

N° d'ordre : 41440

UNIVERSITÉ LILLE 1

- Ecole doctorale SMRE -

THÈSE DE DOCTORAT

présentée pour l'obtention du grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ LILLE 1

dans la spécialité

“Optique et Lasers, Physico-Chimie de l'Atmosphère”

**Apport des mesures multiangulaires de
POLDER/PARASOL dans la bande A de l'oxygène pour
la caractérisation verticale des structures nuageuses**

Thèse soutenue publiquement le 25 juin 2014 par

Marine DESMONS

devant un jury composé de

Mr. Bernard LEGRAS	<i>Rapporteur et Président du jury</i>
Mr. Piet STAMMES	<i>Rapporteur</i>
Mme. Dominique BOUNIOL	<i>Examineur</i>
Mr. Julien DELANOE	<i>Examineur</i>
Mme. Anne LIFERMANN	<i>Invité</i>
Mr. Frédéric PAROL	<i>Directeur de thèse</i>
Mr. Nicolas FERLAY	<i>Directeur de thèse</i>

LABORATOIRE D'OPTIQUE ATMOSPHERIQUE

UFR de Physique, Université Lille 1

59655 Villeneuve d'Ascq

France

*A mes grands-parents,
A mes parents,
A Romain,
A Laurent
pour leur inestimable soutien*

Remerciements

Il est enfin temps de rédiger la dernière et non moins facile partie de ce manuscrit. En effet, cette thèse s'apparente à une aventure et je souhaite remercier ici les nombreuses personnes qui ont contribué à sa réussite.

Mes premières pensées vont vers mes directeurs de thèse, Frédéric PAROL et Nicolas FERLAY. Je les remercie pour la possibilité qu'ils m'ont donnée de travailler sur un sujet passionnant ainsi que pour la grande disponibilité dont ils ont fait preuve à mon égard. Je leur suis extrêmement reconnaissante pour les connaissances, la méthodologie, et la vision du travail scientifique qu'ils m'ont inculqué. Plus particulièrement, je remercie Frédéric Parol, directeur du Laboratoire d'Optique Atmosphérique de m'avoir accueillie dans son équipe, mais également pour m'avoir appris à prendre du recul et à adopter la rigueur nécessaire à un travail scientifique. Nicolas, merci pour l'esprit critique dont tu as toujours fait preuve à l'égard de mon travail, qui a donné naissance à de nombreuses idées.

Ma gratitude va à Messieurs B. LEGRAS et P. STAMMES, qui m'ont fait l'honneur de rapporter ce travail. J'associe à ces remerciements Mesdames A. LIFERMANN et D. BOUNIOL ainsi que Monsieur J. DELANOË, qui, en tant qu'examineurs et invité, ont pris le temps de lire ce manuscrit et d'assister à la soutenance de thèse.

Cette thèse a pu être effectuée dans de bonnes conditions grâce au soutien financier du Centre National d'Etudes Spatiales et de la région Nord-Pas-de-Calais.

Ce travail repose en grande partie sur l'exploitation de données satellitaires, aussi je remercie sincèrement le personnel du Centre de Gestion et de Traitement des Données ICARE, pour la qualité des produits fournis ainsi que pour leur grande réactivité. Si l'obtention des données représente une première étape du travail, leur déchiffrement et leur représentation constitue le deuxième stade. Pour cela, un immense merci à François THIEULEUX et Fabrice DUCOS, pour leur aide précieuse et leur grande disponibilité. Je remercie également Landa MCHAREK et Benjamin MARCHAND, dont l'aide et les conseils m'ont permis de réaliser rapidement des progrès en Python.

Ce travail a été grandement facilité par Christine DEROO et Romain DE FILIPPI du service informatique, qui m'ont fourni tout le soutien technique nécessaire à la réalisation de cette thèse. Je tiens également à les remercier chaleureusement pour leur gentillesse et leur soutien qui m'a beaucoup aidé tout au long de ces années.

En outre, je remercie tout le personnel du LOA pour leur accueil chaleureux et leurs conseils

avisés pendant ces années de thèse. Plus particulièrement, je remercie Philippe DUBUISSON, le directeur de l'équipe qui a suivi mon travail de près depuis le master. La réussite d'une thèse ne se limite pas à la science ou à l'informatique, aussi je tiens à remercier chaleureusement Isabelle FAVIER, Marie-Lyse LIÉVIN et Anne PRIEM pour leur bonne humeur quotidienne ainsi que pour leur contribution efficace aux nombreux à-côtés de la thèse.

Un grand merci bien sûr aux autres thésards : Rita, Augustin, Fanny, Pierre, Anne, Quentin, Rudy, Adrien et Odran, les journées auraient beaucoup plus longues sans votre bonne humeur, les éternels débats Mac/PC et toutes sortes de petite choses. J'associe à ces remerciements Céline, Suzanne, Guillaume, Fanny, et Isabelle pour leur sympathie et leurs encouragements.

Je remercie bien évidemment ma famille et mes amis pour m'avoir toujours soutenue. Une mention spéciale à Françoise et François, qui m'ont offert, chacun à leur manière, un cadre apaisant pour rédiger une partie de ce manuscrit. Un grand merci à Louis et Cédric qui ont eu la patience de relire ma prose .

Enfin, merci au lecteur qui osera se plonger dans cette lecture !

Résumé

Les nuages sont les principaux modulateurs du bilan radiatif terrestre et ils jouent un rôle prépondérant sur le climat de la Terre. Depuis plusieurs années, il est admis que la représentation des propriétés nuageuses est l'une des principales sources d'incertitude dans les modèles de prévision du climat et du temps météorologique. Dans ce travail de thèse, nous nous sommes concentrés sur les propriétés macrophysiques des atmosphères nuageuses et plus particulièrement sur leur structure verticale (caractère monocouche/multicouche, altitude et extension verticale des couches nuageuses). Pour cela, nous nous sommes basés sur les mesures multiangulaires effectuées dans la bande A de l'oxygène par le radiomètre POLDER embarqué sur la plateforme satellitaire PARASOL. Dans un premier temps, nous avons cherché à caractériser puis à distinguer de manière statistique les situations nuageuses monocouches et multicouches en construisant un arbre de décision. Ensuite, nous avons construit des paramétrisations permettant d'estimer les pressions de sommet et de milieu des nuages monocouches, ainsi que leur extension verticale. Enfin, des analyses statistiques réalisées sur cinq ans de données, complétées par des cas d'étude variés, ont permis de vérifier la validité de ces nouveaux produits géophysiques et d'en déterminer leurs limites. Cette étude a été rendue possible par la richesse des informations colocalisées de POLDER avec celles de deux instruments de télédétection active de la constellation de satellites A-Train, qui fournissent des informations précises, mais avec une faible couverture spatiale, sur le profil vertical de l'atmosphère.

Mots-clés

Nuages et climat, télédétection, bande A de l'oxygène, pressions des nuages, radiomètre POLDER/PARASOL, arbre de décision

Abstract

Clouds are key modulators of the Earth's radiative balance and they play a major role in the climate of Earth. It has been recognized for several years that the representation of cloud properties is one of the main sources of uncertainty in climate and meteorological prediction models. In this thesis, we focused on the macrophysical properties of cloudy atmospheres and particularly on their vertical structure (single /multi-layered character, altitude and vertical extension of cloud layers). For this purpose, we relied on the multiangular measurements in the oxygen A band made by the radiometer POLDER on board PARASOL satellite platform. As a first step, we intended to characterize and to statistically distinguish monolayer and multilayer cloudy situations by designing a decision tree. Then, we built parameterizations in order to estimate top and middle pressures of monolayers clouds as well as their vertical extension. Finally, statistical analyses performed on five years of data, completed by various case studies, allowed us to check the validity of these new geophysical products and to determine their limits. This study was made possible by the richness of POLDER information collocated with two active sensors of the satellite constellation A- Train, which provide accurate information on the vertical profile of the atmosphere, but with a low spatial coverage.

Key-words

Clouds and climate, remote-sensing, oxygen A band, cloud pressures, POLDER/PARASOL radiometer, decision tree

Table des matières

Remerciements	i
Résumé	iii
Abstract	iv
Introduction	1
1 Introduction sur les nuages et leur structure verticale	5
1.1 Quelques généralités sur les nuages	5
1.1.1 Formation	5
1.1.2 Classification	6
1.1.2.1 Classification Internationale	6
1.1.2.2 Classification physique	7
1.2 Rôle des nuages sur le système climatique	8
1.3 Importance de la structure verticale des nuages	9
1.4 Différentes approches pour restituer la structure verticale des nuages	11
1.4.1 Le caractère monocouche ou multicouche des structures nuageuses	11
1.4.2 L'altitude des couches nuageuses	12
1.4.3 L'extension verticale des couches nuageuses	14
1.5 Conclusion	16
2 Méthodologie de restitution de la structure verticale des nuages à partir des mesures dans la bande A de l'oxygène de POLDER/PARASOL	17
2.1 La bande A de l'oxygène	17
2.2 La bande A de l'oxygène dans l'expérience POLDER/PARASOL	19
2.2.1 La mission POLDER sur PARASOL	19
2.2.2 Principe et algorithme de calcul de la pression oxygène POLDER	21
2.2.3 Etat de l'art	22
2.3 Une nouvelle approche développée dans le cadre de l'A-Train	25
2.3.1 La mission A-Train	25
2.3.2 La mission CALIOP/CALIPSO	25

