



HAL
open science

Observation par GOMOS/ENVISAT de l'ozone dans la stratosphère tropicale : validation par le réseau SHADOZ, climatologie et variabilité

Nahoudha Mzé

► **To cite this version:**

Nahoudha Mzé. Observation par GOMOS/ENVISAT de l'ozone dans la stratosphère tropicale : validation par le réseau SHADOZ, climatologie et variabilité. Physique Atmosphérique et Océanique [physics.ao-ph]. Université de la Réunion, 2011. Français. NNT : 2011LARE0037 . tel-04104765

HAL Id: tel-04104765

<https://theses.hal.science/tel-04104765v1>

Submitted on 24 May 2023

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

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



UNIVERSITE DE LA REUNION

ECOLE DOCTORALE SCIENCES, TECHNOLOGIE ET SANTE

Laboratoire de l'Atmosphère et des Cyclones (LACy)

Thèse

pour obtenir le grade de

DOCTEUR de l'Université de La Réunion

Spécialité : Physique de l'Atmosphère

présentée par

Nahoudha MZÉ

**Observation par GOMOS/ENVISAT de l'ozone dans la
stratosphère tropicale : validation
par le réseau SHADOZ, climatologie et variabilité**

Soutenue publiquement le 9 décembre 2011 devant le jury composé de :

Président :	M. Jean Diatta, Professeur Université Réunion, LIM-IREMIA
Rapporteur :	M. Michel Van Roozendaal, Directeur de Recherches, IASB
Rapporteur :	M. Slimane Bekki, Directeur de Recherches, LATMOS
Examineur :	M. Thierry Portafaix, Maître de Conférences, LACy
Directeur de thèse :	M. Hassan Bencherif, Professeur Université Réunion, LACy
Co-directeur de thèse :	M. Alain Hauchecorne, Directeur de Recherches, LATMOS

Remerciements

Je tiens à remercier tout particulièrement Alain Hauchecorne, Directeur de Recherches CNRS au LATMOS, qui m'a suivi durant ces 3 ans. Pour sa confiance, son souci de l'avancement de ma thèse et pour les discussions qui ont enrichi mon esprit scientifique. Je tiens à remercier également Hassan Bencherif qui m'a encadré durant cette thèse et surtout pour la relecture et correction dans les derniers mois.

Merci aux membres du jury : Jean Diatta, Michel Van Roozendael, Slimane Bekki et Thierry Portafaix pour avoir accepté d'examiner ce travail et pour l'intérêt qu'ils ont porté à ma thèse. Je remercie également Francis Dalaudier et Jean-Loup Bertaux pour leur contribution.

Je remercie également ma famille qui m'a toujours soutenue malgré la distance. Et tout particulièrement mes parents qui ont toujours trouvé les mots pour m'encourager et qui ont montré leur enthousiasme à l'égard de mes travaux.

Mes très chaleureux remerciements à ma femme Familat qui m'a motivé et qui a du me supporter durant ces 3 ans. Son soutien, son amour et son aide m'ont été essentiel à l'accomplissement de ce travail. Merci également à la famille Ali Mohamed pour leur présence.

Je remercie les membres du LACY: Jimmy, Jean Marc, Françoise, Meriem, Jean Luc, Franck mais également ceux du LATMOS à Guyancourt: Laurent Blanot (ACRI-st), Maud et Kristell. Je remercie également les anciens doctorants du LACY: Guillaume, Gaëlle, Samuel et Dorothée.

Mes remerciements aux collègues et amis Chouaïbou, Christophe, Valentin, Nelson, Gregory. Un merci tout particulier à Chouaïbou et Nelson, pour nos discussions scientifiques (et surtout personnelles) enthousiastes. Et à Christophe, pour son hospitalité durant les missions à Paris.

Mes remerciements à Monsieur et Madame Allaoui, Monsieur et Madame Abdourazak. Je remercie également toutes les personnes qui ont contribué de près ou de loin à l'écriture du manuscrit ou à l'avancement de la thèse.

Enfin, je remercie Sheldon, Leonard, Penny, Howard, Koothrappali, Dexter, Charlie, Sam, Dean et enfin Abed, Jeff, Troy, Britta et Señor Chang du Community College. L'Aerobicclub et l'ASPTT pour les moments de détente.

Table des matières

Introduction	6
Chapitre 1 Contexte scientifique général.....	10
1.1 Structure et composition de l'atmosphère	10
1.2 Chimie de l'ozone stratosphérique	12
1.3 Dynamique stratosphérique	17
1.3.1 La température potentielle	17
1.3.2 Les principales régions stratosphériques	17
1.3.3 La circulation de Brewer-Dobson	18
1.3.4 Le vortex polaire et le trou d'ozone	20
1.3.5 Transport isentropique et filamentation des masses d'airs.....	24
Chapitre 2 Données et outil de modélisation	30
2.1 Les moyens d'observations	30
2.1.1 L'instrument GOMOS	30
2.1.2 L'instrument MLS	35
2.1.3 Le réseau SHADOZ.....	38
2.2 Le modèle numérique MIMOSA.....	39
2.2.1 Description du modèle	40
2.2.2 L'advection	41
2.2.3 Les données ECMWF	43
2.3 BEAT: Basic ENVISAT Atmospheric Toolbox	44
Chapitre 3 Climatologie et validation de l'O ₃ dans les tropiques de l'hémisphère sud	46
3.1 Climatologie et variabilité de l'O ₃ dans les tropiques	46
3.1.1 Critères de sélection.....	46
3.1.2 Choix des estimateurs	48
3.1.3 Exemple de comparaison GOMOS/SHADOZ	54
3.1.4 Climatologie et variabilité de l'O ₃ GOMOS.....	59
3.2 Comparaison GOMOS/SHADOZ	63
3.2.1 Résultats de différentes validations de GOMOS	63
3.2.2 Validation de GOMOS à partir de données climatologiques.....	65
3.2.3 Validation de GOMOS à partir de données coïncidentes.....	70
3.3 Comparaison GOMOS/MLS	75
3.3.1 Critères de sélection.....	75

3.3.2 Exemple de comparaison GOMOS/MLS	79
3.3.3 Climatologie MLS et comparaison à GOMOS	85
3.3.4 Comparaison avec les diagrammes de Taylor	97
3.5 Conclusion	101
Chapitre 4 Caractéristiques qualitatives de GOMOS/ENVISAT	103
4.1 Etudes de l'altitude limite et du décalage vertical sur GOMOS	103
4.1.1 Détection et mise en évidence de l'altitude limite	103
4.1.2 Décalage sur l'estimation d'altitude de GOMOS.....	111
4.2 Dépendance spatio-temporelle des différences GOMOS/SHADOZ	116
4.2.1 Dépendance spatiale.....	117
4.2.2 Dépendance temporelle.....	123
4.2.3 Variations des différences relatives d'ozone	127
4.3 Analyse de la stabilité des mesures O ₃ GOMOS.....	129
4.3.1 Mise en évidence des « <i>outliers</i> »	129
4.3.2 Tendances sur l'évolution temporelle des différences relatives.....	131
4.3.3 Tendances sur l'évolution temporelle de l'altitude limite	135
4.4 Conclusion	137
Chapitre 5 Cas d'étude : Episode filamentaire en Octobre 2004 observé par GOMOS	139
5.1 Avant-propos.....	139
5.2 Observation de l'ozone et du filament polaire	141
5.2.1 Observations à partir de SHADOZ et GOMOS	141
5.2.2 Observations à partir de MIMOSA	143
5.2.3 Observations à partir d'un second profil GOMOS.....	149
5.3 Description de l'hiver et du printemps 2004 en Antarctique.....	152
5.4 Influence de la périphérie du vortex polaire.....	153
5.4.1 MLS et les études sur le transport.....	153
5.4.2 Observations à partir de MLS.....	154
5.5 Discussion et conclusion	158
Chapitre 6 Implémentation et validation de MIMOSA-O ₃	162
6.1 Préambule	162
6.2 Relation APV-O ₃ : mise en œuvre expérimentale.....	163
6.2.1 Choix de l'année d'étude	163
6.2.2 Choix des niveaux d'altitude	164
6.2.3 Choix de la période optimale	165

6.2.4 Choix de la méthode	166
6.2.5 Conditions au limbe	167
6.2.6 Choix du degré du polynôme	170
6.2.7 Détermination des limites des relations APV-O ₃	173
6.3 Résultats et validation de MIMOSA-O ₃ dans tropiques en 2004.....	175
6.3.1 MIMOSA-O ₃	175
6.3.2 Validation de MIMOSA-O ₃ sur les stations SHADOZ	177
6.4 Conclusion	184
Conclusions générales et perspectives	186
Références bibliographiques.....	191
Annexe	217
Annexe A : Diagramme de Taylor.....	217
Annexe B : Méthode de régression linéaire robuste.....	222
Annexe C : Résultats de validation de MIMOSA-O ₃	227
Liste des publications et communications	229
Liste des figures.....	241
Abstract.....	250
Résumé	251

Introduction

L'évolution à long terme des concentrations d'ozone stratosphérique dépend non seulement des changements d'un grand nombre de constituants stratosphériques incluant les composés halogénés, i.e., les substances qui appauvrissent la couche d'ozone (*ODSs* : *ozone-depleting substances*), les gaz à effets de serres (*GHG* : *greenhouse gases*), la vapeur d'eau et les aérosols, mais elle dépend également des changements dans la troposphère et la stratosphère causés par la variabilité naturelle et le forçage anthropogénique (WMO, 2007). De plus, la baisse des *ODSs* associée au contexte de rétablissement de l'ozone a fait de l'ozone stratosphérique un sujet d'intérêt majeur et elle a renforcé les efforts de recherche scientifique.

L'air entre dans la stratosphère à partir de la troposphère principalement dans la région qui est la source de production photochimique de l'ozone : les tropiques (Shepherd et al., 2000). Ainsi, il est important de décrire et d'examiner l'évolution de l'ozone stratosphérique dans cette région. Les réseaux de sondes d'ozone tels que SHADOZ (Southern Hemisphere Additional Ozonesondes) ou le réseau NDACC (Network for Detection of Atmospheric Composition Change) fournissent des observations continues et fiables sur différentes stations. D'autre part, les mesures satellitaires fournissent une couverture globale. Toutefois ces observations doivent être comparées aux données *in situ* telles que les ballons-sondes pour être validées, car elles sont essentielles à la compréhension globale de notre climat. De plus, le rôle des satellites est également essentiel pour détecter de possibles biais qui varient d'une station à une autre. Par ailleurs, les données satellitaires rentrent dans le cadre de la surveillance des changements climatiques et environnementaux. En effet, elles sont destinées à mieux comprendre les processus qui régissent le comportement photochimique et physique de l'atmosphère.

La connaissance de la variabilité de l'ozone nous informe sur sa répartition tant méridienne que verticale, ainsi que sur les possibles tendances sur ces variations à long terme. Plusieurs études ont été effectuées à partir de mesures satellitaires et de sondes d'ozone pour permettre d'accroître nos connaissances sur sa climatologie mensuelle (ex., Fortuin and Kelder, 1998 ; Randel and Wu, 2007). Notamment, Randel and Wu, (2007) expliquent que ces données

peuvent servir en entrée dans les modèles enfin d'analyser la réponse stratosphérique aux variations et à la distribution de l'ozone ainsi que pour l'analyse de la variabilité et des tendances.

Ainsi, différentes campagnes d'inter-comparaisons sont menées pour la validation des observations satellitaires avec des données *in situ* (ex., Balis et al., 2007; Bian et al., 2002; Bramstedt et al., 2003 ; McPeters et al., 1999; Vanicek et al., 2006; Weber et al., 2005). De même, des campagnes de comparaison sont menées entre différents types de sondes ozone pour tester leur fiabilité, comme par exemple lors de l'expérience JOSIE : Jülich Ozone Sonde Intercomparison Experiment (Smit and Kley, 1998; Smit et al., 2007) ou lors de la campagne BESOS : Balloon Experiment on Standards for Ozone Sondes (Deshler et al., 2008).

GOMOS (Global Ozone Monitoring by Occultation of Stars), à bord du satellite ENVISAT (ENVironmental SATellite) de l'Agence Spatiale Européenne (ESA), est le premier instrument dédié à l'étude de l'atmosphère en utilisant la technique de l'occultation stellaire (Bertaux et al., 2004). L'instrument a l'avantage d'être par nature auto-calibré, d'avoir une bonne résolution verticale et une couverture globale (Kyrölä et al., 2004). De plus, l'objectif principal de GOMOS est la surveillance à long terme de l'ozone avec une grande résolution verticale, une grande précision sur une couverture globale et l'estimation des tendances dans la stratosphère (Bertaux et al., 2000).

L'un des objectifs de ce mémoire est de donner un aperçu de la climatologie de l'ozone (O_3) de l'instrument GOMOS dans les tropiques de l'hémisphère sud et d'établir une validation avec des sondes ozone sur différentes stations opérant dans le cadre du réseau SHADOZ. Contrairement à l'hémisphère nord, il y a très peu de stations dans l'hémisphère sud. De plus, la stratosphère tropicale est une région où l'ozone est produit par le rayonnement solaire et où des changements significatifs sont attendus. Cependant, la basse stratosphère tropicale est une région où il est également difficile pour les satellites de mesurer l'ozone (Borchi and Pommereau, 2007). Il est donc essentiel de comparer les stations opérant dans le projet SHADOZ avec les performances de l'instrument à occultation stellaire GOMOS. Notre étude se focalise notamment sur la validation des données GOMOS de niveau 2 issues du processeur GOPR 6.0cf (et IPF 5.0).

A cet égard, on dispose des données GOMOS d'Août 2002 à Décembre 2008 et on se focalise sur les stations de l'hémisphère sud basées sur le réseau SHADOZ (Thompson et al., 2003). Les données O₃ de SHADOZ sont bien connues et sont de plus en plus utilisées pour des études climatologiques (Lamsal et al., 2004; McPeters et al., 2007), des études sur la variabilité (Logan et al., 2003; Witte et al., 2008) ou des études d'inter-comparaisons (Liu et al., 2006; Sivakumar et al., 2007), mais également pour des cas d'études tels que le transport isentropique dans la basse stratosphère (Bencherif et al., 2007; Semane et al., 2006) et enfin pour les estimations de tendances (Clain et al., 2009).

L'étude de la stratosphère est primordiale pour la compréhension des différents mécanismes liés à la circulation atmosphérique. Après la découverte de la circulation de Brewer-Dobson à partir des observations de l'ozone et de la vapeur d'eau (Brewer, 1949 ; Dobson, 1956), la découverte du trou dans la couche d'ozone au-dessus de l'Antarctique (Farman et al., 1985) a renforcé l'effort de recherche focalisé sur cette couche atmosphérique. Depuis, la problématique du transport stratosphérique et l'existence des routes privilégiées pour le transport des masses d'airs sont devenus des domaines de recherche très développés par les dynamiciens de l'atmosphère (ex., Horinouchi et al., 2000; Shepherd, 2000, 2007).

Ainsi, le modèle à haute résolution MIMOSA (Modélisation Isentrope du transport Mésos-échelle de l'Ozone Stratosphérique par Advection) a été exploité pour décrire le transport des masses d'air à travers les processus de filamentation. Ce modèle a été développé au Service d'Aéronomie (Hauchecorne et al., 2002). Il a été utilisé dans le cadre du projet européen METRO (Meridional Transport of Ozone in the Lower Stratosphere) et du programme THESEO (Third European Stratospheric Experiment on Ozone) pour des mesures d'ozone obtenues par LIDAR (Light Detection And Ranging) au sol (Godin et al., 2002) et par LIDAR aéroporté (Flentje et al., 2000; Heese et al., 2001). Par ailleurs, Marchand et al. (2003) ont développé ce modèle d'advection en le couplant à un modèle global de chimie REPROBUS (Reactive Processes Ruling the Ozone Budget in the Stratosphere) pour étudier les processus de transport de petites échelles en déterminant la composition chimique de l'atmosphère. Ainsi, MIMOSA-CHIM (Modèle Isentropique de transport Mésos-échelle de l'Ozone Stratosphérique par Advection avec CHIMie) a permis l'estimation de la contribution de la destruction de l'ozone polaire sur le budget de l'ozone des moyennes latitudes en basse stratosphère. Ce manuscrit s'inscrit également dans cette stratégie et consiste à fournir une approche de la relation entre l'ozone et la vorticité potentielle en combinant de façon optimale

des observations spatiales (GOMOS) et des simulations à haute résolution de l'advection isentrope (modèle MIMOSA).

Dans le contexte décrit ci-dessus, l'objectif de ce travail de thèse est d'analyser et d'interpréter les observations de l'instrument à occultation stellaire GOMOS. Ce manuscrit se structure en 6 chapitres. Le chapitre 1 présente le contexte scientifique général portant sur les connaissances et problématiques actuelles. Nous donnons au lecteur les éléments nécessaires à la compréhension du travail présenté ici. En effet, dans une première partie nous décrivons la structure et la composition de l'atmosphère. Dans une seconde partie, on décrit la chimie de l'ozone stratosphérique. Enfin, une troisième partie est dédiée à la dynamique stratosphérique. Le chapitre 2 est dédié à la présentation des moyens d'observations, ainsi que de l'outil de modélisation. On décrit plus particulièrement l'instrument GOMOS et la technique de l'occultation stellaire. Nous présentons le sondeur MLS (Microwave Limb Sounder) et les données *in situ* issues de SHADOZ. Par ailleurs, on présente le modèle à haute résolution MIMOSA et l'outil BEAT (Basic ENVISAT Atmospheric Toolbox). Dans le chapitre 3, une climatologie des observations GOMOS entre 2002 et 2008 est présentée. On examine les mesures GOMOS dans le but d'évaluer le potentiel de l'instrument à établir une climatologie de l'ozone stratosphérique. En outre, une validation des mesures GOMOS est menée avec les sondes SHADOZ ainsi qu'une comparaison avec le sondeur MLS embarqué sur la plateforme Aura. Le chapitre 4 traite de différentes caractéristiques qualitatives de GOMOS et il s'attache à établir une étude préliminaire sur la stabilité des mesures O₃ GOMOS. Le chapitre 5 présente un cas d'étude singulier de transport isentropique, du vortex polaire en Antarctique vers les sub-tropiques, détecté par l'instrument GOMOS. Le chapitre 6 est dédié à l'analyse de la relation entre l'ozone et la vorticité potentielle et il vise à développer MIMOSA-O₃. Enfin, on présente les conclusions générales et les perspectives.

Chapitre 1 Contexte scientifique général

1.1 Structure et composition de l'atmosphère

L'atmosphère terrestre est souvent présentée selon un découpage simple en couches successives : troposphère, stratosphère, mésosphère et thermosphère en fonction du signe du gradient vertical de température. Ce découpage est complété par des couches intermédiaires et séparatrices, dont le nom est composé du suffixe « pause », et où apparaissent des inversions de température.

Traditionnellement, les différentes couches atmosphériques sont définies à l'aide du profil thermique moyen. La distribution verticale de la température permet de définir différentes régions de l'atmosphère. En effet, les gradients thermiques varient en fonction de l'altitude (figure 1.1). La troposphère est la couche située près de la surface, elle est caractérisée par une diminution de la température avec l'altitude et elle contient environ 90% de la masse totale de l'atmosphère. Elle est également caractérisée par la présence d'eau en quantité importante sous ses trois formes (vapeur, liquide, solide) et par des mouvements verticaux localisés. En effet, lorsque le sol est réchauffé par le rayonnement solaire, il retransmet une partie de l'énergie à l'air environnant, qui s'élève par convection vers de plus faibles pressions. Ces mouvements à petite échelle sont appelés mouvements convectifs et font de la troposphère la couche la plus turbulente de l'atmosphère. Le minimum de température de cette couche en constitue sa limite supérieure, la tropopause, qui est située à une altitude comprise entre 15 km et 18 km aux régions tropicales et descend progressivement pour atteindre entre 7 km et 9 km au-dessus des pôles selon la saison (altitudes plus élevées l'été que l'hiver). Au-dessus de la tropopause se trouve la stratosphère, cette couche atmosphérique a pour particularité une augmentation de la température moyenne avec l'altitude et elle contient environ 10% de la masse totale de l'atmosphère. La limite supérieure de cette couche, la stratopause, marque un maximum relatif de température. Par ailleurs, la stratosphère est caractérisée par la présence de l'ozone (O_3) qui explique l'inversion du gradient de température après le passage de la tropopause suite au réchauffement causé par son absorption d'une partie du rayonnement solaire incident. De plus, la stratosphère est une couche stratifiée. Elle est peu soumise aux mouvements verticaux, qui s'opèrent sur des échelles temporelles de l'ordre du mois à

l'année. Par contre, les mouvements horizontaux sont importants dans la stratosphère. Ces processus permettent le transport de constituants sur de longues distances. La stratopause est la couche intermédiaire entre la stratosphère et la mésosphère. Celle-ci s'étend jusqu'à ~80 km. Dans cette région les températures peuvent atteindre les valeurs minimales de l'atmosphère. Enfin, la mésopause constitue la limite entre la mésosphère et la thermosphère. La région d'intérêt de cette étude sera la haute troposphère et surtout la stratosphère.

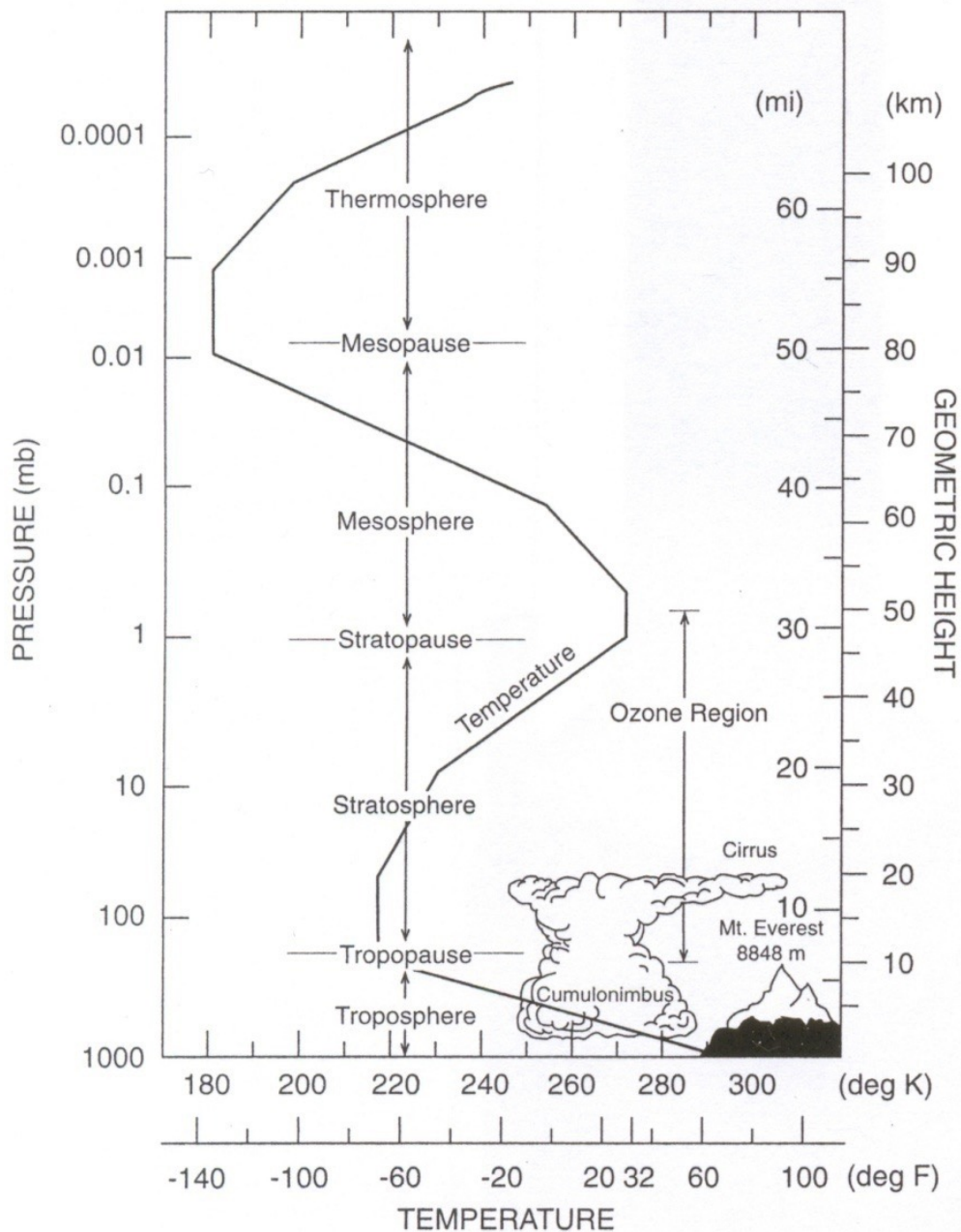


Figure 1.1 : Structure thermique des couches atmosphériques. D'après Brasseur and Solomon (2005).

L'épaisseur de la colonne d'ozone correspond à l'épaisseur en centième de millimètre qu'aurait cette colonne ramenée à la pression standard (1013 hPa) et à la température standard (273.15 K). L'épaisseur totale de la colonne d'ozone est en moyenne de 300 DU (Dobson Unit) où 1 DU correspond à 2.69×10^{16} molécules par cm^2 . Par ailleurs, plus de 90% des molécules d'ozone comprises dans une colonne verticale se situent dans la stratosphère (que l'on nomme également réservoir stratosphérique) tandis que la troposphère ne contient que 10% de la colonne totale d'ozone. Dans cette couche, la vapeur d'eau (H_2O), le protoxyde d'azote (N_2O), le méthane (CH_4), et le dioxyde de carbone (CO_2) jouent un rôle clé dans l'équilibre thermique de l'atmosphère en absorbant le rayonnement infrarouge (IR) émis par la terre. Les émissions anthropiques de ces gaz s'ajoutent à leurs émissions naturelles et sont responsables de l'effet de serre additionnel. De même, dans la troposphère, l'ozone se comporte comme un gaz à effet de serre (GES) en absorbant une partie du rayonnement infrarouge (Forster and Shine, 1997), et est considéré comme un polluant pouvant avoir des effets nocifs sur la santé. Au contraire l'ozone stratosphérique absorbe le rayonnement solaire ultraviolet (UV) et assure ainsi un filtrage du rayonnement nocif pour les organismes vivants. En effet, dans la stratosphère, l'ozone est assimilé à un écran protecteur pour les êtres vivants. Par ailleurs, la sauvegarde de la couche d'ozone est devenue une priorité mondiale lorsqu'on s'est rendu compte qu'elle s'appauvrissait sous l'effet de certains composés chimiques (chlorofluorocarbones ou CFC), faisant peser des risques importants sur la santé et l'environnement. Le Protocole de Montréal signé en 1987 a pris le contrôle du danger croissant pour la vie sur terre et il a limité avec succès les rejets de substances qui appauvrissent la couche d'ozone.

En outre, le réchauffement dans la stratosphère est lié à l'absorption des rayonnements UV par l' O_3 tandis que le refroidissement provient de l'émission infrarouge par les gaz à effets de serre (H_2O , N_2O , CH_4 et CO_2). Toutefois, ces gaz radiativement actifs peuvent varier naturellement à diverses échelles spatio-temporelles mais également sous le forçage anthropique et leur distribution joue donc un rôle important sur le bilan thermique de la stratosphère.

1.2 Chimie de l'ozone stratosphérique

L'ozone est un constituant minoritaire de l'atmosphère du sol à ~100 km. Sa distribution verticale est très différente de celle des autres composés chimiques. En effet, le profil d'ozone

présente de faibles valeurs en surface et dans la troposphère tandis les valeurs augmentent avec l'altitude dans la basse et moyenne stratosphère (figure 1.2). Par ailleurs, l'altitude de la concentration maximale d'O₃ varie en fonction de la latitude : elle est plus basse aux pôles (15-20 km) qu'à l'équateur (25-30 km) et elle varie en fonction de la saison (plus basse en hiver qu'en été). Dans cette région appelée « couche d'ozone », l'O₃ absorbe fortement une grande partie du rayonnement dans l'UV (continuum de Hartley entre 200 nm et 300 nm et bandes de Huggins entre 300 nm et 350 nm), et plus faiblement dans le visible (bande de Chappuis entre 450 nm et 650 nm). Par ailleurs, cette propriété d'absorption de l'ozone dans l'UV produit le gradient de température positif de la stratosphère vu plus haut.

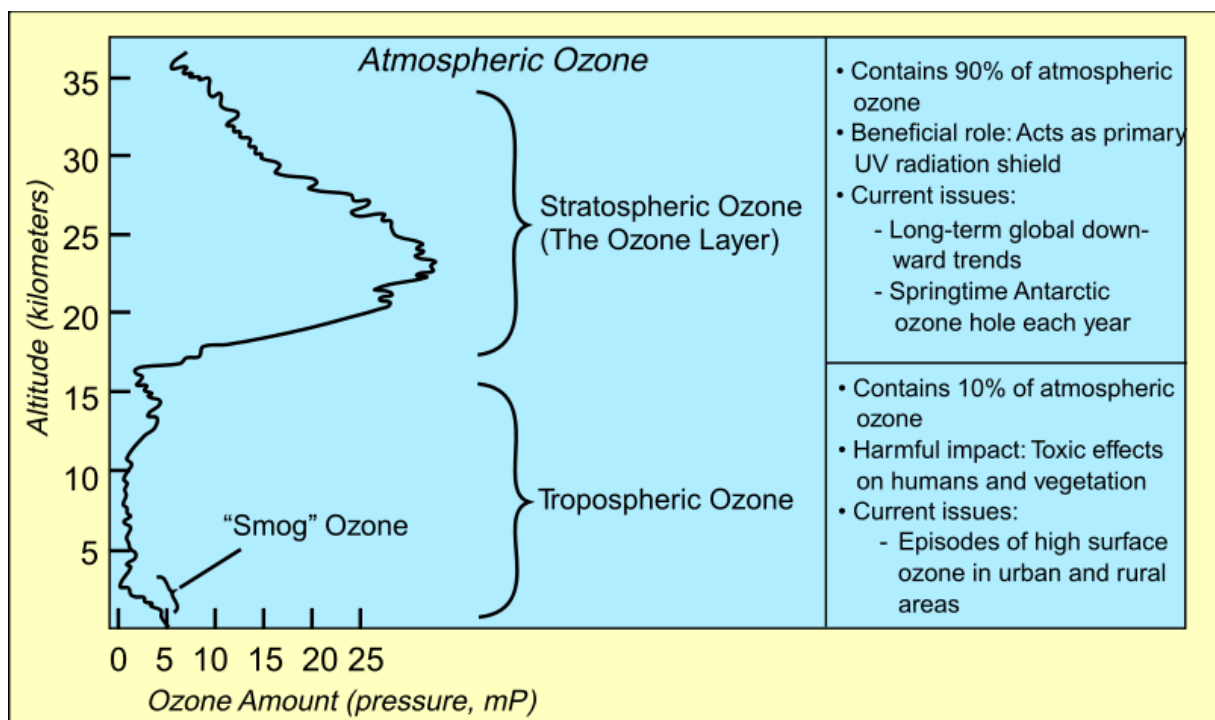
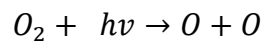


Figure 1.2 : Profil vertical de l'ozone (en pression partielle, mPa) en fonction de l'altitude. Source : « *Earth Observing System (EOS) Science Plan* », Chapitre 7, Ozone et chimie stratosphérique.

Le chimiste britannique S. Chapman présente, en 1930, une théorie qui explique la formation et le maintien de la couche d'ozone. Cette théorie repose sur le rayonnement UV dans la stratosphère qui est suffisamment puissant pour rompre les liaisons chimiques. Lorsque la liaison chimique de la molécule d'oxygène (O₂) est rompue, les atomes libres de l'oxygène (O) se lient aux molécules d'oxygène intactes et forment l'ozone. Ainsi, le cycle de Chapman (Chapman, 1930) décrit les réactions de l'ozone stratosphérique à partir des composés oxygénés :

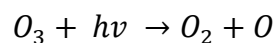
Les atomes libres de l'oxygène (O) sont produits par photolyse de l'oxygène moléculaire provoquée par le rayonnement UV de courte longueur d'onde, inférieure à 240 nm, en haute atmosphère :



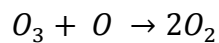
En présence d'une tierce molécule M (oxygène moléculaire O₂ ou azote N₂), un atome d'oxygène (O) réagit avec une molécule d'oxygène pour former l'ozone. M est un stabilisant des produits de cette réaction :



Cette réaction se produit dans la région où l'ensoleillement est maximum, c'est-à-dire essentiellement dans la haute stratosphère équatoriale à des altitudes supérieures à 30 km. L'ozone produit peut ensuite être détruite par photodissociation nécessitant un rayonnement ultraviolet de longueur d'onde inférieure à 320 nm :



Par recombinaison avec l'oxygène atomique, l'ozone participe à la reformation de l'oxygène moléculaire :



Ainsi, d'après le cycle de Chapman, la concentration d'ozone résulte de l'équilibre naturel entre ces différentes réactions dans la stratosphère.

Cependant, en plus de la chimie de Chapman, des réactions catalytiques susceptibles de détruire l'ozone ont été identifiées (figure 1.3). La réaction chimique entre l'ozone et l'oxygène ne peut pas expliquer à elle toute seule, la destruction nécessaire pour maintenir les concentrations observées. En effet, elle produit des concentrations supérieures aux observations (Brasseur et al., 1999). Bates and Nicolet, (1950) montrent que la vapeur d'eau (composés hydrogénés) devient une source de fragments ou de résidus moléculaires hautement réactifs qui détruisent l'ozone par un processus catalytique. En outre, Crutzen (1970) identifie les oxydes d'azote comme un agent catalyseur dans la destruction de l'ozone. Stolarski and Cicerone (1974) identifient un autre ensemble de réactions destructrices de l'ozone liés au chlore. Les CFC (chlorofluorocarbones), d'origine anthropique, sont identifiés comme étant une source majeure d'espèces chlorées participant à la destruction de l'ozone (Molina and Rowland, 1974). En effet, lorsqu'ils sont exposés aux rayonnements de la

stratosphère moyenne, là où se trouve la couche d’ozone, ces composés libèrent des atomes de chlore. Enfin, les fluorocarbures bromés sont également identifiés comme étant un risque pour la destruction de l’ozone (Wofsy et al., 1975).

Ainsi, les composés hydrogénés (HO_x), les composés azotés (NO_x), les composés bromés (BrO_x) et les composés chlorés (ClO_x) interviennent lors de la destruction de l’ozone. En effet, sous leur forme active, ils agissent comme des catalyseurs. Ces radicaux sont désignés dans l’équation suivante par X (OH , NO , Cl , Br) et XO (HO_2 , NO_2 , ClO , BrO) :

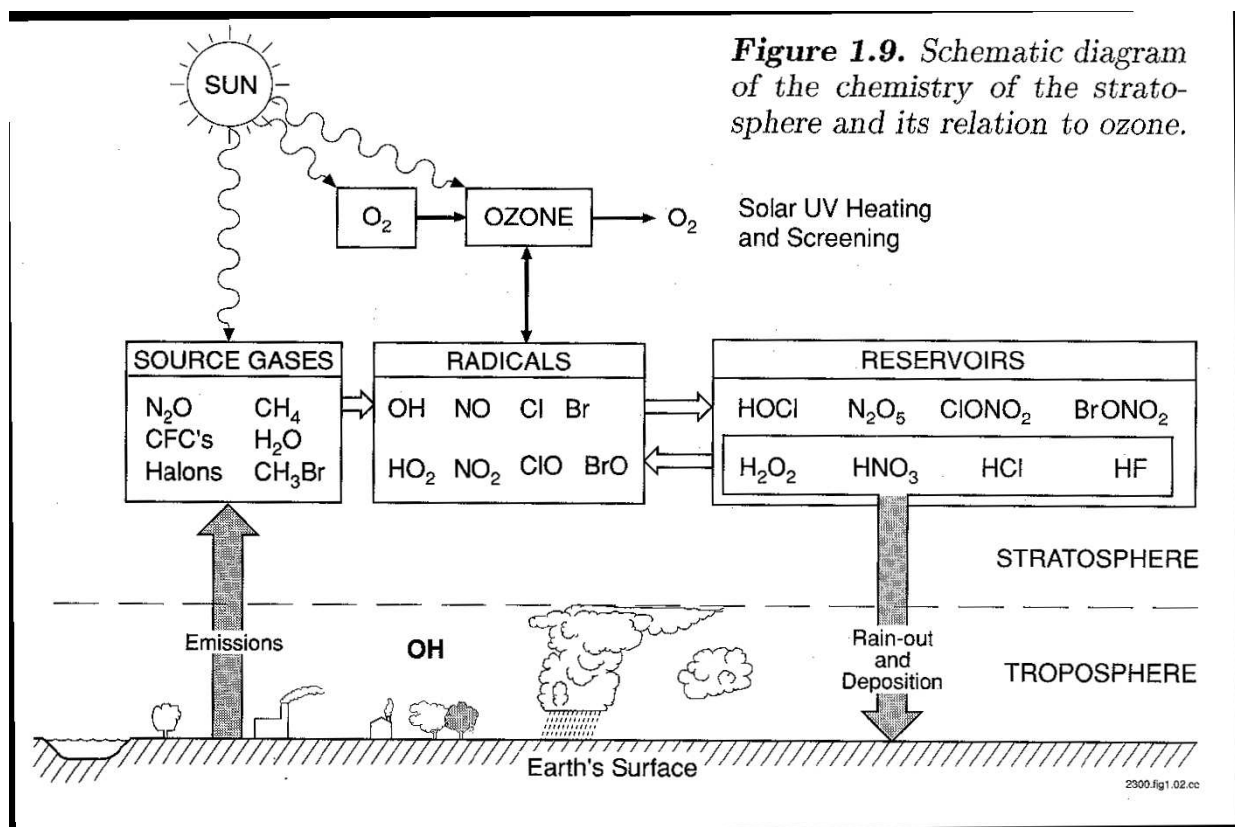
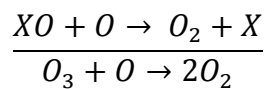
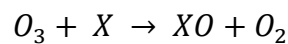


Figure 1.3 : Schéma de principe de la chimie stratosphérique et son lien à l’ozone. D’après Brasseur et al. (1999).

Les couplages entre les différentes espèces mènent à la formation de composés inactifs ou réservoirs naturels pour les oxydes d'azote et le chlore (figure 1.3), tels que le pentoxyde d'azote (N_2O_5), le nitrate de chlore ($ClONO_2$), l'acide hypochloreux ($HOCl$) et l'acide chlorhydrique (HCl). De plus, l'équilibre entre les réservoirs et les espèces actives dépend des conditions locales telles que la température et l'ensoleillement.

Enfin, la distribution spatio-temporelle de l'ozone dans la stratosphère n'est pas simplement déterminée par l'équilibre photochimique entre sa production et sa destruction. En effet, les processus de transport notamment la circulation méridienne moyenne sont importants car celle-ci transporte l'ozone et d'autres gaz depuis les régions équatoriales vers le pôle d'hiver (figure 1.4). Cela explique la répartition latitudinale de la colonne totale d'ozone (i.e., des épaisseurs maximales aux hautes latitudes en hiver, et non dans sa région de production à l'équateur).

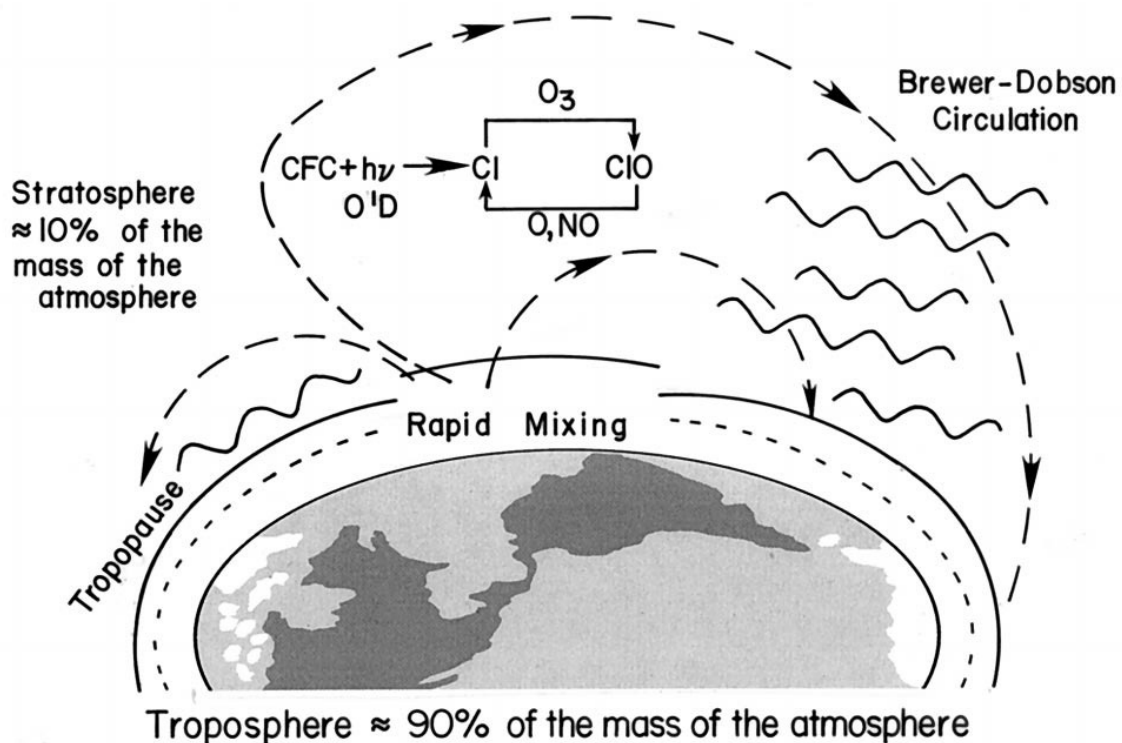


Figure 1.4 : Diagramme schématisant la photodissociation des CFC et la destruction catalytique de l'ozone dans la moyenne et haute stratosphère. Ce dessin illustre seulement les processus majeurs qui transportent les CFC et les autres gaz selon une circulation méridienne moyenne. La circulation de Brewer-Dobson illustre l'écoulement moyen (flèches noirs). D'après Solomon, (1999).

1.3 Dynamique stratosphérique

1.3.1 La température potentielle

La température potentielle est couramment utilisée comme échelle verticale pour étudier les caractéristiques du transport adiabatique. Au cours d'une transformation adiabatique, le système considéré n'échange pas de chaleur avec l'extérieur. Ainsi, la température potentielle, notée θ (en degré Kelvin), est la température prise par une particule d'air ramenée de façon adiabatique au niveau de pression de référence 1000hPa (P_0) :

$$\theta = T \left(\frac{P_0}{P} \right)^{\frac{R}{C_p}}$$

où T est la température de la particule au niveau de pression P , R est la constante spécifique de l'air sec ($287.05 \text{ J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$) et C_p la chaleur massique à pression constante de l'air sec ($1005 \text{ J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$). Le rapport R/C_p est égal à $2/7$. Cette coordonnée permet de suivre les mouvements quasi-horizontaux des masses d'air de la stratosphère, qui s'effectuent à température potentielle constante. Une surface isentrope est une surface à température potentielle constante.

1.3.2 Les principales régions stratosphériques

Le réservoir stratosphérique tropical (Grant et al., 1996) est la région des tropiques qui s'étire entre 20°S et 20°N . Elle se caractérise par une ascendance des masses d'air. C'est la zone où se trouve le maximum d'énergie solaire permettant la production maximale d'ozone. La région des moyennes latitudes s'étend entre $\sim 20^\circ$ et 60° de latitude. En hiver, on la nomme « *surfzone* » (McIntyre and Palmer, 1984) à cause des phénomènes de mélange engendrés par le renforcement de l'activité ondulatoire. Cette zone de mélange est la région du déferlement des ondes planétaires dans les régions extratropicales de l'hémisphère d'hiver. Cette zone est située entre deux barrières : la barrière subtropicale (bordure du réservoir stratosphérique tropical) et la bordure du vortex polaire. La région polaire (au-delà de 60° de latitude) est isolée du reste de la stratosphère en Hiver en raison de la présence du tourbillon polaire (i.e., le vortex polaire). Enfin, la basse stratosphère extratropicale (« *lowermost stratosphere* ») est la région en dessous de la surface isentrope 380K. Dans cette région, les surfaces isentropes

coupent la tropopause et des échanges de matière peuvent se produire le long des isentropes. Ces différentes régions sont caractérisées par des régimes dynamiques spécifiques et elles sont illustrées à la figure 1.5.

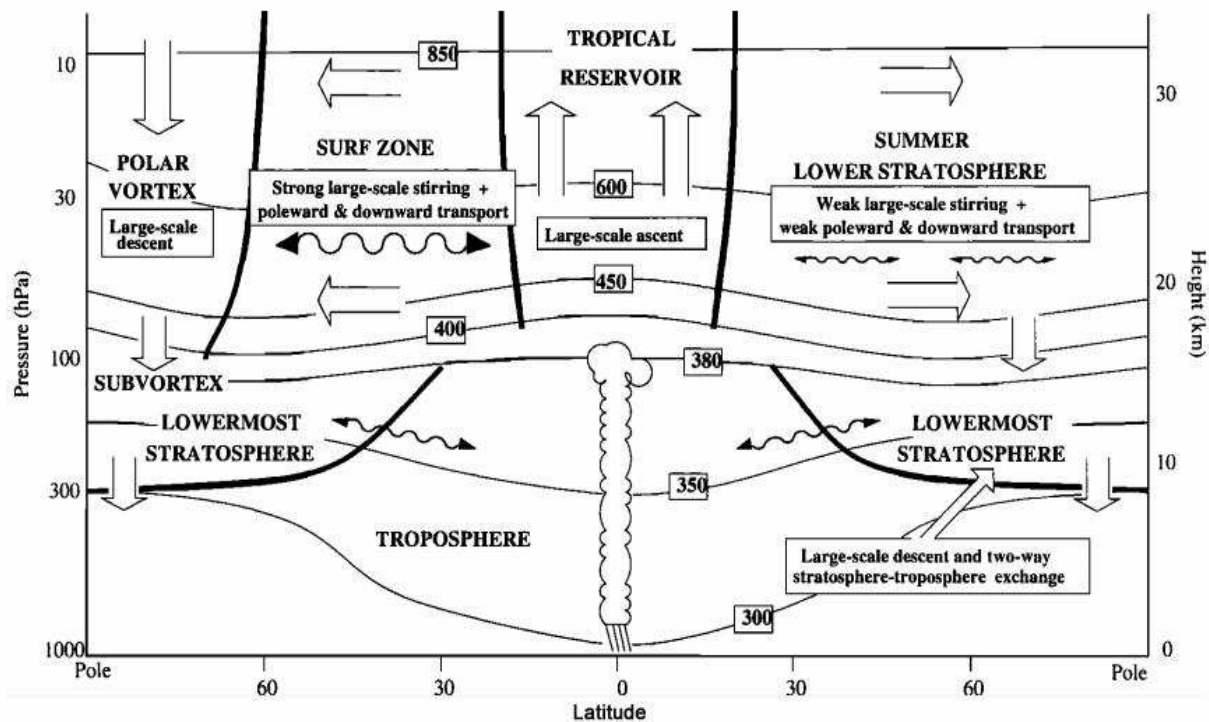


Figure 1.5 : Représentation schématique des principales régions atmosphériques et des processus dynamique en fonction de la latitude et de l'altitude. Les lignes épaisses représentent les barrières dynamiques et les lignes fines représentent les isentropes. En-dessous de la surface isentrope 380 K (« *middle world* ») dans les régions extratropicales, la ligne épaisse représente la tropopause. Au-dessus de la surface isentrope 380K (« *overworld* »), les surfaces isentropes sont entièrement situées dans la stratosphère. D'après Haynes and Shuckburgh, (2000).

1.3.3 La circulation de Brewer-Dobson

Le transport vertical est fortement limité par le gradient positif de température dans la stratosphère. Pourtant il existe une cellule de transport méridien stratosphérique à grande échelle : la circulation de Brewer-Dobson. Elle fut proposée pour la première fois par Brewer et elle était basée sur des mesures de vapeur d'eau dans la stratosphère (Brewer, 1949). Plus tard, elle est également mise en évidence à partir d'observations de l'ozone (Dobson, 1956). Cette circulation méridienne consiste en un mouvement ascendant des masses d'air dans la zone intertropicale, un transport isentropique vers les moyennes et hautes latitudes de

l'hémisphère d'hiver, suivi d'une lente descente aux moyennes latitudes et à travers le vortex polaire (figure 1.6). La circulation de Brewer-Dobson apparaît essentiellement comme le résultat du déferlement dans la stratosphère hivernale, d'ondes d'origine troposphérique : les ondes planétaires de Rossby (Holton et al., 1995). De plus, les ondes planétaires de Rossby doivent leur existence à la variation du paramètre de Coriolis en fonction de la latitude. Le déferlement de ces ondes, dans la « *surf zone* », induit une force dirigée vers l'Ouest, qui associée la rotation de la terre, peut être envisagée comme une action de pompage (*pump*) par lequel le déplacement vers l'Ouest d'une ligne de particules induit son déplacement vers le pôle. Ce pompage mécanique à grande échelle est aussi connu sous le nom de « circulation induite par les ondes » (« *wave-driven circulation* »).

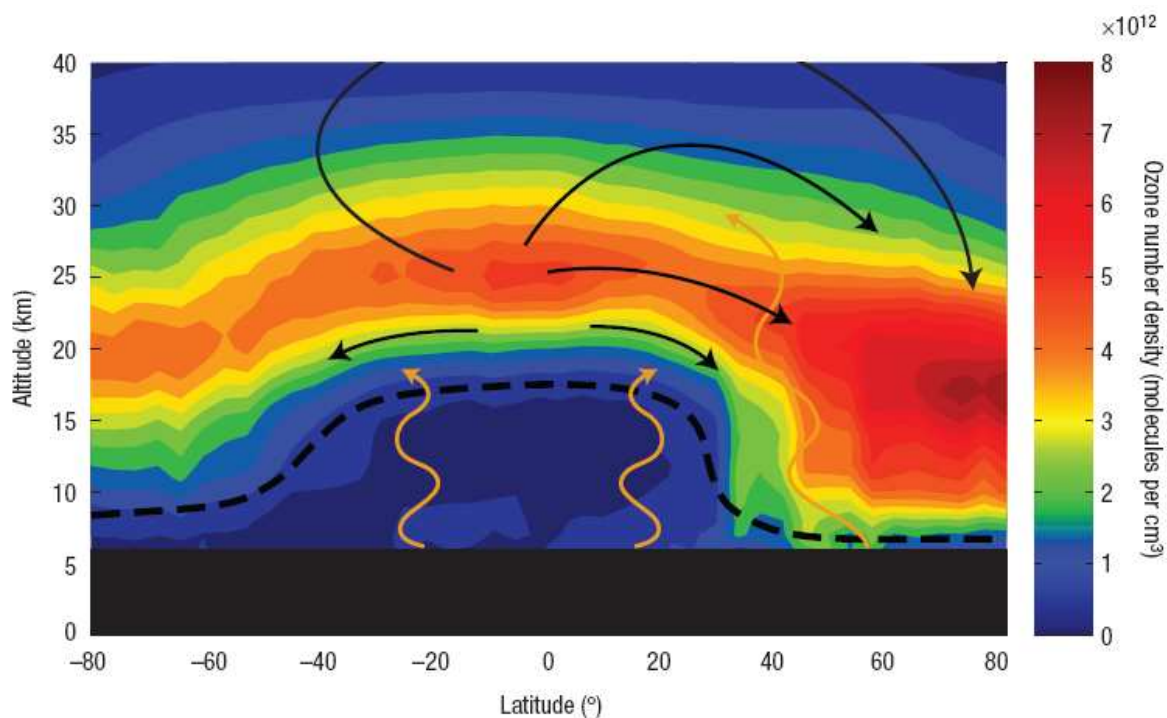


Figure 1.6 : Illustration de la circulation de Brewer-Dobson et de la distribution de l'ozone stratosphérique (en mol.cm⁻³) en fonction de la latitude. La circulation de Brewer-Dobson est représentée par les flèches noires. La distribution de l'ozone provient des mesures de l'instrument OSIRIS (Optical Spectrograph and InfraRed Imager System) effectuées en mars 2004 sur le satellite Odin. La circulation à grande échelle est forcée par la propagation d'ondes depuis la troposphère (flèches oranges), principalement dans l'hémisphère d'hiver. C'est le déferlement d'ondes de Rossby qui crée une pompe extratropicale (« *pump* »). La circulation influence fortement la distribution de l'ozone en le transportant de sa région source (haute stratosphère tropicale) vers la basse stratosphère des hautes latitudes. D'après Shaw and Shepherd, (2008).

Ainsi, la circulation de Brewer-Dobson transporte l'ozone produit à l'équateur vers le pôle d'hiver et cela explique la répartition latitudinale de la colonne totale d'ozone. Enfin, aux équinoxes, la circulation méridienne générale vers un pôle s'inverse vers l'autre pôle.

1.3.4 Le vortex polaire et le trou d'ozone

Le vortex polaire forme une barrière dynamique empêchant l'échange entre les masses d'air intérieures et les masses d'air environnantes (cf. figure 1.5). En effet, lors de l'entrée dans la nuit polaire, les différences de température entre les moyennes et les hautes latitudes augmentent à cause de la disparition du rayonnement solaire. Le refroidissement par infrarouge expose alors très rapidement la stratosphère polaire à des températures très basses, inférieures à celles des moyennes latitudes, produisant ainsi un très fort gradient horizontal de température. Par effet thermique, l'air stratosphérique se déplace de l'équateur vers le pôle et le courant jet polaire, qui est un vent d'ouest dans l'hémisphère d'hiver, entraîne la formation d'un tourbillon d'air stratosphérique de circulation très rapide, nommé vortex polaire. En effet, des vents zonaux d'ouest vers 65° de latitude, très intenses (supérieurs à 100 m.s⁻¹) entraînent la formation d'un gigantesque tourbillon de circulation cyclonique. De plus, l'intensité du vortex polaire augmente avec l'altitude ainsi que le gradient thermique. En Antarctique, suite à la symétrie circulaire de l'océan austral, le vortex polaire est plus stable et plus intense que dans l'Arctique. En effet, les plus basses températures sont atteintes en Antarctique, où le vortex est caractérisé par des vents zonaux plus forts. En Arctique, le vortex est moins stable à cause des masses terrestres et reliefs qui accentuent les ondes de Rossby.

Ainsi, dans le vortex en Antarctique, la température atteint des valeurs favorables (< 195 K) à la formation de nuages stratosphériques polaires (*Polar Stratospheric Clouds* ou PSC) (McCormick et al., 1982), ceux-ci composés d'aérosols, d'eau, d'acide sulfurique et d'acide nitrique fournissent le support nécessaire pour que les réactions de destruction de l'ozone aient lieu. En effet, les PSC jouent un rôle important dans la destruction de l'O₃ stratosphérique. Ils fournissent des sites pour que des réactions en phase hétérogène (i.e., ces réactions résultent d'interactions entre des espèces en phase gazeuse et d'autres en phase solide ou liquide) aient lieu à leur surface. Ces réactions transforment les réservoirs chlorés et bromés inactifs tels que ClONO₂ et BrONO₂ (vu plus haut) en réservoirs moins stables (Solomon et al., 1986). Ainsi, lorsque les réservoirs instables sont soumis à la lumière au

printemps, Br_2 et Cl_2 se dissocient pour donner les radicaux Br et Cl qui détruisent directement l'ozone (McElroy et al., 1986). En effet, la réaction de l'ozone stratosphérique avec des composés hydrogénés, azotés, bromés et chlorés dont une partie est d'origine anthropique (CFC) conduit à sa destruction massive en fin d'hiver polaire (figure 1.7). Ces processus sont à l'origine de l'existence du « trou d'ozone » en Antarctique au printemps austral (Farman et al., 1985).

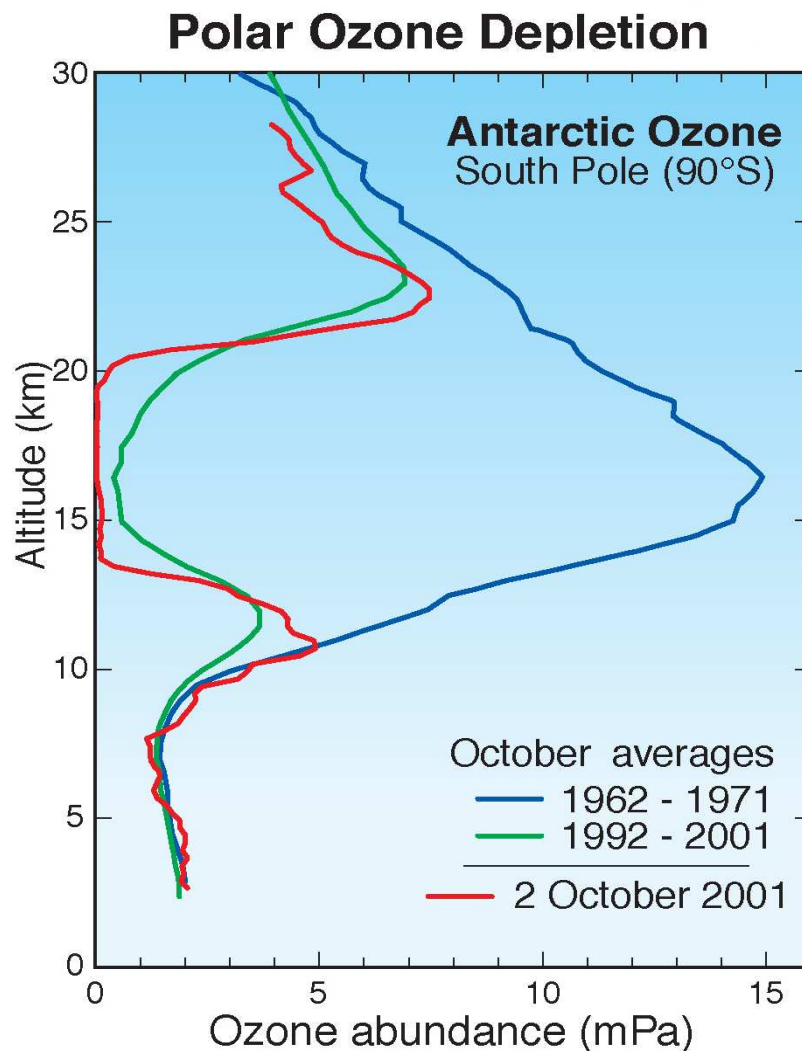


Figure 1.7 : Profil vertical moyen de l'ozone (en pression partielle, mPa) mesuré à partir de sondes ozone au mois d'Octobre à la station Amundsen-Scott du Pôle Sud entre 1962 et 1971 (trait bleu) et entre 1992 et 2001 (trait vert). Le trait rouge montre le profil mesuré le 2 Octobre 2001. On observe le maximum printanier normal avant les années 80. Après 1980, au mois d'octobre, le trou d'ozone est formé et l'ozone est presque complètement détruit entre 14 et 20 km d'altitude. D'après WMO, (2007).

On considère être en présence d'un trou d'ozone lorsque la colonne totale d'ozone atteint une valeur inférieure à 220 DU (figure 1.8). Il perdure de la fin du mois d'août jusqu'à la fin novembre où l'épaisseur de la couche d'ozone au-dessus de l'Antarctique peut afficher des valeurs 50% plus faibles que dans les conditions préindustrielles. Enfin, suite au réchauffement de la stratosphère polaire à la fin du printemps (i.e., à l'approche de l'été), et à l'action des ondes atmosphériques, le vortex polaire s'affaiblit et finit par se rompre. Les masses d'air pauvres en ozone au cœur du vortex se mélangent alors avec celles des latitudes moyennes et le trou d'ozone se dissipe.

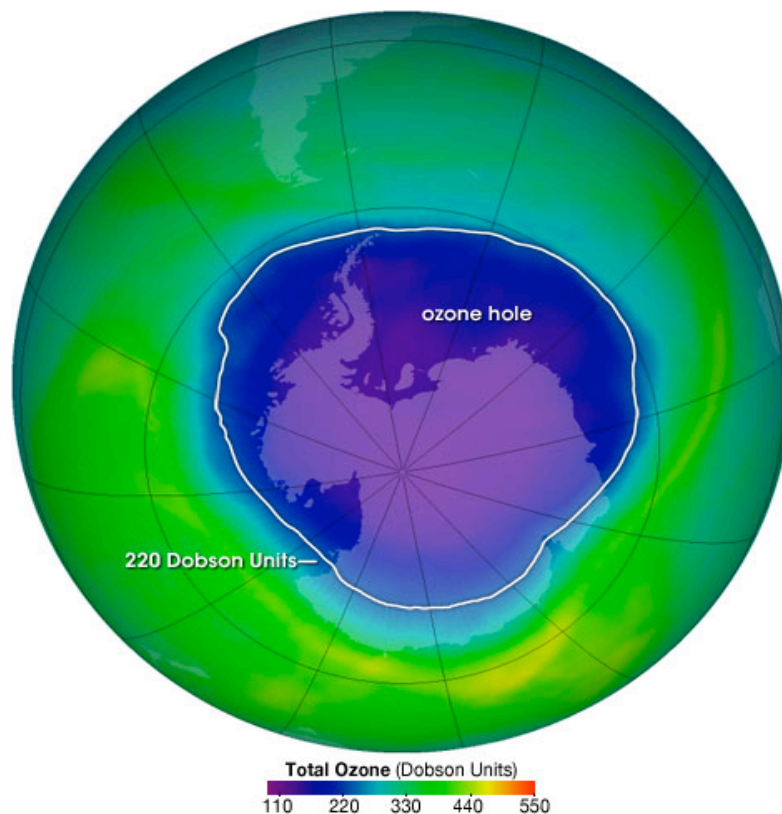


Figure 1.8 : Illustration du trou d'ozone en Antarctique, le 4 Octobre 2004, à partir d'observations mesurées par l'instrument OMI (Ozone Monitoring Instrument) embarqué sur Aura. Le trou d'ozone est la région où la colonne totale d'ozone (en DU) atteint une valeur inférieure ou égale à 220 DU. Source : <http://ozonewatch.gsfc.nasa.gov/facts/hole.html>.

La destruction massive de l'ozone stratosphérique ne se limite pas à la seule formation du trou d'ozone en Antarctique. En effet, une diminution à long terme de l'épaisseur de la couche d'ozone apparaît également à toutes les latitudes (Stolarski et al., 1991). Ainsi, les mesures satellitaires sont importantes et doivent être effectuées pour accéder à des profils à résolution verticale élevée pour étudier la composition chimique de l'atmosphère et afin de suivre plus

précisément l'évolution spatio-temporelle des concentrations en ozone dans le contexte du changement climatique. Les mesures prises dans le cadre du protocole de Montréal en 1987 ont permis de distinguer, à partir des années 2000, la diminution des substances qui appauvrissent l'ozone (ODSs) ainsi que les premiers signes de rétablissement de l'ozone et le ralentissement de la diminution de l'ozone dans la stratosphère grâce aux données *in situ* et satellitaires (Newchurch et al., 2003 ; Steinbrecht et al., 2006) et dans les régions du vortex polaire (Yang et al., 2005, 2008) (figure 1.9). Toutefois, dans le contexte du changement climatique, l'augmentation des concentrations des GES dans l'atmosphère entraîne une hausse des températures dans la troposphère. Il se produit, dans le même temps, un effet de refroidissement dans la stratosphère (favorisant une formation plus fréquente des PSC). Ainsi, la vérification des prévisions du rétablissement de l'ozone et la protection de l'environnement justifient une surveillance globale, continue et à long terme.

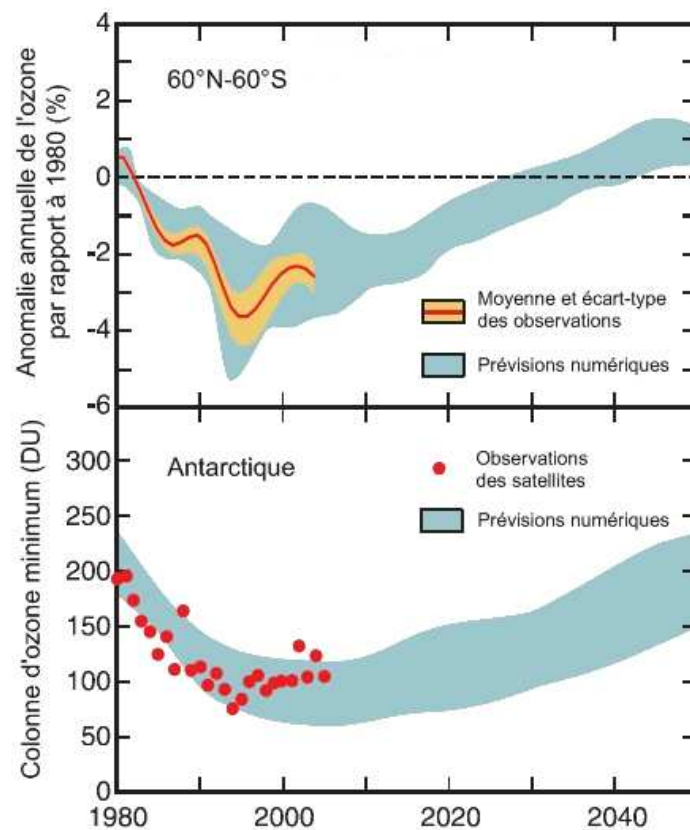


Figure 1.9 : Illustration de l'anomalie annuelle de la colonne totale d'ozone par rapport à son niveau de 1980, moyennée entre 60° N et 60°S (en haut), et de la valeur de la colonne d'ozone minimum en Antarctique (en bas). Le trait et les points rouges correspondent aux observations. La bande bleue délimite la gamme des prévisions numériques à l'horizon 2050. D'après WMO, (2007).

1.3.5 Transport isentropique et filamentation des masses d'airs

L'une des conséquences du déferlement des ondes planétaires est le réarrangement irréversible des contours de vorticité potentielle (qui est un traceur dynamique du mouvement des masses d'air, cf. chapitre 2) sur les surfaces isentropes. En effet, ce réarrangement a un effet direct sur la distribution des constituants atmosphériques transportés dans cette région par la circulation méridienne générale (Brewer-Dobson). Le processus de déferlement s'accompagne d'une filamentation importante suivie d'un mélange par diffusion de petite échelle tendant à homogénéiser les concentrations des particules d'air dans le plan quasi-horizontale. Plumb (2002) a montré par des considérations théoriques que le processus de filamentation était plus rapide que les ascendances et les subsidences diabatiques. De plus, l'observation des distributions moyennes de champs de traceurs montre que le phénomène de déferlement des ondes planétaires produit effectivement une zone de mélange large dans les latitudes moyennes de la stratosphère pendant l'hiver ou le printemps. Cette zone de mélange ou « *surf zone* » est caractérisée par des contours iso-rapports de mélange quasi-horizontaux et se trouve limitée sur ses bords par de forts gradients horizontaux (figure 1.10).

En effet, la bordure subtropicale de la « *surf zone* » hivernale constitue une zone de forts gradients horizontaux dans la distribution de traceurs, tout comme la barrière à la limite du vortex polaire. Ces zones, qui coïncident avec des régions de brusques variations des propriétés dynamiques et chimiques, constituent dans un certain sens, des barrières au mélange. Par ailleurs, ces barrières dont la perméabilité est mise à l'épreuve par le déferlement ondulatoire, isolent les masses d'air de la zone tropicale et du vortex polaire lorsqu'il existe. De plus, des calculs de diffusivité effective (Nakamura, 1996) montrent des valeurs de diffusivité effective élevées dans la « *surf zone* » et des valeurs en décroissance rapide sur les bords (Allen and Nakamura, 2001 ; Haynes and Shuckburgh, 2000).

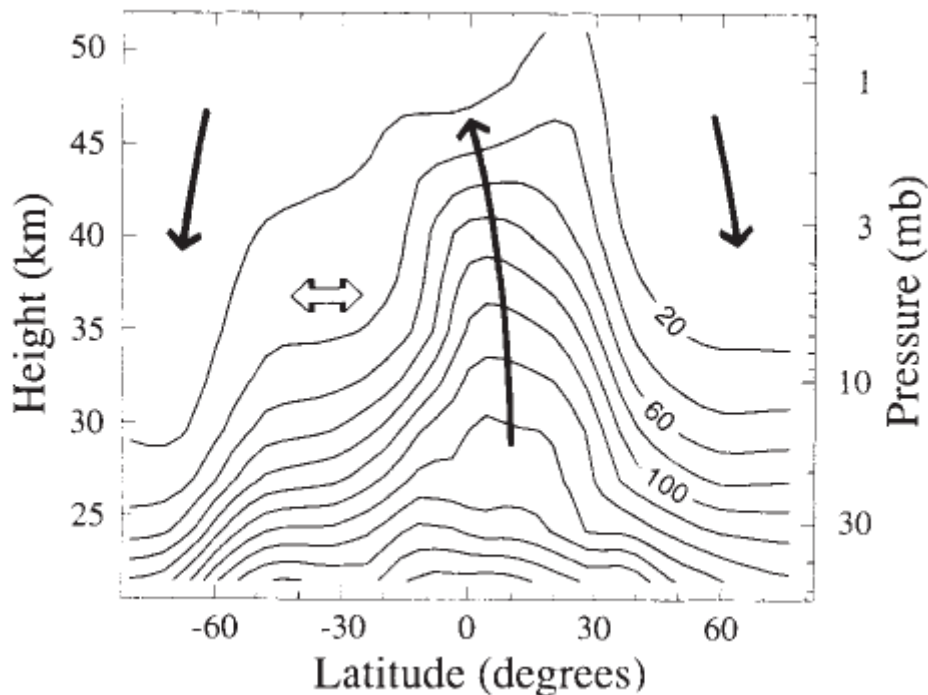


Figure 1.10 : Distribution moyenne de rapport de mélange de protoxyde d'azote (N_2O , en ppbv : partie par milliard par volume) entre le 1^{er} Septembre et 20 Septembre 1992, calculée à partir des observations de CLAES (The Cryogenic Limb Array Etalon Spectrometer) embarqué sur UARS (Upper Atmosphere Research Satellite) en fonction de l'altitude et la latitude. Les flèches noires indiquent la circulation stratosphérique moyenne et la flèche horizontale indique la zone de mélanges quasi-horizontaux induits par les ondes. D'après Randel et al. (1993).

En outre, ces barrières maintiennent à l'isolement relatif, les masses d'air du vortex polaire (Bowman, 1993 ; Chen, 1994 ; Chen et al., 1994a ; Waugh et al., 1994a) et de la stratosphère tropicale (Bowman and Hu, 1997 ; Chen et al., 1994b ; Chen et al., 1995 ; Waugh, 1996). Toutefois, ces barrières ne sont pas totalement imperméables et des échanges sporadiques à travers elles sont possibles. Certains épisodes de déferlement d'ondes de Rossby dans la « *surf zone* » hivernale peuvent produire des déformations importantes de la barrière en bordure du vortex polaire et de la barrière subtropicale (processus d'érosion). De tels épisodes génèrent des langues d'air polaire (Godin et al., 2002 ; Hauchecorne et al., 2002 ; McIntyre and Palmer, 1984 ; Waugh et al., 1994a) ou tropical (Bencherif et al., 2003 ; Leovy et al., 1985 ; Portafaix et al., 2003 ; Randel et al., 1993 ; Rogers et al., 1998 ; Waugh, 1993 ; Waugh et al., 1994b)

qui une fois entraînées dans la « *surf zone* », sont étirées sous forme de long filaments, puis mélangés à l'air environnant (figure 1.11). Des intrusions d'air issues de la « *surf zone* » vers l'intérieur du vortex polaire (Dalberg et Bowman, 1994 ; Plumb et al., 1994) ou du réservoir stratosphérique tropical (Jost et al., 1998), peuvent également se produire lors de ces épisodes.

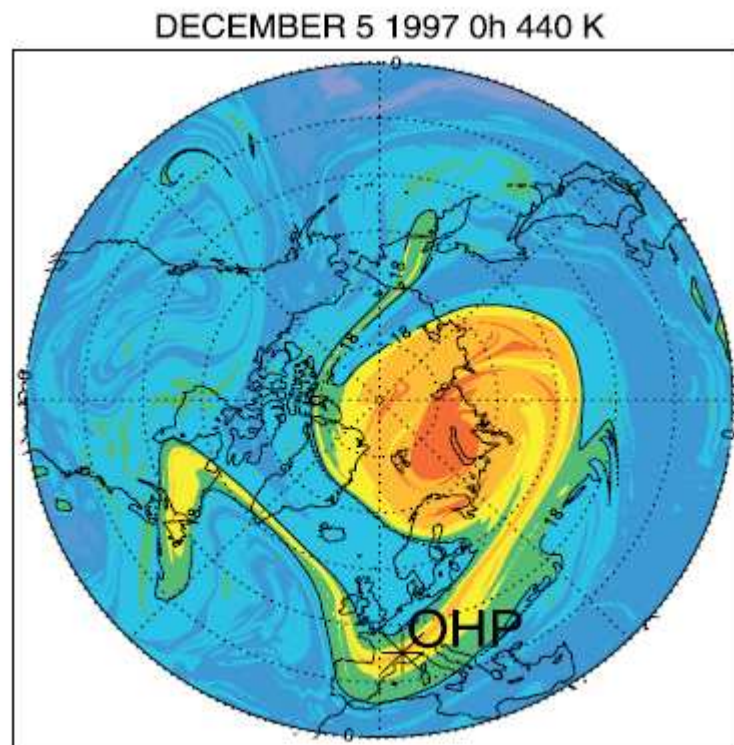


Figure 1.11 : Carte de vorticité potentielle issue du modèle d'advection à haute résolution MIMOSA (Modélisation Isentrope du transport Méso-échelle de l'Ozone Stratosphérique par Advection) montrant la présence d'une langue d'air polaire au sud de la France (OHP : Observatoire de Haute-Provence), le 5 Décembre 1997 à 440K. D'après Godin et al. (2002).

Concernant le transport isentropique entre les tropiques et les latitudes moyennes, des études indiquent que ce transport s'établit en fonction de la longitude, avec l'existence de « routes géographiques » privilégiées pour les intrusions d'air (Horinouchi et al., 2000 ; Orsolini and Grant, 2000). En particulier, Horinouchi et al. (2000) ont pu mettre en valeur, en basse stratosphère, des zones privilégiées où ces événements apparaissaient : à l'est du Pacifique et dans l'Atlantique. Le transport dépend aussi de manière significative de l'altitude (Chen et al., 1994b ; Rogers et al., 1998). Si dans la moyenne et haute stratosphère, le processus d'érosion par les ondes planétaires est le principal responsable du transport méridien, en revanche dans la basse stratosphère, les ondes de Rossby d'échelle synoptique semblent jouer un rôle

important sur le mélange. Comme on l'a vu plus haut (figure 1.5), l'atmosphère peut être décomposé verticalement en deux régions : « *middle world* » et « *overworld* », et séparées par la surface 380K. Cette distinction est utile en matière de transport. En effet, en-dessous de 380 K (« *middle world* »), le transport méridien est contrôlé par les ondes de Rossby d'échelle synoptique (Holton et al., 1995). Au-dessus de 380K (« *overworld* »), la circulation méridienne moyenne est contrainte essentiellement par des effets non locaux associés au déferlement des ondes planétaires et le transport s'effectue des tropiques vers les moyennes latitudes, sauf dans la « *surf zone* » où le transport s'effectue inévitablement dans les deux sens. En effet, dans la partie inférieure de cette région, la nature du transport est différente, et s'effectue de manière vigoureuse dans les deux sens, sous l'effet combiné du forçage par les ondes planétaires et des perturbations d'échelle synoptique (Chen et al., 1994 ; Horinouchi et al., 2000 ; Shepherd, 2000). Des études ont montré que le transport des tropiques vers les latitudes moyennes de l'hémisphère d'hiver est moins efficace dans la moyenne stratosphère (600 K, ~25 km au tropiques) qu'il ne l'est au-dessus et en dessous (Chen et al., 1994b ; Rogers et al., 1998). Par ailleurs, la différenciation du transport en fonction de l'altitude montre une variabilité importante car elle dépend non seulement de la saison mais aussi de l'Oscillation Quasi-Biennale (QBO). De plus, la phase de la QBO joue également un rôle significatif dans la localisation du réservoir stratosphérique tropical (Shepherd, 2000 ; Shuckburgh et al., 2001).

Les filaments formés par le déferlement des ondes dans un plan quasi-horizontal ont également une grande extension verticale. Des études ont scruté la structure verticale de la filamentation en utilisant un modèle de transport (Orsolini et al., 1995 ; Schoeberl and Newman, 1995). En particulier, l'étude de Schoeberl and Newman (1995) a montré que les filaments avaient une structure verticale profonde, connectant souvent les plus hautes et les plus basses régions de la stratosphère. Les filaments ont effectivement une grande extension verticale lorsqu'ils se détachent du vortex et ils se déforment ensuite à cause du cisaillement de vent suivant l'altitude (figure 1.12).

Par ailleurs, de nombreuses anomalies d'ozone, dont la source prend naissance au cœur de ces filaments, ont été observées sur les profils verticaux. Dans la stratosphère, ces filaments peuvent être caractérisés par des couches appauvries ou enrichies en ozone sur les profils verticaux (figure 1.13). Ces processus de *lamina* se produisent plus fréquemment en hiver et

au printemps (Lemoine, 2004 ; Olsen et al., 2010 ; Reid and Vaughan, 1991; Reid et al., 1993; Tomikawa and Sato, 2009).

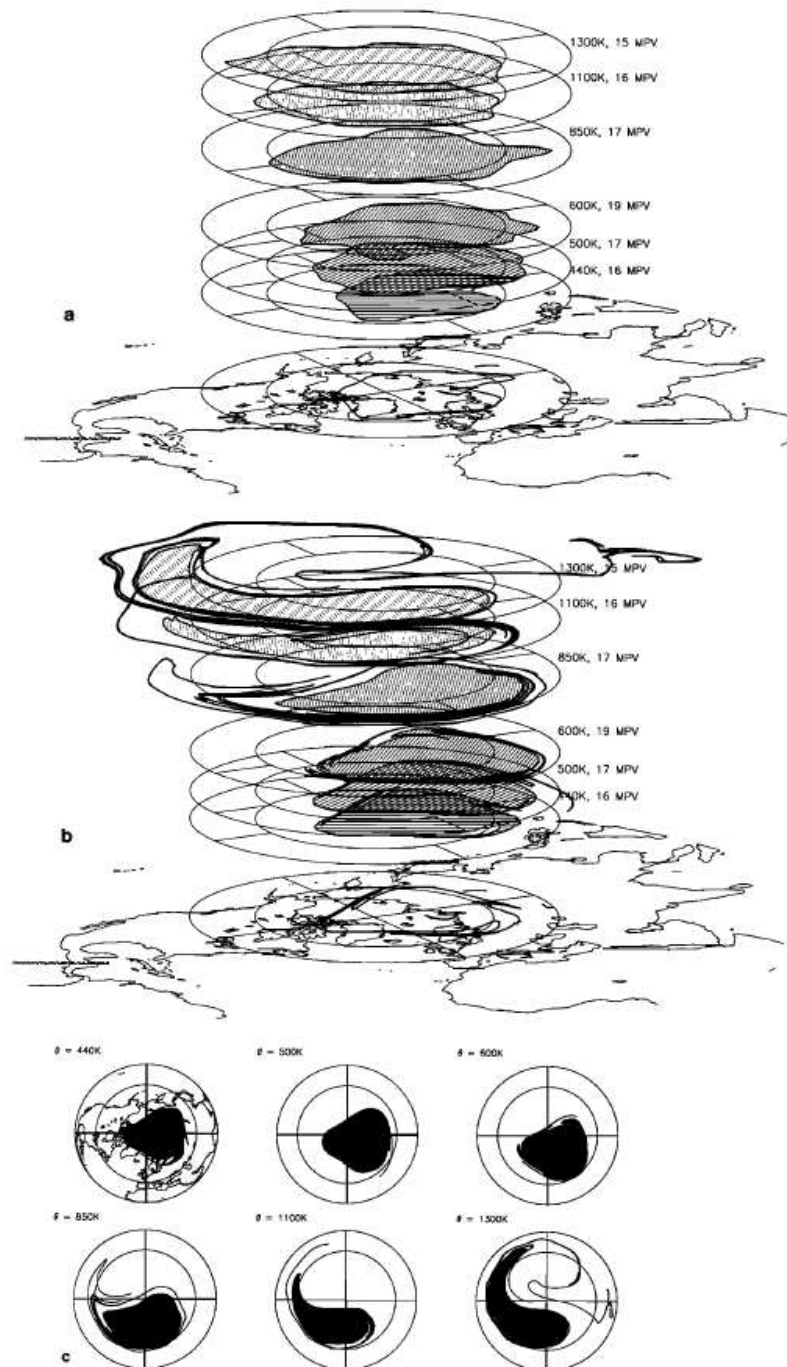


Figure 1.12 : Représentation schématique de la propagation d'un filament à l'extérieur du vortex polaire Arctique. a) Illustration du vortex polaire à l'aide de contours de vorticité potentielle sur les niveaux isentropes : 440, 500, 600, 850, 1100 et 1300K, le 2 janvier 1992. b) Illustration de l'évolution du vortex 10 jours plus tard et de la formation d'un filament au-dessus de 600K. c) Cartes à projection orthographique des résultats de la figure (b) sur les différents niveaux isentropes. D'après Schoeberl and Newman (1995).

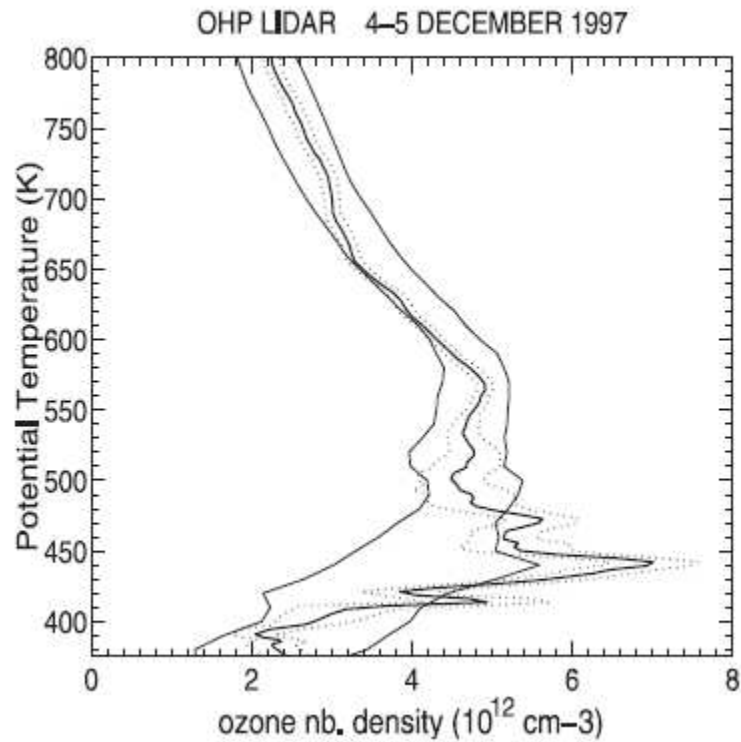


Figure 1.13 : Profil vertical issue d'une mesure lidar enregistrée la nuit du 4 Décembre 1997 au-dessus de l'OHP et correspondant au passage du filament polaire de la figure 1.11. Il indique une couche enrichie (*lamina*) en ozone (en mol.cm⁻³) à 440K. les traits pointillés correspondent au même profil à $\pm 1\sigma$. Les traits épais correspondent à la moyenne des valeurs issues des mesures lidar à $\pm 1\sigma$ du mois de Décembre 1997. D'après Godin et al. (2002).

Chapitre 2 Données et outil de modélisation

Ce chapitre décrit la base de données et les différents outils mis en œuvre dans le cadre de cette étude.

2.1 Les moyens d'observations

2.1.1 L'instrument GOMOS

2.1.1.1 Description de l'instrument

GOMOS (Global Ozone Monitoring by Occultation of Stars), à bord du satellite ENVISAT (ENVironmental SATellite) de l'Agence Spatiale Européenne (ESA), est le premier instrument dédié à l'étude de l'atmosphère en utilisant la technique de l'occultation stellaire (Bertaux et al., 2004). ENVISAT a été lancé le 1^{er} Mars 2002 par Ariane 5, depuis le centre spatial de Kourou, en Guyane Française (figure 2.1). Il est placé en orbite polaire (avec une inclinaison de 98.55°) héliosynchrone à 800 km d'altitude et avec une période de 100 mn. Son passage à l'équateur s'effectue à 10h00, heure locale. De plus, il effectue un cycle de 501 orbites en 35 jours (35 occultations/orbite, ~500 profils/jour avant une panne instrumentale en 2005). A la date de juin 2009, près de 600 000 occultations avaient été collectées (Bertaux et al., 2010).

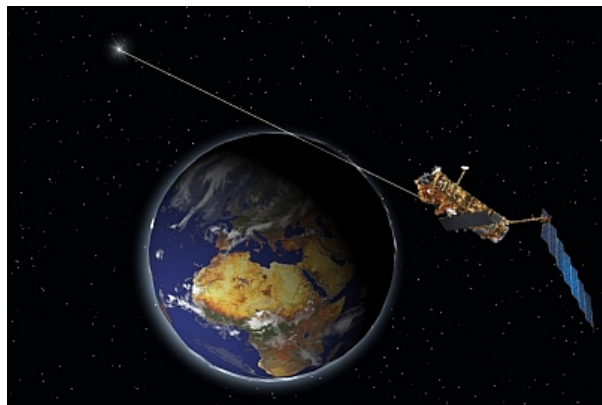


Figure 2.1 : Illustration du satellite ENVISAT et d'une occultation de l'instrument GOMOS (vue d'artiste). Source : <https://agora.fmi.fi/display/REMOTE/GOMOS>

L'instrument a l'avantage d'être par nature auto-calibré et d'avoir une bonne résolution verticale et une couverture globale (Kyrölä et al., 2004). GOMOS est un spectromètre à résolution moyenne couvrant les longueurs d'ondes de 250 nm à 950 nm (figure 2.2). En effet, quatre spectromètres (deux dans l'UV-visible et deux dans le proche IR) de l'instrument couvrent les intervalles de longueur d'onde suivants : 248-387 nm, 387-693 nm, 750-776 nm et 915-956 nm. Cette couverture permet la surveillance de l'O₃ et d'autres constituants atmosphériques, i.e., NO₂, NO₃, les aérosols, H₂O et O₂ de la haute troposphère jusqu'à la mésosphère. Enfin, la résolution d'échantillonnage en altitude est de 1.7 km dans le cas d'une occultation dans le plan orbital. Toutefois elle est meilleure pour des occultations obliques (Bertaux et al., 2000, 2004, 2010 ; Kyrölä et al., 2004, 2010b ; Tamminen et al., 2010).



Figure 2.2 : Vue d'artiste de l'instrument GOMOS. D'après Ratier et al. (1999).

L'instrument GOMOS est équipé d'un télescope et d'un pointeur stellaire qui permet de repérer les différentes étoiles jusqu'à une magnitude de 5. Les détecteurs sont des dispositifs à transfert de charge ou CCD (*charge coupled devices*). De plus, deux photomètres dans les bandes spectrales 466-528 nm et 644-705 nm sont exploités pour corriger les perturbations dues aux effets de scintillation, mais également pour déterminer les profils verticaux de température (figure 2.3). Enfin, GOMOS est capable d'opérer de jour comme de nuit. En effet, il existe 180 étoiles assez lumineuses pour être observées par l'instrument. GOMOS a donc le choix entre plus de 1600 occultations par jour, pour ~500 effectuées. Pour plus de détails sur les propriétés et les caractéristiques de l'instrument GOMOS, on peut se référer à Bertaux et al. (2010).

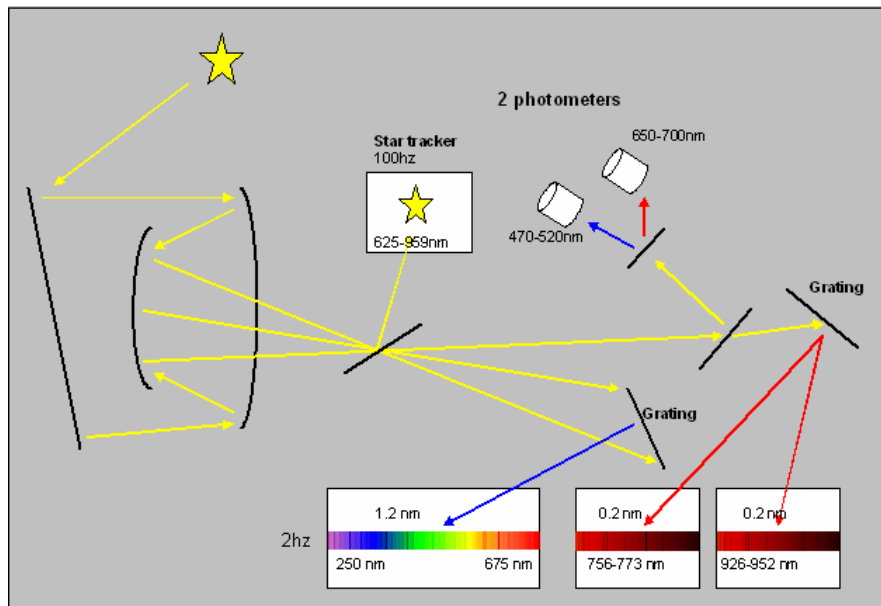


Figure 2.3: Système de détection de l'instrument GOMOS. D'après ESA, (2007).

Par ailleurs, l'objectif principal de GOMOS est la surveillance à long terme de l'ozone avec une grande résolution verticale, une grande précision sur une couverture globale et l'estimation des tendances dans la stratosphère (Bertaux et al., 2000).

2.1.1.2 La technique d'occultation stellaire

Les observations de GOMOS s'effectuent par occultation stellaire (figure 2.4). En effet, l'instrument pointe une étoile hors de l'atmosphère et la suit pendant son « coucher » dans l'atmosphère terrestre, jusqu'à l'horizon. Les canaux UV, visible et proche-IR sont enregistrés en continu pendant l'occultation. Pendant que l'étoile descend dans l'atmosphère, son spectre s'atténue de plus en plus à cause de l'absorption par différents gaz de l'atmosphère et qui sont tous caractérisés par une signature spectrale bien définie. Ces spectres atténués et enregistrés par l'instrument GOMOS sont comparés avec un spectre stellaire, non atténué, mesuré quelques secondes auparavant en dehors de l'atmosphère (5 spectres de référence sont mesurés et moyennés). Cela permet de calculer de manière très précise le spectre d'absorption (Bertaux et al., 2004, 2010 ; Kyröla et al., 2004 ; www.esa.int).

Par ailleurs, cette méthode radiométrique d'auto-calibration permet de protéger les observations de déviations de sensibilité des différents capteurs au cours du temps, et elle permet également d'enregistrer des quantités très faibles d'ozone ou d'autres gaz. En outre, les spectromètres enregistrent le spectre de fond de ciel juste en dessous et juste au-dessus de l'étoile, afin de retrouver le seul spectre de l'étoile (Bertaux et al., 2004, 2010 ; Kyröla et al., 2004 ; www.esa.int).

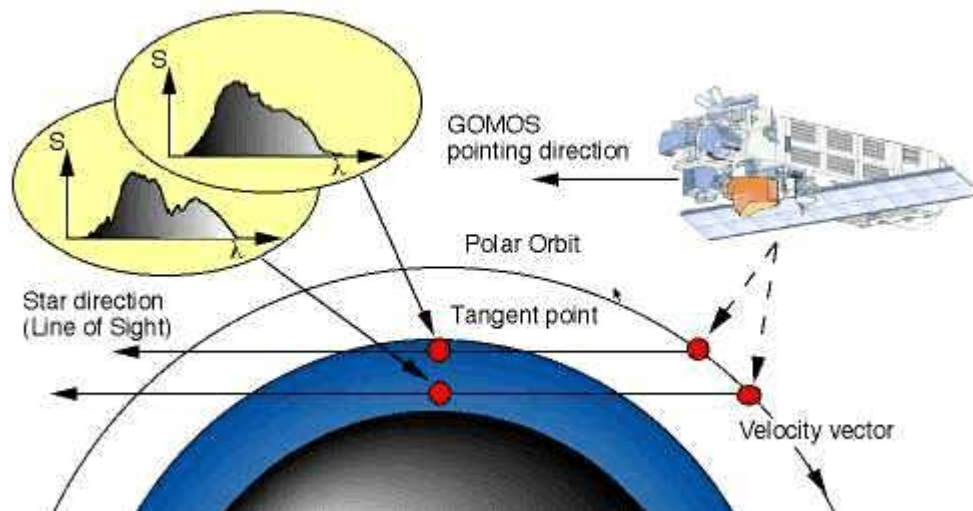


Figure 2.4 : Principe de mesure de l'instrument GOMOS sur ENVISAT par occultation stellaire. D'après (Bertaux et al., 2010).

