

gen 2000 2151

50376
1998
145

N° d'ordre: 2274

THESE

présentée à

L'UNIVERSITE DES SCIENCES ET TECHNOLOGIES DE LILLE

pour obtenir le titre de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITE

spécialité

LASERS, MOLECULES, RAYONNEMENT ATMOSPHERIQUE

par

Rija RAMANANAHERISOA



"ANALYSE DES MESURES DE L'EXPERIENCE SATELLITAIRE POAM II.

ALGORITHME D'INVERSION ET INTERVALISATION AVEC LES MESURES DE SAGE II"

Soutenu le 5 juin 1998 devant la commission d'examen :

M.	F. DALAUDIER	Chargé de Recherche au CNRS, Service d'Aéronomie	Rapporteur
M.	J. HORNSTEIN	Research Physicist au NRL, Washington DC, USA	Rapporteur
M.	D. FUSSEN	Directeur de Recherche à l'IASB, Bruxelles, Belgique	Examinateur
Mme	J. LENOBLE	Professeur à l'Université de Lille I, LOA	Examinateur
Mme	N. PAPINEAU	Ingénieur, CNES, Paris	Examinateur
M.	P. PRUVOST	Maître de Conférence à l'Université de Lille I, LOA	Examinateur
Mme	C. BROGNIEZ	Maître de Conférence à l'Université de Lille I, LOA	Directeur de Thèse

U.F.R. de Physique Fondamentale

LABORATOIRE D'OPTIQUE ATMOSPHERIQUE

A mon frère regretté RIVO

Résumé

Une expérience satellitaire POAM II (Polar Ozone and Aerosol Measurement) développée par le NRL (Naval Research Laboratory) a été programmée et lancée en septembre 1993 sur le satellite français SPOT 3 (Satellite Pour l'Observation de la Terre). POAM II a fonctionné trois ans. Elle avait pour but de mesurer l'extinction des aérosols, l'abondance de l'ozone, du dioxyde d'azote, de la vapeur d'eau stratosphériques et d'estimer leurs tendances à long terme aux hautes latitudes. POAM II utilise la méthode d'occultation solaire qui consiste à observer l'affaiblissement du rayonnement solaire par la traversée des hautes couches atmosphériques au lever et au coucher du soleil pour le satellite.

Les canaux de longueurs d'onde d'observation sont un peu différents et plus nombreux que ceux de l'expérience SAGE II (Stratospheric Aerosol and Gas Experiment), qui avait été lancée en octobre 1984 par la NASA, pour laquelle un algorithme d'exploitation des mesures a été développé au LOA (Laboratoire d'Optique Atmosphérique) et est opérationnel.

Cet algorithme déjà existant a été adapté et amélioré pour l'exploitation des mesures qui sont fournies par l'expérience POAM II. Il nous a permis de comparer les résultats de notre inversion à ceux obtenus par l'équipe du NRL qui a développé son propre algorithme. Les algorithmes d'inversion réalisés par le LOA et le NRL sont en général en bon accord aussi bien pour les transmissions simulées à partir de modèles d'atmosphères que pour les mesures effectuées par POAM II. Au cours de ce travail nous comparons également les mesures des épaisseurs optiques de l'atmosphère effectuées par POAM II avec celles effectuées par SAGE II pour des événements en coïncidence afin de les intervalider. Nous avons opéré de même pour les produits retrouvés après les inversions des données de ces deux instruments. Les résultats obtenus dans ces différentes comparaisons sont satisfaisants. Des analyses sur la climatologie des aérosols, de l'ozone et du dioxyde d'azote à partir des données de POAM II ont été effectuées.

Mot-clés: Stratosphère, POAM II, SAGE II, Occultation, Inversion, Stratosphère, Ozone
Aérosols, Dioxyde d'azote

**Analyze of the satellite experiment POAM II measurements.
Retrieval algorithm and cross validation with SAGE II measurements.**

Abstract

The satellite experiment POAM II (Polar Ozone and Aerosol Measurement) developed by the NRL (Naval Research Laboratory) was launched aboard the French satellite SPOT 3 (Satellite Pour l'Observation de la Terre) on September 1993. POAM II operated during three years. Its objective was to measure the vertical profiles of aerosol extinction, ozone, nitrogen dioxide and water vapor number densities in stratosphere and to estimate their long-term trends in high latitudes. POAM II uses the solar occultation technique which consists to observe the attenuated solar radiation after passing through the earth's atmosphere only during each sunset and sunrise encountered by the spacecraft.

The POAM II instrument has more channels than SAGE II (Stratospheric Aerosol and Gas Experiment) experiment launched on October 1984 by the NASA. Their wavelengths are little different. A retrieval algorithm to analyze the measurement of SAGE II was already developed at the LOA (Laboratoire d'Optique Atmosphérique) and is operational.

This existing algorithm has been adapted and improved for the exploitation of data from POAM II. It allowed us to compare the results of our inversion with the results obtained by the NRL's team who developed their own algorithm. These two inversion algorithms showed a good agreement for transmissions simulated from an atmosphere model and for POAM II measurements. During this work, we also compare the atmospheric slant optical depth obtained by POAM II and by SAGE II for the coincidence events in order to intervalidate their measurements. We have done the same operation for the data retrieved after inversion of the measurements from these two instruments. The results of these different comparisons were satisfying. A climatology analysis of aerosol, ozone and nitrogen dioxide deduced from POAM II measurements was done too.

Keywords: Remote sensing, POAM II, SAGE II, Occultation, Inversion, Stratosphere,
Ozone, Aerosols, Nitrogen Dioxide

Remerciements

Ma profonde reconnaissance va à mon directeur de thèse Madame BROGNIEZ Colette qui m'a encadré durant ces quelques années de thèse. Qu'elle soit remerciée pour ses idées et ses compétences, pour tout le temps qu'elle m'a consacré pour mener à bien ce travail.

J'adresse également mes remerciements les plus vifs à Messieurs HERMAN Maurice et FOUQUART Yves, directeurs successifs du Laboratoire d'Optique Atmosphérique où a été effectué ce travail, de m'avoir accueilli chaleureusement.

C'est avec grand plaisir que j'ai travaillé aux côtés de Madame LENOBLE Jacqueline et Monsieur PRUVOST Pierre, avec qui j'ai également pu avancer avec efficacité. Ils se sont toujours bien impliqués dans l'exploitation des données de POAM II et SAGE II et ont toujours su être présents pour me prêter main forte. Je les remercie d'avoir accepté de juger ce travail.

Un grand merci à Monsieur DALAUDIER Francis du Service d'Aéronomie du CNRS qui a voulu accepter le rôle minutieux de rapporteur et a su me faire profiter de ses précieuses compétences. Je le remercie vivement.

Je suis très reconnaissant également à Monsieur HORNSTEIN John de Naval Research Laboratory (Washington, DC) d'avoir accepté la lourde tâche de rapporteur, malgré les efforts supplémentaires que constituait la lecture du français. C'est avec intérêt que j'ai pris connaissance de ces réflexions judicieuses.

Madame PAPINEAU Nicole du Centre National d'Etudes Spatiales m'a donné les moyens de mener à bien et a accepté de juger ce travail. Je lui exprime ici mes humbles et respectueux remerciements.

Monsieur FUSSEN Didier de l'Institut d'Aéronomie Spatiale de Belgique a accepté de juger mon travail, je le remercie vivement.

Je ne peux oublier dans mes remerciements les équipes française et américaine de POAM II, particulièrement Karl HOPPEL du Naval Research Laboratory et Jerry LUMPE du Computational Physics Incorporated qui se sont montrés disponibles en toutes occasions pour la réalisation de ce travail. L'aide qu'ils m'ont accordée avec gentillesse durant ces années, a été déterminante pour l'aboutissement de ce travail. J'aimerais les remercier très sincèrement et leur exprimer toute ma gratitude. J'en suis également reconnaissant à toutes les équipes.

Je tiens à exprimer ma plus grande considération à Christine DEROO et Louis GONZALES, dont la gestion du système informatique du LOA nous permet de travailler dans l'excellentes conditions. Ils contribuent ainsi aux travaux de recherche, notamment en développant des outils performants qui répondent à nos besoins.

Pour finir, un grand merci à toutes les personnes du Laboratoire qui ont contribué à l'accomplissement de ce travail de thèse. Merci à tous les amis et à toute ma famille, tant en France qu'à Madagascar. Ils ont été pour moi une source d'équilibre et m'ont soutenu au cours de ces quelques années d'études.

Merci à tous.

Sommaire

INTRODUCTION.....	11
1. GÉNÉRALITÉS.....	19
1.1. LA MOYENNE ATMOSPHÈRE	19
1.2. LES AÉROSOLS	22
1.3. L'OZONE.....	24
1.4. LE DIOXYDE D'AZOTE.....	28
1.5. DÉFINITIONS.....	31
2. EXPÉRIENCE SATELLITAIRE POAM II.....	33
2.1. INTRODUCTION	33
2.2. L'INSTRUMENT POAM II.....	34
2.2.1. <i>Le satellite SPOT 3 - Orbite</i>	34
2.2.2. <i>L'instrument POAM II et l'objectif de l'expérience</i>	35
2.2.3. <i>Principe de la mesure</i>	38
2.2.4. <i>Caractéristiques de l'instrument</i>	39
2.3. DÉTERMINATION DES DIFFÉRENTS CONSTITUANTS DE L'ATMOSPHÈRE DANS CHAQUE CANAL.....	45
2.3.1. <i>Largeur des canaux</i>	46
2.3.2. <i>La diffusion moléculaire (Rayleigh)</i>	47
2.3.3. <i>Calcul des sections efficaces moyennes pour chaque canal</i>	49

2.3.4. Influence de l'ozone.....	50
2.3.5. Influence du dioxyde d'azote.....	52
2.3.6. Influences de l'oxygène et de la vapeur d'eau.....	56
2.4. CONCLUSIONS.....	60
3. MISE EN PLACE DES ALGORITHMES.....	61
3.1. INTRODUCTION.....	61
3.2. CALCULS DIRECTS.....	62
3.2.1. Introduction.....	62
3.2.2. Epaisseur optique de l'atmosphère.....	62
3.2.3. Algorithme de calcul direct du LOA.....	64
3.2.4. Algorithme de calcul direct du NRL/CPI.....	71
3.2.5. Comparaison des deux algorithmes de calculs directs.....	76
3.2.6. Application aux modèles.....	77
3.2.7. Conclusions.....	86
3.3. CALCULS INVERSES (OU INVERSIONS).....	87
3.3.1. Introduction.....	87
3.3.2. Algorithme d'inversion du LOA.....	87
3.3.3. Algorithme d'inversion du NRL/CPI.....	96
3.3.4. Comparaison des deux algorithmes d'inversion.....	100
3.3.5. Application aux modèles.....	102
3.3.6. Conclusions.....	115
3.4. CONCLUSIONS.....	116
4. ANALYSE DES MESURES DE POAM II.....	117
4.1. INTRODUCTION.....	117
4.2. INTERVALIDATION DES MESURES.....	118
4.2.1. Comparaison avec les épaisseurs optiques de SAGE II.....	120

4.2.2. Comparaisons des profils individuels.....	126
4.2.3. Intercomparaison statistique des mesures de POAM II et de SAGE II.....	137
4.3. INTERVALISATION DES ALGORITHMES D'INVERSION DU LOA ET DU NRL/CPI.....	144
4.3.1. Coefficients d'extinction des aérosols.....	144
4.3.2. Densité de l'ozone.....	149
4.3.3. Densité du dioxyde d'azote.....	151
4.4. INTERVALISATION DES RÉSULTATS POAM II - SAGE II.....	155
4.4.1. Aérosols.....	155
4.4.2. Ozone.....	165
4.4.3. Dioxyde d'azote.....	175
4.5. VARIATIONS TEMPORELLES.....	180
4.5.1. Aérosols.....	180
4.5.2. Ozone: variation temporelle de la densité.....	193
4.5.3. Dioxyde d'azote: variation temporelle de la densité.....	201
4.6. CONCLUSION.....	206
CONCLUSIONS.....	207
Références bibliographiques.....	211
Annexe.....	223

INTRODUCTION

Vue de l'espace, l'atmosphère terrestre apparaît comme un mince film de lumière bleu foncé se profilant sur un horizon curviligne: c'est un mélange de gaz et de particules qui entourent notre planète. L'atmosphère joue plusieurs rôles: elle fournit l'air que nous respirons, ses gaz retiennent la chaleur dont bénéficie la Terre et sa *couche d'ozone* protectrice nous servent d'écran contre les rayons nocifs du soleil; elle sert également de réservoir pour les substances naturelles ainsi que les émissions qui découlent de l'activité humaine. Dans ce réservoir, il se produit des actions et des réactions physiques et chimiques. Certaines d'entre elles peuvent altérer nos systèmes climatiques ou météorologiques.

Le rayonnement solaire est la première source d'énergie naturelle de notre planète. Pourtant, les rayons produits par le soleil ne sont pas tous bon pour nous. Certains mettent en danger la vie des êtres vivants. Le rayonnement ultraviolet est la principale cause du cancer de la peau suite à une exposition excessive au soleil. Il peut aussi entraîner des troubles visuels, des cataractes, ainsi que des affaiblissements du système immunitaire de l'organisme humain. Certains gaz de l'atmosphère jouent le rôle d'écran protecteur filtrant la plus grande partie de ces rayons nocifs. En particulier, l'ozone filtre les rayons ultraviolets grâce à ses propriétés photochimiques. On retrouve l'ozone dans toute l'atmosphère, mais sa plus grande concentration se situe à une altitude d'environ 25 km. Cette région de la stratosphère, riche en ozone, est connue sous l'appellation de *couche d'ozone*. La protection de cette couche n'est rien d'autre que la protection de la vie..

La quantité d'ozone à la verticale d'un point d'observation donné sur la Terre varie naturellement selon la latitude et la longitude, la saison et dans le temps. La couche d'ozone est généralement plus épaisse au-dessus des pôles et plus mince autour de l'équateur. Cela peut paraître paradoxal car les plus grandes quantités d'ozone stratosphérique sont produites dans la région de l'équateur parce que, à cette

latitude, les rayons du soleil sont les plus directs et les plus intenses. Cependant, les vents et les pressions variables de la stratosphère tendent à transporter l'ozone de l'équateur vers les régions polaires. Par conséquent, sa variabilité dans les régions polaires des deux hémisphères mérite d'être surveillée continuellement pour comprendre et prévoir son évolution au cours du temps

Avec d'autres gaz naturels présents dans la stratosphère comme le dioxyde de carbone et la vapeur d'eau, l'ozone contribue au maintien de la température au niveau exact qui nous permet de survivre grâce à ses propriétés dans le spectre infrarouge. Nous appelons ce phénomène *l'effet de serre naturel*. Il règle la température sur la Terre et permet à une certaine quantité de la chaleur émise par l'ensemble {océans + continents} de rester à proximité de sa surface plutôt que d'aller se perdre dans l'espace interplanétaire. Si ces trois gaz repartis dans l'atmosphère n'absorbent pas le rayonnement infrarouge émis par l'ensemble océans - continents, cette chaleur se perdrait dans l'espace et l'équilibre thermique serait réalisé à une température moyenne beaucoup plus basse que la température actuelle. L'augmentation de *l'effet de serre* désigne les effets de l'intervention humaine sur ce système naturel. Les activités humaines, y compris la combustion de charbon, de pétrole, et de gaz naturel, dégagent dans l'atmosphère d'énormes quantités de gaz dits à *effet de serre*. Ces gaz sont notamment le dioxyde de carbone, le méthane, les oxydes d'azotes et d'autres produits chimiques de synthèse, en particulier les chlorofluorocarbures (CFC). La surabondance de ces gaz dans l'atmosphère, due aux activités humaines, augmente l'effet de serre, ce qui provoquera l'élévation de la température du globe. Cette élévation de température pourrait entraîner des changements à grande échelle du climat planétaire.

Parmi les particules et les gaz présents dans la stratosphère, certains peuvent contribuer à la création ou/et à la destruction des molécules d'ozone. C'est le cas par exemple des aérosols et les gaz contenant de l'oxygène, de l'hydrogène, de l'azote, du chlore ou du brome. Ces composants de la stratosphère peuvent être d'origine naturelle mais la majeure partie des composants qui contiennent du chlore et du brome provient de l'activité humaine. En effet, les activités des êtres humains ont des effets graves, à long terme surtout, sur l'atmosphère terrestre. Au fur et à mesure que les populations humaines

se sont développées, elles sont devenues de plus en plus dépendantes des ressources naturelles de la planète, telles que les combustibles et les carburants. En outre, elles ont mis au point des produits synthétiques pour des questions de confort. L'utilisation de certains de ces produits naturels ou fabriqués a eu un effet direct sur la quantité et les types de gaz qui sont dégagés dans l'atmosphère. Les produits chimiques industriels qui renferment du CFC sont la cause première du trou d'ozone: ce sont les CFC gazeux sous pression émanant des réfrigérateurs et des climatiseurs qui s'attaquent surtout à la couche d'ozone. Ces produits étaient d'un usage courant et étaient utilisés dans les biens de consommation, des réfrigérateurs, de la mousse de capitonnage aux extincteurs d'incendie.

Des facteurs naturels peuvent aussi contribuer à l'amincissement de la couche d'ozone. En effet, les volcans qui font éruption avec une force suffisante pour projeter des gaz et des particules de poussière dans la stratosphère peuvent être causes de destruction de l'ozone. L'oxydation du dioxyde de soufre gazeux (SO_2) éjecté par ces volcans conduisent à la formation de l'acide sulfurique H_2SO_4 . Ce dernier se combine avec l'eau de l'atmosphère pour former les aérosols d'origine volcanique. Ces aérosols peuvent endommager indirectement la couche d'ozone stratosphérique car leur présence dans la stratosphère conduit à la formation des nuages appelées *Nuages Stratosphériques Polaires (Polar Stratospheric Clouds - PSC)* à des températures en dessous de 195 K (Poole and McCormick, 1988). Ces PSC jouent un rôle important dans la chimie de la stratosphère car ils favorisent les réactions chimiques qui détruisent directement l'ozone. Les particules de cendre et de débris volcaniques sont relativement lourdes et sédimentent dans la troposphère en quelques mois; mais les effets des aérosols volcaniques peuvent durer quelques années et la situation ne redevient alors semblable à celle précédant l'éruption qu'au bout de plusieurs années. Ainsi, l'éruption du volcan mexicain El Chichon (17°N , 93°W), en avril 1982, a causé une baisse de 2% de la concentration moyenne de l'ozone total (Lenoble, 1993). L'éruption du Mont Pinatubo (15°N , 120°E), aux Philippines, s'est produite en juin 1991 et a injecté jusqu'à 4.5 millions de tonnes de HCl (Westrich and Gerlach, 1992; Tabazadeh and Turco, 1993), de l'aérosol sulfaté estimé à 20 millions de tonnes (Bluth et al., 1992; Read et al., 1993; Krueger et al., 1995) qui se sont dispersés dans l'atmosphère. La concentration de ces aérosols décroît suivant une loi exponentielle

avec une constante de temps de 342 ± 8 jours. En avril 1993, ils sont estimés à 4.3 millions de tonnes (Lambert et al., 1997). Cette éruption a entraîné des records de diminution de concentration de l'ozone stratosphérique aux moyennes et hautes latitudes. En effet, la concentration d'ozone enregistrée au-dessus de l'Europe et de la Sibérie durant l'hiver 1992 et 1993 est de 10 à 12% inférieure à la normale en cette saison (Bojkov and Fioletov, 1997).

Notons que de nombreux facteurs naturels dont la géographie, la température, la lumière et le vent peuvent concourir aussi à la destruction de cette couche d'ozone.

Compte tenu de leur répétitivité et de leur grande couverture spatiale, seules les mesures des satellites permettent un très bon suivi de la variation de composition de ces paramètres atmosphériques dans l'espace et dans le temps. Cependant, des mesures localisées mais plus détaillées restent très intéressantes. Elles permettent par exemple de valider les observations satellitaires. C'est le cas des Lidar, des sondes d'ozone ..., ou d'autres types d'appareils qui peuvent être embarqués sur des ballons stratosphériques. Parmi les différentes techniques possibles d'observation de l'atmosphère terrestre, la méthode de l'occultation solaire est la plus simple car elle consiste à mesurer l'atténuation du rayonnement solaire par la traversée de cette atmosphère. Cette technique peut être utilisée aussi bien par des mesures à partir d'un ballon que d'un satellite. Les expériences satellitaires Stratospheric Aerosol Measurement (SAM), Stratospheric Aerosol and Gas Experiment (SAGE) I et II utilisent cette technique d'occultation. Depuis 1984, SAGE II continue ses mesures et fournit les données les plus complètes de la couverture en ozone, aérosols, dioxyde d'azote et vapeur d'eau à l'échelle de la planète.

L'expérience satellitaire américaine Polar Ozone and Aerosol Measurement (POAM II) lancée en septembre 1993 utilise la même technique d'observation pour mesurer l'abondance des gaz et des particules présents dans l'atmosphère. Les mesures fournies par POAM II sont complémentaires de celles de SAGE II car ce dernier n'est pas sur une orbite polaire, ses mesures ne permettant donc pas d'avoir un suivi continu de l'évolution de la stratosphère polaire. L'instrument POAM II a fourni jusqu'en novembre

1996 des mesures contenant des informations intéressantes sur l'ozone et les aérosols stratosphériques dans les régions polaires des deux hémisphères.

Un algorithme de traitement des données de POAM II a été développé par le Naval Research Laboratory (NRL) et le Computational Physics Incorporated (CPI). Le but de cette thèse est de valider cet algorithme du NRL/CPI par comparaison avec un autre algorithme d'inversion développé indépendamment. Un algorithme d'inversion des données de SAGE II existe et est opérationnel au LOA. Le travail présenté dans ce mémoire consiste à l'adaptation et à la mise au point de cet algorithme pour POAM II. Le développement de ce nouvel algorithme a nécessité la connaissance des constituants de l'atmosphère et de leurs propriétés physiques et chimiques, des caractéristiques techniques de l'instrument de mesure, ainsi que de bons outils mathématiques.

Plusieurs résultats de l'expérience POAM II ont déjà été publiés. Les premières séries de données (version 3) ont permis de faire une validation préliminaire de l'algorithme d'inversion utilisée au LOA (Brogniez et al., 1994). Des études préliminaires sur le trou d'ozone ainsi que les variations spatiales et temporelles de la densité de l'ozone au-dessus de l'Antarctique et de l'Arctique ont été effectuées (Bevilacqua et al., 1995; Randall et al., 1995; Shettle et al., 1995 et 1996). Des études préliminaires de l'extinction des aérosols obtenues à partir des mesures de POAM II ont été également réalisées (Randall et al., 1996; Brogniez et al., 1997) ainsi que sur les nuages stratosphériques et mésosphériques polaires (PSC et PMC) (Debrestian et al., 1996 et 1997; Shettle et al., 1995). Ensuite, une description complète de l'algorithme d'inversion développé par le NRL/CPI (version 5) a été publiée par Lumpe et al. en 1997. Des discussions sur la validation de l'ozone retrouvé à partir de l'inversion des mesures de POAM II ont été effectuées (Rush et al., 1997; Deniel et al., 1997). Bevilacqua et al. (1997) ont étudié le trou d'ozone dans l'Antarctique et l'évaluation de la perte d'ozone par voie photochimique. Fromm et al. (1997) ont donné une description détaillée de la méthode utilisée pour détecter les PSC à partir des mesures de POAM II; ils ont ensuite présenté la climatologie des PSC pour les années 1994 et 1995 dans l'hémisphère sud.

Dans le premier chapitre, nous rappelons quelques généralités sur l'atmosphère et en particulier la stratosphère. Nous décrivons ensuite quelques propriétés physico-chimiques ainsi que notre état des connaissances sur les constituants de l'atmosphère intervenant dans nos calculs (à l'exception de l'étude sur la diffusion moléculaire qui sera détaillée dans le chapitre 2, à savoir les aérosols, l'ozone et le dioxyde d'azote). Nous terminerons cet chapitre par les définitions de quelques grandeurs physiques utilisées fréquemment dans cette étude..

Dans le deuxième chapitre, nous commençons par une brève description de l'orbite du Satellite Pour l'Observation de la Terre (SPOT 3) à bord duquel se trouve l'instrument POAM II. Ensuite, nous décrivons l'expérience satellitaire POAM II, ses objectifs scientifiques ainsi que les caractéristiques techniques de l'instrument. Cette partie sera suivie d'une discussion concernant les divers constituants de l'atmosphère qui interviennent dans chaque canal de l'appareil. On présentera également la méthode utilisée au LOA pour calculer les sections efficaces moyennes de chaque constituant gazeux pour chaque canal.

Le troisième chapitre décrit la mise en place des algorithmes. Il se divise en deux parties différentes: les algorithmes de calcul direct et ceux des calculs inverses. Chaque partie se divise en plusieurs sections distinctes contenant la description de l'algorithme correspondant développé au LOA, celui du NRL/CPI, la comparaison des deux méthodes et enfin l'application sur des modèles "a priori" d'atmosphère. La première a pour but de restituer les profils verticaux de transmissions de l'atmosphère mesurés par l'instrument POAM II à partir des modèles "a priori" d'atmosphère. La seconde consiste à inverser les profils obtenus précédemment afin de retrouver les densités de chaque constituant gazeux ainsi que les coefficients d'extinction des aérosols dans chaque canal.

Le quatrième chapitre concerne les mesures réelles. On commence par la validation des mesures

proprement dites de l'instrument POAM II c'est-à-dire par la validation de l'épaisseur optique par l'intermédiaire de la transmission mesurée dans chaque canal. Pour cela, les mesures coïncidant avec celles de SAGE II sont utilisées. Ensuite, on invalidera les profils verticaux d'ozone et du dioxyde d'azote ainsi que les coefficients d'extinction des aérosols dans les canaux centrés respectivement à 1060.3 et à 441.6 nm obtenus après inversion à partir des deux algorithmes. On comparera les résultats obtenus avec ceux de l'instrument SAGE II pour des événements en coïncidence. Enfin, nous étudierons la variation temporelle de la densité de l'ozone, du dioxyde d'azote ainsi que les propriétés physiques des aérosols (tailles, densités de surface et de volume) obtenues à partir des mesures de l'instrument POAM II durant les années 1994, 1995 et 1996.

1. Généralités

1.1. La moyenne atmosphère

Qu'est ce que l'atmosphère ? C'est une serre naturelle qui, en emprisonnant la chaleur du soleil près de la surface de la terre, maintient notre planète à la bonne température. C'est aussi un écran protecteur qui filtre la plus grande partie des rayons ultraviolets nocifs. Elle est aussi le réservoir de tous les gaz qui assurent notre survie. Elle est la plus importante de nos ressources naturelles et vaut la peine d'être protégée: son évolution au cours du temps mérite dès lors d'être surveillée régulièrement. A l'intérieur de l'atmosphère, les particules et les molécules de gaz circulent autour du globe.

Suivant le profil vertical de la température moyenne de l'air, l'atmosphère terrestre peut être divisée en quatre parties: la troposphère, la stratosphère, la mésosphère et la thermosphère. Il est en revanche fort difficile d'en tirer quelque indication concernant l'épaisseur de l'atmosphère. Tout au plus, on peut dire qu'il s'agit d'une enveloppe assez mince vu la dimension de la Terre qu'elle entoure. Etant donné la raréfaction progressive de l'air au fur et à mesure qu'on s'élève, il n'est guère possible d'assigner une limite supérieure précise à cette enveloppe. Notons simplement que la présence du milieu gazeux commence à se manifester vers 130 km d'altitude lors de la rentrée des satellites dans l'atmosphère.

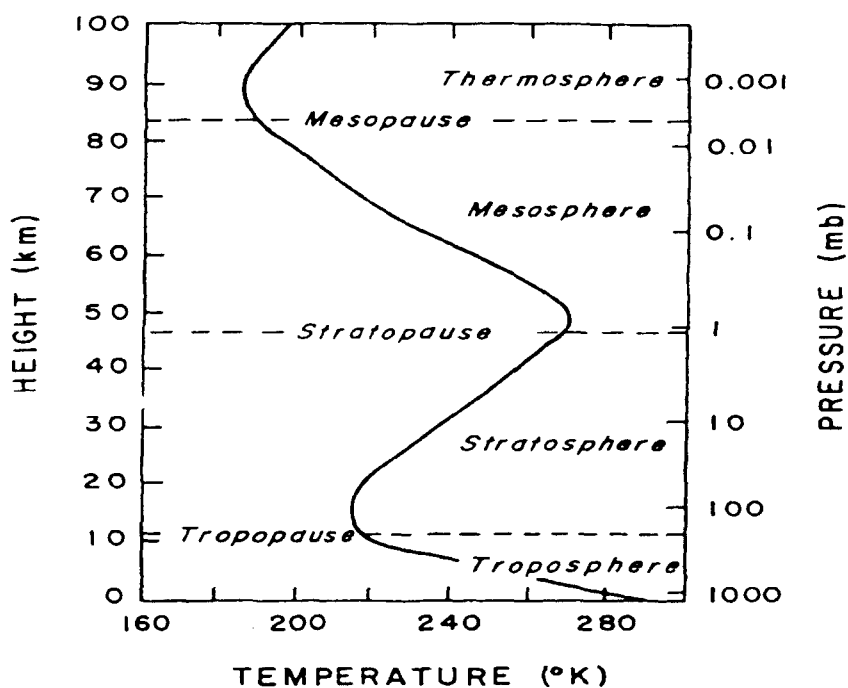


Figure 1.1: Différentes couches de l'atmosphère et le profil vertical de température typique dans les moyennes latitudes pour une atmosphère standard. (D'après U.S. Standard Atmosphere, 1976)

The Composition of the Atmosphere^a

Permanent constituents		Variable constituents	
Constituent	% by volume	Constituent	% by volume
Nitrogen (N ₂)	78.084	Water vapor (H ₂ O)	0-0.04
Oxygen (O ₂)	20.948	Ozone (O ₃)	0-12 × 10 ⁻⁴
Argon (Ar)	0.934	Sulfur dioxide (SO ₂) ^b	0.001 × 10 ⁻⁴
Carbon dioxide (CO ₂)	0.033	Nitrogen dioxide (NO ₂) ^b	0.001 × 10 ⁻⁴
Neon (Ne)	18.18 × 10 ⁻⁴	Ammonia (NH ₃) ^b	0.004 × 10 ⁻⁴
Helium (He)	5.24 × 10 ⁻⁴	Nitric oxide (NO) ^b	0.0005 × 10 ⁻⁴
Krypton (Kr)	1.14 × 10 ⁻⁴	Hydrogen sulfide (H ₂ S) ^b	0.00005 × 10 ⁻⁴
Xenon (Xe)	0.089 × 10 ⁻⁴	Nitric acid vapor (HNO ₃)	Trace
Hydrogen (H ₂)	0.5 × 10 ⁻⁴		
Methane (CH ₄)	1.5 × 10 ⁻⁴		
Nitrous oxide (N ₂ O) ^b	0.27 × 10 ⁻⁴		
Carbon monoxide (CO) ^b	0.19 × 10 ⁻⁴		

^a After the U.S. Standard Atmosphere, 1976.

^b Concentration near the earth's surface.

Tableau 1.1: Composition de l'atmosphère. (D'après U.S. Standard Atmosphere, 1976)

A partir de la surface terrestre, la température de l'air décroît approximativement de 6.5 K km^{-1} d'altitude jusqu'à la tropopause. Cette décroissance est due à ce que l'air à proximité du sol (en dessous de la tropopause) est chauffé par le sol, lui-même chauffé par le soleil. La tropopause est la limite supérieure de la troposphère. Elle se situe aux environs de 17 km d'altitude à l'équateur et vers 8 km au-dessus des régions polaires. Notons que les 9/10 de la masse atmosphérique se situent en dessous de 16 km. La stratosphère est caractérisée par une température relativement constante au-dessus de la troposphère et jusqu'à 20 km environ. A partir de cette altitude, sa température augmente jusqu'à la stratopause qui se situe à 50 km environ. Cette augmentation de température est due principalement à la présence de l'ozone qui a la propriété de pouvoir absorber le rayonnement ultraviolet solaire. Comme dans la troposphère, la température dans la mésosphère décroît avec l'altitude jusqu'à 85 km environ où se situe la mésopause. Au-dessus de cette dernière se trouve la thermosphère dans laquelle la température recommence à augmenter. Généralement, la troposphère est appelée *la basse atmosphère*. De même l'ensemble de la stratosphère et de la mésosphère est appelé *la moyenne atmosphère*.

En ce qui concerne la composition de l'atmosphère, elle contient des mélanges de gaz, des gouttelettes d'eau et des cristaux de glace ainsi que des variétés de particules solides ou liquides. Le mélange gazeux dans l'atmosphère peut être séparé en deux groupes: le groupe des gaz permanents et celui des gaz à concentrations variables (tableau I.1).

Tous les gaz décrits dans ce tableau I.1 ainsi que les particules solides et liquides en suspension dans l'atmosphère sont responsables de l'absorption, de la diffusion et de la polarisation de la lumière solaire. L'azote, l'oxygène et l'argon sont les constituants les plus abondants dans l'atmosphère; ils représentent 99.9% de l'air atmosphérique. Leurs proportions en volume sont constantes jusqu'à 80 - 90 km. La teneur en gaz carbonique est très variable; il est considéré comme un gaz à concentration permanente car sa concentration varie dans les basses couches à cause de l'activité industrielle mais il est

absorbé et recyclé par les océans ou par photosynthèse. La concentration de la vapeur d'eau varie beaucoup dans l'espace et dans le temps en fonction des conditions météorologiques. Elle est localisée surtout dans la troposphère mais elle joue aussi un rôle important dans la stratosphère. La concentration de l'ozone au voisinage de la mer est extrêmement faible, mais elle devient plus importante en altitude. Une étude préliminaire sur ce gaz sera détaillée dans le paragraphe 1.3.

En plus de ces constituants gazeux, de ces gouttelettes d'eau et des cristaux de glace, il existe aussi d'autres particules de nature solide ou liquide en nombre considérable dans l'atmosphère: ce sont les *aérosols*. Ils peuvent s'agir de débris minéraux et végétaux, de bactéries, de sels marins, etc. ...

1.2. Les aérosols

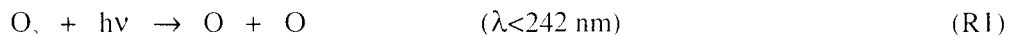
Les aérosols sont des particules solides ou liquides en suspension dans l'atmosphère. Leurs tailles peuvent varier de 10^{-3} μm à quelques μm . Les plus petits sont souvent des ions. Les aérosols dont les tailles sont comprises entre 0.01 et 0.1 μm jouent un rôle important dans la formation des nuages par l'intermédiaire de la condensation de la vapeur d'eau en gouttelettes ou en cristaux de glaces. Les particules liquides sont sphériques et les solides peuvent avoir des formes complexes et irrégulières. Du point de vue radiatif, les aérosols dont les tailles sont comprises entre 0.1 et 1.0 μm sont plus importants. L'influence individuelle des aérosols plus petits est très faible alors que la présence des plus grands est très rare (Lenoble, 1993).

Leur origine peut être de source humaine (résidu de combustions) ou de source naturelle (débris météoritiques ou volcaniques, sels maritimes, désertiques, biologiques ou encore de la conversion des gaz en particules: sulfates et nitrates). Les caractéristiques et la distribution spatiales des aérosols dépendent de ces origines. La plupart des sources d'aérosols sont d'origine terrestre. Par conséquent, ils

sont plus concentrés dans la basse couche de la troposphère.

Dans la stratosphère, l'existence d'une couche de particules a été suggérée par Gruner et Kleiner en 1927 à partir des études de la lumière du jour dans le domaine de l'ultraviolet. Depuis, des méthodes d'observation in situ et par télédétection ont été mises en oeuvre pour mieux caractériser les propriétés physiques et chimiques de ces *aérosols*. Junge et al. (1961) sont les premiers à avoir mis en évidence la couche d'aérosols stratosphériques à partir d'un compteur de particules embarqué à bord de ballons. Leurs mesures ont montré que la concentration de particules est de l'ordre de $10\text{-}100\text{ cm}^{-3}$ juste au-dessus de la tropopause. A 3-4 km au dessus de celle-ci elle n'est plus que de 0.1 cm^{-3} . La concentration des aérosols stratosphériques est maximale aux environs de 18-20 km. Cette région est appelée *couche d'aérosols de Junge*.

Les analyses en laboratoire des prélèvements directs dans la stratosphère ont permis de préciser la nature chimique de ces particules; elles sont constituées essentiellement d'une solution aqueuse d'acide sulfurique (approximativement 75% d'acide et 25% d'eau en poids) (Turco et al., 1992). En effet après une forte éruption volcanique, le dioxyde de soufre (SO_2), l'acide chlorhydrique (HCl) et la vapeur d'eau qui sont les principaux gaz pouvant influencer la stratosphère sont injectés; ensuite des successions de réactions chimiques faisant intervenir l'oxygène et la vapeur d'eau aboutissent à la formation de l'acide sulfurique stable. Ces différentes réactions chimiques peuvent être résumées par:



Les aérosols volcaniques sont semblables aux aérosols qui sont présents en permanence dans l'atmosphère (aérosols de fond) sauf qu'ils sont beaucoup plus nombreux et de taille plus importante. Comme leur décantation peut durer plusieurs années, ils sont dispersés autour du globe et peuvent donc influencer le climat ainsi que la chimie de l'ozone dans la stratosphère.

Les aérosols jouent un rôle important dans le transfert radiatif de la stratosphère terrestre. Ils y ont une influence directe par les phénomènes de diffusion, directement liés à leurs propriétés optiques. Indirectement, ils peuvent se transformer en des *nuages stratosphériques polaires* (ou PSC) si la température descend en dessous d'un certain seuil (Poole and McCormick, 1988; Hamill et al., 1988). En effet, ces particules d'aérosols sont en équilibre avec la vapeur d'eau environnante. Si la température descend, ces particules absorbent de la vapeur d'eau et leur taille augmente. Si la température continue de décroître en dessous de 197 K, ces particules absorbent de la vapeur d'acide nitrique (HNO_3) en plus de la vapeur d'eau et forment des solutions ternaires sulfatées ($\text{HNO}_3/\text{H}_2\text{O}/\text{H}_2\text{SO}_4$) ou STS (Tabazadeh et al., 1994). Si la température continue de descendre en dessous de 191-193°K environ, ces solutions absorbent de plus en plus de HNO_3 et de H_2O et la proportion de H_2SO_4 dans ces particules devient faible. Ces particules deviennent des PSC de type I qui sont des composés binaires $\text{HNO}_3/\text{H}_2\text{O}$. Ces PSC de type I sont classés en deux catégories suivant leur états physiques: type Ia s'ils sont du solide et type Ib s'ils sont du liquide. Si la température descend en dessous de 188 K, ces PSC de type I absorbent davantage de vapeur d'eau. Ils se condensent et forment des particules solides de PSC du type II.

Ces particules de PSC conditionnent la concentration de composants mineurs (ozone par exemple) en jouant le rôle de catalyseur pour leur création ou leur destruction.

1.3. L'ozone

L'ozone est une forme d'oxygène. L'oxygène se présente sous trois formes chimiques différentes dans l'atmosphère: monoatomique O, diatomique: molécule d'oxygène O_2 et triatomique: molécule d'ozone O_3 . Cette dernière renferme trois atomes d'oxygène en ligne. L'ozone est moins stable que

l'oxygène moléculaire O_2 et est très oxydant. Il est produit naturellement à 90% dans la stratosphère. C'est dans cette dernière que se retrouve la plus grande partie de l'ozone atmosphérique. C'est un gaz incolore à odeur très marquée. Mais, même dans la stratosphère, l'ozone est rare. Il correspond à une unité pour 10^5 molécules.

L'ozone se retrouve aussi, en très faible proportion, dans les basses couches de l'atmosphère. A proximité du sol, il est le produit de la réaction entre rayons solaires, composés organiques volatiles et oxydes d'azote, dont certains résultent d'activités humaines. L'ozone des basses couches est une composante de l'air pollué urbain. L'ozone au sol peut causer des irritations des yeux et des voies respiratoires chez les humains et les animaux, de sérieux dommages aux végétaux, notamment aux cultures et aux forêts. Notons qu'il y a peu de mouvement d'ozone entre la troposphère et la stratosphère. Sa surabondance au sol n'a donc aucune portée sur la diminution des niveaux d'ozone stratosphérique.

Un cycle pour la formation et la destruction de l'ozone a été proposé par Chapman en 1930. Il y a formation d'ozone dans la stratosphère lorsque les rayons ultraviolets solaires suffisamment énergétiques ($\lambda < 242$ nm) entrent en contact avec des molécules d'oxygène et entraînent leur scission en deux atomes (photodissociation). Si un atome d'oxygène est libéré suivant la réaction R1 et rencontre une autre molécule d'oxygène, il peut se former de l'ozone dans une réaction à trois corps:



où M est une molécule d'air qui intervient momentanément dans la réaction.

Dans l'atmosphère, l'ozone est photodissocié naturellement:



Cette réaction se produit dans la bande de Hartley ($\lambda < 310$ nm) au-dessus de 30-35 km et dans la bande de Chappuis ($450 < \lambda < 750$ nm) en basse stratosphère et dans la troposphère.

Un atome d'oxygène peut se recombiner également avec une molécule d'ozone pour former de l'oxygène moléculaire:



Au-dessus de 60 km, les atomes d'oxygène se recombinent suivant la réaction:



Ce cycle a été complété par Brasseur pour expliquer la destruction importante de l'ozone (Brasseur, 1991). En effet, d'autres réactions chimiques qui font intervenir des espèces variées doivent être considérées. Ces différents mécanismes peuvent être résumés par:



où X pouvant représenter H, OH, NO, Cl ou Br qui catalysent la destruction de l'ozone.

Les oxydes d'hydrogène (HO_x), d'azote (NO_x), de brome (BrO_x) et de chlore (ClO_x) sont des substances qui sont présentes naturellement dans l'atmosphère mais en très faibles quantités. Dans une atmosphère non polluée, il y a équilibre entre la quantité d'ozone produite et la quantité d'ozone détruite. En conséquence, la concentration totale d'ozone dans la stratosphère demeure approximativement constante. Ces niveaux naturels d'ozone dans l'atmosphère permettent l'absorption des rayonnements solaires dommageables avant qu'ils n'atteignent la surface de la Terre. Toutes les formes de vie terrestres se sont adaptées à cette quantité du rayonnement solaire filtré par la couche d'ozone. Donc, la diminution de la quantité d'ozone dans la stratosphère entraîne un changement de la quantité de radiations qui pénètrent jusqu'à la surface terrestre. Cette diminution peut avoir des répercussions sur la santé humaine, l'état des écosystèmes ainsi que sur le climat planétaire.

Les variations quotidiennes de la quantité d'ozone à la verticale d'un point donné peuvent se produire rapidement. Ces variations quotidiennes sont étroitement liées aux conditions météorologiques de la haute atmosphère.

Dans le contexte de la couche d'ozone, l'image du trou dénote la diminution considérable et rapide du nombre des molécules d'ozone, et non leur absence complète. Ce phénomène printanier du *trou* a été signalé pour la première fois en 1985 (Farman et al., 1985) et se produit dans la couche d'ozone de l'Antarctique entre septembre et novembre. Depuis, le trou d'ozone est un sujet de recherches scientifiques intenses (WMO, 1995 et toutes les références qui y sont citées).

Le trou d'ozone de l'Antarctique est un phénomène régulier qui donne lieu, chaque année, à des statistiques, toujours plus inquiétantes. En effet au cours de la longue nuit d'hiver extrêmement froide, de forts vents circulent dans la stratosphère en un vaste tourbillon autour du pôle. Ces vents isolent la masse d'air de la région polaire de celle du reste de l'hémisphère austral. Ils créent le *vortex polaire*, favorable à la formation des PSC. Ces particules qui peuvent être liquides ou solides présentent une surface sur laquelle ont lieu les réactions chimiques aboutissant à la libération de chlore et de brome réactifs. En effet, les réservoirs de chlore et de brome qui sont néfastes pour l'ozone sont stockés sur la surface de ces particules de PSC. A la fin du mois d'août, le rayonnement ultraviolet solaire réapparaît et les chlores et les bromes sont libérés grâce aux réactions photochimiques. Ces composantes chimiques déclenchent alors des réactions qui détruisent l'ozone. Il en résulte une perte importante et subite d'ozone dans la région à l'intérieur du vortex polaire. Ensuite le rayonnement printanier continue à réchauffer la stratosphère, et le vortex et les nuages stratosphériques polaires se dissipent. Ce phénomène permet à l'air riche en ozone de l'extérieur du vortex de se mêler à l'air à l'intérieur qui est pauvre en ozone. Ceci explique la disparition annuelle du trou d'ozone de l'Antarctique, à la fin du mois de novembre.

Tandis que les niveaux de chlore et de brome continuent de s'accroître dans la stratosphère, la possibilité de l'appauvrissement de la couche d'ozone augmente aussi au-dessus de l'Arctique. Cette diminution est moins importante que dans le sud. En effet, la géographie de l'Arctique est tout à fait différente de celle de l'Antarctique. Alors que l'Antarctique est une masse de glace relativement plate entourée d'eau, l'Arctique se compose de continents présentant des reliefs et des masses d'eau considérables. Certaines de ces masses d'eau ne gèlent pas pendant les mois d'hiver et influent donc sur

les régimes de température et de vent. La stratosphère de l'Arctique est généralement moins froide que celle de l'Antarctique et les nuages stratosphériques polaires qui s'y forment ne durent pas toujours aussi longtemps que dans l'hémisphère sud. En outre, la présence de reliefs irréguliers de l'Arctique fait qu'il est difficile pour les vents de la stratosphère d'isoler des poches d'air à faible teneur en ozone. Il s'ensuit que le vortex polaire disparaît souvent avant que les rayons printaniers puissent déclencher des pertes d'ozone massives.

1.4. Le dioxyde d'azote

L'azote (N_2) et l'oxygène (O_2) représentent respectivement 78.08 et 20.95% de l'air environ. Lorsqu'ils sont soumis à la chaleur intense caractérisant les processus de combustion, ces deux principaux gaz de l'atmosphère peuvent s'associer pour former les oxydes d'azote (NO_x). L'oxyde nitrique (NO) et le dioxyde d'azote (NO_2) sont les oxydes d'azote (NO_x) les plus courants. Le dioxyde d'azote est présent dans l'atmosphère mais en très faible quantité. Sa proportion n'est que 10^{-12} en volume. Pourtant, il joue un rôle important dans la chimie de la stratosphère en contribuant de façon directe ou indirecte à la destruction de l'ozone.

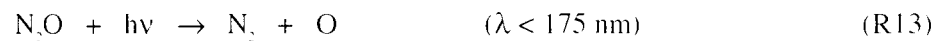
Leurs principales sources du NO et du NO_2 dans l'atmosphère sont d'origine humaine (substances brûlées en présence d'air). Les sources naturelles du NO_2 (foudre et l'activité aérobie des bactéries du sol) sont minimales. Ces gaz sont donc produits au niveau du sol mais comme ils réagissent trop vite, ils ont très peu de chance d'atteindre la stratosphère. Toutefois, l'activité aérobie des bactéries du sol produit également le protoxyde d'azote (N_2O) qui est un gaz très stable. En effet, les bactéries du sol réduisent une partie des nitrates (contenus dans les engrais azotés utilisés dans l'agriculture) en protoxyde d'azote gazeux. Ce gaz ne réagit avec aucun des réactifs de la troposphère et ne peut être photodissocié qu'à une

longueur d'onde inférieure à 175 nm. Il a donc une durée de vie très longue dans la troposphère et il lui est possible de passer dans la stratosphère où il peut contribuer directement à la destruction de l'ozone ou indirectement en formant du NO et du NO₂ (Brasseur et Solomon, 1982).

Après la dissociation naturelle de l'ozone suivant la réaction R5, on peut avoir les réactions suivantes dans la stratosphère (Coffey et al. 1981):



ou par photodissociation:

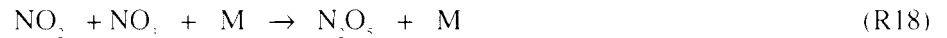


Ces réactions R11 et R13 sont suivies de:



Brewer a observé que la concentration du NO₂ dans la stratosphère est plus élevée durant le jour que la nuit (Brewer et al., 1973). Cette constatation a été confirmée par d'autres scientifiques utilisant des techniques de mesures variées (Kerr and McElroy, 1976; Noxon et al., 1979; Coffey et al., 1981; Pommereau, 1982). En effet, le NO₂ se combine durant la nuit avec le NO₃ pour former le N₂O₅ suivant les réactions suivantes:





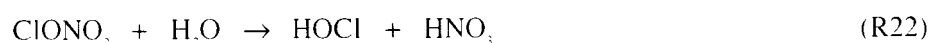
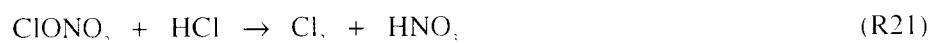
Le N_2O_5 se dissocie à son tour le jour avec une constante de temps de l'ordre de 5h à 25 km d'altitude pour reformer le NO_2 et NO_3 (Kondo et al., 1997):



Crutzen qui mit en évidence la participation du dioxyde d'azote dans la destruction de l'ozone stratosphérique (Crutzen, 1970). Dans la troposphère, il participe directement dans le cycle de formation et de destruction de l'ozone suivant les réactions (R8-R11) décrites précédemment. Il peut aussi se transformer par réaction chimique en acide nitrique dilué. Ce dernier ramené au sol contribue à l'acidification de l'environnement. Dans la stratosphère, la présence du dioxyde d'azote contribue directement à la protection de l'ozone: le NO_2 se combine avec le ClO provenant de l'émission de CFC pour former des composés chlorés de type ClONO_2 :

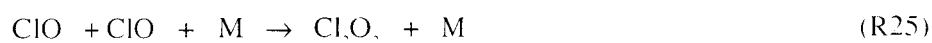


Ces ClONO_2 sont présents dans la basse stratosphère sous forme de réservoirs de chlore (ClONO_2 , HCl). Ces composés chlorés ne réagissent pas directement avec l'ozone mais par contre, le dioxyde d'azote dans la stratosphère peut augmenter indirectement l'efficacité de la destruction de l'ozone par l'intermédiaire de successions de réactions chimiques hétérogènes (Hoffman and Solomon, 1989). Des études en laboratoire ont montré que le contact de ces réservoirs avec une surface de glace convertit ces composés chlorés en Cl_2 et HOCl (Leu, 1988a, b). Cette surface peut être bien sûr la surface des particules de PSC (Solomon et al., 1986):

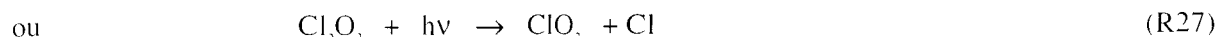




L'acide nitrique formé à partir de ces réactions est stable (Toon et al., 1986; McElroy et al., 1986; Crutzen and Arnold, 1986). Par contre, le Cl_2 et le HOCl contribuent directement à la destruction de l'ozone. Après leur dissociation par photolyse, ils libèrent des atomes de chlore néfastes pour l'ozone (Molina et al., 1987 b):



suivies par:



1.5. Définitions

Soit F flux de rayonnement tombant perpendiculairement sur un milieu d'épaisseur dx . Lorsque ce milieu n'est pas parfaitement transparent au rayonnement, il interagit avec celui-ci de sorte que lors de la traversée du milieu, le rayonnement est atténué. A sa sortie, le flux devient $F + dF$ tel que:

$$dF = -\sigma_{\text{ext}} F dx$$

où σ_{ext} (en m^{-1}) est le coefficient d'extinction du milieu considéré.

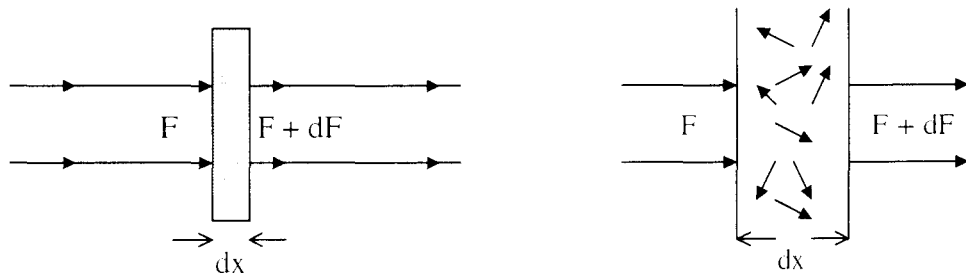


Figure 1.2: Définitions de l'absorption (à gauche) et de la diffusion (à droite).

Deux processus participent à l'extinction: l'absorption où l'énergie radiative absorbée réapparaît sous d'autres formes (processus photochimiques, échauffement) et la diffusion où l'énergie radiative diffusée peut être retrouvée dans d'autres directions. Ces processus sont statistiquement indépendants et linéaires, et le coefficient d'extinction peut être décomposé par:

$$\sigma_{\text{ext}} = \sigma_a + \sigma_d$$

où σ_a et σ_d sont respectivement les coefficients d'absorption et de diffusion. Ces coefficients sont proportionnels à la densité n (m^{-3}) des molécules absorbantes ou de particules diffusantes. Dans le cas de l'absorption par exemple, on peut définir la section efficace d'absorption Σ_a (en m^2) pour une molécule ou une particule à partir de:

$$\sigma_a = n \Sigma_a$$

Notons que les cas d'absorption pure ou de la diffusion pure sont des cas limites. Les deux phénomènes coexistent toujours. Pour les molécules absorbantes, on a toujours de la diffusion (au moins moléculaire), de même si on a des particules diffusantes on a toujours un peu d'absorption due soit aux particules, soit au milieu ambiant.

2. Expérience satellitaire POAM II

2.1. Introduction

POAM II est une expérience développée par le Naval Research Laboratory (NRL) aux Etats-Unis. Elle a été mise en oeuvre pour l'observation des gaz atmosphériques et des aérosols stratosphériques à partir de la mesure de transmission du rayonnement solaire à travers l'atmosphère. L'instrument POAM II utilise la technique d'occultation solaire pour mesurer les profils verticaux de l'ozone, du dioxyde d'azote, de la vapeur d'eau, de l'extinction des aérosols ainsi que de la température au-dessus des régions polaires avec une résolution verticale de l'ordre de 1 km.

Ce chapitre se divise en deux parties: la première est une description de l'instrument POAM II. Pour cela, nous allons commencer par expliquer le choix de l'orbite du satellite SPOT 3 sur lequel se trouve l'instrument. Ensuite, nous décrirons les objectifs de l'expérience; puis nous expliquerons la méthode d'observation du soleil utilisée pour faire les mesures ainsi que les caractéristiques de l'instrument. Dans la deuxième partie, nous expliquerons le choix des différents canaux de l'instrument ainsi que de leurs largeurs respectives. Ces choix sont guidés par la connaissance de la variation spectrale de la section efficace des gaz atmosphériques intervenant dans chaque canal. Ces sections efficaces sont généralement obtenues à partir des mesures en laboratoire. Nous verrons aussi dans cette partie la méthode utilisée au LOA pour calculer la section efficace moyenne d'un gaz sur une bande spectrale de largeur étroite donnée.

2.2. L'Instrument POAM II

2.2.1. Le satellite SPOT 3 - Orbite

Le satellite SPOT 3 (Satellite pour l'Observation de la Terre) a été lancé depuis la base du Centre Spatial Guyanais (CSG) de Kourou le 26 Septembre 1993 par le lanceur ARIANE 4. Il se trouve sur une orbite quasi-circulaire à 833 km d'altitude à l'équateur et sa période de révolution est de 101.5 mn. L'orbite quasi-polaire inclinée de $98^{\circ}7'$ de SPOT 3 lui permet d'obtenir des images de toutes les régions terrestres, ainsi qu'une excellente observation de l'atmosphère dans les régions polaires.

La Terre tourne sur elle-même et aussi à l'intérieur de cette orbite de SPOT 3. La projection de sa trajectoire sur la surface terrestre va décrire des traces sur la Terre à intervalles réguliers. Il faut qu'au bout d'un certain temps, le satellite ait réalisé un nombre entier de révolutions sur son orbite et la Terre un nombre entier de tours sur elle-même pour créer un cycle d'observations régulier de tout point de notre planète. Le satellite et la Terre retrouvent ainsi leurs positions respectives de départ. Dans ces conditions, on dit que l'orbite est **phasée** par rapport à la Terre. Ainsi, SPOT 3 effectue $14 + 5/26$ révolutions par 24 heures. En 26 révolutions terrestres, soit en 26 jours, il fera un nombre entier de révolutions et les traces ultérieures du satellite sur la surface de la Terre répéteront les premières. Plusieurs orbites assureront alors la couverture complète de la Terre.

SPOT 3 est placé sur une orbite **héliosynchrone**, c'est à dire une orbite dont l'angle entre son plan et la direction Terre - soleil reste constant. Le satellite passe au noeud descendant, c'est-à-dire à l'intersection de sa trace descendante avec l'équateur, à 10h30 du matin le 15 juin de chaque année. Cette orbite permet de survoler un point donné toujours à la même heure locale et permet d'avoir ainsi des observations prises à des dates différentes dans les mêmes conditions d'éclairement solaire. Pour une même position spatiale du satellite, un point donné peut être alors vu plusieurs fois dans les mêmes

conditions d'éclairage solaire: ce qui permet de comparer les différentes observations et de détecter les éventuels changements.

En résumé, l'orbite du satellite SPOT 3 est circulaire (833 km à l'équateur), héliosynchrone (10h30) et phasée à 26 jours. Elle est parcourue en 101.5 mn.

Le satellite SPOT 3 emporte avec lui, d'une part, des charges utiles qui sont constituées de deux instruments optiques identiques HVR (Haute Résolution Visible) et d'un ensemble d'enregistrement des données sur bande magnétique et de transmission vers le sol (qui ne font pas partie de cette étude), et d'autre part deux autres instruments:

- DORIS (Détermination d'Orbite et Radiopositionnement Intégrés par Satellite): c'est un instrument de radiolocalisation et de détermination précise d'orbite développé par le Centre National d'Etudes Spatiales (CNES).

- POAM II (Polar Ozone and Aerosol Measurement): instrument scientifique américain de mesure de l'ozone et des aérosols au-dessus des régions polaires, développé par le Naval Research Laboratory (NRL) aux Etats-Unis.

2.2.2. L'instrument POAM II et l'objectif de l'expérience.

La première version de POAM a été conçue au Département de Physique et d'Astronomie à l'Université de Wyoming (USA) en 1985. Il avait trois canaux pour mesurer seulement l'ozone et les aérosols. Malheureusement, cet instrument a été un échec immédiatement après son lancement.

L'instrument POAM II était prévu pour avoir une durée de vie de 3 à 5 ans. Il a fonctionné

normalement jusqu'à la défaillance du satellite SPOT 3 survenue le 14 Novembre 1996: le contact avec POAM II a été perdu. Le programme POAM du Naval Research Laboratory (NRL) fournira différents instruments similaires, qui ne seront pas tous sur des orbites polaires. OOAM (Orbiting Ozone and Aerosol Monitor) sur Space Test Experiments Platform (STEP) 4 a été lancé le 22 octobre 1997 sur une orbite inclinée de 45° à 600 km d'altitude; cette expérience était un échec car il était impossible d'établir la communication avec le satellite. POAM III sur SPOT-4 a été lancé le 24 mars 1998 sur une orbite polaire et fonctionne correctement jusqu'à maintenant. Deux autres instruments sont en cours de développement: STOLSS (STellar Occultation and Limb-Scatter Spectrometer) et NPOESS (National Polar-Orbiting Environmental Satellite System) vers 2007.

Le tableau 2.1 montre les objectifs de l'expérience POAM II et donne une estimation de la gamme d'altitudes dans laquelle le profil de chaque constituant ainsi que la température de l'atmosphère ont été obtenus.

Paramètre atmosphérique	Gamme d'altitudes (km)
Aérosols	10-30
Température	10-30
Ozone	10-60
Vapeur d'eau	20-40
Dioxyde d'azote	20-40

Tableau 2.1: Objectif de l'expérience satellitaire POAM II: mesurer les paramètres atmosphériques de la 1^{ère} colonne dans les gammes d'altitude de la 2^{ème} colonne.

Il s'agit d'une expérience scientifique qui a été développée pour permettre de suivre les évolutions saisonnières à long terme des constituants de la haute et moyenne atmosphère (eau, ozone, dioxyde d'azote et aérosols) au-dessus des régions polaires des hémisphères Nord et Sud de la terre.

La position spatiale des mesures de l'appareil POAM II est définie par les coordonnées du point tangent h_t à 20 km d'altitude par rapport à la surface terrestre. Le point tangent h_t est défini par l'intersection du trajet de la lumière avec une droite perpendiculaire à la surface terrestre. Cette droite est en même temps perpendiculaire au trajet et à la surface terrestre. Le trajet de la lumière tient compte de la réfraction à travers l'atmosphère. Ce point tangent est le point du trajet du rayon le plus proche de la surface terrestre.

Les latitudes d'occultation de POAM II s'étendent de 54° à 71°N pour les levers et de 63° à 88°S pour les couchers du soleil (figure 2.1). On constate sur cette figure que POAM II observe en fin de l'été - début de l'automne la région polaire jusqu'à 71° environ dans l'hémisphère nord et en fin de l'hiver - début du printemps la région polaire jusqu'à -88° environ dans l'hémisphère sud.

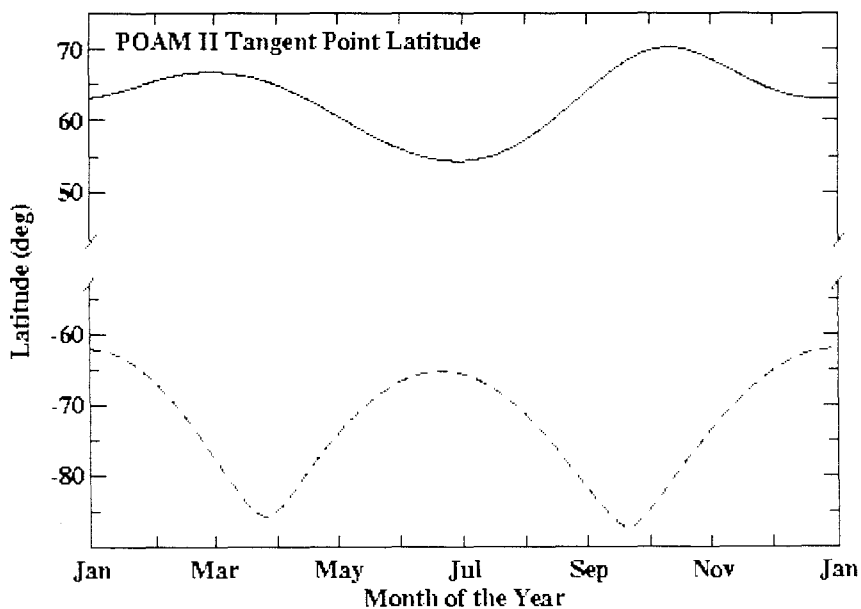


Figure 2.1: Variations annuelle de la latitude des occultations POAM II dans les deux hémisphères. (Glaccum et al., 1996)

2.2.3. Principe de la mesure

La télédétection passive désigne l'ensemble des mesures faites à distance et sans interaction avec la cible. Parmi les différentes méthodes de télédétection, la technique d'observation par occultation solaire (figure 2.2) à partir d'une plate-forme satellitaire est la plus sûre pour mesurer l'atténuation due à l'absorption et à la diffusion du rayonnement solaire par les particules et les gaz atmosphériques. En effet, cette méthode est efficace car la mesure elle-même est étalonnée par l'observation du rayonnement solaire hors atmosphère: la mesure n'est donc pas affectée par des possibles dérives instrumentales.

Dans le cas de l'instrument POAM II, les mesures sont effectuées en utilisant cette méthode de télédétection, c'est-à-dire qu'il mesure l'affaiblissement du rayonnement solaire à travers les hautes couches de l'atmosphère au-dessus des régions polaires des hémisphères nord et sud de la Terre. L'instrument balaye l'atmosphère terrestre dans le domaine situé entre 10 et 80 km d'altitude environ. Ceci est réalisé à chaque transition orbitale nuit/jour et jour/nuit du satellite (figure 2.2): le soleil est alors observé à travers l'atmosphère terrestre pendant son lever ou son coucher vu de l'appareil. Les mesures d'affaiblissement se font à partir des canaux dont les longueurs d'onde sont comprises entre l'ultraviolet et le proche infrarouge. Les transmissions obtenues aux divers canaux permettent d'évaluer les concentrations des constituants d'une part (les profils verticaux de l'ozone, de la vapeur d'eau, du dioxyde d'azote et des aérosols), et d'autre part les propriétés de l'atmosphère, en particulier le profil de température, dans les régions polaires.

POAM II a une tête optique composée d'un ensemble mobile et orientable de neuf télescopes mécaniquement solidaires, et d'un senseur solaire dont l'utilité et le fonctionnement seront détaillés dans le paragraphe suivant. Lors de chaque mesure, l'ensemble est orienté vers le soleil. Le reste du temps, ils sont orientés dans une position opposée pour que le soleil ne détériore pas le système optique de l'instrument. En fonctionnement nominal, l'expérience POAM II effectue 28 séries de mesures par jour (deux par orbite).

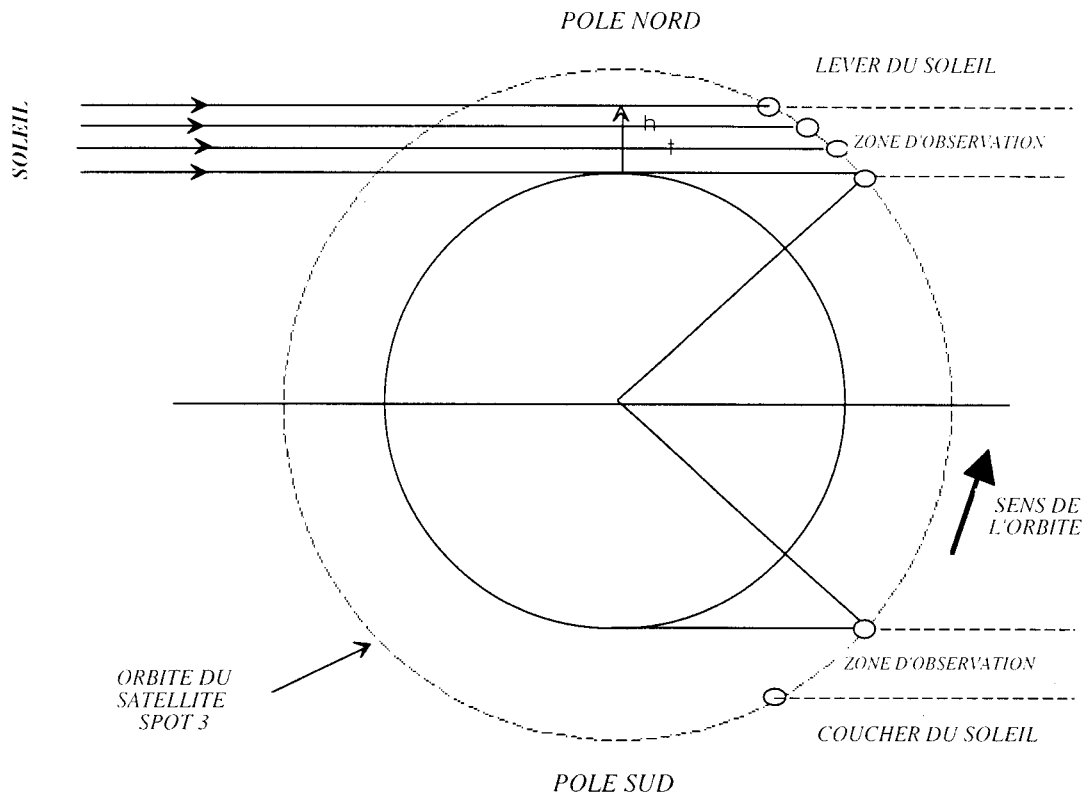


Figure 2.2: Schéma de principe d'observation de l'appareil POAM II. L'observation dure environ 100 secondes à chaque passage aux pôles (zone d'observation entre 10 et 80 km d'altitude aux pôles).

2.2.4. Caractéristiques de l'instrument

Les détails et le fonctionnement de l'appareil POAM II sont développés dans l'article de W. Glaccum et al., 1996. Ici, nous décrivons brièvement les caractéristiques essentielles de l'appareil.