2.3.3	La mission CPR/CloudSat	27
2.3.4	La mission MODIS/AQUA	28
2.3.5	Méthodologie et données utilisées	29
2.4	Conclusion	29
3	Identification du caractère monocouche ou multicouche des nuages	31
3.1	Introduction	31
3.2	Climatologie	31
3.3	Distinction des nuages monocouches et multicouches	33
3.3.1	Caractérisation des nuages monocouches et multicouches	34
3.3.2	Construction d'un arbre de décision	36
3.3.2.1	La construction récursive d'un arbre de décision	37
3.3.2.2	Application à la distinction des situations nuageuses monocouches et multicouches	37
3.3.2.3	Une interprétation probabiliste	38
3.3.2.4	Une mesure pour choisir les attributs	38
3.3.2.5	Construction de l'arbre de décision	40
3.3.2.6	Analyse qualitative de l'arbre de décision	45
3.3.3	Evaluation de l'arbre de décision	52
3.3.3.1	Courbes <i>ROC</i>	52
3.3.3.2	Réflexion sur le choix du premier noeud de l'arbre de décision	54
3.4	Premières caractérisations monocouches/multicouches d'un champ nuageux	60
3.5	Conclusion	65
4	Caractérisation verticale des nuages monocouches par POLDER/PARASOL	67
4.1	Introduction	67
4.2	Climatologie des couvertures nuageuses sélectionnées	68
4.3	Définition de nouvelles pressions POLDER	69
4.3.1	Amélioration de l'estimation de la pression du milieu des nuages	69
4.3.2	Estimation de la pression du sommet des nuages	71
4.4	Corrélation entre $\sigma_{P_{O_2}}$ et l'extension verticale des nuages	77
4.4.1	Variabilité spatiale de la corrélation entre H et $\sigma_{P_{O_2}}$	77
4.4.2	Variabilité temporelle de la corrélation entre H et $\sigma_{P_{O_2}}$	79
4.4.3	Dépendances angulaire et à l'épaisseur optique du nuage	80
4.5	Détermination de l'extension verticale des couches nuageuses : synthèse	81
4.6	Conclusion	83
5	Evaluation des nouveaux produits POLDER	85
5.1	Introduction	85
5.2	Evaluation statistique	86

5.2.1	Indicateur monocouche/multicouche	86
5.2.1.1	Risque réel et confiance	86
5.2.1.2	Effet du choix du seuil sur l'indicateur $POLDER_{\sigma}$	87
5.2.1.3	Climatologie retrouvée	89
5.2.1.4	Evolution temporelle du risque réel	91
5.2.2	Produits monocouches	92
5.2.2.1	Scores	92
5.2.2.1.1	Scores obtenus par $CTOP$	92
5.2.2.1.2	Scores obtenus par H	93
5.2.2.2	Evolution temporelle	95
5.2.2.2.1	Pression oxygène de sommet	95
5.2.2.2.2	Pression oxygène de milieu	99
5.2.2.2.3	Extension verticale h	99
5.2.3	Conclusion	102
5.3	Evaluation via quelques cas d'étude	103
5.3.1	Nuages stratiformes bas monocouches	103
5.3.2	Nuages cumuliformes avec présence de situations multicouches	106
5.3.3	Système frontal	107
5.3.4	Stratocumulus surmontés de nuages fins	109
5.3.5	Système multicouche complexe	111
5.3.6	Conclusion	113
	Conclusion et perspectives	115
	Annexe : publication	121
	Acronymes	141
	Bibliographie	143
	Liste des figures	153
	Liste des tables	160

Introduction

Si l'étude des nuages est nécessaire à une bonne compréhension des phénomènes météorologiques, ils jouent aussi un rôle essentiel sur le climat et sur le bilan radiatif de la Terre. En effet, les nuages contrôlent une partie des rayonnements reçus ou émis par la Terre. Bien que leur impact radiatif puisse se comprendre assez simplement par une dualité entre effet de serre et effet dit parasol (ou d'albédo), c'est précisément l'équilibre entre ces deux effets qu'il est nécessaire de quantifier avec précision. De nombreuses études ont montré que cet équilibre dépend des propriétés microphysiques (coefficient d'extinction, taille des particules, contenu en eau ou en glace) et macrophysique (caractère monocouche/multicouche, altitude, extension verticale) des nuages.

De fait, l'évolution des propriétés des nuages selon le changement climatique attendu est un des problèmes auxquels s'intéresse la communauté scientifique. C'est dans ce cadre que l'Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), mis en place en 1988 sous l'égide de la World Meteorological Organisation (WMO) et du United Nations Environment Programme (UNEP) a pour but d'analyser et d'étudier l'ensemble des informations techniques, scientifiques et socio-économiques appropriées à l'évaluation du risque d'un changement climatique global induit par l'activité humaine.

Malgré les progrès récents, les mécanismes associés au développement des nuages sont encore mal représentés dans les modèles de prévision du temps et dans les projections climatiques. Les études en cours sont rendues complexes par le nombre de phénomènes qui interagissent sur une large gamme d'échelles. Une telle diversité requiert l'utilisation d'un dispositif de mesure qui couvrirait l'ensemble des processus mis en jeu et la participation de spécialistes de tous ces domaines d'expertise.

Dans ce contexte, les programmes de recherche nationaux et internationaux de surveillance de notre environnement et de prévision des modifications auxquelles ce dernier sera soumis, ont reçu un écho significatif durant les dernières décennies. Cela s'est traduit, en particulier, par le développement d'expériences internationales de grande envergure. Celles-ci ont pour but d'améliorer notre compréhension des différents processus mis en jeu entre les nombreuses composantes du système climatique terrestre.

Les structures nuageuses présentent de fréquentes inhomogénéités horizontales et verticales, et de nombreuses études ont mis en évidence l'importance de la structure verticale (caractère monocouche/multicouche, altitude et extension verticale des couches) des nuages sur le système climatique et les prévisions météorologiques. En effet, la structure verticale des nuages influence

la distribution verticale du chauffage radiatif (Slingo et Slingo, 1988), lui même responsable de nombreux processus du système climatique (circulation atmosphérique globale, température atmosphérique...) De plus, la mauvaise description de la structure verticale dans les modèles de prévision du climat engendre de grandes incertitudes sur les grandeurs retrouvées (Stubenrauch et al., 1997).

Dans le cadre d'études climatiques, les caractéristiques des nuages et notamment leur structure verticale, doivent donc être retrouvées à l'échelle globale et les instruments satellitaires sont les outils les plus appropriés. Ainsi la mission franco-américano-japonaise « A-Train » est particulièrement efficace pour effectuer une étude nouvelle et précise des phénomènes climatiques. Celle-ci implique en effet de nombreux satellites volant en formation serrée, et qui effectuent des mesures sur tout le globe à l'aide d'un large panel d'instruments actifs et passifs complémentaires entre eux. Les instruments à rayonnement actif comme le lidar et le radar fournissent des informations sur la structure verticale des nuages mais ne permettent qu'une couverture spatiale limitée. En revanche, les instruments de télédétection passive offrent une plus grande couverture spatiale mais jusqu'à présent, ils ne permettent de restituer que des informations intégrées sur la colonne atmosphérique.

C'est dans ce contexte que s'inscrit ce travail de thèse dont l'objectif est de retrouver une information sur la dimension verticale des structures nuageuses à partir d'un instrument à rayonnement passif de l'« A-Train ». En effet, tout au long de ce manuscrit, nous allons montrer que le polarimètre multi-directionnel POLDER embarqué sur la plateforme satellitaire PARASOL permet dans la majeure partie des cas d'obtenir une information concernant le caractère monocouche ou multicouche des structures nuageuses, et dans le cas des nuages monocouches, d'estimer l'altitude et l'extension verticale des couches nuageuses.

Dans le premier chapitre, nous rappelons quelques généralités sur les nuages avant de préciser leur rôle sur le système climatique. Ce chapitre nous donne également l'occasion d'illustrer l'importance de la structure verticale des nuages ainsi que de réaliser un état des lieux des différentes approches développées dans le passé pour la restituer.

Ensuite, nous détaillons dans le deuxième chapitre, la méthodologie que nous utilisons pour caractériser la structure verticale des nuages. Pour cela, nous décrivons les mesures et instruments utilisés et présentons l'approche que nous avons développée.

Dans le troisième chapitre, nous nous proposons d'identifier le caractère monocouche ou multicouche des structures nuageuses. Dans ce but, nous présentons d'abord quelques éléments de climatologie concernant les structures nuageuses, puis nous cherchons à caractériser et à distinguer les deux types de structure nuageuse de manière statistique à l'aide d'un arbre de décision. La construction ainsi que l'évaluation de cet arbre de décision y sont décrits tout comme les premiers résultats.

Après cette identification du caractère monocouche ou multicouche des structures nuageuses, le chapitre suivant présente l'approche adoptée afin de restituer une estimation des pressions de

sommet et de milieu des couches nuageuses monocouches. Nous détaillons également les paramétrisations établies pour évaluer l'extension verticale de ces couches nuageuses.

Enfin, dans le dernier chapitre, nous cherchons à évaluer la validité des produits élaborés. Pour cela, nous réalisons d'abord une étude statistique des performances de nos produits en les comparant aux résultats données par les capteurs actifs de l'A-Train. Puis, leur application sur des cas d'étude variés permet d'illustrer leurs performances et de comprendre leurs limites.

