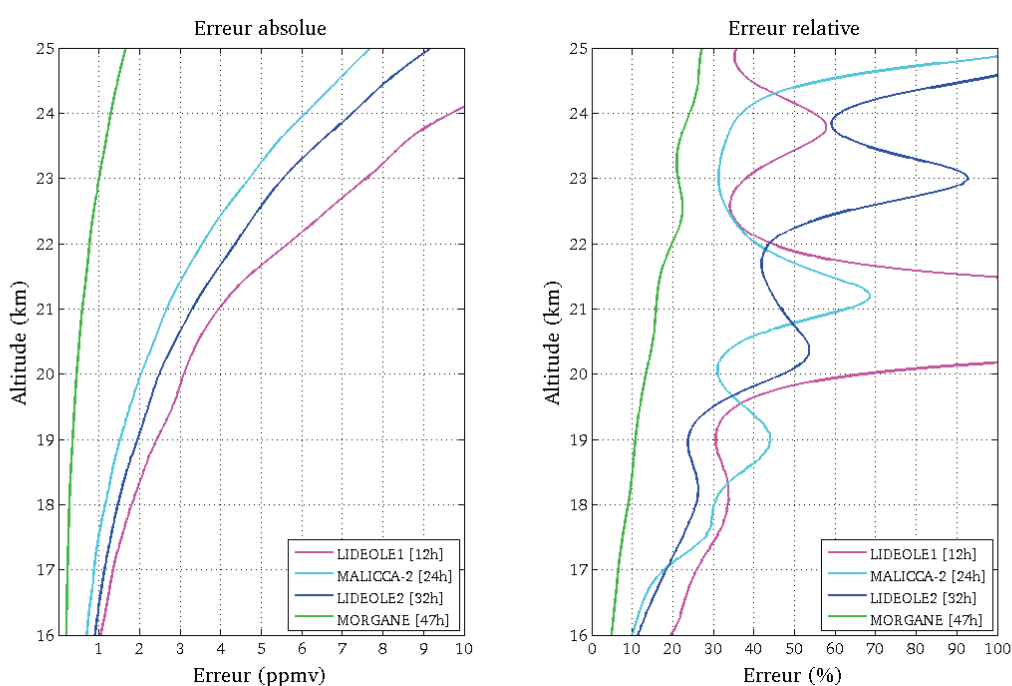


Figure 63. Erreurs absolue (à gauche) et relative (à droite) des profils de campagnes de la figure 62, entre 16 et 25 km d'altitude. Les couleurs sont les mêmes que pour la figure 62.

Si ces développements présentent des premiers résultats quantifiés des performances du Lidar1200 dans la basse stratosphère, il est indispensable de regarder d'autres profils de plusieurs dizaines d'heures et à différentes saisons, car seuls le printemps et l'automne sont représentés ici. Le mode d'observation pendant les campagnes permet d'obtenir des résultats plus précis car il est réalisé sur de courtes périodes (quelques semaines) en maximisant le caractère stationnaire de la période choisie au regard de la variabilité de la vapeur d'eau au-dessus de 18 km. Il est donc intéressant de se tourner vers les profils mensuels et la réalisation de campagnes de mesure en hiver ou en été serait d'un grand intérêt pour l'évaluation des performances du Lidar1200 dans la basse stratosphère.

4. Conclusion

Les études sur la variabilité de la vapeur d'eau à 10, 40 et 240 minutes ont montré que l'écart-type était deux fois supérieur à l'erreur totale à respectivement 12,5 km (erreur d'environ 40 %), 13,8 km (erreur d'environ 20 %) et 14,7 km (erreur d'environ 11 %). Cela signifie que la base de données permet d'obtenir des informations sur la variabilité de la vapeur d'eau à 40 minutes jusqu'à presque 14 km et une erreur de 20 % et de caractériser la variabilité en haute troposphère d'une nuit de mesure à une autre avec une erreur de 11 %. La base de données du Lidar1200 doit permettre donc d'établir des données précises sur la variabilité temporelle de la vapeur d'eau dans la troposphère.

Le lidar est capable de suivre des structures de l'ordre de la centaine de mètres d'épaisseur dans la troposphère et à très courtes échelles temporelles (de 1 à 15 minutes suivant l'altitude à laquelle la structure se trouve). Ces fines structures peuvent par exemple venir des mécanismes de transport et de filamentation de la stratosphère vers la troposphère quand elles sont sèches, ou encore par exemple par émanation de la convection tropicale quand elles sont plus humides. D'autre part, il a été établi qu'il fallait plusieurs dizaines d'heures pour atteindre 20 km d'altitude. Une nuit de mesure en routine fait généralement 4 heures et même si les conditions d'observation du lidar étaient optimales pendant toute la nuit, la session ne dépasserait pas les 10 heures. Plusieurs nuits de mesure sont donc nécessaires afin de regarder la basse stratosphère. Il apparaît donc évident que des phénomènes ponctuels à l'échelle de la nuit voire même de plusieurs jours qui influeraient sur la vapeur d'eau en basse stratosphère ne pourraient pas être étudiés. La campagne MORGANE a montré qu'en mode d'observations intensives, une période de 15 jours devrait permettre d'obtenir des données fiables dans la stratosphère jusqu'à 22 km. En se projetant dans un avenir où le Lidar1200 serait automatisé, les tendances de la vapeur d'eau dans la basse stratosphère pourraient être étudiées avec au moins deux points de mesure par mois. Le seuil de détection du Lidar1200 dans la basse stratosphère tourne entre 1 et 2 ppmv ce qui est compatible avec les quantités de vapeur d'eau dans l'UT/LS.

Des résultats de l'étude menée par [C. Hoareau \(2012\)](#), à partir de 350 périodes quasi-stationnaires échantillonnées par l'ancien lidar vapeur d'eau entre 2002 et 2005, avait permis d'évaluer qu'entre la saison sèche et froide et la saison humide et chaude, les rapports de mélange moyens de vapeur d'eau étaient multipliés par environ 1,6 jusqu'à 9 km d'altitude. Ces résultats de la structuration du champ d'humidité en liaison avec le champ de température ont été confirmés dans cette étude à partir de l'exploitation de la base de données de deux ans du Lidar1200. D'autres résultats préliminaires et très prometteurs sont apparus. C'est tout d'abord la possibilité de suivre avec suffisamment de précision les variations du rapport de mélange de la vapeur d'eau entre la haute troposphère subtropicale et la base de la TTL vers 14 km au cours des saisons. C'est ensuite la probable détection tout au long du cycle saisonnier de la signature des masses d'air humides convectées dans la ZCIT et ramenées à la latitude de La Réunion par la circulation générale et la cellule de Hadley. C'est enfin la probable détection tout au long du cycle saisonnier de caractéristiques du champ d'humidité associé à l'inversion des alizés.

Les différentes étapes de préparation et de réflexion autour de la constitution de la base de données de l'OPAR ont non seulement permis d'avoir à ce jour une méthodologie de validation rigoureuse qui permettra d'étendre régulièrement la base de données de profils vapeur d'eau mais elles posent aussi les fondamentaux de la candidature du Lidar1200 à une labellisation NDACC en

répondant aux exigences (en terme de données) des réseaux internationaux aujourd'hui. A cette évaluation des données, l'étude de ce premier jeu de données a démontré la possibilité d'établir des séries temporelles de la vapeur d'eau dans la troposphère et dans l'UT/LS. Ceci permettra à long-terme d'établir des tendances (composition en vapeur d'eau de la TTL, élargissement de la bande tropicale, etc) dans le cadre du changement climatique et de caractériser de fines structures en troposphère. La surveillance de la vapeur d'eau selon un découpage semi-mensuel permettra d'étudier des mécanismes de transport dans l'UT/LS. La précision qu'offre ces mesures permettra aussi de réaliser des études de cas sur des processus atmosphériques tels que les échanges stratosphère-troposphère (cette problématique faisant l'objet du chapitre suivant).

CHAPITRE 4 :

Caractérisation d'un épisode complexe d'intrusions stratosphériques au-dessus de La Réunion

1. Introduction.....	130
2. ARTICLE : Multiple subtropical stratospheric intrusions over Reunion Island : observational, lagrangian and eulerian numerical modeling approaches.....	131
3. Conclusion.....	152

1. Introduction

La théorie associée aux foliations de tropopause et à la formation d'intrusions stratosphériques a été bien documentée dans la littérature (cf Chapitre 1, partie 4.1.3). Ces processus ne sont pas pour autant bien représentés dans les modèles de transport de grande-échelle. Pour améliorer cette représentation, il est important de disposer de moyens d'observations assez précis pour caractériser ce type d'événement. Dans le cas d'un déferlement d'onde de Rossby depuis les subtropiques vers les tropiques menant à une foliation de tropopause, la région de l'atmosphère concernée est l'UT/LS tropicale. Or, mis à part les données satellites, cette région de l'atmosphère manque de données d'observations car, en routine, peu d'instruments de télédétection au sol ou de mesures ballon (cf Chapitre 1, partie 2.5) permettent de l'atteindre avec précision. Le besoin en mesures concerne notamment des mesures d'ozone et de vapeur d'eau à haute résolution en marge de la ceinture tropicale et de la zone subtropicale.

L'île de La Réunion est située dans une zone géographique soumise à l'influence de déferlement d'ondes de Rossby engendrant des foliations de tropopause. Même s'il y a des saisons favorables, des intrusions stratosphériques peuvent pénétrer dans la troposphère au-dessus de La Réunion tout au long de l'année (cf Chapitre 1, partie 4.2). L'atmosphère au-dessus de La Réunion représente donc une zone intéressante pour l'étude de ces STE. L'Observatoire du Maïdo a le potentiel d'observation nécessaire pour réaliser ce type d'étude (d'après le Chapitre 2, partie 1.3). Les mesures en routine de divers paramètres atmosphériques se sont progressivement mises en place à l'observatoire (cf Chapitre 2) et la base de données s'étoffe. De manière générale, les objectifs scientifiques de l'utilisation d'une base de données sont établis dès le début des mesures. En revanche, la question qui se pose toujours une fois les données produites est : en quoi ces données feront-elles avancer les connaissances dans le domaine ? Les processus atmosphériques pour lesquels les mesures de l'Observatoire du Maïdo doivent permettre d'initier des études sont nombreux. Le champ d'études des STE représente une part importante des applications scientifiques attendues. A La Réunion, historiquement, les STE ont été documentés principalement du point de vue de l'ozone (cf Chapitre 1 partie 4.2). Les processus d'échange tels que les intrusions stratosphériques sont généralement identifiés sur des profils d'ozone par la présence d'un pic possédant une valeur typiquement stratosphérique et associés à de l'air très sec. Dans certains cas, plusieurs pics peuvent apparaître sur le profil d'ozone (Bithell et al., 2000), ce qui laisse présager des situations synoptiques complexes et observations résultant de la mise en place d'une - voire de plusieurs - intrusion(s) stratosphérique(s). La probabilité d'échanges irréversibles entre la stratosphère et la troposphère est alors importante. Dans ce genre de cas, les observations doivent donc non seulement atteindre la tropopause mais aussi avoir une résolution verticale qui soit assez fine pour réussir à observer la stratification de l'atmosphère pendant ou après ces processus d'intrusion stratosphérique. A ces considérations sur l'ozone, on rappellera que l'une des variables importantes dans le cas de l'étude STE est la vapeur d'eau. Le Lidar1200 de l'Observatoire du Maïdo a été significativement amélioré afin de réaliser des mesures de vapeur d'eau dans l'UT/LS. L'une des questions que l'on pourrait se poser est la suivante : les données de vapeur d'eau du Lidar1200 offriront-elles une nouvelle approche dans l'étude des STE ?

Au-delà des observations, différentes méthodes permettent de caractériser un phénomène d'intrusion stratosphérique. Certaines d'entre elles sont d'ailleurs utilisées de façon complémentaire. Les analyses ECMWF peuvent être couplées à des méthodes de modélisation lagrangienne par

exemple. L'exercice réalisé dans ce projet de recherche a été d'éprouver différents outils ou méthodes afin de caractériser un épisode complexe de STE associé à un processus d'intrusions stratosphériques multiples. Dès la première campagne de mesure organisée autour du Lidar1200 (la campagne MALICCA-1 en avril 2013), un cas d'intrusion a été détecté sur un profil lidar d'ozone, avec trois anomalies positives associées à une atmosphère très sèche. En appui des observations, une analyse synoptique a été menée à partir des ré-analyses ECMWF ERA-Interim. Afin de représenter la structure verticale et horizontale de la foliation de tropopause, une étude lagrangienne à partir du modèle LACYTRAJ (développé au LACy par J.-L. Baray) et une étude de modélisation méso-échelle à partir du modèle Méso-NH ont été réalisées. Les paramètres de la simulation Méso-NH sont détaillés dans l'[Annexe 8](#). L'étude s'attache à répondre à diverses questions : quelles informations peuvent être interprétées à partir des profils d'ozone et de vapeur d'eau ? Peut-on retracer l'histoire des particules d'air d'origine stratosphérique ? Peut-on suivre temporellement les échanges au-dessus de La Réunion ? Les analyses globales et les outils de modélisation permettent-ils de retrouver et d'expliquer une stratification verticale telle que celle de l'atmosphère au-dessus de La Réunion le 4 avril 2013 ?

2. ARTICLE : Multiple subtropical stratospheric intrusions over Reunion Island : observational, lagrangian and eulerian numerical modeling approaches

Les résultats de cette étude font l'objet d'un article intitulé "Multiple subtropical stratospheric intrusions over Reunion Island : observational, lagrangian and eulerian numerical modeling approaches", soumis au *Journal of Geophysical Research : Atmosphere* en mai 2016. La version soumise au journal a été mise dans un format article pour ce chapitre afin de faciliter la lecture.

Multiple subtropical stratospheric intrusions over Reunion Island : observational, lagrangian and eulerian numerical modeling approaches

H. Vérémes^{1,2}, J.-P. Cammas^{1,2}, J.-L. Baray³, P. Keckhut⁴, C. Barthe¹, F. Posny¹, P. Tulet¹, D. Dionisi⁵ and S. Bielli¹

Signatures of multiple stratospheric intrusions were observed on simultaneous and collocated ozone and water vapor profiles retrieved by lidars and radiosondes at the Maïdo observatory, Reunion Island (21°S, 55°E, 2160 m asl), during MALICCA (MAïdo LIdar Calibration CAmpaign) in April 2013. A singular structure of the ozone vertical profile with three peaks (in excess of 90 ppbv, at ~8, ~10 and ~13 km altitude) embedded in a thick dry layer of air suggested stratospheric intrusions with multiple origins. The hypothesis is corroborated by a synoptic analysis based on re-analyses. ECMWF ERA-Interim temporal series associated with 5-days lagrangian backtrajectories initialized on each ozone peak allows to capture their stratospheric origin. The ozone peak at the lowest altitude is associated with an irreversible tropopause folding process along the polar jet stream during an extratropical cut-off low formation. Simultaneous lidar water vapor profiles of this peak show that the anticorrelation with ozone has been removed, due to mixing processes. Backtrajectories indicate that the two other ozone peaks observed at higher altitudes are associated with the dynamics of the subtropical jet stream and the lower stratosphere. The observations confirm the recent stratospheric origins (dryness and ozone anticorrelation). The highest ozone peak is explained by the horizontal distribution of the intrusion. Use of a lagrangian Reverse Domain Filling model and of the Meso-NH eulerian mesoscale model with a passive stratospheric tracer allow to further document the stratosphere-troposphere transport processes and to describe the detailed PV and ozone structures in which are embedded the observed multiple stratospheric intrusions.

Key words :

stratosphere-troposphere exchange ; ozone ; water vapor ; lidar ; subtropical tropospheric dynamics

1. Introduction

In the context of global climate change, it is very important to survey stratosphere-troposphere exchanges (STE) to understand these dynamical processes and to improve their representation in meteorological and climate models. STE processes are crucial because both radiative and oxidizing roles of ozone depend on its vertical distribution in the troposphere and in the stratosphere. Global aspects of STE in the

framework of the general circulation, including the role of waves, eddies, and mesoscale structures such as jet streams and extratropical cyclone dynamics have been the subject of a review by Holton et al. 1995. Several studies focused on STE associated with synoptic-scale jet-stream and Rossby wave dynamics [e.g., Ancellet et al., 1994 ; Postel and Hitchman, 1999 ; Scott et al.; 2001 ; Scott and Cammas, 2002 ; Baray et al., 2000, 2003], jet-front dynamics [Donnadille et al., 2001 ; Flentje et

¹ Laboratoire de l'Atmosphère et des Cyclones, UMR 8105, CNRS-Université de la Réunion-Météo-France, Saint Denis de la Réunion, France.

² Observatoire des Sciences de l'Univers de La Réunion, UMS 3365, CNRS-Université de la Réunion, Saint Denis de la Réunion, France.

³ Laboratoire de Météorologie Physique, UMR 6016, CNRS-Observatoire de Physique du Globe de Clermont-Ferrand, CNRS-Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, France.

⁴ Laboratoire ATmosphères, Milieux, Observations Spatiales - IPSL, UMR 8190, CNRS-UVSQ-UPMC, UniverSud Paris, Guyancourt, France.

⁵ Institute for Atmospheric Sciences and Climate (ISAC), National Research Council (CNR), Rome, Italy.

al., 2005] and tropical cyclones [Das et al., 2011 ; Leclair de Bellevue et al., 2006]. Most of the case studies on stratospheric intrusions conclude that a part of this exchange is irreversible and impacts the tropospheric ozone budget [e.g. Collins et al. 2003 ; Cristofanelli et al. 2006 ; Hess and Zbinden, 2013 ; Roelofs and Lelieveld, 2000 ; Stohl et al., 2003]. If the tropospheric ozone budget seems realistic in the outputs of chemistry transport global models, the representation of the three main drivers of the budget – photochemistry (productions and losses), dry deposits on the surface and STE – need further improvement in their representation [Stevenson et al., 2006, 2013]. Thus, it is important to document those processes including stratospheric intrusions to better evaluate the ozone fluxes and budget.

Depending on a mechanism of tropopause folding [Reed 1955; Reed and Danielsen 1958], a stratospheric intrusion is characterized as stratospheric air masses subsiding isentropically within tropopause folds associated with the creation of tongues of ozone-rich and dry air in the troposphere [Appenzeller and Davies, 1992 ; Holton et al., 1995]. Parameters like potential vorticity [Appenzeller and Davies, 1992; Danielsen et al., 1968, 1970, Reed and Danielsen, 1958], ozone [Danielsen, 1968] and water vapor [Shapiro et al., 1978] concentrations, with different orders of magnitude between the stratosphere and the troposphere, are relatively well conserved [Appenzeller et al., 1996] and are correlated [Danielsen 1970, Shapiro 1974] during tropopause foldings. Newell et al. [1999] showed that, by taking simple detection criteria on the O_3/H_2O relationship, different type of air masses could be differentiated. For an O_3+/H_2O- relationship (i.e. anticorrelation), the air mass was identified as stratospheric air or pollution. Mixing of the stratospheric parcel with the wet tropospheric air [Stohl et al., 2003] can explain that the analysis of the relative humidity as a tracer is not always conclusive and mainly explains why the anticorrelation O_3/H_2O is not always sufficient to reliably characterize layers associated to stratospheric intrusions [Colette et al., 2005 ; Thouret et al., 2000].

Nevertheless, these three tracers are the best

parameters and can be used in different methodologies to identify and characterize stratospheric intrusions. The first approach to study tropopause foldings is instrumental. High-resolution in-situ or remote sensing measurements are mainly used to sample stratospheric filaments. Recent researches on the O_3/H_2O relationship focused on high-resolution data like water vapor ground-based lidar measurements to study stratospheric intrusions [D'Aulerio et al., 2005]. The optimal dataset should be co-localized and coincident measures. The MOHAVE (Measurements of Humidity in the Atmosphere and Validation Experiments) campaign led to ozone and water vapor coupled lidar observations of a stratospheric intrusion at the Table Mountain Facility in 2009 [Leblanc et al. 2011]. Another approach to document such processes consists in describing the synoptic analysis of the event thanks to ECMWF (European Center for Medium-Range Weather Forecasts) analyses. ECMWF analyses contain all parameters allowing the characterization of a stratospheric intrusion [Vaughan et al., 1994] and especially the potential vorticity which is not directly measured. More than characterizing a single event, those global analyses data have been and are still largely used to establish climatologies [Škerlak et al., 2014; Sprenger and Wernli, 2003; Sprenger et al., 2007] and to calculate exchanges induced by STE (including stratospheric intrusions). Finally, to go further in the investigations, modeling is the preferred method. On the one hand, lagrangian calculations can reveal sub-grid scale structures [e.g. Stohl et al., 2003; Trickl et al., 2010] where transport dominates and are, thus, well-adapted. A few case studies of stratospheric intrusions have already been evaluated with lagrangian tools, like LAGRANTO (the LAGRangian ANalysis TOol [Wernli and Davies, 1997]) [Wernli, 1997], HYSPLIT (HYbrid Single Particle Lagrangian Integrated Trajectory model [Draxler et al. 1998]), or FLEXPART (FLEXible PARTicle dispersion model [Stohl et al., 1998, 2005]) [Stohl and Trickl, 1999]. On the other hand, previous studies have shown that mesoscale modeling could be used as an integrating tool for studying and/or quantifying transport processes especially in the UT/LS

[Cristofanelli et al., 2003; Ebel et al., 1991; Kentarchos et al., 1999; Leclair de Bellevue et al., 2007; Luo et al., 2013; Meloen et al., 2003]. To establish climatologies, ECMWF analyses are often coupled with lagrangian calculations [Bourqui, 2006; Bourqui et al., 2012; Cristofanelli et al., 2006; Sprenger et al., 2003]. Coupled to ECMWF forecasts, some lagrangian tools can also guide some measurement campaigns [Trickl et al. 2010; Zanis et al., 2003] as the STACCATO one (Influence of Stratosphere-Troposphere Exchange in a Changing Climate on Atmospheric Transport and Oxidation Capacity) [Stohl et al., 2003]. The different data and methodologies described in this introduction might be coupled to establish the best diagnostic of a stratospheric intrusion process.

Until now, very few STE case studies focused on the Southern Hemisphere mainly because of the lack of high-resolution measurements which require in-situ and remote sensing instruments. Using the ozonesonde data of the NDACC/SHADOZ station (Network for the Detection of Atmospheric Composition Change / Southern Hemisphere Additional Ozonesondes), some studies have been published on ozone aspects in STE on the southwestern part of the Indian Ocean [Baray et al. 1998, 2000; Leclair de Bellevue, 2007; Clain et al., 2010]. Reunion Island (21°S, 55.5°E) is located on a subtropical latitude band of the Southern Hemisphere. Its position makes possible observations of tropical and subtropical mechanisms. It is also a strategic location to monitor climate change, considering the widening of the tropical belt [Lu et al., 2009]. The Maïdo Observatory, a high altitude site, is equipped with various in-situ and remote sensing instruments [Baray et al., 2013]. Thanks to the Maïdo Observatory innovating Raman lidar and other lidars located at 2160 m altitude, high-resolution profiles of water vapor, ozone and aerosols can now document STE case studies. The MALICCA (MAïdo Lidar Calibration CAmpaign) field campaign conducted in April 2013 [Keckhut et al., 2015] has provided an important water vapor and ozone profiles and column dataset. The objective of this paper is to analyze in detail an

event of multiple stratospheric intrusions observed between 28 March and 5 April 2013 in ozone lidar profiles, in water vapor lidar and radiosounding profiles. The main goal is to identify and to characterize the stratospheric intrusions over Reunion Island and to explain the relationship between ozone and water vapor vertical stratification structures which have been quasi-simultaneously measured by the lidars. The multi-instrumented lidar measurements and numerical approaches, lagrangian and mesoscale models, will allow to bring new characterization elements regarding the history of the stratospheric intrusions. In Section 2, we describe the measurement site and the methodology. Section 3 focuses on the synoptic characterization of the stratospheric intrusion and on the differentiation of the air masses. The history of each ozone peak is reconstituted thanks to the observations and the modeling results. The reliability of measurements and the complementarity and/or limits of the different methodological approaches are also discussed. Finally, conclusion is set in section 4.

2. Instrumentation and methodology

2.1. Instrumentation

2.1.1. The Maïdo Observatory

Atmospheric ozone measurement systems have been deployed at Reunion Island since the nineties, beginning with radiosoundings, followed by a SAOZ UV-visible spectrometer (columns) and lidar (profiles) systems. The location of Reunion Island presents a great interest because there are very few multi-instrumented stations in the tropics and particularly in the Southern Hemisphere. In 2012, the Maïdo Observatory (2160 m asl) was commissioned on the western part of the island. It hosts various instruments for atmospheric measurements, including lidar systems, spectro-radiometers and in situ gas and aerosol measurements [Baray et al., 2013].

During the night, clear sky conditions are favored at the observatory due to large scale subtropical and anticyclonic subsidence which is reinforced by local conditions on the downstream side of the island. Air masses at the

Maïdo site are separated from local and regional sources of pollution at nighttime and the performances of the optical instruments above the marine boundary layer have been considerably improved.

The intensive measurement campaign MALICCA-1 (1 April – 20 April 2013) provided detailed data set of water vapor profiles on a short period. The main goal of the campaign was to set the best instrumental configuration for the Raman lidar system and to evaluate its data [Dionisi et al., 2015 ; Keckhut et al., 2015]. This campaign allowed also to conduct scientific studies on various topics : moistening of the lower stratosphere, cirrus clouds, among others, and STE including the case study documented in this paper.

2.1.2. The tropospheric ozone lidar

The current system is the DIAL lidar system which was deployed at Saint-Denis (north part of Reunion Island), an historical upgraded Rayleigh-Mie lidar performing several times a week since 1998 [Baray et al., 2006, 2013] before its transfer to the Maïdo station. This lidar is a DIAL system : profiles are retrieved from the differential absorption in air of two wavelengths (289 and 316 nm). For the emission part, the UV wavelengths are generated by Raman shifting of the fourth harmonic of a Nd:YAG laser in a high pressure deuterium cell [Baray et al., 1999]. The laser frequency is 30 Hz. The beam diameter is 10 mm and is expanded in a divergence optimizer system located after the Raman cell (length and diameter in/out respectively : 1500, 20 and 55 mm). The output diameter and the divergence of the emitted beam are 30 mm and 0,25 mrad [Baray et al., 2013]. The reception part of the system is composed of a mosaic of four telescopes (500 mm diameter each) and optical fibers (1.5 mm diameter) and the spectral separation of 289 and 316 nm beams is operated by a spectrometer (with a Czerny-Turner holographic grating).

First ozone measurements at the Maïdo were performed in January 2013. The range of ozone profiles is 5-6 km to 16-18 km, depending on meteorological conditions. A small telescope (20 cm) has been added to compensate the altitude of the Maïdo keeping the lower limit for

the vertical range to 3-4 km. A commutation allows to work with either mode by permuting the optical fibers at the entrance of the spectrometer. The data processing is described in Baray et al. [1999]. Routinely, measurements are performed on average five times by month at the Maïdo station. The vertical resolution is approximately 400 m at 8 km and 1.2 km at 14 km.

2.1.3. The water vapor lidar

The Raman water vapor lidar system which operated at Saint-Denis from 2002 to 2005 [Hoareau et al., 2012] has been very significantly upgraded after being transferred to the Maïdo station in 2012. Some critical points detected in the previous system have been improved and optimized. The new Raman system has been designed to monitor the water vapor in the troposphere and in the lower stratosphere and, simultaneously, the temperature in the stratosphere and in the mesosphere. The preliminary research system operated only at 532 nm, the new lidar uses the 355 nm, generated by two Nd:Yag lasers, with a repetition rate of 30 Hz, and the possibility to operate also at 532 nm. Even if the system has been designed to work at two wavelength, only the 355 nm wavelength is used on a routine basis. Emitting pulses of each laser are synchronized and coupled through a polarization cube, have an energy of 375 mJ.pulse⁻¹ and a duration pulse of 9 ns. The geometric divergence of the beam is around 0.5 mrad. One of the specificities of this lidar configuration is the coaxial geometry for emission and reception designed to avoid parallax effects, extend measurement down to the ground and facilitate the optical alignment and the calibration procedure. Another specificity is that the backscattered signal (collected by a 1.2 m diameter telescope) is transferred to the optical part by a set of lenses and mirrors instead of fiber-optic cables. The fluorescence in fiber-optic cables could cause a systematic bias in water vapor measurements [Sherlock et al., 1999] that is avoided with the new design. The light coming from the primary mirror is, thus, reflected by a secondary flat mirror, tilted at 45° in order to direct the light in the optical box unit used to separate the

backscattered Raman and Rayleigh signals. The field of view of the system is set to 0.5 mrad (2 mm) thanks to a diaphragm field stop at the entrance of this box to avoid the saturation of the detectors due to the defocalization effect. The spectral separation of the light is realized by dichroic beam splitters and band pass and high pass interference filters. Details on the optical configuration are given in Dionisi et al. [2015]. Photons are counted using Hamamatsu photomultiplier with Licel transient recorders [Hoareau et al. 2012]. Water vapor profiles are retrieved using the method described in Dionisi et al. [2015]. Long-term calibration is performed using water vapor columns obtained from GPS water vapor total column collocated and simultaneous measurements. At the Maïdo Observatory, lidar measurements are routinely performed twice a week on average. The vertical resolution of the raw data is 15 m. On a routine basis, data are smoothed with a Blackman filter whose number of points changes with the altitude. The vertical resolutions calculated by using the cutoff frequency of the transfer function of the filter in the lowest layers, in the mid-troposphere, in the upper troposphere and in the lower stratosphere are respectively around : 100 m (at 4 km), 250m (at 12.5 km), 300 m (at 15 km) and 375 m (at 18 km).

2.1.4. Radiosoundings

PTU (pressure-temperature-humidity) radiosondes were launched from the Maïdo Observatory site during MALICCA-1 [Keckhut et al., 2015]: 12 Modem M10 radiosoundings and 15 Vaisala RS92 radiosoundings, including 4 dualflights (Modem and Vaisala) simultaneously to water vapor lidar shots. The main objectives in performing those specific measurements were, with the dualflights, a comparison between different types of PTU radiosonde data, a comparison of the use of radiosoundings versus GPS for the calibration of the

water vapor lidar [Dionisi et al., 2015] and a multi-instrumented comparison in order to validate the Raman water vapor measurements. Biases of the Modem M10 sensors are known and are being the subject of corrections in order to fit the GRUAN (GCOS Reference Upper-Air Network) framework requirements (work in progress at the MeteoModem company, G. Clain personal communication). The Modem M10 data of MALICCA used in this paper benefited of corrections on response time and heating of the sensors that were not yet implemented in the code in April 2013.

2.2. Methodology

2.2.1. Operational analysis and ERA-Interim re-analysis

The analysis of the synoptic context is based on the interpretation of ERA-Interim re-analyses [Berrisford et al., 2011]. Vertical and horizontal resolutions of the parameters extracted (ozone, potential vorticity, water vapor mixing ratio and wind) are given in Table 1. The thermal definition of the tropopause [WMO, 1986] can fail in representing the dynamical situation associated with a tropopause fold [Kuang et al., 2012]. The dynamical definition based on a potential vorticity threshold [Holton et al., 1995 ; Hoskins et al., 1985] as the iso-surface -2 PVU (Potential Vorticity Unit = $10^{-6} \text{K.m}^2.\text{kg}^{-1}.\text{s}^{-1}$) is more appropriate in our study. Ozone is a prognostic variable predicted simultaneously with the other model state variables in the 4D-Var ERA-Interim assimilation scheme [Dee et

METHOD	SYNOPTIC ANALYSIS	LACYTRAJ	MESO-NH
ECMWF DATA	ERA-Interim	ERA-Interim	Operational
TEMPORAL RESOLUTION	6h	6h	6h
TYPE OF LEVEL	Pressure	Pressure	Model
NUMBER OF LEVELS	37	37	60
HORIZONTAL RESOLUTION	0,5°	0,75°	0,5°

Table 1. Description of the different types of ECMWF data used in the present study.

al., 2011]. The ozone first guess is derived from an updated version of the Cariolle and Déqué [1986] scheme [Cariolle and Teyssédre, 2007].

2.2.2. LACYTRAJ

LACYTRAJ is a kinematic trajectory code using the ECMWF operational analyses or ERA-Interim re-analyses. The user defines a start grid (either a 1D vertical profile or a 2D vertical/horizontal cross section), and each grid point is advected by 3D analyzed wind components. The vertical position of the particles is derived from global model vertical winds. Tracers can be advected along trajectories, in order to rebuild an advected parameter's profile or field. This technique, known as Reverse Domain Filling, hereafter RDF [Sutton et al. 1994], allows to retrieve subgrid-scale information when the time-step of the trajectory is adjusted to the lifetime of the parameter. The LACYTRAJ model has been developed to investigate STE, either in case studies [Baray et al. 2010, 2012 ; Clain et al. 2010] or for climatologies [Clain et al., 2010]. For the present study, five day backtrajectories have been calculated from atmospheric columns on the closest grid points to Reunion Island initialized with the ECMWF re-analyses of 4 April, 18 :00 UTC (Table 1), with a time step of 15 minutes and a pressure step of 10 to 50 hPa depending on the altitude. Furthermore, subgrid structures are reconstructed using the RDF method by advecting the ozone and the potential vorticity from one to seven day, with a time step of 15 minutes and a pressure step of 5 hPa on a space domain from 5 to 30°S and 40 to 85°E.

2.3.3. Meso-NH

Meso-NH is a non-hydrostatic research model

[Lafore et al., 1998]. It is used herein to describe the fine scale dynamics associated with tropopause folds, as already done for extratropical [Donnadille et al., 2001; Tulet et al., 2002] and for tropical case studies [Leclair de Bellevue et al., 2007; Scott et al., 2001].

The case study is simulated with one model with a horizontal grid spacing of 24 km. The vertical grid has 150 vertical levels up to 18 km with 150-m grid spacing. A sponge layer is applied from 18 to 21 km in order to dampen the upward-propagating gravity waves generated by the convection. The horizontal domain covers the South West Indian Ocean region with an area of about 4320 km x 4800 km (180 x 200 points). The time step is 15 s. The simulation is integrated from 0000 UTC 2 April 2013 to 1800 UTC 5 April 2013. The initial and lateral boundary conditions are obtained from European Center for Medium-Range Weather Forecast (ECMWF) operational analyses.

The physics of the model includes the prognostic calculation of turbulence following Bougeault and Lacarrère [1989]. A convection scheme based on mass-flux calculations is used [Bechtold et al., 2001]. Mixed-phase microphysics [Pinty and Jabouille, 1998] and subgrid cloudiness [Chaboureau and Bechtold, 2005] are used for these simulations. The RRTM (Rapid Radiation Transfer Model) scheme of ECMWF is used for radiation [Mlawer et al., 1997]. A new scalar variable has been implemented in Meso-NH : a stratospheric ozone tracer. In order to initialize this variable, the ozone is extracted from the ozone parameter of the CAMS (Copernicus Atmosphere

DATE	2 April 2013		4 April 2013		
PARAMETER	Water vapor mixing ratio	Ozone mixing ratio	Water vapor mixing ratio	Water vapor mixing ratio	Ozone mixing ratio
INSTRUMENT	Radiosonde (M10)	Lidar	Radiosonde (M10)	Lidar	Lidar
TYPE OF PRODUCT	Profile	Integrated profile	Profile	Integrated profile	Integrated profile
LAUNCH TIME	1600 UTC 2157UTC	2151 UTC	1535 UTC 1956UTC 2212UTC	1635 UTC 1703 UTC 2210 UTC	1610 UTC

Table 2. Measurements at the Maïdo observatory on 2 and 4 April 2013 (MALICCA-1).

Monitoring Service) near real-time analyses [Inness et al., 2009]. At the beginning of the simulation, all the grid points with a value of ozone mixing ratio higher than or equal to a defined stratospheric threshold take the value of the ozone of the CAMS near real-time analyses. The value of the tracer at grid points with an ozone mixing ratio lower than the threshold are set to zero. Some sensitivity tests have been performed in order to choose the best starting date, vertical resolution, altitude of the top boundary and threshold for the stratospheric ozone. Regarding the climatological values of ozone for a month of April (Figure 1) and the result of the test, the chosen threshold for the stratospheric ozone tracer is 70 ppbv.

3. Characterization of the stratospheric intrusions

3.1. Ozone-rich and dry layers in the upper troposphere

Figure 1 shows the lidar ozone profiles on 2 April 2013 2151 UTC and 4 April 1610 UTC and the different lidar and radiosounding water vapor profiles on 4 April 2013 between 1516 UTC and 5 April 0:32 UTC. On the ozone lidar profile measured two days before (2 April 2013, see the orange line on Figure 1a), a small peak is observed (60 ppbv) at a low altitude (6.8 km). With regards to ozone observations (Table 2), the lidar vertical profile on 4 April (Figure 1a, red line) shows three distinct peaks at 8.2, 9.9 and 12.7 km altitude with ozone mixing ratios of 97 ppbv (peak n°1), 92 ppbv (peak n°2) and 105 ppbv (peak n°3), respectively. Above the tropopause at 16 km altitude, stratospheric standard values of ozone are observed by the lidar (not shown). All these tropospheric ozone peaks can be considered as significant positive anomalies of ozone when they are compared to the mean April ozone profile derived from 158 weekly NDACC-SHADOZ radiosoundings between 2007 and 2012 (Figure 1b, purple line). The Meteosat water vapor image on 4 April 2013 1800 UTC (Figure 2) shows a synoptic and very dry upper tropospheric trough extending equatorwards and just west of Reunion Island. All available lidar and radiosonde water vapor vertical profiles on 4

April (Figure 1b, Table 1) also show that a very dry air mass with concentrations below 100 ppmv is in place above 9 km altitude. Compared with the mean water vapor profile derived with all lidar observations obtained during the MALICCA-1 campaign (see figure 12 in Dionisi et al. [2015]), this very dry air mass can be considered as an anomalous pattern of dryness in the middle and upper troposphere.

The observations of very dry and ozone-rich layers exceeding the ozone climatology in the upper troposphere over Reunion Island suggest multiple stratospheric intrusions. Biomass burning activities were not detected on satellite images over countries bordering the South-West Indian Ocean the previous weeks and no significant electric activity was detected on the data of the WLLN network. The ozone anomalies are then very likely not associated with tropospheric chemical production processes. Explanations for their origins have to be searched assuming irreversible stratosphere-troposphere transport. In the following sections, further investigations are presented to interpret in more details the vertical structure of these peaks, to document their multiple stratospheric origins and to assess their corresponding residence times in the upper troposphere.