La méthode d'inversion des occultations GOMOS est basée sur la transmission des spectres. En effet, les transmissions atmosphériques sont calculées en divisant chaque spectre enregistré au cours de l'occultation (enregistrés à des altitudes tangentes en-dessous de 100 km) par la moyenne des spectres de référence (enregistrés à des altitudes tangentes entre 120-150 km) :

$$T_{obs}(\lambda, z) = \frac{I_{occ}}{I_{ref}}$$

La réfraction atmosphérique induit des effets de dilution et scintillation du signal. Les 2 photomètres rapides mesurant l'intensité de la lumière de l'étoile à une fréquence de 1 kHz, la lumière de l'étoile dans le bleu et dans le rouge permette de corriger ces effets.

L'algorithme d'inversion est ensuite basé sur deux processus : une inversion spectrale et une inversion verticale. L'inversion spectrale informe sur les espèces présentes et procure une estimation des quantités intégrées des constituants chimiques à chaque altitude tangente de l'occultation. Ensuite, une inversion verticale permet de calculer la distribution des concentrations des constituants atmosphériques avec l'altitude (Bertaux et al., 2004 ; Kyröla et al., 2004).

La résolution verticale des profils d'O₃ est de 2 km en-dessous de 30 km. Elle croît linéairement à 3 km jusqu'à 40 km et reste constante au-dessus. Par ailleurs, la couverture verticale de GOMOS varie de ~15 km à 100 km. Pour plus de détails sur la méthode d'inversion et l'algorithme de traitement on peut se référer à Bertaux et al. (2004) et Kyröla et al. (2004).

Le tableau 2.1 résume les différentes contributions des erreurs aléatoires et systématiques issues de l'instrument GOMOS (GOPR 6.0cf et IPF 5.00). Les estimations d'erreurs améliorées dans le processeur GOPR 7.ab (IPF 6.00) sont détaillées par Tamminen et al. (2010).

Erreurs aléatoires	Contribution
Bruit de mesure et scintillations	10% vers 15 km 0.5% à 4% en stratosphère 2% à 10% en mésosphère
Erreurs systématiques	
Modèle d'aérosol	~20% en dessous de 20 km. 1% à 5% entre 20 et 25 km. <1% au dessus de 25 km
Incertitude sur la température	<0.5% entre 30 et 60 km. Négligeable ailleurs.
Incertitude sur les sections efficaces d'absorptions	~1%
Incertitude sur la densité de l'air	<1% en dessous de 20 km. Négligeable ailleurs.

Tableau 2.1 : Contribution des erreurs aléatoires et systématiques de l'instrument GOMOS sur l'O₃. Les valeurs correspondent aux mesures de nuit. Tableau adapté de Tamminen et al. (2010).

Kyrölä et al. (2010b) présentent un récapitulatif des algorithmes de traitement des mesures d'occultations stellaires de l'instrument GOMOS. Ils incluent notamment une discussion sur

le développement de l'algorithme, sur les améliorations attendues et sur d'autres approches alternatives pour la récupération des données GOMOS. Par ailleurs, Bertaux et al. (2010) établissent un aperçu sur l'état de l'art de l'instrument à occultation stellaire GOMOS (sur les paramètres instrumentaux, les caractéristiques des mesures et les algorithmes de traitement des données). Ils présentent également les différents résultats scientifiques notamment ceux du « *GOMOS Special Issue* » du journal « *Atmospheric Chemistry and Physics* ».

Enfin, les données GOMOS de niveau 2 sont disponibles sur site de l'ESA (<http://eopi.esa.int/esa/esa?cmd=submission\&aoname=cat1>).

2.1.2 L'instrument MLS

2.1.2.1 MLS/Aura

Le satellite Aura (Schoeberl et al., 2006a) a été lancé en juillet 2004. Il décrit une orbite héliosynchrone, quasi-polaire à ~700 km d'altitude, avec une inclinaison de 98° (figure 2.5). Son passage à l'équateur s'effectue à 13h45, heure locale. C'est le troisième satellite participant au programme EOS (Earth Observing System). Son lancement a été précédé par celui de Terra et Aqua du projet A-Train.

Le radiomètre au limbe en hyperfréquence MLS (Microwave Limb Sounder), utilisé dans cette étude, mesure les radiances émises dans le domaine micro-onde en utilisant 7 radiomètres conçus pour couvrir 5 bandes spectrales allant de 118 GHz à 2.5 THz. De plus, l'instrument fournit une couverture globale de $\pm 82^\circ$ chaque jour. Il effectue 240 « *scans* » durant chaque orbite permettant la mesure de ~3500 profils par jour de 17 paramètres atmosphériques tels que la pression et la température mais également de 14 constituants, dont l'O₃ et H₂O. Pour plus de détails sur l'instrument, les caractéristiques des observations et des espèces, on peut se référer à Waters et al. (2006) et Livesey et al. (2007).

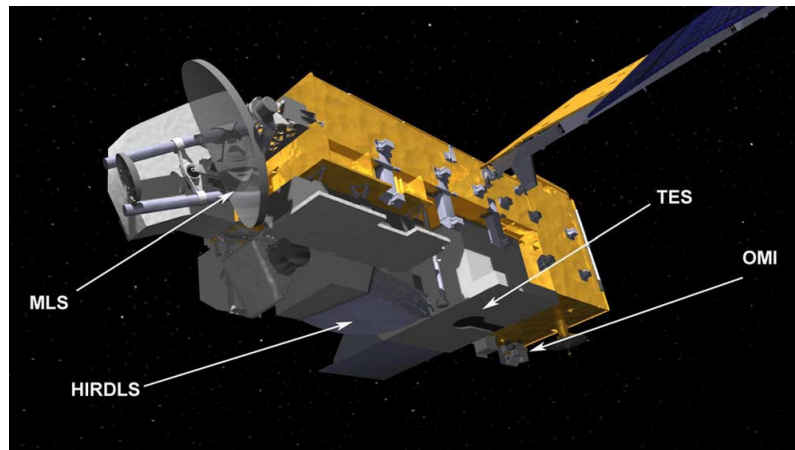


Figure 2.5 : Illustration de l'instrument MLS embarqué sur le satellite Aura. D'après Schoeberl et al. (2006a).

Les mesures d'O₃ MLS sont calculées sur des niveaux de pression prédéfinis : 6 niveaux par décade en troposphère et stratosphère et 3 niveaux par décade à moins de 0.1 hPa. Par ailleurs, la résolution verticale varie de 2.7 km à 3 km de la haute troposphère à la basse mésosphère (Jiang et al., 2007). De plus, les mesures de rapport de mélange d'ozone sont récupérées à partir des observations du radiomètre centré à 240 GHz. Un aperçu des différentes études sur l'ozone est résumé par Schoeberl et al. (2008). Toutefois, nous présenterons un aperçu plus détaillé de la validation d'O₃ MLS dans le chapitre 3 (section 3.3.3.1). Enfin, les estimations d'erreurs (aléatoires et systématiques) sur les mesures d'ozone (version 2.2) sont de l'ordre de ~5-10% dans la stratosphère (100 hPa à 1 hPa). Les contributions des erreurs sont décrites plus largement par Livesey et al. (2007) et Froidevaux et al. (2008).

Concernant les données de température, une première validation (version 1.5) a été établie par Froidevaux et al. (2006). De plus, une nouvelle validation des données de température de l'instrument MLS a été menée par Schwartz et al. (2008). Dans cette étude, la précision, la résolution et la fiabilité des données de température produits par la version 2.2 ont été quantifiées et les auteurs proposent également des recommandations pour le filtrage. Les mesures de température sont récupérées à partir des bandes spectrales 118-GHz O₂ et 234-GHz O¹⁸O. Tandis que les données sont exprimées sur 12 niveaux par décade entre 1000 hPa et 22 hPa, sur 6 niveaux par décade entre 22 hPa et 0.1 hPa et sur 3 niveaux par décade entre 0.1 hPa à 0.001 hPa (Schwartz et al., 2008).

La précision des mesures de température est de 1 K entre 316 hPa et 3.16 hPa, puis elle se dégrade à 3 K à 0.001 hPa. Par ailleurs, la résolution verticale est de 3 km à 31.6 hPa, puis elle se dégrade à 6 km à 316 hPa et à ~13 km à 0.001 hPa. Schwartz et al. (2008) ont établi des comparaisons avec différents instruments tels que CHAMP (CHALLENGING Minisatellite Payload), AIRS/AMSU (Atmospheric Infrared Sounder/Advanced Microwave Sounder Unit), SABER (Sounding of the Atmosphere using Broadband Radiometry), HALOE (Halogen Occultation Experiment), ACE (Atmospheric Chemistry Experiment), des radiosondes et des analyses du GEOS-5 (Goddard Earth Observing System version 5.0.1), MetO (Met Office) et ECMWF. Les résultats montrent que la température de MLS possède des biais persistant (et dépendant de la pression) de -2.5 K à +1 K entre 316 hPa et 10 hPa.

Dans les tropiques entre 147 hPa et 68 hPa les valeurs de MLS sont plus froides de ~1 K par rapport à GEOS-5 comparées aux mesures des hautes latitudes. Entre 46 hPa et 38 hPa, l'allure est inversée avec des biais positifs de ~0.6 K comparés à ceux des hautes latitudes.

2.1.2.2 Rapatriement des données

Les données Aura/MLS (version 2.2) ont été rapatriées à partir du site de l'AVDC (Aura Validation Data Center) : <http://avdc.gsfc.nasa.gov/>. C'est une archive centralisée à long-terme pour la validation des données du GSFC (Goddard Space Flight Center) de la NASA (National Aeronautics and Space Administration). La principale mission de l'AVDC est de soutenir la validation d'EOS-Aura et la validation du projet A-Train.

La récupération des données Aura/MLS peut également se faire via une interface web: Mirador (<http://mirador.gsfc.nasa.gov/>) développée au GES DISC (Goddard Earth Sciences Data & Information Services Center). En outre, elle peut se faire via l'interface web Giovanni (<http://daac.gsfc.nasa.gov/giovanni/>) développée aussi par le GES DISC. C'est un outil permettant de visualiser, d'analyser et d'accéder aux produits de plusieurs sondeurs atmosphériques dont MLS.

2.1.3 Le réseau SHADOZ

Les données *in situ* exploitées dans ce manuscrit sont issues des radiosondages du réseau SHADOZ (Thompson et al., 2003). Ce programme, initié par Anne Thompson, permet de fournir une base conséquente de données pour l'Hémisphère Sud longtemps dépourvu par rapport à l'Hémisphère Nord. Dans le cas de la présente étude, on se base sur 8 stations de l'Hémisphère Sud, qui opèrent dans le cadre du réseau SHADOZ. Un aperçu est présenté au tableau 2.2 résumant site par site, les caractéristiques géographiques, la taille des données et le type de sondes utilisées.

Stations	Latitude	Longitude	Période	Nombre	Élévation	Type de sonde
<i>Equatoriales</i>						
Nairobi	1.27°S	36.8°E	1998-2008	459	1795 m	EnSci 2Z
Natal	5.42°S	35.38°W	1998-2008	394	42 m	EnSci Z, Science Pump 6A
Java	7.57°S	112.65°E	1998-2008	282	50 m	MEISEI RSII-KC79D, EnSci 2Z
Ascension	7.98°S	14.42°W	1998-2008	492	91 m	Science Pump 6A
<i>Tropicales</i>						
Samoa	14.23 S	170.56°W	1998-2008	383	77 m	Science Pump 6A
Fiji	18.13°S	178.40°E	1998-2008	275	6 m	Science Pump ECC6A
Réunion	21.06°S	55.48°E	1998-2008	319	24 m	EnSci Z & SPC 6A
Irène	25.90°S	28.22°E	1998-2008	232	1524 m	Science Pump ECC6A

Tableau 2.2 : Aperçu des stations SHADOZ utilisées pour cette étude. Pour plus de détails sur les instruments et les solutions utilisés, on peut se référer à Thompson et al. (2003, 2007). D'après Mzé et al. (2010).

La figure 2.6 illustre la localisation géographique des différents sites. Les ballons sondes sont utilisés pour mesurer les profils verticaux d'ozone du sol jusqu'à environ 30-35 km, où se situe l'altitude d'éclatement du ballon, avec une précision de l'ordre de 5% (Thompson et al., 2003).

Par ailleurs, la fiabilité des différents types de sondes ozone a été testée lors de l'expérience JOSIE (Smit and Kley, 1998 ; Smit et al., 2007), ou lors de la campagne BESOS (Deshler et al., 2008). Notre étude porte sur 11 années de données entre 1998 et 2008. Celles-ci sont disponibles sur le site web du programme SHADOZ : <http://croc.gsfc.nasa.gov/shadoz/>. Plus de détails sur la qualité ou les paramètres des sondes sont détaillés par Johnson et al. (2002) et par Thompson et al. (2003, 2007, 2011).

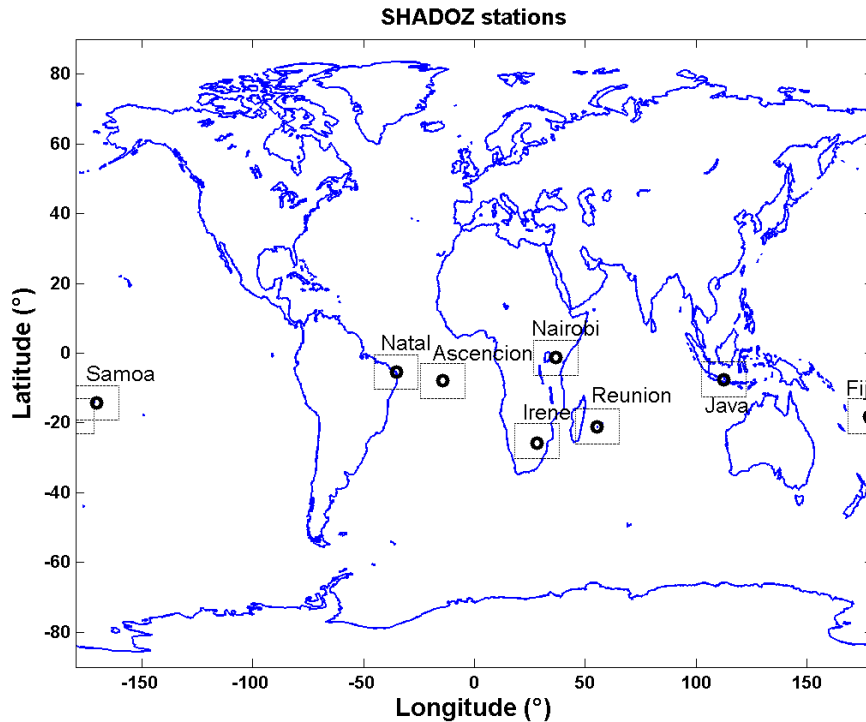


Figure 2.6 : Positionnement géographique des stations SHADOZ dans l’Hémisphère Sud. Les profils d’ozone sont obtenus au-dessus des 8 sites sélectionnés (cercles noirs), d’Ouest vers l’Est : Samoa, Natal, Ascension, Irène, Nairobi, La Réunion, Java et Fiji. La zone de sélection des profils GOMOS ($\pm 5^\circ$, $\pm 10^\circ$) est également représenté (carrées en pointillés noirs). D’après Mzé et al. (2010).

2.2 Le modèle numérique MIMOSA

Dans le cadre de cette étude, le modèle à haute résolution MIMOSA (Modélisation Isentropique du transport Méso-échelle de l’Ozone Stratosphérique par Advection) a été utilisé pour décrire le transport des masses d’air à travers les processus filamentaires. Par ailleurs, plusieurs études ont montré que les modèles de contour d’advection avec « chirurgie » (CAS) (Mariotti et al., 1997 ; Waugh et al., 1994) ou de transport à haute résolution (Orsolini et al., 1995, 1997) étaient capables de représenter les filaments observés à une échelle inférieure à quelques dizaines de kilomètres.

2.2.1 Description du modèle

MIMOSA est un modèle d'advection de la vorticité potentielle (*Potential Vorticity* ou PV) à haute résolution, dont l'objectif premier est l'interprétation des filaments observés sur les profils d'ozone mais également la simulation du développement de ces filaments dans la stratosphère. Ce modèle a été développé au LATMOS (ex Service d'Aéronomie) (Hauchecorne et al., 2002). Si l'on considère que la PV est conservée à l'échelle de quelques jours sur une surface isentrope et corrélée avec le rapport de mélange d'ozone, elle constitue un traceur dynamique du mouvement des masses d'air (Orsolini, 1995).

La vorticité potentielle d'Ertel (PV_e) est définie par (Andrews et al., 1987) :

$$PV_e = \frac{1}{\rho} (2\vec{\Omega} + \vec{\nabla} \times \vec{V}) \cdot \vec{\nabla} \theta$$

Où $\vec{\Omega}$ est la vitesse angulaire de la Terre, $\vec{\nabla}$ est l'opérateur gradient tridimensionnel, \vec{V} est le champ des vitesses de vent et θ est la température potentielle.

La PV_e est conservée dans des conditions adiabatiques et sans frottement. De plus, en conditions adiabatiques, le transport des masses d'air (et donc de leurs constituants) s'effectue sur des surfaces isentropes, le long des contours de PV. Une vorticité potentielle et une température potentielle caractérisent complètement une masse d'air donnée. Par ailleurs, les processus diabatiques susceptibles de modifier la vorticité potentielle ou la température potentielle s'opèrent sur des échelles de temps de l'ordre de plusieurs semaines à plusieurs mois dans la stratosphère (Holton et al., 1995). La vorticité potentielle isentrope PV_i (qu'on notera PV dans la suite du manuscrit) est la PV_e exprimée en coordonnées isentropes. En effet, la PV est calculée sur une surface isentrope à partir des variables (u, v, T) sous la forme (Holton, 1992):

$$PV = -g \frac{\partial \theta}{\partial p} (\xi_\theta + f)$$

Où g est la constante de la pesanteur, $\frac{\partial\theta}{\partial p}$ est la stabilité verticale représentée par le gradient de température potentielle en coordonnées pression et $(\xi_\theta + f)$ est la stabilité dite « inertielle » appelée vorticité absolue. f est le paramètre de Coriolis et ξ_θ est la vorticité relative.

En pratique, la PV est calculée sur une surface isentrope à partir du champ de vent (u, v) et du champ de température (T) donnés en coordonnées log-pression. Il faut donc dans un premier temps procéder à leur interpolation sur les surfaces iso- θ avant de pouvoir calculer la PV. Par ailleurs, on tient compte du transport diabatique à travers les surfaces isentropes en imposant la relaxation du champ de PV advectée (APV) vers celui en entrée du modèle. Cette procédure permet de suivre l'évolution des filaments pendant plusieurs mois.

2.2.2 L'advection

La méthode d'advection est appliquée sur une grille orthographique centrée sur le pôle (de 10°S à 90°N pour l'hémisphère nord et de 90°S à 10°N pour l'hémisphère sud), avec une résolution de 3 points de grille par degré, soit 37 km×37 km. Le calcul est initialisé avec un champ de PV sur une surface isentrope donnée, puis il est interpolé sur la grille du modèle MIMOSA. Actuellement, on peut utiliser en entrée du modèle, des données météorologiques u, v et PV échantillonnées sur une grille de résolution 2.5° en latitude et en longitude pour les deux hémisphères, toutes les 6 heures. La PV, en chaque point de grille, est ensuite advectée sur 6 heures avec un pas d'intégration d'une heure, puis remaillée sur la grille de départ pour maintenir une distance constante entre deux points de grille adjacents.

En effet, si l'on considère un carré formé par 4 points de grille adjacents, ce carré est étiré et déformé de manière irréversible par les gradients horizontaux du champ de vent (figure 2.7). Le processus de remaillage produit néanmoins une diffusion numérique égale à 5280 m².s⁻¹. Cette dernière a été réduite par l'utilisation d'un schéma d'interpolation bilinéaire basé sur la conservation du moment d'ordre 2 de l'anomalie de PV, ce qui a permis d'obtenir une valeur de diffusion horizontale de 1350 m².s⁻¹ (Hauchecorne et al., 2002) comparable à celle de 1000 m².s⁻¹ estimée par Waugh et al. (1997).

Enfin, on impose une relaxation de la PV advectée par MIMOSA (APV) vers celle donnée en entrée du modèle, avec une constante de temps égale à 10 jours. Afin de préserver la structure

et l'intensité des filaments, cette relaxation n'est appliquée qu'aux échelles supérieures à 300 km, le terme de relaxation étant calculé à partir de la différence entre les champs du modèle MIMOSA et du modèle météorologique lissés sur 300 km (Hauchecorne et al., 2002). Par ailleurs, des tests de sensibilité ont montré que le modèle d'advection est capable de prédire la localisation de filaments polaires avec une précision inférieure à 100 km, limitée par les incertitudes liées aux champs de vent météorologiques (Hauchecorne et al., 2002). Plusieurs publications ont utilisé le modèle MIMOSA pour des cas d'études sur le transport isentropique notamment dans l'hémisphère sud (ex., Portafaix et al., 2003 ; Semane et al., 2006 ; Bencherif et al., 2011).

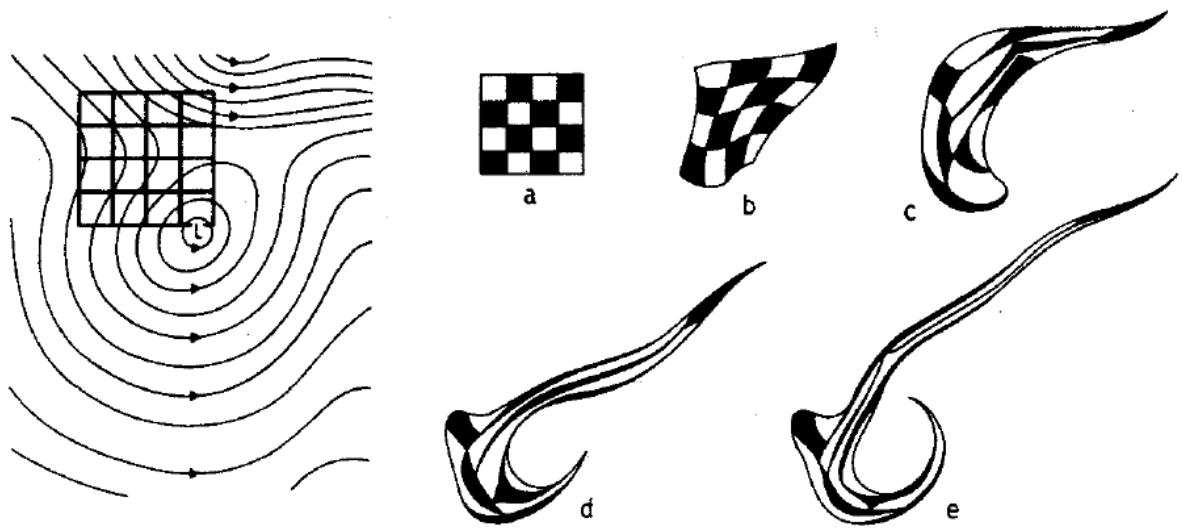


Figure 2.7 : Evolution de la forme d'un ensemble de particules fluides marquées et formant initialement un damier (à droite, diagrammes a à e) sous l'effet d'un champ de déformation bidimensionnel (à gauche). En pratique, la déformation peut être considérée comme irréversible. D'après Andrews et al. (1987).

On utilise ici une version globale de MIMOSA, i.e., on applique la méthode d'advection précédente à chaque hémisphère, puis on effectue un raccordement sur une bande de latitude de largeur 5° centrée sur l'équateur. On note que MIMOSA est réinitialisé toutes les 12h à l'aide de champs météorologiques (u , v et T) à basse résolution ($2.5^\circ \times 2.5^\circ$) sur les surfaces iso- θ . Enfin, la figure 2.8 illustre un exemple de carte issue du modèle MIMOSA et plus particulièrement un cas d'étude d'un double transport isentropique au-dessus des Kerguelen (49.4°S , 70.3°E), qui a eu lieu simultanément en basse stratosphère (des régions polaires vers les moyennes latitudes) et en moyenne stratosphère (des tropiques vers les moyennes

latitudes) vers la mi-avril 2008. Il a fait l'objet d'une publication parue dans le journal « *Atmospheric Chemistry and Physics* » (Bencherif et al., 2011).

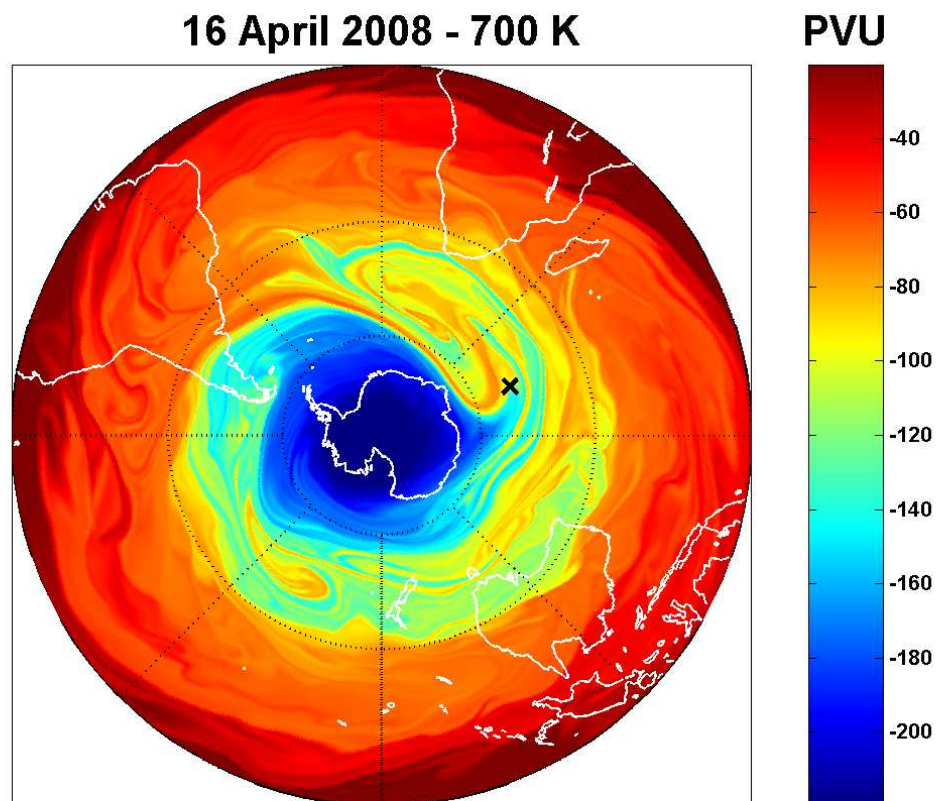


Figure 2.8 : Cartes d'APV (*Advection Potential Vorticity*) en projection stéréographique polaire sur la surface isentrope 700 K simulée par le modèle à haute résolution MIMOSA, le 16 avril 2008 à 12:00 UT. La APV est en unité $10^{-6} \text{ K.m}^2.\text{kg}^{-1}.\text{s}^{-1}$ (PVU). La croix noire représente la station des Kerguelen. Figure extraite de Bencherif et al. (2011).

2.2.3 Les données ECMWF

Les données dont nous disposons pour forcer le modèle MIMOSA proviennent des systèmes de prévisions européens ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts). En effet, ces champs sont utilisés pour calculer la vorticité potentielle isentrope. Pour notre étude, nous avons utilisé les données ECMWF opérationnelles de janvier 2002 à décembre 2008. Elles font appel à un modèle spectral global : le modèle IFS (Integrated Forecasting System), du centre européen dans lequel une partie des calculs s'effectue en décomposant les

champs scalaires sous forme d'une combinaison linéaire de fonctions harmoniques sphériques.

En pratique, on n'utilise qu'un nombre fini d'harmoniques sphériques, correspondant à une troncature spectrale. Celle-ci représente le nombre d'onde de la plus petite longueur d'onde traitée par le modèle spectral et permet ainsi de définir la résolution horizontale du modèle. Plus la troncature est élevée, plus le modèle est capable de décrire les phénomènes de petites échelles. Ainsi, l'ECMWF produit des analyses globales provenant du modèle spectral global IFS aux heures synoptiques : 00, 06, 12 et 18 UT et possédant pour la période qui nous intéresse les caractéristiques suivantes :

- Résolution horizontale : $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ sur une grille régulière longitude \times latitude couvrant la sphère.
- Résolution verticale : 60 niveaux hybrides du modèle entre 1013.25 et 0.2 hPa. La coordonnée verticale utilisée est une coordonnée hybride sigma-pression équivalente à σ ($\sigma = p/p_s$ où p_s est la pression de surface) près de la surface et à p plus haut, ce qui permet de prendre en compte le relief.

Les caractéristiques du modèle sont résumées dans le tableau 2.3. Pour plus de détails sur les données, on peut se référer aux travaux de thèses de B. Morel (2004) et G. Kirgis (2008).

Type d'analyse	Modèle	Résolution spectrale	Résolution verticale
ECMWF Opérationnelle	Spectral	T511	L60

Tableau 2.3 : Résumé des caractéristiques du modèle du système de prévision européen (ECMWF). Les lettres T et L représentent la troncature zonale et le nombre de niveaux hybrides.

2.3 BEAT: Basic ENVISAT Atmospheric Toolbox

Les produits GOMOS/ENVISAT de niveau 2, GOM_NL_2P (GOMOS Temperature and Atmospheric Constituents profiles), ont été analysés grâce à la « Basic ENVISAT Atmospheric Toolbox » (BEAT). Cette « *toolbox* » possède des bibliothèques et des outils qui permettent l'analyse et le traitement des produits satellitaires du spectromètre GOMOS et des instruments MIPAS (Michelson Interferometer for Passive Atmospheric Sounding) et

SCIAMACHY (SCanning Imaging Absorption spectroMeter for Atmospheric CHartographY), également présent sur la plateforme ENVISAT. Elle nous a permis d'établir nos critères de sélection et de qualité sur les données présentes dans les produits GOM_NL_2P, comme par exemple sur la limitation des constituants atmosphériques, la géo-localisation, l'intervalle d'altitude, le choix des conditions de limbe. Par ailleurs, certains critères proviennent des recommandations de différents articles pour avoir de bonne qualité de mesures. Pour plus de détails sur les données, on peut se référer au « *GOMOS Product Handbook* » (ESA, 2007) et à Bertaux et al. (2010). La version de BEAT utilisée pour notre étude est la version 6.0.0 (la version actuelle est la version 6.5.0). Pour plus de renseignements et de détails, on peut accéder au site : <http://www.stcorp.nl/beat/> ou se référer à Niemeijer et al. (2007).

On note qu'il existe également un autre outil : EnviView (<http://earth.esa.int/enviview/>), pour analyser, visualiser et extraire les données de la plateforme ENVISAT.

Les produits MLS/Aura de niveau 2, MLS_L2GP (MLS Level 2 Geophysical Product), ont également été analysées grâce à BEAT. Ces produits sont stockés sous le nouveau format HDF-EOS5 (Hierarchical Data Format EOS version 5) spécifique à Aura. Pour la bonne utilisation de ces produits, on a suivi les recommandations des auteurs (Jiang et al., 2007; Livesey et al., 2008; Froidevaux et al., 2008) et du « *EOS MLS Version 2.2 Level 2 data quality and description document* » (Livesey et al., 2007). Ce dernier document donne également des informations sur le format et le contenu des produits Aura/MLS.

Chapitre 3 Climatologie et validation de l'O₃ dans les tropiques de l'hémisphère sud

3.1 Climatologie et variabilité de l'O₃ dans les tropiques

3.1.1 Critères de sélection

Une sélection des profils du spectromètre GOMOS est indispensable pour disposer de profils de bonne qualité. Ainsi, les occultations GOMOS sont sélectionnées à partir de critères établis sur différents paramètres, i.e., l'altitude, la latitude, la longitude, le limbe, le minimum d'O₃, le maximum d'O₃ et le maximum d'erreur. Les données exploitées dans notre étude sont issues de la version GOPR 6.0cf de niveau 2. Les données retraitées couvrent la période d'Août 2002 à Juin 2006 tandis que les données couvrant la période de Juillet 2006 à Décembre 2008 proviennent du processeur opérationnel IPF 5.00 (tableau 3.1). De plus, les produits de niveau 2 (GOM_NL_2P) sont traités avec l'outil BEAT (Niemeijer, 2007; cf. section 2.3).

Période	Statut du traitement
Août 2002 à Juin 2006	Données retraitées: GOPR 6.0cf
Juillet 2006 à Décembre 2008	IPF 5.00

Tableau 3.1 : Récapitulatif sur la disponibilité et le statut (version) des produits GOMOS de niveau 2 (GOM_NL_2P).

Concernant cette partie sur la validation de l'instrument GOMOS, seules les occultations de nuit sont utilisées entre 15 km et 50 km. En effet, seules les occultations avec un angle solaire zénithal (SZA) au point tangent, supérieure à 110° sont sélectionnées. Les profils de jours souffrant d'un bruit additionnel causé par le soleil (Meijer et al., 2004; Kyrölä et al., 2006). De plus, les occultations sont sélectionnées autour des stations d'étude à partir des critères spatiaux suivant : $\pm 5^\circ$ en latitude et $\pm 10^\circ$ en longitude.

En utilisant les produits GOPR 5.4b (équivalent au processeur opérationnel IPF 4.02), Meijer et al. (2004) ont établi un critère sur l'erreur estimée des mesures GOMOS (seuil à 20%). Ils

ont également noté que les futurs produits du processeur opérationnel IPF 5.00 contiendraient des estimations d'erreurs améliorées et que de ce fait ce critère devrait être corrigé. Ainsi, Meijer et al. (2004) avec la version GOPR 5.4b et Bracher et al. (2005) avec la version GOPR 6.0a ont utilisés un filtre sur la qualité de GOMOS en prenant en compte uniquement les mesures dont la valeur de l'erreur est inférieure à 20%. Cependant, dans la version GOPR 6.0cf, l'erreur est surestimée sur l'intervalle 25-40 km (J. Tamminen, communication personnelle). En effet, dans la version opérationnelle IPF 5.00 des produits GOMOS, les estimations d'erreur incluent le bruit de mesures et une estimation (surestimée) ad-hoc de la contribution des scintillations, i.e., les erreurs aléatoires (Tamminen et al., 2010). Ils ajoutent que les estimations d'erreurs associées aux profils GOMOS n'incluent pas les erreurs systématiques. Ainsi, on inclut uniquement les observations GOMOS avec une erreur inférieure à 30%. De plus, on prend uniquement en compte les valeurs de concentrations entre 0 mol/m³ et 10¹⁹ mol/m³. Ainsi, les « outliers » ou points atypiques peuvent être également filtrés en ôtant les mesures irréalistes qui excèdent les valeurs de concentration de 10¹³ mol/cm⁻³ ou qui sont inférieurs à 0 mol/cm⁻³ dans les profils d'ozone (van Gijssel et al., 2010). L'ensemble des critères sur les paramètres définis précédemment est résumé sur le tableau 3.2.

Paramètres	Critères
Altitude	15 km à 50 km
O ₃ _min	0 mol/m ³
O ₃ _max	10 ¹⁹ mol/m ³
O ₃ _error_max	30%
O ₃ _validity*	0
T, P, air density**	ECMWF
Limb***	Dark (SZA>110°)
Latitude	±5°
Longitude	±10°

Tableau 3.2 : Récapitulatif des paramètres et des critères de sélection sur les données O₃ GOMOS. * : PCD (Product Confidence Data): information sur la validité des sorties de l'inversion spectrale et verticale, ex., PCD=0: le traitement était valide (ESA, 2007; van Gijssel et al., 2010).** : Inclus dans GOM_NL__2P. ***: SZA: Solar Zenith Angle.

Enfin, les valeurs de rapport de mélange de l'ozone sont obtenues en divisant les valeurs de concentrations par les valeurs de densité incluent dans les produits GOM_NL_2P et qui sont calculées à partir de champs ECMWF (Kyrölä et al. 2006 ; Tamminen et al., 2010).

3.1.2 Choix des estimateurs

Nous allons mettre en exergue dans cette section, le choix de l'utilisation des estimateurs robustes tels que la médiane et les quantiles. Ainsi, nous allons prendre en exemple le mois de Janvier sur la période 2002-2008 au dessus du site de La Réunion (21.06°S, 55.48°E). Pour ce mois choisi, 162 occultations ont été sélectionnées selon les différents critères de sélection et de qualité cités ci-dessus. La figure 3.1 présente l'ensemble des profils du mois de Janvier et les erreurs associées aux mesures GOMOS entre 15 km et 50 km. On remarque sur la figure 3.1(a), la présence de valeurs atypiques et extrêmes : les « *outliers* ». Leur présence dans les profils GOMOS qui varie de 25% dans les occultations de nuit (mais beaucoup moins de 25% dans la région 25-50 km) jusqu'à 75% dans les occultations de jours (Fussen et al., 2005), nous amène à réfléchir sur le type d'estimateurs à utiliser dans le cadre notre étude.

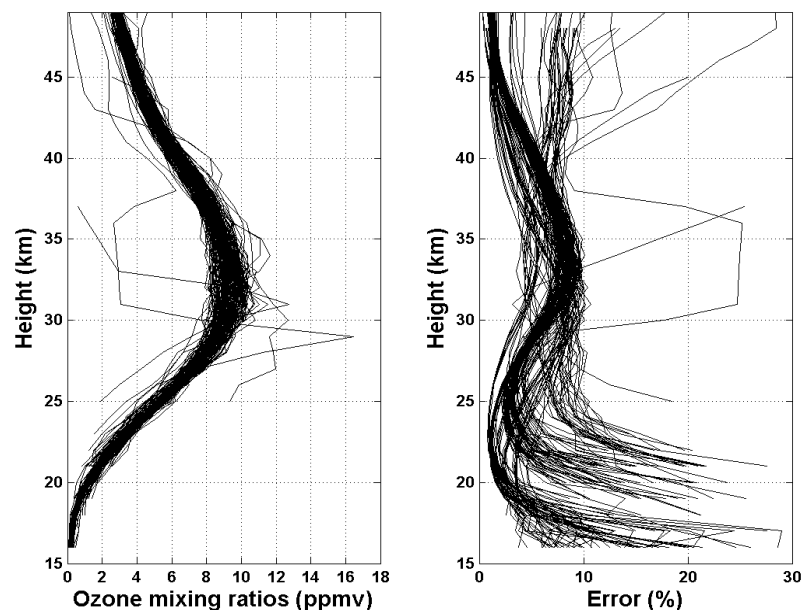


Figure 3.1 : (a) Distribution des 162 profils de rapport de mélange de l'ozone GOMOS (en ppmv : partie par million par volume) du mois de Janvier sur la période 2002-2008 au-dessus de La Réunion. (b) Erreurs associées (%) aux profils GOMOS de la figure (a).

Les quatre estimateurs étudiés sont la moyenne, la moyenne pondérée, la médiane pondérée et la médiane. Les valeurs des poids pour le calcul de la moyenne pondérée et la médiane pondérée sont issues des erreurs liées aux mesures GOMOS. Elles sont égales à l'inverse des erreurs estimées de GOMOS, présent dans les produits GOM_NL_2P. En outre, les valeurs pondérées fournissent une approche naturelle pour construire des quantités statistiques des mesures GOMOS car la fiabilité des résultats varie d'une occultation à une autre (Kyrölä et al., 2006).

La figure 3.2 présente les différences relatives des estimateurs, notées ΔE , calculées respectivement par rapport à la médiane de l'ensemble des occultations GOMOS du mois de Janvier sur la période 2002-2008. Elles sont calculées selon l'équation suivante :

$$\Delta E = \frac{\text{Estimateur} - \text{Médiane}}{\text{Médiane}} * 100.$$

Où *Estimateur* correspond à la moyenne, la moyenne pondérée et la médiane pondérée.

Les valeurs de la moyenne et de la médiane sont concordantes sauf en dessous de 20 km. En effet, entre 20 km et 50 km les différences relatives sont de l'ordre de $\pm 1.7\%$. Les différences relatives s'accroissent en dessous de 20 km. Les valeurs de la moyenne pondérée et de la médiane sont assez concordantes au-dessus de 20 km (-0.8% à 2%). Cependant, les différences relatives s'accroissent en dessous de 20 km. Des résultats identiques ont été observés par Kyrölä et al. (2006) en dessous de 20 km et vers 80 km (autour du minimum d'ozone). Ils précisent que les déviations observées sont dues aux « *outliers* », aux distributions non-Gaussiennes des données et dans certains cas aux estimations d'erreur douteuses.

Nous avons également étudié les différences relatives entre la médiane pondérée et la médiane. Elles sont illustrées sur la figure 3.2. Comme précédemment, les valeurs des différences relatives sont concordantes entre 20 km et 50 km (-0.6% à 1.3%). Cependant, on observe également un accroissement des différences en dessous de 20 km.

Ainsi, on observe en général des différences entre les estimateurs et la médiane de l'ordre de $\pm 2\%$ entre 20 km et 50 km et on observe également un accroissement de ces différences en

dessous de 20 km. Au vu de ces différents résultats, nous allons privilégier pour la suite de notre étude, l'utilisation de la médiane mais également des quantiles pour la représentation des données GOMOS. Des études précédentes ont utilisé une approche similaire sur la validation des données O₃ GOMOS (Fussen et al., 2005; Kyrölä et al., 2006; Guirlet et al., 2007; Dupuy et al., 2009) ou sur l'étude d'autres données (e.g., aérosols) issues du spectromètre GOMOS (Vanhellemont et al., 2005, 2010).

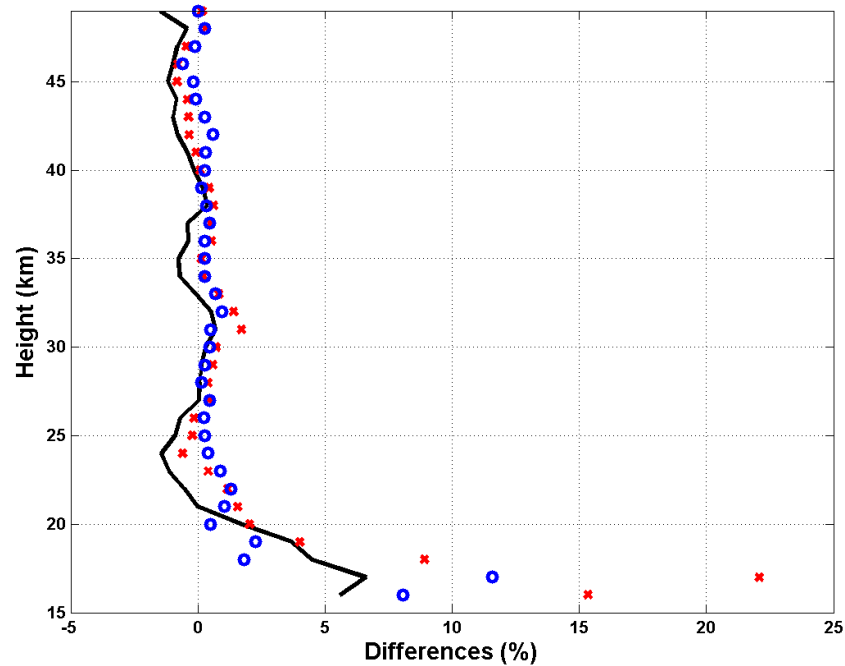


Figure 3.2 : Différences relatives (en %) entre les estimateurs pour le mois de Janvier sur la période 2002-2008 au-dessus de La Réunion. Sont présentées les différences entre la moyenne et la médiane des profils GOMOS (trait noir). Sont également présentées les différences entre la moyenne pondérée et la médiane des profils GOMOS (croix rouges). Enfin, les différences entre la médiane pondérée et la médiane des profils GOMOS sont aussi illustrées (cercles bleus).

En effet, l'utilisation de ces critères de positions (médiane, quantiles) permettra par la suite de limiter l'influence des « *outliers* ». Le premier quartile (noté q_1) est la plus petite valeur pour laquelle 25 % des valeurs de la série statistique lui sont inférieures ou égales, le troisième quartile (noté q_3) est la plus petite valeur pour laquelle 75 % des valeurs de la série statistique lui sont inférieures ou égales. Le deuxième quartile (noté q_2) correspond à la médiane de la

série. Elle permet d'atténuer l'influence perturbatrice des valeurs extrêmes ou « *outliers* ». L'écart interquartile (noté Iqr) est la différence entre le troisième quartile (75th percentile) et le premier quartile (25th percentile). C'est un estimateur robuste de la dispersion des données en présence d'« *outliers* ». Il est plus représentatif que l'écart type. Il correspond donc à l'étendue de la série statistique après l'élimination de 25% des valeurs les plus faibles et de 25% des valeurs les plus fortes (50% d'observations contenues). L'écart interquartile est défini selon l'expression suivante :

$$Iqr = q_3 - q_1.$$

L'ensemble des profils GOMOS du mois de Janvier ainsi que sa médiane sont présentés entre 15 km et 50 km à la figure 3.3. Pour ce mois, le maximum de rapport de mélange est de 9.3 ppmv. Tandis que l'altitude du maximum de rapport de mélange est située vers 32 km. On note aisément la présence des « *outliers* » sur la figure 3.3. Les 25th et 75th percentiles sont également superposés. Ceux-ci permettront par la suite d'étudier la variabilité sur les données GOMOS. En effet, la variabilité des données GOMOS, notée V , sera défini par la suite comme étant le rapport entre l'écart interquartile et la médiane, en pourcentage. Elle est définie selon l'expression suivante :

$$V = \frac{Iqr/2}{q_2} * 100$$

où $Iqr/2$ est une mesure de la dispersion appelé écart semi-interquartile (*quartile deviation*).

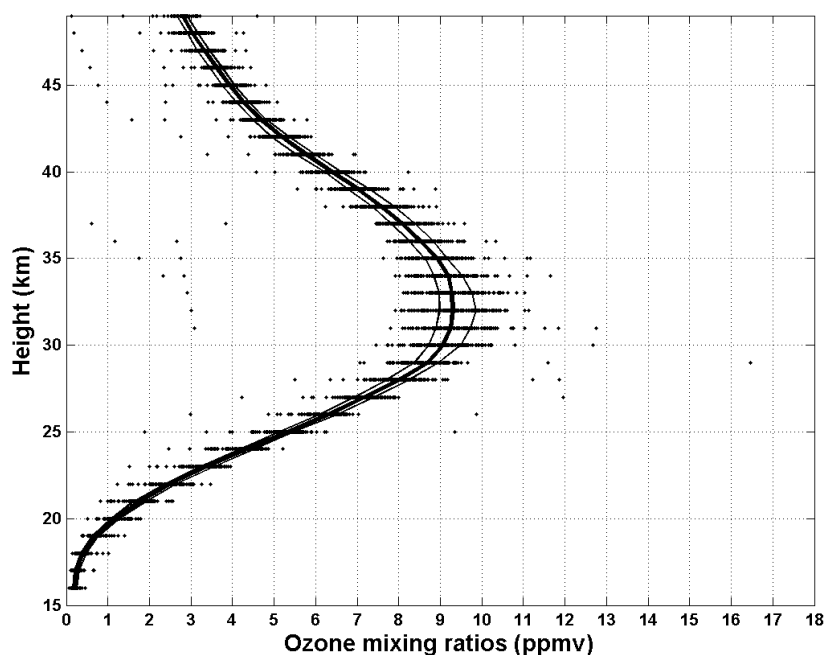


Figure 3.3: Distribution de l'ensemble des mesures GOMOS (points noirs) du mois de Janvier sur la période 2002-2008 au-dessus de La Réunion, superposée à la médiane (trait épais noir) en rapport de mélange (ppmv). Les 25th et 75th percentiles sont également présentés (traits fins noir). A noter que la médiane est aussi appelé le 50th percentile.

Fussen et al. (2005) expliquent que la présence des « *outliers* » dans les données GOMOS est probablement due à une contamination par les phénomènes de scintillation. Kyrölä et al. (2006) ajoutent que les « *outliers* » et les données non-Gaussiennes peuvent provenir de la distribution non homogène de l'ozone suite au processus de grillage (temporelle, spatiale). Des études précédentes sur les mesures de l'ozone du spectromètre GOMOS ont utilisé d'autres valeurs tels que les 16th et 84th percentiles (Fussen et al., 2005; Guirlet et al., 2007). Cependant, avec une série temporelle plus longue et une probable baisse de la qualité des mesures (Keckhut et al., 2010 ; Tamminen et al., 2010), on estime que l'utilisation des 25th et 75th percentiles est mieux adaptée.

Enfin, la figure 3.4 illustre l'analyse statistique effectuée sur le site de La Réunion pour tous les mois sur la période 2002-2008. On y présente les différences relatives entre les estimateurs respectivement à la médiane entre 15 km et 50 km. En général, on observe le même comportement que précédemment. Soit, une bonne concordance entre les estimateurs entre 20 km et 50 km et un accroissement des différences relatives en dessous de 20 km (exemple au mois de Février, Mai et Octobre). Ainsi, malgré les critères imposés sur différents paramètres, ces résultats confortent le choix de la médiane (et des quantiles) comme estimateur des données O₃ GOMOS pour limiter l'influence de points extrêmes dans la suite notre étude.

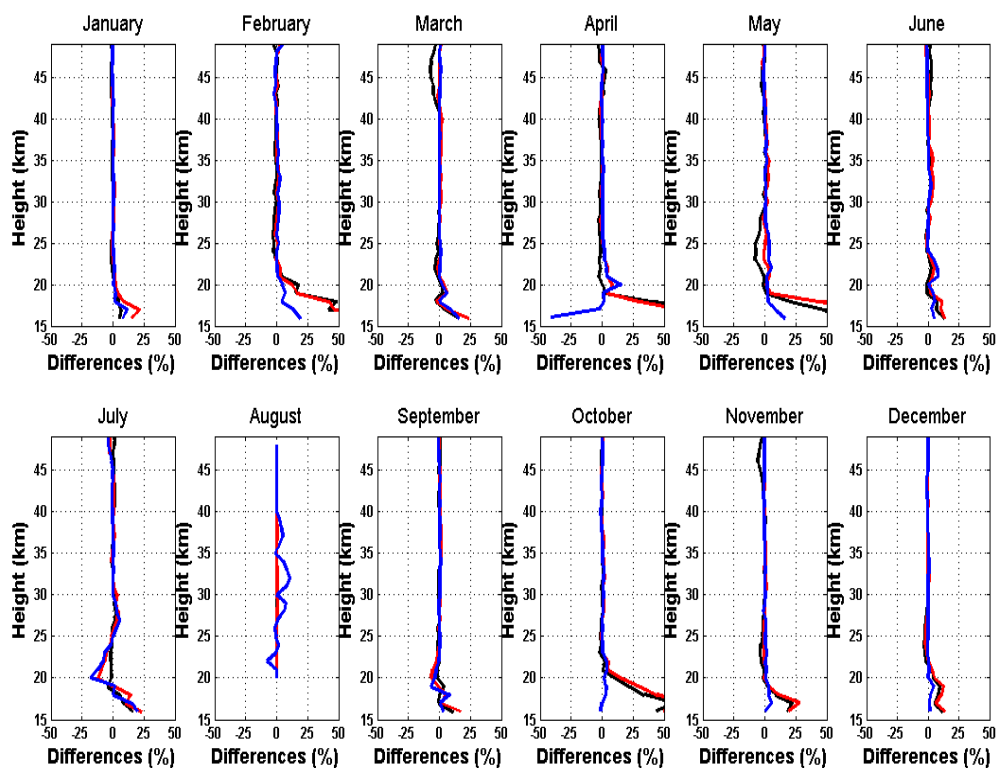


Figure 3.4 : Différences relatives (en %) entre les estimateurs pour la période 2002- 2008 au-dessus de La Réunion. On a présenté les différences entre la moyenne et la médiane des profils GOMOS (traits noirs). Sont également présentées les différences entre la moyenne pondérée et la médiane des profils GOMOS (traits rouges). Enfin, les différences entre la médiane pondérée et la médiane des profils GOMOS sont aussi illustrées (traits bleus).

3.1.3 Exemple de comparaison GOMOS/SHADOZ

Pour donner un exemple de comparaison entre l'instrument à occultation stellaire GOMOS et les sondes SHADOZ, on se focalise sur le site de La Réunion (21.06°S, 55.48°E), en utilisant les différents paramètres et critères de sélection définis auparavant (cf. tableau 3.2). On s'intéresse tout particulièrement au mois de Juin 2004. Ainsi, on a comptabilisé pour ce mois 15 occultations de nuit GOMOS et 5 radiosondages des archives SHADOZ. La figure 3.5 présente la localisation géographique du site de La Réunion et des différentes occultations GOMOS pour le mois de Juin 2004. Ces occultations ont été évidemment choisies sous les conditions de sélection et de qualité des mesures (altitude, latitude, longitude, limbe, minimum d'O₃, maximum d'O₃, maximum d'erreur). Ainsi, une mesure GOMOS est concomitante avec un radiosondage datant du 28 juin 2004.

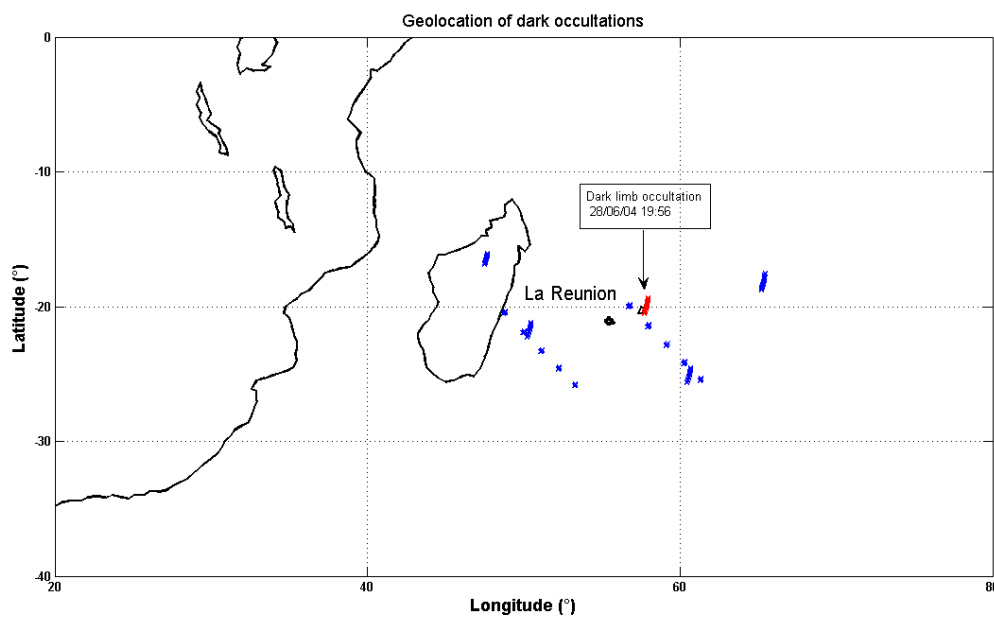


Figure 3.5 : Positionnement géographique du site de La Réunion et des 15 occultations GOMOS (croix bleu) du mois de juin 2004. L'occultation du 28/06/04 (croix rouge) est collocalisée à un radiosondage SHADOZ lancé le même jour à 08:18 UT.

La figure 3.6 présente l'ensemble des profils de rapport de mélange d'ozone et l'ensemble des erreurs associées aux mesures GOMOS, en pourcentage, de 15 km à 50 km pour le mois de Juin 2004. On remarque sur la figure 3.6b que l'erreur est bien confinée dans les marges souhaitées (<30%). Cependant, une augmentation de l'erreur est observée vers 30-35 km.

Cette contribution à l'erreur dans cette gamme d'altitude est liée aux effets de scintillations (Sofieva et al., 2006).

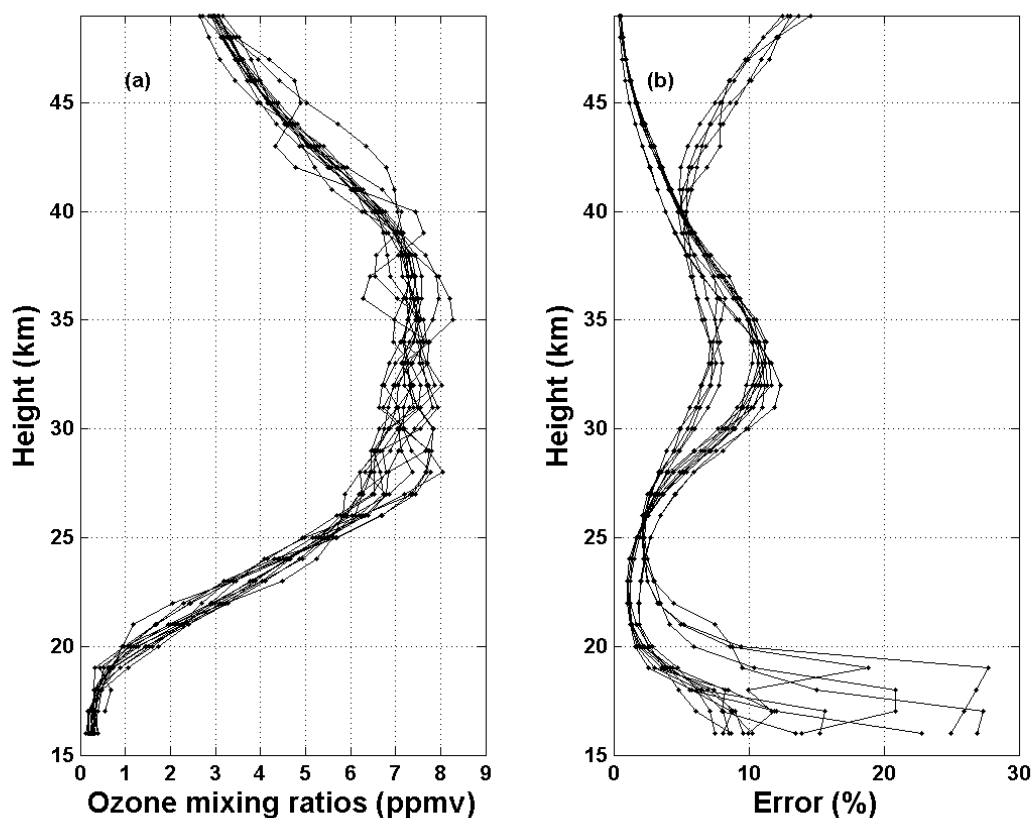


Figure 3.6 : (a) Distribution de l'ensemble des profils de rapport de mélange de l'ozone (en ppmv) de GOMOS pour le mois de Juin 2004 au dessus de La Réunion. (b) Distribution des erreurs (%) associées aux observations GOMOS pour le même mois.

De plus, l'ensemble des profils GOMOS du mois de Juin 2004 ainsi que sa médiane sont présentés entre 15 km et 50 km à la figure 3.7. Pour ce mois, le maximum de rapport de mélange est de 7.46 ppmv. Tandis que l'altitude du maximum de rapport de mélange est située vers 35 km. Les 25th et 75th percentiles sont également superposés. Comme évoquée auparavant, l'utilisation des statistiques robustes telles que la médiane et les quantiles permettent d'avoir un meilleur aperçu de la dispersion des données GOMOS. Elle permettra dans la suite de notre étude de limiter l'influence des « *outliers* » (valeurs extrêmes) pour établir des climatologies.

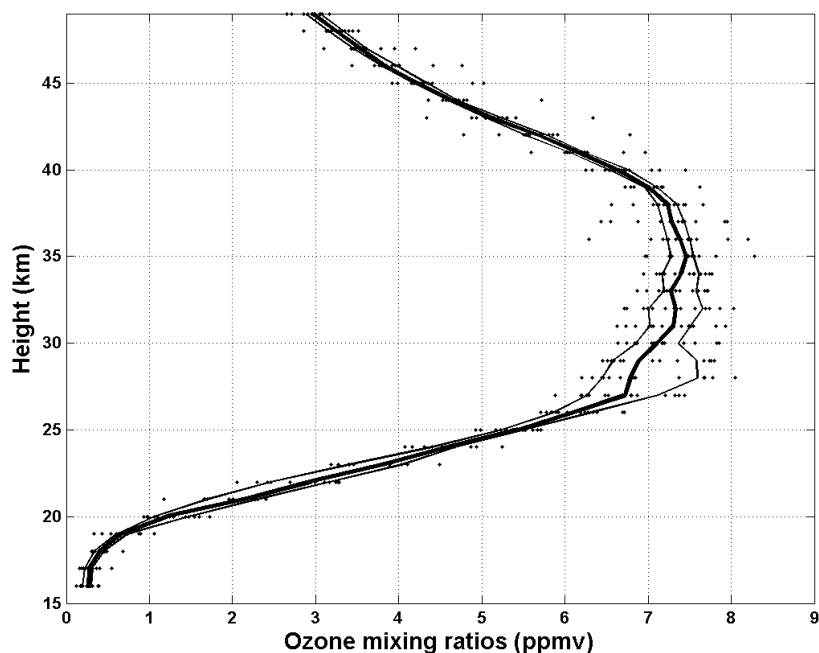


Figure 3.7 : Distribution de l'ensemble des mesures de rapport de mélange d'ozone (ppmv) GOMOS (points noirs) du mois de Juin 2004 au-dessus de La Réunion, superposée à la médiane (trait épais noir). Les 25th et 75th percentiles sont également présentés (traits fins noirs).

Au vu des différentes altitudes couvertes par les deux instruments : du sol à environ 30 km pour les sondes ozone et de ~15 km à 100 km pour le spectromètre GOMOS, nous allons fixer l'intervalle de comparaison entre 15 km et 30 km pour la suite de notre étude. Nous allons illustrer une première comparaison entre les deux instruments du sol à 50 km. L'occultation GOMOS datant du 28 juin 2004 et le radiosondage SHADOZ lancé le même jour sont illustrés à la figure 3.8 du sol à 50 km. Les résolutions des profils SHADOZ et GOMOS sont différentes. Ainsi, les deux profils sont ramenés à un même échantillonnage vertical de 1 km. On remarque dans une première analyse, une assez bonne concordance entre les deux profils.

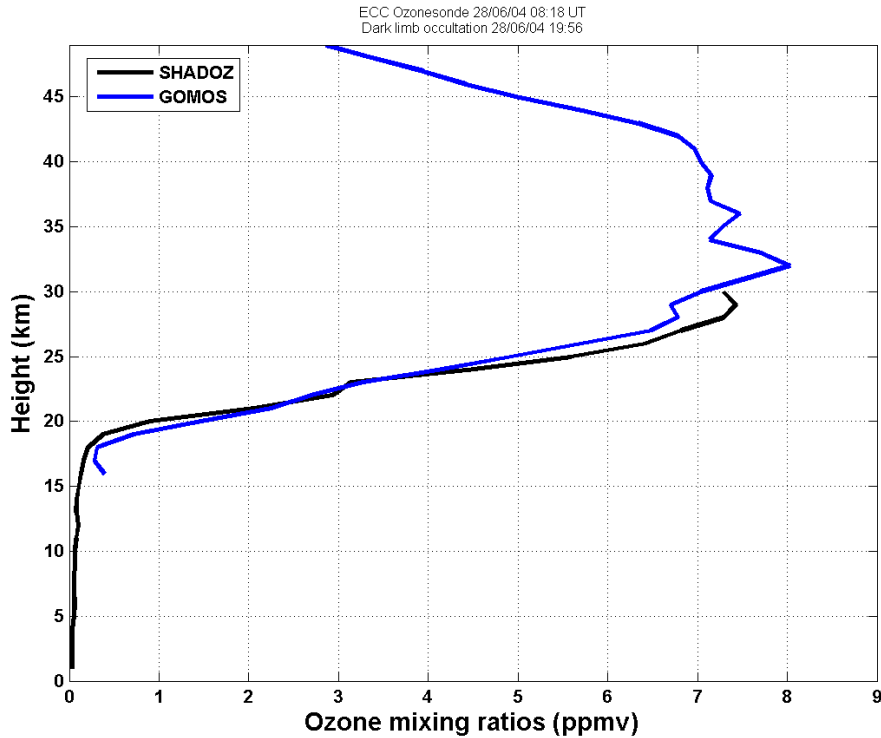


Figure 3.8 : Profils verticaux d’ozone GOMOS (trait bleu) et SHADOZ (trait noir) du 28/06/04 au-dessus de La Réunion entre 0 km et 50 km.

La figure 3.9 présente une comparaison d’un profil d’ozone GOMOS datant du 28 juin 2004 à un profil concomitant SHADOZ entre 15 km et 30 km. Dans cet exemple, le profil d’ozone GOMOS (figure 3.9a), présente des valeurs de rapport de mélange supérieures à celles du radiosondage entre 16 km et 21.5 km. Au-dessus de 21.5 km, les valeurs de rapport de mélange GOMOS sont inférieures à celles du radiosondage. Ainsi, la différence relative, notée ΔO_3 , entre le profil GOMOS et SHADOZ est également illustrée à la figure 3.9b. Elle est définie selon l’expression suivante :

$$\Delta O_3 = \frac{O_{3(GOMOS)} - O_{3(SHADOZ)}}{O_{3(SHADOZ)}} * 100$$

où $O_{3(GOMOS)}$ représente les valeurs du profil GOMOS et $O_{3(SHADOZ)}$ représente les valeurs du profil SHADOZ.

On remarque tout d'abord sur la figure 3.9 une surestimation de l'instrument GOMOS entre 15 km et 21 km. Ensuite, il y a une assez bonne concordance, de l'ordre de $\pm 10\%$, entre 21 km et 30 km pour les deux mesures. La différence relative entre les deux profils d'ozone est de l'ordre de -10% à partir de 24 km.

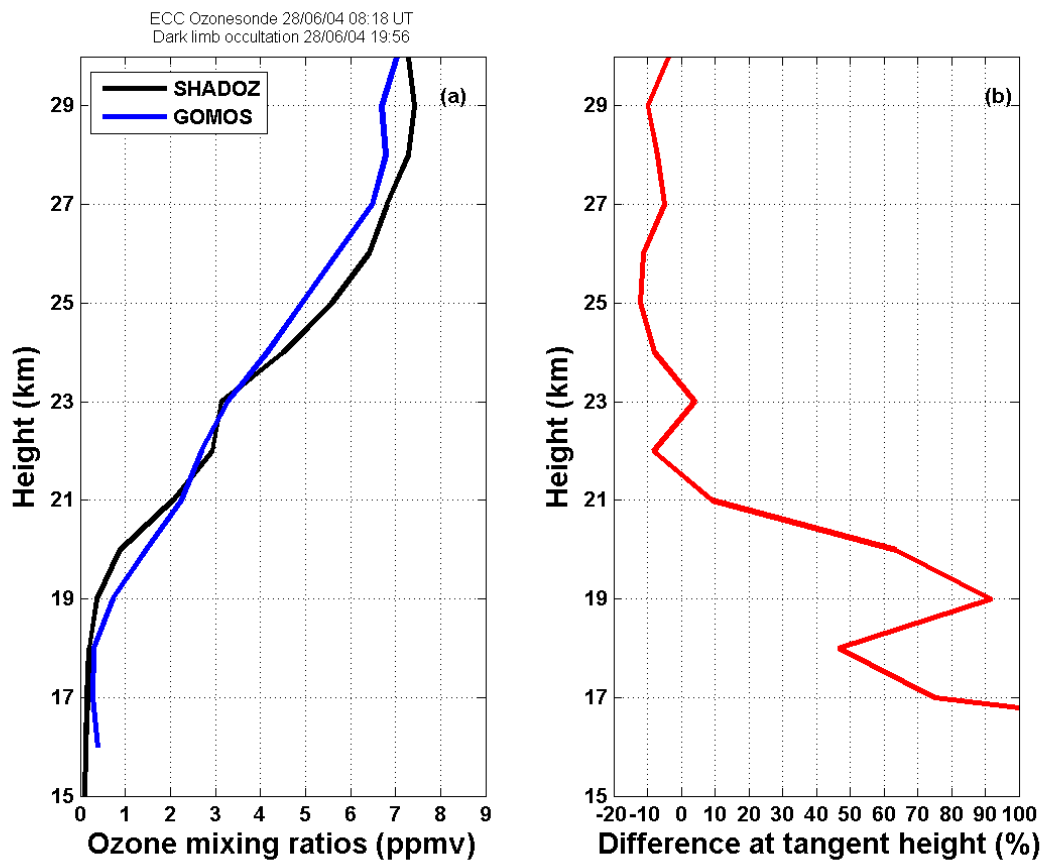


Figure 3.9 : (a) Comparaison des profils verticaux d'ozone GOMOS (trait bleu) et SHADOZ (trait noir) du 28/06/04 au-dessus de La Réunion. (b) Différence relative (%) entre les deux profils d'ozone (trait rouge). La comparaison se fait sur l'intervalle 15-30 km.

Cette première comparaison nous a permis de mettre en évidence le rôle des critères de sélection et de qualité appliqués aux différents paramètres présents dans les produits GOM_NL_2P. Cela nous permettra d'assurer une suite pérenne à l'établissement des études climatologiques, l'étude de la variabilité et l'inter-comparaison entre l'instrument à occultation stellaire GOMOS et les sondes SHADOZ.

3.1.4 Climatologie et variabilité de l'O₃ GOMOS

On présente, dans cette section, une climatologie des données GOMOS ainsi que les résultats de la comparaison entre les mesures de l'instrument à occultation stellaire et les sondes SHADOZ. Toutefois, connaissant la limite en altitude des radiosondages, la comparaison entre les observations satellites et les données *in situ* ne sera menée que sur l'intervalle 15-30 km. Les profils GOMOS et SHADOZ ont également interpolés sur une même grille verticale de 1 km. Par ailleurs, suivant la méthode d'analyse de Kyrölä et al. (2006), on utilise la médiane et l'écart interquartile comme estimateurs robustes des profils GOMOS. De plus, toutes les données GOMOS et SHADOZ sont moyennées mensuellement.

La figure 3.10 montre les distributions mensuelles des profils GOMOS et des observations SHADOZ soumis aux critères de sélection et de qualité au-dessus des 8 stations SHADOZ (cf. section 3.1.1). Les occultations GOMOS couvrent la période d'Août 2002 à Décembre 2008 tandis que les mesures SHADOZ ont été sectionnées de 1998 à 2008. En général, on remarque que le nombre de profils GOMOS est plus important que le nombre profils SHADOZ. En effet, le nombre d'observations total utilisé est de 6708 pour GOMOS et 2836 pour SHADOZ. On peut également noter, sur la figure 3.10, qu'il y a peu de profils GOMOS vers le mois d'Août par rapport aux autres mois de l'année. Il est intéressant de noter également qu'il n'y a pas de données GOMOS en Février, Avril et Mai 2005 à cause de problèmes techniques sur le miroir qui survint en Janvier 2005. Le nombre d'occultations par orbite a diminué jusqu'à 65% du nombre originel (Kyrölä et al. 2006). En effet, le nombre d'occultations par orbite est passé de 35 à 22. Cependant cette diminution dans la quantité n'est pas la cause d'une baisse dans la qualité des données GOMOS (Niro et al., 2007 ; Fehr et al., 2007). Ainsi, le nombre de profils (de nuit) a diminué d'environ 200 à 150 profils par jour (Tamminen et al., 2010).

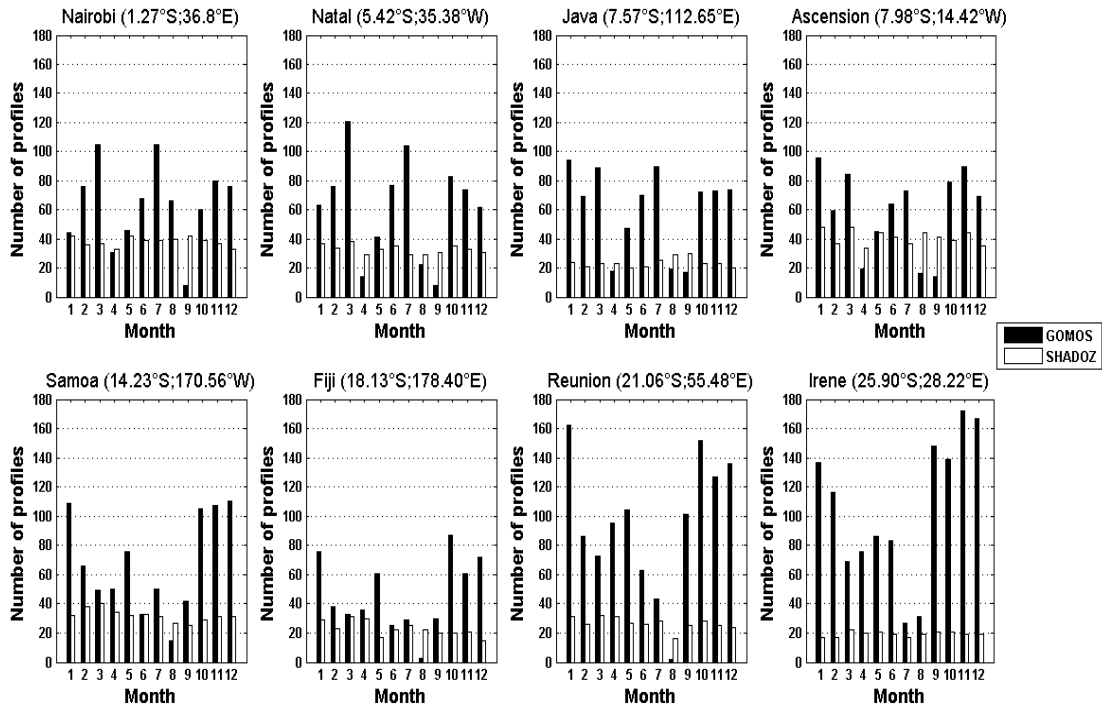


Figure 3.10 : Distribution mensuelle du nombre d’occultations GOMOS (barres noires) et de profils SHADOZ (barres blanches) soumis aux critères de sélection et de qualité au-dessus des 8 stations SHADOZ. GOMOS couvre la période 2002-2008 tandis que SHADOZ couvre la période 1998-2008. D’après Mze et al. (2010).

La figure 3.11 illustre l’évolution climatologique du rapport de mélange de l’ozone observée par GOMOS entre 15 km et 50 km au-dessus des 8 stations SHADOZ. . En effet, le maximum de rapport de mélange se situe entre 29 km et 37 km. De plus, le maximum de rapport de mélange varie entre 7.5 ppmv et 10.5 ppmv. On observe également la variation semi-annuelle de l’ozone sur les sites équatoriaux (Nairobi, Natal, Java et Ascension) avec des maximums en Février-Mars et Septembre-Octobre et la variation annuelle de l’ozone sur les sites tropicaux (Samoa, Fiji, Réunion et Irène) avec un minimum en hiver austral (Juin-Juillet). On remarque en général un manque de données en Août entre 15 km et 20 km. En outre, la valeur moyenne de l’altitude du maximum de rapport de mélange se situe à ~31.3 km pour les sites équatoriaux et à ~32.2 km pour les sites tropicaux. Tandis que la moyenne du maximum de rapport de mélange pour les sites équatoriaux est de 9.8 ppmv et de 8.9 ppmv pour les sites tropicaux. Par ailleurs, le maximum de rapport de mélange varie entre 9.1 ppmv et 10.5 ppmv pour les sites équatoriaux et il varie entre 7.5 ppmv et 10.1 ppmv pour les sites tropicaux. Ces

résultats correspondent à ceux de Kyröla et al. (2006) qui fournissent une climatologie de l'ozone stratosphérique à partir des observations GOMOS (GOPR 6.0a) pour l'année 2003. La différence entre les versions GOPR 6.0a et IPF 5.00 étant estimée inférieure à 1-2% (Dupuy et al., 2009). Le tableau 3.3 résume l'ensemble des résultats de cette climatologie de l'ozone observé par GOMOS.

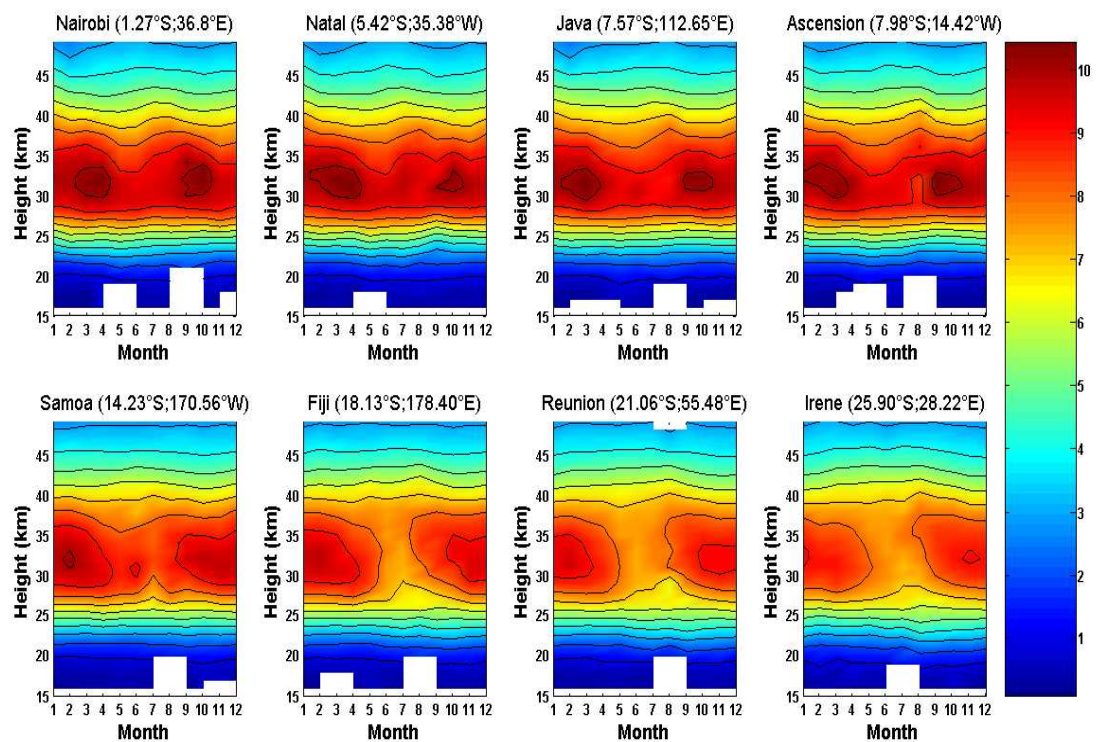


Figure 3.11 : Evolutions des médianes mensuelles du rapport de mélange de l'ozone (en ppmv) issues des observations de nuit GOMOS au-dessus des 8 stations SHADOZ. Les contours sont espacés de 1 ppmv. Les blancs indiquent l'absence de données. D'après Mze et al. (2010).

Stations	Altitude du maximum de rapport de mélange (km)		Maximum de rapport de mélange (ppmv)	
	Moyenne	Intervalle	Moyenne	Intervalle
<i>Equatoriales</i>				
Nairobi	31.33	30 to 33	9.87	9.48 to 10.49
Natal	31.58	30 to 33	9.91	9.48 to 10.37
Java, Watukosek	31.00	29 to 32	9.81	9.15 to 10.34
Ascension	31.41	30 to 34	9.85	9.29 to 10.43
<i>Tropicales</i>				
Samoa	31.41	30 to 32	9.42	8.43 to 10.14
Fiji	32.66	30 to 37	8.99	7.79 to 9.79
Réunion	32.33	31 to 35	8.70	7.50 to 9.55
Irène	32.66	31 to 36	8.57	7.63 to 9.09

Tableau 3.3 : Récapitulatif de l'étude climatologique menée à partir des observations de rapport de mélange de l'ozone de l'instrument GOMOS sur les 8 stations SHADOZ entre 2002 et 2008. La valeur moyenne ainsi que les valeurs minimales et maximales des altitudes du maximum de rapport de mélange sont indiquées. De même, la moyenne du maximum de rapport de mélange ainsi les valeurs minimales et maximales sont indiquées.

La variabilité de l'ozone entre 15 km et 50 km calculée à partir des observations GOMOS au-dessus des stations SHADOZ est illustrée à la figure 3.12. La variabilité étant défini auparavant comme étant le rapport entre l'écart interquartile (*iqr*) et la médiane (q_2), en pourcentage (cf. section 3.1.2). Entre 20 km et 50 km, les valeurs varient entre 3% et 10% sur toutes les stations et pour tous les mois. En outre, on observe que les valeurs de la variabilité en hiver austral (5 à 10%) sont supérieures aux valeurs de l'été austral (<5%) entre 27 km et 35 km sur toutes les stations. De plus, on observe sur la figure 3.12 entre 15 km et 20 km, une augmentation rapide des valeurs de la variabilité sur toutes les stations et tous les mois. Ces fortes déviations (>20%) sont en partie dues aux erreurs associées aux profils GOMOS dans la haute troposphère et basse stratosphère.

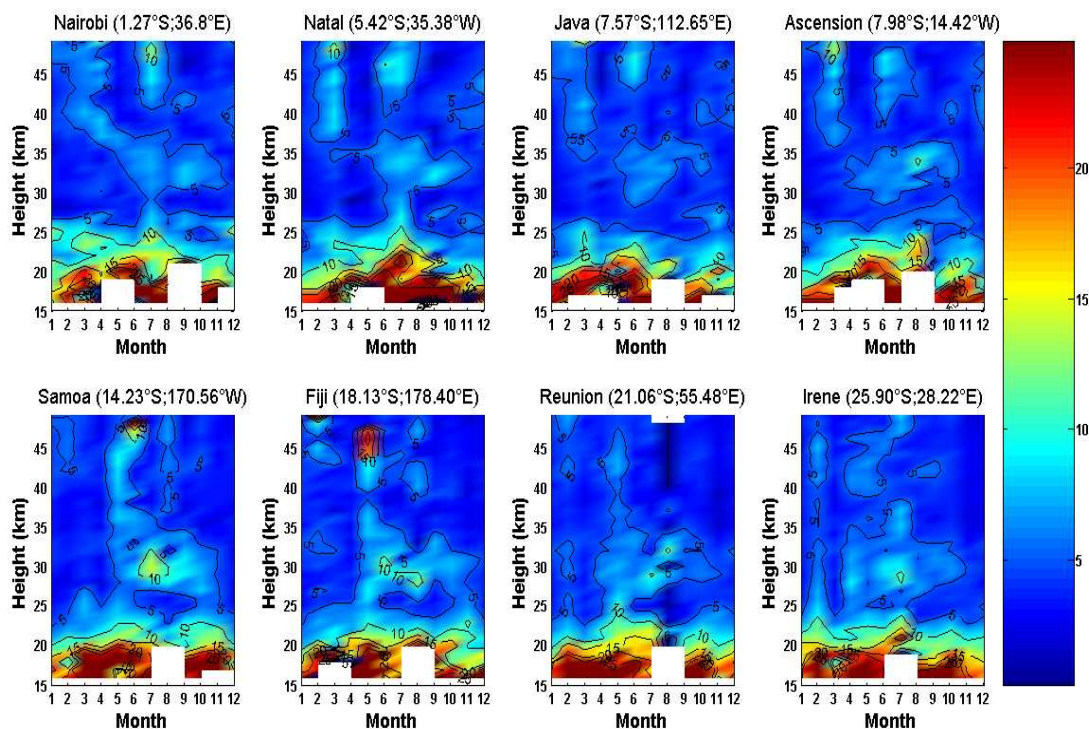


Figure 3.12 : Variabilité de l’ozone (en %) à partir des observations GOMOS au dessus des 8 stations SHADOZ. La variabilité est définie comme le rapport entre l’écart interquartile (iqr) et la médiane (q_2). Les blancs indiquent l’absence de données. Les contours sont espacés de 5%. D’après Mze et al. (2010).

3.2 Comparaison GOMOS/SHADOZ

3.2.1 Résultats de différentes validations de GOMOS

Ce paragraphe décrit les résultats obtenus sur différentes validations de l’instrument GOMOS sur ENVISAT. Les premiers résultats d’une climatologie de l’ozone sur plusieurs années ont été obtenus par Kyrölä et al. (2007). Ils concluent que les séries temporelles permettent d’examiner les variations de l’ozone dans la stratosphère et dans la mésosphère même si GOMOS contient des absences de données dues à des problèmes techniques de l’instrument ou aux conditions de limbe (i.e., de nuit). Meijer et al. (2004) valident les données de l’ozone dérivées des observations GOMOS (GOPR 5.4b) sous les conditions de nuit avec des données coïncidentes de ballon-sonde et d’instruments *in situ*. Ils observent un biais non significatif qui varie de 2.5% à 7.5% entre 14 km et 64 km avec des valeurs d’écart types de 11-16%

entre 19 km et 64 km. De plus, ces résultats sont indépendants de la température et de la magnitude de l'étoile ainsi que de la latitude à l'exception des régions polaires entre 35 km et 45 km, où un biais légèrement plus important est observé.

Kyrölä et al. (2006) fournissent une climatologie de l'ozone stratosphérique à partir des observations de nuit GOMOS (GOPR 6.0a) pour l'année 2003. Ils comparent l'ozone stratosphérique de GOMOS à la climatologie de l'ozone de Fortuin-Kelder (Fortuin and Kelder, 1998) et ils observent de grandes différences dans les régions polaires corrélées avec de grandes augmentations de NO₂. De plus, ils notent que les valeurs de GOMOS sont systématiquement supérieures en haute stratosphère à cause de l'effet diurne sur la variation de l'ozone au-dessus de 45 km. Les auteurs ajoutent que GOMOS observent des valeurs légèrement inférieures à la climatologie de Fortuin-Kelder en moyenne et basse stratosphère. Cependant, ils observent dans les zones équatoriales des valeurs climatologiques de GOMOS inférieures à celles de Fortuin-Kelder en haute troposphère et basse stratosphère.

Par ailleurs, les occultations de nuit GOMOS ont été comparé à des sondes ozone au-dessus de stations de haute latitudes : Marambio (64.3°S, 56.7°W) en Antarctique et Sodankylä (67.4°N, 23.6°E) en Finlande. Ils observent un bon accord entre 15 km et 30 km. Les différences sont de l'ordre de ±5% pour Marambio et elles sont plus marquées sur Sodankylä (jusqu'à -10%). En outre, un bon accord en moyenne stratosphère entre GOMOS et différents instruments embarqués à bord de ballons au-dessus de stations des hautes et moyennes latitudes a été observé par Renard et al. (2008). Liu et al. (2008) établissent une comparaison entre GOMOS et MIPAS (Michelson Interferometer for Passive Atmospheric Sounding) avec des sondes ozone au-dessus de Pékin (39.48°N, 116.28°E). Ils observent une bonne concordance au-dessus de 15 km. Les différences entre GOMOS et les ballons-sondes sont positives et significatives (±10%) au-dessus de 15 km et tout particulièrement entre 19 km et 30 km où les biais étaient de l'ordre de ±5%. Une validation de GOMOS (GOPR 6.0cf) a également été menée avec le radiomètre SOMORA (Stratospheric Ozone Monitoring Radiometer) par Hocke et al. (2007). Ils observent des différences relatives de l'ordre de ±10% entre 25 km et 45 km au-dessus de Payerne (46.82°N, 6.95°E) d'août 2002 à mai 2005.

Des comparaisons ont également été menées avec des observations satellitaires. En effet, Verronen et al. (2005) comparent des profils d'ozone MIPAS et GOMOS (version 5.4b et 6.0a) sur 2 jours (1 juillet 2002 et 11 juin 2003). Ils notent une bonne correspondance entre les

2 instruments en moyenne atmosphère de l'ordre de 10-15%. De même, Bracher et al. (2005) comparent 3 instruments embarqués sur ENVISAT : MIPAS, SCIAMACHY (SCanning Imaging Absorption spectroMeter for Atmospheric CHartographY) et GOMOS (observations de nuit, version 6.0a) d'Octobre à Novembre 2003. Ils observent un accord entre les trois instruments de $\pm 15\%$ entre 21 km et 40 km. Plus précisément, l'accord observé varie entre -6% et +1% entre GOMOS et MIPAS et varie entre -10% et +6% entre GOMOS et SCIAMACHY. Enfin, Dupuy et al. (2009) observent un bon accord dans la stratosphère entre GOMOS (IPF 5.00) et ACE-FTS (Atmospheric Chemistry Experiment-Fourier Transform Spectrometer). La médiane des différences relatives était de l'ordre de $\pm 10\%$.

Pour conclure, une étude récente de Nair et al. (2011) a porté sur l'inter-comparaison de données coïncidentes entre les données lidar et des sondes ozone, des mesures Umkehr, SBUV (/2), HALOE, SAGE II, MLS et GOMOS sur le site de l'OHP (Observatoire de Haute-Provence, 43.93°N, 5.71°E). En moyenne, ils observent des différences de l'ordre de $\pm 5\%$ entre 20 km et 40 km entre tous les instruments.

3.2.2 Validation de GOMOS à partir de données climatologiques

En considérant, le chevauchement entre les profils GOMOS et les sondes SHADOZ, les profils climatologiques sont comparés dans l'intervalle 15-30 km. Cette comparaison peut être utile pour deux objectifs : la première étant d'évaluer la qualité des données GOMOS avec les profils SHADOZ sur différentes stations. La deuxième raison étant d'inter-comparer les stations SHADOZ en utilisant le même instrument et en supposant que si un biais est présent dans les profils GOMOS, il ne sera pas dépendant de la station. La figure 3.13 illustre les différences relatives, en pourcentage, calculées respectivement aux valeurs mensuelles climatologiques des observations SHADOZ. Elles sont définies par :

$$\Delta O_3 = \frac{O_{3(GOMOS)} - O_{3(SHADOZ)}}{O_{3(SHADOZ)}} * 100$$

où $O_{3(GOMOS)}$ représente les valeurs médianes de GOMOS et $O_{3(SHADOZ)}$ représente les valeurs moyennes de SHADOZ pour chaque mois.

On observe sur la figure 3.13 que les différences entre la médiane du rapport de mélange des occultations GOMOS et la moyenne des profils SHADOZ dépendent de la station (varient de stations à stations) et de l'altitude.

On note que pour tous les sites, les valeurs de GOMOS sont supérieures à celles de SHADOZ entre 15 km et ~20 km. En effet, GOMOS semble surestimé les valeurs de rapport de mélange (>50%) dans cette gamme d'altitude sur toutes les stations, quelque soit la saison. Au-dessus de 20 km, un meilleur accord est observé pour chaque station. En général, les différences entre ~20 km et 30 km diminuent avec l'altitude et elles varient entre $\pm 15\%$ pour la plupart des sites. Cependant, on observe au-dessus de Nairobi et d'Irène que les valeurs climatologiques issues de GOMOS sont inférieures aux valeurs obtenues par les ballons-sondes au-dessus de 25 km et 22 km. Sur Nairobi, les valeurs de SHADOZ sont supérieures aux valeurs de GOMOS (2-10%) et de même sur Irène (2-15%). Toutefois, les valeurs de GOMOS obtenues au-dessus de Natal, Java et Ascension sont supérieures aux valeurs de SHADOZ sauf durant la période de Septembre à Décembre dans l'intervalle 22.5-30 km (25-30 km pour Java). La plus mauvaise correspondance entre GOMOS et SHADOZ est observée sur Ascension (20-45%) entre ~20 km et 27 km sur la période d'Avril à Juin. Les valeurs de GOMOS sont supérieures aux valeurs de SHADOZ sur Samoa sauf en Mai, en Juillet et entre Septembre et Novembre sur l'intervalle 26-30 km. Sur Fiji, les valeurs de GOMOS sont supérieures aux valeurs de SHADOZ sauf durant la période de Mai à Septembre au-dessus de 27 km. Enfin, les valeurs de GOMOS sont supérieures aux valeurs de SHADOZ sauf en Août dans l'intervalle 20-25 km, entre Avril et Août au-dessus de 27 km, en Novembre et Décembre au-dessus de 29 km. Des études complémentaires sont nécessaires pour comprendre les causes des dépendances observées sur les différences au-dessus des stations.