Chapitre 1

Introduction sur les nuages et leur structure verticale

1.1 Quelques généralités sur les nuages

1.1.1 Formation

Les processus de formation des nuages sont très complexes et dépassent le cadre de cette étude. Néanmoins, nous en présentons ici les mécanismes généraux. Un nuage se forme par condensation de la vapeur d'eau lorsque l'air humide devient saturé. L'humidité relative est le rapport entre la pression de vapeur et la pression de vapeur saturante qui quantifie le maximum de vapeur d'eau que peut contenir un volume d'air, à une température et une pression données. On appelle point de rosée la température à laquelle commence la condensation. Lorsque l'altitude d'une masse d'air augmente, sa température diminue (suite à la détente subie) ainsi que la pression de vapeur saturante, en conséquence l'humidité relative augmente. Lorsque l'humidité relative arrive à saturation par rapport à l'eau liquide ou à la glace, la vapeur d'eau se condense autour des particules en suspension de l'atmosphère. Pour se condenser, l'air a besoin d'une surface ou de noyaux de condensation, dans l'atmosphère ce sont les aérosols qui jouent ce rôle. Dans le cas d'une atmosphère très pure, pratiquement sans noyaux de condensation, l'air peut contenir plus de vapeur d'eau que la quantité maximale admise, on dit que l'air est sursaturé.

La saturation peut se produire de deux manières, soit par mélange de la parcelle d'air avec une parcelle plus chaude et plus humide pour augmenter l'humidité relative, soit par refroidissement de la parcelle d'air pour atteindre le point de rosée. La première solution correspond à l'injection de vapeur non saturante dans la haute troposphère par les avions, qui après mélange avec l'air ambiant plus froid et humide se condense sur des noyaux de condensation (aérosols) issus en grande partie des produits de combustion. Ce phénomène physique qui dépend de phénomènes atmosphériques complexes a été étudié dès les années 1950. Il engendre des traînées blanches caractéristiques (contrails). En ce qui concerne le refroidissement, il peut être radiatif (processus diabatique) ou se faire par détente de la masse d'air humide lors de son ascension (pro-

cessus adiabatique). Dans le paragraphe 1.1.2.2, nous verrons quelle est l'influence des différents mécanismes menant à la saturation sur les propriétés macrophysiques des nuages.

Suivant l'altitude à laquelle se produit la condensation, l'eau condensée peut se trouver sous forme d'eau liquide ou de glace. En effet, la décroissance de la température atmosphérique avec l'altitude est linéaire et vaut en moyenne $-6,5^{\circ}\text{C}/\text{km}$. Les températures dans la troposphère sont donc majoritairement négatives. On peut trouver l'eau sous forme liquide à des températures négatives (jusqu'à -40°), c'est le phénomène de surfusion. Les trois phases thermodynamiques de l'eau peuvent coexister dans les nuages de moyenne altitude.

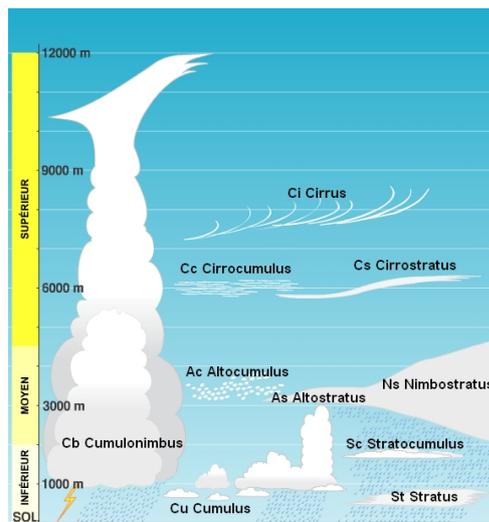
1.1.2 Classification

Avec le développement de la météorologie et de la physique de l'atmosphère est apparue la nécessité d'une classification des couches nuageuses. La nomenclature universellement utilisée pour décrire les nuages est basée principalement sur leur apparence, cependant il est aussi possible d'établir une classification physique des nuages en fonction des phénomènes à l'origine de leur formation.

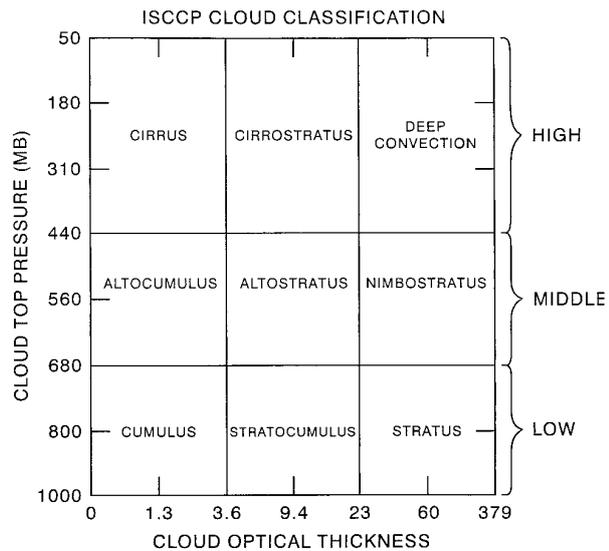
1.1.2.1 Classification Internationale

C'est au début du XIX^e siècle, que l'intérêt d'une classification nuageuse est apparu avec le développement de la météorologie. Le premier à s'y intéresser fut le naturaliste français Lamarck (1744-1829) qui, en 1802, distingue cinq grandes familles de nébulosités en se basant sur leur forme : en forme de voiles, attroupés, pommelés, en balayures et groupés. Cependant, cette classification reste totalement ignorée, contrairement à celle que le chimiste et pharmacien anglais Luke Howard (1722-1864) propose en 1803. Cette classification qui a l'avantage d'utiliser des termes latins et d'être beaucoup plus précise que celle de Lamarck est à l'origine de celle utilisée aujourd'hui. Howard y regroupe sept catégories de structures nuageuses : trois principales, qui sont les cirrus (fibreux), les cumulus (verticalement larges), et les stratus (étendus), ainsi que quatre autres catégories intermédiaires (ou composées) qui sont les cirrocumulus, cirrostratus, cumulostratus et les cumulocirrostratus - ou nimbus. Howard poursuit également plus loin sa classification en traitant de la composition et de la formation des structures nuageuses.

Au cours du XIX^e siècle, de nombreuses classifications et nomenclatures apparaissent et évoluent, ce qui commence à nuire à la communication entre les scientifiques. C'est ce qu'observe au cours de ses voyages le météorologue écossais Abercrombie, qui publie en 1887 une *Suggestion de nomenclature internationale pour les nuages*. Cette nomenclature contient dix groupes nuageux classés en fonction de leurs altitudes. Cette nomenclature est reprise en 1896 dans la première édition de l'Atlas international des nuages sous la forme qui est toujours en vigueur aujourd'hui. L'Organisation Météorologique Mondiale (OMM), dans son édition la plus récente de l'Atlas se base sur l'altitude et l'aspect des nuages et en distingue dix types répartis dans trois niveaux de l'atmosphère. Comme le montre la figure 1.1a, le classement des nuages entre les trois étages



(a)



(b) Source : Rossow et Schiffer (1991)

FIGURE 1.1 – La répartition des différents types de nuages dans l’atmosphère selon la classification de l’OMM (a) et leur classification selon l’ISCCP (b).

de l’atmosphère peut être assez complexe ; en effet, certains peuvent se retrouver dans différents étages. Ainsi, les nimbostratus se trouvent dans l’étage moyen mais peuvent s’étendre vers le haut ou le bas. De même, les cumulonimbus et les cumulus, dont la base est toujours situé dans la couche basse de l’atmosphère peuvent présenter des développements verticaux importants et s’étendre jusqu’aux couches hautes de la troposphère.

Ce classement, basé notamment sur l’aspect des nuages est très utilisé, cependant, pour les travaux scientifiques, une classification avec des critères de distinction précis est utile. Dans cette étude, nous serons donc amenés à utiliser la nomenclature établie par l’International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP) (Rossow et Schiffer, 1991). Celle-ci distingue neuf types nuageux à nouveau répartis en trois niveaux dans l’atmosphère. Les différents types, rappelés dans la figure 1.1b sont distingués grâce à des critères sur la pression de sommet des nuages et leur épaisseurs optique.

1.1.2.2 Classification physique

Comme nous l’avons expliqué dans la section 1.1.1, la saturation de la vapeur d’eau qui permet sa condensation et donc la formation des nuages peut avoir plusieurs origines dont dépendent les propriétés macrophysiques des nuages formés.

Lorsque la saturation est provoquée par l’émission de vapeur d’eau non saturante dans la haute troposphère par les avions, les nuages formés se situent à haute altitude, ils sont donc en phase glace. Ces nuages sont donc apparentés à des cirrus.

La saturation peut également être provoquée par le refroidissement d’une masse d’air humide, ce refroidissement peut être d’origine radiative ou être dû à l’ascension de la masse d’air.