3.2. Synoptic setting

Figure 3 shows the water vapor at 200 hPa, the ozone mixing ratio at 250 hPa and the potential vorticity at 350 K from ECMWF ERA-Interim re-analysis on 4 April 1800 UTC. The water vapor mixing ratio at 250 hPa (Figure 3a) is in agreement with the Meteosat image (Figure 2), showing two synoptic-scale dry air filaments at the longitudes of Reunion Island and over the south-eastern coast of Africa. As shown by the ERA-Interim analysis, these filaments are rich in ozone (Figure 3b) and are associated with PV values (lower than or equal to -2 PVU) typical of the stratosphere (Figure 3c). The synoptic setting then describes a regime of Rossby wave breaking (RWB) with meridional intrusions of dry and rich-ozone air masses equatorwards, and inversely. It involves the dynamics of two upper-level tropospheric jets (Figure 3d): the polar jet stream nearby and south of 40°S, and the subtropical jet stream mostly present at 250

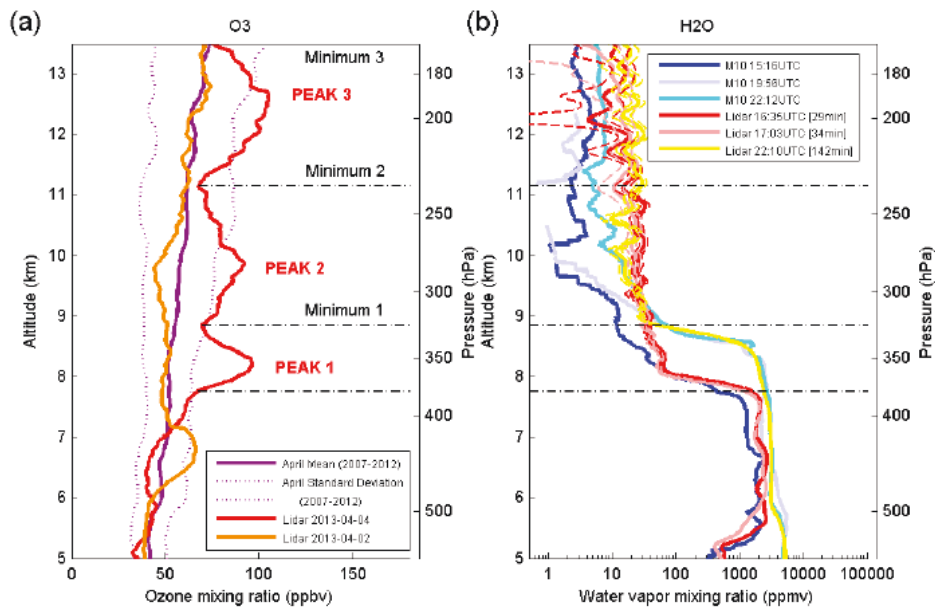


Figure 1. (a) Lidar profiles of ozone mixing ratio (in ppbv) at the Maito observatory on 4 April 2013 1610 UTC (red) and 2 April 2013 2151 UTC (orange). The ozone average profile for a month of April and its standard deviation derived from the 2007-2012 weekly NDACC/SHADOZ radiosounding database at Reunion station are displayed with a purple solid and dotted line, respectively. (b) Lidar profiles of water vapor mixing ratio (in ppmv) at the Maito observatory and their $1-\sigma$ error for 4 April 2013 at 1635 UTC (red solid and dotted lines), at 1703 UTC (pink solid and dotted lines) and at 2210 UTC (yellow solid and dotted lines, respectively) and Modem water vapor radiosounding profiles on 4 April 2013 at 1516 UTC (blue line) and at 1956 UTC (sky blue line) and at 2212 UTC (cyan line).

hPa at lower latitudes.

Zonal and meridional vertical cross-sections of water vapor and ozone mixing ratios, and potential vorticity from ECMWF ERA-Interim re-analysis on 4 April 18 UTC are displayed on Figure 4. Over Reunion Island (position represented by a white segment in Figure 4), the RWB involves a strong tropopause break as seen on water vapor and ozone mixing ratios and potential vorticity meridional and longitudinal vertical cross-sections. The vertical structure of the water vapor mixing ratio field is the one of the three tracers that shows the least of vertical fine-scale structures and evidence of intrusions. Ozone and PV fields are strongly correlated. By contrast to water vapor, the latter fields clearly show that stratospheric intrusion processes are present down to 400-500 hPa.

To summarize, a complex synoptic setting associated with the dynamics of the subtropical and polar jet streams has to be considered over a

time period of a few days to take into account the time scale of stratosphere – troposphere transport. While reproducing well a standard RWB event and the large-scale structures of the tropopause, the ECMWF analyses do not provide the detailed structures shown on the ozone lidar profile. With regard to the vertical layering, only one peak of ozone and PV can be

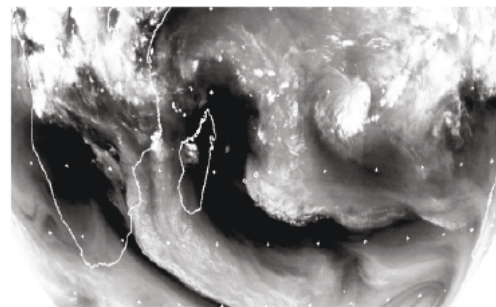


Figure 2. Meteosat image in the water vapor channel on 4 April 2013 1800 UTC.

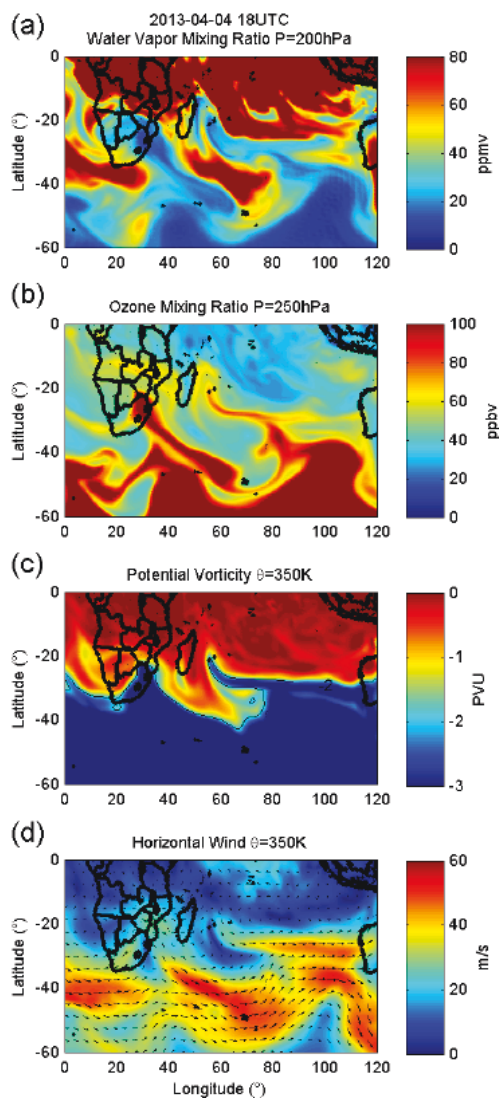


Figure 3. ECMWF ERA-Interim re-analysis on 4 April 2013 1800 UTC for (a) water vapor mixing ratio (in ppmv) at 200 hPa, (b) ozone mixing ratio (in ppbv) at 250 hPa, (c) potential vorticity (in PVU) at 350 K, and (d) wind speed (m s⁻¹) at 350 K.

inferred from vertical cross-sections (Figure 3), whereas ozone lidar profiles show three peaks. To ensure that the misrepresentation did not come from the vertical resolution chosen (37 pressure levels), an ozone mixing ratio cross-section based on the whole ERA-Interim model levels has been plotted (not shown). The representation of the tropopause of the UT/LS is

quite similar when using either pressure or model levels. With the full vertical resolution of the model, no more significant structures or peaks appeared. ECMWF ozone fields in the upper troposphere are not always robust in a few synoptic situation [Dethof and Hólm, 2004]. The problem has not yet been solved in the re-analysis and it is recognized that this issue should be considered for the next re-analysis project [Dragani, 2011; Dragani and Dee, 2008]. The Maïdo Observatory was located on the edge of the trough (Figures 3 and 4 with white lines) and the ozone profile on 4 April at 1610 UTC samples the small structures associated to the upper level fronts. The ERA-Interim re-analysis represents well the trough but its resolution and representativeness of synoptic-scale ozone structures make difficult to realistically reproduce the stratospheric thin structure on each edge. This is in agreement with other studies using global model analyses [e.g. Bithell et al., 2000; D'Aulerio et al., 2005; Gouget et al., 2000]. They concluded that such analyses may not represent vertically thin structures associated with STE.

3.3. Fine-scale vertical layering

Getting back to observations in vertical profiles (Figure 1), a multi-species analysis is now attempted to better interpret the stratospheric origin of the layers. One ozone lidar profile was performed per night during the campaign supported by one or several water vapor lidar and radiosounding profiles (Table 2).

With regard to water vapor vertical profiles available on 2 April, none show any specific feature suggesting a stratospheric origin of the ozone peak observed at 450 hPa (Figure 1a). For that kind of low-altitude ozone peak, lagrangian techniques and / or mesoscale numerical simulations using a meteorological model with stratospheric tracers are necessary to go further to reproduce the vertical layering of the case study.

On 4 April, the ozone peak n°1, that is the lowest in altitude, presents the narrowest vertical width of the three ozone peaks and is linked to the highest water vapor mixing ratio. Water vapor mixing ratio ranges from a few hundreds of ppmv in the lowest altitudes to

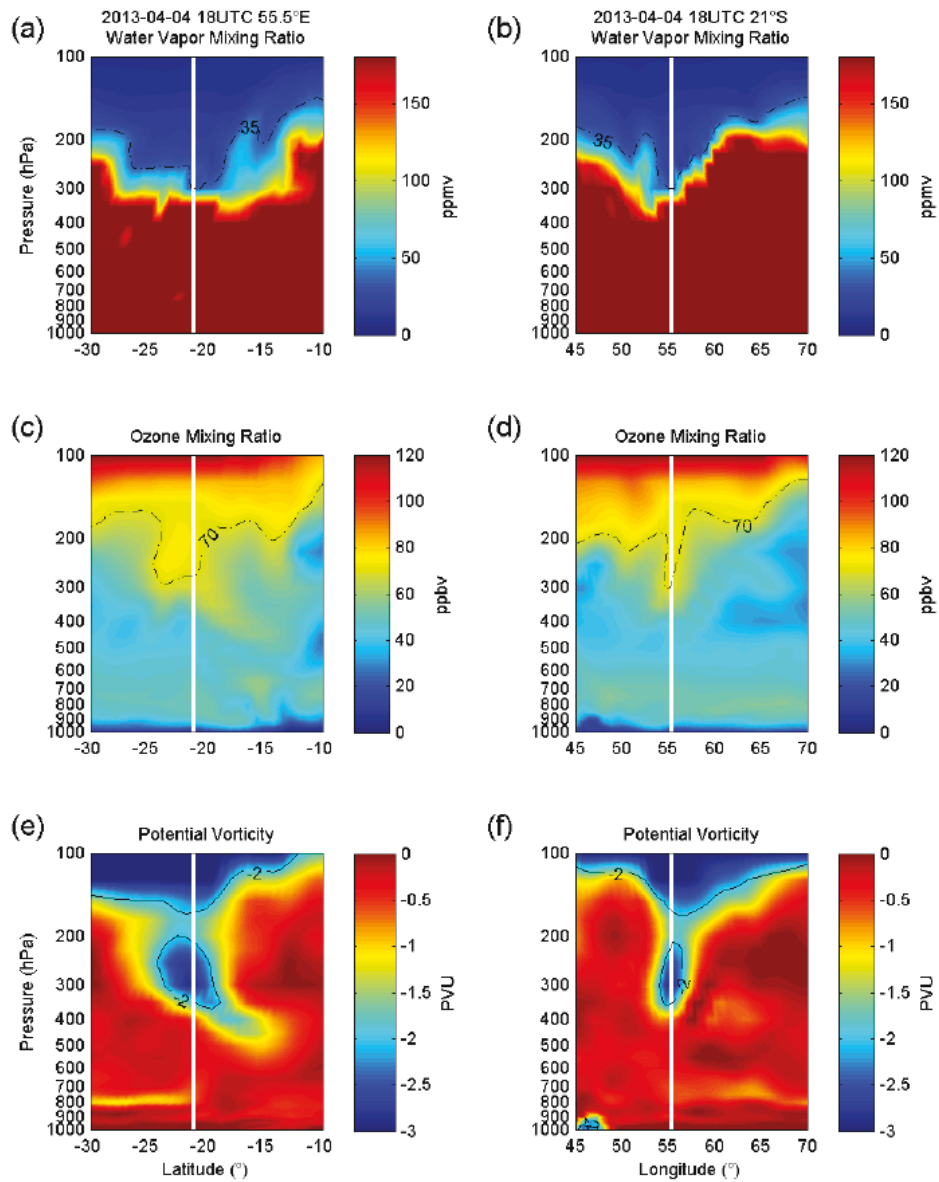


Figure 4. Zonal (left) and meridional (right) vertical cross-sections from ECMWF ERA-Interim re-analysis on 4 April 2013 at 1800 UTC for water vapor mixing ratio (top ; ppmv), ozone mixing ratio (middle ; ppbv) and potential vorticity (bottom ; PVU). The white vertical lines indicate the position of Reunion Island. The black lines represent the 35 ppmv water vapor mixing ratio, the 70 ppbv ozone mixing ratio and the -2 PVU potential vorticity contours in the top, middle and bottom figures, respectively.

approximately 40 ppmv at the top of the ongoing mixing processes with the more humid layer below 8 km altitude. The positive correlation between ozone and water vapor on its upper side may indicate The magnitudes of ozone and water vapor

mixing ratios for peaks $n^{\circ}2$ and $n^{\circ}3$ (in excess of 90 ppbv for ozone and dryer than 30 ppmv for water vapor) suggest air originating from the stratosphere for both peaks. The radiosounding profile closest in time to the ozone lidar profile (1516 UTC and 1610 UTC, respectively) shows an extremely dry layer centered at 10 km altitude in strong anti-correlation with peak $n^{\circ}2$, which reinforces its stratospheric-origin hypothesis. The next radiosoundings show that the extremely dry layer has widened and taken aloft at about 10.5 km altitude (1956 UTC) and is no longer present later on (2212 UTC). However, water vapor lidar profiles from 1635 UTC to 2210 UTC do not show evidence of such an extremely dry layer even if a very dry upper troposphere (water vapor mixing ratio < 100 ppmv) is remotely sensed. Water vapor mixing ratio differences observed between radiosondes and lidar measurements may have several explanations. The measurement technique of the lidar could explain the difficulty of observing the strict anti-correlation of the ozone peak $n^{\circ}2$. Since the structure rose of about 800 m in 7 hours and moved in longitude, the gradient may have been smoothed by the integration that would make it difficult to see on the lidar profiles. Thus, differences may come from the non-coincidence in time and in space for two instruments sampling a highly spatio-temporal variable field [Vogelmann et al., 2015, Wang et al., 2010] in the complex fine-scale structure of the upper-level trough and its associated frontal zones. It may also come from the different metrologies, such as sensitivity, response times and vertical resolution for the radiosonde sensors, and time integration period, calibration factor and vertical resolution for the lidar. It should also be pointed out that the lidar setup and its configuration were not optimal because it was one of the first measurements of the campaign. The time period for integration of the lidar signal was generally short (about 30 minutes) while more recent campaigns have shown that a minimum 40 minutes integration time is required for upper tropospheric measurements with standard errors (results in progress, not shown). The calibration factor was difficult to determine during this campaign and especially this night during which different

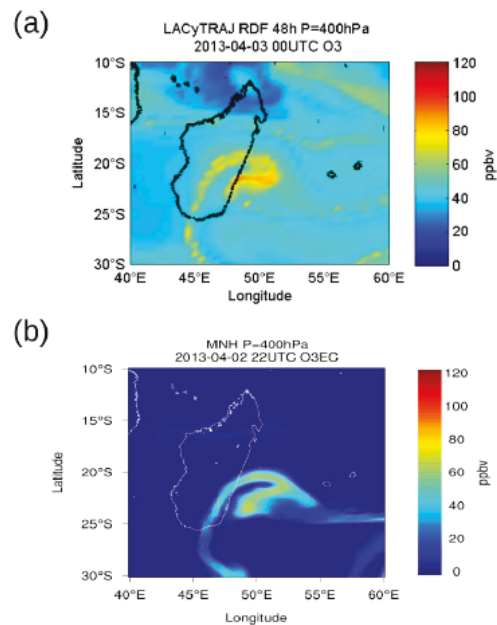


Figure 5. (a) 400 hPa ozone mixing ratio (ppbv) on 3 April at 0000 UTC with the LACYTRAJ-RDF method (48-hours backward advection using ECMWF ERA-Interim re-analyses). (b) 400 hPa stratospheric tracer mixing ratio (ppbv) on 2 April 2013 at 2200 UTC from the Meso-NH simulation. The stratospheric tracer is initialized at the beginning of the simulation on 1 April 0000 UTC.

instrumental configurations have been tested, tests which could impact this factor. Nevertheless, the reliability of both type of measurements is set and useful informations have been pointed out regarding the stratospheric-origin of ozone peaks observed on 4 April 2013.

3.4. Lagrangian history and mesoscale modeling

With regard to the first ozone peak observed on 2 April (Figure 1a), results for the RDF lagrangian model and for the Meso-NH model are shown on Figure 5. Although the techniques used are completely different, the ozone fields of stratospheric origin that are reproduced strongly resemble each other, both in the structure and in the intensity. It draws a filament of air originating from the stratosphere which has been transported down to the middle troposphere (400 hPa) above the trade wind inversion. The exchange with the stratosphere is

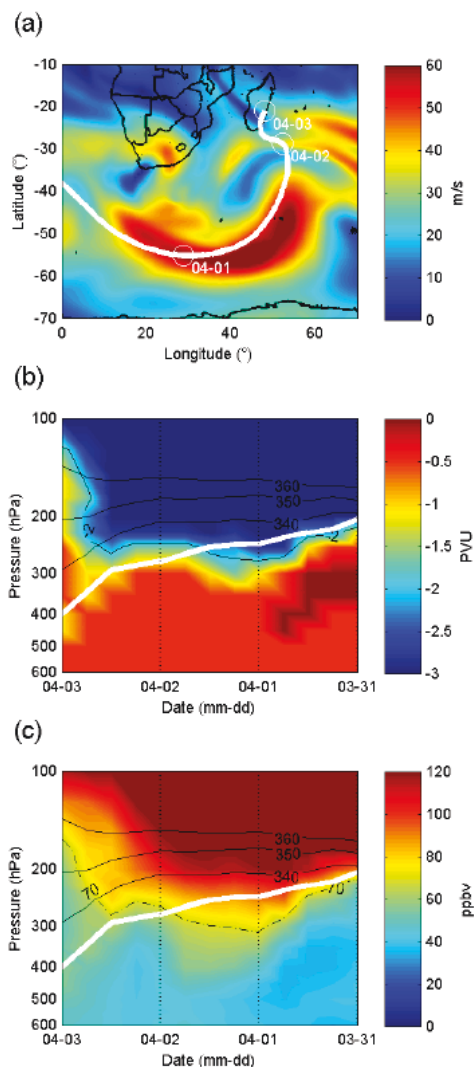


Figure 6. (a) 200 hPa wind speed (m s⁻¹) on 1 April at 1200 UTC from ECMWF ERA-Interim re-analysis. The white line is the LACYTRAJ backtrajectory initialized on a grid point located at 21°S, 48°E and 400 hPa on 3 April 2013 at 0000 UTC. Circles indicate the geographical location of the particle for each day (mm-dd) at 0000 UTC. Time series of vertical profiles of (b) potential vorticity (PVU) and (c) ozone mixing ratio (ppbv) from ECMWF ERA-Interim re-analysis along the backtrajectory shown with a white line in (a). The black solid and dashed lines in (b) and (c) represent the 340, 350 and 360 K isentropic levels, and the -2 PVU isocontour, respectively.

irreversible as the filament is no longer associated with the upper-level dynamics and is

then destined to be mixed in the troposphere. The filament of stratospheric origin has not been advected up to the longitude of Reunion Island. However, the shortest distance between the Maïdo Observatory and the 60 ppbv ozone isocontour in the southwest direction is less than 300 km with both methods, which is an acceptable uncertainty with regard to the distances associated with the stratospheric intrusion process. The backtrajectory of the air parcel initialized in the filament (Figure 6a) shows that the upper-level dynamics involved is the one of the polar jet-stream. This is consistent with the low altitude reached by the intrusion (compared to the altitudes of the intrusions associated with the higher subtropical jet stream). Records of PV and ozone along the backtrajectory (Figures 6b and 6c, respectively) show that the residence time of the air parcel in the troposphere after leaving the stratosphere is of about 36 hours and that the ozone mixing ratio of air parcels when in the lower stratosphere is of about 80-90 ppbv. The last two estimations are reconcilable with the action of tropospheric mixing processes to diminish the ozone mixing ratio down to 60 ppbv in Reunion Island. Although not being strictly reproduced by the models, this observation of the first ozone peak at the Maïdo observatory was worth to be documented. Indeed, such an event is characteristic of irreversible stratosphere – troposphere transport. These events, taken as a whole, impact the balance of the tropospheric ozone in subtropical areas.

Back to the observations on 4 April 2013, we now trace the history of atmospheric particles which are representatives of the three ozone peaks (Figures 7, 8 and 9). Peak n°1 is associated with particles involved in the polar jet stream dynamics south of latitude 40°S (Figure 7, pink backtrajectory). While it is clear that peak n°2 is associated with particles involved in the subtropical jet stream dynamics north of latitude 40°S (Figure 7, violet backtrajectory). At the synoptic scale, particles associated with peaks n°1 and 2 are following the polar edge of the tropopause break as drawn by the isentropic gradients of PV and ozone on Figure 8. Particles associated with peak n°1 stayed in the polar stratospheric reservoir up to

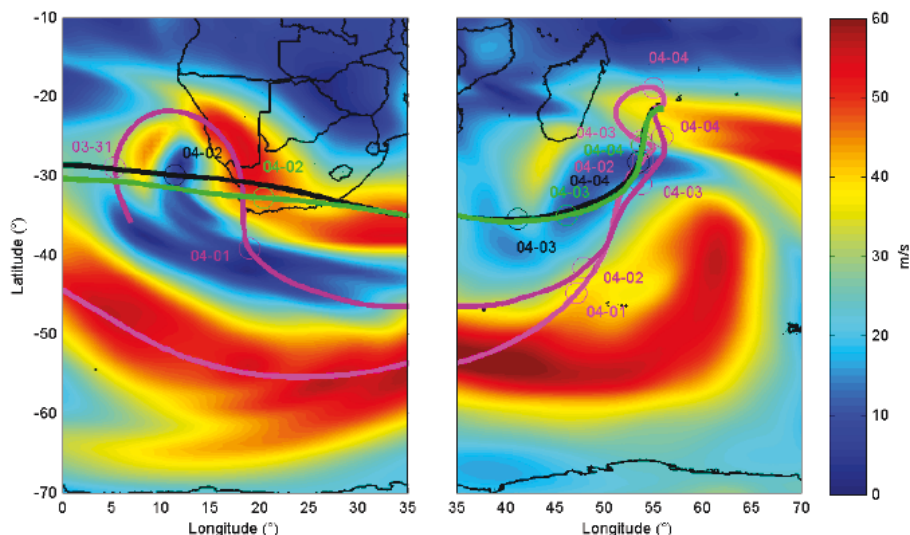


Figure 7. Wind speed (m s⁻¹) at 350 K on 31 March at 1200 UTC (left) and on 2 April at 0000 UTC (right) from ECMWF ERA-Interim re-analysis. The pink, violet, black and green lines are LACYTRAJ 5-day backtrajectories initialized on 4 April 2013 at 1800 UTC on the grid point (21.5°S, 55°E) at 350 hPa, 280 hPa, and 200 hPa, and on the grid point (21.5°S, 56°E) at 200 hPa, respectively. Circles indicate the geographical location of the particles for each day (mm-dd) at 0000 UTC.

longitude 50°E, while particles associated with peak n°2 already had incursions in the subtropics at longitude 10°E. Particles associated with peak n°1 stayed below the 340 K isentropic surface (Figure 9). Their residence time into the troposphere is about 36 hours (Figure 9a). Lidar water vapor observations of this peak show that the anticorrelation with ozone is no more observed (Figure 1b), which indicates that mixing processes with more humid lower tropospheric air masses are at work. It makes clear that the stratosphere – troposphere transport for the latter particles is irreversible. With regards to peak n°2, particles stayed above the 340 K isentropic surface (Figure 9b). Residence time into the troposphere for air particles associated with peak n°2 is difficult to assess as the air particles constantly have followed the edge of the tropopause break (Figure 8b). Brought in a Rossby wave, the particles met on the path over South Africa cloud convection as it can be seen on satellite images and in ECMWF convective precipitations fields (not shown). This could have induced some moistening of the air masses. Nevertheless, the associated lidar water

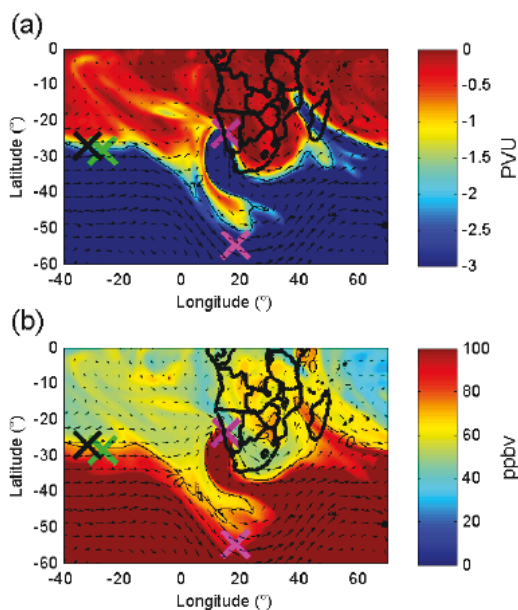


Figure 8. (a) Potential vorticity (PVU) and (b) ozone mixing ratio (ppbv) on 31 March at 1200 UTC from ECMWF ERA-Interim re-analysis. The crosses represent the position of the particles along the backward trajectories of Figure 7 on 31 March 2013 at 1200 UTC with the same color code as in Figure 7.

vapor observations confirm the recent stratospheric origins (dryness and ozone anticorrelation).

With regards to peak n°3, it was not possible to show stratospheric intrusions associated with the dynamics of the subtropical jet stream above 350 K. Rather than a stratospheric intrusion, peak n°3 is interpreted as a combined effect of the strong horizontal gradients of ozone at the edge of the tropopause break along the Rossby wave and the time integration period needed to build the ozone vertical profile with the lidar (> 1 hour). Backtrajectories of two air particles situated at the same latitude (21.5°S) but with a small shift in longitude (55°E and 56°E , Figure 9c and 9d respectively) across the tropopause break (see Figure 2) show almost identical pathways (Figure 7) while PV records (Figure 9) clearly indicate that air particles stay within their own tropospheric or stratospheric reservoir.

Figure 10 shows meridional cross-sections from RDF-LACYTRAJ and Meso-NH equivalent to those derived from ECMWF analysis (see Figure 4 left). It is important to remember that the ozone fields represented by the two models are not equivalent: the RDF-LACYTRAJ cross-section represents ozone from 2-day backwards trajectories initialized over the whole domain (Figure 10a) whereas Meso-NH runs forwards in time a passive stratospheric ozone tracer (with the threshold of 70 ppbv) during two days (Figure 10c). On 4 April, a maximum of ozone, around 350 hPa and higher than 80 ppbv, is represented by a 2-day run (Figure 10a and 10c). A column of ozone linked to the stratospheric reservoir can also be seen in the troposphere up to 250hPa (Figure 10a and 10c). LACYTRAJ and Meso-NH representations of the intrusion are essentially very similar (Figure 10b and 10d). Even if the variables representing the ozone come from different methodologies, the values for the tracer

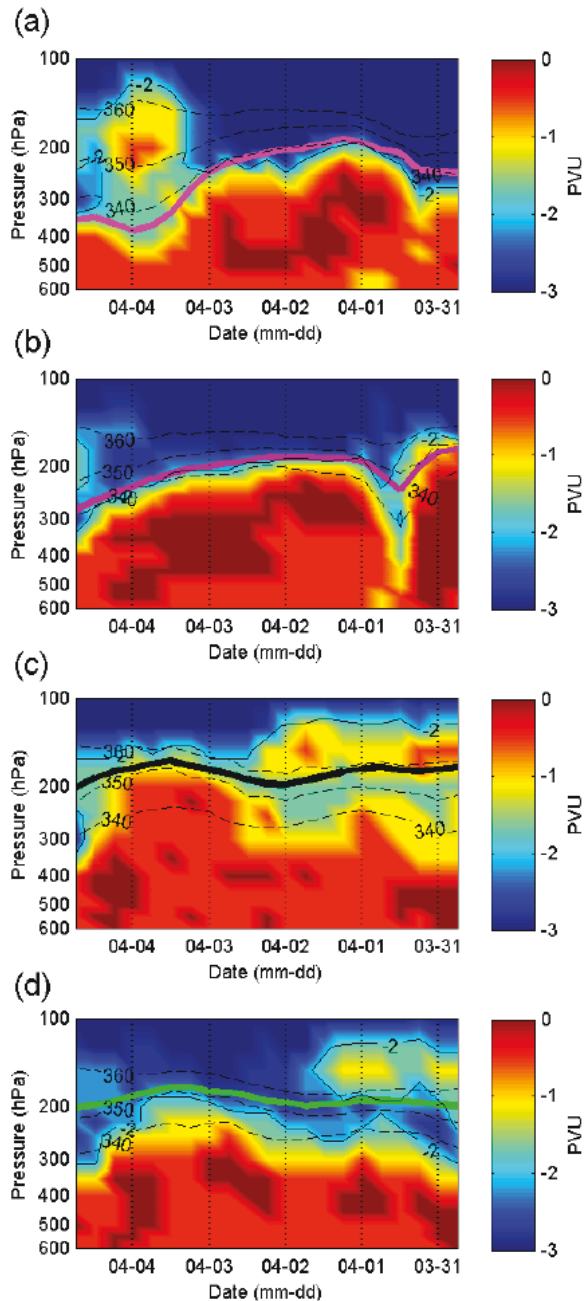


Figure 9. Time series of vertical profiles of potential vorticity (PVU) from ECMWF ERA-Interim re-analysis along the backtrajectories shown on Fig. 7. Black lines represent the 340, 450 and 360 K isentropic levels (dotted) and the -2 PVU contour (solid).

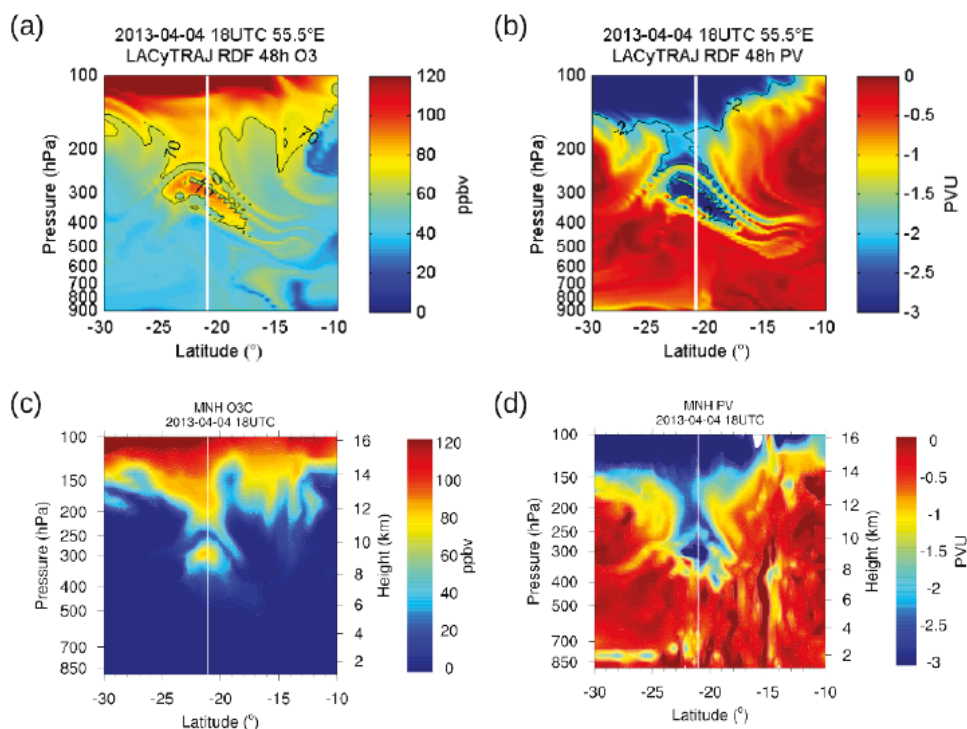


Figure 10. Meridional vertical cross-sections at 55.5°E on 4 April 2013 1800 UTC. Ozone mixing ratio (a) and potential vorticity (b) with LACYTRAJ-RDF method (48-hours backward advection using ECMWF ERA-Interim re-analyses). Stratospheric ozone mixing ratio tracer (c) and potential vorticity (d) from Meso-NH. The white lines indicate the position of Reunion Island. (a) and (b) : The black dashed lines indicate the 70 ppbv and -2 PVU isocontours for ozone mixing ratio and potential vorticity, respectively.

simulated by Meso-NH on 4 April are consistent with the observations and the RDF calculations. Even if the chemistry is not activated, Meso-NH represents in details the vertical and horizontal distributions regarding ozone and PV, in agreement with the observations and the lagrangian reconstruction. For such a mesoscale eulerian modeling, the vertical resolution is a key factor to simulate such large scale processes while retrieving precisely its vertical and horizontal fine-scale structures.

As for the case of 2 April (Figure 5), ozone and PV fields produced by the two numerical approaches are again very similar. With regards to ozone peaks n°1 and n°2 on 4 April, the modeled ozone and PV fields confirm how the peaks are a part of tropopause folds associated with the polar and subtropical jet streams, respectively. Ozone mixing ratios within the

modeled stratospheric intrusions match well to lidar observations (80-90 ppbv), despite inherent simplifications in numerical simulations, like turbulent mixing processes which are missing in the RDF technique, and ozone tropospheric photochemistry which is missing in both techniques. The results show that the two techniques used herein, the lagrangian RDF technique and the advection of a stratospheric tracer with the Meso-NH eulerian model, are suitable to investigate stratosphere-troposphere transport processes.

4. Conclusion

In this paper, we have analysed a situation of multiple stratospheric intrusions associated with the dynamics of the polar and subtropical

jet streams over the south-west Indian Ocean. The combined use of ground-based in-situ and lidar remote sensing observations, synoptic analyses, and numerical modelings has allowed to (1) detect and validate assumptions of stratospheric intrusions and (2) trace back the history of the intrusions. The significant tropospheric residence times and distances in latitude and altitude between the intrusions and the stratospheric reservoir indicate that a part of the of the stratosphere-troposphere transport is irreversible. Furthermore, results anecdotally show that the highest ozone peak observed under the tropopause is not a signature of stratosphere-troposphere transport but, instead, a result of the combined effect of the time integration period needed for the ozone lidar measurements and of the position of the lidar beneath strong and moving ozone horizontal gradients along the edge of the tropopause break.

The modeling results show that both lagrangian and eulerian modeling can be used to diagnose and interpret STE processes. The Meso-NH model run with a high vertical resolution (150 m for vertical grid-spacing) well reproduces the complex situation of multiple stratospheric intrusions. It indicates that in mesoscale modeling exercises with a regular horizontal resolution (about 20 km), complex intrusion processes might be well represented thanks to the dynamics, provided that a suitable vertical resolution is chosen. Our modeling results therefore confirm that the vertical resolution of global chemistry transport models needs to be improved in order to i) resolve the multiplicity of the STE processes, and ii) better take account of the irreversible transport term associated to STE for the tropospheric ozone budget.

The results also show that progress has been made in the representation of the stratospheric ozone in global analyses of GMES (Global and regional Earth-system Monitoring using Space and in-situ data) Atmospheric Service considering that the use of this field to initialize passive stratospheric tracer in the mesoscale modeling of the STE has been efficient to reconstitute the fine scale layering of the ozone distribution observed above Reunion Island for the case study. As a follow-up to this work, it

would be possible to run budget calculation in Meso-NH to quantify the irreversible part of the stratosphere to troposphere transport.

The study has highlighted the difficulty in using water vapor as a tracer of stratosphere-troposphere transport in the subtropics. Indeed, the complex vertical layering shown by the lidar and sondes measurements in the extreme dry environment of the upper troposphere is challenging both observation and modeling tools for producing high vertical resolution datasets to push forward STE studies in the subtropics. With high resolution water vapor and ozone profiles coming soon from more efficient devices (sondes, lidars), a new focus of research on the lifetime and the impact of stratospheric intrusions in the troposphere could be initiated in Reunion Island. The lidar technique and the lagrangian and mesoscale modeling approaches represent interesting tools to characterize such events regarding the air parcel origins, the irreversibility of transport and mixing processes. The strength of the Maïdo Observatory is that the facility offers a set of several co-located lidars that is committed to deliver, twice a week on a routine basis following the recommendations of NDACC, high vertical resolution observations of ozone and water vapor mixing ratio profiles. It heightens the role of the Maïdo high altitude station facility in delivering routine and high-quality atmospheric measurements for process studies and for long-term surveys in the subtropics.

Acknowledgements

Credit : The MeteoSat image is credited to NERC Satellite Receiving Station (<http://www.sat.dundee.ac.uk/>), Dundee University, Scotland. ECMWF ERA-Interim and CAMS Near-real time data used in this study have been obtained from the ECMWF data server (<http://apps.ecmwf.int/datasets/>).

Thanks to : CNRS (Centre National de la Recherche Scientifique) and the University of Reunion Island for funding the PhD of H. Vèrèmes and the MALICCA campaigns. The working groups ROSEA and GRUAN France.

All people involved during MALICCA-1 : Y. Courcoux, A. Hauchecorne, T. Gaudo, F. Gabarrot, J.-M. Metzger and J. Porteneuve, and all the lidar/radiosondes operators. J. Brioude for his highlights on the lagrangian modeling. G. Clain from MeteoModem for her highlights on the M10 profiles. F. Gabarrot for his work on LACYTRAJ.

This research was supported by the LEFE INSU-CNRS French Program under the project VAPEURDO. The work was granted access to the HPC resources of CINES under the allocation 2014-c2014017260 and 2015-c2015017260 made by GENCI. Some computations have been performed on the supercomputers facilities of Météo-France and on the supercomputer facilities of the University of Reunion Island.