L'instrument POAM II est compact et léger. L'ensemble de la tête optique (OHA) mesure 31 cm de hauteur, 22 cm de largeur et 23 cm de longueur et il pèse 13.5 Kg. Cette tête optique a deux axes de

rotation: un axe azimutal et un axe d'élévation pour pouvoir viser le soleil. Le premier axe déplace la ligne de visée parallèlement à l'horizon terrestre et le second perpendiculairement. La tête optique peut s'incliner de -21° à -34° par rapport à l'horizon du satellite. Elle peut aussi tourner de 180° autour de l'axe azimutal. La tête optique est couverte d'une sorte de "dôme" monté sur l'axe azimutal et qui tourne avec celui-ci. Les fentes verticales sur ce dôme permettent le mouvement d'élévation de la ligne de visée.

L'instrument suit le soleil à travers l'atmosphère quand celui-ci se couche ou se lève en utilisant le "senseur solaire" qui a un champ de visée circulaire de 1° . Le bon fonctionnement de l'instrument dépend de ce senseur solaire (figure 2.3) se trouvant sur le côté de la tête optique. Comme son nom l'indique, ce senseur solaire a pour rôle la recherche et le suivi du soleil avant et pendant les mesures, le point suivi par ce détecteur est le centre de brillance du soleil. La figure 2.5 montre que celui-ci est différent du centre géométrique du soleil à cause de la réfraction de la lumière traversant l'atmosphère terrestre, et surtout à cause de l'atténuation de cette lumière solaire due à la diffusion et à l'absorption par les différents constituants de l'atmosphère.

Le filtre optique de ce senseur solaire laisse passer le rayonnement de longueur d'onde supérieure à 700 nm, ce qui a pour but de réduire sa sensibilité aux effets d'atténuation et de réfraction atmosphériques. Ce senseur est composé de quatre cellules. Il vise le soleil et forme l'image de ce dernier sur les cellules. Les signaux mesurés par ces dernières sont combinés dans un processeur central pour calculer les erreurs d'élévation et d'azimut des signaux. Ils sont ensuite utilisés pour améliorer la détection du centre de la luminosité du soleil en activant les moteurs qui entraînent les axes d'orientation de l'ensemble. Le centre de brillance du soleil est obtenu quand les écarts entre les signaux mesurés par les quatre cellules sont minimaux. Le senseur solaire voit et suit le soleil pendant environ 100 secondes au cours desquelles 15 secondes maximum sont utilisées pour acquérir les données dans la zone d'observation entre 10 et 80 km environ (figure 2.2).

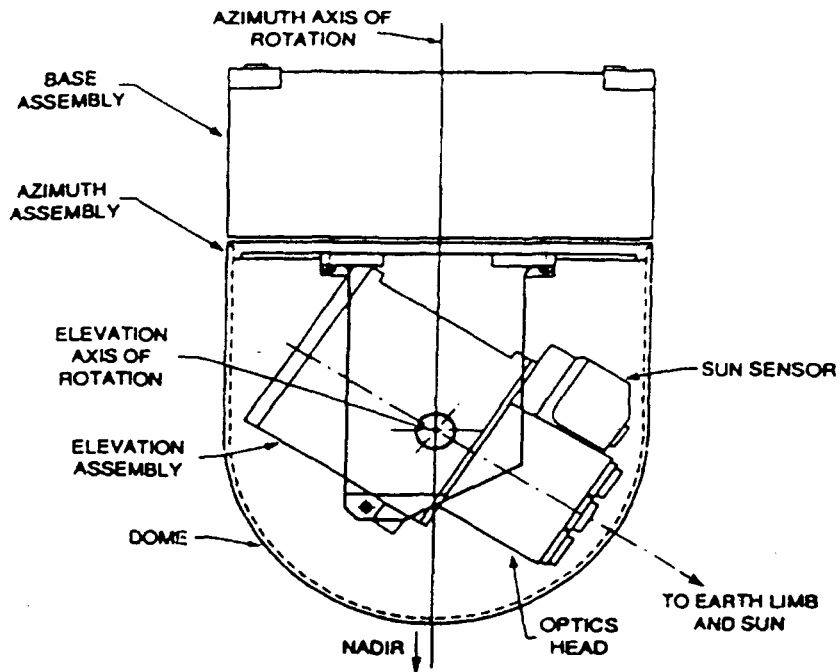


Figure 2.3: Ensemble de la tête optique de POAM II montrant le senseur solaire, les deux axes de rotation azimutal et d'élévation ainsi que la direction de la ligne de visée. (D'après Glaccum et al., 1996).

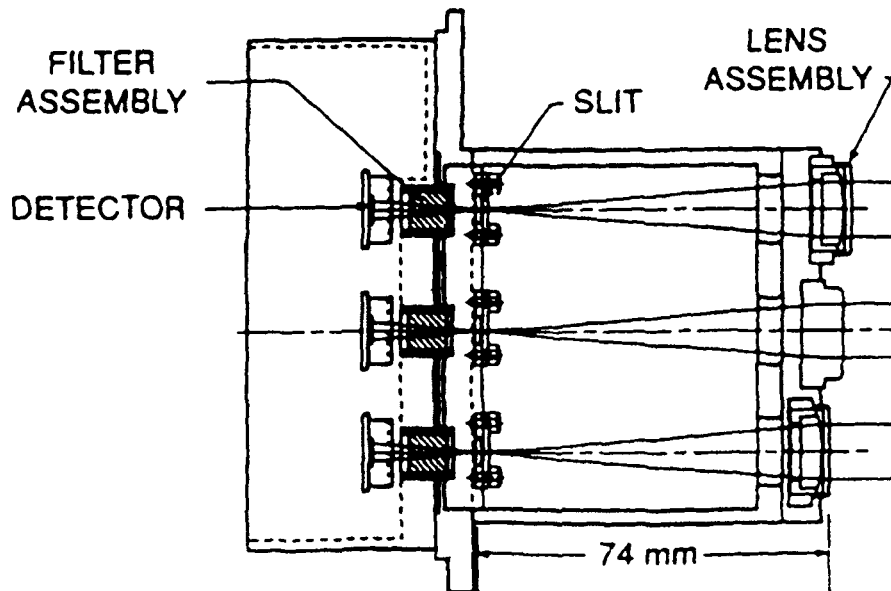


Figure 2.4: Les détails du système optique de l'appareil se trouvant à l'intérieur de la tête optique, cette figure montre les positions relatives de la lentille, des fentes, des filtres interférentiels et du détecteur photodiode pour trois des neuf canaux optiques. (D'après Glaccum et al., 1996).

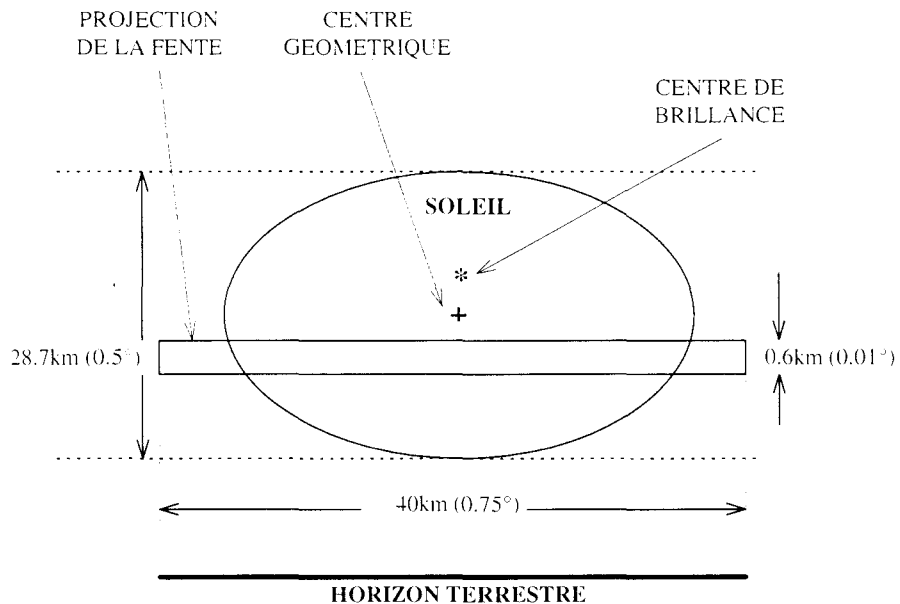


Figure 2.5: Schéma simplifié du soleil vu par POAM II: l'aplatissement est dû à la réfraction atmosphérique, la diffusion et l'absorption des constituants de l'atmosphère. Le centre de brillance est le point visé par le senseur solaire (Rapport POAM II Science Team Meeting, 26 - 27 Février 1992).

Pour mesurer l'affaiblissement du rayonnement solaire, POAM II est aussi composé principalement de neuf photomètres indépendants disposés sur une grille 3x3, chacun d'eux ayant son propre système optique. La lumière solaire arrive au niveau de la lentille, puis converge au niveau de la fente qui se trouve au foyer de la lentille. La lumière traverse le filtre interférentiel puis est reçue par le détecteur à photodiodes (figure 2.3). Notons que le rôle de la fente est de définir le champ de vue de l'instrument, elle permet également d'éliminer les éventuelles lumières parasites.

Les filtres interférentiels sont à bandes étroites. Leurs courbes de transmission sont illustrées sur la figure 2.6. Ces bandes spectrales ont été spécialement choisies pour pouvoir étudier les évolutions saisonnières et à long terme de la densité totale de l'atmosphère ainsi que des constituants de la haute et moyenne atmosphère. Ces constituants sont notamment les aérosols, le dioxyde d'azote, l'ozone et la vapeur d'eau.

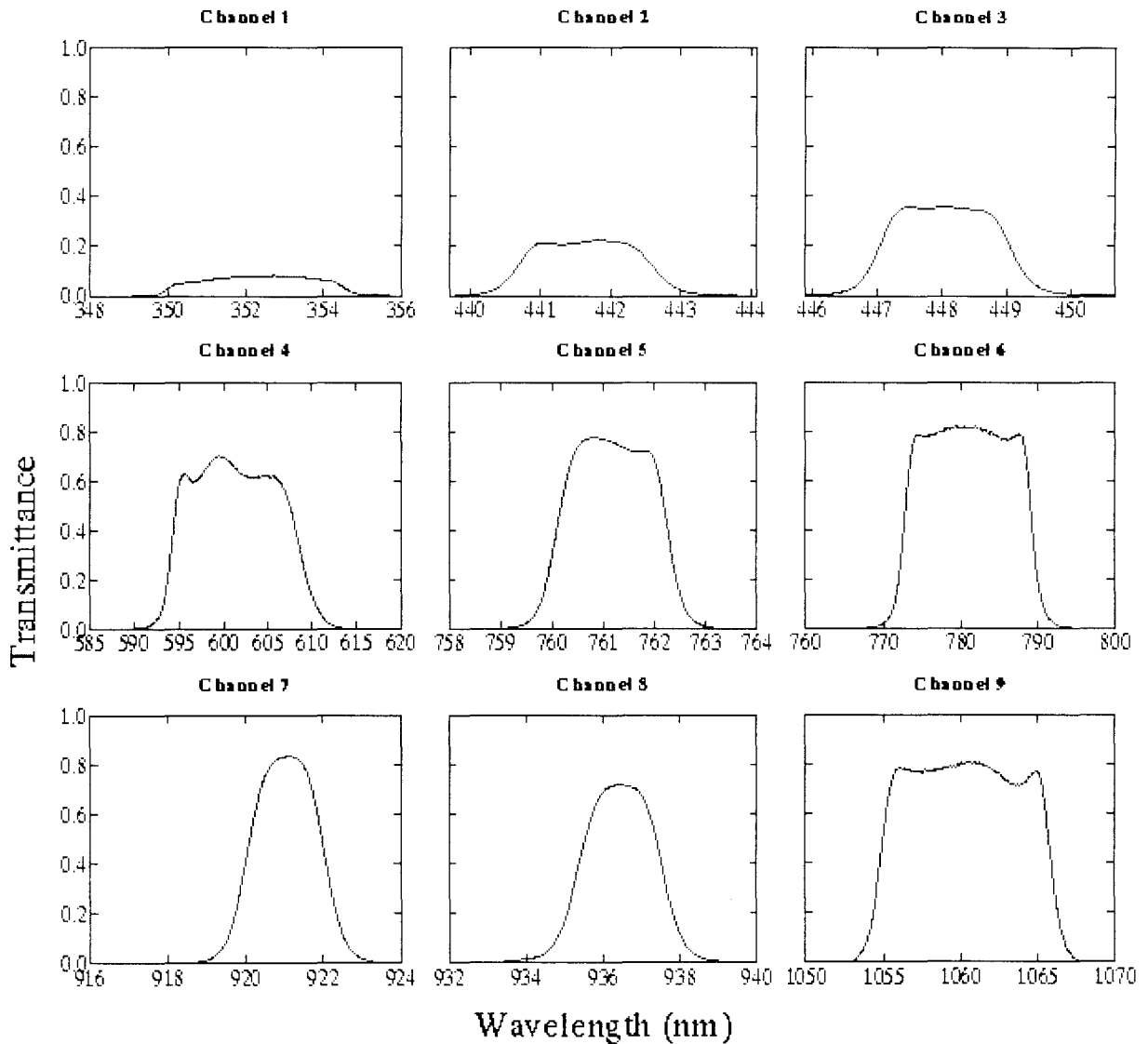


Figure 2.6: Courbes de transmission des neuf filtres des canaux de POAM II. (D'après Glaccum et al., 1996)

Le champ de vue vertical VFOV (Vertical Field Of View) qui est perpendiculaire à l'horizon terrestre est délimité par la hauteur de la fente (0.0127 mm) placée dans le plan focal de la lentille qui se trouve à l'intérieur de la tête optique. La figure 2.5 montre la projection de la fente sur le soleil. Le champ vertical est défini par la largeur à mi-hauteur de la fonction de réponse angulaire du canal. Après

des mesures et des expériences faites en laboratoire, le NRL a adopté $\alpha=0.014^\circ$. Combinée avec la distance du point tangent qui est le point le plus proche de la surface terrestre sur la ligne de visée (la réfraction atmosphérique doit être comprise dans les calculs pour avoir ce point avec précision), cette résolution angulaire permet de déterminer la résolution en altitude avec laquelle les mesures peuvent être faites. En effet, à l'altitude 833 km du satellite SPOT 3, la distance entre le point tangent et le satellite est environ de 3400 km. Avec $\alpha=0.01^\circ$, la résolution verticale est de 0.6 km environ au niveau de ce point tangent. La résolution des profils verticaux déduite par ces mesures sera alors d'environ 1.0 km.

Le champ de vue horizontal HFOV (Horizontal Field Of View), parallèle à l'horizon terrestre est d'environ 1° et est délimité par la longueur de la fente (1.0 mm). La géométrie de la ligne de visée à travers l'atmosphère et la dimension angulaire du soleil déterminent la résolution horizontale. Durant les 15 secondes nécessaire pour l'acquisition des mesures entre 10 et 40 km, le point visée sur le soleil se déplace d'environ 100 km horizontalement.

Le satellite SPOT 3 transmet des commandes à l'appareil POAM II par l'intermédiaire d'une interface; mais POAM II a son propre transmetteur de données. Les données sont stockées à bord et transmises deux fois par jour au 2^{ème} Détachement de USAF Space and Missile System Center à Onizuka AFB, Californie.

2.3. Détermination des différents constituants de l'atmosphère dans chaque canal.

Les filtres interférentiels étroits situés derrière les fentes à l'intérieur de la tête optique permettent d'isoler la portion de la bande spectrale souhaitée pour mesurer les composants atmosphériques qui y interviennent. La figure 2.7 montre l'extinction pour les gaz atmosphériques sur le domaine spectral s'étendant de 200 à 1200 nm. Les longueurs d'onde centrales des neuf canaux de POAM II sont représentées par des lignes verticales. Les deux canaux extrêmes 1 et 9 servent respectivement à évaluer l'atténuation de la lumière incidente due à la diffusion Rayleigh et à celle des aérosols. Ceux-ci interviennent naturellement dans tous les canaux. Les autres canaux de POAM II ont été choisis suivant la dépendance en longueur d'onde de l'absorption des gaz présents dans l'atmosphère. Le tableau 2.2 montre les longueurs d'onde centrales des neuf canaux de l'instrument, la largeur à mi-hauteur de chaque filtre, ainsi que le constituant de l'atmosphère dont la contribution est la plus importante dans chaque canal.

Canal	λ (nm)	$\Delta\lambda$ (nm)	Objectif principal
1	352.3	4.4	Rayleigh
2	441.6	2.0	NO ₂ off
3	448.1	2.1	NO ₂ on
4	601.4	14.3	O ₃
5	761.2	2.2	O ₂ on
6	781.0	16.7	O ₂ off
7	921.0	2.1	H ₂ O off
8	936.4	2.3	H ₂ O on
9	1060.3	11.1	Aérosols

Tableau 2.2: Caractéristiques des canaux de POAM II; les significations de "on" et "off" seront détaillées dans le paragraphe suivant (Glaccum et al., 1996).

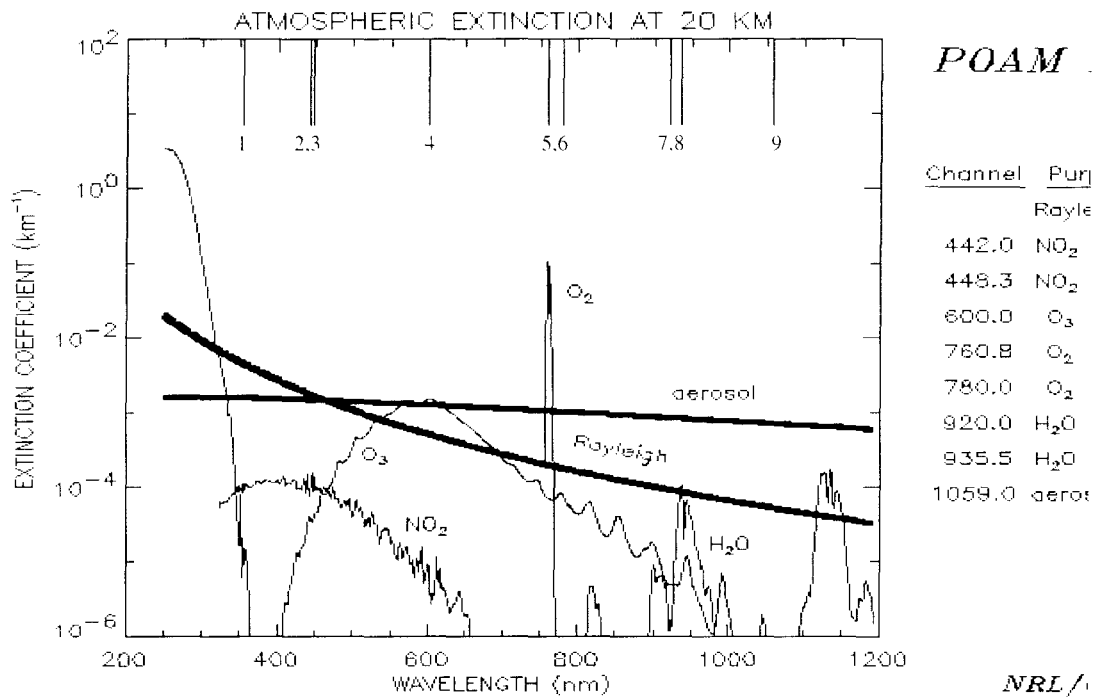


Figure 2.7: Coefficients d'extinction des gaz atmosphériques. Les lignes verticales en haut représentent les positions des longueurs d'onde centrales des neuf canaux. (Glaccum et al., 1996)

2.3.1. Largeur des canaux

D'après la figure 2.7, les aérosols ont un spectre continu et ils atténuent le signal dans tous les canaux. La contribution des autres constituants de l'atmosphère dans chaque canal peut être déterminée à partir de la connaissance de la variation spectrale de leur section efficace d'absorption dans la bande spectrale considérée.

Le dioxyde d'azote (figures 2.9 et 2.10), l'oxygène (figure 2.11) et la vapeur d'eau (figure 2.12) ont des bandes spectrales d'absorption relativement bien localisées et bien structurées. Deux canaux qui sont relativement proches l'un de l'autre sont utilisés: le canal "fort" (ON) est le canal où le gaz atmosphérique considéré absorbe plus, il est utilisé pour évaluer son absorption; l'autre dit "faible" (OFF)

permet d'estimer l'extinction due aux aérosols et aux autres absorbants. Ces deux canaux voisins doivent être relativement étroits car les spectres des constituants étudiés présentent des structures importantes. Les canaux "forts" sont choisis pour qu'à l'intérieur, la section efficace présente son maximum principal, et inversement pour les canaux "faibles".

La variation spectrale de la section efficace d'absorption de l'ozone est illustrée sur la figure 2.8. Elle est relativement lisse et ne présente pas de structure aux environs de son maximum à 600 nm. Il est donc possible d'utiliser un canal assez large pour avoir beaucoup plus de signal à mesurer, et donc plus de précision sur la mesure de l'atténuation de la lumière solaire par l'ozone dans ce canal.

2.3.2. La diffusion moléculaire (Rayleigh)

Les molécules absorbent et diffusent le rayonnement solaire. L'absorption du rayonnement par les molécules sera détaillée dans le paragraphe suivant. Les particules dont les dimensions sont du même ordre de grandeur que la longueur d'onde du rayonnement diffusent de la même façon que les molécules d'air. Ce type de diffusion est connu sous le nom de "diffusion Rayleigh" ou "diffusion moléculaire". Quand les particules sphériques sont plus grosses et que leurs dimensions ne sont plus du même ordre de grandeur que la longueur d'onde, le type de diffusion correspondant est appelé "diffusion de Mie". La théorie complète correspondante a été développée par Gustave Mie en 1908 (Mie, 1908). Dans cette partie, nous étudierons le cas de la diffusion Rayleigh qui est un cas particulier de la diffusion de Mie.

La diffusion moléculaire est bien connue. Les études faites par Rayleigh à partir de la théorie des ondes électromagnétiques ont montré que la section efficace de diffusion des molécules Σ^{Rayl} est approximativement inversement proportionnelle à la puissance quatrième de la longueur d'onde et elle a une dimension de surface par unité de molécule. Cette théorie a été décrite par Lenoble (1993):

$$\Sigma^{\text{Rayl}} = \frac{32}{3} \frac{\pi^3}{\lambda^4} \frac{(m-1)^2}{N^2} \rho \quad (2.1)$$

avec

$$N = \frac{N_a}{R} \frac{P}{T} \quad (2.2)$$

où N: nombre de molécules par unité de volume.

N_a : nombre d'Avogadro ($N_a = 6.023 \cdot 10^{23} \text{ mole}^{-1}$).

R: constante des gaz parfaits.

P, T: pression et température (en K).

λ : longueur d'onde.

m: indice de réfraction du milieu.

ρ : coefficient de dépolarisation.

Le coefficient de diffusion moléculaire $\sigma^{\text{Rayl}} = N \Sigma^{\text{Rayl}}$ a une dimension inverse d'une longueur, il est donné par:

$$\sigma^{\text{Rayl}} = \frac{32}{3} \pi^3 \frac{R}{N_a} \frac{(m_s - 1)^2}{\lambda^4} \left(\frac{T_s}{P_s} \right)^2 \left(\frac{P}{T} \right) \rho \quad (2.3)$$

avec

$$m_s - 1 = \left(77.46 + \frac{0.459}{\lambda^2} \right) 10^{-6} \left(\frac{P_s}{T_s} \right) \quad (2.4)$$

où m_s est l'indice de réfraction du milieu à la température standard $T_s=298.16 \text{ K}$, à la pression standard $P_s=1013.25 \text{ hPa}$ et λ exprimée en μm .

Le coefficient de dépolarisation ρ est lié à la non sphéricité des molécules. Plus les molécules sont sphériques, plus sa valeur s'approche de l'unité. Généralement, les molécules ne sont pas

rigoureusement sphériques, d'où l'introduction de ce coefficient de dépolarisation ρ dans la formule (2.3) ci-dessus. Suivant les auteurs, sa valeur pour les molécules d'air peut varier de 1.023 à 1.048 (Hoydt, 1977; Young, 1981). En accord avec le NRL, le coefficient de dépolarisation ρ pris pour les calculs est 1.0466.

Finalement, ce coefficient d'extinction Rayleigh σ^{Ray} ne dépend alors que de la longueur d'onde λ , du rapport P/T et du coefficient de dépolarisation ρ .

2.3.3. Calcul des sections efficaces moyennes pour chaque canal

La section efficace moyenne $\Sigma(\Delta\lambda)$ d'un constituant sur une bande de largeur spectrale $\Delta\lambda$ est donnée par:

$$\Sigma(\Delta\lambda) = \frac{\int_{\Delta\lambda} \Sigma(\lambda) Q_{\lambda} f_{\lambda} d\lambda}{\int_{\Delta\lambda} Q_{\lambda} f_{\lambda} d\lambda} \quad (2.5)$$

où $\Sigma(\lambda)$: section efficace monochromatique du constituant considéré.

Q_{λ} : transmission monochromatique du filtre

f_{λ} : flux solaire monochromatique.

$\Delta\lambda$: largeur du canal considéré.

Le calcul de $\Sigma(\Delta\lambda)$ est donc effectué en pondérant $\Sigma(\lambda)$ par Q_{λ} et f_{λ} pour rendre compte de leurs variations dans $\Delta\lambda$. Cette définition est valable dans une bande spectrale où la variation de $\Sigma(\lambda)$ présente des spectres d'absorption continus (cas de l'ozone et du dioxyde d'azote). Dans le cas contraire où la section efficace d'absorption présente des spectres de raies (cas de l'oxygène et de la vapeur d'eau), $\Sigma(\Delta\lambda)$ doit être calculée en haute résolution spectrale pour faire intervenir individuellement chaque raie dans les calculs.

Les détails des courbes de transmission Q_i des neuf filtres de POAM II à 40 C sont représentés sur la figure 2.6.

D'après les études de Fröhlich et London (1986), la variation du flux solaire est faible pour un intervalle spectral étroit (moins de 15 nm pour les canaux de POAM II). Elle est par exemple 0.6% pour le canal le plus large centré à 781.0 nm. Sans tenir compte de cette variation du flux solaire, le calcul de la section efficace moyenne d'absorption est simplifié comme suit:

$$\Sigma(\Delta\lambda) = \frac{\int_{\Delta\lambda} \Sigma(\lambda) Q_i d\lambda}{\int_{\Delta\lambda} Q_i d\lambda} \quad (2.6)$$

Deux séries de calculs ont été faits par P. Pruvost pour calculer les sections efficaces moyennes de l'ozone et du dioxyde d'azote dans les canaux où ils interviennent: avec et sans variation du flux solaire. Ses résultats ont montré que les écarts relatifs entre ces deux séries de calculs sur les sections efficaces moyennes calculées sont très faibles, moins de 0.1% (P. Pruvost, Communication interne, 1997).

2.3.4. Influence de l'ozone

Pour le canal 1 centré à 352.3 nm, les valeurs des sections efficaces d'absorption de l'ozone $\Sigma^{O_3}(\lambda)$ dans l'intervalle 339.1 - 355.3 nm sont données par Cacciani pour deux températures: 220 et 293K (Cacciani et al., 1989). Si on se limite aux transmissions $Q_i \geq 1\%$, la bande passante du filtre est comprise entre 349.2 et 355.2 nm, et cette bande est pratiquement couverte par les données de Cacciani. Des tests ont montré que si on ne se limite pas à cette transmission $Q_i \geq 1\%$, l'erreur relative est infime ($<4.10^{-4}$).

Pour les filtres des canaux 2 à 9 dont les transmissions spectrales sont représentées sur la figure 2.6 Shettle et Anderson ont calculé les sections efficaces d'absorption monochromatique de l'ozone de 407 à 1089 nm à partir du programme MODTRAN pour différentes températures: 180, 200, 220 et 240 K. (Shettle et Anderson, 1994). L'effet de température est faible sur les sections efficaces monochromatiques et le calcul montre qu'il est peu important sur les sections efficaces d'absorption moyennes $\Sigma^{O_3}(\Delta\lambda)$ de l'ozone obtenues dans chaque canal sur l'intervalle spectral 407 - 761.2 nm et entre 220 et 298 K. En effet, les variations dues à la température sont au plus égales à ~8% entre 180 et 240K pour les canaux 2, 3 et 5. Vu les faibles contributions du coefficient d'extinction de l'ozone dans les canaux 2 et 3 (inférieures à 3% du coefficient d'extinction total), ces variations n'ont presque aucune influence sur les calculs. Pour le canal 4, la température n'a quasiment aucune influence sur la section efficace d'absorption moyenne de l'ozone. Dans les canaux 6, 7, 8 et 9, ces sections efficaces moyennes sont indépendantes de la température. En dehors de cette gamme de températures, le coefficient utilisé est celui correspondant à la température la plus proche. La figure 2.7 montre que la section efficace d'absorption de l'ozone dans le canal centré à 1060.3 nm est très faible. Par rapport à sa valeur maximum à 600 nm, l'absorption est 2000 fois plus faible.

Bande de Chappuis

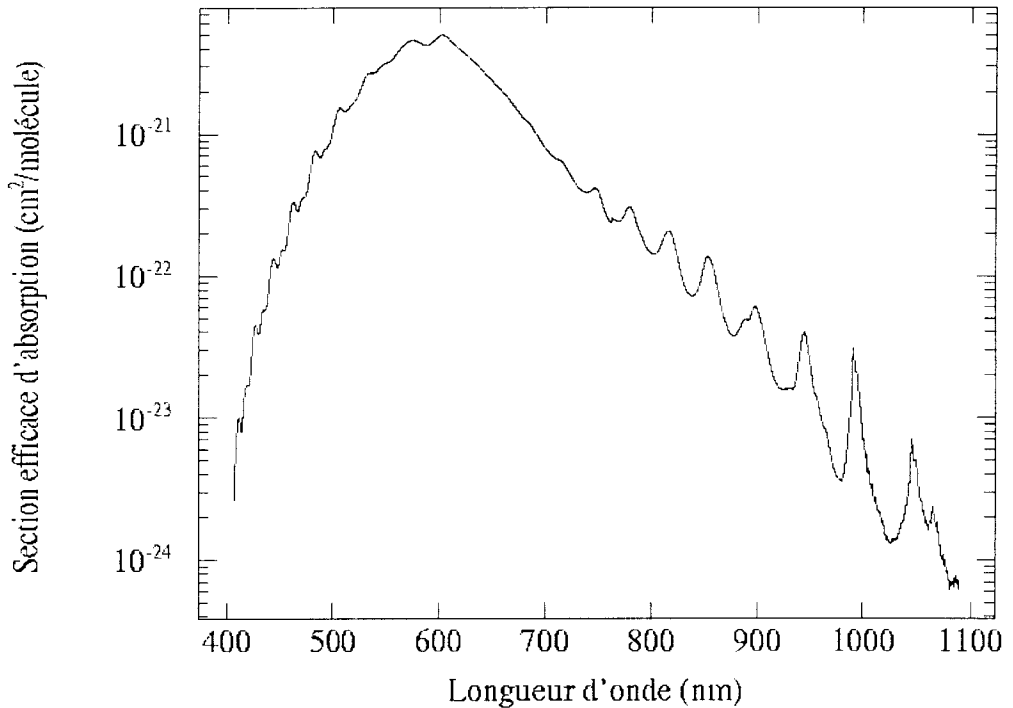


Figure 2.8: Section efficace d'absorption de l'ozone dans la bande de Chappuis à 240 K. (D'après les données de Shettle et Anderson, 1994).

2.3.5. Influence du dioxyde d'azote

Trois séries de données sur la variation spectrale de la section efficace du dioxyde d'azote (Schneider et al., 1987; Mérienne et al., 1995 et Harder et al., 1997) sont accessibles et disponibles au LOA pour pouvoir calculer les sections efficaces d'absorption moyennes du dioxyde d'azote $\Sigma^{\text{NO}_2}(\Delta\lambda)$ où il est présent (canaux 1, 2, 3 et 4). Les différents critères théoriques et expérimentaux qui leur ont permis d'avoir ces séries de données sont expliquées par Harder et al., 1997. Le tableau 2.3 ci-dessous résume les principales informations sur les trois séries de données.

Mesure du NO ₂	Température (K)	Gamme de longueur d'onde (nm)	Résolution (nm)
<i>Schneider et al.</i>	298	200 - 700	0.1
<i>Mérienne et al.</i>	293	300 - 500	0.01
	220 et 240	400 - 500	0.01
<i>Harder et al.</i>	217	390.2 - 549.8	0.05
	230.2, 238.6 et 293.8	345.2 - 549.8	0.05

Tableau 2.3: Principales caractéristiques des expériences de Schneider et al., 1987, Mérienne et al., 1995 et Harder et al., 1997 effectuées pour mesurer les sections efficaces d'absorption monochromatiques du dioxyde d'azote.

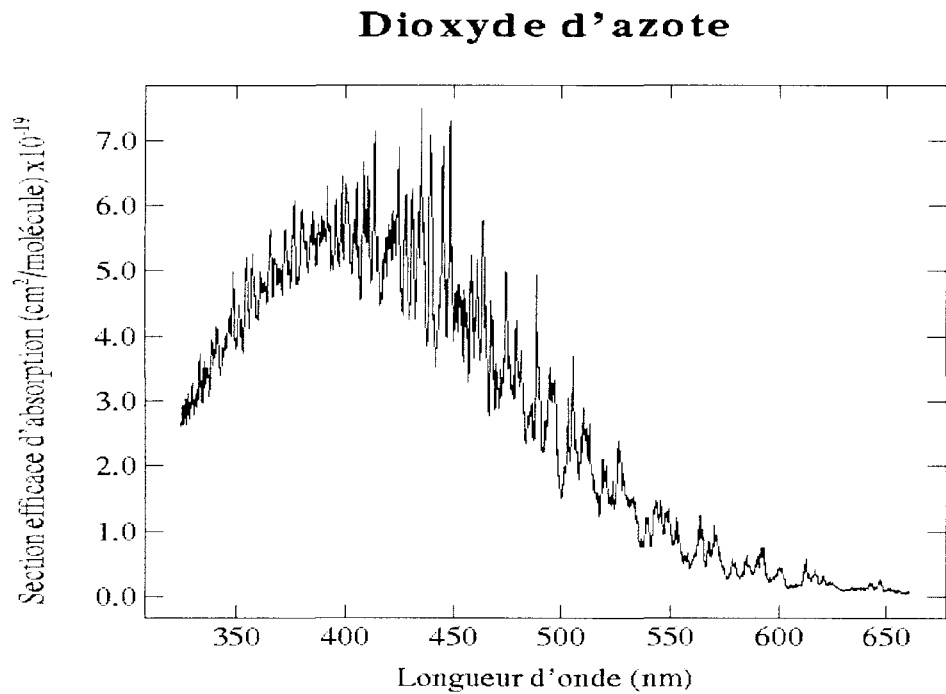


Figure 2.9: Variation spectrale de la section efficace d'absorption du dioxyde d'azote à 298 K de 324 à 700 nm. (D'après les données de Schneider et al., 1987).

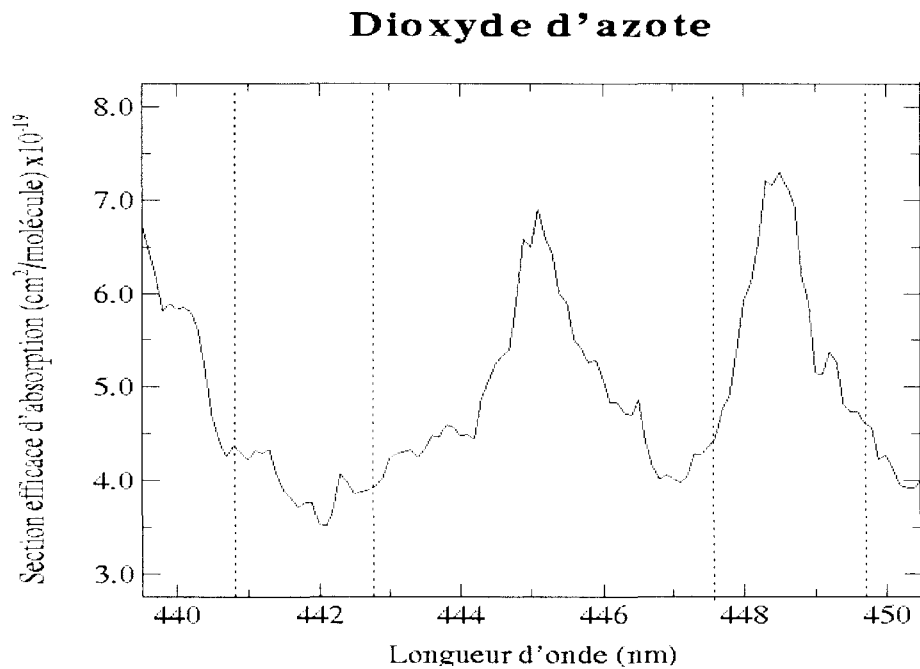


Figure 2.10: Variation spectrale de la section efficace d'absorption du dioxyde d'azote à 238.6 K de 440 à 450 nm. (D'après les données de Harder et al., 1997). Les traits verticaux en pointillé indiquent les longueurs à mi-hauteur des canaux 2 et 3 de POAM II.

Etant données les températures et les gammes de longueur d'onde des expériences citées ci-dessus et la température de la stratosphère qui reste généralement entre 180 et 270 K, seules les données de Harder et al. peuvent convenir aux 3 premiers canaux de l'instrument POAM II. En effet, les données de Schneider et al. couvrent bien les canaux 1,2,3 et 4 de POAM II au niveau de la gamme de longueur d'onde mais sa température d'expérience à 298 K est un peu élevée par rapport à celle de la stratosphère. De plus la résolution spectrale de ses mesures (0.1 nm) est deux fois moins bonne que celle de Harder et al. (0.05 nm), dix fois moins que celle de Mérienne et al. (0.01 nm). Les données de Mérienne et al. sont les meilleures du point de vue résolution spectrale mais pour les deux températures 220 et 240 K, la gamme de longueur d'onde ne couvre pas celle du canal 1 de l'appareil qui est centré à 352.3 nm.

La figure 2.9 montre l'allure générale du spectre de la section efficace d'absorption du NO_2 entre 324 et 660 nm. Nous constatons que le NO_2 joue un rôle important dans les canaux 1, 2, et 3, et qu'aux environs du canal 4 centré à 601 nm, son absorption devient très faible. En effet, par rapport à sa valeur maximum aux alentours de 448 nm, son absorption est 20 fois plus faible dans le canal 4 alors que dans le canal 1 centré à 352.3 nm, cette absorption n'est que 1.5 fois plus faible. Sur la figure 2.10, on voit nettement que le dioxyde d'azote présente un maximum et absorbe davantage dans le canal 3 à 448.1 que dans le canal 2 à 441.6 nm. En effet, les sections efficaces moyennes d'absorption calculées pour ces deux filtres montrent une différence de l'ordre de 60%.

Les sections efficaces moyennes du dioxyde d'azote pour les filtres 1, 2 et 3 dépendent de la température. Les calculs montrent des écarts relatifs de 17% maximum pour le canal 1 entre 230 et 293 K, 13% maximum pour le canal 2 entre 217 et 293 K alors qu'il n'y a que 1% entre les mêmes températures pour le canal 3. Compte tenu de ces résultats, on doit tenir compte de la dépendance en température des sections efficaces moyennes du dioxyde d'azote surtout dans les canaux 1 et 2. Connaissant les sections efficaces moyennes de ces filtres pour les quatre températures d'expériences de Harder et al. (217, 230.2, 238.6 et 293.8 K) et les profils verticaux de température à partir des analyses

météorologiques correspondant à chaque mesure de l'instrument. l'interpolation linéaire en température nous permet d'avoir les profils verticaux des sections efficaces moyennes pour chacun des trois filtres et pour chaque événement. En dehors de cette gamme de températures (< 217 K et > 293.8 K), la section efficace moyenne du dioxyde d'azote utilisée est celle correspondant à la température la plus proche comme dans le cas de l'ozone.

Pour le canal 4, seules les données de Schneider et al. nous permettent de calculer la section efficace moyenne du dioxyde d'azote car c'est la seule expérience qui peut couvrir cette bande spectrale malgré sa température un peu élevée. Les rapports entre les sections efficaces données par les mesures de Schneider et al. et celles de la National Oceanic and Atmospheric Administration, Boulder, Colorado (NOAA) sont compris entre 0.8 et 1.2 jusqu'aux environs de 580 nm (Harder et al., 1997). Compte tenu de ces résultats et surtout de la faible contribution du NO_2 dans le canal 4, on peut utiliser les données de Schneider et al. pour estimer la section efficace moyenne du dioxyde d'azote.

2.3.6. Influences de l'oxygène et de la vapeur d'eau

Contrairement à l'ozone et au dioxyde d'azote qui ont des spectres d'absorption continus, les absorptions par l'oxygène et la vapeur d'eau sont dues à la transition des raies de vibration. Leurs sections efficaces d'absorption qui se présentent comme des spectres de raies doivent être calculées en haute résolution spectrale pour pouvoir faire intervenir individuellement chaque raie dans les calculs. De plus, leur dépendance en température et pression sont compliquées.

La banque de données spectroscopiques utilisée au LOA dans cette étude pour ces deux gaz est celle de GEISA (Gestion et Etude des Informations Spectroscopiques Atmosphériques) du LMD (Laboratoire de Météorologie Dynamique) à Paris. Combiné avec ces données, le modèle raie par raie STRANSAC du LMD est utilisé pour obtenir les sections efficaces d'absorption monochromatiques pour chaque pression et chaque température voulues (Scott A., 1974). Pour le NRL/CPI, ils ont choisi leur

propre modèle raie par raie, et la banque de données spectroscopiques utilisée est celle du HITRAN (Rothman et al., 1992). Des comparaisons sur les profils verticaux de la vapeur d'eau obtenus par les deux laboratoires ont montré que les résultats sont en bon accord (Pruvost et al., 1994).

Plusieurs bandes dans le spectre d'absorption de l'oxygène moléculaire nous permettent de détecter sa présence dans l'atmosphère. Elles se situent dans le domaine de l'ultraviolet, dans le visible ou dans le proche infrarouge (Lenoble, 1994). Pour POAM II, on utilise la bande A qui est une bande aux alentours de 760 nm. Ce canal centré à 761.2 nm, était prévu initialement pour mesurer l'extinction de la lumière due à la présence de l'oxygène moléculaire dans l'atmosphère et d'en déduire ensuite les profils verticaux de température et pression. En effet, ce gaz étant reparti uniformément dans l'atmosphère, sa concentration est proportionnelle à la densité totale de l'atmosphère. A partir de l'hypothèse de l'équilibre hydrostatique et de la loi des gaz parfaits, le profil de cette densité totale permet d'en déduire ceux de la température et de la pression. L'exemple de variation spectrale de la section efficace de l'oxygène dans la bande A à la température 223 K sous la pression 0.265 atm (qui sont les conditions météorologiques typiques aux environs de 10 km d'altitude) sur la figure 2.11 permet d'expliquer clairement le choix des canaux 5 et 6. On voit que l'oxygène absorbe 10^8 fois plus à 760.8 qu'à 780 nm. Cette différence devrait permettre d'estimer correctement l'extinction des aérosols dans le canal 6 et d'en déduire ensuite l'absorption due à l'oxygène moléculaire dans le canal 5. Malheureusement, le signal de sortie observé dans le canal 5 est saturé, et le NRL a dû recourir à la banque de données météorologiques du National Center for Environmental Prediction (NCEP), (anciennement National Meteorological Center (NMC)) pour avoir les profils verticaux de température et de pression correspondants à chaque mesure de l'instrument. Désormais, POAM II ne peut plus fonctionner de manière indépendante, contrairement à ce qui était prévu initialement.

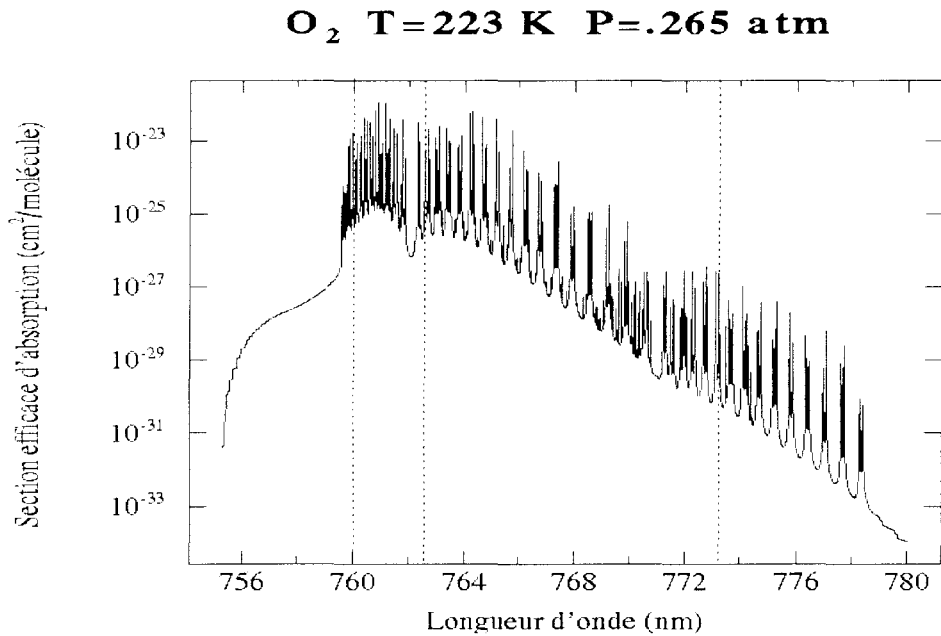


Figure 2.11: Variation spectrale de la section efficace de l'oxygène moléculaire à 223 K sous 0.265 atm dans la bande A (entre 755 et 780 nm). (D'après les calculs de Dubuisson et al., 1996). Les traits verticaux en pointillé indiquent les largeurs à mi-hauteur des canaux 5 et 6 de POAM II.

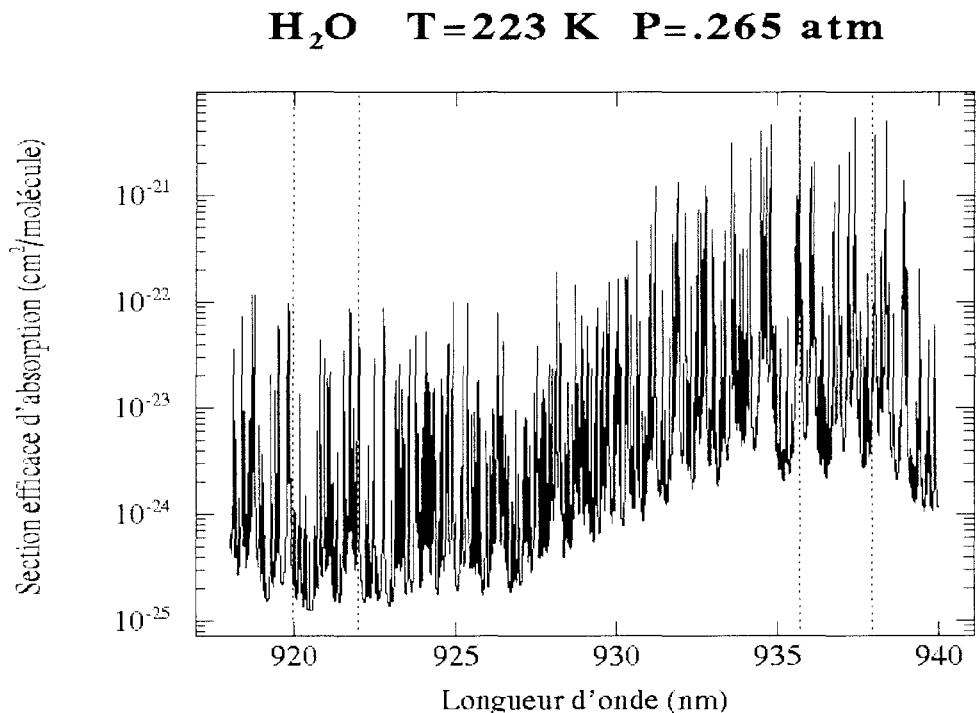


Figure 2.12: Variation spectrale de la section efficace de la vapeur d'eau à 223 K sous 0.265 atm (~10 km). (D'après les calculs de Dubuisson et al., 1996). Les traits verticaux en pointillé indiquent les largeurs à mi-hauteur des canaux 7 et 8 de POAM II.

Suite à des problèmes au niveau de la banque de données météorologiques du NCEP au début de l'année 1996, certains profils de température et de pression correspondant aux mesures de POAM II n'ont pas pu être obtenus. Par conséquent, depuis la version 6 des données de POAM II, le NRL a remplacé la totalité des données météorologiques du NCEP par celles de l'United Kingdom Meteorological Office (UKMO) dont la banque de données peut satisfaire à l'ensemble des mesures de POAM II. Les comparaisons entre les profils de température de ces deux banques de données montrent des écarts relatifs de 1% maximum en valeur absolue jusqu'à 40 km, et moins de 2% en pression. Cela entraîne des différences relatives de 2.5% maximum, sur le coefficient d'extinction Rayleigh dans le canal centré à 352.3 nm, où le Rayleigh a le plus d'influence.

Les canaux 7 et 8 centrés respectivement à 921.0 et 936.4 nm sont situés dans une région d'absorption de la vapeur d'eau. L'exemple de spectre de la section efficace d'absorption de la vapeur d'eau à 223 K sous 0.265 atm (figure 2.12) montre que l'absorption par la vapeur d'eau dans le canal 7 est environ 100 fois moins forte que dans le canal 8. Le canal 7, centré à 921.0 nm, pourra donc être utilisé pour déterminer l'extinction des aérosols. Malheureusement, des problèmes subsistent et n'ont pas encore été résolus sur le canal 8. Par conséquent, on ne peut pas encore exploiter ces mesures.

2.4. Conclusions

Le tableau 2.4, complémentaire du tableau 2.2 résume les influences des différents constituants de l'atmosphère pour les différents canaux. Il nous donne une idée sur ces influences car ces dernières dépendent en plus de l'altitude considérée. Les canaux dits "forts" correspondent à des absorptions fortes du constituant dans le région spectrale correspondante. Ils sont destinés à mesurer la densité de ce constituant. Par contre ceux qui sont dits "faibles" complètent les informations fournies par les canaux 1 et 9 car ils permettent aussi d'évaluer le coefficient d'extinction des aérosols et ceux des autres constituants dans ce canal.

Numéro canal	Longueur d'onde (nm)		Rayleigh	Aérosol	NO ₂	O ₃	O ₂	H ₂ O	Largueur à mi-hauteur des filtres (nm)
1	352.3	Rayleigh	+++	+	++				4.4
2	441.6	NO ₂ faible	+++	+	++	+			2.0
3	448.1	NO ₂ fort	+++	+	+++	+			2.1
4	601.4	O ₃	++	+	+	+++			14.3
5	761.2	O ₂ fort	++	+		+	+++		2.2
6	781.0	O ₂ faible	++	+		+	+		16.7
7	921.0	H ₂ O faible	+	+		+		+	2.1
8	936.4	H ₂ O fort	+	+		+		+++	2.3
9	1060.3	Aérosol	+	+		+			11.1

Tableau 2.4: Influence moyenne des différents constituants de l'atmosphère pour les différents canaux. Les comparaisons doivent être faites par colonne et le nombre de croix (+ à +++) traduit l'importance du constituant dans le canal considéré. L'absence de croix correspond à une influence négligeable du constituant.

3. Mise en place des algorithmes

3.1. Introduction

Dans cette étude, avoir un modèle d'atmosphère "simulé" est intéressant car il fournit d'avance toutes les grandeurs physiques qu'on essayera de retrouver à partir des algorithmes à mettre en place. Ce type modèle nous permet donc de tester si les algorithmes peuvent restituer convenablement les grandeurs physiques simulées. Après avoir déterminé les différents constituants de l'atmosphère intervenant dans chaque canal de l'instrument, deux types d'algorithmes de traitement de données seront mis en place pour pouvoir exploiter les mesures de l'instrument POAM II. Le premier est l'algorithme de calcul direct. Il consiste à simuler les transmissions de l'atmosphère mesurées par l'instrument à partir d'un modèle d'atmosphère donné "a priori". Le deuxième algorithme est celui de l'inversion. Il est destiné à restituer les profils verticaux de densité des gaz et d'extinction des aérosols à partir des profils de transmission mesurés par l'instrument dans chaque canal.

Notons que dans le cas des mesures, les transmissions ne sont pas les données brutes mesurées par l'instrument. L'obtention de ces transmissions à partir des données brutes est expliquée par Lumpe et al., 1997, elle ne fait pas partie de cette étude mais des descriptions brèves des différentes étapes de traitement seront effectuées dans les sections 3.2.4.2 et 3.3.3.1.

Ce chapitre se divise alors en deux parties: la description des algorithmes de calculs directs et ceux de calculs inverses développés par le LOA et le NRL/CPI. Chaque partie est composée de quatre sections distinctes. La première et la deuxième section sont consacrées à la description des algorithmes développés respectivement par le LOA et le NRL/CPI. La troisième section présente la comparaison entre les deux méthodes décrites précédemment. L'application de ces algorithmes aux modèles "a priori" d'atmosphères fera l'objet de la dernière section.

3.2. *Calculs directs*

3.2.1. Introduction

L'algorithme de calcul direct est destiné à simuler les profils de transmissions mesurées par l'instrument à partir d'un modèle "a priori" d'atmosphère. Il est important pour plusieurs raisons. Il fournit un outil permanent pour étalonner l'appareil dans l'espace en comparant les mesures réelles et simulées. Une telle comparaison permet d'identifier d'abord et de quantifier ensuite les caractéristiques de l'instrument qui n'ont pas pu être calibrées au sol avant le lancement ou celles qui peuvent se modifier au cours du temps. Il permet également d'évaluer la précision des approximations faites dans les traitements des données.

3.2.2. Epaisseur optique de l'atmosphère

Dans le cas d'une mesure satellitaire utilisant la méthode d'occultation, la grandeur physique mesurée par l'appareil embarqué à bord est le flux d'énergie reçu par le récepteur photodiode L dans le champ de vue de l'instrument par unité de temps. Ce flux d'énergie du soleil atténué par l'atmosphère est généralement mesuré pour différentes altitudes tangentes z_t (figure 3.1) et pour une bande spectrale de largeur $\Delta\lambda$ bien déterminée. La grandeur physique fondamentale qui nous intéresse est la transmission de l'atmosphère mesurée $t_{z_t}(\Delta\lambda)$. Pour obtenir cette transmission, le flux L_{z_t} mesuré à l'altitude tangente z_t est normalisé par rapport à celui qui est mesuré hors atmosphère L_∞ .

Par définition, la transmission monochromatique $t_{z_t}(\lambda)$ peut être écrite en fonction des épaisseurs optiques $\tau_{z_t}(\lambda)$:

$$t_{z_t}(\lambda) = \exp(-\tau_{z_t}(\lambda)) \quad (3.1)$$

En supposant la symétrie sphérique de l'atmosphère par rapport au point tangent h_t , l'épaisseur

optique d'extinction $\tau_{z_1}(\lambda)$ (ou l'épaisseur optique totale) de l'atmosphère pour une longueur d'onde λ est donnée par:

$$\tau_{z_1}(\lambda) = 2 \int_{z_1}^{\infty} \sigma_z^e(\lambda) \frac{ds}{dz} dz \quad (3.2)$$

où ds est la longueur du trajet dans la couche infinitésimale dz et $\sigma_z^e(\lambda)$ le coefficient d'extinction monochromatique de l'atmosphère à l'altitude z .

Pour chaque altitude z et pour chaque longueur d'onde λ , le coefficient d'extinction monochromatique total $\sigma_z^e(\lambda)$ est une combinaison linéaire du coefficient de diffusion Rayleigh $\sigma_z^{\text{Rayl}}(\lambda)$ et des coefficients d'extinction $\sigma_z^{e,\varepsilon}(\lambda)$ de chaque constituant ε de l'atmosphère autre que les molécules:

$$\sigma_z^e(\lambda) = \sigma_z^{\text{Rayl}}(\lambda) + \sum_{\varepsilon} \sigma_z^{e,\varepsilon}(\lambda) \quad (3.3)$$

Pour les constituants gazeux ε , les coefficients d'extinctions $\sigma_z^{e,\varepsilon}(\lambda)$ peuvent être décomposés par:

$$\sigma_z^{e,\varepsilon}(\lambda) = \sigma_z^{a,\varepsilon}(\lambda) + \sigma_z^{d,\varepsilon}(\lambda) \quad (3.4)$$

où $\sigma_z^{a,\varepsilon}(\lambda)$ est le coefficient d'absorption et $\sigma_z^{d,\varepsilon}(\lambda)$ celui de la diffusion du constituant ε . Pour l'ozone, le dioxyde d'azote, l'oxygène et la vapeur d'eau, la diffusion due à ces molécules est bien connue et est déjà incluse dans les calculs de la diffusion Rayleigh. Leurs coefficients d'extinction $\sigma_z^{d,\varepsilon}(\lambda)$ sont réduits alors en coefficients d'absorption $\sigma_z^{a,\varepsilon}(\lambda)$. Pour simplifier l'écriture, on va écrire $\sigma_z^{a,\varepsilon}(\lambda) = \sigma_z^{\varepsilon}(\lambda)$ pour les coefficients d'absorption de ces constituants ε .

Dans le cas de l'instrument POAM II, on a alors:

$$\sigma_z^e(\lambda) = \sigma_z^{\text{Rayl}}(\lambda) + \sigma_z^{\text{aér}}(\lambda) + \sigma_z^{\text{O}_3}(\lambda) + \sigma_z^{\text{NO}_2}(\lambda) + \sigma_z^{\text{O}_2}(\lambda) + \sigma_z^{\text{H}_2\text{O}}(\lambda) \quad (3.5)$$

où $\sigma_z^{\text{aér}}(\lambda)$ représente le coefficient d'extinction des aérosols et $\sigma_z^{\text{O}_3}(\lambda)$, $\sigma_z^{\text{NO}_2}(\lambda)$, $\sigma_z^{\text{O}_2}(\lambda)$ et $\sigma_z^{\text{H}_2\text{O}}(\lambda)$ sont respectivement les coefficients d'absorption de l'ozone, du dioxyde d'azote, de l'oxygène et de la vapeur d'eau à la longueur d'onde λ . Certains de ces coefficients peuvent être absents selon la longueur d'onde considérée.

3.2.3. Algorithme de calcul direct du LOA

Vu les problèmes concernant les canaux 5 et 8 qui sont destinés respectivement à mesurer l'extinction due à l'oxygène et à la vapeur d'eau (paragraphe 2.3.6), l'algorithme de calcul direct du LOA a été développé pour retrouver la transmission de l'atmosphère pour les sept autres canaux de l'instrument. Par ailleurs, toutes les grandeurs physiques calculées dans ce paragraphe sont supposées constantes sur la bande spectrale de chaque canal et sont calculées à la longueur d'onde centrale de ce canal.

Les démarches à suivre pour ce calcul direct sont les suivantes:

a) Les profils verticaux de température et de pression permettent de calculer les trajets optiques à travers chaque couche d'atmosphère (qui sera définie dans la section 3.2.3.1) ainsi que les profils de l'épaisseur optique Rayleigh pour chaque canal. Ces derniers peuvent être calculés directement connaissant les deux profils verticaux cités ci dessus (section 3.2.3.2).

b) Les profils verticaux de la densité de l'ozone et du dioxyde d'azote sont donnés par le modèle "a priori" d'atmosphère. La contribution de leurs coefficients d'absorption dans les canaux où ils interviennent peut être estimée à partir de leur section efficace moyenne d'absorption dans chaque canal (section 3.2.3.3). Les profils verticaux du coefficient d'extinction des aérosols sont donnés par le modèle "a priori" pour chaque canal.

c) Les coefficients d'extinction de l'atmosphère (sans tenir compte du Rayleigh) pour toutes les

altitudes tangentées sont obtenus en additionnant ces différents coefficients d'extinction obtenus en b) (section 3.2.3.4). Ces coefficients d'extinction sont ensuite intégrés suivant les trajets optiques calculés en a) suivis par le rayonnement pour avoir les épaisseurs optiques correspondantes.

d) Les épaisseurs optiques totales tangentées de l'atmosphère sont obtenues en additionnant simplement les épaisseurs optiques Rayleigh obtenues en a) aux épaisseurs optiques correspondantes obtenues en c). On peut en déduire facilement les profils verticaux de la transmission de l'atmosphère pour chaque canal.

3.2.3.1. Calculs des trajets optiques

Pour calculer les trajets optiques de la lumière à travers l'atmosphère terrestre et les épaisseurs optiques Rayleigh pour chaque altitude tangente (section 3.2.3.2), quelques approximations sont nécessaires:

* L'atmosphère est considérée comme une superposition de couches sphériques discrètes. Par conséquent, elle est donc symétrique par rapport au point tangent h_t (figure 3.1). Ainsi, nous avons décomposé l'atmosphère en 100 couches sphériques de 1 km d'épaisseur. Chaque couche sera ensuite subdivisée en 40 sous-couches de 25 m.

* Chaque sous-couche d'atmosphère est supposée homogène. Les calculs nous donneront alors des informations qui sont des moyennes pour chaque sous-couche considérée.

* Chaque trajet est calculé à la longueur d'onde centrale de chaque canal.

Le rayonnement solaire obéit aux règles de base de l'optique géométrique c'est à dire à la propagation rectiligne du rayonnement à travers une sous-couche homogène d'atmosphère. En passant d'une sous-couche homogène à une autre, le rayonnement obéit aux lois de Descartes. Les trajets

optiques sont calculés avec des méthodes géométriques. Pour optimiser la précision et le temps de calcul, l'épaisseur de la couche d'atmosphère doit être convenablement choisie. Des tests ont été effectués au LOA sur les calculs de l'épaisseur optique Rayleigh (section 3.2.3.2 suivante) et ont montré que des couches d'atmosphère de 1 km d'épaisseur subdivisées en 40 sous-couches de 25 m semblent une hypothèse raisonnable au niveau du temps de calcul ainsi que de la précision. En effet si on subdivise chaque couche de 1 km d'épaisseur en 400 sous-couches de 2.5 m, on constate que les calculs durent environ 40 fois plus longtemps que pour des sous-couches de 40 m: au niveau de la précision, la différence relative entre les épaisseurs optiques Rayleigh calculées est inférieure à 5% à 352.3 nm. Par ailleurs, si on ne considère pas les sous-couches c'est à dire qu'on suppose que l'atmosphère est une superposition de couches uniformes de 1 km d'épaisseur, les calculs vont beaucoup plus vite mais on constate que les différences relatives des épaisseurs optiques Rayleigh calculées sont jusqu'à 15% plus faibles par rapport à des couches de 1 km subdivisées en 40 sous-couches à 20km et à 352.3 nm.

Les profils verticaux de températures et de pressions correspondant à chaque mesure de l'instrument sont fournis par les analyses météorologiques de UKMO. Ces profils nous permettent d'estimer la température et la pression de chaque sous-couche en utilisant la méthode d'interpolation "cubic spline". Cette méthode d'interpolation est appliquée au logarithme de la pression pour obtenir la pression de chaque sous-couche. Ainsi, on peut en déduire l'indice de réfraction de chaque sous-couche (équation (2.4)).

La terre n'est pas rigoureusement sphérique, elle a une forme plus proche d'une ellipse (légèrement aplatie aux pôles) dont le demi-axe est plus grand à l'équateur (6378.14 km) qu'aux deux pôles (6356.74 km). Compte tenu de cette différence, le "rayon" de la terre varie alors en fonction de la latitude. On tient compte également de cette variation dans les calculs des trajets optiques.

L'altitude tangente z_t attribuée à chaque mesure est l'altitude à laquelle se situe le point tangent h_t par rapport à la surface terrestre.

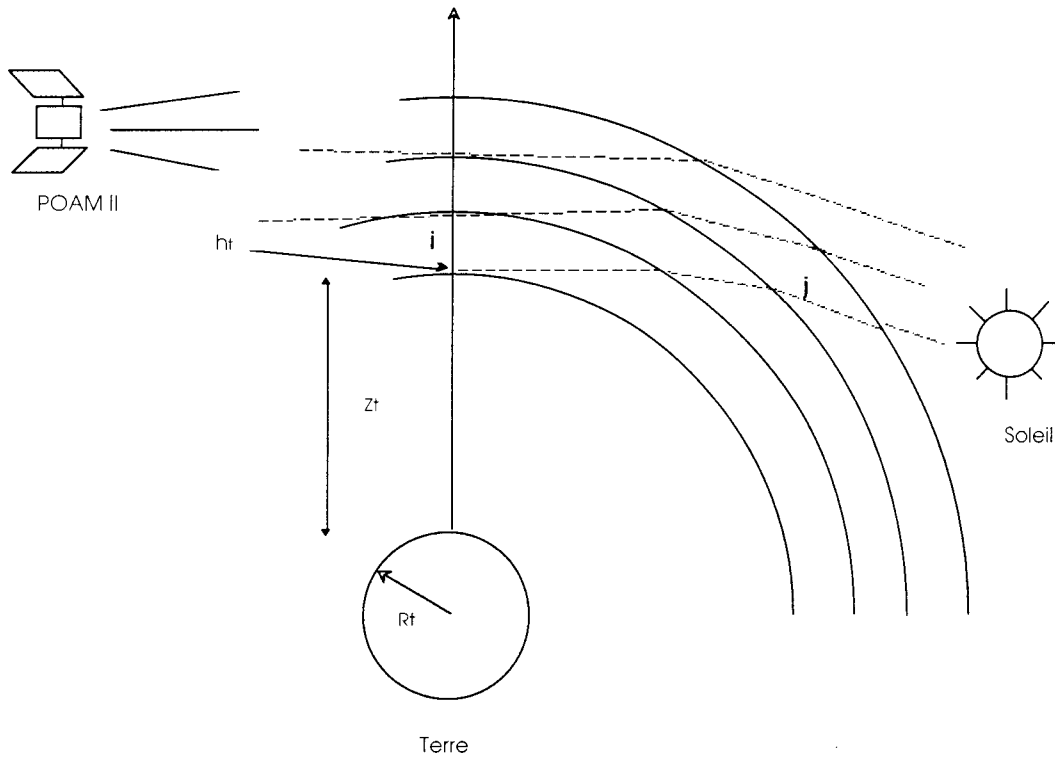


Figure 3.1: Représentation simplifiée des trajets géométriques du rayonnement à travers l'atmosphère en considérant la réfraction. Le rayonnement est supposé avoir parcouru la moitié de son trajet en passant par le point tangent h_t . Ce point tangent h_t permet de définir l'altitude tangente z_t . La couche d'atmosphère i de 1 km d'épaisseur se trouve entre les altitudes tangententes z_t et $(z_t + 1 \text{ km})$. Sur cette figure, j est la 2ème couche au dessus de la couche i .

La longueur géométrique $S_{ij}(\lambda)$ du trajet oblique traversant la couche j (figure 3.1) est donné par:

$$S_{ij}(\lambda) = \sum_{k=1}^{40} S_{ijk}(\lambda) \quad (3.6)$$

où S_{ijk} est la longueur du trajet de la K -ième sous couche de la couche j .

3.2.3.2. Epaisseur optique Rayleigh

Le calcul de l'épaisseur optique Rayleigh pour chaque couche d'atmosphère est basé sur l'intégration des coefficients de diffusion Rayleigh définis par l'équation (2.1) suivant le trajet de la lumière à travers l'atmosphère terrestre. Connaissant les profils verticaux de température et de pression correspondant à chaque mesure de POAM II, on peut déduire les profils de coefficient d'extinction Rayleigh σ^{Rayl} pour chaque sous-couche de 25 m supposée uniforme.

En utilisant l'équation (3.2) ci-dessus dans le cas de la diffusion moléculaire, on a:

$$\tau_{z_i}^{Rayl}(\lambda) = 2 \int_{z_i}^{\infty} \sigma_z^{Rayl}(\lambda) \frac{ds}{dz} dz \quad (3.7)$$

où $\sigma_z^{Rayl}(\lambda)$ est le coefficient d'extinction Rayleigh à l'altitude z pour une longueur d'onde λ donnée.

Pour la superposition de couches et de sous-couches sphériques:

$$\tau_{z_i}^{Rayl}(\lambda) = 2 \sum_{j=i}^N \sum_{k=1}^{40} \sigma_{jk}^{Rayl}(\lambda) S_{ijk}(\lambda) \quad (3.8)$$

où i est la couche d'atmosphère se trouvant à l'altitude tangente z_i et N représente le nombre total de couche. Dans notre calcul, $N=100$.