Le refroidissement radiatif a lieu essentiellement le matin lorsque le sol s'étant refroidi pendant la nuit, la masse d'air le surplombant lui cède sa chaleur. Ce phénomène peut engendrer la formation de brume et de brouillard. Enfin, le refroidissement peut être provoqué par la montée d'une masse d'air dans l'atmosphère. Celle-ci peut être provoquée par quatre processus distincts. Suivant le processus, des nuages différents vont se former (Masson, 1957) :

- le premier est la convection. Au contact d'un sol chaud, une masse d'air se réchauffe pour devenir plus chaude que l'air ambiant. Elle s'élève donc et se refroidit jusqu'à atteindre son point de rosée. Plus la différence de température entre la masse d'air et l'air ambiant est grande, plus la convection est importante. Selon l'importance de la convection, les nuages formés peuvent être bas (cumulus) ou hauts et présenter un important développement vertical (cumulonimbus),
- le second survient lorsque des fronts atmosphériques se forment. En effet, lorsque deux masses d'air de température différentes se rencontrent, l'air chaud s'élève au-dessus de l'air froid, ce qui définit un front. Si l'air chaud contient assez d'humidité il y a formation de nuages, qui vont être différents suivant le type de front. Les fronts chauds donnent naissance à des nuages d'altitude élevée, d'extension verticale limitée et d'extension horizontale importante comme les cirrus ou les cirrostratus. Les fronts froids engendrent plutôt des nuages d'altitude moyenne (altostratus, altocumulus, nimbostratus) ou élevée (cumulonimbus) et d'extension horizontale plus limitée,
- le troisième processus est provoqué par les perturbations orographiques. Dans ce cas, une masse d'air en mouvement rencontre une chaîne de montagne qui l'oblige à s'élever. Si la masse d'air atteint l'altitude de condensation, il y a formation de nuages. Les nuages formés ont des extensions verticales pouvant aller de un à plusieurs kilomètres et sont très étendus horizontalement. Les nuages lenticulaires sont typiques de ce processus de formation,
- le dernier processus est provoqué par l'advection de l'air chaud sur une surface plus froide. Ce phénomène engendre la formation de brume et de brouillard mais aussi de nuages bas et assez fins en phase liquide, de type stratus ou stratocumulus.

1.2 Rôle des nuages sur le système climatique

Les nuages recouvrent en permanence les deux tiers de la planète et jouent un rôle très important sur le bilan radiatif de la planète et sur le cycle hydrologique.

Tout d'abord les nuages constituent, avec la vapeur d'eau, des étapes essentielles du cycle de l'eau entre les surfaces terrestres, l'océan et l'atmosphère. En effet les nuages agissent à la fois comme des puits et des sources de vapeur d'eau et participent à son transport à grande échelle.

Ensuite, les nuages jouent un rôle déterminant en climatologie puisqu'ils sont les principaux modulateurs des rayonnements solaire et tellurique et qu'ils jouent un rôle de premier plan dans le bilan radiatif terrestre. Le forçage radiatif des nuages est défini comme la différence entre le flux radiatif réel au sommet de l'atmosphère (F) et ce qu'il serait s'il n'y avait pas de nuages (F_{clair})

(Ramanathan et al., 1989) et peut être estimé grâce à des mesures satellitaires en comparant les flux sortants au sommet de l'atmosphère par ciels clair et nuageux. Le forçage radiatif des nuages s'exprime sous la forme : $FRN = F_{clair} - F$, cependant on distingue généralement le forçage radiatif des nuages dans les ondes courtes (SW) et dans les longues (LW).

$$FRN = FRN_{SW} + FRN_{LW}$$

Cette distinction s'explique par les deux effets antagonistes des nuages sur le rayonnement. D'une part, les nuages réfléchissent et absorbent une partie du rayonnement solaire, ce processus, appelé effet d'albédo, diminue la quantité d'énergie qui atteint la surface. D'autre part, les nuages absorbent du rayonnement tellurique infrarouge qu'ils réémettent vers la surface (effet de serre) et l'espace. En moyenne, la perte de rayonnement en ondes courtes ($-47,5 \pm 3 \text{ W m}^{-2}$) est plus grande que la capture en ondes longues ($+26,4 \pm 4 \text{ W m}^{-2}$) (Stephens et al., 2012) et par conséquent les nuages ont un effet de refroidissement du système climatique. Ces valeurs sont des moyennes, en effet le bilan radiatif net des nuages varie fortement avec les latitudes et avec les saisons mais aussi selon les propriétés macrophysiques et microphysiques des nuages. Par exemple, les nuages hauts et fins de type cirrus sont transparents pour les ondes courtes et ont un faible effet d'albédo. Par contre, ils ont un fort effet de serre puisqu'ils absorbent le rayonnement émis par la terre (dans l'infrarouge) et le réémettent vers le sol et l'espace. Les cirrus ont donc plutôt tendance à contribuer au réchauffement des basses couches de l'atmosphère, le forçage étant d'autant plus important que la différence de température entre le sol et le nuage est grande. En revanche, les nuages bas et épais de type stratocumulus, ont un important effet d'albédo c'est à dire réfléchissent le rayonnement solaire. Ces nuages ont donc tendance à refroidir la planète.

Enfin, le rôle des nuages est d'autant plus complexe et important à comprendre qu'ils sont le siège de rétroactions complexes. Ainsi, un changement de la température de surface, suite à une augmentation de la concentration d'un gaz à effet de serre par exemple, engendre des modifications de toutes les variables climatiques (vent, humidité, précipitations, couverture nuageuse, circulation atmosphérique ..). Or ces changements peuvent altérer la couverture nuageuse et ses propriétés radiatives, et donc le forçage radiatif des nuages, entraînant une modification de la température. Ces rétroactions sont considérées depuis plus de quinze ans comme l'une des principales sources d'incertitudes dans les prévisions du changement climatique (Stephens, 2005; Bony et al., 2006), c'est pourquoi, la compréhension et l'évaluation des processus physiques qui gouvernent la réponse de la distribution des nuages et de leurs propriétés radiatives à un changement climatique est d'une importance capitale pour la prévision du climat.

1.3 Importance de la structure verticale des nuages

Les systèmes nuageux présentent de fréquentes inhomogénéités dans leurs structures horizontale et verticale, et la grande variabilité de leur structure verticale (situations multicouches, altitude et extension verticale des couches nuageuses) représente encore une grande source d'incertitude dans les modèles de prévision du climat. De nombreuses études ont mis en évidence

l'importance des variations de la structure verticale des nuages sur le système climatique et météorologique.

Les variations de la structure verticale des nuages influencent directement l'intensité et la distribution verticale du chauffage radiatif (Slingo et Slingo, 1988). Sur la figure 1.2, on constate que la présence de nuages hauts au-dessus d'un nuage bas diminue le refroidissement radiatif au sommet du nuage bas et que l'importance de cette diminution dépend de l'altitude du nuage haut. Le chauffage radiatif dans l'atmosphère exerce une influence prépondérante sur la circulation atmosphérique globale et notamment sur l'intensité et l'extension verticale de la cellule de Hadley (Wang et Rossow, 1998; Randall, 1989), ainsi que sur les systèmes de convection profonde (Grabowski et al., 2000). D'autres processus sont affectés par la distribution verticale du chauffage radiatif comme la température atmosphérique. Ainsi Liang et Wang (1997) ont montré qu'une meilleure paramétrisation des situations multicouches dans les modèles de circulation atmosphérique générale (GCM) entraînait une augmentation de la température des moyennes et hautes troposphères dans les régions tropicales et subtropicales, ainsi qu'une augmentation de la température stratosphérique durant la nuit dans la région arctique.

La structure verticale des nuages influence également les précipitations (Morcrette et Jakob, 2000), notamment au travers du lien entre précipitation et convection (Parsons et Smith, 2004) ou encore par la relation entre épaisseur géométrique des nuages et taux de précipitations (Pawlowska et Brenguier, 2003).

Une mauvaise prise en compte de la structure verticale des nuages peut également entraîner des mauvaises estimations des flux de surface (Morcrette et Jakob, 2000) et au sommet de l'atmosphère (Barker et al., 1999). Stubenrauch et al. (1997) ont aussi montré qu'une paramétrisation trop simplifiée de la structure verticale des nuages dans les modèles de transfert radiatif pouvait entraîner des incertitudes régionales sur la couverture nuageuse supérieures à 10% ainsi que sur le forçage radiatif des nuages dans les ondes courtes ($>50 \text{ W m}^{-2}$) et longues ($>25 \text{ W m}^{-2}$). Enfin, la connaissance de la structure verticale des situations nuageuses est nécessaire pour s'assurer de la qualité des produits satellitaires. En effet, les algorithmes appliqués aux mesures d'images passifs comme Polarization and Directionality of Earth's Reflectances (POLDER) ou Moderate Resolution Imaging Spectrometer (MODIS) utilisent des modèles de transfert radiatif qui supposent que toutes les couches nuageuses sont monocouches. L'utilisation de tels modèles paraît raisonnable comme le confirment de nombreuses campagnes de mesures ainsi que des simulations théoriques (King et al., 2004; Mace et al., 2005). Pour les situations multicouches, ces modèles fonctionnent lorsque la couche nuageuse supérieure est optiquement épaisse. En revanche, l'hypothèse monocouche de ces modèles peut induire des biais significatifs lorsque des nuages d'eau liquide sont recouverts par de fins nuages de glace. Dans ces situations, les valeurs des paramètres retrouvés se situent généralement entre les propriétés des deux couches nuageuses. Ainsi les pressions estimées du sommet des nuages prennent des valeurs situées entre celle des deux couches nuageuses (Baum et al., 1994), tandis que les diamètres effectifs des hydrométéores sont plus grands que ceux des couches inférieures mais moins que ceux des couches supérieures (Davis