References

- Ancellet, G., M. Beekmann, and A. Papayannis (1994), Impact of a cutoff low's development on downward transport of ozone in the free troposphere, *J. Geophys. Res.*, 99, 3451–3468.
- Appenzeller, C., and H. C. Davies (1992), Structure of stratospheric intrusions into the troposphere, *Nature*, vol. 358, no. 6387, 570–572.
- Appenzeller, C., H. C. Davies, and W. A. Norton (1996), Fragmentation of stratospheric intrusions, *J. Geophys. Res.*, vol. 101, no. D1, 1435–1456.
- Baray, J.-L., Y. Courcoux, P. Keckhut, T. Portafaix, P. Tulet, J.-P. Cammas, A. Hauchecorne, S. Godin-Beekmann, M. De Mazière, C. Hermans, F. Desmet, K. Sellegri, A. Colomb, M. Ramonet, J. Sciare, C. Vuillemin, C. Hoareau, D. Dionisi, V. Duflot, H. Vérèmes, J. Porteneuve, F. Gabarrot, T. Gaudo, J.-M. Metzger, G. Payen, J. Leclair de Bellevue, C. Barthe, F. Posny, P. Ricaud, A. Abchiche, and R. Delmas (2013), Maïdo observatory: a new high-altitude station facility at Reunion Island (21° S, 55° E) for long-term atmospheric remote sensing and in-situ measurements, *Atmos. Meas. Tech.*, 6, 2865–2877.
- Baray, J.-L., V. Duflot, F. Posny, J.-P. Cammas, A.M. Thompson, F. Gabarrot, J.-L. Bonne, and G. Zeng (2012), One year ozonesonde measurements at Kerguelen Island (49.2°S, 70.1°E): Influence of stratosphere-to-troposphere exchange and long-range transport of biomass burning plumes, *J. Geophys. Res.*, 117, D06305.
- Baray, J.-L., J. Leveau, S. Baldy, J. Jouzel, P. Keckhut, G. Bergametti, G. Ancellet, H. Bencherif, B. Cadet, M. Carleer, C. David, M. De Mazière, D. Faduillhe, S. G. Beekmann, P. Goloub, F. Goutail, J. M. Metzger, B. Morel, J. P. Pommereau, J. Porteneuve, T. Portafaix, F. Posny, L. Robert, and M. Van Roozendaal (2006), An instrumented station for the survey of ozone and climate change in the southern tropics, *J. Environ. Monit.*, vol. 8, no. 10, 1020–1028.
- Baray, J.-L., S. Baldy, R.D. Diab, and J.P. Cammas (2003), Dynamical study of a tropical cut-off low over South Africa, and its impact on tropospheric ozone, *Atmospheric Environment*, 37, 11, 1475–1488.
- Baray, J.-L., V. Daniel, G. Ancellet, and B. Legras (2000), Planetary-scale tropopause folds in the southern subtropics, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 27, no. 3, 353–356.
- Baray, J.-L., J. Leveau, J. Porteneuve, G. Ancellet, P. Keckhut, F. Posny, and S. Baldy (1999), Description and evaluation of a tropospheric ozone LIDAR implemented on an existing LIDAR in the southern subtropics, *Applied Optics*, 38 (33), 6808–6817.
- Baray, J.-L., G. Ancellet, F. G. Taupin, M. Bessafi, S. Baldy, and P. Keckhut (1998), Subtropical tropopause break as a possible stratospheric source of ozone in the tropical troposphere, *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, vol. 60, no. 1, 27–36.
- Berrisford, P., D. Dee, P. Poli, R. Brugge, K. Fielding, M. Fuentes, P. Kallberg, S. Kobayashi, S. Uppala, and A. Simmons (2011), *The ERA-Interim archive, version 2.0.*, ERA report series. 1. Technical Report. ECMWF pp23.
- Bithell, M., G. Vaughan, and L. J. Gray (2000), Persistence of stratospheric ozone layers in the troposphere, *Atmospheric Environment*, vol. 34, no. 16, 2563–2570.
- Bougeault, P., and P. Lacarrère (1989), Parameterization of Orography-Induced Turbulence in a Mesobeta--Scale Model, *Mon. Wea. Rev.*, vol. 117, no. 8, 1872–1890.
- Bourqui, M. S., A. Yamamoto, D. Tarasick, M. D. Moran, L.-P. Beaudoin, I. Beres, J. Davies, A. Elford, W. Hocking, M. Osman, and R. Wilkinson (2012), A new global real-time Lagrangian diagnostic system for stratosphere-troposphere exchange: evaluation during a balloon sonde campaign in eastern Canada, *Atmos. Chem. Phys.*, vol. 12, no. 5, 2661–2679.
- Bourqui, M. S. (2006), Stratosphere-troposphere exchange from the Lagrangian perspective: a case study and method sensitivities, *Atmos. Chem. Phys.*, vol. 6, no. 9, 2651–2670.
- Cariolle, D., and M. Déqué (1986), Southern hemisphere medium-scale waves and total ozone disturbances in a spectral general circulation model, *J. Geophys. Res.*, vol. 91, no. D10, 10825–10846.
- Cariolle, D., and H. Teyssède (2007), A revised linear ozone photochemistry parameterization for use in transport and general circulation models: multi-annual simulations, *Atmos. Chem. Phys.*, vol. 7, no. 9, 2183–2196.
- Clain, G., J.-L. Baray, R. Delmas, P. Keckhut, and J.-P. Cammas (2010), A lagrangian approach to analyse the tropospheric ozone climatology in the tropics: Climatology of stratosphere–troposphere exchange at

- Reunion Island, *Atmos. Environ.*, 44(7), 968-975.
- Colette, A., G. Ancellet and F. Borch (2005), Impact of vertical transport processes on the tropospheric ozone layering above Europe. Part I: Study of air mass origin using multivariate analysis, clustering and trajectories, *Atmos. Environ.*, 39(29), 5409–5422.
- Collins, W. J., R. G. Derwent, B. Garnier, C. E. Johnson, M. G. Sanderson, and D. S. Stevenson (2003), Effect of stratosphere-troposphere exchange on the future tropospheric ozone trend, *J. Geophys. Res.*, vol. 108, no. D12, 8528.
- Cristofanelli, P., P. Bonasoni, W. Collins, J. Feichter, C. Forster, P. James, A. Kentarchos, P. W. Kubik, C. Land, J. Meloan, G. J. Roelofs, P. Siegmund, M. Sprenger, C. Schnabel, A. Stohl, L. Tobler, L. Tositti, T. Trickl, and P. Zanis (2003), Stratosphere-to-troposphere transport: A model and method evaluation, *J. Geophys. Res.*, vol. 108, no. D12, 8525.
- Cristofanelli, P., P. Bonasoni, L. Tositti, U. Bonafè, F. Calzolari, F. Evangelisti, S. Sandrini, and A. Stohl (2006), A 6-year analysis of stratospheric intrusions and their influence on ozone at Mt. Cimone (2165 m above sea level), *J. Geophys. Res.*, vol. 111, no. D3, D03306.
- Danielsen, E. F. (1968), Stratospheric-Tropospheric Exchange Based on Radioactivity, Ozone and Potential Vorticity, *J. Atmos. Sci.*, vol. 25, no. 3, 502–518.
- Danielsen, E., R. Bleck, J. Shedlovsky, A. Wartburg, P. Haagenson, and W. Pollock (1970), Observed distribution of radioactivity, ozone, and potential vorticity associated with tropopause folding, *J. Geophys. Res.*, vol. 75, no. 12, 2353–2361.
- Das, S. S., S. Sijikumar, and K.N. Uma (2011), Further investigation on stratospheric air intrusion into the troposphere during the episode of tropical cyclone: Numerical simulation and MST radar observations, *Atmos. Res.*, Volume 101, Issue 4, 928–937.
- D'Auliero, P., F. Fierli, F. Congeduti, and G. Redaelli (2005), Analysis of water vapor LIDAR measurements during the MAP campaign: evidence of sub-structures of stratospheric intrusions, *Atmos. Chem. Phys.*, vol. 5, no. 5, 1301–1310.
- Dee, D. P., S. M. Uppala, A. J. Simmons, P. Berrisford, P. Poli, S. Kobayashi, U. Andrae, M. A. Balmaseda, G. Balsamo, P. Bauer, P. Bechtold, A. C. M. Beljaars, L. van de Berg, J. Bidlot, N. Bormann, C. Delsol, R. Dragani, M. Fuentes, A. J. Geer, L. Haimberger, S. B. Healy, H. Hersbach, E. V. Hólm, L. Isaksen, P. Kállberg, M. Köhler, M. Matricardi, A. P. McNally, B. M. Monge-Sanz, J.-J. Morcrette, B.-K. Park, C. Peubey, P. de Rosnay, C. Tavolato, J.-N. Thépaut, and F. Vitart (2011), The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system, *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, vol. 137, no. 656, 553–597.
- Dethof, A., and E. V. Hólm (2004), Ozone assimilation in the ERA-40 reanalysis project, *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, vol. 130, no. 603, 2851–2872.
- Dionisi, D., P. Keckhut, Y. Courcoux, A. Hauchecorne, J. Porteneuve, J. L. Baray, J. Leclair de Bellevue, H. Vérémes, F. Gabarrot, R. Decoupes, and J. P. Cammas (2015), Water vapor observations up to the lower stratosphere through the Raman lidar during the Maïdo Lidar Calibration Campaign, *Atmos. Meas. Tech.*, 8, 1425-1445.
- Donnadille, J., J.-P. Cammas, P. Mascart, D. Lambert, and R. Gall (2001), FASTEX IOP 18: A very deep tropopause fold. I: Synoptic description and modelling, *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 127: 2247–2268. doi: 10.1002/qj.49712757703
- Dragani, R. (2011), On the quality of the ERA-Interim ozone reanalyses: comparisons with satellite data,” *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, vol. 137, no. 658, 1312–1326.
- Dragani, R., and D. Dee (2008), Progress in ozone monitoring and assimilation,” *ECMWF Newsl.*, 116, 35–42.
- Draxler, R. R., and G.D. Hess (1998), An overview of the HYSPLIT_4 modeling system of trajectories, dispersion, and deposition, *Aust. Meteor. Mag.*, 47, 295-308.
- Ebel, A., H. Hass, H. J. Jakobs, M. Laube, M. Memmesheimer, A. Oberreuter, H. Geiss, and Y.-H. Kuo (1991), Simulation of ozone intrusion caused by a tropopause fold and cut-off low, *Atmospheric Environment. Part A. General Topics*, vol. 25, no. 10, 2131–2144.
- Flentje, H., A. Dörnbrack, G. Ehret, A. Fix, C. Kiemle, G. Poberaj, and M. Wirth (2005), Water vapor heterogeneity related to tropopause folds over the North Atlantic revealed by airborne water vapor differential absorption lidar, *J. Geophys. Res.*, 110, D03115, doi:10.1029/2004JD004957.
- Gouget, H. (2000), Case study of a tropopause fold and of subsequent mixing in the subtropics of the Southern Hemisphere, *Atmospheric Environment*, vol. 34, no. 16, 2653–2658.
- Hess, P. G., and R. Zbinden (2013), “Stratospheric impact on tropospheric ozone variability and trends: 1990–2009, *Atmos. Chem. Phys.*, vol. 13, no. 2, 649–674.
- Holton, J. R., P. H. Haynes, M. E. McIntyre, A. R. Douglass, R. B. Rood, and L. Pfister (1995), “Stratosphere-troposphere exchange,” *Rev. Geophys.*, vol. 33, no. 4, 403–439.
- Hoareau, C., P. Keckhut, J.-L. Baray, L. Robert, Y. Courcoux, J. Porteneuve, H. Vömel, and B. Morel (2012), A Raman lidar at La Reunion (20.8° S, 55.5° E) for monitoring water vapour and cirrus distributions in the subtropical upper troposphere: preliminary analyses and description of a future system, *Atmos. Meas. Tech.*, vol. 5, no. 6, 1333–1348.
- Hoskins, B. J., M. E. McIntyre, and A. W. Robertson (1985), On the use and significance of isentropic potential vorticity maps, *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, vol. 111, no. 470, 877–946.
- Inness, A., J. Flemming, M. Suttie and L. Jones (2009), GEMS data assimilation system for chemically reactive gases, *ECMWF Technical Memorandum n°587*.
- Keckhut, P., Y. Courcoux, J.-L. Baray, J. Porteneuve, H.

- Vérèmes, A. Hauchecorne, D. Dionisi, F. Posny, J.-P. Cammas, G. Payen, F. Gabarrot, S. Evan, S. Khaykin, R. Rüfenacht, B. Tschanz, N. Kämpfer, P. Ricaud, A. Abchiche, J. Leclair-de-Bellevue, and V. Duflo (2015), Introduction to the Maïdo Lidar Calibration Campaign dedicated to the validation of upper air meteorological parameters, *J. Appl. Remote Sens.*, vol. 9, no. 1, 094099–094099.
- Kentarchos, A. S., G. J. Roelofs, and J. Lelieveld (1999), Model study of a stratospheric intrusion event at lower midlatitudes associated with the development of a cutoff low, *J. Geophys. Res.*, vol. 104, no. D1, pp. 1717–1727.
- Kuang, S., M. J. Newchurch, J. Burris, L. Wang, K. Knupp, and G. Huang (2012), Stratosphere-to-troposphere transport revealed by ground-based lidar and ozonesonde at a midlatitude site, *J. Geophys. Res.*, vol. 117, no. D18, D18305.
- Lafore, J. P., J. Stein, N. Asencio, P. Bougeault, V. Ducrocq, J. Duron, C. Fischer, P. Hérel, P. Mascart, V. Masson, J. P. Pinty, J. L. Redelsperger, E. Richard, and J. Vilà-Guerau de Arellano (1998), The Meso-NH Atmospheric Simulation System. Part I: adiabatic formulation and control simulations, *Ann. Geophys.*, vol. 16, no. 1, pp. 90–109.
- Leblanc, T., T. D. Walsh, I. S. McDermid, G. C. Toon, J.-F. Blavier, B. Haines, W. G. Read, B. Herman, E. Fetzer, S. Sander, T. Pongetti, D. N. Whiteman, T. G. McGee, L. Twigg, G. Sumnicht, D. Venable, M. Calhoun, A. Dirisu, D. Hurst, A. Jordan, E. Hall, L. Miloshevich, H. Vömel, C. Straub, N. Kämpfer, G. E. Nedoluha, R. M. Gomez, K. Holub, S. Gutman, J. Braun, T. Vanhove, G. Stiller, and A. Hauchecorne (2011), Measurements of Humidity in the Atmosphere and Validation Experiments (MOHAVE)-2009: overview of campaign operations and results, *Atmos. Meas. Tech.*, vol. 4, no. 12, 2579–2605.
- Leclair De Bellevue, J., J. L. Baray, S. Baldy, G. Ancellet, R. Diab, and F. Ravetta (2007), “Simulations of stratospheric to tropospheric transport during the tropical cyclone Marlene event, *Atmospheric Environment*, vol. 41, no. 31, 6510–6526.
- Leclair De Bellevue, J., A. Réchou, J.-L. Baray, G. Ancellet, and R. D. Diab (2006), Signatures of stratosphere to troposphere, transport near deep convective events in the southern subtropics, *J. Geophys. Res.*, 111, D24107, doi:10.1029/2005JD006947.
- Lu, J., C. Deser, and T. Reichler (2009), Cause of the widening of the tropical belt since 1958, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 36, no. 3, L03803.
- Luo, J., W. Tian, Z. Pu, P. Zhang, L. Shang, M. Zhang, and J. Hu (2013), Characteristics of stratosphere-troposphere exchange during the Meiyu season, *J. Geophys. Res. Atmos.*, vol. 118, no. 4, 2058–2072.
- Mlawer, E. J., S. J. Taubman, P. D. Brown, M. J. Iacono, and S. A. Clough (1997), Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave, *J. Geophys. Res.*, vol. 102, no. D14, 16663–16682.
- Meloan, J., P. Siegmund, P. van Velthoven, H. Kelder, M. Sprenger, H. Wernli, A. Kentarchos, G. Roelofs, J. Feichter, C. Land, C. Forster, P. James, A. Stohl, W. Collins, and P. Cristofanelli (2003), Stratosphere-troposphere exchange: A model and method intercomparison, *J. Geophys. Res.*, vol. 108, no. D12, 8526.
- Newell, R. E., V. Thouret, J. Y. N. Cho, P. Stoller, A. Marengo, and H. G. Smit (1999), Ubiquity of quasi-horizontal layers in the troposphere, *Nature*, vol. 398, no. 6725, 316–319.
- Pinty, J.-P., and P. Jabouille (1998), A mixed-phase cloud parameterization for use in mesoscale non-hydrostatic model: simulations of a squall line and of orographic precipitations, *Proc. Conf. of Cloud Physics (Everett, WA, USA, Amer. Meteor. Soc., Aug 1999)*, 217 – 220.
- Postel, G. A., and M. H. Hitchman (1999), “A Climatology of Rossby Wave Breaking along the Subtropical Tropopause,” *J. Atmos. Sci.*, vol. 56, no. 3, 359–373.
- Reed, R. J., and E. F. Danielsen (1958), “Fronts in the vicinity of the tropopause,” *Arch. Met. Geoph. Biokl. A.*, vol. 11, no. 1, pp. 1–17.
- Reed, R. J. (1955), A study of a characteristic type of upper-level frontogenesis, *J. Meteor.*, vol. 12, no. 3, 226–237.
- Roelofs, G.-J., and J. Lelieveld (2000), Tropospheric ozone simulation with a chemistry-general circulation model: Influence of higher hydrocarbon chemistry, *J. Geophys. Res.*, vol. 105, no. D18, 22697–22712.
- Scott, R. K., and J.-P. Cammas (2002), Wave Breaking and Mixing at the Subtropical Tropopause, *J. Atmos. Sci.*, vol. 59, no. 15, 2347–2361.
- Scott, R. K., J.-P. Cammas, P. Mascart, and C. Stolle (2001), Stratospheric filamentation into the upper tropical troposphere, *J. Geophys. Res.*, vol. 106, no. D11, 11835–11848.
- Shapiro, M.; A. (1978), Further Evidence of the Mesoscale and Turbulent Structure of Upper Level Jet Stream–Frontal Zone Systems, *Mon. Wea. Rev.*, vol. 106, no. 8, 1100–1111.
- Shapiro, M. A. (1974), A Multiple Structured Frontal Zone–Jet Stream System as Revealed by Meteorologically Instrumented Aircraft,” *Mon. Wea. Rev.*, vol. 102, no. 3, pp. 244–253, Mar. 1974.
- Škerlak, B., M. Sprenger, and H. Wernli (2014), A global climatology of stratosphere–troposphere exchange using the ERA-Interim data set from 1979 to 2011, *Atmos. Chem. Phys.*, vol. 14, no. 2, 913–937.
- Sherlock, V., A. Hauchecorne, and J. Lenoble (1999), Methodology for the Independent Calibration of Raman Backscatter Water-Vapor Lidar Systems, *Applied Optics*, vol. 38, no. 27, 5816.
- Sprenger, M., H. Wernli, and M. Bourqui (2007), Stratosphere–Troposphere Exchange and Its Relation to Potential Vorticity Streamers and Cutoffs near the Extratropical Tropopause, *J. Atmos. Sci.*, vol. 64, no. 5, 1587–1602.
- Sprenger, M., M. Croci Maspoli, and H. Wernli (2003), Tropopause folds and cross-tropopause exchange: A

- global investigation based upon ECMWF analyses for the time period March 2000 to February 2001, *J. Geophys. Res.*, vol. 108, no. D12, 8518.
- Sprenger, M., and H. Wernli (2003), A northern hemispheric climatology of cross-tropopause exchange for the ERA15 time period (1979–1993), *J. Geophys. Res.*, vol. 108, no. D12, 8521.
- Stevenson, D. S., F. J. Dentener, M. G. Schultz, K. Ellingsen, T. P. C. van Noije, O. Wild, G. Zeng, M. Amann, C. S. Atherton, N. Bell, D. J. Bergmann, I. Bey, T. Butler, J. Cofala, W. J. Collins, R. G. Derwent, R. M. Doherty, J. Drevet, H. J. Eskes, A. M. Fiore, M. Gauss, D. A. Hauglustaine, L. W. Horowitz, I. S. A. Isaksen, M. C. Krol, J.-F. Lamarque, M. G. Lawrence, V. Montanaro, J.-F. Müller, G. Pitari, M. J. Prather, J. A. Pyle, S. Rast, J. M. Rodriguez, M. G. Sanderson, N. H. Savage, D. T. Shindell, S. E. Strahan, K. Sudo, and S. Szopa (2006), Multimodel ensemble simulations of present-day and near-future tropospheric ozone, *J. Geophys. Res.*, vol. 111, no. D8, D08301.
- Stevenson, D. S., P. J. Young, V. Naik, J.-F. Lamarque, D. T. Shindell, A. Voulgarakis, R. B. Skeie, S. B. Dalsoren, G. Myhre, T. K. Berntsen, G. A. Folberth, S. T. Rumbold, W. J. Collins, I. A. MacKenzie, R. M. Doherty, G. Zeng, T. P. C. van Noije, A. Strunk, D. Bergmann, P. Cameron-Smith, D. A. Plummer, S. A. Strode, L. Horowitz, Y. H. Lee, S. Szopa, K. Sudo, T. Nagashima, B. Josse, I. Cionni, M. Righi, V. Eyring, A. Conley, K. W. Bowman, O. Wild, and A. Archibald (2013), Tropospheric ozone changes, radiative forcing and attribution to emissions in the Atmospheric Chemistry and Climate Model Intercomparison Project (ACCMIP), *Atmos. Chem. Phys.*, vol. 13, no. 6, 3063–3085.
- Stohl, A., M. Hittenberger, and G. Wotawa (1998), Validation of the lagrangian particle dispersion model FLEXPART against large-scale tracer experiment data, *Atmospheric Environment*, vol. 32, no. 24, 4245–4264.
- Stohl, A., and T. Trickl (1999), A textbook example of long-range transport: Simultaneous observation of ozone maxima of stratospheric and North American origin in the free troposphere over Europe, *J. Geophys. Res.*, vol. 104, no. D23, 30445–30462.
- Stohl, A., P. Bonasoni, P. Cristofanelli, W. Collins, J. Feichter, A. Frank, C. Forster, E. Gerasopoulos, H. Gäggeler, P. James, T. Kentarchos, H. Kromp-Kolb, B. Krüger, C. Land, J. Meloen, A. Papayannis, A. Priller, P. Seibert, M. Sprenger, G. J. Roelofs, H. E. Scheel, C. Schnabel, P. Siegmund, L. Tobler, T. Trickl, H. Wernli, V. Wirth, P. Zanis, and C. Zerefos (2003), Stratosphere-troposphere exchange: A review, and what we have learned from STACCATO, *J. Geophys. Res.*, vol. 108, no. D12, 8516.
- Stohl, A., H. Wernli, P. James, M. Bourqui, C. Forster, M. A. Liniger, P. Seibert, and M. Sprenger (2003), A New Perspective of Stratosphere–Troposphere Exchange, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, vol. 84, no. 11, 1565–1573.
- Stohl, A., C. Forster, A. Frank, P. Seibert, and G. Wotawa (2005), Technical note: The Lagrangian particle dispersion model FLEXPART version 6.2, *Atmos. Chem. Phys.*, vol. 5, no. 9, 2461–2474.
- Sutton, R. T., H. Maclean, R. Swinbank, A. O'Neill, and F. W. Taylor (1994), High-Resolution Stratospheric Tracer Fields Estimated from Satellite Observations Using Lagrangian Trajectory Calculations, *J. Atmos. Sci.*, vol. 51, no. 20, 2995–3005.
- Thouret, V., J.Y.N. Cho, R.E. Newell, A. Marengo, H.G.J. Smit (2000), General characteristics of tropospheric trace constituent layers observed in the MOZAIC program, *J. Geophys. Res.*, vol. 105, n°D13, pp. 17,379–17,392.
- Trickl, T., H. Feldmann, H.-J. Kanter, H.-E. Scheel, M. Sprenger, A. Stohl, and H. Wernli (2010), Forecasted deep stratospheric intrusions over Central Europe: case studies and climatologies, *Atmos. Chem. Phys.*, vol. 10, no. 2, 499–524.
- Tulet, P., K. Suhre, C. Mari, F. Solmon, and R. Rosset (2002), Mixing of boundary layer and upper tropospheric ozone during a deep convective event over Western Europe, *Atmospheric Environment*, vol. 36, no. 28, 4491–4501.
- Vaughan, G., J. D. Price, and A. Howells (1994), Transport into the troposphere in a tropopause fold, *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, vol. 120, no. 518, 1085–1103.
- Vogelmann, H., R. Sussmann, T. Trickl, and A. Reichert (2015), Spatiotemporal variability of water vapor investigated using lidar and FTIR vertical soundings above the Zugspitze, *Atmos. Chem. Phys.*, vol. 15, no. 6, 3135–3148.
- Wang, J., L. Zhang, P.-H. Lin, M. Bradford, H. Cole, J. Fox, T. Hock, D. Lauritsen, S. Loehrer, C. Martin, J. VanAnel, C.-H. Weng, and K. Young (2010), Water vapor variability and comparisons in the subtropical Pacific from The Observing System Research and Predictability Experiment-Pacific Asian Regional Campaign (T-PARC) Driftsonde, Constellation Observing System for Meteorology, Ionosphere, and Climate (COSMIC), and reanalyses, *J. Geophys. Res.*, vol. 115, no. D21, D21108.
- Wernli, B. H., and H. C. Davies (1997), A lagrangian-based analysis of extratropical cyclones. I: The method and some applications, *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, vol. 123, no. 538, 467–489.
- Wernli, H. (1997), A lagrangian-based analysis of extratropical cyclones. II: A detailed case-study, *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, vol. 123, no. 542, 1677–1706..
- World Meteorological Organization (1986), Atmospheric ozone 1985, Rep. 20, WMO Global Ozone Res. and Monit. Proj., Geneva, Switzerland.
- Zanis, P., T. Trickl, A. Stohl, H. Wernli, O. Cooper, C. Zerefos, H. Gaeggeler, C. Schnabel, L. Tobler, P. W. Kubik, A. Priller, H. E. Scheel, H. J. Kanter, P. Cristofanelli, C. Forster, P. James, E. Gerasopoulos, A. Delcloo, A. Papayannis, and H. Claude (2003), Forecast, observation and modelling of a deep stratospheric intrusion event over Europe, *Atmos. Chem. Phys.*, vol. 3, no. 3, 763–777.

3. Conclusion

La situation atmosphérique en terme d'ozone et de vapeur d'eau au-dessus de La Réunion pendant la soirée du 4 avril 2013 a pu être décrite grâce aux observations lidar et radiosondage et reconstruite par les simulations lagrangiennes (LACYTRAJ) et de la modélisation Méso-NH, conformément aux observations. Les mesures lidar ont permis de détecter un processus de STE : une foliation de tropopause et la présence d'une ou plusieurs intrusion(s) stratosphérique(s) au-dessus de La Réunion. Les observations montrent une stratification de l'atmosphère en terme d'ozone ainsi que des gradients importants de vapeur d'eau, signatures d'intrusions stratosphériques. Ces observations ne permettent pas pour autant de définir les processus à l'origine de sa formation et bien que les profils lidar et radiosondages du 4 avril aient une haute résolution dans la troposphère, ils restent limités temporellement et géographiquement. Les ré-analyses ECMWF ERA-Interim offrent une vue globale de l'hémisphère Sud et permettent de suivre les paramètres atmosphériques et la quantité de certains gaz par pas de 6 heures. L'analyse synoptique a permis de mettre en avant le mécanisme classique d'intrusion stratosphérique associée à un déferlement d'ondes de Rossby. Le régime d'ondes s'est propagé latitudinalement dans l'hémisphère Sud entraînant plusieurs déferlements entre le 28 mars et le 2 avril 2013 dont : un à l'ouest de l'Afrique du Sud, un au-dessus de Madagascar et enfin un au-dessus de La Réunion donnant lieu à des foliations de tropopause plus ou moins profondes. La structure verticale de l'atmosphère le 4 avril représentée par les ré-analyses ECMWF ERA-Interim ne permet pas d'identifier les trois pics d'ozone.

Le modèle lagrangien a permis de proposer un type de figure peu présenté dans la littérature : des séries temporelles ERA-Interim (de divers paramètres atmosphériques et/ou rapports de mélange d'ozone ou de vapeur d'eau) le long de rétrotrajectoires sur 5 jours des masses d'air initialisées sur chaque pic d'ozone. Ce type de figure permet de visualiser une information sur toute la colonne troposphérique au-dessus et en-dessous de la particule et même de la situer par rapport au réservoir stratosphérique. Cette dernière possibilité a notamment permis de visualiser quand est-ce que la particule sortait du réservoir stratosphérique (délimité par la tropopause dynamique). Elle a aussi permis de localiser ces particules par rapports aux isentropes pour caractériser le type d'échange et de transport associé. Le couplage des rétrotrajectoires avec des champs horizontaux isobares et isentropes ERA-Interim a mis en avant que la dynamique de deux courants-jets (subtropical et polaire) était à l'origine du transport vers La Réunion des masses d'air correspondant à deux des pics d'ozone du profil. Les temps de résidence troposphérique supérieurs à une journée pour certaines particules ont permis de classer comme irréversible leur transport dans la troposphère au-dessus de La Réunion début avril 2013.

A ces considérations synoptiques et dynamiques, une méthode lagrangienne de RDF issue de LACYTRAJ a permis de reconstruire des structures sous-mailles de ECMWF ERA-Interim et de reconstituer une structure verticale conforme aux observations. La simulation Méso-NH présente deux points clés : le développement d'un traceur d'ozone stratosphérique spécialement implémenté pour cette étude et l'utilisation d'une résolution verticale de l'ordre de 150 mètres. Si aucun module de chimie n'a été activé, le modèle Méso-NH a permis de reconstituer la structure verticale et horizontale vue par LACYTRAJ-RDF (qui ne présente ni paramétrisation de la chimie ou de la convection). La reconstitution des champs d'ozone par les outils numériques et le déplacement rapide des masses d'air observées sur la soirée du 4 avril grâce aux différents profils de vapeur d'eau entre 15:16 UTC et 0:00 UTC ont permis de mettre en avant un point particulier, le

troisième pic du profil d'ozone est le résultat non pas de la stratification verticale mais de forts gradients horizontaux et du temps d'échantillonnage des données lidar. Il est donc important de garder à l'esprit que lorsque l'on détecte des pics d'ozone sur un profil associé à une ou plusieurs masses d'air sèches, la différenciation des pics ne doit pas être systématiquement interprétée comme la signature de processus de mélange ou de transport de la stratosphère vers la troposphère mais qu'elle peut être la résultante de gradients horizontaux et des méthodes d'observations.

La représentation de la vapeur d'eau dans le cadre d'ECMWF ERA-Interim n'est pas assez précise pour permettre de visualiser la variation du gradient de vapeur d'eau observée si finement sur les profils lidar et les radiosondages. On retrouve cette même limitation dans les études numériques pour lesquelles les modèles ont été initialisés à partir de ces mêmes données ECMWF. Si, avec le modèle LACYTRAJ, la vapeur d'eau peut être advectée par la méthode de RDF, son temps de vie reste tellement faible que certaines évolutions du modèle semblent nécessaire afin de pouvoir valider des résultats. En revanche, cette étude a montré que les informations données par les ré-analyses ERA-Interim sur l'ozone et le tourbillon potentiel étaient assez bonnes pour caractériser précisément une intrusion stratosphérique, dès lors qu'un modèle lagrangien ou eulérien est utilisé, permettant ainsi de reconstituer les structures sous-mailles. Les résultats sur la vapeur d'eau ont montré ce gradient fortement marqué entre 7,5 et 9 km d'altitude qui délimite l'altitude à partir de laquelle la troposphère est significativement plus sèche. Cependant, ils ne permettent pas de différencier les gradients au sein de cette couche sèche selon l'altitude et donc le pic d'ozone correspondant. Le caractère très sec de la troposphère subtropicale rend d'autant plus difficile l'étude de ces analyses et résultats de simulations pour lesquelles les gradients observés (par lidar ou radiosondages) sont tellement fins et de faible amplitude que la résolution verticale des analyses n'est pas suffisante. Cela met en avant l'importance d'avoir des mesures avec une résolution verticale élevée à l'Observatoire du Maïdo pour optimiser les études des STE.

Dans le cadre de la campagne MALICCA-1, les performances du Lidar1200 sur la mesure de vapeur d'eau n'étaient pas optimales. La configuration optique du système était en phase de test : un seul laser était utilisé et le champs de vue n'était pas toujours le même que celui sélectionné pour les mesures en routine. Pour le 4 avril 2013, les profils lidar étaient fiables jusqu'à 12/13 km. Les différentes données de vapeur d'eau du 4 avril et notamment les radiosondages ont permis d'obtenir une information temporelle à l'échelle de la soirée du 4 avril 2013 entre 17:00 UTC et 00:00UTC. Ces observations ont permis d'évaluer l'élévation de l'altitude de l'intrusion permettant ainsi de comprendre le sens de son déplacement à échelle synoptique. Depuis le 4 avril 2013, la configuration optique de l'instrument a été optimisée. Les mesures de vapeur d'eau permettent d'obtenir de l'information fiable jusqu'à la tropopause en une seule soirée (240-480 minutes) et de faire un suivi temporel de la vapeur d'eau jusqu'à 10 km par pas de 10 minutes (cf Chapitre 3, partie 1) ce qui pourrait être réalisé dans le cas d'une intrusion stratosphérique profonde. On notera que dans ce cas d'étude, une des intrusions est descendue jusqu'à 8 km. Les données de vapeur d'eau obtenues avec les sondes Modem M10 ont été largement améliorées à partir de cette campagne (cf Chapitre 2, partie 2.3.2). Si pour le moment l'ozone est très documenté dans le cadre des STE, une perspective s'ouvre avec les données du Lidar1200 et les sondes Modem corrigées jusqu'à 14 km sur l'utilisation de la vapeur d'eau comme traceur des intrusions stratosphériques. Le parc instrumental de l'Observatoire est d'autant plus intéressant qu'il propose un jeu de données lidar d'ozone et de vapeur d'eau co-localisées et simultanées qui permettront d'aborder les échanges STE sous l'angle traceur-traceur.

CHAPITRE 5 :

Conclusion et perspectives

1. Conclusion.....	156
2. Perspectives.....	161
2.1. Performances des mesures lidar vapeur d'eau à La Réunion.....	161
2.2. Étude scientifique : le rapport traceur-traceur, nouvelle approche via les lidars du Maïdo..	162
2.3. Le lidar Raman du Maïdo et la validation des données satellites vapeur d'eau.....	163

1. Conclusion

La variabilité spatio-temporelle de la vapeur d'eau est un verrou scientifique important. Pour la comprendre, il faut à la fois pouvoir établir des tendances à échelles globale et régionale dans la troposphère et dans la stratosphère, mais aussi caractériser les structures de petites échelles et documenter les processus atmosphériques qui les gouvernent. Les STE sont à l'origine d'échanges irréversibles qui impactent le bilan en ozone et en vapeur d'eau des deux réservoirs, parmi ces processus : les foliations de tropopause et les intrusions stratosphériques, la convection profonde, les cyclones tropicaux... Toute la difficulté à réaliser ces investigations réside dans l'obtention d'une base de données de vapeur d'eau homogène et couvrant tout le domaine d'étude jusqu'à l'UT/LS avec un degré d'incertitude acceptable. On attend de ces données qu'elles soient réalisées régulièrement, sur le long-terme et qu'elles offrent une résolution verticale suffisante pour appréhender ces processus dynamiques, y compris dans l'UT/LS. L'établissement d'une telle base de données sur différents sites dans le monde est considérée comme une priorité par des réseaux internationaux tels que le NDACC et GRUAN. Ces réseaux demandent que les systèmes instrumentaux soient stables, et fournissent des données d'une très grande précision avec une caractérisation précise des sources d'erreur ainsi qu'une transparence des données, c'est-à-dire des codes de traitement bien documentés. Cette approche rigoureuse a été choisie pour la production des données du Lidar1200, le lidar Raman vapeur d'eau de l'Observatoire du Maïdo. En opération depuis 2013, cet instrument vient de livrer deux premières années de données. Ce système a été dimensionné pour produire des profils de rapport de mélange de vapeur atteignant l'UT/LS tropicale. Une des difficultés majeures de la validation de ces données réside dans les comparaisons instrumentales, à savoir trouver un instrument qui soit assez précis pour être capable d'évaluer les performances attendus du lidar dans l'UT/LS. Les sondes CFH sont performantes dans l'UT/LS, avec une erreur estimée à moins de 10 % dans la stratosphère. L'exercice de comparaison instrumentale reste malgré tout très périlleux du fait de la variabilité de la vapeur d'eau, des études ont montré qu'une distanciation entre des points de mesure entraîne des difficultés d'interprétation et donc de validations des résultats. C'est pourquoi le travail d'évaluation des performances ne s'est pas limité à des comparaisons instrumentales mais à un travail d'identification des différentes sources d'erreur. Ce travail de thèse s'est attelé à montrer que cet objectif a été rempli pour satisfaire aux critères rigoureux exigés par les réseaux NDACC et GRUAN : identification des sources et quantification des erreurs, et établissement d'une méthodologie de calibration qui permette de stabiliser le traitement des données du système.

L'établissement d'une méthodologie de calibration était une étape importante. L'importance du choix de la mesure utilisée est avérée car de ce choix dépendront deux paramètres: la stabilité du système et l'erreur sur la mesure. La stabilité du système sera dépendante de mesures régulières, co-localisées et selon une même technique. L'impact de l'erreur sur la mesure utilisée comme référence pour la calibration et la fréquence de ces données déterminera l'erreur systématique du système. Le biais de la mesure lidar sera alors grandement défini par la mesure de référence. Plus l'erreur sur celle-ci sera connue et faible et plus les données se rapprocheront de la vérité et les processus seront bien quantifiés. Il faut toutefois mettre cela en regard du coût de la mesure annexe. La méthode de calibration la plus répandue pour les systèmes lidar Raman vapeur d'eau est le radiosondage. Mais celle-ci à un coût et demande du personnel supplémentaire, les mesures par ballon ne sont pas co-localisées. La trajectoire prise par l'instrument est différente à chaque lancer ce qui impacte sa régularité. De plus en plus de stations se tournent donc vers des

systèmes de mesures situés près de leur lidar tel que les radiomètres micro-ondes ou encore les données GNSS. Ce dernier système a été choisi pour calibrer le Lidar1200 de l'Observatoire du Maïdo. Le profil vapeur d'eau du Lidar1200 commençant dès quelques mètres d'altitude, l'utilisation de colonnes totales pour la calibration est possible. Une antenne GNSS a été installée au Maïdo en 2013 et des tests ont été réalisés pour évaluer la capacité des données IWV GNSS à calibrer les profils. Cette mesure a été comparé à une calibration par des radiosondages Vaisala RS92 ou encore des CFH lors de la campagne MORGANE. Les résultats ont montré que la calibration GNSS était aussi pertinente que l'utilisation de ces sondes. Une méthodologie de calibration à partir de l'identification de périodes de quasi-stationnarité du coefficient de calibration a été mise en place et éprouvée sur deux ans de mesures (novembre 2013 – octobre 2015). Lors des comparaisons instrumentales, aucun décalage lié à un problème de calibration n'est apparu ce qui permet de valider la méthodologie.

L'identification des sources d'erreur a mis en avant que l'erreur sur le coefficient de calibration était la plus importante jusqu'en moyenne troposphère et qu'aux altitudes plus hautes, l'erreur statistique augmente exponentiellement avec l'altitude et a la plus grande contribution sur l'erreur totale. L'erreur totale moyenne est inférieure à 10 % quelque soit le temps d'intégration jusqu'à 240 minutes en-dessous de 9 km d'altitude. Elle atteint 20 % à 11, 14 et 16 km pour respectivement 10, 40 et 240 minutes d'intégration. Ces erreurs sont représentatives d'un profil moyen pour chaque temps d'intégration. Ces chiffres seront évalués au cas par cas selon les conditions de mesure (clarté du ciel, intensité de la lune...). Une mesure de 9 heures a été réalisée sur une soirée en septembre 2015, le profil a atteint 18 km avec une erreur inférieure à 50 %. Pour atteindre la basse stratosphère avec une erreur totale inférieure à 20 %, plusieurs nuits de mesure sont nécessaires.

Les prévisions en terme de performances du Lidar1200 pour la mesure de la vapeur d'eau de [Hoarau et al. \(2012\)](#) avaient évaluées qu'avec 30 minutes d'intégration l'erreur systématique serait de 15 % à 14,6 km et de 30 % à 16,3 km et qu'avec un nombre de données suffisant les profils pourraient monter jusque dans la basse stratosphère. L'étude des profils moyens de 40 minutes de la base de données novembre 2013 - octobre 2015 a montré que pour une erreur statistique de 15 % les mesures atteindraient 10 km et 12 km pour 30 %. Si l'on regarde l'erreur totale, elle serait de 15 % à 13 km et de 30 % à 14,2 km. Les modélisations de performance lidar de [Hoareau et al. \(2012\)](#) ont été réalisées pour un ciel clair et sans lune et avec l'utilisation des deux longueurs d'onde (355 et 532 nm). Le choix de fonctionnement du Lidar1200 s'est porté sur une seule longueur d'onde. D'autre part, le profil moyen a été calculé sur l'ensemble des données sans tenir compte de la lune ou de la clarté du ciel (un léger voile n'empêche pas de réaliser les mesures de vapeur d'eau). La mesure de vapeur d'eau de 9 heures de septembre 2015 a montré que la phase de la lune avait une influence non négligeable sur la qualité des données. En se basant sur une situation correspondant à n'importe quelle nuit de mesure en routine (i.e. potentiellement soumise à l'influence de la lune et à des conditions météorologiques variables), le Lidar1200 a montré que, pour une intégration de 240 minutes (4 heures) : l'erreur totale était de 15 % à 15,5 km et de 30 % à 16,5 km (cf Chapitre 2, partie 2.3), avec une erreur de calibration de 15 %. Quatre heures de mesure sont nécessaires pour monter dans la haute troposphère. Le Lidar1200 a été conçu pour atteindre la basse stratosphère, il est effectivement capable de le faire comme les profils de campagne et la validation par les sondes CFH l'ont montré sous réserve d'une voire de plusieurs dizaine(s) d'heures d'intégration. Le travail de comparaison avec les sondes CFH lancées pendant la campagne MORGANE a montré un accord satisfaisant avec les profils de vapeur d'eau du Lidar1200 dans la troposphère. Le Lidar1200 détecte

bien les gradients même très fins dans la troposphère. Le biais relatif du profil Lidar1200 par rapport à la sonde CFH est compris entre 15 et 20 % entre 14 et 22 km d'altitude. En se basant sur les comparaisons avec les sondes CFH pendant MORGANE, le Lidar1200 présente un léger biais humide au-dessus de 17 km. On notera que jusque dans l'UT/LS, Les données CFH sont comprises dans la barre d'erreur du lidar. Les deux instruments sont en accord jusqu'à 22 km d'altitude. On peut donc considérer que la portée du Lidar1200 lui permet d'obtenir des profils jusqu'à cette altitude.