Toutefois, une première piste serait l'étude de Liu et al. (2006) sur la comparaison entre l'instrument GOME (Global Ozone Monitoring Experiment) et les sondes ozone sur 33 stations entre 71°S et 75°N qui montre que les biais observés (spécialement dans la région basse stratosphère-haute troposphère) varient de station à station. De plus, les auteurs ajoutent que ces biais dépendent du type d'instrument utilisé, de la technique utilisée, des solutions mises en place sur les sondes et du traitement des données. Enfin, Liu et al. (2006) concluent que ces résultats démontrent le besoin d'homogénéiser l'ensemble des données des sondes ozone et de standardiser les futures procédures pour une validation fiable et consistante des satellites

En moyenne, les valeurs de GOMOS sont supérieures aux valeurs de SHADOZ (~5-10%) entre 20 km et 30 km. Malgré les différences observées, on remarque un accord satisfaisant entre GOMOS et SHADOZ dans cette gamme d'altitude.

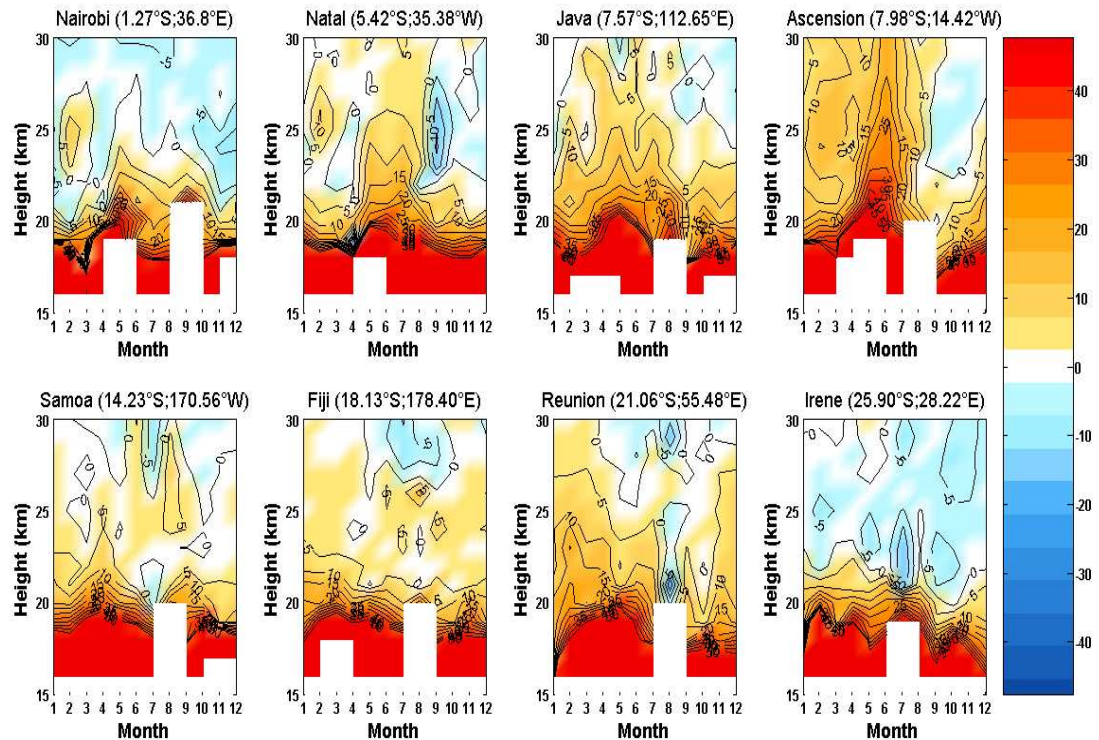


Figure 3.13 : Distributions mensuelles des différences relatives (en %) entre les observations GOMOS et les mesures SHADOZ (ces différences sont basées sur des comparaisons mensuelles). Les contours sont espacés de 5%. D'après Mze et al. (2010).

La médiane et la moyenne de l'ensemble des différences relatives entre GOMOS et SHADOZ sont illustrées entre 15 km et 30 km pour toutes les stations dans la figure 3.14. L'analyse de la médiane et de la moyenne des différences a pour but d'examiner si la distribution statistique des différences est correctement représentée par une distribution gaussienne standard (les valeurs moyennes et les valeurs médianes sont presque similaires), ou si la distribution est fortement influencée par les « outliers » (les valeurs moyennes et les valeurs médianes sont très différentes). En général, dans notre cas, on observe que les valeurs moyennes sont proches les valeurs médianes. Dans l'intervalle 21-30 km, les valeurs de GOMOS sont généralement supérieures aux valeurs SHADOZ sauf sur Nairobi et Irène où on observe que les valeurs SHADOZ sont supérieures aux valeurs GOMOS au-dessus de 23 km

et 21.5 km. Cela confirme l'analyse sur les différences mensuelles. En moyenne, les différences entre GOMOS et SHADOZ sont situées quasiment dans l'intervalle $\pm 10\%$ entre 21 km et 23 km et diminuent vers $\pm 5\%$ au-dessus de 23 km à l'exception du site d'Ascension où les différences atteignent les 8%. Dans la basse stratosphère (en-dessous de 21 km), on observe que GOMOS surestime de plus en plus et systématiquement les valeurs de rapport de mélange lorsqu'on descend en altitude. L'ensemble des résultats de la comparaison entre 21 km et 30 km est résumé sur le tableau 3.4.

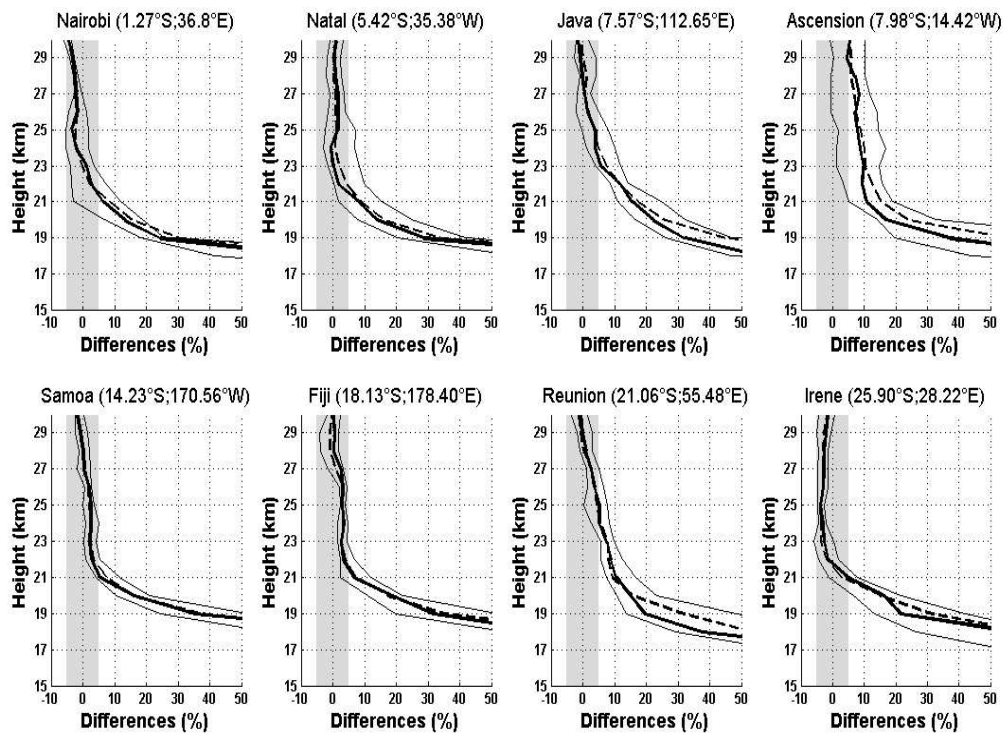


Figure 3.14 : Médiane (traits noirs continus) et moyenne (traits pointillés noirs) de l'ensemble des différences relatives (en %) entre GOMOS et SHADOZ. Les traits fins indiquent le 25th et 75th percentile, i.e., le premier et troisième quartile des différences relatives. La zone ombrée (en gris) représente l'intervalle $\pm 5\%$. D'après Mze et al. (2010).

Stations	Intervalle (km)	Différences (%)	
		Moyenne	Min/Max
<i>Equatoriales</i>			
Nairobi	21-30	-0.89	-4.57 to +6.42
Natal	21-30	+1.75	-0.60 to +8.35
Java, Watukosek	21-30	+4.13	-1.48 to +15.66
Ascension	21-30	+8.00	+4.65 to +10.94
<i>Tropicales</i>			
Samoa	21-30	+1.64	-1.58 to +5.53
Fiji	21-30	+2.68	+0.20 to +6.85
Réunion	21-30	+4.47	-0.74 to +10.71
Irène	21-30	-1.72	-3.85 to +5.05

Tableau 3.4 : Récapitulatif des différences entre l'instrument GOMOS et les sondes SHADOZ. On se focalise sur l'intervalle 21-30 km. La moyenne calculée sur cet intervalle ainsi que les valeurs minimales et maximales des différences sont indiquées. D'après Mze et al. (2010).

Les différences observées entre GOMOS et SHADOZ sont, en partie, dues à la sous-estimation des valeurs d'ozone par les sondes sous le maximum d'ozone (vers 26 km dans les tropiques) à cause du temps de réponse (50-60s) des sondes électrochimiques (ECC). Celui-ci crée un décalage vers le haut de 300 m dans l'estimation de l'altitude des profils comme le suggèrent Borchini et al. (2005). Ces derniers notent un biais négatif de 5% entre SHADOZ et les profils SAOZ (Système d'Analyse par Observation Zénithale). A l'instar de Borchini et al. (2005), l'influence du temps de réponse des sondes ozone est également discuté dans différentes études (Brinskma et al., 2000; Johnson et al., 2002; Liu et al., 2006; Schneider et al., 2005; SPARC, 1998). Johnson et al. (2002) et Thompson et al. (2003) suggèrent également que les erreurs sur les mesures des sondes peuvent être introduites par des incertitudes instrumentales (correction de l'efficacité de la pompe, modifications des caractéristiques des solutions) aux hautes altitudes, i.e., pour des basses pressions. De plus, les erreurs associées à GOMOS (cf. table 2.1) doivent contribuer également aux différences observées. D'après Tamminen et al. (2010), les principales sources d'erreurs sont les erreurs aléatoires : bruit de mesure et scintillations (10% vers 15 km et 0.5% à 4% dans la stratosphère, valeurs correspondent aux profils de nuit). Les erreurs systématiques sont principalement dues à l'incertitude sur le choix du modèle d'aérosol (erreur de ~20% en-dessous de 20 km) et impacte principalement l'inversion des profils d'O₃ et des aérosols (les autres sources étant les incertitudes sur les sections efficaces d'absorptions des gaz traces,

l'incertitude sur la température de l'atmosphère et l'incertitude sur la densité). Le phénomène de scintillation causé par les irrégularités de densité de l'air est une nuisance pour la détermination de la composition atmosphérique. Ainsi, lors de l'inversion des données GOMOS, l'effet de scintillation est corrigé en exploitant les mesures de scintillations à partir des photomètres (Sofieva et al., 2009). Malgré tout, les anomalies résiduelles issues de la correction incomplète du phénomène de scintillation ne sont pas négligeables. En effet, celles-ci entraînent une erreur de 0.5-1.5% dans l'inversion des données O₃ dans l'intervalle d'altitude 20-40 km. Pour plus de détails, on peut se référer à Sofieva et al. (2009) et Tamminen et al. (2010).

Enfin, l'échantillonnage spatial de GOMOS peut être considéré comme une source d'erreur mineure. Le déplacement horizontal des ballons-sondes entre 0 km et 30 km est en général inférieur à 120 km (en supposant une vitesse du vent < 20 m.s⁻¹ et une durée d'ascension de 6000 s, 5 m.s⁻¹ de vitesse d'ascension) ce qui est court comparé à la zone de sélection des observations GOMOS autour des stations (±5°, ±10°). La météorologie peut en partie expliquer les différences entre GOMOS et SHADOZ, mais cela n'a pas d'effet significatif.

3.2.3 Validation de GOMOS à partir de données coïncidentes

Il est important de valider les profils de l'instrument GOMOS pour estimer sa fiabilité et pour distinguer d'éventuels biais selon la latitude ou selon l'altitude. L'instrument GOMOS utilisant différents types d'étoiles avec différentes valeurs de magnitude, le rapport signal sur bruit peut varier d'un profil à l'autre (Renard et al., 2008). De plus, Keckhut et al. (2010) indiquent que la coïncidence est un facteur important puisque l'ozone dans la basse stratosphère est très variable en raison de larges gradients latitudinaux et de structures filamentaires à grande échelle. Ainsi, il est également nécessaire de réaliser des validations directes des profils GOMOS lorsque différentes étoiles sont utilisées. Ce travail de validation avec des profils coïncidents permet, par ailleurs, de valider notre méthode de comparaison.

Dans le but de montrer que l'approche utilisée précédemment pour la validation des données GOMOS n'induit pas d'artéfacts dus à la non utilisation d'un critère temporel, des profils coïncidents de GOMOS et SHADOZ sont reconsidérés au-dessus de 3 stations à différentes latitudes de l'hémisphère sud : Natal, Fiji et Irène. Pour étudier les mesures concomitantes entre les occultations GOMOS et les sondes ozone, on ajoute un critère temporel, i.e., la

différence entre GOMOS et les observations SHADOZ doit être dans l'intervalle $\pm 12h$. Ainsi, le nombre de profils coïncidents est de 64 pour Natal, 30 pour Fiji et 47 pour Irène de 2002 à 2008. La figure 3.15 illustre les positions des profils coïncidents GOMOS autour des stations SHADOZ en considérant le critère temporel et les critères spatiaux.

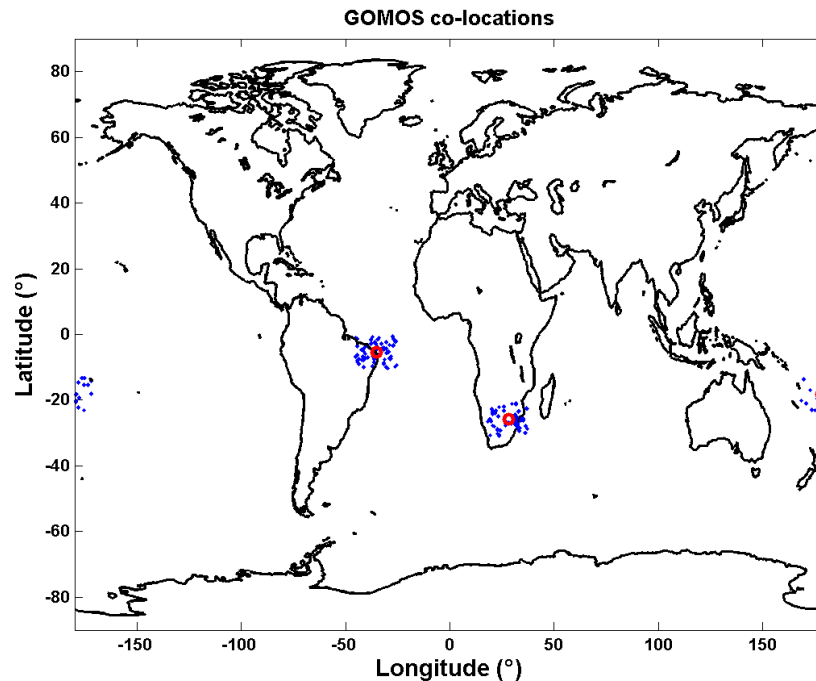


Figure 3.15 : Positionnement géographique des occultations GOMOS (points bleus) comparées aux mesures SHADOZ au dessus des 3 stations : Natal, Fiji et Irène (cercles rouges). Les observations GOMOS sont sélectionnées à partir du critère temporel $\pm 12h$ et des critères spatiaux : $\pm 5^\circ$ en latitude et $\pm 10^\circ$ en longitude de 2002 à 2008. D'après Mze et al. (2010).

La figure 3.16 illustre la moyenne des différences entre toutes les paires de profils coïncidents. En outre, les différences moyennes obtenues à partir de la méthode sans le critère temporel (moyenne sur les différences mensuelles) sont également superposées. On peut distinguer sur la figure 3.16 que les deux méthodes (avec et sans le critère temporel) exhibent un accord satisfaisant. Dans l'intervalle 21-30 km, les valeurs de GOMOS sont généralement supérieures aux données SHADOZ à l'exception du site d'Irène où on remarque que les valeurs de SHADOZ sont supérieures aux valeurs de GOMOS au-dessus de 21.5 km. Les différences moyennes obtenues sont de l'ordre de $\pm 10\%$ entre 21 km et 23 km et elles sont de l'ordre de $\pm 5\%$ au dessus de 23 km. Enfin, en-dessous de 21 km, on observe que GOMOS

surestime de plus en plus les valeurs de rapport de mélange lorsqu'on descend en altitude. Ces résultats montrent que les méthodes sont quasi-similaires. Cela suggère qu'on peut utiliser, avec une certaine confiance, les données GOMOS dans la région tropicale sans le critère temporel sur la coïncidence. En fait, cette méthode permet de réduire l'incertitude en augmentant le nombre de profils utilisables. On note que le nombre de profils coïncidents par niveau d'altitude varie et que le nombre de points coïncidents est moins important en haute troposphère à cause de l'altitude minimale atteinte par les profils GOMOS dans cette région (Tamminen et al., 2010).

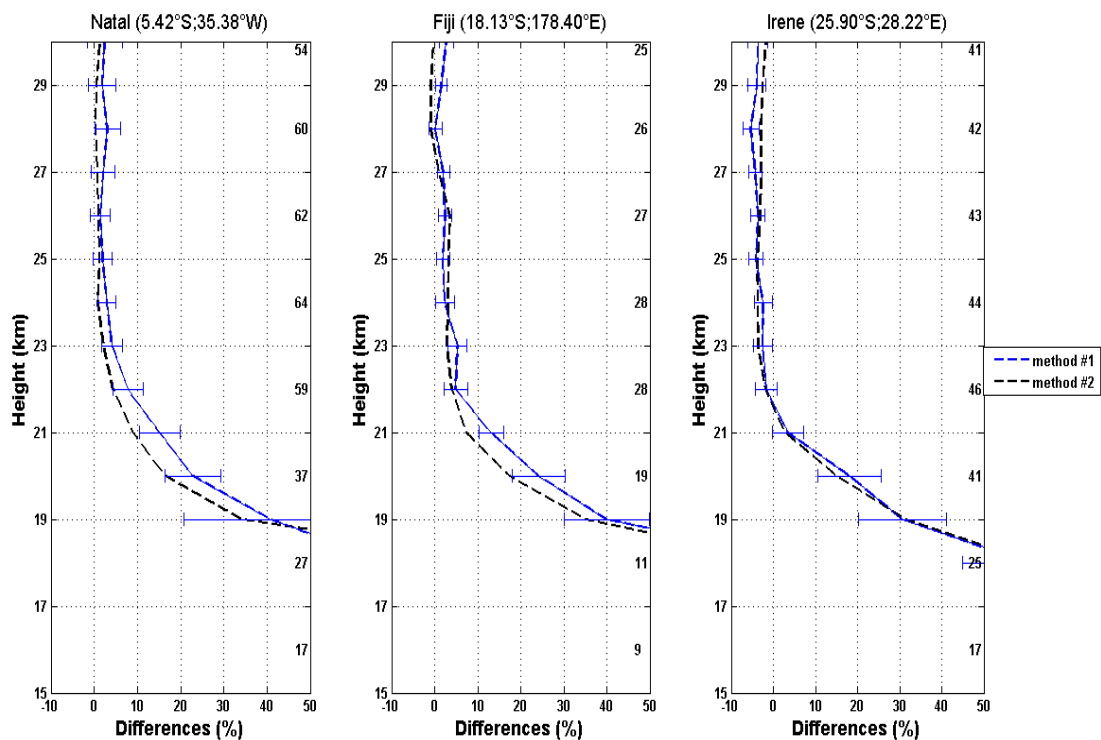


Figure 3.16 : Comparaisons des résultats issus des méthodes avec et sans le critère de temporel au dessus de Natal, Fiji et Irène. Dans la légende, « méthode #1 » (traits bleus) indique les différences moyennes (en %) entre les paires de profils coïncidents de GOMOS et SHADOZ ; et « méthode #2 » (traits noirs) indiquent la méthode appliquée sans le critère temporel. Les barres d'erreurs représentent l'erreur liée au calcul de la moyenne des différences (σ/\sqrt{N}). Le nombre de paires de profil coïncident (N) utilisé à chaque altitude pour la « méthode #1 » est indiqué sur l'axe vertical. D'après Mze et al. (2010).

Dans le cadre d'une étude d'inter-comparaison de profils coïncidents entre plusieurs instruments, le RMS (*root mean square*) est calculé dans le but de déterminer quel instrument (ex., satellites) correspond au mieux avec un instrument de référence (ex., radiosondage, lidar). Cependant, il peut également être estimé verticalement c.à.d. sur un intervalle d'altitude à partir des différences relatives (Nair et al., 2011). Il est défini par :

$$RMS = \sqrt{\frac{\sum_{j=1}^n (\overline{\Delta O_3(j)})^2}{n}}$$

où

$$\overline{\Delta O_3(j)} = \frac{\sum_{i,j} \Delta O_3(i,j)}{N}$$

ΔO_3 est la différence relative entre GOMOS et SHADOZ respectivement à SHADOZ (en %), i correspond au jour coïncident, j correspond à l'altitude, n correspond au nombre total de niveaux d'altitudes et N correspond au nombre de profils.

Dans notre cas, on va comparer les valeurs de RMS des différences relatives entre GOMOS et SHADOZ sur les 3 stations : Natal, Fiji et Irène. On observe sur l'intervalle 21-30 km des valeurs de l'ordre de 5.91%, 5.04% et 3.64% respectivement sur Natal, Fiji et Irène. Tandis qu'entre 23 km et 30 km, on observe respectivement des valeurs de 2.62%, 2.68% et 3.83%. Cela démontre encore une fois le bon accord entre GOMOS et les sondes SHADOZ au dessus de 21 km. A noter que sur Natal et Fiji, la valeur du RMS diminue entre 23 km et 30 km. L'ensemble des résultats est répertorié dans le tableau 3.5.

Stations	RMS (%)	
	21-30 km	23-30 km
Natal	5.91	2.62
Fiji	5.04	2.68
Irène	3.64	3.83

Tableau 3.5 : Récapitulatif des valeurs de RMS entre les profils coïncidents GOMOS et SHADOZ.

Ces résultats de validation sont concordants avec ceux de Meijer et al. (2004) qui observent une surestimation de GOMOS (GOPR v5.4b) par rapport aux sondes ozone entre 18 km et 21 km dans la région tropicale (pour le site, Paramaribo : 5.75°N ; 55.20°W). Ces résultats sont également en accord avec ceux de Borchini and Pommerehne (2007) qui observent une altitude

limite des mesures GOMOS (GOPR 6.0b) vers 22 km dans les tropiques. Ils comparent des observations satellites et des sondes au SAOZ, embarqué sur des ballons, durant l'été dans l'hémisphère sud en 2003 et 2004. Ils observent un bon accord entre GOMOS et SAOZ au dessus de 22 km dans la stratosphère, n'indiquant aucun décalage sur l'estimation d'altitude des occultations et un léger biais de GOMOS de 1-2.5%. De même, ils reportent une dégradation des performances de l'instrument GOMOS dans la stratosphère en dessous de 22 km. A noter que dans cette étude, la couverture latitudinale ainsi que le nombre de profils sont limités. De plus, les auteurs observent systématiquement sur les mesures des sondes atmosphériques de fort biais par rapport au SAOZ dans les zones convectives et fortement nuageuses. Enfin, une étude récente de van Gijssel et al. (2010) compare les données GOMOS avec des profils coïncidents de radiosondes, de lidar et de radar micro-ondes. Les résultats de la validation des données de nuit GOMOS du processeur opérationnel IPF 5.00 sur 7 ans d'observations indiquent une concordance de l'ordre de $\pm 2\%$ entre 20 km et 40 km. En dehors de cet intervalle, les différences s'accroissent et les auteurs observent une dépendance liée à la latitude : aux pôles (biais négative dans la mésosphère) et dans les tropiques (biais positive dans la basse stratosphère).

En outre, au-dessus de 21 km, on observe un bon accord entre les mesures GOMOS et les observations des sondes ozone et ces résultats sont similaires à de précédentes études sur la région tropicale (Meijer et al. 2004). Par ailleurs, ces résultats dans les tropiques complètent les observations faites aux moyennes et hautes latitudes entre GOMOS et les sondes ozone et qui concluent à un bon accord entre les deux instruments (Tamminen et al., 2006; Renard et al., 2008; Liu et al., 2008). En effet, des études de validation avec des sondes ozone ont été menées sur d'autres régions. Tamminen et al. (2006) comparent les occultations de nuit GOMOS à des sondes ozone en 2003 aux stations de hautes latitudes : Marambio (64.3°S, 56.7°W) en Antarctique et Sodankylä (67.4°N, 23.6°E) en Finlande. Ils observent un bon accord entre 15 km et 30 km. Les différences sont de l'ordre de $\pm 5\%$ pour Marambio et elles sont plus marquées sur Sodankylä (jusqu'à -10%). De plus, une comparaison est établie par Liu et al. (2008) entre les mesures de nuit GOMOS et des profils de sondes ozone au dessus de Pékin (39.48°N, 116.28°E) en Chine de Septembre 2002 à Juillet 2005. Ils observent une bonne concordance au dessus de 15 km. Les différences entre GOMOS et les ballons-sondes sont positives et significatives ($\pm 10\%$) au dessus de 15 km et tout particulièrement entre 19 et 30 km où les biais étaient de l'ordre de $\pm 5\%$. Ainsi, les résultats obtenus dans les tropiques de l'hémisphère sud ($\pm 10\%$ entre 21 et 23 km et de $\pm 5\%$ au dessus de 23 km) sont en accord

avec ceux observés dans les autres régions, i.e., aux moyennes et hautes latitudes. Toutefois, la qualité de GOMOS semble se dégrader aux tropiques en-dessous d'une altitude limite, i.e., ~21 km. En outre, l'établissement de la climatologie présentée dans cette section correspond au principal objectif de l'instrument GOMOS, i.e., l'étude et l'estimation des tendances dans la stratosphère. De plus, comme le rapportent Bertaux et al. (2000), elle peut être essentielle pour améliorer des modèles atmosphériques pour la prédiction des changements à long terme.

3.3 Comparaison GOMOS/MLS

Nous avons précédemment comparé et validé les observations de l'instrument à occultation stellaire GOMOS/ENVISAT dans les tropiques de l'hémisphère sud entre 15 km et 30 km avec les sondes issues du réseau SHADOZ. Toutefois, il serait intéressant d'analyser le comportement et la fiabilité des mesures GOMOS en haute stratosphère. Au vu de la limite vertical des sondes (~30 km), nous allons comparer GOMOS à l'instrument MLS/Aura et juger de ses performances sur toute la stratosphère.

3.3.1 Critères de sélection

3.3.1.1 Critères de sélection sur l'ozone

Les recommandations pour filtrer les données d'ozone (version 2.2) de l'instrument MLS sont répertoriées dans le « *EOS MLS Version 2.2 Level 2 data quality and description document* » (Livesey et al., 2007) et elles sont également décrites dans différents articles (Froidevaux et al., 2008 ; Jiang et al., 2007; Livesey et al., 2008).

Une sélection est indispensable pour disposer de profils de bonne qualité. Ainsi, il est établi des critères ou des seuils sur l'intervalle de pression, le statut, la qualité, la précision et la convergence des données d'ozone de MLS de niveau 2 (MLS_L2GP). Pour les champs « Statut, qualité et convergence », le critère est un nombre correspondant à chaque profil vertical. Ainsi, il est recommandé de ne pas utiliser les profils d'ozone dont la valeur du champ « Statut » est un nombre impair, la valeur du champ doit être pair ou plus strictement : égale à zéro, pour s'affranchir des profils « contaminés » par les nuages en basse ou haute

altitude lors du traitement des données (Jiang et al., 2007 ; Livesey et al., 2007, 2008). En effet, un profil est considéré comme « discutable » si le champ est un nombre pair mais pas égale à zéro. Cependant, Froidevaux et al. (2008) ne recommandent pas un rejet absolu de tous les profils avec de telles valeurs dites « discutables » (affectant 10 à 15% des profils journaliers de MLS). De plus, on utilise uniquement les données d’ozone dont les valeurs du champ « Précision » sont positives (>0). Les valeurs sont généralement négatives à 0.01 hPa et pour les niveaux de pressions inférieurs à cette valeur (Froidevaux et al., 2008). Pour le champ « Qualité », il est recommandé d’utiliser une valeur seuil de 0.4 en stratosphère (>0.4). Cela élimine typiquement 1% des profils d’ozone journaliers disponible et écarte quelques % aux basses latitudes (Froidevaux et al., 2008). A noter que pour la troposphère ce seuil est fixé à 1.2 (Livesey et al., 2008). Pour le champ « Convergence », un seuil de 1.8 est recommandé (<1.8), ce qui élimine seulement 1% des profils d’ozone journaliers disponible (Jiang et al., 2007). Enfin, sur l’intervalle de pression, seule la gamme entre 215 hPa et 0.02 hPa est utilisable pour des études scientifiques (Froidevaux et al., 2008). Ces critères vont permettre l’utilisation fiable de plus de ~97% des profils journaliers d’ozone disponible de l’instrument MLS (Froidevaux et al., 2008). En outre, comme pour les données GOMOS, on a aussi établi un critère de sélection des profils MLS autour des sites d’études à $\pm 5^\circ$ de latitude et à $\pm 10^\circ$ longitude. L’ensemble des critères sur les données d’ozone MLS est résumé sur le tableau 3.6.

Paramètres	Critères
Intervalle de Pression	215 hPa à 0.02 hPa
Latitude	$\pm 5^\circ$
Longitude	$\pm 10^\circ$
Statut	Pair (0)*
Qualité	> 0.4
Convergence	< 1.8
Précision	> 0 ppmv

Tableau 3.6 : Paramètres et critères de sélection sur les données O₃ de Aura-MLS.* : cf. Livesey et al. (2007), Froidevaux et al. (2008).

En guise d’illustration, un exemple portant sur la répartition des valeurs des champs « statut, qualité, convergence » en fonction de la latitude ainsi que les valeurs du champ « précision » entre 100 hPa et 1hPa pour les observations MLS O₃ du 13 Octobre 2004 est présenté par la figure 3.17. Les champs « statut, qualité et convergence » sont présentés sur un histogramme lissé à deux dimensions qui tient compte d’une meilleure représentation des données dans les régions denses (Eilers and Goeman, 2004).

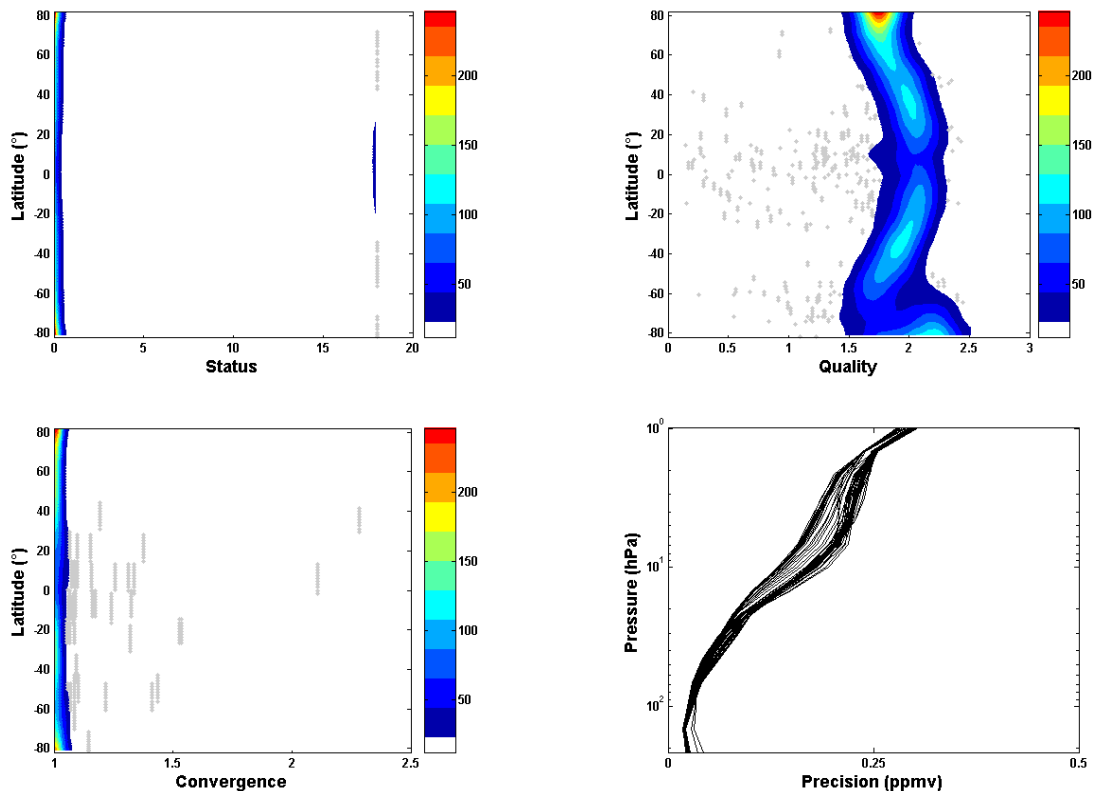


Figure 3.17 : Répartition des valeurs des champs « statut, qualité et convergence et précision » pour les observations MLS O₃ mesurées le 13 Octobre 2004.

Pour plus de détails sur les caractéristiques de chaque champ et de chaque critère, on peut se référer à Livesey et al. (2007) et Froidevaux et al. (2008).

3.3.1.2 Critères de sélection sur la Température

Les recommandations pour filtrer les données de température (version 2.2) de l'instrument MLS sont aussi répertoriées dans le « *EOS MLS Version 2.2 Level 2 data quality and description document* » (Livesey et al., 2007) et elles sont également décrites par Schwartz et al. (2008). En outre, les données de température seront utilisées dans le chapitre 5.

Comme pour les données d'ozone, une sélection est indispensable pour disposer de profils de bonne qualité. Il est recommandé de ne pas utiliser les profils de température dont la valeur du champ « Statut » est un nombre impair, la valeur du champ doit être pair ou plus strictement : égale à zéro, du fait de la possible influence significative des nuages lors du traitement des

données (Schwartz et al., 2008). En effet, un profil est considéré comme « discutable » si le champ est un nombre pair mais pas égale à zéro. Par ailleurs, Schwartz et al. (2008) ajoutent qu'à des niveaux de pression inférieurs à 147 hPa, i.e., plus haut dans l'atmosphère, ce point peut être ignoré. Livesey et al. (2007) ajoutent que l'impact des nuages est généralement limité aux niveaux troposphériques dans les tropiques et à une moindre mesure aux moyennes latitudes. De plus, on utilise uniquement les données de température dont les valeurs du champ « Précision » sont positives (>0). Il est recommandé pour le champ « Qualité » d'utiliser une valeur seuil de 0.6 (>0.6). Ce critère exclut $\sim 4\%$ des profils de température (Livesey et al., 2007 ; Schwartz et al., 2008). Pour le champ « Convergence », un seuil de 1.2 est recommandé (<1.2), ce qui élimine spécifiquement 2% des profils (Livesey et al., 2007 ; Schwartz et al., 2008). Enfin, sur l'intervalle de pression, seule la gamme entre 316 hPa et 0.001 hPa est utilisable pour des études scientifiques (Schwartz et al., 2008). L'ensemble des critères sur les données de température MLS est résumé sur le tableau 3.7.

Paramètres	Critères
Intervalle de Pression	316 hPa à 0.001 hPa
Statuts	Pair (0)*
Qualité	> 0.6
Convergence	< 1.2
Précision	> 0 ppmv

Tableau 3.7 : Paramètres et critères de sélection sur les données T Aura-MLS.*: cf. Livesey et al. (2007), Schwartz et al. (2008).

En guise d'illustration, un exemple portant sur la répartition des valeurs des champs « statut, qualité, convergence » en fonction de la latitude ainsi que les valeurs du champ « précision » entre 100 hPa et 1hPa pour les observations MLS T du 13 Octobre 2004 est présenté par la figure 3.18.

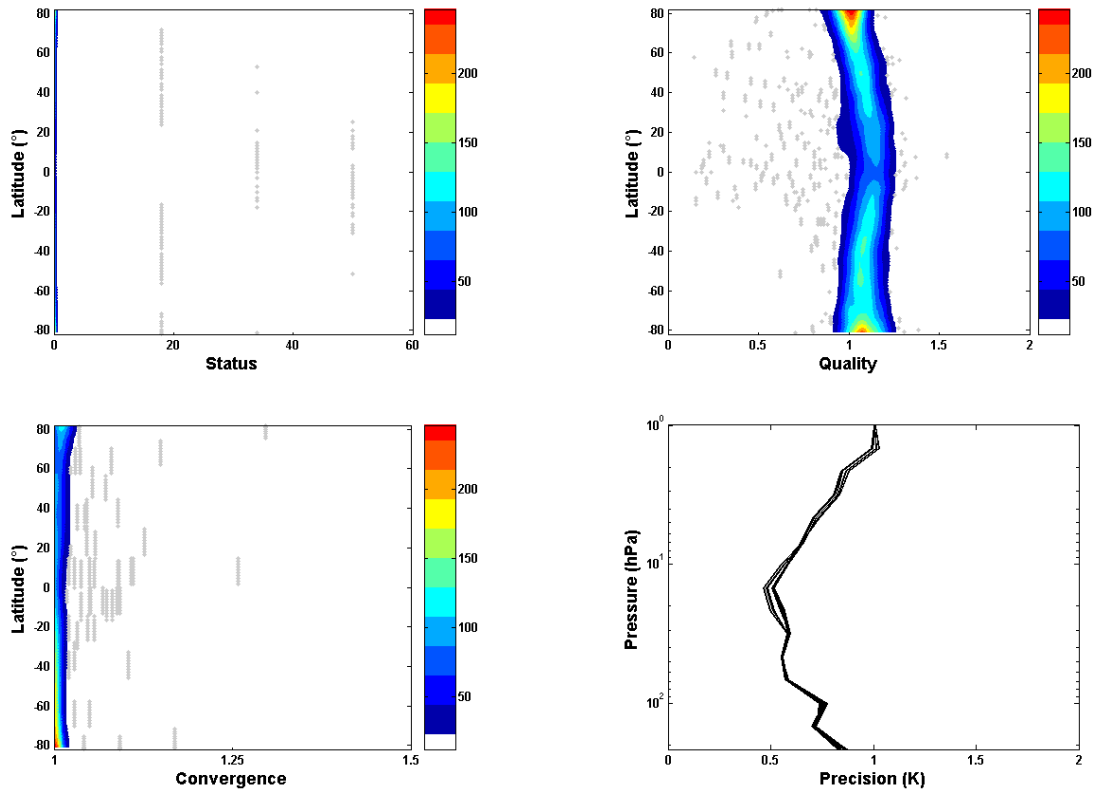


Figure 3.18 : Répartition des valeurs des champs « statut, qualité et convergence et précision » pour les observations MLS T mesurées le 13 Octobre 2004.

Pour plus de détails sur les caractéristiques de chaque champ et chaque critère, on peut se référer à Livesey et al. (2007) et Schwartz et al. (2008).

3.3.2 Exemple de comparaison GOMOS/MLS

Pour donner un exemple de comparaison entre l'instrument à occultation stellaire GOMOS et le sondeur MLS, on se focalise sur le site de La Réunion (21.06°S, 55.48°E), en utilisant les différents paramètres et critères de sélection définis auparavant (cf. section 3.3.1). On s'intéresse tout particulièrement au mois de Mai 2008. Ainsi, on a comptabilisé pour ce mois 31 occultations GOMOS et 148 profils MLS de nuit. La figure 3.19 présente les localisations géographiques du site de La Réunion, des occultations GOMOS et des acquisitions MLS obtenues pour le mois de Mai 2008. Les occultations GOMOS sont choisies sous les critères de sélection et de qualité des mesures (altitude, latitude, longitude, limbe, minimum d'O₃, maximum d'O₃ et maximum d'erreur). De même, les profils MLS sont choisis selon les

critères de qualité cités précédemment (intervalle de pression, latitude, longitude, statut, qualité, convergence et précision). On remarque également sur la figure 3.19, la supériorité du nombre de profils obtenus par MLS par rapport à l'instrument GOMOS.

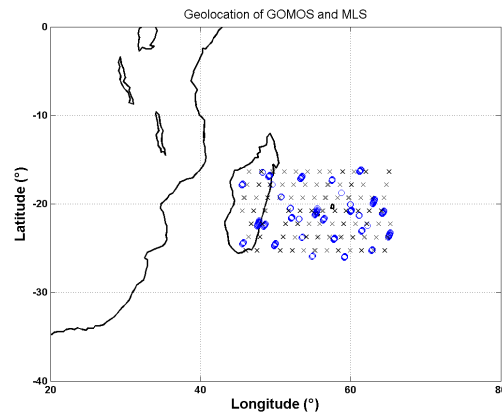


Figure 3.19 : Positionnement géographique du site de La Réunion. On a également représenté le positionnement des 31 occultations GOMOS (cercles bleus) et des 148 profils MLS (croix noirs) du mois de Mai 2008.

La figure 3.20 présente l'ensemble des profils verticaux de rapport de mélange de l'ozone et la précision associée aux mesures MLS entre 100 hPa et 1 hPa pour le mois de Mai 2008. On remarque tout d'abord sur la figure 3.20b que la précision est positive comme prévue dans cet intervalle. On a vu précédemment (cf. section 2.1.2.1) que MLS possède une grille verticale de 37 niveaux de pression. En effet, les mesures MLS sont sur des niveaux de pression prédéfinis (6 niveaux par décade en troposphère et stratosphère et 3 niveaux par décade à moins de 0.1 hPa) tandis que pour l'ozone, l'intervalle d'usage est limité entre 215.44 hPa et 0.02 hPa (23 niveaux de pression).

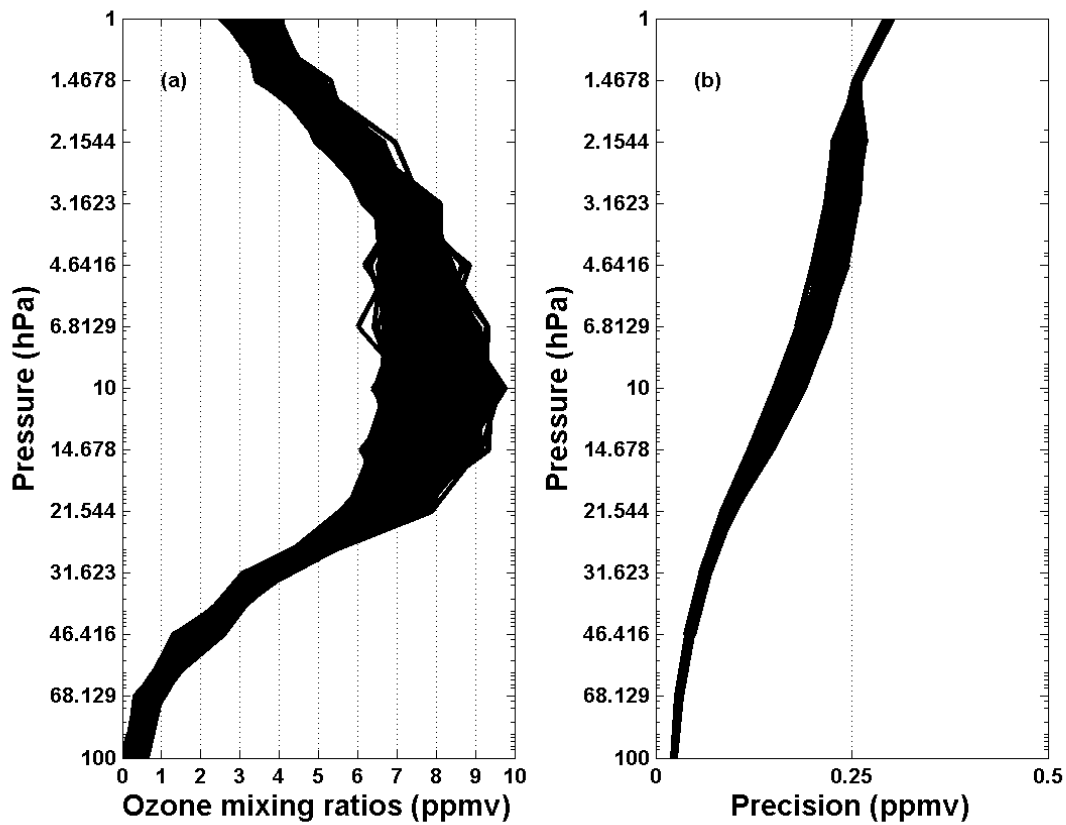


Figure 3.20 : (a) Distribution des profils verticaux de rapport de mélange de l'ozone (en ppmv) de MLS pour le mois Mai 2008 au-dessus de La Réunion. (b) Distribution de la précision (en ppmv) associée.

L'ensemble des profils verticaux de MLS du mois de Mai 2008 ainsi que sa moyenne sont présentés entre 100 hPa et 1 hPa à la figure 3.21. Les écart-types, à $\pm 1\sigma$, sont également illustrés. Par ailleurs, on a choisi de limiter l'étude et la comparaison entre MLS et GOMOS sur cet intervalle (100-1 hPa) de pression car celui-ci correspond à la stratosphère dans la région tropicale.

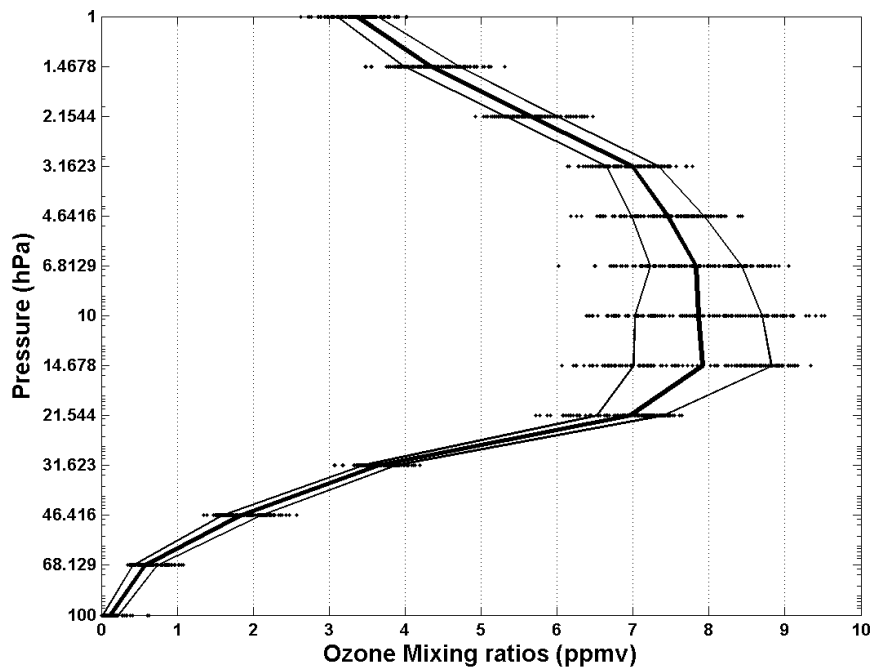


Figure 3.21 : Distribution de l'ensemble des mesures MLS (points noirs) du mois de Mai 2008 au-dessus de La Réunion, superposée à la moyenne (trait épais noir) du rapport de mélange de l'ozone (en ppmv). L'écart-type à $\pm 1\sigma$ est également représenté (traits fins noir).

La figure 3.22 présente un exemple de comparaison entre 4 profils MLS et des profils GOMOS coïncidents pour le mois de Mai 2008. Pour notre étude, nous avons choisis de limiter la comparaison entre MLS et GOMOS à l'intervalle 100-1 hPa (13 niveaux de pression). Cela correspond dans les tropiques à un intervalle entre ~ 16.5 km et ~ 48.5 km.

En outre, pour comparer MLS à différents instruments (satellite, radiosondages...), il existe trois méthodes: une simple interpolation linéaire versus log (pression), une méthode des moindres carrés et un passage par une matrice de convolution (Froideveaux et al., 2008, Jiang et al., 2007). La première méthode semble adéquate pour le passage des données GOMOS vers la grille verticale MLS, au vu de la résolution des deux instruments. En effet, la résolution verticale des données ozone de MLS varie de 2.7 km à 3 km de la haute troposphère à la basse mésosphère (Jiang et al., 2007), tandis que la résolution de GOMOS est de 2 km en dessous de 30 km et croît linéairement à 3 km jusqu'à 40 km et reste constant au dessus (Kyrölä et al., 2006).

Ainsi, pour l'interpolation des données GOMOS sur la grille verticale de MLS, la première méthode, i.e., une simple interpolation linéaire versus log (pression) a été choisie. On remarque à première vue, sur la figure 3.22, une assez bonne concordance entre les deux instruments pour la mesure de l'ozone. Les deux instruments observent les mêmes structures sur les profils verticaux d'ozone. Ils les retranscrivent plus ou moins bien, selon le cas.

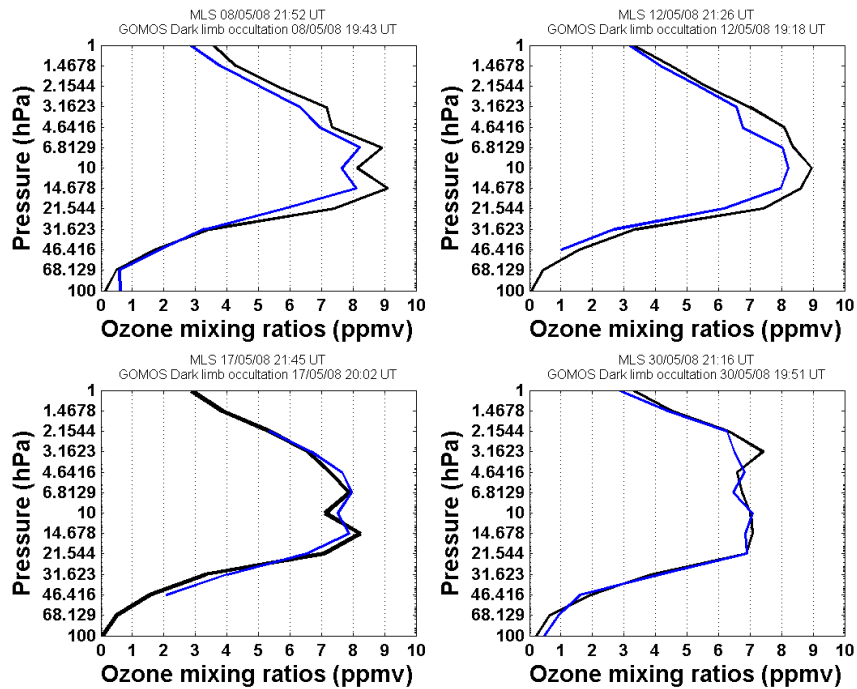


Figure 3.22 : Comparaison des profils d'ozone (en ppmv) GOMOS (traits bleus) et MLS (traits noirs) en Mai 2008 au-dessus de La Réunion

Les différences relatives, notées ΔO_3 , entre les profils MLS et GOMOS sont ensuite présentées à la figure 3.23. Elles sont définies selon la l'expression suivante :

$$\Delta O_3 = \frac{O_{3(GOMOS)} - O_{3(MLS)}}{O_{3(MLS)}} * 100.$$

Où $O_{3(MLS)}$ et $O_{3(GOMOS)}$ représentent respectivement les profils MLS et GOMOS choisis pour le mois de Mai 2008.

Ainsi, on remarque à la figure 3.23, une assez bonne concordance entre les profils GOMOS et MLS, surtout dans la moyenne et haute stratosphère. Même si cela n'est qu'un exemple, sur un site particulier, il semble y avoir une moins bonne concordance en basse stratosphère entre GOMOS et MLS.

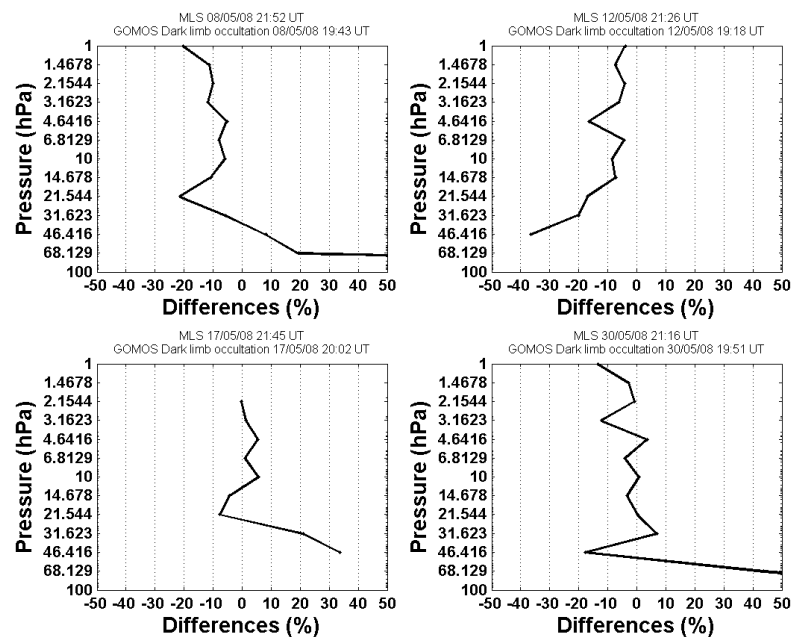


Figure 3.23 : Différences relatives (%) entre les profils d'ozone MLS et GOMOS (traits noirs) de la figure 3.22. La comparaison se fait sur l'intervalle 100-1 hPa.

Cette première comparaison nous a permis de mettre en évidence le rôle des critères de sélection et de qualité appliqués aux différents paramètres présents dans les produits MLS_L2GP. Ces données sont utilisées, par la suite, pour des études climatologiques, l'étude de la variabilité et l'inter-comparaison entre l'instrument à occultation stellaire GOMOS et le sondeur MLS.

3.3.3 Climatologie MLS et comparaison à GOMOS

3.3.3.1 Résultats de différentes validations de MLS

Ce paragraphe décrit les résultats obtenus sur différentes validations de l'instrument MLS embarqué sur Aura. Une première validation des observations MLS v1.5 a été établie par Froidevaux et al. (2006). En outre, les profils d'ozone MLS (version 1.5) ont été comparés à des radiosondages GPSO3 (Global Positioning System ozone sensors) au-dessus de Pékin (39°48N ; 116°28E) en Chine de Septembre 2002 à Juillet 2005 (Bian et al., 2007). En général, les auteurs observent une bonne concordance dans l'UT-LS (*Upper Troposphere-Lower Stratosphere*, Haute Troposphère-Basse Stratosphère) entre les observations MLS et GPSO3 et une meilleure performance entre 147 hPa et 46 hPa. Toutefois, ils notent un biais positif de 20% dans la basse stratosphère et de 30% dans la haute troposphère. Ils concluent que les données MLS dans l'UT-LS peuvent souffrir d'un biais positif en dessous de 100 hPa par rapport aux sondes GPSO3, et par conséquent, par rapport aux sondes Vaisala ECC. En effet, les résultats montrent également que les sondes GPSO3 surestiment de 20-30% les sondes Vaisala ECC en-dessous de 200 hPa (dans la troposphère).

Par ailleurs, le radiomètre SOMORA (Stratospheric Ozone Monitoring Radiometer) a été comparé aux profils Aura-MLS (version 1.5) au-dessus de Payerne (46.82°N, 6.95°E) d'Août 2002 à Mai 2005 (Hocke et al., 2007). La moyenne des différences observée était inférieure à 10% en dessous de 60 km et elle était inférieure à 5% entre 25 km et 50 km. Hocke et al. (2007) ont également noté que les différences entre SOMORA et MLS ne dépendent pas des critères spatio-temporels.

Toutefois, des études ont montré de meilleurs résultats dans les comparaisons des données MLS version 2.2 par rapport aux données de la version 1.5 (Jiang et al., 2007 ; Froidevaux et al., 2008). En effet, Jiang et al. (2007) ont établi une validation des profils d'ozone MLS v2.2 par rapport aux sondes ozone (60 stations) et aux lidars (3 stations) dans la haute troposphère et dans la stratosphère. Ils notent que les données MLS sont en accord avec les mesures des sondes ozone entre 150 hPa et 3 hPa avec une moyenne globale de $\pm 8\%$. Tandis que les mesures MLS à 215 hPa sont fortement biaisées de $\sim 20\%$ comparés aux mesures des sondes ozone en moyenne et haute latitude. Ils observent aussi une très bonne correspondance ($\sim 5\%$) entre MLS et les mesures lidar dans la stratosphère. Jiang et al. (2007) notent également que les différences entre les données MLS et les sondes ozone entre 50 hPa à 5 hPa varient entre $\pm 5\%$ à l'exception des tropiques, où un biais positif de $\sim 15\%$ est observé à 50 hPa. Aux

niveaux de pression 100 hPa et 147 hPa, les différences entre les mesures MLS et les sondes varient entre $\pm 12\%$, sauf dans la bande latitudinale tropicale, i.e., $\pm 20^\circ$, où le biais observé est de $\sim 20\%$. A noter que dans cette étude de Jiang et al. (2007), les données des stations tropicales sont issues principalement du réseau SHADOZ.

Froidevaux et al. (2008) ont mené une étude sur la validation des mesures d'ozone MLS v2.2 avec des satellites (SAGE, HALOE, ACE-FTS, POAM III, MIPAS) et des campagnes aéroportées avec des lidars : DIAL (Differential Absorption Lidar), AROTAL (Airborne Raman Ozone, Temperature, and Aerosol Lidar), embarqués sur la campagne AVE (Aura Validation Experiment). Ils valident également avec des ballons et des instruments *in situ*. Les auteurs remarquent une bonne correspondance de l'ordre de 5% avec des valeurs proches de 10% (occasionnellement à 20%) dans les basses altitudes de la stratosphère, où un léger biais positif dû à MLS peut être observé. Enfin, ils ont également observé une très bonne correspondance dans la distribution latitudinale obtenus par MLS par rapport aux profils coïncidents des satellites et des lidars.

Par ailleurs, une étude sur la validation des mesures ozone (version 2.2) de MLS (et du monoxyde de carbone, CO) a été menée en haute troposphère et basse stratosphère, i.e., 215 hPa-100hPa (Livesey et al., 2008). Ils observent une bonne correspondance entre MLS et les mesures du programme MOZAIC (Measurement of OZone and water vapour by Airbus in-service airCraft), mais également avec d'autres mesures de campagnes aéroportées : PAVE (Polar Aura Validation Experiment), INTEX-B (Intercontinental Chemical Transport Experiment) et AVE.

Boyd et al. (2007) ont comparé les données Aura-MLS v2.2 à un radiomètre à micro-ondes (microwave radiometer : MWR) sur deux stations NDACC (Network for Detection of Atmospheric Composition Change) : Lauder, New Zealand (45°S ; 169°E) et Mauna Loa, Hawaï (20°N ; 204°E) entre 56 hPa et 0.03 hPa (20 km à 72 km). Ils observent une bonne correspondance de $\pm 5\%$ entre MLS et MWR entre 24 hPa et 0.04 hPa (26 km à 70 km) et de 5% à 13% dans les autres intervalles de pression. Par ailleurs, ils ont également comparé MLS à d'autres sondeurs et notamment GOMOS (GOPR 6.0cf), en utilisant les données MWR comme référence. Il en résulte une bonne correspondance de $\pm 5\%$ entre MLS et GOMOS entre 56 hPa et 0.4 hPa (20 km à 54 km).

Krzyscin et al. (2008) ont établi une comparaison de profils d'ozone entre les mesures Umkher d'un spectrophotomètre Dobson (UMK92 et UMK04) et l'instrument MLS (version 1.5 et version 2.2) sur Belsk (52°N ; 21°E). Ils ont observé une bonne concordance entre les deux instruments en moyenne et haute stratosphère avec une moyenne des différences de

l'ordre de $\pm 5\%$ et un coefficient de corrélation supérieur à 0.5, tandis qu'en basse stratosphère, les moyennes des différences sont plus élevées mais le coefficient de corrélation reste élevé (~ 0.8). De plus, Dupuy et al. (2009) ont comparé Aura/MLS v2.2 à ACE (Atmospheric Chemistry Experiment). Ils notent que l'instrument ACE-FTS reproduit plus d'ozone que MLS. En effet, entre 12 km et 43 km (~ 2 hPa), la moyenne des différences relatives varie entre 0 et 10% et elle est plus souvent inférieure à 4%. Tandis qu'au-dessus de 43 km et en dessous de ~ 60 km, les différences varient entre 10 et 25% avec une valeur maximale vers 53 km (~ 0.6 hPa).

Enfin, Liu et al. (2010) ont exploité les profils d'ozone MLS version 2.2 de l'année 2006 pour la validation de l'instrument OMI (Ozone Monitoring Instrument) également opérationnel sur la plateforme Aura. Ils observent des différences globales de $\pm 2.5\%$ au dessus de 100 hPa et des différences négatives de 5-10% en dessous de 100 hPa. Ils ajoutent que la proximité de la coïncidence MLS/OMI peut minimiser de manière significative les effets spatio-temporels sur la comparaison.

On observe ainsi un bon accord de $\pm 5\%$ dans la moyenne et haute stratosphère, un biais positif de MLS dans l'UT-LS notamment dans les tropiques et de meilleurs résultats dans les comparaisons des données MLS version 2.2 par rapport aux données de la version 1.5.

3.3.3.2 Climatologie et variabilité de l'O₃ MLS

On présente, dans cette section, une climatologie des données MLS ainsi que les résultats de la comparaison entre les mesures de l'instrument à occultation stellaire GOMOS et les observations de nuit du sondeur MLS. En effet, on va s'affranchir de la variation diurne de l'ozone lorsque les valeurs d'ozone augmentent au-dessus de 45 km durant la nuit (Kyröla et al., 2006). Dans la haute stratosphère, cette séparation est significative, car les valeurs du rapport de mélange de l'ozone des mesures de nuit sont supérieures aux valeurs des mesures de jour (Hocke et al., 2007). Ainsi, en plus des recommandations de filtrage vu précédemment sur l'intervalle de pression, le statut, la qualité, la précision et la convergence des données ozone, on va sélectionner uniquement les profils MLS de nuit dont l'angle solaire zénithal est supérieure à 105° ($SZA > 105^\circ$), étant donné que la climatologie de GOMOS établie précédemment se base sur des mesures de nuit. La figure 3.24 montre un exemple des valeurs

de SZA pour les profils MLS sélectionnés au-dessus du site de La Réunion en Septembre entre 2004 et 2008.

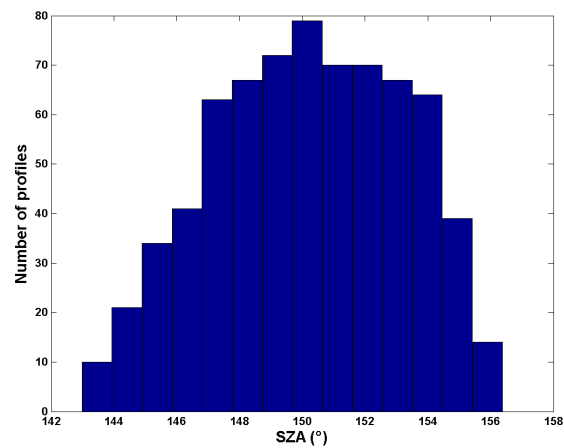


Figure 3.24 : Exemple de distribution des valeurs de SZA des profils MLS enregistrés au-dessus de La Réunion en Septembre de 2004 à 2008 (711 profils), en tenant compte du critère sur le limbe ($SZA > 105^\circ$).

La figure 3.25 montre la répartition mensuelle des profils issus de l'instrument à occultation stellaire GOMOS et du sondeur MLS, selon les critères de sélection et de qualité choisis et discutés plus haut, au-dessus des 8 stations SHADOZ (cf. section 3.1.1 et section 3.3.1). Les occultations GOMOS couvrent la période d'Août 2002 à Décembre 2008 tandis que les mesures MLS ont été sectionnées d'Août 2004 à Décembre 2008. On remarque que le nombre de profils MLS est plus important que le nombre d'occultations GOMOS sur toutes les stations et pour tous les mois. En effet, le nombre d'observations total utilisé est de 6708 pour GOMOS contre 44004 observations par MLS. Cela est dû à la méthode d'observation de l'instrument MLS (cf. section 2.1.2.1).

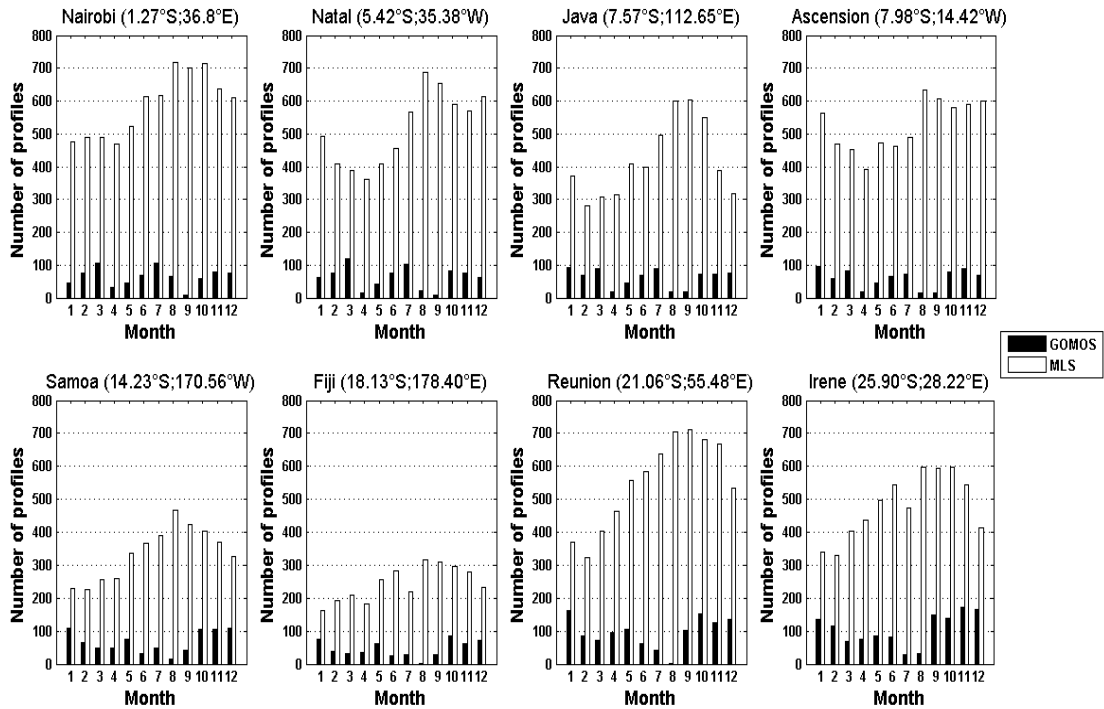


Figure 3.25 : Répartition mensuelle du nombre de profils MLS (barres blanches) et GOMOS (barres noires), selon les critères de sélection et de qualité choisis au-dessus des 8 stations SHADOZ. GOMOS couvre la période 2002-2008 tandis que MLS couvre la période 2004-2008.

La figure 3.26 illustre l'évolution climatologique du rapport de mélange de l'ozone observée par MLS entre 100 hPa et 1 hPa au-dessus des 8 stations SHADOZ. Connaissant la grille verticale de MLS qui est prédéfinie sur des niveaux de pressions, on ne peut pas établir de manière fine les caractéristiques de cette climatologie, mais on y retrouve évidemment des similitudes avec la climatologie établit par GOMOS. En effet, le maximum de rapport de mélange se situe entre 14.6 hPa et 4.6 hPa (entre ~ 28.6 km et ~ 36.4 km). De plus, le maximum de rapport de mélange varie entre 7.5 ppmv et 10.4 ppmv. On observe également la variation semi-annuelle de l'ozone sur les sites équatoriaux (Nairobi, Natal, Java et Ascension) avec des maximums en Février-Mars et Septembre-Octobre et la variation annuelle de l'ozone sur les sites tropicaux (Samoa, Fiji, Réunion et Irène) avec un minimum en hiver austral (Juin-Juillet). En outre, la valeur médiane de l'altitude du maximum de rapport de mélange se situe à environ 10 hPa (~ 31.1 km). Tandis que la moyenne du maximum de rapport de mélange pour les sites équatoriaux est de 9.7 ppmv et de 9.01 ppmv

pour les sites tropicaux. Par ailleurs, le maximum de rapport de mélange varie entre 8.9 ppmv et 10.4 ppmv pour les sites équatoriaux et entre 7.5 ppmv et 9.8 ppmv pour les sites tropicaux.

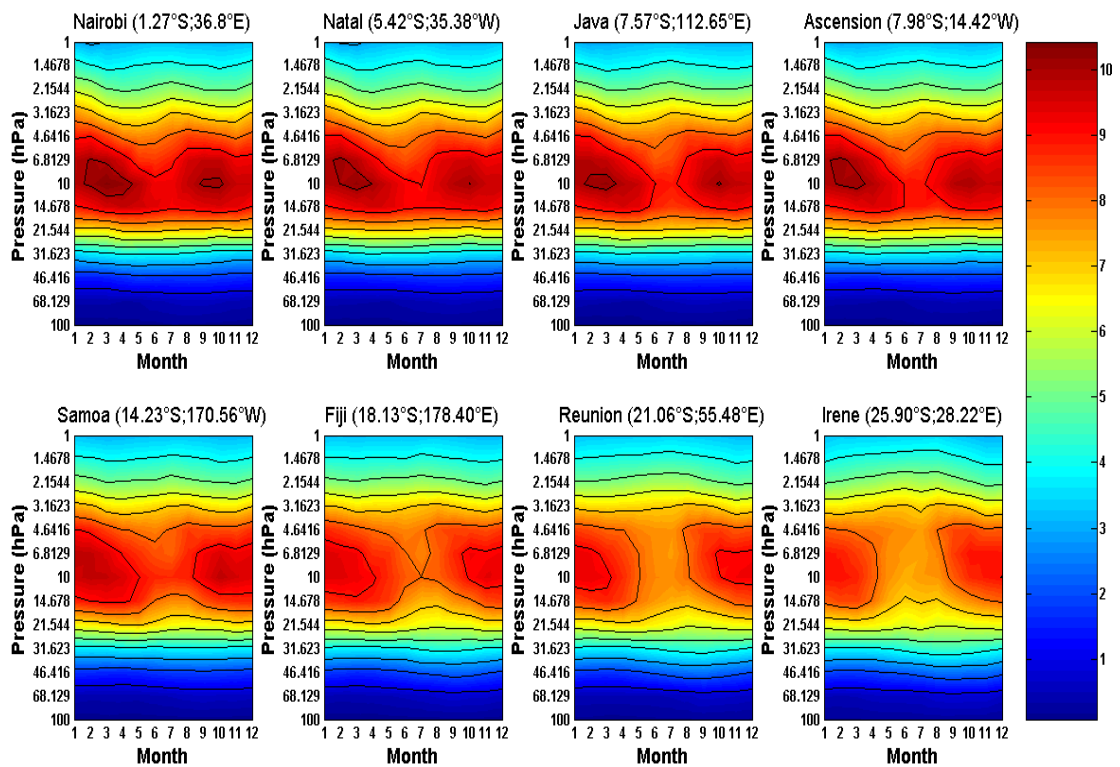


Figure 3.26 : Evolutions des moyennes mensuelles du rapport de mélange de l’ozone (en ppmv) issues des observations de nuit MLS au-dessus des 8 stations SHADOZ. Les contours sont espacés de 1 ppmv.

A première vue, ces différents résultats sur la climatologie de l’ozone à partir de l’instrument MLS sont assez concordant avec la climatologie basée sur l’instrument GOMOS (Mze et al., 2010). Le tableau 3.8 résume l’ensemble des résultats de cette climatologie de l’ozone observé par MLS. En outre, contrairement à la climatologie de GOMOS, on ne note pas d’absence de données sur la climatologie de MLS. Cela est en partie dû au nombre de profils MLS qui est supérieur au nombre de profils GOMOS (cf. figure 3.25).

Stations	Altitude du maximum de rapport de mélange (hPa)		Maximum de rapport de mélange (ppmv)	
	Médiane	Min/Max	Moyenne	Min/Max
<i>Equatoriales</i>				
Nairobi	10	14.6 to 10	9.86	9.25 to 10.37
Natal	10	14.6 to 6.8	9.73	9.09 to 10.21
Java, Watukosek	10	10 to 6.8	9.67	8.88 to 10.21
Ascension	10	14.6 to 6.8	9.67	8.92 to 10.17
<i>Tropicales</i>				
Samoa	10	10 to 6.8	9.34	8.70 to 9.79
Fiji	10	10 to 4.6	8.92	8.01 to 9.47
Réunion	10	10 to 4.6	8.69	7.67 to 9.35
Irène	8.4	10 to 4.6	8.44	7.51 to 9.01

Tableau 3.8 : Récapitulatif de l'étude climatologique menée à partir des observations de rapport de mélange de l'ozone de l'instrument MLS pour les 8 stations SHADOZ entre 2004 et 2008. La valeur médiane ainsi que les valeurs minimales et maximales des altitudes du maximum de rapport de mélange sont indiquées. De même, la moyenne du maximum de rapport de mélange, ainsi les valeurs minimales et maximales sont indiquées.

La variabilité de l'ozone entre 100 hPa et 1 hPa calculée à partir des observations MLS est illustrée à la figure 3.27. La variabilité est ici calculée, en pourcentage, à partir de la moyenne des valeurs de rapport de mélange de l'ozone et de l'écart-type associé (σ):

$$V = \frac{\sigma}{Moyenne} \times 100$$

Entre 46.4 hPa et 1 hPa, les valeurs varient entre 4% et 15% pour toutes les stations, et quelque soit le mois. En outre, on observe que les valeurs de la variabilité en hiver austral (8 à 15%) sont supérieures aux valeurs de l'été austral (<8%), entre environ 21.5 hPa et 6.8 hPa sur les stations tropicales (Samoa, Fiji, Réunion et Irène). Toutefois, cette différence saisonnière est moins marquée sur les stations équatoriales. Cette différence saisonnière dans cette gamme d'altitude a été également observée sur les données GOMOS (Mze et al., 2010). Par ailleurs, on observe sur la figure 3.27, dans l'UT-LS, une augmentation rapide des valeurs de la variabilité (>15%).

Lamsal et al. (2004) ont établi une climatologie de l’ozone totale sur différentes stations du globe. Ils ont montré la plus grande dispersion de l’ozone dans l’UT-LS, dans l’hémisphère sud. Cela résulte de l’activité dynamique, dont les échanges stratosphère-troposphère ainsi que les échanges méridiens, qui s’ajoutent à la circulation générale et impactent le bilan de l’ozone. Cependant, une forte variabilité peut être aussi liée à de mauvaises observations des satellites, surtout dans la région de l’UT-LS équatoriale (Borchi and Pommereau, 2007 ; Kar et al., 2002 ; Wang et al., 2002).

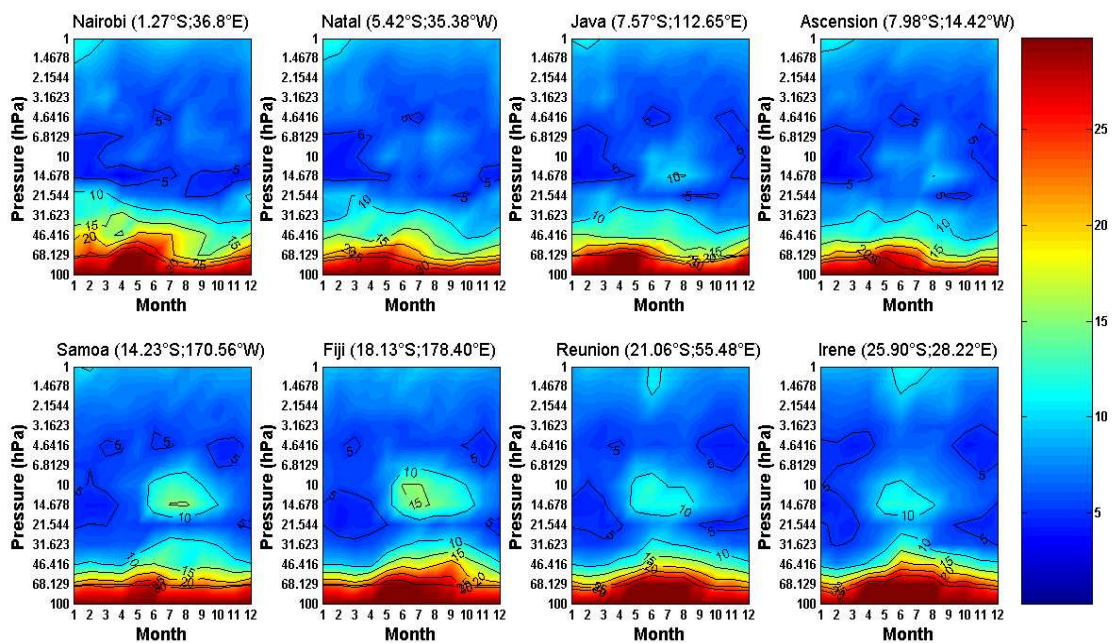


Figure 3.27 : Variabilité de l’ozone (en %) à partir des observations de nuit MLS au-dessus des 8 stations SHADOZ. La variabilité est définie comme le rapport entre l’écart type (σ) et la moyenne. Les contours sont espacés de 5%.

3.3.3.3 Comparaison entre GOMOS et MLS

La figure 3.28 illustre la comparaison entre l’instrument GOMOS et le sondeur MLS sur les 8 sites du réseau SHADOZ entre 100 hPa et 1 hPa (entre ~16.5 km et ~48.5 km). Les différences relatives, notées ΔO_3 , sont calculées respectivement par rapport aux valeurs mensuelles climatologiques de MLS :

$$\Delta O_3 = \frac{O_{3(GOMOS)} - O_{3(MLS)}}{O_{3(MLS)}} * 100.$$

où $O_{3(GOMOS)}$ représente la médiane des données GOMOS et $O_{3(MLS)}$ représente la moyenne des données MLS. Tout d'abord, comme illustré par la figure 3.28, on note que les différences entre les deux instruments ne varient pas de stations à stations, il semble y avoir une certaine homogénéité contrairement aux comparaisons GOMOS/SHADOZ où on relève une dépendance liée aux sites d'étude (Mze et al., 2010).

On observe aussi, sur la figure 3.28, qu'en général, les valeurs de l'instrument GOMOS sont supérieures à celles MLS entre 100 hPa et 46.41 hPa, quelque soit le site et quelque soit le mois. En effet, GOMOS surestime les valeurs de rapport de mélange de l'ozone. Les valeurs sont largement supérieures (parfois ~50%) en dessous de 68.1 hPa et oscillent entre 15-40% entre 68.12 hPa et 46.41 hPa. Au-dessus de 46.41 hPa, on note une meilleure concordance entre les instruments. En effet, les différences diminuent avec l'altitude et varient entre $\pm 7\%$. On observe tout de même sur ces différences, une bande positive ($\sim +5\%$), présente entre 4.64 hPa et 1.46 hPa sur Nairobi, Natal, Java, Ascension Samoa et Fiji. Cette bande est présente sur La Réunion et Irène entre 3.16 hPa et 1.46 hPa, mais elle est moins accentuée ($\sim +2.5\%$). De plus, on remarque que les différences GOMOS/MLS sont plus accentuées (valeurs de GOMOS supérieures à MLS) sur les stations équatoriales que sur les stations tropicales entre 46.41 hPa et 21.54 hPa. Par ailleurs, on observe également la présence d'une couche négative, i.e., les valeurs de MLS sont supérieures aux mesures de GOMOS, présente sur tous les mois et tous les sites au-dessus de 1.46 hPa. Ainsi sur toutes les stations et tous les mois, on observe en général une bonne concordance entre GOMOS et MLS de l'ordre de $\pm 7\%$ entre 46.4 hPa et 1 hPa.

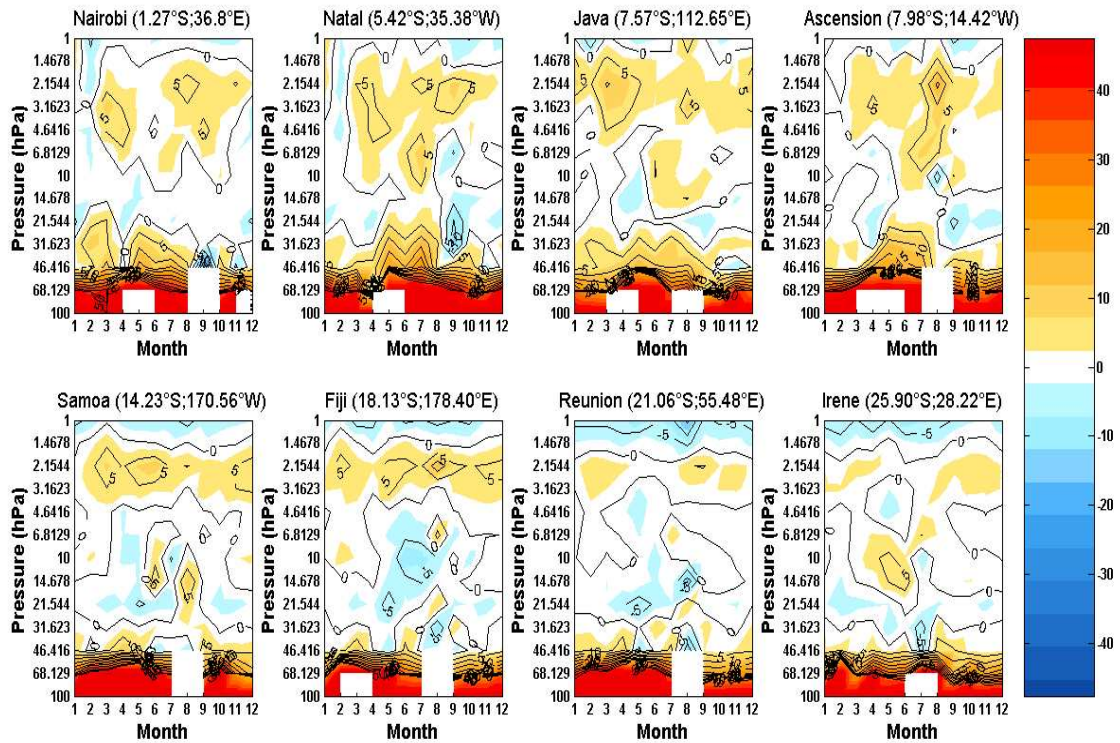


Figure 3.28 : Distributions mensuelles des différences relatives (en %) entre les observations MLS et les mesures GOMOS (ces différences sont basées sur des comparaisons mensuelles). Les contours sont espacés de 5%.

La médiane et la moyenne de l'ensemble des différences relatives entre GOMOS et les données MLS de nuit sont illustrées, entre 100 hPa et 1 hPa sur toutes les stations SHADOZ à la figure 3.29. On observe tout d'abord que les valeurs de la médiane et celles de la moyenne sont proches. Entre 46.41 hPa et 1 hPa, on observe une très bonne concordance entre GOMOS et MLS. Toutefois, on observe un léger pic présent sur tous les sites vers 2.15 hPa (~42.1 km). Il varie entre 2.2% et 5.6%. Ainsi, ce pic traduit une légère et systématique surestimation de GOMOS par rapport à MLS à cette altitude. Ces résultats confirment les observations faites précédemment sur les différences mensuelles (figure 3.28). En outre, on observe qu'à 1 hPa, les valeurs des mesures GOMOS sont constamment inférieures à celles de MLS (varient entre -5.9% et -1%) sur tous les sites, comme on l'a noté sur les différences mensuelles (figure 3.28). Cette différence est plus accentuée sur les sites tropicaux. En moyenne, les différences entre 46.41 hPa et 1 hPa varient de $\pm 7\%$ (plus souvent à $\pm 5\%$). L'ensemble des résultats de la comparaison entre 46.41 hPa et 1 hPa est résumé dans le tableau 3.9.

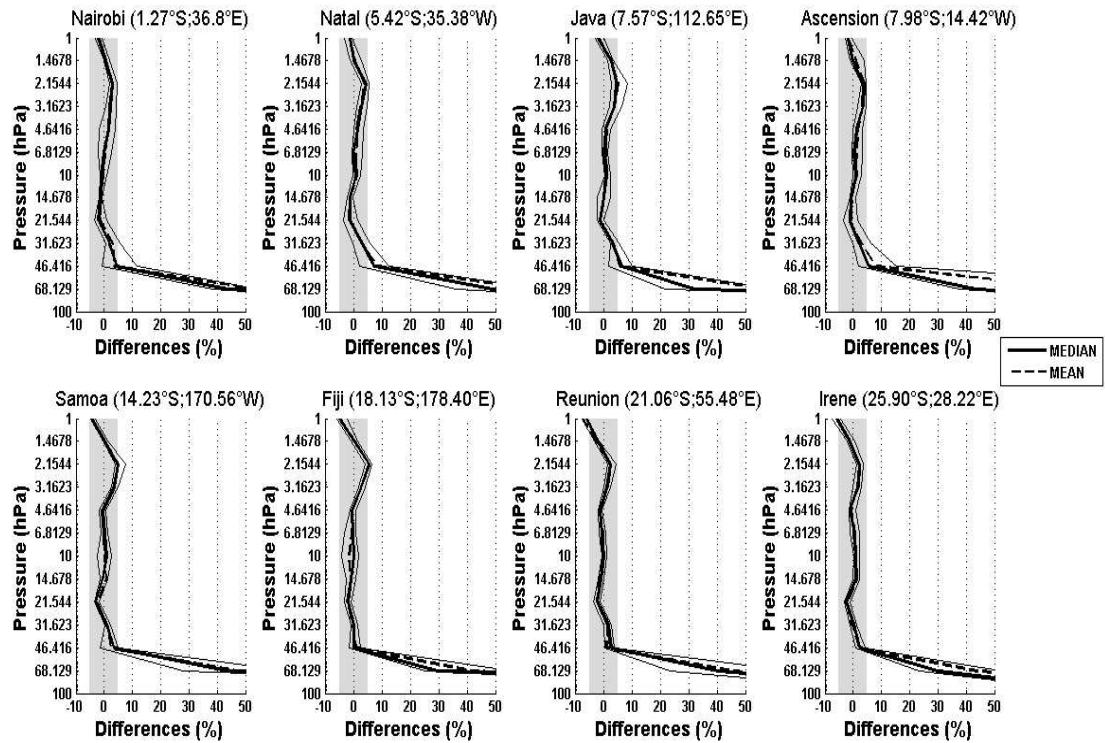


Figure 3.29 : Médiane (traits noirs) et moyenne (traits pointillés noirs) de l'ensemble des différences relatives (en %) entre MLS et GOMOS. Les traits fins indiquent le 25th et 75th percentile, i.e., le premier et troisième quartile des différences relatives. La zone ombrée (en gris) représente l'intervalle $\pm 5\%$.

Une légère augmentation est observée vers 2.15 hPa (~ 42 km) sur les différences MLS/GOMOS sur tous les sites. Kyrölä et al. (2006) montrent que GOMOS fournit une meilleure précision aux hautes altitudes, si seulement les occultations avec des étoiles brillantes sont sélectionnées. Ils rajoutent également un critère sur la température effective des étoiles. En effet, ils observent que certaines étoiles sombres et avec des températures froides (magnitude > 1.9 et $T < 7000$ K) fournissent des résultats douteux au-dessus de 40 km. Tamminen et al. (2010), Keckhut et al. (2010) et Kyrölä et al. (2010a, b) donnent également plus de détails sur les caractéristiques stellaires (magnitude, température) liées à la qualité des mesures GOMOS.

Il existe donc une bonne concordance entre GOMOS et MLS en moyenne et haute stratosphère (de 46.41 hPa à 1 hPa). En dessous de 46.4 hPa, on observe un net accroissement des différences GOMOS/MLS où les mesures de GOMOS se dégradent. Ainsi, sous les

tropiques, la qualité des mesures du sondeur GOMOS diminue rapidement à partir de 46.41 hPa (~21 km). Ce résultat est en accord avec de précédentes études. En effet, il a été observé que GOMOS surestime les valeurs de rapport de mélange de l'ozone calculées par les sondes ozone du réseau SHADOZ en dessous de ~21 km sous les tropiques (Mze et al., 2010). De plus, Borchini and Pommerehne (2007) ont observé une dégradation des mesures GOMOS en dessous de 22 km par rapport aux mesures SAOZ, embarqués sur des ballons, sous les tropiques de l'hémisphère sud durant l'été 2003 et 2004. Par ailleurs, on a observé la présence systématique d'une surestimation de GOMOS par rapport à MLS vers 2.15 hPa.

Stations	Intervalle (hPa)	Différences (%)	
		Moyenne	Min/Max
<i>Equatoriales</i>			
Nairobi	46.42-1	+0.74	-1.94 to +4.56
Natal	46.42-1	+1.52	-1.24 to +7.35
Java, Watukosek	46.42-1	+1.92	-1.95 to +6.52
Ascension	46.42-1	+1.33	-1.95 to +5.55
<i>Tropicales</i>			
Samoa	46.42-1	+0.53	-4.16 to +4.90
Fiji	46.42-1	+0.16	-4.86 to +5.67
Réunion	46.42-1	-0.35	-5.96 to +2.72
Irène	46.42-1	-0.07	-5.69 to +2.50

Tableau 3.9 : Récapitulatif de la comparaison entre l'instrument GOMOS et le sondeur MLS sur 8 stations SHADOZ de 2004 à 2008. On se focalise sur l'intervalle 46.42 hPa-1 hPa. La moyenne calculée sur cet intervalle, ainsi que les valeurs minimales et maximales des différences sont indiquées.

Ainsi, malgré les différentes techniques employées par les capteurs GOMOS et MLS, on note une bonne correspondance de $\pm 7\%$ (plus souvent à $\pm 5\%$) dans les mesures d'ozone entre 46.41 hPa et 1hPa. Ces résultats sont en accord avec de précédentes études menées entre les mesures de nuit GOMOS et d'autres observations satellitaires. En effet, Verronen et al. (2005) ont observé une bonne concordance entre GOMOS (version 5.4b et 6.0a) et MIPAS en moyenne atmosphère, de l'ordre de 10-15%. De plus, Bracher et al. (2005) ont examiné les profils de GOMOS, MIPAS et SCIAMACHY. Ils observent une concordance entre les trois instruments de $\pm 15\%$ entre 21 km et 40 km. Plus précisément, l'accord observé varie entre -6% et +1% entre GOMOS et MIPAS, et varie entre -10% et +6% entre GOMOS et

SCIAMACHY. Enfin, Dupuy et al. (2009) notent une bonne concordance en stratosphère de $\pm 10\%$ entre GOMOS et ACE-FTS.

De même, ces résultats entre GOMOS et MLS sont accord avec des études précédentes sur la comparaison entre différents satellites et l'instrument MLS (e.g., Froidevaux et al., 2008 ; Dupuy et al., 2009 ; Liu et al., 2010). En particulier, Boyd et al. (2007) remarquent une bonne correspondance de $\pm 5\%$ entre MLS et GOMOS entre 56 hPa et 0.4 hPa (20 km à 54 km).

Le biais positif systématiquement observé en basse stratosphère, i.e., en dessous de 46.41 hPa (~ 21.25 km), est dû, en grande partie, à une surestimation des valeurs d'ozone mesurées par l'instrument GOMOS dans les régions tropicales (Meijer et al., 2004 ; Borchini and Pommereau, 2007 ; Mze et al., 2010 ; van Gijssels et al., 2010). Toutefois, on note que MLS exhibe aussi un biais en basse stratosphère aux moyennes latitudes (Bian et al., 2007), mais également dans les tropiques où le biais observé est de $\sim 20\%$ entre les mesures MLS et les sondes dans la bande latitudinale tropicale, i.e., $\pm 20^\circ$ (Jiang et al., 2007).