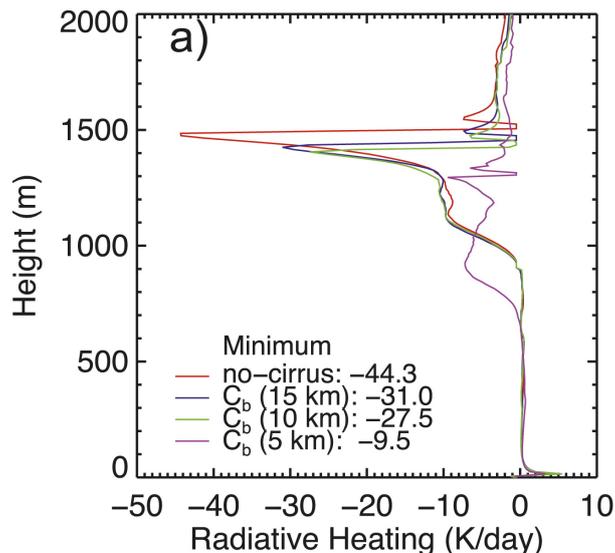


FIGURE 1.2 – Profil vertical du taux de chauffage radiatif au sommet du nuage moyenné horizontalement. Les simulations sont faites pour des profils contenant un seul nuage bas (ligne rouge), et un nuage bas recouvert par un nuage haut d'épaisseur optique 2 et dont l'altitude est fixée à 15 km (ligne bleue), 10 km (ligne verte) et 5 km (ligne rose). Le chauffage radiatif minimum pour chaque situation est précisé. Source : Christensen et al. (2013).

et al., 2009).

1.4 Différentes approches pour restituer la structure verticale des nuages

1.4.1 Le caractère monocouche ou multicouche des structures nuageuses

L'importante fréquence des systèmes nuageux multicouches a d'abord été mise en évidence par des observations de surface (Hahn et al., 1990a,b; Warren et al., sous presse) ou in situ grâce à l'utilisation des ballons sondes (Wang et al., 2000). Il a ensuite été possible d'identifier les situations nuageuses multicouches et de décrire leurs propriétés à l'aide d'instruments satellitaires actifs comme le lidar (Winker et Trepte, 1998; Winker et al., 2007, 2010) ou le radar (Stephens et al., 2008; Mace et al., 2009). En revanche, la détection de ces systèmes à l'aide d'instruments de télédétection passive n'est pas encore bien maîtrisée. En effet, la couche supérieure peut-être optiquement épaisse et occulter la présence de couches basses. Réciproquement, les couches hautes peuvent être trop fines pour être détectées par des instruments de télédétection en présence de nuages épais bas. Enfin, la distance verticale séparant deux couches nuageuses est parfois trop faible pour que le système soit distingué comme multicouche.

Néanmoins, plusieurs méthodes ont été proposées pour détecter les situations multicouches à l'aide de capteurs passifs. Sheu et al. (1997) combinent des mesures dans l'infrarouge et les micro-ondes, les nuages hauts étant pratiquement opaques dans l'infrarouge et transparents dans les

micro-ondes. Baum et al. (1995) proposent une méthode semi automatique basée sur des mesures multispectrales et à différentes résolutions (MultiSpectral, MultiResolution method (MSMR)). Jin et Rossow (1997) utilisent également une méthode multispectrale, mais celle-ci repose sur le fait que lorsqu'un nuage bas est présent sous un nuage haut et fin, la pression de sommet déterminée par la méthode du « CO₂ slicing » (cf. section 1.4.2) varie en fonction de la longueur d'onde. Cette méthode permet de détecter une fine couche nuageuse ($\tau < 1$) au-dessus d'une couche basse, les deux étant séparées d'au moins 100 hPa. Une approche bispectrale (1,63 μm , 11 μm) a été développée par Baum et Spinhirne (2000) puis par Nasiri et Baum (2004) pour détecter les cirrus optiquement fins recouvrant des nuages d'eau liquide bas, avec une séparation d'au moins 2 km. En effet, l'absorption de la glace à 1,63 μm est très importante par rapport à celle de l'eau et la réflectance dans cette longueur d'onde reste invariante lorsque l'épaisseur optique du cirrus augmente. En revanche, la température de brillance à 11 μm dépend fortement de l'épaisseur optique du cirrus. Pavolonis et Heidinger (2004) et Heidinger et Pavolonis (2005) combinent des mesures dans le visible et l'infrarouge pour détecter les cirrus ($0,5 < \tau < 4$) au-dessus des nuages bas ($\tau > 5$). Chang et Li (2005) comparent les épaisseurs optiques de cirrus retrouvées dans le visible et l'infrarouge, mais cette méthode ne s'applique pas à l'échelle du pixel. Wind et al. (2010) ont mis en place un algorithme opérationnel pour l'instrument MODIS dont le principal objectif est la détection des situations nuageuses multicouches et plus spécialement des cas où un fin nuage de glace recouvre un nuage d'eau liquide de moyenne altitude. Cet algorithme repose principalement sur la différence de quantité de vapeur d'eau précipitable au-dessus du nuage retrouvée avec des mesures à 0,94 μm ou déduite de l'altitude de sommet du nuage, elle-même estimée avec la méthode du « CO₂ slicing ». Joiner et al. (2010) combinent la pression de sommet des nuages dérivée de mesures dans l'infrarouge et le trajet des photons solaires rétrodiffusés vers l'espace pour identifier les systèmes multicouches des nuages monocouches verticalement étendus. Deux expressions du trajet des photons sont utilisées, l'une provient de la diffusion Raman sous la forme d'une pression nuageuse (Optical Centroid Cloud Pressure) (Vasilkov et al., 2008) tandis que l'autre est la quantité de vapeur d'eau précipitable au travers de l'indicateur multicouche de MODIS (Wind et al., 2010). Enfin, Yao et al. (2010) utilisent la phase thermodynamique des nuages fournie par l'instrument POLDER (Buriez et al., 1997) ainsi que la pression de sommet des nuages déterminée par l'instrument MODIS (Menzel et al., 2008) pour détecter les situations multicouches. Ils font en effet l'hypothèse que les nuages dont la pression de sommet est inférieure à 500 hPa et dont la phase est liquide sont des nuages multicouches.

1.4.2 L'altitude des couches nuageuses

La position verticale du sommet des nuages peut être indiquée par la température, la pression ou encore l'altitude du sommet et de nombreux instruments satellitaires permettent d'en restituer une estimation. Parmi eux, on distingue les capteurs actifs comme le lidar ou le radar, dont la combinaison permet de retrouver l'altitude de la plupart des couches nuageuses. La plus grande

précision est sans doute obtenue avec le lidar CALIOP en ce qui concerne l'altitude de sommet de la couche la plus haute (résolution verticale de 30 m à 60 m (Winker et al., 2007)). Le radar quant à lui est moins sensible, en particulier aux très petites particules que l'on peut trouver dans la partie supérieure du nuage (Mace et al., 2007; Marchand et al., 2008). Ainsi la définition de l'altitude de sommet d'une couche nuageuse est variable; elle dépend de la technique d'observation. Elle dépend également de l'intérêt porté à cette altitude. Par exemple, si l'on s'intéresse aux flux radiatifs infrarouges échangés entre le nuage et l'espace, l'altitude pertinente à considérer est l'altitude effective d'émission thermique. Elle correspond à une certaine profondeur optique dans le nuage, et peut être bien inférieure à l'altitude de sommet que donnerait le lidar CALIOP.

De nombreuses méthodes utilisant un capteur passif ont été développées pour restituer l'altitude des nuages depuis l'espace. L'une des plus communes est la mesure de la température de brillance à $11\ \mu\text{m}$ qui est convertie en altitude du nuage via un profil vertical de température. Cette méthode est bien adaptée aux nuages hauts et opaques mais engendre des erreurs en présence d'inversions de températures comme c'est le cas dans les zones polaires. Ainsi l'algorithme de l'instrument MODIS situe le nuage au-dessus de l'inversion ce qui peut mener à une erreur d'environ 200 hPa (Menzel et al., 2008). Certains instruments utilisent des méthodes stéréoscopiques pour estimer le sommet des couches nuageuses (Moroney et al., 2002). L'avantage de ces techniques est qu'elles ne dépendent que de la géométrie d'observation et qu'elles ne nécessitent pas de données exogènes (Seiz et al., 2007; Wu et al., 2009). Il est également possible d'évaluer l'altitude d'un nuage à l'aide de mesures polarimétriques. En effet, en supposant que le rayonnement réfléchi par le nuage n'est pas polarisé, le taux de polarisation du rayonnement solaire réfléchi vers l'espace ne dépend que de l'épaisseur optique moléculaire située au-dessus du nuage (Goloub et al., 1994; Knibbe et al., 2000). Cependant, cette hypothèse est fautive pour certaines directions, comme celles de l'arc en ciel ($\gamma \sim 140^\circ$) ou de la réflexion spéculaire. L'usage de cette méthode est donc limité aux zones où la polarisation par la diffusion moléculaire est maximum ($80^\circ < \gamma < 120^\circ$) et en dehors du glitter. De plus elle ne fonctionne que pour les nuages suffisamment épais optiquement (albédo sphérique supérieur à 0,3). De la même manière, il est possible d'utiliser l'influence de la diffusion Raman sur le rayonnement solaire réfléchi vers l'espace pour en déduire l'altitude d'une couche nuageuse (Joiner et al., 1995; de Beek et al., 2001). Le positionnement vertical des nuages peut également être estimé à partir d'instruments à haute résolution spectrale comme AIRS (Atmospheric Infrared Sounder) (Weisz et al., 2007; Stubenrauch et al., 2010) ou IASI (Infrared Atmospheric Sounding Interferometer) (Liu et al., 2009; Lavanant et al., 2011). L'un des avantages de cet algorithme est qu'il restitue simultanément la pression de sommet des nuages ainsi que les profils verticaux de température, d'ozone et d'humidité.