Le Lidar1200 se positionne comme un très bon instrument de mesure de la vapeur d'eau dans la troposphère et la basse stratosphère. Les sondes capacitatives telles que Modem et Vaisala permettent difficilement de monter dans la haute troposphère tropicale et ne peuvent pas être utilisées dans la basse stratosphère. La résolution verticale que peut offrir le Lidar1200 est bien supérieure à celle des profils rendus par les spectromètres ou les radiomètres. Sa résolution verticale dans l'UT/LS de l'ordre de 1,25 km égale ou surpasse les données satellites. L'instrument satellite de référence pour ce type de mesure est MLS. Les profils du Lidar1200 ne pourront pas monter aussi haut dans la stratosphère que ce satellite. Les mesures de MLS commencent à 316 hPa où sa précision est la moins importante. Le Lidar1200 présente une erreur plus faible à cette altitude. Les profils lidar peuvent atteindre les 10-20 % d'erreur autour de la tropopause et à 22 km. Des études comparatives avec les satellites sont désormais possibles même dans l'UT/LS. L'instrument de référence pour évaluer le Lidar1200 reste les sondes CFH. Comme pour MLS, elles atteignent des altitudes bien plus élevées que la portée maximale du Lidar1200. Cependant le Lidar1200 offre un intérêt par rapport à la mesure sonde : le suivi temporel de structures de l'ordre de la centaine de mètres d'épaisseur en basse et moyenne troposphère et une évolution temporelle jusqu'à 14 km toutes les 40 minutes. Les performances du Lidar1200 répondent aux objectifs instrumentaux fixés lors de sa conception : produire des profils à très fines résolutions verticale et temporelle dans la troposphère, atteindre la basse stratosphère et être capable de détecter des quantités de vapeur d'eau très faibles de l'ordre de quelques ppmv.

Le Lidar1200 montre des performances supérieures à la plupart des systèmes lidar Raman vapeur d'eau du NDACC, des résultats que l'on ne trouve pas jusqu'à présent dans l'hémisphère Sud d'autant plus à ces latitudes. Si les lidars DIAL permettent d'offrir une meilleure précision que les lidars Raman, ils montent difficilement dans la stratosphère. L'une des principales sources d'erreur du Lidar1200 est l'erreur sur le coefficient de calibration ce que permet d'éviter la technique DIAL. Des discussions sur l'optimisation de cette étape de traitement pour diminuer l'erreur sont en cours. Différentes pistes doivent être abordées : améliorer encore plus la stabilité de l'instrument pour que les périodes de « quasi-stationnarité » soient plus longue avec moins de variation, optimiser le traitement des données GNSS. Quoiqu'il en soit la calibration des profils de vapeur d'eau du Lidar1200 est bonne comme a pu en attester les diverses comparaisons avec les sondes sur les deux ans de données. Si l'erreur sur la calibration peut sembler supérieure à celle observée dans la littérature pour les autres méthodes cela vient en partie de la méthode de calcul de cette erreur basée sur l'écart-type pour le Lidar1200. Lorsque l'on ramène cette écart-type aux nombres de point de mesure, l'erreur standard du coefficient de calibration est inférieur à 4 %.

Le Lidar1200 a participé à l'évaluation des performances des profils Modem qui ont été largement améliorées depuis 2013. Les données de MORGANE ont été comparées aux données des radiosondages Vaisala RS92 et Modem M10. Les résultats trouvés sur les sondes Vaisala ont confirmé leur fiabilité dans la troposphère. Si les sondes Modem M10 montrent des résultats en

accord jusqu'à 14 km avec les données lidar dans la troposphère, certains profils présentent malgré tout des biais importants et semblent de moins bonne qualité. Il apparaît toutefois difficile de pouvoir les détecter en routine puisque aucune explication sur ces biais n'a pu être validée dans le cadre de ce projet de recherche. Ces comparaisons ont montré que les mesures Vaisala ou Modem n'étaient pas fiables dans la basse stratosphère.

Cette thèse s'est inscrite dans le travail et les objectifs de plusieurs réseaux. On citera tout d'abord le NDACC par sa participation à la campagne MORGANE en vue de la labellisation du lidar raman vapeur d'eau (et d'autres instruments de la station). Le travail sur le protocole de détermination du coefficient du lidar vapeur d'eau et de validation des données a pour objectif final la mise à disposition des données au pôle de données et services Atmosphère AERIS en France et dans la base de données NDACC à l'international. Le travail entamé sur le terrain lors de la calibration des sondes M10 lors de MALICCA-1 pour les double-attelages Vaisala-Modem a initié des discussions entre F. Posny (PI des radiosondages quotidiens pour SHADOZ), MétéoModem et le groupe de travail GRUAN France pour l'amélioration des mesures de vapeur d'eau Modem M10. L'effort d'évaluation et d'amélioration des données de vapeur d'eau à La Réunion depuis l'inauguration du Maïdo a été notable notamment grâce à un travail étroit avec les réseaux. Les résultats autour du Lidar1200 ont aussi fait partie des discussions du thème scientifique : Analyse de la vapeur d'eau et des cirrus et des processus associés et le groupe instrumental associé (lidar, sonde, GNSS), du SOERE ATMOS.

Ces résultats participeront à la candidature du Lidar1200 (pour sa partie vapeur d'eau) à une certification NDACC. Des comparaisons instrumentales devront continuer à être réalisées afin de vérifier la stabilité du système et participer à l'amélioration d'autres instruments. Il est maintenant nécessaire de construire une base de données sur le long-terme, c'est le rôle de l'UMS 3365 et de l'OPAR qui vont permettre l'opérabilité sur le long-terme. L'important est d'étoffer cette base de données dont le caractère exceptionnel réside dans sa localisation dans l'hémisphère Sud, permettant à la fois d'étudier des phénomènes associés aux tropiques qu'aux subtropiques. Si la réalisation des mesures est importante et la mise en place d'une base de données indispensable, les objectifs scientifiques se superposent à la surveillance. Ce projet de recherche, en plus de préparer l'entrée des données dans les réseaux, a établi un potentiel d'études géophysiques pour lesquelles les données du Lidar1200 seules ou associées à d'autres mesures réalisées à La Réunion apporteront ou apporteront des nouveaux résultats. Ce potentiel se porte sur :

- La caractérisation de la variabilité saisonnière de la vapeur d'eau en troposphère

Des informations sur la variabilité saisonnière de la vapeur d'eau au-dessus de La Réunion ont pu être obtenues par l'analyse de la base de données lidar de novembre 2013 à octobre 2015. Dans la basse troposphère, la structure verticale du champ d'humidité associée à l'inversion d'alizés (maximum relatif à la base de la couche d'inversion, et minimum relatif au sommet de la couche d'inversion) a été détaillée, ainsi que son épaissement pendant la saison d'été, documentant ainsi le rôle des cumulus dans l'humidification de la partie supérieure de la couche d'alizés. Les résultats montrent la détection en altitude du flux d'air humide en moyenne troposphère convecté dans la ZCIT et advecté vers La Réunion par la circulation générale de Hadley, vers 10-11 km en été et vers 8-9 km en automne.

- La surveillance de la vapeur d'eau dans l'UT/LS

La surveillance de l'UT/LS sur une base semi-mensuelle peut être réalisée à l'Observatoire du Maïdo. Le nombre d'heures doit cependant être suffisant. Les profils intégrés sur toutes les données de chaque campagne de mesures ont montré qu'à partir d'une dizaine d'heures, la basse stratosphère pouvait être atteinte. On sait que le Lidar1200 peut monter dans l'UT/LS et qu'il est capable de mesurer la vapeur d'eau avec une erreur relativement faible (inférieure au ppmv). Pour améliorer la fiabilité des mesures, il est important d'augmenter le nombre d'heures intégrées. Dès lors qu'un profil a atteint la tropopause, une dizaine d'heures est nécessaire pour gagner un kilomètre de portée, il en va de même pour diminuer l'erreur. On notera toutefois que pour compléter les performances du lidar dans l'UT/LS, il faudra étudier l'ensemble de profils mensuels au cas par cas et réaliser de longues mesures sur d'autres saisons qui n'ont pu être étudiées en détail jusqu'à présent car elles manquent de mesures sur ces deux premières années (les conditions météorologiques en été ne favorisent pas le nombre de nuits claires et les performances peuvent parfois être limitées notamment par la sécheresse de l'atmosphère en hiver par exemple).

- L'étude de processus d'échanges entre la stratosphère et la troposphère

La position géographique de La Réunion est régulièrement associée à des STE (échanges stratosphère-troposphère). Les intrusions stratosphériques sont des événements qui arrivent régulièrement dans le bassin sud-ouest océan Indien. Des signatures d'intrusions stratosphériques ont été observées sur des profils d'ozone et de vapeur d'eau mesurées par deux lidars de l'Observatoire du Maïdo pendant la campagne de mesure MALICCA-1 le 4 avril 2013. Trois pics d'ozone (supérieurs à 90 ppbv à ~8, ~10 et ~13 km d'altitude) au sein d'une couche épaisse d'air sec suggèrent un processus d'intrusion stratosphérique avec plusieurs origines. Le déploiement de plusieurs outils méthodologiques a permis de montrer que les masses d'air au-dessus de La Réunion le 4 avril provenaient du réservoir stratosphérique et leur transport découlait de la dynamique des courant-jets polaire et subtropical pendant un épisode de déferlement d'ondes de Rossby sur le sud-ouest de l'océan Indien. Les profils lidar et radiosondages ont permis une description très précise de la structure verticale de l'atmosphère. Ces structures ont pu être reconstituées à échelle synoptique à partir d'outils de modélisation lagrangienne (modèle LACYTRAJ et méthode de Reverse Domain Filling) et eulérienne (simulation du modèle Méso-NH utilisant des traceurs d'origine stratosphérique). Ce cas complexe d'intrusion a permis d'établir la capacité du modèle Méso-NH à représenter, simplement par la dynamique du modèle et avec une résolution verticale adaptée (150 m dans le cadre de ce cas d'étude), les distributions verticale et horizontale complexes de l'ozone en cas d'intrusion stratosphérique. Les observations ont pu être validées et une situation documentée grâce à l'utilisation conjointe de plusieurs méthodologies. Les profils vapeur d'eau du 4 avril 2013 étaient parmi les premiers réalisés à l'Observatoire du Maïdo. L'approche traceur-traceur a été limitée par la restriction des profils de vapeur d'eau à 12/13 km mais cela ouvre des perspectives pour les prochaines études. Un nombre significatif de filaments stratosphériques passent juste au-dessus de la station du Maïdo. Le potentiel de la station pour ce cas d'étude tant en matière de détection que de quantification des échanges est donc important.

Si le travail de validation des données et d'évaluation des performances a permis d'établir que le Lidar1200 répondait aux objectifs instrumentaux de son cahier des charges, il a aussi permis de définir des critères d'intégration des données en fonction de la structure et/ou de l'altitude étudiée. Pour des comparaisons instrumentales avec des sondes ou pour étudier la variabilité de la vapeur d'eau jusqu'à 14 km, il est recommandé de prendre 40 minutes de données. Le filtre allant

jusqu'à 61 points permettra de visualiser des structures de quelques centaines de mètres d'épaisseur avec une erreur comprise en moyenne entre 7 et 20 % (en fonction de l'altitude). En intégrant des fichiers de 10 minutes, des structures en troposphère d'environ 100 mètres d'épaisseur situées en-dessous de 10 km peuvent être mesurées avec une erreur inférieure à 10 %. Pour atteindre la tropopause, les données devront être plus lissées et intégrées sur toute une nuit de mesure avec un minimum de 240 (4 heures) voire 480 minutes (8 heures) pour avoir une erreur relativement faible. Enfin pour gagner des kilomètres, plusieurs dizaines d'heures seront nécessaires. La résolution verticale sera comprise entre 1,2-1,3 km. 50 heures de mesure sont nécessaires pour avoir une erreur totale ne dépassant pas les 20 % jusque dans la basse stratosphère. La portée maximale identifiée pour le moment est 22 km d'altitude. Les premières études réalisées dans le cadre de ce projet de recherche ont montré le potentiel et la capacité du lidar à répondre de nombreuses problématiques scientifiques. Les critères décrits précédemment permettront à un futur utilisateur de la base de données de vapeur d'eau du Lidar1200 d'optimiser l'utilisation des données en fonction des objets de son étude. On notera enfin qu'il faudra prendre le recul nécessaire pour établir des climatologies dans l'UT/LS, que la caractérisation des petites structures en troposphère demandera un travail statistique beaucoup plus poussé et d'autres cas d'études de STE demandent à être documentés. L'exploitation de la base de données du Lidar1200 est très large et permettra d'améliorer la compréhension de la variabilité spatio-temporelle de la vapeur d'eau en milieu tropical et subtropical.

La nature de l'utilisation des outils, des différentes approches en terme d'étude, des collaborations et des activités associées à ce travail de thèse est détaillée en [Annexe 9](#). La liste des publications et des communication auxquelles les résultats présentés dans ce manuscrit sont associés est consultable en [Annexe 10](#).

2. Perspectives

2.1. Performances des mesures lidar vapeur d'eau à La Réunion

→ *Dépasser les limites instrumentales et d'opération*

Certaines limitations instrumentales persistent, notamment l'utilisation de deux longueurs d'onde. Si actuellement, le système tire avec deux lasers, il ne le fait qu'à une seule longueur d'onde. Or le système a été construit pour pouvoir fonctionner à deux longueurs d'ondes. Les premiers tests sur cette configuration optique ont échoué car certaines optiques ne résistaient pas à la puissance du faisceau. Les autres tests ayant été concluants avec la seule longueur d'onde de 355 nm, il a été décidé que le fonctionnement en routine se ferait ainsi. Il est toutefois à noter que lorsque les limitations industrielles sur les optiques seront repoussées, l'utilisation des deux longueurs d'onde pourra être de nouveau envisagée.

Il a aussi été démontré que des mesures de 4 heures ne permettaient pas de monter dans l'UT/LS avec des erreurs assez restreintes pour parler de fiabilité des données, il est nécessaire d'intégrer plusieurs nuits. Pour optimiser ces profils, il est important de cumuler un nombre d'heures de mesures suffisant sur une période temporelle la plus restreinte possible pour éviter de moyenniser des variabilités de la vapeur d'eau dans l'UT/LS que l'on chercherait à observer. Or la routine d'opération est pour le moment restreinte à deux nuits de mesures et généralement en début de

semaine. Deux nuits qui ne peuvent pas toujours bénéficier de mesures si le temps ne s'y prête pas. De plus, elles ne dépassent généralement pas quatre heures. L'intérêt de réaliser un plus grand nombre de mesures dans la semaine (afin de minimiser le temps entre les mesures successives) permettrait une approche du cycle de la vapeur d'eau dans l'UT/LS avec des échelles temporelles plus faibles.

Dans le cadre de ce projet de recherche et des mesures réalisées ces deux dernières années avec le système Raman, aucune mesure de jour n'a pu être réalisée. Il serait intéressant de tester cette possibilité. Certaines modifications instrumentales seraient nécessaires et il faudrait les tester, notamment avec un champ de vue différent en journée (ce qui est rendu possible par le caractère ajustable de ce champ de vue) et surtout utiliser des filtres interférentiels très étroits centrés sur les voies H₂O et N₂ qui permettraient de rejeter une grande partie du fond de ciel associé au soleil. Des tests seraient nécessaires pour évaluer si le lidar Raman du Maïdo pourrait réaliser des mesures quelques kilomètres au-dessus de la station. La limitation principale à l'heure actuelle étant la contrainte liée à l'aviation civile de ne réaliser que des mesures de nuit. En effet le lidar n'est pas en sécurité oculaire.

→ *Candidature de La Réunion comme station GRUAN*

Le travail d'évaluation des performances de données de vapeur d'eau à La Réunion ne s'est pas limité au Lidar1200. En plus des données lidar, un autre instrument est utilisé ponctuellement à La Réunion : les sondes CFH dont une dizaine ont déjà été lancées depuis 2014. La Réunion se dote d'instruments capable de mesurer la vapeur d'eau jusque dans l'UT/LS. Les antennes GNSS permettent aussi de produire un grand nombre de colonnes totales de vapeur d'eau. Les sondes Modem M10 lancées sur une base hebdomadaire s'ajoutent aux instruments précédents. Un travail d'amélioration des radiosondages vapeur d'eau de Modem a été réalisé ces dernières années par MétéoModem, en collaboration avec la communauté scientifique, afin de permettre aux données Modem d'entrer dans la base de données GRUAN. L'ensemble de ce programme de mesure de vapeur d'eau font de l'OPAR un très bon candidat pour devenir station GRUAN. La Réunion réalise régulièrement des mesures de vapeur d'eau, dispose d'instruments capables de produire au moins une mesure par mois dans l'UT/LS et dispose d'une base de données GNSS. Les radiosondages sont effectués depuis les années 90 à La Réunion et l'OPAR y associe des moyens logistiques et financiers qui garantissent la pérennité des mesures. Ce site serait d'autant plus important par sa localisation dans l'hémisphère Sud en marge de la ceinture tropicale. La procédure de préparation des sondes devrait répondre aux critères GRUAN et l'entrée des sondes Modem M10 dans GRUAN doit attendre la finalisation des algorithmes de correction.

2.2. Étude scientifique : le rapport traceur-traceur, nouvelle approche via les lidars du Maïdo

L'Observatoire du Maïdo et son parc instrumental offrent une grand nombre de perspectives en terme d'axes de recherches nouveaux au LACy qu'il convient d'identifier. Un travail préliminaire pourrait être mené afin d'évaluer la capacité de la station du Maïdo à participer à des études traceur-traceur, notamment pour l'étude des échanges au niveau de l'UT/LS. Tout l'intérêt de la station d'observation de l'atmosphère du Maïdo est là. Il a pour vocation la surveillance de paramètres atmosphériques sentinelles de changements aux grandes échelles spatio-temporelles. Les instruments sur site sont utilisés en routine pour alimenter les bases de données de réseaux

d'observations internationaux. Ils sont aussi utilisés dans le cadre de campagnes de recherches dédiées. Trois lidars (vapeur d'eau, ozone troposphérique, ozone stratosphérique) sont opérationnels. Après traitement de leurs données, des profils d'ozone et/ou de vapeur d'eau sont produits et attendent d'être analysés. Ils recouvrent donc la troposphère et la région de l'UT/LS. Une première investigation a été menée à partir de ces données avec le cas d'étude du 4 avril 2013. Les lidars H₂O et O₃ troposphérique ont tiré simultanément et ont montré l'intérêt de pouvoir regarder des profils lidar simultanément pour la caractérisation d'événement tel qu'une intrusion stratosphérique. Des mesures lidar sont effectuées toutes les semaines et une base de données de tirs simultanés des trois lidars se constitue. La campagne MORGANE a été l'occasion d'une campagne intensive de tirs simultanés auxquels d'autres profils d'ozone et de vapeur d'eau ont été associés grâce au lancement de diverses sondes. L'intérêt principal serait de regarder ces profils lidar et d'évaluer leur intérêt dans ce genre d'étude. Des cas de STE ont été identifiés lors de cette campagne dans le contexte particulier de l'éruption du volcan Calbuco en Amérique du Sud dont les aérosols ont été transportés à grande échelle jusqu'à la région de l'océan Indien. Grâce aux données de la campagne il est possible d'exploiter ce cas d'étude grâce à la relation traceur-traceur (O₃ et H₂O) et à des données lidar et sondes aérosols. L'étude de la base de données pourrait s'articuler sur un traitement climatologique. La base de données du Maïdo contient déjà des dizaines et des dizaines de mesures lidar ozone troposphérique, ozone stratosphérique et vapeur d'eau (quasi-)simultanées. Avant de se lancer dans une climatologie, une mini-étude préliminaire comparant le rapport H₂O/O₃ dans différentes situations sur une même saison (dans le cas d'une situation « classique » climatologiquement parlant, lors d'une foliation de tropopause et en présence d'un filament stratosphérique) pourrait être menée.

2.3. Le lidar Raman du Maïdo et la validation des données satellites vapeur d'eau

Les performances du Lidar1200 dans la troposphère et dans l'UT/LS devraient permettre de valider des mesures satellites dans l'avenir. Des études préliminaires comparatives devraient être réalisées entre les données du lidar et des données satellites telles que MLS, AIRS, Mégha-Tropiques ou encore COSMIC. Les données satellites MLS permettent de mesurer la vapeur d'eau entre 316 et 0,002 hPa. Si ses performances sont les moins bonnes à 316 hPa, sa précision est optimale à la tropopause et dans la stratosphère, les profils mensuels du Lidar1200 et les profils de campagnes qui peuvent atteindre 18 à 22 km d'altitude devraient permettre un premier exercice de comparaison des données de vapeur d'eau avec MLS. La perspective de l'utilisation du Lidar1200 pour la validation satellite est rendue d'autant plus intéressante par la position géographique stratégique de l'observatoire : les tropiques de l'hémisphère Sud. On notera le futur déploiement de la constellation tropicale de la mission COSMIC-2 pour laquelle une étude d'inter-comparaison pourrait être envisagée. Répondre à des critères de coïncidence spatiales et temporels avec les satellites n'est pas un exercice facile mais la base de données de vapeur d'eau s'étoffe de plus en plus : des premières études vont pouvoir être menées en terme de comparaison avec les satellites.

ANNEXES

Annexe 1. Descriptif des mesures coïncidentes Lidar1200-CFH/M10 (campagnes 2013-2015)	166
Annexe 2. Synthèses des comparaisons Lidar1200/M10 (campagnes 2013-2015)	167
Annexe 3. Détail des comparaisons individuelles M10/Lidar1200 (MORGANE)	171
Annexe 4. Détail des comparaisons individuelles RS92/Lidar1200 (MORGANE)	173
Annexe 5. Détail des comparaisons individuelles CFH/Lidar1200 (MORGANE)	177
Annexe 6. Profils moyens de vapeur d'eau de 10, 40 et 240 minutes (données Lidar1200)	181
Annexe 7. Variabilité de la vapeur d'eau à 10 minutes par saison (données Lidar1200)	182
Annexe 8. Simulation Méso-NH de l'intrusion stratosphérique du 04/04/2013	183
Annexe 9. Bilan des activités menées dans la cadre de ce projet de recherche	187
Annexe 10. Liste des publications et autres communications	188

Annexe 1. Descriptif des mesures coïncidentes Lidar1200-CFH/M10 (campagnes 2013-2015)

Les mesures lidar et M10 et/ou CFH coïncidentes lors des campagnes MALICCA-2, LIDEOLE-1 et 2 et MORGANE sont présentées dans les tableaux suivants :

MALICCA-2			
DATE	LIDAR	M10	CFH
19 nov 2013	15:50 UTC [255 min]	15:51 UTC	x
20 nov 2013	16:04 UTC [301 min]	16:05 UTC	x
21 nov 2013	15:39 UTC [465 min]	15:22 UTC	x

LIDEOLE-1			
DATE	LIDAR	M10	CFH
17 nov 2014	18:33 UTC [335 min]	18:34 UTC	x
18 nov 2014	19:01 UTC [281 min]	18:47 UTC	19:27 UTC
19 nov 2014	19:42 UTC [228 min]	19:43 UTC	x
20 nov 2014	19:06 UTC [151 min]	18:46 UTC	x

MORGANE			
DATE	LIDAR	M10	CFH
11 mai 2015	19:02 UTC [184 min]	19:03 UTC	x
12 mai 2015	16:48 UTC [164 min]	16:49 UTC	x
15 mai 2015	19:47 UTC [180 min]	19:36 UTC	19:36 UTC
18 mai 2015	17:15 UTC [257 min]	17:17 UTC	17:16 UTC
19 mai 2015	18:32 UTC [321 min]	18:33 UTC	18:33 UTC
21 mai 2015	18:33 UTC [293 min]	18:34 UTC	18:34 UTC
22 mai 2015	16:52 UTC [215 min]	16:53 UTC	16:53 UTC
28 mai 2015	17:35 UTC [229 min]	17:36 UTC	x

LIDEOLE-2			
DATE	LIDAR	M10	CFH
24 sept 2015	16:16 UTC [535 min]	16:17 UTC	x
28 sept 2015	16:44 UTC [377 min]	16:46 UTC	x
30 sept 2015	16:47 UTC [252 min]	16:48 UTC	x

Les informations sur les données lidar précisent l'heure la plus proche du lancement des sondes. La durée totale de la mesure lidar est précisée entre crochets.

Annexe 2. Synthèses des comparaisons Lidar1200/M10 (campagnes 2013-2015)

Les résultats des comparaisons entre les données vapeur d'eau Lidar1200 et Modem M10 pour chaque campagne entre 2,2 et 14 km sont présentés ci-dessous.

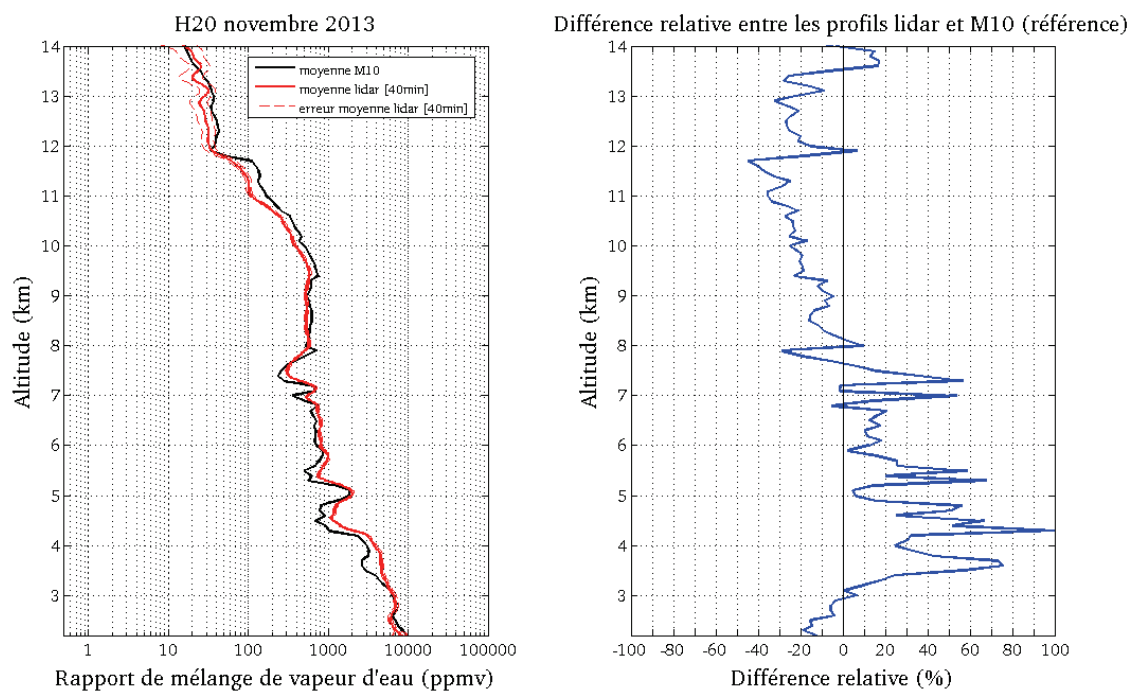


Figure A2.1. Campagne MALICCA-2

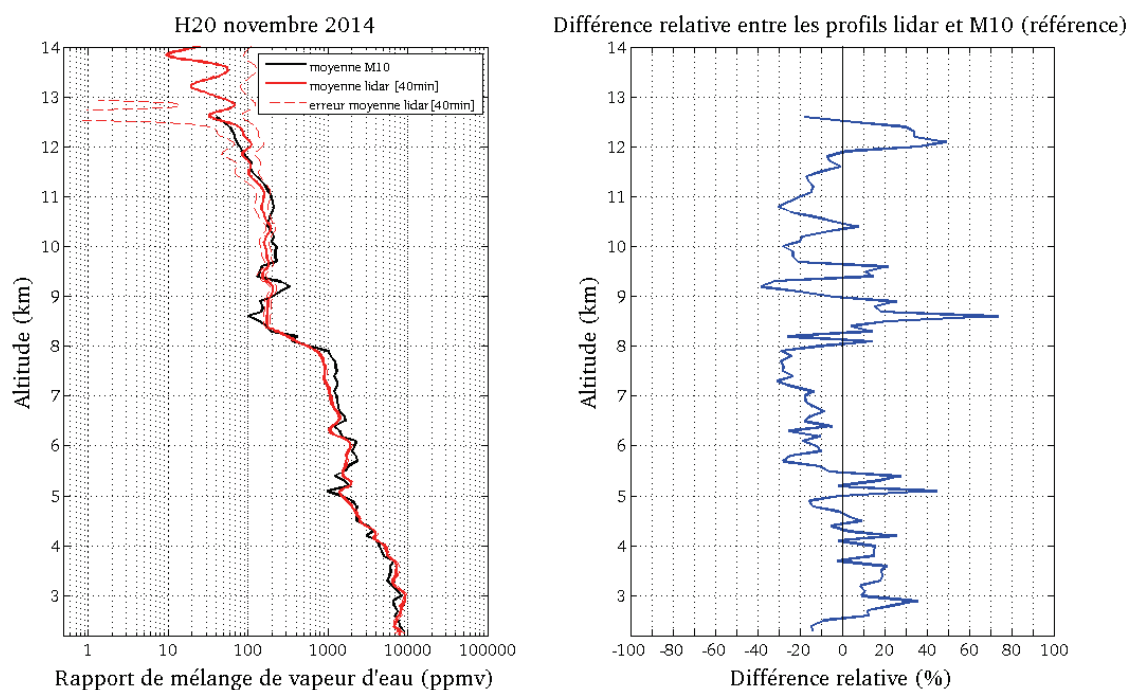


Figure A2.2. Campagne LIDEOLE-1

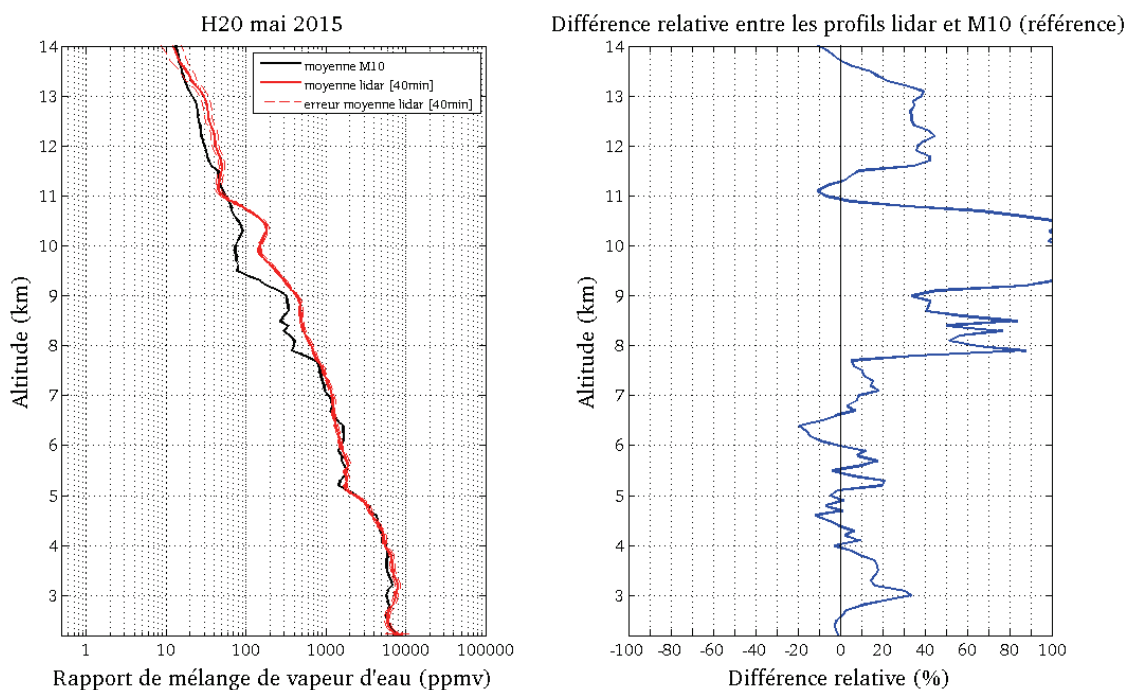


Figure A2.3. Campagne MORGANE

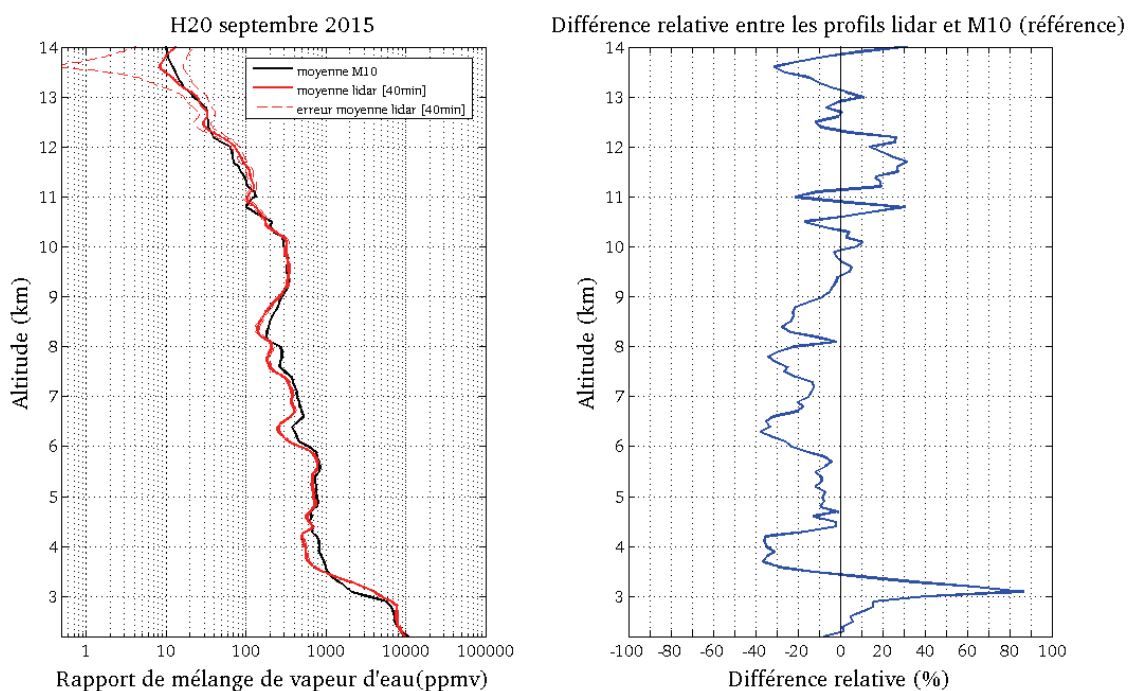


Figure A2.4. Campagne LIDEOLE-2

Figures A2.1 à A2.4. : A gauche : Superposition du profil moyen de 40 minutes des données lidar (trait rouge plein) et la moyenne des profils vapeur d'eau M10 (trait noir). A droite : Différence relative (en %) entre ces deux profils, les données M10 sont prises comme référence.

Les résultats des comparaisons entre les données vapeur d'eau Lidar1200 (moyenne des nuits de mesures) et Modem M10 pour chaque campagne entre 14 et 22 km sont présentés ci-dessous.

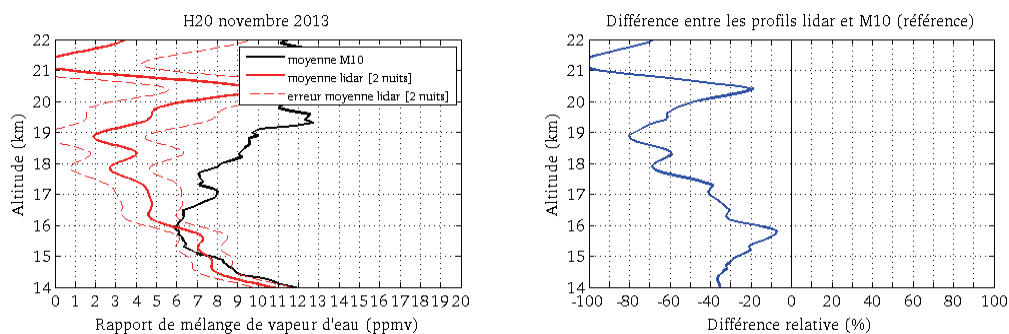


Figure A2.5. Campagne MALICCA-2

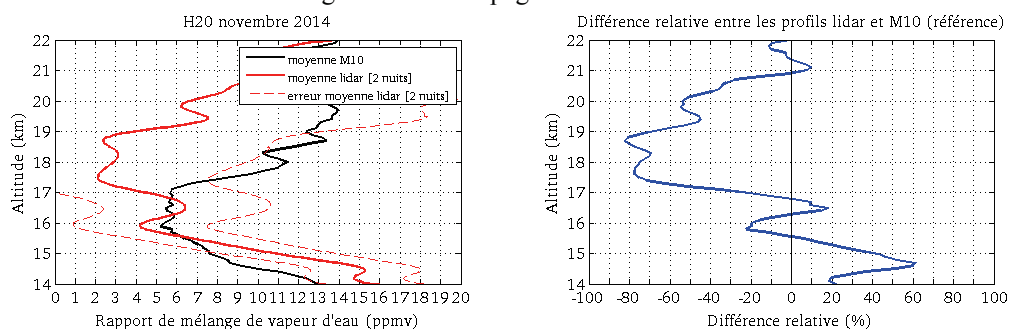


Figure A2.6. Campagne LIDEOLE-1

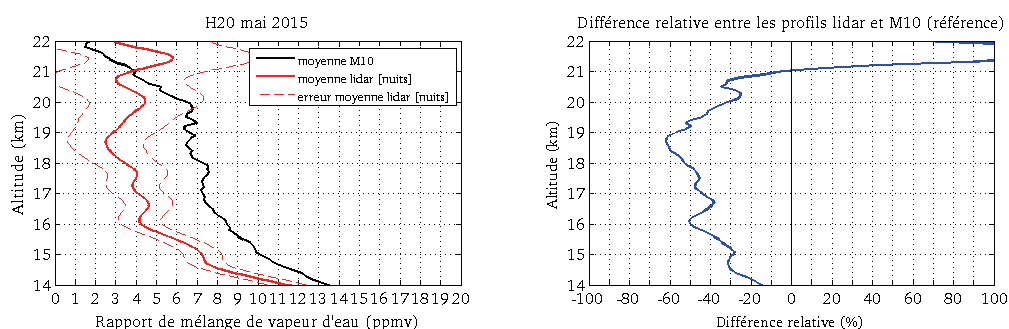


Figure A2.7. Campagne MORGANE

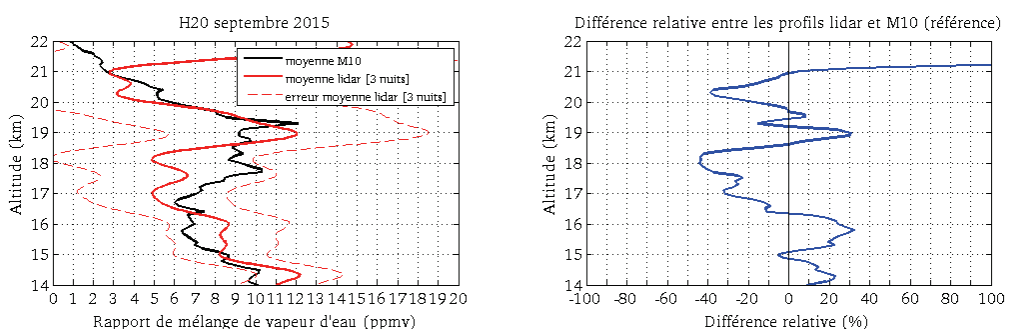


Figure A2.8. Campagne LIDEOLE-2

Figures A2.5 à A2.8. : A gauche : Superposition du profil lidar (trait rouge plein) et la moyenne des profils vapeur d'eau M10 (trait noir). A droite : Différence relative (en %) entre ces deux profils, les données M10 sont prises comme référence.

Les résultats des comparaisons entre les données vapeur d'eau Lidar1200 (données lidar intégrées sur toute la campagne) et Modem M10 pour chaque campagne entre 14 et 22 km sont présentés ci-dessous.