3.3.4 Comparaison avec les diagrammes de Taylor

D'autres méthodes standard de comparaison ont été largement utilisées dans de précédentes études utilisant différents jeux de données d'ozone (ex., Balis et al., 2007 ; Bian et al., 2002 ; Bramstedt et al., 2003 ; McPeters et al., 1999 ; Vanicek et al., 2006 ; Weber et al., 2005). Nous avons auparavant étudié les différences climatologiques entre GOMOS et MLS (de nuit) sur les 8 stations tropicales. Dans cette partie, on va utiliser les profils climatologiques par niveau de pression pour quantifier le degré de correspondance entre les instruments GOMOS et MLS sur le diagramme de Taylor (cf. Annexe A). Le diagramme de Taylor permet de représenter sur un graphe 2D, trois estimateurs statistiques (le coefficient de corrélation, le RMSD et l'écart type), qui indiquent de quelle manière une mesure (test) correspond aux observations (référence). Il contribue à résumer une analyse (Taylor et al., 2001). On utilise ici, la version normalisée du diagramme de Taylor afin de représenter sur le même graphique les différents niveaux sélectionnés, i.e., 68.12 hPa (~ 18.9 km), 46.41 hPa (~ 21.25 km), 31.62 hPa (~ 23.71 km), 10 hPa (~ 31.17 km), 4.64 hPa (~ 36.44 km) et 2.15 hPa (~ 42.18 km). De plus, dans le cas présent où différentes stations sont impliquées, il est plus convenable de normaliser les paramètres statistiques.

La correspondance entre les climatologies d'ozone vues par les instruments GOMOS et MLS sur les différents sites est représentée sur 8 diagrammes de Taylor normalisés (figure 3.30 et 3.31). On normalise le RMSD centré et les écarts-types par l'écart-type de la référence (ici MLS) et le coefficient de corrélation reste inchangé. Ainsi, les observations MLS correspondent aux champs de « référence » tandis que les mesures GOMOS correspondent aux champs « test ». La meilleure correspondance sur le diagramme sera le point le plus proche du point « parfait », celui-ci est noté *REF* ($\emptyset=0$ et rayon=1).

Ainsi, les diagrammes de Taylor appliqués aux mesures GOMOS et aux observations MLS sur les 8 stations sont illustrés par les figures 3.30 et 3.31. Ils nous indiquent qu'il existe une bonne concordance entre les mesures MLS et les mesures GOMOS sur tous les niveaux représentés à partir de 46.41 hPa. En général, on observe de fortes valeurs de coefficient de corrélation sur ces niveaux et de faibles valeurs de RMSD centré et normalisé. Ces valeurs de coefficient de corrélations indiquent que malgré les différences observées, GOMOS reproduit bien les variations d'ozone mesurées par MLS dans cette région. Au niveau 68.12 hPa et pour chaque station, on observe les valeurs les plus élevées du RMSD centré et normalisé (\hat{E}' varie entre 0.73 à 2.62) et les corrélations les plus faibles (R inférieure à 0.68). On observe parfois de très larges valeurs concernant les amplitudes, i.e., les écarts-types normalisés (exemple sur Java, Ascension, Natal et Irène). A noter qu'on observe une corrélation négative sur ce niveau de pression au-dessus d'Ascension (-0.43) et Java (-0.12).

On remarque également sur les figures 3.30 et 3.31 que les meilleures concordances à partir de 46.41 hPa se situent sur les sites subtropicaux, i.e., La Réunion et Irène. En effet, on y observe de fortes valeurs de corrélations : R varie entre 0.85 et 0.98 pour La Réunion et entre 0.88 et 0.98 pour Irène. On observe également de faibles valeurs de RMSD centré et normalisé : \hat{E}' varie entre 0.21 et 0.53 pour La Réunion et entre 0.19 et 0.51 pour Irène. On y observe aussi que les amplitudes, i.e., les écarts types normalisés, des séries étudiées sont bien représentées sur les deux sites, i.e., des valeurs proches de 1. Par contre, le site d'Ascension présente la moins bonne correspondance entre MLS et GOMOS. En effet, on y observe de fortes amplitudes, de fortes valeurs de RMSD centré et normalisé (variant entre 0.76 et 1.58) et une corrélation moyenne (variant entre 0.55 et 0.8).

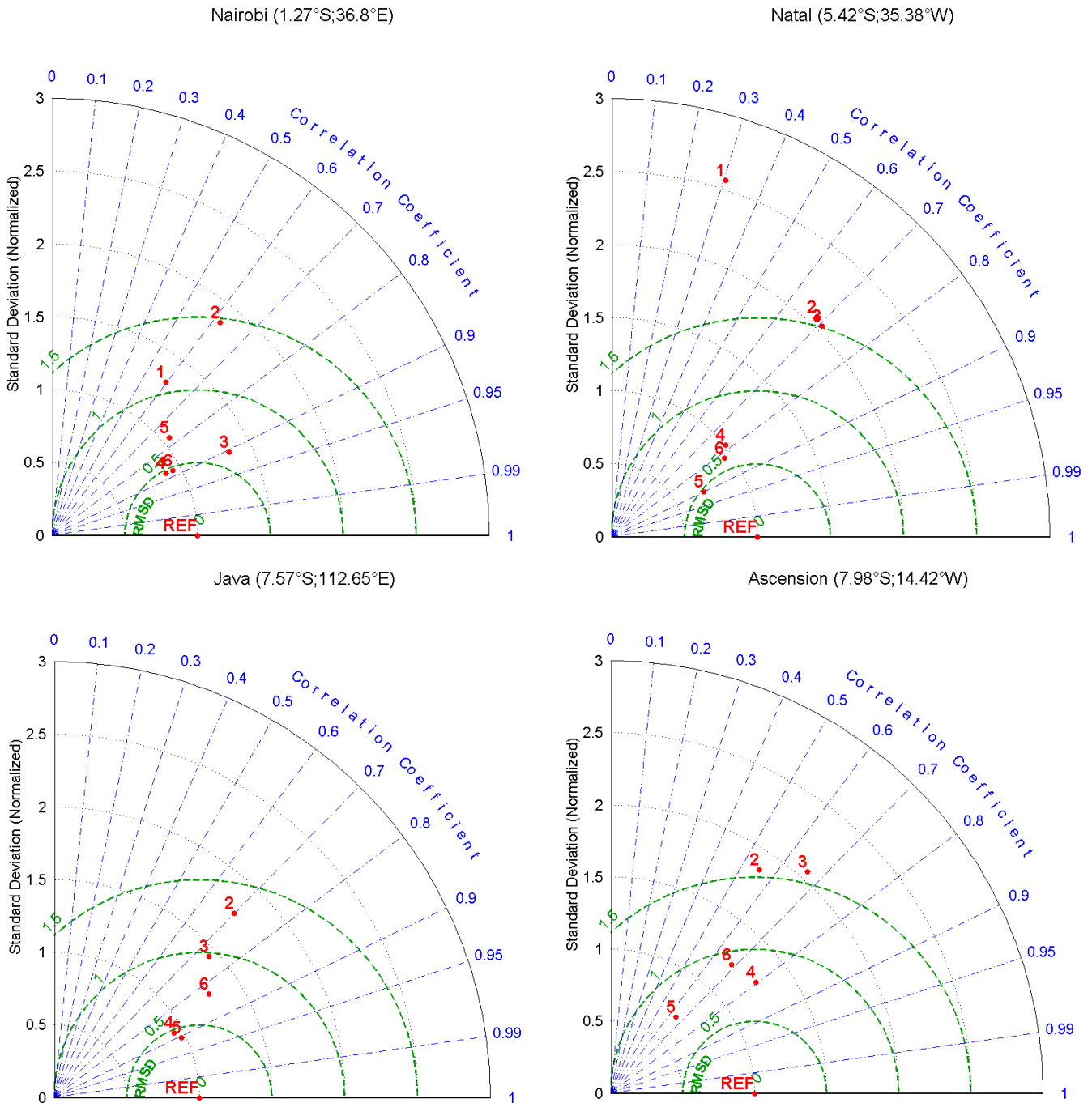


Figure 3.30 : Diagrammes de Taylor (version normalisée) sur les données climatologiques d’ozone des instruments GOMOS et MLS au-dessus des stations équatoriales. Niveaux sélectionnés : 68.12 hPa (1), 46.41 hPa (2), 31.62 hPa (3), 10 hPa (4), 4.64 hPa (5) et 2.15 hPa (6). Pour chaque niveau, le coefficient de corrélation (R), le RMSD centré et normalisé (\hat{E}') et les écarts-types normalisés sont représentés sur le graphe polaire. On a choisi de ne pas représenter le niveau 68.12 hPa pour les sites d’Ascension et de Java car on y observe une corrélation négative.

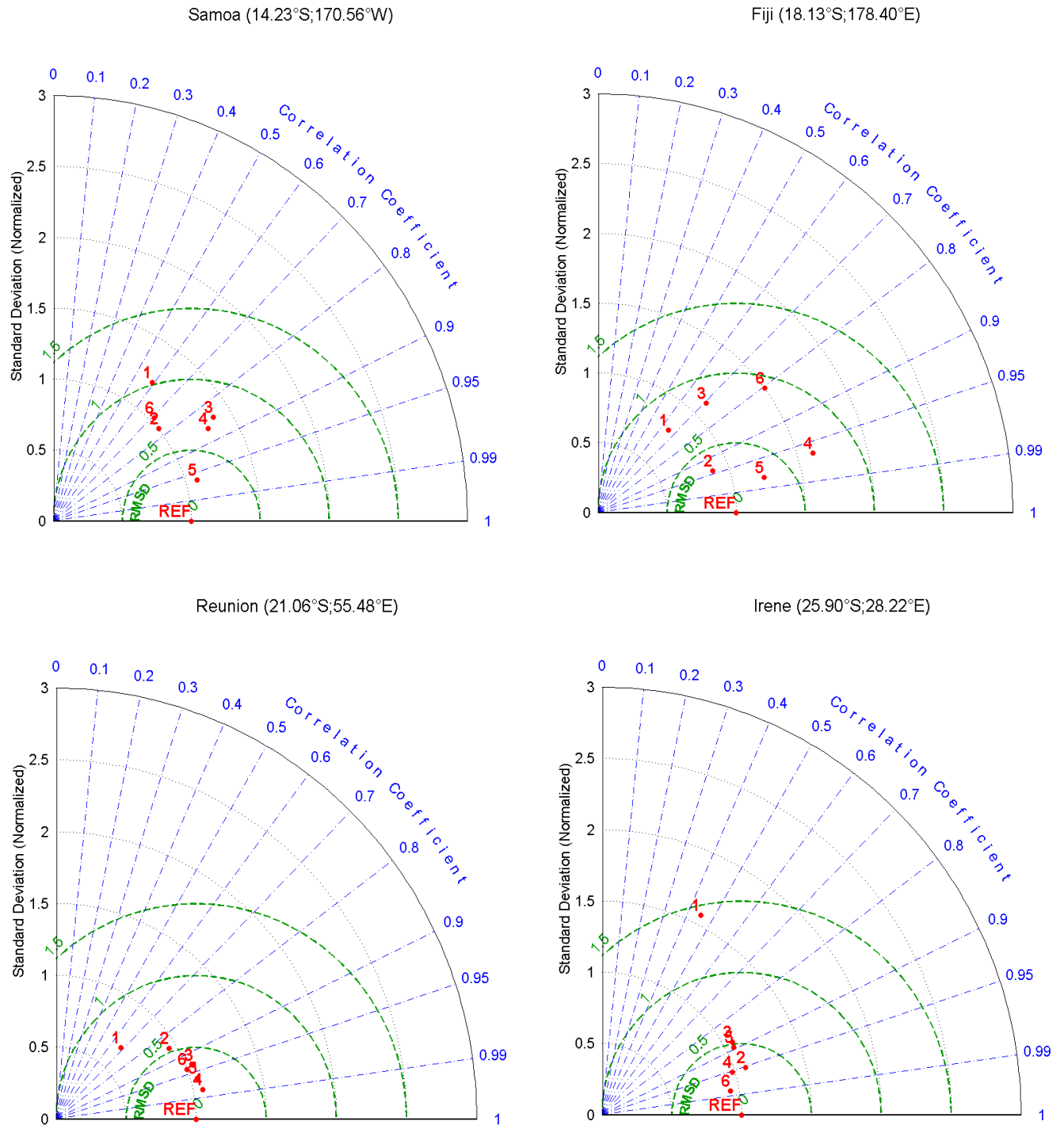


Figure 3.31 : Idem que la figure 3.30¹, pour les stations tropicales : Samoa, Fiji, Réunion et Irène.

¹ Les diagrammes de Taylor ont été élaboré à partir des codes de Guillaume Maze (Copyright (c) 2010, Guillaume MAZE All rights reserved). Cependant, ils ont été modifiés pour les observations satellitaires de l’ozone et les spécificités (ex : normalisation) nécessaires à l’étude.

Ainsi, en observant la distance entre les points sur les 8 diagrammes de Taylor et le point de référence, on remarque une bonne concordance entre les instruments GOMOS et MLS en moyenne et haute stratosphère (au-dessus de 46.41 hPa). La plus mauvaise correspondance se situant en basse stratosphère (68.12 hPa). Ces conclusions tirées des diagrammes de Taylor sont conformes aux résultats précédents sur la comparaison standard entre les deux instruments. En effet, on observe la même dégradation des mesures GOMOS en basse stratosphère. Comme indiqué dans l'Annexe A, le diagramme de Taylor pourrait permettre le suivi de probables améliorations (meilleure estimation des erreurs, meilleure qualité sur les profils, correction du courant d'obscurité sur les détecteurs CCD) des futures versions d'algorithme de GOMOS, à savoir la future version GOPR 7.0ab et IPF 6.00 (Keckhut et al., 2010 ; Tamminen et al., 2010). On pourra ainsi établir le suivi des changements dans la performance de GOMOS sur chaque niveau comme cela est développé par Taylor et al. (2001). L'étude pourrait également être étendue sur plusieurs stations en dehors des tropiques et l'utilisation de données *in-situ* (sondes ozone, lidars...) comme champs de « référence » pourrait également être envisagé.

3.5 Conclusion

Ce chapitre porte essentiellement sur les performances de l'instrument à occultation stellaire GOMOS/ENVISAT dans la stratosphère tropicale comparé aux mesures *in situ* du réseau SHADOZ, ainsi qu'aux observations du sondeur MLS/Aura. On note que les résultats de la climatologie (6.5 ans) et de la validation des données O₃ GOMOS GOPR 6.0cf et IPF 5.00 dans les tropiques de l'hémisphère sud ont fait l'objet d'une publication parue dans le « *GOMOS Special Issue* » du journal « *Atmospheric Chemistry and Physics* » (Mze et al., 2010).

Une sélection des profils du spectromètre GOMOS est indispensable pour disposer de profils de bonne qualité. Ainsi, les occultations GOMOS sont sélectionnées à partir de critères établis sur différents paramètres (l'altitude, la latitude, la longitude, le limbe, le minimum d'O₃, le maximum d'O₃ et le maximum d'erreur). A l'instar de GOMOS, il est établi des critères sur l'intervalle de pression, le statut, la qualité, la précision et la convergence des données O₃ de MLS.

Les différences moyennes obtenues entre GOMOS et SHADOZ sont de l'ordre de $\pm 10\%$ entre 21 km et 23 km et elles sont de l'ordre de $\pm 5\%$ au-dessus de 23 km. Dans la basse stratosphère (en dessous de 21 km), on observe que GOMOS surestime de plus en plus et systématiquement les valeurs de rapport de mélange d'ozone lorsqu'on descend en altitude (les valeurs de la variabilité augmentant également). Par ailleurs, malgré les différentes techniques employées par GOMOS et MLS, on observe une bonne correspondance entre 46.41 hPa et 1hPa ($\pm 7\%$). Le biais positif systématiquement observé en basse stratosphère, i.e., en dessous de 46.41 hPa (~ 21.25 km), est dû en grande partie à une surestimation des valeurs d'ozone mesurées par l'instrument GOMOS.

Les performances de l'instrument à occultation stellaire GOMOS semble se dégrader en basse stratosphère. Ainsi, pour les régions tropicales, il est recommandé d'utiliser les mesures GOMOS avec précaution pour les altitudes inférieures à ~ 21 km sous les tropiques.

Chapitre 4 Caractéristiques qualitatives de GOMOS/ENVISAT

4.1 Etudes de l'altitude limite et du décalage vertical sur GOMOS

4.1.1 Détection et mise en évidence de l'altitude limite

4.1.1.1 Altitude limite à partir des données climatologiques

Plusieurs études ont permis de mettre en évidence les difficultés de mesures de différentes plateformes spatiales dans la haute troposphère et la basse stratosphère tropicale (Kar et al., 2002; Morris et al., 2002; Wang et al., 2002 ; Borchì et al., 2005, 2007 ; Sivakumar et al., 2007). De même, une étude comparative récente de De Clercq et al. (2009), entre différents sondeurs atmosphériques et les observations du réseau NDACC (Network for the Detection of Atmospheric Composition Change), a défini une altitude limite à laquelle les données satellitaires se dégradent. En effet, cette caractérisation de l'altitude limite permet de juger des performances des mesures satellitaires. Les auteurs ont défini cette limite à l'altitude minimale à laquelle la moyenne des différences relatives entre les satellites et les données au sol est strictement inférieure à 20% (que l'on nomme « méthode directe »). De manière qualitative, Mze et al. (2010) ont observé une altitude limite sur la qualité des données d'ozone GOMOS sous les tropiques vers ~21 km. A partir de la définition de De Clercq et al. (2009), on s'aperçoit que les valeurs de l'altitude limite calculées à partir des moyennes globales des différences relatives climatologiques (calculées auparavant dans la section 3.2.2), varient entre 20 km et 21 km sur tous les sites (cf. tableau 4.1).

Cependant, pour mieux analyser et caractériser cette limite, on a établi une « méthode indirecte ». En effet, on détecte pour chaque station et chaque mois, l'altitude minimale pour laquelle une différence relative strictement inférieure à 20% est observée. Ensuite, on calcule la moyenne des altitudes limites obtenues, pour chaque station. A partir de la distribution statistique des différences mensuelles et grâce au seuil imposé à 20%, on observe, à première vue, sur la figure 4.1, que l'altitude limite n'est pas stable et qu'elle varie généralement entre 19 km et 21 km sur toutes les stations. A noter que pour le site d'Ascension, au vu des différences relatives sur la station au mois de Mai et Juin (fortes valeurs de différences

relatives, section 3.2.2), l'altitude limite détectée est supérieure aux autres sites pour cette période. L'ensemble des résultats est résumé dans le tableau 4.1.

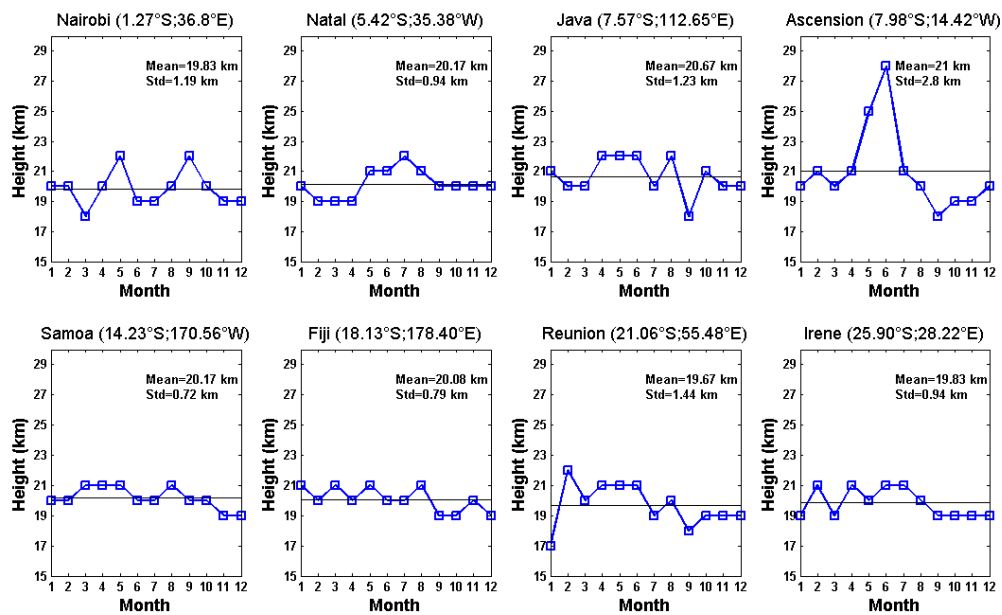


Figure 4.1 : Distributions mensuelles de l'altitude limite (en km) détectée pour chaque station (carrée bleu). Le seuil choisi sur les différences relatives mensuelles pour la détection de l'altitude limite est de 20%. La moyenne (trait noir) et l'écart-type des distributions mensuelles des niveaux d'altitudes limites sont également représentés.

On utilise également la médiane à la place de la moyenne comme estimateur robuste pour étudier la distribution des altitudes limites au-dessus des stations. Ainsi, on présente schématiquement la distribution de l'altitude limite de chaque station sur la figure 4.2 en utilisant la médiane comme estimateur statistique. La figure 4.2 présente les caractéristiques de position (la médiane, le premier et troisième quartile) de l'altitude limite sur chaque site grâce aux diagrammes de Tukey (Tukey, 1970, 1977) également appelés diagrammes en boîte ou boîtes à moustaches. Communément appelés *Box plot*, ces diagrammes sont largement utilisés dans la littérature (ex. McGill et al., 1978; Benjamini, 1988 ; Frigge et al., 1989). Comme on peut le voir sur la figure 4.2, les valeurs de la médiane sont proches de celles de la moyenne calculées précédemment et varient entre 19.5 km et 20.5 km. On remarque également la présence d'« outliers » ou valeurs atypiques sur les sites de Nairobi et Ascension. Tandis que la dispersion des données est plus importante sur Java, La Réunion et Irène (2 km). L'ensemble des résultats est également résumé sur le tableau 4.1.

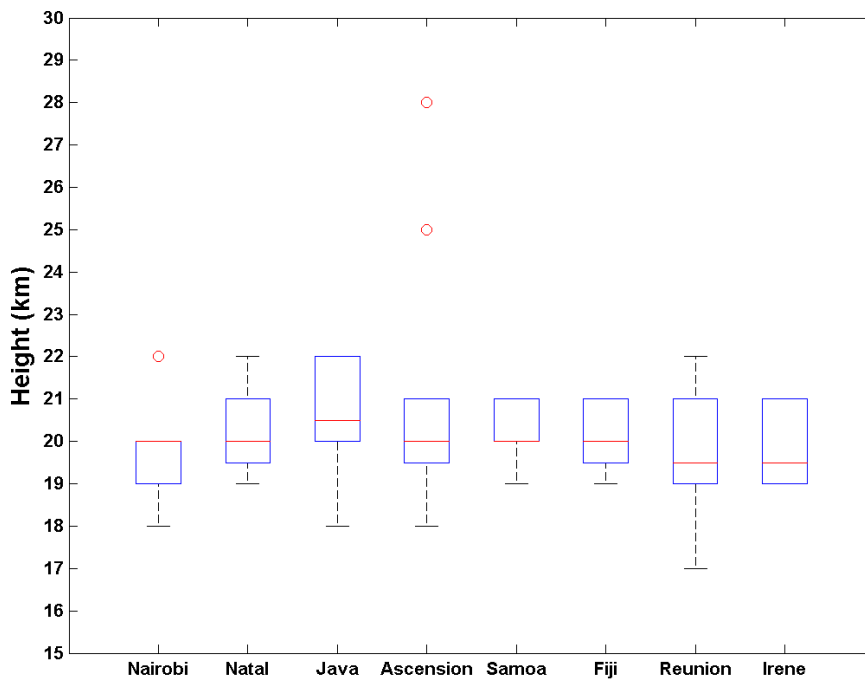


Figure 4.2 : Diagrammes de Tukey (aussi appelés diagrammes en boites ou boites à moustaches) représentant la distribution des altitudes limites (en km) calculées pour chaque station. La médiane (q_2 ou 50th percentile, en rouge), le premier quartile (q_1 ou 25th percentile) et le troisième quartile (q_3 ou 75th percentile) sont représentés (en bleu). Les extrémités des « moustaches » représentent les valeurs adjacentes. L'extrémité inférieure est la valeur minimale qui est supérieure à la frontière basse. L'extrémité supérieure est la valeur maximale qui est inférieure à la frontière haute. Les frontières basses et hautes étant définies par les relations $q_1 - 1.5 * iqr$ et $q_3 + 1.5 * iqr$ (aussi appelés valeurs pivots). Les valeurs atypiques ou « outliers » sont également représentées (valeurs extérieures : cercles rouge).

Ainsi, la qualité des données d'ozone de l'instrument à occultation stellaire GOMOS se dégradent entre 20 km et 21 km sous les tropiques. Le tableau 4.1 résume les valeurs d'altitudes limites sur chaque site calculées à partir des deux méthodes (directe et indirecte) et à partir des diagrammes de Tukey.

Stations	<i>Méthode directe</i>		<i>Méthode indirecte</i>		<i>Différence (%)</i>
		Moyenne (km)	Ecart-type (km)	Médiane (km)	
Nairobi	20	19.83	1.19	20	-0.85
Natal	20	20.17	0.94	20	0.85
Java	21	20.67	1.23	20.5	-1.57
Ascension	21	21	2.8	20	0
Samoa	20	20.17	0.72	20	+0.85
Fiji	20	20.08	0.79	20	+0.4
La Réunion	20	19.67	1.44	19.5	-1.65
Irène	20	19.83	0.94	19.5	-0.85

Tableau 4.1 : Récapitulatif des altitudes limites (en km) calculées sur chaque station (seuil à 20%). Il est indiqué la méthode directe, la méthode indirecte et la différence entre les deux méthodes.

Cette étude montre qu'en dessous d'une altitude limite (20-21 km), les données GOMOS doivent être utilisées avec précaution. En revanche, on considère que les observations GOMOS sont de bonne qualité dans les tropiques au-dessus de ~21 km (Mze et al., 2010). Ces résultats sont en accord avec l'altitude limite détectée sur l'instrument GOMOS par Borchì and Pommereau (2007), i.e., 22 km sous les tropiques. En effet, ils notent que les données d'ozone GOMOS (GOPR 6.0b) sont peu utiles dans la TTL (Tropical Tropopause Layer) à cause de l'augmentation rapide du bruit au-dessous de 22 km. Leurs analyses montrent une dégradation des performances de GOMOS dans la stratosphère au-dessous de 22 km.

Enfin, on n'observe ni de dépendance saisonnière ni de dépendance latitudinale lors de la caractérisation de l'altitude limite sur les 8 stations SHADOZ de l'hémisphère sud. En effet, il ne semble pas y avoir de dépendance lié à la saison (figure 4.1). De même, grâce à la figure 4.3 qui illustre les valeurs moyennes d'altitude limite en fonction de la latitude dans l'hémisphère sud, il ne semble pas y avoir de dépendance latitudinale entre 0°S et 30°S.

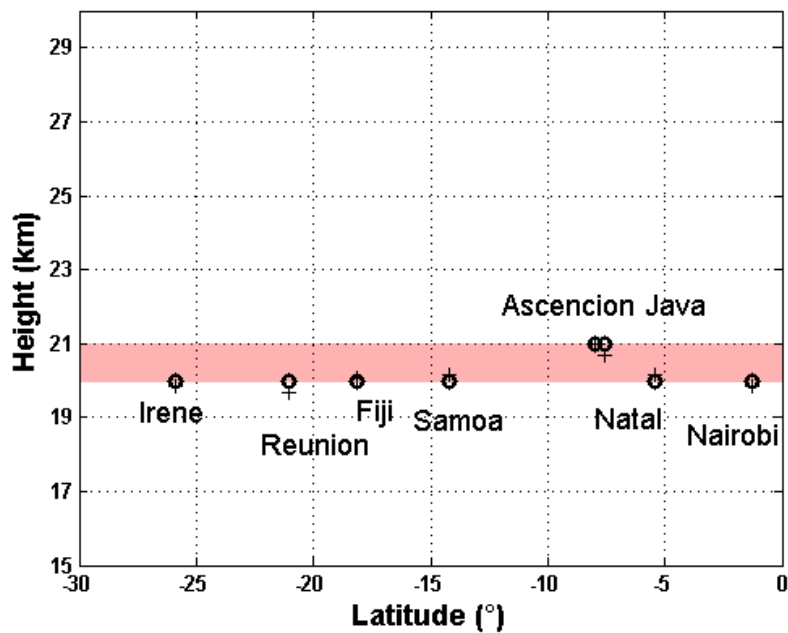


Figure 4.3 : Résumé des valeurs moyennes d'altitude limite (en km) calculées à partir de la méthode directe (cercles noirs) et de la méthode indirecte (croix noirs) sur chaque station en fonction de la latitude (en °) dans l'hémisphère sud. La zone ombrée (en rose) est la région limitée à 20-21 km où la qualité des mesures GOMOS se dégrade.

L'atténuation due à la diffusion Rayleigh, les nuages de hautes altitudes, les basses températures, la forte humidité et la présence d'aérosols accroissent les difficultés des mesures satellites dans la basse stratosphère tropicale (Borchi and Pommereau, 2007). En effet, concernant la qualité des profils d'ozone de GOMOS, Kyrölä et al. (2006) expliquent que la présence de nuages convectifs et de cirrus sub-visibles près de l'équateur peut compliquer l'interprétation des mesures GOMOS. De plus, ils rajoutent que les mesures de l'instrument GOMOS montrent un net accroissement des aérosols dans cette région (Vanhellemont et al., 2005). Renard et al., (2008) précisent également que la présence de nuages, d'aérosols et notamment les phénomènes de scintillations peuvent nuire à la bonne inversion des profils d'ozone GOMOS. Ainsi, sous cette altitude limite de ~21 km, les données GOMOS doivent être utilisées avec précaution.

4.1.1.2 Altitude limite à partir des données coïncidentes

Comme cela a été effectué précédemment sur la caractérisation de l'altitude limite sur les 8 stations SHADOZ, on étudie également l'altitude limite sur 3 stations (équatoriale, tropicale et subtropicale) mais en utilisant des données coïncidentes grâce au critère établi par De Clercq et al. (2009). Tout d'abord on détecte l'altitude limite qui est l'altitude minimale à laquelle la moyenne des différences relatives entre les satellites et les données au sol est strictement inférieure à 20% (que l'on nomme « méthode directe »). Ainsi l'altitude limite obtenue est de 21 km sur Natal, 21 km sur Fiji et 20 km sur Irène (cf. tableau 4.2).

On s'est également inspiré de la définition de De Clercq et al. (2009) pour établir une « méthode indirecte » basée sur chaque paire de profils coïncidents. En effet, on détecte sur chaque station et pour chaque paire de profils coïncidents, l'altitude minimale pour laquelle une différence relative strictement inférieure à 20% est observée. Ensuite, on calcule la moyenne des altitudes limites obtenues. La figure 4.4 montre un exemple de la détection de l'altitude limite entre les profils coïncidents sur chaque station. On comptabilise 64 profils sur Natal, 30 sur Fiji et 47 sur Irène.

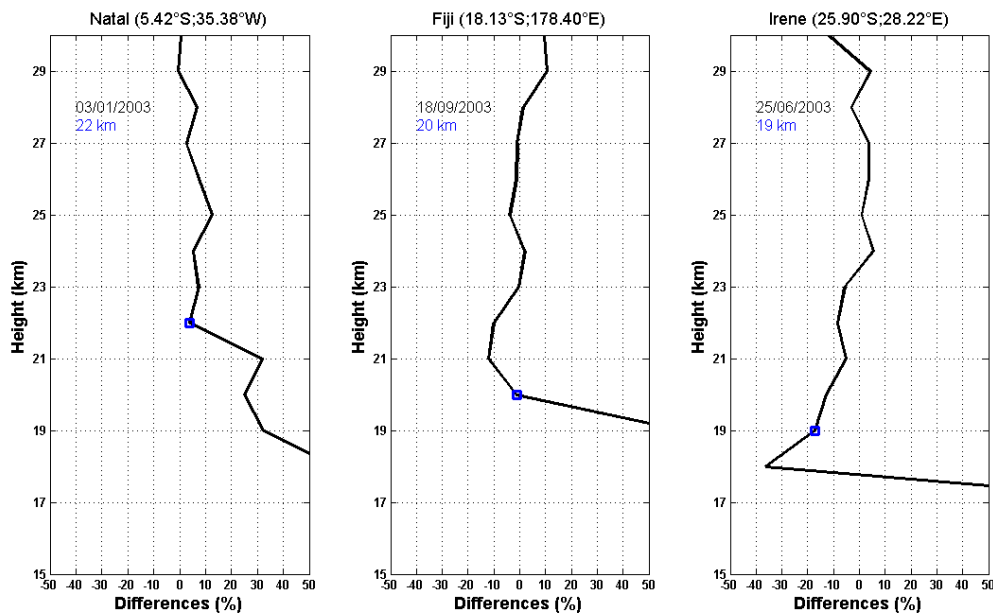


Figure 4.4 : Exemple de détection de l'altitude limite sur Natal, Fiji et Irène. L'altitude limite (carrée bleu) est l'altitude minimale qui reporte une différence relative strictement inférieure à 20%.

On établit des histogrammes sur les occurrences des niveaux d'altitudes limites détectées. La figure 4.5 représente la distribution des fréquences des altitudes limites pour chaque station. On observe que l'altitude limite moyenne est de 21.67 km sur Natal, 20.93 km sur Fiji et 20.33 km sur Irène. Ces résultats sont en accord avec les altitudes limites détectées précédemment avec la méthode directe. En effet les différences sur les résultats entre les deux méthodes sont respectivement de +3.19%, -0.33% et +1.65% (cf. tableau 4.2). On observe donc que l'altitude limite moyenne varie entre 20 km et 21 km sur les 3 stations.

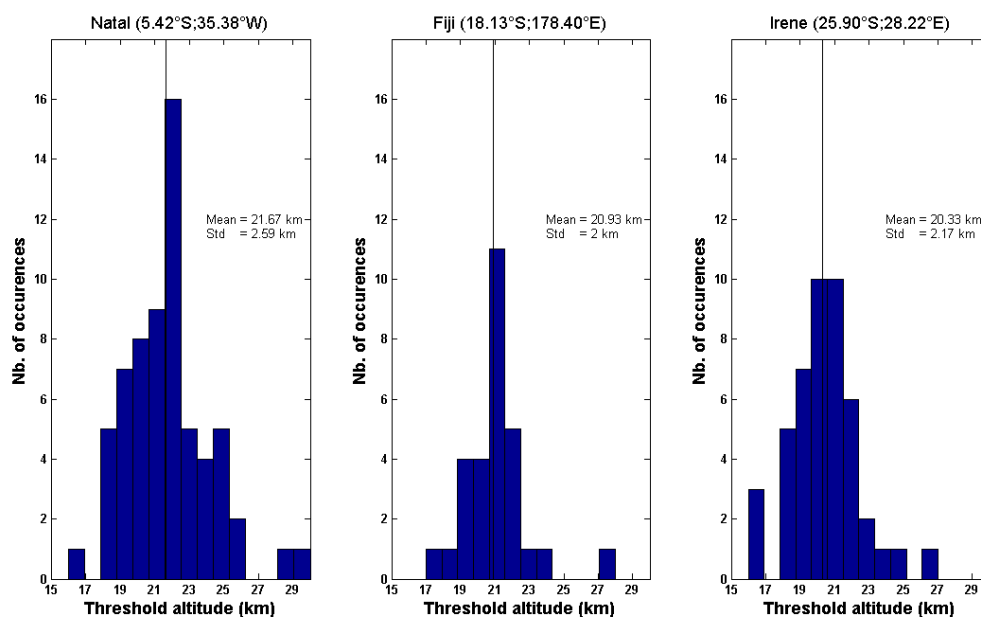


Figure 4.5 : Histogrammes sur les occurrences d'altitudes limites détectées pour chaque station. On compte 64 profils sur Natal, 30 sur Fiji et 47 sur Irène. La moyenne (trait noir) et l'écart-type des distributions des niveaux d'altitudes limites sont également représentés. Le seuil choisi sur les différences relatives pour la détection de l'altitude limite est de 20%.

La figure 4.6 présente les caractéristiques de position (la médiane, le premier et troisième quartile) de l'altitude limite sur chaque site grâce aux diagrammes de Tukey (Tuckey, 1970, 1977). Les valeurs médianes sont de 22 km sur Natal, 21 km sur Fiji et 20 km sur Irène. Elles sont proches des valeurs moyennes calculées précédemment (i.e., 21.67 km, 20.93 km et 20.33 km). On remarque également la présence d'« outliers » ou valeurs atypiques sur les 3 sites. Tandis que la dispersion des données est plus importante sur Natal (3 km).

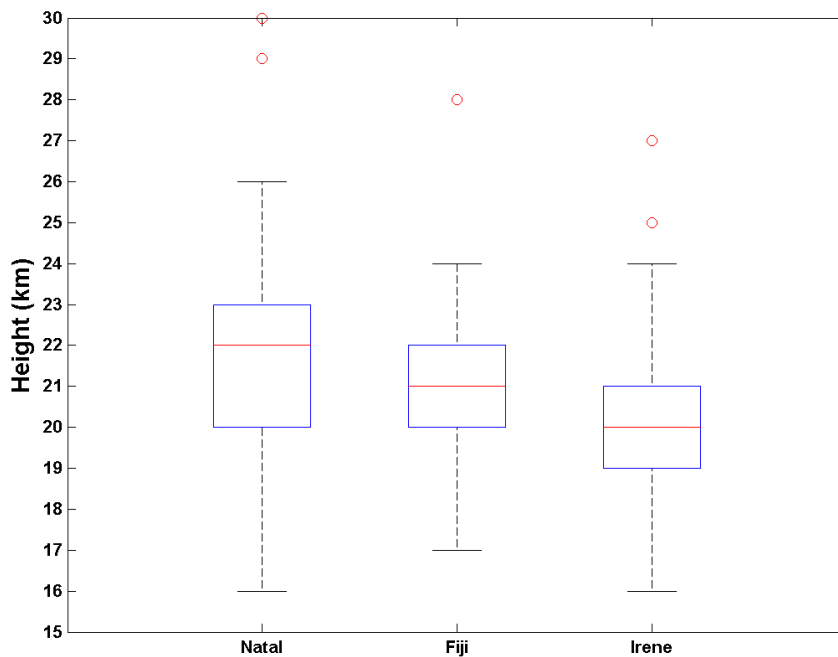


Figure 4.6 : Diagrammes de Tukey sur la distribution des altitudes limite (en km) calculées sur chaque station.

De même que pour les données climatologiques, il ne semble pas y avoir de dépendance latitudinale sur l'altitude limite entre 0°S et 30°S même si cela reste à confirmer par l'ajout, dans l'étude, des observations d'autres stations tropicales de l'hémisphère sud. Toutefois, on observe une légère diminution des valeurs lorsqu'on s'éloigne de l'équateur.

Le tableau 4.2 résume les valeurs d'altitudes limites sur chaque site calculées à partir des deux méthodes et à partir des diagrammes de Tukey. Ces résultats confirment les conclusions faites précédemment avec les données climatologiques sur la qualité des données d'ozone du sondeur atmosphérique GOMOS. C'est à dire qu'elle se dégrade à partir de 20-21 km sous les tropiques. Ces résultats sont en accord avec l'altitude limite détectée sur l'instrument GOMOS par Borchini and Pommereau (2007), i.e., 22 km sous les tropiques. Notons tout de même que dans l'étude de Borchini and Pommereau (2007), la couverture latitudinale ainsi que le nombre de profils étaient limités. De plus, les auteurs observent systématiquement sur les mesures GOMOS de fort biais par rapport au SAOZ dans les zones convectives et fortement nuageuses.

De plus, Tamminen et al. (2010) indiquent que le biais positif et systématiquement observé dans les tropiques près de la tropopause sur différentes études de validation (Meijer et al., 2004 ; Mze et al., 2010 ; van Gijssel et al., 2010) pourrait être lié à l'incertitude sur le choix du modèle d'aérosol (erreur de ~20% en dessous de 20 km) et impacte principalement l'inversion des profils d'O₃ et des aérosols. Ainsi, la caractérisation et la détection de l'altitude limite sur les stations tropicales et subtropicales, où les mesures GOMOS présentent de larges déviations par rapport aux autres régions (Meijer et al., 2004 ; Mze et al., 2010 ; van Gijssel et al., 2010) sont essentielles à l'amélioration de futurs traitements de données. Cela incite donc à utiliser les données en-dessous de cette altitude avec précaution.

Stations	<i>Méthode directe</i>		<i>Méthode indirecte</i>		<i>Différence (%)</i>
		Moyenne (km)	Ecart-type (km)	Médiane (km)	
Natal	21	21.67	2.59	22	3.19
Fiji	21	20.93	2	21	-0.33
Irène	20	20.33	2.17	20	1.65

Tableau 4.2 : Récapitulatif des altitudes limites (en km) calculées sur chaque station (seuil à 20%). Il est indiqué la méthode directe, la méthode indirecte et la différence entre les deux méthodes.

4.1.2 Décalage sur l'estimation d'altitude de GOMOS

Une caractéristique importante des occultations stellaires est que l'altitude de la mesure est entièrement définie par la direction de l'étoile et par la position de la plateforme spatiale (Bertaux et al., 2010). En effet, la position d'ENVISAT est connue avec une précision de ±30 m garantissant, à priori, la même précision sur l'estimation de l'altitude des profils. En outre, la précision sur l'estimation de l'altitude est importante car une erreur de 100 m entrainerait une erreur de 2% dans l'estimation des mesures d'ozone dans la région située au-dessus du pic d'ozone où il y existe un fort gradient vertical (Bertaux et al., 2010).

Ainsi, après l'étude sur l'altitude limite, nous avons aussi réalisé une étude sur la présence d'un éventuel biais en altitude, i.e., voir si il existe un décalage vertical entre les mesures d'ozone effectuées par les sondes SHADOZ et les mesures du spectromètre GOMOS. On a

donc utilisé les mesures d’ozone GOMOS dans leurs unités initiales (en mol/cm⁻³) tandis que pour les données SHADOZ, la conversion a été faite grâce aux profils de température (en Kelvin) et de pression partielle (mPa) contenus dans les fichiers SHADOZ. En effet, en utilisant la loi des gaz parfaits, on obtient :

$$O_3 = \frac{7.3414 * 10^{12} * P * 10}{T}$$

où pour chaque profil :

O_3 est la valeur de l’ozone en mol/cm⁻³,

P est la valeur de la pression partielle d’ozone en mPa,

T est la valeur de la température en Kelvin (K).

Les données utilisées sont les profils coïncidents utilisés précédemment pour la détection de l’altitude limite sur les 3 sites : Natal, Fiji et Irène. Pour évaluer la capacité de GOMOS à restituer les valeurs d’ozone à la bonne altitude, on se base sur le maximum de concentration. En effet, pour chaque paire de profils coïncidents, on calcule la différence de l’altitude du maximum de concentration entre le profil GOMOS et le profil SHADOZ mais également la différence entre les valeurs de maximum de concentration pour chaque cas. On effectue ensuite la moyenne des décalages par station.

La figure 4.7 montre un exemple de 3 paires de profils coïncidents sur les 3 stations. En comparant les positions du maximum de concentration, on obtient en moyenne pour le décalage entre les profils coïncidents GOMOS et SHADOZ : -0.03±1.32 km sur Natal (64 profils), -0.07±1.33 km sur Fiji (30 profils) et -0.04±1.5 km sur Irène (47 profils). Ainsi, la figure 4.8 synthétise les valeurs moyennes sur les décalages sur l’estimation de l’altitude au-dessus des 3 stations tropicales en fonction de la latitude. Il ne semble pas y avoir de dépendance latitudinale dans le décalage sur l’estimation de l’altitude entre 0°S et 30°S. Au vu de la résolution de GOMOS dans la basse stratosphère (2 km en dessous de 30 km), les différences d’altitudes obtenues ne sont pas significatives. Concernant les différences absolues des valeurs de maximums de concentration entre GOMOS et SHADOZ, on obtient en moyenne : $1.03 \times 10^{11} \pm 6.07 \times 10^{11}$ mol/cm⁻³ sur Natal, $9.80 \times 10^{10} \pm 4.08 \times 10^{11}$ mol/cm⁻³ sur Fiji

et $-1.47 \times 10^{10} \pm 7.53 \times 10^{11}$ mol/cm⁻³ sur Irène. Les différences de maximum de concentrations correspondent respectivement à des différences relatives moyennes d'environ 2.63%, 2.44% et 0.78%. Il y a donc une bonne concordance entre les deux instruments sur les estimations du niveau d'altitude et sur les valeurs de concentrations d'ozone. Les tableaux 4.3 et 4.4 résument les valeurs obtenues pour les moyennes des différences d'altitude du maximum de concentration et des moyennes des différences des valeurs du maximum de concentration.

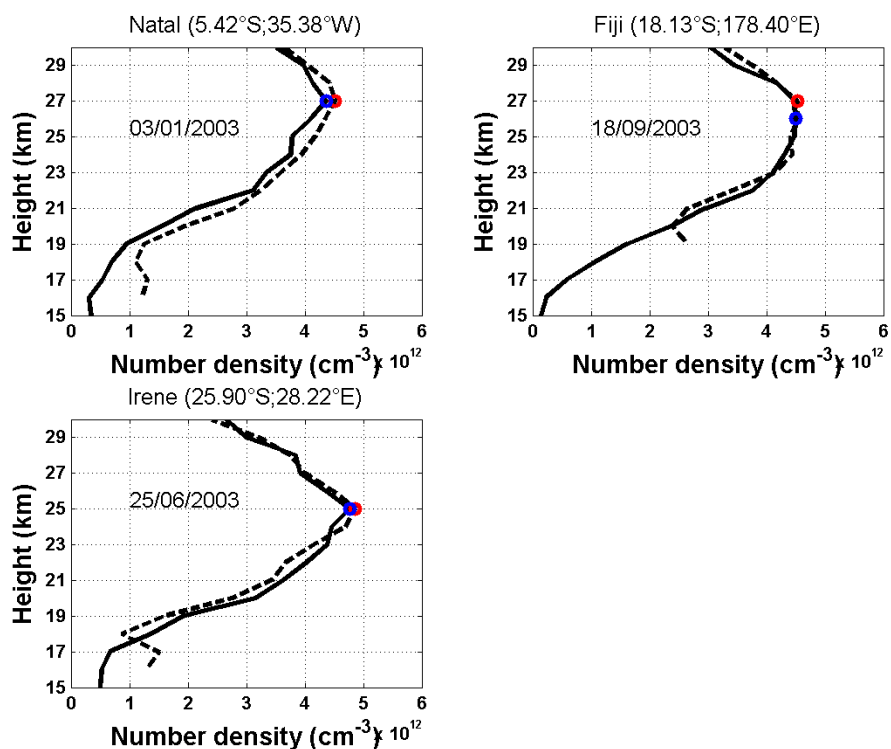


Figure 4.7 : Exemples de comparaison entre les profils GOMOS (trait pointillé) et SHADOZ (trait plein) sur les stations (Natal, Fiji et Irène). Le cercle bleu représente le maximum de concentration du profil SHADOZ et le cercle rouge représente le maximum de concentration du profil GOMOS.

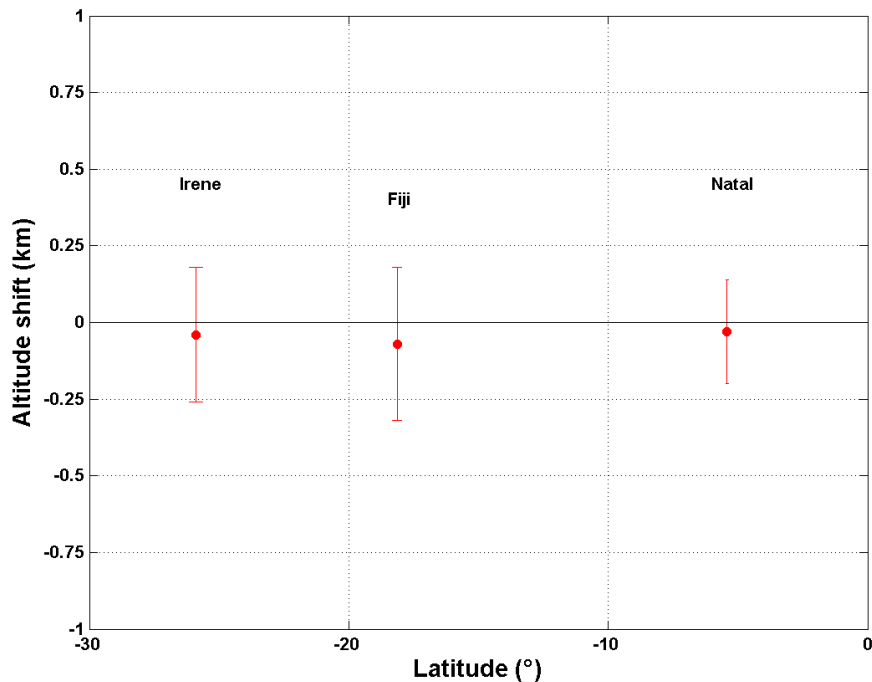


Figure 4.8 : Valeurs moyennes des décalages sur l'estimation de l'altitude (en km) en fonction de la latitude (en °) au dessus de Natal, Fiji, Irène. Les incertitudes à $\pm 1\sigma$ (barre rouge) sont représentées.

Les résultats obtenus sur l'estimation du niveau d'altitude, i.e., -30 m, -70 m, -40 m sont cohérents avec de précédentes études. En effet, Fussen et al. (2005) n'ont pas observé de biais significatif sur le décalage vertical (< 1 km) entre les données co-localisés GOMOS et ACE-FTS. De même, Borchì and Pommereau (2007) ont estimé un décalage de ± 50 m entre les profils GOMOS et les profils SAOZ co-localisés dans la région tropicale en 2003 et 2004. Enfin, Renard et al. (2008) ont obtenu une différence moyenne de 1.5 ± 2.5 km entre des mesures GOMOS (IPF 5.00) et des mesures de différents instruments : AMON (Absorption par les Minoritaire Ozone et NO_x), MIPAS-B2 (Michelson Interferometer for Passive Atmospheric Sounding), SALOMON (Spectroscopie d'Absorption Lunaire pour l'Observation des Minoritaires Ozone et NO_x), SAOZ (Système d'Analyse par l'Observation Zénithale) et SPIRALE (Spectromètre Infra Rouge d'Absorption par Diodes Laser Embarquées) à bord de ballons-sondes en moyenne (Aire sur l'Adour ; $42^{\circ}43N$, $0^{\circ}15O$) et haute latitude (Kiruna ; $67^{\circ}53N$, $21^{\circ}05E$) entre 2002 et 2006 (cf. Renard et al., (2008) pour plus de détails sur les instruments). Ils précisent également que ce décalage n'est pas significatif compte tenu de la résolution de GOMOS dans cette partie de la stratosphère.

Station	Décalage (km)	1 σ (km)	σ/\sqrt{n} (km)
Natal	-0.03	1.32	0.17
Fiji	-0.07	1.33	0.25
Irène	-0.04	1.5	0.22

Tableau 4.3 : Récapitulatif des moyennes, des écarts types et des incertitudes des décalages sur l'estimation d'altitude entre GOMOS et SHADOZ sur Natal, Fiji et Irène.

Station	Différence (cm ⁻³)	1 σ (cm ⁻³)
Natal	1.03e11	6.07e11
Fiji	9.80e10	4.08e11
Irène	-1.47e10	7.53e11

Tableau 4.4 : Récapitulatif des moyennes, des écarts types et des incertitudes sur les différences de maximum de concentration entre GOMOS et SHADOZ sur Natal, Fiji et Irène.

D'après Borchì and Pommereau (2007) et Bertaux et al. (2010), l'estimation de l'altitude par l'instrument GOMOS est fiable. On observe des résultats similaires sur les stations tropicales, où l'estimation de l'altitude des profils d'ozone est fiable. Par ailleurs, les différences observées dans le tableau 4.3 peuvent également provenir des sondes SHADOZ. En effet, connaissant le temps de réponse des sondes ozone qui est de l'ordre de 50-60s, et qui crée un décalage vers le haut de 300 m dans l'estimation de l'altitude des profils (Borchì et al., 2005; Johnson et al., 2002 ; SPARC, 1998), on pourrait dans le futur réitérer cette étude, mais avec une correction sur l'altitude des profils SHADOZ. Cela pourrait notamment réduire le décalage vertical entre les profils GOMOS et SHADOZ. De même, cela pourrait particulièrement améliorer les résultats d'inter-comparaisons des valeurs d'ozone entre GOMOS et SHADOZ comme l'ont observé Borchì et al. (2005) pour les sondes SHADOZ et l'instrument SAOZ.

4.2 Dépendance spatio-temporelle des différences GOMOS/SHADOZ

L'instrument GOMOS et les profils SHADOZ n'observent pas exactement les mêmes masses d'air. Il en résulte donc une source de différences. Ainsi, pour comparer ces observations, on peut définir des critères sur les variables d'espace et de temps. Meijer et al. (2004) indiquent qu'en permettant un plus grand intervalle de temps entre deux observations, il s'ensuit une augmentation linéaire du nombre de mesures coïncidentes. Tandis qu'en augmentant le rayon autour d'une observation, il s'ensuit une augmentation quadratique du nombre de profils coïncidents. De plus, Renard et al. (2008) notent qu'il est difficile de donner une valeur de référence fiable et précise sur les critères spatio-temporels pour la coïncidence entre GOMOS et les ballons, en raison des mouvements relatifs à chaque instrument et du fait que dans leur cas, les mesures des ballons durent une dizaine de minutes tandis que les mesures GOMOS ne durent que moins d'une minute. Dans notre cas la durée des mesures radiosondages du niveau de la mer jusqu'à 30 km varient entre 1h40 et 2h.

Meijer et al. (2004) notent que les différences spatiales et temporelles entre deux observations peuvent, jusqu'à un certain degré, être considérées comme des variables interchangeables. Nous allons donc étudier l'influence de ces critères sur les différences obtenues entre l'instrument GOMOS et les sondes SHADOZ, c'est-à-dire rechercher sur les stations, le degré de dépendance dû aux critères spatio-temporels à partir de profils coïncidents. On avait noté précédemment (section 3.2.2) que l'une des sources probables des différences observées entre les mesures SHADOZ et les mesures GOMOS serait la zone de sélection et la météorologie (brassages de différentes masses d'air). Meijer et al. (2004) observent qu'en réduisant leurs critères de sélection (de 800km/20h à 400km/10h et ensuite à 200km/5h) entre GOMOS et les mesures au sol, ils obtenaient des résultats similaires sur les trois cas. La principale différence observée étant une légère diminution des valeurs de l'écart-type des différences et une moyenne des différences plus bruitée. De plus, ils notent une baisse du nombre de profils coïncidents d'une étape à l'autre. D'autre part, van Gijssel al. (2010) montrent que les différentes valeurs de coïncidence choisies dans leur étude n'introduisaient pas de biais. Enfin, Dupuy et al. (2009) ont étudié la dépendance de la médiane pondérée des différences entre GOMOS et ACE-FTS en fonction du nombre de profils coïncidents et des critères spatio-temporels à 24.5 km. Il en résulte qu'un nombre élevé de profils améliore la pertinence des résultats bien qu'un léger biais est observé. Ainsi, on va étudier dans cette partie la

dépendance des différences relatives entre les profils GOMOS et SHADOZ en fonction des variables d'espace et de temps.

4.2.1 Dépendance spatiale

La coïncidence spatiale entre deux mesures stratosphériques n'est pas uniformément définie dans les études de validation (Hocke et al., 2007). Par exemple, des études ont utilisé les caractéristiques de distance horizontale (Meijer et al., 2004 ; Fussen et al., 2005 ; Hocke et al., 2007 ; Bian et al., 2007 ; Renard et al., 2008 ; Dupuy et al., 2009). D'autres études ont utilisé les caractéristiques d'intervalles de latitudes/longitudes entre les observations (Tamminen et al., 2006 ; Liu et al., 2008 ; Krzyscin et al., 2008 ; Dupuy et al., 2009). Dans notre cas, on choisit les critères suivant : $\pm 5^\circ$ en latitude et $\pm 10^\circ$ en longitude pour la sélection des profils coïncidents sur les trois stations de Natal, Fiji et Irène d'août 2002 à décembre 2008 (Mze et al., 2010). On calcule les différences relatives entre les mesures GOMOS et SHADOZ en fonction de la distance des profils GOMOS pour 3 niveaux d'altitude (22 km, 25 km et 28 km) au-dessus de l'altitude limite, i.e., ~ 21 km. Pour chaque radiosondage, on prend comme référence les coordonnées géographiques de la station. Pour une réelle comparaison, il aurait fallu des mesures GPS. Ces dernières, n'ont été intégrées sur les radiosondages qu'à partir de février 2006 sur Natal (avec des données irrégulières) et il n'y a pas de dispositif GPS sur les radiosondages effectués à Fiji et Irène.

Ainsi, pour estimer et caractériser la distance parcourue par les ballons sondes tout au long de leur ascension, nous utilisons les radiosondages de La Réunion. En effet, depuis août 2007, les radiosondages de La Réunion sont équipés de système GPS (J.M. Metzger, communication personnel, 2010). Les données sont accessibles via le site de l'OPAR : Observatoire de Physique de l'Atmosphère de La Réunion (<https://opar.univ-reunion.fr/>). Le nombre de profils coïncidents exploitables entre août 2007 et décembre 2008 est de 22.

La figure 4.9 illustre l'évolution des sondes GPS en fonction de la latitude et la longitude entre 15 km et 30 km. Les données sont interpolées sur une grille de 1 km. Bien évidemment, l'ascension d'un ballon ne se fait pas de manière droite et rectiligne. Nous examinons ici la distance parcourue pour chaque ballon-sonde au-dessus de La Réunion.

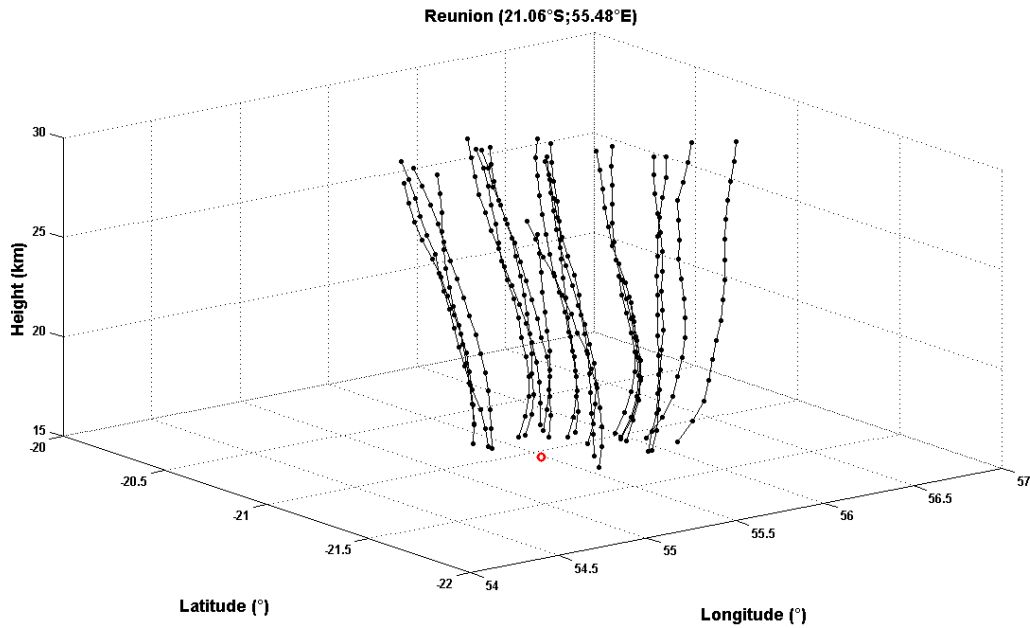


Figure 4.9 : Trajectoires des ballons-sondes équipés d'un système GPS en fonction de l'altitude (en km), de la latitude (en °) et de la longitude (en °) au-dessus du site de La Réunion (cercle rouge) entre Août 2007 et décembre 2008 (22 profils).

On a ainsi calculé la distance entre chaque ballon-sonde et le point du lâcher (21.06°S ; 55.48°E) pour chaque altitude entre 15 km et 30 km. La figure 4.10 résume les différentes valeurs obtenues. On remarque que la distance entre la position du ballon et le point de référence varie entre 5.3 km et 91.2 km sur les trois niveaux d'altitudes 22 km, 25 km et 28 km. Ces résultats sont en accord avec ceux de Mze et al. (2010), où le déplacement des sondes était estimé inférieur à 120 km (section 3.2.2). Ainsi, la référence prise pour chaque radiosondage comme étant les coordonnées géographiques de chaque station pour le calcul des différences spatiales entre les profils coïncidents peut être prise en compte sans que cela induise une erreur significative. On peut donc envisager d'étudier la dépendance en fonction de la distance en prenant comme point de référence les coordonnées géographiques de chaque station.

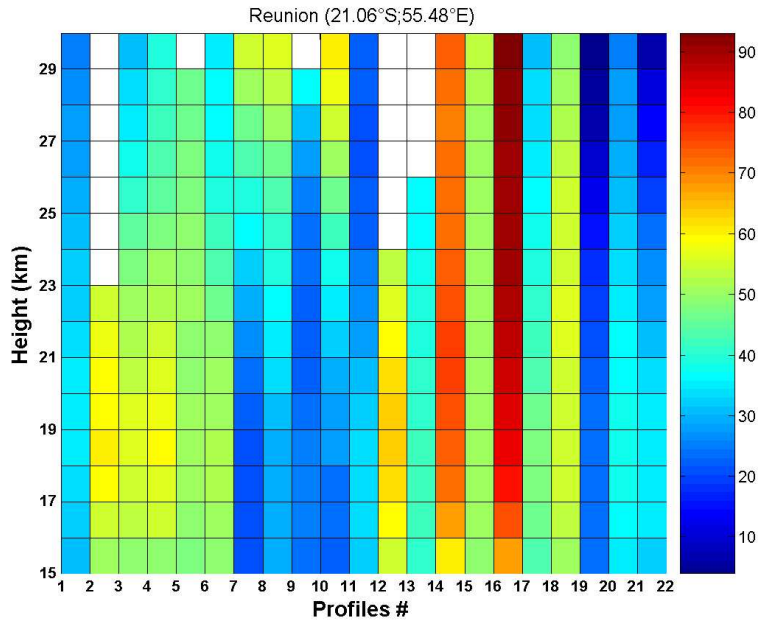


Figure 4.10 : Distance parcourue (en km) par chaque ballon-sonde en fonction de l'altitude (en km) au-dessus de La Réunion entre Août 2007 et décembre 2008.

On observe sur la figure 4.11 l'ensemble des différences calculées en fonction de la distance entre les profils GOMOS et les profils radiosondages pour chaque niveau et chaque site. On note à première vue que la dispersion des points diminue entre le premier niveau (22 km) et les niveaux supérieurs. On peut observer la présence des points avec de fortes valeurs de différences relatives par exemple sur Natal à 22 km. Il ne semble pas y avoir de dépendance en fonction de la distance.

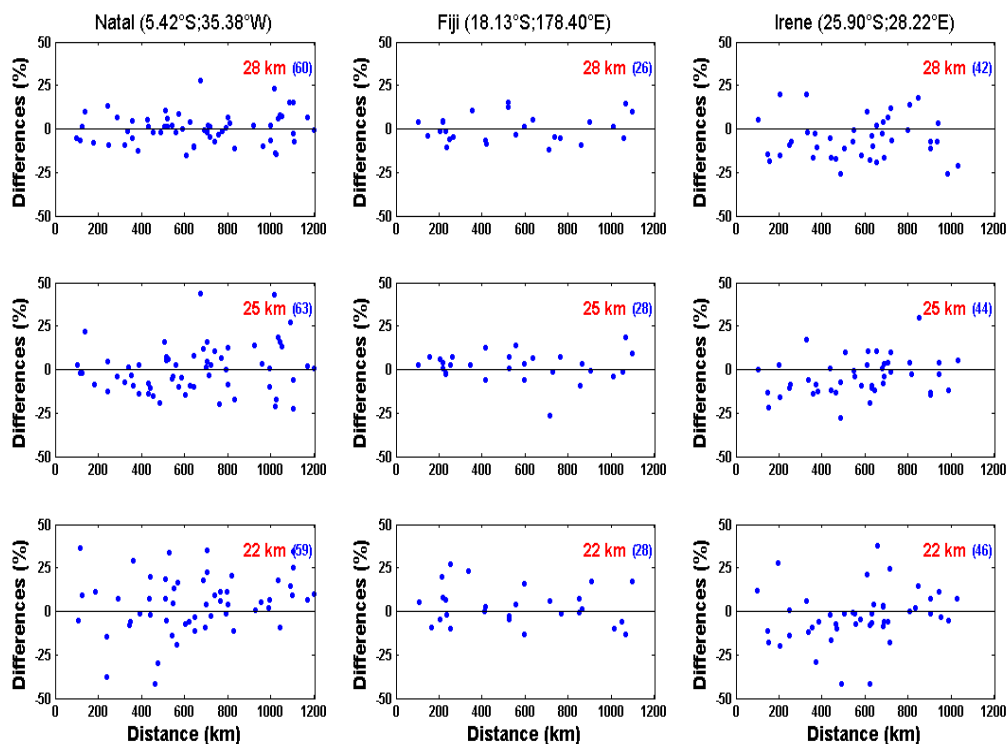


Figure 4.11 : Différences relatives d'O₃ (en %) entre les profils coïncidents GOMOS et SHADOZ sur trois niveaux (22 km, 25 km et 28 km) au-dessus de trois sites (Natal, Fiji et Irène) en fonction de la distance horizontale entre GOMOS et le site d'observation. Le nombre de profils par niveau est indiqué entre parenthèse en haut à droite de chaque graphique.

Pour compléter et valider ce point, on calcule la médiane des différences relatives à partir des profils coïncidents présent dans chaque intervalle de distance horizontale, i.e., 0-100 km, 0-200 km, ..., 0-1100 km, 0-1200 km et cela sur chaque niveau d'altitude. On calcule également la dispersion (écart interquartile des différences relatives) des données pour chaque intervalle. La figure 4.12 illustre la dépendance de la médiane des différences en fonction de la distance horizontale. Comme prévu, on observe tout d'abord que le nombre de profils coïncidents augmentent linéairement en fonction de la distance. Sur toutes les stations et tous les niveaux, les valeurs de la médiane semblent constantes en fonction de la distance horizontale (ou varient légèrement par exemple sur Natal à 22 km). A noter que les valeurs de la moyenne sont proches de celles de la médiane et sont également constantes en fonction de la distance. Comme on l'avait observé précédemment, les valeurs de la dispersion diminuent entre le premier niveau (22 km) et les niveaux supérieurs. En général, les valeurs de la dispersion sont

également constantes en fonction de la distance sur toutes les stations et tous les niveaux. Sauf sur Natal à 28 km dans l'intervalle 0-200 km et sur Fiji et Irène à 22 km dans l'intervalle 0-300 km où elles varient légèrement. Cela est dû au nombre de profils, peu élevés, observés dans ces intervalles. Enfin les valeurs de l'erreur sur la médiane (« *uncertainty of the median* ») des différences diminuent en fonction de la distance horizontale et donc en fonction du nombre de profils coïncidents qui s'accroît (figure 4.13). Comme pour l'erreur liée à la moyenne (« *standard error of the mean* », σ/\sqrt{n}) déjà exploitée dans de précédentes études (Dupuy et al., 2009 ; Hocke et al., 2007 ; Renard et al., 2008) et à la section 3.2.3, cet estimateur permet de juger de l'incertitude de la médiane.

L'erreur liée au calcul la médiane est donné par :

$$UM = \frac{iqr}{1.349 * \sqrt{n}} * \sqrt{\frac{\pi * n}{2 * (n - 1)}}$$

où *iqr* est la l'écart interquartile des différences relatives observés,

et *n* le nombre de profils coïncidents utilisés. L'écart interquartile est divisé par 1.349 pour tenir compte de sa relation avec l'écart-type dans une distribution normale.

Le dernier facteur, prend en compte l'inefficacité de la médiane (Kyröla et al., 2010 ; <http://mathworld.wolfram.com/StatisticalMedian.html>).

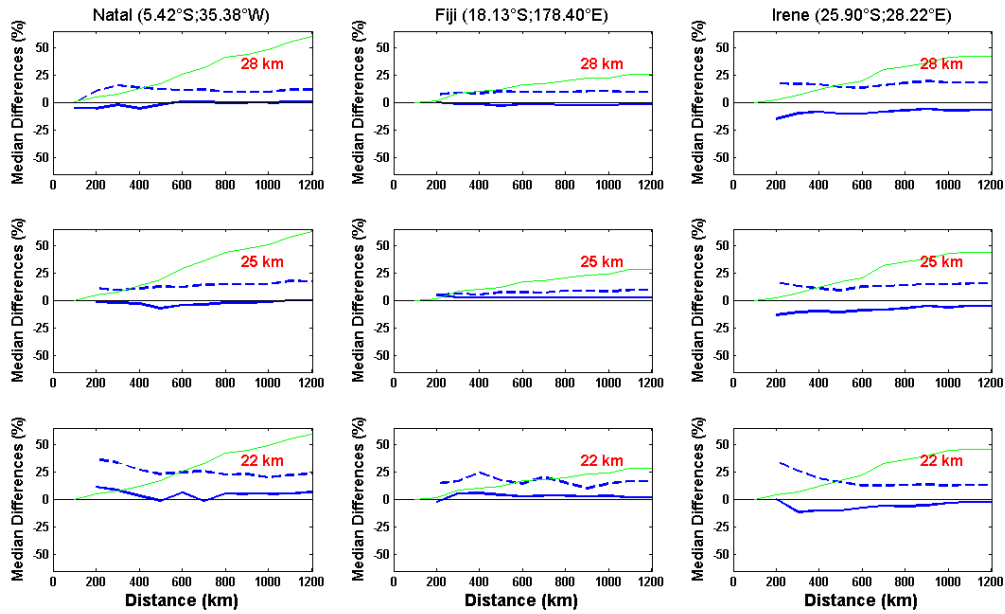


Figure 4.12 : Dépendance des différences relatives d'O₃ (en %) en fonction de la distance horizontale entre les profils coïncidents GOMOS et SHADOZ sur trois niveaux (22 km, 25 km et 28 km). La médiane des différences relatives de chaque intervalle de distance est représentée par un trait continu bleu. La dispersion (écart interquartile) est représentée par des pointillés bleus. Le nombre de profils coïncidents (*100) est représenté par un trait vert.

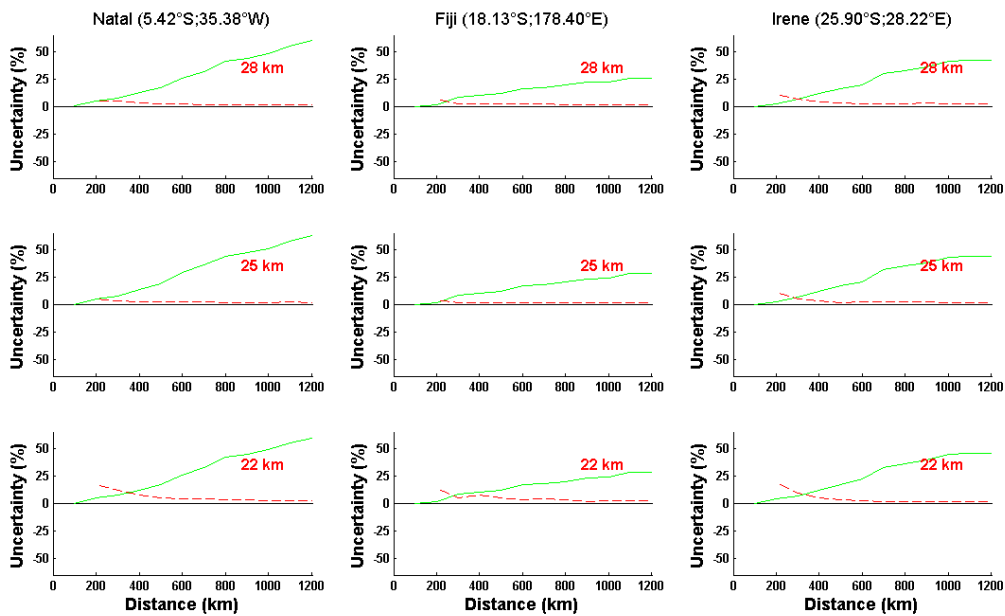


Figure 4.13 : Incertitude sur la médiane des différences relatives d'O₃ (en %) en fonction de la distance entre les profils coïncidents GOMOS et SHADOZ sur trois niveaux (22 km, 25 km et 28 km). Le nombre de profils coïncidents (*100) est représenté par un trait vert.

Les médianes des différences observées et leur dispersion ne semblent pas varier lorsque la distance horizontale augmente sur les trois stations. Ainsi, ces résultats impliquent qu'il n'y a pas de dépendance liée à la distance horizontale. Pour avoir des résultats encore plus précis, la comparaison entre les profils des sonde-GPS et de GOMOS doit être établie pour étudier à nouveau la dépendance de différences observées entre les deux instruments en fonction de la distance.

4.2.2 Dépendance temporelle

De même que pour la coïncidence spatiale, la coïncidence temporelle entre deux mesures stratosphériques, n'est pas uniformément définie dans les études de validation. En effet, le critère peut varier d'une étude à l'autre, par exemple : $\pm 20h$ (Meijer et al., 2004), $\pm 12h$ (Tamminen et al., 2006 ; Bian et al., 2007 ; Dupuy et al., 2009), $\pm 8h$ (Liu et al., 2008), $\pm 6h$ (Renard et al., 2008) , $\pm 3h$ (Bian et al., 2007) . Dans notre cas, on a choisi le critère suivant : $\pm 12h$ pour la sélection des profils coïncidents sur trois stations : Natal, Fiji et Irène d'Août 2002 à Décembre 2008 (Mze et al., 2010). On a ensuite calculé les différences relatives entre les mesures GOMOS et SHADOZ en fonction de la différence de temps pour 3 niveaux d'altitude (22 km, 25 km et 28 km) au-dessus de l'altitude limite, i.e., ~ 21 km. Pour chaque radiosondage, on calcule à partir de l'heure de lancer du ballon, l'heure à chaque niveau d'altitude grâce aux données de temps (en secondes, s) contenus dans les fichiers SHADOZ. A noter que pour la station de Fiji seulement 4 fichiers possèdent des données temporelles, cela nous a donc mené à limiter cette étude aux sites de Natal et d'Irène.

On observe sur la figure 4.14, l'ensemble des différences répertoriées en fonction de l'écart temporel entre les mesures GOMOS et les radiosondages pour chaque niveau. On note à première vue sur Natal que la dispersion des points diminue entre le premier niveau (22 km) et les niveaux supérieurs. On peut observer la présence des points avec de fortes valeurs de différences relatives par exemple sur Natal à 22 km. Et on observe également qu'il ne semble pas y avoir de dépendance en fonction de l'écart temporel. On remarque aussi qu'il n'y a aucun profil coïncident avec un écart temporel inférieur à 7h sur Natal et inférieur à 5h sur Irène. Cela est dû au fait que les ballons sont lâchés de jour et qu'on n'utilise que des occultations de nuit de l'instrument GOMOS.

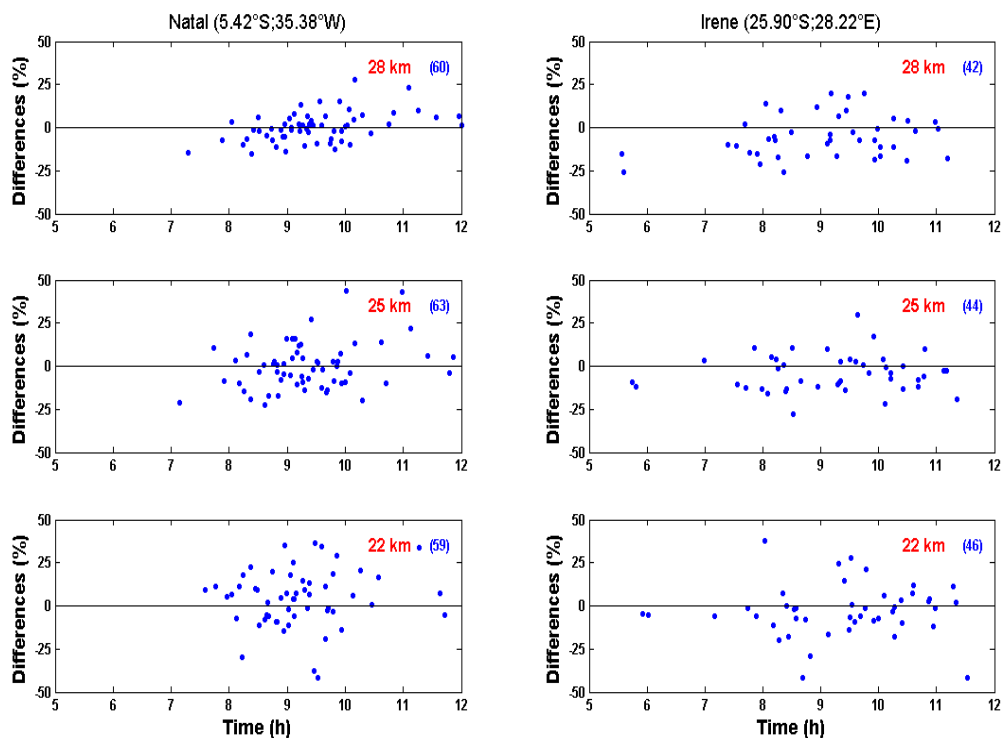


Figure 4.14 : Différences relatives d'O₃ (en %) entre les profils coïncidents GOMOS et SHADOZ sur trois niveaux (22 km, 25 km et 28 km) au-dessus de deux sites (Natal et Irène) en fonction de l'écart temporel. Le nombre de profils par niveau est indiqué entre parenthèse en haut à droite de chaque graphique.

La figure 4.15 illustre la dépendance de la médiane des différences en fonction de l'écart temporel. On calcule la médiane des différences relatives à partir des profils coïncidents présent dans chaque intervalle de temps, i.e., 0-6h, 0-7h, ..., 0-11h, 0-12h et sur chaque niveau. On calcule également la dispersion (écart interquartile des différences) des données pour chaque intervalle. Comme prévu, on observe tout d'abord sur la figure 4.15 que le nombre de profils coïncidents augmentent linéairement en fonction de l'écart temporel. Les valeurs de la médiane semblent constantes en fonction de l'écart temporel sur toutes les stations et tous les niveaux (ou varient légèrement, par exemple sur Irène à 28 km à cause du nombre de profils peu élevés dans l'intervalle 0-8h). A noter que les valeurs de la moyenne sont proches de celles de la médiane et sont également constantes en fonction de l'écart temporel. Comme on l'avait observé précédemment sur Natal, les valeurs de la dispersion diminuent entre le premier niveau (22 km) et les niveaux supérieurs. En général, les valeurs de la dispersion sont également constantes en fonction de l'écart temporel sur toutes les stations et tous les niveaux.

Cependant elles varient légèrement dans les premiers intervalles par exemple sur Natal dans l'intervalle 0-9h à 22 km et 25 km. Cela est dû au nombre de profils peu élevés observés dans ces intervalles. Enfin, les valeurs de l'erreur de la médiane des différences diminuent en fonction de l'écart temporel et donc en fonction du nombre de profils coïncidents qui s'accroît (figure 4.16).

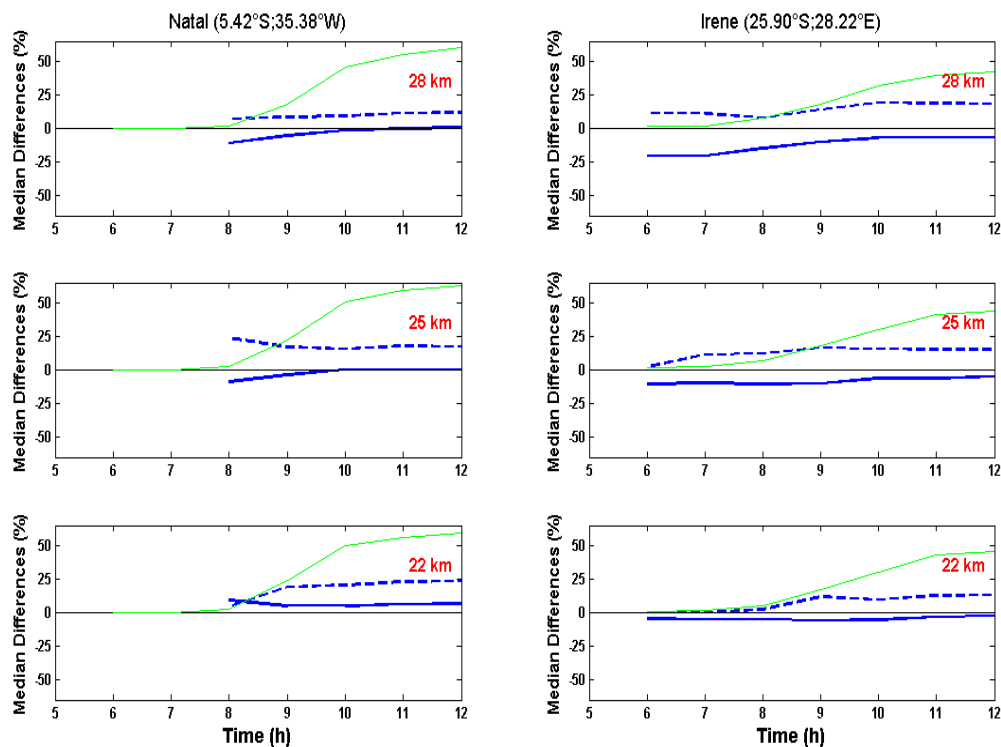


Figure 4.15 : Dépendance des différences relatives d'O₃ (en %) en fonction de l'écart temporel entre les profils coïncidents GOMOS et SHADOZ sur trois niveaux (22 km, 25 km et 28 km). La médiane des différences relatives de chaque intervalle de temps est représentée par un trait continu bleu. La dispersion (écart interquartile) est représentée par des pointillés bleus. Le nombre de profils coïncidents (*100) est représenté par un trait vert.

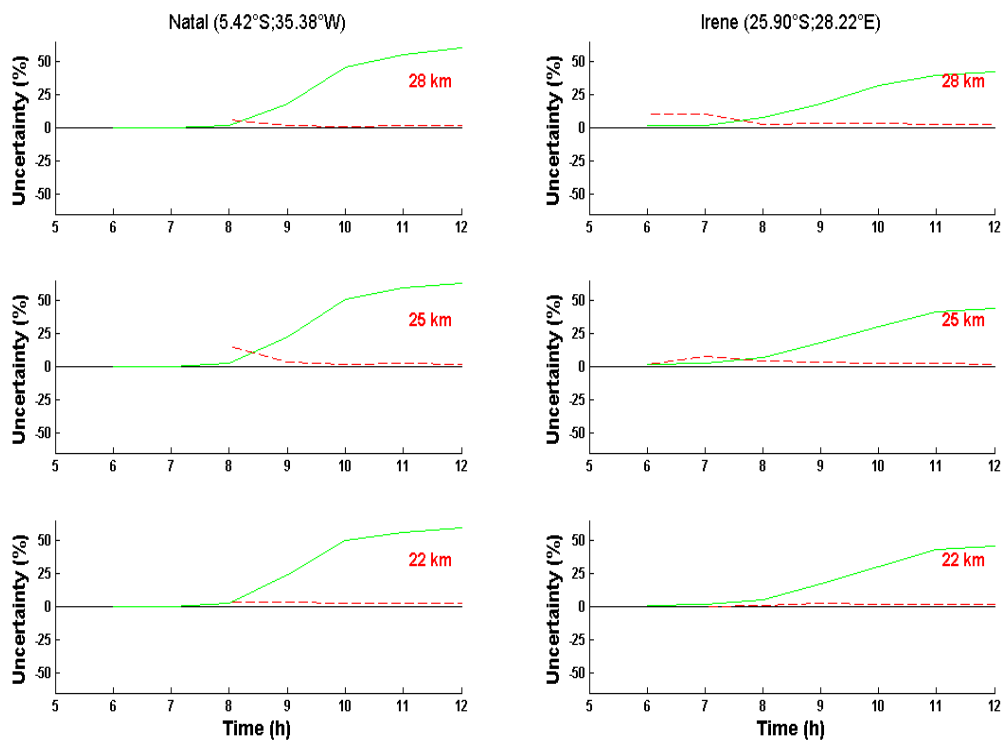


Figure 4.16 : Incertitude sur la médiane des différences relatives d'O₃ (en %) en fonction de l'écart temporel entre les profils coïncidents GOMOS et SHADOZ sur trois niveaux (22 km, 25 km et 28 km). Le nombre de profils coïncidents (*100) est représenté par un trait vert.

Les médianes des différences observées et leur dispersion ne semblent pas varier lorsque l'écart temporel augmente sur Natal et Irène. Ainsi, ces résultats impliquent qu'il n'y a pas de dépendance lié au temps.

Les différences relatives calculées entre les profils coïncidents GOMOS et SHADOZ dans la stratosphère tropicale sont donc indépendantes des variables spatio-temporelles. Toutefois, les légères variations observées sur les médianes et la dispersion dans les premiers intervalles de distance et d'écart temporel sont certainement dues au nombre de profils coïncidents peu élevés. Ainsi, cela indique qu'il faut avoir un nombre suffisamment élevé de profils pour mener des études statistiquement fiables. De plus, comme on l'avait indiqué dans Mze et al. (2010), les critères spatio-temporels peuvent également contribuer aux différences observées mais leur part est mineure. Ainsi les critères retenus ($\pm 5^\circ/\pm 10^\circ$ et $\pm 12h$) pour obtenir les profils coïncidents dans nos différentes études s'avèrent être de bons choix.

4.2.3 Variations des différences relatives d'ozone

L'activité convective, qui est modulée par la variation intra-saisonnière, peut jouer un rôle sur la qualité des données satellites et donc sur les différences observées avec les sondes. En effet sous les tropiques, les occultations GOMOS s'achèvent fréquemment dans la haute troposphère et basse stratosphère (15-18 km) à cause de la présence des nuages de hautes altitudes : nuages convectifs et cirrus (Tamminen et al., 2010). Ceux-ci peuvent également compliquer l'interprétation des mesures (Kyrölä et al., 2006 ; Renard et al., 2008). Les autres facteurs pouvant faire perdre le signal stellaire et qui affectent le minimum d'altitude observé sont : la brillance de l'étoile (plus une étoile est brillante, plus l'altitude minimale est basse) et la réfraction (Tamminen et al., 2010). De même, certains événements majeurs peuvent nuire à l'inversion des profils et donc à l'estimation des quantités mesurées par les satellites, par exemple l'éruption d'El Chichón (1982), ou l'éruption du Mont Pinatubo (1991). Durant notre période d'étude, seules quelques éruptions volcaniques mineures ont eu lieu, par exemple : celle de Manam en Papouasie Nouvelle-Guinée (2005) et celle de La Soufrière sur l'île de Montserrat en Guadeloupe (2006). En effet, Vanhellefont et al. (2010) suggèrent que les augmentations de l'extinction pendant la deuxième moitié de l'année 2005 et en 2007 sont d'origines volcaniques. Par exemple, ils notent une augmentation de la couche d'aérosols stratosphérique en 2007 après l'éruption de Soufrière Hills (16.72° N, 62.18°W) en mai 2006, et qui a mis près d'un an à couvrir le globe. De plus, la mauvaise inversion des profils satellites peut également provenir de l'instrument et de sa dégradation avec le temps. En particulier, dans le cas de GOMOS, une augmentation de l'intensité du courant d'obscurité (*dark charge*) des détecteurs (dispositifs à transfert de charge) ou CCD (*charge coupled devices*), due au vieillissement de l'instrument, affecte directement le rapport signal sur bruit des mesures et peut induire une baisse progressive dans qualité des données (Tamminen et al., 2010). En analysant les estimations d'erreurs des profils GOMOS près de l'équateur, où les changements de concentration d'ozone sont faibles, Tamminen et al. (2010) ont souligné les on peut voir les effets du vieillissement de l'instrument GOMOS sur les erreurs estimées.

Les figures 4.17 et 4.18 illustrent respectivement les variations intra-saisonnières et interannuelles des différences relatives d'ozone sur les stations de Natal, Fiji et Irène entre 15 et 30 km à partir des données coïncidentes. Il faut noter par ailleurs que le nombre de profils à notre disposition n'est pas conséquent. En effet, pour le site d'Irène par exemple, on ne compte qu'une seule paire de profils coïncidents pour les années 2002 et 2008. La médiane

des différences relatives est calculée pour chaque saison et chaque année couvrant notre période d'étude (2002 à 2008). Entre 21 km et 30 km, malgré les différences observées, on ne remarque pas une dépendance particulière entre les différentes saisons et entre les différentes années sur les 3 sites. En basse stratosphère et haute troposphère, où il a été démontré que GOMOS était parfois de mauvaise qualité (Mze et al., 2010 ; van Gijssel et al., 2010), on observe évidemment le même comportement avec de larges biais, mais il ne semble pas y avoir de dépendance selon la saison ou selon l'année d'étude sur les 3 sites.

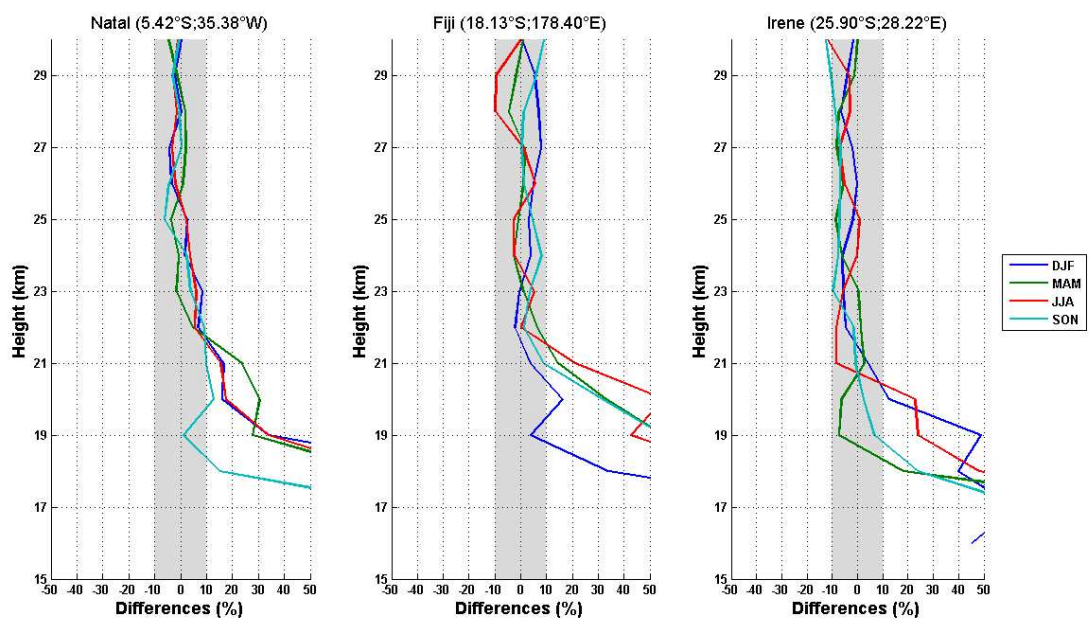


Figure 4.17 : Distribution verticale des différences relatives d’ozone (en %) entre GOMOS et SHADOZ en fonction de la saison sur les stations de Natal, Fiji et Irène. DJF (Décembre-Janvier-Février), MAM (Mars-Avril-Mai), JJA (Juin-Juillet-Août), SON (Septembre-Octobre-Novembre). La zone ombrée (en gris) symbolise l’intervalle $\pm 10\%$.