Enfin, il est possible d'évaluer l'altitude des couches nuageuses grâce à des mesures dans les bandes gazeuses fortement absorbantes comme le CO_2 ou l' O_2 . Ainsi, la technique du « CO_2 slicing » (Wielicki et Coakley, 1981) est basée sur les radiances mesurées dans les bandes d'absorption du dioxyde de carbone entre $13,3\ \mu\text{m}$ et $15\ \mu\text{m}$. Cette méthode est peu sensible pour

les basses couches de l'atmosphère et est donc essentiellement efficace pour les nuages hauts ou d'altitude moyenne. C'est pourquoi l'algorithme de l'instrument MODIS par exemple n'utilise cette méthode que pour la restitution des altitudes des nuages dont le sommet est supérieur à 3 km ; pour les nuages bas, la méthode de la température de brillance à 11 μm est préférée (Menzel et al., 2008).

La dernière technique permettant d'estimer l'altitude des nuages repose sur des mesures de réflectances dans les bandes d'absorption du dioxygène, comme la bande $\text{O}_2 - \text{O}_2$ à 577 nm (Acarreta et al., 2004) ou plus couramment dans la bande A autour de 760 nm. Le dioxygène étant réparti régulièrement dans l'atmosphère et cette répartition étant connue, la quantité d'absorption mesurée dans la bande A peut être reliée au trajet moyen des photons constituant le rayonnement solaire réfléchi vers l'espace, ce qui permet, en première approximation, d'obtenir l'altitude de la couche nuageuse réfléchissante. La figure 1.3 montre ainsi la transmission atmosphérique dans la bande A pour une masse d'air de 1 et pour une couche atmosphérique située à différentes altitudes. Proposée pour la première fois par Yamamoto et Wark (1961), cette méthode a fait l'objet de plusieurs études théoriques (Wu, 1985; Fischer et Grassl, 1991; Kuze et Chance, 1994) qui ont mis en évidence le fait qu'elle ne dépend que faiblement des profils de températures ou de pressions. De plus, cette méthode est aussi sensible aux nuages hauts que bas et elle n'est pas sensible aux inversions de température. Des expérimentations aéroportées (Saiedy et al., 1965; Fischer et al., 1991) puis satellitaires (Vanbauce et al., 1998; Koelemeijer et al., 2001; Fournier et al., 2006; Lindstrot et al., 2006; Preusker et al., 2007; Lelli et al., 2012; van Diedenhoven et al., 2007) ont montré qu'il était possible de restituer une pression nuageuse à partir de mesures dans la bande A de l'oxygène. Cependant, ces méthodes ne prennent en compte que de manière approximative la pénétration du rayonnement et sa diffusion multiple dans les couches nuageuses, qui augmentent l'absorption par le dioxygène et engendrent une différence entre la pression retrouvée et la pression de sommet des nuages (O'Brien et Mitchell, 1992). Ce biais, largement reconnu pour les approches basées sur l'absorption gazeuse décrites précédemment, mène à une surestimation systématique de la pression de sommet (sous-estimation de l'altitude) (Vanbauce et al., 1998) et la pression retrouvée est en réalité proche de la pression de milieu du nuage (Vanbauce et al., 2003; Wang et al., 2008; Sneep et al., 2008; Ferlay et al., 2010). Une description détaillée de la bande A du dioxygène est donnée dans la section 2.1.

1.4.3 L'extension verticale des couches nuageuses

Si l'estimation de l'altitude du sommet des couches nuageuses est possible à partir de mesures en télédétection passive, la restitution de l'épaisseur géométrique des nuages par ce type d'instruments est encore très peu réalisée. Cela est dû à la très faible sensibilité des luminances mesurées au sommet de l'atmosphère à ce paramètre dans le visible et le proche infrarouge. De nombreuses études ont cependant déjà été menées sur ce sujet.

Ainsi Hutchison (2002) a essayé de déterminer l'épaisseur géométrique des nuages à partir des mesures de l'instrument MODIS en utilisant le rapport du contenu en eau intégré verticale-

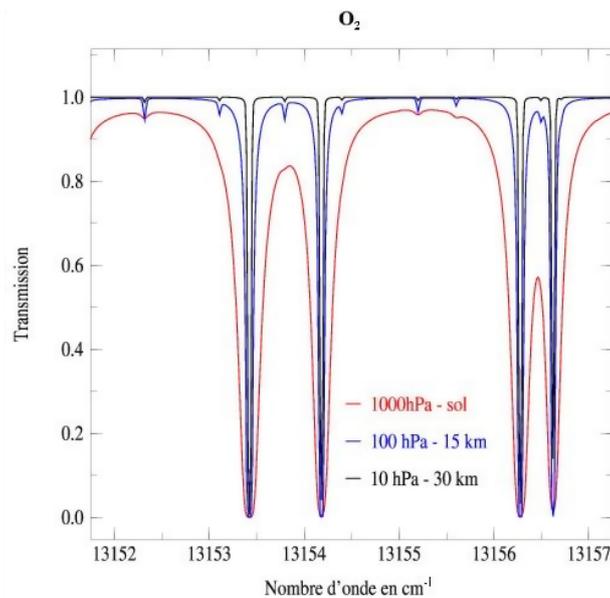


FIGURE 1.3 – Transmission atmosphérique dans la bande A de l'oxygène dans une couche atmosphérique située à différentes altitudes à très haute résolution ($0,02\text{ cm}^{-1}$). Le calcul est fait pour une masse d'air de 1 et la pression moyenne des différentes altitudes est précisée dans la légende. Source : Dubuisson (2009), cours de master 2.

ment LWP sur le contenu en eau LWC. Les résultats sont obtenus avec une précision d'environ 20%. Cependant, si la restitution par MODIS des propriétés microphysiques des nuages comme l'épaisseur optique et le rayon effectif permet de déterminer le LWP, ce n'est pas le cas pour le LWC. En effet, les valeurs du contenu en eau reposent sur des modèles (Liou, 1992) dont le choix dépend du type de nuage (stratus, stratocumulus, cumulonimbus...), information qui n'est pas renseignée par l'instrument MODIS. De plus, dans cette méthode, le contenu en eau est supposé constant sur toute la verticale, ce qui limite son application à des nuages relativement fins et stratiformes. L'utilisation du contenu en eau liquide (LWC) ou glace (IWC) pour déterminer l'épaisseur géométrique est également considérée par Wu (1987) qui utilise une combinaison de mesures radiométriques infrarouge et micro-onde pour déterminer le contenu en glace (IWC) et l'épaisseur géométrique des nuages.

Brenguier et al. (2003) et Schüller et al. (2003) retrouvent le contenu en eau liquide et l'épaisseur géométrique grâce à des mesures dans le visible et l'infrarouge appliquées à un modèle de nuage adiabatique et stratifié verticalement (Nakajima et King, 1990). Cette méthode engendre un biais systématique et n'est appliquée qu'aux stratocumulus au-dessus des océans.

L'utilisation de méthodes spectroscopiques pour la restitution de l'épaisseur géométrique a été étudiée par Hasler et al. (1991) mais reste limitée à certains nuages et certaines configurations d'observations.

Berendes et al. (1992) ont montré qu'il était possible d'estimer l'altitude de la base des couches nuageuses à l'aide des mesures à haute résolution spatiale du radiomètre multispectral de LANDSAT en utilisant des techniques de traitement de l'imagerie. Cependant, cette méthode

est semi-automatique et n'est donc pas utilisable à grande échelle.

Enfin, comme pour l'estimation de l'altitude du sommet des couches nuageuses, certains algorithmes sont basés sur des mesures dans des bandes gazeuses absorbantes. Néanmoins, ces techniques ne sont pas utilisées seules. Ainsi Hayasaka et al. (1995) utilisent les mesures d'un spectroradiomètre dans la bande d'absorption de la vapeur d'eau à $0,94 \mu\text{m}$ pour retrouver l'épaisseur géométrique des stratocumulus au-dessus de l'océan Pacifique Nord, mais sa méthode nécessite la connaissance du contenu en eau (qu'il détermine à l'aide de mesures faites par un radiomètre micro-ondes). Jusqu'à présent, il s'est avéré délicat de restituer simultanément la pression de sommet et l'épaisseur géométrique des nuages à partir de mesures dans la bande A de l'oxygène. En effet, dans cette zone spectrale, l'influence de ces deux paramètres sur les radiances au sommet de l'atmosphère est faible et il est difficile de les distinguer. Asano et al. (1995) utilisent les mesures du canal centré en 760 nm du Multi-Channel Cloud Pyranometer (MCP) aéroporté pour retrouver le contenu en eau et l'épaisseur géométrique des nuages, mais cette méthode nécessite la connaissance de la pression de sommet du nuage. Rozanov et Kokhanovsky (2006) utilisent des mesures dans la bande A de l'oxygène mais celles-ci sont faites à haute résolution spectrale ($1\text{-}2\text{\AA}$) et à nouveau, la connaissance de la pression de sommet du nuage est nécessaire et déterminée par un autre instrument situé sur la même plateforme.