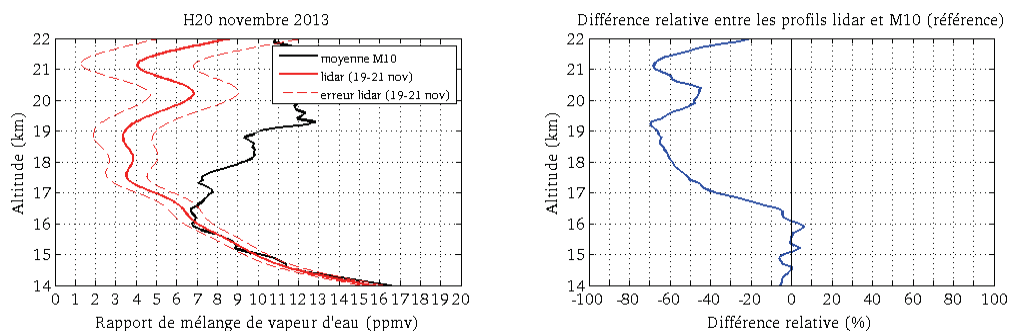


Figure A2.9. Campagne MALICCA-2

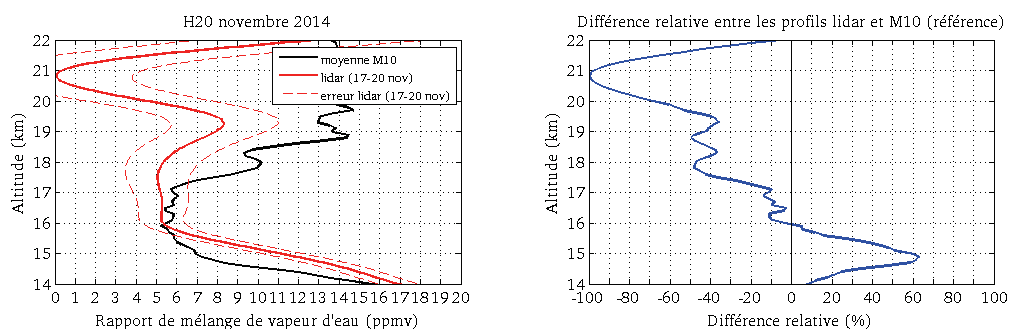


Figure A2.10. Campagne LIDEOLE-1

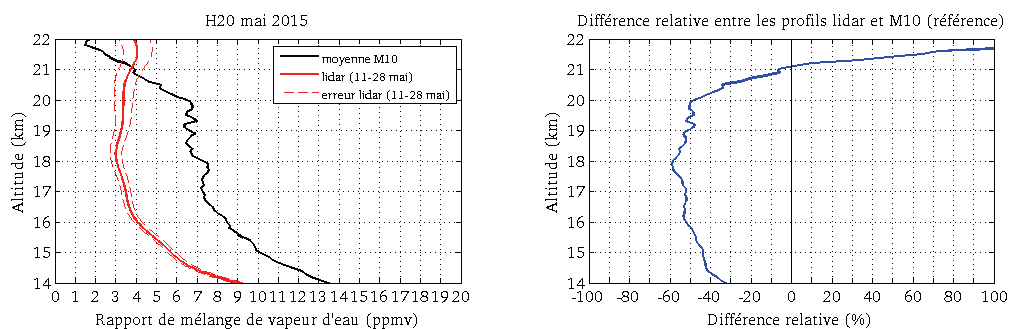


Figure A2.11. Campagne MORGANE

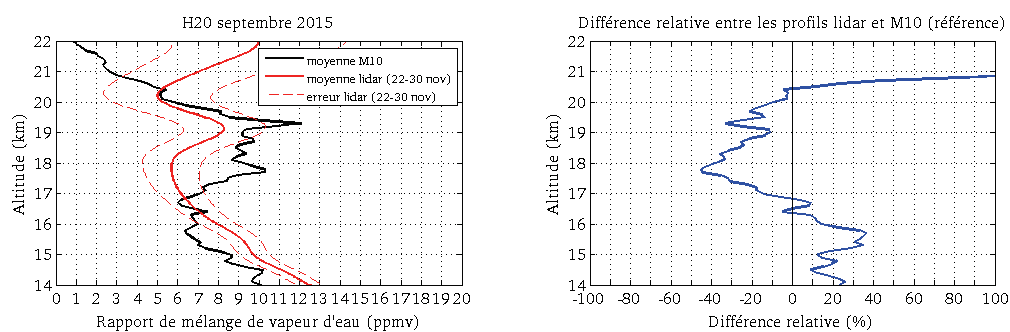


Figure A2.12. Campagne LIDEOLE-2

Figures A2.6 à A2.12. : A gauche : Superposition du profil lidar (trait rouge plein) et la moyenne des profils vapeur d'eau M10 (trait noir). A droite : Différence relative (en %) entre ces deux profils, les données M10 sont prises comme référence.

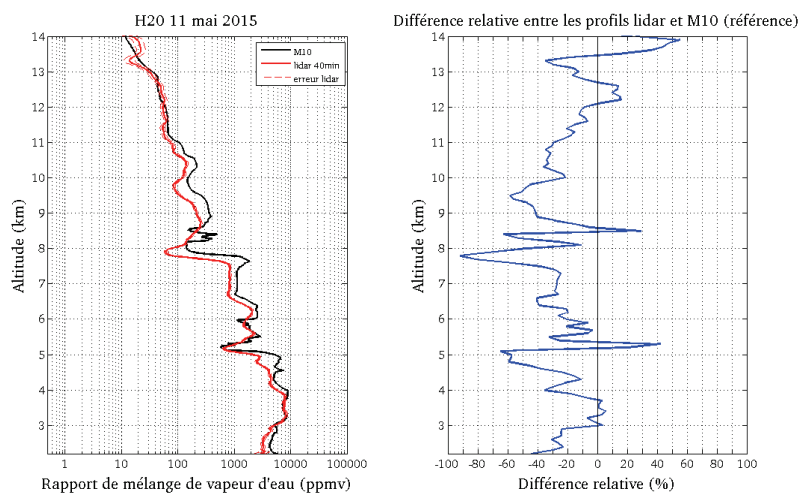
Annexe 3. Détail des comparaisons individuelles M10/Lidar1200 (MORGANE)

Figure A3.1

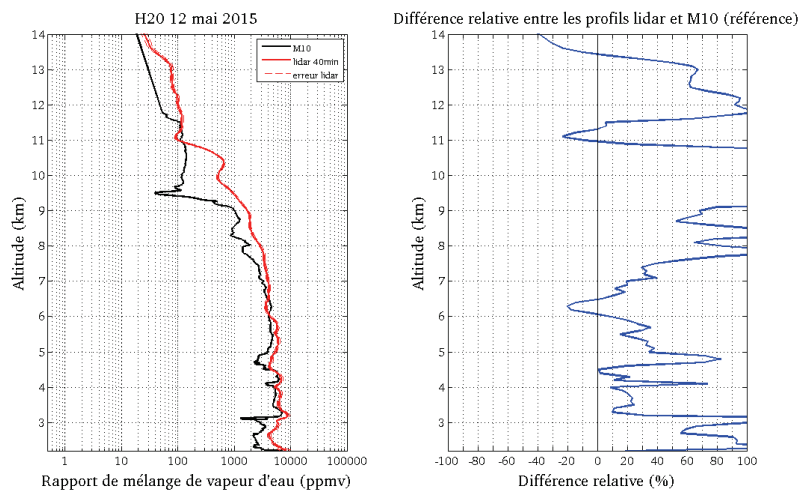


Figure A3.2

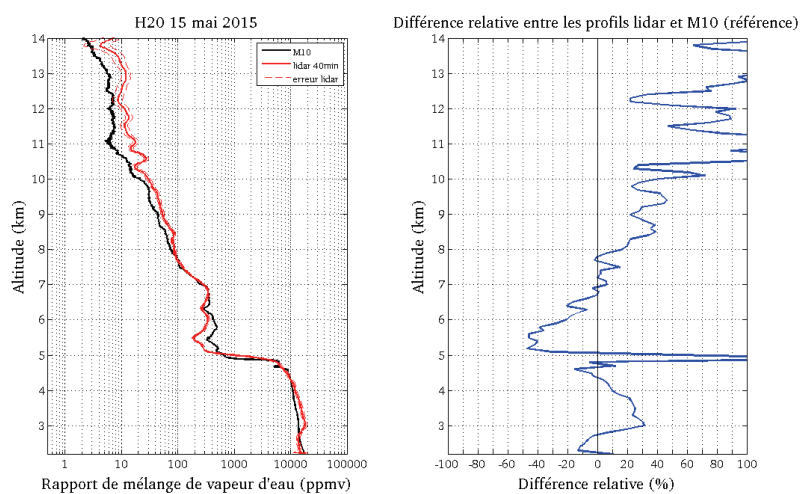


Figure A3.3

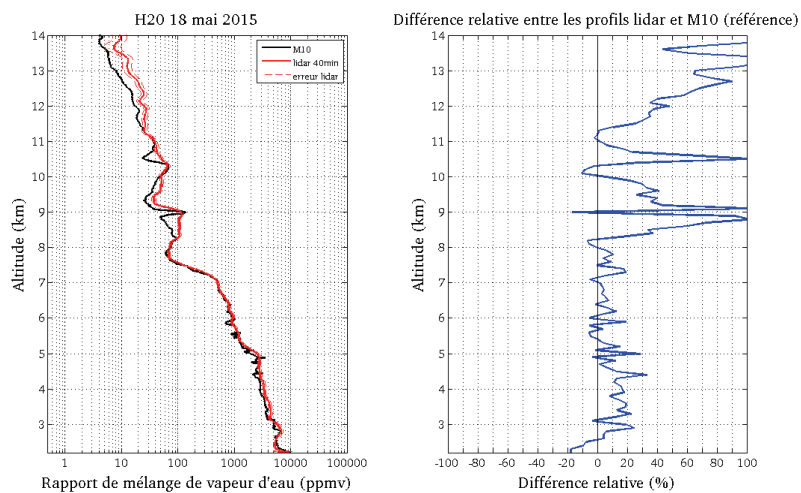


Figure A3.4

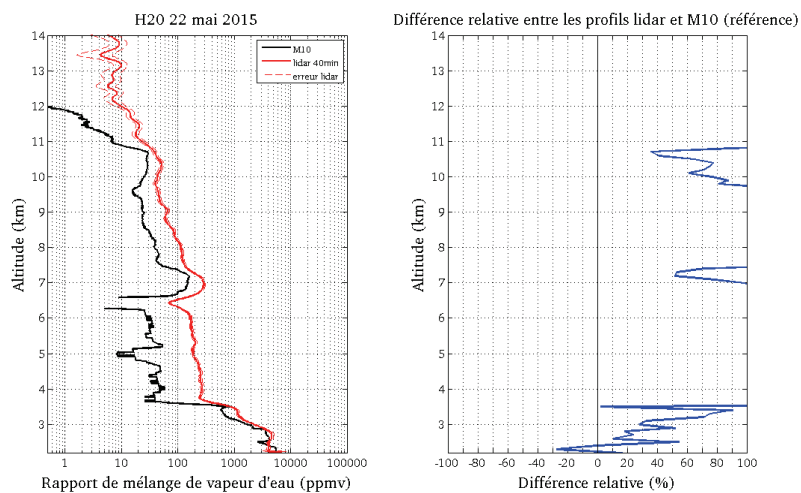


Figure A3.5

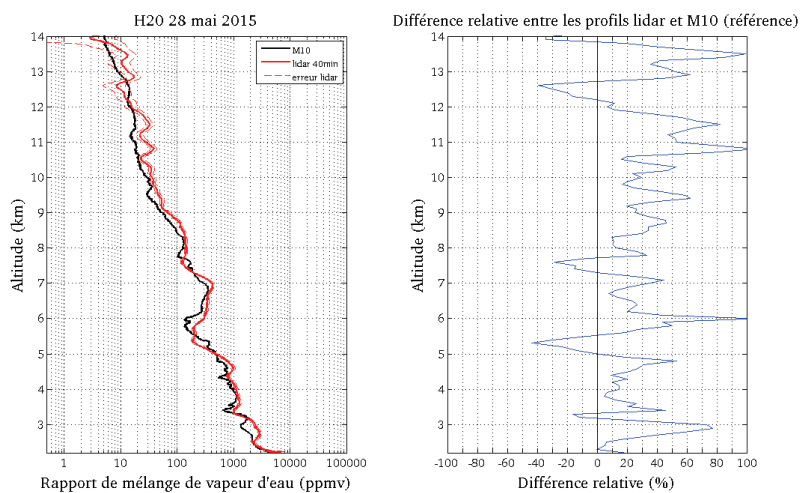


Figure A3.6

Figures A3.1 à A3.6 : A gauche : Superposition du profil lidar de 40 minutes (trait rouge plein) et le profil journalier M10 de vapeur d'eau (trait noir). A droite : Différence relative (en %) entre ces deux profils, les données M10 sont prises comme référence.

Annexe 4. Détail des comparaisons individuelles RS92/Lidar1200 (MORGANE)

Les mesures lidar et RS92 corrigées GRUAN coïncidentes lors de la campagne MORGANE sont présentées dans le tableau ci-contre. Les informations sur les données lidar précisent l'heure la plus proche du lancement des sondes. La durée totale de la mesure lidar est précisée entre crochets.

MORGANE		
DATE	LIDAR	RS92
11 mai 2015	19:02 UTC [184 min]	19:03 UTC
12 mai 2015	16:48 UTC [164 min]	16:49 UTC
15 mai 2015	19:47 UTC [180 min]	19:36 UTC
18 mai 2015	17:15 UTC [257 min]	17:16 UTC
19 mai 2015	18:32 UTC [321 min]	18:33 UTC
21 mai 2015	18:33 UTC [293 min]	18:35 UTC
22 mai 2015	16:52 UTC [215 min]	16:53 UTC
26 mai 2015	16:46 UTC [229 min]	16:46 UTC
28 mai 2015	16:05 UTC [215 min]	16:05 UTC

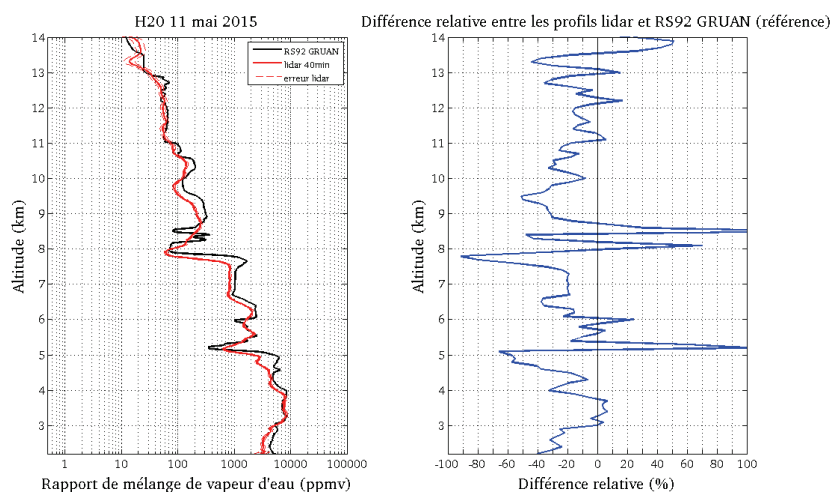


Figure A4.1

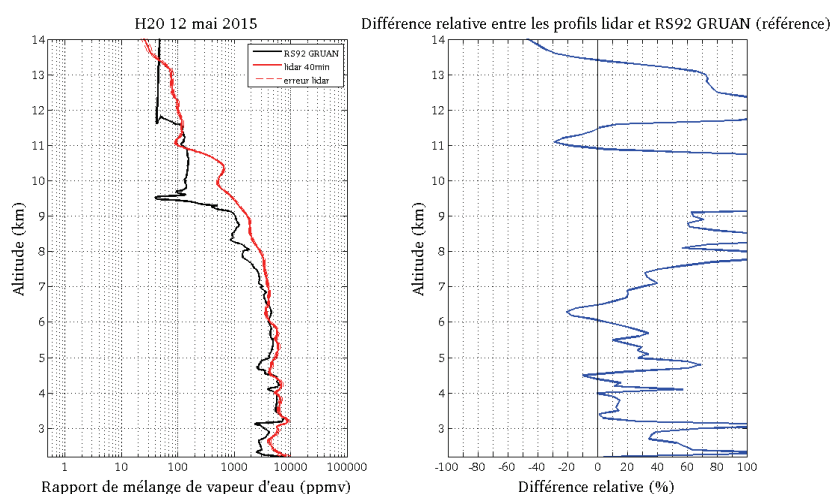


Figure A4.2

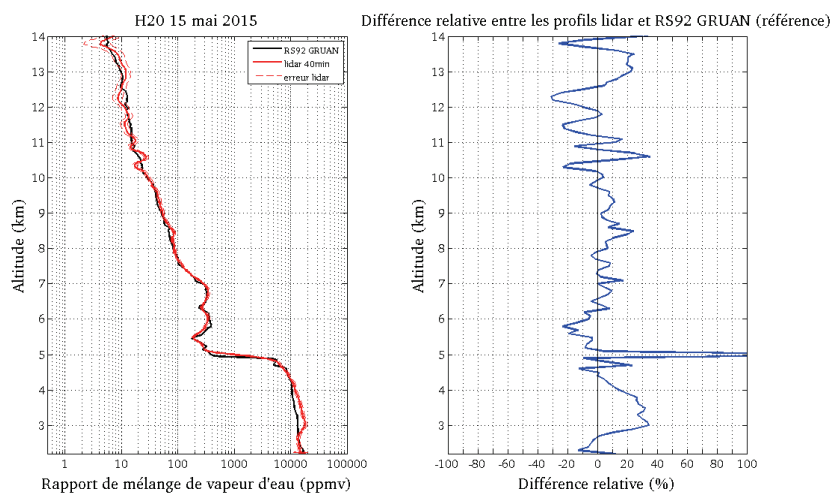


Figure A4.3

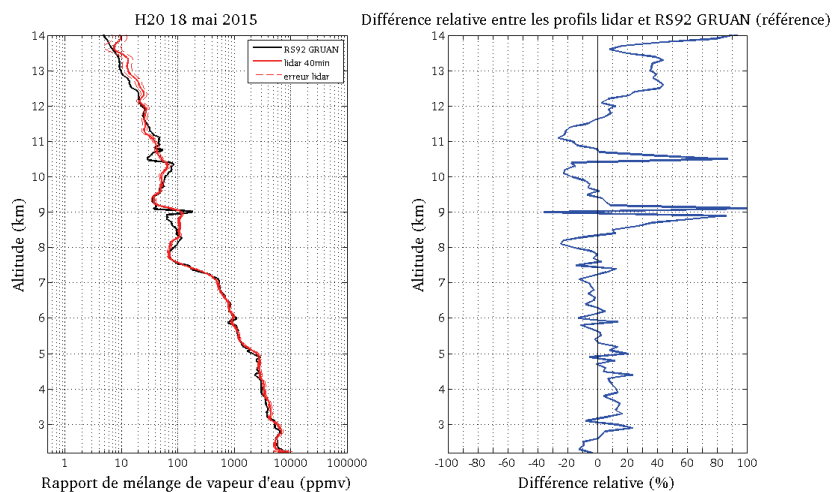


Figure A4.4

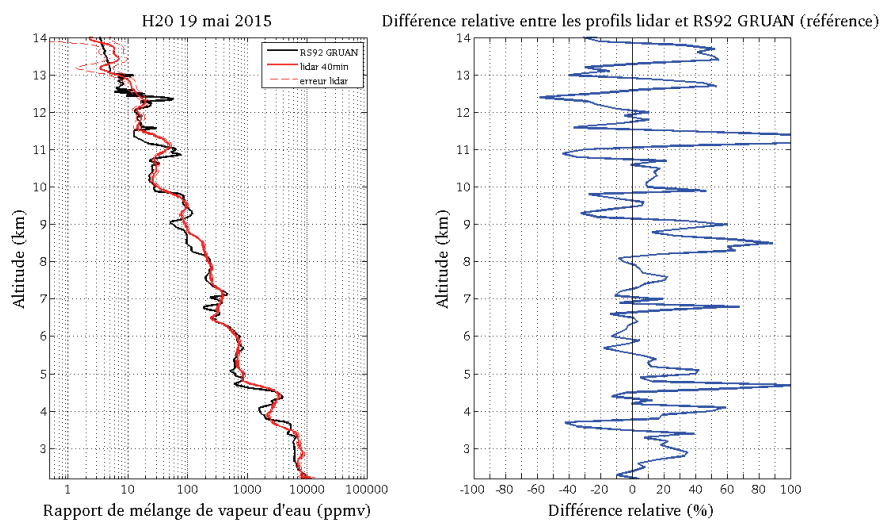


Figure A4.5

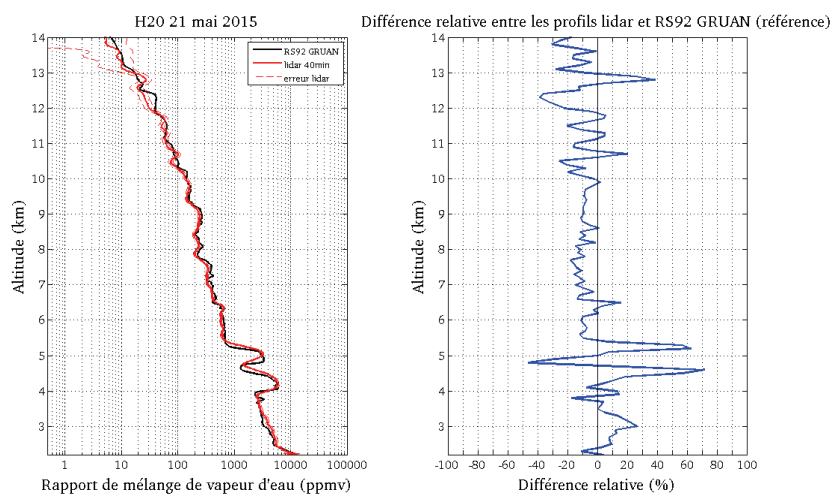


Figure A4.6

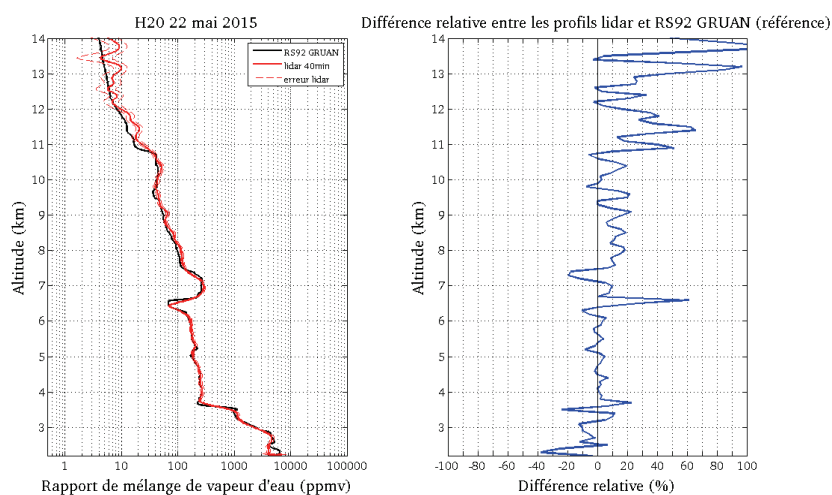


Figure A4.7

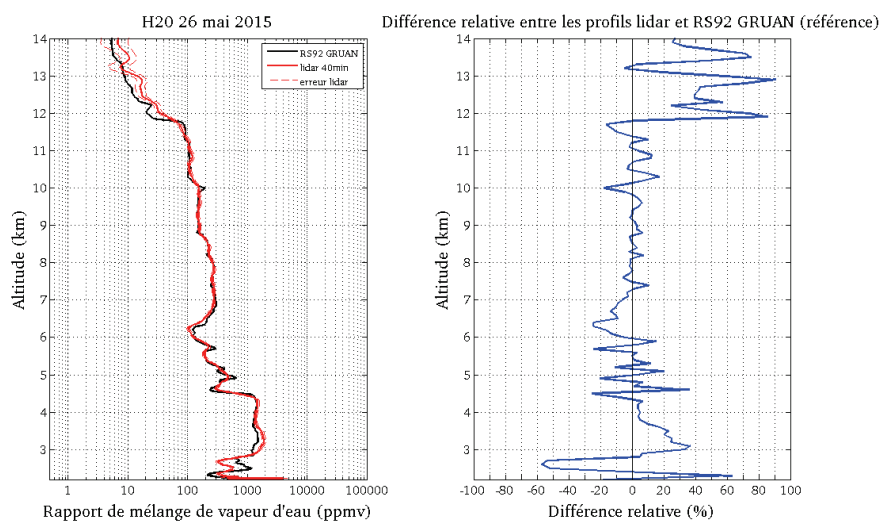


Figure A4.8

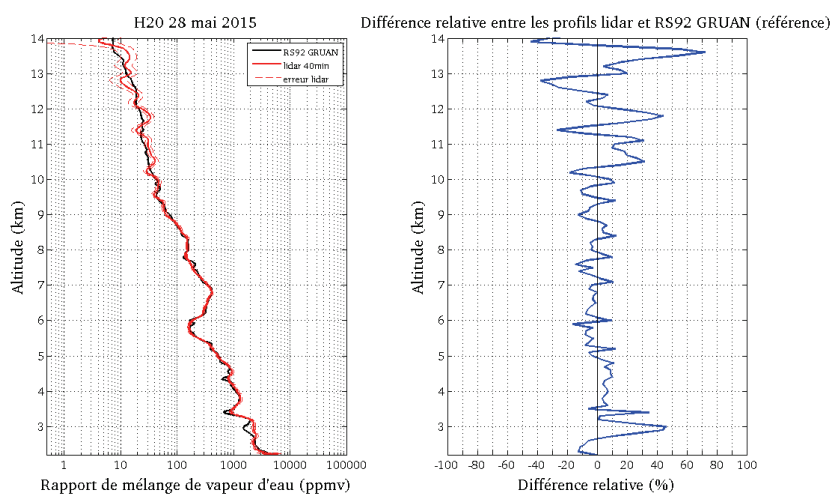


Figure A4.9

Figures A4.1 à A4.9 : A gauche : Superposition du profil lidar de 40 minutes (trait rouge plein) et le profils RS92 journalier de vapeur d'eau (trait noir). A droite : différence relative (en %) entre ces deux profils, les données RS92 sont prises comme référence.

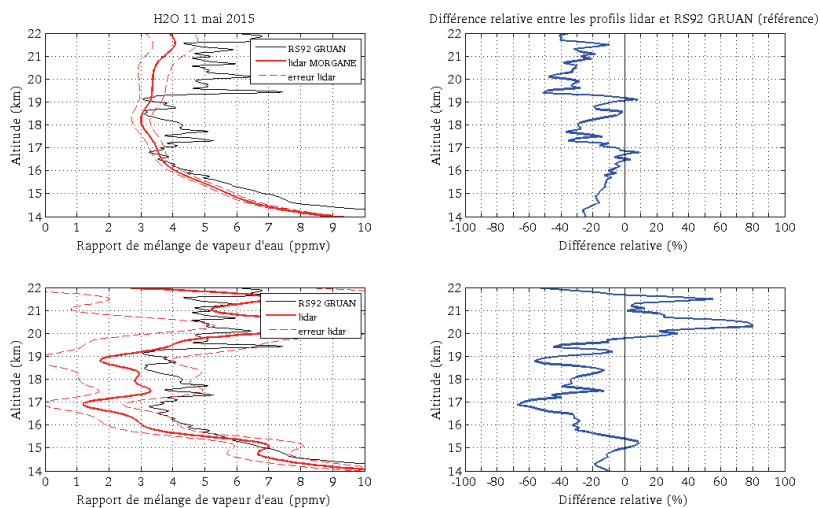


Figure A4.10

Figures A4.10 et A4.11 : Comparaison entre les données vapeur d'eau Lidar1200 et Modem M10 entre 14 et 22 km. A gauche : Superposition du profil lidar (trait rouge plein) et le profil journalier RS92 de vapeur d'eau (trait noir). En haut : Profil lidar des données intégrées sur toute la campagne. En bas : Profil lidar moyen des nuits de mesure.

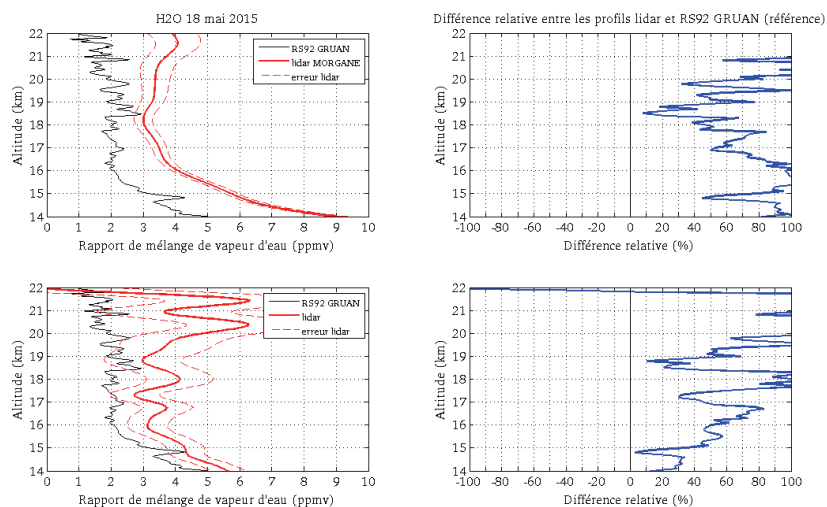


Figure A4.11

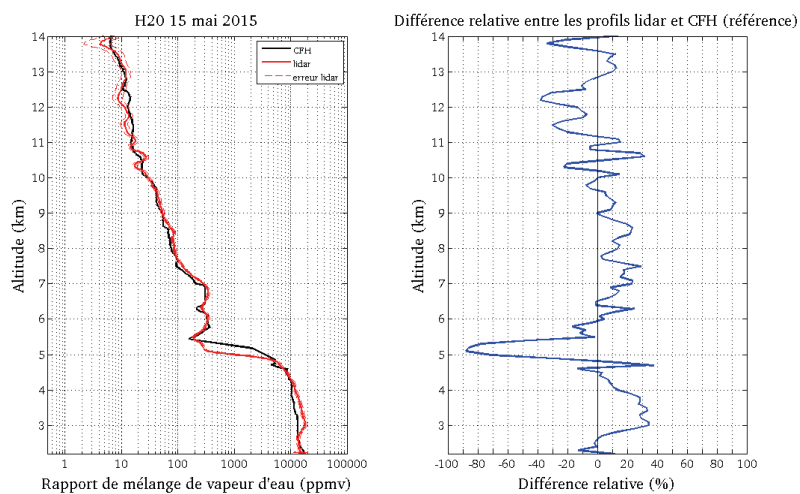
Annexe 5. Détail des comparaisons individuelles CFH/Lidar1200 (MORGANE)

Figure A5.1

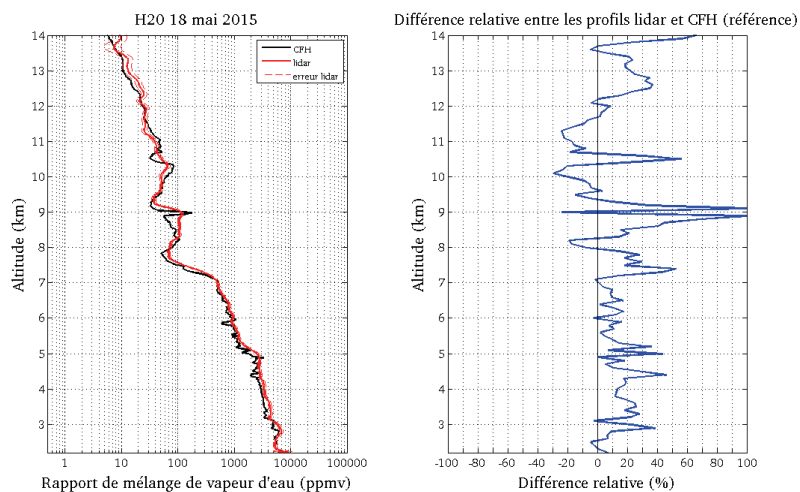


Figure A5.2

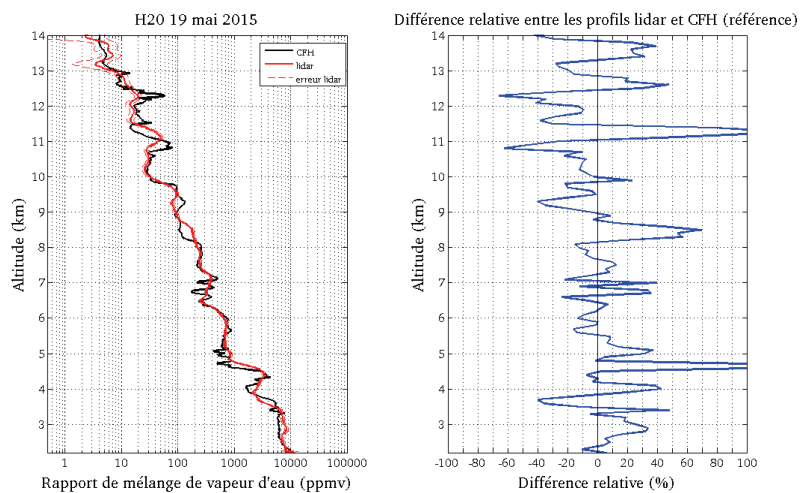


Figure A5.3

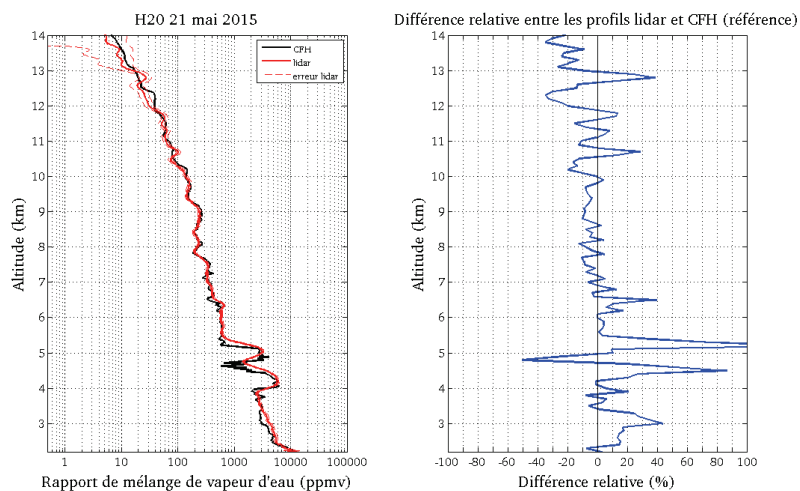


Figure A5.4

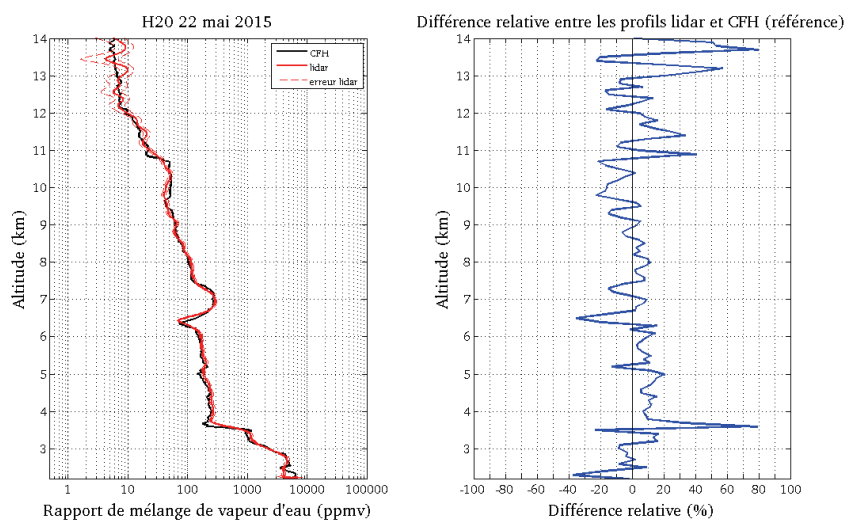


Figure A5.5

Figures A5.1 à A5.5 : A gauche : Superposition du profil lidar de 40 minutes (trait rouge plein) et le profil journalier CFH de vapeur d'eau (trait noir). A droite : Différence relative (en %) entre ces deux profils, les données CFH sont prises comme référence.

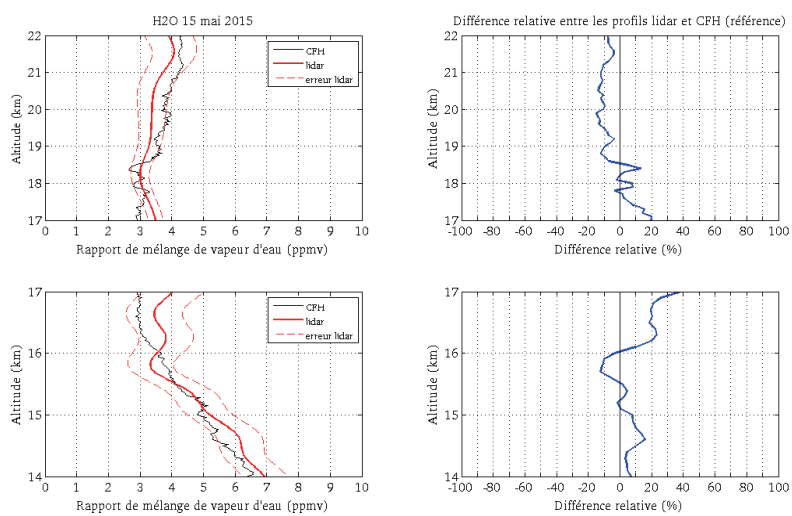


Figure A5.6

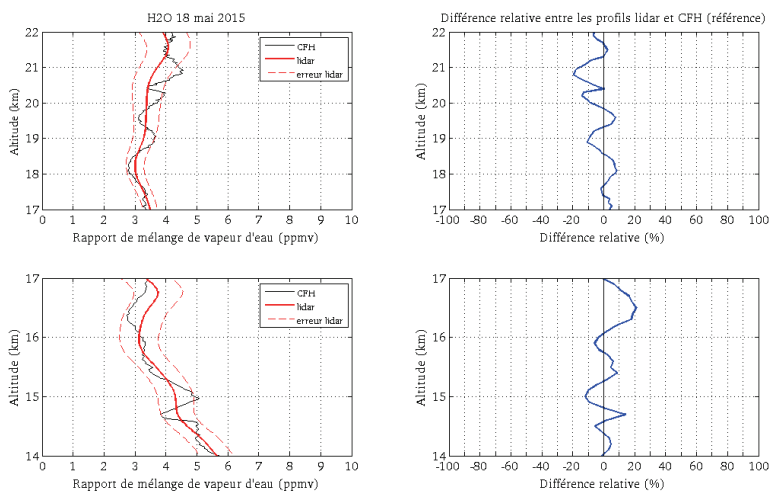


Figure A5.7

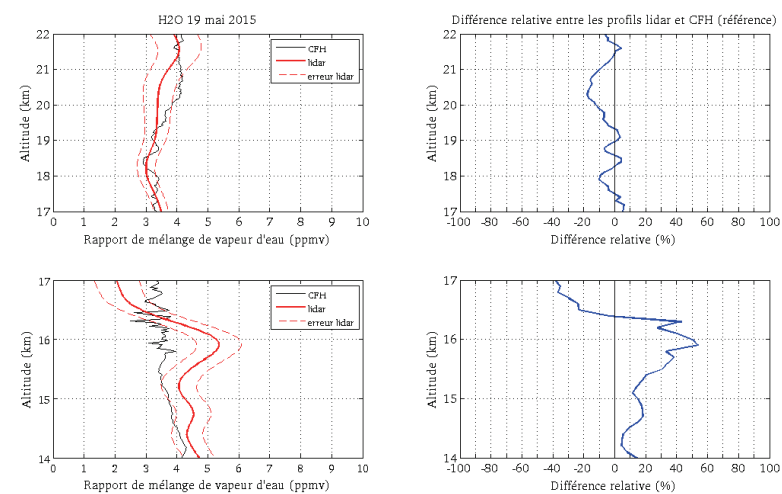


Figure A5.8

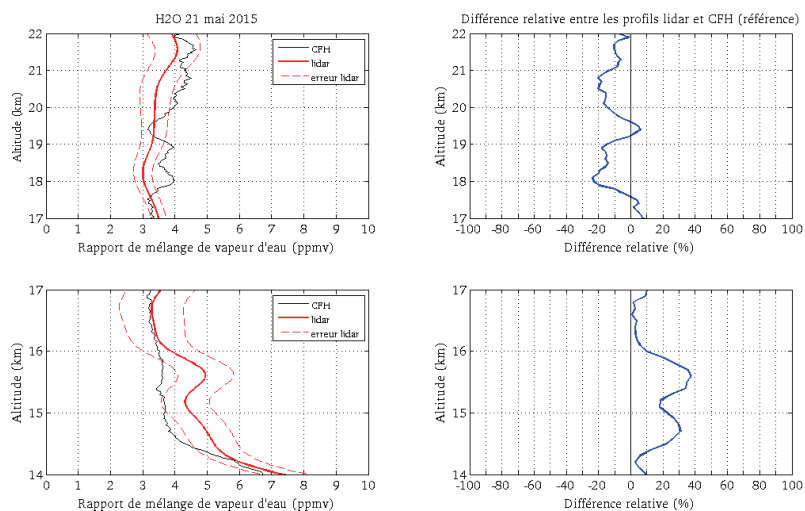


Figure A5.9

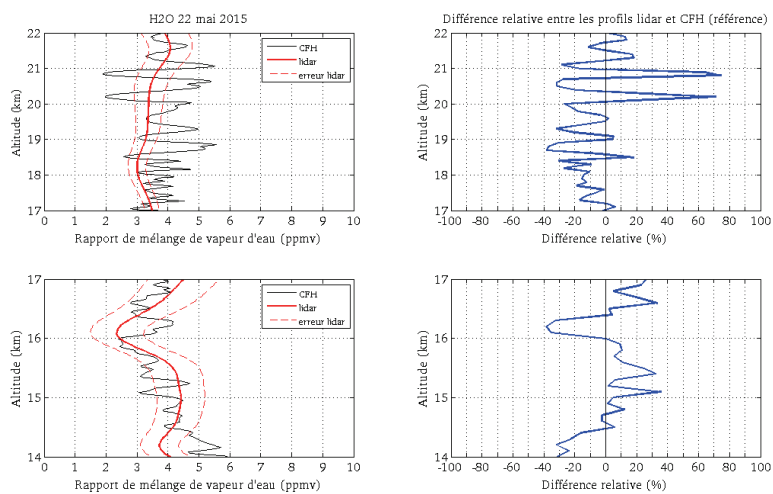


Figure A5.10

Figures A5.6 à A5.10 : Comparaison entre les données vapeur d'eau Lidar1200 et CFH entre 14 et 22 km. A gauche : Superposition du profil lidar (trait rouge plein) et le profil journalier CFH de vapeur d'eau (trait noir). En haut : Entre 17 et 22 km, profil lidar des données intégrées sur toute la campagne. En bas : Entre 14 et 17 km, profil lidar moyen des nuits de mesure.