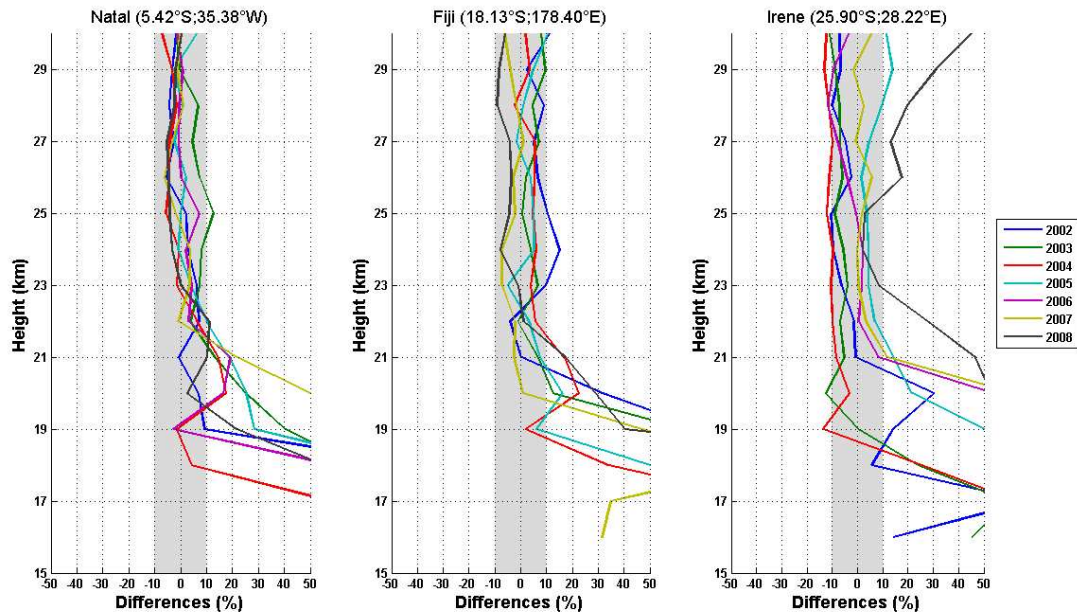


Figure 4.18 : Distribution verticale des différences relatives d’ozone (en %) entre GOMOS et SHADOZ en fonction de l’année sur les stations de Natal, Fiji et Irène. La zone ombrée (en gris) symbolise l’intervalle $\pm 10\%$.

Pour mieux analyser les variations et quantifier l’évolution des différences relatives, on va établir, par la suite, des régressions linéaires à moyen terme sur les différences relatives dans la basse et moyenne stratosphère.

4.3 Analyse de la stabilité des mesures O_3 GOMOS

4.3.1 Mise en évidence des « outliers »

On veut estimer les tendances à cause des effets du vieillissement de l’instrument sur la qualité des données. Toutefois, avant de mener une étude sur la stabilité des mesures GOMOS à partir de tendances issues de régressions linéaires, nous allons mettre en exergue la présence de points aberrant cités dans les chapitres précédents.

La figure 4.19 présente des *scatterplot* (nuage de points) des valeurs d’ozone provenant de données coïncidentes entre SHADOZ et GOMOS des stations Natal, Fiji et Irène sur trois niveaux d’altitudes, i.e., 22 km, 25 km et 28 km. Ainsi, en confrontant les données d’ozone

SHADOZ et GOMOS, on observe une assez bonne relation entre les deux jeux de données mais on note également la présence d'« *outliers* » (exemple sur Irène à 28 km). En effet, les points sont relativement bien alignés mais on discerne parfois des points démarqués de la ligne de référence sur les trois sites et les trois niveaux d'altitudes.

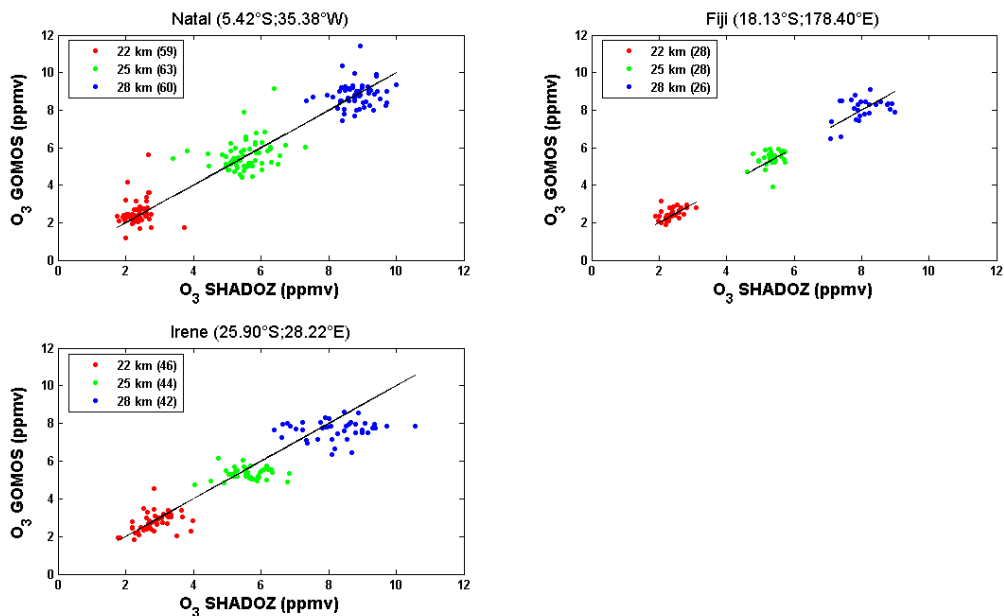


Figure 4.19 : Nuages de points de valeurs d’ozone (en ppmv) des profils coïncidents SHADOZ et GOMOS sur Natal, Fiji et Irène à 22 km, 25 km et 28 km. Le nombre de profils par niveau est indiqué entre parenthèses. La droite indique le cas idéal.

Ces résultats confortent le choix d’avoir établi des statistiques robustes à l’aide des quantiles pour étudier et quantifier certaines caractéristiques des données GOMOS dans les chapitres précédents. Cela permet aussi de montrer la présence de points extrêmes ou « *outliers* » qui pourraient nuire à certaines études (inter-comparaison, tendances...) en introduisant des biais. Grâce à ces derniers résultats, on optera pour une régression linéaire robuste (cf. Annexe B) plutôt qu’une simple régression linéaire afin de réduire les risques d’erreurs que pourraient induire les « *outliers* » sur l’estimateur des moindres carrés et l’étude de la stabilité des mesures O₃ (i.e., les régressions sur nos séries temporelles de différences relatives).

4.3.2 Tendances sur l'évolution temporelle des différences relatives

Des études ont montré que le niveau des *ODSs* (ozone depleting substances, substances qui appauvrissent l'ozone) dans la stratosphère a commencé à décroître à partir des années 2000 (WMO, 2007). De plus, les premiers signes de rétablissement de la couche d'ozone et le ralentissement de la diminution de l'ozone ont été également observés grâce notamment aux données au sol (lidars, radiomètres micro-onde) et aux satellites SBUV, SAGE et HALOE en haute stratosphère (Newchurch et al., 2003; Steinbrecht et al., 2006). Mais également en basse stratosphère (Yang et al., 2006). De plus, il existe trois facteurs qui peuvent indiquer l'évolution du rétablissement de la couche d'ozone : une signature latitudinale, une signature saisonnière et une signature selon l'altitude (Weatherhead and Andersen, 2006). Or, l'un des objectifs principaux de GOMOS grâce à sa couverture et à sa résolution verticale, est l'étude et l'évaluation des tendances sur les mesures d'ozone. Il est donc important d'analyser les variations d'ozone à moyen et long terme avec des données de bonne qualité.

Ainsi, Keckhut et al. (2010) ont analysé les profils d'ozone GOMOS pour évaluer la capacité de l'instrument à capturer l'évolution à long terme de l'ozone aux moyennes latitudes pendant la phase attendue du rétablissement de la couche d'ozone. Ils détectent des biais dans la version 5 du processeur opérationnel, i.e., IPF 5 (correspondant au GOPR v6.0cf) à partir de 2006, lorsqu'ils comparent les données d'ozone GOMOS à ceux de deux stations NDACC des moyennes latitudes de l'hémisphère nord : lidar à l'Observatoire de Haute-Provence (OHP) et radiomètre micro-ondes à Bern. Ils montrent que les biais peuvent être dus à une correction imparfaite du courant d'obscurité des détecteurs (CCD) couplé à l'augmentation de l'intensité du courant d'obscurité. Une nouvelle correction a été testée dans le processeur GOPR v7.0ab (correspondant à la version 6 du processeur opérationnel de l'ESA, i.e., IPF 6). Keckhut et al. (2010) rajoutent que les comparaisons préliminaires montrent que la reproduction des données accroît considérablement la qualité des profils d'ozone GOMOS.

De même, Lambert et al. (2009) et Vandebussche et al. (2010) observent l'évolution à long terme de neuf satellites dont GOMOS (GOPR 6.0cf et IPF 5.00) comparés à des données de radiosondages et de lidars du réseau NDACC. Ils étudient plus particulièrement le degré de stabilité à long terme (la dérive) des sondeurs atmosphériques en analysant les tendances des régressions linéaires robustes sur les différences relatives.

Il paraît donc intéressant d'analyser le comportement des différences relatives dans les tropiques et voir si un biais apparaît également dans les données GOMOS. En effet, des données homogènes sont essentielles pour une meilleure évaluation des tendances d'ozone (Nair et al., 2011).

Dans notre cas, ce travail peut être considéré comme préliminaire pour l'étude des tendances et la détection des éventuelles dégradations des mesures à moyen terme. En effet avec une série temporelle courte (août 2002 à décembre 2008), avec parfois peu de profils coïncidents (on note qu'il n'y a pas de données radiosondages entre décembre 2005 et juillet 2007 sur Fiji et on compte un seul profil radiosondage en 2008 sur Irène) et des données parfois bruitées, le calcul des tendances peut être non significatif d'un point de vue statistique (Tiao et al., 1990 ; Weatherhead et al., 1998 ; Kerzenmacher et al., 2006). Les résultats sont donc à prendre avec précaution.

L'étude des évolutions temporelles des différences relatives des données coïncidentes permettra de voir si une détérioration s'introduit dans les mesures GOMOS. Comme pour l'étude des dépendances spatio-temporelles, on va focaliser notre étude sur Natal (64 profils), Fiji (30 profils) et Irène (47 profils) d'août 2002 à décembre 2008. On va également focaliser, dans un premier temps, notre étude sur 3 niveaux d'altitude au-dessus de l'altitude limite (~21 km) détectée sur les sites tropicaux, i.e., 22 km, 25 km et 28 km.

On observe à la figure 4.20, l'ensemble des différences répertoriées en fonction du temps entre les mesures GOMOS et les radiosondages pour chaque niveau sur les 3 stations. On remarque sur les 3 sites que le nombre de profils coïncidents diminuent en 2003 mais surtout en 2005. Cela est dû à la panne instrumentale sur l'instrument GOMOS qui a amené à une baisse du nombre d'occultations (Kyrölä et al., 2006 ; Fehr et al., 2007 ; Niro et al., 2007 ; Tamminen et al., 2010). La moyenne des différences calculées sur les 3 sites est de l'ordre de $\pm 10\%$ entre 21 km et 23 km et $\pm 5\%$ au-dessus de 23 km (Mze et al., 2010). On peut noter également la présence des points atypiques, extrêmes ou « *outliers* », par exemple sur Natal à 22 km. Ainsi, le calcul des tendances a été mené avec la méthode des moindres carrés robustes (avec l'estimateur « *Tukey Bisquare* », cf. Annexe B) pour minimiser les influences des valeurs extrêmes et améliorer les tendances. Le tableau 4.5 résume les valeurs des tendances sur les différences relatives et les valeurs d'incertitudes à $\pm 2\sigma$.

Sur Natal, les tendances sont négatives sur les trois niveaux d'altitude, mais elles ne sont pas significatives (dans notre cas, une tendance est considérée comme statistiquement

significative lorsqu'elle est strictement supérieure à 2σ). Sur Fiji, les tendances sont également négatives mais seulement significatives à 25 km et 28 km ($-1.88\pm 1.31\%$ par an et $-2.64\pm 1.87\%$ par an, respectivement). A noter qu'il existe peu de points sur Fiji (pas de données radiosondages entre décembre 2005 et juillet 2007). Enfin sur Irène, les tendances sont positives mais seulement significatives à 25 km et 28 km ($3.64\pm 1.88\%$ par an et $3.57\pm 2.13\%$ par an). On remarque également un passage des valeurs négatives à des valeurs positives des différences relatives à partir de 2006 (à noter qu'il y a un seul profil radiosondage en 2008 sur Irène).

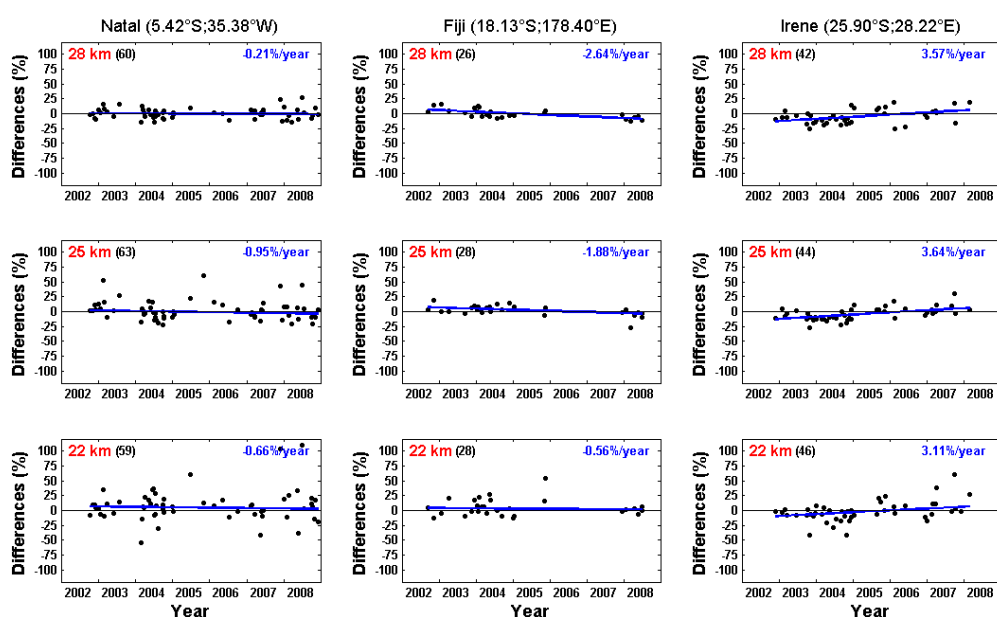


Figure 4.20 : Evolution temporelle des différences relatives d'O₃ (en %) entre les profils coïncidents GOMOS et SHADOZ sur trois niveaux (22 km, 25 km et 28 km) de 2002 à 2008. Le nombre de profils par niveau est indiqué entre parenthèse. La droite de tendance (%.an⁻¹) obtenue par régression linéaire robuste est superposée en bleu.

Altitude (km)	Natal	Fiji	Irène
28	-0.21 ± 3.47	-2.64 ± 1.87	3.57 ± 2.13
25	-0.95 ± 2.99	-1.88 ± 1.31	$3.64\pm 1.88^*$
22	-0.66 ± 3.62	-0.56 ± 3.56	3.11 ± 3.17

Tableau 4.5 : Tendances et incertitudes à $\pm 2\sigma$ des différences relatives d'O₃ en (%.an⁻¹) à 22 km, 25 km et 28 km. *: Les tendances significatives à 2σ sont notées en gras.

Enfin, on a présenté à la figure 4.21, la distribution verticale des tendances sur les différences relatives entre 21 km et 30 km pour Natal, Irène et Fiji. On observe les valeurs des tendances et des incertitudes, à $\pm 2\sigma$, entre 2002 et 2008. Tout d'abord, on note qu'il n'y a pas eu de changements instrumentaux sur les trois sites SHADOZ durant la période considérée, ce qui aurait pu introduire une non-homogénéité due à différents types de senseurs utilisés et donc un éventuel biais. On observe des tendances négatives sur Natal et Fiji (sauf à 29 km et 30 km sur Natal où les tendances sont positives), et des tendances positives sur Irène. Les tendances ne sont pas significatives à $\pm 2\sigma$, sur Natal tandis que sur Irène et Fiji cela dépend de l'altitude considérée, comme cela est résumé dans le tableau 4.6. D'une manière générale, les résultats montrent que les données GOMOS sont stables sur Natal tandis que des dérives sont parfois observées sur Fiji et Irène à certaines altitudes. Ainsi, la baisse dans la qualité des données GOMOS avec le temps due à l'augmentation de l'intensité du courant d'obscurité (Tamminen et al., 2010) et à une correction imparfaite du courant d'obscurité (Keckhut et al., 2010), peut jouer un rôle dans la contribution aux larges dérives et biais parfois observées à certaines altitudes sur le site de Fiji et Irène (cf. tableau 4.6). Cependant, on ne peut conclure sur le signe du biais, négatif à Fiji et positif à Irène.

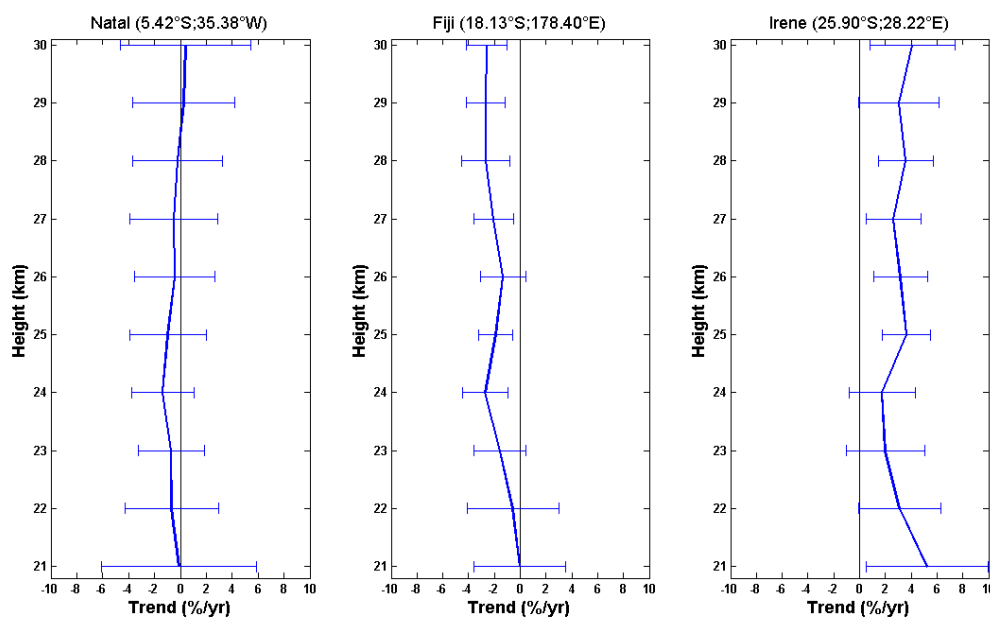


Figure 4.21 : Distribution verticale des tendances sur les différences relatives d'O₃ entre 21 km et 30 km. Les tendances (%.an⁻¹, trait bleu) et les incertitudes à $\pm 2\sigma$ (barres bleues horizontales) y sont représentées.

Cette étude préliminaire a permis d'étudier la stabilité à moyen terme issues des observations GOMOS dans les tropiques. Avec la nouvelle version GOPR 7.0ab (IPF 6), dont il sera établi une correction sur les détecteurs CCD, une nouvelle étude permettra de mieux observer et de détecter les dérives. Cela permettra notamment d'étudier plus précisément la stabilité des données de l'instrument GOMOS. De plus, l'étude pourrait être complétée par des données lidars des stations du réseau NDACC pour accroître le nombre de profils coïncidents.

Altitude (km)	Natal	Fiji	Irène
21	-0.1±5.97	-0.02±3.57	5.21±4.73*
22	-0.66±3.62	-0.56±3.56	3.11±3.17
23	-0.71±2.56	-1.57±2.03	2±3.04
24	-1.37±2.4	-2.71±1.76	1.74±2.57
25	-0.95±2.99	-1.88±1.31	3.64±1.88
26	-0.43±3.11	-1.33±1.78	3.18±2.09
27	-0.51±3.41	-2.06±1.53	2.63±2.12
28	-0.21±3.47	-2.64±1.87	3.57±2.13
29	0.27±3.94	-2.66±1.52	3.06±3.12
30	0.43±5.04	-2.6±1.59	4.1±3.32

Tableau 4.6 : Récapitulatif des tendances et des incertitudes à $\pm 2\sigma$ sur les différences relatives d'O₃ en (%.an⁻¹) entre 21 km et 30 km.*: Les tendances significatives à 2σ sont notées en gras.

4.3.3 Tendances sur l'évolution temporelle de l'altitude limite

On a également observé les évolutions temporelles des altitudes limites calculées à partir des données coïncidentes sur les 3 stations. Nous avons montré plus haut que l'altitude limite varie en moyenne entre 20 km et 21 km. On observe à la figure 4.22 l'évolution temporelle des niveaux d'altitude limites détectées sur les 3 sites d'étude. On remarque tout d'abord, comme précédemment, que le nombre de profils coïncidents diminuent en 2003 mais surtout en 2005 sur les 3 sites. Le calcul des tendances a été également établi avec la méthode des moindres carrés robustes. Le tableau 4.7 résume les valeurs des tendances sur les altitudes

limites et les valeurs d'incertitudes à $\pm 2\sigma$. On observe pour le site de Natal une tendance positive non significative, et pour Fiji une tendance négative non significative, tandis que pour Irène, la tendance est positive et significative (0.66 ± 0.31 km/an). Comme on l'a noté ci-dessus, ce travail est préliminaire mais on peut supposer que la tendance obtenue pour Irène pourrait être corrélée à une dégradation de la qualité des données GOMOS à moyen terme en basse stratosphère. L'évolution temporelle du niveau d'altitude limite pourrait ainsi servir d'indicateur sur la dégradation de la qualité des mesures GOMOS en basse stratosphère.

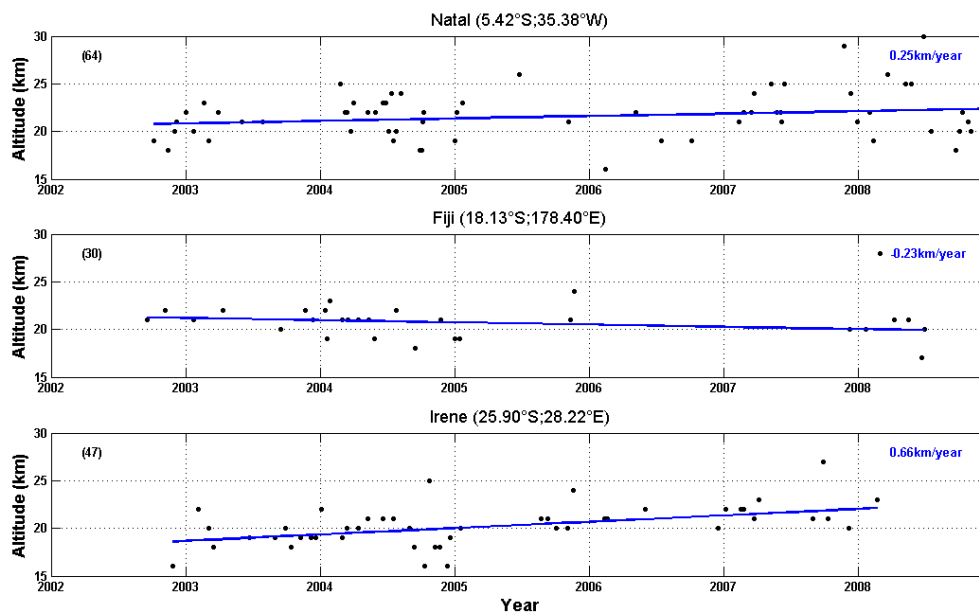


Figure 4.22 : Evolution temporelle des niveaux d'altitudes limites sur trois stations (Natal, Fiji et Irène) entre 2002 et 2008. Le nombre de profils coïncidents est indiqué entre parenthèse en haut à gauche de chaque graphique. La droite de tendance obtenue par régression linéaire robuste est superposée en bleu.

Station	
Natal	0.25 ± 0.45
Fiji	-0.23 ± 0.44
Irène	$0.66 \pm 0.31^*$

Tableau 4.7: Tendances et incertitudes, à $\pm 2\sigma$, sur l'altitude limite détectée (en km/an).

4. 4 Conclusion

Ce chapitre porte essentiellement sur les caractéristiques qualitatives de l'instrument GOMOS/ENVISAT. Les critères spatio-temporels choisis pour les coïncidences peuvent contribuer aux différences observées lors des inter-comparaisons entre GOMOS et SHADOZ (Mze et al., 2010). Néanmoins, leur contribution est mineure, et dans notre cas les critères retenus ($\pm 5^\circ/\pm 10^\circ$ et $\pm 12h$) s'avèrent être de bons choix pour obtenir les profils coïncidents. En effet, les différences relatives calculées entre les profils coïncidents GOMOS et SHADOZ dans la stratosphère tropicale sont indépendantes des variables spatio-temporelles. Toutefois, pour mener des études statistiquement fiables, on note qu'il faut un nombre suffisamment élevé de profils.

Nous avons également vu dans ce chapitre que l'étude sur l'altitude limite et l'étude sur l'estimation d'altitude des profils de nuit GOMOS ont permis d'évaluer la fiabilité et les performances de GOMOS. En effet, on a démontré qu'en dessous de l'altitude limite, i.e., ~ 21 km, les données GOMOS doivent être utilisées avec précaution, puisque, la qualité des données de l'instrument GOMOS se dégrade à partir de 20-21 km sous les tropiques. De plus, l'estimation de l'altitude des profils GOMOS dans les tropiques est fiable. En tenant compte, des résultats obtenus sur la validation des profils GOMOS, on peut dire que le premier objectif de l'instrument, i.e., l'étude et l'estimation des tendances d'ozone en moyenne stratosphère, peut être envisagé avec confiance.

A ce stade, l'étude et le calcul des tendances sur les différences relatives est surtout indicatif. En effet, l'interprétation n'est pas évidente, il est difficile d'en tirer des conclusions claires des tendances entre GOMOS et les sondes vu qu'elles sont négatives à Fiji et positives à Irène. Par ailleurs, les causes des tendances et des biais observées ne sont pas forcément dues à la mesure GOMOS. Cela peut également provenir des sondes SHADOZ : par exemple, le temps de réponse des sondes ozone qui est de l'ordre de 50-60s et qui crée un décalage vers le haut de 300 m (Borchi et al., 2005; Johnson et al., 2002 ; SPARC, 1998). D'autre part, il peut y avoir un problème d'échantillonnage (peu de profils coïncidents), qui peut aboutir à de larges dérives sur notre courte période d'étude. La future version GPR 7.0ab (IPF 6) des données GOMOS, permettra de refaire cette étude, pour observer l'évolution et probablement l'amélioration de la qualité des données GOMOS dans les tropiques. Toutefois, on utilisera cette fois-ci des séries temporelles plus longues, avec plus de coïncidences et certainement

moins de bruit présent dans les données de la version GOPR 7.0ab (Keckhut et al., 2010). De même, van Gijssel et al. (2010) ajoutent que la future version du processeur pourrait mieux traiter l'augmentation de l'intensité des courants d'obscurité des détecteurs. Cela aurait pour effet de diminuer le nombre d'*outliers* et donc accroître la qualité des profils.

Ainsi, le calcul des tendances sera plus significatif et plus précis. On pourra de ce fait établir de manière plus précise si les données GOMOS incluent, ou non, des biais avec le temps. En conséquence, les mesures GOMOS pourront compléter les données SAGE et HALOE, qui ont pris fin en 2005, pour les études de tendances d'O₃ comme l'ont déjà réalisé Steinbrecht et al. (2009). En outre, Tamminen et al. (2011) ont observé, dans une étude préliminaire, une bonne correspondance entre GOMOS et SAGE (1% à 3% entre 20 km et 40 km). De même, Borchi and Pommereau (2007) ont observé des valeurs similaires (1% entre 20 km et 26 km).

De plus, une étude récente a été menée par Nair et al. (2011) sur la distribution verticale des séries temporelles d'ozone au-dessus de l'OHP, ainsi que sur l'étude des dérives et la stabilité de différents sondeurs atmosphériques. Ils notent, en particulier, que la dégradation des données GOMOS avec le temps, due à une augmentation du bruit des détecteurs, peut jouer un rôle dans la contribution aux larges dérives parfois observées à certaines altitudes comme on l'a observé dans notre étude sur les stations tropicales. En effet, ils observent des valeurs de tendances, basées sur des régressions linéaires sur les différences relatives mensuelles entre GOMOS et lidar, de l'ordre de $\pm 1\%$ entre 24 km et 37 km. Et de l'ordre de $\pm 1.6\%$ par an à $\pm 6\%$ par an en dehors de cet intervalle. Ils discutent notamment de la possibilité d'étendre les données SAGE II et HALOE avec les données GOMOS et MLS pour l'étude du rétablissement de la couche d'ozone. C'est-à-dire l'étude des tendances d'ozone stratosphérique à long terme depuis les années 80.

Chapitre 5 Cas d'étude : Episode filamentaire en Octobre 2004 observé par GOMOS

5.1 Avant-propos

Tamminen et al. (2006) observent que la bonne résolution verticale de GOMOS (2 à 3 km) rend possible la distinction des structures de petite échelle sur les profils d'ozone aux hautes latitudes. De plus, Liu et al. (2008) rapportent que l'instrument GOMOS montre une bonne similarité avec les radiosondages dans le fait de représenter l'augmentation des valeurs d'ozone dans la haute troposphère et basse stratosphère des moyennes latitudes. En prenant en compte ces résultats, nous examinons ici un cas de transport isentropique sous l'influence de masses d'air polaires durant le printemps de l'hémisphère sud, qui coïncide avec un épisode d'augmentation des valeurs d'ozone au dessus d'Irène (25.90°S; 28.22°E).

Il est à noter toutefois que Semane et al. (2006) ont examiné par le passé une diminution de l'ozone lié au transport méridien à la mi-mai 2002 au-dessus d'Irène. Ils ont observé en moyenne stratosphère : une activité des ondes planétaires anormalement élevée, une perturbation du vortex polaire accompagnée de filaments et un fort mélange jusqu'au sub-tropiques. Tandis qu'en basse stratosphère, ils observent un transport de masses d'air appauvries en ozone vers les sub-tropiques. Les auteurs notent que la présence exceptionnelle de masses d'air du vortex polaire au-dessus des sub-tropiques à la mi-mai 2002 peut être considérée comme le premier signe des perturbations particulières sur le vortex polaire qui ont contribué au comportement sans précédent du trou d'ozone en Antarctique, observé en septembre 2002 (Allen et al., 2003; Hoppel et al., 2003; Sinnhuber et al., 2003; Shepherd et al., 2005).

Avec la diminution des ODSs (*ozone-depleting substances*), le comblement du trou d'ozone en Antarctique et l'estimation de la destruction chimique de l'ozone demeurent des domaines d'intérêts scientifiques (ex. Tilmes et al., 2006a, b; Huck et al., 2007; Kuttippurath et al., 2010). La taille du trou d'ozone en Antarctique dépend essentiellement du taux de chlore effectif dans la stratosphère, mais elle dépend aussi des variations interannuelles de la

température à la frontière du vortex polaire (Newman et al., 2004). En outre, l'étude des changements à long terme de l'ozone au printemps à la périphérie du vortex indique une atténuation de la destruction de l'ozone en accord avec un nivellement (une stabilisation) du chargement des composés halogénés dans la stratosphère. Cela constitue le début du rétablissement de l'ozone à la région frontalière du trou d'ozone en Antarctique (Yang et al., 2005). De plus, Yang et al. (2008) concluent que le cœur et la région frontalière du vortex ont atteint la première étape du rétablissement de l'ozone. Toutefois, un comblement total du trou d'ozone en Antarctique, avec un retour aux niveaux des années 1980, ne se produira qu'aux alentours de 2068, et la surface du trou d'ozone ne diminuera que très lentement entre 2001 et 2017 (Newman et al., 2006). De plus, le comblement du trou d'ozone a un impact important sur le climat en Antarctique (Perlwitz et al., 2008).

Le transport quasi-horizontale et les propriétés de mélange du vortex polaire en Antarctique dans la stratosphère durant l'hiver et le printemps ont été intensivement analysés par plusieurs études (e.x, Bowman, 1993; Bowman and Mangus, 1993; Chen, 1994; Chen et al., 1994a). Certaines de ces études ont reconnu un niveau de transition autour de la surface isentrope 400 K au-dessus de laquelle le vortex est presque complètement isolé et en dessous de laquelle le vortex est moins isolé. Cette région de plus fort mélange est appelé « sub-vortex » (McIntyre, 1995). Par ailleurs, en examinant le transport de traceurs en dehors du vortex polaire en Antarctique, Wauben et al. (1997) concluent que le vortex est une masse atmosphérique assez bien isolée durant la fin de l'hiver et le début du printemps. En observant la perméabilité de la frontière du vortex polaire en Antarctique en fin d'hiver et printemps, Öllers et al. (2002) confirment que la frontière du vortex est hautement imperméable. Cependant, ils observent un faible taux de transport en Août et en Septembre, tandis qu'en Octobre et en Novembre ils observent un taux plus élevé de transport dû à une occurrence plus élevée des phénomènes filamentaires.

Ce chapitre est consacré à un cas d'étude de transport isentropique dans la basse stratosphère. Il montre qu'on peut étudier des structures et des variations des concentrations de l'ozone lors d'un épisode de transport, à partir des observations GOMOS dans l'hémisphère sud.

5.2 Observation de l'ozone et du filament polaire

5.2.1 Observations à partir de SHADOZ et GOMOS

La figure 5.1 illustre les profils verticaux d'ozone en fonction de la température potentielle mesurés au-dessus d'Irène (25.90°S; 28.22°E) par GOMOS et par radiosondage, le 13 Octobre 2004 (entre 380 K et 850 K). Les profils climatologiques du mois d'Octobre sont également représentés (vus dans le chapitre 3). On considère les occultations GOMOS de nuit correspondant aux critères spatiaux définis avant : $\pm 5^\circ$ en latitude et $\pm 10^\circ$ en longitude. On inclut uniquement les mesures GOMOS dont l'erreur associée est en dessous de 30% et les valeurs de concentrations d'ozone comprises entre 0 et 10^{19} mol/m³ (cf. section 3.1.1). La médiane et les percentiles sont utilisés comme estimateurs robustes sur les profils GOMOS. Ainsi l'étude sur la climatologie et la variabilité de l'ozone de GOMOS sera moins affectée par la présence d' « outliers » (Kyrölä et al., 2006; Mze et al., 2010). Par ailleurs, les profils d'ozone des deux expériences (GOMOS et radiosonde) ont été interpolés sur une grille verticale identique de 5 K (~200 m). De plus, à l'égard de l'occultation mesurée le 13 Octobre 2004, un critère de coïncidence temporelle de ± 12 h a été rajouté. On note que les données de température et de pression en dessous de ~50 km (1hPa), indispensables pour le calcul de la température potentielle, proviennent des données ECMWF et sont incluses dans les produits GOM_NL_2P (Tamminen et al., 2010).

Concernant les profils mesurés le 13 Octobre 2004, on peut observer sur la figure 5.1 une couche enrichie en ozone en basse stratosphère avec un maximum local présent vers 430K sur le profil GOMOS (fig.5.1b) et aux alentours de 450K sur le profil SHADOZ (fig.5.1a). En effet, l'occultation GOMOS, enregistrée le même jour au voisinage du site SHADOZ, à la position 26.28°S - 32.34°E, présente une déviation significative par rapport au profil médian calculé sur les 7 années (139 profils) en basse stratosphère. De même, le profil SHADOZ montre aussi une large déviation par rapport au profil moyen calculé sur les 11 années (21 profils). Les profils GOMOS et SHADOZ du 13 octobre 2004 montrent, tous les deux, une augmentation des valeurs de concentrations d'ozone par rapport aux valeurs des profils climatologiques du mois d'Octobre (anomalie positive), atteignant respectivement +42% à 430K et +56% à 450K. L'anomalie détectée sur SHADOZ est significative à 450K, où elle dépasse la valeur moyenne de plus de 1σ . Elle est également significative pour l'observation

GOMOS à 430K, où elle dépasse la concentration médiane (avec une valeur supérieure au troisième quartile).

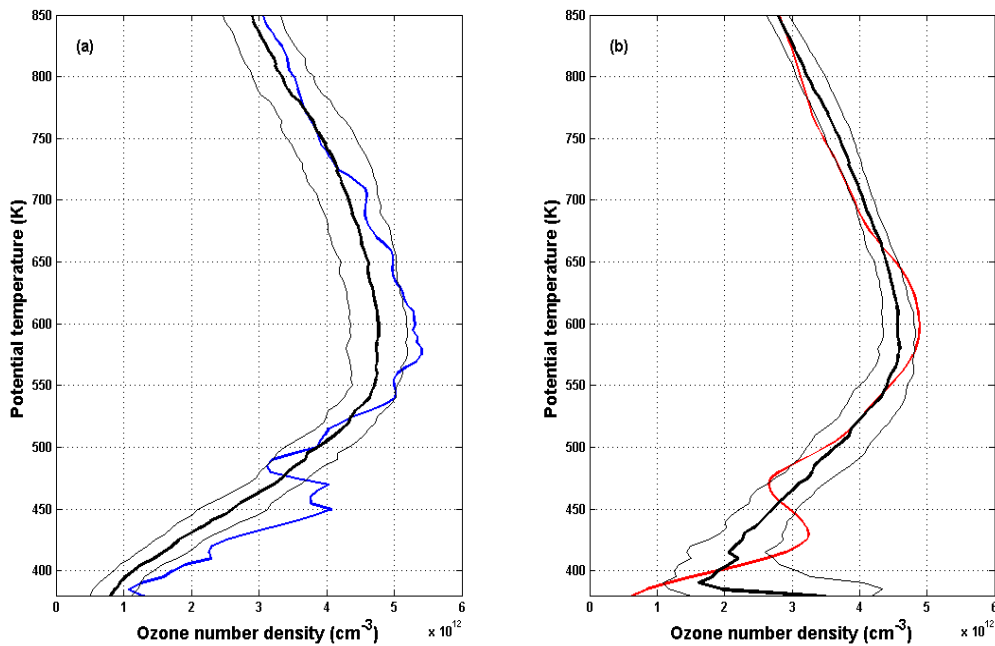


Figure 5.1 : (a) Profil vertical d’ozone (en mol.cm⁻³) obtenu à partir de la sonde ozone lancée à 10:20 UT au-dessus d’Irène (25.90°S; 28.22°E) le 13 Octobre 2004 (ligne bleue). Le profil moyen climatologique du mois est superposé (trait épais). Le trait fin représente le même profil à $\pm 1\sigma$. (b) Profil vertical d’ozone d’une occultation GOMOS mesurée le même jour à 22:09 UT (ligne rouge) à la position 26.28°S - 32.34°E. Le profil médian climatologique est superposé (trait épais). Les traits fins représentent les 25^{ème} et 75^{ème} percentiles du profil médian.

Toutefois, il peut être noté que l’altitude du pic d’anomalie d’ozone en basse stratosphère est différente pour les deux instruments. En effet, le maximum local d’ozone correspondant à la couche d’ozone enrichie est centré vers 430K pour l’occultation GOMOS, tandis qu’il est centré vers 450K pour le radiosondage SHADOZ comme cela est illustré sur la figure 5.1. On suppose qu’au regard des différences dans la géométrie et les techniques employées par les deux instruments, même une coïncidence parfaite de leurs observations entraîne des différences dans les masses d’air observées et une différence dans la durée de l’échantillonnage (Meijer et al., 2004). De plus, il y a une différence de ~ 12 h entre la sonde ozone et la mesure GOMOS, ce qui peut expliquer la différence dans l’altitude du filament.

Cet exemple montre que l'instrument GOMOS peut capturer des structures d'anomalie et qu'il peut reproduire une augmentation des valeurs d'ozone dans les tropiques comme cela a été observé et rapporté auparavant par Tamminen et al. (2006) et Liu et al. (2008) sur les stations des moyennes et hautes latitudes. De plus, une *lamina* d'ozone a été définie dans de précédentes études comme une structure convexe ou concave sur le profil vertical d'ozone avec une largeur inférieure à 2.5 km (~60 K) et ces processus de *lamina* se produisent plus fréquemment en hiver et au printemps (Lemoine, 2004 ; Olsen et al., 2010 ; Reid and Vaughan, 1991 ; Reid et al., 1993; Tomikawa and Sato, 2009). Ces *laminae* d'ozone sont principalement dus à la déformation d'iso-ligne de rapport de mélange d'ozone provoquée par les ondes de gravité et à une différence d'advection provoquée par la combinaison d'un cisaillement vertical du vent horizontal et des ondes de Rossby (Tomikawa and Sato, 2009).

5.2.2 Observations à partir de MIMOSA

La présence d'une augmentation locale sur les profils d'ozone du 13 Octobre 2004, c'est à dire la présence de masses d'airs enrichies en ozone au-dessus d'Irène, est également examinée grâce au modèle d'advection à haute résolution MIMOSA initialisé par les données ECMWF. Dans le but d'éclaircir l'origine des masses d'airs qui résultent en une augmentation des valeurs d'ozone, on focalise notre analyse sur les niveaux isentropes 430K et 450K.

Les figure 5.2 et 5.3 illustrent les sorties des champs APV simulées par MIMOSA dans l'hémisphère sud durant l'épisode d'augmentation des valeurs d'ozone aux niveaux isentropes 430K et 450K. On peut noter que les masses d'airs polaires et tropicales sont reconnaissables respectivement par les fortes et faibles valeurs absolues d'APV. Les figures 5.2 et 5.3 mettent donc en exergue une intrusion d'un filament d'APV atteignant Irène le 12 et 13 Octobre 2004. En effet, on observe un filament qui s'étire de manière isentropique du pôle vers les subtropiques à 430K et 450K. Ce processus de transport se produit en Octobre : le vortex polaire en Antarctique s'étire et produit un filament qui se propage vers le Nord-Est. Ainsi des masses d'air polaires issues du vortex se déplacent au sud de l'Océan Atlantique et se dirigent vers l'Afrique du Sud. Le 12 et 13 Octobre, le filament polaire avec de fortes valeurs absolues d'APV s'étend au sud de l'Océan Indien et atteint la station d'Irène. Les positions des profils GOMOS mesurés le 12 et 13 Octobre à proximité du filament sont également superposées sur les figures 5.2 et 5.3. On note donc qu'Irène est sous l'influence de masses d'airs polaires

résultant d'un transport isentropique à 430K et 450K. On note que ce filament polaire est concomitant à l'épisode d'augmentation des valeurs d'ozone observé dans la basse stratosphère au-dessus d'Irène par radiosondage et par le spectromètre GOMOS.

On suggère que ces masses d'airs proviennent de la périphérie du vortex plutôt que du cœur du vortex. En effet, s'il s'agit d'air polaire, on devrait obtenir une signature différente : une masse d'air avec de faibles concentrations d'ozone ; ce qui est en contradiction avec les observations au sol (radiosondage) et satellite (GOMOS). L'hypothèse que nous examinons ici, suppose que la masse d'air advectée provient du voisinage immédiat (à la périphérie) du vortex polaire.

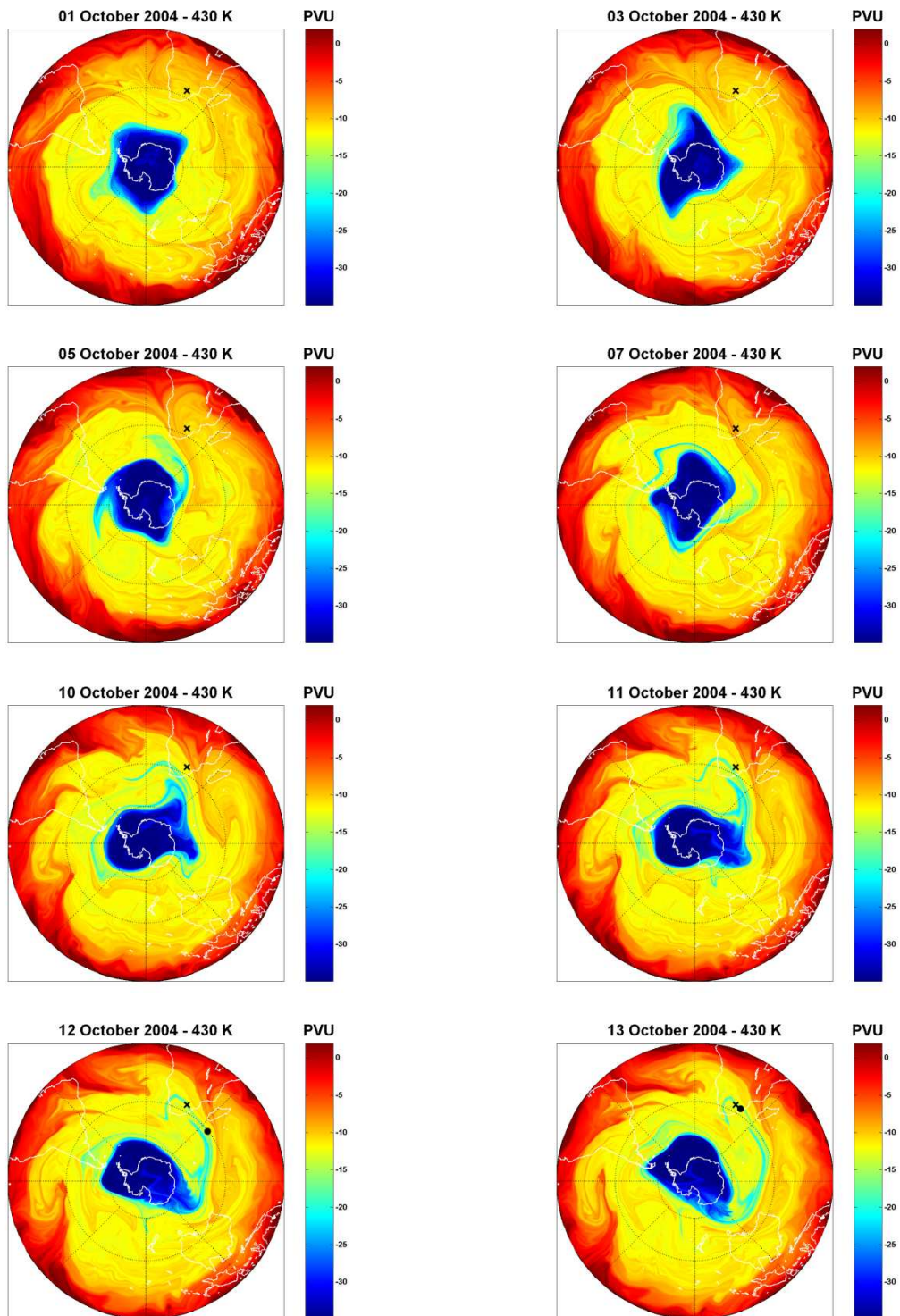


Figure 5.2 : Cartes à projection stéréographique polaire d'APV (*Advection Potential Vorticity*) sur la surface isentropique 430K simulées par le modèle à haute résolution MIMOSA à 12:00 UT. Les cartes représentent les jours suivants : le 1, 3, 5, 7, 10, 11, 12 et 13 Octobre 2004. La croix noire représente le site d'Irène et les positions des occultations GOMOS sont également superposées (points noirs). La APV est en unité $10^{-6} \text{ K.m}^2.\text{kg}^{-1}.\text{s}^{-1}$ (PVU). Les fortes valeurs absolues d'APV (i.e., l'air du vortex polaire) sont indiquées par l'échelle de couleur bleu tandis que les faibles valeurs absolues d'APV (i.e., air tropical) sont indiquées par l'échelle de couleur rouge.

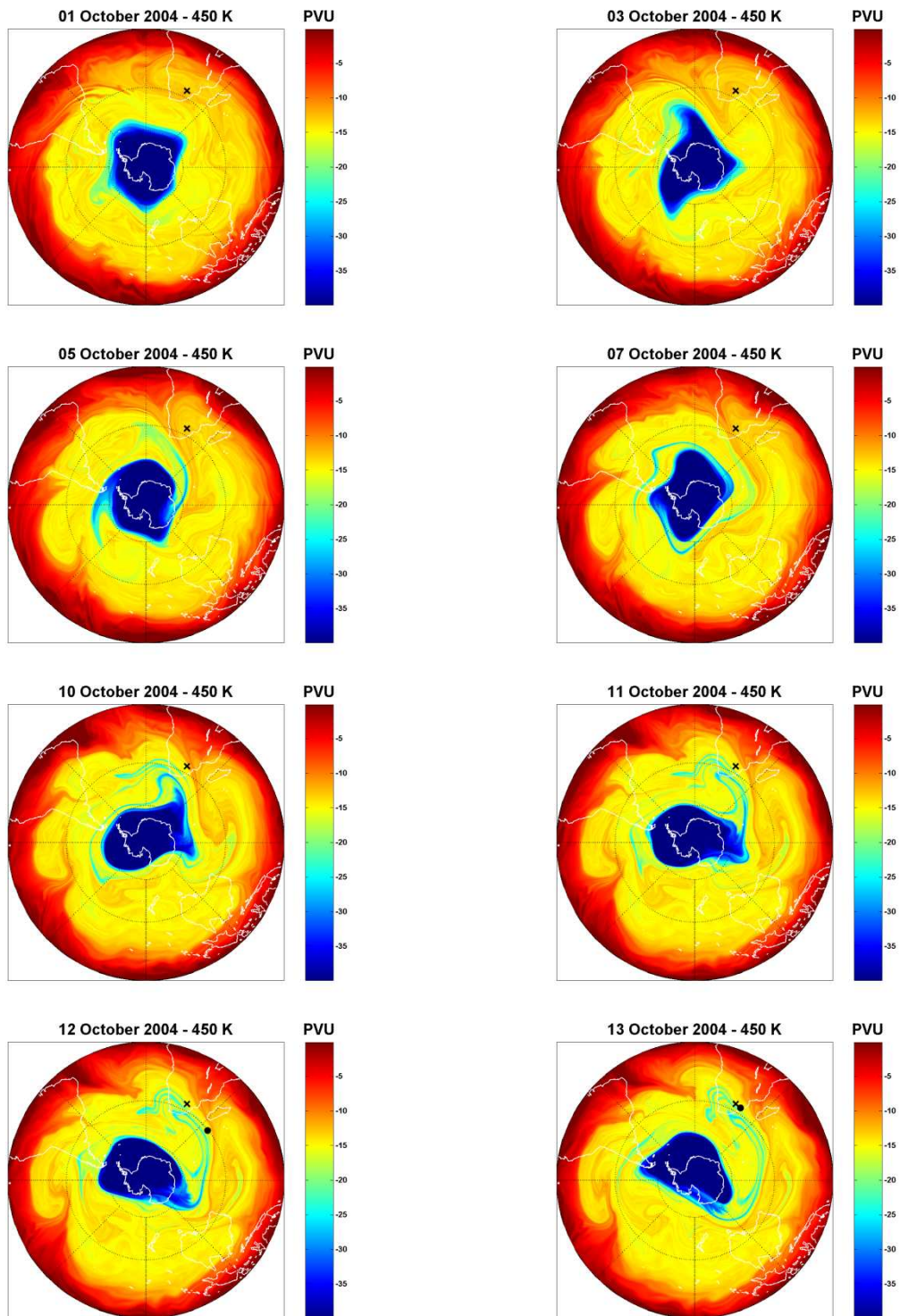


Figure 5.3 : Idem que la figure 5.2 mais pour le niveau isentropique 450K

La figure 5.4 présente une coupe verticale d'APV modifié (nommé par la suite MAPV), en fonction de la latitude et de la température potentielle calculé à partir des sorties MIMOSA le 14 Octobre 2004 à la longitude du profil GOMOS (32.34°E) entre 350 K et 600 K. Lait (1994) a introduit une PV modifiée (MPV) qui supprime la dépendance en altitude de la PV

d'Ertel (croissance exponentielle due à la décroissance exponentielle de la pression avec l'altitude). La présentation en MPV est adéquate pour analyser les coupes de vorticité potentielle et permet des comparaisons directes entre différents niveaux isentropiques. Par ailleurs, Müller and Günther, (2003) ont proposé une forme généralisée de la PV modifiée en introduisant un degré de liberté supplémentaire pour tenir compte du gradient vertical moyen de température dans la basse stratosphère et qui constitue une quantité plus intuitivement interprétable. Cette forme généralisée de la MPV garde les mêmes propriétés de conservation que la PV modifiée de Lait et de la PV classique. La MAPV est définie par :

$$MAPV = APV \times (\theta / \theta_0)^{-4}$$

Avec $\theta_0 = 350 \text{ K}$.

Dans ce qui suit, on choisit de calculer la MAPV à la longitude du profil GOMOS plutôt qu'à celle de la station d'Irène, car nous ne pouvons pas nous attendre à ce que le radiosondage s'élève de manière rectiligne jusqu'à ~30 km. Or, sans capteur GPS, la position réelle de la sonde ozone reste inconnue.

Ainsi, la figure 5.4 illustre la distribution zonale de la MAPV (donc des masses d'air) du 14/10/2004 à 00:00 UT (on tient compte de la différence d'heure local entre GOMOS et MIMOSA), le long de la ligne de longitude 32.34°E (longitude du profil GOMOS). On distingue bien sur cette figure des masses d'air selon leur réservoir stratosphérique d'origine : polaire (en bleu), moyennes-latitudes (en jaune) et tropical (en rouge). On peut remarquer sur cette figure des paquets de masses d'air (en bleu clair) dans la région des latitudes moyennes. Ces masses d'air semblent originaires des régions situées en bordure du vortex polaire. Elles admettent une extension latitudinale qui s'étend, selon l'altitude, jusqu'à 33-34°S dans la basse stratosphère (à 430K). Cette présentation de la MAPV zonale est en concordance avec les distributions d'APV des figures 5.2 et 5.3 obtenues entre le 12 et 13 octobre. Elle a l'avantage de montrer la structure verticale du filament observé et de suggérer que celui-ci trouve son origine en bordure du vortex polaire. Ce filament dont l'extension verticale est centrée vers 430K correspond probablement à la couche d'ozone enrichie illustrée à la figure 5.1b au-dessus du site Irène.

La figure 5.5 focalise l'analyse sur les surfaces isentropes 430K et 450K. Elle montre l'évolution des valeurs absolues de la MAPV à la longitude du profil GOMOS, le 14/10/2004 à 00:00 UT. On remarque un accroissement des valeurs de MAPV, i.e., un pic à proximité du

profil GOMOS à 430K. Par contre à 450K, on n’observe pas de pic à proximité du profil GOMOS. Pour comparaison, l’évolution des valeurs absolues de la MAPV à la longitude de la station d’Irène (le 13/10/2004 à 12:00 UT) a été également représentée. On observe des augmentations (des pics) aux surfaces isentropes 430K et 450K près de la latitude de la station d’Irène. Ces différences peuvent expliquer, en partie, les différences sur les masses d’airs observées par chaque instrument (comme illustré par la figure 5.1).

Comme pour la figure 5.4, on remarque, d’après la figure 5.5, que les valeurs de MAPV obtenues au voisinage des deux observations (GOMOS et radiosondage à Irène) sont du même niveau (entre -7 et -8 PVU) que celles relatives aux masses d’air situées en bordure du vortex polaire.

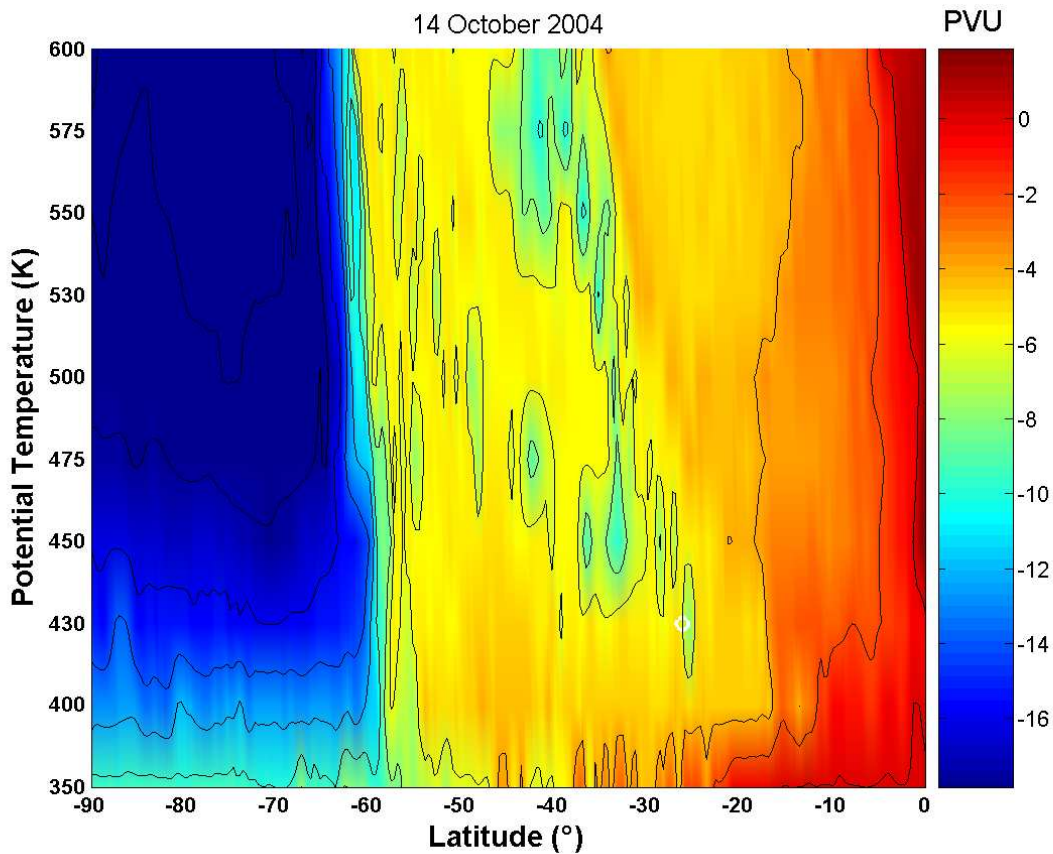


Figure 5.4 : Coupe verticale d’APV modifié (MAPV en PVU) en fonction de la latitude (en °) et de la température potentielle calculée à partir des sorties MIMOSA du 14 Octobre 2004 (00:00 UT) à la longitude du profil GOMOS (32.34°E). Le cercle blanc indique la latitude du profil GOMOS (26.28°S) près du filament à 430K.

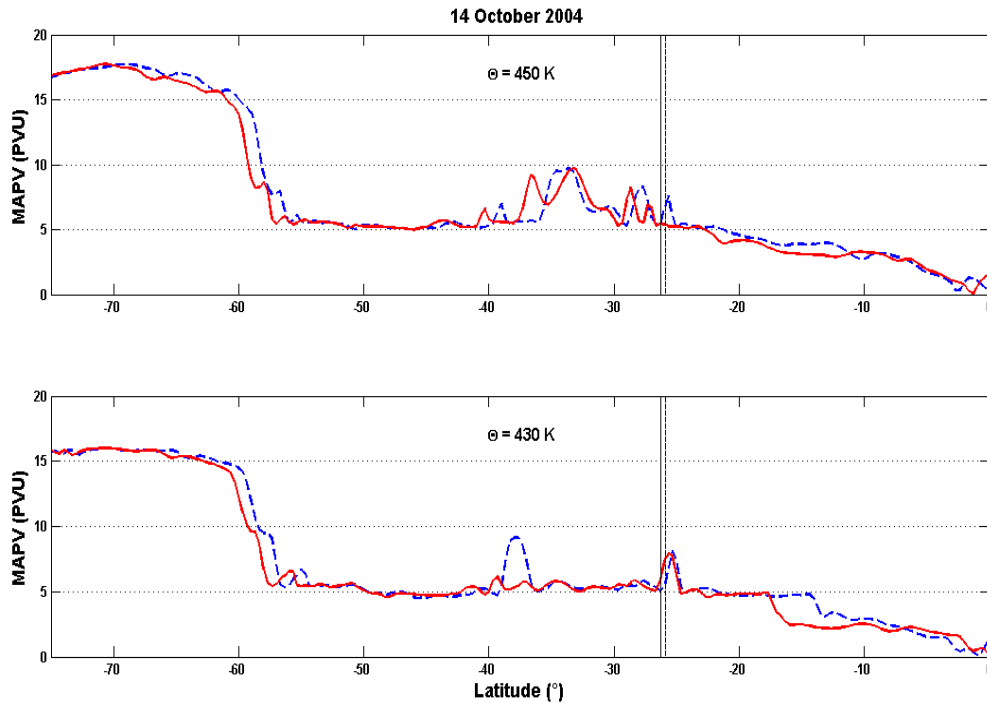


Figure 5.5 : Coupe latitudinale des valeurs absolues d’APV modifiée (MAPV en PVU) calculées à partir des champs MIMOSA le 14 Octobre 2004, à 00:00 UT à 32.34°E, longitude du profil GOMOS (ligne rouge) enregistré le 13 Octobre à 22:09 UT et à la longitude de la station d’Irène (ligne pointillée bleu, à 12:00 UT) aux surfaces isentropes 430K et 450K. Le trait vertical noir représente la latitude du profil GOMOS (26.28°S). Le trait vertical en pointillé noir représente la latitude d’Irène (25.90°S).

5.2.3 Observations à partir d’un second profil GOMOS

Pour approfondir ce cas d’étude, on s’est également penché sur les observations GOMOS mesurées la veille de l’événement filamentaire, lorsque les masses d’air se rapprochent de la station d’Irène. Ainsi, la figure 5.6 montre le profil vertical d’ozone mesuré par GOMOS, en fonction de la température potentielle entre 380K et 850 K, observation du 12 Octobre 2004. Cette occultation GOMOS a été sélectionnée pour sa position particulière à proximité du filament révélé par les champs d’APV issus du modèle MIMOSA (illustrés sur les figures 5.2 et 5.3). On note que le profil du 12 octobre montre la même forme de distribution verticale d’ozone, avec des caractéristiques similaires que celles des profils du 13 Octobre, i.e., une couche avec une anomalie positive d’ozone (significative) dans la basse stratosphère et un

maximum de concentration situé à environ 560K. L'anomalie positive d'ozone observée est caractérisée par un maximum local d'ozone centré vers le niveau ~ 445 K. La figure 5.3 représentant les distributions d'APV dans l'HS suggère que cette anomalie d'ozone est liée à la structure filamentaire étudiée. Cela est favorable à l'hypothèse établissant un lien entre le transport des masses d'air depuis la périphérie du vortex polaire jusqu'aux latitudes subtropicales. Lorsqu'on examine les évolutions latitudinales de la MAPV (figure 5.7) du 13 octobre à 00:00 UT, pour les surfaces isentropes 430K et 450K à la longitude du second profil GOMOS (51.17°E), on remarque une augmentation des valeurs de MAPV (en valeur absolue), i.e., un pic, à proximité du profil GOMOS à 430K et 450K.

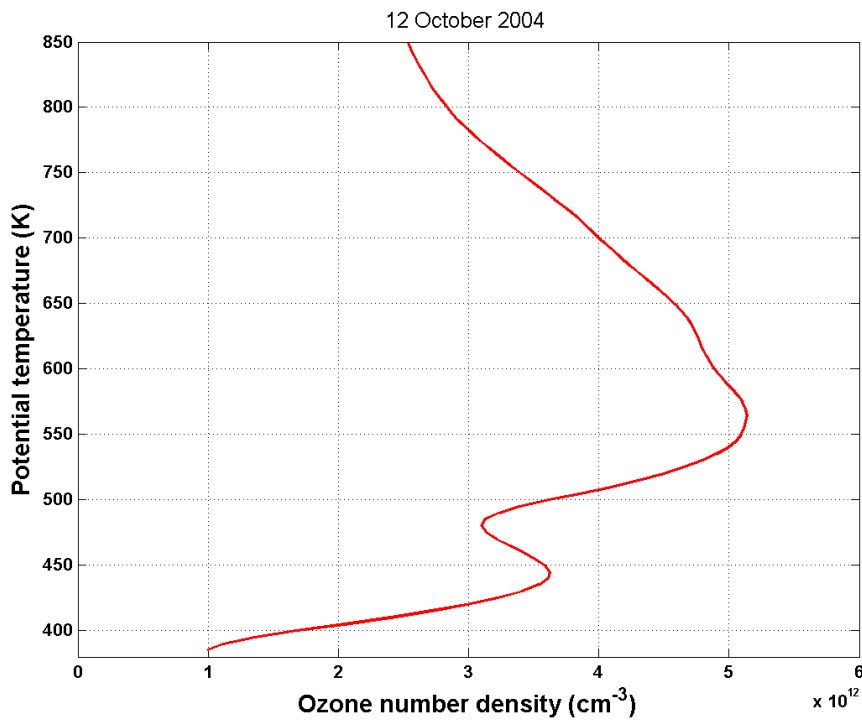


Figure 5.6 : Profil vertical d'ozone (en mol.cm⁻³) d'une occultation GOMOS enregistrée le 12 Octobre 2004 à 20:59 UT à proximité du filament (30.82°S; 51.17°E).

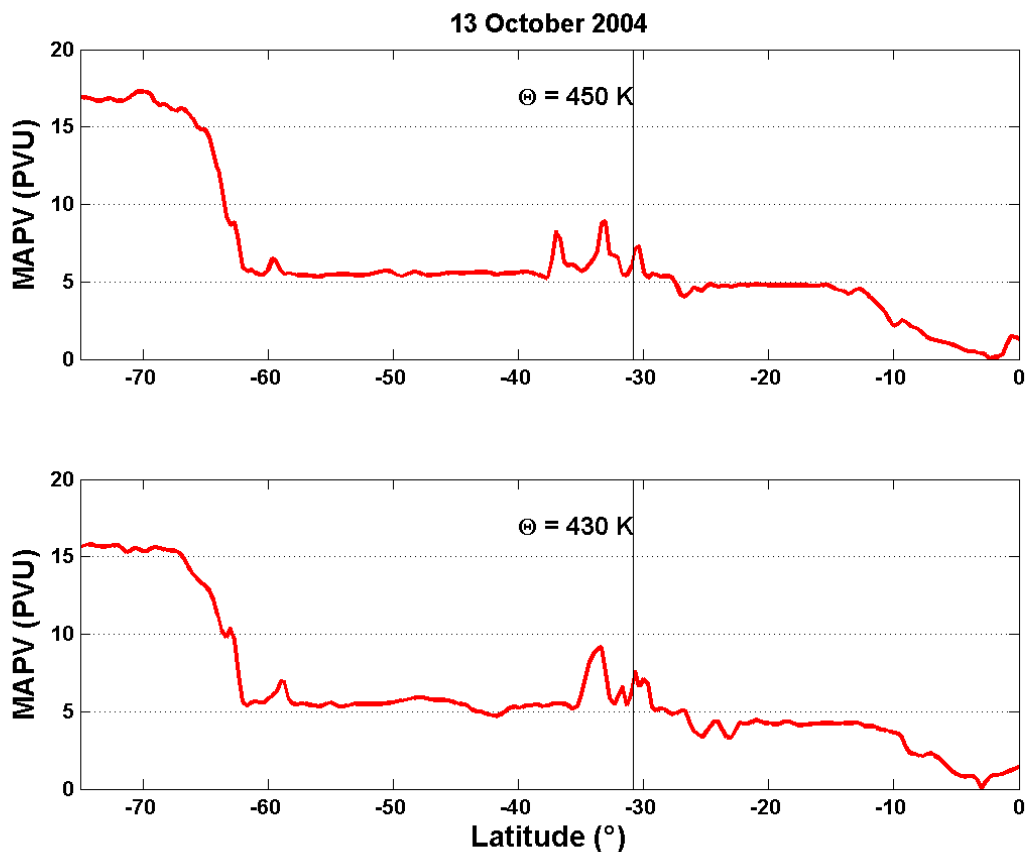


Figure 5.7 : Coupe latitudinale des valeurs absolues d'APV modifiée (MAPV en PVU) calculées à partir des champs MIMOSA le 13 Octobre 2004, à 00:00 UT à 51.17°E, longitude du second profil GOMOS enregistré le 12 Octobre 2004 à 20:59 UT (ligne rouge) aux surfaces isentropes 430K et 450K. Le trait vertical noir représente la latitude du profil GOMOS (30.82°S).

La concordance entre observations GOMOS et radiosondage du 13 Octobre au-dessus du site Irène permet de confirmer la détection de l'anomalie d'ozone dans la basse stratosphère. Cette anomalie est confirmée par le profil GOMOS du 12 Octobre, qui montre que l'anomalie d'ozone n'est pas localisée dans le temps, ni dans l'espace. Les champs d'APV calculés par le modèle MIMOSA permettent de relier ces anomalies d'ozone à un épisode de transport méridien dans le sens pôle-équateur. En effet, les observations (GOMOS et radiosondage) sont concordantes avec les trajectoires des masses d'air matérialisées par les champs de PV advectée par le modèle MIMOSA. De plus, ces derniers suggèrent que les masses d'air en question ne sont pas originaire du cœur du vortex polaire, mais de sa périphérie : les valeurs

de MAPV sont du même ordre de grandeur que celles calculées en bordure du vortex polaire (voir figures 5.4, 5.5 et 5.7).

Il est donc clair que l'anomalie d'ozone détectée simultanément sur les profils GOMOS et SHADOZ dans la basse stratosphère subtropicale et l'épisode filamentaire sont liés. Une question s'impose alors : quels sont les mécanismes à l'origine d'un tel processus et qui expliqueraient l'accroissement observé des concentrations d'ozone observées, dont les effets sont observables le long de la route de transport, jusqu'aux latitudes subtropicales ?

Comme le montrent les champs MAPV, les masses d'air à l'origine de cette anomalie positive ne peuvent pas provenir de l'intérieur du vortex polaire. Si c'était le cas, l'anomalie d'ozone aurait été négative et on aurait observé un déficit d'ozone par rapport aux valeurs climatologiques. Semane et al. (2006) ont étudié un cas d'étude similaire avec des masses d'air d'origine polaire. Ils ont constaté, à partir d'observations d'ozone par radiosondage et par satellite (TOMS) au-dessus du même site (Irène, en Afrique du Sud) une anomalie négative d'ozone (significative).

Le cas d'étude présenté ici est particulier et différent...

5.3 Description de l'hiver et du printemps 2004 en Antarctique

L'exemple le plus dramatique des effets anthropogéniques dans l'atmosphère est le trou d'ozone en Antarctique qui est directement attribué aux composés chlorés et bromés et dépend de conditions dynamiques particulières (Shepherd et al., 2005). Les processus de destruction de l'ozone débutent en juillet et s'arrêtent généralement en fin Septembre ou début Octobre (Godin et al., 2001; Tilmes et al., 2006a; Kuttippurath et al., 2010).

Dans cette partie, on présente un bref aperçu de l'hiver et du printemps 2004 en Antarctique. Manney et al. (2005) et Santee et al. (2005) ont décrit l'évolution et le développement du trou d'ozone en Antarctique et la désagrégation (ou dispersion) du vortex durant la fin de l'hiver et le printemps en 2004.

Santee et al. (2005) ont présenté les premiers résultats de la fin de l'hiver 2004 en Antarctique en focalisant leur étude sur la désactivation du chlore et la perte de l'ozone. En incluant différents traceurs de l'instrument MLS sur la plateforme Aura, i.e., des paramètres essentiels

aux processus polaires tels que HCl, ClO, HNO₃, H₂O, O₃, N₂O et T, ils présentent un aperçu des changements survenus en Antarctique à la fin de l'hiver 2004 et l'évolution du trou d'ozone. Manney et al. (2005) ont examiné, à partir d'observations du sondeur atmosphérique MLS sur Aura, une vue détaillée de la désagrégation du vortex polaire au printemps dans la stratosphère. En effet, ils examinent le transport présentant un caractère dégressif vers le pôle, les phénomènes de filamentation et le mélange à partir de mesures de HCl, N₂O, H₂O et O₃ pendant que le vortex se désagrège de haut en bas de début Octobre jusqu'à fin Décembre 2004. Leurs résultats couvrent l'ensemble de la stratosphère et la période de l'échauffement stratosphérique final (*final warming*). Durant le mois d'Octobre, le vortex est puissant mais il est également altéré et mobile avec des filaments qui en sont extraits et qui sont mélangés aux moyennes latitudes (Manney et al., 2005). Malgré tout, il doit être noté que le processus de destruction de l'ozone a cessé le 15 Octobre 2004, quand le chlore s'est transformé en HCl (Manney et al., 2005; Santee et al., 2005). Plus de détails et de précisions sur la fin de l'hiver et le printemps en Antarctique en 2004, peuvent être trouvés dans Manney et al. (2005) et Santee et al. (2005).

5.4 Influence de la périphérie du vortex polaire

5.4.1 MLS et les études sur le transport

Ce paragraphe décrit différents résultats obtenus à partir de données O₃ de EOS-MLS sur les études de transport. Par exemple, Manney et al. (2006) utilisent des champs d'O₃ et de N₂O (version 1.51) pour examiner le transport et la diminution chimique de l'ozone durant l'hiver 2004-2005 en Arctique. D'autre part, Leblanc et al. (2006) ont examiné le passage d'un filament d'origine polaire au dessus de l'Observatoire de Mauna Loa, Hawaï (20°N) à partir de mesures lidar, d'un modèle et des données EOS-MLS. Les observations ont montré une couche enrichie en ozone simultanément mesurée par les données lidar et MLS entre 415K et 455K le 16 mars 2005. De plus, ils notent que la concordance entre le lidar, MLS et le modèle (MIMOSA-CHIM) est excellente au vu des différentes techniques utilisées. Enfin, Schoeberl et al. (2006b) ont observé une intrusion dans le vortex polaire de l'hémisphère Nord. Ce filament possédant de fortes valeurs d'ozone a été détecté à partir de données LIDAR aéroportés et de mesures O₃ MLS (version 1.5).

Récemment, Bencherif et al. (2011) ont observé une augmentation d'ozone liée au transport isentropique au-dessus des Kerguelen (49.4°S, 70.3°E), vers la mi-avril 2008. Les données assimilées d'ozone total reproduisent bien cette augmentation et correspondent aux valeurs d'observations d'Aura/OMI, du SAOZ et du radiosondage. De plus, en combinant les observations des données d'ozone MLS assimilées à MOCAGE-PALM (MOdèle de Chimie Atmosphérique à Grande Echelle - Projet d'Assimilation par Logiciel Multi méthode) et des cartes MIMOSA d'advection de PV, les auteurs observent que cette augmentation des valeurs d'O₃ résulte d'un processus de double transport isentropique qui a eu lieu simultanément en basse stratosphère (des régions polaires vers les moyennes latitudes) et en moyenne stratosphère (des tropiques vers les moyennes latitudes).

Dans notre cas d'étude, nous utilisons les données ozone du capteur MLS/Aura en plus des données GOMOS présentées et discutées ci-dessus.

5.4.2 Observations à partir de MLS

Dans cette partie, on utilise les données MLS/Aura pour étudier et documenter le cas d'étude d'épisode filamentaire du 13 octobre 2004, épisode caractérisée par l'apparition d'une anomalie positive d'ozone aux latitudes subtropicales. Comme discuté ci-dessus, cette anomalie résulte d'un évènement de transport isentropique dans le sens pôle-équateur. Nous utilisons ici les données du capteur MLS/Aura pour déterminer et confirmer l'origine des masses d'air impliquées dans cet évènement. De plus, on aura une mesure indépendante avec plus de profils.

En guise d'illustration, l'ensemble des trajectoires effectué par MLS/Aura le 13 Octobre 2004 dans l'hémisphère sud est présenté à la figure 5.8. Cette figure indique la couverture spatiale de l'instrument MLS dans la région étudiée. Les lignes bleues correspondent aux trajectoires de MLS tandis que la ligne rouge correspond à la trajectoire passant au-dessus d'Irène et dont on exploite les données. La figure 5.9 présente les sorties de champs d'APV modélisées par MIMOSA sur la surface isentrope 430K, le 14 Octobre 2004 à 00:00 UT. La trajectoire du satellite Aura à bord duquel est embarqué l'instrument MLS établit 13 Octobre et mesurée près d'Irène est superposée. On peut remarquer que la trajectoire de MLS/Aura

passé au-dessus du site Irène. Elle passe également au-dessus du filament révélé par le modèle MIMOSA. En effet, le 13 octobre, la trajectoire de MLS coïncide deux fois avec le filament : à proximité d'Irène et aussi plus au sud vers $\sim 32^{\circ}\text{S}$ - 34°S . Ainsi, les profils MLS d'ozone enregistrés le long de cette trajectoire doivent aussi porter la signature de l'anomalie positive observée sur les profils GOMOS et SHADOZ. A noter que la sonde ozone a été lancée à 10:20 UT et que l'occultation GOMOS a été mesurée à 22:09 UT. Cependant, les observations MLS sélectionnées ont été mesurées de 23:25 UT à 23:49 UT. Elles excèdent probablement le critère temporel de $\pm 12\text{h}$ imposée pour la coïncidence avec la sonde. Toutefois, elles coïncident bien avec la mesure GOMOS. On observe également que le filament polaire et les valeurs APV, indiqués par les couleurs bleu clair, proviennent de la périphérie du vortex.

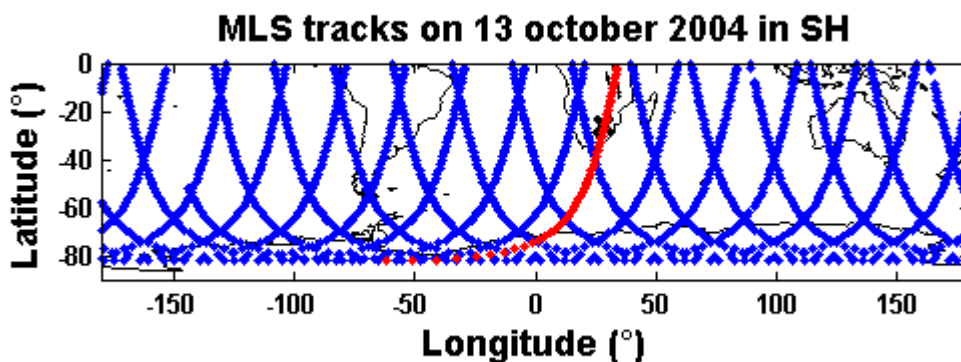


Figure 5.8 : Trajectoires de MLS/Aura mesurées le 13 octobre 2004 dans l'hémisphère sud (en bleu). La trajectoire passant au plus près de la station d'Irène (croix noir) est représentée en rouge. Chaque point représente une mesure.

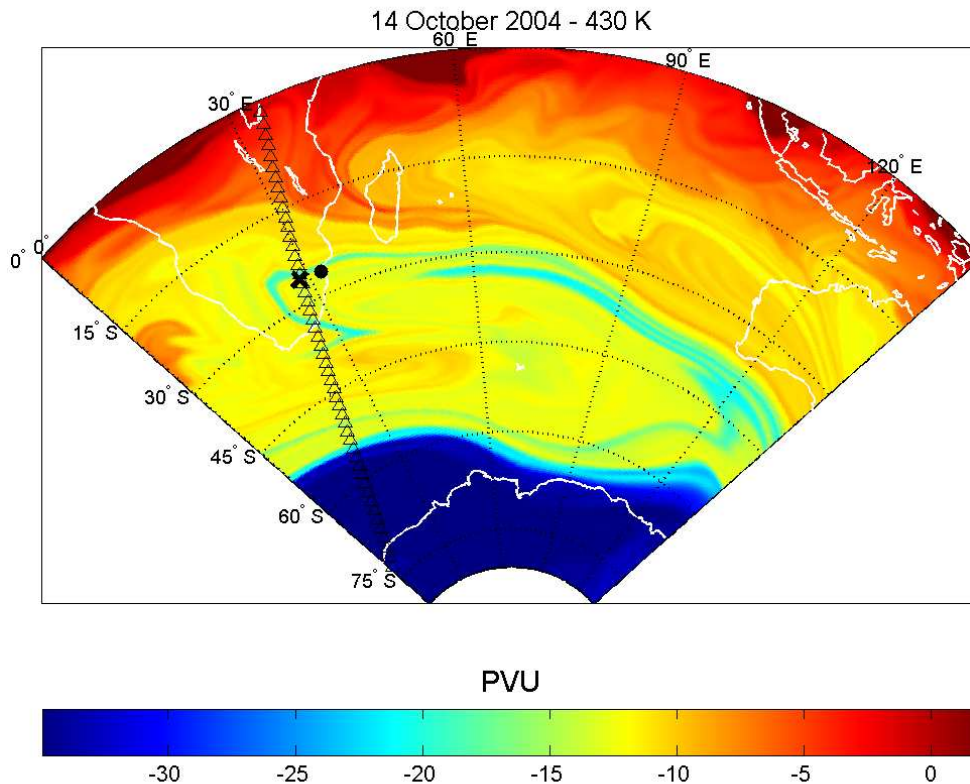


Figure 5.9 : Carte d'APV (en PVU) en projection Lambert sur la surface isentrope 430K simulée par MIMOSA le 14 Octobre 2004 à 00:00 UT. La trajectoire de l'orbite MLS/Aura effectuée le 13 Octobre (23:25 UT à 23:49 UT) et passant au plus près de la station d'Irène est superposé (triangles).

La figure 5.10 illustre les mesures d'ozone aux surfaces isentropes 430K et 450K le long de la trajectoire de MLS sélectionnée le 13 Octobre 2004. Les recommandations pour filtrer les profils d'ozone de MLS (v2.2) ont été décrites par Froidevaux et al. (2008), tandis que les recommandations pour filtrer les profils de Température (v2.2), ont été décrites par Schwartz et al. (2008) (cf. section 3.3.1). Ces données de Température sont indispensables pour le calcul de la température potentielle. Des exemples de la répartition des valeurs des champs « statut, qualité, convergence et précision » pour les observations MLS O₃ et MLS T datant du 13 Octobre 2004 sont illustrés à la section 3.3.1.

On observe donc sur la figure 5.10 une augmentation des valeurs de rapport de mélange d'ozone dans les sub-tropiques avec un pic aux alentours de 33°S. Néanmoins, l'instrument MLS ne distingue pas les deux croisements/intersections avec le filament. En effet, on observe un large pic entre 26°S et 37°S. Cela est probablement dû aux effets de lissage

verticaux et horizontaux provenant des mesures et de l'inversion des données de l'instrument MLS (Livesey et al., 2006). Par ailleurs, Bian et al. (2007) ajoutent que les données du sondeur MLS ont plus de difficultés à reproduire les événements de petites échelles dans l'UT-LS, à cause de l'échantillonnage et d'une couverture verticale limitée mais qu'elles devraient fournir de bons résultats dans la moyenne stratosphère. Ce phénomène a été observé auparavant par Leblanc et al. (2006). Ils ont analysé un rare filament d'ozone polaire au dessus de l'Observatoire de Mauna Loa (Hawaï), à partir de données lidar et d'observations de MLS, qui coïncidait avec le début de l'échauffement final du printemps 2005.

On note sur la figure 5.10 une région appauvrie en ozone correspondant au cœur du vortex, entre 60°S et 80°S. On observe, par ailleurs, en bordure du vortex polaire, de fortes valeurs de rapport de mélange d'ozone, pour les deux niveaux isentropique (430K et 450K). Les valeurs maxi de rapport de mélange d'ozone sont observées autour de 55°S pour les deux niveaux, région correspondant à la périphérie du vortex. Cette distribution de l'ozone le long de la trajectoire MLS/Aura est en concordance avec les champs d'APV de la figure 5.9. Ces derniers montrent que la bordure du vortex polaire est située vers 54-56°S. Les faibles valeurs de rapport de mélange d'ozone sont obtenues à l'intérieur du vortex polaire, alors que les valeurs maxi de rapport de mélange sont observées dans le voisinage immédiat de vortex. Ce qui est en faveur de notre hypothèse : le filament polaire qui atteint la station d'Irène, dans la basse stratosphère, le 13 Octobre 2004, est originaire de la périphérie du vortex et non pas du cœur du vortex.

Les masses d'airs polaires sont donc responsables des anomalies positives observées sur les profils SHADOZ et GOMOS en basse stratosphère près d'Irène durant la période de destruction de l'ozone dans le vortex.

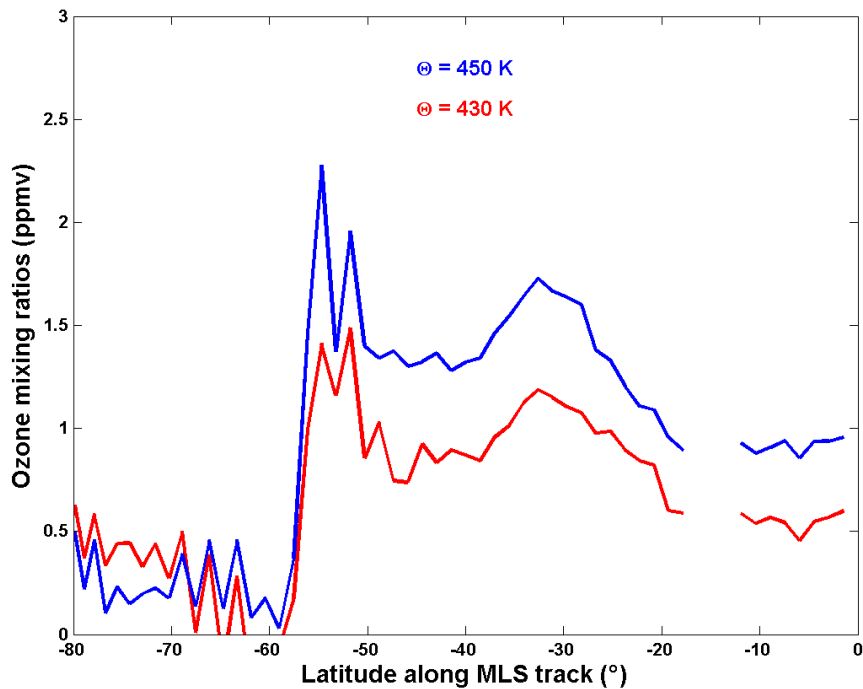


Figure 5.10 : Observations d’ozone de l’instrument MLS obtenues le 13 Octobre 2004 aux surfaces isentropes 430K (ligne rouge) et 450K (ligne bleue) mesurées sur la trajectoire de MLS/Aura (23:25 UT à 23:49 UT de 1.48°S à 81.80°S).

5.5 Discussion et conclusion

Lee et al. (2000) ont remarqué que la destruction de l’ozone associée au trou d’ozone dans l’Antarctique suivait la limite de la nuit polaire et que la destruction de l’ozone se propageait vers les pôles. Ainsi, le trou d’ozone en Antarctique se développe de la frontière du vortex vers l’intérieur du vortex. De plus, ils distinguent deux régions : une zone de fort mélange à l’intérieur du vortex et une zone de faible mélange et de faible échange située à la périphérie du vortex (Lee et al., 2001). Cette dernière (i.e., la périphérie) reste isolée du cœur du vortex entre la fin de l’hiver et le milieu du printemps, i.e., jusqu’à la mi-octobre. Contrairement au cœur du vortex, la zone périphérique est caractérisée par une destruction incomplète de l’ozone. En effet, des températures plus chaudes à la frontière du vortex (Tao and Tuck, 1994) évitent la formation continue des nuages stratosphériques polaires (PSC, i.e., *Polar Stratospheric Cloud*) et ainsi le processus chimique qui y est associé. Par ailleurs, l’isolation du vortex polaire limite le mélange des masses d’air de la zone périphérique avec les masses d’air du cœur du vortex. Ces résultats sur la distinction de deux zones isolées entre la fin de

l'hiver et le milieu du printemps constituent une première piste pour éclaircir notre cas d'étude.

De plus, dans leur étude sur le trou d'ozone en 2004 en Antarctique, Santee et al. (2005) ont montré que la destruction de l'ozone qui, fort probablement, débute bien avant la mi-août à la frontière du vortex, apparaît moins sévère qu'à l'intérieur du vortex. Ils ajoutent que cela est compensé par une plus forte descente. En effet, en utilisant des calculs de trajectoires, Manney et al. (1994, 1995, 1999) observent une plus forte descente de masses d'airs à la frontière du vortex polaire qu'à l'intérieur du vortex dans la basse stratosphère de l'hémisphère sud. Au début de l'hiver, une descente diabatique apporte plus d'ozone dans la basse stratosphère du vortex (Manney et al., 1995). De plus, en utilisant des observations de gaz traces du satellite ENVISAT dans le vortex polaire de l'hémisphère sud en 2003, Lahoz et al. (2006) suggèrent une différence lors de la descente diabatique entre la frontière du vortex et l'intérieur du vortex. Ils observent une descente non uniforme avec une plus forte et plus longue (jusqu'au printemps) descente à la périphérie du vortex qu'à l'intérieur du vortex. De plus, Mariotti et al. (2000) analysent l'évolution de l'ozone dans la basse stratosphère en Août 1994 et se focalisent sur l'« *ozone collar* », i.e., une ceinture autour du vortex où l'on observe de fortes valeurs d'ozone autour du trou d'ozone en Antarctique et qui est centrée vers 55°S ; ce qui est en accord avec le résultat du présent cas d'étude (cf. figure 5.10). A partir d'observations de MLS à bord du satellite UARS (Upper Atmosphere Research Satellite), ils suggèrent que le maintien de fortes valeurs d'ozones observées sur l'« *ozone collar* » est dû à une descente diabatique. Ainsi, le développement et le déplacement d'un filament enrichi en ozone (cf. figures 5.2 et 5.3) provenant de cette ceinture (cf. figure 5.10) peut expliquer les couches enrichies en ozone observées dans les sub-tropiques (cf. figures 5.1 et 5.6) durant l'épisode de destruction d'ozone en Antarctique en Octobre 2004.

De plus, Hoppel et al. (2005) ont montré à partir de mesures POAM (Polar Ozone and Aerosol Measurement) que les séries temporelles d'ozone de 2001, 2003 et 2004 montrent moins de destruction d'ozone que les autres années et tout particulièrement l'année 2004 qui montre le plus faible taux de destruction d'ozone sur le bord supérieur (*upper edge*, 20-22 km) du trou d'ozone en Antarctique. Ils observent également que la fréquence des PSC, observée en 2004, fut la plus faible comparée aux autres années et cela est en accord avec le plus faible taux de destruction d'ozone observé. Les analyses de température confirment que l'année 2004 fut une année exceptionnellement chaude même si aucun échauffement stratosphérique majeur n'a été observé. En outre, la variabilité interannuelle de la destruction

de l'ozone en Antarctique peut être expliqué par la variabilité des températures au Pôle sud et par la variabilité de l'activité des ondes planétaires des moyennes latitudes (Huck et al., 2005). En effet, l'année 2004 fut une année exceptionnellement perturbée au niveau dynamique.

En combinant ces différents résultats : les propriétés du vortex polaire, les particularités sur la température et la dynamique de l'année 2004 et la plus forte descente à la périphérie du vortex, on peut expliquer la présence de masses d'airs enrichies en ozone dans le filament polaire qui atteint le site d'Irène le 13 Octobre 2004 durant l'épisode de destruction d'ozone.

Les champs APV, observés aux figures 5.2 et 5.3, qui sont rapidement et irréversiblement déformés à 430K et 450K suggèrent un déferlement d'ondes planétaires (McIntyre and Palmer, 1983, 1984 ; Leovy et al., 1985). De plus, un vortex polaire perturbé lié à une augmentation de l'activité ondulatoire contribue à éjecter des masses d'airs provenant de l'érosion de la périphérie du vortex, à produire et à distribuer des filaments vers l'équateur (Newman et al., 1996 ; Polvani and Plumb, 1992 ; Schoeberl et al., 1988, 1992 ; Schoeberl and Newman, 1995 ; Waugh et al., 1994a). Ce processus dynamique, i.e., le déferlement d'ondes planétaires à la périphérie du vortex, peut expliquer le développement du filament polaire observé à la mi-octobre 2004 et ainsi le transport de masses d'airs enrichies en ozone du vortex polaire en Antarctique vers les sub-tropiques (figures 5.2 et 5.3).

Par le passé, Tomikawa and Sato (2009) ont observé des couches enrichies en ozone mais à l'intérieur du trou d'ozone en Antarctique à partir de radiosondages sur Syowa (69.0°S, 39.6°E) et Neumayer (70.7°S, 8.2°W) durant la période de dissipation (du 25 Septembre au 24 Octobre) du trou d'ozone en 2003. Ces structures filamentaires furent générées par les ondes planétaires de Rossby. Une analyse RDF (*reverse domain filling*), indique que les parcelles d'airs provenaient surtout de la périphérie du vortex. De plus, des couches enrichies en ozone furent également observées sur des sondes dans la basse stratosphère du trou d'ozone à Neumayer (Moustaoui et al., 2003). En utilisant les calculs CAS (*contour advection with surgery*), ils ont observé que les causes de ces *laminae* étaient les intrusions de masses d'airs enrichies en ozone provenant de la périphérie du vortex. Et que le développement de ces filaments était dû aux déferlements d'ondes de Rossby près la périphérie du vortex.