1.5 Conclusion

Divers processus peuvent mener à la formation des nuages et engendrer des nébulosités aux propriétés macrophysiques variées. Or les nuages ont un rôle prépondérant sur le système climatique, ils influencent grandement le bilan radiatif terrestre (effet de serre, effet d'albédo), et l'intensité et le signe du forçage des nuages dépendent de leurs propriétés macrophysiques et microphysiques. Depuis plus de trente ans, de nombreuses études ont donc été menées pour déterminer la structure verticale des nuages (caractère monocouche/multicouche, altitude, extension verticale). Si de nombreuses méthodes permettent désormais d'estimer l'altitude des nuages avec plus ou moins de précision, la restitution du caractère monocouche/multicouche ainsi que de l'extension verticale des couches nuageuses demeurent incomplètes, et la structure verticale des nuages reste source de nombreuses incertitudes. Dans les chapitres suivants, nous présentons les méthodes développées au cours de cette thèse afin de restituer le caractère monocouche/multicouche des couvertures nuageuses, ainsi que l'altitude et l'extension verticale des nuages monocouches simultanément à partir de l'instrument POLDER/PARASOL. L'utilisation d'un instrument de télédétection passive nous permet d'envisager ces restitutions à grande échelle.

Chapitre 2

Méthodologie de restitution de la structure verticale des nuages à partir des mesures dans la bande A de l'oxygène de POLDER/PARASOL

2.1 La bande A de l'oxygène

La bande A de l'oxygène couvre la région spectrale comprise entre 758 nm (soit 13200 cm^{-1}) et 775 nm (soit 12900 cm^{-1}). Cette région spectrale est caractérisée par une forte absorption avec une importante variabilité spectrale.

L'oxygène moléculaire est une molécule homonucléaire stable, électriquement neutre mais qui est paramagnétique en raison de la présence d'électrons non appariés. Ceci permet des transitions magnétiques qui rendent la molécule radiativement active. Ces transitions sont beaucoup moins intenses que les transitions électroniques. Cependant, l'abondance du dioxygène dans l'atmosphère par rapport aux autres molécules absorbantes, compense la faible intensité de transitions (Stephens, 1994). L'oxygène moléculaire est décrit comme un triplet avec un état fondamental stable et deux états électroniques excités. Les transitions électroniques de l'état fondamental à l'un des états excités sont accompagnées de transitions de vibration-rotation.

La figure 2.1 (Barton et Scott, 1986) montre la structure large des branches P et R de cette bande (panneau (a)), ainsi que la structure fine des raies (panneau (b)). La figure 2.2 montre l'épaisseur optique atmosphérique due aux différents gaz absorbants dans le spectre solaire. On constate que, hormis la contribution de la vapeur d'eau et de l'ozone, la région spectrale de la bande A n'est pas contaminée par les autres espèces absorbantes, ce qui limite les facteurs d'incertitude dans la restitution des paramètres nuageux.

Un autre intérêt des mesures dans la bande A de l'oxygène est que la transmission totale due à la diffusion Rayleigh vaut 0,975 dans cette région spectrale, sous une atmosphère standard

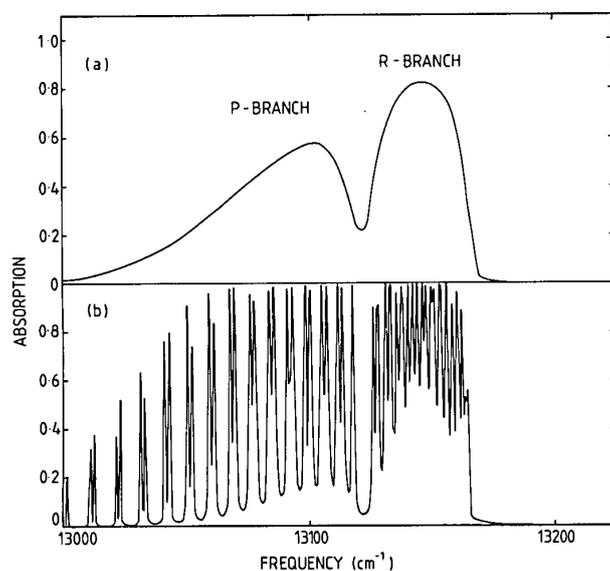


FIGURE 2.1 – Bande A de l'oxygène pour une masse d'air et sous une atmosphère standard de moyenne latitude en été. Le panneau (a) est une représentation lissée de la structure à la résolution de 5 cm^{-1} . Le panneau (b) est une représentation à la résolution de $0,5\text{ cm}^{-1}$. Dans chaque cas, le modèle de transmission utilise une résolution spectrale de $0,025\text{ cm}^{-1}$. Source : Barton et Scott (1986)

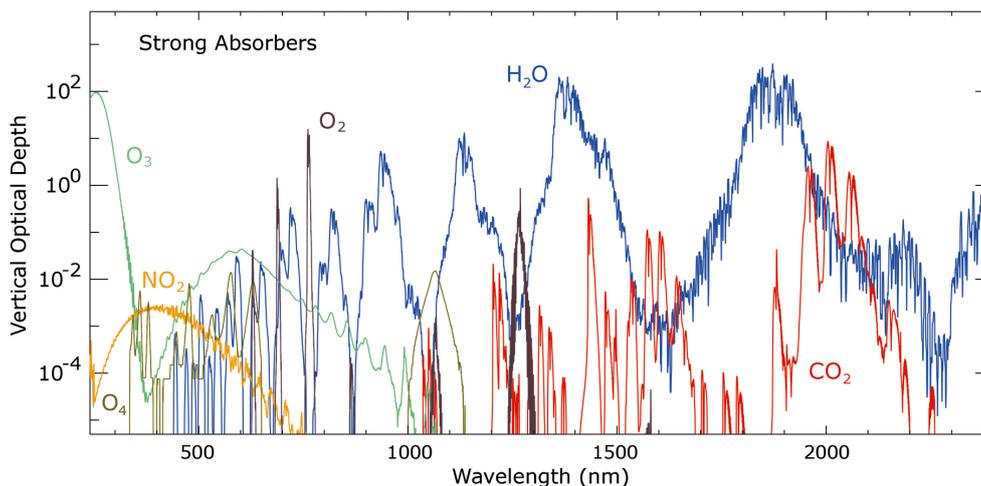


FIGURE 2.2 – Epaisseurs optiques d'absorption dans le spectre solaire pour les principales espèces gazeuses, en supposant un profil atmosphérique de type tropical. Source : Gottwald et al. (2006)

de moyenne latitude en été (Heidinger, 1998). La diffusion Rayleigh est assez importante pour produire un signal en ciel clair mais elle n'est pas assez significative pour réduire la sensibilité des inversions aux couches de nuages fins ou d'aérosols. Enfin, bien que la bande A soit considérée comme étant dans le proche infra-rouge, le flux solaire au sommet de l'atmosphère vaut encore 20% de sa valeur maximum. Le rapport signal sur bruit (SNR) peut donc y être intéressant et permettre une bonne exploitation des mesures.

2.2 La bande A de l'oxygène dans l'expérience POLDER/PARASOL

2.2.1 La mission POLDER sur PARASOL

L'instrument POLDER (Polarization and Directionality of Earth's Reflectances) a été imaginé au Laboratoire d'Optique Atmosphérique (LOA) et développé en collaboration avec le Centre National d'Etudes Spatiales (CNES). POLDER est un radiomètre imageur à grand champ conçu pour fournir des mesures multispectrales, multidirectionnelles et polarimétriques du rayonnement solaire réfléchi vers l'espace par le système Terre-atmosphère (Deschamps et al., 1994). Le CNES a été responsable de la plateforme satellitaire ainsi que de la composante sol de commande contrôle, tandis que différents laboratoires, dont le LOA, ont mené la mission scientifique. L'objectif scientifique principal de cet instrument est l'étude des propriétés des nuages, des aérosols et de leurs interactions avec le rayonnement solaire, mais il peut également être utilisé pour l'observation de la couleur de l'eau et des surfaces continentales (Deschamps et al., 1994).

Le premier instrument POLDER-1 a volé sur la plateforme ADEOS, développée par l'agence spatiale japonaise, la JAXA, du mois de novembre 1996 au mois de juin 1997. Un second instrument identique, POLDER-2, a volé sur la plateforme ADEOS-II, successeur d'ADEOS entre avril 2003 et octobre 2003. Une version modifiée de l'instrument a pris place sur PARASOL, le deuxième microsatellite de la filière MYRIADE qui a été développée par le CNES. PARASOL a rejoint la constellation de satellites A-Train (cf. paragraphe 2.3) en décembre 2004. Initialement prévu pour fonctionner pendant deux ans, POLDER-3 a fourni des mesures pendant plus de huit ans, bien que deux abaissements successifs de son orbite, en décembre 2009 puis en novembre 2011, aient modifié son alignement avec les autres capteurs de la constellation. L'arrêt définitif de la charge utile a eu lieu en octobre 2013 (arrêt de la mission en décembre 2013).