3.2.3.3. Coefficients d'absorption des gaz

Pour la couche d'atmosphère i se trouvant à l'altitude z , la contribution du coefficient d'absorption du gaz ϵ dans le canal $\Delta\lambda_k$ centré à la longueur d'onde λ_k est donnée par:

$$\sigma_i^\epsilon(\Delta\lambda_k) = C_k^\epsilon \sigma_i^\epsilon(\Delta\lambda_\epsilon) \quad (3.9)$$

où C_k^ε est le coefficient de contribution et $\sigma_i^\varepsilon(\Delta\lambda_k)$ le coefficient d'absorption du gaz ε dans le canal $\Delta\lambda_k$. $\sigma_i^\varepsilon(\Delta\lambda_\varepsilon)$ est le coefficient d'absorption du gaz ε dans le canal $\Delta\lambda_\varepsilon$ où il est plus important. C_k^ε est défini par le rapport entre sa section efficace d'absorption moyenne dans le canal $\Delta\lambda_k$ et celle du canal $\Delta\lambda_\varepsilon$ où il est maximum:

$$C_k^\varepsilon = \frac{\sum_i^\varepsilon(\Delta\lambda_k)}{\sum_i^\varepsilon(\Delta\lambda_\varepsilon)} \quad (3.10)$$

C_k^ε est donc relatif à un canal, c'est à dire que $C_k^\varepsilon \cong C_{\Delta\lambda_k}^\varepsilon$.

Le tableau ci-dessous donne ces coefficients C_k^α pour l'ozone et le dioxyde d'azote. Ceux de l'oxygène et de la vapeur d'eau n'y figurent pas car leur influence est négligeable sur les canaux étudiés (1, 2, 3, 4, 6, 7 et 9).

Canal	1	2	3	4	6	7	9
λ (nm)	352.3	441.6	448.1	601.4	781.0	921.0	1060.3
O_3	0.02093	0.02308	0.02289	1.	0.05483	3.315e-3	4.092e-4
NO_2	0.7159	0.6517	1.	0.0452	-	-	-

Tableau 3.5: Coefficients C_k^α de contribution du coefficient d'absorption de l'ozone (ou du dioxyde d'azote) dans les canaux k où il intervient. Ces valeurs ont été obtenues à partir du rapport entre la section efficace moyenne de l'ozone (ou du dioxyde d'azote) dans le canal k et celle du canal 4 (canal 3 pour le NO_2), (voir chapitre 2).

Pour alléger l'écriture dans tout ce qui suit, au lieu d'écrire $\Delta\lambda$ pour la bande spectrale de chaque canal considéré, on va écrire λ . On va omettre également l'indice i qui indique le numéro de la couche d'atmosphère.

3.2.3.4. Epaisseur optique de l'atmosphère

Sans tenir compte de la contribution du coefficient d'extinction Rayleigh, le système d'équations ci-dessous donne les contributions des différents coefficients d'extinctions C_k^ε intervenant dans chaque canal K d'après le tableau 2.4:

$$\begin{aligned}
 \sigma^c(\lambda_1) &= \sigma^{\text{aer}}(\lambda_1) + C_1^{\text{O}_3} \sigma^{\text{O}_3}(\lambda_4) + C_1^{\text{NO}_2} \sigma^{\text{NO}_2}(\lambda_3) \\
 \sigma^c(\lambda_2) &= \sigma^{\text{aer}}(\lambda_2) + C_2^{\text{O}_3} \sigma^{\text{O}_3}(\lambda_4) + C_2^{\text{NO}_2} \sigma^{\text{NO}_2}(\lambda_3) \\
 \sigma^c(\lambda_3) &= \sigma^{\text{aer}}(\lambda_3) + C_3^{\text{O}_3} \sigma^{\text{O}_3}(\lambda_4) + C_3^{\text{NO}_2} \sigma^{\text{NO}_2}(\lambda_3) \\
 \sigma^c(\lambda_4) &= \sigma^{\text{aer}}(\lambda_4) + C_4^{\text{O}_3} \sigma^{\text{O}_3}(\lambda_4) + C_4^{\text{NO}_2} \sigma^{\text{NO}_2}(\lambda_3) \\
 \sigma^c(\lambda_6) &= \sigma^{\text{aer}}(\lambda_6) + C_6^{\text{O}_3} \sigma^{\text{O}_3}(\lambda_4) \\
 \sigma^c(\lambda_7) &= \sigma^{\text{aer}}(\lambda_7) + C_7^{\text{O}_3} \sigma^{\text{O}_3}(\lambda_4) \\
 \sigma^c(\lambda_9) &= \sigma^{\text{aer}}(\lambda_9) + C_9^{\text{O}_3} \sigma^{\text{O}_3}(\lambda_4)
 \end{aligned} \tag{3.11}$$

Dans ces équations, le produit $C_k^\varepsilon \sigma^\varepsilon(\lambda_\varepsilon)$ représente la contribution du coefficient d'absorption du constituant ε dans le canal k; $\sigma^\varepsilon(\lambda_\varepsilon)$ est le coefficient d'extinction de l'atmosphère sans tenir compte celui du Rayleigh. On a: $\lambda_\varepsilon=\lambda_3$ pour le dioxyde d'azote et $\lambda_\varepsilon=\lambda_4$ pour l'ozone.

L'épaisseur optique de l'atmosphère $\tau^c(\lambda_k)$ sans tenir compte de celle du Rayleigh est obtenue en appliquant l'équation (3.2) aux coefficients d'extinction $\sigma^c(\lambda_k)$ calculés ci-dessus:

$$\tau_{z_1}^c(\lambda_k) = 2 \int_{z_1}^{\infty} \sigma_z^c(\lambda_k) \frac{ds}{dz} dz \tag{3.12}$$

Chaque couche d'atmosphère de 1 km d'épaisseur est maintenant supposée homogène, et pour la superposition de ces couches discrètes, on a:

$$\tau_{z_1}^c(\lambda_k) = 2 \sum_{j=1}^N \sigma_{jk}^c(\lambda_k) S_{ij}(\lambda_k) \tag{3.13}$$

où i est la couche d'atmosphère correspondant à l'altitude tangente z_i .

Enfin, pour chaque altitude tangente z_i , l'épaisseur optique totale tangente de l'atmosphère pour chaque canal K est donnée par:

$$\tau_{z_i}(\lambda_k) = \tau_{z_i}^{\text{Rayl}}(\lambda_k) + \tau_{z_i}^c(\lambda_k) \quad (3.14)$$

et on peut en déduire ensuite la transmission moyenne de chaque canal.

3.2.4. Algorithme de calcul direct du NRL/CPI

L'algorithme du NRL/CPI pour le modèle direct utilisé pour la version 5 de traitement des données de POAM II est détaillé dans Lumpe et al., 1997: ici, nous décrivons les étapes importantes de ses calculs afin de mieux comprendre les différences par rapport à notre algorithme. Cet algorithme est composé de deux modules distincts:

- * Algorithme pour calculer la transmission atmosphérique appropriée à chaque chemin oblique. Cet algorithme utilise les modèles d'atmosphère, ces derniers définissent les profils verticaux de température, pression, densité des gaz traces, et les extinctions dues aux aérosols. Les profils verticaux de transmission atmosphérique monochromatique en sont déduits pour un niveau d'altitude tangente correspondant à chaque trajet de la lumière réfractée à travers une atmosphère à symétrie sphérique. Le trajet intégré est calculé en divisant l'atmosphère à partir de la surface jusqu'à 90 km d'altitude en des couches concentriques de 1 km d'épaisseur subdivisées en 50 sous-couches de 20 m.

- * Le deuxième module contient les modèles de simulation des canaux de POAM II et celui du senseur solaire. Cette partie de simulation combine les transmissions atmosphériques monochromatiques calculées précédemment avec les caractéristiques de l'instrument et les positions spatiales du satellite

pour simuler les différentes opérations effectuées par l'instrument.

3.2.4.1. Modèle de transmission atmosphérique

D'après les équations (3.1), (3.2) et (3.5), la transmission monochromatique $t_{z_i}(\lambda)$ à la longueur d'onde λ peut être écrite comme le produit des transmissions individuelles monochromatiques $t_{z_i}^\varepsilon(\lambda)$ de chaque composante ε :

$$t_{z_i}(\lambda) = \prod_{\varepsilon} t_{z_i}^\varepsilon(\lambda) \quad (3.15)$$

La grandeur physique fondamentale utilisée dans cette partie de l'algorithme est l'épaisseur optique monochromatique $\tau_{z_i}^\varepsilon(\lambda)$ suivant le chemin optique oblique se trouvant à l'altitude tangente z_i et correspondant aux extinctions dues aux constituants atmosphériques. D'après l'équation (3.2) cette épaisseur optique est déterminée par l'intégration de coefficient d'extinction suivant le chemin oblique à travers l'atmosphère.

Pour les gaz, cette équation peut être écrite sous la forme:

$$\tau_{z_i}^\varepsilon(\lambda) = \int_{z_i} \Sigma^\varepsilon((\lambda, T(s), P(s))) N^\varepsilon(s) ds \quad (3.16)$$

où ds représente l'élément de longueur du chemin dans l'espace, $\Sigma^\varepsilon(\lambda)$ est la section efficace d'absorption ou de la diffusion pour le gaz ε , et N^ε est la densité correspondante. L'indice z_i sous l'opérateur intégration indique que l'intégration se fait suivant la ligne de visée réfractée correspondante à l'altitude tangente z_i .

En général, la section efficace varie en fonction de la température T et de la pression P , et donc de P et de T du chemin suivi, ce qui complique considérablement le calcul. De plus, pour les molécules d'oxygène

et de la vapeur d'eau, le calcul de cette section efficace n'est pas possible avec cette méthode. Les épaisseurs optiques doivent être calculées en haute résolution spectrale pour obtenir la contribution individuelle de chaque raie de vibration de la molécule, ce qui nécessite un temps de calcul énorme. La méthode standard pour éviter ces complications est de définir une température effective T_c^ε et une pression appropriée P_c^ε pour chaque trajet atmosphérique, en utilisant l'approximation de Curtis-Godson (CG), et en pondérant les intégrales sur la température ou la pression par le nombre de molécules ε par unité volume $N^\varepsilon(s)$:

$$T_c^\varepsilon(z_t) \equiv \frac{1}{n^\varepsilon(z_t)} \int_{z_t} ds N^\varepsilon(s) T(s) \quad (3.17)$$

$$P_c^\varepsilon(z_t) \equiv \frac{1}{n^\varepsilon(z_t)} \int_{z_t} ds N^\varepsilon(s) P(s) \quad (3.18)$$

où $n^\varepsilon(z_t)$ est la quantité totale d'absorbant ε suivant la ligne de visée.

On peut alors sortir la section efficace de l'intégrale et l'équation (3.16) ci-dessus se simplifie par:

$$\tau_{\varepsilon}^f(\lambda) \equiv \Sigma^\varepsilon(\lambda, T_c^\varepsilon(z_t), P_c^\varepsilon(z_t)) n^\varepsilon(z_t) \quad (3.19)$$

où $\Sigma^\varepsilon(\lambda, T_c^\varepsilon(z_t), P_c^\varepsilon(z_t)) = \Sigma_c^\varepsilon(\lambda, z_t)$ est la section efficace effective d'absorption du gaz ε pour l'altitude tangente z_t à la longueur d'onde λ .

L'approximation de CG peut être utilisée pour l'ozone où sa section efficace a une dépendance faible en température (dans les canaux 2, 3 et 5 de POAM II). Cette approximation doit être utilisée avec prudence pour le cas de l'oxygène et de la vapeur d'eau car leurs sections efficaces d'absorption dépendent énormément de la température et de la pression.

Avec l'approximation de l'équation (3.19), les éléments nécessaires pour calculer les profils de transmission pour chaque constituant de l'atmosphère sont: les sections efficaces d'absorption $\Sigma^{\epsilon}(\lambda, T, P)$ qui varient en fonction de la longueur d'onde à une température T et à pression P fixées, et les quantités intégrées $n^{\epsilon}(z_i)$, $T_c(z_i)$ et $P_c(z_i)$ pour chaque ligne de visée. Les deux dernières sont utilisées pour les constituants dont la section efficace dépend explicitement de la température et de la pression (cas de O_3 , O_2 et H_2O pour POAM II).

Pour les aérosols, $\Sigma^{\epsilon}(\lambda, T(s), P(s)) n^{\epsilon}(s) \equiv \sigma^{aer}(\lambda, s)$, où $\sigma^{aer}(\lambda, s)$ est le coefficient d'extinction monochromatique des aérosols qui est déterminé par des modèles empiriques ou à partir du calcul de la diffusion de Mie. Dans ce cas, l'équation (3.16) devient:

$$\tau_{z_i}^{aer}(\lambda) = \int_{z_i} ds \sigma^{aer}(\lambda, s) \quad (3.20)$$

L'intégration suivant la ligne de visée pour avoir le chemin optique total est obtenue en sommant la contribution de toutes les couches suivant le trajet. La température et le rapport de mélange sont supposées avoir une variation linéaire à l'intérieur de chaque couche. La densité en nombre des gaz est supposée avoir une variation exponentielle en fonction de l'altitude.

D'après les équations (3.2) et (3.5), l'épaisseur optique totale pour une longueur d'onde donnée peut être obtenue en additionnant les épaisseurs optiques monochromatiques calculées pour chaque constituant. Cette méthode exige que dans un canal, l'épaisseur optique pour chaque constituant ϵ soit calculée avec un pas $\delta\lambda$ convenable de longueur d'onde et commun pour les constituants considérés. Ce pas de calcul dépend du canal considéré. Pour une bande spectrale donnée, l'algorithme calcule d'abord chaque terme correspondant aux épaisseurs optiques dues à la diffusion Rayleigh, à celle des aérosols, à l'absorption de l'ozone et au dioxyde d'azote, quand c'est nécessaire. Le pas en longueur d'onde choisi pour l'ensemble de ces constituants et dans chaque bande passant des filtres optiques est d'environ 0.05 nm, soit 0.5 - 4.0 cm^{-1} suivant le canal. Pour l'oxygène et la vapeur d'eau, des pas plus serrés sont

utilisés dans les canaux où ils peuvent intervenir. Ils sont de l'ordre de $5 \cdot 10^{-3} \text{ cm}^{-1}$.

3.2.4.2. Simulation de l'instrument

On introduit ici les caractéristiques de l'appareil à savoir les transmissions Q_k des filtres optiques, les champs de vue verticaux et horizontaux. Pour chaque canal K de largeur spectrale $\Delta\lambda_k$, la transmission moyenne mesurée par l'instrument est donnée par:

$$\langle t(\varphi) \rangle_k = \int_{\Delta\lambda_k} d\lambda Q_k(\lambda) I_o^* \prod_{\alpha} t^{\alpha}(\lambda, \varphi) \quad (3.21)$$

Dans cette équation, φ désigne l'angle d'élévation instantané de la ligne de visée réfractée. (figure 3.2). A chaque angle φ correspond donc à un angle d'élévation θ dans le champ de vue vertical de l'instrument et à une altitude tangente z_r . $Q_k(\lambda)$ est la courbe de transmission normalisée du filtre optique. $I_o^*(\lambda)$ vient de l'équation qui donne le gradient d'assombrissement du soleil du centre au limbe (assombrissement centre-bord) en fonction de l'angle Φ du vecteur terre-soleil. $\Phi = 0$ pour le centre du disque solaire (Pierce et Slaughter, 1976 et Pierce et al., 1976). A chaque angle Φ correspond un angle azimutal ψ de l'instrument.

En résumé, la transmission pour un canal est obtenue après trois intégrations successives: suivant les deux directions de visées verticale et horizontale de l'instrument et sur la bande passante du filtre.

POAM II Line of Sight (LOS) Geometry

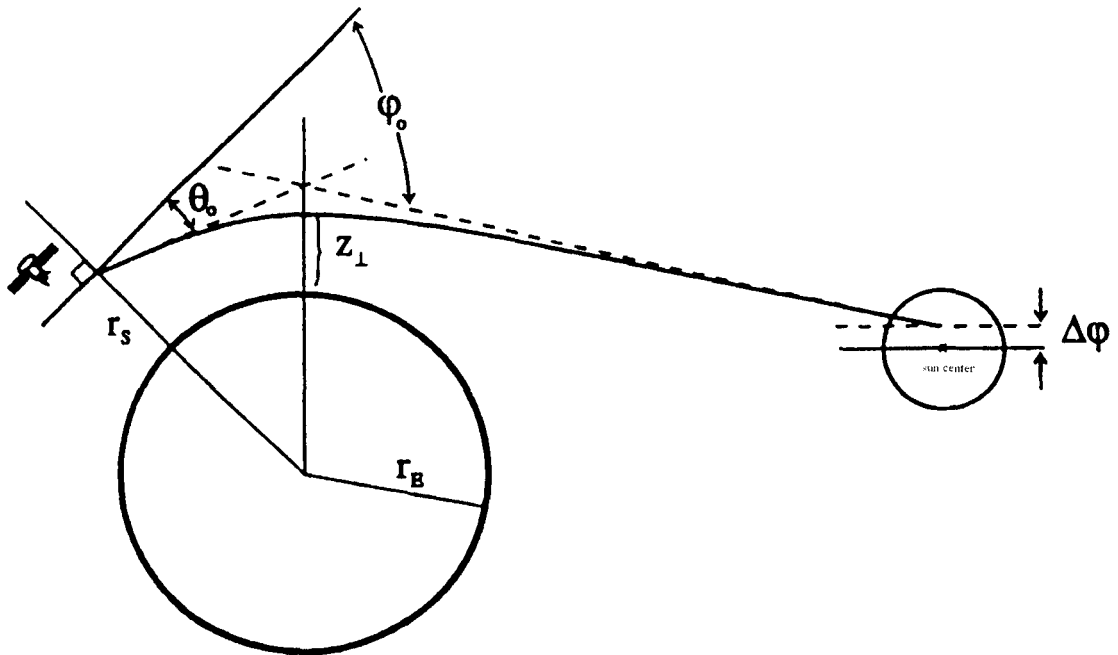


Figure 3.2: Schéma simplifié de la géométrie de l'occultation solaire pour une ligne de visée arbitraire de POAM II. z_{\perp} représente l'altitude tangente pour ce chemin, θ_n et ϕ_0 sont respectivement l'angle d'élévation vrai instantané tenant compte de la réfraction et l'angle d'élévation sans tenir compte de la réfraction correspondant. La quantité $\Delta\phi = \phi_0 - \theta_n$ est le décalage à partir du centre du disque solaire défini par l'angle d'élévation ϕ_0 . r_E est le rayon de la terre et r_s la distance entre le centre de la terre et le satellite. (D'après Lumpe et al., 1997)

3.2.5. Comparaison des deux algorithmes de calculs directs

La différence entre ces deux algorithmes de calcul direct est qu'au LOA, nous travaillons directement par canal dès le début de l'algorithme. Les calculs correspondent tous à des valeurs relatives à un canal. Au NRL/CPI, toutes les grandeurs physiques calculées sont des grandeurs monochromatiques de la considération des caractéristiques de l'instrument à la fin de leur algorithme.

En effet, nous commençons au LOA par calculer les sections efficaces moyennes de chaque gaz présent dans l'atmosphère et qui intervient dans chaque canal à partir de l'équation (2.6). Les coefficients d'extinction des aérosols donnés par les modèles "a priori" d'atmosphère sont supposés constants sur la bande spectrale de chaque canal. L'épaisseur optique Rayleigh est calculée pour la longueur d'onde centrale du canal et est également supposée uniforme sur ce canal. De plus, on ne tient pas compte des champs de vue horizontal et vertical de l'instrument c'est à dire qu'on suppose que l'instrument vise un point du soleil mais pas une surface.

Au NRL/CPI, l'algorithme est plus élaboré, les caractéristiques de l'instrument y sont incluses. Ils commencent à déterminer la température et la pression effectives de chaque trajet oblique à travers l'atmosphère correspondant à une altitude tangente pour avoir les sections efficaces monochromatiques de chaque gaz afin de pouvoir calculer les épaisseurs optiques correspondantes. Pour les aérosols, la théorie de Mie leur permet d'avoir les coefficients d'extinction monochromatiques et l'intégration suivant la ligne de visée donnera les épaisseurs optiques correspondantes. L'addition de ces différentes épaisseurs optiques aboutit à celle de l'atmosphère. En introduisant les caractéristiques de l'instrument, à savoir les courbes de transmission des filtres et les deux champs de vue de l'appareil, on obtient la simulation de mesure de la transmission de l'atmosphère par l'instrument POAM II à partir d'un modèle "a priori" de composition d'atmosphère.

3.2.6. Application aux modèles

Suivant la finalité de l'utilisation du modèle, plusieurs paramètres peuvent être pris en compte pour simuler un modèle "a priori" d'atmosphère: caractéristiques des aérosols (suivant ses origines, formes, tailles et distributions dans l'espace), profils de densité pour chaque constituant gazeux de l'atmosphère pouvant intervenir dans les calculs, données météorologiques donnant les profils de température et de pression.

Notons que les tests de calcul direct et de calcul inverse (section 3.3.5) seront faits à partir des simulations de modèles d'atmosphère en négligeant toutes sortes d'erreurs qui peuvent entacher les mesures.

3.2.6.1. Description des modèles

Dans cette étude, outre des profils de pression et de température, les constituants de l'atmosphère qui nous intéressent sont l'ozone, le dioxyde d'azote et les aérosols. L'oxygène et la vapeur d'eau n'interviennent pas dans nos calculs car la simulation de leur transmission ne fait pas partie de cette étude vu les problèmes concernant les canaux 5 et 8 (chapitre 2).

Les deux différents modèles "a priori" de composition de l'atmosphère utilisés diffèrent principalement au niveau du profil vertical de la densité de l'ozone et au niveau des caractéristiques des aérosols. Les profils verticaux de pression, de température ainsi que celui de la densité du dioxyde d'azote sont les mêmes pour les deux modèles.

La figure 3.3 montre la comparaison entre les profils verticaux de la densité de l'ozone pour les deux modèles. Le premier modèle est un profil vertical relativement lisse, sans structure ni bosse. C'est un cas typique de profils d'ozone à la fin de l'automne et durant l'hiver dans la région polaire de l'hémisphère nord. La densité d'ozone est maximale et se situe aux environs de 19 - 20 km. Le deuxième modèle est un cas typique dans la région polaire de l'hémisphère sud en fin du mois de septembre et début octobre pendant lequel la destruction de l'ozone continue de se produire. Le profil a des structures verticales (Shettle et al., 1995; Bevilacqua et al., 1997). Dans notre modèle, il présente des maxima principal et secondaire qui se situent respectivement à 24 km et vers 10 km.

Concernant les propriétés des aérosols, on a pris pour les deux modèles des profils verticaux de coefficients d'extinction présentant des structures avec une bosse chacun (figures 3.9 et 3.11). Elles sont situées respectivement aux environs de 20 et 15 km. Ces particules sont supposées sphériques et leur distribution dimensionnelle suit la loi log-normale $n(r)$ unimodale, c'est à dire que cette distribution n'a qu'un seul maximum et qu'il correspond au rayon modal r_m . σ donne la dispersion autour de ce maximum. Cette distribution est donnée par:

$$n(r) = \frac{1}{\sqrt{2\pi} r \ln\sigma} \exp\left(-\frac{\ln^2 r / r_m}{2 \ln^2\sigma}\right) \quad (3.22)$$

D'après Van de Hulst (1957), la section efficace d'extinction d'une particule sphérique dont le rayon r est de même ordre de grandeur que la longueur d'onde λ , est donnée par:

$$\Sigma_{\text{ext}}(\lambda) = \pi r^2 Q_{\text{ext}}(r, \lambda, m) \quad (3.23)$$

ou m est indice de réfraction du milieu et Q_{ext} est l'efficacité d'extinction de Mie.

Généralement, un élément de volume contient des particules de dimensions diverses. Si $n(r)dr$ désigne le nombre de particules par unité de volume ayant un rayon entre r et $r+dr$ (sa distribution dans l'espace), le coefficient d'extinction par unité de longueur est proportionnel au produit $\pi r^2 n(r) Q_{\text{ext}}$. On définit le rayon effectif r_{eff} et la variance effective v_{eff} de la distribution $n(r)$ par (Hansen et Travis, 1974):

$$r_{\text{eff}} = \frac{\int_0^{\infty} r^3 n(r) dr}{\int_0^{\infty} r^2 n(r) dr} \quad (3.24)$$

$$v_{\text{eff}} = \frac{\int_0^{\infty} (r - r_{\text{eff}})^2 r^2 n(r) dr}{r_{\text{eff}}^2 \int_0^{\infty} r^2 n(r) dr} \quad (3.25)$$

Ces formules sont différentes des calculs classiques du rayon moyen et de la variance de la distribution. Dans ces équations (3.24) et (3.25) les intégrations sont pondérées par $r^2 n(r)$ pour rendre compte dans les calculs de la contribution des coefficients d'extinction des particules. Il en résulte que le rayon modal r_m défini par le maximum de la distribution $n(r)$ et qui donne une idée du rayon géométrique moyen des particules peut être différent de r_{eff} . Ce dernier donnera le rayon d'une particule dont les propriétés radiatives sont équivalentes d'une granulométrie à une autre. Ainsi, des distributions différentes mais ayant les mêmes rayon effectif et variance effective possèdent des propriétés radiatives semblables.

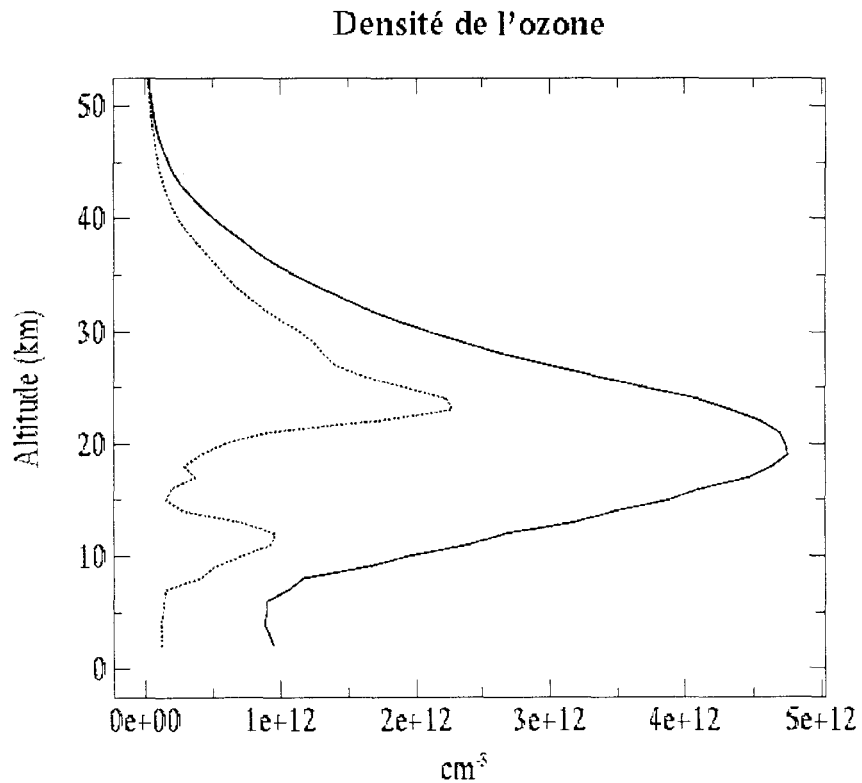


Figure 3.3: Profils verticaux de la densité de l'ozone, le trait plein représente celui du premier modèle et le trait pointillé celui du deuxième.

Dans cette partie de l'étude, les rayons effectifs et les variances effectives des aérosols sont supposés constants en altitude pour chaque modèle. Pour le premier, on a pris $r_{\text{eff}}=0.21\mu\text{m}$ avec $v_{\text{eff}}=0.27$ et pour le second, $r_{\text{eff}}=0.34\mu\text{m}$ et $v_{\text{eff}}=0.50$ qui sont des dimensions et des variances typiques des aérosols stratosphériques. Les figures 3.9 et 3.11 montrent les profils verticaux des coefficients d'extinction des aérosols pour les deux canaux extrêmes de l'instrument POAM II.

3.2.6.2. Comparaison des épaisseurs optiques retrouvées

Les figures 3.4 et 3.5 montrent qu'en général, les épaisseurs optiques retrouvées par l'algorithme de calcul direct du NRL/CPI sont plus élevées que celles retrouvées par celui du LOA. Les écarts relatifs entre ces épaisseurs optiques sont presque tous dans le même sens pour les 4 canaux étudiés et pour les deux modèles d'atmosphère.

La figure 3.4 montre que dans le canal 1, les écarts relatifs entre les deux épaisseurs optiques calculées par les deux algorithmes restent inférieurs à 2% de 10 à 50 km d'altitude. En dessous de 20 km, ces écarts sont de 0.5% pour le premier modèle. Ils augmentent quand on monte en altitude et atteignent 1.8% à 41 km. Au-dessus de cette altitude, ils diminuent mais restent supérieurs à 1.5%. Pour le deuxième modèle, les écarts relatifs passent de 0.6 à 1.2% entre 10 et 20 km. Au-dessus de 20 km, ils restent relativement stables autour de 1.2% jusqu'à 50 km.

Dans le canal 3, on voit que les profils verticaux des écarts relatifs ont la même allure pour les deux modèles au-dessus de 20 km. Ces écarts entre les épaisseurs optiques calculées par les deux algorithmes sont de moins de 1% de 10 à 50 km. En dessous de 10 km, ces écarts varient entre 1 et 2.5%.

Dans le canal 4 (figure 3.5), les écarts entre les deux calculs sont de moins de 1% de 10 à 35 km

pour les deux modèles. Au-dessus de 40 km, la différence relative se stabilise à 2% pour le premier modèle alors que pour le deuxième, elle reste inférieure à 1%. En dessous de 10 km, les deux profils présentent chacun un pic de 2.7% à 8 km.

On constate sur la figure 3.5 que dans le canal 9, les écarts relatifs sont plus élevés par comparaison aux trois canaux précédents surtout entre 20 et 35 km pour le deuxième modèle. En effet, les deux profils présentent chacun un pic à 3.5% pour le premier et 4.5% pour le deuxième qui sont respectivement à 22 km et à 28 km. Entre 10 et 20 km et au-dessus de 30 km, les écarts relatifs sont de moins de 2%.

Des tests ont été effectués au LOA sur le calcul de ces épaisseurs optiques pour essayer de comprendre ces écarts. Pour cela, on va raisonner sur le canal 1 centré à 352.3 nm car c'est dans ce canal que la variation du coefficient de diffusion moléculaire est la plus forte. En effet, on sait d'une part que dans ce canal, la contribution de la diffusion Rayleigh est dominante dans la gamme d'altitudes de 10 à 50 km (supérieure à 80% en coefficient d'extinction), et que d'autre part que l'épaisseur optique correspondante calculée par le LOA est celle qui correspond à la longueur d'onde centrale de ce canal.

Dans ces tests, nous avons calculé les épaisseurs optiques Rayleigh monochromatiques sur la bande spectrale du filtre avec un pas de 0.03 nm. Ces épaisseurs optiques sont ensuite moyennées sur la bande spectrale puis additionnées avec celles correspondant aux autres constituants intervenant dans ce canal. Le résultat a montré que ce calcul ne réduit que très faiblement les écarts des épaisseurs optiques calculées par les deux algorithmes. Effectivement, les différences relatives entre les épaisseurs optiques Rayleigh monochromatiques calculées à la longueur d'onde centrale du filtre et celles qui sont moyennées sur la largeur du filtre ne sont différentes que de 0.06%, ce qui entraîne une correction du même ordre de grandeur sur l'épaisseur optique totale calculée par le LOA. Donc, le principe d'approximation utilisé au LOA en calculant les coefficients d'extinction Rayleigh à la longueur d'onde centrale du filtre ne permet pas de justifier les écarts qui sont de l'ordre de 1.5% entre les épaisseurs optiques calculées par les deux algorithmes. Les seules interprétations possibles qui permettent

d'expliquer ces écarts sont les principes même des calculs de l'épaisseur optique Rayleigh pour une altitude tangente donnée entre les deux algorithmes.

La même formule (2.1) donnant les sections efficaces de diffusion Rayleigh est utilisée dans les deux algorithmes; néanmoins au LOA, le coefficient de diffusion correspondant est calculé directement à partir de la connaissance de la pression et de la température de chaque couche d'atmosphère. Ces coefficients sont ensuite intégrés suivant la ligne de visée réfractée pour avoir les épaisseurs optiques correspondantes. Par contre au NRL/CPI, les sections efficaces de diffusion Rayleigh sont d'abord calculées pour des valeurs effectives de température et de pression correspondant à chaque altitude tangente. Elles sont ensuite multipliées par chaque quantité totale de molécules intégrée suivant la ligne de visée correspondante pour avoir l'épaisseur optique Rayleigh monochromatique. Enfin, cette dernière est intégrée sur la bande spectrale du filtre pour aboutir à l'épaisseur optique Rayleigh correspondante.

Les explications précédentes peuvent être généralisées pour interpréter les écarts entre les épaisseurs optiques totales calculées pour les canaux 3, 4 et 9 de POAM II par les deux algorithmes. En effet, d'après le paragraphe 3.2.4.1, les épaisseurs optiques monochromatiques $\tau''_{\lambda}(\lambda)$ à l'altitude tangente z_t de l'ozone et du dioxyde d'azote (sauf pour le canal 9) sont calculées de la même manière que celles du Rayleigh dans l'algorithme du NRL/CPI. Pour le LOA, on a d'abord calculé les profils verticaux de la section efficace moyenne de chaque gaz dans chaque canal où il intervient. On fait ensuite l'intégration des coefficients d'extinction correspondants suivant chaque ligne de visée pour obtenir les épaisseurs optiques.

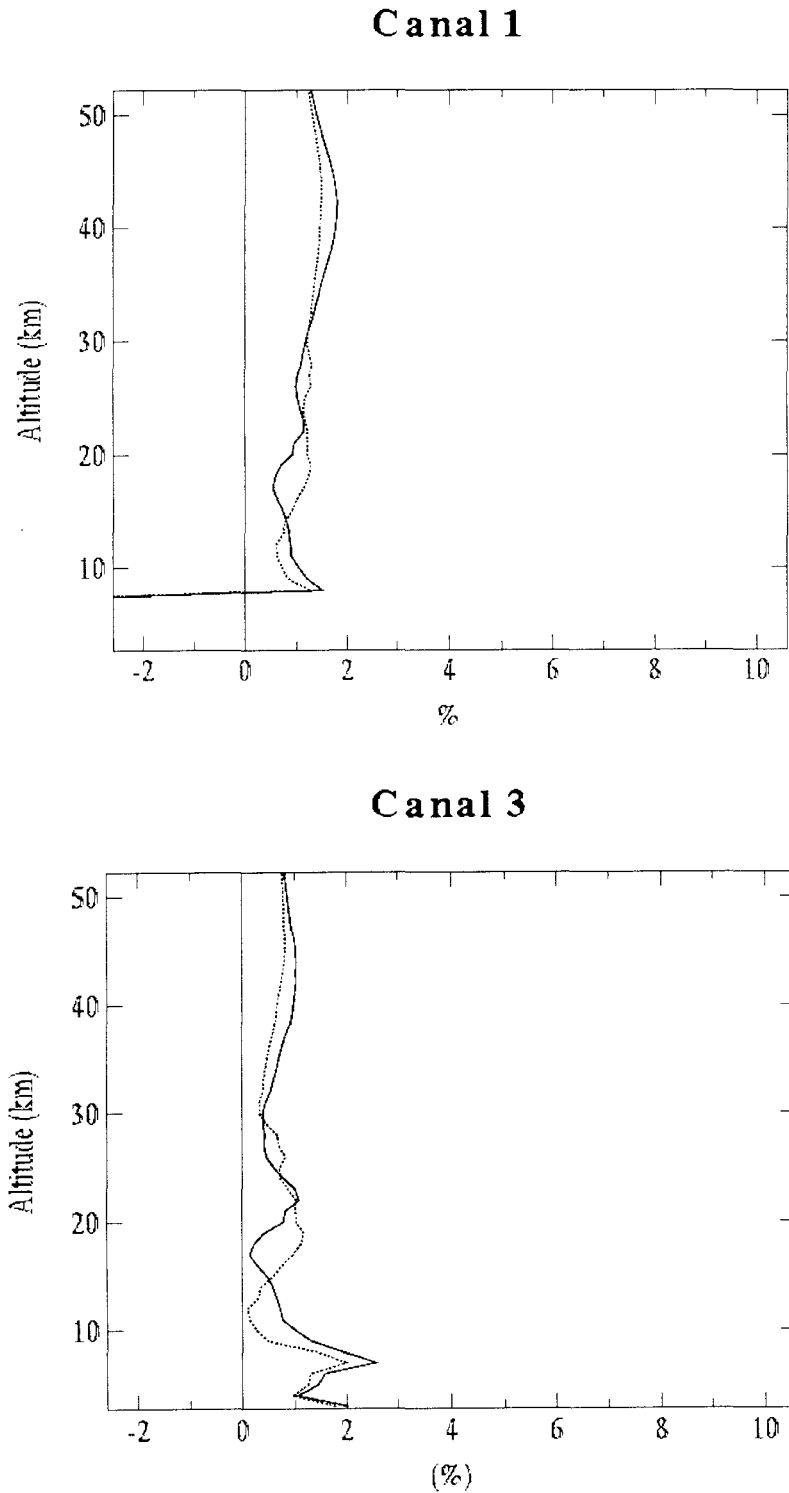


Figure 3.4: Ecart relatif des épaisseurs optiques calculées par les algorithmes du LOA et celui du NRL/CPI dans les canaux 1 et 3 pour les deux modèles "a priori" d'atmosphère. Le trait plein représente celui du premier modèle et le trait pointillé celui du deuxième. Ces écarts ont été calculés dans le sens $[NRL - LOA]$ et rapportés à la moyenne des deux épaisseurs optiques.

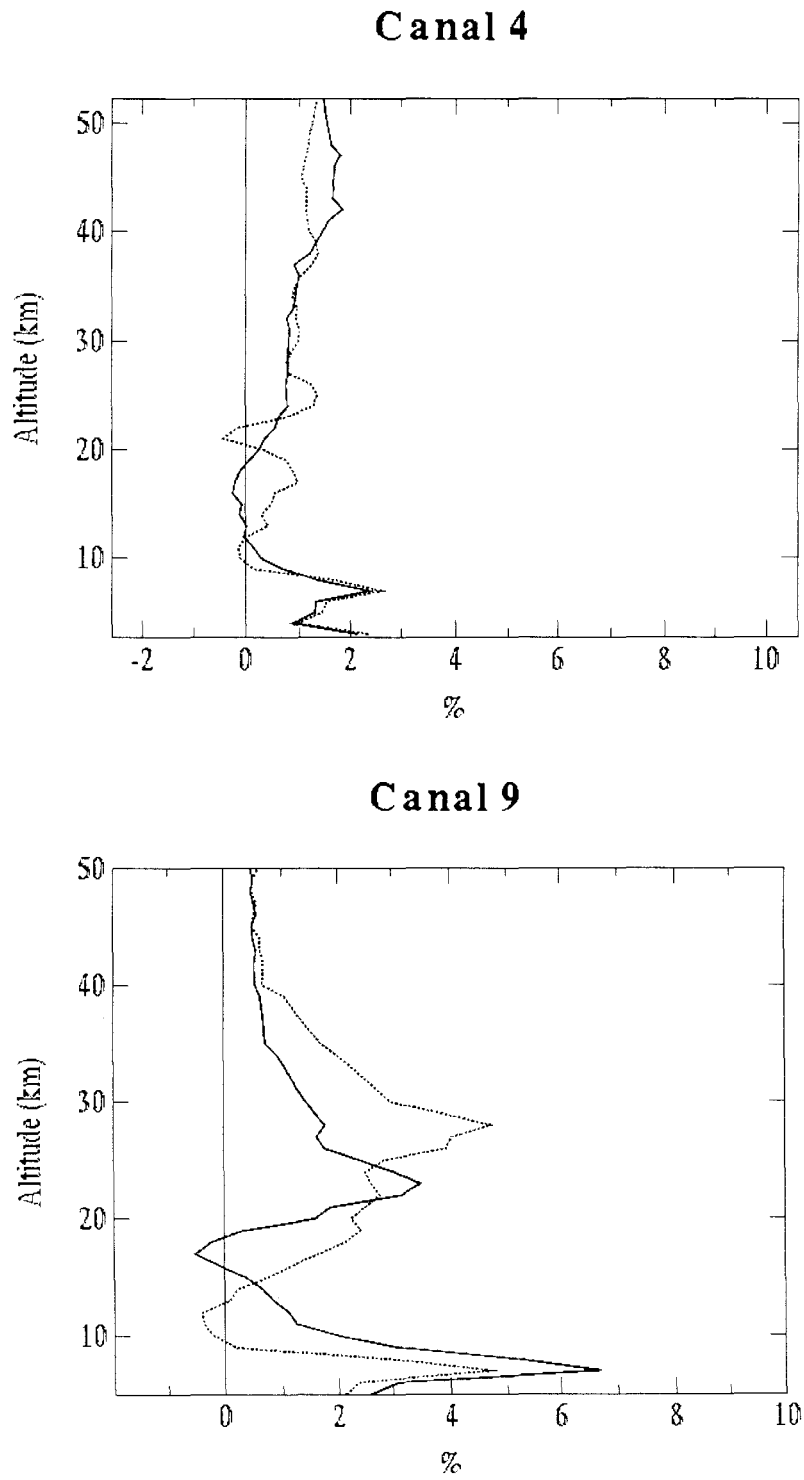


Figure 3.5: Identique à la figure 3.4 mais pour les canaux 4 et 9.

3.2.7. Conclusions

Ces calculs nous ont permis d'estimer les profils verticaux de la transmission de l'atmosphère mesurés par l'instrument POAM II à partir des modèles "a priori" d'atmosphère. Ils ont montré que les écarts relatifs entre les épaisseurs optiques retrouvées à partir des deux algorithmes sont de moins de 2% pour les canaux centrés à 352.3, 448.1 et 601.4 nm. A 1060.3 nm, cet écart est un peu plus élevé mais reste inférieur à 4%.

Ces estimations de transmissions sont utiles pour plusieurs raisons. Elles sont d'abord utilisées pour simuler les mesures qui vont être faites par l'instrument. Une telle simulation permet de faire des tests préliminaires sur les algorithmes d'inversion qui vont être mis en place pour traiter les mesures réelles de l'instrument.

3.3. *Calculs inverses (ou inversions)*

3.3.1. Introduction

Le but des algorithmes d'inversion développés par le LOA et le NRL/CPI est de restituer les profils verticaux de densité des gaz et d'extinction des aérosols présents dans l'atmosphère à partir des mesures effectuées par l'instrument POAM II. Le développement et la mise au point de l'algorithme d'inversion du LOA sont les parties les plus importantes de ce travail. Ce paragraphe se divise en quatre sections. On commence par la description détaillée de l'algorithme développé au LOA. Ensuite, on résumera les points essentiels de l'algorithme développé par le NRL/CPI; puis nous continuerons par la comparaison de ces deux algorithmes. Enfin, on les appliquera sur des transmissions obtenues à partir des algorithmes de calculs directs développés précédemment en utilisant les modèles "a priori" de composition d'atmosphère.

Notons que la première étape de l'algorithme d'inversion des données de POAM II développé par le NRL/CPI a pour but de restituer et de normaliser les profils du signal mesuré par l'instrument afin d'obtenir les profils verticaux de transmission (ou des épaisseurs optiques) est faite uniquement par le NRL/CPI. L'algorithme d'inversion du LOA a été développé pour pouvoir utiliser directement ces profils verticaux de transmission établis par le NRL/CPI.

3.3.2. Algorithme d'inversion du LOA

Dans cette partie, on va développer les détails de l'algorithme utilisé au LOA pour analyser les mesures de POAM II. Cet algorithme a été développé pour retrouver les profils verticaux de la densité de l'ozone, du dioxyde d'azote ainsi que les coefficients d'extinction des aérosols. Le principe de base de cet

algorithme d'inversion était déjà opérationnel pour l'analyse des données de SAGE II et il a été adapté pour POAM II. Cet algorithme se divise en trois parties:

* la première partie consiste à déterminer la longueur des trajets optiques suivis par la lumière à travers l'atmosphère. On calcule ensuite les épaisseurs optiques Rayleigh correspondant à chaque altitude tangente et pour chaque canal. On corrige enfin de ces dernières les épaisseurs optiques totales mesurées par l'instrument ou simulées.

* la seconde partie est l'inversion spatiale qui consiste à déterminer les profils verticaux des coefficients d'extinction sans tenir compte de celui du Rayleigh connaissant les épaisseurs optiques correspondantes pour chaque altitude tangente.

* la dernière partie est la séparation des espèces ou l'inversion spectrale. Elle a pour objet de séparer la contribution des coefficients d'extinction de chaque constituant de l'atmosphère qui intervient dans chaque canal. On obtient ainsi les profils verticaux de densité des gaz atmosphériques et les profils verticaux des coefficients d'extinction des aérosols.

A l'exception des sections efficaces d'absorption des gaz, toutes les grandeurs physiques utilisées dans cet algorithme d'inversion du LOA sont calculées à la longueur d'onde centrale λ_k de chaque canal K. Elles sont supposées constantes sur chaque bande spectrale de largeur $\Delta\lambda_k$. Pour simplifier les écritures, λ_k représentera $\Delta\lambda_k$.

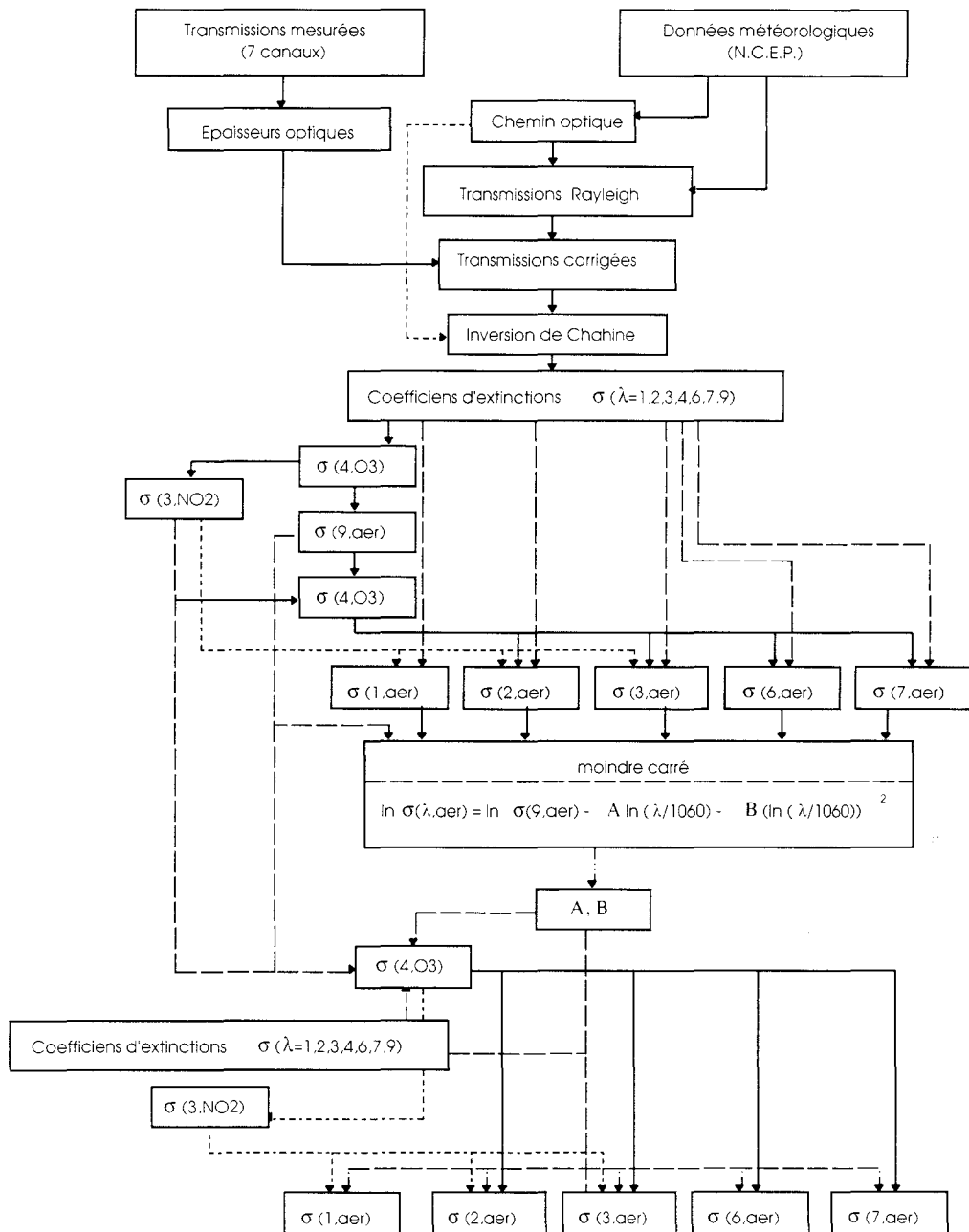


Figure 3.6: Algorithme d'inversion du LOA pour les données de POAM II.

3.3.2.1. Epaisseurs optiques corrigées de la diffusion Rayleigh

Les trajets optiques de la lumière à travers l'atmosphère sont calculés de la même manière que dans l'algorithme de calcul direct du LOA développé précédemment (section 3.2.3.1). Ces trajets sont calculés à partir des analyses météorologiques fournies par la banque de données de NCEP. On garde les mêmes approximations à savoir la discrétisation de l'atmosphère en des superpositions de couches sphériques de 1 km d'épaisseur, chacune subdivisée en 40 sous-couches homogènes de 25 m pour calculer les trajets optiques et les coefficients d'extinction Rayleigh correspondants (équation (2.3)).

D'après les équations (3.13) et (3.14), l'épaisseur optique totale de l'atmosphère peut être décomposée par:

$$\tau_{z_i}(\lambda_k) = \tau_{z_i}^{\text{Rayl}}(\lambda_k) + 2 \sum_{j=i}^N \sum_{\epsilon} \sigma_{jk}^{\epsilon}(\lambda_k) S_{ij}(\lambda_k) \quad (3.26)$$

Les équations (2.1) et (3.8) nous permettent de calculer sans problème l'épaisseur optique Rayleigh $\tau_{z_i}^{\text{Rayl}}(\lambda_k)$ à partir des données météorologiques. On peut alors définir l'épaisseur optique tangente corrigée du Rayleigh $\tau_{z_i}^c(\lambda_k)$ par:

$$\tau_{z_i}^c(\lambda_k) = \tau_{z_i}(\lambda_k) - \tau_{z_i}^{\text{Rayl}}(\lambda_k) \quad (3.27)$$

3.3.2.2. Inversion de Chahine

Après cette discrétisation de l'atmosphère en couches, on a:

$$\tau_{z_i}^c(\lambda_k) = 2 \sum_{j=i}^N \sigma_j^c(\lambda_k) S_{ij}(\lambda_k) \quad (3.28)$$

ou $\sigma_j^c(\lambda_k)$ est le coefficient d'extinction corrigé de celui du Rayleigh correspondant $\sigma_j^e(\lambda_k)$ pour la couche j. Ce coefficient est donné par:

$$\sigma_j^c(\lambda_k) = \sum_{\varepsilon \neq \text{Rayl}} \sigma_j^e(\lambda_k) \quad (3.29)$$

Les profils verticaux des épaisseurs optiques $\tau_{z_i}^c(\lambda_k)$ et les trajets géométriques $S_{ij}(\lambda_k)$ sont connus. On cherche à obtenir les coefficients d'extinction de l'atmosphère corrigés du Rayleigh $\sigma_j^c(\lambda_k)$ pour chaque milieu de la couche i correspondant à l'altitude tangente z_i . Dans ce cas, on suppose que ces coefficients d'extinction sont constants à l'intérieur d'une couche d'atmosphère de 1 km d'épaisseur.

Le problème qui se pose ici est alors de trouver une méthode d'inversion mathématique qui nous permette de retrouver le profil du coefficient d'extinction $\sigma_j^c(\lambda_k)$ connaissant le profil vertical de l'épaisseur optique $\tau_{z_i}^c(\lambda_k)$.

Une méthode développée par Chahine nous permet de résoudre ce problème (Chahine, 1972). Cette méthode mathématique est basée sur des itérations sur les coefficients d'extinction:

$$\sigma_i^{c(m)}(\lambda_k) = \frac{\sigma_i^{c(m-1)}(\lambda_k) \tau_{z_i}^c(\lambda_k)}{2 \sum_{j=i}^N \sigma_j^{c(m-1)}(\lambda_k) S_{ij}(\lambda_k)}, \quad m = 1, 2, 3, \dots, M \quad (3.30)$$

ou M est le nombre d'itérations.

$\sigma_i^{c(m)}(\lambda_k)$ est la valeur du coefficient d'extinction corrigé du Rayleigh de la couche i supposée homogène pour la m-ième itération.

Compte tenu de l'ordre de grandeur des coefficients d'extinction que l'on recherche, la valeur initiale de $\sigma_i^{c(m)}(\lambda_k)$ (pour $m=1$) est prise égale à 10^{-2} km^{-1} .

Des tests ont été faits et on constate qu'après 10 itérations ($M=10$), les valeurs des coefficients d'extinction cherchées convergent avec une erreur de moins de 0.5 %. Dans les calculs, on s'est arrêté alors à la $10^{\text{ème}}$ itération.

3.3.2.3. Inversion spectrale

Cette dernière partie de l'algorithme consiste à séparer les coefficients d'extinction des différentes espèces qui interviennent dans chaque canal. On l'appelle aussi "séparation des espèces".

D'après l'équation (3.29), dans la couche i et pour le canal K centré à la longueur d'onde λ_k , on a:

$$\sigma_i^c(\lambda_k) = \sigma_i^{\text{aér}}(\lambda_k) + \sigma_i^{\text{O}_3}(\lambda_k) + \sigma_i^{\text{NO}_2}(\lambda_k) + \sigma_i^{\text{O}_2}(\lambda_k) + \sigma_i^{\text{H}_2\text{O}}(\lambda_k) \quad (3.31)$$

Pour simplifier les écritures, on va omettre l'indice i de ces différents coefficients d'extinction.

Sur la figure (3.6) représentant l'algorithme d'inversion du LOA, on voit que plusieurs étapes sont nécessaires pour pouvoir évaluer séparément les coefficients d'extinction des aérosols $\sigma^{\text{aér}}(\lambda_k)$ et ceux des autres constituants $\sigma^t(\lambda_k)$.

a) Pour avoir une première estimation des coefficients d'extinction des aérosols, on suppose qu'au début de cette séparation l'inversion de l'épaisseur optique du canal 9 donne directement le coefficient d'extinction des aérosols $\sigma^{\text{aér}}(\lambda_9)$, c'est à dire qu'on néglige la contribution du coefficient d'absorption de l'ozone $\sigma^{\text{O}_3}(\lambda_4)$ dans ce canal. De plus, on suppose qu'au canal 4 le coefficient

d'absorption du dioxyde d'azote $\sigma^{\text{NO}_2}(\lambda_4)$ n'intervient pas. Ces hypothèses sont valables en première approximation car sur les figures (3.12) et (3.13), on voit que le coefficient d'absorption de l'ozone ne doit contribuer que très faiblement dans le canal 9, celui du dioxyde d'azote également dans le canal 4.

b) La dépendance spectrale des coefficients d'extinction des aérosols n'est pas bien connue. Pour estimer le coefficient d'extinction des aérosols à une longueur d'onde λ autre qu'à 1060.3 nm, introduisons la loi d'Angström qui n'est qu'une approximation pour caractériser la variation spectrale de ce coefficient (Angström, 1964):

$$\sigma^{\text{aér}}(\lambda_k) = \sigma^{\text{aér}}(\lambda_0) (\lambda_k / \lambda_0)^{-\alpha} \quad (3.32)$$

ou α est le coefficient d'Angström.

Dans cette équation, on suppose que le coefficient d'extinction des aérosols $\sigma^{\text{aér}}(\lambda_0)$ à la longueur d'onde λ_0 est connu, et on cherche la valeur de ce coefficient $\sigma^{\text{aér}}(\lambda_k)$ à une autre longueur d'onde λ_k .

La valeur du coefficient d'Angström α décroît quand la taille des aérosols augmente. En effet, α peut tendre vers zéro (ou même être légèrement négatif) pour des grosses particules et sa limite supérieure est d'environ 4 pour des très petites particules de taille moléculaires (diffusion Rayleigh). Ce coefficient d'Angström α nous permet donc d'avoir une idée sur les tailles des particules. Des études faites par Lenoble et Pruvost en 1983 sur ce coefficient à partir de l'expérience satellitaire SAGE II ont montré que dans la stratosphère, sa valeur pour des aérosols de fond varie en moyenne aux alentours de 1.5. Cette valeur sera alors prise pour la première estimation de la contribution du coefficient d'extinction des aérosols $\sigma^{\text{aér}}(\lambda_4)$ dans le canal 4.

Ceci nous permet de déduire une première estimation du coefficient d'extinction $\sigma^{\text{O}_3}(\lambda_4)$ de l'ozone à 601.4 nm:

$$\sigma^{\text{O}_3}(\lambda_4) = \sigma^{\text{c}}(\lambda_4) - \sigma^{\text{aér}}(\lambda_4) \quad (3.33)$$

c) Une première évaluation du coefficient d'extinction du dioxyde d'azote $\sigma^{\text{NO}_2}(\lambda_3)$ au canal 3

est obtenue en estimant la contribution du coefficient d'extinction des aérosols $\sigma^{aér}(\lambda_3)$ au canal 3 à partir de la loi d'Angström ci-dessus, et celle de l'ozone dans le même canal en multipliant le coefficient $C_{\lambda_3}^{O_3}$ correspondant du tableau 3.5 avec le coefficient d'extinction de l'ozone $\sigma^{O_3}(\lambda_4)$ du canal 4 calculé ci-dessus:

$$\sigma^{NO_2}(\lambda_3) = \sigma^c(\lambda_3) - \sigma^{aér}(\lambda_3) - C_{\lambda_3}^{O_3} \sigma^{O_3}(\lambda_4) \quad (3.34)$$

d) En introduisant l'influence de l'ozone par l'intermédiaire de $C_{\lambda_9}^{O_3}$ dans le canal 9 et celle du dioxyde d'azote par $C_{\lambda_4}^{NO_2}$ dans le canal 4, on corrige le coefficient d'extinction des aérosols $\sigma^{aér}(\lambda_9)$ au canal 9 et on réévalue les coefficients d'extinction de l'ozone $\sigma^{O_3}(\lambda_4)$ dans le canal 4 et celui du dioxyde d'azote $\sigma^{NO_2}(\lambda_3)$ dans le canal 3:

$$\begin{aligned} \sigma^{aér}(\lambda_9) &= \sigma^c(\lambda_9) - C_{\lambda_9}^{O_3} \sigma^{O_3}(\lambda_4) \\ \sigma^{O_3}(\lambda_4) &= \sigma^c(\lambda_4) - \sigma^{aér}(\lambda_4) - C_{\lambda_4}^{NO_2} \sigma^{NO_2}(\lambda_3) \\ \sigma^{NO_2}(\lambda_3) &= \sigma^c(\lambda_3) - \sigma^{aér}(\lambda_3) - C_{\lambda_3}^{O_3} \sigma^{O_3}(\lambda_4) \end{aligned} \quad (3.35)$$

e) Connaissant les nouveaux coefficients d'extinction du dioxyde d'azote $\sigma^{NO_2}(\lambda_3)$ dans le canal 3 et de l'ozone $\sigma^{O_3}(\lambda_4)$ dans le canal 4, et en faisant intervenir les coefficients $C_{\lambda_k}^\alpha$ du tableau 3.5 dans les canaux où le constituant considéré peut intervenir, on peut alors recalculer les coefficients d'extinction des aérosols dans les canaux 1, 2, 3, 4, 6 et 7.

f) En se basant sur le coefficient d'extinction des aérosols $\sigma^{aér}(\lambda_9)$ du canal 9, on peut estimer plus précisément la nouvelle valeur du coefficient d'Angström α au lieu d'utiliser la valeur imposée au début égale à 1.5, en utilisant le coefficient d'extinction des aérosols $\sigma^{aér}(\lambda_2)$ du canal à 441.6 ou $\sigma^{aér}(\lambda_6)$ du canal 781.0 nm calculé ci-dessus.

g) En reprenant au niveau b) les calculs des coefficients d'extinction, on obtient les deuxièmes

estimations des profils du coefficient d'extinction de l'ozone $\sigma^{O_3}(\lambda_4)$, du dioxyde d'azote $\sigma^{NO_2}(\lambda_3)$ et ceux des aérosols $\sigma^{aer}(\lambda_1)$, $\sigma^{aer}(\lambda_2)$, $\sigma^{aer}(\lambda_3)$, $\sigma^{aer}(\lambda_6)$ et $\sigma^{aer}(\lambda_7)$.

h) Pour améliorer les coefficients d'extinction des aérosols $\sigma^{aer}(\lambda)$ donnés par la loi d'Angström, introduisons maintenant une dépendance parabolique en logarithme de la variation spectrale de ces coefficients (Brogniez and Lenoble, 1988):

$$\ln \sigma^{aer}(\lambda_k) = \ln \sigma^{aer}(\lambda_{c_1}) - A \ln (\lambda_k/\lambda_{c_1}) - B [\ln (\lambda_k/\lambda_{c_1})]^2 \quad (3.36)$$

On utilise les valeurs des $\sigma^{aer}(\lambda_1)$ obtenues dans g) pour déterminer les deux nouveaux coefficients A et B par la méthode des moindres carrés; la valeur du coefficient d'extinction des aérosols $\sigma^{aer}(\lambda_9)$ au canal 9 est gardée comme référence.

i) Les coefficients d'extinction de l'ozone $\sigma^{O_3}(\lambda_4)$ dans le canal 4 et celui du dioxyde d'azote $\sigma^{NO_2}(\lambda_3)$ au canal 3 peuvent être recalculés de nouveau. Pour éviter de cumuler les erreurs, on ne fait plus d'itération après ce calcul de moindre carrés.

j) Connaissant les profils verticaux du coefficient d'extinction du dioxyde d'azote et de l'ozone respectivement dans les canaux 3 et 4, ainsi que leur section efficace moyenne correspondante (équation (2.6)), on peut en déduire facilement les profils de densité en nombre N^e respectifs de ces gaz dans l'atmosphère par:

$$N^e = \frac{\sigma^e(\lambda_\epsilon)}{\Sigma^e(\lambda_\epsilon)} \quad (3.37)$$

3.3.3. Algorithme d'inversion du NRL/CPI

L'algorithme d'inversion utilisé pour la simulation et pour analyser les données de POAM II développé par les laboratoires NRL/CPI aux Etats-Unis est totalement indépendant de celui du LOA. Cet algorithme se divise en trois étapes

- * Restitution et normalisation des profils du signal en fonction de l'altitude.

- * Inversion spectrale (ou des constituants) qui a pour but de séparer les contributions des épaisseurs optiques de chaque constituant de l'épaisseur optique tangente totale, dans chacun des 9 canaux et pour chaque altitude tangente. Cette inversion est basée sur la méthode d'estimation optimale (Rodgers, 1976).

- * L'inversion spatiale (ou des profils) est basée sur la même méthode mais a pour but de convertir les quantités intégrées suivant le trajet de la lumière en des profils verticaux de densité des constituants gazeux et d'extinction des aérosols.

Les détails de cet algorithme sont expliqués dans l'article de Lumpe et al., 1997. Ici, nous décrivons brièvement le but et les points essentiels pour comprendre les démarches suivies dans chaque étape afin de pouvoir comparer avec notre algorithme.

3.3.3.1. Normalisation des signaux mesurés

Cette première étape se divise en deux parties: détermination des altitudes tangentes correspondantes à chaque mesure effectuée par l'instrument et la normalisation des signaux mesurés par rapport à ceux qui sont faits "hors atmosphère".

L'attribution de l'altitude tangente correspondant à chaque mesure nécessite la connaissance de

l'angle d'élévation instantané θ_0 de la tête optique ainsi que l'angle du pointage absolu φ_0 de l'instrument en considérant la réfraction (voir figure 3.2). Les données éphémérides du satellite SPOT 3 (obtenues à partir de l'instrument DORIS embarqué a bord) et des calculs géométriques sont suffisants pour permettre de déterminer les positions relatives du satellite par rapport à la terre et au soleil en fonction du temps et de déterminer les altitudes tangentes correspondant à chaque mesure effectuée par l'appareil.

Le flux d'énergie $L(k)$ mesuré dans le canal k représente les intégrations spectrale et spatiale du rayonnement solaire reçu par l'appareil pondérée par la transmission de l'atmosphère:

$$L(k, t_e) = \int_{\Delta\lambda_k} d\lambda \int_{\Delta\Omega} d\Omega Q_k(\lambda) H_k(\Omega) I_o(\lambda, \Omega) t(\lambda, \Omega) \quad (3.38)$$

où t_e est la date de l'événement. La bande passante $\Delta\lambda_k$ est délimitée par les limites de la courbe $Q_k(\lambda)$ de la transmission normalisée du filtre optique. L'intégration spatiale est délimitée par les limites de la fonction $H_k(\Omega)$ qui détermine le champ de vue de l'instrument. Le flux solaire non atténué est représenté par $I_o(\lambda, \Omega)$ et $t(\lambda, \Omega)$ est la transmission atmosphérique. L'intégration spatiale dans l'angle solide élémentaire peut être écrite comme $d\Omega = d\psi d\theta \sin\theta$, où θ et ψ sont respectivement les angles d'élévation et azimutal de l'instrument (voir chapitre 2).

La transmission dans chaque bande spectrale $\Delta\lambda_k$ est obtenue par:

$$t_{z_i}(k) = \frac{L_{z_i}(k)}{L_{\Delta\varphi(z_i)}^o(k)} \quad (3.39)$$

où l'indice k représente le canal, $L_{z_i}(k)$ le flux mesuré, z_i l'altitude tangente pour la ligne de visée considérée et qui est définie par le centre de la ligne de visée du canal k . Le terme de normalisation $L_{\Delta\varphi(z_i)}^o(k)$ est le flux non atténué mesuré hors atmosphère quand le canal pointe à la position $\Delta\varphi = \varphi_0 - \varphi_c$ relative au centre du soleil (voir figure 3.2). La quantité φ_c est l'angle qui définit la ligne de visée correspondant au centre géométrique du soleil.

3.3.3.2. Inversion spectrale

La deuxième étape "inversion spectrale" de l'algorithme d'inversion développé aux NRL/CPI a pour but de séparer l'épaisseur optique totale pour une altitude tangente z_t donnée en des contributions individuelles d'épaisseur optique des aérosols et de chaque gaz qui influent dans le canal considéré.

Mis à part les aérosols, les sections efficaces d'absorption $\Sigma^\varepsilon(\lambda, z_t)$ de chaque gaz permettent de traduire leurs influences dans chaque canal, donc de leurs contributions en épaisseurs optiques individuelles sur l'épaisseur optique totale. Comme on l'a dit dans la section 3.3.2.3, la dépendance spectrale de l'extinction des aérosols n'est pas bien connue. L'influence des aérosols dans chacun des neuf canaux doit être considérée en principe comme des inconnues indépendantes. Pour réduire le nombre des inconnues dans le problème, on suppose que:

$$\ln \tau^{inv}(k) = \mu_0 + \mu_1 K_k + \mu_2 K_k^2 \quad (3.40)$$

où les μ_i sont les coefficients pour les aérosols qui vont être calculés; $K_k = \ln \lambda_k$, où λ_k est la longueur d'onde centrale du canal k .

L'épaisseur optique totale $\tau(k)$ peut être écrite sous la forme:

$$\tau(k) = \exp(\mu_0 + \mu_1 K_k + \mu_2 K_k^2) + n^{TOT} (\Sigma_k^{Rayl} + \gamma \Sigma_k^{O_2}) + \Sigma_k^{O_3} n^{O_3} + \Sigma_k^{NO_2} n^{NO_2} + \Sigma_k^{H_2O} n^{H_2O} \quad (3.41)$$

où Σ_k^ε sont les sections efficaces du gaz ε dans le canal k et n^ε le nombre de molécules ε intégré suivant la ligne de visée correspondante. Σ_k^{Rayl} est la section efficace de diffusion Rayleigh et γ le rapport de mélange de l'oxygène dans l'atmosphère. n^{TOT} est le nombre total de molécules de l'atmosphère intégré suivant la même ligne de visée.



Cette équation (3.41) représente en général 9 équations avec 7 inconnues (n^{TOT} , n^{O_3} , n^{NO_2} , $n^{\text{H}_2\text{O}}$ et les μ_0 , μ_1 et μ_2). Or le canal de l'oxygène est saturé et des problèmes persistent aussi dans le canal de la vapeur d'eau, donc n^{TOT} et $n^{\text{H}_2\text{O}}$ ne peuvent pas être retrouvés. Il ne reste plus alors que 5 inconnues pour 7 équations. Ces équations restantes ne sont pas linéaires à cause de la paramétrisation des aérosols. Le système d'équations peut être résolu en utilisant la technique d'estimation optimale non linéaire de Rodgers et al., 1976. Dans cette méthode, un modèle "a priori" d'atmosphère est indispensable. Le profil vertical "a priori" de la densité de l'oxygène est fixé à partir de l'analyse journalière des données de NCEP suivant la position géographique de chaque mesure effectuée. Ceux du dioxyde d'azote, de l'ozone et de la vapeur d'eau sont obtenus à partir de la climatologie des mesures satellitaires en haute latitude (HALOE et SAGE II). Les valeurs "a priori" des coefficients μ_i pour les aérosols sont calculées à partir du modèle d'aérosols stratosphériques de fond LOWTRAN (Hummel et al., 1988).