Nous avons présenté dans ce chapitre, le premier cas d'étude de transport isentropique observé par l'instrument GOMOS dans la basse stratosphère. On montre qu'on peut étudier des structures et des variations des concentrations de l'ozone lors d'un épisode de transport, à

partir des observations GOMOS dans l'hémisphère sud. Malgré les différences dans la géométrie et les techniques employées par les deux instruments, GOMOS présente un accord satisfaisant avec SHADOZ dans la représentation de la couche enrichie en ozone. Nous avons montré qu'un filament polaire provenant du vortex en Antarctique transporte des masses d'airs enrichies en ozone vers les sub-tropiques aux surfaces isentropes 430K et 450K. Ce filament, simulé par MIMOSA, couvre le site d'Irène et résulte à l'épisode d'augmentation des valeurs d'ozone observée simultanément sur les profils GOMOS et SHADOZ durant le printemps, le 12 et 13 Octobre 2004. Nos résultats montrent également que l'augmentation d'ozone observée dans la basse stratosphère aux sub-tropiques, i.e., au-dessus d'Irène, provient de la région périphérique du vortex et de l' «*ozone collar* ». En effet, on montre que le filament de masses d'airs enrichies en ozone est extirpé de la périphérie du vortex plutôt que du cœur du vortex. Ce travail est en cours de finalisation sous forme de publication.

Chapitre 6 Implémentation et validation de MIMOSA-O₃

6.1 Préambule

L'objectif de ce chapitre est d'établir une relation entre l'ozone (O₃) et l'APV en combinant de façon optimale des observations spatiales (GOMOS) et des simulations à haute résolution de l'advection isentrope (modèle MIMOSA). L'hypothèse fondamentale est que l'APV et le rapport de mélange d'ozone sont très bien corrélés sur une surface isentrope. Ainsi, la distribution de l'ozone peut être visualisée en utilisant la PV comme un traceur quasi-passif (Hauchecorne et al., 2002).

Dans cette partie, on étudie la relation entre l'ozone issu des observations GOMOS et l'APV pour initialiser le modèle MIMOSA en champs d'O₃. En effet, on va remplacer les champs APV de MIMOSA par des champs d'ozone advectés. On a précédemment vu dans les chapitres 3, 4 et 5 que l'instrument à occultation stellaire GOMOS (i) admet des performances satisfaisantes dans l'observation de l'O₃ dans les tropiques, (ii) montre une dégradation pour les altitudes en dessous de 21 km dans les tropiques, mais détermine correctement l'altitude des profils, et (iii) qu'il est capable de capturer des structures d'anomalie d'ozone, du fait de sa résolution verticale.

Ainsi, la stratégie mise en œuvre est d'établir, dans un premier temps, une relation entre l'O₃ observé par GOMOS et la PV advectée par MIMOSA. Dans un deuxième temps, on s'attachera à initialiser MIMOSA en y intégrant cette corrélation ozone-APV. Ainsi, on obtient en sortie du modèle MIMOSA des champs d'O₃.

Il s'agit donc, dans ce chapitre, de faire évoluer le modèle MIMOSA d'advection de PV, afin de l'utiliser pour obtenir des champs d'ozone. Dans la suite de ce chapitre, on appelle le modèle ainsi modifié MIMOSA-O₃. Celui-ci intègre un module qui prend en compte une ou plusieurs paramétrisations des corrélations APV-ozone. La section suivante est consacrée à l'étude de la relation APV-ozone en utilisant les champs de PV MIMOSA et les observations d'ozone par GOMOS. On utilise ensuite cette relation APV-ozone pour développer, tester et valider le modèle MIMOSA-O₃.

6.2 Relation APV-O₃ : mise en œuvre expérimentale

6.2.1 Choix de l'année d'étude

Nous disposons pour cette étude de 6.5 ans (Août 2002-Décembre 2008) d'observations GOMOS.

Comme on l'a vu dans le chapitre 3, il n'y a pas de données GOMOS disponibles en Février, Avril et Mai 2005 à cause de problèmes techniques sur le miroir de l'instrument qui survint en Janvier 2005. Le nombre d'occultations par orbite a ainsi diminué jusqu'à 65% du nombre initial (Kyrölä et al. 2006). En effet, le nombre d'occultations par orbite est passé de 35 à 22. Cependant, cette diminution dans la quantité n'a pas d'incidence sur la qualité des données GOMOS (Niro et al., 2007 ; Fehr et al., 2007). Ainsi, après cette panne instrumentale le nombre de profils (de nuit) a diminué d'environ 200 à 150 profils par jour (Tamminen et al., 2010). De même, un dysfonctionnement similaire, mais moins grave est également survenu en Mai et Juin 2003 sans avoir toutefois d'impact sur les performances de l'instrument (Kyrölä et al., 2006).

On rappelle également la baisse dans la qualité des données GOMOS avec le temps due à l'augmentation de l'intensité du courant d'obscurité et à une correction imparfaite du courant d'obscurité observée à partir de 2006 (Keckhut et al., 2010 ; Tamminen et al., 2010). La figure 6.1 présente le nombre de profils GOMOS et leur couverture spatiale en fonction du temps et de la latitude de 2002 à 2009. On remarque évidemment l'absence de données en 2005. Ainsi, le choix de l'année 2004 semble s'imposer pour disposer de nombreux profils et d'une bonne couverture spatiale

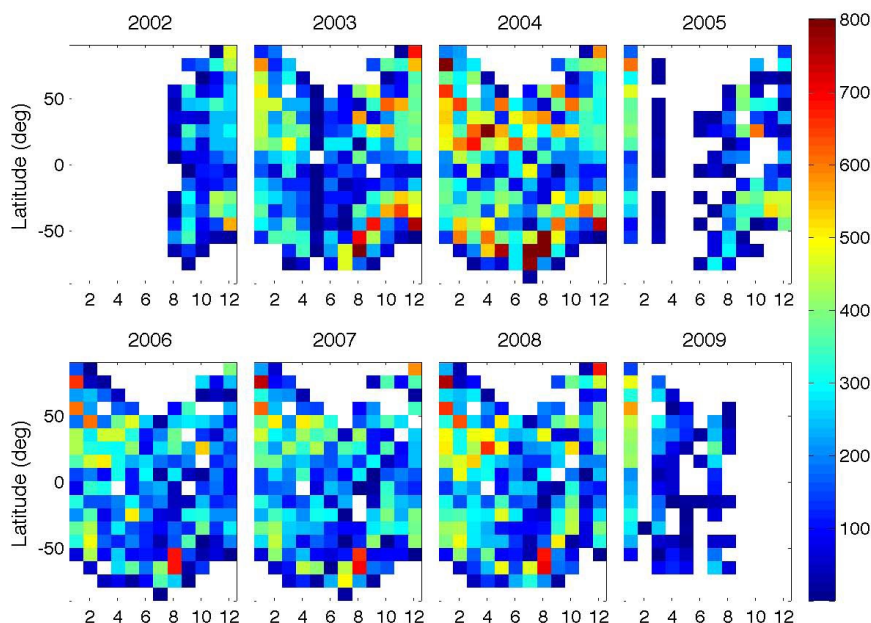


Figure 6.1 : Répartition mensuelle, par année, du nombre d'occultations GOMOS en fonction de la latitude d'août 2002 à août 2009. Les données sont collectées mensuellement sur une grille latitudinale de 10° . Les blancs indiquent l'absence de données. Figure extraite de Kyröla et al. (2010).

6.2.2 Choix des niveaux d'altitude

A cause de la variation avec l'altitude du gradient latitudinal d'ozone (positif, i.e., dirigé vers les pôles, en basse stratosphère et négatif en haute stratosphère), on s'attend à une corrélation positive entre l'ozone et la PV en basse stratosphère et une corrélation négative (anti-corrélation) en haute stratosphère (Leblanc et al., 2004).

Chipperfield et al. (1994) ont étudié la signature de la QBO sur les données SAGE II (O_3 et NO_2) grâce à un modèle 2-D. Ils ont montré l'existence d'un contrôle dynamique de l' O_3 en dessous de 28-30km et d'un contrôle chimique au dessus de 30 km. En utilisant des données de GOMOS dans les tropiques, une étude récente de Hauchecorne et al. (2010) confirme l'existence d'un niveau de transition vers 28 km avec un contrôle dynamique de l' O_3 en dessous de 28 km (où l' O_3 est corrélé avec la température) et un contrôle chimique (de la température) entre 28 km et 38 km (où l' O_3 est anti-corrélé avec le NO_2 et la température).

Au-dessus de 38 km et jusqu'à 50 km, ils observent un régime différent, où l'O₃ et le NO₂ sont corrélés l'un à l'autre et sont anti-corrélés avec la température.

Pour la validation du modèle MIMOSA-O₃, on compare les champs d'ozone pour 3 niveaux isentropes : 550K, 600K et 700K au-dessus de 8 stations SHADOZ de l'hémisphère sud. Dans les tropiques, le niveau 550K (~23 km) est situé au-dessus de la limite basse de GOMOS où l'on observe une dégradation des performances de l'instrument (Borchi and Pommereau, 2007; Mze et al., 2010 ; van Gijssel et al., 2010) ; tandis que le niveau 700 K (~27 km) se trouve en dessous de l'altitude limite supérieure du contrôle dynamique dans la stratosphère. Le niveau 600 K est un niveau intermédiaire.

6.2.3 Choix de la période optimale

On considère que la PV est conservée à l'échelle d'une à deux semaines sur une surface isentrope (Orsolini, 1995) et qu'elle est corrélée avec le rapport de mélange d'ozone, elle constitue donc un traceur dynamique du mouvement des masses d'air. On estime que les variations de l'ozone ne changent pas trop au bout de 10 jours en dessous de 28km. En effet, en dehors des zones activées du vortex polaire, la constante de temps photochimique de la famille O_x (O₃ et O) est de plusieurs mois dans la basse stratosphère (Brasseur and Solomon, 2005). On choisit donc une période optimale de 10 jours pour établir la corrélation entre l'ozone et l'APV. Ainsi, pour l'année 2004 on comptabilisera 37 « périodes ».

De même, le choix d'une période de 10 jours correspond également à la constante de temps de 10 jours de MIMOSA qui tient compte du transport diabatique à travers les surfaces isentropes. En effet, on a imposé une relaxation de l'APV calculée par MIMOSA vers celle donnée en entrée du modèle. Le terme de relaxation étant calculé à partir de la différence entre les champs du modèle MIMOSA et du modèle météorologique lissés sur 300 km (Hauchecorne et al., 2002). Cette procédure permet de suivre l'évolution des filaments pendant plusieurs mois. En basse et moyenne stratosphère, la chimie est lente et le terme de relaxation va en tenir compte.

6.2.4 Choix de la méthode

La stratégie mise en œuvre est de chercher pour chaque période toutes les correspondances entre GOMOS et MIMOSA pour un niveau d'isentrope donnée (550K ou 600K ou 700K). En effet, on cherche pour chaque occultation GOMOS de l'année 2004, le point le plus proche (en terme spatial et temporel) sur les sorties APV du modèle à haute résolution MIMOSA. Notons qu'on effectue des sorties toutes les 6 heures sur MIMOSA (00H, 06H, 12H, 18H). Ainsi, on obtient un nuage de points de rapport de mélange d'ozone en fonction des valeurs APV. On cherche ensuite à estimer par une régression non-linéaire (plus exactement une régression polynomiale avec une famille de fonctions non-linéaire : les polynômes en x) une relation entre l' O_3 et l'APV (nommée par la suite, relation APV- O_3) pour chaque période selon le niveau isentrope.

La régression non-linéaire est une variante de la régression linéaire multiple (généralisation directe de la régression linéaire simple) et elle est appliquée pour ajuster une variable explicative x (ou plusieurs variables explicatives) à une variable dépendante y de manière non-linéaire (Scherrer, 2009). Ainsi, pour un polynôme du n -ième ordre, la relation APV- O_3 sera paramétrée selon l'expression suivante :

$$O_3 = a_0 + a_1 \times APV^1 + a_2 \times APV^2 + \dots + a_{n-1} \times APV^{n-1} + a_n \times APV^n + e$$

Où les valeurs APV sont issues du modèle à haute résolution MIMOSA (valeurs explicatives), les valeurs O_3 sont issues du spectromètre à occultation stellaire GOMOS, les paramètres a_0, \dots, a_n sont les coefficients issus de la régression non-linéaire, e représente les résidus et n le degré du polynôme. On obtient ainsi une courbe issue de la régression pour chaque période dans le but d'initialiser MIMOSA. La courbe modélisée est définie par $\bar{O}_3 = O_3 - e$.

De plus, le principe de calcul d'une régression polynomiale est le même que celui d'une régression linéaire multiple. Toutefois, la différence réside dans la nature des variables explicatives. En effet, dans le cas de la régression polynomiale, les variables explicatives sont des puissances successives de x .

6.2.5 Conditions au limbe

La figure 6.2 présente la couverture spatiale des occultations de nuit GOMOS de l'année 2004 en fonction des périodes. On remarque, en ne prenant que les données « *dark* » (SZA au point tangent $>110^\circ$), que la couverture en latitude n'est pas très bonne. Par exemple, il n'y a pas de profils au dessus de $\sim 50^\circ$ ou encore pour les périodes entre 13 et 24, on note qu'il n'y a plus de données au delà de la latitude 10°N . Cela pourrait nuire à l'estimation de la relation APV- O_3 . Ainsi, on sélectionne toutes les occultations qui ne sont pas définies dans la condition au limbe « *bright* » (SZA au point tangent $<97^\circ$, occultations de jours) pour avoir une couverture suffisante en été. C'est-à-dire qu'on sélectionne également les occultations sous les conditions au limbe « *twilight+straylight* » et « *straylight* » (Bertaux et al., 2010 ; van Gijssel et al., 2010).

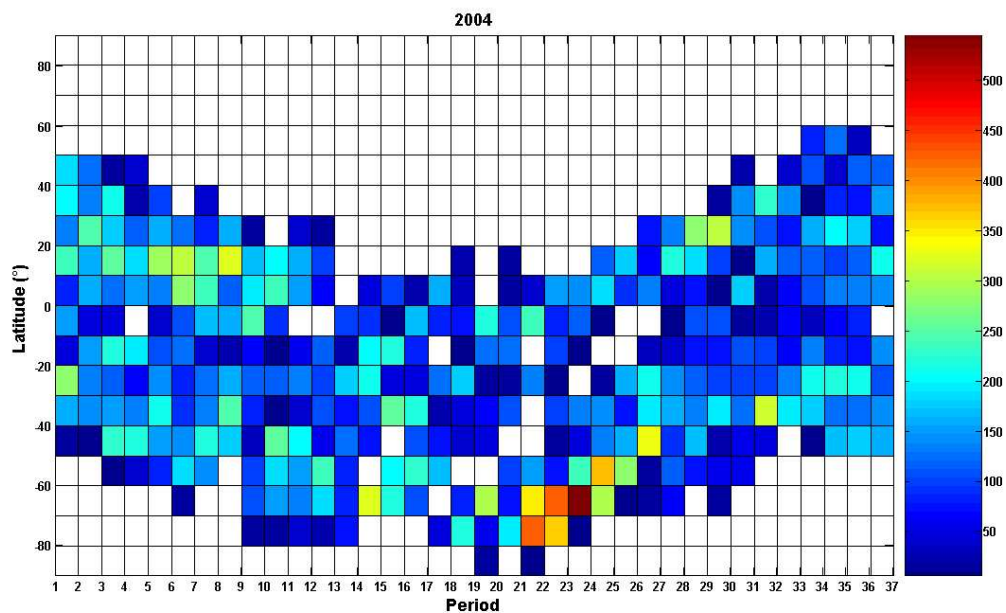


Figure 6.2 : Répartition des occultations GOMOS en fonction de la latitude pour l'année 2004 sous la condition « *dark* ». Les données sont collectées par période de 10 jours sur une grille latitudinale de 10° . Les blancs indiquent l'absence de données.

La condition « *straylight* » (pas la condition « *bright* » et SZA d'ENVISAT $<120^\circ$) signifie simplement que le satellite ENVISAT est éclairé par le soleil. Tandis que la condition « *twilight+straylight* » signifie qu'on a à la fois la condition « *twilight* » au point tangent (pas

la condition « *bright* » et SZA au point tangent ($<110^\circ$) et la condition « *straylight* » sur ENVISAT. Ces mesures sont validées par van Gijssel et al. (2010). Ainsi, en prenant toutes les données non « *bright* », on aura une couverture suffisante en été pour pouvoir estimer la relation APV-O₃. Pour plus de détails sur ces différentes conditions au limbe, on peut se référer à Bertaux et al. (2010) et van Gijssel et al. (2010).

Les profils mesurés sous la condition « *twilight* » sont de qualité quasi-similaire aux profils de nuit. Cependant, il est à noter que dans ces conditions le nombre des « *outliers* » est plus important. De même, il peut y avoir la présence de profils contaminés du fait de la condition au limbe « *straylight* », qui affectent essentiellement les hautes latitudes dans les régions polaires (van Gijssel et al., 2010).

La figure 6.3 présente la nouvelle répartition des occultations GOMOS en ajoutant les nouvelles conditions au limbe, i.e., « *twilight+straylight* » et « *straylight* » lors de la sélection des profils. On remarque que la couverture spatiale des profils s'est améliorée. On note également sur la figure 6.3 que les régions polaires ne sont pas totalement couvertes par l'instrument GOMOS, notamment dans l'hémisphère d'été (Tamminen et al., 2010). Enfin, la figure 6.4 montre la distribution du nombre de profils GOMOS pour l'année 2004. On comptabilise 73708 occultations correspondant aux critères de sélection.

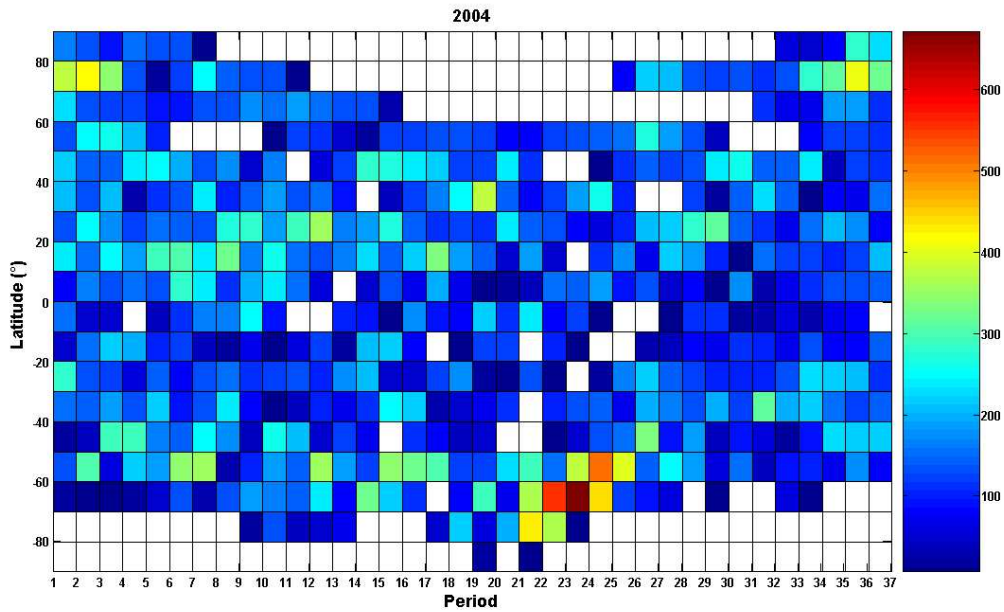


Figure 6.3 : Répartition des occultations GOMOS en fonction de la latitude pour l'année 2004 sous les conditions « *dark* », « *twilight+straylight* » et « *straylight* ». Les données sont collectées par période de 10 jours sur une grille latitudinale de 10°.

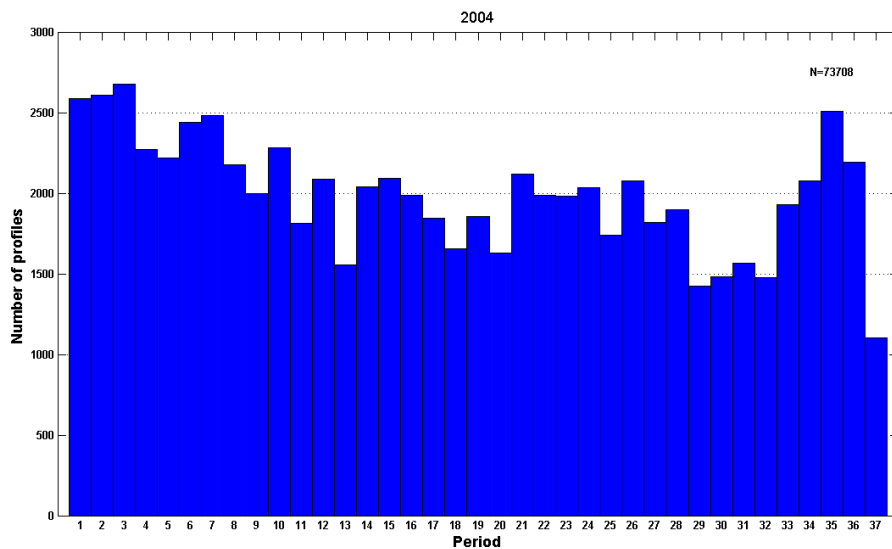


Figure 6.4 : Distribution du nombre d'occultations GOMOS en 2004. On dispose, en moyenne, d'environ 2000 occultations par période, pour un nombre total de profils, N, égal à 73708.

6.2.6 Choix du degré du polynôme

Pour le choix du polynôme qui estime le mieux la relation APV-O₃, on présente deux exemples au niveau iso- θ égal à 600K; chaque exemple correspond à une période choisie : période-1 (du 21 au 30 janvier) et période-2 (du 19 au 28 juillet) de l'année d'étude (2004). La figure 6.6 montre l'ensemble des correspondances entre GOMOS et MIMOSA pour les 2 périodes. Ainsi, pour chaque position de GOMOS on récupère la valeur APV des sorties MIMOSA correspondante, i.e., la plus proche possible en temps et en espace.

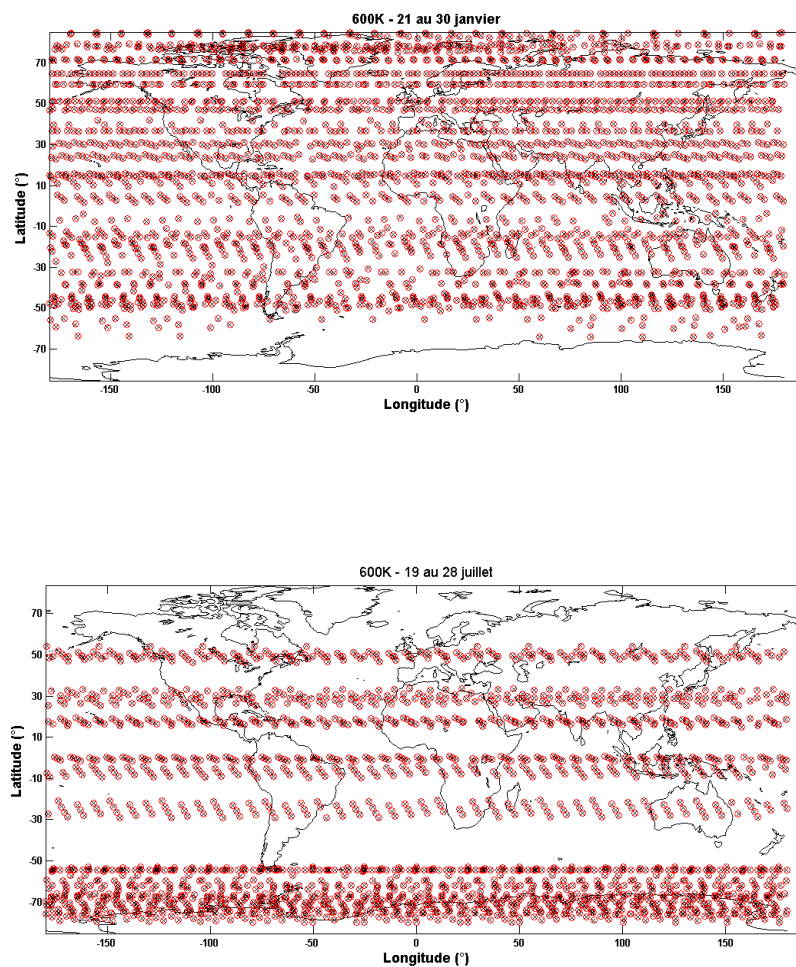


Figure 6.5 : Ensemble des correspondances entre GOMOS et MIMOSA à 600K pour les deux exemples : (a) période-1, du 21 au 30 janvier et (b) période-2, du 19 au 28 juillet en 2004. Il s'agit ici de profils GOMOS obtenus pour les 2 périodes et pour chaque profil, on recherche et associe une valeur APV la plus proche dans l'espace et dans le temps.

La figure 6.6 met en exergue la relation APV-O₃ pour les deux exemples. On y présente le nuage de points de rapport de mélange d'ozone (GOMOS) en fonction des valeurs APV correspondantes (MIMOSA). Les valeurs APV sont négatives dans l'hémisphère sud et positives dans l'hémisphère nord. La courbe verte superposée résulte de la paramétrisation polynomiale (polynômes d'ordre 4 et 5) dont les coefficients sont obtenus par régression non-linéaire (cf. équation ci-dessus définie à la section 6.2.4). Cependant, pour mieux ajuster le modèle de régression aux données, il faut savoir trouver un compromis entre un modèle trop simple, i.e., mal ajusté et un modèle qui ajuste bien les données mais au prix d'un nombre excessif de termes et donc de paramètres (Legendre and Legendre, 1998).

On remarque que les polynômes de degré 4 et 5 suivent assez bien les variations du rapport de mélange d'ozone en fonction de l'APV sur les deux exemples. Toutefois, on note que lorsque le degré du polynôme est inférieur à 4 : souvent la courbe du polynôme ne suit pas les variations. En outre, lorsque le degré du polynôme est supérieur à 5, la courbe peut parfois introduire des valeurs aberrantes (valeurs négatives de rapport de mélange) près des limites ou des variations trop exagérées. Les paramétrisations polynomiales d'ordre 4 et 5 de la relation ozone-APV suivent mieux les nuages de points représentant l'ozone en fonction de l'APV. Etant donné que les observations GOMOS n'ont pas une couverture totale, notamment dans les régions polaires (cf. figures 6.3 et 6.5), on impose des valeurs limites d'APV pour chaque période pour en tenir compte. A noter que des tests ont été effectués sur le choix de la période de 10 jours pour établir la corrélation entre l'ozone et l'APV, en la ramenant à 5 et 8 jours sans que cela change nos résultats de manière significative. Ainsi, cela à conforter le choix de 10 jours comme période optimale.

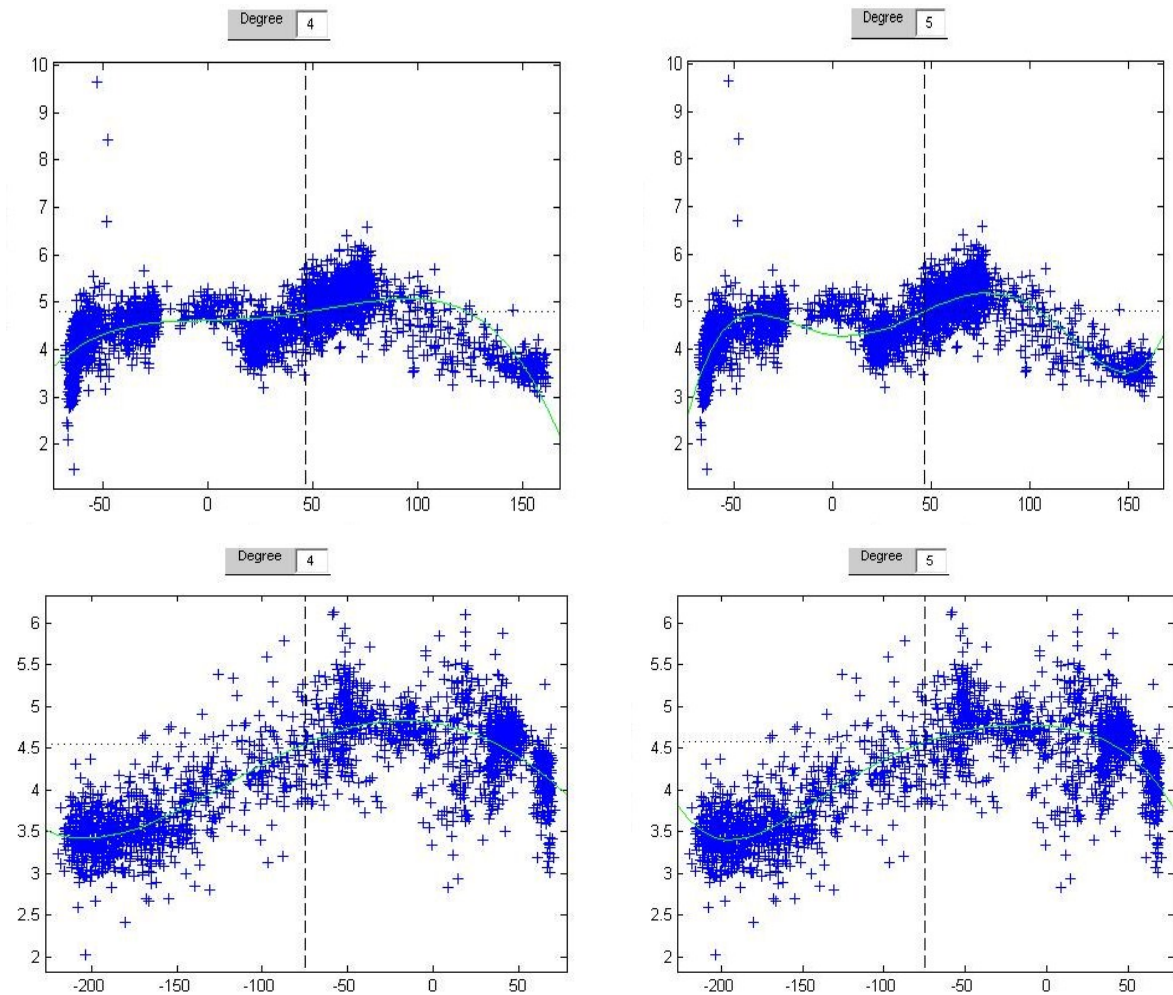


Figure 6.6 : Relation entre le rapport de mélange de l'ozone de GOMOS (axe des ordonnées, en ppmv) et les valeurs APV (axe des abscisses, PVU) correspondantes pour les deux périodes du 21 au 30 janvier 2004 (en haut) et du 19 au 28 juillet 2004 (en bas) sur 600K. Les courbes vertes représentent les polynômes robustes de degré 4 (à gauche) et 5 (à droite) qui modélisent cette relation

6.2.7 Détermination des limites des relations APV-O₃

On va déterminer des limites pour chaque période par des valeurs APV et non par la latitude couverte par les occultations GOMOS. En effet, on va présenter la répartition des occultations GOMOS selon le nombre de profils contenus dans un intervalle de valeurs APV (20 PVU) pour chaque niveau isentrope. Ainsi, on pourra imposer des limites « hautes et basses » plus précises. Lors de l'initialisation de MIMOSA-O₃ par la relation APV-O₃, on impose ces valeurs limites d'APV à ne pas dépasser pour chaque période d'étude. Lorsque les valeurs d'APV sont en dehors des limites prédéfinies, ces valeurs ne sont pas prises en compte : elles sont détectées et remplacées par des « NaN » (*Not a Number*). Cela évite d'avoir des valeurs aberrantes lors l'initialisation par la relation APV-O₃ et qui ne correspondent pas à des données GOMOS. On ne peut pas initialiser MIMOSA-O₃ en couvrant toutes les valeurs APV issues du modèle MIMOSA.

La figure 6.7 présente la couverture des occultations GOMOS en fonction de l'APV et de la période. L'axe vertical est subdivisé en intervalles d'APV d'épaisseur 20 PVU. Pour chaque intervalle APV et chaque période, la figure représente le nombre de profils localisés dans cet intervalle APV et enregistrés à cette période, pour les niveaux isentropes 550K, 600K, 700K. Ainsi, il est plus aisé d'imposer des limites d'APV avant d'initialiser le modèle MIMOSA-O₃. On remarque bien sur la figure l'accroissement exponentiel avec l'altitude des valeurs APV.

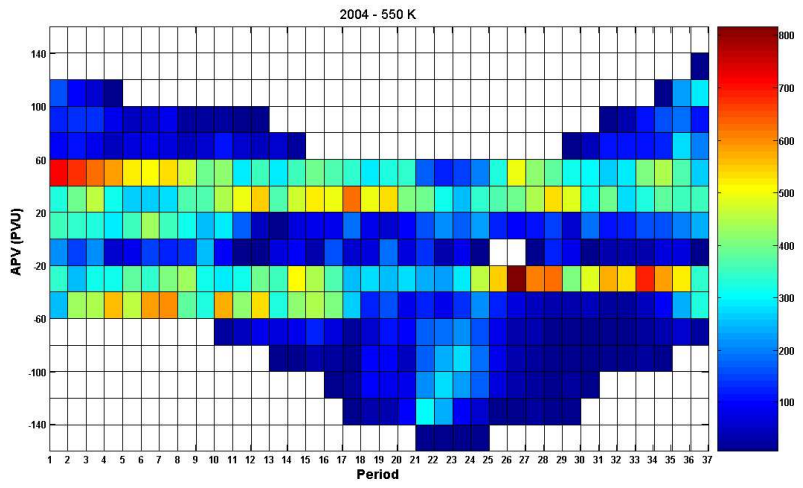
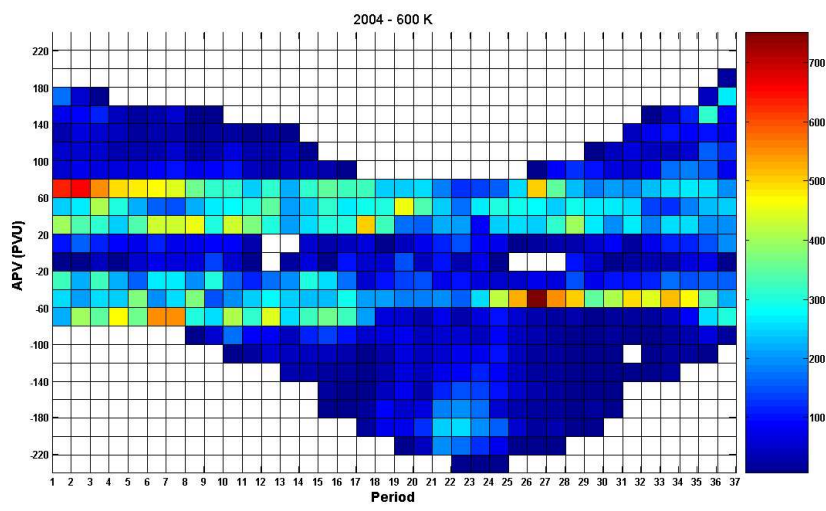
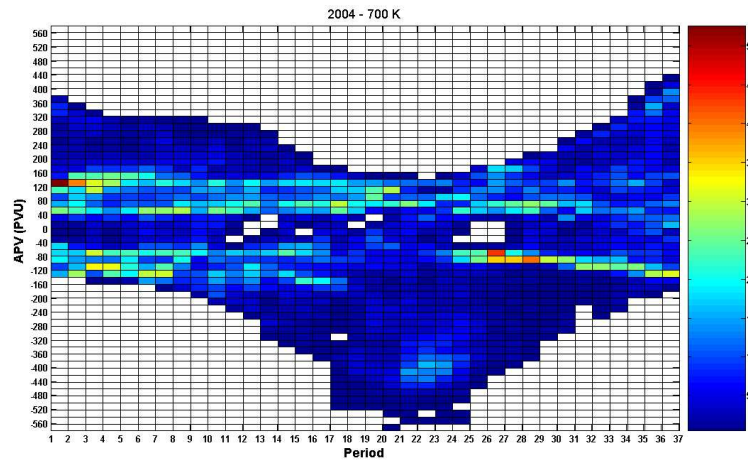


Figure 6.7 : Répartition des occultations GOMOS selon le nombre de profils enregistrés par intervalle de 20 PVU et par période d'observation pour les niveaux 550K, 600K, et 700K en 2004. Les cellules blanches indiquent l'absence de données.

6.3 Résultats et validation de MIMOSA-O₃ dans tropiques en 2004

Dans un premier temps, nous allons focaliser notre étude de validation dans l'hémisphère sud en utilisant des données de sondes ozone. Elle porte sur les 8 stations SHADOZ citées dans le chapitre 2 et qui ont servi à la validation des mesures O₃ du spectromètre GOMOS dans le chapitre 3.

6.3.1 MIMOSA-O₃

On applique la relation APV-O₃ dans le modèle MIMOSA en prenant en compte les limites (en valeurs APV) discutées précédemment en fonction de la période étudiée. Le modèle MIMOSA permet ainsi de calculer les rapports de mélange d'ozone.

Le modèle à haute résolution de l'advection isentrope MIMOSA forcé par GOMOS sera nommé par la suite MIMOSA-O₃. Il permet d'obtenir en sortie des champs d'ozone advectés à la place des champs APV.

La figure 6.8 présente des exemples de cartes de rapport de mélange d'ozone (en ppmv) issus de MIMOSA-O₃ sur les niveaux isentropes 550K, 600K et 700K pour l'année 2004. On ne présente ici que les champs de l'hémisphère sud. On observe parfois sur les champs d'O₃ les différents compartiments stratosphériques, i.e., le réservoir tropical, la « *surf zone* » et également le vortex polaire (ex., le 24 septembre 2004). Néanmoins, la couverture de GOMOS n'est pas la même partout, les valeurs de rapport de mélange peuvent être biaisées. En effet le modèle de régression introduit des erreurs, d'où la nécessité de mener des études de validation sur différentes bandes de latitudes. Les blancs observés sur certaines cartes (ex., le 25 janvier à 700K ou le 14 février à 600 K) indiquent l'absence de données, i.e., les valeurs APV issues de MIMOSA qui sont en dehors des limites n'ont pas été prises en compte.

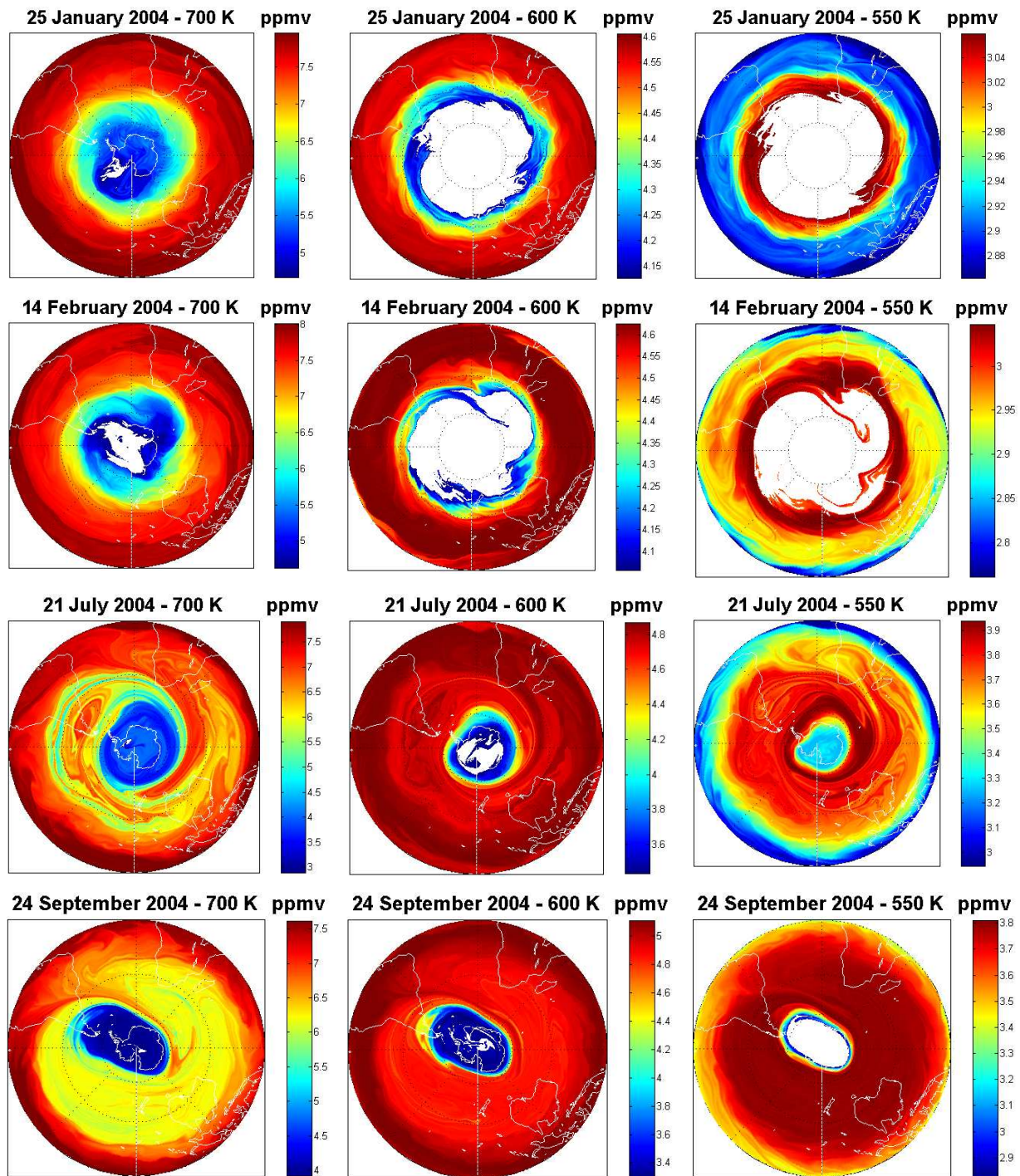


Figure 6.8 : Cartes de rapport de mélange d’ozone (en ppmv) en projection stéréographique polaire sur les surfaces isentropes 700K, 600K et 550K (respectivement de gauche à droite) simulées par le modèle à haute résolution MIMOSA-O₃ à 12:00 UT. Les cartes représentent les jours suivants : le 25/01, 14/02, 21/07 et 24/09/2004. Les blancs indiquent l’absence de données (valeurs APV issues de MIMOSA et en dehors des limites prédéfinies). A noter que les cartes n’ont pas les mêmes échelles de couleurs. Les fortes valeurs de rapport de mélange d’ozone sont indiquées par l’échelle de couleur rouge, tandis que les faibles valeurs de rapport de mélange d’O₃ sont indiquées par l’échelle de couleur bleu.

6.3.2 Validation de MIMOSA-O₃ sur les stations SHADOZ

La première validation de MIMOSA-O₃ portera sur l'hémisphère sud. Ainsi, on extrait les séries temporelles de champs d'O₃ du modèle MIMOSA-O₃ sur les 3 niveaux isentropes 550K, 600K et 700K pour les comparer aux profils des sondes ozone des 8 stations SHADOZ. La figure 6.9 illustre le nombre total de profils enregistrés (295) en 2004 sur les stations SHADOZ.

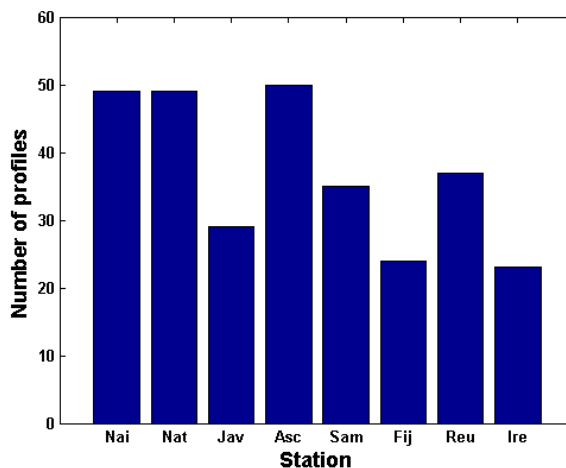


Figure 6.9 : Distribution par station des nombres de profils d'ozone enregistrés sur les 8 stations SHADOZ en 2004.

Les figures 6.10, 6.11 et 6.12 présentent l'évolution journalière des champs de rapport de mélange d'ozone issus de MIMOSA-O₃ pour l'année 2004 au-dessus des 8 stations SHADOZ sur les niveaux isentropes 550K, 600K et 700K. On a également superposé les profils coïncidents issus des sondes ozone SHADOZ. De manière générale, on remarque sur les 3 niveaux isentropes une assez bonne correspondance entre MIMOSA-O₃ et SHADOZ. Toutefois, on observe à 550 K et 600 K, une surestimation systématique de MIMOSA-O₃ sur la période d'août à septembre (entre 214 et 275 jours julien) et cela sur tous les sites d'études à l'exception des sites Irène et la Réunion. En effet, cette surestimation des valeurs de rapport de mélange d'ozone est plus prononcée sur les sites équatoriaux (ex., Natal, Java et Ascension), mais également sur Samoa et Fiji. On remarque également que la meilleure correspondance se situe au niveau isentrope 700 K. On observe donc un bon accord entre MIMOSA-O₃ et les observations SHADOZ sur toutes les stations. De plus, à 700 K, MIMOSA-O₃ semble bien suivre les variations de valeurs de rapport de mélange des sondes

ozone par exemple sur les stations de Natal (exemple en début septembre), Fiji et La Réunion (exemple à la mi-juin). Enfin, on note que le site de La Réunion indique une bonne correspondance entre MIMOSA-O₃ et SHADOZ quelque soit le niveau isentrope.

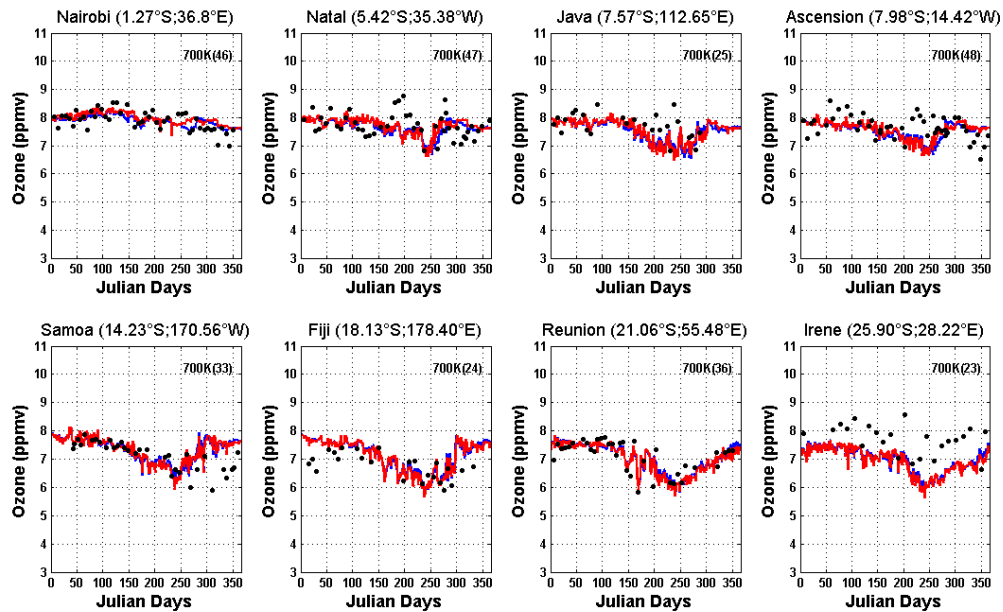


Figure 6.10 : Evolution journalière des champs d'O₃ (en ppmv) issus de MIMOSA-O₃ en 2004 au-dessus des stations SHADOZ au niveau 700K à 12:00 UT. Les sorties MIMOSA-O₃ issues des polynômes d'ordre 4 et 5 sont représentés, respectivement en bleu et en rouge. Les points noirs représentent les observations par radiosondage SHADOZ coïncidents.

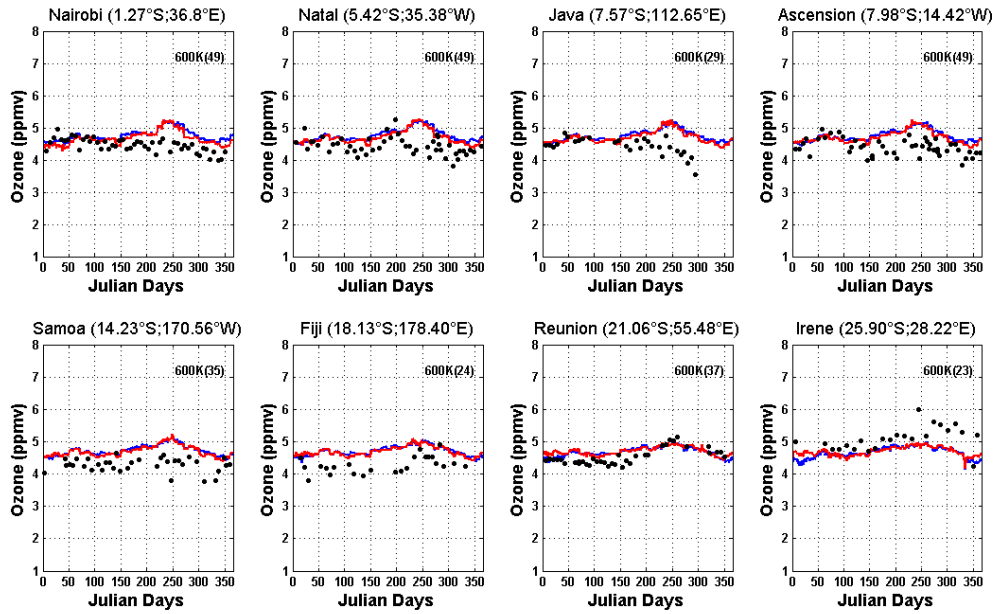


Figure 6.11 : Idem que pour la figure 6.10, mais pour le niveau iso- θ 600K.

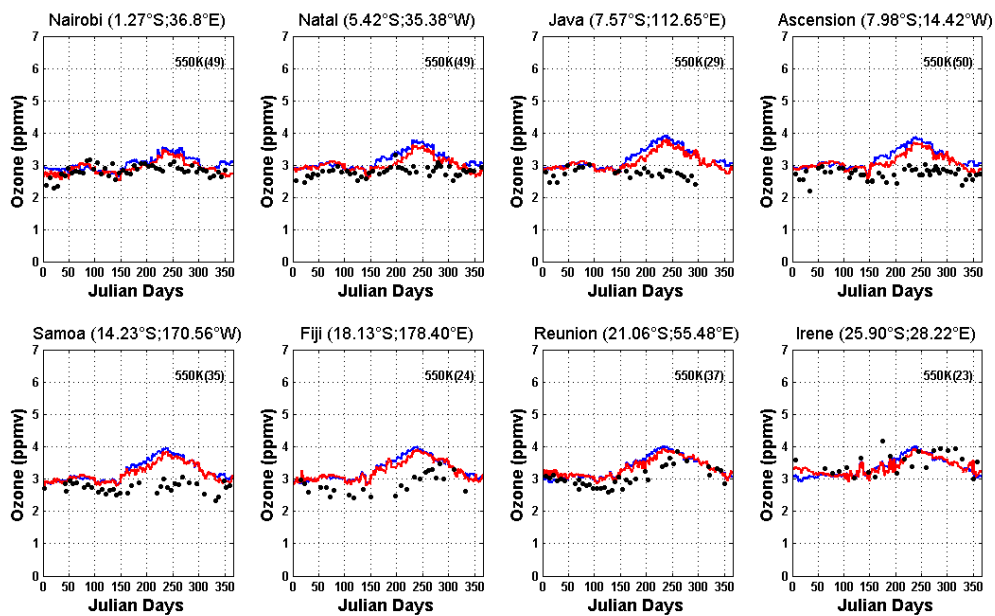


Figure 6.12 : Idem que pour la figure 6.10, mais pour le niveau iso- θ 550K.

Les figures 6.13, 6.14 et 6.15 illustrent les différences relatives, en pourcentage, entre les valeurs de rapport de mélange d'ozone obtenues par MIMOSA-O₃ et celles observées en 2004

par radiosondages sur les 8 sites SHADOZ choisis. Ces résultats confirment les analyses faites précédemment sur les différents sites. En effet, on observe évidemment une moins bonne correspondance à 550K et 600K sur la période d’Août à Septembre, ce qui correspond au pic de surestimation des valeurs d’ozone par MIMOSA-O₃ (figures 6.10, 6.11 et 6.12). On obtient, par exemple, des valeurs proches de ~4 ppmv à 550K, par exemple, sur Java, Ascension et Samoa ; et des valeurs proches de ~5.2 ppmv à 600K sur Nairobi et Natal. Les différences relatives sont de l’ordre de 30-40% à 550K et 20-30% à 600K entre Août et Septembre avec des valeurs proches parfois de 50% à 550K et de 35% à 600K. Par ailleurs, lorsqu’on exclue cette période d’Août-Septembre, les différences relatives sont en général de l’ordre de ±15% à 600K et ±20% à 550K. Au niveau isentrope 700K, les différences relatives sont moins importantes. En général, à 700K, on observe des différences relatives de l’ordre de ±10% sur toute l’année, sauf à Irène où on observe une sous-estimation des valeurs de rapport de mélange d’ozone par MIMOSA-O₃. Enfin, comme on l’a observé auparavant, la meilleure correspondance entre MIMOSA-O₃ et SHADOZ est obtenue pour le site de La Réunion sur les 3 niveaux isentropes.

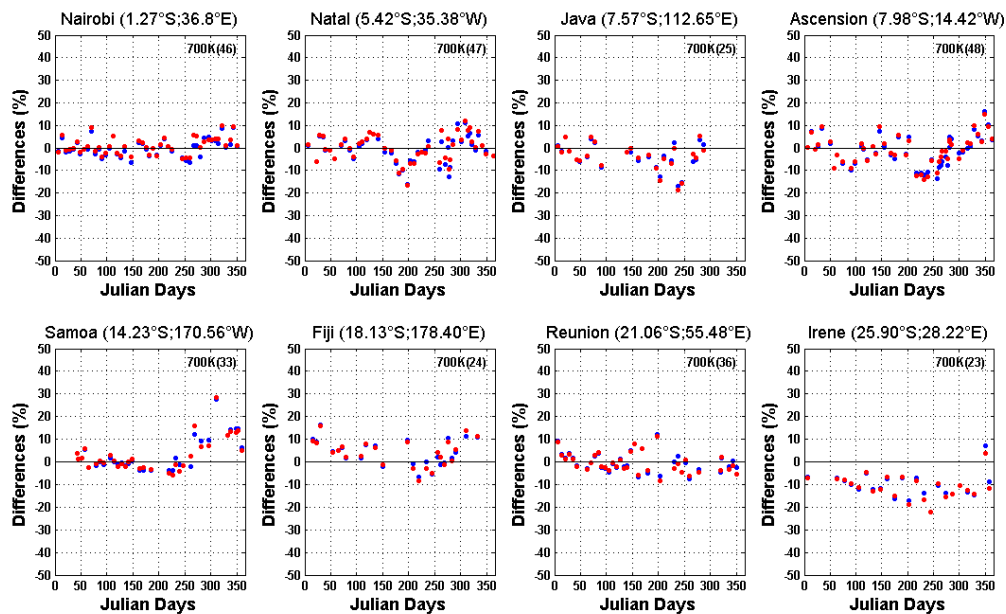


Figure 6.13 : Différences relatives (en %) entre les observations de MIMOSA-O₃ et les mesures SHADOZ au niveau iso- θ 700K (ces différences sont calculées par rapport aux observations SHADOZ). Le nombre de profils coïncidents est indiqué entre parenthèse en haut à droite de chaque graphique.

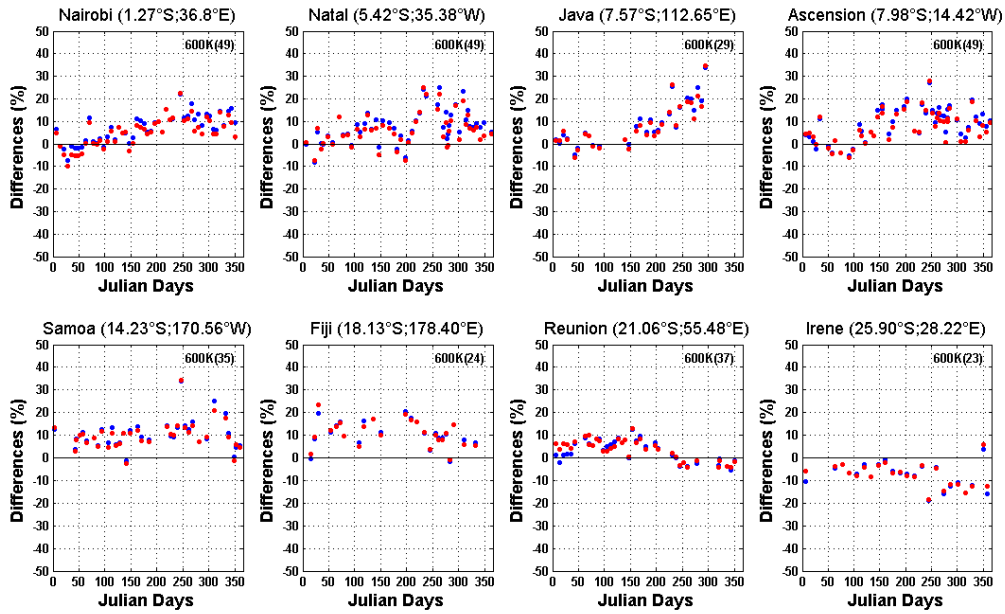


Figure 6.14 : Idem que pour la figure 6.13, mais pour le niveau iso- θ 600K.

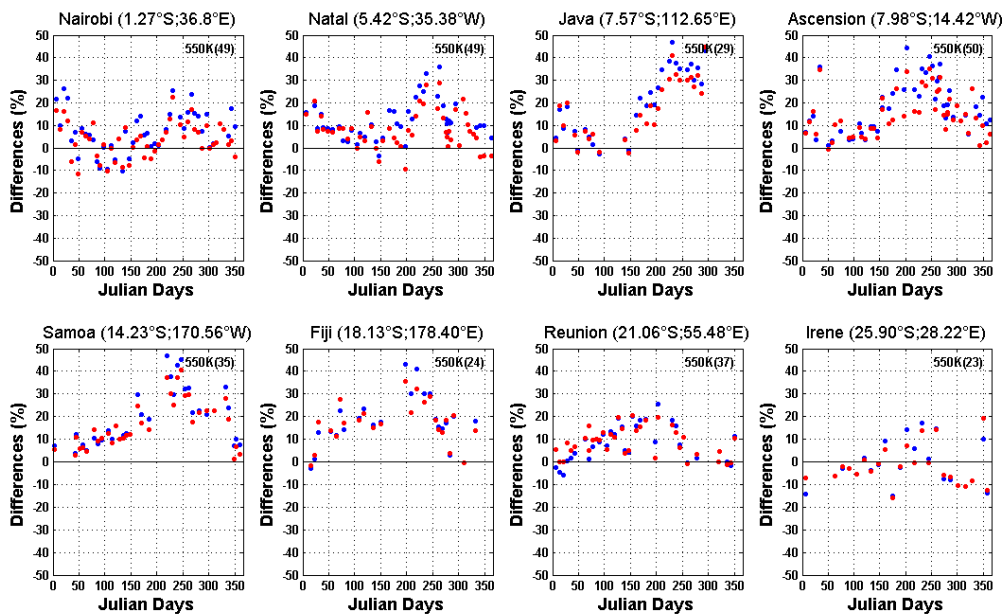


Figure 6.15 : Idem que pour la figure 6.13, mais pour le niveau iso- θ 550K.

Enfin, les figures 6.16, 6.17 et 6.18 illustrent les moyennes des différences relatives, en pourcentage, entre MIMOSA-O₃ et SHADOZ en fonction de la latitude des 8 stations d'étude. Elles sont calculées pour l'année 2004 aux niveaux isentropes 550K, 600K et 700K. On observe que les différences moyennes varient entre -2% et +20% à 550K, entre -8% et +10%

à 600K et entre -11% et +5% à 700K. Les différences moyennes entre MIMOSA-O₃ et SHADOZ sont positives sauf sur Irène (sur les 3 niveaux) et sur Ascension et Java (à 700K). Les différences entre MIMOSA-O₃ et SHADOZ sont plus importantes à 550K, elles sont peut être dues au fait qu'on soit proche de la limite basse de validité des profils GOMOS. On a également superposé sur ces figures, les différences moyennes calculées entre GOMOS et SHADOZ pour l'année 2004. En effet, on calcule les différences relatives entre GOMOS et SHADOZ à partir des données coïncidentes issues des 3 stations de Natal (19 profils), Fiji (11 profils) et Irène (15 profils) en 2004. Ainsi, on observe que les écarts entre MIMOSA-O₃ et SHADOZ présentent une évolution cohérente en fonction de la latitude sur les 3 niveaux isentropes.

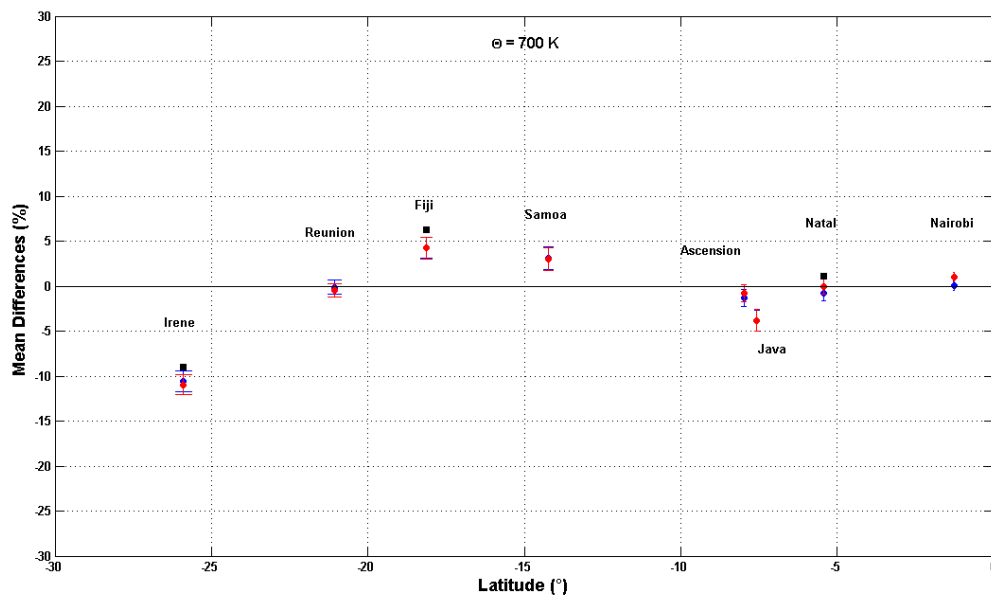


Figure 6.16 : Moyennes des différences relatives entre MIMOSA-O₃ et SHADOZ en fonction de la latitude des 8 stations à 700K. Les différences calculées à partir des sorties MIMOSA-O₃ issues des polynômes d'ordre 4 et 5 sont, respectivement, en bleu et en rouge. Les différences moyennes GOMOS/SHADOZ de l'année 2004 sont également représentées (carrés noirs).

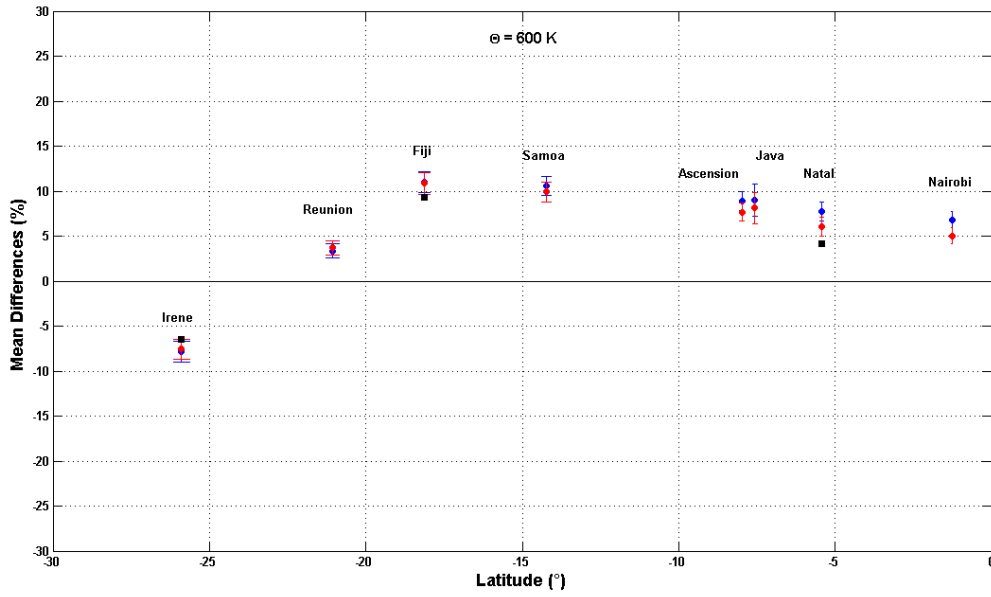


Figure 6.17 : Idem que pour la figure 6.16, mais pour le niveau iso- θ 600K.

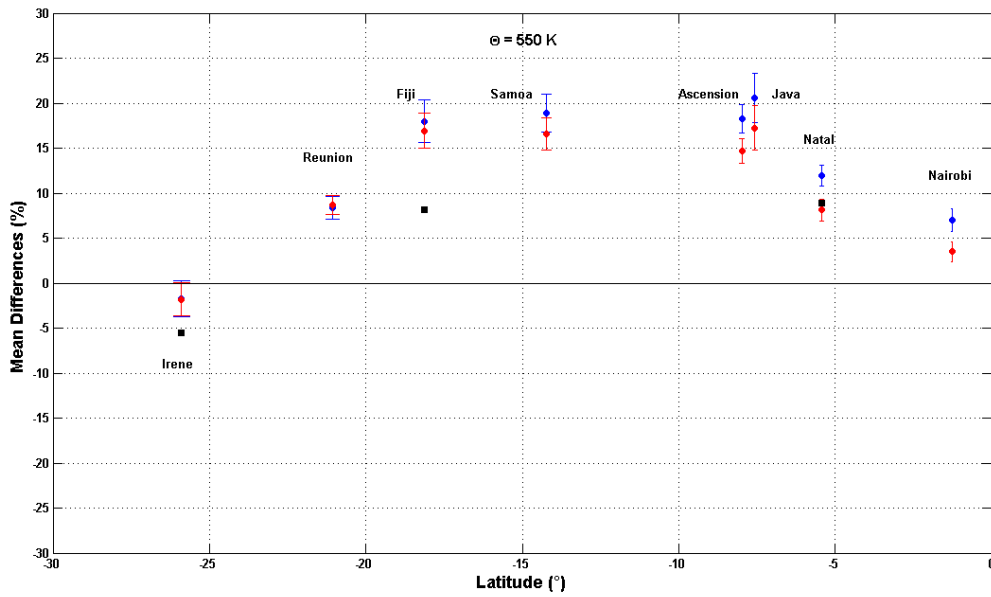


Figure 6.18 : Idem que pour la figure 6.16, mais pour le niveau iso- θ 550K

Les tableaux C.1, C.2 et C.3 en Annexe C résument les résultats de la validation de MIMOSA-O₃ (polynômes de degré 4) pour les 3 niveaux isentropes. On note que les valeurs moyennes sont proches des valeurs médianes.

6.4 Conclusion

On examine dans ce chapitre la relation entre les valeurs d'O₃ obtenues par observations GOMOS et les valeurs d'APV issues du modèle MIMOSA.

En effet, en combinant de façon optimale des observations spatiales de l'instrument à occultation stellaire GOMOS et des simulations du modèle à haute résolution de l'advection isentrope MIMOSA, nous avons établi une première base pour extraire des champs d'ozone stratosphérique du modèle aux surfaces 550K, 600K et 700K. Par ailleurs, l'hypothèse pour développer MIMOSA-O₃ repose sur une dépendance non linéaire entre l'ozone et l'APV.

Les valeurs de rapport de mélange d'ozone issues de MIMOSA-O₃ (MIMOSA forcé par GOMOS) sont comparées aux observations par radiosondages enregistrées sur 8 sites du réseau SHADOZ situés dans les tropiques de l'hémisphère sud. Les premiers résultats de la validation sont satisfaisants, surtout à 700K. Toutefois, on observe à 550K et 600K, une surestimation systématique de MIMOSA-O₃ sur la période d'Août à Septembre 2004. Ce pic observé résulte probablement d'une mauvaise représentation de la relation APV-O₃ pour cette période. Il faut noter, toutefois, que la couverture spatiale de l'expérience GOMOS est la plus faible en cette période. En effet, on a relevé l'absence de données (absences de correspondances entre GOMOS et MIMOSA) au niveau 550K, 600K et 700K pour des valeurs APV entre -50 PVU et 10 PVU. On suppose alors que les différences obtenues durant la période août-septembre pourraient être en partie dues aux imperfections de la relation APV-O₃ et à la surestimation de GOMOS dans les plus basses altitudes.

Ainsi, les différences relatives sont de l'ordre de 30-40% à 550K et 20-30% à 600K entre Août et Septembre avec des valeurs proches parfois de 50% à 550K et de 35% à 600K. Lorsqu'on exclue cette période d'Août-Septembre, les différences relatives sont en général de l'ordre de ±15% à 600K et ±20% à 550K. Les différences relatives sont moins importantes au niveau isentrope 700K. En général, à 700K, on observe des différences relatives de l'ordre de ±10%. En plus, on observe que les différences moyennes varient entre -2% et +20% à 550K, entre -8% et +10% à 600K et entre -11% et +5% à 700K.

A l'avenir, il serait intéressant, de tester d'autres familles de fonctions non-linéaires telles que les transformations logarithmiques. On pourrait envisager, dans un avenir proche, de faire la même étude en remplaçant les données GOMOS par des observations de l'expérience Aura/MLS, par exemple. En effet, celui-ci a l'avantage d'avoir une couverture plus large et un nombre de profils supérieur à celui de GOMOS. Ainsi, cela pourrait améliorer, dans une certaine mesure, la relation APV-O₃ pour initialiser MIMOSA.

Conclusions générales et perspectives

Conclusions générales

Le travail présenté dans ce manuscrit a été consacré à l'analyse et à l'interprétation des observations au-dessus des tropiques de l'instrument à occultation stellaire GOMOS embarqué sur ENVISAT. Notre étude s'est focalisée essentiellement sur les données GOMOS de niveau 2 issues du processeur GOPR 6.0cf (et IPF 5.00) entre Août 2002 et Décembre 2008.

Le troisième chapitre a été dédié essentiellement à l'analyse des performances de l'instrument à occultation stellaire GOMOS/ENVISAT dans la stratosphère tropicale, comparé aux mesures *in situ* du réseau SHADOZ, ainsi qu'aux observations du sondeur MLS/Aura. Les occultations GOMOS ont été sélectionnées à partir de critères établis sur différents paramètres pour montrer sa capacité à établir des climatologies. En effet, une climatologie des observations d'O₃ GOMOS ainsi que sa variabilité entre 2002 et 2008 sont présentées. Dans un deuxième temps, une validation des observations GOMOS a été menée. Ainsi, les différences moyennes obtenues entre GOMOS et SHADOZ sont de l'ordre de $\pm 10\%$ entre 21 km et 23 km et elles sont de l'ordre de $\pm 5\%$ au-dessus de 23 km. En outre, malgré les différentes techniques employées par GOMOS et MLS, on observe une bonne correspondance de $\pm 7\%$ entre 46.41 hPa et 1hPa (plus souvent à $\pm 5\%$). Par ailleurs, les performances de l'instrument à occultation stellaire GOMOS semble se dégrader en basse stratosphère. Ainsi, pour les régions tropicales, il est recommandé d'utiliser les mesures GOMOS avec précaution pour les altitudes inférieures à ~ 21 km. Certains de ces résultats ont fait l'objet d'une publication parue dans « *Atmospheric Chemistry and Physics* » (Mze et al., 2010).

Dans le chapitre 4, on traite de différentes caractéristiques qualitatives de GOMOS et on s'attache également à établir une étude préliminaire sur la stabilité des mesures O₃ GOMOS. En effet, on a montré que les différences relatives calculées entre les profils coïncidents GOMOS et SHADOZ dans la stratosphère tropicale sont indépendantes des critères spatio-temporels choisis. On a également démontré qu'en dessous d'une altitude limite, i.e., ~ 21 km, les données GOMOS doivent être utilisées avec précaution. En effet, la qualité des données de l'instrument GOMOS se dégrade à partir de 20-21 km aux tropiques. De plus, l'estimation de

l'altitude des profils GOMOS dans les tropiques est fiable. Enfin, on a analysé le comportement des différences relatives dans les tropiques avec le temps. Ce travail sur la stabilité des mesures GOMOS peut être considéré comme préliminaire pour l'étude des tendances et la détection des éventuelles dégradations des mesures à moyen terme.

Le cinquième chapitre décrit un cas d'étude singulier de transport isentropique du vortex polaire en Antarctique vers les sub-tropiques. Tout d'abord, il montre qu'on peut étudier des structures et des variations des concentrations de l'ozone lors d'un épisode de transport, à partir des observations GOMOS dans l'hémisphère sud. Ensuite, nos résultats montrent également que l'augmentation d'ozone observée dans la basse stratosphère aux sub-tropiques, i.e., au-dessus d'Irène, provient de la région périphérique du vortex. En effet, on montre qu'un filament de masses d'airs enrichies en ozone est extirpé de la périphérie du vortex plutôt que du cœur du vortex durant l'épisode de destruction d'ozone dans le vortex polaire en Antarctique. Ce travail porte sur le premier cas d'étude de transport isentropique observé par l'instrument GOMOS dans la basse stratosphère. Il est en cours de finalisation sous forme de publication.

Enfin, le chapitre 6 traite d'une approche de la relation entre l'O₃ et l'APV. En effet, en combinant de façon optimale des observations spatiales de l'instrument à occultation stellaire GOMOS et des simulations du modèle à haute résolution de l'advection isentropique MIMOSA, nous avons établi une première base pour extraire des champs d'ozone du modèle. Les premiers résultats de la validation dans les tropiques de l'hémisphère sud semblent être assez satisfaisants, surtout à 700K (différences relatives de l'ordre de $\pm 10\%$). Toutefois, on observe à 550K et 600K, une surestimation systématique de MIMOSA-O₃ sur la période d'Août à Septembre 2004 (30-40% à 550K et 20-30% à 600K avec des valeurs proches parfois de 50% à 550K et de 35% à 600K). On suppose alors que les différences obtenues pourraient être en partie dues aux imperfections de la relation APV-O₃ et à la surestimation de GOMOS dans les plus basses altitudes.

Perspectives

Ce travail présente plusieurs perspectives de développement directes :

Une validation des nouveaux produits GOMOS de niveau 2 issus du processeur GOPR 7.0ab (IPF 6.00), serait nécessaire pour estimer à nouveau les performances de l'instrument à occultation stellaire GOMOS dans les tropiques. Cela permettrait de visualiser et de suivre de probables améliorations dues à la future version d'algorithme de l'instrument (meilleure estimation des erreurs, meilleure qualité sur les profils, correction du courant d'obscurité sur les détecteurs CCD).

Des données homogènes sont essentielles pour une meilleure évaluation des tendances d'ozone dans la stratosphère. Avec la nouvelle version GOPR 7.0ab (IPF 6.00), dont il sera établi une correction sur les détecteurs CCD, une nouvelle étude sur la stabilité à moyen terme issues des observations O₃ GOMOS dans les tropiques (avec des séries temporelles plus longues, plus de coïncidences et certainement moins de bruit présent dans les données) permettra de mieux observer et de détecter d'éventuelles dérives. Ainsi, on pourra évaluer la possibilité de combiner les données SAGE et HALOE (qui ont pris fin en 2005) avec les mesures GOMOS, pour les études de tendances d'O₃ sur l'étude du recouvrement de l'ozone dans le contexte du changement climatique.

Enfin, on pourrait également remplacer les données de l'instrument GOMOS par celles du sondeur MLS pour initialiser MIMOSA. Ainsi, cela pourrait améliorer dans une certaine mesure la relation APV-O₃ et permettrait également de mener des validations d'une manière globale. MIMOSA-O₃ permettrait également de mettre en exergue des cas d'études particuliers tels que le mélange de masses d'air polaires ou subtropicales aux moyennes latitudes et de mettre en évidence des structures telles que les filaments polaires, comme illustré par l'exemple de la figure 1, où un filament polaire atteint l'Amérique Latine à 700 K.

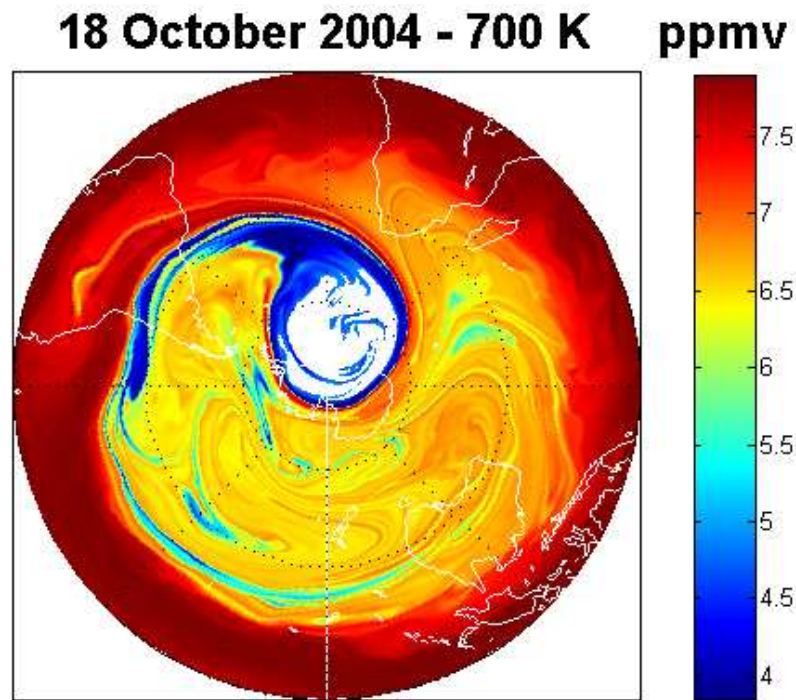


Figure 1 : Cartes de rapport de mélange d’ozone (en ppmv) en projection stéréographique polaire sur la surface isentrope 700K, simulée par le modèle à haute résolution MIMOSA-O₃ à 12:00 UT. La carte représente le 18/10/2004. Les blancs indiquent l’absence de données (valeurs APV issues de MIMOSA et qui sont en dehors des limites prédéfinies).

La région tropicale est le lieu où l’air rentre préférentiellement dans la stratosphère. Le transport des constituants vers la stratosphère des moyennes et hautes latitudes se produit ensuite à travers les barrières dynamiques subtropicales par différents mécanismes : déferlement d’ondes de Rossby et de gravité, formation de filaments et de couches turbulentes. Si les mécanismes à l’origine de ce transport sont maintenant connus, la quantification de leur contribution aux échanges méridiens ainsi que la localisation des régions où il se produit préférentiellement restent à faire. Ainsi, on pourrait établir une quantification du transport dans la basse stratosphère tropicale et à travers la barrière subtropicale en utilisant les données issues de MIMOSA-O₃. Les résultats de validation sont de qualité suffisante pour permettre une estimation des flux à travers la barrière stratosphérique subtropicale. En effet, en combinant les observations issues de MIMOSA-O₃ et les positions de barrière dynamique détectées par DYBAL (DYNAMICAL BARRIER LOCALISATION, Portafaix et al., 2003), on peut estimer le flux moyen le long d’un cercle de latitude et le calculer également par secteur de longitude. En effet, ce code permet grâce aux

outils (gradient de traceur et longueur de mélange) introduits par Nakamura (1996) de définir les barrières dynamiques (figure 2) et de dissocier les zones de mélange. L'utilisation de MIMOSA-O₃ serait donc appropriée pour une quantification du transport dans les tropiques et il pourrait apporter des éléments nouveaux sur l'étude des routes privilégiées.

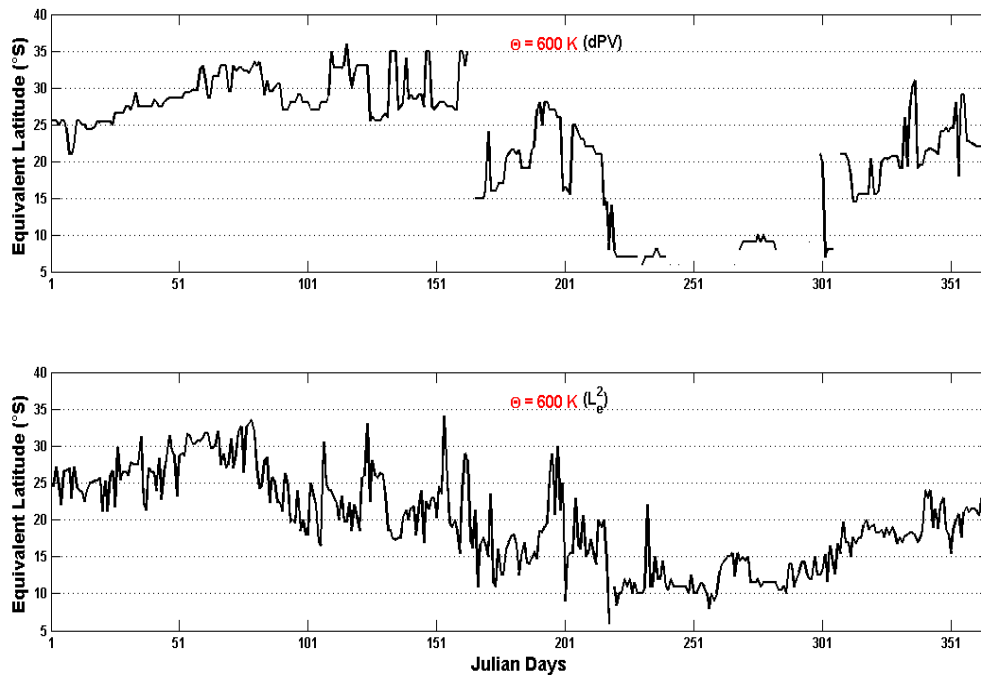


Figure 2 : Positions journalières de la barrière stratosphérique subtropicale sud en fonction de la latitude équivalente calculées à partir du code DYBAL à 600K en 2004. Elles sont calculées à partir du gradient de PV (dPV) et de la longueur de mélange (L_e^2).

Références bibliographiques

Allen, D. R., and Nakamura, N.: Tracer Equivalent Latitude: A Diagnostic Tool for Isentropic Transport Studies. *Journal of Atmospheric Sciences*, vol. 60, no 2, pp. 287-304, 2003.

Allen, D. R., Bevilacqua, R. M., Nedoluha, G. E., Randall, C. E., and Manney, G. L.: Unusual stratospheric transport and mixing during the 2002 Antarctic winter, *Geophys. Res. Lett.*, 30(12), 1599, doi:10.1029/2003GL017117, 2003.

Andrews, D. G., Holton, J. R., and Leovy, C. B.: *Middle Atmospheric Dynamics*, San Diego, CA, USA: Academic Press, 489 p., 1987.

Balis, D., Kroon, M., Koukouli, M. E., Brinksma, E. J., Labow, G., Veefkind, J. P., and McPeters, R. D.: Validation of Ozone Monitoring Instrument total ozone column measurements using Brewer and Dobson spectrophotometer ground-based observations, *J. Geophys. Res.*, 112, D24S46, doi:10.1029/2007JD008796, 2007.

Barret, B., Ricaud, P., Santee, M.L., Attié, J.L., Urban, J., Le Flochmœn, E., Berthet, G., Murtagh, D., Eriksson, P., Jones, A., de La Noë, J., Dupuy, E., Froidevaux, L., Livesey, N.J., Waters, J. W., and Filipiak, M. J.: Intercomparisons of trace gases profiles from the Odin/SMR and Aura/MLS limb sounders, *J. Geophys. Res.*, 111, D21302, doi:10.1029/2006JD007305, 2006.

Bates, D. R., and Nicolet, M.: Atmospheric hydrogen, *Publ. Astron. Soc. Pac.*, 62, 106-110, 1950.

Beaton, A. E. and Tukey, J. W.: The fitting of power series, meaning polynomials, Illustrated on band-spectroscopic data, *Technometrics*, 16, 147-185, 1974.

Bencherif, H., Portafaix, T., Baray, J. L., Morel, B., Baldy, S., Leveau, J., Hauchecorne, A., Keckhut, P., Moorgawa, A., Michaelis, M. M., and Diab, R.: LIDAR observations of lower stratospheric aerosols over South Africa linked to large scale transport across the southern subtropical barrier, *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 65(6), 707-715, 2003.

Bencherif H., El Amraoui, L., Semane, N., Massart, S., Vidyarabya Charyulu, D., Hauchecorne, A., and Peuch, V. H.: Examination of the 2002 major warming in the southern hemisphere using ground based and Odin/SMR assimilated data: stratospheric ozone distributions and tropic midlatitude exchange, *Canadian Journal Physics*, 85: 1287-1300, 2007.

Bencherif H., L. El Amraoui, G. Kirgis, J. Leclair De Bellevue, A. Hauchecorne, N. Mzé, T. Portafaix, A. Pazmino, and Goutail F.: Analysis of a rapid increase of stratospheric ozone during late austral summer 2008 over Kerguelen (49.4° S, 70.3° E), *Atmos. Chem. Phys.*, 11, 363-373, doi:10.5194/acp-11-363-2011, 2011.

Benjamini, Y.: Opening the Box of a Boxplot, *The American Statistician*, Vol. 42, No. 4, pp. 257-262, 1988.

Bertaux, J. L., Kyrölä, E., and Wehr, T.: Stellar occultation technique for atmospheric ozone monitoring: GOMOS on Envisat, *Earth Observation Quarterly*, 67, 17– 20, 2000.

Bertaux, J.L., Hauchecorne, A., Dalaudier, F., Cot, C., Kyrölä, E., Fussen, D., Tamminen, J., Leppelmeier, G.W., Sofieva, V., Hassinen, S., d'Andon, O.F., Barrot, G., Mangin, A., Theodore, B., Guirlet, M., Korablev, O., Snoeij, P., Koopman, R., and Fraise, R.: First results on GOMOS/Envisat, *Adv. Space Res.* 33, 1029–1035, 2004.

Bertaux, J. L., Kyrölä, E., Fussen, D., Hauchecorne, A., Dalaudier, F., Sofieva, V., Tamminen, J., Vanhellemont, F., Fanton d'Andon, O., Barrot, G., Mangin, A., Blanot, L., Lebrun, J. C., Pérot, K., Fehr, T., Saavedra, L., Leppelmeier, G. W., and Fraise, R.: Global ozone monitoring by occultation of stars: an overview of GOMOS measurements on ENVISAT, *Atmos. Chem. Phys.*, 10, 12091-12148, doi:10.5194/acp-10-12091-2010, 2010.

Bian, J. C., Chen, H. B., Zhao, Y. L., and Lu, D. R.: Variation features of total atmospheric ozone in Beijing and Kunming based on Dobson and TOMS data, *Advances in Atmospheric Sciences*, vol. 19, no. 2, p. 279-286, 2002.

Bian, J., Gettelman, A., Chen, H., and Pan, L. L.: Validation of satellite ozone profile retrievals using Beijing ozonesonde data, *J. Geophys.* 112, D06305, doi:10.1029/2006JD007502, 2007.

Borchi, F., Pommereau, J.-P., Garnier, A., and Nunes-Pinhanrada, M.: Evaluation of SHADOZ sondes, HALOE and SAGE II ozone profiles at the tropics from SAOZ UV-Vis remote measurements on board long duration balloons, *Atmos. Chem. Phys.*, 5, 1381–1397, 2005.

Borchi, F. and Pommereau, J.P.: Evaluation of ozonesondes, HALOE, SAGE II and III, Odin-OSIRIS and -SMR, and ENVISAT-GOMOS, -SCIAMACHY and-MIPAS ozone profiles in the tropics from SAOZ long duration balloon measurements in 2003 and 2004, *Atmos. Chem. Phys.*, 7, 2671–2690, 2007.

Bowman, K. P.: Large-scale isentropic mixing properties of the Antarctic polar vortex from analyzed winds, *J. Geophys. Res.*, 98, 23,013– 23,027, 1993.

Bowman, K. P., and Mangus, N. J.: Observations of deformation and mixing of the total ozone field in the Antarctic polar vortex. *J. Atmos. Sci.*, 50, 2915–2921, 1993.

Bowman, K.P., and Hu, Y.: Tropical mixing barriers in the lower stratosphere in the Geophysical Fluid Dynamics Laboratory SKYHI model, *Journal of Geophysical Research*, 102(D17), 21465-21478, 1997.

Bracher, A., Bovensmann, H., Bramstedt, K., Burrows, J. P., von Clarmann, T., Eichmann, K.-U., Fischer, H., Funke, B., Gil-Lopez, S., Glatthor, N., Grabowski, U., Höpfner, M., Kaufmann, M., Kellmann, S., Kiefer, M., Koukouli, M. E., Linden, A., Lopez-Puertas, M., Mengistu Tsidu, G., Milz, M., Noël, S., Rohen, G., Rozanov, A., Rozanov, V. V., von Savigny, C., Sinnhuber, M., Skupin, J., Steck, T., Stiller, G. P., Wang, D.-Y., Weber, M., and Wuttke, M. W.: Cross comparisons of O₃ and NO₂ measured by the atmospheric ENVISAT instruments GOMOS, MIPAS, and SCIAMACHY, *Adv. Space Res.*, 36, 855–867, doi: 10.1016/j.asr.2005.04.005, 2005.

Bramstedt, K., Gleason, J., Loyola, D., Thomas, W., Bracher, A., Weber, M., and Burrows, J. P.: Comparison of total ozone from the satellite instruments GOME and TOMS with measurements from the Dobson network 1996–2000, *Atmos. Chem. Phys.*, 3, 1409-1419, doi:10.5194/acp-3-1409-2003, 2003.

Brasseur, G., Orlando, J. J., and Tyndall, G. S.: *Atmospheric Chemistry and Global Change*, Oxford University Press, 654 p., 1999.

Brasseur, G. P., and Solomon, S.: *Aeronomy of the middle atmosphere*, Atmospheric and Oceanographic Sciences Library, Ed. Springer, 644p., 2005.

Brinksma, E. J., Bergwerff, J. B., Bodeker, G. E., Boersma, K. F., Boyd, I. S., Connor, B. J., Hann, J. F., Hogervorst, W., Hovenier, J. W., Parrish, A., Tsou, J. J., Zawodny, J. M., and Swart, D. P. J.: Validation of 3 years of ozone measurements over Network for the Detection of Stratospheric Change station Lauder, New Zealand, *J. Geophys. Res.*, 105, 17 291–17 306, 2000.

Brewer, A.W.: Evidence for a world circulation provided by the measurements of helium and water vapour distribution in the stratosphere, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, vol. 75, 351-363, 1949.

Brulfert, G., Galvez, O., Yang, F., and Sloan, J.J.: A regional modeling study of the high ozone episode of June 2001 in southern Ontario, *Atmospheric Environment*, 41, 3777-3788, doi:10.1016/j.atmosenv.2007.01.030, 2007.

Chapman, S., On ozone and atomic oxygen in the upper atmosphere, *Phil. Mag.*, 10, 369–383, 1930.

Chen, P., Permeability of the Antarctic vortex edge, *J. Geophys. Res.*, 99, 20,563– 20,571, 1994.

Chen, P., Holton, J. R., O'Neill, A., and Swinbank, R., Quasi-horizontal transport and mixing in the Antarctic stratosphere, *J. Geophys. Res.*, 99, 16,851– 16,866, 1994a.

Chen, P., Holton, J.R., O'Neil, A., and Swinbank, R.: Isentropic Mass Exchange between the Tropics and Extratropics in the Stratosphere, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 51(20), 3006-3018, 1994b.