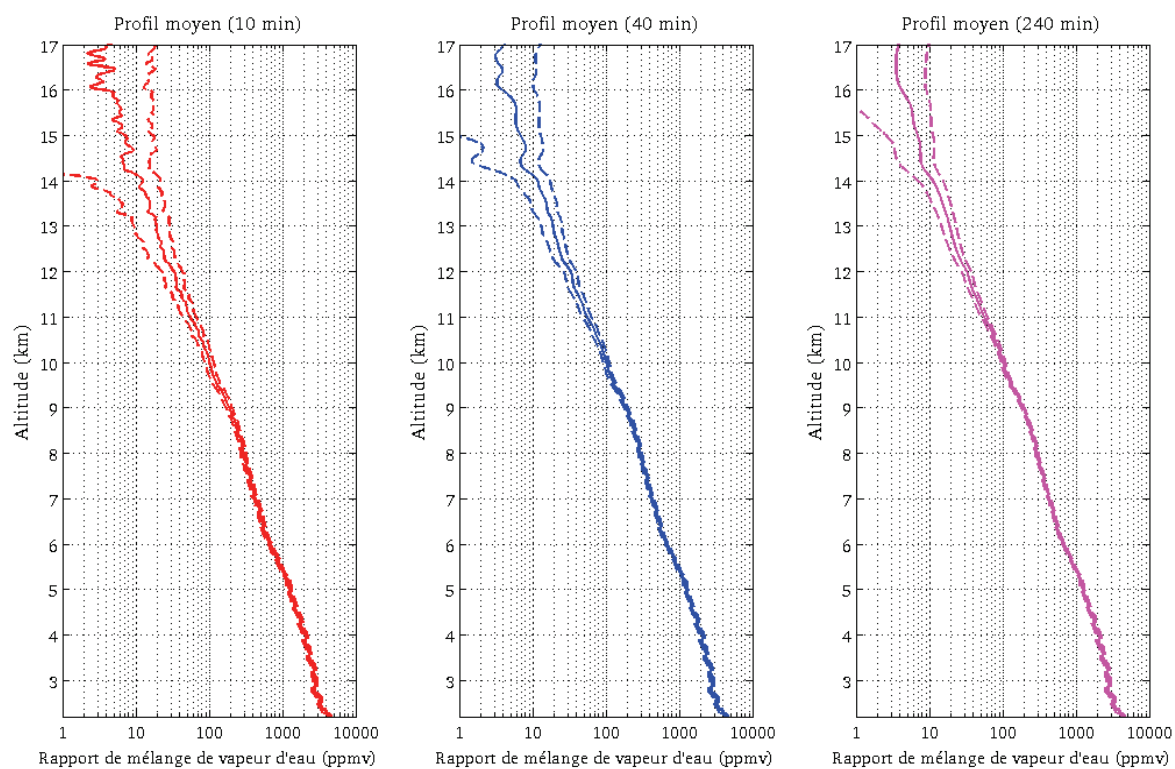
Annexe 6. Profils moyens de vapeur d'eau de 10, 40 et 240 minutes (données Lidar1200)

Figure A6. Profils moyens de vapeur d'eau des fichiers de 10, 40 et 240 minutes de la base de données du Lidar1200 entre novembre 2013 et octobre 2015, entre 2,2 et 17 km d'altitude. Le profil est en trait plein et l'erreur lidar (1σ) apparaît en pointillé.

Annexe 8. Simulation Méso-NH de l'intrusion stratosphérique du 04/04/2013

Ce projet de modélisation numérique démarré en 2014 est venu s'inscrire comme un outil intégrateur indispensable à l'exploitation des données d'observations effectuées pendant les campagnes MALICCA-1, notamment pour l'étude des processus de transport dans la zone de l'UT/LS. La prise en compte des phénomènes de forçage synoptique tout en se positionnant à l'échelle de l'instrument a été permise par le modèle Méso-NH. L'exploitation scientifique des données de MALICCA-1 a mis en évidence des études intéressantes notamment le cas d'intrusion stratosphérique du 4 avril 2013. La simulation Méso-NH porte le projet intitulé : « Etude des échanges stratosphère-troposphère au-dessus de l'île de La Réunion (océan Indien) pendant les campagnes de mesure MALICCA (MAïdo Lidar Calibration CAMpaign) » déposé auprès du CINES (Centre Informatique National de l'Enseignement Supérieur). Il a bénéficié d'autres moyens de calcul : le supercalculateur Beaufix de Météo-France et le calculateur Titan de l'Université de La Réunion. L'objectif principal de ce travail numérique était de simuler un processus d'intrusion stratosphérique observé pendant la campagne MALICCA-1 au-dessus de La Réunion et de comparer ces résultats aux observations, à l'analyse synoptique ECMWF ERA-Interim et à la modélisation lagrangienne du 4 avril 2013 (cf Chapitre 4).

Récapitulatif des paramètres de la simulation de référence

- **Version de Méso-NH** : 4.9.3
- **Résolution horizontale** : 24 km
- **Nombres de points de grille** : 180*200
- **Résolution verticale** : 150 mètres à partir de 1,1 km d'altitude
- **Nombre de niveaux** : 150
- **Zone tampon** : 18-21,5 km d'altitude
- **Date d'initialisation** : 2 avril à 18:00 UTC
- **Données en entrée** : analyses ECMWF niveaux modèle + paramètres ozone CAMS
- **Durée de la simulation** : 54 heures
- **Pas de temps** : 15 sec.

- **Schéma de turbulence** : BL89, de **rayonnement** : RRTM, de **microphysique** : ICE3.
- **Convection** résolue implicitement
- **Modifications du code source** :
→ Codage de nouvelles variables scalaires
NSV_O3SBEG : O3S traceur ozone stratosphérique calculé sur le PV et multiplié par un facteur arbitraire (les seuils de PV et de RH, ainsi qu'une altitude minimale, sont choisis par l'utilisateur pour l'initialisation du traceur et le couplage aux limites)
NSV_O3SEND : O3EC traceur ozone stratosphérique initialisé à partir du paramètre go3 des analyses CAMS Near Real-time (le seuil en ppbv est choisi par l'utilisateur pour l'initialisation du traceur et le couplage aux limites)

Les différents tests de sensibilité

Les tests suivants ont été réalisés :

- Sur la date d'initialisation → le 1^{er} avril à 00:00 UTC, le 2 à 18:00UTC ou le 4 à 00:00UTC
- Sur le type de traceur → O3S ou O3EC
- Sur le seuil pour le traceur O3EC → 50, 70 ou 90 ppbv
- Sur la résolution verticale → de 600 à 150 mètres
- Sur l'altitude du sommet du domaine de simulation → 18 ou 25 km

Les paramètres suivants ont pu être validés pour la simulation de référence :

- Date d'initialisation : 2 avril à 18:00 UTC
- Traceur : O3EC
- Seuil pour le traceur O3ECM : 70 ppbv
- Résolution verticale : 150 mètres
- Début de la zone tampon : 18 km d'altitude

Principaux résultats

La représentation des processus d'intrusion est **conforme géographiquement et temporellement** avec les analyses synoptiques réalisées à partir des ré-analyses ERA-Interim. L'avantage certain de la simulation Méso-NH sur les ré-analyses étant que l'évolution temporelle de la situation au-dessus de La Réunion (et à proximité) peut être étudiée avec des échéances inférieures à l'heure. Pour chaque pic d'ozone observé, le filament stratosphérique se localise précisément (sauf un très léger décalage spatial pour le pic le plus bas) au-dessus de La Réunion ce qui est attendu aux vues des observations.

Les résultats nouveaux se situent dans la **stratification verticale et la distribution horizontale du PV (comme du traceur d'ozone stratosphérique) conformes aux observations et aux calculs lagrangiens** réalisés avec le modèle LACYTRAJ. Ces résultats sont publiés dans l'article présenté au Chapitre 4, sous la forme de la *Fig. A8.1*. La comparaison se fait aux points de grille de la simulation Méso-NH les plus proches des coordonnées des coupes réalisées avec LACYTRAJ et à la même heure. La comparaison des coupes zonales et méridionales de PV et d'ozone montre que des coupes d'ozone Méso-NH plus fidèles sont trouvées en fin de matinée du 4 avril 2013 (*Fig. A8.2*) ou à la même heure mais sur un point de grille adjacent à celui sélectionné. Les deux pics du bas ne sont pas différenciés dans les conditions les plus proches de la simulation lagrangienne LACYTRAJ mais ils le sont en regardant quelques heures plus tôt ou sur un point de grille proche. Il pourrait donc y avoir **un léger décalage spatial ou temporel (pour le traceur d'ozone stratosphérique Méso-NH) dans la formation de la structure, notamment sur la différenciation des deux pics inférieurs**. Les résultats sur le PV sont conformes aux coupes lagrangiennes et ne montrent pas ce décalage.

Lorsque l'on interprète les résultats, il ne faut pas oublier que les champs d'O3EC ne représentent pas les champs d'ozone sur l'intégralité du domaine mais un traceur d'ozone initialisé à 70 ppbv en début de la simulation et qui n'est ensuite soumis qu'à la dynamique du modèle et à des conditions ouvertes aux limites est, ouest, nord et sud du domaine. Malgré cette différence, **les quantités d'ozone obtenues avec ce traceur sont vraisemblables** au regard des observations.

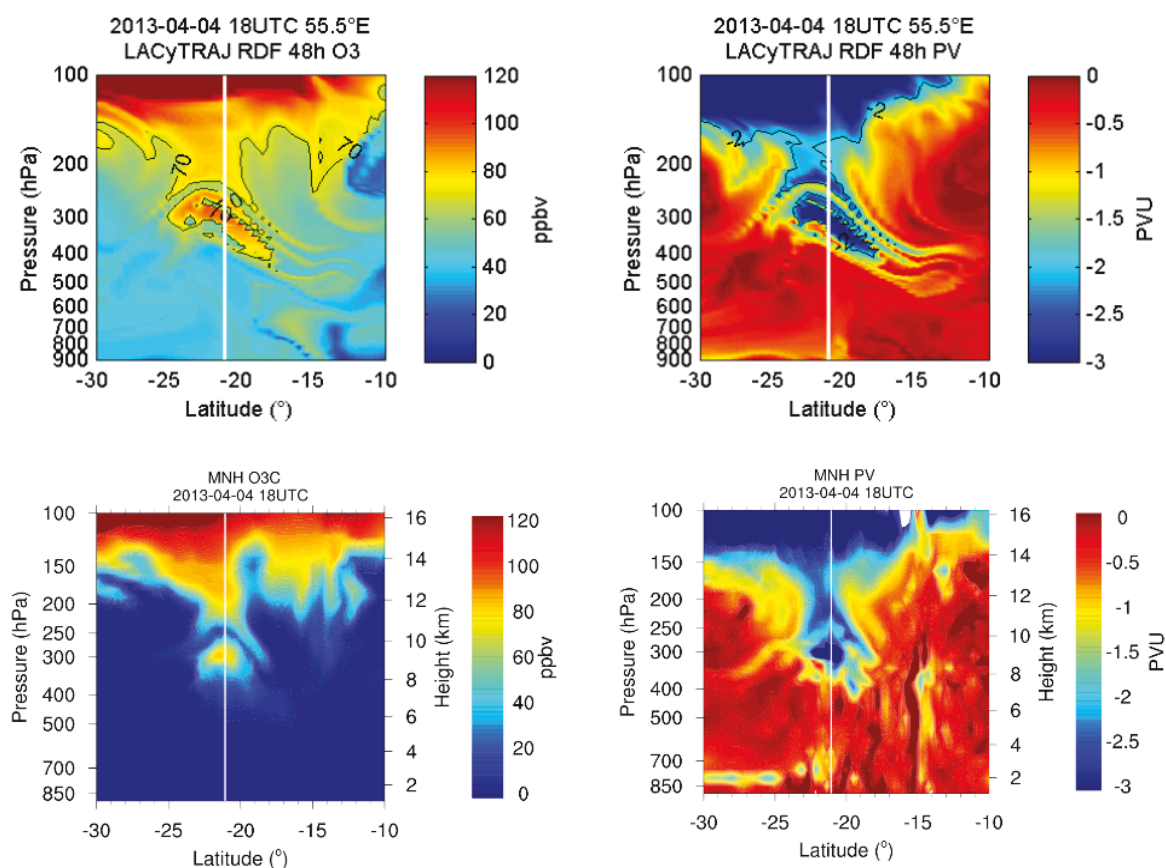


Figure A8.1. Coupes verticales à 55.5°E advectées pendant 48 heures avec LACyTRAJ à partir des ré-analyses ECMWF ERA-Interim le 4 avril 2013 à 18:00 UTC (en haut), de rapport de mélange d'ozone (à gauche) et de tourbillon potentiel (à droite) et modélisé avec Méso-NH le 4 avril 2013 à 18:00 UTC (en bas), du traceur d'ozone stratosphérique (à gauche) et de tourbillon potentiel (à droite). Les lignes blanches indiquent la latitude de La Réunion. Les lignes noires indiquent des isolignes. Source : Figure 10 de l'article Vérémes et al. (cf Chapitre 4).

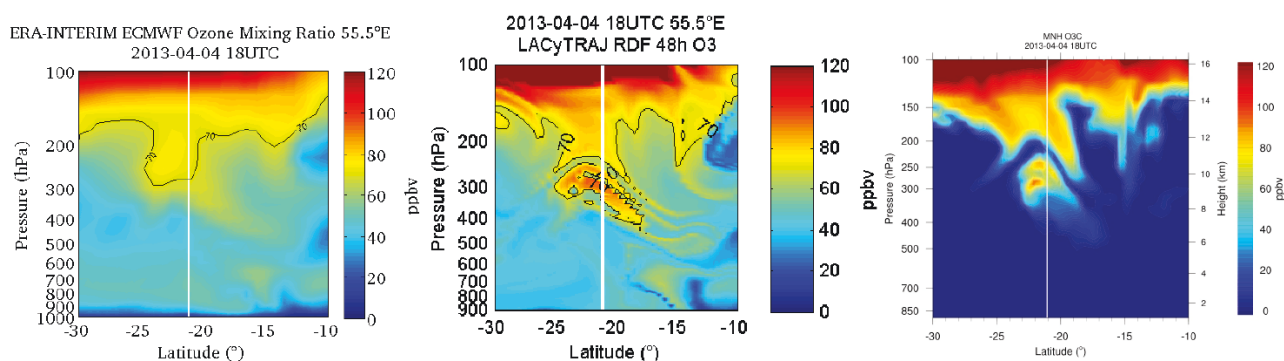


Figure A8.2. Coupes verticales à 55.5°E de rapport de mélange d'ozone des ré-analyses ECMWF ERA-Interim (gauche), advectées pendant 48 heures avec LACYTRAJ à partir des ré-analyses ECMWF ERA-Interim le 4 avril 2013 à 18:00 UTC de rapport de mélange d'ozone (centre) et modélisé avec Méso-NH le 4 avril 2013 à 11:00 UTC du traceur d'ozone stratosphérique (droite). Les lignes blanches indiquent la latitude de La Réunion. Les lignes noires indiquent des isolignes.

Limites de la simulation

L'initialisation du traceur d'ozone stratosphérique a demandé l'ajout d'une nouvelle variable scalaire dans Méso-NH. Des sources du code ont été modifiées et d'autres ajoutées. Un biais est apparu dans l'initialisation du traceur O3EC, l'interpolation des niveaux CAMS sur la grille Méso-NH rencontre un problème : un décalage vertical est induit par l'orographie. Ce biais a un impact négligeable sur le traceur car il n'intervient qu'à l'initialisation et ensuite ces analyses ne sont utilisées qu'aux limites horizontales du domaine, le traceur est donc très vite brassé par le modèle.

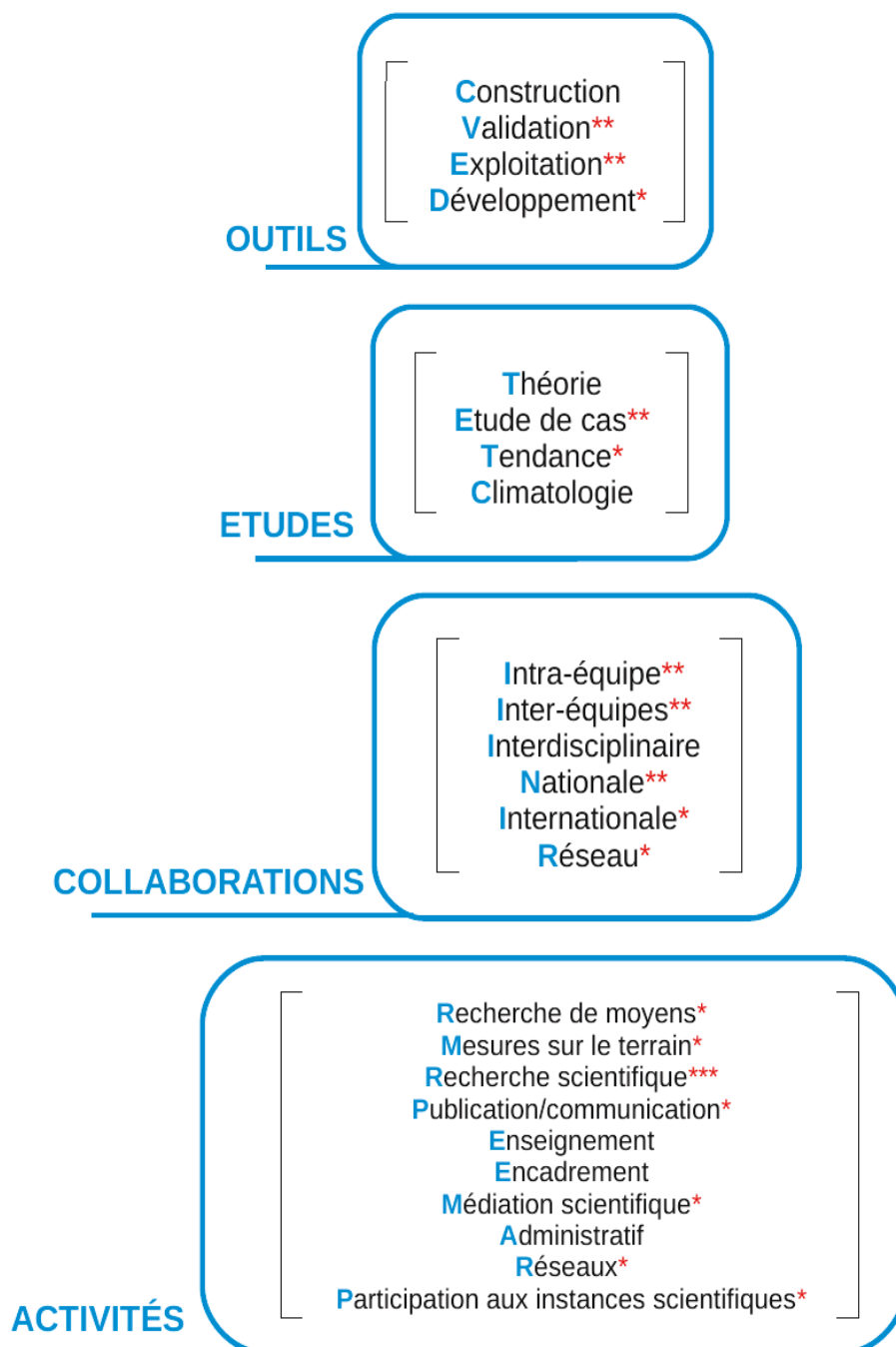
Les tests ont montré que le traceur O3S n'est pas encore assez probant, les quantités retournées le 4 avril sont trop élevées et la structure de l'intrusion mal définie. Un travail supplémentaire sur ce traceur semble nécessaire.

Conclusions

Les résultats ont permis de montrer la capacité pour ce modèle méso-échelle à représenter, avec une résolution verticale adaptée de 150 mètres, ce cas complexe d'intrusion stratosphérique. Dans le cadre de l'approche multi-méthodologique de l'intrusion et notamment de la caractérisation très détaillée de l'atmosphère au-dessus du Maïdo le 4 avril 2013, les informations sur la distribution verticale et horizontale de l'intrusion sont conformes avec les observations et le RDF LACYTRAJ. L'évolution temporelle du processus étant représentée avec des échéances horaires, les informations sur la différenciation des masses d'air sont très intéressantes et viennent renforcer l'analyse synoptique réalisée à partir des ré-analyses ERA-Interim.

Cette simulation appelle à la correction du biais initial de l'interpolation des données CAMS sur la grille de Méso-NH en présence de reliefs (ce travail est en cours au LACy). La comparaison avec les sorties du modèle LACYTRAJ (qui fournit non seulement des champs advectés mais aussi des rétro-trajectoires) pourrait être approfondie grâce à des calculs de rétro-trajectoires avec Méso-NH. Le champs de recherche pourrait aussi être élargi grâce aux calculs de budgets que permet Méso-NH. La simulation de ce cas d'étude permettrait de dépasser la caractérisation de l'intrusion en quantifiant les échanges entre la troposphère et la stratosphère. L'exploitation des résultats sur un processus à aussi grande échelle et sur un domaine vertical large pourrait être optimisée grâce à une visualisation 3D et simultanée de différents paramètres. Ces résultats sont actuellement étudiés avec un outil de représentation 3D de fichiers au format netcdf développé au LACy.

Annexe 9. Bilan des activités menées dans la cadre de ce projet de recherche



(*) *Traité(e) ou abordé(e) dans ce projet de thèse*

Annexe 10. Liste des publications et autres communications

Publications

Baray, J.-L., Y. Courcoux, P. Keckhut, T. Portafaix, P. Tulet, J.-P. Cammas, A. Hauchecorne, S. Godin-Beekmann, M. De Mazière, C. Hermans, F. Desmet, K. Sellegri, A. Colomb, M. Ramonet, J. Sciare, C. Vuillemin, C. Hoareau, D. Dionisi, V. Dufлот, **H. Vérèmes**, J. Porteneuve, F. Gabarrot, T. Gaudo, J.-M. Metzger, G. Payen, J. Leclair de Bellevue, C. Barthe, F. Posny, P. Ricaud, A. Abchiche. And R. Delmas, “Maïdo observatory: a new high-altitude station facility at Reunion Island (21° S, 55° E) for long-term atmospheric remote sensing and in-situ measurements,” *Atmos. Meas. Tech.*, 6, 2865-2877, 2013.

Dionisi, D., P. Keckhut, Y. Courcoux, A. Hauchecorne, J. Porteneuve, J.-L. Baray, J. Leclair de Bellevue, **H. Vérèmes**, F. Gabarrot, R. Decoupes and J.-P. Cammas, “Water vapor observations up to the lower stratosphere through the Raman lidar during the Maïdo Lidar Calibration Campaign,” *Atmos. Meas. Tech.*, 8(3), 1425-1445, 2015.

Keckhut, P., Y. Courcoux, J.-L. Baray, J. Porteneuve, **H. Vérèmes**, A. Hauchecorne, D. Dionisi, F. Posny, J.-P. Cammas, G. Payen, F. Gabarrot, S. Evan, S. Khaykin, R. Rufenacht, B. Tschanz, N. Kaempfer, P. Ricaud, A. Abchiche, J. Leclair de Bellevue and V. Dufлот, “Introduction to the Maïdo Lidar Calibration Campaign dedicated to the validation of upper air meteorological parameters,” *J. Appl. Remote Sens.*, 9 (1), pp.094099, 2015.

Vérèmes, H., J.-P. Cammas, J.-L. Baray, P. Keckhut, C. Barthe, F. Posny, P. Tulet, D. Dionisi and S. Bielli, “Multiple subtropical stratospheric intrusions over Reunion Island : observational, eulerian and lagrangian numerical modeling approaches,” *JGR*, *in review*.

Vérèmes, H., P. Keckhut, V. Dufлот, G. Payen, J.-L. Baray, J.-P. Cammas, J. Leclair De Bellevue, F. Posny, S. Evan, S. Meier, H. Vömel, R. Dirksen, et al., “A Raman lidar at Maïdo Observatory (21°S,55.5°E) to monitor the water vapor up the lower stratosphere : two years operation” *AMT, Special Issue NDACC*, *in preparation*.

Communications

[PRESENTATION ORALE]

Evan, S., F. Posny, J.-P. Cammas, V. Dufлот., J. Leclair de Bellevue, J.-M. Metzger, **H. Vérèmes** and J.-L. Baray, “Maïdo observatory : a new high-altitude station facility at Reunion Island (21°S,55°E),” GRUAN ICM 6, Washington DC, March 10-14, 2014.

Vérèmes, H., J.-L. Baray, J.-P. Cammas, P. Keckhut, D. Dionisi, F. Posny, C. Barthe et P. Tulet, “Profils de vapeur d'eau et échanges stratosphère-troposphère à La Réunion,” Workshop ROSEA-ORAURE, Lannemezan, France, 19-21 mai 2014.

Evan, S., J. Brioude, S. Meier, J.-M. Metzger, F. Posny, **H. Vérèmes**, G. Payen, V. Dufлот, J. Leclair de Bellevue and J.-P. Cammas, “Lagrangian modeling for Reunion and other activities at La Reunion, GRUAN ICM 7, Matera, February 23-27, 2015.

Vérèmes, H., J.-P. Cammas, P. Keckhut, J.-L. Baray, D. Dionisi, G. Payen, V. Duflo, J. Leclair De Bellevue and F. Posny, “A Raman lidar in Reunion Island (21°S, 55°E) to monitor the water vapor up to the UT/LS,” Water Budget in the Tropical Tropopause Layer, Reims, France, July 1-3, 2015.

Keckhut, P., **H. Vérèmes**, C. Hoareau, D. Dionisi, J.-L. Baray, V. Duflo, G. Payen, J.-P. Cammas, A. Hauchecorne , “Monitoring the water cycle in the UT/LS with Raman lidar,” SPIE Asia-Pacific Remote Sensing, New Delhi, India, April 4-7, 2016.

Vérèmes, H., P. Keckhut, V. Duflo, G. Payen, J.-L. Baray, J.-P. Cammas et J. Leclair de Bellevue, “2 ans d'observations par lidar Raman vapeur d'eau à la station du Maïdo : performances et premiers résultats,” Workshop ATMO, Observatoire de Haute-Provence, France, 29-31 mars 2016.

[POSTER][PROCEEDING]

Vérèmes H., P. Keckhut, J.-L. Baray, J.-P. Cammas, D. Dionisi, G. Payen, V. Duflo, F. Gabarrot, J. Leclair De Bellevue, F. Posny, S. Evan, S. Meier, H. Vömel and R. Dirksen, “Water vapor profiles up to the UT/LS from Raman lidar at Reunion Island (21°S, 55°E) : technical description, data processing and comparison with sondes, 27th International Laser Radar Conference, New-York, USA, July 5-10, 2015.

LISTE DES REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

A

- Adam, M., D. Venable, and R. Connell (2007), Performance of the Howard University Raman lidar during 2006 WAVES campaign. *Optoelec. Adv. Mater.*, 9, 3522–3528.
- Agusti-Panareda, A., D. Vasiljevic, A. Beljaars, O. Bock, F. Guichard, M. Nuret, A. Garcia Mendez, E. Andersson, P. Bechtold, A. Fink, H. Hersbach, J.-P. Lafore, J.-B. Ngamini, D. J. Parker, J.-L. Redelsperger, and A. M. Tompkins (2009), Radiosonde humidity bias correction over the West African region for the special AMMA reanalysis at ECMWF, *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, vol. 135, no. 640, 595–617.
- Ancellet, G., J. Pelon, M. Beekmann, A. Papayannis, and G. Megie (2001), Ground-based lidar studies of ozone exchanges between the stratosphere and the troposphere, *J. Geophys. Res.-Atmos.*, vol. 96, no. D12, 22401–22421.
- Anthes, R.A., D.R. Ector, D.C. Hunt, Y.-H. Kuo, C. Rocken, W.S. Schreiner, S.V. Sokolovskiy, S. Syndergaard, T.-K. Wee, Z. Zeng, P.A. Bernhardt, K.F. Dymond, Y. Chen, H. Liu, K.W. Manning, W.J. Randel, K.E. Trenberth, L. Cucurull, S.B. Healy, S.-P. Ho, C. McCormick, T.K. Meehan, D.C. Thompson, and N.L. Yen (2008), The COSMIC/FORMOSAT-3 Mission: Early results. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 89, 313–333, DOI: 10.1175/BAMS-89-3-313.
- Anthes, R.A. (2011), Exploring Earth's atmosphere with radio occultation: Contributions to weather, climate and space weather. *Atmos. Meas. Tech.*, 4, 1077–1103, DOI: 10.5194/amt-4-1077-2011.
- Ao, C. O., T. K. Meehan, G. A. Hajj, A. J. Mannucci, and G. Beyerle (2003), Lower troposphere refractivity bias in GPS occultation retrievals, *J. Geophys. Res.*, vol. 108, no. D18, 4577.
- Appenzeller, C., and H. C. Davies (1992), Structure of stratospheric intrusions into the troposphere, *Nature*, vol. 358, no. 6387, 570–572.
- Appenzeller, C., H. C. Davies, and W. A. Norton (1996), Fragmentation of stratospheric intrusions, *J. Geophys. Res.*, vol. 101, no. D1, 1435–1456.
- Argall, P. S., R. J. Sica, C. R. Bryant, M. Algara-Siller, and H. Schijns (2007), Calibration of the Purple Crow Lidar vibrational Raman water-vapour mixing ratio and temperature measurements, *Can. J. Phys.*, vol. 85, no. 2, 119–129.
- Askne, J. I. H., and Ed R. Westwater (1986), A Review of Ground-Based Remote Sensing of Temperature and Moisture by Passive Microwave Radiometers, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, Vol. GE-24, No. 3.

B

- Baray, J.-L., G. Ancellet, F. G. Taupin, M. Bessafi, S. Baldy, and P. Keckhut (1998), Subtropical tropopause break as a possible stratospheric source of ozone in the tropical troposphere, *J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.*, vol. 60, no. 1, 27–36.
- Baray, J.-L., J. Leveau, J. Porteneuve, G. Ancellet, P. Keckhut, F. Posny, and S. Baldy (1999), Description and evaluation of a tropospheric ozone LIDAR implemented on an existing LIDAR in the southern subtropics, *Appl. Optics*, 38 (33), 6808–6817.
- Baray, J.-L., G. Ancellet, T. Randriambelo, and S. Baldy (1999), Tropical cyclone Marlene and stratosphere-troposphere exchange, *J. Geophys. Res.*, vol. 104, no. D11, 13953–13970.
- Baray, J.-L., V. Daniel, G. Ancellet, and B. Legras (2000), Planetary-scale tropopause folds in the southern subtropics, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 27, no. 3, 353–356.
- Baray, J.-L., S. Baldy, R. D. Diab, and J. P. Cammas (2003), Dynamical study of a tropical cut-off low over South Africa, and its impact on tropospheric ozone, *Atmos. Environ.*, vol. 37, no. 11, 1475–1488.
- Baray, J.-L., J. Leveau, S. Baldy, J. Jouzel, P. Keckhut, G. Bergametti, G. Ancellet, H. Bencherif, B. Cadet, M. Carleer, C. David, M. De Mazière, D. Faduilhe, S. G. Beekmann, P. Goloub, F. Goutail, J. M. Metzger, B. Morel, J. P. Pommereau, J. Porteneuve, T. Portafaix, F. Posny, L. Robert, and M. Van Roozendael (2006), An instrumented station for the survey of ozone and climate change in the southern tropics, *J. Environ. Monit.*, vol. 8, no. 10, 1020–1028.
- Baray, J.-L., G. Clain, M. Plu, E. Feld, and P. Caroff (2010), Occurrence of monsoon depressions in the

- Southwest Indian Ocean: Synoptic descriptions and stratosphere to troposphere exchange investigations, *J. Geophys. Res.*, vol. 115, no. D17, D17108.
- Baray, J.-L., V. Dufлот, F. Posny, J.-P. Cammas, A. M. Thompson, F. Gabarrot, J.-L. Bonne, and G. Zeng (2012), One year ozonesonde measurements at Kerguelen Island (49.2°S, 70.1°E): Influence of stratosphere-to-troposphere exchange and long-range transport of biomass burning plumes, *J. Geophys. Res.*, 117, D06305.
- Baray, J.-L., Y. Courcoux, P. Keckhut, T. Portafaix, P. Tulet, J.-P. Cammas, A. Hauchecorne, S. Godin Beekmann, M. De Mazière, C. Hermans, F. Desmet, K. Sellegri, A. Colomb, M. Ramonet, J. Sciare, C. Vuillemin, C. Hoareau, D. Dionisi, V. Dufлот, H. Vèrèmes, J. Porteneuve, F. Gabarrot, T. Gaudo, J.-M. Metzger, G. Payen, J. Leclair de Bellevue, C. Barthe, F. Posny, P. Ricaud (2013), A. Abchiche, and R. Delmas, Maïdo observatory: a new high-altitude station facility at Reunion Island (21° S, 55° E) for long-term atmospheric remote sensing and in situ measurements, *Atmos. Meas. Tech.*, vol. 6, no. 10, 2865–2877.
- Barnes, J. E., T. Kaplan, H. Vömel, and W. G. Read (2008), NASA/Aura/Microwave Limb Sounder water vapor validation at Mauna Loa Observatory by Raman lidar, *J. Geophys. Res.*, 113, D15S03, doi:10.1029/2007JD008842.
- Beekmann, M., G. Ancellet, S. Blonsky, D. D. Muer, A. Ebel, H. Elbern, J. Hendricks, J. Kowol, C. Mancier, R. Sladkovic, H. G. J. Smit, P. Speth, T. Trick, and P. V. Haver (1997), Regional and Global Tropopause Fold Occurrence and Related Ozone Flux Across the Tropopause, *J. Atmos. Chem.*, vol. 28, no. 1–3, 29–44.
- Bender, M., R. Stosius, F. Zus, G. Dick, J. Wickert, and A. Raabe (2011), GNSS water vapour tomography – Expected improvements by combining GPS, GLONASS and Galileo observations, *Adv. Space Res.*, vol. 47, no. 5, 886–897.
- Beringer, J., N. J. Tapper, and T. D. Keenan (2001), Evolution of maritime continent thunderstorms under varying meteorological conditions over the Tiwi Islands, *Int. J. Climatol.*, vol. 21, no. 8, 1021–1036.
- Berrisford, P., D. Dee, P. Poli, R. Brugge, K. Fielding, M. Fuentes, P. Kallberg, S. Kobayashi, S. Uppala, and A. Simmons (2011), The ERA-Interim archive, version 2.0. ERA report series. 1. Technical Report. ECMWF pp23..
- Bessafi, M., and M. C. Wheeler (2006), Modulation of South Indian Ocean Tropical Cyclones by the Madden-Julian Oscillation and Convectively Coupled Equatorial Waves, *Mon. Wea. Rev.*, vol. 134, no. 2, 638–656.
- Beucher, F. (2010), *Manuel de météorologie tropicale : des alizés au cyclone (2 tomes)*, Météo-France, « Cours et Manuel », (ISBN 978-2-11-099391-5), Chapitre 4 Etat moyen et cycle saisonnier en régions tropicales, 70-166.
- Bevis, M., S. Businger, T. A. Herring, C. Rocken, R. A. Anthes, and R. H. Ware (1992), GPS meteorology: Remote sensing of atmospheric water vapor using the global positioning system, *J. Geophys. Res.*, vol. 97, no. D14, 15787–15801.
- Bithell, M., G. Vaughan, and L. J. Gray (2000), Persistence of stratospheric ozone layers in the troposphere, *Atmos. Environ.*, vol. 34, no. 16, 2563–2570.
- Biondi R., T. Neubert, S. Syndergaard, and J. Nielsen (2011), Measurements of the upper troposphere and lower stratosphere during tropical cyclones using the GPS radio occultation technique, *Adv. Space Res.*, vol. 47, no. 2, 348–355.
- Bjerknes, J. (1969), Atmospheric teleconnections from the equatorial pacific, *Mon. Wea. Rev.*, vol. 97, no. 3, 163–172.
- Bleisch, R., N. Kämpfer, and A. Haefele (2011), Retrieval of tropospheric water vapour by using spectra of a 22 GHz radiometer, *Atmos. Meas. Tech.*, vol. 4, no. 9, 1891–1903.
- Bock, O., P. Bosser, T. Bourcy, L. David, F. Goutail, C. Hoareau, P. Keckhut, D. Legain, A. Pazmino, J. Pelon, K. Pipis, G. Poujol, A. Sarkissian, C. Thom, G. Tournois, and D. Tzanos (2013), Accuracy assessment of water vapour measurements from in situ and remote sensing techniques during the DEMEVAP 2011 campaign at OHP, *Atmos. Meas. Tech.*, vol. 6, no. 10, 2777–2802.
- Bock, O., P. Bosser, R. Pacione, M. Nuret, N. Fourrié, and A. Parracho (2015), A high quality reprocessed ground-based GPS dataset for atmospheric process studies, radiosonde and model evaluation, and reanalysis of HyMeX Special Observing Period, *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, p. n/a–n/a.
- Bodeker, G., S. Bojinski, D. Cimini, R. Dirksen, M. Haeffelin, J. Hannigan, D. Hurst, T. Leblanc, F. Madonna, M. Maturilli, A. Mikalsen, R. Philipona, T. Reale, D. Seidel, D. Tan, P. Thorne, H. Vömel, and J. Wang (2015), Reference upper-air observations for climate: From concept to reality. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, doi:10.1175/BAMS-D-14-00072.1, in press.
- Bösenberg, J. (2005), 8 Differential absorption Lidar for

- Water Vapor and Temperature Profiling, in : Weitkamp C., ed., *LIDAR : Range-Resolved Optical Remote Sensing of the Atmosphere*. Springer, Berlin, p. 241-271.
- Bösenberg, J. (1998), Ground-based differential absorption lidar for water-vapor and temperature profiling: methodology, *Appl. Opt.*, 37, 3845-3860.
- Bourqui, M. S. (2006), Stratosphere-troposphere exchange from the Lagrangian perspective: a case study and method sensitivities, *Atmos. Chem. Phys.*, vol. 6, no. 9, 2651–2670.
- Bourqui, M. S., A. Yamamoto, D. Tarasick, M. D. Moran, L.-P. Beaudoin, I. Beres, J. Davies, A. Elford, W. Hocking, M. Osman, and R. Wilkinson (2012), A new global real-time Lagrangian diagnostic system for stratosphere-troposphere exchange: evaluation during a balloon sonde campaign in eastern Canada, *Atmos. Chem. Phys.*, vol. 12, no. 5, 2661–2679.
-
- C**
-
- Cadet, B., L. Goldfarb, D. Faduilhe, S. Baldy, V. Giraud, P. Keckhut, and A. Réchou (2003), A sub-tropical cirrus clouds climatology from Reunion Island (21°S, 55°E) lidar data set, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 30, no. 3, 1130.
- Cairo, F., C. Buontempo, A. R. MacKenzie, C. Schiller, C. M. Volk, A. Adriani, V. Mitev, R. Matthey, G. Di Donfrancesco, A. Oulanovsky, F. Ravegnani, V. Yushkov, M. Snels, C. Cagnazzo, and L. Stefanutti (2008), Morphology of the tropopause layer and lower stratosphere above a tropical cyclone: a case study on cyclone Davina (1999), *Atmos. Chem. Phys.*, vol. 8, no. 13, 3411–3426.
- Chaboureaud, J.-P., J.-P. Cammas, J. Duron, P. J. Mascart, N. M. Sitnikov, and H.-J. Voessing (2007), A numerical study of tropical cross-tropopause transport by convective overshoots, *Atmos. Chem. Phys.*, vol. 7, no. 7, 1731–1740.
- Chahine, M. T. (1992), The hydrological cycle and its influence on climate, *Nature*, vol. 359, no. 6394, 373–380.
- Champollion, C., F. Masson, M.-N. Bouin, A. Walpersdorf, E. Doerflinger, O. Bock, and J. Van Baelen (2005), GPS water vapour tomography: preliminary results from the ESCOMPTE field experiment, *Atmos. Res.*, vol. 74, no. 1–4, 253–274.
- Chemel, C., M. R. Russo, J. A. Pyle, R. S. Sokhi, and C. Schiller (2009), Quantifying the Imprint of a Severe Hector Thunderstorm during ACTIVE/SCOUT-O3 onto the Water Content in the Upper Troposphere/Lower Stratosphere, *Mon. Wea. Rev.*, vol. 137, no. 8, 2493–2514.
- Chen, Z., and C. Lu (2005), Humidity Sensors: A Review of Materials and Mechanisms, *Sensor Let.*, vol. 3, no. 4, 274–295.
- Cimini, D., T. J. Hewison, L. Martin, J. Gueldner, C. Gaffard and F. S. Marzano (2006) Temperature and humidity profile retrievals from ground-based microwave radiometers during TUC, *Meteor. Z.*, 15, 45–56. doi:10.1127/0941-2948/2006/0090.
- Clain, G., J.-L. Baray, R. Delmas, P. Keckhut, and J.-P. Cammas (2010), A lagrangian approach to analyse the tropospheric ozone climatology in the tropics: Climatology of stratosphere–troposphere exchange at Reunion Island, *Atmos. Environ.*, vol. 44, no. 7, 968–975.
- Clain, G., H. Brogniez, V. H. Payne, V. O. John, and M. Luo (2015), An Assessment of SAPHIR Calibration Using Quality Tropical Soundings, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, vol. 32, no. 1, pp. 61–78.
- Colette, A., G. Ancellet and F. Borchi (2005), Impact of vertical transport processes on the tropospheric ozone layering above Europe. Part I: Study of air mass origin using multivariate analysis, clustering and trajectories, *Atmos. Environ.*, 39(29), 5409–5422.
- Collins, W. J., R. G. Derwent, C. E. Johnson, and D. S. Stevenson (2000), The impact of human activities on the photochemical production and destruction of tropospheric ozone, *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, vol. 126, no. 566, 1925–1951.
- Collins, W. J., R. G. Derwent, B. Garnier, C. E. Johnson, M. G. Sanderson, and D. S. Stevenson (2003), Effect of stratosphere-troposphere exchange on the future tropospheric ozone trend, *J. Geophys. Res.*, vol. 108, no. D12, 8528.
- Congeduti, F., F. Marengo, P. Baldetti, and E. Vincenti (1999), The multiple-mirror lidar ‘9-eyes’, *J. Opt. A: Pure Appl. Opt.*, vol. 1, no. 2, 185.
- Cristofanelli, P., P. Bonasoni, W. Collins, J. Feichter, C. Forster, P. James, A. Kentarchos, P. W. Kubik, C. Land, J. Meloen, G. J. Roelofs, P. Siegmund, M. Sprenger, C. Schnabel, A. Stohl, L. Tobler, L. Tositti, T. Trickl, and P. Zanis (2003), Stratosphere-to-troposphere transport: A model and method evaluation, *J. Geophys. Res.*, vol. 108, no. D12, 8525.