3.3.3.3. Inversion spatiale (ou au limbe)

Cette dernière étape de l'inversion consiste à convertir les colonnes de nombre de molécules de gaz intégrées et les épaisseurs optiques des aérosols suivant les lignes de visée en des profils verticaux de nombre de molécules d'ozone et de dioxyde d'azote d'une part, et en profils verticaux des coefficients d'extinction des aérosols dans chaque canal d'autre part.

L'atmosphère est supposée comme une superposition de couches de 1 km d'épaisseur à l'intérieur desquelles les densités des constituants ε et les coefficients d'extinction des aérosols varient linéairement. Ceci permet de transformer l'intégrale en une somme discrète. Ainsi, la somme des épaisseurs optiques de toutes les couches prises individuellement donne l'épaisseur optique totale intégrée. Cette étape est équivalente à l'inversion de l'épaisseur optique de la forme:

$$\tau_{z_i}^\varepsilon(k) \equiv \tau_i^\varepsilon(k) = \sum_{j=i} \sigma_j^\varepsilon(k) S_{ij} \quad (3.42)$$

Dans cette équation, ε représente le constituant de l'atmosphère considéré, k le canal, S_{ij} la longueur géométrique du trajet de la lumière à travers la j -ème couche d'atmosphère se trouvant à l'altitude tangente z_i , i est la couche d'atmosphère correspondant à ce niveau. Les inconnues $\sigma_j^\varepsilon(k)$ sont les coefficients d'extinction du gaz ε dans le canal k pour la couche j .

L'équation (3.42) est résolue en utilisant la technique d'optimisation linéaire. Dans ce cas, la solution est obtenue en une seule étape et sans itération. Les profils "a priori" de densité et d'extinction des aérosols correspondent à ceux qui ont été utilisés dans l'inversion spectrale.

3.3.4. Comparaison des deux algorithmes d'inversion

La figure 3.7 montre qu'à partir de la connaissance des profils verticaux de transmission de l'atmosphère, chacun des deux algorithmes peut être divisé en deux étapes successives: inversion spatiale et inversion spectrale. La grande différence entre ces deux algorithmes est la suivante: au LOA, nous effectuons l'inversion spatiale avant d'entamer l'inversion spectrale alors qu'au NRL/CPI, c'est l'inverse.

Au LOA, nous commençons en effet par corriger l'épaisseur optique totale de la contribution de celle de Rayleigh calculée directement à partir de données météorologiques du NCEP. On inverse ensuite spatialement cette épaisseur optique corrigée pour obtenir les profils verticaux des coefficients d'extinction correspondants. A partir de ces derniers, nous séparerons enfin la contribution de chaque espèce en procédant étape par étape pour pouvoir en déduire les profils verticaux du nombre de molécules de gaz par unité de volume et des coefficients d'extinction des aérosols. Au NRL/CPI, l'algorithme commence par l'inversion spectrale c'est à dire que les constituants sont séparés au niveau

des épaisseurs optiques totales pour avoir la contribution en épaisseur optique de chaque constituant. Ensuite, l'inversion spatiale sur chacune de ces épaisseurs optiques est faite afin d'obtenir les profils verticaux de nombre de molécules de gaz par unité de volume et ceux des coefficients d'extinction des aérosols.

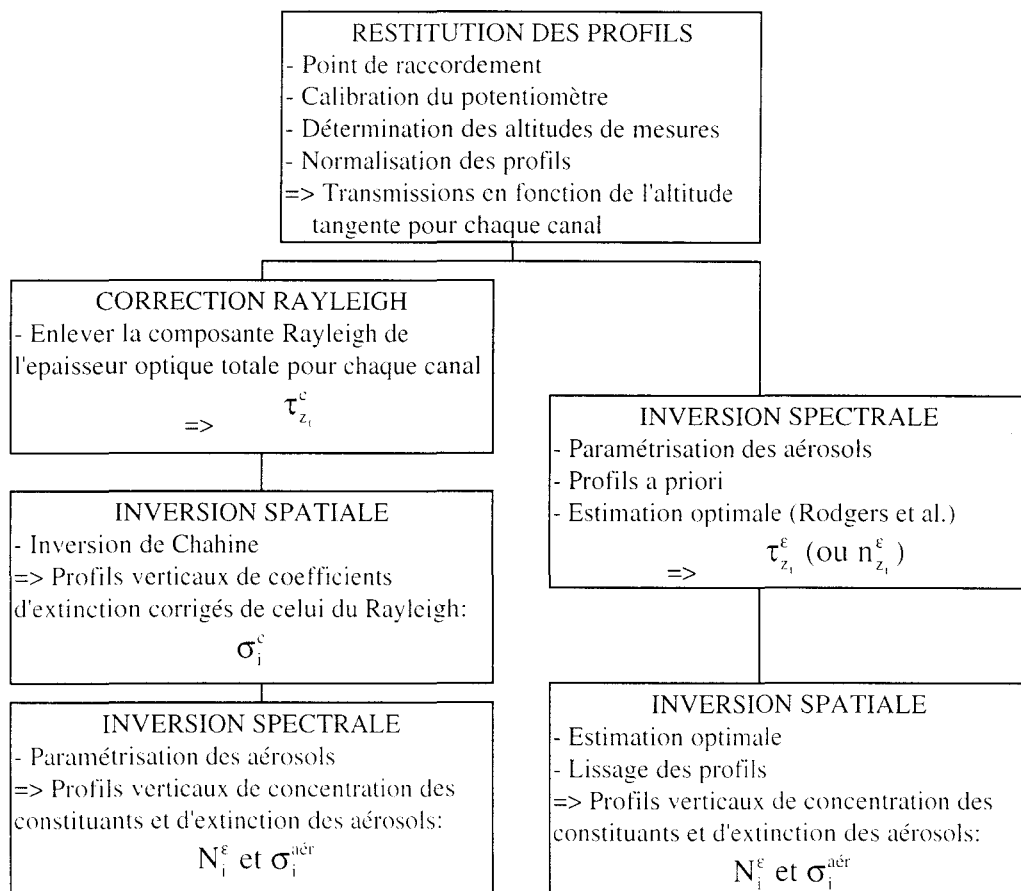


Figure 3.7: Comparaison entre les différentes étapes des deux algorithmes, à gauche celui du LOA et à droite celui du NRL/CPI. n représente la quantité de constituant ε intégrée suivant la ligne de visée et N la quantité au milieu de chaque couche de 1 km d'épaisseur.

Au niveau des inversions spectrales (en coefficients d'extinction pour le LOA et en épaisseur optique pour le NRL/CPI), les méthodes utilisées sont très différentes. En effet, cette partie de l'algorithme est effectuée étape par étape pour le LOA, c'est à dire que la contribution de chaque constituant est estimée une à une. Des itérations permettent ensuite d'améliorer les résultats obtenus. Pour le NRL/CPI, un modèle d'atmosphère "a priori" est indispensable, des itérations sur ce modèle permettent d'avoir une estimation optimale des coefficients cherchés.

Les deux algorithmes diffèrent aussi quant à la paramétrisation des aérosols. En effet, les deux algorithmes ont adopté la même forme de fonction pour caractériser les variations spectrales d'une grandeur physique rattachée à ces constituants de l'atmosphère, mais cette fonction exprime la variation spectrale des coefficients d'extinction pour le LOA (équation 3.36) alors qu'elle donne celle des épaisseurs optiques pour le NRL/CPI (équation 3.40).

3.3.5. Application aux modèles

Les deux séries de profils de transmission de l'atmosphère calculés à partir des deux algorithmes de calcul direct développés par le LOA et le NRL/CPI (section 3.2) peuvent être utilisées pour tester les deux algorithmes d'inversion détaillés précédemment. Ainsi, les profils de densité des gaz et des coefficients d'extinction des aérosols recalculés seront comparés à ceux des modèle "a priori" d'atmosphère. Les résultats des calculs détaillés dans la section 3.3.5.1 suivante seront interprétés dans la section 3.3.5.2.

Rappelons que ces séries de transmissions ont été obtenues à partir de ces mêmes modèles "a priori" d'atmosphère décrits dans le paragraphe 3.2.6.1 et que les calculs ont été faits en négligeant les bruits et les erreurs sur ces transmissions simulées.

3.3.5.1. Résultats

Pour le premier modèle, la figure 3.8 montre que les deux algorithmes peuvent retrouver sans problème le profil vertical de l'ozone du modèle d'atmosphère à partir d'environ 10 km d'altitude, où les écarts relatifs par rapport à ce modèle sont de moins de 5% en valeur absolue jusqu'à 15 km, altitude à partir de laquelle ils restent inférieurs à 1% jusqu'à 50 km. En dessous de 10 km, nous ne pouvons plus au LOA retrouver raisonnablement le profil de la densité de l'ozone par rapport au modèle: la densité retrouvée est très grande, son profil s'écarte de plus en plus de celui du modèle et cet écart va jusqu'à plus de 30% vers 5 km. Au NRL/CPI, la densité retrouvée est moindre par rapport à celle du modèle mais l'écart relatif reste de moins de 30%. Notons que les profils de la densité de l'ozone retrouvés par deux algorithmes sont en désaccord par rapport au modèle en dessous de 6 km. La densité de l'ozone retrouvée par le LOA est surestimée et celle retrouvée par le NRL/CPI est sous-estimée par rapport à celle du modèle.

Dans le cas du dioxyde d'azote, notons d'abord que dans la version 5 de l'algorithme du calcul direct et d'inversion du NRL/CPI, la partie permettant de retrouver le profil de densité verticale de ce constituant n'a pas encore été développée du fait des problèmes sur les deux canaux centrés à 441.6 et 448.1 nm qui n'avaient pas pu être encore résolus. Par conséquent, nous allons nous contenter de comparer le résultat de notre calcul à celui du modèle. On voit sur la figure 3.8 que le profil vertical de la densité du dioxyde d'azote peut être retrouvé avec confiance à partir de 25 km. Le profil des écarts relatifs par rapport au modèle montre que notre algorithme parvient à recalculer la densité de ce constituant à moins de 1% près. Entre 10 et 25 km, cette différence relative reste inférieure à 10%. En dessous de 10 km on voit que l'algorithme surestime la densité recalculée et que le profil retrouvé s'écarte de plus en plus du modèle quand on descend en altitude.

Dans le cas des aérosols, la figure 3.9 illustre le fait que les profils verticaux des coefficients d'extinction peuvent être retrouvés avec confiance à partir des deux algorithmes pour les deux canaux extrêmes de POAM II au-dessus de 5 km. Par contre un léger écart apparaît en dessous de cette altitude dans le canal centré à 352.3 nm pour le LOA. Au niveau de la variation spectrale, les deux algorithmes donnent les mêmes résultats et les courbes se superposent pratiquement à celles du modèle pour les deux altitudes. Par contre, la courbe correspondant à l'utilisation des profils de transmissions calculées par le NRL/CPI et inversée par le LOA montre un léger écart par rapport au modèle aux courtes longueurs d'onde.

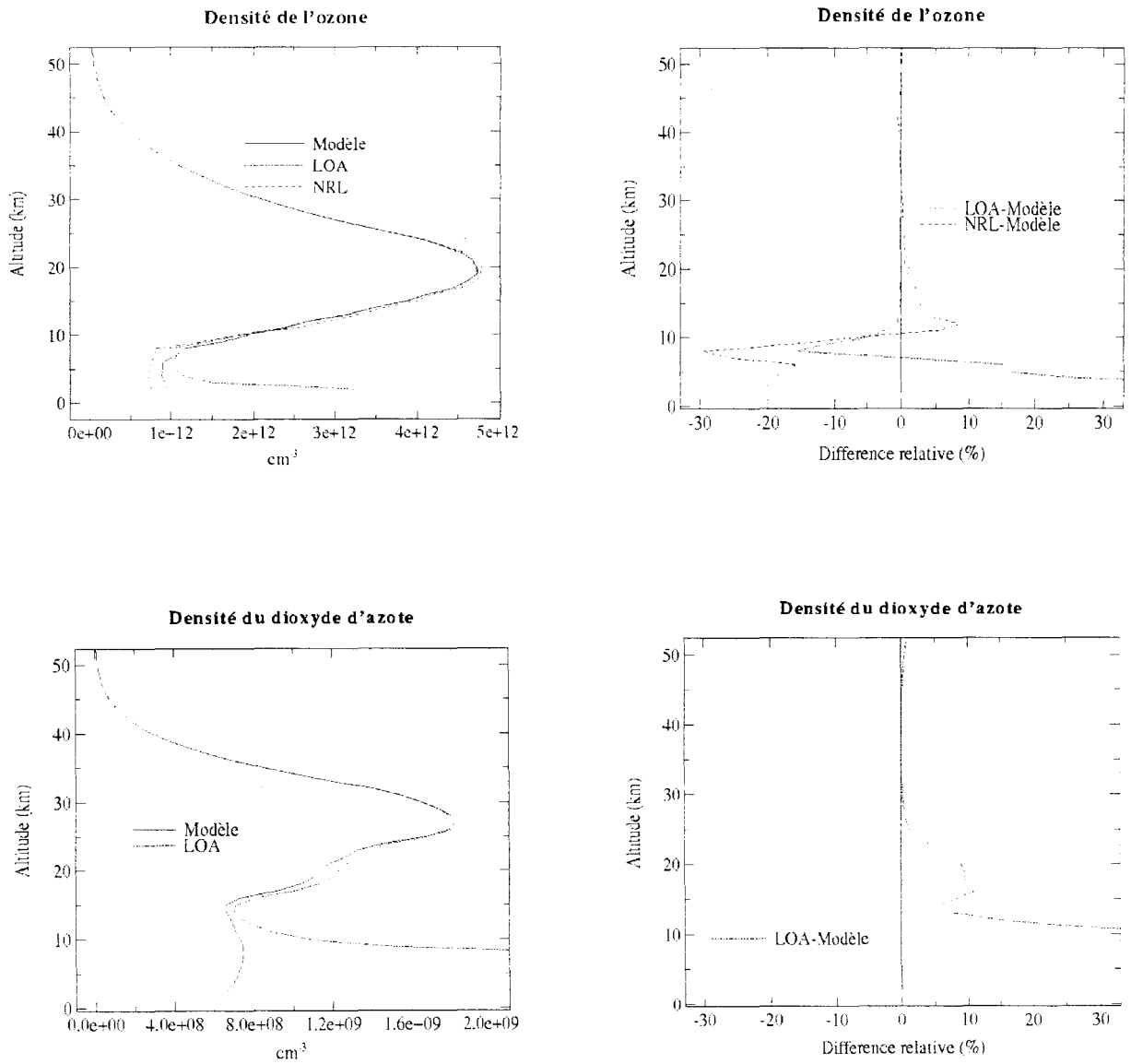


Figure 3.8: Comparaisons entre les profils verticaux de l'ozone et du dioxyde d'azote du premier modèle d'atmosphère (en trait plein) et les résultats retrouvés après inversions des transmissions recalculées (en pointillé pour le LOA et en trait discontinu pour le NRL/CPI) à gauche. A droite les différences relatives correspondantes par rapport aux modèles.

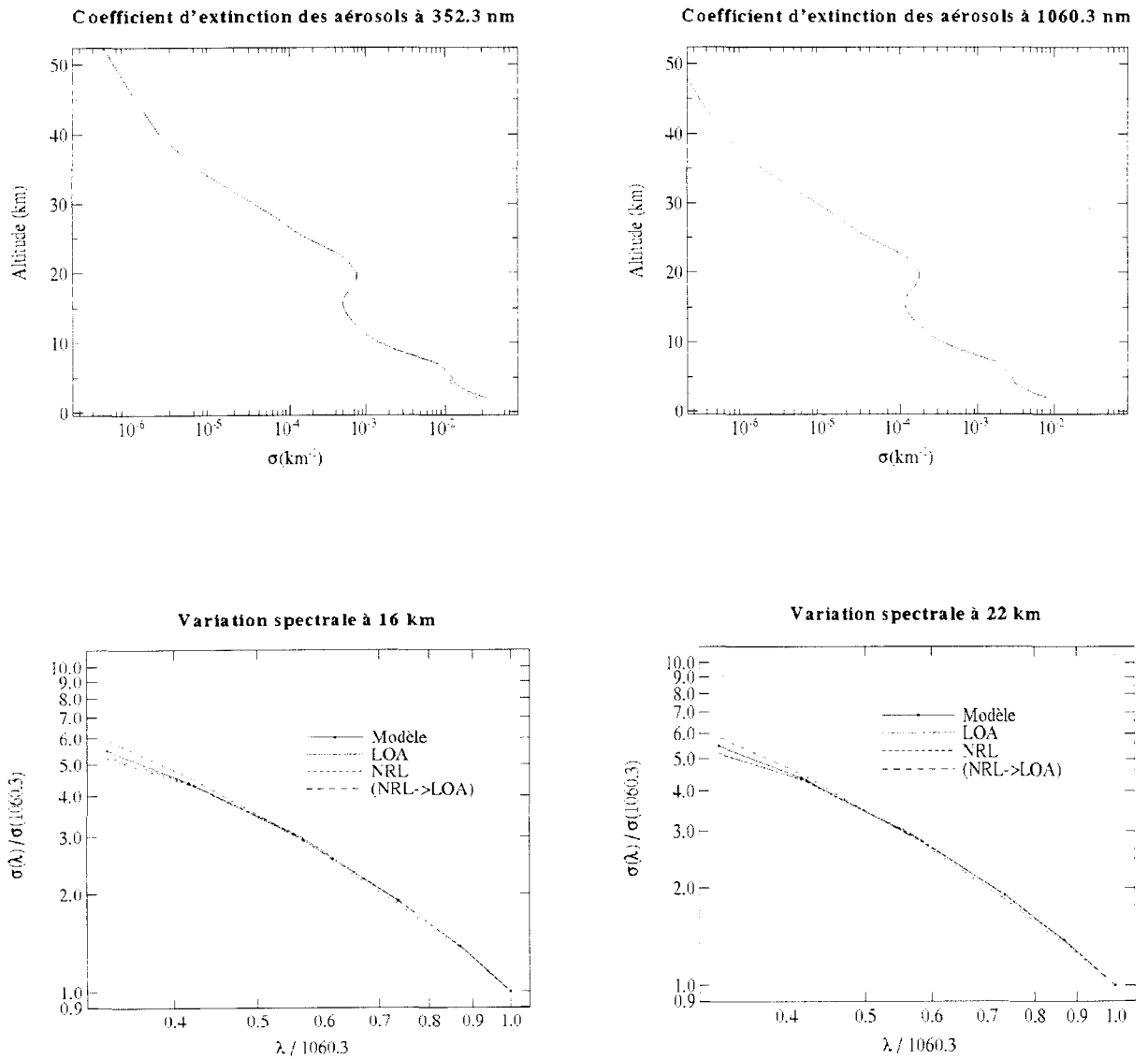


Figure 3.9: Comparaisons des profils verticaux du coefficient d'extinction des aérosols et de la variation spectrale des coefficients d'extinction des aérosols à deux altitudes différentes entre le premier modèle (en trait plein) et les résultats retrouvés après inversion des transmissions recalculées (en pointillé pour le LOA, en trait discontinu pour le NRL/CPI, et le trait long discontinu est obtenu à partir de la transmission calculée par le NRL/CPI mais en utilisant l'inversion du LOA).

Pour le deuxième modèle, la figure 3.10 montre que les structures sur le profil vertical de la densité de l'ozone peuvent être reproduites par inversion à partir de deux algorithmes. En dessous de 7 km, les densités retrouvées sont surestimées par rapport au modèle. L'algorithme du NRL/CPI retrouve le maximum du profil qui se situe à 11 km à -15% près, alors que celui du LOA le retrouve à 5% près. Il y a donc 20% d'écart entre les densités recalculées par les deux algorithmes pour ce maximum secondaire. Au niveau de la petite structure entre 15 et 20 km, les résultats des deux algorithmes se rapprochent et la différence relative par rapport au modèle reste de moins de 15% pour celui du NRL/CPI et de moins de 10% pour le LOA. Au-dessus de 20 km, les résultats des deux algorithmes épousent parfaitement le profil vertical de la densité de l'ozone, avec des écarts relatifs de moins de 1%.

Pour le dioxyde d'azote, sa densité est surestimée en dessous de 25 km avec des écarts relatifs qui augmentent quand on descend en altitude. Au-dessus de 25 km, l'algorithme du LOA permet de retrouver son profil vertical de densité à moins de 5% près par rapport au modèle.

Pour les aérosols, on retrouve les mêmes conclusions que celle du premier modèle en ce qui concerne les profils verticaux des coefficients d'extinction. Quant aux variations spectrales, on voit que les deux algorithmes reproduisent bien les courbes du modèle pour les deux altitudes, sauf pour le premier canal de l'instrument, où les calculs montrent un léger écart par rapport au modèle à 22 km.

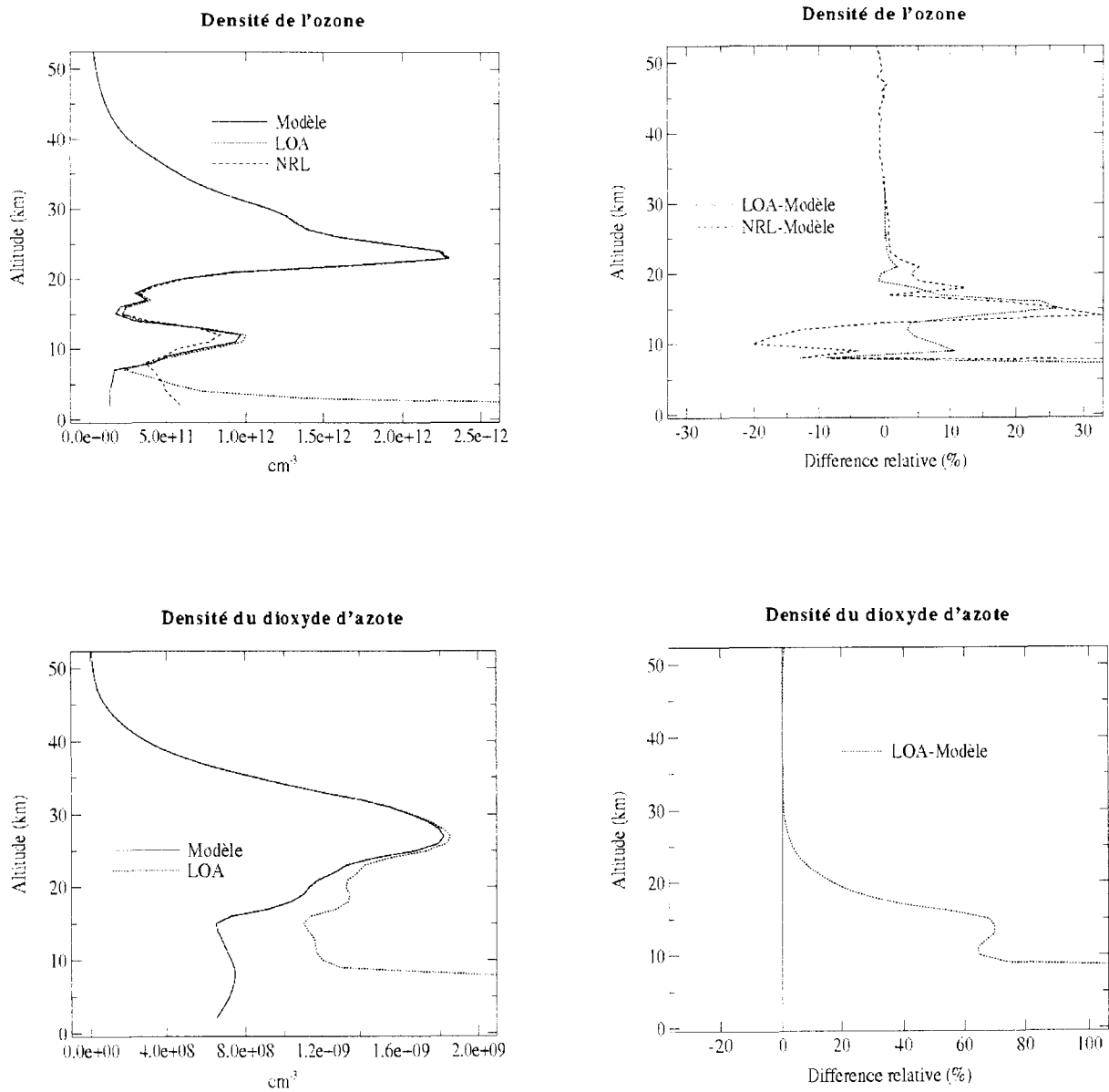


Figure 3.10: Analogue à la figure 3.8 mais pour le deuxième modèle d'atmosphère.

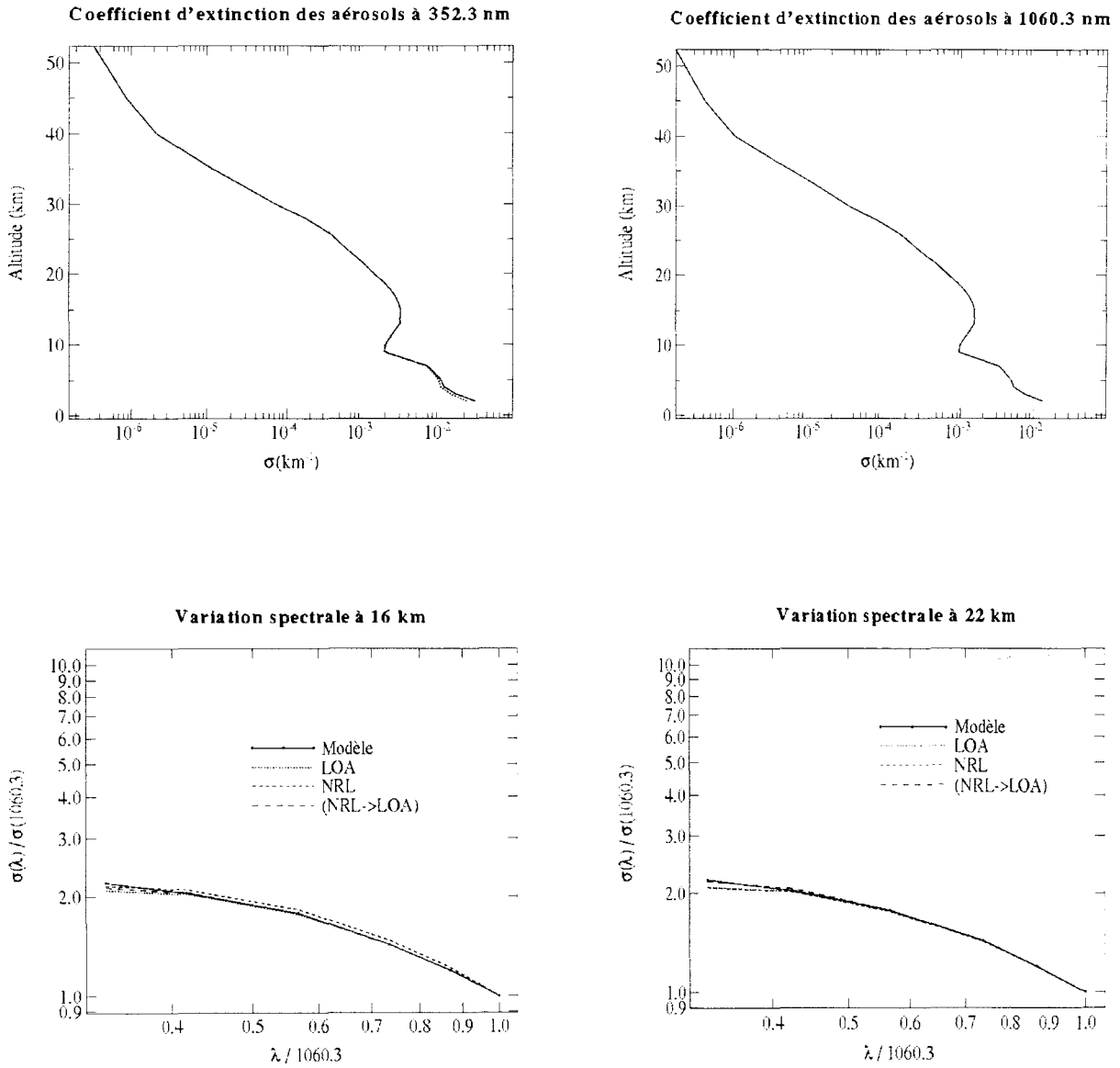


Figure 3.11: Analogue à la figure 3.9 mais pour le deuxième modèle d'atmosphère.

3.3.5.2. Interprétations

Dans les problèmes d'inversion, les difficultés se situent surtout au niveau de la séparation des espèces pour les deux algorithmes, c'est à dire que pour le LOA, c'est dans la partie "séparation des espèces" proprement dite, et pour le NRL/CPI, c'est dans la partie "inversion spectrale" (détermination des coefficients μ_0 , μ_1 , μ_2 , et N_{O_3} et éventuellement N_{NO_2}). On sait aussi que les coefficients d'extinction des gaz sont proportionnels à leur densité dans l'atmosphère. Donc pour pouvoir interpréter ces résultats, il faut alors revenir à la contribution relative de ces différents coefficients d'extinction dans chaque canal.

Ainsi, pour le premier modèle d'atmosphère et dans le canal 4 qui sert à détecter l'ozone, on voit sur la figure 3.12 que le coefficient d'extinction de l'ozone a une contribution faible en dessous de 10 km (moins de 5% environ) et que ce sont ceux des molécules et des aérosols qui y dominent. C'est pourquoi les deux algorithmes n'arrivent pas à retrouver la densité de l'ozone du modèle dans cette zone. Ceci explique également les écarts trouvés entre les deux calculs. A partir de 12 km, l'ozone devient de plus en plus important pour atteindre déjà 60% du coefficient d'extinction total à 15 km. Entre 30 et 40 km, cette contribution est bien nette car elle est de 85% et au-dessus, elle commence à diminuer mais reste quand même à 75% à 50 km. Ceci explique les bons résultats de calcul des deux inversions au-dessus de 10 km.

Le canal 3 est destiné à la détection du dioxyde d'azote dans l'atmosphère et la figure 3.12 illustre que c'est le coefficient d'extinction Rayleigh qui y est prépondérant à plus de 80% à 12 km et à plus de 40% au-dessus de cette altitude. Celui des aérosols varie de 15 à 40% minimum jusqu'à 25 km. Le coefficient d'extinction du dioxyde d'azote ne contribue que très faiblement (moins de 1%) en dessous de 15 km mais il commence à augmenter et arrive à un peu moins de 5% à 23 km. Par conséquent, il est très difficile de retrouver sa densité avec une bonne précision dans cette zone d'altitudes. Ces constatations

confirment les résultats obtenus après calculs (figure 3.8 ci-dessus) puisqu'en dessous de 15 km, l'algorithme du LOA n'arrive pas à retrouver la densité qu'on a utilisé dans le modèle. Entre 15 et 23 km, les résultats sont encourageants car on arrive à retrouver cette densité à 10% près alors que l'importance du coefficient d'extinction dans ce canal est inférieure à 5%. Au-dessus de 23 km, la contribution du coefficient d'extinction de dioxyde d'azote augmente et atteint son maximum de 20% vers 30 km, puis il diminue petit à petit. Ceci explique les bons résultats obtenus au-dessus de 23 km où la différence relative de la densité retrouvée par rapport au modèle reste inférieure à 2% jusqu'à 50 km.

Pour les aérosols, la figure 3.12 montre que la contribution de leurs coefficients d'extinction dépend du canal considéré et aussi de l'altitude. En général, on voit que plus la longueur d'onde est grande, plus ils interviennent. Sur le canal 1 par exemple, le coefficient d'extinction Rayleigh est toujours dominant en comparaison à celui des aérosols qui ne représente que 20% maximum à partir de 8 km. Par contre au canal 9, le coefficient d'extinction est toujours dominant par rapport à celui du Rayleigh depuis les basses altitudes jusqu'à 25 km environ. Ce sont ces contributions élevées qui nous ont permis de retrouver des profils de coefficients d'extinction en très bon accord avec ceux du modèle. Au niveau des variations spectrales, on voit que les deux algorithmes sont en bon accord avec le modèle mais un problème se pose quand même au niveau du calcul utilisant les transmissions calculées à partir de l'algorithme du NRL/CPI et la méthode d'inversion développée au LOA. En effet, on voit sur ces deux figures (3.9 et 3.11) représentant les variations spectrales à deux altitudes différentes que si le LOA inverse les transmissions calculées par le NRL/CPI, des petites différences sont observables au niveau du canal 6 et surtout au canal 1. Ce problème vient bien entendu des méthodes de calculs des transmissions qui sont différentes. La comparaison des épaisseurs optiques calculées à partir des deux algorithmes a montré des différences relatives jusqu'à 2%. De plus, dans les inversions, les paramétrisations des aérosols sont différentes car au LOA, c'est au niveau de leurs coefficients d'extinction qu'on fait des estimations alors qu'au NRL/CPI, c'est au niveau des épaisseurs optiques des aérosols.

Pour le deuxième modèle d'atmosphère, on voit sur la figure 3.13 que l'ozone ne commence à

devenir prépondérant dans le canal 4 qu'à partir de 20 km, ce qui explique le bon accord entre les deux algorithmes en comparaison au modèle au-dessus de ce niveau. En dessous, la contribution du coefficient d'extinction de l'ozone est de 10% maximum, alors que celle des aérosols et du Rayleigh varient entre 20 et 60%. En dessous de 8 km, celle des aérosols est très forte; de même entre 11 et 18 km. C'est pourquoi les densités de l'ozone retrouvées par les deux algorithmes ne sont pas en très bon accord entre elles ainsi qu'avec celles du modèle d'entrée.

Dans le cas du dioxyde d'azote, sa contribution n'est jamais dominante dans le canal 3 à toutes les altitudes mais commence à se manifester à partir de 25 km. Elle atteint son maximum à 20% aux environs de 32 km. C'est pourquoi on arrive à le retrouver à moins de 10% près à partir de 25 km. En dessous de 20 km, l'algorithme du LOA n'arrive pas à retrouver sa densité à cause de la contribution très faible de son coefficient d'extinction.

Pour les aérosols, les coefficients d'extinction ont pu être recalculés sans problème pour tous les canaux, mais on observe toujours des petits écarts au niveau des variations spectrales. On pense que les mêmes explications évoquées précédemment sur ces mêmes problèmes concernant le premier modèle sont aussi valables pour ce deuxième modèle.

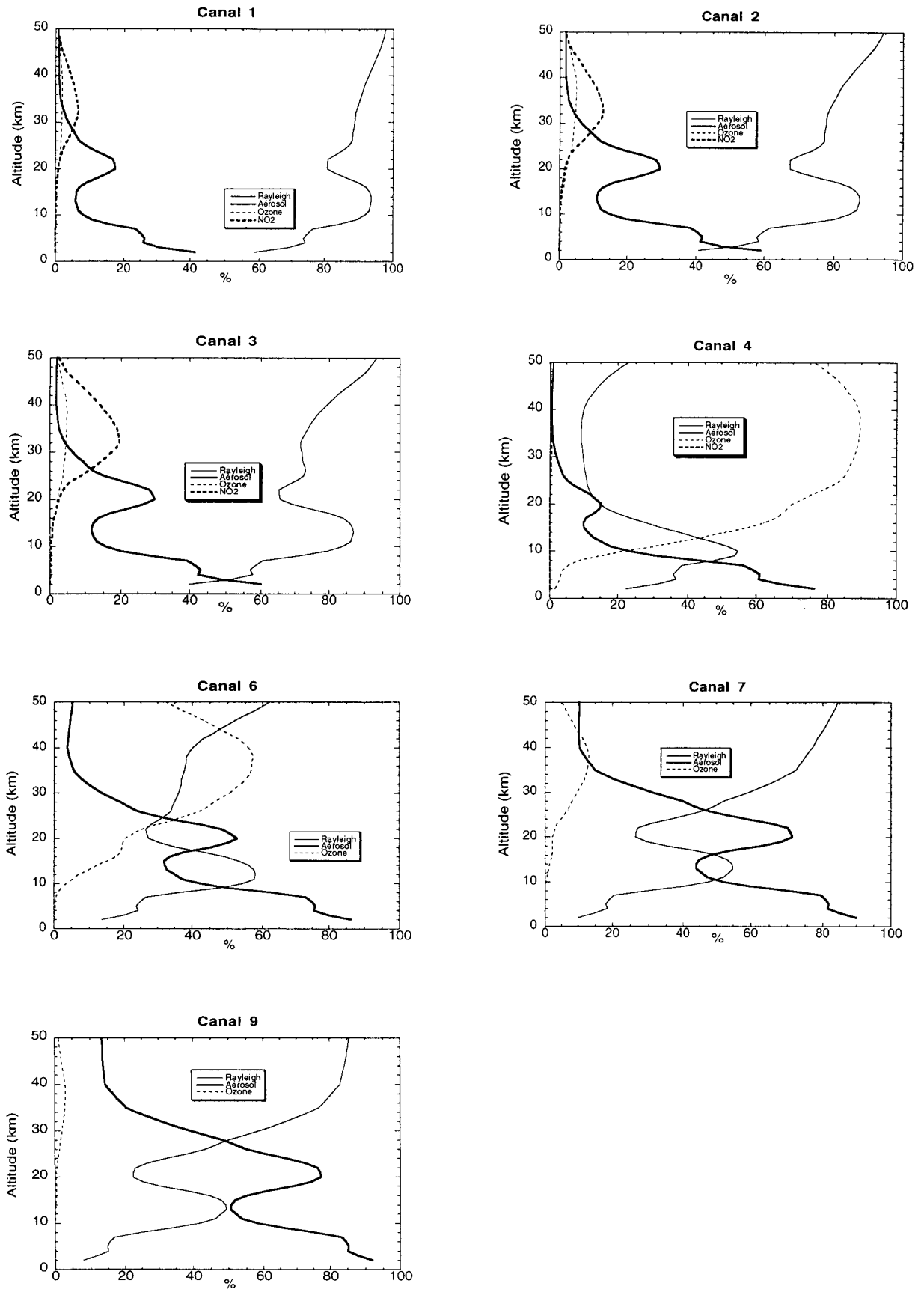


Figure 3.12: Contributions relatives des différents coefficients d'extinction de l'atmosphère qui influent dans chaque canal pour le premier modèle.

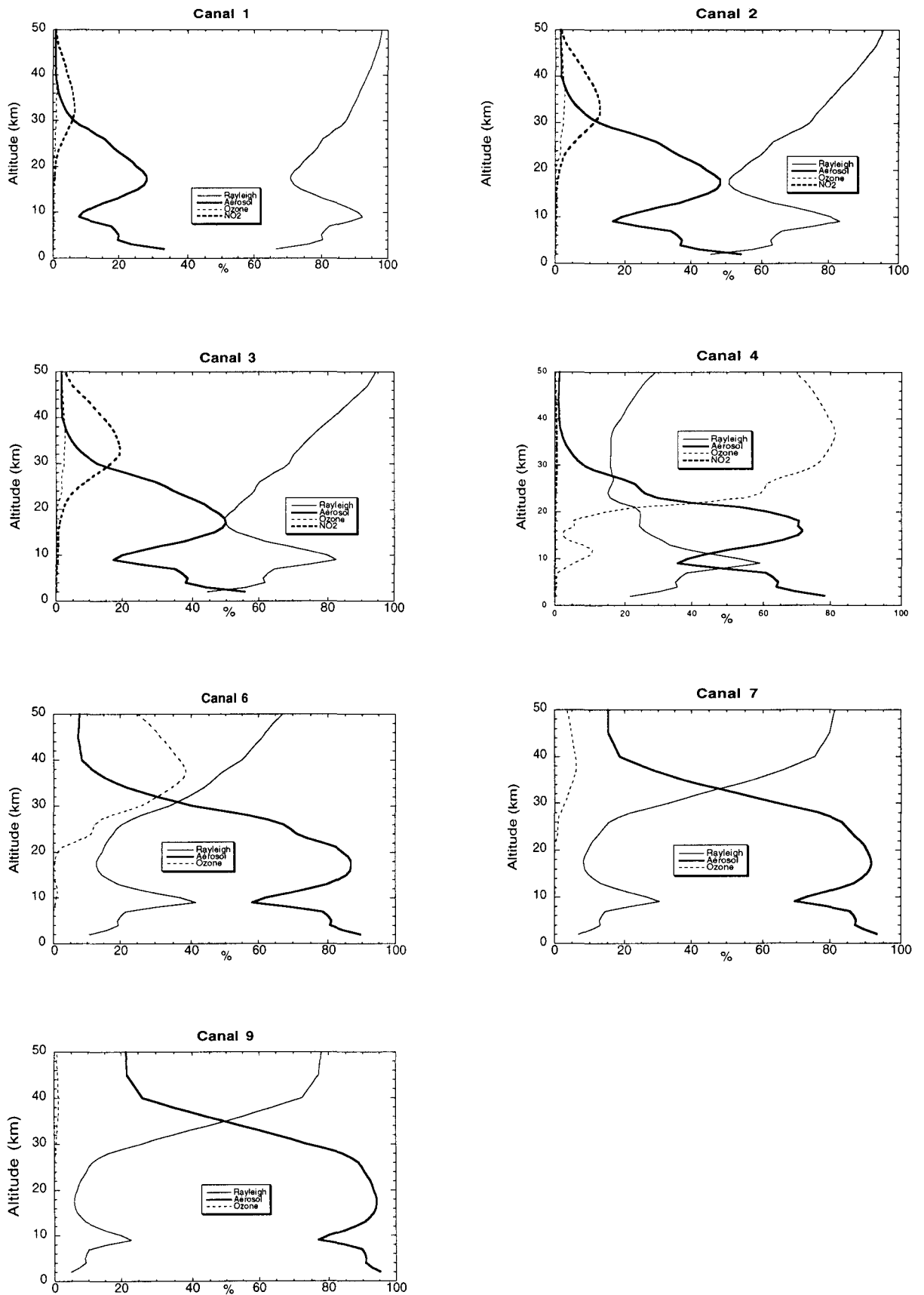


Figure 3.13: Contributions relatives des différents coefficients d'extinction de l'atmosphère qui influent dans chaque canal pour le deuxième modèle.

3.3.6. Conclusions

En conclusion, les études précédentes ont montré que quand le coefficient d'extinction d'un gaz dans un canal contribue à plus de 10% environ du coefficient d'extinction total, il est possible d'estimer sa présence dans l'atmosphère avec une précision raisonnable, à partir des deux algorithmes développés dans les deux laboratoires. Par contre, si son coefficient d'extinction a très peu d'influence, il est très difficile, voire impossible de l'estimer. Dans le cas des aérosols, on a les mêmes conclusions c'est à dire qu'il faut que leurs coefficients d'extinction soient toujours prépondérants dans le domaine d'altitudes et dans les canaux qu'on utilise pour faire les estimations.

3.4. Conclusions

Ce chapitre nous a présenté les algorithmes de calculs directs et de calculs inverses développés par le LOA et le NRL/CPI et opérationnels pour le traitement des données de POAM II. Dans ce chapitre, les méthodes de calculs ont été appliquées d'abord pour des modèles "a priori" d'atmosphère. Dans le cas des calculs directs, les calculs ont montré que les différences relatives entre les épaisseurs optiques estimées sont tout au plus de 4%, ce qui est encourageant malgré les différences entre les méthodes utilisées. L'application des deux algorithmes d'inversion sur les profils de transmissions simulées à partir de ces modèles "a priori" d'atmosphère nous a permis d'intervalider les méthodes d'inversion de données développées précédemment par le LOA et NRL/CPI. Les écarts relatifs de la densité de l'ozone retrouvé par rapport aux modèles d'entrée sont de moins de 5%, et de moins de 20% pour le dioxyde d'azote. Pour les variations spectrales des extinctions des aérosols, de légers écarts sont aperçus à 353 nm pour les deux altitudes étudiées.

Rappelons enfin que ces tests de calcul direct et de calcul inverse ont été faits à partir des simulations de modèles d'atmosphère en négligeant les bruits et les erreurs qui peuvent entacher les mesures. Ce sont donc des différences minimales entre le modèle d'entrée et le modèle restitué qu'on a trouvé à partir de ces calculs.

4. Analyse des mesures de POAM II

4.1. Introduction

Ce chapitre concerne la validation des mesures réelles effectuées par l'instrument POAM II et l'application des algorithmes développés précédemment afin de les valider expérimentalement. Pour cela, nous commençons par la comparaison des transmissions mesurées par POAM II avec celles mesurées par SAGE II. Ceci nous permet de nous assurer de la qualité de ces mesures. Cette intervalidation est réalisée en comparant les mesures brutes effectuées par les deux appareils quand elles sont en bonne coïncidence temporelle et spatiale. Ensuite, nous comparerons les profils verticaux des coefficients d'extinction des aérosols, de la densité de l'ozone ainsi que celle du dioxyde d'azote retrouvés à partir des algorithmes développés par le LOA et le NRL/CPI pour l'instrument POAM II et pour des événements pris au hasard. Puis, on continuera sur la comparaison des caractéristiques physiques des aérosols (variation spectrale des coefficients d'extinction, taille, densité de surface et de volume), des profils verticaux de la densité de l'ozone et ceux du dioxyde d'azote obtenus à partir des instruments POAM II et SAGE II pour quelques mesures en coïncidence. Enfin, des études sur les variations temporelles de ces caractéristiques des aérosols, de la densité de l'ozone ainsi que celle du dioxyde d'azote au-dessus des régions polaires des deux hémisphères seront effectuées.

4.2. Intervalidation des mesures

Parmi les divers instruments embarqués sur satellite, seuls quelques-uns utilisent cette méthode d'occultation solaire et peuvent passer près des régions polaires des deux hémisphères: Stratospheric Aerosol Measurement II (SAM II) sur Nimbus 7 lancé en octobre 1978 (Mc Cormick et al., 1979); Stratospheric Aerosol and Gas Experiment I (SAGE I) a bord du satellite Applications Explorer Mission (AEM - B) lancé en février 1979, SAGE II sur Earth Radiation Budget Satellite (ERBS) lancé en octobre 1984 (Mauldin et al., 1985; Chu et al., 1985); HALogen Occultation Experiment (HALOE) sur Upper Atmosphere Research Satellite (UARS) lancé en septembre 1991 (Russell et al., 1993); POAM II à bord de SPOT 3; et enfin Improved Limb Atmospheric Spectrometer (ILAS) sur la plate-forme japonaise ADvanced Earth Observing Satellite (ADEOS) lancée en août 1996 (Suzuki et al., 1994).

Instrument	Satellite	Inclinaison de l'orbite	Altitude à l'équateur	Latitudes couvertes	Lancement Durée	Nombre de canaux	Bandes
SAM II	Nimbus 7	99.3°	955 km	64-80°N 64-80°S	oct 78 94	1	1000 nm
SAGE	AEM-2	55°	600 km	79°N-79°S	fév 79 nov 81	4	385- 1000 nm
SAGE II	ERBS	57°	610 km	80°N-80°S	oct 84 présent	7	385- 1020 nm
HALOE	UARS	57°	585 km	80°N-80°S	Sept 91 présent	8	2.45-10.04 µm
POAM II	SPOT 3	98.7°	822 km	54-71°N 63-88°S	Sept 93 Nov 96	9	352- 1060 nm
ILAS	ADEOS	98.59 °	797 km	58-73°N 65-90°S	Août 96 Juin 97	15	753-784 nm 6.2-11.8 µm

Tableau 4.1: Les instruments embarqués sur satellites utilisant le principe d'occultation solaire pour étudier l'atmosphère terrestre.

Plusieurs conditions sont nécessaires pour pouvoir valider les "mesures proprement dites" d'un instrument à bord d'un satellite, c'est à dire les transmissions transformées en épaisseurs optiques:

1) Les mesures doivent être faites avec le même principe d'observation, le choix d'un appareil qui fait de l'occultation s'avère alors primordial pour valider les mesures de POAM II.

2) Sur les deux appareils, le canal à valider doit être voisin de celui qui est sur l'autre appareil.

3) Pour que les deux mesures soient faites dans les mêmes conditions météorologiques, il faut qu'elles soient en bonne coïncidence spatiale et temporelle.

4) Enfin, il faut que les données de l'autre appareil soient aussi accessibles.

Sur ces instruments décrits sur le tableau 4.1 précédent, seul SAGE II remplit les conditions citées ci-dessus; il a été mis en orbite en 1984 et il fonctionne encore jusqu'à présent. Il permet de faire une étude comparative systématique des mesures POAM II suivant la périodicité des coïncidences entre les points d'observation des deux instruments POAM II et SAGE II. Notons par exemple que les épaisseurs optiques mesurées par HALOE ne peuvent pas être comparées directement à celles de POAM II car il observe l'absorption des radiations solaires dans l'infrarouge entre 2.43 et 10.04 μm ; par contre, on pourra quand même comparer les constituants retrouvés après les traitements de données.

D'autres expériences permettent aussi de valider les mesures faites par POAM II, c'est le cas par exemple de BOCCAD (Balloon OCCultation for Aerosol Detection): c'est un instrument embarqué sur ballon stratosphérique. Il utilise le principe d'occultation solaire pour mesurer l'extinction du rayonnement solaire due à la présence de l'ozone et des aérosols dans l'atmosphère. Ses caractéristiques, son principe de fonctionnement ainsi que les résultats du traitement de ses mesures seront décrits dans l'annexe.

Numéro du canal	Longueur d'onde centrale (nm)	Largeur à mi-hauteur (nm)	Produits
1	1020	20	Aérosols
2	940	20	H ₂ O
3	600	15	O ₃
4	525	15	Aérosols
5	453	2	Aérosols
6	448	3	NO ₂
7	385	20	Aérosols

Tableau 4.2: Canaux et produits de SAGE II. (D'après Mauldin et al., 1985)

D'autres expériences permettent aussi de valider les mesures faites par POAM II, c'est le cas par exemple de BOCCAD (Balloon OCCultation for Aerosol Detection): c'est un instrument embarqué sur ballon stratosphérique. Il utilise le principe d'occultation solaire pour mesurer l'extinction du rayonnement solaire due à la présence de l'ozone et des aérosols dans l'atmosphère. Ses caractéristiques, son principe de fonctionnement ainsi que les résultats du traitement de ses mesures seront décrits dans l'annexe 1.

4.2.1. Comparaison avec les épaisseurs optiques de SAGE II

Le but de cette partie est de valider les mesures des profils verticaux des épaisseurs optiques calculées à partir des transmissions mesurées par POAM II afin de pouvoir réaliser les objectifs scientifiques décrits dans le chapitre 2. Les mesures utilisées pour cette validation sont celles de SAGE II

pour les raisons évoquées ci-dessus. A notre connaissance, notons que "les mesures proprement dites" faites par l'instrument SAGE II n'ont jamais été comparées aux mesures des autres instruments utilisant la même méthode de télédétection, mais les profils ou/et les caractéristiques des constituants de l'atmosphère retrouvés à partir des mesures après les traitements des données (ozone, dioxyde d'azote, vapeur d'eau et surtout les aérosols) ont déjà été validés par d'autres appareils embarqués sur satellite, sur des ballons stratosphériques, des instruments se trouvant au sol ou même par Lidar (exemple: Ackerman et al., 1989, Mc Dermid et al., 1990, Brogniez et al., 1992, Pruvost et al., 1993, Brogniez et al., 1994, ...).

Contrairement à celle de SPOT 3, l'orbite de l'ERBS n'est pas polaire, sa précession est très forte et son orbite a une inclinaison de 57° ; par conséquent, le soleil vu de l'appareil SAGE II peut se lever ou se coucher aussi bien dans l'hémisphère nord que dans l'hémisphère sud alors que vu de l'instrument POAM II sur SPOT 3, le soleil ne peut se lever que dans l'hémisphère nord et ne se couche qu'au sud. Notons aussi que grâce à l'orbite de l'ERBS, le mode d'observation du soleil vu de l'instrument SAGE II est le même qu'au sol; c'est-à-dire que vu du sol, si le soleil se couche (ou se lève), il se couche (ou se lève) également pour l'instrument. Dans le cas de POAM II, l'observation dans l'hémisphère nord correspond toujours au coucher du soleil au sol; dans l'hémisphère sud, l'observation durant l'hiver correspond au lever du soleil au sol et inversement pour toutes les autres saisons.

Plusieurs problèmes ont été découverts durant les différentes tentatives de validation des mesures de POAM II, différentes versions de transmissions ont été testées et améliorées au fur et à mesure que les problèmes se posaient. La première difficulté était le calage du potentiomètre qui contrôle la visée par l'intermédiaire du senseur solaire; ensuite, des problèmes dus au vieillissement de l'appareil sont apparus; et enfin, il y avait aussi des problèmes extérieurs aux mesures faites par l'appareil mais reliés directement aux traitements des données. Dans la version 5.0 des données, il est tenu compte des corrections dues aux défauts de linéarité des potentiomètres. Dans la version 6.0, une légère amélioration a été apportée au champ de visée en basse altitude, des problèmes de calibration et des anomalies dues à la température du filtre subsistent encore dans le canal à 940 nm qui sert à détecter la vapeur d'eau et qu'on n'a pas pu

résoudre jusqu'à la sortie de cette version. Des corrections empiriques seront introduites dans la prochaine version de données pour les filtres à 441.6 et à 448.1 nm car des anomalies dues à la température ont été aussi détectées dans ces deux canaux; et enfin, les données météorologiques de United Kingdom Meteorological Office (UKMO) qui sont plus complètes pour les mesures effectuées par POAM II, sont utilisées à la place de celles de National Center for Environmental Prediction (NCEP).

Les épaisseurs optiques de l'atmosphère mesurées par POAM II et comparées avec celles de SAGE II (version 5.931) sont issues de la version 6.0, sauf pour le canal à 448.1 nm où l'amélioration prévue pour la prochaine version de données a déjà été introduite. Pour cela, les transmissions issues des trois canaux de SAGE II (à 448, 600 et 1020 nm) seront comparés à celles de POAM II (à 448.1, 601.4 et 1060.3 nm). On voit que les longueurs d'onde centrales de ces canaux ne sont pas très différentes pour les deux instruments à l'exception des derniers canaux où il y a 40 nm d'écart; on prévoit alors pour l'un de ces derniers une correction en longueur d'onde pour pouvoir interpréter les résultats de la comparaison.

Deux critères sont pris en compte pour définir une coïncidence entre les deux mesures:

1) La distance spatiale: les positions spatiales des mesures faites par les deux satellites sont repérées par les coordonnées géographiques respectives de leur point tangent: à 20 km d'altitude pour POAM II et à 40 km pour SAGE II. Connaissant les coordonnées de ces points tangents, la distance spatiale entre les mesures faites par les deux satellites est calculée d'une façon purement géométrique.

Pour fixer une distance minimum entre les mesures effectuées par POAM II et SAGE II aux hautes latitudes, il faut tenir compte d'un autre paramètre atmosphérique qui est le vortex polaire (masse d'air froid). En effet, pour que les deux mesures se fassent dans les mêmes conditions météorologiques, il faut aussi qu'elles se fassent en même temps à l'intérieur ou à l'extérieur de ce vortex. Une autre série de données complémentaires sur ce vortex polaire était alors nécessaire pour savoir sa présence ou pas, ses caractéristiques, son évolution spatiale et temporelle (Fromm M., 1997; communication interne); ces

données ont été créées à partir de l'analyse journalière des informations météorologiques de UKMO à six températures potentielles¹ $\theta = 400, 450, 500, 850, 1120$ et 1500 K, qui correspondent approximativement aux altitudes 15, 18, 20, 25, 30, 35 et 40 km.

Pour que cette condition spatiale soit remplie et qu'on soit sûr de la validité de la comparaison effectuée, il s'avère qu'une distance inférieure à 300 km entre les mesures effectuées par les deux appareils semble raisonnable.

2) L'écart temporel entre les deux mesures: c'est aussi un paramètre capital sur la validation des mesures car le temps joue un rôle important dans la composition et dans la météorologie générale dans un endroit de l'atmosphère (mouvement de l'air, variation de température ...). Dans cette étude, on a pris un écart temporel d'une heure maximum pour que les coïncidences entre les deux mesures soient très bonnes.

Avec ces conditions spatiales et temporelles, on a recensé 206 coïncidences dont 101 dans l'hémisphère nord et 105 dans l'hémisphère sud entre le 1^{er} janvier 1994 et le 13 novembre 1996 (date du dernier fonctionnement de l'instrument POAM II). Notons que ces 206 coïncidences concernent toutes des mesures durant le printemps et l'été car compte tenu des conditions de coïncidence qu'on a fixé (distance inférieure à 300 km et un intervalle de temps entre les mesures inférieur à une heure), les trajectoires des deux satellites ne permettent pas d'avoir des mesures si rapprochées durant l'existence du vortex polaire, ni dans l'hémisphère nord ni dans l'hémisphère sud. Parmi toutes ces coïncidences, quelques-unes sont très rapprochées: dans l'Arctique au mois d'août 1995 par exemple, les distances spatiales peuvent descendre jusqu'à moins de 50 km avec des écarts temporels de moins de cinq minutes. Ces cas sont vraiment intéressants pour la validation individuelle des mesures de POAM II.

¹ C'est la température θ prise par une particule d'air sec initialement à la température T sous la pression P et amenée adiabatiquement au niveau de pression $P_0=1000$ hPa, elle est donnée par la relation:

$$\theta = T \left(\frac{P_0}{P} \right)^{R_a/Cp_a} \quad \text{où } R_a/Cp_a=2/7 \text{ pour l'air sec (D'après Triplet et Roche, 1986).}$$

Les figures 4.1 et 4.2 illustrent la périodicité des coïncidences de mesures entre les deux appareils durant un peu moins de trois années de comparaison, elles montrent aussi que la période de ces coïncidences est régulière aussi bien dans l'hémisphère nord que dans le sud suivant les trajectoires bien définies des deux satellites. On voit sur ces figures que la période de coïncidence entre les mesures des deux instruments s'étend du mois de mars en août dans l'hémisphère nord, et de novembre en février dans l'hémisphère sud.

Coincidence POAM II - SAGE II

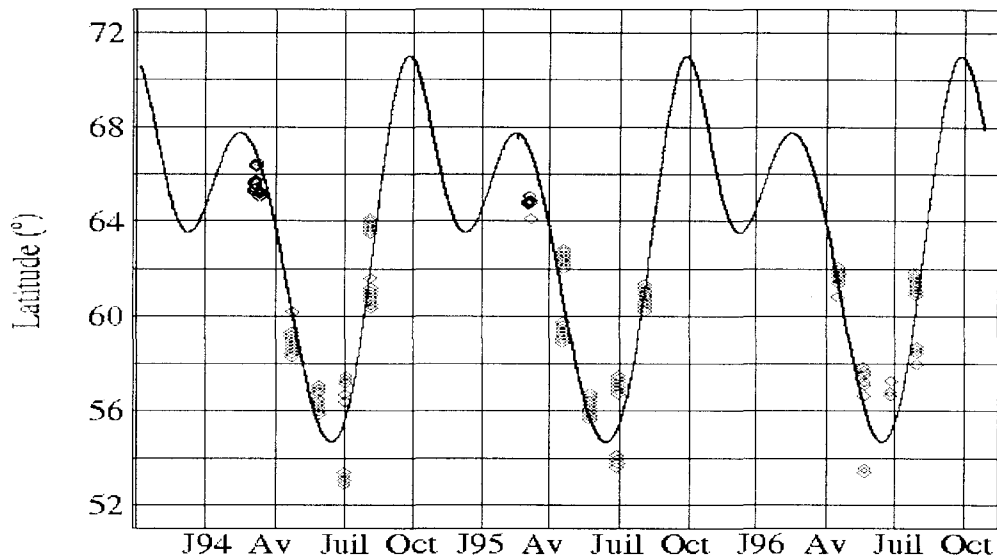


Figure 4.1: Variations temporelles de la latitude des occultations de POAM II (en trait plein) et des latitudes des mesures SAGE II coïncidentes (en losanges) entre janvier 1994 et novembre 1996 dans l'hémisphère nord.

Coincidence POAM II - SAGE II

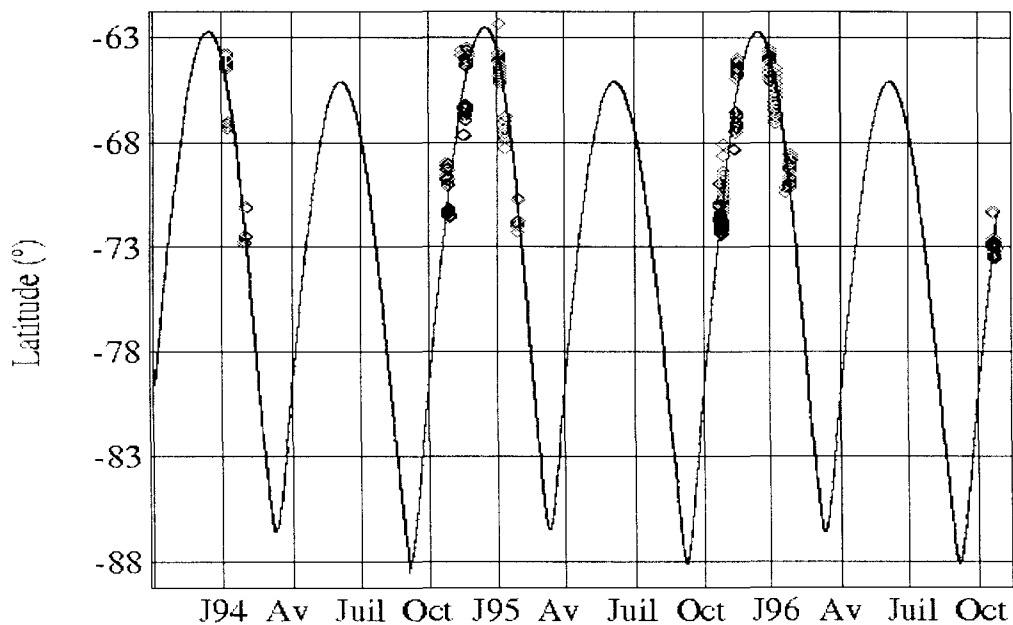


Figure 4.2: Identique à la figure 4.1 mais dans l'hémisphère sud.

4.2.2. Comparaisons des profils individuels

Six coïncidences parmi les 206 existantes seront examinées individuellement ci-après, quatre dans l'hémisphère nord et deux dans le sud. Dans l'hémisphère sud, les conditions de coïncidences définies ci-dessus nous ont permis d'avoir les deux cas d'observations possibles du soleil vu de l'instrument SAGE II, c'est-à-dire le lever (dit "Sunrise" ou SR) et le coucher du soleil (dit "Sunset" ou SS) pour l'instrument; alors que dans l'hémisphère nord, seuls les SS sont possibles à avoir.

On a reporté sur les séries de figures 4.3 à 4.8 suivantes des exemples de comparaisons individuelles des épaisseurs optiques mesurées par les deux instruments et les écarts relatifs correspondants. Ces derniers ont été calculés dans le sens [SAGE II - POAM II] et par rapport à la moyenne des deux mesures. Sur ces six séries de figures, on constate que généralement l'instrument SAGE II arrive à faire des mesures à partir de 8 à 10 km environ alors que celles de POAM II commencent entre 10 et 15 km. Pour les trois canaux comparés, environ 2 à 4 km d'écart séparent toujours les altitudes minimum de leurs mesures. En effet, les mesures de POAM II ne peuvent pas descendre très bas par rapport à celles de SAGE II car l'instrument POAM II vise toujours le point le plus brillant du disque solaire. Quand le soleil descend, ce point descend également; on a moins de signaux qui traversent l'atmosphère, et on perd le soleil. Par contre, SAGE II fait ses mesures en balayant le soleil tout entier. Donc, même si le soleil commence à descendre, l'instrument peut continuer à balayer le soleil. Ce qui lui permet de prendre des mesures plus basses que POAM II.

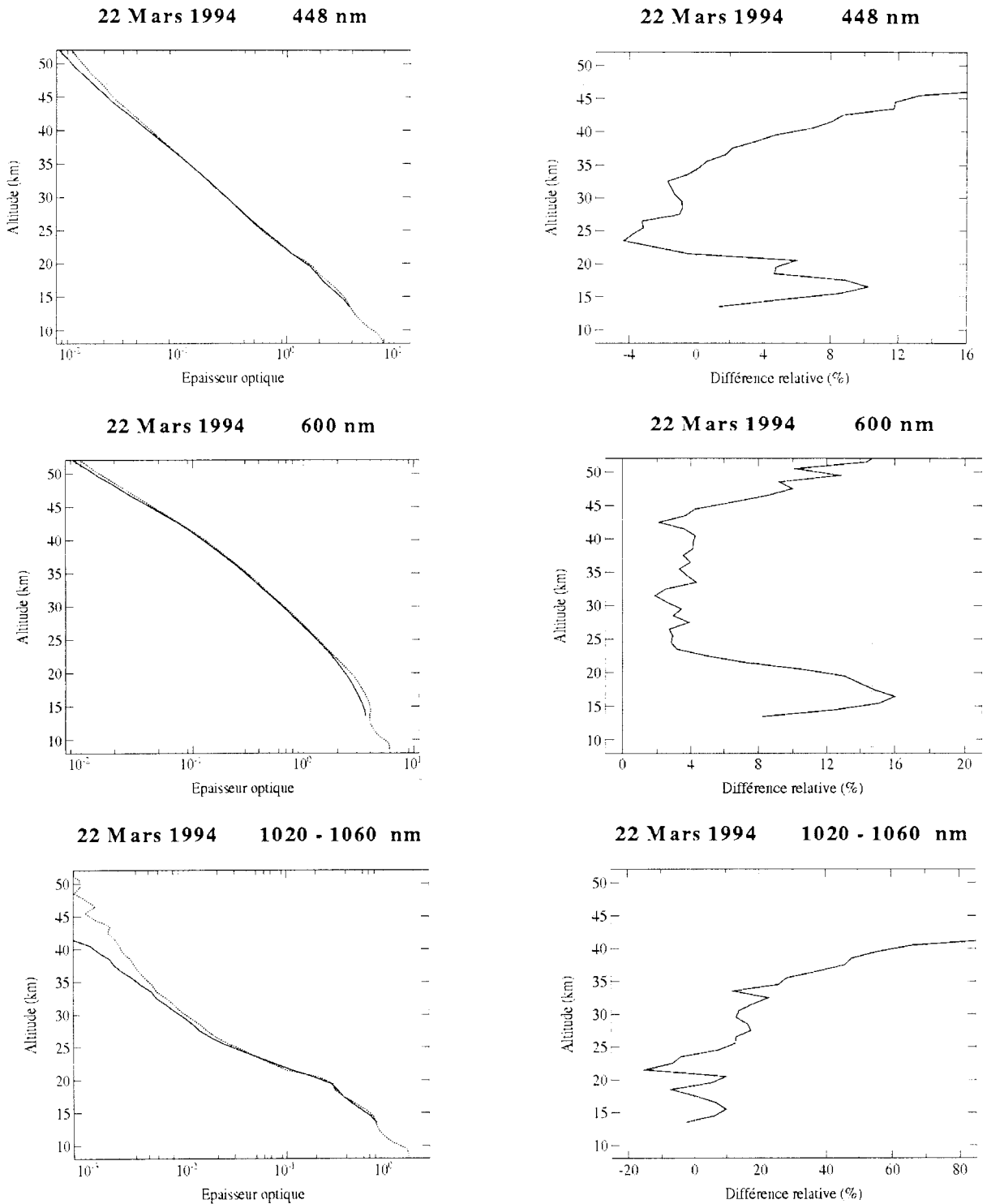


Figure 4.3: Comparaison des épaisseurs optiques (à gauche) et les différences relatives correspondantes (à droite) entre les deux mesures pour 3 canaux pour la coïncidence du 22 mars 1994 dans l'hémisphère nord: POAM II est représenté en trait plein et SAGE II en pointillé. Les différences relatives sont calculées dans le sens $[SAGE II - POAM II]$ et par rapport à la moyenne des deux mesures. La distance et l'intervalle de temps entre les deux mesures sont respectivement 50 km et 3 mn environ; le mode d'observation du soleil vu des appareils, les horaires de mesures en temps universel, les latitudes et longitudes respectives sont SR/00:03:15/66°79/271°92 pour POAM II et SS/00:06:37/66°34/272° pour SAGE II.