Chen, P., J. R. Holton, and Swinbank, R.: A quasi-permeable barrier in the equatorial lower stratosphere, *Geophysical Research Letters*, 22(3), 259-262, 1995.

Chipperfield, M. P., Gray, L. J., Kinnersley, J. S., and Zawodny, J.: A two-dimensional model study of the QBO signal in SAGE II NO₂ and O₃, *Geophys. Res. Lett.*, 21, 589–592, 1994.

Crutzen, P. J.: The influence of nitrogen oxide on the atmospheric ozone content, *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 96, 320-327, 1970.

Clain, G., Baray, J. L., Delmas, R., Diab, R., Leclair de Bellevue, J., Keckhut, P., Posny, F., Metzger, J. M., and Cammas, J. P.: Tropospheric ozone climatology at two Southern Hemisphere tropical/subtropical sites, (Reunion Island and Irene, South Africa) from ozonesondes, LIDAR, and in situ aircraft measurements, *Atmos. Chem. Phys.*, 9, 1723-1734, 2009.

Dahlberg, S.P., and Bowman, K.: Isentropic mixing in the Arctic Stratosphere during 1992-1993 and 1993-1994 winters, *Geophysical Research Letters*, 22, 1237-1240, 1994.

David, C., Keckhut, P., Armetta, A., Jumelet, J., Snels, M., Marchand, M., and Bekki, S.: Radiosonde stratospheric temperatures at Dumont d'Urville (Antarctica): trends and link with polar stratospheric clouds, *Atmos. Chem. Phys.*, 10, 3813-3825, doi:10.5194/acp-10-3813-2010, 2010.

De Clercq, C., Lambert, J-C., Granville, J., and Vandenbussche, S.: On the consistency of ozone profile data from Envisat, historical satellites and the NDACC network, *Atmospheric Science Conference*, 2009.

Dehon, C., Droesbeke, J. J., and Vermandelle C.: *Eléments de la statistique, Statistiques et mathématiques appliqués*, éditions de l'université de Bruxelles, éditions ellipses, 2008.

Deshler, T., et al.: Atmospheric comparison of electrochemical cell ozonesondes from different manufacturers, and with different cathode solution strengths: (The Balloon Experiment on Standards for Ozonesondes). *Journal of Geophysical Research* 113 (D04307). doi:10.1029/2007JD008975, 2008.

Dobson, G. M. B.: Origin and Distribution of the Polyatomic Molecules in the Atmosphere, in: *Proceedings of the Royal Society of London, Series A, Mathematical and Physical Sciences*, vol. 236:187-193, 1956.

Dupuy, E., Walker, K. A., Kar, J., Boone, C. D., McElroy, C. T., Bernath, P. F., Drummond, J. R., Skelton, R., McLeod, S. D., Hughes, R. C., Nowlan, C. R., Dufour, D. G., Zou, J., Nichitiu, F., Strong, K., Baron, P., Bevilacqua, R. M., Blumenstock, T., Bodeker, G. E., Borsdorff, T., Bourassa, A. E., Bovensmann, H., Boyd, I. S., Bracher, A., Brogniez, C., Burrows, J. P., Catoire, V., Ceccherini, S., Chabrillat, S., Christensen, T., Coffey, M. T., Cortesi, U., Davies, J., De Clercq, C., Degenstein, D. A., De Mazire, M., Demoulin, P., Dodion, J., Firanski, B., Fischer, H., Forbes, G., Froidevaux, L., Fussen, D., Gerard, P., Godin-Beekmann, S., Goutail, F., Granville, J., Griffith, D., Haley, C. S., Hannigan, J. W., Höpfner, M., Jin, J. J., Jones, A., Jones, N. B., Jucks, K., Kagawa, A., Kasai, Y., Kerzenmacher, T. E., Kleinböhl, A., Klekociuk, A. R., Kramer, I., Küllmann, H., Kuttippurath, J., Kyrölä, E., Lambert, J.-C., Livesey, N. J., Llewellyn, E. J., Lloyd, N. D., Mahieu, E., Manney, G. L., Marshall, B. T., McConnell, J. C., Mc-Cormick, M. P., McDermid, I. S., McHugh, M., McLinden, C. A., Mellqvist, J., Mizutani, K., Murayama, Y., Murtagh, D. P., Oelhaf, H., Parrish, A., Petelina, S. V., Piccolo, C., Pommereau, J.-P., Randall, C. E., Robert, C., Roth, C., Schneider, M., Senten, C., Steck, T., Strandberg, A., Strawbridge, K. B., Sussmann, R., Swart, D. P. J., Tarasick, D. W., Taylor, J. R., Ttard, C., Thomason, L. W., Thompson, A. M., Tully, M. B., Urban, J., Vanhellefont, F., Vigouroux, C., von Clarmann, T., von der Gathen, P., von Savigny, C., Waters, J. W., Witte, J. C., Wolff, M., and Zawodny, J. M.: Validation of ozone measurements from the Atmospheric Chemistry Experiment (ACE), *Atmos. Chem. Phys.*, 9, 287–343, 2009.

Eilers, P. H. C., and Goeman, J.J.: Enhancing scatterplots with smoothed densities, *Bioinformatics*, Vol. 20, no. 5, pages 623–628, DOI: 10.1093/bioinformatics/btg454, 2004.

European Space Agency, GOMOS Product Handbook, Issue 3.0, 31 May 2007.

Farman, J. C., B. G. Gardiner, and J. D. Shanklin, Large losses of total ozone in Antarctica reveal seasonal ClO_x/NO_x interaction. *Nature* 315: 207-10, 1985.

Fehr, T., Barbieri, A., Dehn, A., Frerick, J., Koopman, R.M., Laur, H., De Laurentis, M., Lecomte, P., Niro, F., Saavedra de Miguel, L., and Snoeij, P.: The ENVISAT Atmospheric Chemistry Mission: Past, Present and Future, in: Proceedings of the “Envisat Symposium 2007”, Montreux, Switzerland, 23–27 April 2007 (ESA SP-636, July 2007).

Flentje, H., Renger, W., Wirth, M., and Lahoz, W.A.: Validation of contour advection simulations with airborne lidar measurements of filaments during the Second European Stratospheric Arctic and Midlatitude Experiment (SESAME), *Journal of Geophysical Research*, 105(D12), 15417-15437, 2000.

Forster, P.M. de F., and Shine, K. P.: Radiative forcing and temperature trends from stratospheric from stratospheric ozone changes, *Journal of Geophysical research*, 102 (D9), pp. 10841-10855, 1997.

Fortuin, J. P. F., and Kelder, H.: An ozone climatology based on ozonesonde and satellite measurements, *J. Geophys. Res.*, 103(D24), 31,709–31,734, 1998.

Froidevaux, L., Livesey, N. J., Read, W. G., Jiang, Y. B., Jimenez, C., Filipiak, M. J., Schwartz, M. J., Santee, M. L., Pumphrey, H. C., Jiang, J. H., Wu, D. L., Manney, G. L., Drouin, B. J., Waters, J. W., Fetzer, E. J., Bernath, P. F., Boone, C. D., Walker, K. A., Jucks, K. W., Toon, G. C., Margitan, J. J., Sen, B., Webster, C. R., Christensen, L. E., Elkins, J. W., Atlas, E., Lueb, R. A., and Hendershot, R.: Early validation analyses of atmospheric profiles from EOS MLS on the Aura satellite, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 44(5), 1106–1121, doi:10.1109/TGRS.2006.864366, 2006.

Froidevaux, L., Jiang, Y. B., Lambert, A., Livesey, N. J., Read, W. G., Waters, J. W., Browell, E. V., Hair, J. W., Avery, M. A., McGee, T. J., Twigg, L. W., Sumnicht, G. K., Jucks, K. W., Margitan, J. J., Sen, B., Stachnik, R. A., Toon, G. C., Bernath, P. F., Boone, C. D., Walker, K. A., Filipiak, M. J., Harwood, R. S., Fuller, R. A., Manney, G. L., Schwartz, M. J., Daffer, W. H., Drouin, B. J., Cofield, R. E., Cuddy, D. T., Jarnot, R. F., Knosp, B.W., Perun, V. S., Snyder, W. V., Stek, P. C., Thurstans, R. P., and Wagner, P. A.: Validation of Aura Microwave Limb Sounder stratospheric ozone measurements, *J. Geophys. Res.*, 113, D15S20, doi:10.1029/2007JD008771, 2008.

Frigge, M., D. C. Hoaglin, and B. Iglewicz, Some Implementations of the Boxplot, *The American Statistician*, Vol. 43, No. 1, pp. 50-54, 1989.

Fussen, D., F. Vanhellemont, J. Dodion, C. Bingen, K. A. Walker, C. D. Boone, S. D. McLeod, and P. F. Bernath, Initial intercomparison of ozone and nitrogen dioxide number density profiles retrieved by the ACE-FTS and GOMOS occultation experiments, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L16S02, doi:10.1029/2005GL022468, 2005.

Godin, S., Bergeret, V., Bekki, S., David, C., and Mégie, G.: Study of the interannual ozone loss and the permeability of the Antarctic polar vortex from aerosol and ozone lidar measurements in Dumont d'Urville (66.4°S, 140°E), *J. Geophys. Res.*, 106, D1, doi:10.1029/2000JD900459, 2001.

Godin S., Marchand M., and Hauchecorne A.: Influence of the Arctic polar vortex erosion on the lower stratospheric ozone amounts at Haute-Provence Observatory (44°N, 6°E), *Journal of Geophysical Research*, 107(D20), 8272, 2002.

Green, P.J.: Iteratively Reweighted Least Squares for Maximum Likelihood Estimation, and some Robust and Resistant Alternatives, *Journal of the Royal Statistical Society. Series B (Methodological)*, Vol. 46, No. 2, pp. 149-192, 1984

Gates, W.L., Boyle, J.S., Covey, C., Dease, C.G., Doutriaux, C.M., Drach R.S., Fiorino, M., Gleckler P.J., Hnilo, J.J., Marlais, S.M., Phillips, T.J., Potter, G.L., Santer, B.D., Sperber, K.R., Taylor, K.E., and Williams, D.N.: An overview of the results of the Atmospheric Model Intercomparison Project (AMIPI), *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 80, 29–55, 1999.

Guirlet, M., Barrot G., Fanton d'Andon, O., Mangin, A., Sofieva, V., Kyrölä, E., Tamminen, J., Dalaudier, F., Hauchecorne, A., Bertaux, J.L., Fussen, D., Vanhellemont, F., Meijer, Y., Fehr, T., Saavedra de Miguel, L., and Snoeij, P.: Assessment of GOMOS retrieval algorithms and quality of level 2 products, in: Proceedings of the “Envisat Symposium 2007”, Montreux, Switzerland 23–27 April 2007 (ESA SP-636, July 2007)

Grant W.B., Browell, E. V., Long, C.S., Stowe, L. L., Grainger, R. G., and Lambert, A.: Use of volcanic aerosols to study the tropical stratospheric reservoir, *Journal of Geophysical Research*, 100(2), 3973-3988, 1996.

Hauchecorne, A., Godin, S., Marchand, M., Hesse, B., and Souprayen, C.: Quantification of the transport of chemical constituents from the polar vortex to midlatitudes in the lower stratosphere using the high-resolution advection model MIMOSA and effective diffusivity, *J. Geophys. Res.*, 107(D20), 8289, doi: 10.1029/2001JD000491, 2002.

Hauchecorne, A., Bertaux, J. L., Dalaudier, F., Keckhut, P., Lemennais, P., Bekki, S., Marchand, M., Lebrun, J. C., Kyrölä, E., Tamminen, J., Sofieva, V., Fussen, D., Vanhellemont, F., Fanton d'Andon, O., Barrot, G., Blanot, L., Fehr, T., and Saavedra de Miguel, L.: Response of tropical stratospheric O₃, NO₂ and NO₃ to the equatorial Quasi-Biennial Oscillation and to temperature as seen from GOMOS/ENVISAT, *Atmos. Chem. Phys.*, 10, 8873-8879, doi:10.5194/acp-10-8873-2010, 2010.

Haynes, P.H., and Shuckburgh, E.: Effective diffusivity as a diagnostic of atmospheric transport 1.Stratosphere, *J. Geophys. Res.*, 105, 22777-22794, 2000.

Heese B., Godin S., Hauchecorne A.: Forecast and simulation of stratospheric ozone filaments: A validation of a high-resolution potential vorticity advection model by airborne ozone lidar measurements in winter 1998/1999. *Journal of Geophysical Research*, vol. 106, no D17, pp. 20011 – 20024, 2001.

Hoaglin, D. C., Mosteller, F., and Tukey, J. W.: *Understanding robust and exploratory data analysis*, New York: John Wiley, 1983.

Hocke, K., Kämpfer, N., Ruffieux, D., Froidevaux, L., Parrish, A., Boyd, I., von Clarmann, T., Steck, T., Timofeyev, Y. M., Polyakov, A. V., and Kyrölä, E.: Comparison and synergy of stratospheric ozone measurements by satellite limb sounders and the ground-based microwave radiometer SOMORA, *Atmos. Chem. Phys.*, 7, 4117-4131, 2007.

Holland, P.W., and R.E. Welsch, *Robust Regression Using Iteratively Reweighted Least-Squares*, *Communications in Statistics: Theory and Methods*, A6, 813-827, 1977.

Holton, J. R., Haynes, P. H., McIntyre, M. E., Douglas, A. R., Rood, R. B., and Pfister, L.: Stratosphere-troposphere exchange, *Reviews of Geophysics*, 33(4), 403-439, 1995.

Holton, J. R.: *An introduction to dynamic meteorology*, 3^{ème} édition, San Diego, CA, USA: Academic Press, 511 p. (International Geophysics Series, vol.48), 1992.

Hoppel, K., Bevilacqua, R., Allen, D., and Nedoluha, G.: POAM III observations of the anomalous 2002 Antarctic ozone hole, *Geophys. Res. Lett.*, 30(7), 1394, doi:10.1029/2003GL016899, 2003.

Hoppel, K., Nedoluha, G., Fromm, M., Allen, D., Bevilacqua, R., Alfred, J., Johnson, B., and König-Langlo, G.: Reduced ozone loss at the upper edge of the Antarctic Ozone Hole during 2001–2004, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L20816, doi:10.1029/2005GL023968, 2005.

Horinouchi, T., Sassi F., Boville, B. A., Synoptic-scale Rossby waves and the geographic distribution of lateral transport routes between the tropics and the extratropics in the lower stratosphere, *Journal of Geophysical Research*, 105 (D21), 26579-26592, 2000.

Huber, P. J.: Robust Estimation of a Location Parameter, *Annals of Mathematical Statistics* 35:73-101, 1964.

Huck, P. E., McDonald, A. J., Bodeker, G. E., and Struthers, H.: Interannual variability in Antarctic ozone depletion controlled by planetary waves and polar temperature, *Geophys. Res. Lett.*, 32(13), L13819, doi:10.1029/2005GL022943, 2005.

Huck, P. E., Tilmes, S., Bodeker, G. E., Randel, W. J., McDonald, A. J., and Nakajima, H.: An improved measure of ozone depletion in the Antarctic stratosphere, *J. Geophys. Res.*, 112, D11104, doi:10.1029/2006JD007860, 2007.

IPCC: Climate Change 2001: The Scientific Basis, Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Houghton, J.T., Y. Ding, D.J. Griggs, M. Noguer, P.J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell, and C.A. Johnson (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 881 pp., 2001.

Jiang, Y. B., Froidevaux, L., Lambert, A., Livesey, N. J., Read, W. G., Waters, J. W., Bojkov, B., Leblanc, T., McDermid, I. S., Godin-Beekman, S., Filipiak, M. J., Harwood, R. S., Fuller, R. A., Daffer, W. H., Drouin, B. J., Cofield, R. E., Cuddy, D. T., Jarnot, R. F., Knosp, B.W., Perun, V. S., Schwartz, M. J., Snyder, W. V., Stek, P. C., Thurstans, R. P., Wagner, P. A., Allaart, M., Andersen, S. B., Bodeker, G., Calpini, B., Claude, H., Coetzee, G., Davies, J., DeBacker, H., Dier, H., Fujiwara, M., Johnson, B., Kelder, H., Leme, N. P., König-Langlo, G., Kyrö, E., Laneve, G., Fook, L. S., Merrill, J., Morris, G., Newchurch, M., Oltmans, S., Parrondos, M. C., Posny, F., Schmidlin, F., Skrivankova, P., Stubi, R., Tarasick, D. W., Thompson, A. M., Thouret, V., Viatte, P., Vomel, H., von der Gathen, P., Yela, M., and Zablocki, G.: Validation of the Aura Microwave Limb Sounder ozone by ozonesonde and lidar measurements, *J. Geophys. Res.*, 112, D24S34, doi:10.1029/2007JD008776, 2007.

Johnson, B. J., Oltmans, S. J., Vömel, H., Deshler, T., Kroger, C., and Smit, H. G. J.: ECC ozonesonde pump efficiency measurements and sensitivity tests of buffered and unbuffered sensor solutions, *J. Geophys. Res.*, 107(D19), 4393, doi:10.1029/2001JD000557, 2002.

Jonson, J. E., Stohl, A., Fiore, A. M., Hess, P., Szopa, S., Wild, O., Zeng, G., Dentener, F. J., Lupu, A., Schultz, M. G., Duncan, B. N., Sudo, K., Wind, P., Schulz, M., Marmer, E., Cuvelier, C., Keating, T., Zuber, A., Valdebenito, A., Dorokhov, V., De Backer, H., Davies, J., Chen, G. H., Johnson, B., Tarasick, D. W., Stübi, R., Newchurch, M.J., von der Gathen, P., Steinbrecht, W., and Claude, H.: A multi-model analysis of vertical ozone profiles, *Atmos. Chem. Phys.*, 10, 5759-5783, doi:10.5194/acp-10-5759-2010, 2010.

Jost H., Loewenstein, M., Pfister, L., Margitan, J. J., Chang, A. Y., Salawitch, R. J., and Michelsen, H. A.: Laminae in the tropical middle stratosphere: Origin and age estimation, *Geophysical Research Letters*, 25(23), 4337-4340, 1998.

Kar, J., Trepte, C. R., Thomason L. W., Zawodny, J. M., Cunnold, D. M., and Wang, H. J.: On the tropospheric measurements of ozone by the Stratospheric Aerosol and Gas Experiment II (SAGE II, version 6.1) in the tropics, *Geophys. Res. Lett.*, 29(24), 2208, doi:10.1029/2002GL016241, 2002.

Keckhut, P., Hauchecorne, A., Blanot, L., Hocke, K., Godin-Beekmann, S., Bertaux, J.-L., Barrot, G., Kyrölä, E., van Gijssel, J. A. E., and Pazmino, A.: Mid-latitude ozone monitoring with the GOMOS-ENVISAT experiment version 5: the noise issue, *Atmos. Chem. Phys.*, 10, 11839-11849, doi:10.5194/acp-10-11839-2010, 2010.

Kelly, Gabrielle E., Robust Regression Estimators-The Choice of Tuning Constants, *Journal of the Royal Statistical Society, Series D (The Statistician)*, Vol. 41, No. 3, Special Issue: Conference on Applied Statistics in Ireland, 1991, pp. 303-314, 1992.

Kelly, Gabrielle E., Adaptive Choice of Tuning Constant for Robust Regression Estimators, *Journal of the Royal Statistical Society, Series D (The Statistician)*, Vol. 45, No.1, pp. 35-40, 1996.

Kerzenmacher, T. E., Keckhut, P., Hauchecorne, A., and Chanin, M.-L: Methodological uncertainties in multi-regression analyses of middle-atmospheric data series, *J. Environ. Monit*, 8, 682–690, 2006.

Krzyscin, J. W., JarosJawski, J., Rajewska-Wiech, B., Sobolewski, P. S., and Froidevaux, L.: Comparison of ozone profiles by the Umkehr measurements taken at Belsk (52°N, 21°E) with the Aura Microwave Limb Sounder overpasses: 2004 – 2006, *J. Geophys. Res.*, 113, D15S09, doi: 10.1029/2007JD008586, 2008.

Kuttippurath, J., Goutail, F., Pommereau, J.-P., Lefèvre, F., Roscoe, H. K., Pazmiño, A., Feng, W., Chipperfield, M. P., and Godin-Beekmann, S.: Estimation of Antarctic ozone loss from ground-based total column measurements, *Atmos. Chem. Phys.*, 10, 6569-6581, doi:10.5194/acp-10-6569-2010, 2010.

Kyrölä, E., Tamminen, J., Leppelmeier, G. W., Sofieva, V., Hassinen, S., Bertaux, J.-L., Hauchecorne, A., Dalaudier, F., Cot, C., Korablev, O., Hembise, O., Barrot, G., Mangin, A., Théodore, B., Guirlet, M., Etanchaud, F., Snoeij, P., Koopman, R., Saavedra, L., Fraisse, R., Fussen, D., and Vanhellefont,

F.: GOMOS on Envisat: An overview, *Adv. Space Res.*, 33, 1020–1028, doi:10.1016/S0273-1177(03)00590-8, 2004.

Kyrölä, E., Tamminen, J., Leppelmeier, G. W., Sofieva, V., Hassinen, S., Bertaux, J.-L., Hauchecorne, A., Dalaudier, F., Fussen, D., Vanhellemont, F., Fanton d'Andon, O., Barrot, G., Mangin, A., Théodore, B., Guirlet, M., Snoeij, P., Koopman, R., Saavedra, L., and Meijer, Y. J.: Nighttime ozone profiles in the stratosphere and mesosphere by the Global Ozone Monitoring by Occultation of Stars on Envisat, *J. Geophys. Res.*, 111, D24306, doi:10.1029/2006JD00577193, 2006.

Kyrölä, E., Tamminen, J., Sofieva, V., Bertaux, J.-L., Hauchecorne, A., Dalaudier, F., Fussen, D., Vanhellemont, F., Fanton d'Andon, O., Barrot, G., Mangin, A., Guirlet, M., Saavedra, L., Snoeij, P., Fehr, T., Meijer, Y., and Fraisse R.: Global distribution of ozone vertical profiles from GOMOS measurements 2002–2006, in: *Proceedings of the 'Envisat Symposium 2007'*, Montreux, Switzerland 23–27 April 2007 (ESA SP-636, July 2007).

Kyrölä, E., Tamminen, J., Sofieva, V., Bertaux, J. L., Hauchecorne, A., Dalaudier, F., Fussen, D., Vanhellemont, F., Fanton d'Andon, O., Barrot, G., Guirlet, M., Fehr, T., and Saavedra de Miguel, L.: GOMOS O₃, NO₂, and NO₃ observations in 2002–2008, *Atmos. Chem. Phys.*, 10, 7723–7738, doi:10.5194/acp-10-7723-2010, 2010a.

Kyrölä, E., Tamminen, J., Sofieva, V., Bertaux, J. L., Hauchecorne, A., Dalaudier, F., Fussen, D., Vanhellemont, F., Fanton d'Andon, O., Barrot, G., Guirlet, M., Mangin, A., Blanot, L., Fehr, T., Saavedra de Miguel, L., and Fraisse, R.: Retrieval of atmospheric parameters from GOMOS data, *Atmos. Chem. Phys.*, 10, 11881–11903, doi:10.5194/acp-10-11881-2010, 2010b.

Lahoz, W. A., Geer, A. J., and O'Neill, A.: Dynamical evolution of the 2003 southern hemisphere stratospheric winter using Envisat trace-gas observations. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 132 (619), pp. 1985–2008. ISSN 1477-870X, 2006.

Lait, L. R., An alternative form for potential vorticity, *J. Atmos. Sci.*, 51, 1754–1759, 1994.

Lambert, S. J., and G. J. Boer, CMIP1 evaluation and intercomparison of coupled climate models, *Clim. Dyn.*, 17, 83–106, 2001.

Lambert, J.-C., De Clercq, C., Vandebussche, S., and Errera, Q.: On the multi-mission validation of ozone limb sounders using NDACC network data, 5th Atmospheric Limb Conference Helsinki, Finland, November 16–19, 2009.

Lamsal, L.N., Weber, M., Tellmann, S., and Burrows, J. P.: Ozone column classified climatology of ozone and temperature profiles based on ozonesonde and satellite data, *J. Geophys. Res.*, vol. 109, D20304, doi: 10.1029/2004JD004680, 2004.

Leblanc, T., McDermid, I. S., and Hauchecorne, A.: A study of ozone variability and its connection with meridional transport in the northern Pacific lower stratosphere during summer 2002, *J. Geophys. Res.*, 109, D11105, doi:10.1029/2003JD004027, 2004.

Leblanc, T., Tripathi, O. P., McDermid, I. S., Froidevaux, L., Livesey, N. J., Read, W. G., and Waters, J. W.: Simultaneous lidar and EOS MLS measurements, and modeling, of a rare polar ozone filament event over Mauna Loa Observatory, Hawaii, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L16801, doi:10.1029/2006GL026257, 2006.

Lee, A. M., Roscoe, H.K., and Oltmans, S.: Model and measurements show Antarctic ozone loss follows edge of polar night, *Geophys. Res. Lett.*, 27, 3845– 3848, 2000.

Lee, A. M., Roscoe, H. K., Jones, A. E., Haynes, P. H., Shuckburgh, E. F., Morrey, M. W., and Pumphrey, H. C.: The impact of the mixing properties within the Antarctic stratospheric vortex on ozone loss in spring, *J. Geophys. Res.*, 106, 3203– 3211, 2001.

Legendre, P. and Legendre, L.: *Numerical ecology*, 2nd English edition, Elsevier Science BV, Amsterdam, 1998.

Lemoine, R.: Secondary maxima in ozone profiles, *Atmos. Chem. Phys.*, 4, 1085–1096, 2004.

Leovy, C. B., Sun, C.-R., Hitchman, M. H., Remsberg, E. E., Russell III, J. M., Gordley, L. L., Gille, J. C., Lyjak, L. V., Transport of ozone in the middle stratosphere: Evidence for planetary wave breaking, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 42(3), 230-244, 1985.

Liu, X., Chance, K., Sioris, C. E., Kurosu, T. P., and Newchurch, M. J.: Intercomparison of GOME, ozonesonde, and SAGE II measurements of ozone: Demonstration of the need to homogenize available ozonesonde data sets, *J. Geophys. Res.*, 111, D14305, doi:10.1029/2005JD006718, 2006.

Liu Y., Cai, Z., Kyrölä, E.: Comparison of ENVISAT GOMOS and MIPAS ozone profiles with balloon sonde measurements from Beijing, in: *Proceedings of the Dragon 1 Programme Final Results 2004–2007*, Beijing, P.R. China 21– 25 April 2008 (ESA SP-655, April 2008).

Liu, X., Bhartia, P. K., Chance, K., Froidevaux, L., Spurr, R. J. D., and Kurosu, T. P.: Validation of Ozone Monitoring Instrument (OMI) ozone profiles and stratospheric ozone columns with Microwave Limb Sounder (MLS) measurements, *Atmos. Chem. Phys.*, 10, 2539-2549, doi:10.5194/acp-10-2539-2010, 2010.

Livesey, N. J., W. V. Snyder, W. G. Read, and Wagner P. A.: Retrieval algorithms for the EOS Microwave Limb Sounder (MLS), *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 44, 1144ñ1155, 2006.

Livesey, N. J., Read, W. G., Lambert, A., Cofield, R. E., Cuddy, D. T., Froidevaux, L., Fuller, R. A., Jarnot, R. F., Jiang, J. H., Jiang, Y. B., Knosp, B. W., Kovalenko, L. J., Pickett, H. M., Pumphrey, H. C., Santee, M. L., Schwartz, M. J., Stek, P. C., Wagner, P. A., Waters, J. W., and Wu, D. L.: Earth Observing System (EOS) Microwave Limb Sounder (MLS) Version 2.2 Level 2 data quality and description document, JPL Tech. Doc. D-33509, Jet Propulsion Lab., Pasadena, CA, 2007.

Livesey, N.J., M.J. Filipiak, L. Froidevaux, W.G. Read, A. Lambert, M.L. Santee, J.H. Jiang, H.C. Pumphrey, J.W. Waters, R.E. Cofield, D.T. Cuddy, W.H. Daffer, B.J. Drouin, R.A. Fuller, R.F. Jarnot, Y.B. Jiang, B.W. Knosp, Q.B. Li, V.S. Perun, M.J. Schwartz, W.V. Snyder, P.C. Stek, R.P. Thurstans, P.A. Wagner, M. Avery, E.V. Browell, J-P. Cammas, L.E. Christensen, G.S. Diskin, R-S. Gao, H-J. Jost, M. Loewenstein, J.D. Lopez, P. Nedelec, G.B. Osterman, G.W. Sachse, and C.R. Webster: Validation of Aura Microwave Limb Sounder O₃ and CO observations in the upper troposphere and lower stratosphere, *J. Geophys. Res.* 113, D15S02, doi:10.1029/2007JD008805, 2008.

Logan, J. A.: Trends in the vertical distribution of ozone: An analysis of ozonesonde data, *J. Geophys. Res.*, 99(D12), 25553–25586, 1994.

Logan J. A., Jones, D. B. A., Megretskaia, I. A., Oltmans, S. J., Johnson, B. J. , Vomel, H., Randel, W. J. , Kimani, W. , and Schmidlin, F. J.: Quasibiennial oscillation in tropical ozone as revealed by ozonesonde and satellite data, *J. Geophys. Res.*, 108, NO. D8, 4244, doi:10.1029/2002JD002170, 2003.

Manney, G. L., Zurek, R. W., O'Neill, A., and Swinbank, R.: On the motion of air through the stratospheric polar vortex, *J. Atmos. Sci.*, 51, 2973–2994, 1994.

Manney, G. L, Zurek, R. W., Froidevaux, L., Waters, J. W., O'Neill, A., Swinbank, R. : Lagrangian transport calculations using UARS data. Part II: Ozone, *J. Atmos. Sci.*, 52, 3069–3081, 1995.

Manney, G. L., Michelsen, H., Santee, M., Gunson, M., Irion, F., Roche, A., and Livesey, N.: Polar vortex dynamics during spring and fall diagnosed using trace gas observations from the Atmospheric Trace Molecule Spectroscopy instrument, *J. Geophys. Res.*, 104, 18,841– 18,866, 1999.

Manney, G. L., Santee, M. L., Livesey, N. J., Froidevaux, L., Read, W. G., Pumphrey, H. C., Waters, J. W.: and Pawson, S.: EOS Microwave Limb Sounder observations of the Antarctic polar vortex breakup in 2004, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L12811, doi: 10.1029/2005GL022823, 2005.

Manney, G. L., Santee, M. L., Froidevaux, L., Hoppel, K., Livesey, N. J., and Waters, J. W.: EOS MLS observations of ozone loss in the 2004–2005 Arctic winter, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L04802, doi: 10.1029/2005GL024494, 2006.

Marchand, M., Godin, S., Hauchecorne, A., Lefèvre, F., Bekki, S., and Chipperfield, M.: Influence of polar ozone loss on northern midlatitude regions estimated by a high-resolution chemistry transport model during winter 1999/2000, *J. Geophys. Res.*, 108(D5), 8326, doi:10.1029/2001JD000906, 2003.

Mariotti A., Moustou M., Legras B., and Teitelbaum, H.: Comparison between vertical ozone soundings and reconstructed potential vorticity maps by contour advection with surgery. *Journal of Geophysical Research*, vol. 102, no D5, pp. 6131 – 6142, 1997.

Mariotti, A., Mechoso, C. R., Legras, B., Daniel, V.: The Evolution of the Ozone “Collar” in the Antarctic Lower Stratosphere during Early August 1994 , *Journal of the Atmospheric Sciences*, Volume 57, Issue 3, pp. 402-414, 2000.

McCormick, M. P., Steele, H. M., Hamill, P. and Chu, W. P.: Polar stratospheric clouds sighted by SAM II, *J. Atmos. Sci.*, 39, 1387-1397, 1982.

McElroy, M. B., Salawitch, R. J., Wofsy, S. C., and Logan, J. A.: Reductions of Antarctic ozone due to synergistic interactions of chlorine and bromine, *Nature*, 321, 759–762, 1986.

McGill, R., J. W. Tukey, W. A. Larsen, Variations of Box Plots, *The American Statistician*, Vol. 32, No. 1, pp. 12-16, 1978.

McIntyre, M. E., and Palmer, T. N.: Breaking planetary waves in the stratosphere, *Nature*, 305, 593–600, 1983.

McIntyre, M. E., and Palmer, T. N.: The “surf zone” in the stratosphere, *J. Atmos. Terr. Phys.*, 46, 825–849, 1984.

McIntyre, M. E.: The stratospheric polar vortex and sub-vortex: Fluid dynamics and midlatitude ozone loss, *Phil. Trans. R. Soc. Lond., Ser. A*, 352, 227–240, 1995.

McPeters R. D., Hofmann, D. J., Clark, M., Flynn, L., Froidevaux, L., Gross, M., Johnson, B., Koenig, G., Liu, X., McDermid, S., McGee, T., Murcray, F., Newchurch, M. J., Oltmans, S., Parrish, A., Schnell, R., Singh, U., Tsou, J. J., Walsh, T. and Zawodny, J. M.: Results from the 1995 Stratospheric Ozone Profile Intercomparison at Mauna Loa, *Journal of Geophysical Research*, vol. 104, no. D23, pages 30,505–30,514, December 20, 1999.

McPeters, R. D., Labow, G. J., and Logan, J. A.: Ozone climatological profiles for satellite retrieval algorithms, *J. Geophys. Res.*, 112, D05308, doi:10.1029/2005JD006823, 2007.

Meijer, Y. J., Swart, D. P. J., Allaart, M., Andersen, S. B., Bodeker, G., Boyd, I., Braathen, G., Calisesi, Y., Claude, H., Dorokhov, V., von der Gathen, P., Gil, M., Godin-Beekmann, S., Goutail, F., Hansen, G., Karpetchko, A., Keckhut, P., Kelder, H. M., Koelemeijer, R., Kois, B., Koopman, R. M., Kopp, G., Lambert, J.-C., Leblanc, T., McDermid, I. S., Pal, S., Schets, H., Stubi, R., Suortti, T., Viscont G., and Yela, M.: Pole-to-pole validation of Envisat GOMOS ozone profiles using data from groundbased and balloon sonde measurements, *J. Geophys. Res.*, 109, D23305, doi:10.1029/2004JD004834, 2004.

Molina, M. J., and Rowland, F. S.: Stratospheric sink for chlorofluoromethanes: Chlorine atom catalyzed destruction of ozone, *Nature*, 249, 810-812, 1974.

Morris, G. A., Gleason, J. F., Russell III, J. M., Schoeberl, M. R., and McCormick, M. P.: A comparison of HALOE V19 with SAGE II V6.00 ozone observations using trajectory mapping, *J. Geophys. Res.*, 107(D13), 4177, doi:10.1029/2001JD000847, 2002.

Moustaoui, M., Teitelbaum, H., and Valero, F. P. J.: Ozone laminae inside the Antarctic vortex produced by poleward filaments, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 129, pp. 3121–3136, 2003.

Müller, R., and Günther, G.: A Generalized Form of Lait’s Modified Potential Vorticity, *Journal of the Atmospheric Sciences*, Volume 60, Issue 17, pp. 2229-2237, 2003.

Mze, N., Hauchecorne, A., Bencherif, H., Dalaudier, F., and Bertaux, J.-L.: Climatology and comparison of ozone from ENVISAT/GOMOS and SHADOZ/balloon-sonde observations in the southern tropics, *Atmos. Chem. Phys.*, 10, 8025-8035, doi:10.5194/acp-10-8025-2010, 2010.

Nakamura, N.: Two Dimensional Mixing, Edge Formation and Permeability Diagnosed in an Area Coordinate. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 53 (11), 1524-1537, 1996.

Nair, P. J., Godin-Beekmann, S., Pazmiño, A., Hauchecorne, A., Ancellet, G., Petropavlovskikh, I., Flynn, L. E., and Froidevaux, L.: Coherence of long-term stratospheric ozone vertical distribution time series used for the study of ozone recovery at a northern mid-latitude station, *Atmos. Chem. Phys.*, 11, 4957-4975, doi:10.5194/acp-11-4957-2011, 2011.

Nevison, C. D., Mahowald, N. M., Doney, S. C., Lima, I. D., and Cassar, N.: Impact of variable air-sea O₂ and CO₂ fluxes on atmospheric potential oxygen (APO) and land-ocean carbon sink partitioning, *Biogeosciences*, 5, 875-889, doi:10.5194/bg-5-875-2008, 2008.

Newchurch, M.J., et al., 2003: Evidence for slowdown in stratospheric ozone loss: First stage of ozone recovery. *J. Geophys. Res.*, 108, 4507, doi: 10.1029/2003JD003471.

Newman, P.A., Lait, L.R., Schoeberl, M.R., Seabloom, M., Coy, L., Rood, R., Swinbank, R., Proffitt, M., Loewenstein, M., Podolske, J.R., Elkins, J.W., Webster, C.R., May, R. D., Fahey, D.W., Dutton, G.S., and Chan, K.R.: Measurements of polar vortex air in the midlatitudes, *J. Geophys. Res.*, 101, D8, doi: 10.1029/95JD03387, 1996.

Newman, P. A., Kawa, S. R., and Nash, E. R.: On the size of the Antarctic ozone hole, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L21104, doi: 10.1029/2004GL020596, 2004.

Newman, P. A., Nash, E. R., Kawa, S. R., Montzka, S. A., and Schauffler, S. M.: When will the Antarctic ozone hole recover?, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L12814, doi: 10.1029/2005GL025232, 2006.

Niemeijer, S.V. BEAT-The Basic ENVISAT Atmospheric Toolbox, in: Proceedings of the 'Envisat Symposium 2007', Montreux, Switzerland, 23–27 April 2007 (ESA SP-636, July 2007).

Niro, F., Del Cavallo, D., Barrot, G., Fehr, T.: Data Processing and Quality Control activities in support to the GOMOS Mission, in: Proceedings of the 'Envisat Symposium 2007', Montreux, Switzerland, 23–27 April 2007 (ESA SP-636, July 2007).

O'Leary, D.P.: Robust Regression Computation Using Iteratively Reweighted Least Squares, *SIAM J. Journal of Matrix Analysis and Applications*, 11: 466-480, 1990.

Öllers M. C., van Velthoven, P. F. J., Kelder, H. M., and Kamp, L. P. J.: A study of the leakage of the Antarctic polar vortex in late austral winter and spring using isentropic and 3-D trajectories, *J. Geophys. Res.*, 107(D17), 4328, doi: 10.1029/2001JD001363, 2002.

Olsen, M. A., Douglass, A. R., Schoeberl, M. R., Rodriguez, J. M., and Yoshida, Y.: Interannual variability of ozone in the winter lower stratosphere and the relationship to lamina and irreversible transport, *J. Geophys. Res.*, 115, D15305, doi: 10.1029/2009JD013004, 2010.

Orsolini, Y. J.: On the formation ozone laminae at the edge of the Arctic polar vortex, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 121, 1923–1941, 1995.

Orsolini, Y., Hansen, J., Hoppe, G., Manney, U.-P., and Fricke, G. L.: Dynamical modelling of wintertime lidar observations in the Arctic: Ozone laminae and ozone depletion, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 123, 785– 800, 1997.

Orsolini Y. J., and Grant, W. B.: Seasonal formation of nitrous oxide laminae at the edge of the Arctic polar vortex, *Quarterly Journal of the Meteorological Society*, 121(528), 1923-1941, 2000.

Perlwitz, J., Pawson, S., Fogt, R. L., Nielsen, J. E., and Neff, W. D.: Impact of stratospheric ozone hole recovery on Antarctic climate, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L08714, doi: 10.1029/2008GL033317, 2008.

Plumb, R. A., Waugh, D. W., Atkinson, R. J., Newman, P. A., Lait, L. R., Schoeberl, M. R., Browell, E. V., Simmons, A. J., and Loewenstein, M.: Intrusions into the lower stratospheric Arctic vortex during the winter of 1991-1992, *Journal of Geophysical Research*, 99(D1), 1089-1105, 1994.

Plumb, R. A.: Stratospheric transport, *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 80,793-809, 2002.

Polvani, L. M., and Plumb, R. A.: Rossby wave breaking, Microbreaking, filamentation and secondary vortex formation: The dynamics of a perturbed vortex, *J. Atmos.Sci.*,49, 462-476, 1992.

Portafaix, T., Morel, B., Bencherif, H., Baldy, S., Godin-Beekmann, S., and Hauchecorne, A.: Fine-scale study of a thick stratospheric ozone lamina at the edge of the southern subtropical barrier, *J. Geophys. Res.*, 108(D6), 4196, doi: 10.1029/2002JD002741, 2003.

Räisänen, J., Objective comparison of patterns of CO₂ induced climate change in coupled GCM experiments, *Clim. Dyn.*, 13, 197–211, 1997.

Randel, W. J., and F. Wu, A stratospheric ozone profile data set for 1979–2005: Variability, trends, and comparisons with column ozone data, *J. Geophys. Res.*, 112, D06313, doi:10.1029/2006JD007339, 2007.

Raynaud, S., Aumont, O., Rodgers, K. B., Yiou, P., and Orr, J. C.: Interannual-to-decadal variability of North Atlantic air-sea CO₂ fluxes, *Ocean Sci.*, 2, 43–60, 2006.

Reid, S. J., and Vaughan, G.: Lamination in ozone profiles in the lower stratosphere, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 117, 825–844, 1991.

Reid, S., Vaughan, G., and Kyro, E.: Occurrence of Ozone Laminae Near the Boundary of the Stratospheric Polar Vortex, *J. Geophys. Res.*, 98, D5, doi: 10.1029/93JD00230, 1993.

Renard, J., Berthet, G., Brogniez, C., Catoire, V., Fussen, D., Goutail, F., Oelhaf, H., Pommereau, J., Roscoe, H. K., Wetzell, G., Chartier, M., Robert, C., Balois, J., Verwaerde, C., Auriol, F., Francois, P., Gaubicher, B., and Wursteisen, P.: Validation of GOMOS-Envisat vertical profiles of O₃, NO₂, NO₃, and aerosol extinction using balloon-borne instruments and analysis of the retrievals, *J. Geophys. Res. (Space Physics)*, 113, A02302, doi:10.1029/2007JA012345, 2008.

Rogers, H. L., Norton, W. A., Lamber, A., and Grainger, R. G.: Transport of Mt. Pinatubo aerosol by tropospheric synoptic-scale and stratospheric planetary-scale waves, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 124(545), 193-209, 1998.

Santee, M. L., Manney, G. L., Livesey, N. J., Froidevaux, L., MacKenzie, I. A., Pumphrey, H. C., Read, W. G., Schwartz, M. J., Waters, J. W., and Harwood, R. S.: Polar processing and development of the 2004 Antarctic ozone hole: First results from MLS on Aura, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L12817, doi: 10.1029/2005GL022582, 2005.

Scherrer, B.: *Biostatistique*, 2e édition, Volume 2, ISBN13 : 9782896320066, Éditeur : Gaëtan Morin, 2009.

Schmittner, A., Latif, M., and Schneider, B.: Model projections of the North Atlantic thermohaline circulation for the 21st century assessed by observations, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L23710, doi:10.1029/2005GL024368, 2005.

Schneider M, Blumenstock T, Hase F, Höpfner M, Cuevas E, Redondas A, et al.: Ozone profiles and total column amounts derived at Izaña, Tenerife Island, from FTIR solar absorption spectra, and its validation by an Intercomparison to ECC-sonde and Brewer spectrometer measurements. *JQSRT* 2005; 91:245–74, 2005.

Schoeberl, M. R.: Dynamics weaken the polar hole, *Nature*, 336, 420–421, 1988.

Schoeberl, M. R., Lait, L. R., Newman, P. A., and Rosenfield, J. E.: The structure of the polar vortex, *J. Geophys. Res.*, 97(D8), 7859–7882, 1992.

Schoeberl, M. R., and Newman, P. A.: A multiple-level trajectory analysis of vortex filaments, *Journal of Geophysical Research*, 100(D12), 25801-25815, 1995

Schoeberl, M. R., Douglass, A. R., Hilsenrath, E., Bhartia, P. K., Beer, R., Waters, J. W., Gunson, M. R., Froidevaux, L., Gille, J. C., Barnett, J. J., Levelt, P. F., and DeCola, P.: Overview of the EOS Aura mission, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 44(5), 1066–1074, 2006a.

Schoeberl, M. R., Kawa, S. R., Douglass, A. R., McGee, T. J., Browell, E. V., Waters, J., Livesey, N., Read, W., Froidevaux, L., Santee, M. L., Pumphrey, H. C., Lait, L. R., and Twigg, L.: Chemical observations of a polar vortex intrusion, *J. Geophys. Res.*, 111, D20306, doi: 10.1029/2006JD007134, 2006b.

Schoeberl, M. R., A. R. Douglass, and J. Joiner, Introduction to special section on Aura Validation, *J. Geophys. Res.*, 113, D15S01, doi:10.1029/2007JD009602, 2008.

Semane, N., Bencherif, H., Morel, B., Hauchecorne, A., and Diab, R. D.: An unusual stratospheric ozone decrease in the Southern Hemisphere subtropics linked to isentropic air-mass transport as observed over Irene (25.5° S, 28.1° E) in mid-May 2002, *Atmos. Chem. Phys.*, 6, 1927-1936, doi: 10.5194/acp-6-1927-2006, 2006.

Shaw, T. A., and Shepherd, T. G.: Raising the roof, *Nature Geoscience* 1, 12-13, doi:10.1038/ngeo.2007.53, 2008.

Shepherd, T. G.: The middle atmosphere, *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 62, 1587-1601, 2000.

Shepherd, T. G., Plumb, R. A., and Wofsy, S. C.: Preface to JAS Special Issue on the Antarctic Stratospheric Sudden Warming and Split Ozone Hole of 2002, *J. Atmos. Sci.* 62, 565–566, 2005.

Shepherd, T. G.: Transport in the middle atmosphere, *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 2007.

Shuckburgh, E., Norton, W., Iwi, A., and Haynes, P.: Influence of the quasi-biennial oscillation on isentropic transport and mixing in the tropics and subtropics, *Journal of Geophysical Research*, 106(D13), 14327-14337, 2001.

Sinnhuber, B.-M., Weber, M., Amankwah, A., and Burrows, J. P.: Total ozone during the unusual Antarctic winter of 2002, *Geophys. Res. Lett.*, 30(11), 1580, doi: 10.1029/2002GL016798, 2003.

Sivakumar, V., Portafaix, T., Bencherif, H., Godin-Beekmann, S., and Baldy, S.: Stratospheric ozone climatology and variability over a southern subtropical site: Reunion Island (21°S; 55°E), *Ann. Geophys.*, 25, 2321–2334, 2007.

Smit, H.G.J., Kley, D., JOSIE: The 1996 WMO International Intercomparison of Ozonesondes under Quasi Flight Conditions in the Environmental Simulation Chamber at Jülich, WMO Global Atmosphere Watch report series, No. 130 (Technical Document No. 926). World Meteorological Organization, Geneva, 1998.

Smit, H.G.J., et al., Assessment of the performance of ECC-ozonesondes under quasi-flight conditions in the environmental simulation chamber: results from the Jülich Ozonesonde Intercomparison Experiment chamber (JOSIE), *Journal of Geophysical Research*, 112 (D19306). doi:10.1029/2006JD007308, 2007.

Sofieva, V.F., Tamminen, J., and Kyrölä, E.: Modeling errors of GOMOS measurements: A sensitivity study, in: *Atmosphere and Climate, Studies by Occultation Methods*, pages 67–78, Springer, 2006.

Sofieva, V. F., Kan, V., Dalaudier, F., Kyrölä, E., Tamminen, J., Bertaux, J.-L., Hauchecorne, A., Fussen, D., and Vanhellemont, F.: Influence of scintillation on quality of ozone monitoring by GOMOS, *Atmos. Chem. Phys.*, 9, 9197–9207, 2009.

Solomon, S., Garcia, R. R., Rowland, F. S., and Wuebbles, D. J.: On the depletion of Antarctic ozone, *Nature*, 321, 755-758, 1986.

Solomon, S.: Stratospheric ozone depletion: A review of concepts and history, *Reviews of Geophysics*, 37, 3, pages 275–316, August 1999.

Steinbrecht, W., Claude, H., Schöenborn, F., McDermid, I. S., Leblanc, T., Godin, S., Song, T., Swart, D. P. J., Meijer, Y. J., Bodeker, G. E., Connor, B. J., Kämpfer, N., Hocke, K., Calisesi, Y., Schneider, N., de la Noë, J., Parrish, A. D., Boyd, I. S., Brühl, C., Steil, B., Giorgetta, M. A., Manzini, E., Thomason, L.W., Zawodny, J. M., McCormick, M. P., Russell, J. M., Bhartia, P. K., Stolarski, R. S., and Hollandsworth-Frith, S. M.: Long-term evolution of upper stratospheric ozone at selected stations of the Network for the Detection of Stratospheric Change (NDSC), *J. Geophys. Res. Atmos.*, 111, D10308, doi:10.1029/2005JD006454, 2006.

Steinbrecht, W., Claude, H., Schöenborn, F., McDermid, I. S., Leblanc, T., Godin-Beekmann, S., Keckhut, P., Hauchecorne, A., van Gijssel, J. A. E., Swart, D. P. J., Bodeker, G. E., Parrish, A., Boyd, I. S., Kämpfer, N., Hocke, K., Stolarski, R. S., Frith, S. M., Thomason, L. W., Remsberg, E. E., von Savigny, C., Rozanov, A., and Burrows, J. P.: Ozone and temperature trends in the upper stratosphere at five stations of the network for the detection of atmospheric composition change, *Int. J. Remote Sens.*, 30, 3875–3886, 2009.

Stolarski, R. S., and Cicerone, R. J.: Stratospheric chlorine: A possible sink for ozone, *Can. J. Chem.*, 52, 1610–1615, 1974.

Stolarski, R. S., Bloomfield, P., McPeters, R. D., and Herman, J. R.: Total ozone trends deduced from Nimbus 7 TOMS data, *Geophys. Res. Lett.*, 18, 1015–1018, 1991.

Stratospheric Processes and their Role in Climate (SPARC), Assessment of trends in the vertical distribution of ozone, Report 1, edited by: Harris, N., Hudson, R., and Philips, C., report No. 1, World Meteorological Organisation, Rep# 43, 1998.

Street, J.O., R.J. Carroll, and D. Ruppert, A Note on Computing Robust Regression Estimates via Iteratively Reweighted Least Squares, *The American Statistician*, 42, 152-154, 1988.

Schwartz, M. J., Lambert, A., Manney, G. L., Read, W. G., Livesey, N. J., Froidevaux, L., Ao, C. O., Bernath, P. F., Boone, C. D., Cofield, R. E., Daffer, W. H., Drouin, B. J., Fetzer, E. J., Fuller, R. A., Jarnot, R. F., Jiang, J. H., Jiang, Y. B., Knosp, B. W., Kruger, K., Li, J.-L. F., Mlynchak, M. G., Pawson, S., Russell III, J. M., Santee, M. L., Snyder, W. V., Stek, P. C., Thurstans, R. P., Tompkins, A. M., Wagner, P. A., Walker, K. A., Waters, J.W., and Wu, D. L.: Validation of the Aura Microwave Limb Sounder temperature and geopotential height measurements, *J. Geophys. Res.*, 113, D15S11, doi:10.1029/2007JD008783, 2008.

Tamminen, J., Karhu, J. A., Kyrölä, E., Hassinen, S., Kyrö, E., Karpechko, A. Y., and Piacentini, E.: GOMOS Ozone Profiles at High Latitudes: Comparison with Marambio and Sodankylä Sonde Measurements, in: *Atmosphere and Climate, Studies by Occultation Methods*, Springer Berlin Heidelberg, doi: 10.1007/3-540-34121-8, 2006.

Tamminen, J., Kyrölä, E., Sofieva, V. F., Laine, M., Bertaux, J.-L., Hauchecorne, A., Dalaudier, F., Fussen, D., Vanhellefont, F., Fanton-d'Andon, O., Barrot, G., Mangin, A., Guirlet, M., Blanot, L., Fehr, T., Saavedra de Miguel, L., and Fraisse, R.: GOMOS data characterisation and error estimation, *Atmos. Chem. Phys.*, 10, 9505-9519, doi:10.5194/acp-10-9505-2010, 2010.

Tamminen, J., Kyrölä, E., Sofieva, V., Tukiainen, S., Laine, M., Bertaux, J.-L., Hauchecorne, A., and Fussen, D.: GOMOS stellar occultation measurements, SPARC/IOC/WMO/IGACO-O3/UV workshop on Past changes in the vertical distribution of ozone, WMO, Geneva, January 25-27, 2011.

Taylor, K.: Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram, *J. Geophys. Res.*, 107, 7183–7192, 2001.

Thompson, A. M., Witte, J. C., McPeters, R. D., Oltmans, S. J., Schmidlin, F. J., Logan, J. A., Fujiwara, M., Kirchhoff, V. W. J. H., Posny, F., Coetzee, G. J. R., Hoegger, B., Kawakami, S., Ogawa, T., Johnson, J. B., Vömel, H., and Labow, G.: 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.*, 108, 8238, doi:10.1029/2001JD000967, 2003a.

Thompson, A. M., Witte, J. C., Smit, H. G. J., Oltmans, S. J., Johnson, J. B., Kirchhoff, V. W. J. H., and Schmidlin, F. J.: Southern Hemisphere Additional Ozonesondes (SHADOZ) 1998–2004 tropical ozone climatology: 3. Instrumentation, station-to-station variability, and evaluation with simulated flight profiles, *J. Geophys. Res.*, 112, D03304, doi: 10.1029/2005JD007042, 2007.

Thompson, A. M., Oltmans, S. J., Tarasick, D. W., Von der Gathen, P., Smit, H. G. J., and Witte, J. C.: Strategic ozone sounding networks: Review of design and accomplishments, *Atmospheric Environment*, Volume 45, Issue 13, Pages 2145-2163, April 2011.

Tao, X., and Tuck, A.: On the distribution of cold air near the vortex edge in the lower stratosphere, *J. Geophys. Res.*, 99, D2, doi:10.1029/93JD02054, 1994

Tiao, G. C., Daming, X., Pedrick, J. H., Xiaodong, Z., and Reinsel, G. C.: Effect of autocorrelation and temporal schemes on estimates of trend and spatial correlation, *J. Geophys. Res.*, 95, 20507–20517, 1990.

Tilmes, S., Müller, R., Groöß, J.-U., Spang, R., Sugita, T., Nakajima, H., and Sasano, Y.: Chemical ozone loss and related processes in the Antarctic winter 2003 based on Improved Limb Atmospheric Spectrometer (ILAS)–II observations, *J. Geophys. Res.*, 111, D11S12, doi: 10.1029/2005JD006260, 2006.

Tilmes, S., Müller, R., Engel, A., Rex, M., and Russell III, J. M.: Chemical ozone loss in the Arctic and Antarctic stratosphere between 1992 and 2005, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L20812, doi: 10.1029/2006GL026925, 2006.

Tomikawa, Y. and Sato, K., Ozone Enhanced Layers in the 2003 Antarctic Ozone Hole, *Journal of the Meteorological Society of Japan*, Vol. 88, No. 1, pp. 1--14, DOI:10.2151/jmsj.2010-101, 2010.

Tukey, J. W., *Exploratory Data Analysis (Limited Preliminary Edition)*, Vol. 1, Ch. 5, Reading, Mass: Addison-Wesley Publishing Co., 1970.

Tukey, J. W., *Exploratory Data Analysis (First Edition)*, Reading, Mass: Addison Wesley Publishing Co., 1977.

Vandenbussche, S., De Clercq, C., Granville, J., Lambert, J.-C., and the NDACC-affiliated ozone profiling teams: NDACC-based detection of long-term drifts in nine satellite ozone profile data records, Third GEOmon General Assembly Royal Astronomical Society, London, UK, 18-20 January 2010.

van Gijssels, J. A. E., Swart, D. P. J., Baray, J.-L., Bencherif, H., Claude, H., Fehr, T., Godin-Beekmann, S., Hansen, G. H., Keckhut, P., Leblanc, T., McDermid, I. S., Meijer, Y. J., Nakane, H., Quel, E. J., Stebel, K., Steinbrecht, W., Strawbridge, K. B., Tatarov, B. I., and Wolfram, E. A.: GOMOS ozone profile validation using ground-based and balloon sonde measurements, *Atmos. Chem. Phys.*, 10, 10473-10488, doi:10.5194/acp-10-10473-2010, 2010.

Vanhellemont, F., Fussen, D., Bingen, C., Kyrölä, E., Tamminen, J., Sofieva, V., Hassinen, S., Verronen, P., Seppälä, A., Bertaux, J. L., Hauchecorne, A., Dalaudier, F., Fanton d'Andon, O., Barrot, G., Mangin, A., Theodore, B., Guirlet, M., Renard, J. B., Fraisse, R., Snoeij, P., Koopman, R.,

and Saavedra, L.: A 2003 stratospheric aerosol extinction and PSC climatology from GOMOS measurements on Envisat, *Atmos. Chem. Phys.*, 5, 2413–2417, 2005.

Vanhellemont, F., Fussen, D., Matshvili, N., Tétard, C., Bingen, C., Dekemper, E., Loodts, N., Kyrölä, E., Sofieva, V., Tamminen, J., Hauchecorne, A., Bertaux, J.-L., Dalaudier, F., Blanot, L., Fanton d'Andon, O., Barrot, G., Guirlet, M., Fehr, T., and Saavedra, L.: Optical extinction by upper tropospheric/stratospheric aerosols and clouds: GOMOS observations for the period 2002–2008, *Atmos. Chem. Phys.*, 10, 7997-8009, doi:10.5194/acp-10-7997-2010, 2010.

Vanicek, K.: Differences between ground Dobson, Brewer and satellite TOMS-8, GOME-WFDOAS total ozone observations at Hradec Kralove, Czech, *Atmos. Chem. Phys.*, 6, 5163-5171, doi:10.5194/acp-6-5163-2006, 2006.

Vautard, R., Builtjes, P., Thunis, P., Cuvelier, K., Bedogni, M., Bessagnet, B., Honoré, C., Moussiopoulos, N., Schaap, M., Stern, R., Tarrason, L., and van Loon, M.: Evaluation and intercomparison of Ozone and PM10 simulations by several chemistry-transport models over 4 European cities within the City-Delta project, *Atmospheric Environment*, 41, pp. 173–188, doi:10.1016/j.atmosenv.2006.07.039, 2007.

Verronen, P. T., Kyrölä, E., Tamminen, J., Funke, B., Gil-Lopez, S., Kaufmann, M., Lopez-Puertas, M., Clarmann, T. v., Stiller, G., Grabowski, U., and Höpfner, M.: A comparison of nighttime GOMOS and MIPAS ozone profiles in the stratosphere and mesosphere, *Adv. Space Res.*, 36, 958–966, 2005.

Wang, H. J., Cunnold, D. M., Thomason, L. W., Zawodny, J. M., and Bodeker, G. E.: Assessment of SAGE version 6.1 ozone data quality, *J. Geophys. Res.*, 107(D23), 4691, doi:10.1029/2002JD002418, 2002.

Waters, J.W., Froidevaux, L., Harwood, R. S., Jarnot, R. F., Pickett, H. M., Read, W. G., Siegel, P. H., Cofield, R. E., Filipiak, M. J., Flower, D. A., Holden, J. R., Lau, G. K., Livesey, N. J., Manney, G. L., Pumphrey, H. C., Santee, M. L., Wu, D. L., Cuddy, D. T., Lay, R. R., Loo, M. S., Perun, V. S., Schwartz, M. J., Stek, P. C., Thurstans, R. P., Boyles, M. A., Chandra, K. M., Chavez, M. C., Chen, G.-S., Chudasama, B. V., Dodge, R., Fuller, R. A., Girard, M. A., Jiang, J. H., Jiang, Y., Knosp, B. W., LaBelle, R. C., Lam, J. C., Lee, K. A., Miller, D., Oswald, J. E., Patel, N. C., Pukala, D. M., Quintero, O., Scaff, D. M., Van Snyder, W., Tope, M. C., Wagner, P. A., and Walch, M. J.: The Earth Observing System Microwave Limb Sounder (EOS MLS) on the Aura satellite, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 44(5), 1075–1092, doi:10.1109/TGRS.2006.873771, 2006.

Wauben, W. M. F., Bintanja, R., van Velthoven, P. J. F., and Kelder, H.: On the magnitude of transport out of the Antarctic polar vortex, *J. Geophys. Res.*, 102, 1229– 1238, 1997.

Waugh, D. W., Plumb, R. A., Atkinson, R. J., Schoeberl, M. R., Lait, L. R., Newman, P. A., Loewenstein, M., Toohey, D. W., Avallone, L. M., Webster, C. R., and May, R. D.: Transport of material out of the stratospheric Arctic vortex by Rossby wave breaking, *J. Geophys. Res.*, 99, 1071– 1088, 1994a.

Waugh, D. W., Plumb, R. A., Newman, P. A., Schoeberl, M. R., Lait, L. R., Loewenstein, M.; Podolske, J. R., Elkins, J. W., and Chan, K. R.: Fine-scale, poleward transport of tropical air during AASE 2, *Geophysical Research Letters* (ISSN 0094-8276), vol. 21, no. 23, p. 2603-2606, 1994b.

Waugh, D. W.: Seasonal variation of isentropic transport out of the tropical stratosphere, *J. Geophys. Res.*, 101(D2), 4007–4023, 1996.

Waugh, D. W., et al.: Mixing of polar vortex air into middle latitudes as revealed by tracer-tracer scatterplots, *J. Geophys. Res.*, 102, 13,119 – 13,134, 1997.

Weatherhead, E. C., Reinsel, G. C., Tiao, G. C., Meng, X., Choi, D., Cheang, W., Keller, T., DeLuis, J., Wuebbles, D. J., Kerr, J. B., Miller, A. J., Oltmans, S. J., and Frederick, J. E.: Factor affecting the detection of trends: Statistical considerations and application to environmental data, *J. Geophys. Res.*, 103(D14), 17149–17161, 1998.

Weatherhead, E. C., and Andersen, S. B.: The search for signs of ozone recovery, *Nature*, 441, 39– 45, 2006.

Weber, M., Lamsal, L. N., Coldewey-Egbers, M., Bramstedt, K., and Burrows, J. P.: Pole-to-pole validation of GOME WFDOS total ozone with groundbased data, *Atmos. Chem. Phys.*, 5, 1341-1355, doi:10.5194/acp-5-1341-2005, 2005.

Witte, J. C., Schoeberl, M. R., Douglass, A. R., and Thompson, A. M.: The Quasi-biennial Oscillation and annual variations in tropical ozone from SHADOZ and HALOE. *Atmos. Chem. Phys.*, 8, 3929– 3936, 2008.

WMO, Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2006, World Meteorological Organization, Global Ozone Research and Monitoring Project, Report N°50, Switzerland, 2007.

Wofsy, S. C., McElroy, M. B., and Yung, Y. L.: The chemistry of atmospheric bromine, *Geophys. Res. Lett.*, 2(6), 215–218, doi:10.1029/GL002i006p00215, 1975.

Wu, W., Lynch, A. H., Drobot, S., Maslanik, J., McGuire, A.D., and Herzfeld, U.: Comparative analysis of the western Arctic surface climate among observations and model simulations, *Earth Interact.*, 11, 1–24, doi:10.1175/EI202.1, 2007.

Yang, E.-S., Cunnold, D. M., Newchurch, M. J., and Salawitch, R. J.: Change in ozone trends at southern high latitudes, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L12812, doi 10.1029/2004GL022296, 2005.

Yang, E.-S., D. M. Cunnold, R. J. Salawitch, M. P. McCormick, J. Russell III, J. M. Zawodny, S. Oltmans, and Newchurch, M. J.: Attribution of recovery in lower-stratospheric ozone, *J. Geophys. Res.*, 111, D17309, doi:10.1029/2005JD006371, 2006.

Yang, E.-S., Cunnold, D. M., Newchurch, M. J., Salawitch, R. J., McCormick, M. P., Russell III, J. M., Zawodny, J. M., and Oltmans, S. J.: First stage of Antarctic ozone recovery, *J. Geophys. Res.*, 113, D20308, doi:10.1029/2007JD009675, 2008.

Annexe

Annexe A : Diagramme de Taylor

Nous avons utilisé, dans le troisième chapitre, différents types d'estimateurs statistiques pour étudier les performances de différents instruments : moyenne, écart type, quantiles, écart interquartile. Ces outils standards peuvent être complétés par le diagramme de Taylor (Taylor et al., 2001). Celui-ci permet de quantifier et de visualiser les performances de différents modèles, de différentes versions d'algorithme ou de différents instruments par rapport à une référence donnée. Par exemple, des études sur les performances des modèles liés au changement climatique ont utilisé un tel diagramme (Räsänen et al., 1997 ; Gates et al., 1999 ; Lambert and Boer, 2001; IPCC, 2001). De même, plusieurs études ont utilisé le diagramme de Taylor pour étudier le degré de correspondance entre différents modèles et les observations (Raynaud et al. 2006 ; Nevison et al., 2008 ; Schmittner et al., 2005 ; Wu et al., 2007). Cet outil statistique a également été utilisé pour la visualisation de la correspondance entre différentes simulations et les observations de l'ozone (Brulfert et al., 2007; Vautard et al., 2007; Krzyscin et al., 2008; Jonson et al., 2010). Par exemple, Krzyscin et al. (2008) ont établi une comparaison de profils d'ozone entre les mesures Umkher d'un spectrophotomètre Dobson (UMK92 et UMK04) et l'instrument MLS (version 1.5 et version 2.2) sur Belsk (52°N, 21° E). Ils ont utilisé les diagrammes de Taylor pour comparer les valeurs d'ozone sur différents niveaux de la stratosphère, entre les deux instruments. Jonson et al. (2010) ont également utilisé les diagrammes de Taylor pour comparer les sorties de différents modèles et les observations de sondes ozone dans la troposphère, sur différentes stations. Nous allons montrer par la suite que ce nouvel outil pourrait être intéressant à utiliser pour de futures comparaisons entre différents algorithmes, ou dans le cas de comparaisons entre différents instruments tel que GOMOS et MLS.

Le diagramme de Taylor a été conçu pour fournir un résumé statistique concis sur la correspondance entre différents modèles du point de vue de leur corrélation, de leur RMS (root-mean-square) et de leurs variances. Ainsi, le diagramme peut être utilisé pour résumer les mérites relatifs d'une collection de différents modèles ou pour pister des changements dans la performance d'un modèle quand celui-ci est modifié (Taylor et al., 2001). Sont indiqués, par un seul point, sur le diagramme de Taylor, représenté par un graphe 2D, le coefficient de

corrélation entre une référence et un test, le RMSD (root-mean-square difference) entre ces deux champs et les écarts types associés à chaque champ.

Soit deux variables f_n et r_n définies sur N points. Le coefficient de corrélation R entre f et r a pour expression :

$$R = \frac{\frac{1}{N} \sum_{n=1}^N (f_n - \bar{f})(r_n - \bar{r})}{\sigma_f \sigma_r}$$

où \bar{f} et \bar{r} sont les valeurs moyennes de f et r et σ_f et σ_r sont les écarts-types de f et r . A ce stade, il n'est pas possible de déterminer avec le seul coefficient de corrélation si deux champs ont les mêmes amplitudes dans les variations (déterminés, par exemple, par leurs variances).

Un estimateur statistique, souvent utilisé pour quantifier les différences entre deux champs, est le RMSD noté E et qui est défini pour f_n et r_n par :

$$E = \sqrt{\frac{\sum_{n=1}^N (f_n - r_n)^2}{N}}$$

Par ailleurs, le RMSD centré, noté E' est donné par :

$$E' = \sqrt{\frac{\sum_{n=1}^N [(f_n - \bar{f}) - (r_n - \bar{r})]^2}{N}}$$

Le RMSD est proche de zéro lorsque les deux champs f et r sont identiques. Toutefois, on ne peut pas déterminer avec la seule valeur de E' , la part d'erreur qui est due à une différence de phase et de structure entre les deux champs et la part d'erreur qui est simplement due à la différence dans l'amplitude des variations. Ainsi, le coefficient de corrélation (R) et le RMSD centré (E') fournissent des renseignements statistiques complémentaires quantifiant la correspondance entre deux champs. Cependant, pour une caractérisation plus complète, les variances (ou écarts-types) des champs f et r doivent être fournis.

Ces 4 estimateurs statistiques (R , E' , σ_f et σ_r) sont utiles pour une comparaison entre différents champs et il est également possible de les représenter sur un seul diagramme. La clé pour construire un tel diagramme est de reconnaître la relation entre les 4 quantités :

$$E'^2 = \sigma_f^2 + \sigma_r^2 - 2\sigma_f\sigma_r R$$

Et la loi des cosinus :

$$c^2 = a^2 + b^2 + 2ab \cos \varnothing$$

où a , b , c sont les côtés du triangle et \varnothing l'angle opposé à c . La relation géométrique entre R , E' , σ_f et σ_r est représentée à la figure A.1.

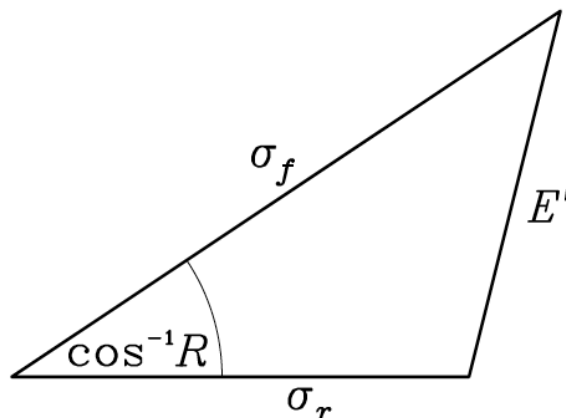


Figure A.1 : Relation géométrique entre le coefficient de corrélation R , le RMSD centré E' et les écarts-types σ_f et σ_r des champs « référence » et « test ». D'après Taylor et al. (2001).

Grâce aux définitions et aux relations décrites précédemment, il est possible de construire un diagramme qui quantifie de manière statistique le degré de similarité entre deux champs. Ainsi, un champ qui représente un état observé sera nommé champ « référence », et un champ représentant par exemple un modèle sera nommé champ « test ». Le but étant de quantifier la correspondance entre le champ « référence » et le champ « test » de manière objective. A la figure A.2, deux points sont représentés sur un graphe de style polaire avec un cercle représentant la référence et une croix représentant le test. La distance radiale à partir de l'origine est proportionnelle à l'écart-type d'un champ (test ou référence). Les lignes avec les tirets mesurent la distance par rapport au point de référence et fournissent donc, grâce à la relation de la figure A.1, le RMSD centré. La corrélation entre les deux champs est donnée par la position azimutale du champ test. L'angle \varnothing sur l'axe horizontal du graphe polaire est

l'arcsinus du coefficient de corrélation R entre le champ « test » et le champ « référence », il représente la correspondance en phase et en structure.

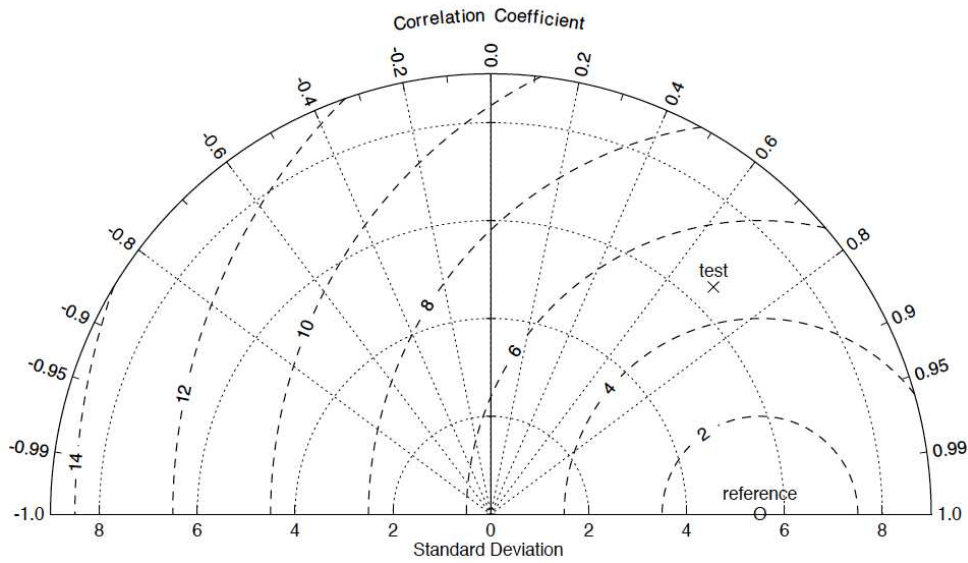


Figure A.2 : Diagramme de Taylor. La distance radiale à partir de l'origine est proportionnelle à l'écart-type d'un champ (test ou référence). Le RMSD centré entre le test et la référence est proportionnelle à leur distance (dans les mêmes unités que l'écart-type). La corrélation entre les deux champs est donnée par la position azimutale du champ test. D'après Taylor et al. (2001).

Dans la présente étude, la version normalisée du diagramme de Taylor sera utilisée. Celle-ci permet de suivre les variations de plusieurs paramètres issues par exemple d'un même modèle. Cela permet de disposer sur le même diagramme de champs (ou variables) de différentes unités (Taylor et al., 2001). Dans notre cas, on pourra représenter sur un même graphe, les différents niveaux d'altitude ou de pression pour les différents instruments. Pour cela, il faudra normaliser pour chaque champ, le RMSD centré et les écarts-types par l'écart-type du champ « référence » correspondant :

$$\hat{E}' = E' / \sigma_r, \hat{\sigma}_f = \sigma_f / \sigma_r, \hat{\sigma}_r = 1$$

Le coefficient de corrélation reste inchangé et on obtiendra ainsi un diagramme normalisé. A noter que l'écart-type de la référence est normalisé par lui-même et il sera donc représenté à une distance unité de l'origine sur l'axe des abscisses.

Le diagramme de Taylor repose donc sur une représentation graphique de la comparaison entre une référence (données au sol, satellites, etc....) et des observations (sorties de modèles, versions d'algorithmes d'un instrument, etc....) en résumant sur leur degré de correspondance. De plus, cet outil pourrait permettre la visualisation et le suivi de probables améliorations des futures versions d'algorithme d'un instrument (par exemple la future version GOPR v7.0ab et IPF 6.00 pour GOMOS). Pour plus de détails sur la construction du diagramme de Taylor, on se référera à Taylor et al. (2001).

Annexe B : Méthode de régression linéaire robuste

Méthode *IRLS*

La construction d'estimateurs pour les paramètres associés au modèle de régression permet de minimiser le terme d'erreur du modèle. De plus, différentes méthodes d'agrégation des erreurs associées aux n individus d'un échantillon fournissent différents types d'estimateurs (Dehon et al., 2008). Le principe de la régression linéaire avec la méthode des moindres carrés revient à minimiser la somme des carrés des résidus (ou erreurs) :

$$S = \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y}_i)^2$$

Il mène aux estimateurs classiques des moindres carrés qui sont non biaisés, convergents et efficaces (Dehon et al., 2008). Avec $r_i = y_i - \bar{y}_i$ où r_i sont les résidus, y_i les données et \bar{y}_i la droite de régression modélisée. Et $\bar{y}_i = a + bx_i$, où a et b sont les paramètres qui minimisent S .

L'inconvénient principal de la méthode des moindres carrés est sa sensibilité aux « *outliers* » ou points extrêmes. Les « *outliers* » ont une large influence sur la détection des tendances car en élevant aux carrés les résidus on augmente les effets de ces points extrêmes. Ainsi, la présence de valeurs aberrantes influence fortement l'estimateur des moindres carrés. Ainsi pour minimiser leurs influences, on va utiliser, dans notre cas, des estimateurs robustes : les M-estimateurs. Les M-estimateurs (Maximum Likelihood Estimation ou estimation du maximum de vraisemblance) introduit par Huber (1964) permettent dans le cadre de la régression de réduire l'influence des points aberrants en définissant une version robuste de l'estimateur des moindres carrés. La méthode des moindres carrés robustes décrite dans cette partie est une méthode itérative des moindres carrés utilisant une pondération : *Iterative Reweighted Least Squares* ou *IRLS* (Holland et al., 1977 ; Green, 1984 ; Street et al., 1988). Ainsi, on utilisera la méthode des moindres carrés robuste avec l'estimateur « *Bisquare Weight* » également appelé « *Tukey Biweight* » (Beaton and Tukey, 1974). Elle minimise la somme des carrés des résidus pondérés, où chaque poids (ou facteur de pondération) assigné aux données dépend de la distance entre le point et la droite de régression. Les points proches de la droite de régression reçoivent un poids plus important tandis que les points éloignés de la droite de régression reçoivent un poids moins important. Ainsi la méthode de régression

linéaire robuste minimise la somme des carrés des résidus pondérés, et elle est donc moins sensible aux points aberrants:

$$S = \sum_{i=1}^n w_i * (y_i - \bar{y}_i)^2$$

La méthode des moindres carrés robuste (ou régression pondérée des moindres carrés) avec l'estimateur « *Bisquare Weight* » utilise un algorithme itératif et pondéré des moindres carrés.

Tout d'abord les résidus r_i sont calculés à partir de la méthode des moindres carrés. Ensuite on calcule les résidus ajustés r_{adj} avec :

$$r_{adj} = \frac{r_i}{\sqrt{1 - h_i}}$$

où h_i sont des facteurs qui ajustent les résidus en pondérant les points qui ont une large influence sur les moindres carrés pour diminuer leurs influences. Ensuite les résidus ajustés et standardisés u sont données par :

$$u = \frac{r_{adj}}{K * s}$$

où $K=4.685$ est une constante de réglage de l'estimateur « *Bisquare* », qui permet d'ajuster l'estimateur afin de lui garantir une protection contre les « *outliers* » et de lui accorder également une bonne efficacité (95% dans le cas où la distribution des erreurs est normale, i.e., sans *outliers*), et s est la variance robuste avec $s = MAD/0.6745$, où MAD est la déviation absolue de la médiane des résidus (dispersion robuste des résidus). Le coefficient 0.6745 rend l'estimateur s non biaisé pour la loi normale.

Enfin, les poids w_i de l'estimateur « *Bisquare weight* » (ou W-estimateur) sont définis et construit en fonction de u :

$$\begin{cases} w_i = (1 - (u_i)^2)^2 & |u_i| < 1 \\ w_i = 0 & |u_i| \geq 1 \end{cases}$$

Par la suite, on réalise une régression pondérée des moindres carrés, par itérations successives jusqu'à la convergence, i.e., on arrête lorsque les valeurs des paramètres ne diffèrent pas d'une itération sur l'autre.

A noter, qu'il existe d'autres types de fonction de pondération ou M-estimateurs pour l'IRLS, par exemple : Huber, Cauchy, Fair et Talwar (O'Leary, 1990), avec différentes constantes associées (Kelly, 1992, 1996). D'autres types de régressions robustes ont également été développés et définis dans la littérature, par exemple l'estimateur LTS (*least trimmed squares*) ou l'estimateur LTM (*least median of squares*).

D'après Hoaglin et al. (1983), le choix de l'estimateur d'une régression pondérée des moindres carrées dépend de la distribution des résidus, ainsi que de la taille de l'échantillon. De plus, l'estimateur « *Biweight* » est plus robuste face à la présence de points aberrants et il est moins sensible au problème de la sous-estimation du facteur de dispersion.

L'estimation de l'incertitude liée aux calculs des tendances et des coefficients de la régression est également essentielle. Deux mesures successives peuvent être corrélées sous l'influence de certains phénomènes atmosphériques (David et al., 2010). Ainsi, le degré d'indépendance entre les données est estimé par le coefficient d'auto-corrélation. Le facteur d'auto-corrélation calculée sur les résidus doit être faible pour une bonne estimation des tendances (Tiao et al., 1990 ; Weatherhead et al., 1998). Ainsi les incertitudes σ sur les tendances sont obtenues à partir du coefficient d'auto-corrélation :

$$\sigma(z) = \frac{\sigma_r(z)}{\sigma_t * \sqrt{n-1}} * \sqrt{\frac{1+\phi(z)}{1-\phi(z)}}$$

où σ_r est l'écart-type sur les résidus, σ_t est l'écart-type sur le temps, n est le nombre de points et ϕ le facteur d'auto-corrélation exprimé par Logan et al. (1994) :

$$\phi(z) = \frac{\sum_{j=1}^{n-1} r(z, t_j) * r(z, t_{j+1})}{\sum_{j=1}^{n-1} \frac{r(z, t_j)^2 + r(z, t_{j+1})^2}{2}}$$

où r sont les résidus, z est le niveau d'altitude et t est le pas de temps.

Exemple d'application de l'IRLS

La figure B.1 illustre une comparaison entre la méthode des moindres carrées et celle des moindres carrées robustes avec l'estimateur « *Biweight* ». On a présenté les différences relatives entre GOMOS et SHADOZ sur les trois stations de Natal, Fiji et Irène à 22 km. On a également présenté les deux droites de régressions pour chaque méthode. On remarque que la méthode robuste est moins influencée par les points extrêmes (« *outliers* »), par exemple sur

Natal. Le tableau B.1 résume les deux comparaisons et met en exergue les différences entre les deux méthodes de régressions.

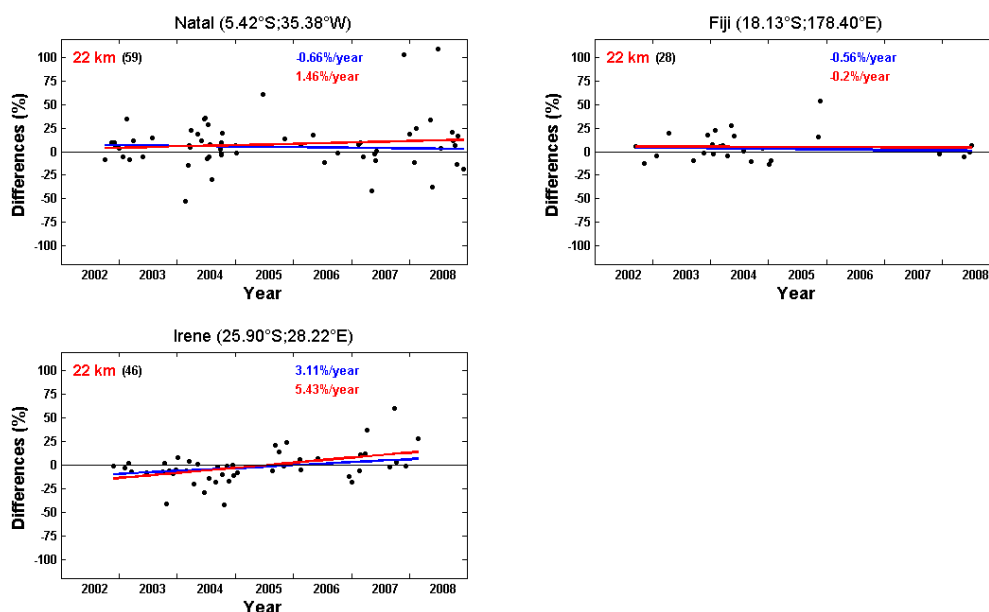


Figure B.1 : Comparaison entre la méthode des moindres carrés et celle des moindres carrés robuste avec l'estimateur « *Biweight* » sur les différences relatives d'ozone entre GOMOS et SHADOZ sur Natal, Fiji et Irène à 22 km. Les droites de tendances (en $\% \cdot \text{an}^{-1}$) sont représentées : en rouge pour la méthode des moindres carrés et en bleu pour la méthode robuste.

	Natal	Fiji	Irène
Moindres carrés	1.46±3.4	-0.2±3.47	5.43±2.94
IRLS	-0.66±3.62	-0.56±3.56	3.11±3.17

Tableau B.1 : Comparaison entre la méthode des moindres carrés et des moindres carrés robustes (IRLS): tendances et incertitudes à 2σ sur les différences relatives d'O₃ en ($\%/\text{an}$) à 22 km.

La figure B.2 illustre les poids attribués à chaque point lors de l'utilisation de la méthode des moindres carrés robustes avec l'estimateur « *Biweight* » sur les 3 séries temporelles précédentes. On remarque ainsi que les points éloignés de la droite de régression de la figure B.1 sont munis de facteur de pondération faible (certains sont à zéro) tandis que les points proches de la droite de régression sont munis de facteur de pondération fort (proches de 1). D'où la robustesse de cette méthode qui est moins sensible aux points aberrants en diminuant

leur influence, en effet, l'estimateur « *Biweight* » attribue un poids nul aux données jugées atypiques.

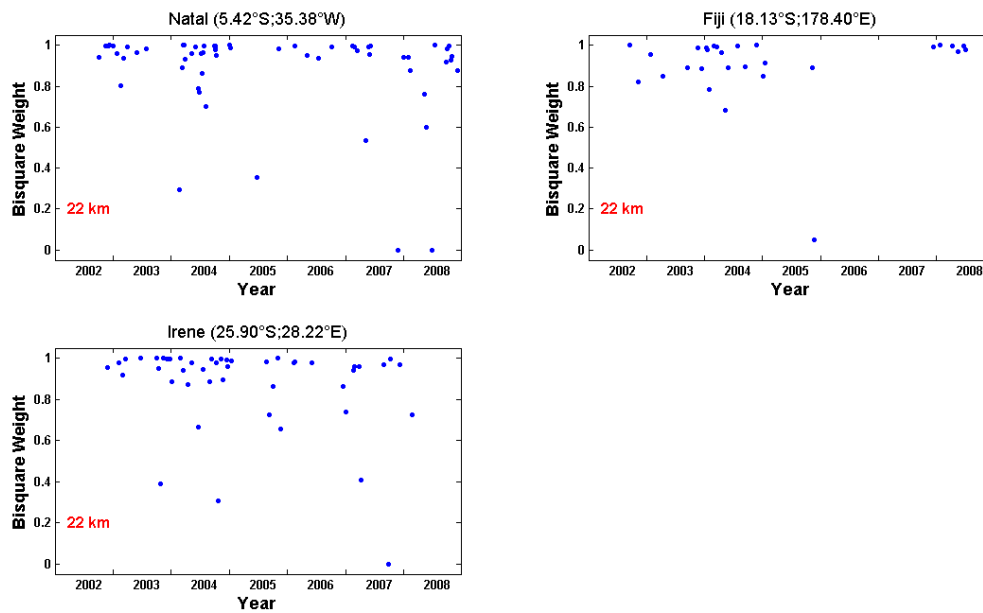


Figure B.2 : Facteur de pondération (ou poids) de l'estimateur « *Biweight* » pour la méthode des moindres carrés robustes (*IRLS*) sur les différences relatives d'ozone entre GOMOS et SHADOZ pour Natal, Fiji et Irène à 22km.

Annexe C : Résultats de validation de MIMOSA-O₃

Stations	Niveau	Différences (%)					
		Moyenne	Médiane	σ/\sqrt{N}	UM	Intervalle	
						Min	Max
<i>Equatoriales</i>							
Nairobi	550 K	7.00	6.61	1.27	1.62	-10.17	26.10
Natal	550 K	11.98	10.29	1.17	1.28	-3.42	35.74
Java	550 K	20.58	19.31	2.78	4.92	-2.89	46.96
Ascension	550 K	18.30	17.49	1.58	2.16	0.90	44.12
<i>Tropicales</i>							
Samoa	550 K	18.91	13.73	2.08	2.98	3.72	47.03
Fiji	550 K	17.97	17.27	2.35	1.89	-2.97	42.93
Réunion	550 K	8.38	8.75	1.30	2.19	-5.72	25.67
Irène	550 K	-1.73	-3.12	1.99	2.61	-15.21	17.32

Tableau C.1 : Récapitulatif de la comparaison entre MIMOSA-O₃ et SHADOZ au niveau 550 K sur les 8 stations. La moyenne et la médiane des différences relatives sont indiquées ainsi que les valeurs minimales et maximales de différences relatives. L'erreur liée au calcul de la moyenne et l'incertitude sur la médiane sont également indiqués.

Stations	Niveau	Différences (%)					
		Moyenne	Médiane	σ/\sqrt{N}	UM	Intervalle	
						Min	Max
<i>Equatoriales</i>							
Nairobi	600 K	6.83	7.23	0.89	1.26	-7.33	22.01
Natal	600 K	7.76	7.35	1.04	0.99	-8.21	25.04
Java	600 K	8.99	6.16	1.76	2.30	-4.63	33.83
Ascension	600 K	8.87	9.38	1.03	1.46	-5.25	27.22
<i>Tropicales</i>							
Samoa	600 K	10.58	9.80	1.09	1.03	-1.26	33.99
Fiji	600 K	11.01	10.85	1.17	1.54	-1.56	20.37
Réunion	600 K	3.34	4.370	0.78	1.21	-5.27	12.60
Irène	600 K	-7.80	-6.99	1.15	1.59	-18.67	3.83

Tableau C.2 : Récapitulatif de la comparaison entre MIMOSA-O₃ et SHADOZ au niveau 600 K sur les 8 stations. La moyenne et la médiane des différences relatives sont indiquées ainsi que les valeurs minimales et maximales de différences relatives. L'erreur liée au calcul de la moyenne et l'incertitude sur la médiane sont également indiqués.

Stations	Niveau	Différences (%)						
		Moyenne	Médiane	σ/\sqrt{N}	UM	Range		
							min	max
<i>Equatoriales</i>								
Nairobi	700 K	0.07	-0.39	0.55	0.69	-6.43	9.23	
Natal	700 K	-0.78	-0.901	0.87	1.12	-16.13	10.99	
Java	700 K	-3.82	-3.84	1.14	1.37	-16.81	4.82	
Ascension	700 K	-1.31	-0.52	0.94	1.33	-13.57	16.35	
<i>Tropicales</i>								
Samoa	700 K	3.13	-0.05	1.27	1.40	-3.88	27.41	
Fiji	700 K	4.26	4.37	1.17	1.82	-6.80	16.46	
Réunion	700 K	-0.11	-0.80	0.75	0.86	-7.63	11.97	
Irène	700 K	-10.62	-10.66	1.16	1.31	-22.05	6.98	

Tableau C.3 : Récapitulatif de la comparaison entre MIMOSA-O₃ et SHADOZ au niveau 700 K sur les 8 stations. La moyenne et la médiane des différences relatives sont indiquées ainsi que les valeurs minimales et maximales de différences relatives. L'erreur liée au calcul de la moyenne et l'incertitude sur la médiane sont également indiqués.

Liste des publications et communications

Mze, N., Hauchecorne, A., Bencherif, H., Dalaudier, F., and Bertaux, J.-L.: Climatology and comparison of ozone from ENVISAT/GOMOS and SHADOZ/balloon-sonde observations in the southern tropics, *Atmos. Chem. Phys.*, 10, 8025-8035, doi:10.5194/acp-10-8025-2010, 2010.

www.atmos-chem-phys.net/10/8025/2010/

Bègue, N., Bencherif, H., Sivakumar, V., Kirgis, G., **Mze, N.**, and Leclair de Bellevue, J.: Temperature variability and trend estimates at tropopause and UT-LS over a subtropical site: Reunion (20.8° S, 55.5° E), *Atmos. Chem. Phys.*, 10, 8563–8574, doi:10.5194/acp-10-8563-2010, 2010.

www.atmos-chem-phys.net/10/8563/2010/

Bencherif H., L. El Amraoui, G. Kirgis, J. Leclair De Bellevue, A. Hauchecorne, **N. Mzé**, T. Portafaix, A. Pazmino, and Goutail F.: Analysis of a rapid increase of stratospheric ozone during late austral summer 2008 over Kerguelen (49.4° S, 70.3° E), *Atmos. Chem. Phys.*, 11, 363-373, doi:10.5194/acp-11-363-2011, 2011.

www.atmos-chem-phys.net/11/363/2011/

Bencherif, H., **Mzé, N.**, Bègue, N., Calonne, N., Diab, R., Sivakumar, V., Keckhut, P.: On the use of a regression model for trend estimates from ground-based atmospheric observations in the Southern Hemisphere, in: the 26 annual conference of the SASAS, 20-22 September 2010, Gariep Dam, Free State, South Africa ISBN 978-0-620-47333-0.

Mzé, N., Hauchecorne, A., and Bencherif, H.: An Antarctic polar filament observed by GOMOS/ENVISAT during spring 2004: isentropic transport over a southern subtropical station, Irene (South Africa), Network for the Detection of Atmospheric Composition Change 2011-NDACC symposium, Reunion Island, 2011.