- Cristofanelli, P., P. Bonasoni, L. Tositti, U. Bonafè, F. Calzolari, F. Evangelisti, S. Sandrini, and A. Stohl (2006), A 6-year analysis of stratospheric intrusions and their influence on ozone at Mt. Cimone (2165 m above sea level), *J. Geophys. Res.*, vol. 111, no. D3, D03306.
- Cristofanelli, P., F. Calzolari, U. Bonafè, R. Duchi, A. Marinoni, F. Roccato, L. Tositti, and P. Bonasoni P. (2009), Stratospheric intrusion index (SI2) from baseline measurement data, *Theor. Appl. Climatol.*, vol. 97, no. 3–4, 317–325.
- ## D
- Dabberdt, W.F., Cole, H.; Paukkunen, A.; Horhammer, J.; Antikainen, V.; Shellhorn, R. (2002), Radiosondes. In *Encyclopedia of Atmospheric Sciences*; Holton, J.R., Pyle, J., Curry, J.A., Eds.; Elsevier Science, 2002; Volume 6, 1900-1913.
- Dabberdt, W.F., H. Turtiainen. (2015), OBSERVATIONS PLATFORMS | Radiosondes. In *Encyclopedia of Atmospheric Sciences*, 273-284.
- Danielsen, E. F. (1968), Stratospheric-Tropospheric Exchange Based on Radioactivity, Ozone and Potential Vorticity, *J. Atmos. Sci.*, vol. 25, no. 3, 502–518.
- Danielsen, E. F., R. Bleck, J. Shedlovsky, A. Wartburg, P. Haagenson, and W. Pollock (1970), Observed distribution of radioactivity, ozone, and potential vorticity associated with tropopause folding, *J. Geophys. Res.*, vol. 75, no. 12, 2353–2361.
- Danielsen, E. F. (1993), In situ evidence of rapid, vertical, irreversible transport of lower tropospheric air into the lower tropical stratosphere by convective cloud turrets and by larger-scale upwelling in tropical cyclones, *J. Geophys. Res.*, 98(D5), 8665–8681, doi:10.1029/92JD02954.
- Dauhut, T., J.-P. Chaboureaud, J. Escobar, and P. Mascart (2014), Large-eddy simulations of Hector the convective making the stratosphere wetter, *Atmos. Sci. Lett.*, 2014.
- D'Aulerio, P., F. Fierli, F. Congeduti, and G. Redaelli (2005), Analysis of water vapor LIDAR measurements during the MAP campaign: evidence of sub-structures of stratospheric intrusions, *Atmos. Chem. Phys.*, vol. 5, no. 5, 1301–1310.
- Dee, D. P., S. M. Uppala, A. J. Simmons, P. Berrisford, P. Poli, S. Kobayashi, U. Andrae, M. A. Balmaseda, G. Balsamo, P. Bauer, P. Bechtold, A. C. M. Beljaars, L. van de Berg, J. Bidlot, N. Bormann, C. Delsol, R. Dragani, M. Fuentes, A. J. Geer, L. Haimberger, S. B. Healy, H. Hersbach, E. V. Hölm, L. Isaksen, P. Kållberg, M. Köhler, M. Matricardi, A. P. McNally, B. M. Monge-Sanz, J.-J. Morcrette, B.-K. Park, C. Peubey, P. de Rosnay, C. Tavolato, J.-N. Thépaut, and F. Vitart (2011), The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system, *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, vol. 137, no. 656, 553–597.
- Dessler, A. E. (2002), The effect of deep, tropical convection on the tropical tropopause layer, *J. Geophys. Res.*, vol. 107, no. D3, ACH 6–1.
- Deuber, B., A. Haefele, D. G. Feist, L. Martin, N. Kämpfer, G. E. Nedoluha, V. Yushkov, S. Khaykin, R. Kivi, and H. Vömel (2005), Middle Atmospheric Water Vapour Radiometer (MIAWARA): Validation and first results of the LAPBIAT Upper Tropospheric Lower Stratospheric Water Vapour Validation Project (LAUTLOS-WAVVAP) campaign, *J. Geophys. Res.*, vol. 110, no. D13, D13306.
- Dirksen, R. J., M. Sommer, F. J. Immler, D. F. Hurst, R. Kivi, and H. Vömel (2014), Reference quality upper-air measurements: GRUAN data processing for the Vaisala RS92 radiosonde, *Atmos. Meas. Tech.*, vol. 7, no. 12, 4463–4490.
- Dionisi, D., F. Congeduti, G. L. Liberti, and F. Cardillo (2010), Calibration of a Multichannel Water Vapor Raman Lidar through Noncollocated Operational Soundings: Optimization and Characterization of Accuracy and Variability, *J. Atmos. Ocean. Tech.*, vol. 27, no. 1.
- Dionisi, D., P. Keckhut, Y. Courcoux, A. Hauchecorne, J. Porteneuve, J. L. Baray, J. Leclair de Bellevue, H. Vèrèmes, F. Gabarrot, R. Decoupes, and J. P. Cammas (2015), Water vapor observations up to the lower stratosphere through the Raman lidar during the Maïdo Lidar Calibration Campaign, *Atmos. Meas. Tech.*, 8, 1425-1445.
- Donnadille, J., J.-P. Cammas, P. Mascart, D. Lambert, and R. Gall (2001), FASTEX IOP 18: A very deep tropopause fold. I: Synoptic description and modelling, *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 127: 2247–2268. doi: 10.1002/qj.49712757703.
- Draxler, R. R., and G.D. Hess (1998), An overview of the HYSPLIT_4 modeling system of trajectories, dispersion, and deposition, *Aust. Meteor. Mag.*, 47, 295-308.
- Duflot, V., B. Dils, J. L. Baray, M. De Mazière, J. L. Attié, G. Vanhaelewyn, C. Senten, C. Vigouroux, G. Clain, and R. Delmas (2010), Analysis of the origin of the distribution of CO in the subtropical southern Indian

Ocean in 2007, *J. Geophys. Res.*, vol. 115, no. D22, D22106.

Duflot, V., P. Royer, P. Chazette, J.-L. Baray, Y. Courcoux, and R. Delmas (2011), Marine and biomass burning aerosols in the southern Indian Ocean: Retrieval of aerosol optical properties from shipborne lidar and Sun photometer measurements, *J. Geophys. Res.*, vol. 116, no. D18, D18208.

E

Ebel, A., H. Hass, H. J. Jakobs, M. Laube, M. Memmesheimer, A. Oberreuter, H. Geiss, and Y.-H. Kuo (1991), Simulation of ozone intrusion caused by a tropopause fold and cut-off low, *Atmospheric Environment. Part A. General Topics*, vol. 25, no. 10, 2131–2144.

Edwards, D. P., L. K. Emmons, J. C. Gille, A. Chu, J.-L. Attié, L. Giglio, S. W. Wood, J. Haywood, M. N. Deeter, S. T. Massie, D. C. Ziskin, and J. R. Drummond (2006), Satellite-observed pollution from Southern Hemisphere biomass burning, *J. Geophys. Res.*, vol. 111, no. D14, D14312.

Emardson, T. R., and H. J. P. Derks (2000), On the relation between the wet delay and the integrated precipitable water vapour in the European atmosphere, *Met. Apps*, vol. 7, no. 1, 61–68.

Eisele, H., H. E. Scheel, R. Sladkovic, and T. Trickl (1999), High-Resolution Lidar Measurements of Stratosphere–Troposphere Exchange, *J. Atmos. Sci.*, vol. 56, no. 2, 319–330.

Elbern, H., J. Kowol, R. Sládkovic, and Ebel A. (1997), Deep stratospheric intrusions: a statistical assessment with model guided analyses, *Atmos. Environ.*, vol. 31, no. 19, 3207–3226.

F

Fischer, H., N. Eigenwillig, and H. Müller (1981), Information Content of METEOSAT and Nimbus/THIR Water Vapor Channel Data: Altitude Association of Observed Phenomena, *J. Appl. Meteor.*, 20, 1344–1352.

Flores, A., G. Ruffini, and A. Rius (2000), 4D tropospheric tomography using GPS slant wet delays, *Ann. Geophys.*, vol. 18, no. 2, 223–234.

Foelsche, U., and G. Kirchengast (2001), Tropospheric

water vapor imaging by combination of ground-based and spaceborne GNSS sounding data, *J. Geophys. Res.*, vol. 106, no. D21, 27221–27231.

Fréville, P., N. Montoux, J.-L. Baray, A. Chauvigné, F. Réveret, M. Hervo, D. Dionisi, G. Payen, and K. Sellegri (2015), LIDAR Developments at Clermont-Ferrand—France for Atmospheric Observation, *Sensors*, vol. 15, no. 2, 3041–3069.

Fueglistaler, S., M. Bonazzola, P. H. Haynes, and T. Peter (2005), Stratospheric water vapor predicted from the Lagrangian temperature history of air entering the stratosphere in the tropics, *J. Geophys. Res.*, vol. 110, no. D8, D08107.

Fujiwara, M., H. Vömel, F. Hasebe, M. Shiotani, S.-Y. Ogino, S. Iwasaki, N. Nishi, T. Shibata, K. Shimizu, E. Nishimoto, J. M. Valverde Canossa, H. B. Selkirk, and S. J. Oltmans (2010), Seasonal to decadal variations of water vapor in the tropical lower stratosphere observed with balloon-borne cryogenic frost point hygrometers, *J. Geophys. Res.*, vol. 115, no. D18, D18304.

G

Galani, E., D. Balis, P. Zanis, C. Zerefos, A. Papayannis, H. Wernli, and E. Gerasopoulos (2003), Observations of stratosphere-to-troposphere transport events over the eastern Mediterranean using a ground-based lidar system, *J. Geophys. Res.*, vol. 108, no. D12, 8527.

GCOS (2003), The second report on the adequacy of the Global Observing Systems for Climate in support of the UNFCCC, GCOS–82, WMO Tech. Doc. 1143, 85 pages.

Gettelman, A., J. Harries, P.W. Mote, J. Anderson, J. Bates, R. Bevilacqua, A.E. Dessler, R. Fu, D.J. Gaffen, E.J. Jensen, D. Kley, G.E. Nedoluha, S.J. Oltmans, L. Pan, L. Pfister, H.C. Pumphrey, W.J. Randel, E.E. Remsberg, E.P. Salathe, S.C. Sherwood, U. Schumann, H. Smit, C. Smith, E.M. Stone, R. Toumi, H. Vömel, E.M. Weinstock, X. Zhou (2000), Chapter 3 Distribution and variability of water vapor in the upper troposphere and lower stratosphere, in *SPARC Assessment of upper tropospheric and stratospheric water vapor*. SPARC Report No. 2, 312 pp., Edited by D. Kley, J.M. Russell III and C. Phillips.

Gettelman, A., E. M. Weinstock, E. J. Fetzer, F. W. Irion, A. Eldering, E. C. Richard, K. H. Rosenlof, T. L. Thompson, J. V. Pittman, C. R. Webster, and R. L. Herman (2004), Validation of Aqua satellite data in the upper troposphere and lower stratosphere with in situ aircraft instruments, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L22107,

doi:10.1029/2004GL020730.

Gouget, H. (2000), Case study of a tropopause fold and of subsequent mixing in the subtropics of the Southern Hemisphere, *Atmos. Environ.*, vol. 34, no. 16, 2653–2658.

Gray, W. M. (1968), Global view of the origin of tropical disturbances and storms, *Mon. Wea. Rev.*, vol. 96, no. 10, 669–700.

H

Häberli, C. (2006), Assessment, correction and impact of the dry bias in radiosonde humidity data during the MAP SOP, *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, vol. 132, no. 621, 2827–2852.

Hagan, D. E., C. R. Webster, C. B. Farmer, R. D. May, R. L. Herman, E. M. Weinstock, L. E. Christensen, L. R. Lait, and P. A. Newman (2004), Validating AIRS upper atmosphere water vapor retrievals using aircraft and balloon in situ measurements, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L21103, doi:10.1029/2004GL020302.

Hastenrath, S (1991), *Climate Dynamics of the Tropics*. Kluwer Academic, 488 pp.

Hegglin, M. I., S. Tegtmeier, J. Anderson, L. Froidevaux, R. Fuller, B. Funke, A. Jones, G. Lingenfelser, J. Lumpe, D. Pendlebury, E. Remsberg, A. Rozanov, M. Toohey, J. Urban, T. von Clarmann, K. A. Walker, R. Wang, and K. Weigel (2013), SPARC Data Initiative: Comparison of water vapor climatologies from international satellite limb sounders, *J. Geophys. Res. Atmos.*, vol. 118, no. 20, 11,824–11,846.

Hess, P. G., and R. Zbinden (2013), Stratospheric impact on tropospheric ozone variability and trends: 1990–2009, *Atmos. Chem. Phys.*, vol. 13, no. 2, 649–674.

Hewison, T. J. (2007), 1D-VAR Retrieval of Temperature and Humidity Profiles From a Ground-Based Microwave Radiometer, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 45, no. 7, 2163–2168.

Hoareau, C., P. Keckhut, A. Sarkissian, J.-L. Baray, and G. Durry (2009), Methodology for Water Monitoring in the Upper Troposphere with Raman Lidar at the Haute-Provence Observatory, *J. Atmos. Oceanic Tech.*, 26, 2149–2160.

Hoareau, C., P. Keckhut, J.-L. Baray, L. Robert, Y. Courcoux, J. Porteneuve, H. Vömel, and B. Morel (2012), A Raman lidar at La Reunion (20.8° S, 55.5° E) for monitoring water vapour and cirrus distributions in the subtropical upper troposphere: preliminary analyses and

description of a future system, *Atmos. Meas. Tech.*, vol. 5, no. 6, 1333–1348.

Holton, J. R., P. H. Haynes, M. E. McIntyre, A. R. Douglass, R. B. Rood, and L. Pfister (1995), Stratosphere-troposphere exchange, *Rev. Geophys.*, vol. 33, no. 4, 403–439.

Horinouchi, T., F. Sassi, and B. A. Boville (2000), Synoptic-scale Rossby waves and the geographic distribution of lateral transport routes between the tropics and the extratropics in the lower stratosphere, *J. Geophys. Res.*, vol. 105, no. D21, 26579–26592.

Hoskins, B. J., M. E. McIntyre, and A. W. Robertson (1985), On the use and significance of isentropic potential vorticity maps, *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, vol. 111, no. 470, 877–946.

Huntington, T. G. (2006), Evidence for intensification of the global water cycle: Review and synthesis, *J. Hydrol.*, vol. 319, no. 1–4, 83–95.

I

Immler, F. J., J. Dykema, T. Gardiner, D. N. Whiteman, P. W. Thorne, and H. Vömel (2010), Reference Quality Upper-Air Measurements: guidance for developing GRUAN data products, *Atmos. Meas. Tech.*, vol. 3, no. 5, 1217–1231.

IPCC (2007), *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*, Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.

IPCC (2013), *Climate Change 2013: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp, doi:10.1017/CBO9781107415324.

Izumo, T., J. Vialard, M. Lengaigne, C. de Boyer Montegut, S. K. Behera, J.-J. Luo, S. Cravatte, S. Masson, and T. Yamagata (2010), Influence of the state of the Indian Ocean Dipole on the following year's El Niño, *Nature Geosci.*, vol. 3, no. 3, 168–172.

J

Jacob, D. (2001), The role of water vapour in the atmosphere. A short overview from a climate modeller's point of view, *Physics and Chemistry of the Earth, Part A: Solid Earth and Geodesy*, vol. 26, no. 6–8, 523–527.

Jensen, E., and L. Pfister (2004), Transport and freeze-drying in the tropical tropopause layer, *J. Geophys. Res.*, vol. 109, no. D2, D02207.

Jury, D. M. R., and B. Pathack (1991), A study of climate and weather variability over the tropical southwest Indian Ocean, *Meteorol. Atmos. Phys.*, vol. 47, no. 1, 37–48.

K

Kennett, E. J., and R. Toumi (2005), Temperature dependence of atmospheric moisture lifetime, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 32, no. 19, L19806.

Kentarchos, A. S., G. J. Roelofs, and J. Lelieveld (1999), Model study of a stratospheric intrusion event at lower midlatitudes associated with the development of a cutoff low, *J. Geophys. Res.*, vol. 104, no. D1, 1717–1727.

Kiemle, C., M. Wirth, A. Fix, G. Ehret, U. Schumann, T. Gardiner, C. Schiller, N. Sitnikov, and G. Stiller (2008), First airborne water vapor lidar measurements in the tropical upper troposphere and mid-latitudes lower stratosphere: accuracy evaluation and intercomparisons with other instruments, *Atmos. Chem. Phys.*, vol. 8, no. 17, 5245–526.

King, R.W., and Y. Bock (2007), Documentation for the GAMIT analysis software, release 10.32, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, USA.

Kishore, P., M. Venkat Ratnam, S. P. Namboothiri, I. Velicogna, G. Basha, J. H. Jiang, K. Igarashi, S. V. B. Rao, and V. Sivakumar (2011), Global (50°S–50°N) distribution of water vapor observed by COSMIC GPS RO: Comparison with GPS radiosonde, NCEP, ERA-Interim, and JRA-25 reanalysis data sets, *J. Atmos. Sol.-Terr. Phy.*, vol. 73, no. 13, 1849–1860.

Kley, D., E. J. Stone, W. R. Henderson, J. W. Drummond, W. J. Harrop, A. L. Schmeltekopf, T. L. Thompson, and R. H. Winkler (1979), In Situ Measurements of the Mixing Ratio of Water Vapor in the Stratosphere, *J. Atmos. Sci.*, vol. 36, no. 12, 2513–2524.

Knupp, K. R., T. Coleman, D. Phillips, R. Ware, D. Cimini, F. Vandenberghe, J. Vivekanandan, and E. Westwater (2009), Ground-Based Passive Microwave Profiling during Dynamic Weather Conditions, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, vol. 26, no. 6, 1057–1073.

Koch, P., H. Wernli, and H. C. Davies (2006), An event-based jet-stream climatology and typology, *Int. J. Climatol.*, vol. 26, no. 3, 283–301.

Kuang, S., M. J. Newchurch, J. Burris, L. Wang, K. Knupp, and G. Huang (2012), Stratosphere-to-troposphere transport revealed by ground-based lidar and ozonesonde at a midlatitude site, *J. Geophys. Res.*, vol. 117, no. D18, D18305.

Kursinski, E. R., G. A. Hajj, J. T. Schofield, R. P. Linfield, and K. R. Hardy (1997), Observing Earth's atmosphere with radio occultation measurements using the Global Positioning System, *J. Geophys. Res.*, vol. 102, no. D19, 23429–23465.

Kursinski, E.R., Hajj, G.A. (2001), A comparison of water vapor derived from GPS occultations and global weather analyses. *J. Geophys. Res.*, 106 (D1), 1113–1138.

Kurylo, M. J., and S. Solomon (1990), Network for the Detection of Stratospheric Change: a status and implementation report, Issued by NASA Upper Atmosphere Research Program and NOAA Climate and Global Change Program, 70 pages.

L

Läderach, A., and H. Sodemann (2016), A revised picture of the atmospheric moisture residence time, *Geophys. Res. Lett.*, 2015GL067449.

Lafore, J. P., J. Stein, N. Asencio, P. Bougeault, V. Ducrocq, J. Duron, C. Fischer, P. Hérelil, P. Mascart, V. Masson, J. P. Pinty, J. L. Redelsperger, E. Richard, and J. Vilà-Guerau de Arellano (1998), The Meso-NH Atmospheric Simulation System. Part I: adiabatic formulation and control simulations, *Ann. Geophys.*, vol. 16, no. 1, pp. 90–109.

Lambert, A., W. G. Read, N. J. Livesey, M. L. Santee, G. L. Manney, L. Froidevaux, D. L. Wu, M. J. Schwartz, H. C. Pumphrey, C. Jimenez, G. E. Nedoluha, R. E. Cofield, D. T. Cuddy, W. H. Daffer, B. J. Drouin, R. A. Fuller, R. F. Jarnot, B. W. Knosp, H. M. Pickett, V. S. Perun, W. V. Snyder, P. C. Stek, R. P. Thurstans, P. A. Wagner, J. W. Waters, K. W. Jucks, G. C. Toon, R. A. Stachnik, P. F. Bernath, C. D. Boone, K. A. Walker, J. Urban, D. Murtagh, J. W. Elkins, and E. Atlas (2007), Validation of the Aura Microwave Limb Sounder middle atmosphere water vapor and nitrous oxide measurements, *J. Geophys. Res.*, vol. 112, no. D24, D24S36.

Lanzante, J. R., S. A. Klein, and D. J. Seidel (2003),

- Temporal Homogenization of Monthly Radiosonde Temperature Data. Part II: Trends, Sensitivities, and MSU Comparison, *J. Climate*, vol. 16, no. 2, 241–262.
- Leblanc, T., and I. S. McDermid (2008), Accuracy of Raman lidar water vapor calibration and its applicability to long-term measurements, *Appl. Optics*, vol. 47, no. 30, 5592.
- Leblanc, T., T. D. Walsh, I. S. McDermid, G. C. Toon, J.-F. Blavier, B. Haines, W. G. Read, B. Herman, E. Fetzer, S. Sander, T. Pongetti, D. N. Whiteman, T. G. McGee, L. Twigg, G. Sumnicht, D. Venable, M. Calhoun, A. Dirisu, D. Hurst, A. Jordan, E. Hall, L. Miloshevich, H. Vömel, C. Straub, N. Kampfer, G. E. Nedoluha, R. M. Gomez, K. Holub, S. Gutman, J. Braun, T. Vanhove, G. Stiller, and A. Hauchecorne (2011), Measurements of Humidity in the Atmosphere and Validation Experiments (MOHAVE)-2009: overview of campaign operations and results, *Atmos. Meas. Tech.*, vol. 4, no. 12, 2579–2605.
- Leblanc, T., I. S. McDermid, and T. D. Walsh (2012), Ground-based water vapor raman lidar measurements up to the upper troposphere and lower stratosphere for long-term monitoring, *Atmos. Meas. Tech.*, vol. 5, no. 1, 17–36.
- Leblanc T., S. Godin-Beekmann, G. Payen, F. Gabarrot, A. van Gijssel, J. Bandoro, R. Sica and T. Trickl (2012), Standardization of the definitions of vertical resolution and uncertainty in the NDACC-archived ozone and temperature lidar measurements, *26th International Laser Radar Conference proceedings*.
- Leblanc, T., R. J. Sica, J. A. E. van Gijssel, S. Godin-Beekman, A. Haefele, T. Trickl, G. Payen, and F. Gabarrot (2016), Proposed standardized definitions for vertical resolution and uncertainty in the NDACC lidar ozone and temperature algorithms – Part 1: Vertical resolution, *Atmos. Meas. Techn. Disc.*, 1–40.
- Leclair De Bellevue, J., J. L. Baray, S. Baldy, G. Ancellet, R. Diab, and F. Ravetta (2007), Simulations of stratospheric to tropospheric transport during the tropical cyclone Marlene event, *Atmos. Environ.*, vol. 41, no. 31, 6510–6526.
- Lesouëf, D., F. Gheusi, R. Delmas, and J. Escobar (2011), Numerical simulations of local circulations and pollution transport over Reunion Island, *Ann. Geophys.*, vol. 29, no. 1, 53–69.
- Livesey, N. J., W. G. Read, L. Froidevaux, A. Lambert, G. L. Manney, H. C. Pumphrey, M. L. Santee, M. J. Schwartz, S. Wang, R. E. Cofield, D. T. Cuddy, R. A. Fuller, R. F. Jarnot, J. H. Jiang, J. B. W. Knosp, P. C. Stek, P. A. Wagner, and D. L. Wu (2011), EOS MLS Version 3.3 Level 2 data quality and description document, *Tech. rep.*, Jet Propulsion Laboratory, available from <http://mls.jpl.nasa.gov/>.
- Lu, J., C. Deser, and T. Reichler (2009), Cause of the widening of the tropical belt since 1958, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 36, no. 3, L03803.
- Luers, J.K., Eskridge, R.E. (1998), Use of radiosonde temperature data in climate studies. *J. Climate*, 11, 1002-1019.
- Luo, J., W. Tian, Z. Pu, P. Zhang, L. Shang, M. Zhang, and J. Hu (2013), Characteristics of stratosphere-troposphere exchange during the Meiyu season, *J. Geophys. Res. Atmos.*, vol. 118, no. 4, 2058–2072.

M

Madonna, F., P. Burlizzi, A. Giunta, I. Biniotoglou, M. R. Perrone, and G. Pappalardo (2011), Validation of COSMIC water vapor profiles using Raman lidar measurements performed at CIAO, Proc. SPIE 8182, Lidar Technologies, Techniques, and Measurements for Atmospheric Remote Sensing VII, 81820B.

Manning, E., S. Licata, J. Blaisdell and J. Susskind (2013), AIRS/AMSU/HSB Version 6 Data Release User Guide. Edited by E.T. Olsen.

Marengo, A., V. Thouret, P. Nédélec, H. Smit, M. Helten, D. Kley, F. Karcher, P. Simon, K. Law, J. Pyle, G. Poschmann, R. Von Wrede, C. Hume, and T. Cook (1998), Measurement of ozone and water vapor by Airbus in-service aircraft: The MOZAIC airborne program, an overview, *J. Geophys. Res.*, vol. 103, no. D19, 25631–25642.

McGregor, G. R., and S. Nieuwolt (1998), Tropical climatology : an introduction to the climates of the low latitudes, *Wiley*, 352 pp.

Melfi, S. H., K. D. Evans, R. A. Ferrare, B. Demoz, G. Schwemmer, D. Whiteman, D. O.'C., Starr, R. G. Ellingson (1998), Scanning Raman Lidar Measurements of Water Vapor and Aerosols During the Tropical Aerosol Radiative Forcing Observational Experiment and the Water Vapor Intensive Operations Period In : Proceedings of the Seventh Atmospheric Radiation Measurement (ARM) Science Team Meeting, CONF--970365, US Department of Energy, Washington, D.C.

Meloan, J., P. Siegmund, P. van Velthoven, H. Kelder, M. Sprenger, H. Wernli, A. Kentarchos, G. Roelofs, J. Feichter, C. Land, C. Forster, P. James, A. Stohl, W.

Collins, and P. Cristofanelli (2003), Stratosphere-troposphere exchange: A model and method intercomparison, *J. Geophys. Res.*, vol. 108, no. D12, 8526.

Merrill, R. T. (1988), Characteristics of the Upper-Tropospheric Environmental Flow around Hurricanes, *J. Atmos. Sci.*, vol. 45, no. 11, 1665–1677.

Miloshevich, L. M., H. Vömel, D. N. Whiteman, B. M. Lesht, F. J. Schmidlin, and F. Russo (2006), Absolute accuracy of water vapor measurements from six operational radiosonde types launched during AWEX-G and implications for AIRS validation, *J. Geophys. Res.*, vol. 111, no. D9, D09S10.

Montoux, N., A. Hauchecorne, J.-P. Pommereau, F. Lefèvre, G. Durry, R. L. Jones, A. Rozanov, S. Dhomse, J. P. Burrows, B. Morel, and H. Bencherif (2009), Evaluation of balloon and satellite water vapour measurements in the Southern tropical and subtropical UTLS during the HIBISCUS campaign, *Atmos. Chem. Phys.*, vol. 9, no. 14, 5299–5319.

Mote, P. W., K. H. Rosenlof, M. E. McIntyre, E. S. Carr, J. C. Gille, J. R. Holton, J. S. Kinnersley, H. C. Pumphrey, J. M. Russell, and J. W. Waters (1996), An atmospheric tape recorder: The imprint of tropical tropopause temperatures on stratospheric water vapor, *J. Geophys. Res.*, vol. 101, no. D2, 3989–4006.

Motte, E., P. Ricaud, B. Gabard, M. Niélas, and F. Gangneron (2008), A 22-GHz Mobile Microwave Radiometer (MobRa) for the Study of Middle Atmospheric Water Vapor, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 46, no. 10, 3104–3114.

N

Neumann, C. J. (1993), Global Overview, Global Guide to Tropical Cyclone Forecasting, WMO/TC-No. 560, *Report No. TCP-31*, World Meteorological Organization, Geneva, 1-1 - 1-43.

Newell, R. E., V. Thouret, J. Y. N. Cho, P. Stoller, A. Marengo, and H. G. Smit (1999), Ubiquity of quasi-horizontal layers in the troposphere, *Nature*, vol. 398, no. 6725, pp. 316–319.

Niell, A. E., A. J. Coster, F. S. Solheim, V. B. Mendes, P. C. Toor, R. B. Langley, and C. A. Upham (2001), Comparison of Measurements of Atmospheric Wet Delay by Radiosonde, Water Vapor Radiometer, GPS, and VLBI, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, vol. 18, no. 6, 830–

850.

O

Oltmans, S. J., and D. J. Hofmann (1995), Increase in lower-stratospheric water vapour at a mid-latitude Northern Hemisphere site from 1981 to 1994, *Nature*, vol. 374, no. 6518, 146–149.

P

Palmén, E., and C.W. Newton (1948), A study of the mean wind and temperature distribution in the vicinity of the polar front in winter, *J. Meteor.*, vol. 5, no. 5, 220–226.

Pan, L. L., L. C. Paulik, S. B. Honomichl, L. A. Munchak, J. Bian, H. B. Selkirk, and H. Vömel (2014), Identification of the tropical tropopause transition layer using the ozone-water vapor relationship, *J. Geophys. Res. Atmos.*, vol. 119, no. 6, 2013JD020558.

Pan, L. L., W. J. Randel, B. L. Gary, M. J. Mahoney, and E. J. Hintsas (2004), Definitions and sharpness of the extratropical tropopause: A trace gas perspective, *J. Geophys. Res.*, vol. 109, no. D23, D23103.

Park, M., W. J. Randel, D. E. Kinnison, R. R. Garcia, and W. Choi (2004), Seasonal variation of methane, water vapor, and nitrogen oxides near the tropopause: Satellite observations and model simulations, *J. Geophys. Res.*, vol. 109, no. D3, D03302.

Patmore, N., and R. Toumi (2006), An entropy-based measure of mixing at the tropopause, *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, vol. 132, no. 619, 1949–1967.

Penney, C. M., and M. Lapp (1976), Raman-scattering cross sections for water vapor, *J. Opt. Soc. Am.*, 66, 422–425.

Pierrehumbert, R. T., H. Brogniez, and R. Roca (2006), On the relative humidity of the atmosphere, in *The Global Circulation of the Atmosphere*, 143–185, Princeton Univ. Press, Princeton, N. J.

Poli, P., J. Joiner, and E. R. Kursinski (2002), 1DVAR analysis of temperature and humidity using GPS radio occultation refractivity data, *J. Geophys. Res.*, 107(D20), 4448, doi:10.1029/2001JD000935.

Poc, M. M., M. Roulleau, N. A. Scott, and A. Chedin (1980), Quantitative Studies of Meteosat Water-Vapor

Channel Data, *J. Appl. Meteor.*, 19, 868–876.

Posny, F., J.-M. Metzger and J.-L. Baray (2010), A Successful Change At La Réunion Island Station (21°S,55.5°E), *SHADOZ Newsletter*, n°11.

Portafaix, T., B. Morel, H. Bencherif, S. Baldy, S. Godin-Beekmann, and A. Hauchecorne (2003), Fine-scale study of a thick stratospheric ozone lamina at the edge of the southern subtropical barrier, *J. Geophys. Res.*, vol. 108, no. D6, 4196.

Postel, G. A., and M. H. Hitchman (1999), A Climatology of Rossby Wave Breaking along the Subtropical Tropopause, *J. Atmos. Sci.*, vol. 56, no. 3, 359–373.

R

Raman, C. V., and K. S. Krishnan (1928), A new type of secondary radiation, *Nature*, 121, 501-502.

Randel, W. J., F. Wu, A. Gettelman, J. M. Russell, J. M. Zawodny, and S. J. Oltmans (2001), Seasonal variation of water vapor in the lower stratosphere observed in Halogen Occultation Experiment data, *J. Geophys. Res.*, vol. 106, no. D13, 14313–14325.

Randriambelo, T., J.-L. Baray, S. Baldy, A. M. Thompson, S. Oltmans, and P. Keckhut (2003), Investigation of the short-time variability of tropical tropospheric ozone, *Ann. Geophys.*, vol. 21, no. 10, 2095–2106, 2001.

Ray, E. A., and K. H. Rosenlof (2007), Hydration of the upper troposphere by tropical cyclones, *J. Geophys. Res.*, vol. 112, no. D12, D12311.

Read, W. G., A. Lambert, J. Bacmeister, R. E. Cofield, L. E. Christensen, D. T. Cuddy, W. H. Daffer, B. J. Drouin, E. Fetzer, L. Froidevaux, R. Fuller, R. Herman, R. F. Jarnot, J. H. Jiang, Y. B. Jiang, K. Kelly, B. W. Knosp, L. J. Kovalenko, N. J. Livesey, H.-C. Liu, G. L. Manney, H. M. Pickett, H. C. Pumphrey, K. H. Rosenlof, X. Sabouchi, M. L. Santee, M. J. Schwartz, W. V. Snyder, P. C. Stek, H. Su, L. L. Takacs, R. P. Thurstans, H. Vömel, P. A. Wagner, J. W. Waters, C. R. Webster, E. M. Weinstock, and D. L. Wu (2007), Aura Microwave Limb Sounder upper tropospheric and lower stratospheric H₂O and relative humidity with respect to ice validation, *J. Geophys. Res.*, vol. 112, no. D24, D24S35.

Reed, R. J. (1955), A study of a characteristic type of upper-level frontogenesis, *J. Meteor.*, vol. 12, no. 3, 226–237.

Reed, R. J., and E. F. Danielsen (1958), Fronts in the vicinity of the tropopause, *Arch. Met. Geoph. Biokl. A.*, vol. 11, no. 1, 1–17.

Rittersma, Z. M. (2002), Recent achievements in miniaturised humidity sensors—a review of transduction techniques, *Sensors and Actuators A: Physical*, vol. 96, no. 2–3, pp. 196–210.

Robert, L., P. Keckhut, J. Leveau, F. Chane-Ming, J. Porteneuve (2004), Development of a Raman Water-Vapor LIDAR at a Ndsc Complementary Station in the Southern Tropics, 22nd International Laser Radar Conference (ILRC 2004), Proceedings of the Conference held 12-16 July, 2004 in Matera, Italy. Edited by G. Pappalardo and A. Amodeo. ESA SP-561. Paris: European Space Agency, 111.