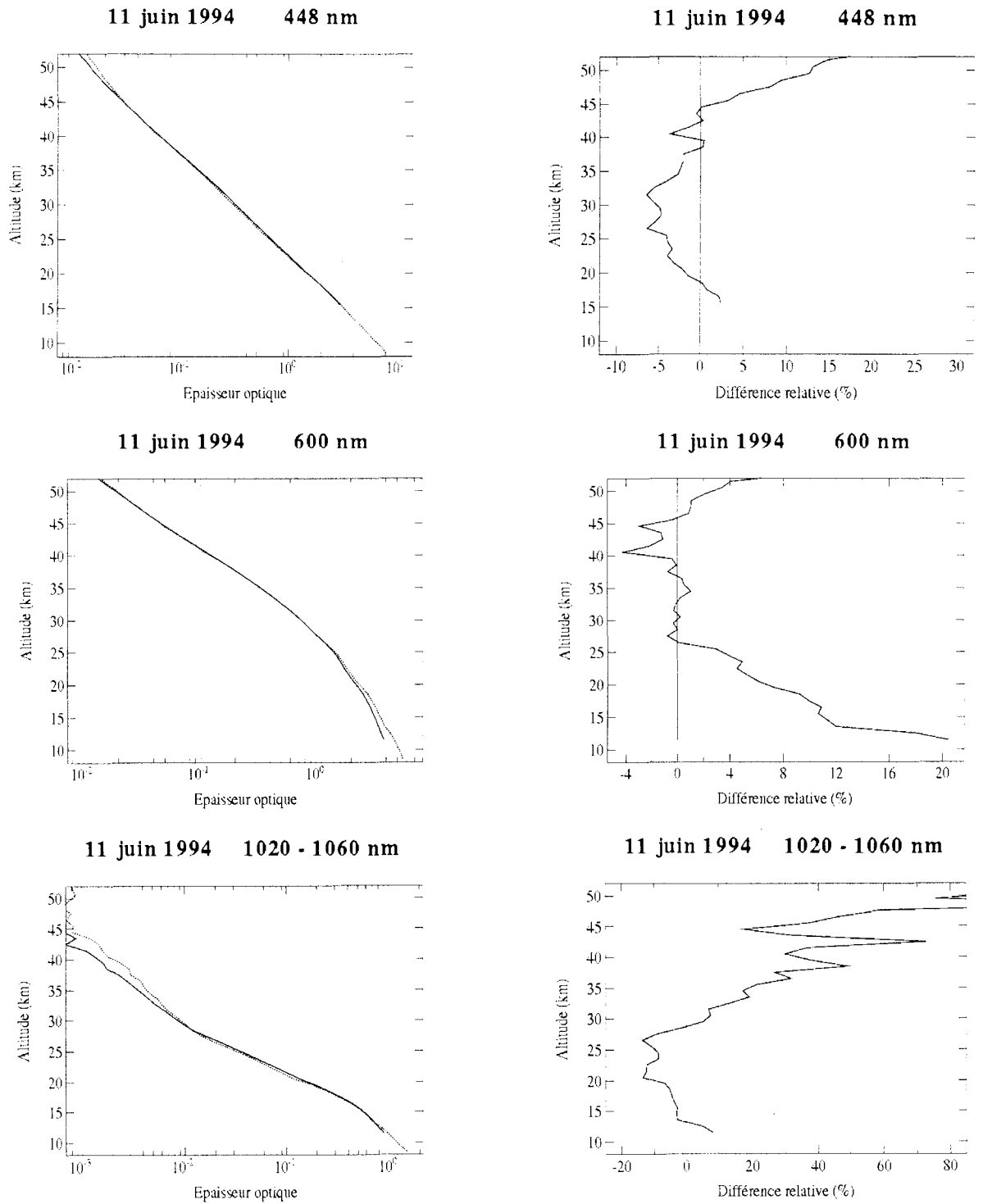


Figure 4.4: Identique à la figure 4.3 mais le 11 juin 1994 dans l'hémisphère nord. La distance et l'intervalle de temps entre les deux mesures sont respectivement 295 km et 31 mn environ; SR/10:48:40/55°43/145°76 pour POAM II et SS/11:19:23/57°06/142° pour SAGE II.

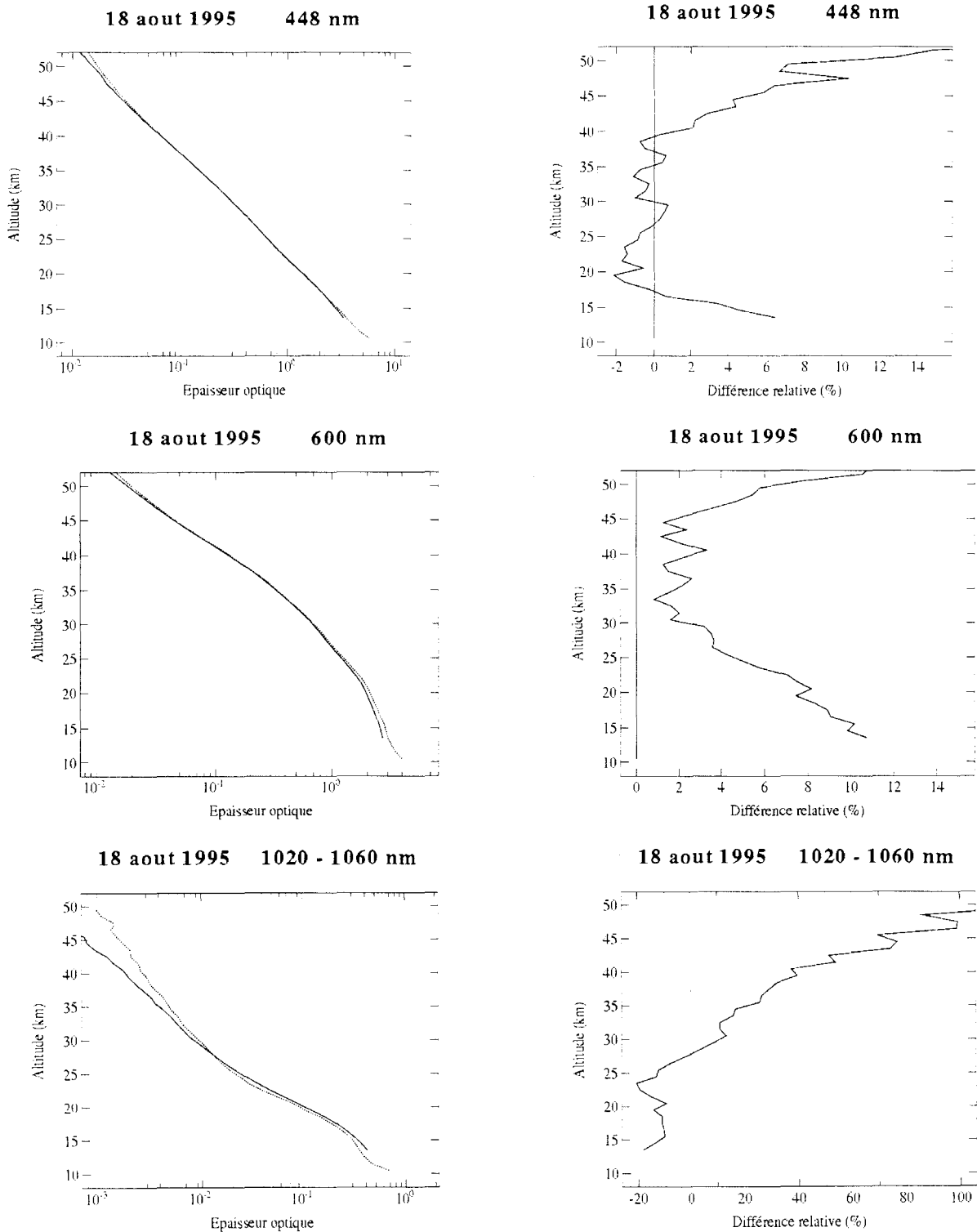


Figure 4.5: Identique à la figure 4.3 mais le 18 août 1995 dans l'hémisphère nord. La distance et l'intervalle de temps entre les deux mesures sont respectivement 46 km et 6 mn environ; SR/03:37:52/61°04/241°57 pour POAM II et SS/03:43:29/60°81/240°87 pour SAGE II.

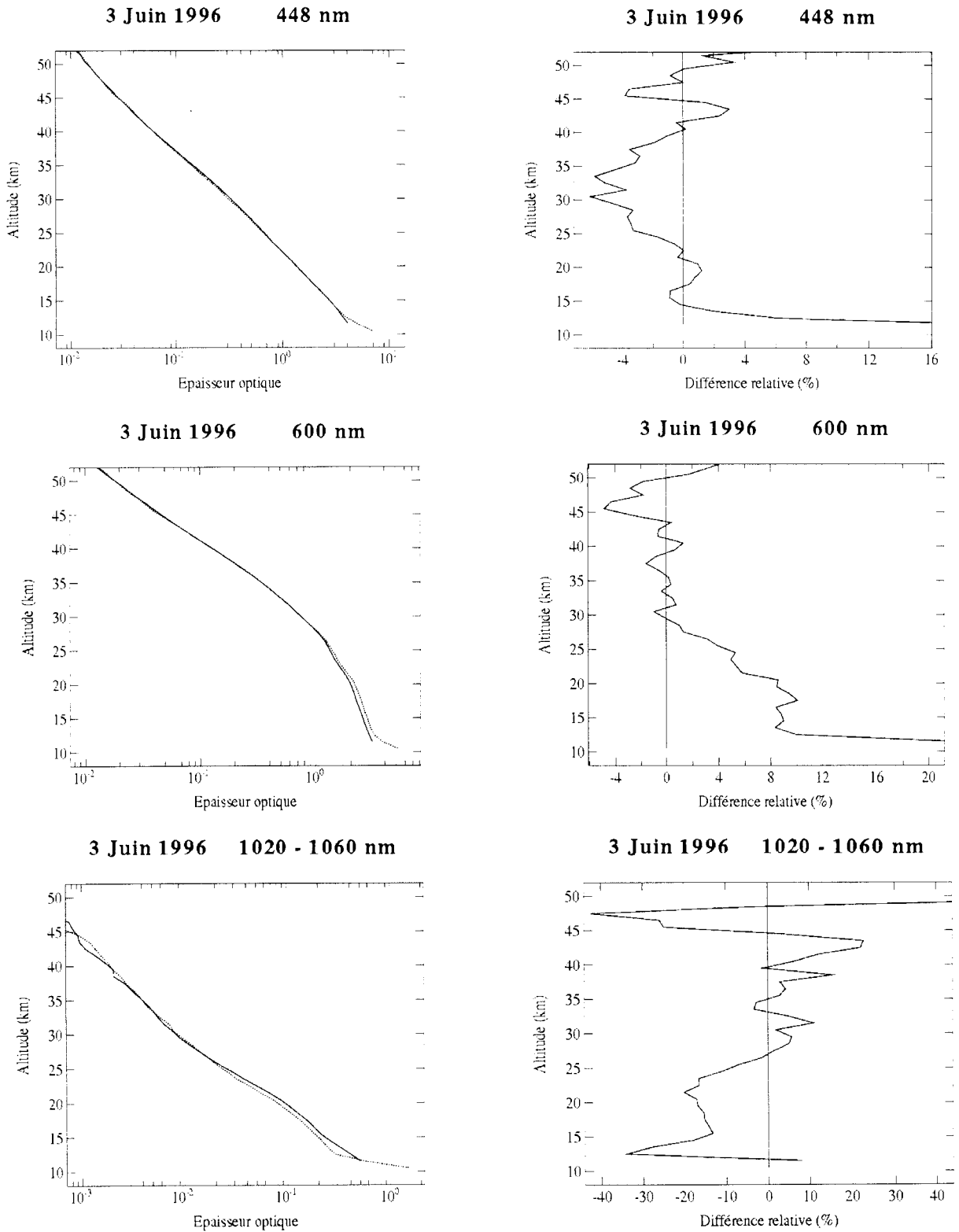


Figure 4.6: Identique à la figure 4.3 mais le 3 juin 1996 dans l'hémisphère nord. La distance et l'intervalle de temps entre les deux mesures sont respectivement 117 km et 11 mn environ; SR/05:40:03/56°20/222°11 pour POAM II et SS/05:51:29/57°24/222°33 pour SAGE II.

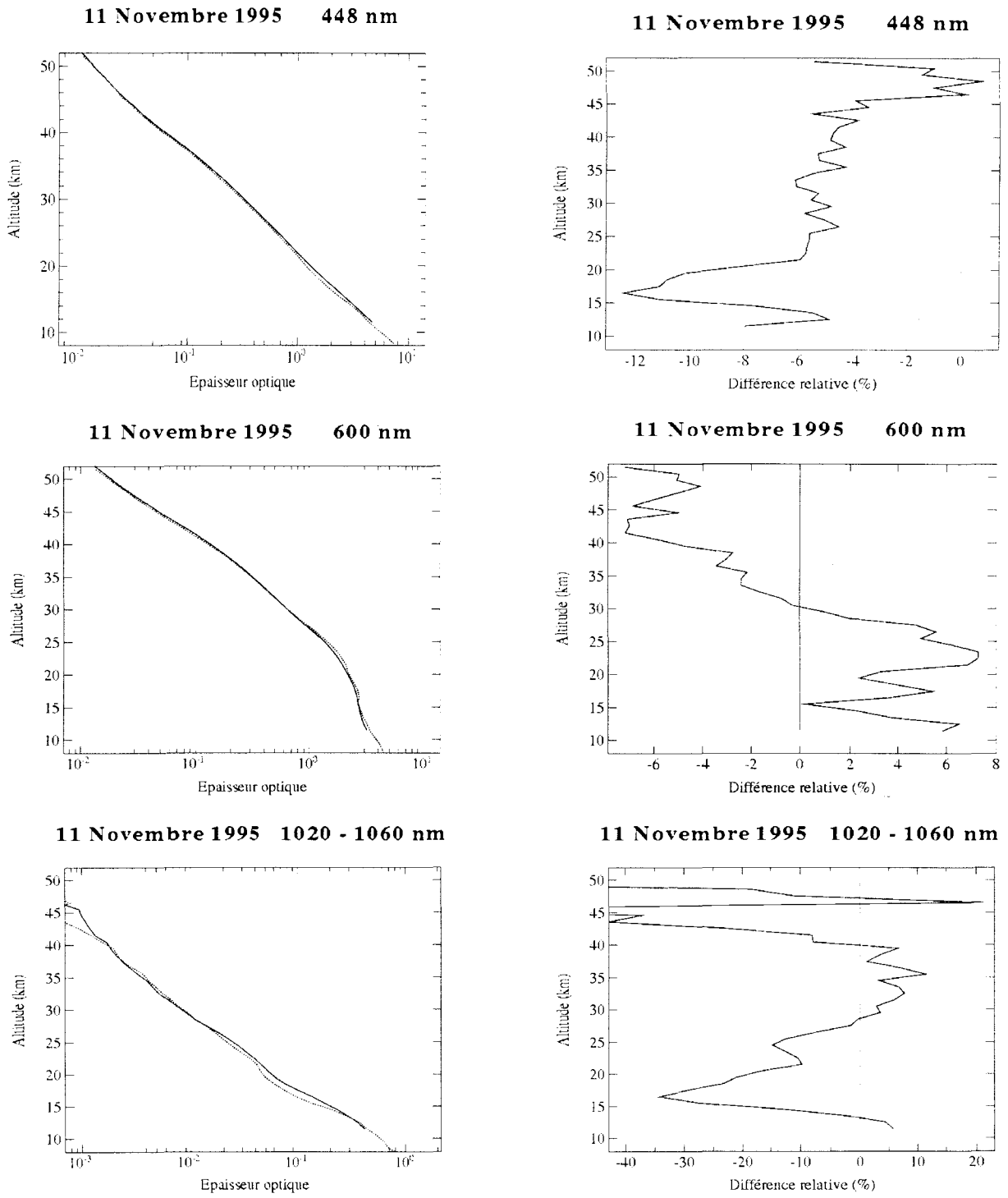


Figure 4.7: Identique à la figure 4.3 mais le 11 novembre 1995 dans l'hémisphère sud. La distance et l'intervalle de temps entre les deux mesures sont respectivement 163 km et 58 mn environ; SS/12:48:25/-70°89/138°63 pour POAM II et SR/13:46:17/-71°68/134°81 pour SAGE II

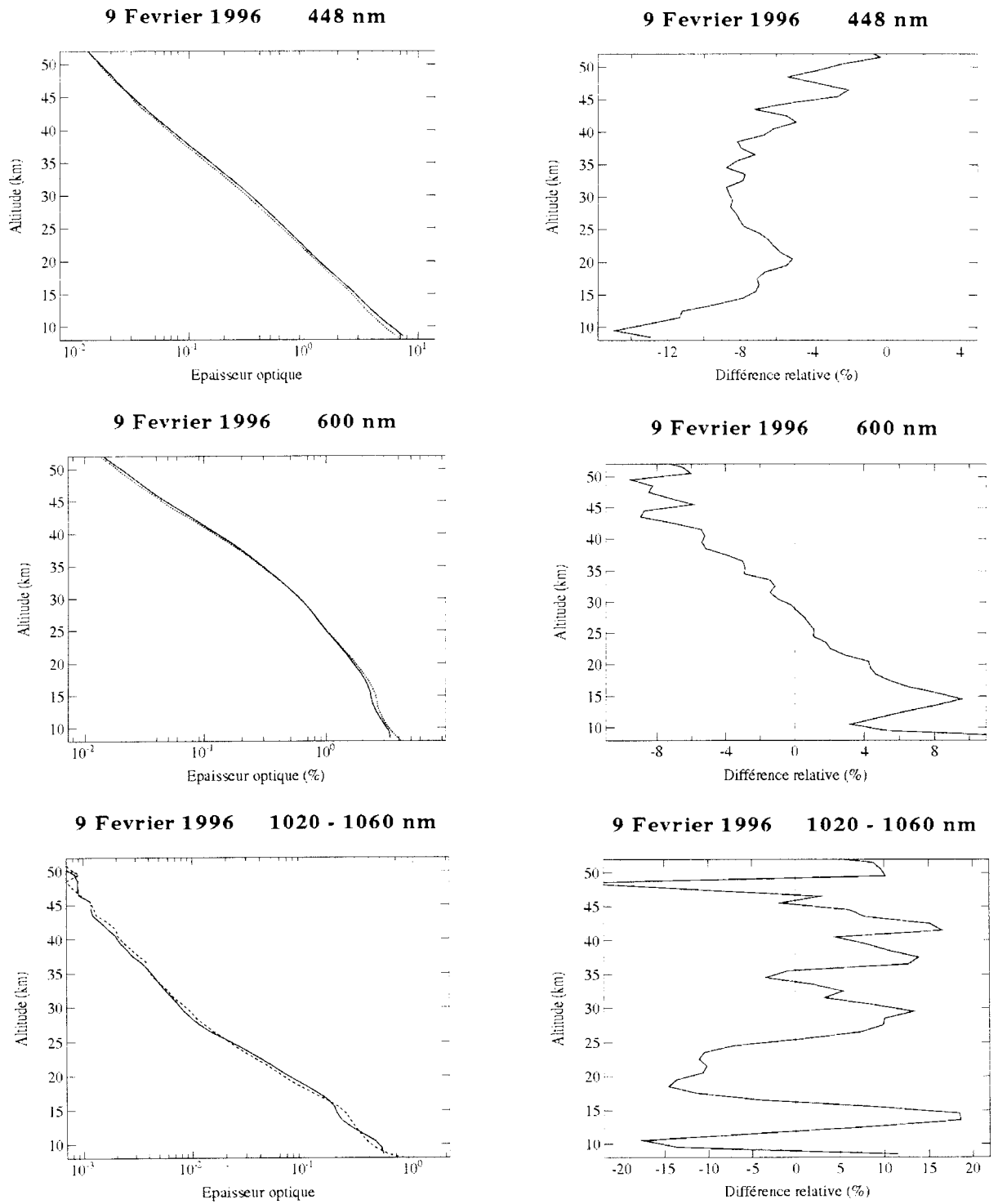


Figure 4.8: Identique à la figure 4.3 mais le 9 février 1996 dans l'hémisphère sud. La distance et l'intervalle de temps entre les deux mesures sont respectivement 95 km et 1 mn environ; SS/19:02:38/-70°13/34°67 pour POAM II et SS/19:01:34/-69°34/33°77 pour SAGE II.

Pour les canaux à 448 nm qui servent après les traitements des données à mesurer les profils verticaux du dioxyde d'azote, on voit clairement sur les 6 coïncidences choisies les accords à mieux de 10% entre les deux appareils jusqu'aux environs de 40 km où les différences relatives commencent à dépasser les 10%. L'excellente coïncidence spatiale (46 km de distance) et temporelle (moins de 6 minutes de décalage) pour le cas du 18 Août 1995 (figure 4.5) permet d'affirmer la qualité des deux mesures à cette longueur d'onde car entre 18 et 40 km, la différence est de moins de 2% en valeur absolue, ce qui est vraiment exceptionnel en télédétection. Notons qu'à partir d'environ 35 - 40 km, l'épaisseur optique mesurée par SAGE II a tendance à être supérieure à celle de POAM II dans l'hémisphère nord sauf pour le cas de 3 juin 1996 (figure 4.6) alors que dans l'hémisphère sud, on observe l'inverse.

Dans l'hémisphère nord, on observe sur les figures 4.3 à 4.6 que SAGE II trouve généralement des profils d'épaisseurs optiques supérieures (transmissions plus faibles) à ceux que POAM II trouve en dessous de 20 km pour les 4 cas considérés; entre 20 et 35 km, on observe l'inverse et au-dessus de 35 km environ, la différence relative augmente avec l'altitude sauf le cas du 3 Juin 1996 où elle reste inférieure à 4% en valeur absolue.

Dans l'hémisphère sud (figures 4.7 et 4.8), POAM II mesure des profils d'épaisseurs optiques plus fortes que celle de SAGE II pour toutes les altitudes: les différences relatives entre les épaisseurs optiques sont de -12% maximum en dessous de 20 km mais restent relativement stables entre -3 et -9%, notons aussi que ces profils d'écart entre les deux mesures ont la même allure pour les deux visions possibles du soleil (SS et SR) à partir de l'instrument SAGE II.

Pour les canaux centrés à 600 nm destinés à mesurer l'extinction due à l'ozone, un écart de mesure est observé entre les deux appareils en dessous de 20 km pour les six cas considérés. En effet, on

constate que POAM II mesure des épaisseurs optiques plus faibles par rapport à celles mesurées par SAGE II dans les deux hémisphères. Les écarts relatifs entre les épaisseurs optiques sont de l'ordre de 8% en moyenne.

Pour toutes les altitudes dans l'hémisphère nord, SAGE II mesure en général des épaisseurs optiques plus fortes par rapport à celles mesurées par POAM II. Sur les profils des différences relatives entre les épaisseurs optiques pour chacun de ces 4 cas, on observe qu'en dessous de 15 km les écarts relatifs entre les deux mesures peuvent aller jusqu'à 20%. Entre 15 et 23 km, les mesures sont de plus en plus satisfaisantes car les écarts relatifs entre les épaisseurs optiques mesurées varient de 4 à 15%. De 23 à 45 km environ, les deux instruments sont en bon accord car les écarts relatifs entre les épaisseurs optiques mesurées diminuent et peuvent descendre jusqu'à 1% pour les cas du 11 juin 1994 et du 3 juin 1996 (figures 4.4 et 4.6); ces écarts se stabilisent entre 1 et 4% pour les cas du 22 mars 1994 et du 18 août 1995 (figures 4.3 et 4.5). Au-dessus de 45 km, SAGE II mesure des épaisseurs optiques plus élevées que POAM II dans l'hémisphère nord et dans l'hémisphère sud, on observe l'inverse. Les écarts entre ces épaisseurs optiques deviennent de plus en plus grands car les signaux mesurés par les deux instruments sont de plus en plus faibles.

Dans l'hémisphère sud, on voit sur les figures 4.7 et 4.8 qu'on peut partager en deux régions la gamme d'altitudes entre 10 et 50 km. En dessous de 30 km, SAGE II trouve des épaisseurs optiques plus fortes et les écarts relatifs correspondants sont de 8% maximum; au-dessus de 30 km, on observe l'inverse et on constate que les différences relatives augmentent quand on monte en altitude tout en restant inférieures à -8% jusqu'à 45 km. Notons que le minimum des écarts qui varient de -4 à 4% se situe toujours entre 22 et 35 km d'altitude et qu'au-dessus de 45 km, les épaisseurs optiques mesurées par POAM II sont toujours supérieures à celles mesurées par SAGE II pour les 2 cas considérés dans l'hémisphère sud.

Les deux canaux à 1060 nm pour POAM II et 1020 nm pour SAGE II servent à détecter les aérosols, ces derniers sont souvent présents dans l'atmosphère jusqu'aux environs de 25 km (30 km après une forte éruption volcanique). En dessous, là où ils sont plus abondants, les épaisseurs optiques

mesurées par POAM II sont en général un peu plus élevées par rapport à celles mesurées par SAGE II. Malgré l'écart entre les longueurs d'onde centrales pour les deux appareils, leurs profils présentent toujours la même structure. Par contre, les différences relatives entre ces épaisseurs optiques peuvent s'élever jusqu'à 35% en valeur absolue pour les six cas considérés.

Dans l'hémisphère nord, les profils verticaux de la différence relative des épaisseurs optiques mesurées dans les canaux centrés à 1020 nm pour SAGE II et 1060 nm pour POAM II présentent en général la même allure pour les mesures en coïncidence choisies. Les écarts relatifs restent à moins de 20% en valeur absolue au dessus de 15 km et en dessous de 30 km environ pour les cas du 11 juin 1994 (figure 4.4), du 18 août 1995 et du 3 juin 1996 (figures 4.5 et 4.6); pour le cas du 22 mars 1994 (figure 4.3), le profil de ces écarts relatifs présente des structures tout en restant à moins de 15% en valeur absolue. Au-dessus de 30 km, SAGE II mesure des épaisseurs optiques de plus en plus grandes par rapport à ce que POAM II trouve pour les trois premiers cas, le désaccord entre les deux instruments augmente petit à petit et atteint jusqu'à 80% vers 45 km.

Pour les mêmes canaux mais dans l'hémisphère sud, on observe la même allure sur les deux coïncidences choisies entre 15 et 25 km: SAGE II mesure des épaisseurs optiques plus faibles par rapport à ce que POAM II trouve (figures 4.7 et 4.8). Les écarts relatifs entre les deux mesures atteignent 30% pour le cas du 11 novembre 1995 et 15 % maximum pour celui de 9 février 1996.

Notons que les aérosols sont de moins en moins présents dans l'atmosphère au dessus de 25 - 30 km: cette quantité insuffisante les rend difficilement détectables, ce qui explique les grands écarts entre les épaisseurs optiques mesurées par les deux instruments. En effet, les écarts relatifs entre les épaisseurs optiques mesurées sont toujours élevés (plus de 30% environ en valeur absolue) à partir de 30 km pour ces six cas de mesures en coïncidence considérés. Le signal mesuré est de plus en plus faible et par conséquent la détection des aérosols devient de plus en plus difficile.

Pour comprendre les écarts relatifs qui sont en général de l'ordre de -15 à -20% entre les

épaisseurs optiques obtenues à partir des mesures des deux instruments dans le domaine d'altitude où les aérosols stratosphériques sont bien détectables et plus abondants, nous avons estimé par calcul l'effet de longueur d'onde sur l'épaisseur optique mesurée par l'instrument SAGE II à 1020 nm et nous avons ramené cette valeur à 1060 nm. Pour cela, nous utilisons le modèle de composition de l'atmosphère qu'on a utilisé dans le chapitre 3 précédent pour tester notre algorithme et on va aussi prendre deux hypothèses supplémentaires pour simplifier les calculs:

* dans ce canal à 1020 nm, il n'y a que les coefficients d'extinction des aérosols et celui des molécules qui interviennent, on y néglige l'influence de l'ozone. Cette hypothèse est acceptable car d'après la section 3.2.3.3, l'ozone n'y contribue que très faiblement.

* compte tenu du faible écart entre les longueurs d'onde centraux des deux canaux (~40 nm), on suppose que les coefficients d'extinction des aérosols obéissent à la loi d'Angström (équation 3.32). En réalité, le coefficient d'Angström α dépend de la latitude, de la saison et de l'altitude surtout en haute latitude mais on va prendre un coefficient α moyen égal à 1.5 (Lenoble, 1983).

Les calculs montrent alors que le coefficient d'extinction des aérosols à 1060 nm doit être environ 6% plus faible qu'à 1020 nm. L'intégration de ces coefficients d'extinction sur le trajet de la lumière à travers l'atmosphère et la prise en compte ensuite de la contribution de l'épaisseur optique Rayleigh nous donne un écart relatif de -10% environ entre les épaisseurs optiques totales calculées à ces deux longueurs d'onde à 20 km d'altitude environ. Nous avons fait également des tests qui ont montré que pour un cas limite où les particules d'aérosols sont très petites ($\alpha \cong 4$), cet écart relatif peut aller jusqu'à -15% maximum. Par conséquent, dans le domaine d'altitudes où les aérosols sont plus abondants, les épaisseurs optiques obtenues par l'instrument SAGE II à 1020 nm devraient être supérieures à celles obtenues par POAM II à 1060 nm et les écarts relatifs ne devraient pas dépasser les 13%.

Si on applique cette correction en longueur d'onde aux mesures de SAGE II pour les ramener à la longueur d'onde 1060 nm de POAM II, on constate qu'il y a une incompatibilité entre les mesures faites par les deux instruments dans les deux hémisphères et le calcul théorique ci-dessus. En effet, on constate que les épaisseurs optiques obtenues par POAM II à 1060 nm sont généralement supérieures à celles

obtenues par SAGE II à 1020 nm pour les coïncidences qu'on a choisies et dans le domaine d'altitudes où les aérosols sont plus abondants. Par conséquent, leurs différences relatives ne sont pas dans le bon sens par rapport au calcul théorique car c'est l'épaisseur optique obtenue par SAGE II qui devrait être supérieure à celle mesurée par POAM II avec 13% d'écart maximum mais pas l'inverse.

En conclusion, les comparaisons individuelles précédentes entre les deux appareils montrent que POAM II et SAGE II sont capables de mesurer et de bien restituer les profils verticaux des épaisseurs optiques de l'atmosphère pour les canaux centrés à 448 et 600 nm dans les deux hémisphères; et que des problèmes se posent pour les canaux destinés à mesurer les aérosols (1020 et 1060 nm). Pourtant, ces comparaisons ne sont que des cas isolés et ne permettent pas d'affirmer ou non la validité de l'ensemble des mesures de POAM II durant ses trois années de vie. Vu le nombre de coïncidences existant entre les mesures des deux appareils, une analyse statistique de comparaison nous permettra de confirmer ou non la validation de ses mesures.

4.2.3. Intercomparaison statistique des mesures de POAM II et de SAGE II

L'objet de cette partie est d'évaluer statistiquement l'accord entre les mesures de POAM II et celles de SAGE II pour les 206 événements en coïncidence durant les années 1994, 1995 et 1996. Les mesures en coïncidence entre les deux instruments devraient être beaucoup plus nombreuses dans l'hémisphère sud qu'au nord, ce qui est dû aux trajectoires prédéfinies des deux plates-formes portant les deux instruments (angles d'inclinaison des orbites); toutefois, les différents problèmes de l'instrument POAM II ne nous permettent pas d'exploiter la totalité de ces mesures. En effet, le nombre des événements en coïncidence chaque année devrait être rigoureusement égal, ceci doit être valable aussi

dans les deux hémisphères : pourtant au début de l'année 1994, POAM II avait encore des problèmes d'acquisition de données car c'était encore durant les quelques mois suivant le lancement. La période de coïncidence avec SAGE II dans l'hémisphère sud est à ce moment-là jusqu'en mi-février, ce qui explique la grande différence entre 1994 et 1995. Notons par exemple qu'en janvier et février 1994, la proportion de données exploitables pour POAM II est de l'ordre de 50% alors qu'en 1995 pendant la même période, ce nombre atteint 83% en janvier et 78% en février dans les deux hémisphères; à partir du mois de juin 1994, cette proportion se stabilise entre 75 et 95% (rapport du Science Team de POAM II, 1996).

Le tableau 4.3 ci-dessous donne les nombres totaux des événements coïncidants dans chaque hémisphère pour les trois années, qu'on étudie pour cette validation statistique .

	Hémisphère nord	Hémisphère sud	Total
1994	24	47	71
1995	49	38	87
1996	28	20	48
Total	101	105	206

Tableau 4.3: Détail des nombres de mesures en coïncidence pour les deux appareils.

Pour chaque coïncidence, les écarts relatifs entre les mesures de POAM II et SAGE II ont été calculés comme dans la comparaison individuelle des profils. On a ensuite calculé la moyenne des différences relatives durant les trois années de comparaison. Les calculs pour les deux hémisphères ont été séparés car dans chaque hémisphère, les comportements de chaque mesure pouvaient a priori être complètement différents. Les séries de figures 4.9 et 4.10 montrent pour les trois canaux étudiés les moyennes annuelles, les moyennes totales sur les trois années des différences relatives ainsi que les écart-types correspondants à celle des moyennes totales pour les deux hémisphères.

A 448 nm, les figures 4.9 et 4.10 montrent la stabilité au cours du temps des écarts entre les mesures des deux appareils. En dessous de 20 km, on voit que les allures de la différence relative des épaisseurs optiques sont complètement opposées dans les deux hémisphères. En effet, on constate que dans l'hémisphère nord, SAGE II trouve des épaisseurs optiques plus élevées que POAM II alors que dans l'hémisphère sud, c'est l'inverse.

Dans l'hémisphère nord, on constate que les profils de différences relatives ont la même allure pour les trois années 1994, 1995 et 1996 d'observation. En dessous de 15 km, la moyenne annuelle d'épaisseurs optiques que SAGE II mesure est plus élevée que celle de POAM II. Les maximum de ces quatre différences relatives sont à 15% en dessous de 10 km d'altitude. Les valeurs de ces écarts relatifs entre les deux mesures diminuent et à partir de 20 km, POAM II commence à trouver des épaisseurs optiques plus grandes que SAGE II. Ceci jusqu'aux environs de 38 - 40 km pour les années 1994 et 1996 ainsi que pour la moyenne pour les trois années alors qu'en 1995, ce profil d'écart relatif ne passe dans le côté positif que vers 45 km. Au-dessus de 45 km, le calcul des moyennes montre que SAGE II trouve toujours des épaisseurs optiques plus grandes que POAM II pour les trois années. Ces résultats confirment ceux des comparaisons individuelles des profils effectués dans la section précédente.

Dans l'hémisphère sud, les calculs de moyennes annuelles des différences relatives entre les épaisseurs optiques confirment également les résultats obtenus pour les comparaisons individuelles des profils. En effet, POAM II mesure en moyenne des épaisseurs optiques plus élevées que SAGE II en dessous de 40 km en 1994 et pour toutes les altitudes en 1995 et 1996. Entre 10 et 20 km d'altitude, les moyennes des différences relatives diminuent régulièrement de -12% à -4% pour les trois années. Entre 20 et 40 km, elles se stabilisent entre -4 et -3% pour 1994; entre -6 et -4% en 1995 et 1996. Au-dessus de 40 km, ces écarts restent à -2% pour 1996 et 1995.

A 600 nm, les profils verticaux de moyenne des différences relatives présentent la même allure pour les deux hémisphères durant les trois années. En effet, ces moyennes sont environ entre 5 et 10% à 15 km et diminuent quand on monte en altitude jusqu'à 35 km.

Dans l'hémisphère nord, les moyennes des différences relatives sont entre 8 et 12% dans la gamme d'altitude de 15 à 20 km. Au-dessus de 20 km, ces moyennes des écarts de mesures entre les deux appareils diminuent tout en restant positives jusqu'aux environs de 35-40 km. Entre 30 et 45 km, ces écarts relatifs annuels restent inférieurs à 2% sauf pour l'année 1995 où ils deviennent négatifs à partir de 36 km tout en restant toujours inférieurs à 5% en valeur absolue.

Dans l'hémisphère sud, ces différences relatives restent à moins de 4% en valeur absolue entre 20 et 40 km. Cet écart se stabilise à moins de 2% à partir de 25 km en 1994. Pour les années 1995 et 1996 ainsi que pour la moyenne des trois années, ces écarts augmentent petit à petit mais restent quand même à moins de 6% jusqu'à 50 km en valeur absolue.

Ces calculs de moyennes statistiques annuelles permettent de confirmer les résultats obtenus sur les comparaisons individuelles des profils sur ce canal. En effet, SAGE II mesure généralement des épaisseurs optiques plus fortes jusqu'aux environs de 30-35 km par rapport à ce que POAM II mesure.

Dans l'hémisphère nord pour les canaux destinés à mesurer l'extinction due aux aérosols, on constate un désaccord sur les mesures provenant des deux appareils. Les moyennes des écarts annuelles montrent que dans la région d'altitude où les aérosols sont plus prépondérants, POAM II mesure toujours des épaisseurs optiques plus grandes que SAGE II. Ce qui confirme également les résultats obtenus sur les comparaisons individuelles des profils pour lesquelles on avait retrouvé un désaccord entre les mesures effectuées par les deux instruments.

Par contre dans l'hémisphère sud, les résultats des calculs statistiques sur les profils des écarts relatifs sont encourageants vu la différence de longueur d'onde entre les canaux. En effet, on constate sur ces moyennes que SAGE II trouve en général des épaisseurs optiques supérieures à ce que POAM II trouve en 1995 et 1996 jusqu'à 22 km. Pour l'année 1994, cet écart est légèrement du côté négatif tout en restant à -5% environ entre 15 et 25 km.

En conclusion, dans le canal 448 nm, là où le dioxyde d'azote peut être détecté et y contribue le plus, les différences relatives entre les épaisseurs optiques mesurées et comparées individuellement ainsi que les moyennes des écarts relatifs de toutes les mesures en coïncidence des deux appareils sont inférieures à 8% en valeur absolue dans les deux hémisphères entre 20 et 40 km; ce qui est parmi les objectifs de POAM II de mesurer les profils verticaux du dioxyde d'azote dans ce domaine d'altitudes. Ces comparaisons statistiques permettent donc de confirmer le bon accord entre les mesures effectuées par POAM II et SAGE II pour ce canal. Même conclusion pour le canal à 600 nm qui est prévu pour détecter l'ozone entre 10 et 40 km. Dans cette gamme d'altitude, les écarts des épaisseurs optiques par rapport à celles de SAGE II ne dépassent pas les 5%. Ces validations des mesures de POAM II sont donc utiles pour s'assurer qu'on peut atteindre les objectifs de l'expérience POAM II.

A 1060 nm, POAM II a prévu de détecter les aérosols entre 10 et 30 km; dans l'hémisphère sud, les différences relatives des épaisseurs optiques mesurées par POAM II par rapport à celles de SAGE II sont inférieures à 20% environ sans considération de la correction en longueur d'onde. En introduisant la correction de longueur d'onde sur les épaisseurs optiques mesurées par SAGE II, les écarts relatifs sont réduits entre 7 et 12%; ce qui est raisonnable vu les distances et les écarts temporels entre les mesures effectuées par les deux instruments. Par contre dans l'hémisphère nord, le problème d'incompatibilité entre les mesures et les calculs théoriques ne nous permet pas d'intervalider les mesures obtenues dans le canal centré à 1060 nm par rapport à celui qui est centré à 1020 nm pour SAGE II. Notons quand même que ces conclusions ne constituent qu'une intervalidation entre les mesures de SAGE II et de POAM II. Les résultats des calculs d'inversion ainsi que leurs comparaisons nous permettront de confirmer ou non la validité de leurs mesures.

Par ailleurs, les mesures à 448 et à 600 nm de POAM II ont l'air correctes mais il reste à faire les inversions de ces mesures pour avoir les profils verticaux du dioxyde d'azote et de l'ozone.

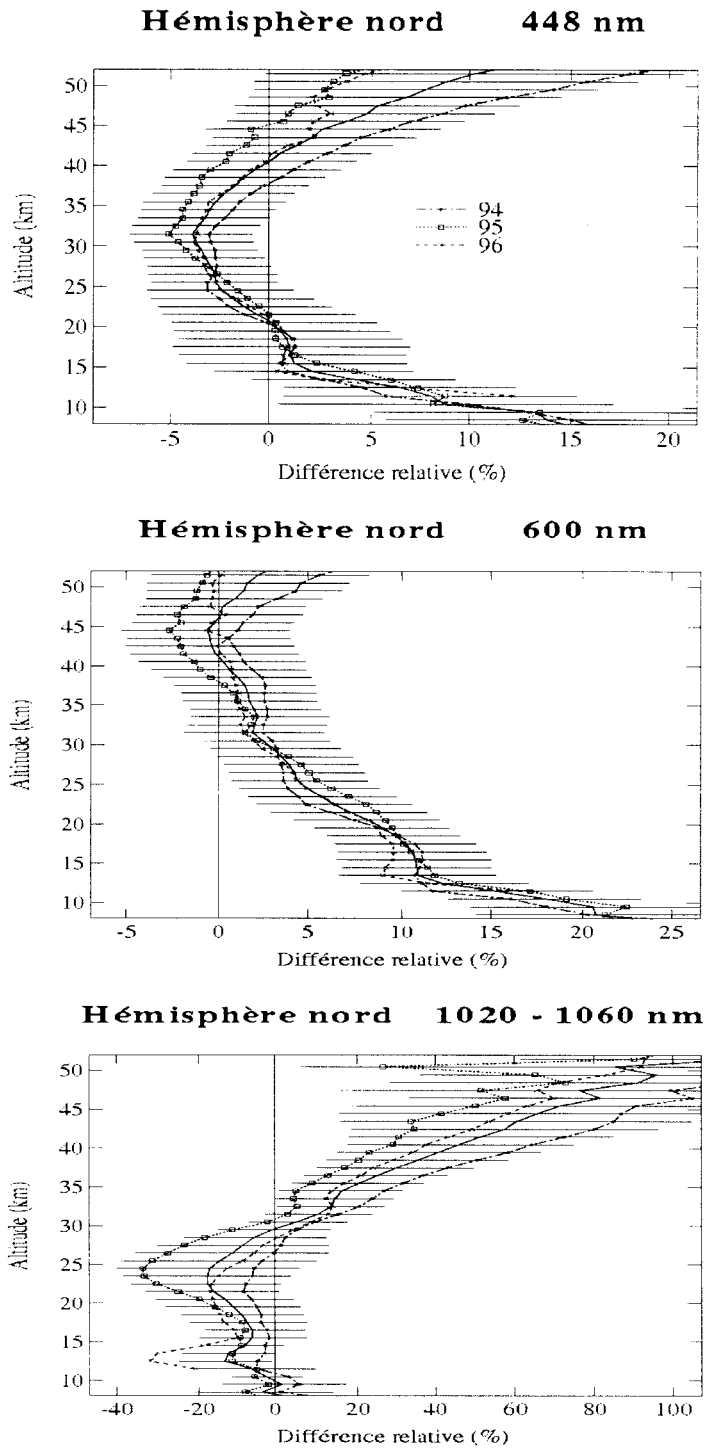


Figure 4.9: Profils verticaux des moyennes annuelles des différences relatives entre les épaisseurs optiques mesurées par les instruments SAGE II et POAM II dans les trois canaux et pour les trois années dans l'hémisphère nord (en o celles correspondant à l'année 1994, en □ pour 1995 et en x pour 1996). Les profils en traits pleins représentent les moyennes des différences relatives de tous les événements coïncidents durant ces trois années ainsi que les écart-types correspondants. Ces différences relatives sont calculées dans le sens [SAGE II - POAM II] et par rapport à la moyenne des deux mesures.

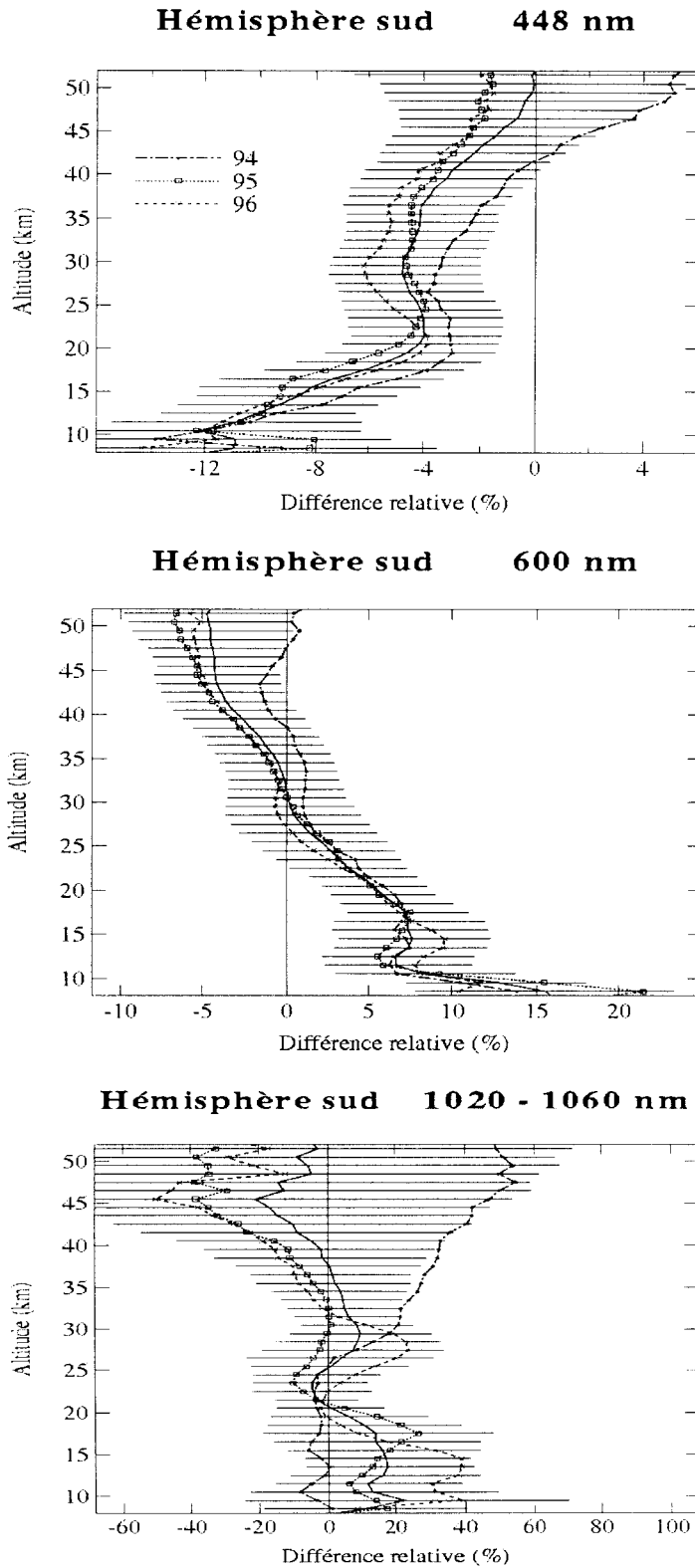


Figure 4.10: Identique à la figure 4.9 mais dans l'hémisphère sud.

4.3. Intervalidation des algorithmes d'inversion du LOA et du NRL/CPI.

L'objectif de cette partie est de comparer les résultats obtenus par les algorithmes de traitement des données développés par le LOA et le NRL/CPI à partir des mesures effectuées par l'instrument POAM II. Cette partie nous permettra donc d'intervalider ces deux algorithmes. Rappelons que ces deux algorithmes partent des mêmes transmissions de l'atmosphère restituées par le NRL/CPI pour chaque mesure effectuée par l'instrument. Pour cela, nous avons pris au hasard un événement dans chaque hémisphère toutes les 100 révolutions du satellite autour de la terre; ce qui représente un événement toute les semaines environ. Nous avons analysé ces données du point de vue statistique pour évaluer les écarts relatifs entre les profils verticaux des coefficients d'extinction des aérosols à 1060.3 et à 441.6 nm, de la densité de l'ozone et du dioxyde d'azote retrouvés à partir des deux algorithmes. Pour cette étude, on a en tout 206 événements dont 105 dans l'hémisphère nord et 101 dans le sud. Notons que ces 206 événements n'ont rien à voir sur les 206 événements de POAM II en coïncidence avec celles de SAGE II étudiées précédemment.

Les séries de figures 4.11 à 4.14 montrent les résultats des calculs obtenus. Ces figures illustrent les profils verticaux moyens et les moyennes des différences relatives dans les deux hémisphères ainsi que pour l'ensemble de ces 206 mesures.

4.3.1. Coefficients d'extinction des aérosols.

Dans l'hémisphère nord, on voit sur la figure 4.11 que l'algorithme du LOA retrouve des moyennes de coefficients d'extinction des aérosols à 1060.3 nm plus élevées que celles du NRL/CPI pour toutes les altitudes entre 10 et 30 km. Les écarts relatifs sont très faibles entre 10 et 14 km; ils sont inférieurs à 3%. Ces écarts augmentent progressivement quand on monte en altitude et atteignent 20%

aux alentours de 20 km. Au-dessus de cette altitude, ces écarts continuent à s'élever jusqu'à plus de 50% vers 26 km. Au-dessus de 26 km, les écarts commencent à diminuer.

Dans l'hémisphère sud, les moyennes des coefficients d'extinction des aérosols retrouvées par le NRL/CPI sont plus élevées que celles retrouvées par le LOA entre 10 et 17 km. Les moyennes des écarts relatifs entre ces coefficients sont inférieures à 10% en valeur absolue. Au-dessus de 17 km, le LOA trouve des moyennes plus grandes que le NRL/CPI. Ces moyennes de différences relatives augmentent jusqu'à 20% aux environs de 24 km. A partir de cette altitude, les écarts diminuent et le NRL/CPI trouve des moyennes supérieures à celle du LOA à partir de 26 km.

Les profils verticaux en bas de la série de figures 4.11 représentent respectivement les moyennes des coefficients d'extinction des aérosols retrouvés par les deux algorithmes à 1060.3 nm et les moyennes des écarts relatifs entre ces deux coefficients sur les 206 cas des deux hémisphères. Ils montrent qu'en dessous de 13 km, le LOA retrouve en moyenne des coefficients d'extinction supérieurs à ce que le NRL/CPI retrouve. Les moyennes des écarts entre ces deux coefficients sont inférieures à 5% en valeur absolue. Entre 13 et 18 km, ces moyennes deviennent positives mais restent inférieures à 5%. A partir de 20 km, elles s'élèvent et atteignent un peu moins de 40% à 26 km, où elles commencent à diminuer.

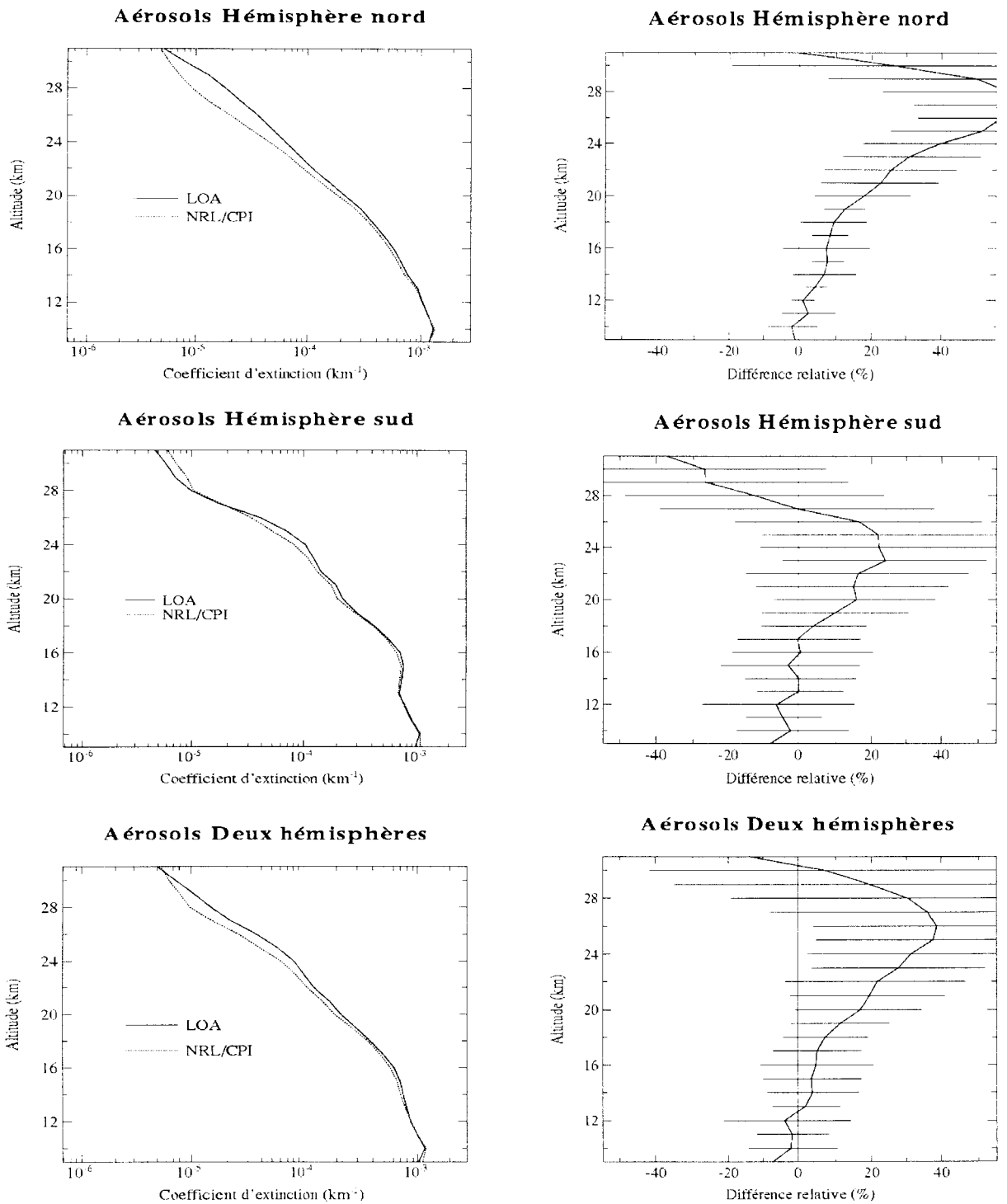


Figure 4.11: Comparaison des moyennes des coefficients d'extinction des aérosols à 1060.3 nm retrouvées (à gauche) à partir des algorithmes du LOA (en trait plein) et du NRL/CPI (en pointillé). Les figures de droite représentent les moyennes des écarts relatifs avec les écarts types correspondants. Ces écarts ont été calculés dans le sens [LOA - NRL] et rapportés à la moyenne des deux coefficients d'extinction retrouvés.

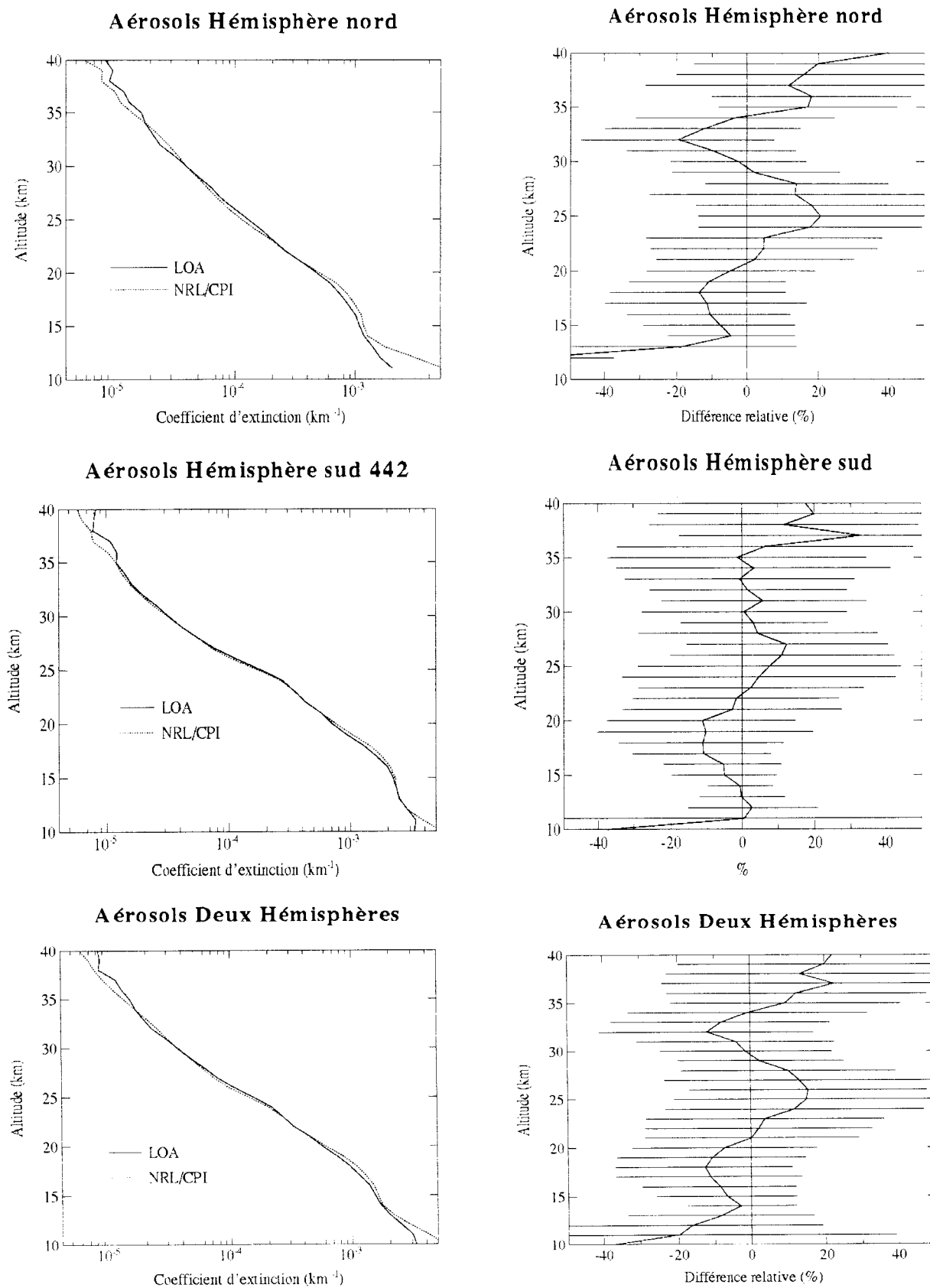


Figure 4.12: Identique à la figure 4.11 mais à 442 nm.

Dans l'hémisphère nord à 441.6 nm, la série de figures 4.12 montre que le LOA retrouve en moyenne des coefficients d'extinction des aérosols inférieurs à ceux du NRL/CPI en dessous de 20 km. Les moyennes des écarts relatifs entre ces coefficients sont d'environ 10% de 14 à 20 km. Entre 20 et 30 km, on constate que le NRL/CPI retrouve en moyenne des coefficients d'extinction plus élevés que le LOA. Les écarts moyens entre ces coefficients atteignent 20% vers 25 km. Entre 30 et 35 km, le LOA retrouve de nouveau des coefficients d'extinction plus élevés que le NRL/CPI; et au-dessus de 35 km, c'est l'inverse.

Dans l'hémisphère sud, on peut séparer en deux régions la gamme d'altitudes entre 12 et 40 km. En dessous de 23 km, le LOA retrouve en moyenne des coefficients d'extinction des aérosols plus élevés que le NRL/CPI. Les moyennes des différences relatives entre les coefficients retrouvés sont inférieures à 10%. Au-dessus de 23 km, on observe l'inverse et les moyennes des écarts entre les coefficients sont inférieures à 12% jusqu'à 36 km.

La moyenne des écarts relatifs entre les coefficients d'extinction des aérosols retrouvés par le LOA et le NRL/CPI pour les 206 cas pris au hasard dans les deux hémisphères présente la même allure que celle de l'hémisphère nord (en bas de la série de figure 4.12). Ces écarts sont inférieurs à 15% en valeur absolue entre 10 et 38 km.

Ces résultats sont satisfaisants malgré les différentes méthodes d'inversion développées dans les deux laboratoires. En effet, les coefficients d'extinction des aérosols dans le canal centré à 1060.3 nm sont obtenus directement à partir du profil de coefficient d'extinction du canal 9 pour le LOA (après avoir enlevé la faible contribution de l'ozone et de la diffusion Rayleigh dans ce canal); alors que pour le NRL/CPI, ils sont obtenus à partir d'un fit global sur tous les canaux de l'instrument. Ce fit est effectué au niveau des épaisseurs optiques des aérosols calculées dans la deuxième étape de leur algorithme (voir section 3.3.3.2). Dans le cas du canal centré à 441.6 nm, ce coefficient est obtenu au LOA par un fit sur

les coefficients d'extinction des aérosols estimés dans les canaux centrés à 441.6, 781.0, 921.0 et à 1060.3 nm.

4.3.2. Densité de l'ozone

La série de figures 4.13 illustrant les profils verticaux des moyennes de la densité de l'ozone montre que les deux algorithmes sont en bon accord dans les deux hémisphères au-dessus de 15 km. On voit que le LOA retrouve des moyennes de densité supérieure à ce que le NRL/CPI retrouve. On constate également que les moyennes des écarts relatifs entre les densités de l'ozone retrouvées par les deux algorithmes sont inférieures à 3%. En dessous de 15 km, les profils verticaux de la moyenne des écarts de densité retrouvée présentent des comportements différents dans les deux hémisphères. En effet, le LOA retrouve dans l'hémisphère nord un profil moyen de la densité qui diminue régulièrement de 30 à 15×10^{12} molécules/cm³ entre 15 et 10 km; alors que le NRL/CPI retrouve un profil de moyenne de densité qui reste entre 27 et 30×10^{12} dans cette gamme d'altitude. Dans l'hémisphère sud, les profils de moyennes ont la même allure en dessous de 15 km. Les écarts relatifs entre les moyennes de densité retrouvées sont inférieurs à 8% en valeur absolue.

Les calculs des densités moyennes sur les deux hémisphères montrent que les profils verticaux de la densité moyenne de l'ozone présentent la même allure que ceux de l'hémisphère nord. Les écarts relatifs assez élevés en dessous de 15 km s'expliquent par le fait que dans le canal centré à 600 nm destiné à mesurer l'ozone, il est très difficile de séparer la contribution de l'ozone avec celle des aérosols car il est peu important dans le signal. Ce qui explique également les écarts types assez élevés dans cette gamme d'altitudes.

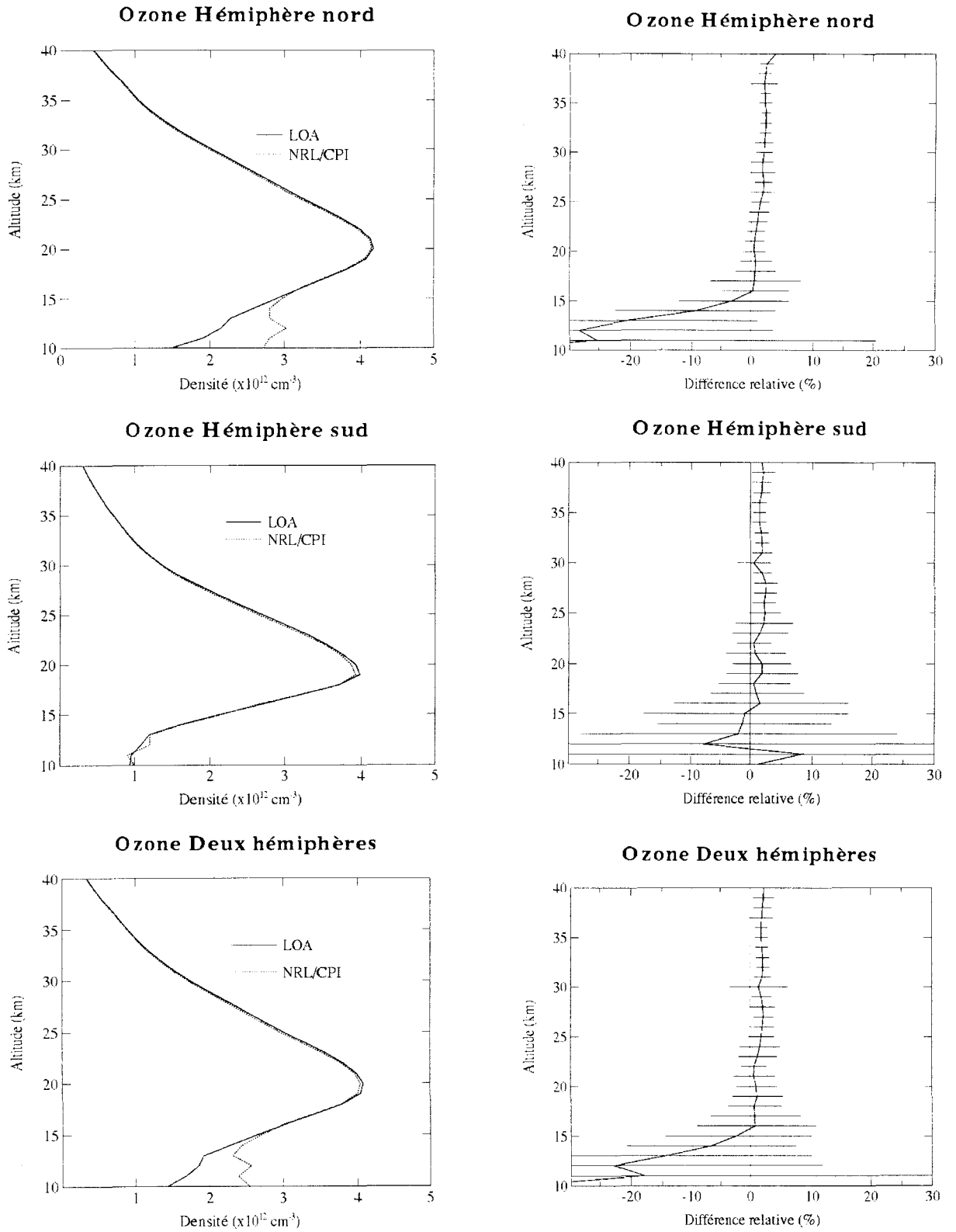


Figure 4.13: Identique à la figure 4.11 mais pour la densité de l'ozone.

4.3.3. Densité du dioxyde d'azote

Les profils verticaux de la densité du dioxyde d'azote obtenus à partir de l'algorithme du NRL/CPI comparés avec ceux du LOA dans cette partie sont issus de la version 6 des données.

Dans le cas du dioxyde d'azote, la série de figure 4.14 montre que les profils moyens de densité retrouvés par les deux algorithmes ont la même allure dans les deux hémisphères pour le LOA ainsi que pour le NRL/CPI. On constate que la densité moyenne retrouvée par le LOA est supérieure à celle retrouvée par le NRL/CPI pour toutes les altitudes. En dessous de 21 km, les moyennes des écarts relatifs entre ces densités varient entre 10 et 60%. Entre 21 et 30 km, elles se stabilisent autour de 18%. Au-dessus de 30 km, les écarts diminuent et restent inférieurs à 10% et jusqu'à 40 km environ. Au-dessus de 40 km, ces densités recommencent à s'écarter et la différence relative atteint 40% vers 42 km.

Pour comprendre ces écarts relatifs assez élevés entre les densités moyennes retrouvées par les deux algorithmes, il faut revenir à la contribution de chaque coefficient d'extinction des constituants de l'atmosphère intervenant dans le canal destiné à détecter le dioxyde d'azote (canal 3 centré à 448.3 nm). Des calculs de la contribution moyenne de ces différents coefficients d'extinction ont été effectués pour ce canal 3. Les profils verticaux des résultats obtenus (figure 4.15) montrent que le coefficient d'extinction du dioxyde d'azote ne contribue qu'à moins de 5% en moyenne et celui de l'ozone à moins de 2% du coefficient d'extinction total dans ce canal 3 entre 10 et 20 km; ceux des aérosols entre 20 et 30%. Pratiquement, ce canal est dominé à plus de 68% par le coefficient d'extinction Rayleigh pour toutes les altitudes.