Climatology and comparison of ozone from ENVISAT/GOMOS and SHADOZ/balloon-sonde observations in the southern tropics

N. Mze¹, A. Hauchecorne², H. Bencherif¹, F. Dalaudier², and J.-L. Bertaux²

¹Laboratoire de l'Atmosphère et des Cyclones, Université de la Réunion, CNRS-INSU, UMR 8105, St-Denis, Reunion Island, France

²Laboratoire Atmosphères, Milieux, Observations Spatiales, Université Versailles St-Quentin, CNRS-INSU, Verrières-le-Buisson, France

Received: 2 December 2009 – Published in Atmos. Chem. Phys. Discuss.: 20 January 2010

Revised: 12 July 2010 – Accepted: 6 August 2010 – Published: 30 August 2010

Abstract. In this paper, the stellar occultation instrument GOMOS is compared with ozonesondes from the SHADOZ network. We only used nighttime O₃ profiles and selected 8 Southern Hemisphere stations. 7 years of GOMOS datasets (GOPR 6.0cf and IPF 5.0) and 11 years of balloon-sondes are used in this study. A monthly distribution of GOMOS O₃ mixing ratios was performed in the upper-troposphere and in the stratosphere (15–50 km). A comparison with SHADOZ was made in the altitude range between 15 km and 30 km.

In the 21–30 km altitude range, a satisfactory agreement was observed between GOMOS and SHADOZ, although some differences were observed depending on the station. The range for monthly differences generally decreases with increasing height and is within $\pm 15\%$. It was found that the agreement between GOMOS and SHADOZ declines below ~ 20 km. The median differences are almost within $\pm 5\%$, particularly above 23 km. But a large positive bias was found below 21 km, in comparison to SHADOZ.

1 Introduction

The long-term evolution of stratospheric ozone concentrations depends not only on changes in a large number of stratospheric constituents (including ozone-depleting substances (ODSs), greenhouse gases (GHGs), water vapour and aerosols), but also on changes in the troposphere and

in the stratosphere caused by natural variability and anthropogenic forcing (WMO, 2006). Moreover, the decrease of ODSs and the associated context of ozone recovery have resulted in stratospheric ozone becoming a topic of importance for ongoing research. Air enters into the stratosphere from the troposphere primarily in the ozone photochemical source region: the tropics (Shepherd et al., 2000). It is indeed important to follow and investigate the evolution of stratospheric ozone in the tropics. Ozonesonde networks such as SHADOZ (Southern Hemisphere Additional Ozonesondes) provide continuous and accurate measurements at various selected locations. On the other hand, satellites provide global coverage. But these measurements have to be compared with ground-based observations like balloon-sondes, in order to validate the results. Furthermore, the role of satellites for comparing ground-based instruments is also essential in detecting possible station to station biases.

Global Ozone Monitoring by Occultation of Stars (GOMOS), on board the European satellite ENVISAT (ENVIRONMENTAL SATellite), is the first instrument dedicated to the study of atmosphere using the technique of stellar occultation (Bertaux et al., 2004). The instrument has the advantage of a method of self-calibrating and good vertical resolution, with global coverage (Kyrölä et al., 2004). The key objective of GOMOS is long-term ozone monitoring with high vertical resolution, high accuracy at global coverage and assessment of ozone trends in the stratosphere (Bertaux et al., 2000).

The purpose of this paper is to give an overview of GOMOS ozone climatology in the southern tropics and a comparison with ground-based ozonesondes at different stations operating in the framework of the SHADOZ network.



Correspondence to: N. Mze
(nahoudha.mze@univ-reunion.fr)

Contrary to the Northern Hemisphere, there are very few ground-based stations in the Southern Hemisphere. Moreover, the tropical stratosphere is a zone where ozone is created by sunlight and where significant changes are expected to occur. The tropical stratosphere is, however, a zone where it is difficult to measure ozone by satellite experiments, due to increased Rayleigh atmospheric attenuation, high altitude clouds, low temperature, high humidity and dense aerosols (Borchi et al., 2007). It is, therefore, essential to compare the few stations operating in the SHADOZ project with the performances of the stellar occultation instrument GOMOS. The study focuses on the validation of GOMOS level 2 data processing, version GOPR 6.0cf (and IPF 5.0).

In this respect, we used GOMOS data from August 2002 to December 2008 and focused on the Southern Hemisphere sites based on SHADOZ ozonesonde network (Thompson et al., 2003). SHADOZ datasets are well known and increasingly used for climatological studies (Lamsal et al., 2004; McPeters et al., 2007), variability studies (Logan et al., 2003; Witte et al., 2008) or comparison studies (Liu et al., 2005; Sivakumar et al., 2007), for case studies such as ozone isentropic transport in the lower stratosphere (Semane et al., 2006; Bencherif et al., 2007), and for trend analyses (Clein et al., 2009).

The first results for multi-year GOMOS ozone climatology were obtained by Kyrölä et al. (2007). They concluded that, even if GOMOS data contained gaps due to instrument failure or nighttime conditions, the available time series allowed ozone variations in the stratosphere and in the mesosphere to be investigated. Meijer et al. (2004) validated the ozone data GOPR 5.4b derived from GOMOS observations under dark limb conditions with correlative data based on balloon-soundes and ground based instruments. They reported an insignificant negative bias from 2.5% to 7.5% between 14 km and 64 km, with standard deviations of 11–16% between 19 km and 64 km. Furthermore, this result was demonstrated to be independent of the star temperature, magnitude and the latitude, except in polar regions in the altitude range between 35 km and 45 km, where a slightly larger bias was observed.

Kyrölä et al. (2006) provided nighttime stratospheric ozone climatology and a comparison of GOMOS 2003 data (GOPR 6.0a). In fact, they compared GOMOS stratospheric ozone with the Fortuin-Kelder ozone climatology (Fortuin and Kelder, 1998) and found large differences in polar areas correlated with large increases of NO_2 . They also observed that GOMOS values are systematically larger in the upper stratosphere, due to diurnal variation of ozone above 45 km. They added that GOMOS finds a slightly lower percentage of ozone than Fortuin-Kelder in the middle and lower stratosphere. However, they reported that in the equatorial areas, GOMOS values are much lower than Fortuin-Kelder climatological values in the upper troposphere-lower stratosphere.

Moreover, GOMOS dark occultations were compared with ozone soundings at high-latitude stations: Marambio

(64.3° S, 56.7° W) and Sodankylä (67.4° N, 23.6° E) by Tamminen et al. (2006). They found a good agreement in the 15–30 km altitude range. The differences between the averages were within $\pm 5\%$ for Marambio and more marked for Sodankylä (up to -10%). In addition, a good agreement in the middle stratosphere between GOMOS and various balloon-borne instruments at mid- and high-latitude stations was reported by Renard et al. (2008). Liu et al. (2008) performed a comparison of GOMOS and MIPAS (Michelson Interferometer for Passive Atmospheric Sounding) with ozonesonde profiles at Beijing (39.48° N, 116.28° E). They observed a good agreement above 15 km. The differences between GOMOS and balloon-sonde were found to be positive and significant within $\pm 10\%$ above 15 km, particularly between 19 km and 30 km, where biases were found below 5%. A cross validation was also performed with the ground-based microwave radiometer SOMORA (Stratospheric Ozone Monitoring Radiometer) by Hocke et al. (2007). The relative differences were within 10% at altitudes below 45 km.

Comparisons were also performed between satellite data. Veronen et al. (2005) compared nighttime ozone profiles from MIPAS and GOMOS (version 5.4b and 6.0a). They reported a good agreement between the two instruments. The results of these agreed within 10–15% in the middle atmosphere. Bracher et al. (2005) compared three ENVISAT instruments: MIPAS, SCLAMACHY (Scanning Imaging Absorption spectrometer for Atmospheric CHartography) and GOMOS (dark observations, version 6.0a). Cross comparisons showed an agreement for ozone within 15% in the 21–40 km altitude range between the instruments. Dupuy et al. (2009) observed a close agreement in the stratosphere between GOMOS and ACE-FTS (Atmospheric Chemistry Experiment-Fourier Transform Spectrometer). The median relative differences were within $\pm 10\%$.

This study investigates 7 years of GOMOS measurements in order to evaluate its potential for establishing a climatology of stratospheric ozone, in comparison to ground-based observations at different tropical/subtropical locations in the Southern Hemisphere, operated in the framework of the SHADOZ program. Section 2 describes data measurements and methods of analysis. Results are reported and discussed in Sect. 3. A summary is presented in Sect. 4.

2 Datasets and analysis

The Global Ozone Monitoring by Occultation of Stars (GOMOS) on board the European Space Agency's ENVISAT satellite was launched on 1 March 2002. GOMOS is a medium resolution spectrometer covering the wavelength range from 250 nm to 950 nm. The four spectrometers of the instrument cover the spectral ranges: 248–387 nm, 387–693 nm, 750–776 nm and 915–956 nm. This coverage allows monitoring of O_3 and other species, i.e., NO_2 , NO_3 , neutral density, aerosols, H_2O and O_2 from the upper troposphere up

Table 1. Overview of SHADOZ stations used in this study.

Location	Latitude	Longitude	Period	Profiles	Elevation	Sonde Info ^a
Equatorial stations						
Nairobi	1.27° S	36.8° E	1998–2008	459	1795 m	EnSci Z2
Natal	5.42° S	35.38° W	1998–2008	394	42 m	EnSci Z, Science Pump 6A
Java, Wamkosaki	7.57° S	112.65° E	1998–2008	282	50 m	MEISEI R5B-KC79D, EnSci Z2
Ascension	7.98° S	14.42° W	1998–2008	492	91 m	Science Pump 6A
Tropical stations						
Samoa	14.23° S	170.56° W	1998–2008	383	77 m	Science Pump 6A
Fiji	18.13° S	178.40° E	1998–2008	275	6 m	Science Pump ECC6A
Reunion	21.06° S	55.48° E	1998–2008	319	24 m	EnSci Z & SPC 6A
Irene	25.90° S	28.22° E	1998–2008	232	1524 m	Science Pump ECC6A

^a See more details for instruments and solution strengths in Thompson et al. (2003, 2007).

to the mesosphere. The altitude sampling resolution is better than 1.7 km (Bertaux et al., 2000, 2004; Kyrölä et al., 2004).

The retrieval method from GOMOS occultations is based on transmission spectra and divided into two processes: a spectral inversion makes it possible to retrieve line densities and a vertical inversion makes it possible to retrieve the vertical distribution of the local densities using the onion-peeling method (Bertaux et al., 2004; Kyrölä et al., 2004). The vertical resolution of the retrieved ozone profiles is 2 km below 30 km and then it increases linearly to 3 km up to 40 km and remains constant above, due to the inversion algorithm, which is based on Tikhonov regularization (Sofieva et al., 2004; Kyrölä et al., 2006). The height range covered by GOMOS is typically between 15 km and 100 km. For more details about the instrument parameters, measurement characteristics and data processing, the reader can refer to Bertaux et al. (2000, 2004) and Kyrölä et al. (2004, 2006).

Ground based datasets used for the present study are obtained from balloon-sondes launched at 8 Southern Hemisphere stations. An overview is presented in Table 1, summarising, site by site, geographical and size-data characteristics. Figure 1 displays their geographical localisation on the map. Ozonesondes are used for measuring altitude profiles of ozone from ground to about 30 km (balloon burst) with a precision of about 5% (Thompson et al., 2003). The present study uses 11 years of ozone-radiosonde datasets from 1998 to 2008. All balloon-sonde profiles are available on the SHADOZ website: <http://croc.gsfc.nasa.gov/shadoz/>. Details of quality or sonde parameters are given by Johnson et al. (2002) and by Thompson et al. (2003, 2007).

With regard to ozone profiles derived from GOMOS occultations, level 2 data processing version 6.0cf is used. Re-processed data is available from August 2002 to June 2006. Data from July 2006 to December 2008 is processed by the operational version IPF 5.00. Level 2 data produced was analysed using Basic Envisat Atmospheric Toolbox soft-

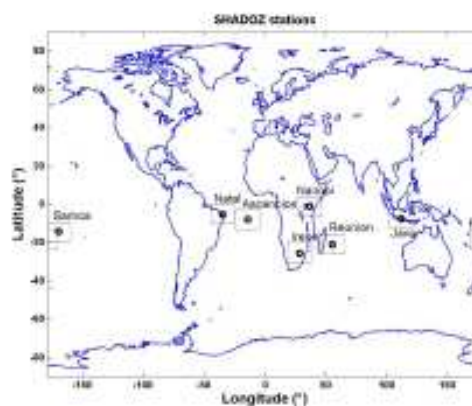


Fig. 1. Map of SHADOZ stations in the Southern Hemisphere. Ozone profiles obtained by radiosonde experiments at 8 stations (black circles) are used for the purpose of the present study, from west to east: Samoa, Natal, Ascension Island, Irene, Nairobi, Reunion, Java and Fiji. The regions where GOMOS profiles are selected within $\pm 5^\circ$ latitude and $\pm 10^\circ$ longitude differences over each station are also represented (dotted boxes).

ware (BEAT). This provides tools for ingesting, processing and analysing atmospheric remote-sensing data (<http://www.stcorp.nl/beat/>).

Moreover, it should be noted that only nighttime ozone profiles were used in the altitude range between 15 km and 50 km. Only occultations with solar zenith angle (SZA) larger than 108° dark limb limit at the geolocation of the tangent point are usable. Daytime retrieval suffers from additional noise caused by stray light from the sun (Meijer et al., 2004; Kyrölä et al., 2006). In addition, we considered

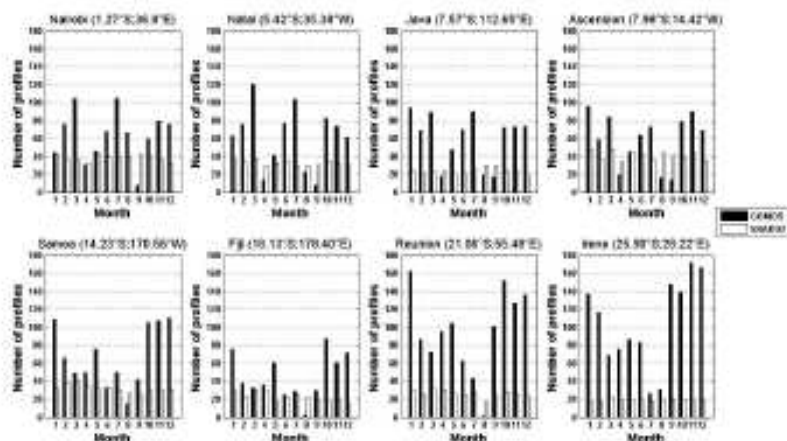


Fig. 2. Monthly distributions of the number of the GOMOS dark occultations (black bars) and SHADOZ profiles (white bars). The GOMOS dataset has a global coverage for the period 2002 to 2008, while the SHADOZ dataset covers the period between 1998 and 2008 and includes 8 southern tropical/subtropical sites.

dark limb occultations with latitudinal and longitudinal differences of $\pm 5^\circ$ and $\pm 10^\circ$ over each station. With data product GOPR 5.4b and GOPR 6.0a, Meijer et al. (2004) and Bracher et al. (2005) used a quality filter and took into account only measurements with a reported error below 30%. But in the 6.0cf version of the algorithm, error is overestimated in the 25–40 km altitude range (J. Tamminen, personal communication, 2009). We, therefore, included GOMOS measurements recorded with a reported error below 30% and only O_3 concentrations between 0 and 10^{19} mol/m³ were taken into account.

Furthermore, ozone mixing ratios were obtained by dividing the GOMOS ozone number density by the atmospheric neutral density included in the data produced and calculated from ECMWF fields (Kyrölä et al., 2006).

Additionally, following the method of analysis used by Kyrölä et al. (2006), we used the median and the interquartile range (iqr) as a robust estimator and statistic tools on GOMOS profiles. The interquartile range is defined as: $q_3 - q_1$ where q_3 and q_1 are the 75th and 25th percentiles, respectively (or third and first quartile, respectively). In this way, the study of GOMOS ozone climatology and variability is less affected by outliers.

Due to height limitation in balloon-sonde data, comparison between ground-based and satellite observations, as studied in this paper, can be carried out within a limited altitude range, i.e., in the 15–30 km altitude range. In this respect, ozone profiles from GOMOS and balloon-sonde have been interpolated into a 1 km vertical grid. In addition, all GOMOS and SHADOZ data have been calculated as a monthly average. As mentioned above, balloon-sonde profiles were

recorded from 1998 to 2008, while GOMOS observations cover the period from August 2002 to December 2008. It should be noted that there is no GOMOS data in February, April and May 2005, due to technical problems with the pointing system that occurred in January 2005 (Kyrölä et al., 2006). Figure 2 shows the monthly numbers for dark limb occultations and of balloon-sonde profiles for each station. For the most part, the number of GOMOS occultations is larger than the number of ground-based profiles. In fact, the number of observations used in this work is 2836 profiles from SHADOZ sites and 6708 profiles from GOMOS occultations. It can be seen from the figure that there are fewer GOMOS dark limb occultations for August, in comparison with the other months of the year.

3 Results

The monthly distributions of ozone mixing ratio derived from GOMOS observations are illustrated in Fig. 3 for each station in the altitude range between 15 km and 50 km. The altitude range for the maximum mixing ratio is between 29 km and 37 km. The maximum mixing ratio is in the range from 7.5 ppbv to 10.5 ppbv. Furthermore, Fig. 3 illustrates the semi-annual variation of ozone for equatorial stations (Nairobi, Natal, Java and Ascension) with maxima in February–March and September–October and the annual variation in tropical stations (Samoa, Fiji, Reunion and Irene), with a minimum during southern winter (June–July). A lack of data is generally observed in August between 15 km and 30 km. The mean altitude of maximum mixing ratios for equatorial and tropical stations is ~ 31.3 km and

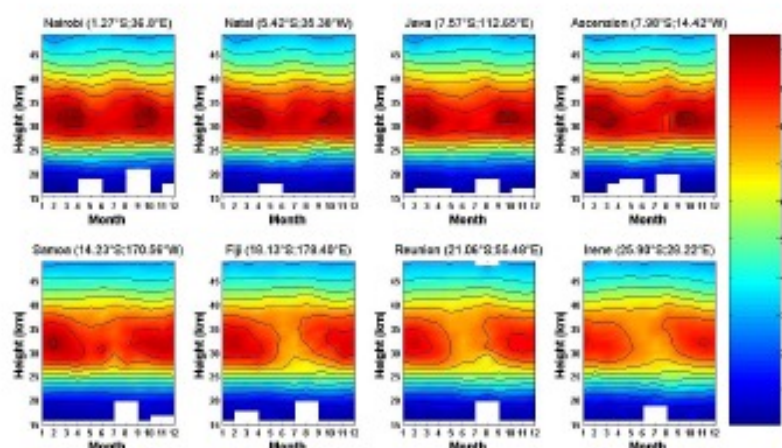


Fig. 3. Monthly median distributions of ozone mixing ratio (in ppbv) as derived from GOMOS observations per station. The contours are separated by 1 ppm.

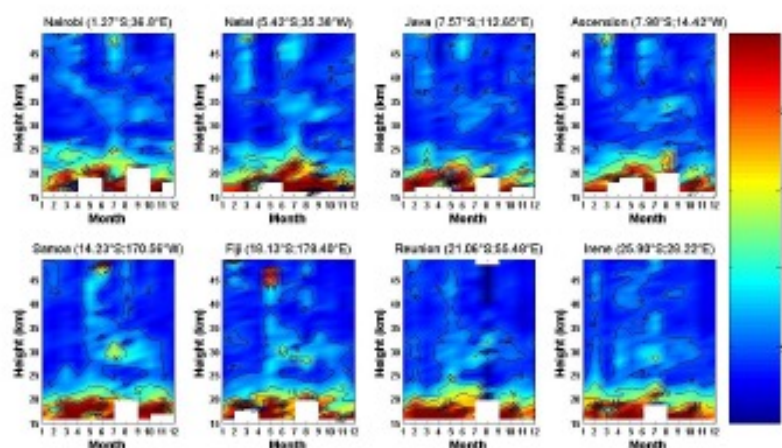


Fig. 4. Contour plots of ozone variability (in %) from GOMOS observations. Variability is defined as the ratio between the interquartile range (*igr*) and the median. Contours are separated by 5%.

~32.2 km, respectively. The mean maximum mixing ratio for equatorial and tropical stations is 9.8 ppbv and 8.9 ppbv, respectively. The range for maximum mixing ratio at the equatorial sites is from 9.1 ppbv to 10.5 ppbv, while the range at the tropical stations is from 7.5 ppbv to 10.1 ppbv. These results correspond to those of Kyrölä et al. (2006) who provided a nighttime stratospheric ozone climatology measured by GOMOS in 2003.

Figure 4 displays the monthly distributions of ozone variability in the 15–50 km altitude range, as computed from

GOMOS occultations above SHADOZ stations. Variability is defined as the ratio between the quartile deviation (interquartile range divided by 2) and the median, expressed as a percentage:

$$V = \frac{igr}{2 \cdot \text{median}} \cdot 100 \quad (1)$$

In the height range from 20 km to 50 km, the variability values fluctuate between 3% and 10% over all the months and all the sites.

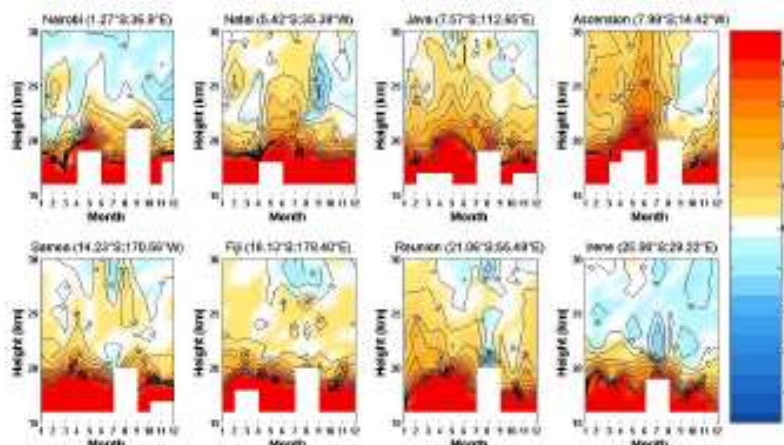


Fig. 5. Monthly distributions of the relative percentage of differences between GOMOS and SHADOZ observations (these differences are based on comparisons of monthly means). It is calculated with respect to ground based measurements in the altitude range between 15 km and 30 km. The contours are separated by 5%.

For all stations, the variability is larger during southern winter (5 to 10%) than during southern summer (less than 5%) in the 27–35 km altitude range. Furthermore, Fig. 4 shows much larger variability in the altitude range between 15 km and 20 km heights, regardless of seasons or sites. It displays strong deviations (>20%), partly due to larger error bars in the lower part of the profiles.

Taking into account the altitude range of overlapping between GOMOS and balloon-sonde ozone observations, their monthly climatological profiles are compared in the height range between 15 km and 30 km. This comparison can be used for two purposes: first to evaluate the quality of GOMOS data with SHADOZ profiles at different locations and secondly to inter-compare SHADOZ stations using the same space instrument, assuming that if a bias is present in GOMOS profiles, it will not be location dependent. Figure 5 displays the relative percentage of differences with respect to monthly climatological values obtained from balloon-sonde observations. It is defined as:

$$\Delta O_3(z) = \frac{[O_3]_{\text{GOMOS}} - [O_3]_{\text{SHADOZ}}}{[O_3]_{\text{SHADOZ}}} \cdot 100 \quad (2)$$

where $[O_3]_{\text{GOMOS}}$ represents the median values for GOMOS and $[O_3]_{\text{SHADOZ}}$ represents the averaged values for SHADOZ. It can be observed from Fig. 5 that differences between median ozone mixing ratios from GOMOS dark occultations and mean SHADOZ profiles depend on station (vary from station to station) and altitude.

It can be noted however that for all sites, GOMOS produced much larger values than SHADOZ for heights between 15 km and ~20 km. Indeed, GOMOS seemed to overesti-

mate ozone mixing ratios in this altitude range over all the sites studied, whatever the season (>50%). Above 20 km, a better agreement was found for each site. The range in percent for the differences between ~20 km and 30 km generally decreased with altitude and was within $\pm 15\%$ for almost all the stations. However, it was found that over Nairobi and Irene, ozone climatological values derived from GOMOS observations were lower than the values obtained from balloon-sondes above 25 km and 22 km, respectively. At Nairobi, SHADOZ was 2–10% larger than GOMOS and at Irene, SHADOZ was 2–15% larger than GOMOS. However, GOMOS values obtained over Natal, Java and Ascension were larger than SHADOZ values, except during the period from September to December in the 22.5–30 km altitude range (25–30 km for Java). The agreement between GOMOS and SHADOZ was the poorest at Ascension (within 20–45%), between ~20 km and 27 km for the period from April to June. GOMOS was larger than SHADOZ at Samoa, except in May and July and between September and November in the 26–30 km heights range. At Fiji, GOMOS was larger than SHADOZ, except during the period from May to September above 27 km. GOMOS values were larger than SHADOZ values at Reunion, except in August in the 20–25 km altitude range, between April to August above 27 km and in November and December above 29 km. Further studies are needed to understand the causes of the station-dependent differences observed. On average, GOMOS is ~5–10% larger than SHADOZ between 20 km and 30 km. We will treat this point in more detail below. Despite the observed differences, there is a satisfactory agreement between GOMOS and SHADOZ in this altitude range.

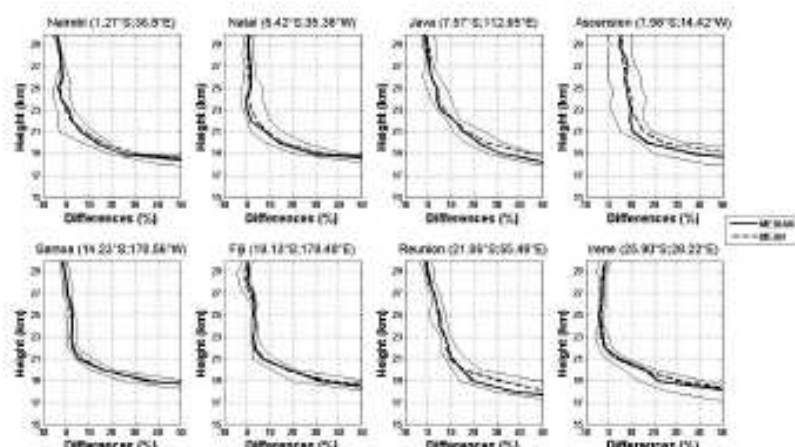


Fig. 6. Median (thick continuous lines) and mean (dashed lines) for all monthly comparisons between GOMOS and SHADOZ ozone mixing ratios, for altitudes between 15 km and 30 km. The thin continuous lines refer to the 25th and 75th percentiles for the median of the percentage differences.

The median and mean overall monthly comparisons between GOMOS and SHADOZ ozone mixing ratios are presented in Fig. 6 for each station. The purpose of analysing median and mean differences is to examine whether the statistical distribution of the differences is correctly represented by a standard Gaussian distribution (the mean and median values should be quite similar) or if this distribution is strongly influenced by outliers (mean and median values are very different). We can note that the mean values almost follow the median ones. In the 21–30 km altitude range, GOMOS is generally larger than SHADOZ at all sites, except at Nairobi and Irene, where we find that SHADOZ is larger than GOMOS above 23 km and 21.5 km, respectively, confirming the analysis on monthly mean differences. The observed differences between GOMOS and SHADOZ may be partly caused by an underestimation of ozone by sondes below the ozone maximum (around 26 km in the tropics), due to the 50–60 s time constant of electrochemical sondes, creating a shift up of 300 m in the altitude registration, as proposed by Borchì et al. (2005) who found a 5% negative bias in SHADOZ profiles compared to SAOZ (Système d'Analyse par Observation Zénithale). Johnson et al. (2002) and Thompson et al. (2003) also suggested that errors on sonde measurements could be introduced by instrumental uncertainties (pump efficiency corrections, modifications in sensing solutions) at higher altitudes, i.e., at lower ambient pressure. Moreover, GOMOS errors contribute to discrepancies. As reported by Tamminen et al. (2010), the main sources of GOMOS errors are random effects: measurement noise and scintillations (10% around 15 km and 0.5% to 4% in the stratosphere, values correspond to night-

time measurements). Most of the systematic error is due to imperfect aerosol modelling, which mainly impacts the O_3 retrievals (other sources of systematic errors are uncertainties in cross-sections of the trace gases and in the atmospheric temperature). Scintillation caused by air density irregularities is a nuisance for retrieval of atmospheric composition. In GOMOS retrievals, the scintillation effect is corrected using scintillation measurements using the fast photometer (Sofieva et al., 2009). The remaining disturbances, due to the incomplete scintillation correction, are not negligible. This induces an error of 0.5–1.5% in ozone retrieval at altitudes 20–40 km; see recent studies by Sofieva et al. (2009) and Tamminen et al. (2010) for more details. The coarse spatial sampling using GOMOS could also be considered as a minor source of error. The displacement of the sondes from 0 to 30 km is most of the time lower than 120 km (assuming a wind speed $<20 \text{ m s}^{-1}$ and an ascent time of 6000 s, 5 m s^{-1} ascent speed), which is small compared to the area of GOMOS observations around the station ($\pm 5^\circ$, $\pm 10^\circ$). Meteorology may partly explain the differences between GOMOS and SHADOZ, but it does not have a significant effect.

In order to provide evidence that the approach used in this study is free from artifacts due to imperfect co-location in time, coincident ozone profiles from both instruments are re-considered at 3 stations at different latitudes in the Southern Hemisphere: Natal, Fiji and Irene. To study co-locating measurements between GOMOS dark occultations and ozone soundings, we added a time-collocation criterion, i.e., the time difference between GOMOS and SHADOZ observations is $\pm 12 \text{ h}$. The number of co-located profiles is 64 at Natal, 30 at Fiji and 47 at Irene. Figure 7 illustrates the

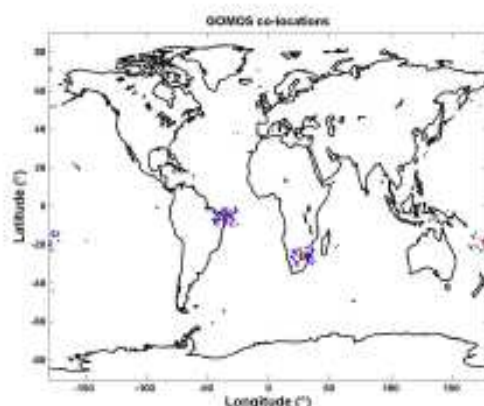


Fig. 7. Geographical locations of the GOMOS dark occultations (blue dots) compared with measurements from 3 stations: Natal, Fiji, Irene (red circles). Overpasses of GOMOS are measured within ± 12 h time difference and spatial differences within $\pm 5^\circ$ latitude and $\pm 10^\circ$ longitude.

geographical coordinates of GOMOS coincident ozone profiles. Figure 8 displays the mean differences between all the paired GOMOS and SHADOZ profiles. For comparison ozone mean differences obtained without time criterion (the mean overall monthly comparisons) are superimposed. It can be seen from Fig. 8 that the two methods (with and without time-collocation criterion) are in satisfactory agreement. In the 21–30 km GOMOS is generally larger than SHADOZ except at Irene where we find that SHADOZ is larger than GOMOS above 21.5 km. The obtained mean differences are within $\pm 10\%$ in the 21–23 km height range and within $\pm 5\%$ above 23 km. Below 21 km GOMOS overestimates increasingly ozone mixing ratios with decreasing height. These results show that the two methods are quite similar. This suggests indeed that one can use, with some confidence, GOMOS data in the tropical region without time-collocation criteria. In fact, that method allows reducing the uncertainty by increasing the number of profiles.

On average, the percentage difference between GOMOS and SHADOZ is situated almost within $\pm 10\%$, in the height range from 21 km to 23 km and decreases to nearly $\pm 5\%$ above 23 km, except for Ascension, where it reaches about 8%. The overall results of the comparison between 21 km and 30 km are summarized in Table 2. In the lower stratosphere (below 21 km), it can be observed that GOMOS systematically and increasingly overestimates ozone mixing ratios with decreasing height. This corresponds to the results of Meijer et al. (2004), who found an overestimation of GOMOS between 18 km and 21 km compared to ozonesondes in the tropical region, using GOMOS v5.4b. This is consistent with Borchers et al. (2007), who found an altitude limita-

Table 2. Summary of results for the GOMOS comparison with SHADOZ. For each station: the vertical range used to calculate the median difference, mean value and minimum/maximum values in this range are indicated.

Location	Range (km)	Difference (%)	
		Mean	Range
Equatorial stations			
Nairobi	21–30	−0.89	−4.57 to +6.42
Natal	21–30	+1.75	−0.60 to +8.35
Java, Wankossek	21–30	+4.13	−1.48 to +15.66
Ascension	21–30	+8.00	+4.65 to +10.94
Tropical stations			
Samos	21–30	+1.64	−1.58 to +5.53
Fiji	21–30	+2.68	+0.20 to +6.85
Ruvinon	21–30	+4.47	−0.74 to +10.71
Irene	21–30	−1.72	−3.85 to +5.05

tion of GOMOS measurements at 22 km in the tropics. They compared satellites and sondes with SAOZ on board long duration balloons during the Southern Hemisphere summer in 2003 and 2004. They observed a consistent agreement between GOMOS and SAOZ above 22 km in the stratosphere, showing no altitude shift and a slight low ozone bias for GOMOS of 1–2.5%. They reported a degradation of GOMOS performances in the stratosphere below 22 km. Above 21 km, we can observe a close agreement between ozone measurements derived from GOMOS occultations and ground-based balloon-sonde, similar to results reported in previous studies at tropical stations (Meijer et al., 2004). These results in the tropics complete the close agreement observed at mid- and high-latitude stations between GOMOS and ozonesondes (Tamminen et al., 2006; Renard et al., 2008; Liu et al., 2008). Indeed, previous validation studies with ozonesondes were performed in other regions. Tamminen et al. (2006) compared GOMOS dark occultations with ozone soundings during 2003 at high-latitude stations: Marambio (64.3° S, 56.7° W) in Antarctica and Sodankylä (67.4° N, 23.6° E) in Finland (northern Europe). They found a good agreement in the 15–30 km altitude range. The differences between the averages were within $\pm 5\%$ for Marambio and more marked for Sodankylä (up to -10%). Moreover, a comparison was performed by Liu et al. (2008) between GOMOS night measurements and ozonesonde profiles at Beijing (39.48° N, 116.28° E) in China from September 2002 to July 2005. They observed a good agreement above 15 km. The differences between GOMOS and balloon-sonde are found to be positive and significant within $\pm 10\%$ above 15 km, particularly between 19 km and 30 km where biases are found below 5%. Therefore, results obtained here in the southern

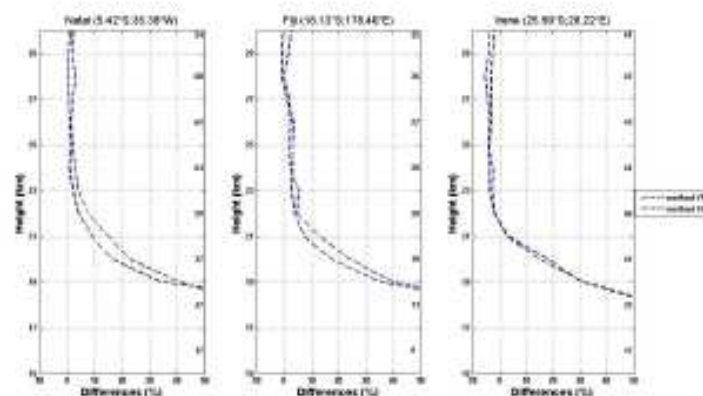


Fig. 8. Comparison results between the co-location method and the method applied without the time criterion. Method #1 (blue dashed lines) indicates the mean differences between all the paired GOMOS and SHADOZ profiles. And method #2 (black dashed lines) indicates the method applied without the time criterion. The numbers on the right vertical axis indicate the number of coincident pairs used at that altitude level for the method #1.

tropics ($\pm 10\%$ in the 21–23 km height range and $\pm 5\%$ above 23 km) are consistent with those found in other regions, i.e., at mid- and high-latitude stations, except that the quality of GOMOS data seems poorer in the tropics below a threshold altitude, i.e., 21 km. In addition, application of the ozone climatology presented here corresponds to the primary objective of GOMOS, i.e., study and assessment of trends in the stratosphere. Furthermore, as reported by Bertaux et al. (2000), it could be essential for improving atmospheric models for prediction of future changes.

4 Summary

In this study, we provided ozone climatology based on 7 years of GOMOS data at Southern Hemisphere stations from 15 km to 50 km. We selected data to be used, in order to have reliable data measurements. The range for maximum mixing ratios at the equatorial stations is between 9.1 ppbv and 10.5 ppbv, while the range at the tropical stations is between 7.5 ppbv and 10.1 ppbv. In the altitude range between 20 km and 50 km, ozone variability varies between 3% and 10% over all the months and it is larger during southern winter in the 27–35 km altitude range.

We compared GOMOS dark limb occultations with 8 southern ozonesonde stations based on SHADOZ network. GOMOS findings correspond to those of SHADOZ in the altitude range between ~ 20 km and 30 km. For most of the stations, in this altitude range, GOMOS values are higher than SHADOZ by ~ 5 –10%. A possible explanation is a bias in the altitude registration of ozonesondes due to the time constant and the impact of GOMOS errors (imperfect scintillation correction, inaccurate aerosol modelling and uncer-

tainties in cross-sections of trace gases and in atmospheric temperature) on ozone data quality. On the contrary, at Nairobi and Irene, GOMOS values are generally lower than SHADOZ ones. Further studies are needed to understand the causes of the station-dependent differences observed. In the altitude range from 21 km to 30 km, the monthly differences are generally within $\pm 15\%$. The median of the relative percentage differences between GOMOS and SHADOZ ozone mixing ratios in the 21–23 km height range is almost within $\pm 10\%$ for almost all the stations and decreases to almost $\pm 5\%$ above 23 km. Below 21 km, GOMOS data shows increasing variability with decreasing altitude and increasing positive bias compared to SHADOZ in the tropics. We recommend using GOMOS measurements with caution below 21 km in the tropics.

Acknowledgements. The LACy (Laboratoire de l'Atmosphère et des Cyclones) is supported by INSU (Institut National des Sciences de l'Univers), a CNRS institut, and by the Regional Council of Réunion (Conseil Régional de La Réunion). The present work is part of the Regional COMPTRAST programme. ENVISAT is an ESA mission and GOMOS is an ESA funded instrument.

The authors thank the GOMOS team and SHADOZ network for providing the ozone profiles used in this work. We also acknowledge the European Space Agency (ESA), Centre National d'Etudes Spatiales (CNES) and the European Commission within the SCOUT-O3 project (contract 505390-GOCECT-2004) for their support. We thank Anna Asperti for language correction in the manuscript. The development of the Basic ENVISAT Atmospheric Toolbox is primarily funded by the European Space Agency (ESA).

Edited by: M. Van Roozendael



The publication of this article is financed by CNRS-INSU.

References

- Beuchner, H., El Amroui, L., Semane, N., Masart, S., Vidyarabha Charyulu, D., Hauchecorne, A., and Peuch, V. H.: Examination of the 2002 major warming in the southern hemisphere using ground based and Odin/SMR assimilated data: stratospheric ozone distributions and tropic midlatitude exchange, *Can. J. Phys.*, 85, 1287–1300, 2007.
- Bertaux, J. L., Kyrölä, E., and Wehr, T.: Stellar occultation technique for atmospheric ozone monitoring: GOMOS on Envisat, *Earth Observation Quarterly*, 67, 17–20, 2000.
- Bertaux, J. L., Hauchecorne, A., Delandier, F., Cot, C., Kyrölä, E., Fussen, D., Tamminen, J., Leppelmäier, G. W., Sofieva, V., Hassinen, S., d'Andon, O. F., Barrot, G., Mangin, A., Theodora, B., Guirlet, M., Korabler, O., Snoonij, P., Koopman, R., and Fraisse, R.: First results on GOMOS/Envisat, *Adv. Space Res.*, 33, 1029–1035, 2004.
- Bocchi, F., Pommerehne, J.-P., Gerzner, A., and Pinharanda, M.: Evaluation of SHADOZ sondes, HALOE and SAGE II ozone profiles at the tropics from SAOZ UV-Vis remote measurements onboard long duration balloons, *Atmos. Chem. Phys.*, 5, 1381–1397, doi:10.5194/acp-5-1381-2005, 2005.
- Bocchi, F. and Pommerehne, J.-P.: Evaluation of ozonesondes, HALOE, SAGE II and III, Odin-OSIRIS and -SMR, and ENVISAT-GOMOS, -SCLAMACHY and -MIPAS ozone profiles in the tropics from SAOZ long duration balloon measurements in 2003 and 2004, *Atmos. Chem. Phys.*, 7, 2671–2690, doi:10.5194/acp-7-2671-2007, 2007.
- Bracher, A., Bovenmann, H., Bramstedt, K., Burrows, J. P., von Clarmann, T., Eichmann, K.-U., Fischer, H., Funke, B., Gil-Lopez, S., Günther, N., Grabowski, U., Höpfner, M., Kaufmann, M., Kellmann, S., Kiefer, M., Koukouli, M. E., Linden, A., Lopez-Puertas, M., Mengistu Tsidu, G., Milz, M., Noël, S., Robau, G., Rozanov, A., Rozanov, V. V., von Savigny, C., Simmler, M., Skupin, J., Steck, T., Stiller, G. P., Wang, D.-Y., Weber, M., and Wurtke, M. W.: Cross comparisons of O₃ and NO₂ measured by the atmospheric ENVISAT instruments GOMOS, MIPAS, and SCLAMACHY, *Adv. Space Res.*, 36, 855–867, doi:10.1016/j.asr.2005.04.005, 2005.
- Clein, G., Baray, J. L., Delmas, R., Dib, R., Leclair de Belleuse, J., Keckhut, P., Posty, F., Metzger, J. M., and Cammas, J. P.: Tropospheric ozone climatology at two Southern Hemisphere tropical/subtropical sites, (Reunion Island and Irene, South Africa) from ozonesondes, LIDAR, and in situ aircraft measurements, *Atmos. Chem. Phys.*, 9, 1723–1734, doi:10.5194/acp-9-1723-2009, 2009.
- Dupuy, E., Walker, K. A., Kaz, J., Boone, C. D., McElroy, C. T., Bernath, P. F., Drummond, J. R., Skelton, R., McLeod, S. D., Hughes, R. C., Newlin, C. R., Dufour, D. G., Zou, J., Nichitina, F., Strong, K., Baron, P., Berville, R. M., Blumenstock, T., Bodker, G. E., Borsdorff, T., Bourassa, A. E., Bovenmann, H., Boyd, I. S., Bracher, A., Brogniez, C., Burrows, J. P., Catoire, V., Ceccherini, S., Chabrillat, S., Christensen, T., Coffey, M. T., Cortesi, U., Davies, J., De Clercq, C., Degenstein, D. A., De Mezière, M., Demoulin, P., Dodion, J., Furanski, B., Fischer, H., Forbes, G., Froidevaux, L., Fussen, D., Gerard, P., Godin-Beekmann, S., Goutail, F., Granville, J., Griffith, D., Haley, C. S., Hannigan, J. W., Höpfner, M., Jin, J. J., Jones, A., Jones, N. B., Jucks, K., Kagawa, A., Kasai, Y., Kerzenmacher, T. E., Kleinböhl, A., Klekocink, A. R., Kramer, I., Kellmann, H., Kottipurath, J., Kyrölä, E., Lambert, J.-C., Livesey, N. J., Llewellyn, E. J., Lloyd, N. D., Mahieu, E., Manney, G. L., Marshall, B. T., McConnell, J. C., McCormick, M. P., McDermid, I. S., McHugh, M., McLinden, C. A., Mellqvist, J., Mizutani, K., Murayama, Y., Murtagh, D. P., Oelhaf, H., Parrish, A., Petalina, S. V., Piccolo, C., Pommerehne, J.-P., Randall, C. E., Robert, C., Roth, C., Schneider, M., Senten, C., Steck, T., Strandberg, A., Strawbridge, K. B., Sussman, R., Swart, D. P. J., Tarasick, D. W., Taylor, J. R., Tétard, C., Thomason, L. W., Thompson, A. M., Tully, M. B., Urban, J., Vanhellemont, F., Vigoureux, C., von Clarmann, T., von der Gathen, P., von Savigny, C., Waters, J. W., Witte, J. C., Wolff, M., and Zwozdy, J. M.: Validation of ozone measurements from the Atmospheric Chemistry Experiment (ACE), *Atmos. Chem. Phys.*, 9, 287–343, doi:10.5194/acp-9-287-2009, 2009.
- Fortuin, J. P. F. and Kelder, H.: An ozone climatology based on ozonesonde and satellite measurements, *J. Geophys. Res.*, 103(D24), 31709–31734, 1998.
- Hocke, K., Kämpfer, N., Ruffieux, D., Froidevaux, L., Parrish, A., Boyd, I., von Clarmann, T., Steck, T., Timofeyev, Y. M., Polyakov, A. V., and Kyrölä, E.: Comparison and synergy of stratospheric ozone measurements by satellite limb sounders and the ground-based microwave radiometer SOMORA, *Atmos. Chem. Phys.*, 7, 4117–4131, doi:10.5194/acp-7-4117-2007, 2007.
- Johnson, B. J., Olmans, S. J., Vömel, H., Deshler, T., Kroger, C., and Smit, H. G. J.: ECC ozonesonde pump efficiency measurements and sensitivity tests of buffered and unbuffered sensor solutions, *J. Geophys. Res.*, 107(D19), 4393, doi:10.1029/2001JD000557, 2002.
- Kyrölä, E., Tamminen, J., Leppelmäier, G. W., Sofieva, V., Hassinen, S., Bertaux, J.-L., Hauchecorne, A., Delandier, F., Cot, C., Korabler, O., Humbise, O., Barrot, G., Mangin, A., Theodora, B., Guirlet, M., Etanchand, F., Snoonij, P., Koopman, R., Saravdra, L., Fraisse, R., Fussen, D., and Vanhellemont, F.: GOMOS on Envisat: An overview, *Adv. Space Res.*, 33, 1020–1028, doi:10.1016/S0273-1177(03)00590-8, 2004.
- Kyrölä, E., Tamminen, J., Leppelmäier, G. W., Sofieva, V., Hassinen, S., Bertaux, J.-L., Hauchecorne, A., Delandier, F., Fussen, D., Vanhellemont, F., Fanton d'Andon, O., Barrot, G., Mangin, A., Theodora, B., Guirlet, M., Snoonij, P., Koopman, R., Saravdra, L., and Meijer, Y. J.: Nighttime ozone profiles in the stratosphere and mesosphere by the Global Ozone Monitoring by Occultation of Stars on Envisat, *J. Geophys. Res.*, 111, D24306, doi:10.1029/2006JD00577193, 2006.
- Kyrölä, E., Tamminen, J., Sofieva, V., Bertaux, J.-L., Hauchecorne, A., Delandier, F., Fussen, D., Vanhellemont, F., Fanton d'Andon, O., Barrot, G., Mangin, A., Guirlet, M., Saravdra, L., Snoonij, P., Fehr, T., Meijer, Y., and Fraisse R.: Global distribution of ozone vertical profiles from GOMOS measurements 2002–2006,

- in: Proceedings of the "Envisat Symposium 2007", Montreux, Switzerland 23–27 April 2007 (ESA SP-636, July 2007).
- Lamsal, L. N., Weber, M., Tellmann, S., and Burrows, J. P.: Ozone column classified climatology of ozone and temperature profiles based on ozonesonde and satellite data, *J. Geophys. Res.*, 109, D20304, doi:10.1029/2004JD004680, 2004.
- Logan, J. A., Jones, D. B. A., Megretskaja, I. A., Oltmans, S. J., Johnson, B. J., Vomel, H., Randel, W. J., Kimani, W., and Schmidlin, F. J.: Quasi-biennial oscillation in tropical ozone as revealed by ozonesonde and satellite data, *J. Geophys. Res.*, 108(D8), 4244, doi:10.1029/2002JD002170, 2003.
- Liu, X., Chance, K., Storis, C. E., Kurosu, T. P., and Newchurch, M. J.: Intercomparison of GOME, ozonesondes, and SAGE II measurements of ozone: Demonstration of the need to homogenize available ozonesonde data sets, *J. Geophys. Res.*, 111, D14305, doi:10.1029/2005JD006718, 2006.
- Liu, Y., Cai, Z., and Kyrölä, E.: Comparison of ENVISAT GOMOS and MIPAS ozone profiles with balloon sonde measurements from Beijing, in: Proceedings of the Dragon 1 Programme Final Results 2004–2007, Beijing, PR. China 21–25 April 2008 (ESA SP-655, April 2008), 2008.
- McPeters, R. D., Labow, G. J., and Logan, J. A.: Ozone climatological profiles for satellite retrieval algorithms, *J. Geophys. Res.*, 112, D05308, doi:10.1029/2005JD006823, 2007.
- Meijer, Y. J., Swart, D. P. J., Allart, M., Andersen, S. B., Bodékar, G., Boyd, I., Braaten, G., Calisei, Y., Claude, H., Dorokhov, V., von der Gathen, P., Gil, M., Godin-Beekmann, S., Goutail, F., Hansen, G., Karpetchko, A., Keckhut, P., Kelder, H. M., Koolemeijer, R., Kots, B., Koopman, R. M., Kopp, G., Lambert, J.-C., Leblanc, T., McDermid, I. S., Pal, S., Schen, H., Stubi, R., Suortti, T., Vincent, G., and Yela, M.: Pole-to-pole validation of Envisat GOMOS ozone profiles using data from ground-based and balloon sonde measurements, *J. Geophys. Res.*, 109, D23305, doi:10.1029/2004JD004834, 2004.
- Rauzet, J., Berthet, G., Brogniez, C., Catoire, V., Fussen, D., Goutail, F., Oelhaf, H., Pommerehne, J., Roscoe, H. K., Wetzel, G., Chartier, M., Robert, C., Balais, J., Verwarda, C., Anriol, F., Francois, P., Geubicher, B., and Wursteisen, P.: Validation of GOMOS-Envisat vertical profiles of O_3 , NO_2 , NO_3 , and aerosol extinction using balloon-borne instruments and analysis of the retrievals, *J. Geophys. Res. (Space Physics)*, 113, A02302, doi:10.1029/2007JA012345, 2008.
- Semane, N., Bencherif, H., Morel, B., Huchacorne, A., and Diab, R. D.: An unusual stratospheric ozone decrease in the Southern Hemisphere subtropics linked to isentropic air-mass transport as observed over Irene (25.5° S, 28.1° E) in mid-May 2002, *Atmos. Chem. Phys.*, 6, 1927–1936, doi:10.5194/acp-6-1927-2006, 2006.
- Shepherd, T. G.: The middle atmosphere, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 62, 1587–1601, 2000.
- Sivakumar, V., Portafix, T., Bencherif, H., Godin-Beekmann, S., and Baldy, S.: Stratospheric ozone climatology and variability over a southern subtropical site: Reunion Island (21° S; 55° E), *Ann. Geophys.*, 25, 2321–2334, doi:10.5194/angeo-25-2321-2007, 2007.
- Sofieva, V. F., Tamminen, J., Haeiro, H., Kyrölä, E., and Lehtinen, M.: Ozone profile smoothness as a priori information in the inversion of limb measurements, *Ann. Geophys.*, 22, 3411–3420, doi:10.5194/angeo-22-3411-2004, 2004.
- Sofieva, V. F., Kan, V., Dalaudier, F., Kyrölä, E., Tamminen, J., Bertaux, J.-L., Huchacorne, A., Fussen, D., and Vanhellemont, F.: Influence of scintillation on quality of ozone monitoring by GOMOS, *Atmos. Chem. Phys.*, 9, 9197–9207, doi:10.5194/acp-9-9197-2009, 2009.
- Tamminen, J., Karhu, J. A., Kyrölä, E., Hassinen, S., Kyrö, E., Karpetchko, A. Y., and Piacentini, E.: GOMOS Ozone Profiles at High Latitudes: Comparison with Marambio and Sodankylä Sunde Measurements, in: *Atmosphere and Climate, Studies by Occultation Methods*, Springer Berlin Heidelberg, doi:10.1007/3-540-34121-8, 2006.
- Tamminen, J., Kyrölä, E., Sofieva, V. F., Laine, M., Bertaux, J.-L., Huchacorne, A., Dalaudier, F., Fussen, D., Vanhellemont, F., Fenton-d'Andon, O., Barrot, G., Mangin, A., Guillet, M., Blamot, L., Fehr, T., Saavedra de Mignel, L., and Freisse, R.: GOMOS data characterization and error estimation, *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, 10, 6755–6796, doi:10.5194/acpd-10-6755-2010, 2010.
- Thompson, A. M., Witte, J. C., McPeters, R. D., Oltmans, S. J., Schmidlin, F. J., Logan, J. A., Fujiwara, M., Kirchhoff, V. W. J. H., Posny, F., Cozzes, G. J. R., Hoegger, B., Kawakami, S., Ogawa, T., Johnson, J. B., Vomel, H., and Labow, G.: 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.*, 108, 8238, doi:10.1029/2001JD000967, 2003a.
- Thompson, A. M., Witte, J. C., Smit, H. G. J., Oltmans, S. J., Johnson, J. B., Kirchhoff, V. W. J. H., and Schmidlin, F. J.: Southern Hemisphere Additional Ozonesondes (SHADOZ) 1998–2004 tropical ozone climatology: 3. Instrumentation, station-to-station variability, and evaluation with simulated flight profiles, *J. Geophys. Res.*, 112, D03304, doi:10.1029/2005JD007042, 2007.
- Varrone, P. T., Kyrölä, E., Tamminen, J., Funke, B., Gil-Lopez, S., Kaufmann, M., Lopez-Puertas, M., Clarmann, T. v., Stiller, G., Grabowski, U., and Höpfner, M.: A comparison of nighttime GOMOS and MIPAS ozone profiles in the stratosphere and mesosphere, *Adv. Space Res.*, 36, 958–966, 2005.
- Witte, J. C., Schoeberl, M. R., Douglass, A. R., and Thompson, A. M.: The Quasi-biennial Oscillation and annual variations in tropical ozone from SHADOZ and HALOE, *Atmos. Chem. Phys.*, 8, 3929–3936, doi:10.5194/acp-8-3929-2008, 2008.
- WMO, Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2006, World Meteorological Organization, Global Ozone Research and Monitoring Project, Report No. 50, Switzerland, 2007.

Liste des figures

Figure 1.1 : Structure thermique des couches atmosphériques. D’après Brasseur and Solomon (2005).	11
Figure 1.2 : Profil vertical de l’ozone (en pression partielle, mPa) en fonction de l’altitude. Source : « <i>Earth Observing System (EOS) Science Plan</i> », Chapitre 7, Ozone et chimie stratosphérique.	13
Figure 1.3 : Schéma de principe de la chimie stratosphérique et son lien à l’ozone. D’après Brasseur et al. (1999).	15
Figure 1.4 : Diagramme schématique illustrant la photodissociation des CFC et la destruction catalytique de l’ozone dans la moyenne et haute stratosphère. Ce dessin illustre seulement les processus majeurs qui transportent les CFC et les autres gaz selon une circulation méridienne moyenne. La circulation de Brewer-Dobson illustre l’écoulement moyen (flèches noirs). D’après Solomon, (1999).	16
Figure 1.5 : Représentation schématique des principales régions atmosphériques et des processus dynamique en fonction de la latitude et de l’altitude. Les lignes épaisses représentent les barrières dynamiques et les lignes fines représentent les isentropes. En-dessous de la surface isentrope 380 K (« <i>middle world</i> ») dans les régions extratropicales, la ligne épaisse représente la tropopause. Au- dessus de la surface isentrope 380K (« <i>overworld</i> »), les surfaces isentropes sont entièrement situées dans la stratosphère. D’après Haynes and Shuckburgh, (2000).	18
Figure 1.6 : Illustration de la circulation de Brewer-Dobson et de la distribution de l’ozone stratosphérique (en mol.cm ⁻³) en fonction de la latitude. La circulation de Brewer-Dobson est représentée par les flèches noires. La distribution de l’ozone provient des mesures de l’instrument OSIRIS (Optical Spectrograph and InfraRed Imager System) effectuées en mars 2004 sur le satellite Odin. La circulation à grande échelle est forcée par la propagation d’ondes depuis la troposphère (flèches oranges), principalement dans l’hémisphère d’hiver. C’est le déferlement d’ondes de Rossby qui crée une pompe extratropicale (« <i>pump</i> »). La circulation influence fortement la distribution de l’ozone en le transportant de sa région source (haute stratosphère tropicale) vers la basse stratosphère des hautes latitudes. D’après Shaw and Shepherd, (2008).	19
Figure 1.7 : Profil vertical moyen de l’ozone (en pression partielle, mPa) mesuré à partir de sondes ozone au mois d’Octobre à la station Amundsen-Scott du Pôle Sud entre 1962 et 1971 (trait bleu) et entre 1992 et 2001 (trait vert). Le trait rouge montre le profil mesuré le 2 Octobre 2001. On observe le maximum printanier normal avant les années 80. Après 1980, au mois d’octobre, le trou d’ozone est formé et l’ozone est presque complètement détruit entre 14 et 20 km d’altitude. D’après WMO, (2007).	21
Figure 1.8 : Illustration du trou d’ozone en Antarctique, le 4 Octobre 2004, à partir d’observations mesurées par l’instrument OMI (Ozone Monitoring Instrument) embarqué sur Aura. Le trou d’ozone est la région où la colonne totale d’ozone (en DU) atteint une valeur inférieure ou égale à 220 DU. Source : http://ozonewatch.gsfc.nasa.gov/facts/hole.html	22
Figure 1.9 : Illustration de l’anomalie annuelle de la colonne totale d’ozone par rapport à son niveau de 1980, moyennée entre 60° N et 60°S (en haut), et de la valeur de la colonne d’ozone minimum en Antarctique (en bas). Le trait et les points rouges correspondent aux observations. La bande bleue délimite la gamme des prévisions numériques à l’horizon 2050. D’après WMO, (2007).	23
Figure 1.10 : Distribution moyenne de rapport de mélange de protoxyde d’azote (N ₂ O, en ppbv : partie par milliard par volume) entre le 1 ^{er} Septembre et 20 Septembre 1992, calculée à partir des observations de CLAES (The Cryogenic Limb Array Etalon Spectrometer) embarqué sur UARS	

(Upper Atmosphere Research Satellite) en fonction de l'altitude et la latitude. Les flèches noires indiquent la circulation stratosphérique moyenne et la flèche horizontale indique la zone de mélanges quasi-horizontaux induits par les ondes. D'après Randel et al. (1993).	25
Figure 1.11 : Carte de vorticité potentielle issue du modèle d'advection à haute résolution MIMOSA (Modélisation Isentrope du transport Méso-échelle de l'Ozone Stratosphérique par Advection) montrant la présence d'une langue d'air polaire au sud de la France (OHP : Observatoire de Haute-Provence), le 5 Décembre 1997 à 440K. D'après Godin et al. (2002).	26
Figure 1.12 : Représentation schématique de la propagation d'un filament à l'extérieur du vortex polaire Arctique. a) Illustration du vortex polaire à l'aide de contours de vorticité potentielle sur les niveaux isentropes : 440, 500, 600, 850, 1100 et 1300K, le 2 janvier 1992. b) Illustration de l'évolution du vortex 10 jours plus tard et de la formation d'un filament au-dessus de 600K. c) Cartes à projection orthographique des résultats de la figure (b) sur les différents niveaux isentropes. D'après Schoeberl and Newman (1995).	28
Figure 1.13 : Profil vertical issue d'une mesure lidar enregistrée la nuit du 4 Décembre 1997 au-dessus de l'OHP et correspondant au passage du filament polaire de la figure 1.11. Il indique une couche enrichie (<i>lamina</i>) en ozone (en mol.cm ⁻³) à 440K. les traits pointillés correspondent au même profil à ±1σ. Les traits épais correspondent à la moyenne des valeurs issues des mesures lidar à ±1σ du mois de Décembre 1997. D'après Godin et al. (2002).	29
Figure 2.1 : Illustration du satellite ENVISAT et d'une occultation de l'instrument GOMOS (vue d'artiste). Source : https://agora.fmi.fi/display/REMOTE/GOMOS	30
Figure 2.2 : Vue d'artiste de l'instrument GOMOS. D'après (Ratier et al., 1999).	31
Figure 2.3 : Système de détection de l'instrument GOMOS. D'après ESA, (2007).	32
Figure 2.4 : Principe de mesure de l'instrument GOMOS sur ENVISAT par occultation stellaire. D'après (Bertaux et al., 2010).	33
Figure 2.5 : Illustration de l'instrument MLS embarqué sur le satellite Aura. D'après Schoerberl et al. (2006).	36
Figure 2.6 : Positionnement géographique des stations SHADOZ dans l'Hémisphère Sud. Les profils d'ozone sont obtenus au-dessus des 8 sites sélectionnés (cercles noirs), d'Ouest vers l'Est : Samoa, Natal, Ascension, Irène, Nairobi, La Réunion, Java et Fiji. La zone de sélection des profils GOMOS (±5°, ±10°) est également représenté (carrés en pointillés noirs). D'après Mzé et al. (2010).	39
Figure 2.7 : Evolution de la forme d'un ensemble de particules fluides marquées et formant initialement un damier (à droite, diagrammes a à e) sous l'effet d'un champ de déformation bidimensionnel (à gauche). En pratique, la déformation peut être considérée comme irréversible. D'après Andrews et al. (1987).	42
Figure 2.8 : Cartes d'APV (<i>Advection Potential Vorticity</i>) en projection stéréographique polaire sur la surface isentrope 700 K simulée par le modèle à haute résolution MIMOSA, le 16 avril 2008 à 12:00 UT. La APV est en unité 10 ⁻⁶ K.m ² .kg ⁻¹ .s ⁻¹ (PVU). La croix noire représente la station des Kerguelen. Figure extraite de Bencherif et al. (2011).	43
Figure 3.1 : (a) Distribution des 162 profils de rapport de mélange de l'ozone GOMOS (en ppmv : partie par million par volume) du mois de Janvier sur la période 2002-2008 au-dessus de La Réunion. (b) Erreurs associées (%) aux profils GOMOS de la figure (a).	48
Figure 3.2 : Différences relatives (en %) entre les estimateurs pour le mois de Janvier sur la période 2002-2008 au-dessus de La Réunion. Sont présentées les différences entre la moyenne et la médiane des profils GOMOS (trait noir). Sont également présentées les différences entre la moyenne pondérée et la médiane des profils GOMOS (croix rouges). Enfin, les différences entre la médiane pondérée et la médiane des profils GOMOS sont aussi illustrées (cercles bleus).	50

Figure 3.3 : Distribution de l'ensemble des mesures GOMOS (points noirs) du mois de Janvier sur la période 2002-2008 au-dessus de La Réunion, superposée à la médiane (trait épais noir) en rapport de mélange (ppmv). Les 25 th et 75 th percentiles sont également présentés (traits fins noir). A noter que la médiane est aussi appelé le 50 th percentile.	52
Figure 3.4 : Différences relatives (en %) entre les estimateurs pour la période 2002- 2008 au-dessus de La Réunion. On a présenté les différences entre la moyenne et la médiane des profils GOMOS (traits noirs). Sont également présentées les différences entre la moyenne pondérée et la médiane des profils GOMOS (traits rouges). Enfin, les différences entre la médiane pondérée et la médiane des profils GOMOS sont aussi illustrées (traits bleus).	53
Figure 3.5 : Positionnement géographique du site de La Réunion et des 15 occultations GOMOS (croix bleu) du mois de juin 2004. L'occultation du 28/06/04 (croix rouge) est collocalisée à un radiosondage SHADOZ lancé le même jour à 08:18 UT.	54
Figure 3.6 : (a) Distribution de l'ensemble des profils de rapport de mélange de l'ozone (en ppmv) de GOMOS pour le mois de Juin 2004 au dessus de La Réunion. (b) Distribution des erreurs (%) associées aux observations GOMOS pour le même mois.	55
Figure 3.7 : Distribution de l'ensemble des mesures de rapport de mélange d'ozone (ppmv) GOMOS (points noirs) du mois de Juin 2004 au-dessus de La Réunion, superposée à la médiane (trait épais noir). Les 25 th et 75 th percentiles sont également présentés (traits fins noirs).	56
Figure 3.8 : Profils verticaux d'ozone GOMOS (trait bleu) et SHADOZ (trait noir) du 28/06/04 au-dessus de La Réunion entre 0 km et 50 km.	57
Figure 3.9 : (a) Comparaison des profils verticaux d'ozone GOMOS (trait bleu) et SHADOZ (trait noir) du 28/06/04 au-dessus de La Réunion. (b) Différence relative (%) entre les deux profils d'ozone (trait rouge). La comparaison se fait sur l'intervalle 15-30 km.	58
Figure 3.10 : Distribution mensuelle du nombre d'occultations GOMOS (barres noires) et de profils SHADOZ (barres blanches) soumis aux critères de sélection et de qualité au-dessus des 8 stations SHADOZ. GOMOS couvre la période 2002-2008 tandis que SHADOZ couvre la période 1998-2008. D'après Mze et al. (2010).	60
Figure 3.11 : Evolutions des médianes mensuelles du rapport de mélange de l'ozone (en ppmv) issues des observations de nuit GOMOS au-dessus des 8 stations SHADOZ. Les contours sont espacés de 1 ppmv. Les blancs indiquent l'absence de données. D'après Mze et al. (2010).	61
Figure 3.12 : Variabilité de l'ozone (en %) à partir des observations GOMOS au dessus des 8 stations SHADOZ. La variabilité est définie comme le rapport entre l'écart interquartile (<i>iqr</i>) et la médiane (q_2). Les blancs indiquent l'absence de données. Les contours sont espacés de 5%. D'après Mze et al. (2010).	63
Figure 3.13 : Distributions mensuelles des différences relatives (en %) entre les observations GOMOS et les mesures SHADOZ (ces différences sont basées sur des comparaisons mensuelles). Les contours sont espacés de 5%. D'après Mze et al. (2010).	67
Figure 3.14 : Médiane (traits noirs continus) et moyenne (traits pointillés noirs) de l'ensemble des différences relatives (en %) entre GOMOS et SHADOZ. Les traits fins indiquent le 25 th et 75 th percentile, i.e., le premier et troisième quartile des différences relatives. La zone ombrée (en gris) représente l'intervalle $\pm 5\%$. D'après Mze et al. (2010).	68
Figure 3.15 : Positionnement géographique des occultations GOMOS (points bleus) comparées aux mesures SHADOZ au dessus des 3 stations : Natal, Fiji et Irène (cercles rouges). Les observations GOMOS sont sélectionnées à partir du critère temporel $\pm 12h$ et des critères spatiaux : $\pm 5^\circ$ en latitude et $\pm 10^\circ$ en longitude de 2002 à 2008. D'après Mze et al. (2010).	71
Figure 3.16 : Comparaisons des résultats issus des méthodes avec et sans le critère de temporel au dessus de Natal, Fiji et Irène. Dans la légende, « méthode #1 » (traits bleus) indique les différences	

moyennes (en %) entre les paires de profils coïncidents de GOMOS et SHADOZ ; et « méthode #2 » (traits noirs) indiquent la méthode appliquée sans le critère temporel. Les barres d'erreurs représentent l'erreur liée au calcul de la moyenne des différences (σ_N). Le nombre de paires de profil coïncident utilisé à chaque altitude pour la « méthode #1 » est indiqué sur l'axe vertical. D'après Mze et al. (2010).....	72
Figure 3.17 : Répartition des valeurs des champs « statut, qualité et convergence et précision » pour les observations MLS O ₃ mesurées le 13 Octobre 2004.	77
Figure 3.18 : Répartition des valeurs des champs « statut, qualité et convergence et précision » pour les observations MLS T mesurées le 13 Octobre 2004.	79
Figure 3.19 : Positionnement géographique du site de La Réunion. On a également représenté le positionnement des 31 occultations GOMOS (cercles bleus) et des 148 profils MLS (croix noirs) du mois de Mai 2008.....	80
Figure 3.20 : (a) Distribution des profils verticaux de rapport de mélange de l'ozone (en ppmv) de MLS pour le mois Mai 2008 au-dessus de La Réunion. (b) Distribution de la précision (en ppmv) associée.	81
Figure 3.21 : Distribution de l'ensemble des mesures MLS (points noirs) du mois de Mai 2008 au-dessus de La Réunion, superposée à la moyenne (trait épais noir) du rapport de mélange de l'ozone (en ppmv). L'écart-type à $\pm 1\sigma$ est également représenté (traits fins noir).....	82
Figure 3.22 : Comparaison des profils d'ozone (en ppmv) GOMOS (traits bleus) et MLS (traits noirs) en Mai 2008 au-dessus de La Réunion.....	83
Figure 3.23 : Différences relatives (%) entre les profils d'ozone MLS et GOMOS (traits noirs) de la figure 3.22. La comparaison se fait sur l'intervalle 100-1 hPa.....	84
Figure 3.24 : Exemple de distribution des valeurs de SZA des profils MLS enregistrés au-dessus de La Réunion en Septembre de 2004 à 2008 (711 profils), en tenant compte du critère sur le limbe (SZA > 105°).	88
Figure 3.25 : Répartition mensuelle du nombre de profils MLS (barres blanches) et GOMOS (barres noires), selon les critères de sélection et de qualité choisis au-dessus des 8 stations SHADOZ. GOMOS couvre la période 2002-2008 tandis que MLS couvre la période 2004-2008.	89
Figure 3.26 : Evolutions des moyennes mensuelles du rapport de mélange de l'ozone (en ppmv) issues des observations de nuit MLS au-dessus des 8 stations SHADOZ. Les contours sont espacés de 1 ppmv.	90
Figure 3.27 : Variabilité de l'ozone (en %) à partir des observations de nuit MLS au-dessus des 8 stations SHADOZ. La variabilité est définie comme le rapport entre l'écart type (σ) et la moyenne. Les contours sont espacés de 5%.	92
Figure 3.28 : Distributions mensuelles des différences relatives (en %) entre les observations MLS et les mesures GOMOS (ces différences sont basées sur des comparaisons mensuelles). Les contours sont espacés de 5%.	94
Figure 3.29 : Médiane (traits noirs) et moyenne (traits pointillés noirs) de l'ensemble des différences relatives (en %) entre MLS et GOMOS. Les traits fins indiquent le 25 th et 75 th percentile, i.e., le premier et troisième quartile des différences relatives. La zone ombrée (en gris) représente l'intervalle $\pm 5\%$	95
Figure 3.30 : Diagrammes de Taylor (version normalisée) sur les données climatologiques d'ozone des instruments GOMOS et MLS au-dessus des stations équatoriales. Niveaux sélectionnés : 68.12 hPa (1), 46.41 hPa (2), 31.62 hPa (3), 10 hPa (4), 4.64 hPa (5) et 2.15 hPa (6). Pour chaque niveau, le coefficient de corrélation (R), le RMSD centré et normalisé (E') et les écarts-types normalisés sont représentés sur le graphe polaire. On a choisi de ne pas représenter le niveau 68.12 hPa pour les sites d'Ascension et de Java car on y observe une corrélation négative.....	99

Figure 3.31 : Idem que la figure 3.30, pour les stations tropicales : Samoa, Fiji, Réunion et Irène. ...	100
Figure 4.1 : Distributions mensuelles de l'altitude limite (en km) détectée pour chaque station (carrée bleu). Le seuil choisi sur les différences relatives mensuelles pour la détection de l'altitude limite est de 20%. La moyenne (trait noir) et l'écart-type des distributions mensuelles des niveaux d'altitudes limites sont également représentés.	104
Figure 4.2 : Diagrammes de Tukey (aussi appelés diagrammes en boîtes ou boîtes à moustaches) représentant la distribution des altitudes limites (en km) calculées pour chaque station. La médiane (q_2 ou 50 th percentile, en rouge), le premier quartile (q_1 ou 25 th percentile) et le troisième quartile (q_3 ou 75 th percentile) sont représentés (en bleu). Les extrémités des « moustaches » représentent les valeurs adjacentes. L'extrémité inférieure est la valeur minimale qui est supérieure à la frontière basse. L'extrémité supérieure est la valeur maximale qui est inférieure à la frontière haute. Les frontières basses et hautes étant définies par les relations $q_1 - 1.5 * iqr$ et $q_3 + 1.5 * iqr$ (aussi appelés valeurs pivots). Les valeurs atypiques ou « outliers » sont également représentées (valeurs extérieures : cercles rouge).	105
Figure 4.3 : Résumé des valeurs moyennes d'altitude limite (en km) calculées à partir de la méthode directe (cercles noirs) et de la méthode indirecte (croix noirs) sur chaque station en fonction de la latitude (en °) dans l'hémisphère sud. La zone ombrée (en rose) est la région limitée à 20-21 km où la qualité des mesures GOMOS se dégrade.	107
Figure 4.4 : Exemple de détection de l'altitude limite sur Natal, Fiji et Irène. L'altitude limite (carrée bleu) est l'altitude minimale qui reporte une différence relative strictement inférieure à 20%.	108
Figure 4.5 : Histogrammes sur les occurrences d'altitudes limites détectées pour chaque station. On compte 64 profils sur Natal, 30 sur Fiji et 47 sur Irène. La moyenne (trait noir) et l'écart-type des distributions des niveaux d'altitudes limites sont également représentés. Le seuil choisi sur les différences relatives pour la détection de l'altitude limite est de 20%.	109
Figure 4.6 : Diagrammes de Tukey sur la distribution des altitudes limite (en km) calculées sur chaque station.	110
Figure 4.7 : Exemples de comparaison entre les profils GOMOS (trait pointillé) et SHADOZ (trait plein) sur les stations (Natal, Fiji et Irène). Le cercle bleu représente le maximum de concentration du profil SHADOZ et le cercle rouge représente le maximum de concentration du profil GOMOS.	113
Figure 4.8 : Valeurs moyennes des décalages sur l'estimation de l'altitude (en km) en fonction de la latitude (en °) au dessus de Natal, Fiji, Irène. Les incertitudes à $\pm 1\sigma$ (barre rouge) sont représentées.	114
Figure 4.9 : Trajectoires des ballons-sondes équipés d'un système GPS en fonction de l'altitude (en km), de la latitude (en °) et de la longitude (en °) au-dessus du site de La Réunion (cercle rouge) entre Août 2007 et décembre 2008 (22 profils).	118
Figure 4.10 : Distance parcourue (en km) par chaque ballon-sonde en fonction de l'altitude (en km) au-dessus de La Réunion entre Août 2007 et décembre 2008.	119
Figure 4.11 : Différences relatives d'O ₃ (en %) entre les profils coïncidents GOMOS et SHADOZ sur trois niveaux (22 km, 25 km et 28 km) au-dessus de trois sites (Natal, Fiji et Irène) en fonction de la distance horizontale entre GOMOS et le site d'observation. Le nombre de profils par niveau est indiqué entre parenthèse en haut à droite de chaque graphique.	120
Figure 4.12 : Dépendance des différences relatives d'O ₃ (en %) en fonction de la distance horizontale entre les profils coïncidents GOMOS et SHADOZ sur trois niveaux (22 km, 25 km et 28 km). La médiane des différences relatives de chaque intervalle de distance est représentée par un trait continu bleu. La dispersion (écart interquartile) est représentée par des pointillés bleus. Le nombre de profils coïncidents (*100) est représenté par un trait vert.	122

Figure 4.13 : Incertitude sur la médiane des différences relatives d'O ₃ (en %) en fonction de la distance entre les profils coïncidents GOMOS et SHADOZ sur trois niveaux (22 km, 25 km et 28 km). Le nombre de profils coïncidents (*100) est représenté par un trait vert.	122
Figure 4.14 : Différences relatives d'O ₃ (en %) entre les profils coïncidents GOMOS et SHADOZ sur trois niveaux (22 km, 25 km et 28 km) au-dessus de deux sites (Natal et Irène) en fonction de l'écart temporel. Le nombre de profils par niveau est indiqué entre parenthèse en haut à droite de chaque graphique.	124
Figure 4.15 : Dépendance des différences relatives d'O ₃ (en %) en fonction de l'écart temporel entre les profils coïncidents GOMOS et SHADOZ sur trois niveaux (22 km, 25 km et 28 km). La médiane des différences relatives de chaque intervalle de temps est représentée par un trait continu bleu. La dispersion (écart interquartile) est représentée par des pointillés bleus. Le nombre de profils coïncidents (*100) est représenté par un trait vert.	125
Figure 4.16 : Incertitude sur la médiane des différences relatives d'O ₃ (en %) en fonction de l'écart temporel entre les profils coïncidents GOMOS et SHADOZ sur trois niveaux (22 km, 25 km et 28 km). Le nombre de profils coïncidents (*100) est représenté par un trait vert.	126
Figure 4.17 : Distribution verticale des différences relatives d'ozone (en %) entre GOMOS et SHADOZ en fonction de la saison sur les stations de Natal, Fiji et Irène. DJF (Décembre-Janvier-Février), MAM (Mars-Avril-Mai), JJA (Juin-Juillet-Août), SON (Septembre-Octobre-Novembre). La zone ombrée (en gris) symbolise l'intervalle ±10%.	128
Figure 4.18 : Distribution verticale des différences relatives d'ozone (en %) entre GOMOS et SHADOZ en fonction de l'année sur les stations de Natal, Fiji et Irène. La zone ombrée (en gris) symbolise l'intervalle ±10%.	129
Figure 4.19 : Nuages de points de valeurs d'ozone (en ppmv) des profils coïncidents SHADOZ et GOMOS sur Natal, Fiji et Irène à 22 km, 25 km et 28 km. Le nombre de profils par niveau est indiqué entre parenthèses. La droite indique le cas idéal.	130
Figure 4.20 : Evolution temporelle des différences relatives d'O ₃ (en %) entre les profils coïncidents GOMOS et SHADOZ sur trois niveaux (22 km, 25 km et 28 km) de 2002 à 2008. Le nombre de profils par niveau est indiqué entre parenthèse. La droite de tendance (%.an ⁻¹) obtenue par régression linéaire robuste est superposée en bleu.	133
Figure 4.21 : Distribution verticale des tendances sur les différences relatives d'O ₃ entre 21 km et 30 km. Les tendances (%.an ⁻¹ , trait bleu) et les incertitudes à ±2σ (barres bleues horizontales) y sont représentées.	134
Figure 4.22 : Evolution temporelle des niveaux d'altitudes limites sur trois stations (Natal, Fiji et Irène) entre 2002 et 2008. Le nombre de profils coïncidents est indiqué entre parenthèse en haut à gauche de chaque graphique. La droite de tendance obtenue par régression linéaire robuste est superposée en bleu.	136
Figure 5.1 : (a) Profil vertical d'ozone (en mol.cm ⁻³) obtenu à partir de la sonde ozone lancée à 10:20 UT au-dessus d'Irène (25.90°S; 28.22°E) le 13 Octobre 2004 (ligne bleue). Le profil moyen climatologique du mois est superposé (trait épais). Le trait fin représente le même profil à ±1σ. (b) Profil vertical d'ozone d'une occultation GOMOS mesurée le même jour à 22:09 UT (ligne rouge) à la position 26.28°S - 32.34°E. Le profil médian climatologique est superposé (trait épais). Les traits fin représentent les 25 ^{ème} et 75 ^{ème} percentiles du profil médian.	142
Figure 5.2 : Cartes à projection stéréographique polaire d'APV (<i>Advection Potential Vorticity</i>) sur la surface isentrope 430K simulées par le modèle à haute résolution MIMOSA à 12:00 UT. Les cartes représentent les jours suivants : le 1, 3, 5, 7, 10, 11, 12 et 13 Octobre 2004. La croix noire représente le site d'Irène et les positions des occultations GOMOS sont également superposées (points noirs). La APV est en unité 10 ⁻⁶ K.m ² .kg ⁻¹ .s ⁻¹ (PVU). Les fortes valeurs absolues d'APV (i.e., l'air du vortex	

polaire) sont indiquées par l'échelle de couleur bleu tandis que les faibles valeurs absolues d'APV (i.e., air tropical) sont indiquées par l'échelle de couleur rouge.....	145
Figure 5.3 : Idem que la figure 5.2 mais pour le niveau isentropique 450K	146
Figure 5.4 : Coupe verticale d'APV modifié (MAPV en PVU) en fonction de la latitude (en °) et de la température potentielle calculée à partir des sorties MIMOSA du 14 Octobre 2004 (00:00 UT) à la longitude du profil GOMOS (32.34°E). Le cercle blanc indique la latitude du profil GOMOS (26.28°S) près du filament à 430K.....	148
Figure 5.5 : Coupe latitudinale des valeurs absolues d'APV modifiée (MAPV en PVU) calculées à partir des champs MIMOSA le 14 Octobre 2004, à 00:00 UT à 32.34°E, longitude du profil GOMOS (ligne rouge) enregistré le 13 Octobre à 22:09 UT et à la longitude de la station d'Irène (ligne pointillée bleu, à 12:00 UT) aux surfaces isentropes 430K et 450K. Le trait vertical noir représente la latitude du profil GOMOS (26.28°S). Le trait vertical en pointillé noir représente la latitude d'Irène (25.90°S).	149
Figure 5.6 : Profil vertical d'ozone (en mol.cm ⁻³) d'une occultation GOMOS enregistrée le 12 Octobre 2004 à 20:59 UT à proximité du filament (30.82°S; 51.17°E).....	150
Figure 5.7 : Coupe latitudinale des valeurs absolues d'APV modifiée (MAPV en PVU) calculées à partir des champs MIMOSA le 13 Octobre 2004, à 00:00 UT à 51.17°E, longitude du second profil GOMOS enregistré le 12 Octobre 2004 à 20:59 UT (ligne rouge) aux surfaces isentropes 430K et 450K. Le trait vertical noir représente la latitude du profil GOMOS (30.82°S).	151
Figure 5.8 : Trajectoires de MLS/Aura mesurées le 13 octobre 2004 dans l'hémisphère sud (en bleu). La trajectoire passant au plus près de la station d'Irène (croix noir) est représentée en rouge. Chaque point représente une mesure.....	155
Figure 5.9 : Carte d'APV (en PVU) en projection Lambert sur la surface isentrope 430K simulée par MIMOSA le 14 Octobre 2004 à 00:00 UT. La trajectoire de l'orbite MLS/Aura effectuée le 13 Octobre (23:25 UT à 23:49 UT) et passant au plus près de la station d'Irène est superposé (triangles).	156
Figure 5.10 : Observations d'ozone de l'instrument MLS obtenues le 13 Octobre 2004 aux surfaces isentropes 430K (ligne rouge) et 450K (ligne bleue) mesurées sur la trajectoire de MLS/Aura (23:25 UT à 23:49 UT de 1.48°S à 81.80°S).....	158
Figure 6.1 : Répartition mensuelle, par année, du nombre d'occultations GOMOS en fonction de la latitude d'Août 2002 à Août 2009. Les données sont collectées mensuellement sur une grille latitudinale de 10°. Les blancs indiquent l'absence de données. Figure extraite de Kyröla et al. (2010).	164
Figure 6.2 : Répartition des occultations GOMOS en fonction de la latitude pour l'année 2004 sous la condition « dark ». Les données sont collectées par période de 10 jours sur une grille latitudinale de 10°. Les blancs indiquent l'absence de données.	167
Figure 6.3 : Répartition des occultations GOMOS en fonction de la latitude pour l'année 2004 sous les conditions « dark », « twilight+straylight » et « straylight ». Les données sont collectées par période de 10 jours sur une grille latitudinale de 10°.....	169
Figure 6.4 : Distribution du nombre d'occultations GOMOS en 2004. On dispose, en moyenne, d'environ 2000 occultations par période, pour un nombre total de profils, N, égal à 73708.....	169
Figure 6.5 : Ensemble des correspondances entre GOMOS et MIMOSA à 600K pour les deux exemples : (a) période-1, du 21 au 30 janvier et (b) période-2, du 19 au 28 juillet en 2004. Il s'agit ici de profils GOMOS obtenus pour les 2 périodes et pour chaque profil, on recherche et associe une valeur APV la plus proche dans l'espace et dans le temps.....	170
Figure 6.6 : Relation entre le rapport de mélange de l'ozone de GOMOS (axe des ordonnées, en ppmv) et les valeurs APV (axe des abscisses, PVU) correspondantes pour les deux périodes du 21 au 30	

janvier 2004 (en haut) et du 19 au 28 juillet 2004 (en bas) sur 600K. Les courbes vertes représentent les polynômes robustes de degré 4 (à gauche) et 5 (à droite) qui modélisent cette relation.....	172
Figure 6.7 : Répartition des occultations GOMOS selon le nombre de profils enregistrés par intervalle de 20 PVU et par période d'observation pour les niveaux 550K, 600K, et 700K en 2004. Les cellules blanches indiquent l'absence de données.	174
Figure 6.8 : Cartes de rapport de mélange d'ozone (en ppmv) en projection stéréographique polaire sur les surfaces isentropes 700K, 600K et 550K (respectivement de gauche à droite) simulées par le modèle à haute résolution MIMOSA-O ₃ à 12:00 UT. Les cartes représentent les jours suivants : le 25/01, 14/02, 21/07 et 24/09/2004. Les blancs indiquent l'absence de données (valeurs APV issues de MIMOSA et en dehors des limites prédéfinies). A noter que les cartes n'ont pas les mêmes échelles de couleurs. Les fortes valeurs de rapport de mélange d'ozone sont indiquées par l'échelle de couleur rouge, tandis que les faibles valeurs de rapport de mélange d'O ₃ sont indiquées par l'échelle de couleur bleu.....	176
Figure 6.9 : Distribution par station des nombres de profils d'ozone enregistrés sur les 8 stations SHADOZ en 2004.....	177
Figure 6.10 : Evolution journalière des champs d'O ₃ (en ppmv) issus de MIMOSA-O ₃ en 2004 au-dessus des stations SHADOZ au niveau 700K à 12:00 UT. Les sorties MIMOSA-O ₃ issues des polynômes d'ordre 4 et 5 sont représentés, respectivement en bleu et en rouge. Les points noirs représentent les observations par radiosondage SHADOZ coincidents.	178
Figure 6.11 : Idem que pour la figure 6.10, mais pour le niveau iso- θ 600K.....	179
Figure 6.12 : Idem que pour la figure 6.10, mais pour le niveau iso- θ 550K.....	179
Figure 6.13 : Différences relatives (en %) entre les observations de MIMOSA-O ₃ et les mesures SHADOZ au niveau iso- θ 700K (ces différences sont calculées par rapport aux observations SHADOZ). Le nombre de profils coincidents est indiqué entre parenthèse en haut à droite de chaque graphique.	180
Figure 6.14 : Idem que pour la figure 6.13, mais pour le niveau iso- θ 600K.....	181
Figure 6.15 : Idem que pour la figure 6.13, mais pour le niveau iso- θ 550K.....	181
Figure 6.16 : Moyennes des différences relatives entre MIMOSA-O ₃ et SHADOZ en fonction de la latitude des 8 stations à 700K. Les différences calculées à partir des sorties MIMOSA-O ₃ issues des polynômes d'ordre 4 et 5 sont, respectivement, en bleu et en rouge. Les différences moyennes GOMOS/SHADOZ de l'année 2004 sont également représentées (carrés noirs).	182
Figure 6.17 : Idem que pour la figure 6.16, mais pour le niveau iso- θ 600K.....	183
Figure 6.18 : Idem que pour la figure 6.16, mais pour le niveau iso- θ 550K.....	183
Figure 1 : Cartes de rapport de mélange d'ozone (en ppmv) en projection stéréographique polaire sur la surface isentrope 700K, simulée par le modèle à haute résolution MIMOSA-O ₃ à 12:00 UT. La carte représente le 18/10/2004. Les blancs indiquent l'absence de données (valeurs APV issues de MIMOSA et qui sont en dehors des limites prédéfinies).	189
Figure 2 : Positions journalières de la barrière stratosphérique subtropicale sud en fonction de la latitude équivalente calculées à partir du code DYBAL à 600K en 2004. Elles sont calculées à partir du gradient de PV (dPV) et de la longueur de mélange (Le2).	190
Figure A.1 : Relation géométrique entre le coefficient de corrélation R , le RMSD centré E' et les écarts-types σ_f et σ_r des champs « référence » et « test ». D'après Taylor et al. (2001).	219
Figure A.2 : Diagramme de Taylor. La distance radiale à partir de l'origine est proportionnelle à l'écart-type d'un champ (test ou référence). Le RMSD centré entre le test et la référence est proportionnelle à leur distance (dans les mêmes unités que l'écart-type). La corrélation entre les deux champs est donnée par la position azimutale du champ test. D'après Taylor et al. (2001).	220

Figure B.1 : Comparaison entre la méthode des moindres carrées et celle des moindres carrées robuste avec l'estimateur « *Biweight* » sur les différences relatives d'ozone entre GOMOS et SHADOZ sur Natal, Fiji et Irène à 22 km. Les droites de tendances (en $\%.an^{-1}$) sont représentées : en rouge pour la méthode des moindres carrées et en bleu pour la méthode robuste..... 225

Figure B.2 : Facteur de pondération (ou poids) de l'estimateur « *Biweight* » pour la méthode des moindres carrées robustes (*IRLS*) sur les différences relatives d'ozone entre GOMOS et SHADOZ pour Natal, Fiji et Irène à 22km. 226

Abstract

The work presented in this manuscript is devoted to the analysis and the interpretation of observations in the tropics from the stellar occultation instrument GOMOS on board ENVISAT. We mainly focus on O₃ datasets from GOMOS level 2 data processing, version GOPR 6.0cf (and IPF 5.0) between August 2002 and December 2008. A validation study was performed and a satisfactory agreement was observed between GOMOS and SHADOZ in the 21-30 km altitude range.

We recommend using GOMOS measurements with caution below 21 km in the tropics. Furthermore, the altitude registration of the GOMOS profiles is accurate. The O₃ differences between GOMOS and SHADOZ do not depend on the spatial and temporal coincidence criteria. We also evaluate the stability of GOMOS measurements.

A singular isentropic transport event from the Antarctic polar vortex to the subtropics shows the ability of GOMOS to capture and to reproduce ozone structures. Our results illustrate that the ozone enhancement observed in the subtropical lower stratosphere is linked to a polar filament. It originates from the vortex edge region rather than the vortex core during ozone depletion. Finally, analyzing correlations between GOMOS observations and simulations from the high-resolution model MIMOSA, we established a first basis to extract ozone fields from the model.

Keywords: ozone, stratosphere, tropics, satellite, trends, isentropic transport, filament, observations, model.

Résumé

Le travail présenté dans ce manuscrit est consacré à l'analyse et à l'interprétation des observations au-dessus des tropiques de l'instrument à occultation stellaire GOMOS embarqué sur ENVISAT. On se focalise essentiellement sur les données d'O₃ GOMOS de niveau 2 issues du processeur GOPR 6.0cf (et IPF 5.00) entre Août 2002 et Décembre 2008. Une validation des observations GOMOS a été menée et un accord satisfaisant est observé entre GOMOS et SHADOZ de 21 km à 30 km.

Pour les régions tropicales, il est recommandé d'utiliser les mesures GOMOS avec précaution pour les altitudes inférieures à ~21 km. De plus, l'estimation de l'altitude des profils GOMOS est fiable. Les différences relatives calculées entre les profils coïncidents GOMOS et SHADOZ sont indépendantes des variables spatio-temporelles. On étudie également la stabilité des mesures GOMOS.

Un cas d'étude singulier de transport isentropique du vortex polaire en Antarctique vers les sub-tropiques montre qu'on peut étudier des structures et des variations des concentrations de l'ozone, à partir des observations GOMOS. Nos résultats montrent que l'augmentation d'ozone observée dans la basse stratosphère subtropicale est liée à un filament polaire. Celui-ci se produit durant la phase de destruction d'ozone et provient de la périphérie et non pas du cœur du vortex. Enfin, en analysant les corrélations entre les observations du spectromètre GOMOS et les simulations du modèle à haute résolution MIMOSA, nous avons établi une première base pour extraire des champs d'ozone du modèle.

Mots clés : ozone, stratosphère, tropiques, satellite, tendances, transport isentropique, filament, observations, modélisation.