Roelofs, G. J., and J. Lelieveld (2000), Model analysis of stratosphere-troposphere exchange of ozone and its role in the tropospheric ozone budget, In: C. Zerefos et al. (eds.) *Chemistry and radiation changes in the ozone layer*, 25-43, Kluwer Academic Publishers, Netherlands.

Romps, D. M., and Z. Kuang (2009), Overshooting convection in tropical cyclones, *Geophys. Res. Lett.*, 36, L09804, doi:10.1029/2009GL037396.

Rosenlof, K. H., S. J. Oltmans, D. Kley, J. M. Russell, E.-W. Chiou, W. P. Chu, D. G. Johnson, K. K. Kelly, H. A. Michelsen, G. E. Nedoluha, E. E. Remsberg, G. C. Toon, and M. P. McCormick (2001), Stratospheric water vapor increases over the past half-century, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 28, no. 7, 1195–1198.

Rossby, C.-G. (1939), Relations between variations in the intensity of the zonal circulation and the displacements of the semi-permanent centers of action, *J. Marine Res.*, 2, 38-55.

Rossow, W. B., and C. Pearl (2007), 22-Year survey of tropical convection penetrating into the lower stratosphere, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 34, no. 4, L04803.

S

Saastamoinen, J. (1972), Atmospheric Correction for the Troposphere and Stratosphere in Radio Ranging Satellites, in *The Use of Artificial Satellites for Geodesy*, S. W. Henriksen, Armandoncini, and B. H. Chovitz, Eds. American Geophysical Union, 247–251.

Schiller, C., T. Peter and K. Rosenlof (2008), Water Vapour Initiative, *SPARC Newsletter*, n°30, 16.

- Schmetz, J., and O. M. Turpeine (1988), Estimation of the Upper Tropospheric Relative Humidity Field from METEOSAT Water Vapor Image Data, *J. Appl. Meteor.*, 27, 889–899.
- Schneider, M., F. Hase and T. Blumenstock (2006), Water vapour profiles by ground-based FTIR spectroscopy: study for an optimised retrieval and its validation, *Atmos. Chem. Phys.*, 6, 811–830, doi:10.5194/acp-6-811-2006.
- Schneider, M., and F. Hase (2009), Ground-based FTIR water vapour profile analyses, *Atmos. Meas. Tech.*, 2, 609–619, doi:10.5194/amt-2-609-2009.
- Schotland, R. M. (1966), Some observations of the vertical profile of water vapor by means of a ground-based optical radar Proceedings of the Fourth Symposium on Remote Sensing of Environment Univ. of Michigan Ann Arbor.
- Scott, R. K., J.-P. Cammas, P. Mascart, and C. Stolle (2001), Stratospheric filamentation into the upper tropical troposphere, *J. Geophys. Res.*, vol. 106, no. D11, 11835–1184.
- Scott, R. K., and J.-P. Cammas (2002), Wave Breaking and Mixing at the Subtropical Tropopause, *J. Atmos. Sci.*, vol. 59, no. 15, 2347–2361.
- Seidel, D. J., J. K. Angell, J. Christy, M. Free, S. A. Klein, J. R. Lanzante, C. Mears, D. Parker, M. Schabel, R. Spencer, A. Sterin, P. Thorne, and F. Wentz (2004), Uncertainty in Signals of Large-Scale Climate Variations in Radiosonde and Satellite Upper-Air Temperature Datasets, *J. Climate*, vol. 17, no. 11, 2225–2240.
- Seidel, D. J., F. H. Berger, F. Immler, M. Sommer, H. Vömel, H. J. Diamond, J. Dykema, D. Goodrich, W. Murray, T. Peterson, D. Sisterson, P. Thorne, and J. Wang (2009), Reference Upper-Air Observations for Climate: Rationale, Progress, and Plans, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, vol. 90, no. 3, 361–369.
- Shapiro, M. A. (1974), A Multiple Structured Frontal Zone-Jet Stream System as Revealed by Meteorologically Instrumented Aircraft, *Mon. Wea. Rev.*, vol. 102, no. 3, 244–253.
- Shapiro, M. A., T. Hampel, and A. J. Krueger (1987), The Arctic Tropopause Fold, *Mon. Wea. Rev.*, vol. 115, no. 2, 444–454.
- Shapiro, M.A., and D. Keyser (1990), Fronts, Jet Streams and the Tropopause; Chapter 10 from Extratropical Cyclones, AMS.
- Sherlock, V., A. Hauchecorne, and J. Lenoble (1999a), Methodology for the Independent Calibration of Raman Backscatter Water-Vapor Lidar Systems, *Appl. Optics*, vol. 38, no. 27, 5816.
- Sherlock, V., A. Garnier, A. Hauchecorne, and P. Keckhut (1999b), Implementation and Validation of a Raman Lidar Measurement of Middle and Upper Tropospheric Water Vapor, *Appl. Optics*, vol. 38, no. 27, 5838.
- Sherwood, S. C. (2010), Direct versus indirect effects of tropospheric humidity changes on the hydrologic cycle, *Environ. Res. Lett.*, vol. 5, no. 2, 025206.
- Shindell, D. T. (2001), Climate and ozone response to increased stratospheric water vapor, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 28, no. 8, 1551–1554.
- Sica, R. J., and A. Haeferle (2015), Retrieval of temperature from a multiple-channel Rayleigh-scatter lidar using an optimal estimation method, *Appl. Opt.*, 54, 1872–1889.
- Singh, U. N., P. Keckhut, T. J. McGee, M. R. Gross, A. Hauchecorne, E. F. Fishbein, J. W. Waters, J. C. Gille, A. E. Roche, and J. M. Russell (1996), Stratospheric temperature measurements by two collocated NDSC lidars during UARS validation campaign, *J. Geophys. Res.*, vol. 101, no. D6, 10287–10297.
- Škerlak, B., M. Sprenger, and H. Wernli (2014), A global climatology of stratosphere–troposphere exchange using the ERA-Interim data set from 1979 to 2011, *Atmos. Chem. Phys.*, vol. 14, no. 2, 913–937.
- Smit, H., R. Kivi, H. Vömel, A. Paukkunen (2013), Chapter 2 : Thin film capacitive sensors. In Monitoring Atmospheric Water Vapour, Kämpfer N (ed). Springer: Berlin; 11–38.
- Smith, W. L., W. F. Feltz, R. O. Knuteson, H. E. Revercomb, H. M. Woolf, and H. B. Howell (1999), The Retrieval of Planetary Boundary Layer Structure Using Ground-Based Infrared Spectral Radiance Measurements, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, vol. 16, no. 3, 323–333.
- Solomon, S., K. H. Rosenlof, R. W. Portmann, J. S. Daniel, S. M. Davis, T. J. Sanford, and G.-K. Plattner (2010), Contributions of Stratospheric Water Vapor to Decadal Changes in the Rate of Global Warming, *Science*, vol. 327, no. 5970, 1219–1223.
- Sørensen, J. H., and N. W. Nielsen (2001), Intrusion of stratospheric ozone to the free troposphere through tropopause folds - a case study, Physics and Chemistry of the Earth, Part B: Hydrology, Oceans and Atmosphere,

vol. 26, no. 10, 801–806.

SPARC by D. Kley, J.M. Russell III and C. Phillips (2000), SPARC Assessment of Upper Tropospheric and Stratospheric Water Vapor, *SPARC Report*, No. 2, WCRP, WMO/TD n°1043, 312 pages.

Sprenger, M., M. Croci Maspoli, and H. Wernli (2003), Tropopause folds and cross-tropopause exchange: A global investigation based upon ECMWF analyses for the time period March 2000 to February 2001, *J. Geophys. Res.*, vol. 108, no. D12, 8518.

Sprenger, M., and H. Wernli (2003), A northern hemispheric climatology of cross-tropopause exchange for the ERA15 time period (1979–1993), *J. Geophys. Res.*, vol. 108, no. D12, 8521.

Sprenger, M., H. Wernli, and M. Bourqui (2007), Stratosphere–Troposphere Exchange and Its Relation to Potential Vorticity Streamers and Cutoffs near the Extratropical Tropopause, *J. Atmos. Sci.*, vol. 64, no. 5, 1587–1602.

Stohl, A., and T. Trickl (1999), A textbook example of long-range transport: Simultaneous observation of ozone maxima of stratospheric and North American origin in the free troposphere over Europe, *J. Geophys. Res.*, vol. 104, no. D23, 30445–30462.

Stohl, A., S. Eckhardt, C. Forster, P. James, N. Spichtinger, and P. Seibert (2002), A replacement for simple back trajectory calculations in the interpretation of atmospheric trace substance measurements, *Atmospheric Environment*, vol. 36, no. 29, 4635–4648.

Stohl, A., P. Bonasoni, P. Cristofanelli, W. Collins, J. Feichter, A. Frank, C. Forster, E. Gerasopoulos, H. Gäggeler, P. James, T. Kentarchos, H. Kromp-Kolb, B. Krüger, C. Land, J. Meloen, A. Papayannis, A. Priller, P. Seibert, M. Sprenger, G. J. Roelofs, H. E. Scheel, C. Schnabel, P. Siegmund, L. Tobler, T. Trickl, H. Wernli, V. Wirth, P. Zanis, and C. Zerefos (2003), Stratosphere-troposphere exchange: A review, and what we have learned from STACCATO, *J. Geophys. Res.*, vol. 108, no. D12, 8516.

Stohl, A., H. Wernli, P. James, M. Bourqui, C. Forster, M. A. Liniger, P. Seibert, and M. Sprenger (2003), A New Perspective of Stratosphere–Troposphere Exchange, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, vol. 84, no. 11, 1565–1573.

Stone, E. M., L. Pan, B. J. Sandor, W. G. Read, and J. W. Waters (2000), Spatial distributions of upper tropospheric water vapor measurements from the UARS Microwave Limb Sounder, *J. Geophys. Res.*, vol. 105, no. D10,

12149–12161.

Su, H., W. G. Read, J. H. Jiang, J. W. Waters, D. L. Wu, and E. J. Fetzer (2006), Enhanced positive water vapor feedback associated with tropical deep convection: New evidence from Aura MLS, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 33, no. 5, L05709.

Sussmann, R., T. Borsdorff, M. Rettinger, C. Camy-Peyret, P. Demoulin, P. Duchatelet, E. Mahieu, and C. Servais (2009), Technical Note: Harmonized retrieval of column-integrated atmospheric water vapor from the FTIR network – first examples for long-term records and station trends, *Atmos. Chem. Phys.*, vol. 9, no. 22, 8987–8999.

Sutton, R. T., H. Maclean, R. Swinbank, A. O'Neill, and F. W. Taylor (1994), High-Resolution Stratospheric Tracer Fields Estimated from Satellite Observations Using Lagrangian Trajectory Calculations, *J. Atmos. Sci.*, vol. 51, no. 20, 2995–3005.

T

Taupin, F. G., M. Bessafi, S. Baldy, and P. J. Bremaud (1999), Tropospheric ozone above the southwestern Indian Ocean is strongly linked to dynamical conditions prevailing in the tropics, *J. Geophys. Res.*, vol. 104, no. D7, 8057–8066.

Thompson, A. M., J. C. Witte, S. J. Oltmans, and F. J. Schmidlin (2004), Shadoz—a tropical ozonesonde–radiosonde network for the atmospheric community, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, vol. 85, no. 10, 1549–1564.

Thompson, A. M., J. C. Witte, R. D. McPeters, S. J. Oltmans, F. J. Schmidlin, J. A. Logan, M. Fujiwara, V. W. J. H. Kirchhoff, F. Posny, G. J. R. Coetzee, B. Hoegger, S. Kawakami, T. Ogawa, B. J. Johnson, H. Vömel, and G. Labow (2003), Southern Hemisphere Additional Ozonesondes (SHADOZ) 1998–2000 tropical ozone climatology 1. Comparison with Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) and ground-based measurements, *J. Geophys. Res.*, vol. 108, no. D2, 8238.

Thouret, V., J.Y.N. Cho, R.E. Newell, A. Marengo, H.G.J. Smit (2000), General characteristics of tropospheric trace constituent layers observed in the MOZAIC program, *J. Geophys. Res.*, vol. 105, n°D13, 17,379–17,392.

Trenberth, K. E. (1998), Atmospheric Moisture Residence Times and Cycling: Implications for Rainfall Rates and Climate Change, *Climatic Change*, vol. 39, no. 4, 667–694.

Trickl, T., H. Feldmann, H.-J. Kanter, H.-E. Scheel, M. Sprenger, A. Stohl, and H. Wernli (2010), Forecasted deep stratospheric intrusions over Central Europe: case studies and climatologies, *Atmos. Chem. Phys.*, vol. 10, no. 2, 499–524.

Turner, D. D., H. Linne, J. Bosenberg, S. Lehmann, K. Ertel, J. E. M. Goldsmith, and T. P. Tooman (2000), Simultaneous ground-based remote sensing of water vapor by differential absorption and Raman lidars, in *Geoscience and Remote Sensing Symposium, 2000. Proceedings. IGARSS 2000. IEEE 2000 International*, vol. 4, pp. 1455–1458 vol.4.

Turner, D. D., and U. Löhnert (2014), Information Content and Uncertainties in Thermodynamic Profiles and Liquid Cloud Properties Retrieved from the Ground-Based Atmospheric Emitted Radiance Interferometer (AERI), *J. Appl. Meteor. Climatol.*, vol. 53, no. 3, 752–771.

Tyson, P. D., M. Garstang, R. Swap, P. Källberg, and M. Edwards (1996), An Air Transport Climatology for Subtropical Southern Africa, *Int. J. Climatol.*, vol. 16, no. 3, 265–291.

V

Vaughan, G., J. D. Price, and A. Howells (1994), Transport into the troposphere in a tropopause fold, *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, vol. 120, no. 518, 1085–1103.

Vaughan, G., F. M. O'Connor, and D. P. Wareing (2001), Observations of Streamers in the Troposphere and Stratosphere Using Ozone Lidar, *J. Atmos. Chem.*, vol. 38, no. 3, 295–315.

Vogelmann, H., and Thomas Trickl (2008), Wide-range sounding of free-tropospheric water vapor with a differential-absorption lidar (DIAL) at a high-altitude station, *Appl. Opt.*, 47, 2116–2132.

Vogelmann, H., R. Sussmann, T. Trickl, and T. Borsdorff (2011), Intercomparison of atmospheric water vapor soundings from the differential absorption lidar (DIAL) and the solar FTIR system on Mt. Zugspitze, *Atmos. Meas. Tech.*, vol. 4, no. 5, 835–841.

Vogelmann, H., R. Sussmann, T. Trickl, and A. Reichert (2015), Spatiotemporal variability of water vapor investigated using lidar and FTIR vertical soundings above the Zugspitze, *Atmos. Chem. Phys.*, vol. 15, no. 6, 3135–3148.

Vömel, H., S. J. Oltmans, D. J. Hofmann, T. Deshler, and J. M. Rosen (1995), The evolution of the dehydration in the Antarctic stratospheric vortex, *J. Geophys. Res.*, vol. 100, no. D7, 13919–13926.

Vömel, H., D. E. David, and K. Smith (2007), Accuracy of tropospheric and stratospheric water vapor measurements by the cryogenic frost point hygrometer: Instrumental details and observations, *J. Geophys. Res.*, vol. 112, no. D8, D08305.

W

Waliser, D. E., and C. Gautier (1993), A Satellite-derived Climatology of the ITCZ, *J. Climate*, vol. 6, no. 11, 2162–2174.

Wandiger U. (2005), Raman lidar, in : Weitkamp C., ed., *LIDAR : Range-Resolved Optical Remote Sensing of the Atmosphere*. Springer, Berlin, p. 241–271.

Wang, J., H. L. Cole, D. J. Carlson, E. R. Miller, K. Beierle, A. Paukkunen, and T. K. Laine (2002), Corrections of Humidity Measurement Errors from the Vaisala RS80 Radiosonde—Application to TOGA COARE Data, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, vol. 19, no. 7, 981–1002.

Ware, R., R. Carpenter, J. Güldner, J. Liljegren, T. Nehr Korn, F. Solheim, and F. Vandenberghe (2003), A multichannel radiometric profiler of temperature, humidity, and cloud liquid, *Radio Sci.*, vol. 38, no. 4, 8079.

Waters, J. W. (2006), L. Froidevaux, R. S. Harwood, R. F. Jarnot, H. M. Pickett, W. G. Read, P. H. Siegel, R. E. Cofield, M. J. Filipiak, D. A. Flower, J. R. Holden, G. K. Lau, N. J. Livesey, G. L. Manney, H. C. Pumphrey, M. L. Santee, D. L. Wu, D. T. Cuddy, R. R. Lay, M. S. Loo, V. S. Perun, M. J. Schwartz, P. C. Stek, R. P. Thurstans, M. A. Boyles, K. M. Chandra, M. C. Chavez, G.-S. Chen, B. V. Chudasama, R. Dodge, R. A. Fuller, M. A. Girard, J. H. Jiang, Y. Jiang, B. W. Knosp, R. C. LaBelle, J. C. Lam, K. A. Lee, D. Miller, J. E. Oswald, N. C. Patel, D. M. Pukala, O. Quintero, D. M. Scaff, W. Van Snyder, M. C. Tope, P. A. Wagner, and M. J. Walch (2006), The Earth observing system microwave limb sounder (EOS MLS) on the aura Satellite, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 44, no. 5, 1075–1092.

Wernli, B. H., and H. C. Davies (1997), A lagrangian-based analysis of extratropical cyclones. I: The method and some applications, *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, vol. 123, no. 538, 467–489.

- Wernli, B. H. (1997), A Lagrangian-based analysis of extratropical cyclones. II: A detailed case study. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 123, 1677-1706.
- Wernli, H., and M. Sprenger (2007), Identification and ERA-15 Climatology of Potential Vorticity Streamers and Cutoffs near the Extratropical Tropopause, *J. Atmos. Sci.*, vol. 64, no. 5, 1569–1586.
- Whiteman, D. N., F. Russo, B. Demoz, L. M. Miloshevich, I. Veselovskii, S. Hannon, Z. Wang, H. Vömel, F. Schmidlin, B. Lesht, P. J. Moore, A. S. Beebe, A. Gambacorta, and C. Barnet (2006), Analysis of Raman lidar and radiosonde measurements from the AWEX-G field campaign and its relation to Aqua validation, *J. Geophys. Res.*, 111, D09S09, doi:10.1029/2005JD006429.
- Whiteman, D. N., B. Demoz, P. Di Girolamo, J. Comer, I. Veselovskii, K. Evans, and S. H. Melfi, B. Mielke, D. Venable, and T. Van Hove (2006), Raman Lidar Measurements during the International H₂O Project. Part I: Instrumentation and Analysis Techniques. *J. Atmos. Ocean. Tech.*, 23, 2, 157-169.
- Whiteman, D. N., K. Rush, I. Veselovskii, M. Cadirola, J. Comer, J. R. Potter, and R. Tola (2007), Demonstration Measurements of Water Vapor, Cirrus Clouds, and Carbon Dioxide Using a High-Performance Raman Lidar, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, vol. 24, no. 8, pp. 1377–1388.
- Whiteman, D. N., K. Rush, S. Rabenhorst, W. Welch, M. Cadirola, G. McIntire, F. Russo, M. Adam, D. Venable, R. Connell, I. Veselovskii, R. Forno, B. Mielke, B. Stein, T. Leblanc, S. McDermid, and H. Vömel (2010), Airborne and Ground-Based Measurements Using a High-Performance Raman Lidar, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, vol. 27, no. 11, pp. 1781–1801.
- Whiteman, D. N., D. Venable, and E. Landulfo (2011), Comments on “Accuracy of Raman lidar water vapor calibration and its applicability to long-term measurements”, *Appl. Opt.*, 50, 2170-2176.
- Whiteman, D. N., M. Cadirola, D. Venable, M. Calhoun, L. Miloshevich, K. Vermeesch, L. Twigg, A. Dirisu, D. Hurst, E. Hall, A. Jordan, and H. Vömel (2012), Correction technique for Raman water vapor lidar signal-dependent bias and suitability for water vapor trend monitoring in the upper troposphere, *Atmos. Meas. Tech.*, vol. 5, no. 11, 2893–2916.
- Wild, O. (2007), Modelling the global tropospheric ozone budget: exploring the variability in current models, *Atmos. Chem. Phys.*, vol. 7, no. 10, 2643–2660.
- Wing, R. (2012), Multi-Sensor Calibration and Validation of the UWO-PCL Water Vapour Lidar, Electronic Thesis and Dissertation Repository. Paper 981.
- WMOrganization (1986), Atmospheric ozone 1985, Rep. 20, WMO Global Ozone Res. and Monit. Proj., Geneva, Switzerland.
- WMO report by Nash J, Oakley T, Vömel H, Wei LI. 2011. WMO intercomparison of high quality radiosonde systems, Yangjiang, China, 12 July–3 August 2010, *WMO Instruments and Observing Methods. Report No. 107*.
- Wulfmeyer, V., R. M. Hardesty, D. D. Turner, A. Behrendt, M. P. Cadetdu, P. Di Girolamo, P. Schlüssel, J. Van Baelen, and F. Zus (2015), A review of the remote sensing of lower tropospheric thermodynamic profiles and its indispensable role for the understanding and the simulation of water and energy cycles, *Rev. Geophys.*, vol. 53, no. 3, 2014RG000476.
-
- ## Z
- Zachariasse, M., P. F. J. van Velthoven, H. G. J. Smit, J. Lelieveld, T. K. Mandal, and H. Kelder (2000), Influence of stratosphere-troposphere exchange on tropospheric ozone over the tropical Indian Ocean during the winter monsoon, *J. Geophys. Res.*, vol. 105, no. D12, 15403–15416.
- Zhan, R., and Y. Wang (2012), Contribution of tropical cyclones to stratosphere-troposphere exchange over the northwest Pacific: Estimation based on AIRS satellite retrievals and ERA-Interim data, *J. Geophys. Res.*, 117, D12112, doi:10.1029/2012JD017494.
- Zanis, P., T. Trickl, A. Stohl, H. Wernli, O. Cooper, C. Zerefos, H. Gaeggeler, C. Schnabel, L. Tobler, P. W. Kubik, A. Priller, H. E. Scheel, H. J. Kanter, P. Cristofanelli, C. Forster, P. James, E. Gerasopoulos, A. Delcloo, A. Papayannis, and H. Claude (2003), Forecast, observation and modelling of a deep stratospheric intrusion event over Europe, *Atmos. Chem. Phys.*, vol. 3, no. 3, 763–777.

LISTE DES ABREVIATIONS ET ACRONYMES

ACTRIS = Aerosols, Clouds, and Trace gases Research InfraStructure
AERONET = AErosol RObotic NETwork
AIRS = Atmospheric Infrared Sounder
ALVICE = Atmospheric Laboratory for Validation, Interagency Collaboration and Education
ANR = Agence Nationale pour la Recherche
ATMOS=AMOTSphère
AWEX-G = AIRS Water Vapor Experiment – Ground
CAMS = Copernicus Atmosphere Monitoring Service
CCUR = Centre de Calcul de l'Université de La Réunion
CFH = Cryogenic Frost-Point Hygrometer
CIAO = CNRM-IMAA Atmospheric Observatory
CINES = Centre Informatique National de l'Enseignement Supérieur
CNRM = Centre National de Recherches Météorologiques
COPIL = Comité de Pilotage
COSMIC = Constellation Observing System for Meteorology, Ionosphere, and Climate
COSMIC-RO = COSMIC Radio-Occultation
DARI = Demande d'Attribution de Ressources Informatiques
DéméVap = Développements Méthodologiques pour le sondage de la Vapeur d'eau dans l'atmosphère
DJF = Décembre Janvier Février
DIAL = Differential Absorption Lidar
ECC = Electrochemical Concentration Cell
ECMWF = European Center for Medium-Range Weather Forecasts
EOS = Earth Observing System
EUMETSAT = European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites
ERIC = European Research Infrastructure Consortium
ECV = Essential Climate Variable
FARCE = Forest AeRosols Clouds Experiment
FLEXPART = FLEXible PARTicule dispersion model
FTIR = Fourier Transform InfraRed spectroscopy
GAW = Global Atmosphere Watch
GCM = General Circulation Model
GCOS = Global Observing System for Climate
GIEC = Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat
GLONASS = GLOBAL NAVIGATION Satellite System
GNSS = Global Navigation Satellite System
GNSS-RO = Global Navigation Satellite System - Radio Occultation
GPS = Global Positioning System
GRUAN = GCOS Reference Upper-Air Network
GSFC = Goddard Space Flight Center
HOPE = (HD(CP)² Observational Prototype Experiment
HYSPLIT = HYbrid Single Particle Lagrangian Integrated Trajectory Model
IAGOS = In-Service Aircraft for the Global Observing System

IASI = Interféromètre Atmosphérique de Sondage Infrarouge
ICOS = Integrated Carbon Observation System
INSU = Institut National des Sciences de l'Univers
IODC = Indian Ocean Data Coverage
IPSL = Institut Pierre Simon Laplace
IR = Infra-Rouge
ISSI = Internationale Space Science Institute
ITCZ = InterTropical Convergence Zone
IWV = Integrated Water Vapor
JJA = Juin Juillet Août
JPL = Jet Propulsion Laboratory
LACy = Laboratoire de l'Atmosphère et des Cyclones
LAGRANTO = LAGRangian ANalysis TOol
LA = Laboratoire d'Aérodynamique
LaMP = Laboratoire de Météorologie Physique
LASER = Light Amplification by the Stimulated Emission of Radiation
LATMOS = Laboratoire Atmosphères, Milieux, Observations Spatiales
LIDAR = Light Detection And Ranging
LOA = Laboratoire d'Optique Atmosphérique
LOAC = Light Optical Particle Counter
LPA = Laboratoire de Physique de l'Atmosphère
MALICCA = MAïdo LIdar Calibration Campaign
MAM = Mars Avril Mai
MIAWARA = Middle Atmospheric Water Vapour Radiometer
MJO = Madden-Julian Oscillation
MLS = Microwave Limb Sounder
MLO = Mauna Loa Observatory
MOHAVE = Measurements Of Humidity in the Atmosphere and Validation Experiments
MORGANE = MAïdo ObservatoRy Gas and Aerosol NDACC Experiment
MWR = MicroWave Radiometer
NASA = National Aeronautics and Space Administration
NCEP = National Centers for Environmental Prediction
NDACC = Network for the Detection of Atmospheric Composition Change
NDSC = Network for Detection of Stratospheric Change
OHP = Observatoire de Haute-Provence
OMM = Observatoire Météorologique Mondial
OPAR = Observatoire de Physique de l'Atmosphère de la Réunion
OSU-Réunion = Observatoire des Sciences de l'Univers de La Réunion
OVPF = Observatoire Volcanique du Piton de la Fournaise
PCL = Purple Crow Lidar
PI = Principal Investigator
PMT = PhotoMultiplier Tube
QS = Quasi-Stationnaire
PV = Potential Vorticity
PVU = Potential Vorticity Unit
RASL = Raman Airborne Spectroscopic Lidar
RH = Relative Humidity

RDF = Reverse Domain Filling
ROSEA = Réseau d'Observatoires pour la Surveillance et l'Exploration de l'Atmosphère
SA = Service d'Aéronomie
SAOZ = Système d'Analyse par Observation Zénithale
SAPHIR = Sondeur Atmosphérique du Profil d'Humidité Intertropicale par Radiométrie
SHADOZ = Southern Hemisphere ADDitional Ozonesondes
SI = Système International
SOERE = Système d'Observation et d'Expérimentation sur le long terme pour la Recherche en Environnement
SON = Septembre Octobre Novembre
SPARC = Stratospheric Processes and Their Role in Climate
SRL = Scanning Raman Lidar
STACCATO = influence of Stratosphere-Troposphere exchange in a Changing Climate on Atmospheric Transport and Oxidation capacity
STE = Stratosphere-Troposphere Exchange
STRAP = Synergie Transdisciplinaire pour Répondre aux Aléas liés aux Panaches volcaniques
STROZ = STatospheric Ozone lidar
TCWV = Total Column Water Vapor
TCCON = Total Carbon Column Observing Network
TLE = Transient Luminous Events
TTL = Tropical Tropopause Layer
UARS = Upper Atmospheric Research Satellite
UT/LS = Upper Troposphere / Lower Stratosphere
UWO = University of Western Ontario
WMO = World Meteorological Organization
WWLLN = World Wide Lightning Location Network
ZCIT = Zone de Convergence Inter-Tropicale
ZTD = Zenithal Tropospheric Delay
ZHD = Zenithal Hydrostatic Delay
ZWD = Zenithal Wet Delay

REMERCIEMENTS

Je tiens à remercier le CNRS et l'Université de La Réunion pour avoir co-financé cette thèse qui a émergé de l'ouverture de l'Observatoire du Maïdo en 2012. Le travail de modélisation a bénéficié de l'accès aux ressources du CINES dans le cadre de deux allocations de ressources numériques octroyées par le GENCI : 2014-c2014017260 et 2015-c2015017260. Une partie de ce projet de recherche a été supportée par le programme LEFE CNRS-INSU dans le cadre du projet VAPEURDO. Des simulations ont pu être réalisées grâce aux supercalculateurs de Météo-France et de l'Université de La Réunion. Sur la base de ces moyens financiers et techniques, la projet de recherche a pu se concrétiser.

L'aboutissement de cette thèse a été permis grâce à des rencontres et des collaborations. Faire le bilan des remerciements permet de mettre en avant la richesse des très nombreux échanges qui l'ont nourri. J'ai toujours pris soin de remercier les personnes avec qui j'ai travaillé à la fin de chaque réunion, je vais donc clore ce manuscrit de la même façon : en adressant mes remerciements.

Je remercie Jean-Pierre Cammas et Jean-Luc Baray qui ont dirigé ma thèse. Merci à Jean-Pierre qui s'est rendu disponible malgré ses obligations, qui m'a permis de ne jamais perdre de vue les objectifs et qui a dû faire face à mon débit de parole parfois déroutant lors de nos réunions de travail. Merci à Jean-Luc d'avoir toujours été présent pour m'adresser des conseils judicieux malgré la distance et de m'avoir donné le goût de l'instrumentation. Je tiens aussi à remercier chaleureusement Philippe Keckhut qui a toujours été disponible pour m'aider à progresser dans mes travaux et qui m'a communiqué son enthousiasme pour la recherche. J'ai bénéficié grâce à eux trois d'un encadrement de très grande qualité que je salue.

Je tiens à remercier l'ensemble des membres de mon jury. Merci à Alain Hauchecorne et Gérard Ancellet pour avoir lu avec attention mon manuscrit de thèse et adressé leurs remarques constructives. Merci à Jean-Lambert Join qui a accepté de présider mon jury de thèse malgré l'éloignement de nos thématiques de recherche et qui a présidé ce jury avec un enthousiasme qui a bénéficié à ce moment clef de l'aboutissement de mon travail. Merci à Jimmy Leclair de Bellevue qui m'aura suivi tout au long de mes années d'études depuis la licence en tant qu'enseignant, pendant mon master et mon doctorat en tant que collaborateur tant dans la recherche que pour la passionnante expérience d'organisation de la Fête de la Science et enfin dans mon jury de thèse en tant qu'examineur.

Je remercie aussi Jean-Pierre Chaboureau et Cyrille Flamant qui ont participé à mon comité de suivi de thèse et dont le regard extérieur a permis d'optimiser ces travaux de recherche.

Je tiens tout particulièrement à remercier Pierre Tulet sans qui cette thèse n'aurait pas pu avoir lieu. J'ai conscience des efforts qu'il a déployé pour me permettre de travailler sur ce sujet de recherche. Je le remercie pour m'avoir toujours soutenue lorsque j'amenais diverses idées dans le cadre de la Fête de la Science ou de l'animation du laboratoire. Je le remercie aussi pour sa patience dans l'accompagnement qu'il a fait de mon travail de modélisation sur Méso-NH. Ce travail n'aurait jamais pu se faire sans la gentillesse de Soline Bielli et de Christelle Barthe. J'ai énormément appris à leur contact.

A y réfléchir, j'ai collaboré avec tous les membres de l'équipe Troposphère à un moment ou à un autre de ma thèse. J'ai déjà cité parmi eux Jean-Pierre, Pierre, Jimmy ou encore Soline. J'adresse mes remerciements à Françoise Posny qui a toujours répondu présente pour des échanges sur tel ou tel radiosondage. Elle s'est montrée la plus attentive sur les fautes d'anglais de mes publications. Merci à Valentin Duflot pour sa bonne humeur et ses bons mots sur mes figures. Merci à Stéphanie pour les discussions autour de la vapeur d'eau dans la stratosphère et des sondes CFH. Merci à Jérôme pour m'avoir

permis d'appréhender des résultats Flexpart sur le cas d'étude du 4 avril 2013.

Il faut noter que le rythme de mon travail de thèse s'est calé sur celui du Lidar1200. J'ai démarré ma recherche début 2013 lorsque les mesures en routine du lidar ont été initiées. Et mes résultats sont sortis au fur et à mesure de la mise en place du programme de traitement du Lidar1200, d'une procédure en routine robuste et de l'évaluation de ses performances. J'ai participé à quatre des cinq campagnes de mesure auxquelles il a participé, je salue l'investissement de tous les participants de ces différentes campagnes. Les résultats sur le Lidar1200 sont le fruit d'un vrai travail d'équipe. Je tiens à remercier l'ensemble des membres du groupe de travail : Philippe, Valentin, Guillaume Payen, Jean-Luc, Jimmy et Jean-Pierre. Je remercie aussi Franck Gabarrot et Davide Dionisi, les premiers avec qui j'ai appréhendé le programme de traitement du Lidar1200. Franck m'a aussi apporté son aide sur les données ERA-Interim et sur bien d'autres points au cours de ma thèse. Je voudrais remercier Eric Golubic, Patrick Hernandez et Louis Mottet qui réalisent les mesures du Lidar1200 et qui m'ont toujours bien accueilli à l'Observatoire du Maïdo et cela malgré le fait que j'étais toujours armée d'un appareil photo (ce qui peut être intimidant parfois) pour saisir la magie du lieu. Pour conclure, je souhaite mettre en avant l'importance de ma collaboration avec Guillaume qui a travaillé avec moi sur le traitement de la base de données et sans qui je n'aurais pas pu présenter les résultats sur le Lidar1200 à temps pour la fin de ma thèse, je tiens à l'en remercier.

L'utilisation des autres données de cette thèse a été permise grâce aux différents lidars et autres instruments de l'OPAR. Les données des radiosondages Modem M10 ont été fournies par Françoise Posny, les sondages sur campagnes ont été réalisés grâce à Jean-Marc Metzger et les corrections qui ont été apportées aux profils de vapeur d'eau ont pu l'être grâce à Gaëlle Clain de MétéoModem. Les données CFH lancées dans le cadre du programme VAPEURDO de Stéphanie Evan ont été traitées par Holger Vömel et les sondages ont été réalisés avec la participation de Susanne Meier.

Je remercie Marie-Dominique Leroux, Dominique Mekies, Rémy Decoupes et Frédéric Jeambu pour leur gentillesse, ainsi que Christian Brouat qui a été d'une grande aide dans le cadre de la Fête de la Science, Meriem Braham-Chaouche, Marie-Alice Dennemont et Emilie Zitte.

Je souhaite remercier les personnes qui m'ont accompagné au cours de ces dernières années dans ma vie quotidienne. C'était un vrai plaisir de retrouver Nelson ou Joyce au laboratoire lorsque j'arrivais de bon matin et de pouvoir échanger avec eux sur tout et rien. J'ai apprécié de partager le bureau avec Swanny qui est arrivée en tant que stagiaire M2 et avec qui j'ai pu partager des beaux moments d'amitié. Je garderai un excellent souvenir de ma place au sein de l'ADDR (Association des Docteurs et Doctorants de La Réunion) en tant que rédactrice en chef de la Revue de la Recherche. Merci à Aurélie, la présidente, Aurore, Noro et Iris avec qui j'ai partagé ce mandat au sein du bureau de l'association. J'ai apprécié leur joie communicative et je suis impressionnée par leur capacité à tout gérer de front. Je remercie Carole et Jonathan pour les très nombreuses discussions que nous avons pu avoir, notamment sur nos expériences en tant que thésard. Je leur souhaite le meilleur pour l'après-thèse.

Je tiens à remercier Guillaume pour le double investissement que cela lui a demandé de m'accompagner au quotidien ces trois dernières années. Merci d'avoir été là et de m'avoir soutenue jusqu'au bout.

Mes derniers et mes plus grands remerciements vont à mes parents. Je leur exprime toute ma reconnaissance pour m'avoir accompagnée et encouragée tout au long de ma vie. Je suis très heureuse d'en être arrivée là et je n'aurais pas pu le faire sans eux. Ce dernier « Merci ! », qui vient du coeur, leur est donc destiné.

LETTRE D'ENGAGEMENT DE NON-PLAGIAT

Je, soussigné(e) **Hélène Vérèmes**,
en ma qualité de doctorant(e) de l'Université de La Réunion, déclare être conscient(e) que le plagiat est un acte délictueux passible de sanctions disciplinaires. Aussi, dans le respect de la propriété intellectuelle et du droit d'auteur, je m'engage à systématiquement citer mes sources, quelle qu'en soit la forme (textes, images, audiovisuel, internet), dans le cadre de la rédaction de ma thèse et de toute autre production scientifique, sachant que l'établissement est susceptible de soumettre le texte de ma thèse à un logiciel anti-plagiat.

Fait à **Saint-Denis** le : **11/05/2016**

Signature :



Extrait du Règlement intérieur de l'Université de La Réunion
(validé par le Conseil d'Administration en date du 11 décembre 2014)

Article 9. Protection de la propriété intellectuelle – Faux et usage de faux, contrefaçon, plagiat

L'utilisation des ressources informatiques de l'Université implique le respect de ses droits de propriété intellectuelle ainsi que ceux de ses partenaires et plus généralement, de tous tiers titulaires de tels droits.

En conséquence, chaque utilisateur doit :

- utiliser les logiciels dans les conditions de licences souscrites ;
- ne pas reproduire, copier, diffuser, modifier ou utiliser des logiciels, bases de données, pages Web, textes, images, photographies ou autres créations protégées par le droit d'auteur ou un droit privatif, sans avoir obtenu préalablement l'autorisation des titulaires de ces droits.

La contrefaçon et le faux

Conformément aux dispositions du code de la propriété intellectuelle, toute représentation ou reproduction intégrale ou partielle d'une œuvre de l'esprit faite sans le consentement de son auteur est illicite et constitue un délit pénal.

L'article 444-1 du code pénal dispose : « Constitue un faux toute altération frauduleuse de la vérité, de nature à causer un préjudice et accomplie par quelque moyen que ce soit, dans un écrit ou tout autre support d'expression de la pensée qui a pour objet ou qui peut avoir pour effet d'établir la preuve d'un droit ou d'un fait ayant des conséquences juridiques ».

L'article L335_3 du code de la propriété intellectuelle précise que : « Est également un délit de contrefaçon toute reproduction, représentation ou diffusion, par quelque moyen que ce soit, d'une œuvre de l'esprit en violation des droits de l'auteur, tels qu'ils sont définis et réglementés par la loi. Est également un délit de contrefaçon la violation de l'un des droits de l'auteur d'un logiciel (...) ».

Le plagiat est constitué par la copie, totale ou partielle d'un travail réalisé par autrui, lorsque la source empruntée n'est pas citée, quel que soit le moyen utilisé. Le plagiat constitue une violation du droit d'auteur (au sens des articles L 335-2 et L 335-3 du code de la propriété intellectuelle). Il peut être assimilé à un délit de contrefaçon. C'est aussi une faute disciplinaire, susceptible d'entraîner une sanction.

Les sources et les références utilisées dans le cadre des travaux (préparations, devoirs, mémoires, thèses, rapports de stage...) doivent être clairement citées. Des citations intégrales peuvent figurer dans les documents rendus, si elles sont assorties de leur référence (nom d'auteur, publication, date, éditeur...) et identifiées comme telles par des guillemets ou des italiques.

Les délits de contrefaçon, de plagiat et d'usage de faux peuvent donner lieu à une sanction disciplinaire indépendante de la mise en œuvre de poursuites pénales.