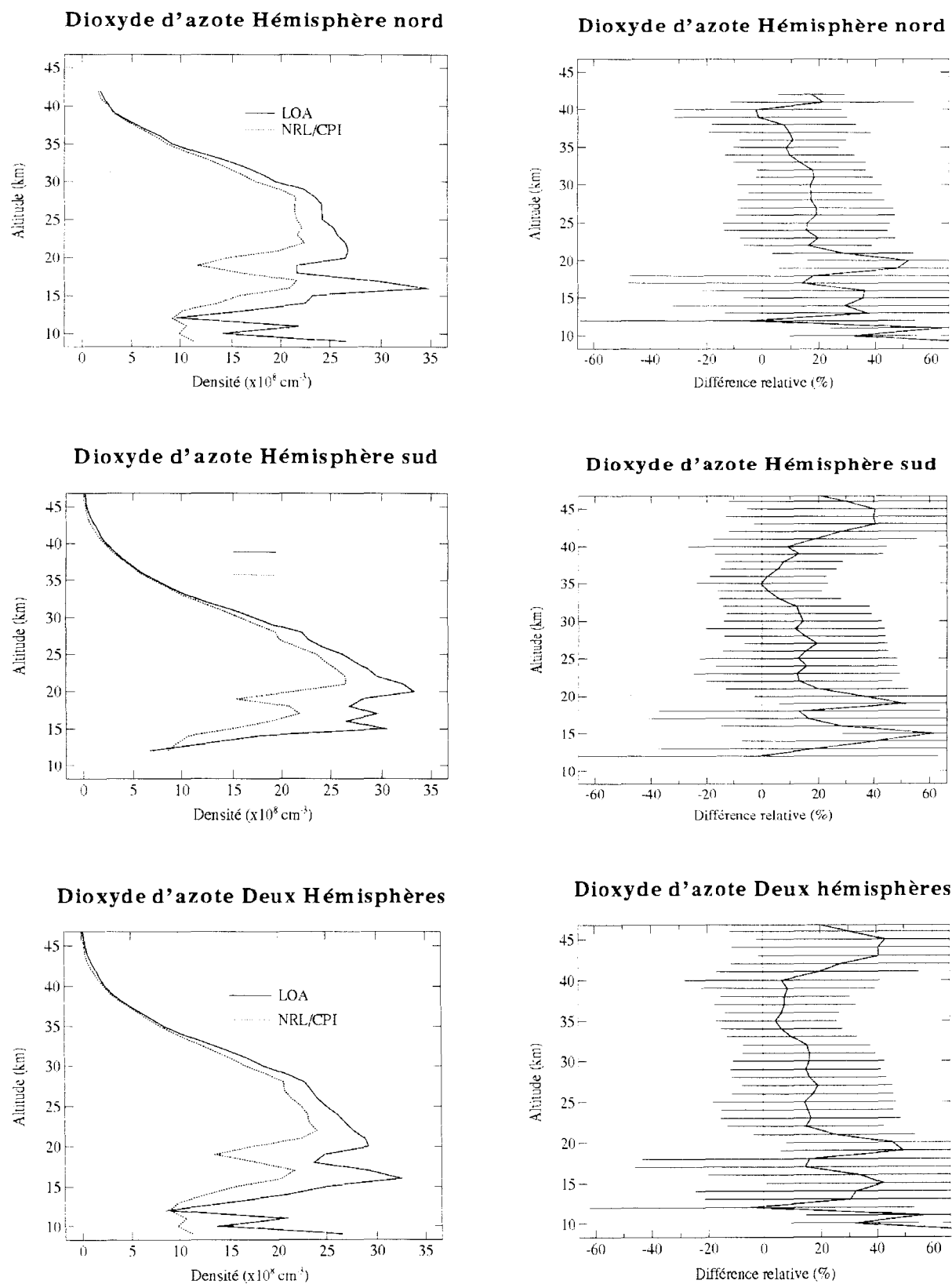


Figure 4.14: Identique à la figure 4.11 mais pour la densité du dioxyde d'azote.

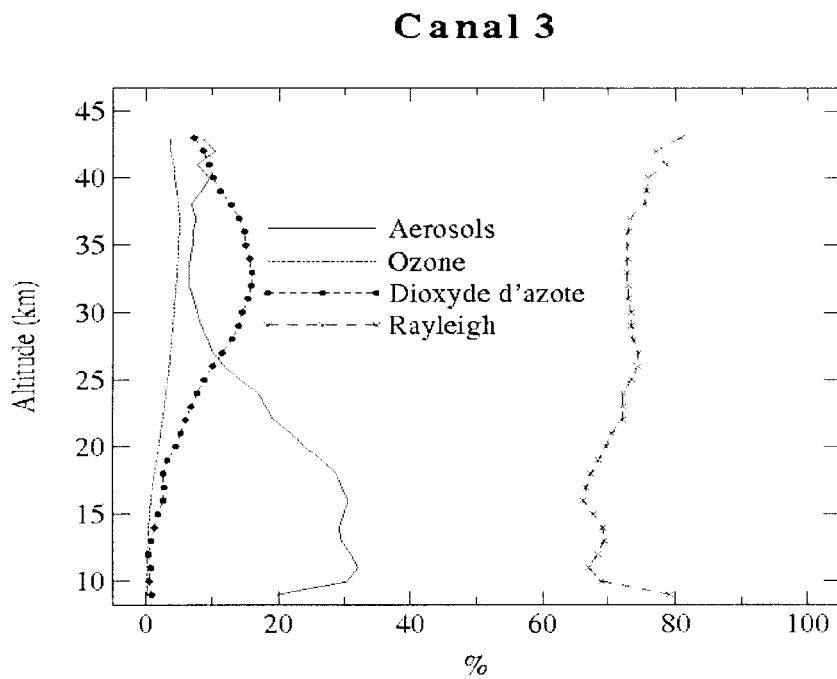


Figure 4.15: Contributions moyennes des différents coefficients d'extinction intervenant dans le canal 3 pour les 206 mesures de POAM II pris au hasard.

On constate sur la série de figures 4.14 que la densité du dioxyde d'azote est maximum dans le domaine d'altitude entre 15 et 30 km. Pourtant, la faible contribution de son coefficient d'extinction entraîne la difficulté d'obtenir sa densité avec une meilleure précision dans le domaine d'altitude entre 10 et 20 km. D'où la différence relative moyenne assez élevée entre les densités moyennes retrouvées par les deux algorithmes dans cette région. A partir de 20 km, on voit sur la figure 4.14 que la densité du dioxyde d'azote commence à diminuer, mais la contribution de son coefficient d'extinction dans ce canal 3 commence à augmenter (figure 4.15). Cette contribution atteint son maximum à 16% environ aux alentours 32 km et diminue de nouveau au-dessus. Vu cette faible contribution du coefficient d'extinction du dioxyde d'azote dans le canal 3 entre 20 et 40 km, les résultats obtenus par les deux algorithmes sont quand même encourageants car les moyennes des écarts relatifs entre les densités moyennes retrouvées dans cette gamme d'altitudes ne dépassent pas les 20%.

Ces résultats nous permettent de confirmer les conclusions du chapitre précédent. En effet, pour que la densité d'un constituant de l'atmosphère puisse être obtenue avec une bonne précision à partir de notre algorithme, il faut que sa contribution en coefficient d'extinction soit supérieure à 10% environ. Des comparaisons entre la densité du dioxyde d'azote retrouvé par l'algorithme d'inversion du NRL/CPI à partir des mesures POAM II et la densité obtenue à partir des mesures de HALOE seront détaillées dans la section 4.4.3.2. Ces comparaisons nous permettront ainsi de confirmer de nouveau la validité de la densité du dioxyde d'azote estimée à partir de notre algorithme.

4.4. Intervalidation des résultats POAM II - SAGE II

Dans cette partie, les séries de données de POAM II utilisées et comparées avec les données de SAGE II sont issues de l'algorithme d'inversion développé par le NRL/CPI. On analysera les mêmes événements en coïncidence étudiés dans le paragraphe 4.2. Rappelons que ces événements correspondent à des mesures effectuées par les instruments durant le printemps et l'été. Nous examinerons dans cette partie la comparaison des caractéristiques des aérosols (section 4.4.1), les profils verticaux de la densité de l'ozone (section 4.4.2) et du dioxyde d'azote (section 4.4.3) obtenus à partir de ces deux instruments.

4.4.1. Aérosols

SAGE II et POAM II fournissent chacun des profils verticaux de coefficient d'extinction des aérosols respectivement dans 4 et 5 canaux; à 385, 453, 525 et à 1020 nm pour SAGE II et à 352.3, 441.6, 781.0, 921.0 et à 1060.3 nm pour POAM II. Toutes ces données nous permettent de tirer des informations sur les propriétés physiques et sur les caractéristiques des aérosols. Dans cette étude, on utilise le modèle de distribution unidimensionnelle suivant la loi log-normale définie par l'équation 3.22. Les propriétés physiques des aérosols sont définies par leur rayon effectif r_{eff} et leur variance effective v_{eff} (équations 3.24 et 3.25). Pour ce modèle de distribution, on démontre que le rayon effectif est donné par:

$$r_{\text{eff}} = r_m \exp \left(\frac{5}{2} \ln^2 \sigma \right)$$

et la variance effective par:

$$v_{eff} = \exp(\ln^2 \sigma) - 1$$

ou σ représente la variance de la distribution.

Ces r_{eff} et v_{eff} nous permettent de calculer la surface S et le volume V de chaque particule d'aérosols qui sont définis respectivement par:

$$S = 4\pi \int_0^{\infty} r^2 n(r) dr$$

$$V = \frac{4}{3}\pi \int_0^{\infty} r^3 n(r) dr$$

On peut en déduire ensuite une estimation des densités de surface et de volume "géométriques" de ces particules. Ces deux nouvelles densités nous donneront respectivement une idée de la surface disponible pour des éventuelles réactions chimiques qui peuvent se produire par l'intermédiaire de ces aérosols et une idée du volume occupé par ces particules dans une unité de volume d'air.

En supposant que les particules d'aérosols sont sphériques, on peut calculer leurs coefficients d'extinction σ^{th} de façon théorique à partir de la théorie de Mie à une longueur d'onde λ_i donnée connaissant leur distribution dimensionnelle $n(r)$:

$$\sigma^{th}(\lambda_i) = \int_0^{\infty} \pi r^2 Q(r, \lambda_i, m) n(r) dr$$

$m = m_r + i m_i$ est l'indice de réfraction complexe des particules d'aérosols. Cet indice est calculé en fonction de la longueur d'onde pour des aérosols composés de 75% en poids de H_2SO_4 (Rosen et Hofmann, 1986). $Q(r, \lambda_i, m)$ représente la section efficace de diffusion de Mie.

La comparaison des variations spectrales des coefficients d'extinction des aérosols théoriques σ^{th} obtenus précédemment et ceux obtenus à partir des mesures σ^{mes} nous permettent donc d'estimer le rayon effectif et la variance effective correspondants à chaque mesure de l'instrument. Pour cela, des modèles d'aérosols dont le rayon effectif peut varier de 0.01 à 1.00 μm et la variance effective de 0.01 à 1.00 sont utilisés pour estimer ceux correspondants aux mesures de POAM II. Pratiquement, on calcule d tel que:

$$d = \sum_k \left[\frac{\sigma^{th}(\lambda_k)}{\sigma^{th}(\lambda_j)} - \frac{\sigma^{mes}(\lambda_k)}{\sigma^{mes}(\lambda_j)} \right]^2$$

et on cherche les r_{eff} et v_{eff} pour que d soit minimum; k correspond aux canaux de l'instrument destinés à mesurer les coefficients d'extinction des aérosols (à 385, 453, 525 et 1020 nm pour SAGE II et à 352.3, 442, 780, 920 et 1060 nm pour POAM II); $\lambda_j=1020$ nm pour SAGE II et $\lambda_j=1060.3$ nm pour POAM II.

Les séries de figures 4.16 à 4.21 représentent les comparaisons des variations spectrales des coefficients d'extinction à 15, 17, 19 et 21 km. les profils verticaux des rayons effectifs, des variances effectives, ainsi que les densités de surface et de volume des aérosols obtenus à partir des mesures des instruments POAM II et SAGE II pour les mêmes événements en coïncidence étudiés et comparés individuellement dans la section 4.2.2. Ces figures montrent que les informations sur les propriétés des aérosols obtenues à partir de ces deux instruments sont en bon accord en général.

Dans l'hémisphère nord (figure 4.16 à 4.19), on constate que les rayons, les densités de surface et de volume obtenus décroissent avec l'altitude pour les quatre coïncidences considérées. Les résultats obtenus sont satisfaisants car les rayons mesurés par les deux instruments sont de même ordre de grandeur et les écarts entre ces rayons sont relativement faibles pour chacune de ces coïncidences sauf pour le cas du 18 août 1995 où POAM II mesure un rayon qui diminue de 1.0 à 0.3 μm alors que SAGE II mesure un rayon approximativement constant égal à 0.3 μm entre 14 et 18 km. Les

comparaisons des variances effectives obtenues par ces instruments sont également encourageantes car leurs profils verticaux présentent en général la même allure entre 16 et 22 km pour les deux instruments sauf pour le cas du 3 juin 1996 où POAM II mesure une variance variant de 0.1 et 0.4 alors que SAGE II mesure une variance très faible qui est inférieure à 0.05. On peut constater également sur ces figures 4.16 à 4.19 que les profils verticaux de la densité de surface mesurée par les deux instruments ont la même allure pour chaque coïncidence. Ces densités sont de même ordre de grandeur pour chacune de ces coïncidences et décroissent quand on monte en altitude. Cette remarque est valable aussi pour le volume.

Dans l'hémisphère sud, la série de figures 4.20 (cas du 11 novembre 1995) montre que les profils verticaux du rayon effectif mesuré par POAM II et SAGE II sont de même allure et les rayons mesurés sont également de même ordre de grandeur. Ils varient entre 0.1 et 0.2 μm pour les deux instruments. Pour le cas du 9 février 1996 (figure 4.21), SAGE II mesure un rayon plus élevé que POAM II entre 14 et 20 km. Ce rayon mesuré par SAGE II diminue avec l'altitude et à partir de 20 km, c'est POAM II qui mesure un rayon plus élevé que SAGE II. Par ailleurs, on observe un désaccord sur les profils verticaux de la variance effective obtenue par les deux instruments pour le cas du 11 novembre 1995. POAM II mesure une variance beaucoup plus faible que SAGE II. En effet, POAM II mesure une variance entre 0.1 et 0.4 de 14 à 24 km alors que SAGE II mesure des variances pouvant atteindre 0.9 à 18 km. Pour le cas du 9 février 1996, les accords entre les variances mesurées sont bons entre 16 et 19 km mais au dessus de 19 km, la variance mesurée par SAGE II augmente avec l'altitude alors que celle mesurée par POAM II diminue. On peut constater également pour la coïncidence du 11 novembre 1995 que les allures de la densité de surface mesurée par les deux instruments sont similaires; de même pour les densités du volume. Ces densités diminuent avec l'altitude. Pour le cas du 9 février 1996, les densités mesurées par POAM II sont plus élevées que celles mesurées par SAGE II de 14 à 20 km. Au dessus, on observe l'inverse même si les écarts sont faibles.

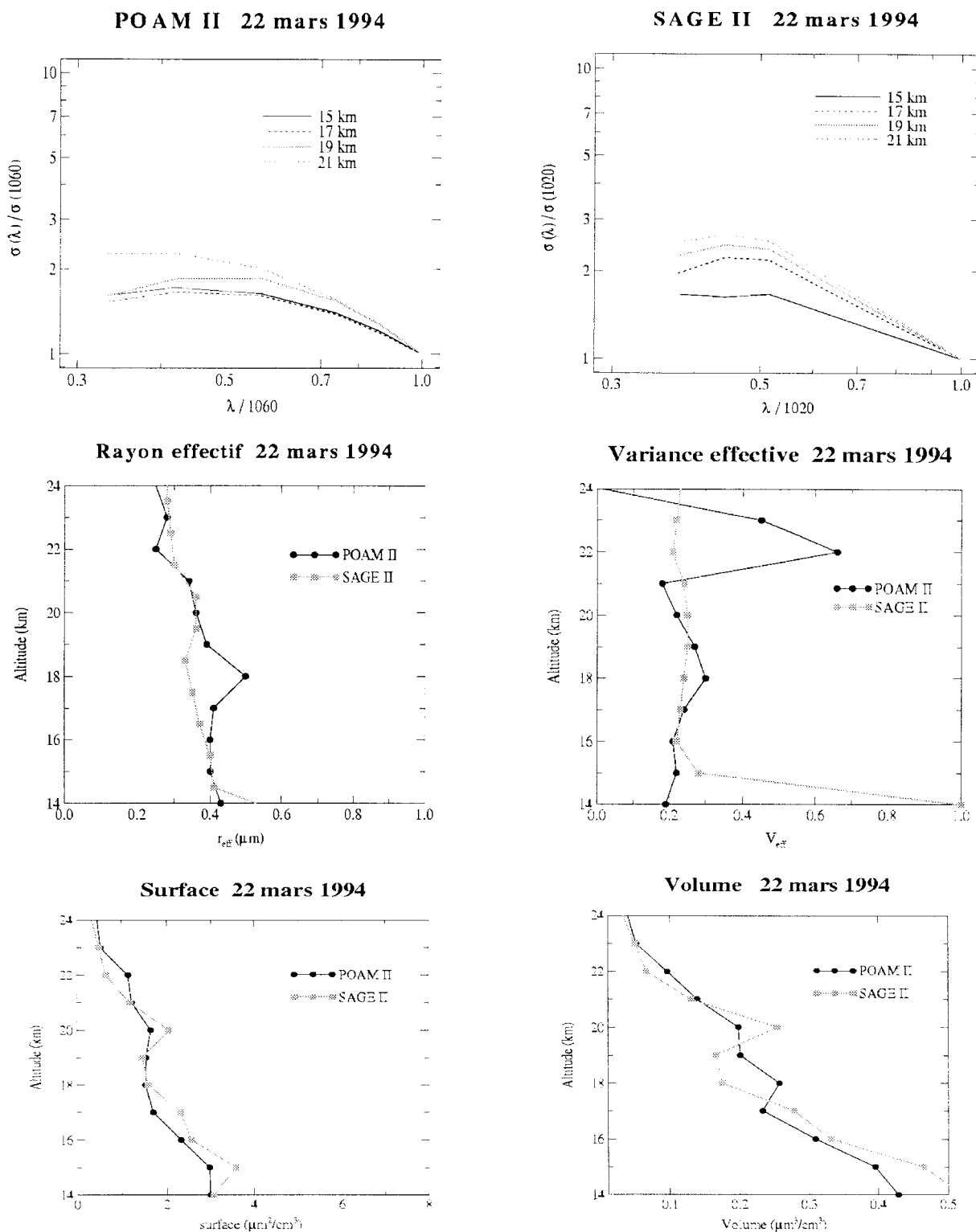


Figure 4.16: Comparisons des variations spectrales des coefficients d'extinction des aérosols obtenues par POAM II (en haut à gauche) et par SAGE II (en haut à droite), des profils verticaux des rayons effectifs (au milieu à gauche), des variances effectives (milieu à droite) ainsi que des densités de surface (en bas à gauche) et du volume (en bas à droite) pour la coïncidence du 22 mars 1994 dans l'hémisphère nord.

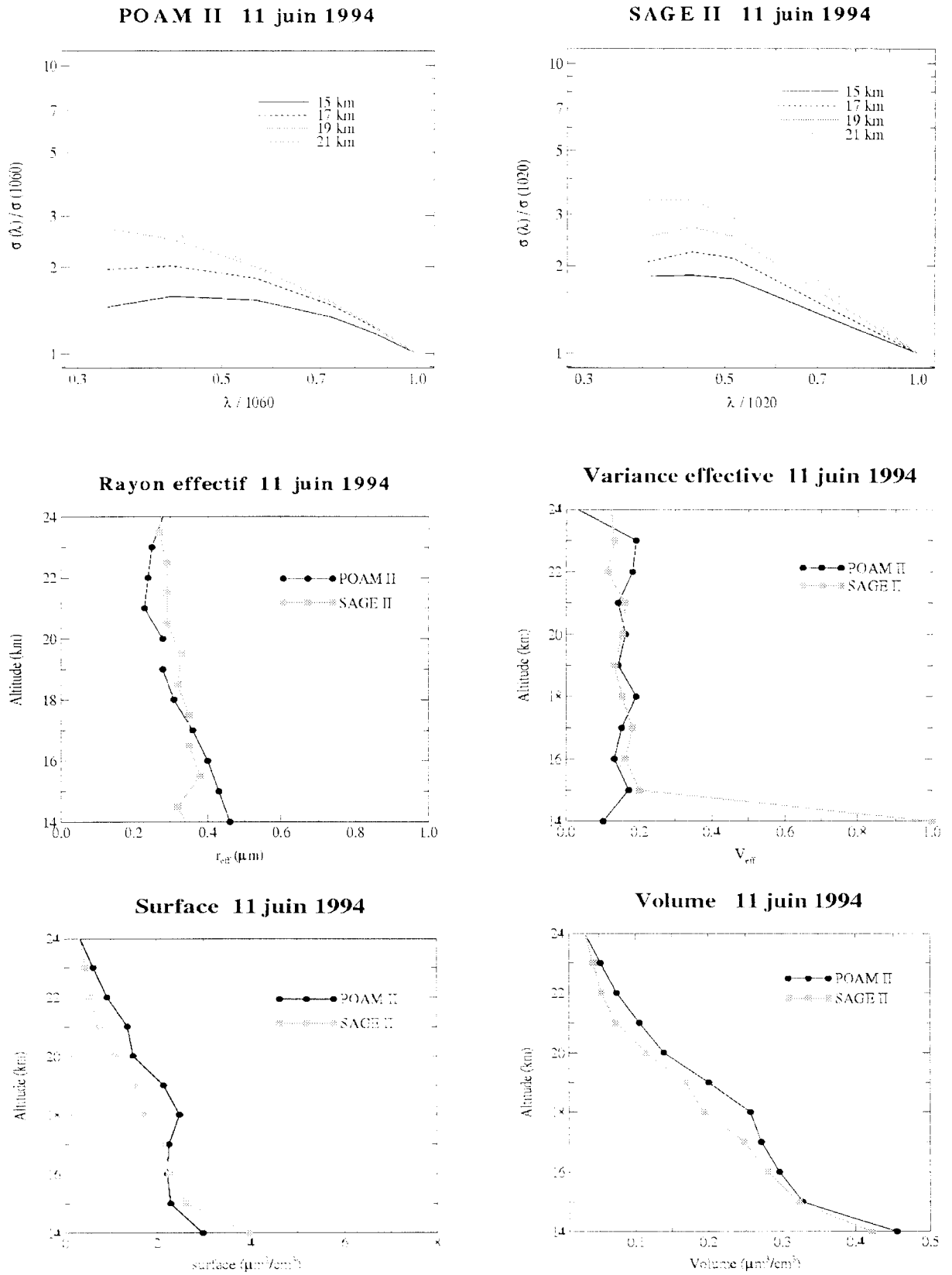


Figure 4.17: Identique à la figure 4.16 mais pour la coïncidence du 11 juin 1994 dans l'hémisphère nord.

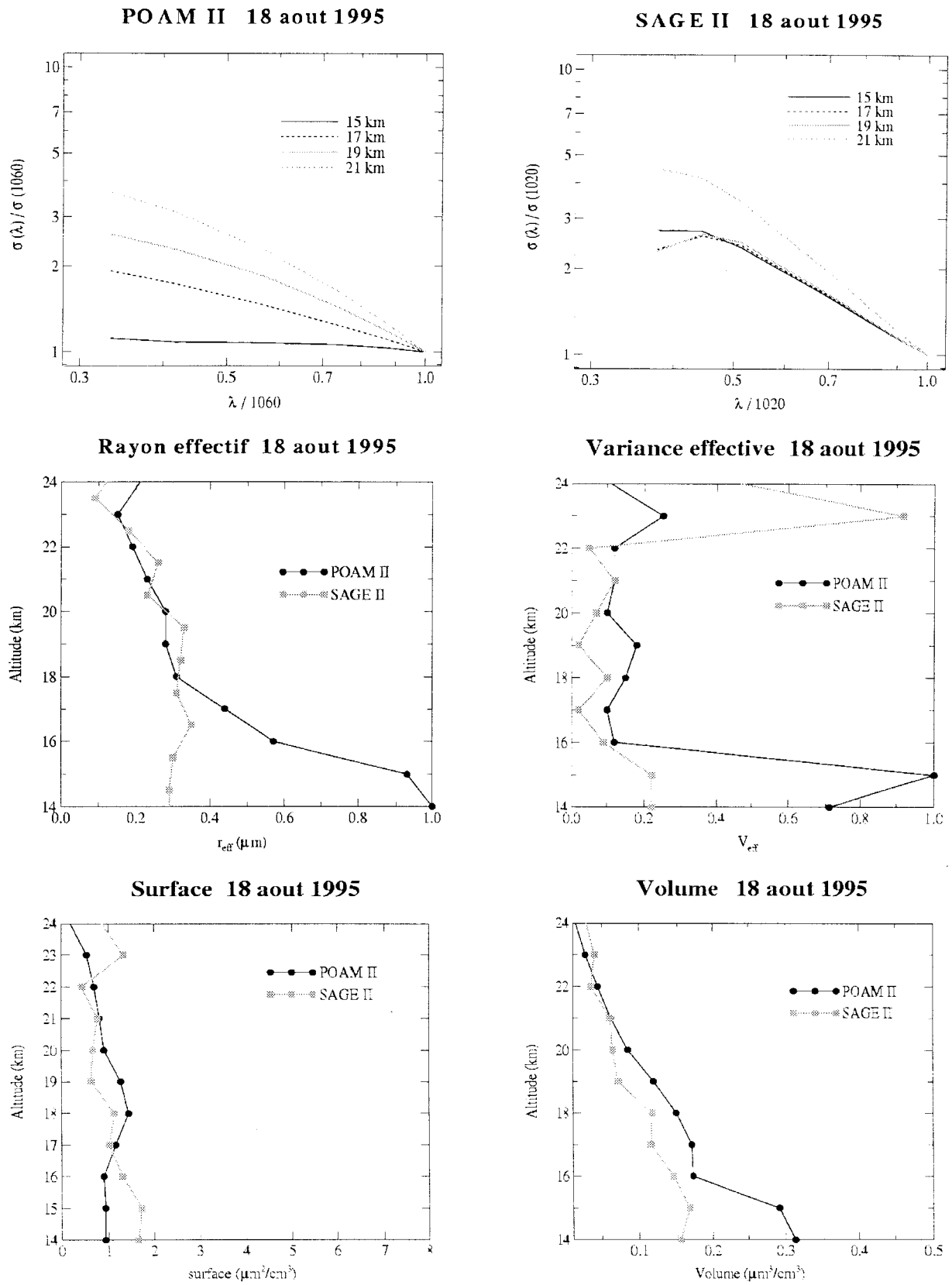


Figure 4.18: Identique à la figure 4.16 mais pour la coïncidence du 18 août 1995 dans l'hémisphère nord.

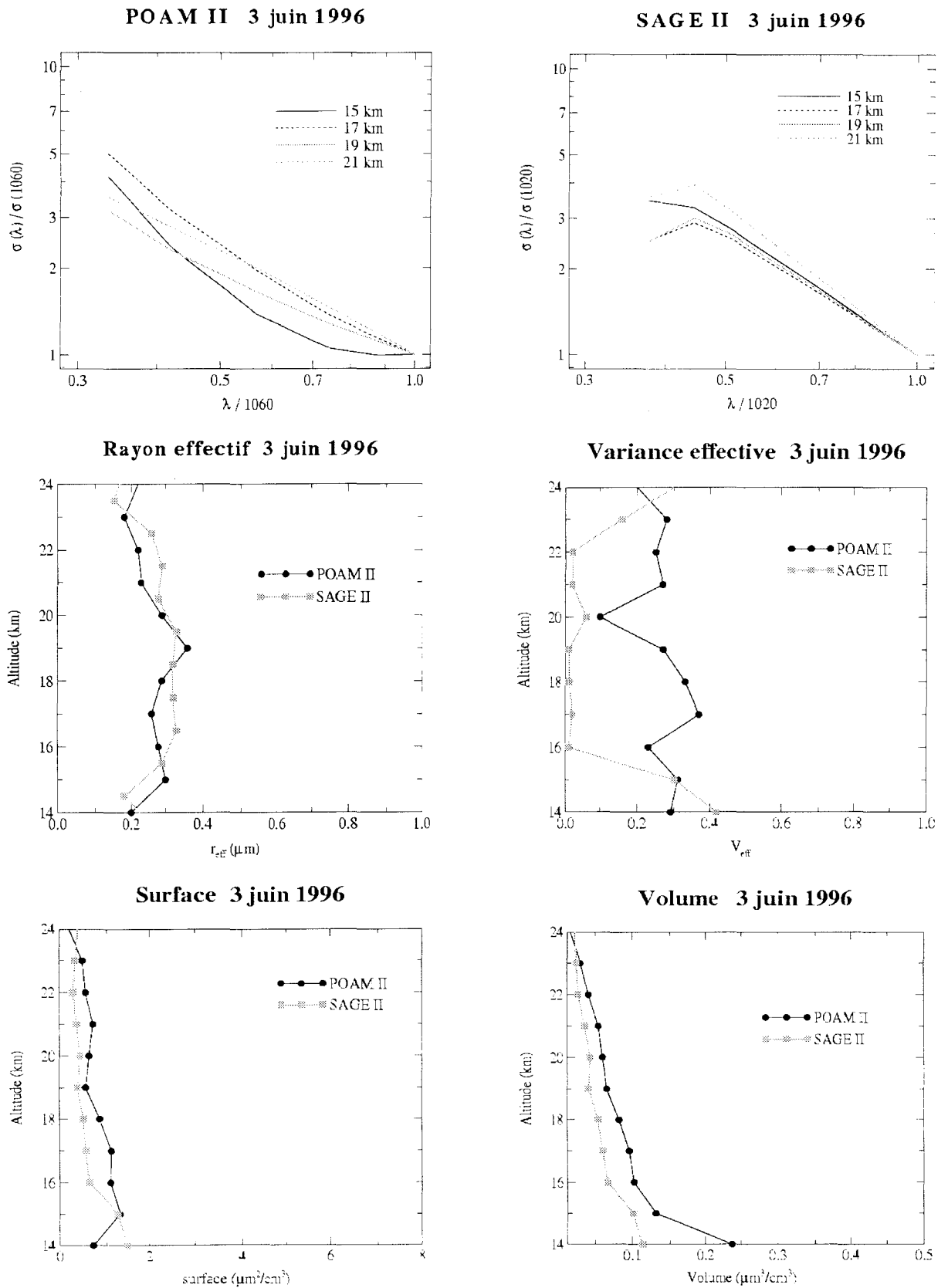


Figure 4.19: Identique à la figure 4.16 mais pour la coïncidence du 3 juin 1996 dans l'hémisphère nord.

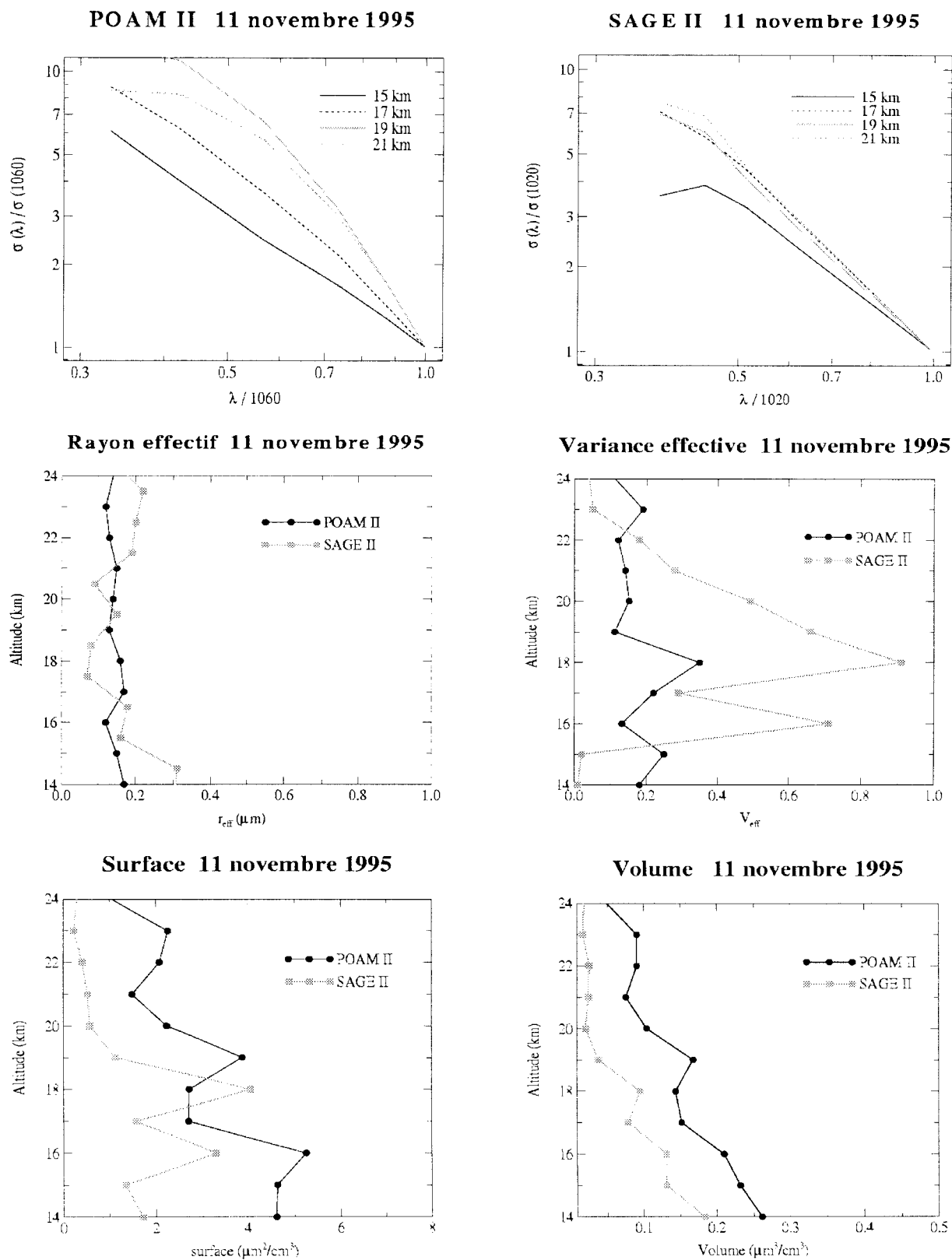


Figure 4.20: Identique à la figure 4.16 mais pour la coïncidence du 11 novembre 1995 dans l'hémisphère sud.

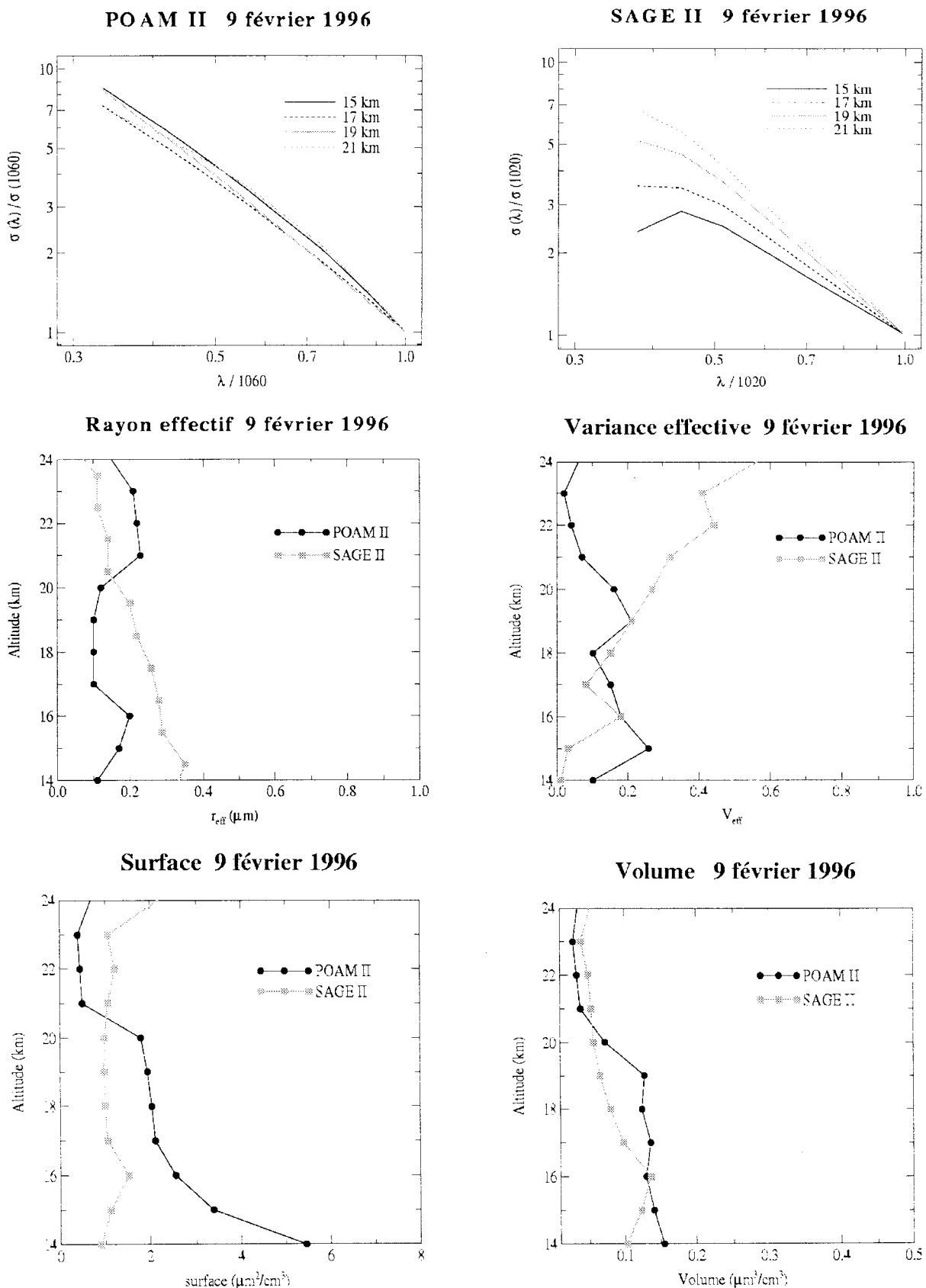


Figure 4.21: Identique à la figure 4.16 mais pour la coïncidence du 9 février 1996 dans l'hémisphère sud.

4.4.2. Ozone

4.4.2.1. Comparaison individuelle des profils avec ceux de SAGE II

Les figures 4.22 à 4.24 présentent les comparaisons individuelles des profils verticaux de la densité de l'ozone obtenus à partir des mesures de POAM II et SAGE II ainsi que les écarts relatifs correspondants pour les mesures en coïncidence sélectionnées dans les deux hémisphères. L'extinction de la lumière solaire due à la présence de l'ozone dans l'atmosphère est mesurée dans les canaux centrés à 600 nm pour ces deux instruments. En ce qui concerne les coefficients d'extinction, ces canaux sont pratiquement dominés par le coefficient d'absorption de l'ozone à partir de 15 à 20 km d'altitude environ. En dessous, ce coefficient pour l'ozone ne contribue en général que très faiblement et ce sont les coefficients de diffusion moléculaire et les coefficients d'extinction des aérosols qui influent le plus. On constate que dans l'hémisphère nord, SAGE II retrouve une densité supérieure à ce que POAM II trouve en dessous de 25 km sauf pour le cas du 22 mars 1994. Au dessus de 30 km, on observe l'inverse c'est-à-dire que POAM II trouve une densité plus élevée que SAGE II.

Pour le cas du 22 mars 1994 (figure 4.22), la densité de l'ozone retrouvée à partir des mesures POAM II est supérieure à celle retrouvée par SAGE II jusqu'à 40 km. Les deux instruments retrouvent la structure qui se présente entre 17 et 25 km mais les écarts relatifs dans cette zone d'altitudes sont supérieurs à 15%. Au-dessus de 25 km, les deux instruments sont en bon accord car la différence relative entre les densités retrouvées sont inférieures à 5%. Dans la section 4.2.2, on a trouvé que SAGE II mesure des épaisseurs optiques supérieures à celles de POAM II avec 3 à 4% d'écart au-dessus de 25 km; ce qui a entraîné des écarts relatifs de même ordre de grandeur sur les densités de l'ozone retrouvées. En dessous de 20 km, la faible contribution du coefficient d'extinction de l'ozone, ainsi que les écarts relatifs

sur les épaisseurs optiques mesurées conduisent à des écarts assez élevés sur la densité de l'ozone retrouvée.

Les deux instruments sont en bon accord vu les allures des profils verticaux de la densité de l'ozone retrouvée pour les trois autres événements en coïncidence étudiés de l'hémisphère nord (cas des 11 juin 1994, 18 août 1995 et 3 juin 1996). Les profils verticaux des écarts relatifs sur les densités de l'ozone retrouvées présentent également la même allure (figures 4.22 et 4.23) et ces différences sont inférieures à 10% en valeur absolue entre 20 et 50 km. La densité de l'ozone mesurée par POAM II est plus faible par rapport à celle mesurée par SAGE II entre 15 et 30 km environ. Les écarts relatifs entre ces deux densités retrouvées varient de 15 à 30% entre 15 et 20 km: ces écarts diminuent quand on monte en altitude. Au-dessus de 30 km, SAGE II mesure en général une densité inférieure à ce que POAM II mesure, mais les écarts relatifs restent inférieurs à 10% en valeur absolue jusqu'à 50 km. Si on regarde les figures 4.4, 4.5 et 4.6 représentant les épaisseurs optiques et les différences relatives entre les épaisseurs optiques mesurées par les deux instruments à 600 nm, on voit que les profils verticaux de différences relatives en épaisseur optique présentent en général la même allure que celles de la densité de l'ozone correspondante pour ces trois coïncidences. Les écarts relatifs entre la densité de l'ozone retrouvée par les deux instruments viennent alors des différences entre les épaisseurs optiques mesurées. En effet, l'épaisseur optique mesurée par POAM II est inférieure à celle mesurée par SAGE II en dessous de 25 km pour les cas du 11 juin 1994 et 3 juin 1996; et on retrouve le même comportement sur la densité de l'ozone retrouvée. De même entre 25 à 40 km pour les mêmes coïncidences où les écarts relatifs entre les épaisseurs optiques qui sont inférieurs à 2% en valeur absolue sont retrouvés également sur les écarts relatifs des densités. Pour la coïncidence du 18 août 1995, l'épaisseur optique mesurée par SAGE II est supérieure à celle mesurée par POAM II avec des écarts relatifs variant de 1 à 3% entre 20 et 45 km, ce qui a entraîné également des écarts relatifs inférieurs à 5% en valeur absolue sur les densités de l'ozone retrouvées.

Dans l'hémisphère sud, les deux coïncidences illustrées sur la figure 4.24 montrent que les profils

verticaux de la densité de l'ozone obtenus à partir des deux instruments sont en bon accord entre 25 et 40 km. Les écarts relatifs entre ces densités retrouvées sont inférieurs à 10% en valeur absolue dans ce domaine d'altitudes. En dessous de 30 km, SAGE II mesure une densité de l'ozone supérieure à celle mesurée par POAM II, et au-dessus on observe l'inverse. Les mêmes explications précédentes que dans l'hémisphère nord permettent de comprendre que les allures de ces écarts relatifs entre les densités de l'ozone retrouvées par les deux instruments sont aussi valables. En effet, on voit sur les figures 4.7 et 4.8 que POAM II mesure des épaisseurs optiques plus faibles que SAGE II en dessous de 30 km avec des écarts relatifs d'environ 10% maximum, et on observe le même comportement sur les écarts relatifs des densités de l'ozone retrouvées. Au-dessus de 30 km, on constate que SAGE II mesure une épaisseur optique plus faible que POAM II, et on retrouve également le même comportement sur les densités de l'ozone retrouvées.

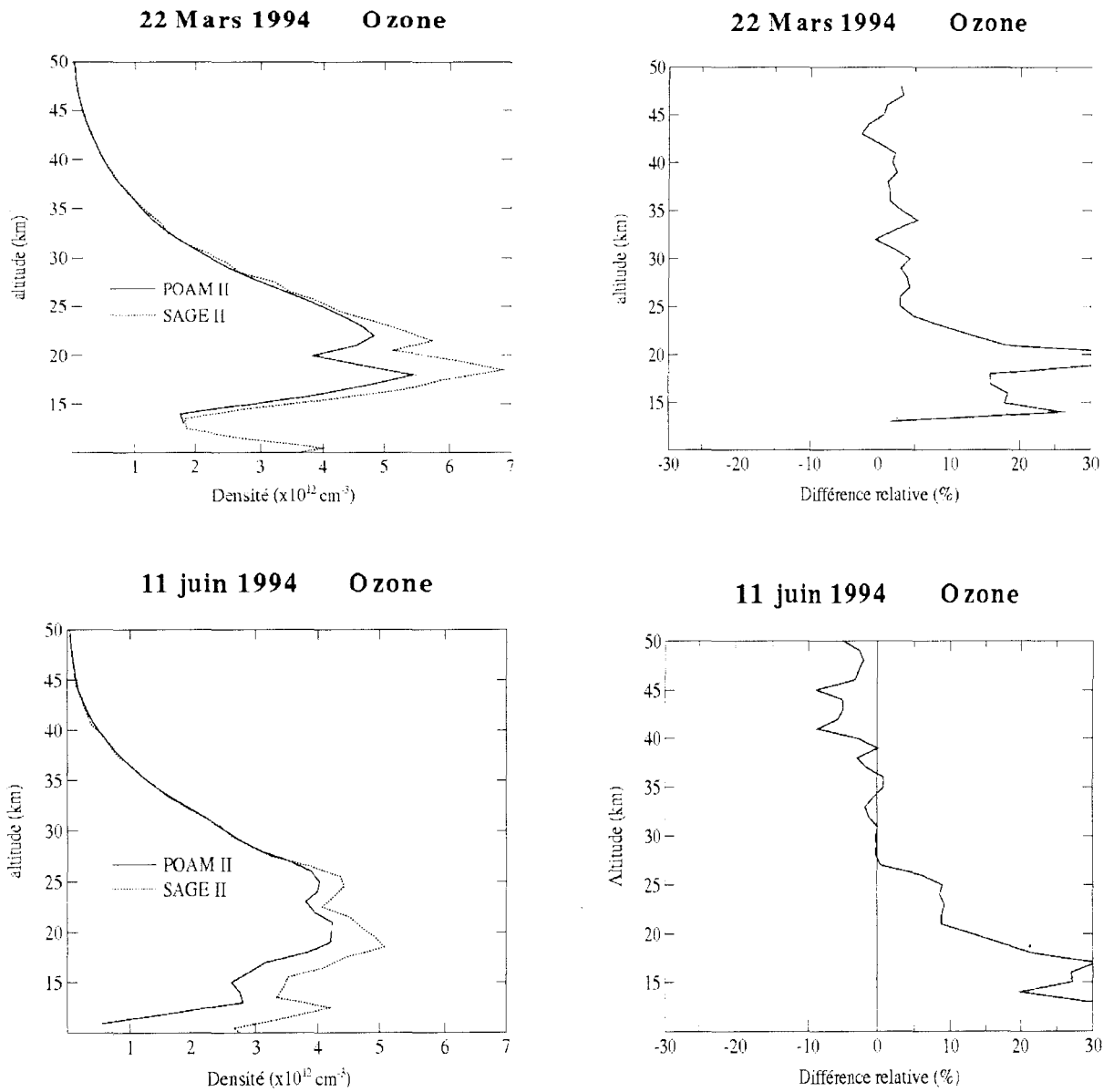


Figure 4.22: Profils verticaux de la densité de l'ozone (à gauche) mesurée par POAM II en trait plein et par SAGE II en pointillé pour les coïncidences dans l'hémisphère nord du 22 mars 1994 et du 11 juin 1994 et les différences relatives entre les deux mesures (à droite).

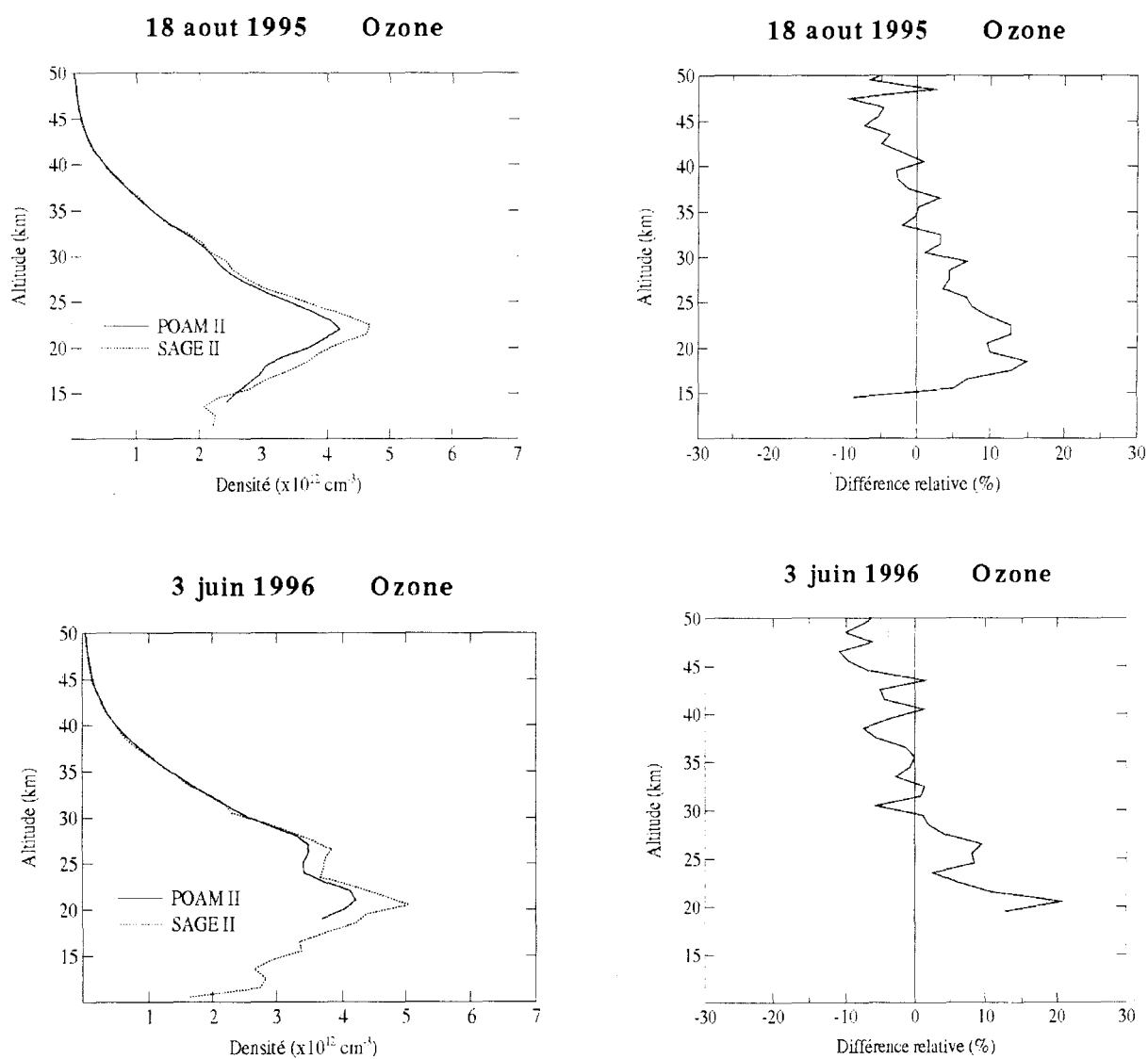


Figure 4.23: Identique à la figure 4.22 mais pour les coïncidences du 18 août 1995 et du 3 juin 1996.

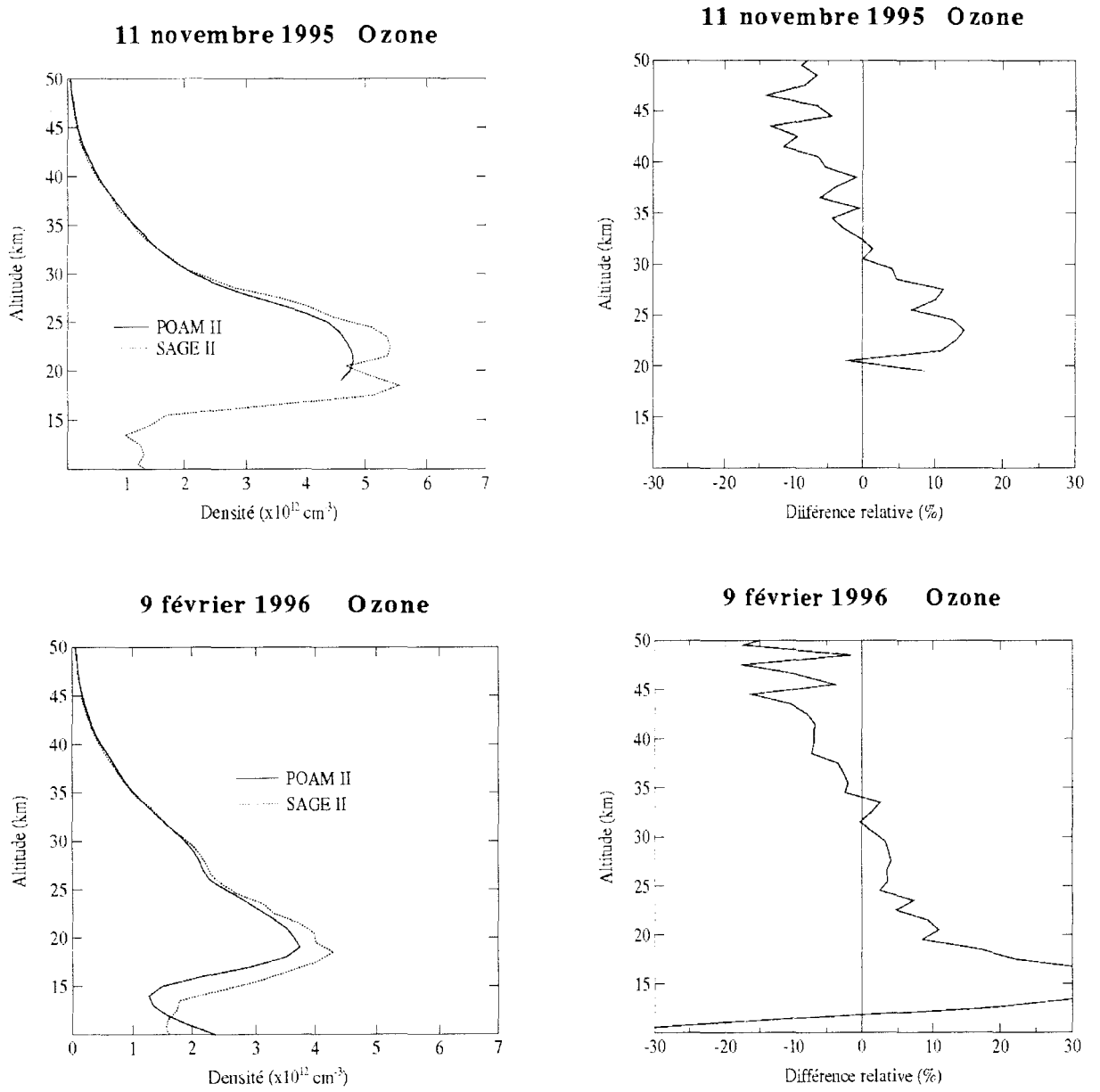


Figure 4.24: Identique à la figure 4.22 mais dans l'hémisphère sud pour les coïncidences du 11 novembre 1995 et du 6 février 1996

4.4.2.2. Intervalidation statistique avec les mesures de SAGE II

Les comparaisons des profils individuels précédentes ont montré que les instruments POAM II et SAGE II sont en bon accord sur la densité de l'ozone retrouvée au-dessus de 20 km environ. On va maintenant étudier statistiquement les moyennes annuelles des écarts relatifs entre les densités retrouvées par les deux instruments.

Les séries de figures 4.25 et 4.26 illustrent les profils verticaux de la moyenne annuelle des écarts relatifs entre la densité de l'ozone retrouvée par les deux instruments pour chaque mesure en coïncidence prise individuellement ainsi que les écarts types correspondants pour les années 1994, 1995 et 1996 dans les deux hémisphères. On voit qu'en général, les trois profils verticaux de l'hémisphère nord présentent la même allure; de même pour l'hémisphère sud. SAGE II retrouve en moyenne une densité supérieure à ce que POAM II retrouve jusqu'à 35-40 km environ dans l'hémisphère nord et de 30-35 km dans l'hémisphère sud. Au-dessus de ces altitudes, on observe l'inverse.

Ces résultats statistiques sur les écarts relatifs des densités de l'ozone retrouvées à partir des mesures des deux instruments sont prévisibles. En effet, le canal centré à la longueur d'onde 600 nm de ces instruments est destiné à détecter l'extinction de la lumière due à la présence de l'ozone dans la stratosphère et à déduire ensuite les profils verticaux de sa densité. Les études sur la contribution de chaque coefficient d'extinction des gaz et des particules présents dans l'atmosphère intervenant dans ce canal ont montré que le coefficient d'extinction de l'ozone y contribue à plus de 40% environ au-dessus de 20 km. En dessous de cette altitude, ce sont celle des molécules et celui des aérosols qui contribuent le plus. D'après les études statistiques (paragraphe 4.2.3) sur l'intervalidation des mesures de POAM II avec celles de SAGE II à 600 nm, on sait également que SAGE II mesure en général des épaisseurs optiques

plus élevées que POAM II pour toutes les altitudes en 1994 et 1996 et en dessous de 35 km environ en 1995 dans les régions polaires de l'hémisphère nord. Ces études permettent d'expliquer les variations verticales des écarts relatifs moyens entre les densités de l'ozone retrouvées à partir de ces deux instruments. En effet, on constate que les moyennes des différences relatives des densités de l'ozone retrouvées par les deux instruments présentent des profils qui ont les mêmes comportements et mêmes allures que ceux des moyennes des différences relatives entre les épaisseurs optiques mesurées. En dessous de 15 - 20 km, même si les écarts relatifs entre les épaisseurs optiques mesurées dans ce canal sont assez élevés, les résultats obtenus sur la comparaison des densités de l'ozone retrouvées sont encourageants malgré la faible contribution du coefficient d'extinction de l'ozone qui entraîne la difficulté de la séparation de sa contribution sur le coefficient d'extinction total. Ce qui permet également d'expliquer les écarts types assez élevés en dessous de 20 km.

Dans l'hémisphère sud, les explications précédentes sont valables pour comprendre les écarts relatifs moyens entre les densités de l'ozone retrouvées à partir des mesures des deux instruments. On constate que chacun des profils verticaux des moyennes annuelles des écarts relatifs entre les épaisseurs optiques mesurées par les deux instruments présente le même comportement et la même allure que les écarts relatifs moyens annuels des densités de l'ozone retrouvées correspondant au-dessus de 20 km. En dessous, la contribution de l'ozone dans le signal est faible et sa densité est donc difficile à estimer correctement.

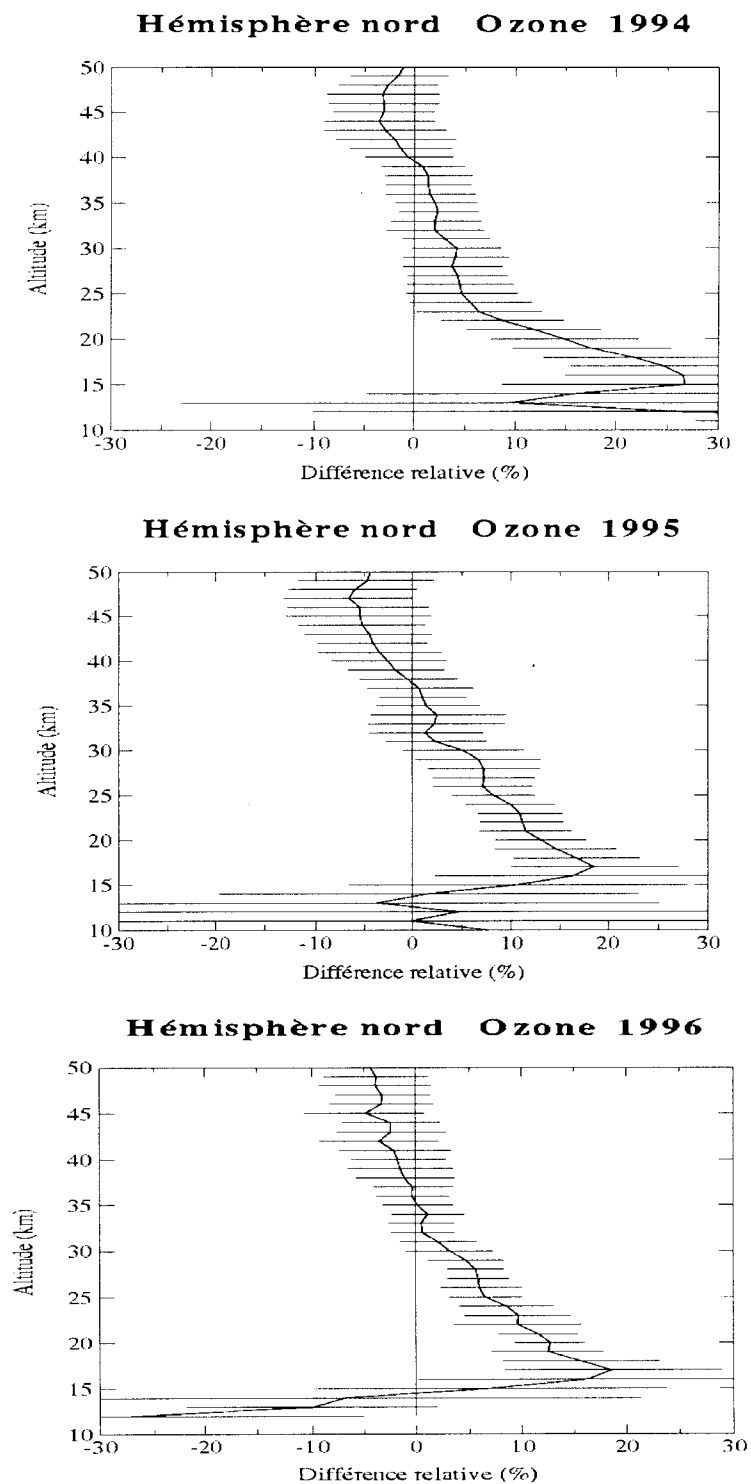


Figure 4.25: Profils verticaux des moyennes annuelles des différences relatives entre les densités de l'ozone mesurées par les instruments SAGE II et POAM II pour les années 1994, 1995 et 1996 dans l'hémisphère nord ainsi que les écarts-types correspondants

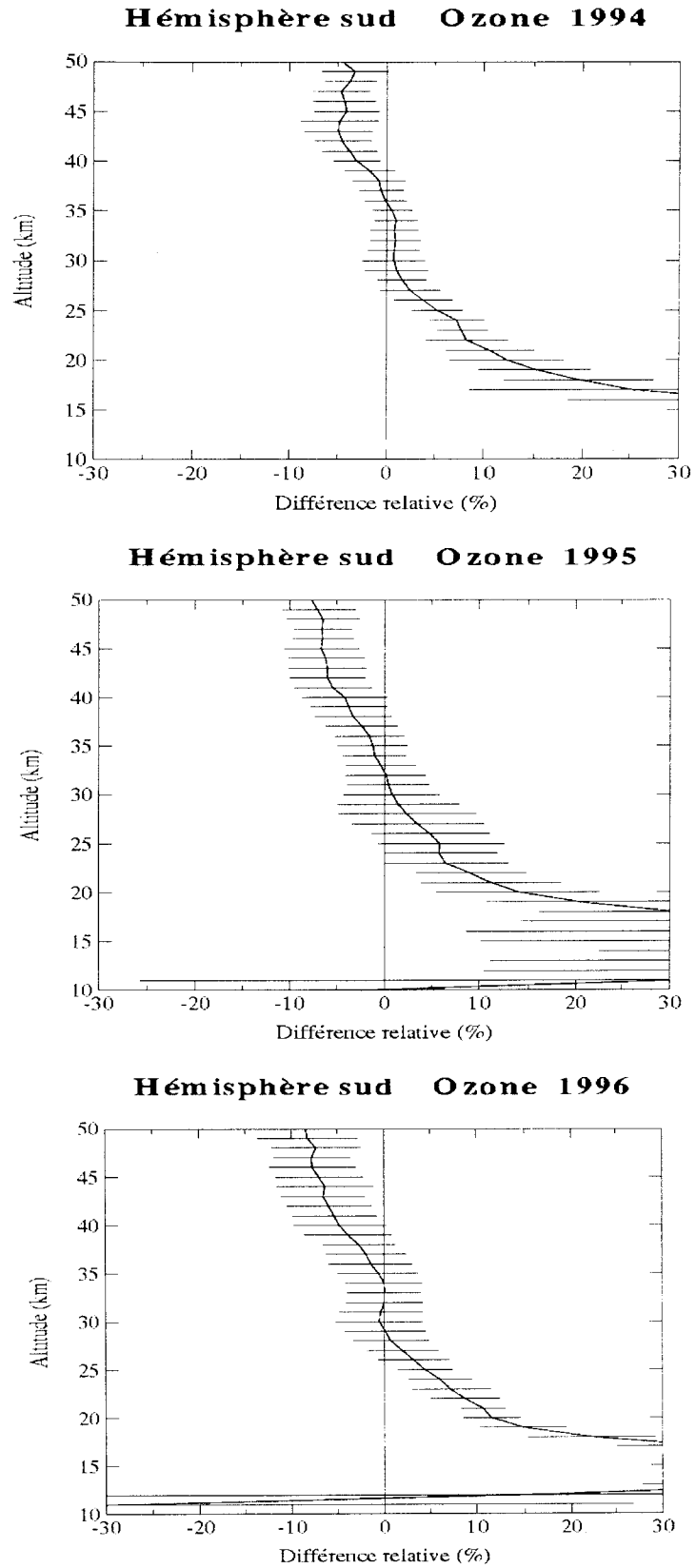


Figure 4.26: Identique à la figure 4.25 mais dans l'hémisphère sud

4.4.3. Dioxyde d'azote

4.4.3.1. Comparaison avec les mesures de SAGE II

Des tentatives d'intervalvalidation entre les densités du dioxyde d'azote mesurées par POAM II et SAGE II ont été effectuées. Dans ces essais, on a constaté que POAM II mesure en général une densité plus élevée que SAGE II et qu'il existe un désaccord dont les écarts relatifs peuvent varier de 25 à 50% entre les mesures de ces deux instruments entre 20 et 40 km d'altitude. Les figures 4.27 et 4.28 illustrent deux exemples de profils verticaux de la densité du dioxyde d'azote mesurés par POAM II et SAGE II et les écarts relatifs respectifs entre ces densités pour les coïncidences du 22 mars 1994 dans l'hémisphère nord et celle du 9 février 1996 dans l'hémisphère sud.

En effet, les équipes travaillant sur l'instrument et sur les traitements des données de SAGE II sont en train d'améliorer leurs algorithmes car ils ont constaté une détérioration à long terme et un problème de choc thermique (durant le lever du soleil pour l'instrument) pour le canal centré à 448 nm. Ces problèmes ont entraîné une sous estimation de la densité du dioxyde d'azote mesurée par SAGE II et ces données devraient être alors retraitées pour les corriger (D. Cunnold, Communication interne, 1998).

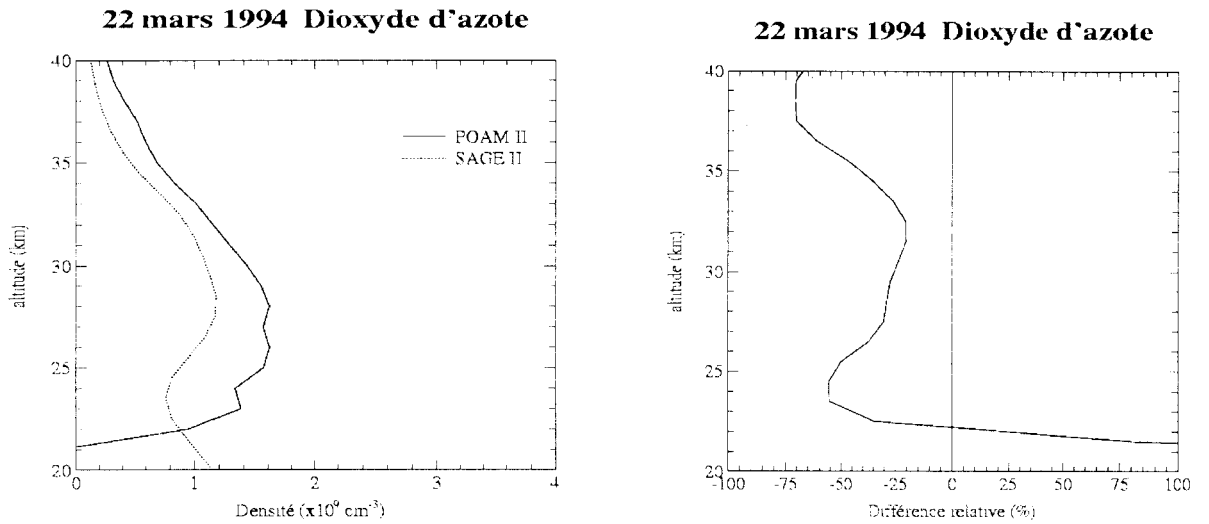


Figure 4.27: Profils verticaux de la densité du dioxyde d'azote (à gauche) mesurées par POAM II (en trait plein) et par SAGE II (en pointillé) et les écarts relatifs entre les deux mesures (à droite) pour la coïncidence du 18 août 1995 dans l'hémisphère nord.

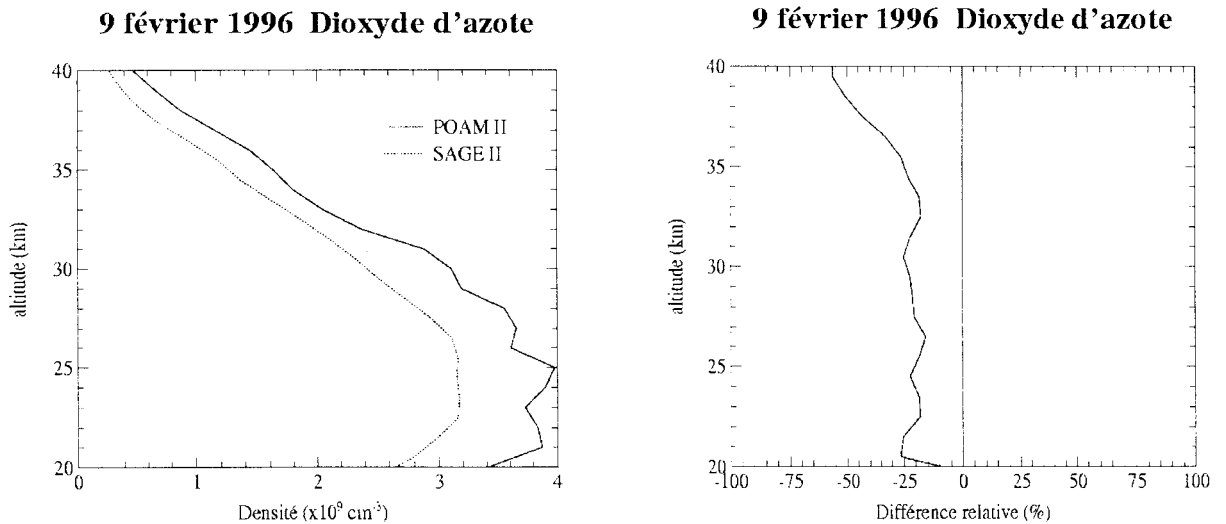


Figure 4.28: Identique à la figure 4.27 mais pour la coïncidence du 9 février 1996 dans l'hémisphère sud.

4.4.3.2. Comparaison avec les mesures de HALOE

Des études statistiques sur la comparaison entre la densité du dioxyde d'azote mesurée par HALOE qui est à bord du satellite UARS et celle retrouvée par l'algorithme d'inversion développé au NRL/CPI à partir des mesures de POAM II ont été effectuées par J. Lumpe (Rapport du POAM II Science Team, octobre 1997). Les critères pris en compte pour définir les coïncidences entre les mesures effectuées par les deux appareils sont:

- 1) Décalage temporel de deux heures maximum.
- 2) Distance spatiale de 12° en latitude et 5° en longitude (soit 1300 km maximum).

Vu la variation diurne du dioxyde d'azote, cette comparaison doit tenir compte également du fait que le soleil se lève ou se couche localement. Dans l'hémisphère nord, 354 coïncidences durant le coucher du soleil local ont été considérées; dans l'hémisphère sud, 31 durant le lever et 95 coïncidences durant le coucher du soleil local ont été recensées.

Les résultats de ces études ont montré qu'en moyenne, la densité retrouvée par HALOE est supérieure à celle retrouvée par le NRL/CPI pour POAM II dans les deux hémisphères (figures 4.29 et 4.30). Les profils verticaux des écarts relatifs moyens entre les deux densités retrouvées présentent la même allure dans les deux hémisphères. Ces écarts varient entre 10 et 20% entre 20 et 40 km d'altitude. Si on compare ces résultats par rapport à la comparaison entre la densité du dioxyde d'azote retrouvée par les algorithmes du LOA et du NRL/CPI de la section 4.3.3 précédente, on constate qu'il pourrait y avoir une bonne concordance entre la densité du dioxyde d'azote retrouvée par le LOA et la mesure de HALOE. En effet, les comparaisons des densités du dioxyde d'azote retrouvées par l'algorithme du LOA et par celui du NRL/CPI ont montré que ce dernier retrouve en général une densité 20% inférieure environ à ce que le LOA retrouve dans les deux hémisphères. De même pour les comparaisons

précédentes entre les mesures de HALOE et la densité retrouvée par le NRL/CPI à partir des mesures de POAM II, où le NRL/CPI retrouve également une densité inférieure à ce que HALOE mesure: l'écart est de 20% environ entre 20 et 40 km. L'accord des densités du dioxyde d'azote mesurées par HALOE avec les résultats de l'inversion du LOA à partir des mesures de POAM II serait alors plus satisfaisant.

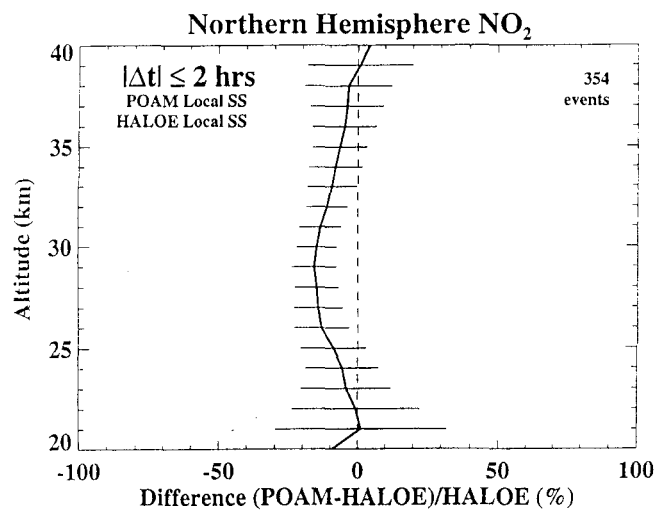


Figure 4.29 : Différences relatives entre les densités du dioxyde d'azote mesurées par HALOE et celles mesurées par POAM II dans l'hémisphère nord et retrouvées à partir de l'algorithme développé par le NRL/CPI durant le coucher du soleil local (D'après Lumpe, rapport du Science Team de POAM II, 1997).

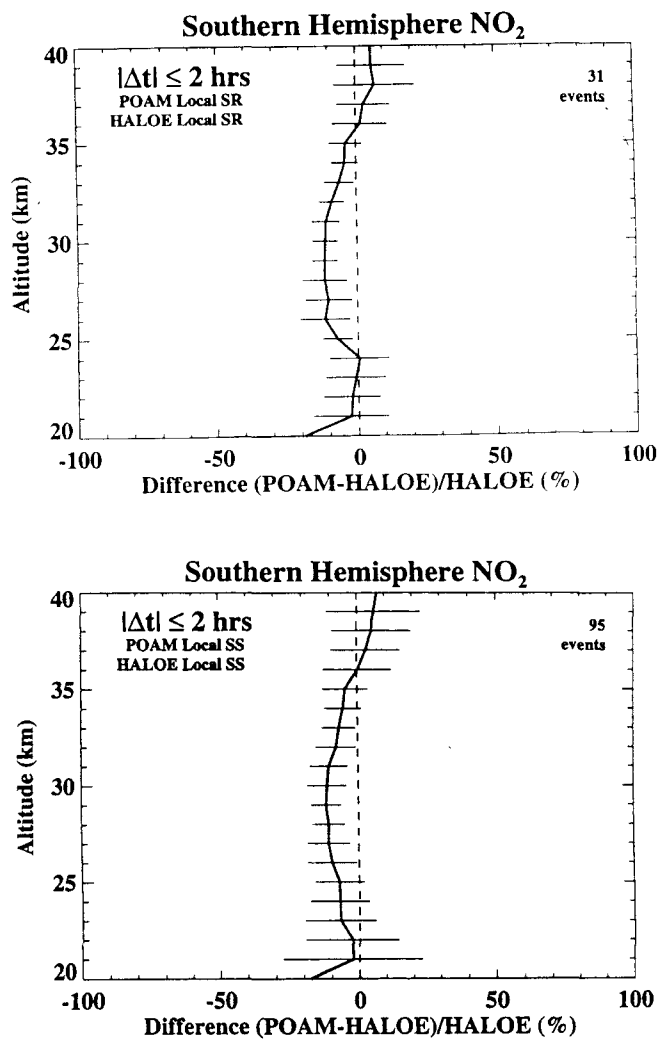


Figure 4.30: Cas identique à la figure 4.29 mais durant le jour (figure au dessus) et durant la nuit (figure en dessous) dans l'hémisphère sud (D'après Lumpe, rapport du POAM II Science Team, 1997).

4.5. Variations temporelles

Cette section a pour objectif d'analyser les variations saisonnières et d'évaluer les éventuelles tendances à long terme aux hautes latitudes de la propriété optique des aérosols (coefficient d'extinction), de leurs caractéristiques physiques (rayon effectif, densités de surface et de volume) ainsi que l'abondance de l'ozone et celle du dioxyde d'azote dans les deux hémisphères. Comme dans le cas du paragraphe précédent, les données utilisées dans cette partie sont celles obtenues par l'algorithme d'inversion développé par le NRL/CPI.

4.5.1. Aérosols

4.5.1.1. Coefficient d'extinction des aérosols à 1060.3 nm

Les figures 4.31 et 4.32 montrent les variations temporelles des coefficients d'extinction obtenus par POAM II dans le canal centré à 1060.3 nm à 22, 20 et 18 km d'altitude ainsi que les variations de la latitude des régions observées dans les deux hémisphères. On voit sur ces figures que ces coefficients sont maximum en fin du printemps - début de l'été. Ils décroissent durant l'été et commencent à se disperser en début de l'automne. Les grandes dispersions constatées dès le milieu de l'automne et durant tout l'hiver sont dues à la présence du vortex polaire. En effet, les mesures effectuées par l'instrument peuvent être en dehors ou dans ce vortex durant cette période suivant la longitude de la région observée; ce qui entraîne des grandes variations du coefficient d'extinction. En début du printemps, ces coefficients d'extinction augmentent et atteignent de nouveau le maximum en début de l'été. Ces variations saisonnières sont répétitives et on peut constater qu'en moyenne, ces coefficients diminuent d'une année

à une autre. Ces diminutions sont dues à la poursuite de la sédimentation des aérosols volcaniques issus de l'éruption du Mont Pinatubo en juin 1991 (Thomason et al., 1997).

Dans l'hémisphère nord, des études effectuées par Randall et al. (1996) sur la variation saisonnière du rapport d'extinction β défini par $\beta = (\sigma^{scat} + \sigma^{abs}) / \sigma^{vis}$ (Brogniez et Lenoble, 1991) calculé à 1060.3 nm à partir des mesures de POAM II ont montré que ce maximum est dû à ce que l'altitude de la tropopause monte durant le printemps et atteint un maximum en début de l'été.

Dans l'hémisphère sud, le vortex polaire est isolé durant l'hiver; l'air à l'intérieur est pauvre en aérosols à cause de leur transformation en PSC. En début du printemps, ces PSC commencent à disparaître (par évaporation ou sédimentation) et le coefficient d'extinction des aérosols mesuré à l'intérieur de ce vortex est donc très faible. La disparition petit à petit du vortex en milieu du printemps entraîne le mélange de l'air qui était à l'intérieur avec celui de l'extérieur qui est plus riche en aérosols, d'où la disparition du minimum de coefficient d'extinction mesuré. Durant cette même période, l'effet de la longitude des mesures permet d'observer les régions plus riches en aérosols. Ces dernières donneraient le maximum de coefficient d'extinction des aérosols observé en début de l'été.

Par ailleurs, des études ont été faites par Randall et al. (1996) sur les rapports d'extinction obtenus à partir des mesures de POAM II effectuées en dehors du vortex polaire dans les deux hémisphères. Elles ont montré l'existence d'un autre maximum de ce rapport d'extinction en début de l'hiver dans l'hémisphère nord. Dans l'hémisphère sud, une tendance à l'augmentation a été constatée en début de l'automne mais dès le début de l'hiver, les mesures de POAM II sont toutes dans le vortex et le maximum n'a pas pu être vérifié. Dans notre étude, on n'a pas séparé les mesures effectuées en dehors et dans le vortex et la dispersion des points sur les figures 4.31 et 4.32 ne nous permet pas de bien distinguer ce maximum hors vortex durant cette saison. D'après Hitchman et al. (1994), ce maximum serait probablement dû au transport des aérosols des basses vers les hautes latitudes avec des possibles contributions de la croissance en taille des particules.

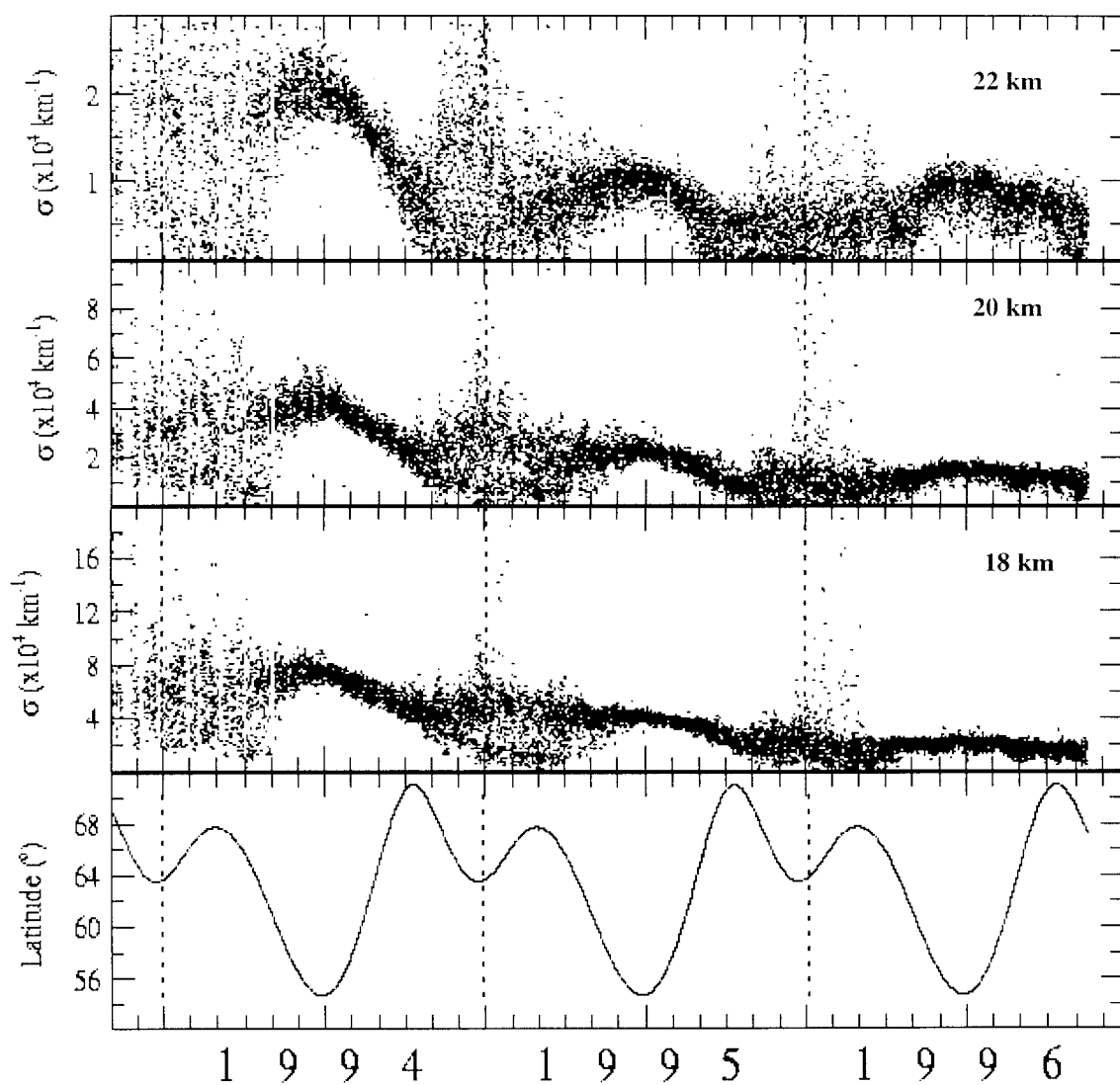


Figure 4.31: Variation temporelle du coefficient d'extinction des aérosols à 1060.3 nm dans l'hémisphère nord à 22, 20 et 18 km. La courbe en dessous représente la latitude des mesures de l'instrument POAM II.

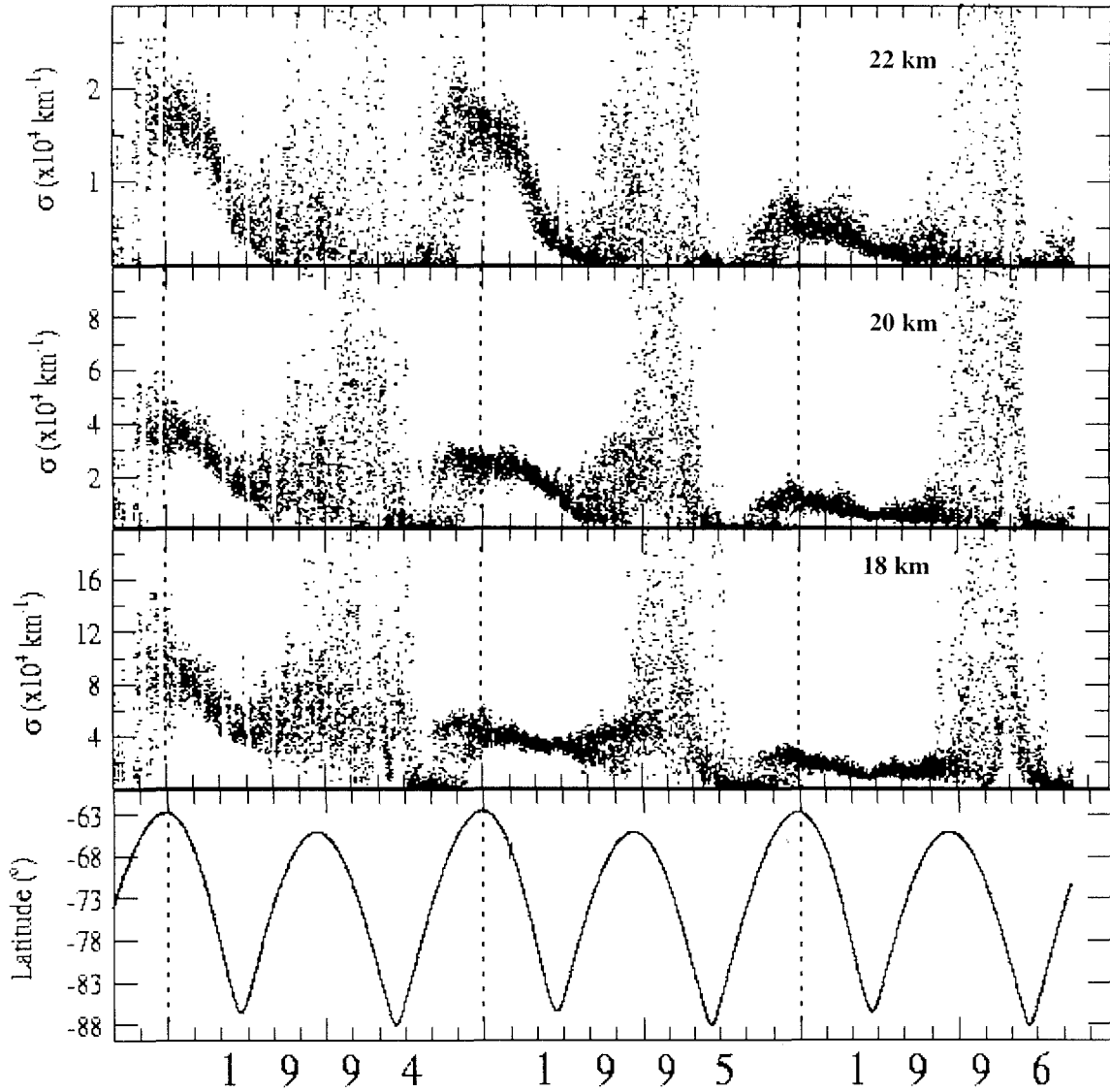


Figure 4.32: Variation temporelle du coefficient d'extinction des aérosols à 1060.3 nm dans l'hémisphère sud à 22, 20 et 18 km.

4.5.1.2. Rayons effectifs, densités de surface et de volume des aérosols

Rappelons que d'après les hypothèses prises dans la section 4.4.1, les modèles d'aérosols utilisés correspondent à des particules sphériques avec $0.01 < r_{\text{eff}} < 1.00 \mu\text{m}$ et $0.01 < v_{\text{eff}} < 1.00$. Le rayon des aérosols existant dans la stratosphère et détectés par POAM II pourrait être alors estimé ou non suivant que les caractéristiques physiques de ces particules appartiennent à ces intervalles. Les séries de figures 4.33 et 4.34 représentent les variations temporelles du rayon effectif des aérosols à 22, 20 et 18 km dans les deux hémisphères. On voit sur ces figures que ce rayon a pu être estimé beaucoup plus fréquemment mais est plus dispersé dans l'hémisphère nord que dans l'hémisphère sud.

On constate sur la figure 4.33 que la dispersion de ce rayon effectif estimé augmente avec l'altitude et au cours du temps dans l'hémisphère nord. Par ailleurs, ces variations font apparaître un léger maximum en hiver et un léger minimum en début de l'automne. En effet, une gouttelette d'aérosol stratosphérique de fond est composée d'eau et d'acide sulfurique (paragraphe 1.2); elle est en équilibre avec la vapeur d'eau environnante. Quand la température diminue, la pression de vapeur de la gouttelette diminue et cette dernière absorbe de l'eau puis éventuellement de l'acide nitrique suivant la température ambiante (Steele et Hamill, 1981). D'où l'augmentation en taille de ces particules dès le début de l'automne. Inversement, la température commence à augmenter en milieu de l'hiver et le rayon effectif estimé de ces particules semble diminuer.

Dans l'hémisphère sud (figure 4.34), on voit que ces variations saisonnières n'apparaissent pas clairement et que les rayons effectifs des aérosols n'ont pas pu être estimés du mois d'août jusqu'à la fin du mois d'octobre. Durant cette période, POAM II observe jusqu'à -88° en latitude et la température est très basse: elle est en dessous de 191 K en général dans les régions polaires de cette hémisphère à ces

altitudes (figure 4.40). La présence des particules de PSC est donc quasi-certaine (paragraphe 1.2). Ces particules absorbent alors de plus en plus d'acide nitrique et d'eau qui peuvent éventuellement geler et former ainsi des cristaux solides. Ces derniers ne sont plus évidemment sphériques et notre hypothèse sur des particules sphériques n'est donc plus valable. Par conséquent, la taille de ces particules ne peut plus être estimée à partir de nos modèles décrits dans la section 4.4.1. Les estimations de la taille de ces particules et de la variance correspondante sont de nouveau possible quand le vortex n'existe plus ou quand les mesures effectuées sont en dehors de ce vortex polaire (section 4.5.1.1), c'est à dire à partir du milieu du printemps suivant la longitude de la régions observée.

Les séries de figures 4.35 à 4.38 montrent que les variations saisonnières et annuelles des densités de surface et de volume sont plus nettes que celles des rayons effectifs précédents pour les trois altitudes considérées. On peut remarquer que ces variations saisonnières ont les mêmes allures que celles des coefficients d'extinction des aérosols mais elles sont opposées de celles des rayons effectifs: les densités de surface et de volume ont en général un maximum en début de l'été et un minimum en hiver. Cela pourrait s'interpréter en supposant qu'en hiver, les particules d'aérosols sont plus grosses (r_{eff} élevé) mais moins nombreuses (densité de surface faible) qu'en l'été. Ces résultats obtenus sur les estimations de densité à partir des mesures de POAM II sont cohérentes avec les études climatologiques de la densité de surface des aérosols estimée à partir des mesures de SAGE II (Thomason et al., 1997) dans les deux hémisphères. Par ailleurs, on constate sur ces figures que ces variations sont beaucoup plus nettes dans l'hémisphère nord que dans le sud, ceci est dû à l'impossibilité de la détermination des rayons effectifs et de ces densités à partir de nos modèles d'aérosols durant l'hiver et en début de l'automne dans l'hémisphère sud. La diminution de ces densités quand on monte en altitude pendant la même période de l'année montre que les aérosols sont de moins en moins présents. Comme dans le cas du coefficient d'extinction (section 4.5.1.1), on voit également sur ces figures que la dispersion des densités est beaucoup plus importante dès le milieu de l'automne jusqu'à la fin de l'hiver que durant l'été dans les deux hémisphères (effet de la longitude).

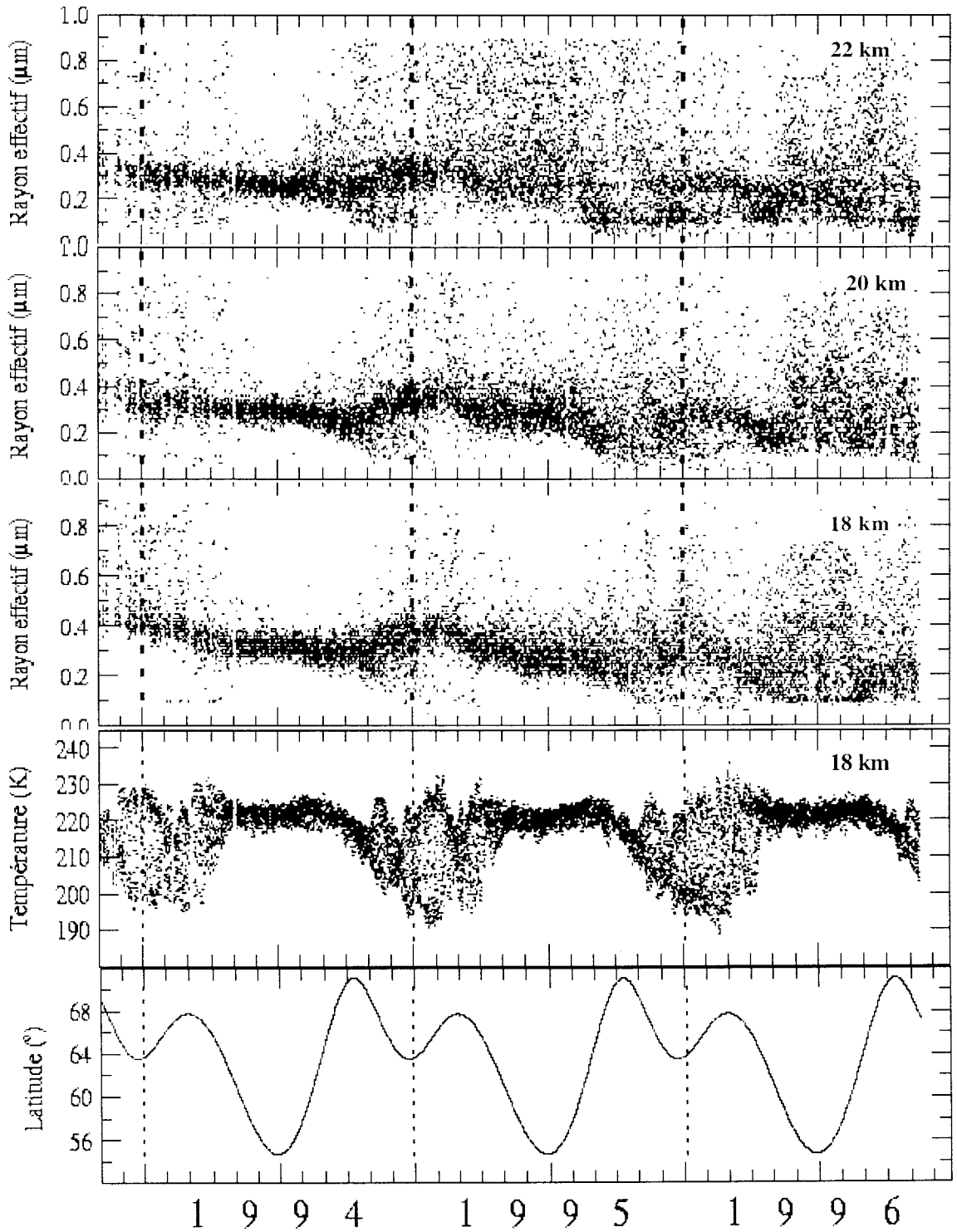


Figure 4.33: Variations temporelles du rayon effectif des aérosols à 22, 20 et 18 km, de la température à 18 km et de la latitude des régions observées par POAM II dans l'hémisphère nord.

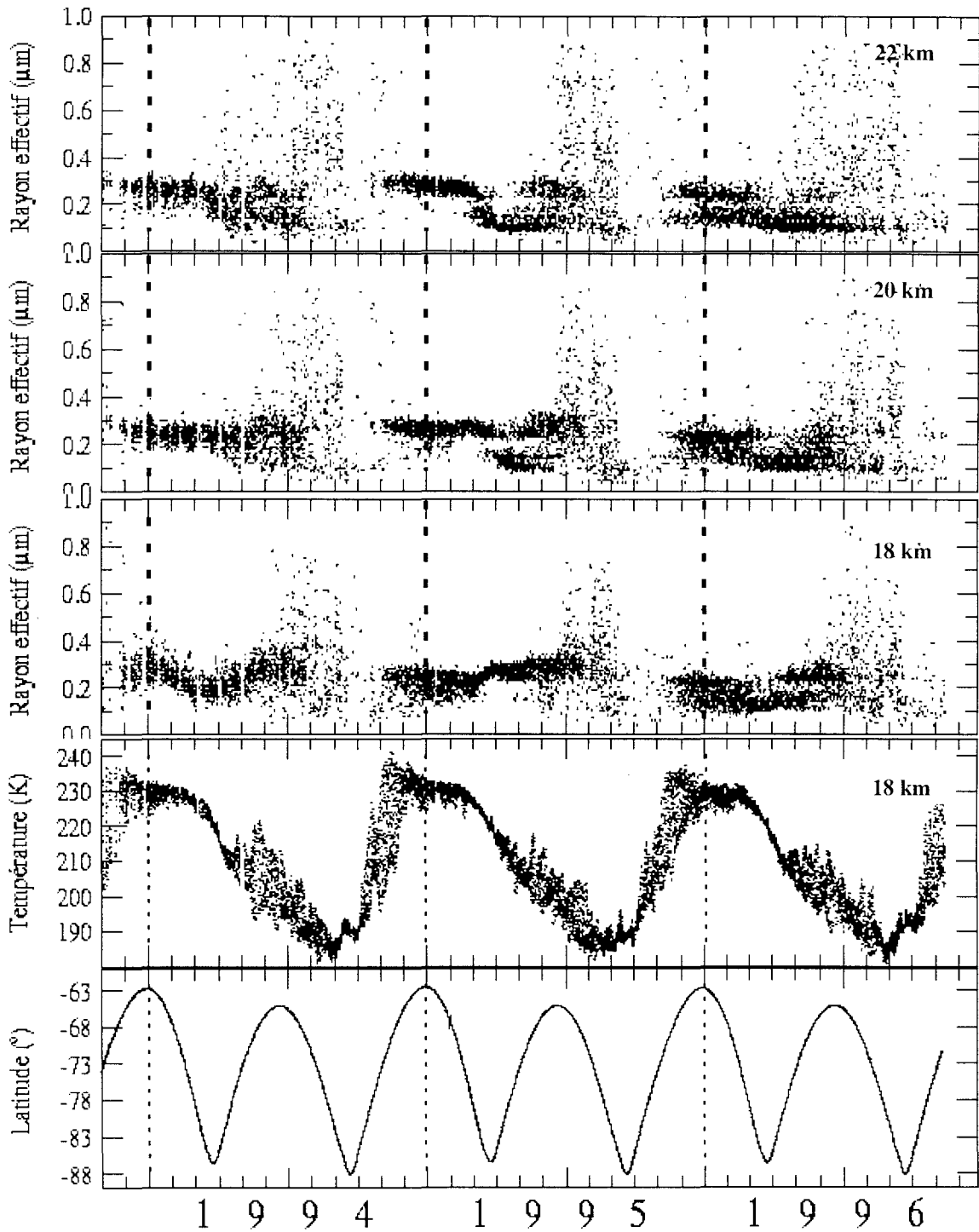


Figure 4.34: Variations temporelles du rayon effectif des aérosols à 22, 20 et 18 km, de la température à 18 km et de la latitude des régions observées par POAM II dans l'hémisphère sud.

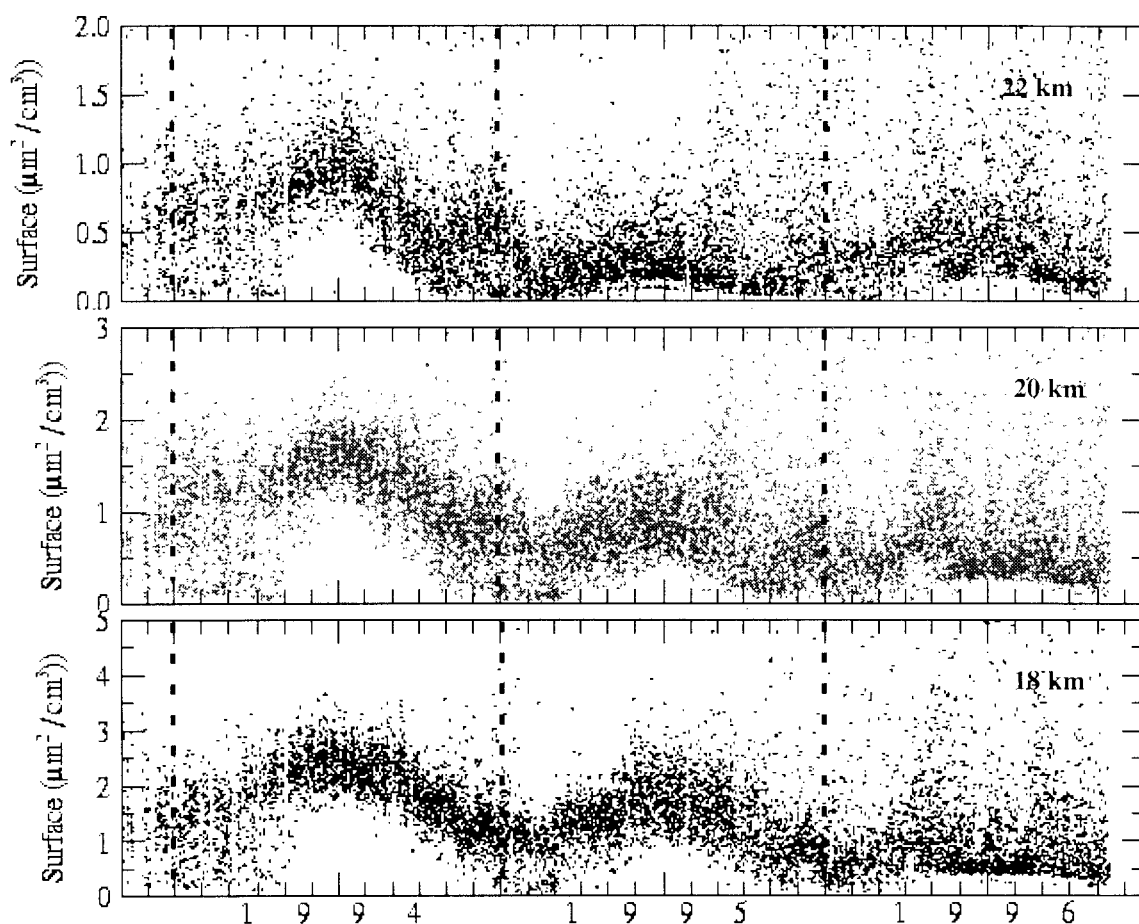


Figure 4.35: Variation temporelle de la densité de surface des aérosols dans l'hémisphère nord à 22, 20 et 18 km.

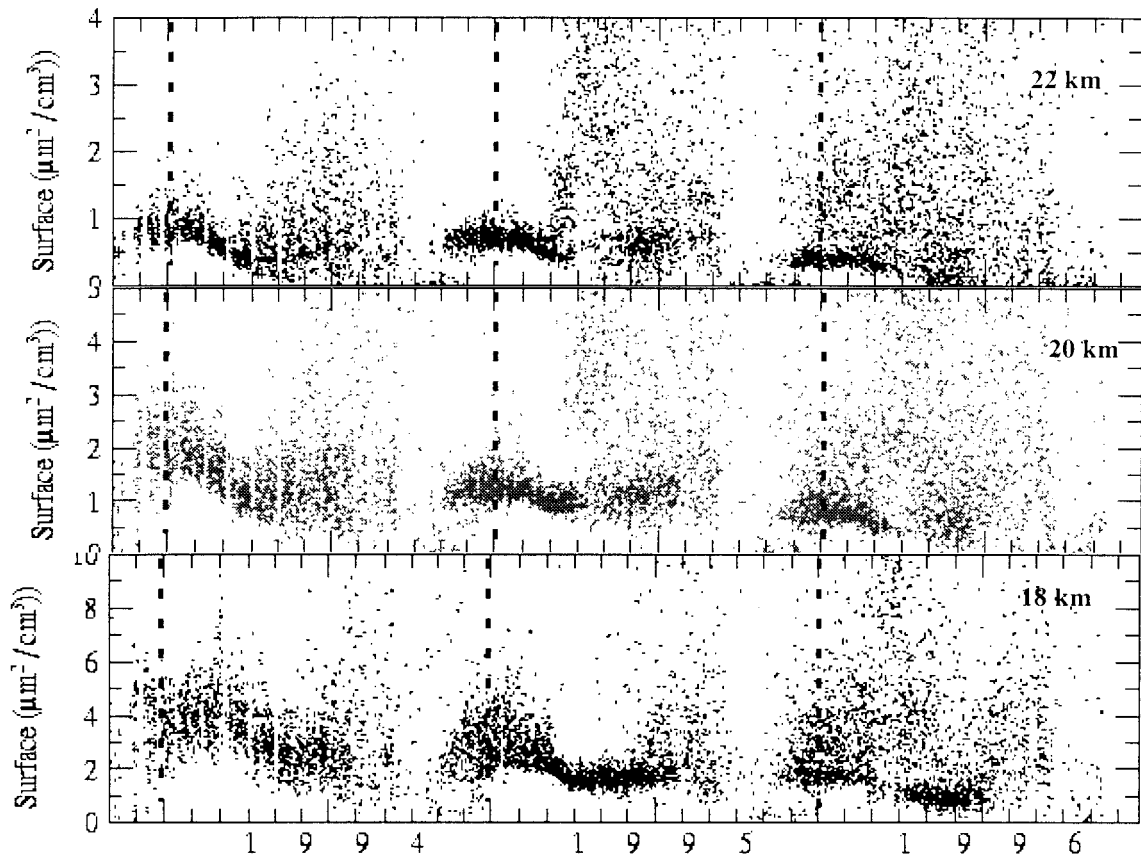


Figure 4.36: Variation temporelle de la densité de surface des aérosols dans l'hémisphère sud à 22, 20 et 18 km.

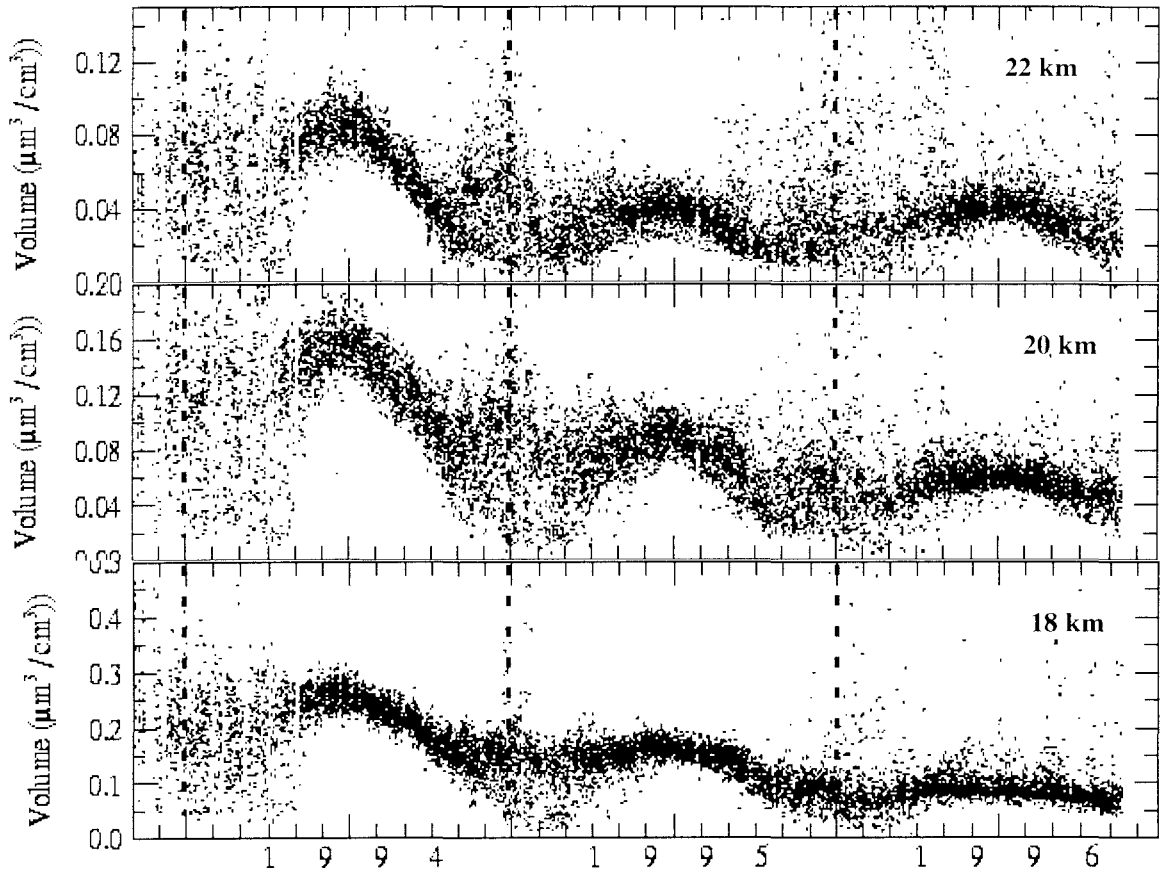


Figure 4.37: Variation temporelle de la densité de volume des aérosols dans l'hémisphère nord à 22, 20 et 18 km.

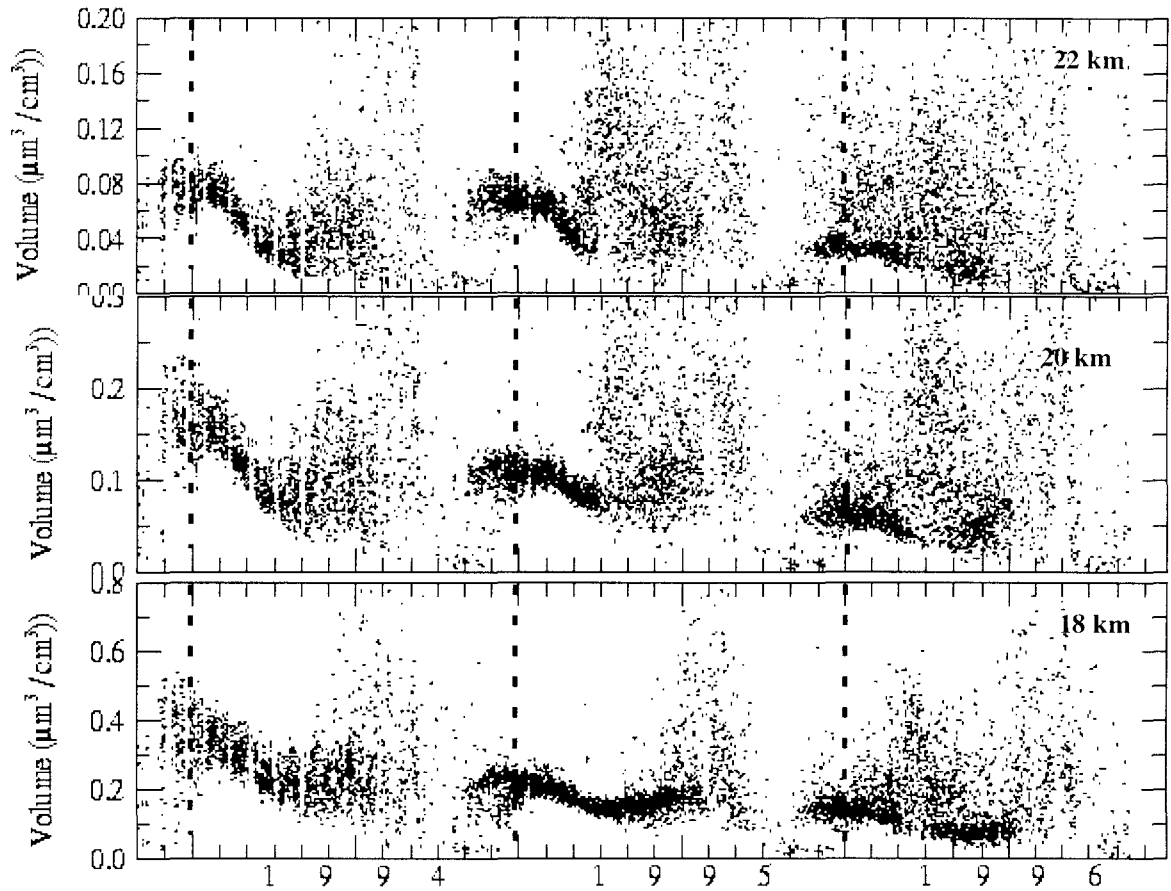


Figure 4.38: Variation temporelle de la densité de volume des aérosols dans l'hémisphère sud à 22, 20 et 18 km.

Dans les deux hémisphères, on peut constater que les intensités des maximum diminuent progressivement d'une année à une autre et également quand on monte en altitude pour une même période de l'année. Ces décroissances temporelles continues des densités sont dues à la sédimentation gravitationnelle des aérosols volcaniques éjectés par l'éruption du Mont Pinatubo en juin 1991. A partir des mesures de SAGE II, Thomason et al. (1997) ont également constaté la décroissance de la densité de surface de ces aérosols quelques mois après l'éruption jusqu'en fin 1995. On voit par exemple sur la figure 4.35 que le maximum de la densité de surface à 18 km est de $2.5 \mu\text{m}^2/\text{cm}^3$ environ en 1994. En 1995, il est de $1.5 \mu\text{m}^2/\text{cm}^3$; en 1996, ce maximum de densité n'est plus bien discernable par rapport à sa variation saisonnière et elle est de $0.5 \mu\text{m}^2/\text{cm}^3$ environ. Dans le cas de la densité de volume à la même altitude (figure 4.37), on voit que le maximum est entre 0.25 et $0.30 \mu\text{m}^3/\text{cm}^3$ en 1994; il est de $0.15 \mu\text{m}^3/\text{cm}^3$ environ en 1995 et en 1996, il est descendu à $0.10 \mu\text{m}^3/\text{cm}^3$ environ. On peut constater également que le minimum de densité de volume diminue de 50% entre 1995 et 1996 en passant de 0.10 à $0.05 \mu\text{m}^3/\text{cm}^3$. Par ailleurs on voit que les valeurs de ces densités sont similaires dans les deux hémisphères pour chacune de ces altitudes.

4.5.2. Ozone: variation temporelle de la densité

Les séries de figures 4.39 et 4.40 montrent les variations saisonnières de la densité de l'ozone obtenue par l'algorithme d'inversion du NRL/CPI à partir des mesures effectuées par l'instrument POAM II, la variation de température à 20, 25 et 30 km dans les deux hémisphères de 1994 en 1996 ainsi que les variations en latitude de ces mesures. Ces variations saisonnières observées sont donc mêlées aux variations en latitude des mesures effectuées par POAM II. Elles montrent que les allures de ces variations sont répétitives d'une année à l'autre. On peut aussi remarquer que les dispersions à court terme de la température et des mesures de densité sont plus faibles en été qu'en hiver. Comme dans le cas des études précédentes sur les aérosols, ces dispersions sont dues à la présence du vortex polaire pendant l'hiver: les mesures effectuées pouvant être situées en dehors ou dans le vortex polaire durant cette saison (effet de la longitude des mesures). Par ailleurs, l'amplitude de la variation de la densité est plus grande dans l'hémisphère sud que dans l'hémisphère nord, ceci est probablement relié à l'étendue de la bande de latitudes couverte par les mesures de l'instrument. En effet, cette bande de latitudes est de 25° environ dans l'hémisphère sud alors qu'elle est de 18° dans l'hémisphère nord. On peut constater également que la décroissance de la densité de l'ozone en début de l'automne est très importante dans la région polaire de l'hémisphère sud que dans le nord surtout à 20 km.

Dans l'hémisphère nord à 30 km (en haut de la figure 4.39), on constate que la variation de la densité de l'ozone suit globalement celle de la température. Cette densité est maximum en fin du printemps - début de l'été. Ce maximum de densité est dû à la forte insolation entraînant la production d'oxygène atomique par photodissociation de l'oxygène moléculaire (réaction R1) suivie par la formation

de l'ozone suivant la réaction chimique (R4). La densité mesurée diminue ensuite avec la température en fin de l'été et jusqu'en milieu de l'automne; puis elle augmente faiblement durant tout l'hiver et le printemps pour atteindre de nouveau le maximum en début de l'été. Les variations sont de 60% environ par rapport à la densité minimum. Cette constatation montre que la densité de l'ozone est régie surtout par des processus photochimiques à cette altitude, et que les processus de transport n'ont presque pas d'influence à ce niveau (Garcia et Solomon, 1985).

A 20 km, le comportement temporel de la densité de l'ozone mesurée est opposé à celui observé à 30 km: on voit que la densité de l'ozone est maximum durant les hivers. Cette densité mesurée commence à diminuer en début du printemps. Elle atteint le minimum en milieu de l'été et augmente ensuite durant l'automne pour atteindre de nouveau le maximum en début de chaque hiver avec une variation de 45% environ par rapport à la densité minimum. A cette altitude, la densité de l'ozone est contrôlée par des processus dynamiques (Keating et al., 1990). La forte insolation durant l'été rend l'air de la latitude moyenne riche en ozone en fin de l'été. Cet air est transporté progressivement par processus dynamiques dans les régions polaires durant l'automne, d'où la densité de l'ozone mesurée qui est maximum dès le début de l'hiver. Durant l'hiver, l'action des ondes planétaires est importante dans cette hémisphère à cause de la présence des reliefs continentaux ainsi que du contraste de température océan - continent. Ces ondes déforment et déplacent constamment le vortex polaire, ce qui entraîne une variation importante de la densité de l'ozone grâce au mélange horizontal des masses d'air. De plus, la forte activité des ondes planétaires entraîne des températures moyennes assez élevées, la possibilité de formation des PSC et l'activation des espèces chlorées qui détruisent l'ozone sont donc réduites. La densité de l'ozone reste alors maximale pendant l'hiver polaire dans cet hémisphère à cette altitude. En fin de l'hiver, la perturbation de ces ondes planétaires sur le vortex polaire s'amplifie et la température commence à augmenter. Le vortex polaire se disloque et les échanges à travers la limite du vortex entre la masse d'air de la latitude moyenne et la masse d'air plus riche en ozone à l'intérieur du vortex s'intensifient également. La densité de l'ozone en haute latitude diminue alors progressivement par des processus dynamiques durant tout le printemps. Le fait que les mesures effectuées par POAM II

s'écartent de plus en plus de la région polaire de cette hémisphère durant le printemps accentue cette diminution de la densité de l'ozone mesurée.

A 25 km, on constate que la variation temporelle de la densité de l'ozone mesurée a un comportement intermédiaire entre celle de 20 km et celle de 30 km. En effet, la densité de l'ozone est régie à la fois par des processus dynamiques et chimiques à cette altitude (WMO, 1986; Keating et al., 1990). On voit que la densité de l'ozone mesurée est minimum en fin de l'été - début de l'automne, elle augmente ensuite progressivement à la fin de l'automne et en hiver. Durant le printemps, la densité mesurée semble suivre un palier qui est relativement long (4 mois environ) et elle décroît de nouveau dès le début de l'été.

Ces différents comportements de la densité de l'ozone observés à partir des mesures de POAM II dans l'hémisphère nord entre 1994 et 1996 sont en accord avec l'étude préliminaire sur sa variation saisonnière entre novembre 1993 et mars 1995 aux températures potentielles 500, 650 et 850 K effectuée par Randall et al. (1995). Ces différentes températures potentielles correspondent approximativement aux altitudes 20, 25, 30 km.

A 30 km dans l'hémisphère sud (en haut de la figure 4.40), on peut constater que la variation périodique de la densité de l'ozone suit celle de la température au cours du temps. On observe deux maximum et deux minimum principaux annuellement. Les maximum principaux ont lieu entre le milieu du printemps et le milieu de l'été (entre le 15 novembre jusqu'en fin janvier environ), les maximum secondaires en fin de l'automne - début de l'hiver; les minimum en début de l'automne et en début du printemps. Les maximum principaux sont environ à 50% au dessus des minimum. Comme dans l'hémisphère nord, l'effet des ondes planétaires est moindre à ce niveau d'altitude et la variation de la densité de l'ozone est régie surtout par des processus photochimiques. La variation temporelle de cette densité suit globalement celle de la température, qui elle-même dépend de la latitude observée par

l'instrument, et de la saison. Le maximum secondaire observé semble corrélé à l'observation de l'instrument dans la moyenne latitude. En effet du début à la fin de l'automne, les latitudes de mesures de POAM II sont très différentes. Les régions observées sont situées à des latitudes moyennes, d'où l'augmentation de la densité de l'ozone mesurée. Par ailleurs, l'existence des deux minimum au lieu d'un seul a l'air de provenir du changement de direction de la latitude des régions observées.

Dans l'hémisphère sud à 20 km, la figure 4.40 montre que les allures de la variation temporelle de la densité de l'ozone sont complètement différentes de celles de l'hémisphère nord à la même altitude. La variation temporelle de cette densité est périodique mais présente deux maximum et deux minimum bien distincts au cours de l'année. En début de l'automne, l'instrument observe en haute latitude, la température commence à diminuer mais elle n'est pas suffisamment basse pour permettre aux PSC de se former. Durant l'automne, la densité de l'ozone mesurée augmente comme précédemment à 30 km car l'instrument observe dans les moyennes latitudes. Comme dans le cas de l'hémisphère nord à cette altitude et durant la même saison, cette augmentation est due au transport progressif par des processus dynamiques de l'air riche en ozone de la région de l'équateur vers les régions polaires. La densité de l'ozone mesurée atteint alors son maximum principal en début de l'hiver antarctique (fin juin - début juillet) et le vortex polaire commence également à se créer. La température et la densité mesurées diminuent durant les mois de l'hiver car les sites observés par l'instrument se rapprochent de plus en plus du pôle. Les effets des ondes planétaires sont moins grands dans la région polaire de cet hémisphère car les reliefs et les contrastes de température océan - continent sont moins importants que dans l'hémisphère nord. L'air à l'intérieur du vortex est complètement isolé et ceci entraîne des températures moyennes plus basses qui permettent la formation des PSC de type I en présence d'aérosols sulfatés quand cette température descend en dessous de 191-193 K ou des PSC de type II si elle est en dessous de 188 K (paragraphe 1.2). D'après la figure 4.40, on constate que cette température descend souvent sous 185 K en fin du mois d'août. De plus, on sait que les espèces chlorées qui jouent un rôle principal sur le processus de destruction de l'ozone sont réactivées par des réactions qui prennent place à la surface de ces PSC (paragraphe 1.3). En début du mois de septembre, le rayonnement solaire revient dans la région

polaire de cet hémisphère et la température commence à augmenter. Ce rayonnement dissocie ces espèces chlorées actives et libère les atomes de chlore qui sont néfastes pour l'ozone: ce dernier est détruit de façon importante suivant la réaction chimique R24 et sa densité chute d'un facteur 8 environ entre le début et la fin du mois de septembre où la densité est inférieure à 0.5×10^{12} molécules cm^{-3} . Vers mi-octobre, l'augmentation de la température due à l'insolation provoque l'affaiblissement de la barrière du vortex. L'air pauvre en ozone à l'intérieur du vortex se mélange alors par des processus dynamiques avec celui de l'extérieur riche en ozone. D'où l'augmentation rapide de la densité de l'ozone mesurée pendant le mois d'octobre. En début du mois de décembre, la densité mesurée atteint le maximum secondaire durant lequel l'instrument observe dans les latitudes entre -63 et -68° . La dissipation du "trou d'ozone" en 1993 dans l'hémisphère sud a déjà été analysée à partir des premières séries de mesures de POAM II (Bevilacqua et al., 1995) et cette étude nous a permis de confirmer la périodicité annuelle de ce phénomène. Par ailleurs, on voit que le maximum de densité en hiver est plus grand que celui du début de l'été. Cette différence pourrait probablement s'expliquer par le fait que les effets dynamiques en hiver sont plus forts que les effets photochimiques en été.

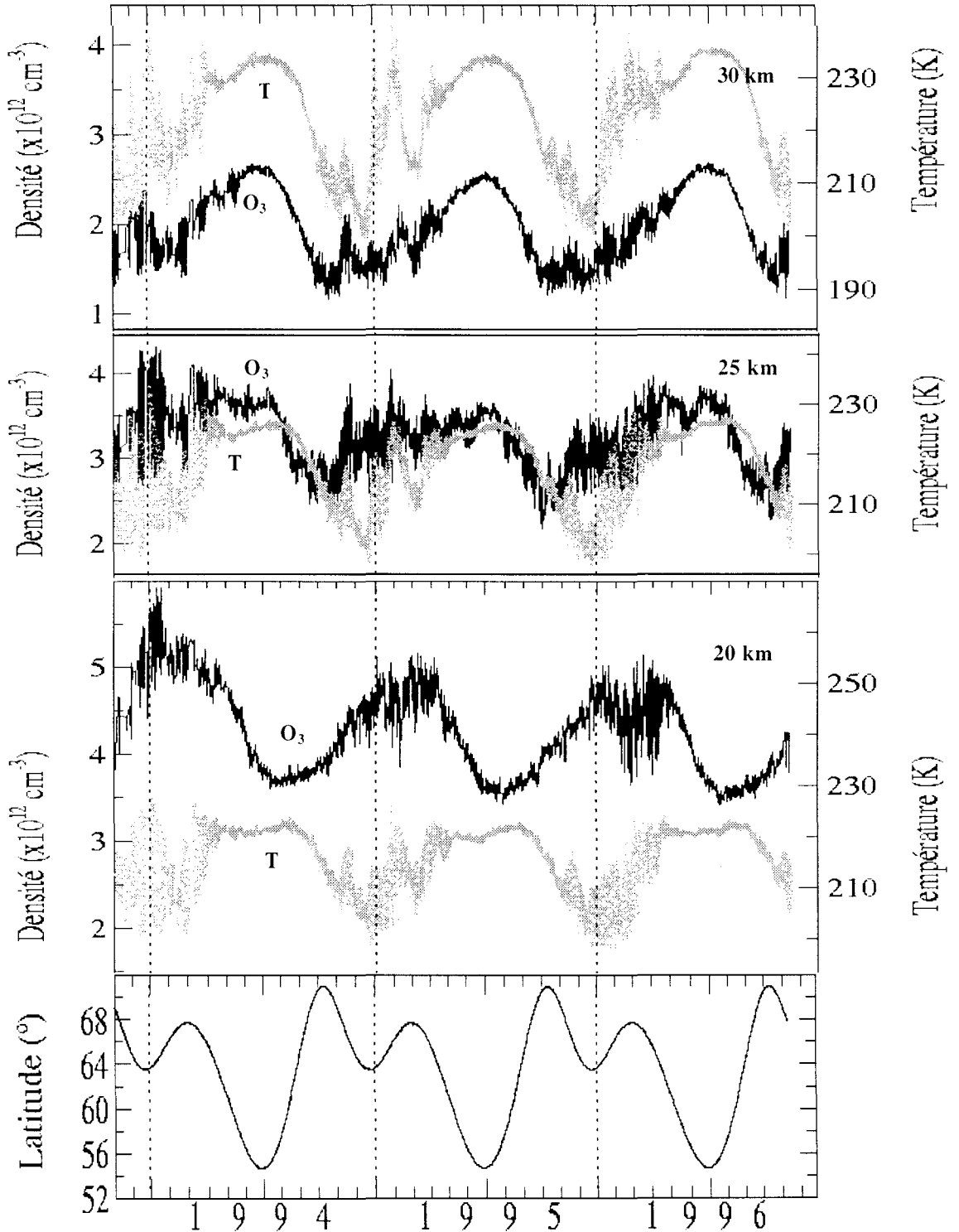


Figure 4.39: Variation temporelle de la densité de l'ozone en trait noir (axe à gauche) et de la température en point gris (axe à droite) à 30, 25 et 20 km ainsi que la latitude des mesures effectuées par POAM II dans l'hémisphère nord.

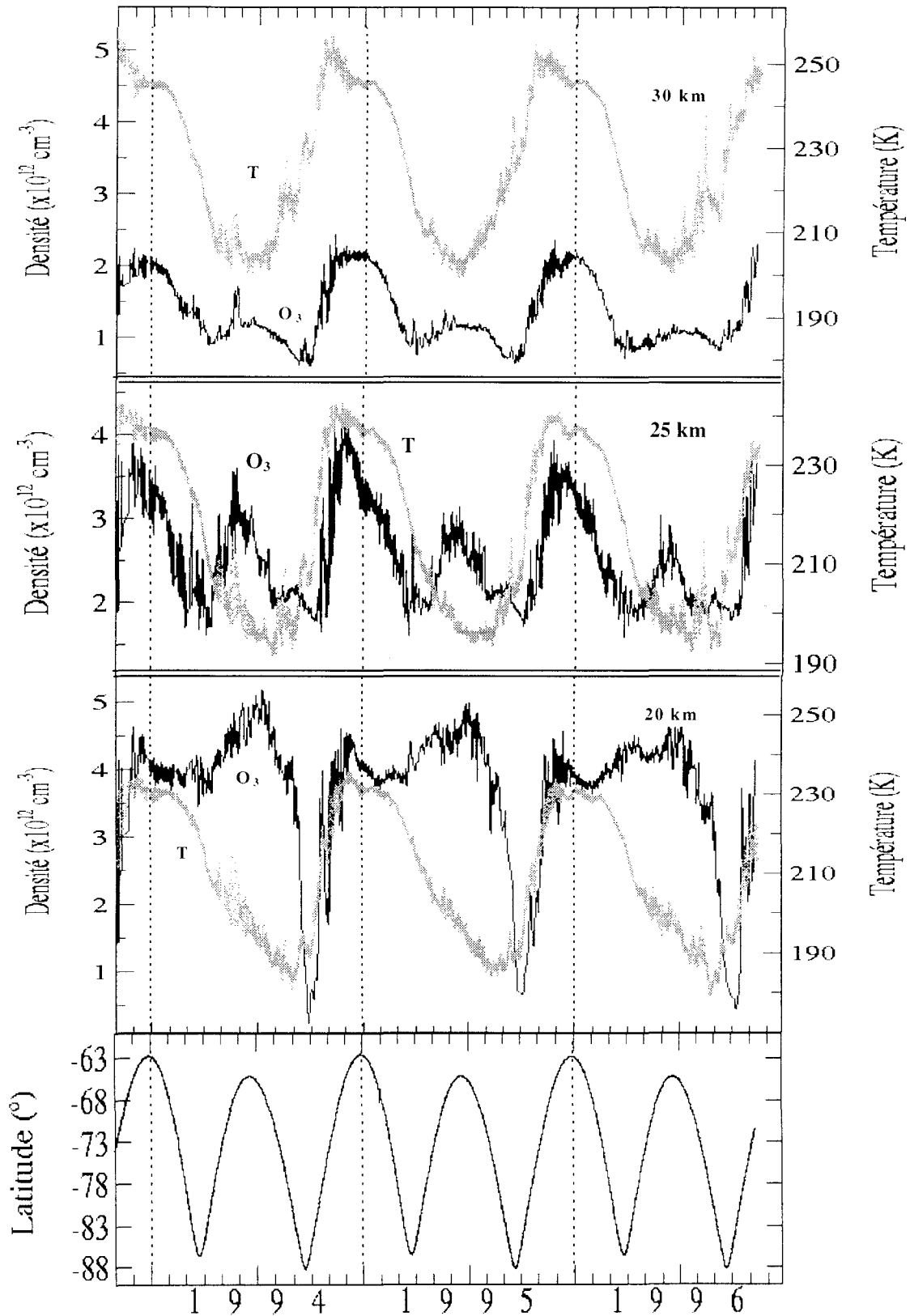


Figure 4.40: Identique à la figure précédente mais dans l'hémisphère sud.

A 25 km dans le même hémisphère, on voit que la densité de l'ozone a un comportement temporel intermédiaire entre celui de 20 et de 30 km. Comme dans le cas de l'hémisphère nord, la densité de l'ozone à cette altitude dépend simultanément des processus chimiques et dynamiques à la même altitude. La variation annuelle de la densité de l'ozone est aussi périodique avec deux maximum et deux minimum annuels. Le premier minimum coïncide avec le changement de direction de la latitude des régions observées comme à 30 km, et le second coïncide avec le minimum à 20 km. Par contre, on constate que ce second minimum qui se produit en début du printemps est du même ordre de grandeur que celui du premier minimum en début de l'automne; et on n'observe pas de chute importante de la densité comme à 20 km en début du printemps. Ceci s'explique par le fait qu'à cette altitude, la température ne descend pas aussi bas durant l'hiver qu'à 20 km pour permettre le développement de nombreux PSC; donc il n'y aura pas de destruction massive de l'ozone suivant la réaction chimique R24 dans le vortex polaire. On peut constater également que l'intensité du maximum de densité mesurée au début du mois de décembre est plus élevée que celle de fin de l'automne, contrairement à ce qui se passe à 20 km. Par ailleurs, il semble que le maximum secondaire en fin de l'automne est dû au processus dynamique mêlé à la variation de la latitude des mesures comme à 30 km.

On constate sur ces figures 4.39 et 4.40 qu'en moyenne, la densité de l'ozone mesurée dans l'hémisphère nord est plus élevée que dans l'hémisphère sud à 30 km. La densité varie entre 1.5 et 2.5×10^{12} molécules cm^{-3} dans le nord et entre 0.6 et 2.2×10^{12} molécules cm^{-3} dans le sud. Ceci est dû probablement à la différence des bandes de latitudes observées par POAM II. Ces bandes de latitudes des mesures sont beaucoup plus rapprochées de la moyenne latitude dans l'hémisphère nord que dans le sud; comme les plus grandes quantités d'ozone stratosphérique sont produites par réaction photochimique dans la région de l'équateur (réactions R1 et R4), il s'ensuit que la densité mesurée est plus élevée dans l'hémisphère nord que dans le sud. Par ailleurs, on a constaté également sur ces figures 4.39 et 4.40 que sur les trois années de mesure de POAM II, il n'existe pas de tendance à la décroissance de la densité de l'ozone dans les deux hémisphères pour les trois altitudes considérées.

4.5.3. Dioxyde d'azote: variation temporelle de la densité

Les figures 4.41 et 4.42 illustrent les variations temporelles de la densité du dioxyde d'azote et de la température dans les deux hémisphères entre 1994 et 1996 à deux altitudes (25 et 30 km) obtenues à partir de l'instrument POAM II. Elles montrent la régularité de la variation de la densité du dioxyde d'azote ainsi que celle de la température à la même altitude dans le temps. On voit que la variation de cette densité suit globalement celle de la température de l'atmosphère pour ces deux altitudes comme dans le cas de l'ozone à 30 km. Cette densité mesurée du dioxyde d'azote est maximum en fin de printemps - début de l'été période pendant laquelle les jours durent beaucoup plus longtemps que les nuits; et inversement, la densité mesurée est minimum en fin de l'automne - début de l'hiver pendant laquelle les nuits sont beaucoup plus longues que les jours. Par ailleurs, les dispersions à court terme le long de la courbe de densité du dioxyde d'azote mesurée sont probablement dues à la variation en longitude des mesures comme dans le cas des aérosols et de l'ozone. On peut constater également que la densité mesurée est plus dispersée en hiver qu'en été; et également plus dispersée à 30 qu'à 25 km.

Dans l'hémisphère nord, on constate sur la figure 4.41 que la densité du dioxyde d'azote mesurée diminue (ou augmente) plus rapidement à 25 qu'à 30 km. Cette variation est d'environ $9 \cdot 10^8$ à 25 km alors qu'elle n'est que de $6 \cdot 10^8$ molécules cm^{-3} par mois à 30 km entre le mois d'août et le mois de novembre. La variation de la température présente des structures qui sont liées à la variation en latitude des mesures entre le mois de novembre et le mois d'avril mais on voit que ces structures ne se reflètent pas systématiquement sur la variation de la densité du dioxyde d'azote mesurée à ces deux altitudes. A 30 km, on voit que les maximum de la densité sont relativement constants alors que les minimum semblent augmenter d'une année à une autre. Par contre, les minimum de densité mesurés sont

relativement constants d'une année à une autre à 25 km alors que le maximum en 1996 est d'environ 20% inférieur à ceux des deux années précédentes.

Dans l'hémisphère sud, on voit sur la figure 4.42 que les minimum de densité sont relativement stables et durent plus longtemps que dans l'hémisphère nord. A 30 km, les maximum sont observés entre le début du mois de décembre et le début du mois de février: les minimum se produisent du mois d'avril jusqu'à la fin du mois de septembre. Les maximum de densité à 25 km durent plus longtemps qu'à 30 km, ils s'étalent environ pendant 3 mois (du mi-novembre jusqu'en mi-février). Les minimum sont plus dispersés qu'à 30 km et durent de 5 à 6 mois. En 1994, on observe ce minimum de mi-avril à mi-septembre, en 1995 du mois de mai jusqu'en fin août et en 1996, du mois d'avril jusqu'en début septembre. Par ailleurs, la diminution (ou l'augmentation) de la densité du dioxyde d'azote se fait plus rapidement dans l'hémisphère nord pour les deux altitudes considérées. En effet, la variation de la densité est de 1×10^9 à 30 km et de 1.5×10^9 molécules cm^{-3} par mois environ à 25 km. Par exemple, la densité à 25 km diminue (ou augmente) d'un facteur trois environ en deux mois: elle passe de 3×10^9 à 1×10^9 molécules cm^{-3} environ du début mars jusqu'en fin avril et inversement du début septembre jusqu'en fin octobre. On peut remarquer qu'à 25 km, on n'observe pas de maximum secondaire comme dans le cas de l'ozone.

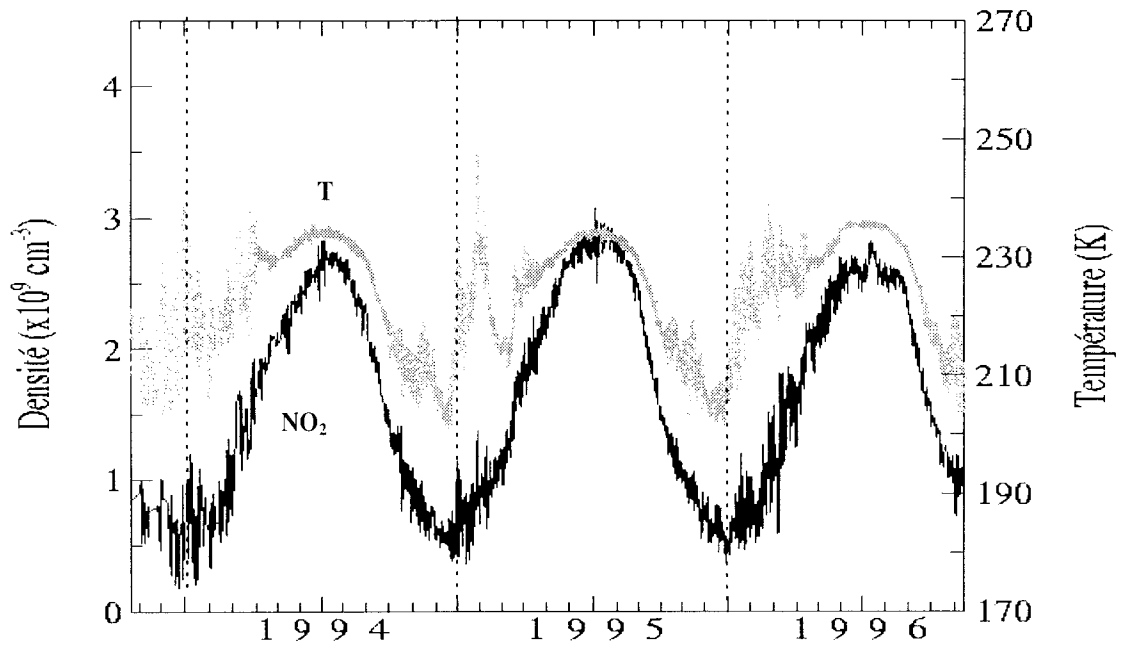
Ces variations périodiques et régulières de la densité du dioxyde d'azote dans les deux hémisphères polaires peuvent être expliquées à partir de la variation diurne de ce gaz dans la stratosphère. En effet, le trioxyde d'azote (NO_3) qui est un gaz présent en faible quantité dans l'atmosphère (100 pptv²) se combine avec le dioxyde d'azote (NO_2) en absence de la lumière solaire pour former le pentoxyde d'azote (N_2O_5) suivant les réactions chimiques R17 et R18. Inversement, ce N_2O_5 se dissocie en NO_2 et NO_3 en présence de la lumière solaire (réaction chimique R19). D'après les mesures de POAM II, on constate que la densité du dioxyde d'azote est minimum de la fin de l'automne au début de

² pptv= 10^{-12} , c'est à dire une part pour 10^{12} en volume.

l'hiver, période pendant laquelle la nuit dure beaucoup plus longtemps que le jour (nuit polaire). Durant cette période, il y a alors plus de NO_2 qui se transforme en N_2O_5 que de NO_2 qui se crée. Par contre, cette densité est maximum de la fin du printemps au début de l'été car la région polaire considérée est toujours éclairée par la lumière solaire (jour polaire): il y a beaucoup plus de NO_2 qui se crée que de NO_2 qui se transforme en N_2O_5 . Ces comportements de la densité du dioxyde d'azote sont bien sûr valables aussi bien dans la région polaire de l'hémisphère nord que dans l'hémisphère sud.

Ainsi, les mesures de POAM II permettent de confirmer la constatation de Brewer qui dit que la concentration du dioxyde d'azote est plus élevée durant le jour que la nuit dans la stratosphère (Brewer, 1973). Par ailleurs les études précédentes ont montré qu'en général, l'amplitude des variations de la densité du dioxyde d'azote dans la région polaire de l'hémisphère nord est moins importante que celle dans le sud pour les deux altitudes considérées (environ 10% à 30 km et 5% à 25 km). Comme dans le cas de l'ozone, cette différence de densité pourrait provenir de la différence des bandes de latitude observées par l'instrument entre les deux hémisphères; elle pourrait être probablement un facteur supplémentaire pour expliquer la différence entre la densité de l'ozone polaire dans les deux hémisphères, mais ne nous permettent pas de confirmer ou non son influence sur la destruction (par l'intermédiaire de la formation des PSC) ou sur la protection (création du réservoir de chlore ClONO_2 : paragraphe 1.4) de la couche d'ozone dans cette région de l'atmosphère.

Hémisphère nord NO₂ 30 km



Hémisphère nord NO₂ 25 km

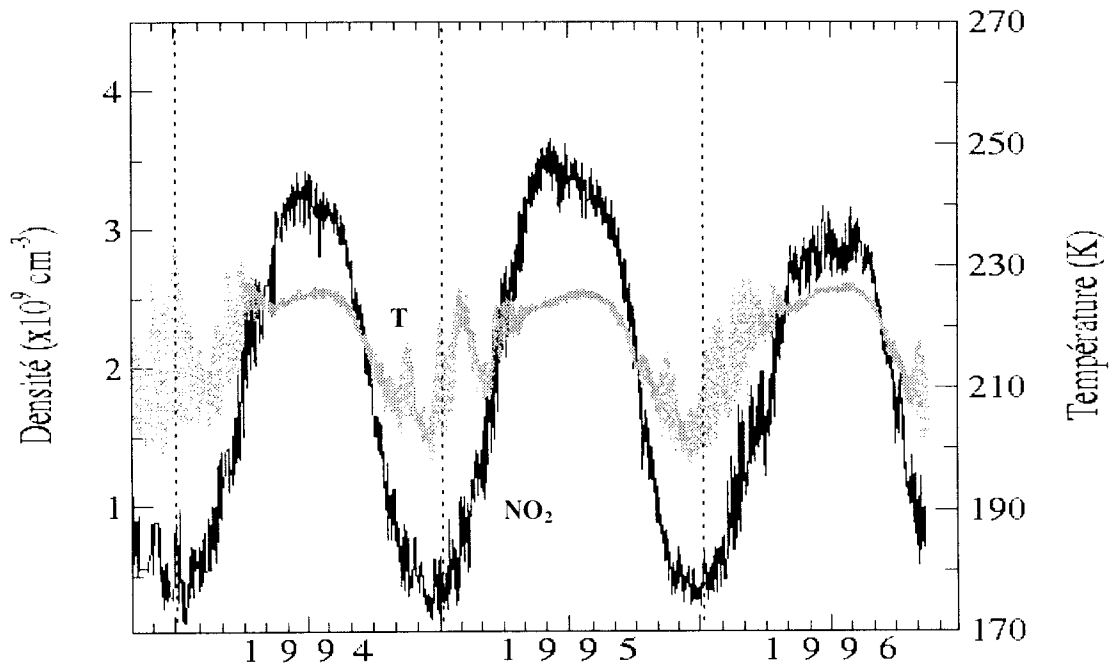


Figure 4.41: Variation temporelle de la densité du dioxyde d'azote (axe à gauche) et de la température (axe à droite) à 30 et à 25 km dans l'hémisphère nord. Le dioxyde d'azote est représenté en trait plein noir et la température en point gris.

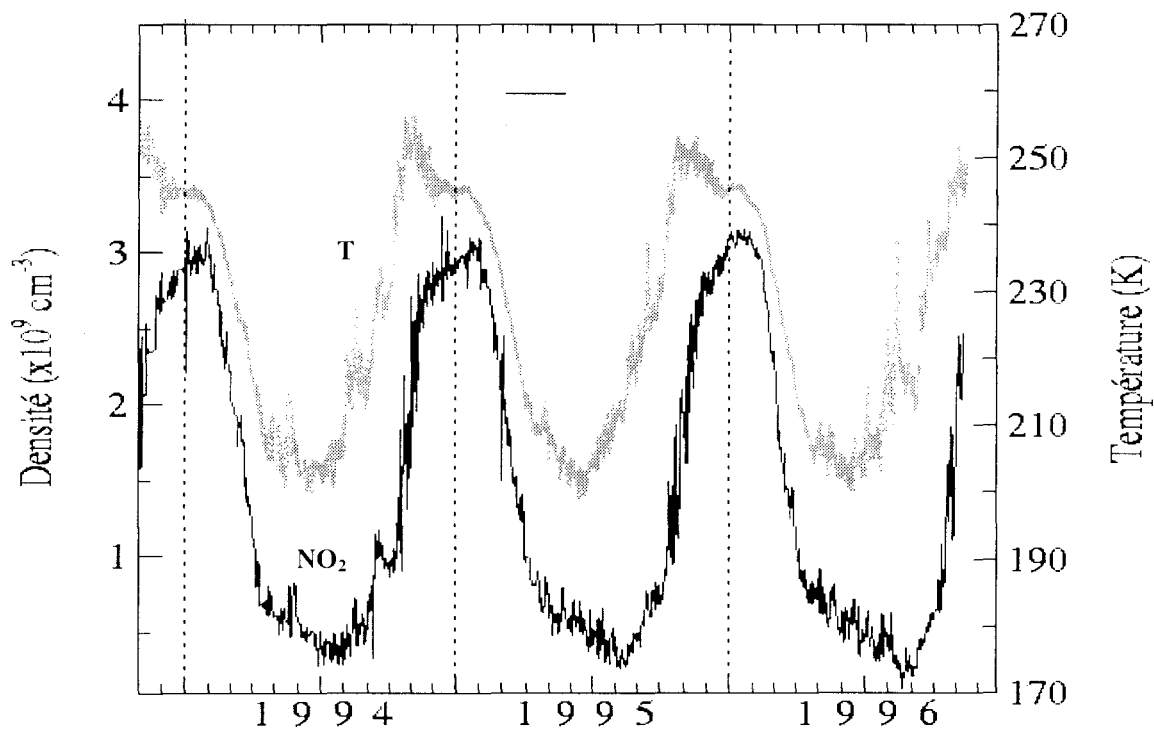
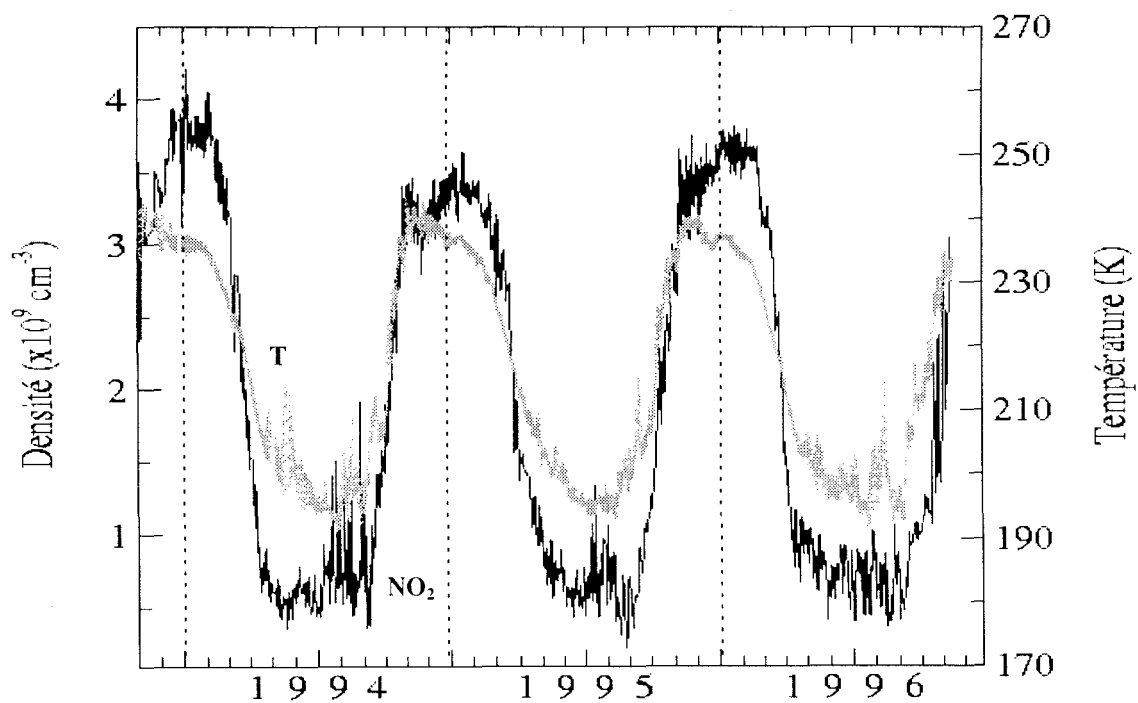
Hémisphère sud NO₂ 30 km**Hémisphère sud NO₂ 25 km**

Figure 4.42: Identique à la figure 4.39 mais dans l'hémisphère sud.

4.6. Conclusion

Ce chapitre nous a permis d'analyser en détail les mesures de l'instrument POAM II. Les comparaisons sur trois ans des profils verticaux des épaisseurs optiques mesurées par POAM II avec celles mesurées par SAGE II pour des mesures en coïncidence ont montré que les deux instruments sont en bon accord en général (écarts relatifs variant de 4 à 15% en valeur absolue suivant les canaux), sauf pour les mesures réalisées dans l'hémisphère nord à 1020 nm pour SAGE II et à 1060 nm pour POAM II où il y a un problème d'incompatibilité entre les calculs théoriques. La section sur l'intervalisation des algorithmes de traitement des données a montré que les résultats des deux méthodes d'inversion développées respectivement au LOA et au NRL/CPI sont également en bon accord pour les mesures effectuées par POAM II. Les comparaisons des profils verticaux des caractéristiques physiques des aérosols, de la densité de l'ozone obtenus par POAM II avec ceux obtenus par SAGE II ainsi que celui de la densité du dioxyde d'azote avec les mesures de HALOE sont satisfaisantes. Enfin, les études sur trois ans des variations temporelles des rayons effectifs, des densités de surface et de volume des aérosols nous ont montré non seulement leurs évolutions saisonnières et périodiques mais surtout la sédimentation gravitationnelle au cours du temps des aérosols volcaniques issus de l'éruption du Mont Pinatubo en juin 1991. Par ailleurs, les variations saisonnières de la densité de l'ozone nous ont montré d'abord la périodicité de la chute brusque et très importante de cette densité (75% environ) en fin de l'hiver dans l'hémisphère sud. Dans le cas du dioxyde d'azote, on a vu que sa densité dépend surtout de la durée d'éclairement solaire de la région observée par l'instrument.

CONCLUSION GENERALE

La conception et la mise au point d'un algorithme d'inversion sont parmi les étapes les plus importantes dans le traitement et dans l'analyse des données satellitaires. Dans cette étude, nous avons élaboré un algorithme d'inversion des données pour l'instrument POAM II. Cet algorithme a été développé à partir d'un autre algorithme d'inversion existant au LOA pour l'instrument SAGE II qui utilise le même principe de télédétection que POAM II pour observer l'atmosphère terrestre. Parallèlement, un autre algorithme d'inversion indépendant de celui du LOA a été développé au NRL/CPI pour le traitement des mesures effectuées par POAM II.

Dans un premier temps, chacun des deux laboratoires a commencé le développement de deux types d'algorithmes pour tester les méthodes utilisées:

- * l'algorithme de calcul direct qui a pour but d'estimer les profils verticaux de transmissions comme ils seraient mesurés par l'instrument POAM II, à partir d'un modèle "a priori" d'atmosphère correspondant à certains profils verticaux des coefficients d'extinction des aérosols et de l'abondance des gaz constituant l'atmosphère.
- * l'algorithme d'inversion qui a pour objectif de restituer le modèle "a priori" d'atmosphère à partir des profils de transmissions estimés précédemment.

Des essais sur des modèles d'atmosphère simulés ont été réalisés pour tester les deux types d'algorithmes développés par les deux laboratoires. La comparaison des épaisseurs optiques estimées à partir des deux algorithmes de calcul direct montre que le NRL/CPI trouve en général une épaisseur optique supérieure à celle du LOA. Les résultats obtenus sont satisfaisants car les écarts relatifs entre ces épaisseurs optiques sont inférieurs à 2% entre 10 à 50 km pour les canaux centrés à 352.3, 448.1 et

601.4 nm. Pour le canal centré à 1060.3 nm destiné à mesurer l'extinction due aux aérosols, ces écarts sont un peu plus élevés tout en restant inférieurs à 5% dans la même gamme d'altitudes. Dans le cas de l'inversion, on a constaté que les deux algorithmes retrouvent correctement l'abondance ou le coefficient d'extinction quand la contribution du coefficient d'extinction de ce constituant représente plus de 10% du coefficient d'extinction total dans le canal considéré. Dans ce cas, les écarts relatifs de la densité de l'ozone (ou du dioxyde d'azote) retrouvée par chaque algorithme par rapport à celle du modèle sont inférieurs à 5%; on retrouve la même conclusion pour les coefficients d'extinction des aérosols. Les résultats ont montré également que les deux algorithmes d'inversion du LOA et du NRL/CPI sont en bon accord dans les domaines d'altitude où les constituants considérés sont plus abondants dans l'atmosphère.

Par ailleurs, on a constaté dans ces tests que c'est difficile, voire impossible, de retrouver correctement le coefficient d'extinction ou l'abondance d'un constituant si la contribution de son coefficient d'extinction est inférieure à 10% environ par rapport au coefficient d'extinction total dans le canal considéré; ce qui limite la validité des méthodes utilisées. Dans ce cas, les écarts relatifs entre le coefficient d'extinction ou l'abondance du constituant et celui du modèle peuvent être supérieurs à 60%.

Dans un deuxième temps, les épaisseurs optiques de l'atmosphère obtenues par POAM II ont d'abord été comparées avec celles obtenues par SAGE II pour les mesures en bonne coïncidence spatiale et temporelle et pour les canaux communs afin d'intervalider les mesures effectuées par les deux instruments. On a pu ainsi montrer que les deux instruments sont en bon accord pour les canaux centrés à 448 et à 600 nm. SAGE II trouve en général une épaisseur optique supérieure à ce que POAM II trouve mais les écarts relatifs entre ces épaisseurs optiques sont inférieurs à 8% entre 20 et 40 km dans les deux hémisphères. Dans le cas des canaux centrés à 1020 nm pour SAGE II et à 1060 nm pour POAM II, les écarts relatifs sont inférieurs à 20% environ dans l'hémisphère sud sans considération de la correction en longueur d'onde. En introduisant ces corrections, les écarts sont réduits de 7 à 12% environ; ce qui est satisfaisant étant donné les distances et les écarts temporels qui séparent les deux mesures. Par contre, on

a mis en évidence un problème d'incompatibilité entre les mesures et les calculs théoriques qui ne nous a pas permis d'intervalider les mesures effectuées dans l'hémisphère nord dans ces canaux.

Ensuite, on s'est intéressé à l'intervalidation des algorithmes développés par les deux laboratoires pour les mesures de l'instrument POAM II. Les résultats des calculs ont confirmé que les deux algorithmes d'inversion sont en bon accord en général dans les domaines d'altitudes où les constituants considérés sont plus abondants dans l'atmosphère. Les coefficients d'extinction retrouvés à 1060 nm par le LOA sont en général supérieurs à ceux retrouvés par le NRL/CPI, les écarts entre ces coefficients sont inférieurs à 25% entre 11 et 25 km. A 442 nm, le NRL/CPI retrouve des coefficients d'extinction plus élevés que le LOA avec 15% d'écart maximum dans la même gamme d'altitudes. Pour la densité de l'ozone, le LOA retrouve une densité supérieure à ce que le NRL/CPI obtient mais les écarts relatifs entre ces densités sont inférieurs à 3% entre 15 et 40 km. Dans le cas du dioxyde d'azote, le LOA retrouve une densité plus élevée que le NRL/CPI avec 20% d'écart maximum; mais ce résultat est satisfaisant étant donné la faible contribution du coefficient d'extinction de ce gaz dans le canal centré à 448 nm destiné à sa détection.

Puis, on a effectué l'intervalidation des résultats de l'inversion des mesures de POAM II avec les valeurs obtenues par SAGE II pour les mêmes mesures en coïncidence que précédemment. Pour cela, les caractéristiques des aérosols (variations spectrales, profils verticaux du rayon effectif, de la variance effective et des densités de surface et de volume) et les profils verticaux de la densité de l'ozone ont été comparés. Les résultats obtenus sont satisfaisants pour l'ozone, les écarts relatifs entre les densités retrouvées sont inférieurs à 10% en valeur absolue entre 20 et 50 km. Pour les aérosols, les résultats sont moins satisfaisants que pour l'ozone car les écarts entre les grandeurs physiques calculées (rayon effectif, variance effective, densités de surface et de volume) peuvent être supérieurs à 100% entre 14 et 24 km. Dans le cas du dioxyde d'azote, les équipes travaillant sur l'instrument et le traitement des données de SAGE II sont en train d'améliorer leur algorithme. Il n'était donc pas possible d'intervalider la densité du dioxyde d'azote retrouvée par POAM II avec celle de SAGE II.

Enfin, des études climatologiques sur les caractéristiques physiques des aérosols, la densité de l'ozone et du dioxyde d'azote obtenus à partir des mesures de POAM II ont été effectuées dans les deux

hémisphères. En plus des variations saisonnières et périodiques des caractéristiques de ces aérosols, ces études montrent également la sédimentation gravitationnelle au cours du temps des aérosols volcaniques issus de l'éruption du Mont Pinatubo en juin 1991. Par ailleurs, on a pu distinguer sur l'étude de la variation saisonnière de la densité de l'ozone que l'influence des processus photochimiques est prépondérante à 30 km; à 20 km les processus dynamiques dominent et à 25 km, les deux processus interviennent. D'après cette étude, on a pu observer également la périodicité du "trou d'ozone" en début du printemps dans l'hémisphère sud ainsi que la variation saisonnière de la densité du dioxyde d'azote dans les deux hémisphères qui est due surtout à l'influence de la durée relative jour/nuit sur ce gaz. On a pu montrer ainsi que les données de POAM II permettaient de faire des études sur les évolutions des constituants de l'atmosphère pendant trois ans.

L'algorithme d'inversion des données pour l'instrument POAM II que nous avons développé durant cette thèse a donc été validé. Cette étude a montré d'une part aussi bien les avantages que les limites de la méthodes utilisées au LOA qui est plus simpliste que celle employée au NRL/CPI. D'autre part, cet algorithme pourrait être adapté de nouveau pour analyser les mesures des autres instruments utilisant le même principe de télédétection pour observer l'atmosphère. C'est le cas par exemple de POAM III sur SPOT 4 qui a été mis en orbite en mars 1998.

Références bibliographiques

Arvesen J. C., R. N. Griffin and B. D. Pearson. *Determination of extraterrestrial solar spectral irradiance from a research aircraft*. Appl. Opt., **8**, 2215-32, 1969.

Angström, A., *The parameters of atmospheric turbidity*, Tellus, **26**, 64-75, 1964.

Bevilacqua R. M., K. W. Hoppel, J. H. Hornstein, R. L. Lucke, E. P. Shettle, T. L. Ainsworth, D. J. Debrestian, M. D. Fromm, S. S. Krigman, J. D. Lumpe, W. Glaccum, J. J. Olivero, R. T. Clancy, C. E. Randall, D. W. Rusch, E. Chassefière, F. Dalaudier, C. Deniel, C. Brogniez, J. Lenoble. *First results from POAM II: The dissipation of the 1993 Antarctic Ozone Hole*. Geophys Res Letters, **22**, 909-912, 1995.

Bevilacqua R. M., C. P. Aellig, D. J. Debrestian, M. D. Fromm, K. W. Hoppel, J. D. Lumpe, E. P. Shettle, J. H. Hornstein, C. E. Randall, D. W. Rusch, and J. E. Rosenfield, *POAM II ozone observations in the Antarctic ozone hole in 1994, 1995, and 1996*. J. Geophys Res., **102**, 23,643-23,657, 1997.

Bigg, E. K., A. Ono and W. J. Thompson, Tellus **22**, 550-563, 1970.

Bluth, G. J. S., S. D. Doiron, C. C. Schnetzler, A. J. Kueger, and L. S. Walter, *Global tracking of the SO₂ clouds from the June 1991 Mount Pinatubo eruptions*, Geophys. Res. Lett., **19**, 151-154, 1992.

Bojkov, R. D. and V. E. Fioletov, *Changes of the lower stratospheric ozone over Europe and Canada*, J. Geophys. Res., **102**, 1337-1347, 1997.

Brasseur G. and P. C. Simon. *Stratospheric chemical and thermal response to long-term variability in solar UV irradiance*. J. Geophys. Res., **86**, 7343-62, 1981.

Brasseur, G. and S. Solomon, *Aeronomy of the Middle Atmosphere*, D. Reidel. Publishing Company, 1982.

Brewer, A. W., J. B. Kerr and C. T. McElroy, *Nitrogen dioxide concentrations in the Atmosphere*, Nature, **246**, 129, 1973.

Brognez C., and Lenoble J., *Size distribution of stratospheric aerosol from SAGE II multiwavelength extinction*, in Aerosol and Climate, edited by P. V. Hobbs and M. P. McCormick, 305-311, A. Deepak, 1988.

Brognez C., and Lenoble J., *Analysis of 5-year Aerosol Data From the Stratospheric Aerosol and Gas Experiment II*, J. Geophys. Res., **96**, D8, 15479-15497, 1991.

Brognez C., J. Lenoble, R. Ramanaherisoa and POAM II Science Team. *Inversion algorithm and validation of POAM aerosol products*. Atmospheric Sensing and Modeling. SPIE, 2311,10-18,1994.

Brognez, C., J. Lenoble, R. Ramanaherisoa, K. H. Fricke, E. P. Shettle, K. W. Hoppel, R. M. Bevilacqua, J. Hornstein, J. Lumpe, M. D. Fromm, and S. S. Krigman *SESAME Campaign: Correlative Measurements of aerosol in Polar Atmosphere*. J. Geophys. Res., **102**, 1489-1494, 1997.

Cacciani M., A. di Sarra, A. Fiocco and A. Amoroso. *Absolute Determination of the Cross*

Section of Ozone in the Wavelength Region 339 - 355 nm at Temperatures 220 and 293 K. J. Geophys. Res., **94**, 8485-8490, 1989.

Chahine M. T. *A General Relaxation Method for Inverse Solution of the Full Radiative transfer Equation.* J. Atmos Sciences, **29**, 741-747, 1972.

Chapman, S. *A theory of upper Atmospheric ozone.* Mem. R. Meteor. Soc., **3**, 103-125, 1930.

Chu W., *Convergence of Chahine's nonlinear relaxation inversion method used for limb viewing remote sensing,* Appl. Opt., **24**, 445-447, 1985.

Chu W. P., M. P. McCormick, J. Lenoble, C. Brogniez and P. Pruvost. *SAGE II Inversion Algorithm.* J. Geophys. Res., **94**, 8339-8351, 1989.

Coffey, M. T., W. G. Mankin and A. Goldman, *Simultaneous spectroscopic determination of the latitudinal, seasonal and diurnal variability of stratospheric N_2O , NO , NO_2 and HNO_3 ,* J. Geophys. Res., **86**, 7331, 1981.

Crutzen, P. *Influence of Nitrogen Oxides on the Atmospheric Ozone Content,* Quart. J. Roy. Meteorol. Soc., **96**, 320, 1970.

Debreastian, D. J., J. D. Lumpe, E. P. Shettle, R. M. Bevilacqua, J. J. Olivero, J. S. Hornstein, W. Glaccum, D. W. Rusch, C. E. Randall, and M. D. Fromm, *An Analysis of POAM II Solar Occultation Observations of Polar Mesospheric Clouds in the Southern Hemisphere,* J. Geophys. Res., **102**, 1971, 1997.

Debreastian, D. J., et al., *POAM II: Observations of Polar Mesospheric Clouds in the Southern*

Hemisphere. Paper C1.2-0018 COSPAR 96. Birmingham, England, July 14-21, 1996. Acceptée pour publication dans *Adv. Space Res.*

Deniel C., F. Dalaudier, E. Chassefière, R. M. Bevilacqua, E. P. Shettle, K. W. Hoppel, J. H. Hornstein, J. D. Lumpe, D. W. Rush, and C. E. Randall. *A Comparative study of POAM II electrochemical concentration cell ozonesonde measurements obtained over northern Europe*. *J. Geophys. Res.*, **102**, 23629-23642, 1997.

Frohlich, C., and J. London. *Revised instruction manual on radiation instruments and measurements*. WCRP Pub. Series N° 7, WMO/TD. N° **149**, 140pp, 1986.

Dubuisson P., J. C. Buriez and Y. Fouquart. *High spectral resolution solar radiative transfer in absorbing and scattering media: application to the satellite simulation*. *J. Quant. Spectrosc. Radiat. transfer*, **55**, 1, 103-126, 1996.

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**, 207-210, 1985.

Frohlich C. and J. London (eds). *Revised instruction manual on Radiation instruments and measurements*. WCRP Pub. Series N° 7. WMO/TD. N° **149**, 140pp, 1986.

Fromm, M. D., J. D. Lumpe, R. M. Bevilacqua, E. P. Shettle, J. Hornstein, S. T. Massie, and K. H. Fricke. *Observation of Antarctic polar stratospheric clouds by POAM II: 1994-1996*, *J. Geophys. Res.*, **102**, 23,659-23,672, 1997.

Glaccum W., R. L. Lucke, R. M. Bevilacqua, E. P. Shettle, J. S. Hornstein, D. T. Chen, J. D. Lumpe, S. S. Krigman, D. J. Debrestian, M. D. Fromm, F. Dalaudier, E. Chassefière, C. Deniel, C. E.

Randall, D. W. Rusch, J. J. Olivero, C. Brogniez, J. Lenoble, and R. Kremer. *The Polar Ozone and Aerosol Measurement instrument*. J. Geophys. Res., **101**,14,479-14,487, 1996.

Hitchman, M. H., M. McKay and C. R. Trepte, *A climatology of stratospheric aerosol*, J. Geophys. Res., **99**, 20689-20700, 1994.

Hofmann D. J. and S. Solomon. *Ozone Destruction Through Heterogeneous Chemistry Following the Eruption of El Chichon*. J. Geophys. Res., **94**, 5029-5041, 1989.

Garcia R. R., and S. Solomon, *The effect of breaking gravity waves on the dynamics and chemical composition of the mesosphere and lower thermosphere*, J. Geophys. Res., **90**, 3850-3868, 1985.

Gruner P. and H. Kleiner, *Prob. Kosm. Phys.* **10**, 1927.

Hamill P., R. P. Turco and O. B. Toon, *On the growth of nitric and sulphuric acid aerosol particles under stratospheric conditions*, J. Atm. Chem., **7**, 287-315, 1988.

Hansen, J. E., and L. D. Travis, *Light scattering in planetary atmospheres*, Space Sci. Rev., **16**, 527-610, 1974.

Harder J. W., J. W. Brault, P. V. Johnston, and G. H. Mount. *Temperature dependent NO₂ cross sections at high spectral resolution*. J. Geophys. Res., **102**,3861-3879, 1997.

Hoffman D. J. and S. Solomon, *Ozone destruction through heterogeneous chemistry following the eruption of El Chichon*. J. Geophys. Res., **94**, 5028-5041, 1989.

- Hoydt D. V., J. Appl. Meteor., **16**, 432, 1977.
- Kerr, J. B. and C. T. McElroy, *Measurement of stratospheric nitrogen dioxide from AES stratospheric balloon program*, Atmosphere, **14**, 166, 1976.
- Keating, G. M., M. C. Pitts and D. F. Young, *Ozone reference models for the middle atmosphere*, Adv. Space Res., **10**, (12)317-(12)355, 1990.
- Kondo, Y., T. Sugita, R. J. Salawitch, M. Koike, and T. Deshler, *Effect of Pinatubo aerosols on stratospheric NO*, J. Geophys. Res., **102**, 1205-1313, 1997.
- Krueger, A. J., L. S. Walter, P. K. Bhartia, C. C. Schnetzler, N. A. Krotkov, I. Sprod, and G. J. S. Bluth, *Volcanic sulfur dioxide measurements from the total ozone mapping Spectrometer instruments*, J. Geophys. Res., **100**, 14057-14076, 1995.
- Lambert, A., R. G. Grainger, C. D. Rodgers, and F. W. Taylor, *Global evolution of the Mt Pinatubo volcanic aerosols observed by the infrared limb-sounding instruments CLAES and ISAMS on the Upper Atmosphere Research Satellite*, J. Geophys. Res., **102**, 1495-1512, 1997.
- Lenoble J. and P. Pruvost., *Inference of the Aerosol Angstrom Coefficient from SAGE Short-Wavelength Data*, J. Clim. Appl. Meteor., **22**, 10, 1717-1725, 1983.
- Lenoble J., *Atmospheric Radiative Transfer*, A. Deepak Publishing, 1993.
- Leu, M. T., *Laboratory studies of sticking coefficients and heterogeneous reactions important in the Antarctic stratosphere*, Geophys. Res Lett., **15**, 17-20, 1988a.

Leu, M. T., *Heterogenous reactions of N_2O_3 with H_2O and HCl on ice surfaces: Implications for Antarctic stratosphere*, Geophys. Res. Lett. **15**, 855-858, 1988b.

Lumpe J. D., R. M. Bevilacqua, K. W. Hoppel, S. S. Krigman, D. L. Kriebel, D. J. Debrebian, C. E. Randall, D. W. Rusch, C. Brogniez, R. Ramanananaherisoa, E. P. Shettle, J. J. Olivero, J. Lenoble and P. Pruvost., *POAM II Retrieval Algorithm and Error Analysis*, J. Geophys. Res., **102**, 23,593-23,614, 1997.

McCormick, M. P., P. Hamill, T. J. Pepin, W. P. Chu, T. J. Swissler, and L. R. McMaster. *Satellite studies of stratospheric aerosol*. Bull Amer. Meteor. Soc., **60**, 1038-46, 1979.

McDermid, I. S., S. M. Godin, P. H. Wang, and M. P. McCormick. *Comparison of stratospheric ozone profiles and their seasonal variations as measured by Lidar and SAGE 2 during 1988*. J. Geophys. Res., **95**, 5605-5612, 1990.

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

McElroy, M. B., R. J. Salawitch, and S. C. Wofsy, and J. A. Logan. *Antarctic ozone: chemical mechanisms for spring decrease*, Geophys. Res. Lett., **13**, 1296-1299, 1986b.

Mie, G., Ann. Phys., **25**, 377-445, 1908.

Mauldin, L. E., N. H. Zaun, M. P. McCormick, J. H. Guy, and W. R. Vaughn. *Stratospheric Aerosol and Gas Experiment II instrument: a functional description*. Opt. Engin., **24**, 307-12, 1985.

Molina, L. T., and M. J. Molina. *Production of Cl_2O_2 from the self-reaction of the ClO radical*, J. Phys. Chem., **91**, 433-436, 1987.

Molina, M. J., T. L. Tso, L. T. Molina, and F. C. Wang, *The chemical interaction of ClONO₂, HCl and ice, and the release of active chlorine in the Antarctic stratosphere*, Science, **238**, 1253-1259, 1987.

Neckel, H. and D. Labs. *The solar radiation between 3300 and 12500 Å*. Solar Physics, **90**, 202-258, 1984.

Noxon, J. F., E. C. Whipple, Jr. and R. S. Hyde, *Stratospheric NO₂. I. Observational method and behavior at mid-latitude*, J. Geophys. Res., **84**, 5047, 1979.

Pierce, A. K., and C. D. Slaughter, *Solar limb darkening, I, $\lambda\lambda$ (3033-7297)*, Solar Phys., **51**, 25-41, 1976.

Pierce, A. K., C. D. Slaughter, and D. Weinberger, *Solar limb darkening in the interval 7404-24018 Å, II*, Solar Phys., **52**, 179-189, 1976.

Pommereau, J. P., *Observation of NO₂ diurnal variation in the stratosphere*, Geophys. Res; Lett., **9**, 850-853, 1982.

Poole L. P. and M. P. Cormick, *Polar Stratospheric Clouds and the Antarctic ozone hole*, J. Geophys. Res., **93**, 8423-8430, 1988.

Pruvost, P., P. Dubuisson, C. Brogniez, J. Lenoble, and the POAM II Science Team, *Analysis of POAM II Water Vapor Channels*, Atmosphère. Sens. and Mod., SPIE, 2311, 101-106, 1994.

Randall C. E., D. W. Rusch, R. M. Bevilacqua, J. D. Lumpe, T. L. Ainsworth, D. J. Debrebian,

M. D. Fromm, S. S. Krigman, J. S. Hornstein, E. P. Shettle, J. J. Olivero, & R. T. Clancy. *Preliminary results from POAM II: Stratospheric ozone at high northern latitudes*. Geophys Res Letters, **22**, 2733-2736, 1995.

Randall C. E., D. W. Rusch, J. J. Olivero, R. M. Bevilacqua, L. R. Poole, J. D. Lumpe, M. D. Fromm, K. W. Hoppel, J. S. Hornstein, and E. P. Shettle. *An overview of POAM II aerosol measurements at 1.06 micron*. Geophys Res Letters, **23**, 3195-3198, 1996.

Rayleigh Lord. (Strutt J. W.). Scientific Papers, 1, N°9,10,74 (1881-1887).

Read, W. G, L. Froidevaux, and J. W. Waters, *Microwave Limb Sounder measurements of stratospheric SO₂ from Mt Pinatubo volcano*, Geophys. Res. Lett., **20**, 1299-1302, 1993.

Russell J. M., L. L. Gordley, J. H. Park, S. R. Drayson, W. D. Hesketh, R. J. Cicerone, A. F. Tuck, J. E. Frederick, J. E. Harries and P. J. Crutzen. *The Halogen Occultation Experiment*. J. Geophys. Res., **98**, 10,777-10,797, 1993.

Rodgers C. D., *Retrieval of Atmospheric Temperature and Composition From Remote Measurements of Thermal Radiation*. Rev of Geophys & Space Physics, **14**, 600-624, 1976.

Rosen , J. M. and D. J. Hofmann, *Optical modeling of stratospheric aerosol: Present status*, Appl. Opt., **25**, 410-419, 1986.

Rosen , J. M., D. J. Hofmann and J. Laby, *Stratospheric aerosol measurements II: The worldwide distribution*, J. Atmos. Sci., **32**, 1457-1462, 1975.

Rothman, L. S., et al., *The HITRAN molecular database: Editions of 1991 and 1992*, J. Quant.

Spectrosc. Radiat. Transfer. **48**, 469-479, 1992.

Shettle E. P. and S. Anderson, *New visible and Near IR Ozone Cross-Sections for MODTRAN*, Proceeding of the 17th Annual Review Conference on Atmospheric Transmission Models, Special Reports N° **274**, 335-345, Phillips Laboratory, PL-TR-95-2060, MA 8-9 June 1994.

Shettle E. P., M. D. Fromm, D. Debrestian, J. S. Hornstein, K. W. Hoppel, J. Lumpe, W. J. Glaccum, J. J. Olivero, R. M. Bevilacqua, and S. S. Krigman, *Observations of Clouds in the Polar Mesosphere from POAM II*, Proceedings of SPIE Conference, **2578**, 138-145, 1995.

Shettle E. P., R. M. Bevilacqua, T. L. Ainsworth, J. D. Lumpe, K. W. Hoppel, S. S. Krigman, M. D. Fromm & J. S. Hornstein, *Measurements of Antarctic Ozone by POAM II*, Proceedings of SPIE Conference, **2582**, 306-312, 1995.

Shettle E. P., R. M. Bevilacqua, J. S. Hornstein, K. W. Hoppel, J. D. Lumpe, S. Krigman, D. Debrestian, M. D. Fromm and W. J. Glaccum, *POAM II: Early results and comparisons with COSPAR International Reference Atmosphere Ozone Models*, Adv. Space Res., **18**, 311-314, 1996.

Schneider, W., G. K. Moortgat, G. S. Tyndall and J. P. Burrows, *Absorption cross sections of NO₂ in the UV and visible region (200-700 nm) at 298 K*, J. Photochem. Photobiol. A, **40**, 195, 1987.

Scott N. A., *A direct method of computation of the transmission function of an inhomogeneous gaseous medium- I: description of the method*, J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer, **14**, 691, 1974.

Smith E. V. P. and D. M. Gottlieb, *Solar flux and its variation*, Space Sci. Rev., **16**, 771-802, 1974.

Suzuki M., Y. Sasano, T. Ishigaki, N. Kimura, N. Araki, A. Matsuzaki, *Improved Limb Atmospheric Spectrometer, ILAS.*, Proceeding of SPIE Conference, **2268**, 103-110, 1994.

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

Steele H. M. and Hamill, *Effects of temperature and humidity on the growth and optical properties of sulfuric acid-water droplets in the stratosphere*, J. Aerosol Sc., **12**, 6, 517-528, 1981.

Tabazadeh, A., and R. P. Turco, *Stratospheric chlorine injection by volcanic eruptions: HCl scavenging and implications for ozone*, Science, **260**, 1082-1086, 1993.

Tabazadeh, A., R. P. Turco, K. Drdla, M. Z. Jacobson and O. B. Toon, *A study of type I polar stratospheric cloud formation.*, Geophys. Res. Lett., **21**, 1619-1622, 1994.

Thomason L. W. and L. R. Poole, *Use of stratospheric aerosol properties as diagnostics of Antarctic vortex processes*, J. Geophys. Res, **98**, 23003-23012, 1993.

Thomason L. W., L. R. Poole and T. Deshler, *A global climatology of stratospheric aerosol surface area density deduced from SAGE II measurements: 1984-1994*, J. Geophys. Res, **102**, D7, 1997.

Toon, O. B., P. Hamill, R. P. Turco, and J. Pinto, *Condensation of HNO₃ and HCl in the winter polar stratosphere*, Geophys. Res. Lett., **13**, 1284-1287, 1986.

Triplet J. P. et G. Roche., *Météorologie générale.*, Ecole Nationale de la Météorologie, 3^{ème} édition, 1986.

Turco, R. P., K. Drdla, A. Tabazadeh and P. Hamill, *Heterogeneous chemistry of polar stratospheric clouds and volcanic aerosols*, in *The Role of the Stratosphere in Global Change*, M. L. Chanin editor, 1992.

Van de Hulst, H. C. *Light scattering by small particles*. John Wiley, New York, USA, 1957.

Westrich, H. R., and T. M. Gerlach, *Magmatic gas source for the stratospheric SO₂ cloud from the June 15, 1991, eruption of Mount Pinatubo*, *Geology*, **20**, 867-870, 1992.

World Meteorological Organization (WMO), *Atmospheric Ozone 1985: Global ozone research and monitoring project*, Report N°16, 1986.

Young A. T., *J. Appl. Meteor*, **20**, 238, 1981.

ANNEXE

*ESA WPP-108
April 1996*

Global Ozone Monitoring Experiment (GOME) Geophysical Validation Campaign

Final Results Workshop Proceedings

ESA/ESRIN, Frascati, Italy,

24-26 January 1996

Balloon measurements of aerosol extinction, ozone and nitrogen dioxide profiles for the validation of GOME algorithms and products

*by C. Brogniez, R. Ramanananaherisoa, J. Lenoble
J. P. Pommereau, C. Phillips and L. Denis*

BALLOON MEASUREMENTS OF AEROSOL EXTINCTION, OZONE AND NO₂ PROFILES FOR THE VALIDATION OF THE GOME ALGORITHMS AND PRODUCTS

C. Brogniez, R. Ramanahérisoa and J. Lenoble

Laboratoire d'Optique Atmosphérique, Université des Sciences et Technologies de Lille, France

J.P. Pommereau, C. Phillips and L. Denis

Service d'Aéronomie, Verrières le Buisson, France

Abstract

Profiles of aerosol extinction and size distribution and ozone and nitrogen dioxide number density, required for the GOME retrieval algorithms and the validation of its inversion process, were measured in October 1995, during the commissioning phase of the satellite instrument, by a combination of balloon borne instruments at Aire sur l'Adour, France.

1. INTRODUCTION

The aim of the GOME measurements is the retrieval of ozone and NO₂ total columns as well as ozone profiles from nadir viewing observations. Since the algorithm is sensitive to atmospheric scattering by stratospheric aerosols which need to be included explicitly in the calculations, it was proposed to carry out simultaneous measurements of profiles of aerosol extinction, ozone and NO₂ during the commissioning phase, in order to provide the necessary information for case studies for testing the validity of the GOME retrieval process.

The measurements were carried out in October 1995 at Aire sur l'Adour (44.7°N, 0.25°W) in south-western France using several balloon borne instruments: the RADIBAL photo-polarimeter, the BALLAD limb radiometer and the BOCCAD sun-radiometer of the Laboratoire d'Optique Atmosphérique de Lille (LOA), and the SAOZ uv-visible spectrometer of the Service d'Aéronomie (SA). Five flights were performed in near-coincidence with GOME overpasses above the station; their preliminary results are described below.

2. BALLOON-BORNE INSTRUMENTS

2.1. RADIBAL (RADIomètre BALlon) designed by LOA in 1983, is a small FOV (2°) photopolarimeter which measures the radiance and the polarization degree of the sunlight scattered by the atmosphere at 1650 and 850 nm during the ascent and/or the descent of the balloon. The rotation of the gondola around its vertical axis (1 rpm) allows the measurement of the azimuth dependence of the radiance and polarization at several altitudes (Herman et al., 1986).

The atmosphere slant optical depth is estimated by the reflectance (normalised radiance) at 30° scattering angle. The aerosol size distribution is retrieved by fitting the measured reflectance and polarization degree diagrams with diagrams computed with MIE routines for log normal distribution (LND) models, assuming a spherical shape for the aerosols and a fixed refractive index (Santer et al., 1992, Brogniez et al., 1992). The accuracy of the RADIBAL absolute calibration is ~ 10%, and the polarisation is measured within 2%. When retrieving the aerosols from the measurements, the contribution of the molecular scattering and of the

troposphere illumination leads to additional errors (Brogniez et al., 1996). The effective radius is then retrieved within ~ 8% and the refractive index within ~ 2%; the effective variance is defined within 20%.

2.2. BALLAD (BALloon Limb Aerosol Detection), is a linear CCD detector (1728 diodes oriented vertically) radiometer allowing the measurement of the vertical distribution of the limb radiance as well as of the limb polarized radiance. As for RADIBAL, the rotation of the gondola around its vertical axis (1/3 rpm) allows to determine the azimuth dependence of the radiance and polarization measurements. Rotating interferential filters and polaroids allow the estimation of the wavelength dependence of the reflectance and polarization. BALLAD is a new instrument developed in 1993, which requires extensive modelling for being interpreted. Its measurements are not yet analysed.

2.3 BOCCAD (Balloon OCCultation for Aerosol Detection) operates also at the balloon ceiling level, approx. 32 km. It is a solar occultation instrument, designed in 1994, set up on the same gondola as RADIBAL and BALLAD, but which performs at sunset only, after the measurements of BALLAD are completed. The gondola stops rotating and the instrument points toward the sun.

An objective forms the sun's image on a CCD matrix of 244 x 550 pixels. The vertical and horizontal FOV of the instrument are 10° and 7.5° respectively and the optical axis of the instrument is pointing ~ 2° below the balloon horizon so that the whole occultation event can be observed. A filter-wheel between the objective and the detector, allows to perform multi-spectral measurements. Three interferential filters centred at 850, 780 and 443 nm are dedicated to aerosol study, a fourth centred at 600 nm is dedicated to ozone. A large number of images are formed successively in each channel during the flight (typically 150 to 300 depending on the event). Radiance measurements are converted into transmission by using a reference image obtained nearly outside the atmosphere. Then the ephemeris allow to convert the time-transmission data into tangent altitude-transmission data taking into account atmospheric refraction. The inversion is conducted in the same way as we use to do with satellite occultation data (Chu et al., 1989). After correction from molecular attenuation, the inversion is conducted following a Chahine's procedure leading to an extinction coefficient for each channel from which the ozone and aerosol contributions are discriminated.

2.4 SAOZ is the balloon borne version (Pommereau et al., 1991, Pommereau et al., 1994, Pommereau and Piquard, 1994) of the ground-based uv-visible diode

array spectrometer designed for total ozone, NO₂ and PSC measurements in polar areas also used for the validation of the GOME total ozone measurements (Lambert et al., this issue). It is a 1024 diodes, 50 μm entrance slit, 300-630 nm range, spectrometer with a resolution of 0.6 nm and an oversampling of about a factor 4. Its field of view of 360° in azimuth and +10°, -6° in elevation is defined by a conical mirror and circular baffles. Three stages of diffusers in front of the entrance slit allow to get a response independent of the orientation of the gondola in respect to the direction of the sun. Slant columns of O₃, NO₂, (O₂)₂ and tropospheric H₂O are retrieved by a least squares iterative procedure using high resolution absorption cross-sections published in the literature and convoluted with the SAOZ instrument function. Slant columns are inverted into vertical profiles by onion peeling. The residual amount of absorbent above the maximum altitude of the balloon is determined by comparison of the measurements performed during ascent and occultation. The location and altitude of the balloon are measured with an accuracy of ±150 m with a GPS receiver and pressure and temperature with a set of Vaisala radiosonde sensors. The vertical coordinate used in the presentation of the results is therefore geometric altitude. One standard deviation random errors shown in the profiles are those estimated by the least squares fit, propagated in the inversion process. The ozone absorption cross-sections used are those of (Brion et al. (1993). After normalisation by -1.9%, they are consistent with the most accurate ones (0.5% accuracy) of Anderson and Mauersberger (1992) but available at few discrete wavelengths only. According to Brion et al., they are independent of temperature in the visible range. The accuracy of ozone concentrations would be therefore better than 2%. For NO₂, the uncertainty of the absorption cross-sections (Merienne et al., 1994) is of the order of 5% only, but in addition there is a rather large temperature dependence as shown by Harwood and Jones (1994) and Coquart et al., (1995), not taken into account in the present analysis. If corrected for this temperature dependence, the NO₂ stratospheric concentrations would have to be reduced by 12-15%.

3. BALLOON FLIGHTS

Five flights were performed in October from Aire sur l'Adour. The date, UT time of measurements, instrument and location of tangent point (at mean altitude ~ 20 km) or balloon location (for RADIBAL), are given in table 1.

The October 2 flight, dedicated to SAOZ, was a sunset flight released at 16:30UT in the afternoon performed in presence of large thunderstorms above Northern Spain. Measurements were performed during ascent and occultation down to -6° solar elevation. RADIBAL was flown on Oct 5 and operated during the slow descent of

Date	UT	Instr.	location
Oct 2	17-19	SAOZ	43.8N - 2.0W
Oct 5	16-18	RADIBAL	43.9N - 0.1E
Oct 12	06-07	SAOZ	43.7N - 2.1E
Oct 12	17-18	BOCCAD	43.3N - 4.6W
Oct 12	17-19	SAOZ	43.7N - 2.7W

Table 1. Sequence of balloon flights performed at Aire sur l'Adour in October 1995 for the validation of GOME.

the balloon between 27 and 14 km. Three flights were performed on the 12th : a first SAOZ launched by the end of the night for sunrise occultation followed by measurements during the descent below the parachute; BALLAD and BOCCAD released at 15:00UT which both operated at the balloon float altitude of 32 km, BALLAD first in the afternoon down to ~+2° solar elevation, then BOCCAD, from ~+2° to ~-6°; and finally, a second SAOZ was launched at 17:00UT for simultaneous sunset occultation measurements.

4. RESULTS

The results of the above flights, currently available, are shown below. Figure 1 displays the SAOZ ozone and NO₂ profiles with their the one standard deviation uncertainties, at sunset on October 2, obtained by averaging the late afternoon ascent measurements starting at 2 km and the more precise occultation observations ending at 15 km. Since the profile shown is a weighted average and the ascent measurements are less precise because of the smaller sun zenith angle, there is a discontinuity of precision between 14 and 15 km.

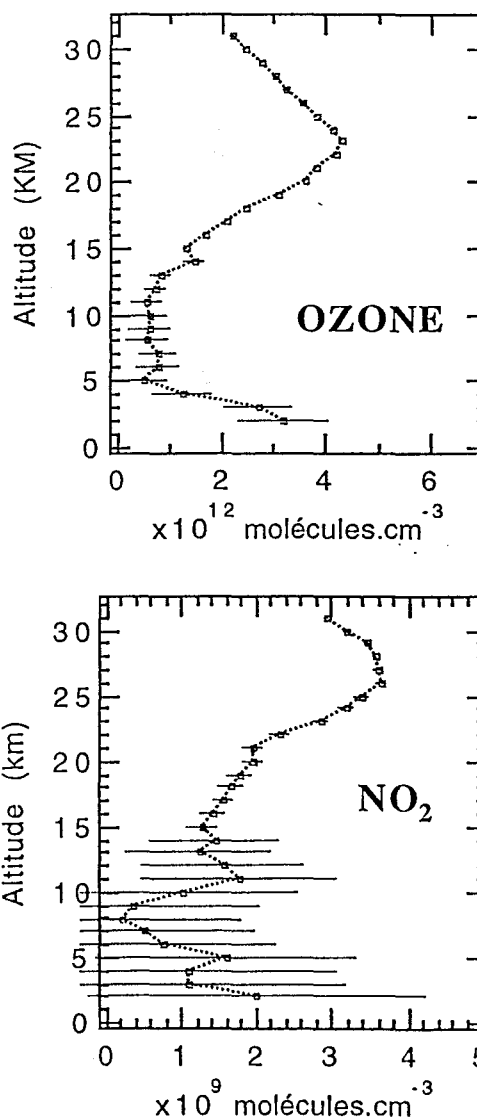


Figure 1. Ozone and NO₂ density profiles measured at sunset by SAOZ on October 2.

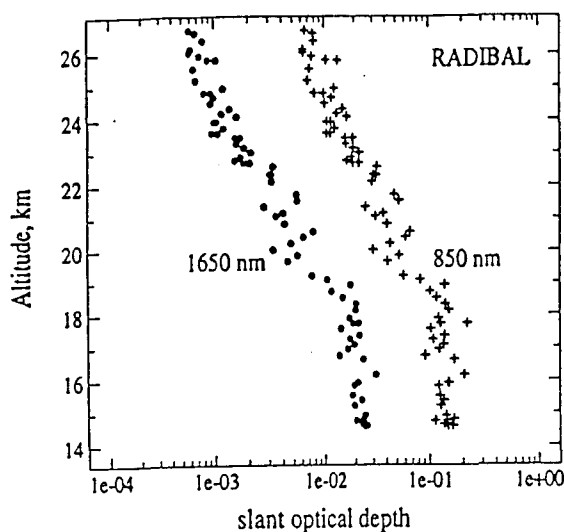


Figure 2. RADIBAL slant optical depth at 1650 nm (dots) and 850 nm (plusses) for October 5.

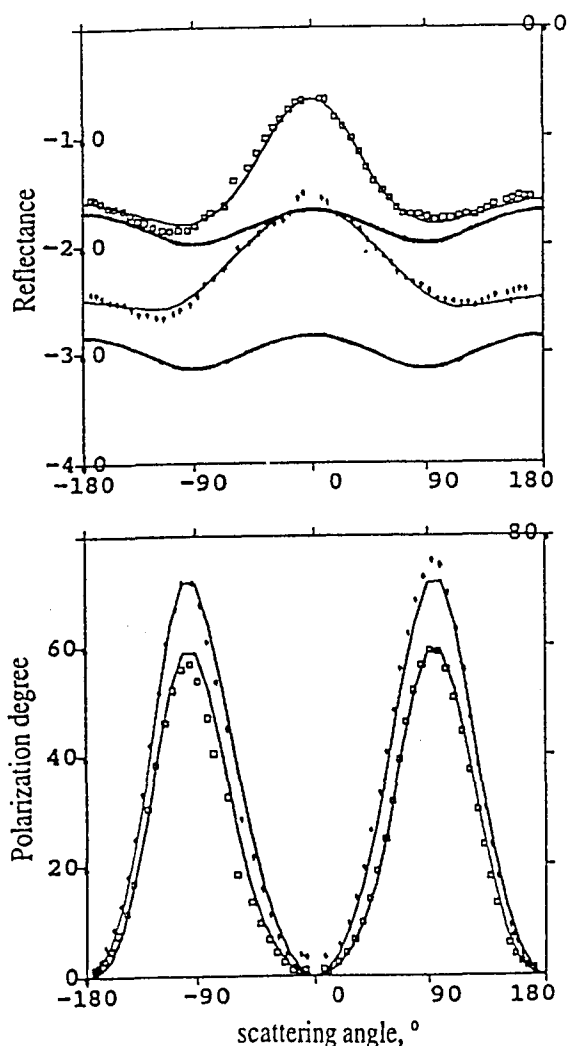


Figure 3. Example of reflectance (upper curves) and polarization degree (lower) versus scattering angle observed at ≈ 17 km on October 5: squares for 850 nm and crosses for 1650 nm; simulations in full lines and Rayleigh reflectance in thick lines

The RADIBAL slant optical depths at 850 and 1650 nm measured on October 5 are shown in figure 2; the aerosol layer is mainly located below 20 km and the aerosol loading is relatively small. An example of reflectance and polarization diagrams measured by RADIBAL at both wavelengths, at ~ 17 km, is shown in fig. 3 together with the results of simulations. Particle effective radius and variance derived by fitting the model parameters at each altitude step, are shown in fig. 4. The effective radius of the aerosol particles in the main layer is $\approx 0.35 \mu\text{m}$ and the variance is small.

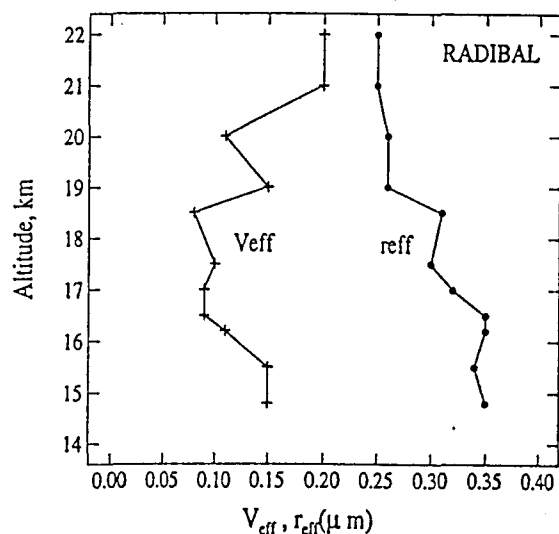


Figure 4. Vertical profiles of effective radius (dots) and of retrieved effective variance (plusses) on October 5.

The BOCCAD profile of aerosol extinction at 850 nm measured on October 12 is shown in fig. 5. The maximum extinction is small: $\sim 5 \times 10^{-4} \text{ km}^{-1}$. Assuming an exponential decrease of the extinction coefficient at altitudes higher than 22 km, the total vertical aerosol optical depth at 850 nm above the tropopause at 13 km would be ~ 0.0032 .

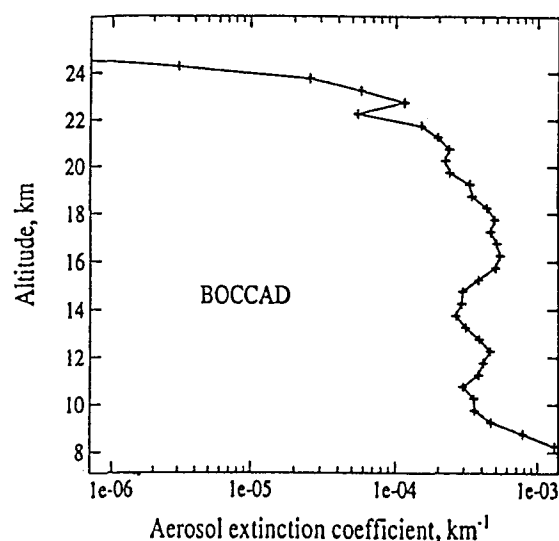


Figure 5- Aerosol extinction coefficient at 850 nm measured by BOCCAD on October 12.

Ozone number density profiles retrieved by BOCCAD and SAOZ are shown in figure 6a. There are four profiles shown : SAOZ at sunrise looking 300 km east of the balloon, SAOZ ascent in late afternoon starting at 2 km altitude, BOCCAD and SAOZ measurements looking 300 km west during the sunset occultation. All profiles do show the same maximum concentration at about 24 km. Except for the lowermost points, the two sunset profiles are consistent within their error bars.

Figure 6b shows three NO₂ profiles recorded during the SAOZ flights with their respective error bars: sunrise occultation above 9 km, late afternoon ascent above 2 km and sunset above 12 km. Above 18 km, the NO₂ concentration is larger at sunset after the daytime photolysis of N₂O₅. One can note also a significant NO₂ peak of $3 \cdot 10^9$ mol.cm⁻³ around the tropopause in the morning measurements looking east that is above south France. This is a feature commonly observed in light easterlies anticyclonic conditions as was the case on October 12. The NO₂ maximum at 11- 12 km is thought to be the consequence of accumulation of aircraft exhaust.

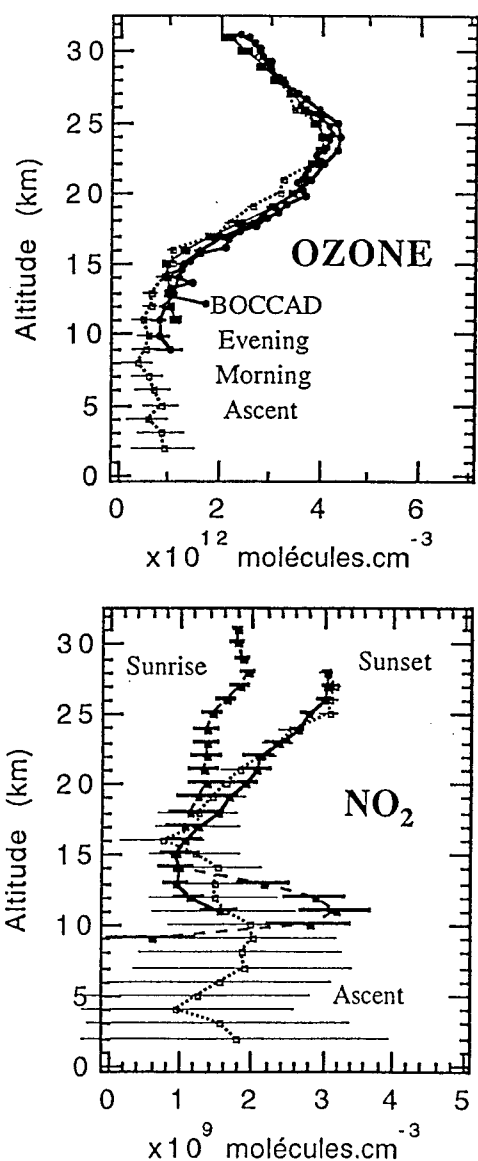


Figure 6. Ozone and NO₂ number density profiles measured on October 12.

5. CONCLUSIONS

The balloon-borne experiments RADIBAL, BALLAD, BOCCAD and SAOZ were flown in combination in October 1995 from Aire sur l'Adour in south western France, during the GOME validation phase. Altogether, they provided a complete set of profiles of aerosol extinction, effective radius, ozone and NO₂ densities, collocated with the GOME observations. Additional Mie calculations will allow to derive the spectral aerosol contribution, needed for inclusion in the GOME retrieval algorithm. The ozone and NO₂ profiles combined with the profile of the aerosol extinction, can be used for testing and validating the GOME profile inversion procedure when it will become available.

6. REFERENCES

Anderson, S. M. and K. Mauersberger, Laser measurements of ozone absorption cross-sections in the Chappuis band, 1992, *Geophys. Res. Lett.*, 19, 933.

Brion, J., A. Chakir, D. Daumont, J. Malicet and C. Parisse, 1993, High resolution laboratory cross-sections of O₃, temperature effect, *Chem. Phys. Lett.*, 6, 612.

Brognez, C., Santer, R., Diallo, B. S., Herman, M., Lenoble, J. and Jager, H., 1992. Comparative observations of stratospheric aerosols by ground-based lidar, balloon-borne polarimeter and satellite solar Occultation. *J. Geophys. Res.*, vol. 97, pp. 20805.

Brognez, C., Lenoble, J., Herman, M., Lecomte, P. and Verwaerde, C., 1996. Analysis of two balloon experiments in coincidence with SAGE II in case of large stratospheric aerosol amount: Post-Pinatubo period, *J. Geophys. Res.*, vol. 101, pp. 1541-1552.

Chu, W. P., McCormick, M. P., Lenoble, J., Brogniez, C. and Pruvost, P., 1989, SAGE II inversion algorithm, *J. Geophys. Res.*, vol. 94, pp. 8339-8351.

Coquart, B., A. Jenouvrier and M. F. Merienne, 1995, The NO₂ absorption spectrum II. Absorption cross sections at low temperature in the 400-500 nm region, *J. Atm. Chem.*, 21, 251.

Harwood, M. H., and R. L. Jones, 1994, Temperature dependent ultraviolet cross-sections of NO₂ and N₂O₄: low temperature measurements of the equilibrium constant $2\text{NO}_2 \leftrightarrow \text{N}_2\text{O}_4$, *J. Geophys. Res.*, 9, 922.

Herman, M., Balois, J. Y., Gonzalez, L., Lecomte, P., Lenoble, J., Santer, R. and Verwaerde, C., 1986. Stratospheric aerosol observations from balloon-borne polarimetric experiment. *Appl. Opt.*, vol. 25, pp. 3573.

Merienne, M.F., A. Jenouvrier and B. Coquart, 1994, The NO₂ absorption spectrum I: absorption cross-sections at ambient temperature in the 300-500 nm region, *J. Atm. Chem.*, 20, 281.

Pommereau, J.P., J. Piquard and F. Goutail, 1991, A light uv-visible spectrometer for atmospheric composition measurements by solar occultation, *Proc. 10th ESA Symposium on European Balloon Programmes and Related Research*, 215, ESA-SP 317.

Pommereau, J. P. and J. Piquard, 1994, Ozone, Nitrogen dioxide and Aerosol vertical distributions by UV-visible solar occultation from balloons, *Geophys.*

Res. Lett., 13, 1227-1230.

Pommereau, J.P., F. Goutail, J. Piquard, L. Denis et C. Phillips, 1994, The SAOZ balloon optical sonde for atmospheric chemistry study, *Proc. 11th ESA Symp. Europ. Rocket & Balloon Prog.*, ESA SP 355, 87.

Santer, R., Brogniez, C., Herman, M. Diallo, B. S. and Ackerman, M., 1992. Correlative measurements of the stratospheric aerosols, *J. Geophys. Res.*, 97, 20825.

7. ACKNOWLEDGEMENTS

Balloon flights were operated by the Balloon division of the Centre National d'Études Spatiales (CNES) which is acknowledged as well as the support given to both laboratories by the French Programme National de Chimie Atmosphérique (PNCA).