Le radiomètre imageur POLDER est composé d'une matrice bi-dimensionnelle de détecteurs CCD (Charged Coupled Device), d'une optique télécentrique à large champ de vue ainsi que d'une roue porte-filtres. Sur PARASOL, l'optique grand champ, de distance focale 3,7 mm, est constituée d'une lentille asphérique qui lui confère un champ de visée maximum de $\pm 114^\circ$. La matrice, formée par 242×548 détecteurs élémentaires ($27 \mu\text{m} \times 16 \mu\text{m}$), est organisée de manière à obtenir une image de 242×274 pixels. Le petit axe de cette matrice est orienté perpendiculairement à la trace du satellite et permet un champ de vue de $\pm 43^\circ$ (soit une fauchée d'environ 1800 km), tandis que le champ de visée le long de la trace est de $\pm 51^\circ$ (environ ± 2400 km), avec une résolution spatiale d'environ $6 \text{ km} \times 7 \text{ km}$ au nadir. La roue porte-filtres présente 15 filtres de

Filtre POLDER	Longueur d'onde centrale (nm)	Largeur de la bande (nm)	Polarisation	Objectif scientifique
443	443.9	13.5	Non	Aérosols, BR, Nuages
490	491.5	16.5	Oui	Aérosols, BR, Couleur de l'eau
565	563.9	15.5	Non	Couleur de l'eau
670	669.9	15.0	Oui	Végétation, Aérosols, BR, Nuages
763	762.8	11.0	Non	Altitude des nuages
765	762.5	38.0	Non	Altitude des nuages, Aérosols
865	863.4	33.5	Oui	Végétation, Aérosols, BR, Nuages
910	906.9	21.0	Non	Vapeur d'eau
1020	1019.4	17.0	Non	Synergie avec le lidar CALIPSO

TABLE 2.1 – *Caractéristiques des bandes spectrales de l'instrument POLDER/PARASOL (Bréon et l'équipe PARASOL du CNES, 2006). BR est l'abréviation de Bilan radiatif*

type interférentiel qui permettent l'acquisition de mesures à différentes longueurs d'onde. Celles-ci, décrites dans le tableau 2.1, varient du visible au proche infrarouge et trois d'entre elles sont centrées sur des bandes d'absorption moléculaire (763 nm, 765 nm (O_2) et 910 nm (H_2O)). Les filtres à 443 nm, 670 nm, 865 nm sont triplés et équipés de polariseurs, chacun étant décalé de l'autre de 60° par rapport à l'orientation de l'axe du polariseur. Ces mesures permettent une détermination complète de l'état de polarisation du rayonnement. La séquence d'acquisition est répétée toutes les 19,6 s, alors qu'un tour de la roue porte-filtres (et donc l'acquisition des mesures) est effectué en 4,9 s. Durant cet intervalle le satellite se déplace, et un point de la surface initialement vu au nadir est décalé d'environ 9° par rapport au satellite comme le montre la figure 2.3. La cible reste néanmoins dans le champ de visée de POLDER et peut donc être observée plusieurs fois par l'instrument sous différentes conditions de visée. Entre l'apparition et la disparition de la cible dans le champ du radiomètre, celle-ci peut être observée sous 13 à 16 directions différentes, permettant ainsi l'échantillonnage d'une partie de la BRDF (Bidirectional Reflectance Distribution Function) et de la BPDF (Bidirectionnal Polarization Distribution Function) de la cible.

Les données POLDER de niveau 0 sont collectées et traitées par le CNES pour donner les données de niveau 1. Celles-ci comprennent les réflectances ainsi que les paramètres de Stokes. Les produits scientifiques (niveaux 2 et 3) sont séparés en plusieurs suites thématiques dont deux sont intitulées « Earth Radiation Budget, Water Vapor and Clouds » et « Aerosols ». Ces produits sont générés et archivés par le centre de données et de services ICARE. Ils sont produits à une résolution de $18 \text{ km} \times 21 \text{ km}$, c'est à dire 3×3 pixels (Buriez et al., 1997; Parol et al., 1999). Les produits de niveau 2 sont issus d'une seule orbite de niveau 1, tandis que les produits de niveau 3 sont des synthèses mensuelles.

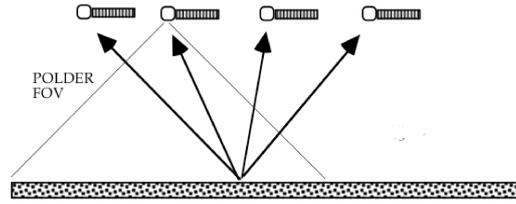


FIGURE 2.3 – Principe de la visée multidirectionnelle du radiomètre POLDER/PARASOL. L'angle sous lequel est vu un pixel au sol varie avec le déplacement du satellite. Source : (Bréon et l'équipe PARASOL du CNES, 2006)

2.2.2 Principe et algorithme de calcul de la pression oxygène POLDER

Comme nous l'avons rappelé dans le paragraphe 1.4, l'utilisation de l'absorption atmosphérique dans la bande A de l'oxygène pour déterminer la pression des nuages a été suggérée par de nombreux auteurs et appliquée dans plusieurs études.

La pression oxygène POLDER P_{O_2} est déterminée à partir de l'absorption différentielle des radiances mesurées dans les deux larges bandes spectrales situées dans la bande A de l'oxygène. Ces canaux, centrés en 763 nm et 765 nm, ont des largeurs à mi-hauteur respectivement de 10 nm et 40 nm. La figure 2.4 montre la variabilité de l'absorption atmosphérique dans ce domaine spectral à la résolution de $0,5 \text{ cm}^{-1}$ ainsi que les réponses des filtres POLDER pour les deux canaux.

Les radiances à 763 nm, R_{763} , et à 765 nm, R_{765} peuvent s'écrire sous la forme des équations 2.1 et 2.2.

$$R_{763} = R^* \cdot T_{O_2} \cdot T'_{H_2O} \cdot T'_{O_3} \quad (2.1)$$

$$R_{765} = A \cdot R_{763} + (1 - A) \cdot R^* \cdot T''_{H_2O} \cdot T''_{O_3} \quad (2.2)$$

où T_{O_2} est la transmittance de l'oxygène. R^* est la réflectance qui serait mesurée s'il n'y avait pas d'absorption, on considère qu'elle est identique dans les deux longueurs d'onde. La constante A correspond au pourcentage de la bande spectrale large occupée par la bande spectrale étroite. Sa valeur est dérivée de simulations raie par raie et vaut 0,3. Les transmittance de l'ozone, T'_{O_3} et T''_{O_3} , sont déduites de paramétrisations dépendantes du facteur de masse d'air m et de la quantité d'ozone intégrée sur la colonne u_{O_3} (mesurée par TOMS). Les transmittances de la vapeur d'eau, T'_{H_2O} et T''_{H_2O} , sont approximées à partir des mesures de réflectances à 910 nm et 865 nm.

En appelant R le rapport des radiances à 763 nm et à 765 nm et en combinant les équations 2.1 et 2.2, on obtient des expressions de la transmittance de l'oxygène T_{O_2} et de R^* .

$$R^* = R_{763} \frac{1 - A \cdot R}{R(1 - A) \cdot T''_{H_2O} \cdot T''_{O_3}} \quad (2.3)$$

$$T_{O_2} = R \frac{(1 - A)}{(1 - A \cdot R)} \cdot \left(\frac{T''_{H_2O}}{T'_{H_2O}} \right) \cdot \left(\frac{T''_{O_3}}{T'_{O_3}} \right) \quad (2.4)$$

La transmittance de l'oxygène ne dépend donc que du rapport des transmittances R .

Dans un premier temps, l'effet de la réflectivité du sol est négligé. Une pression apparente P_{app} est déterminée en considérant l'atmosphère comme un milieu purement absorbant recouvrant un nuage parfaitement réfléchissant situé à la pression P_{app} . En pratique, P_{app} est calculé à partir d'une fonction polynomiale de T_{O_2} et du facteur de masse d'air m . Les coefficients du polynôme sont déduits des calculs « line by line ».

Une correction est ensuite réalisée pour prendre en compte l'augmentation du trajet des photons par la diffusion multiple qui a lieu entre le sol et le nuage. Etant donné que la réflectance de l'océan à 763 nm et 765 nm est négligeable en dehors du glitter, cette correction n'est réalisée que pour les pixels situés au-dessus de surfaces continentales (Vanbauce et al., 2003).

Les valeurs angulaires de la pression ainsi corrigée, la pression oxygène, sont ensuite moyennées en tenant compte de la fraction nuageuse pour obtenir P_{O_2} , la pression oxygène. L'écart-type angulaire $\sigma_{P_{O_2}}$ est également calculé. Pour des raisons techniques ainsi que pour une question de précision, les valeurs de P_{O_2} sont arrondies à 5 hPa près et $\sigma_{P_{O_2}}$ est arrondi à 2.5 hPa près.

2.2.3 Etat de l'art

En réalité, les nuages ne sont pas des réflecteurs parfaits et le rayonnement solaire pénètre dans les couches nuageuses avant d'être rétrodiffusé vers l'espace. Par conséquent, le trajet des photons augmente tout comme l'absorption par l'oxygène. Comme cette augmentation n'est pas prise en compte dans le calcul de P_{O_2} , cette pression est systématiquement plus élevée que celle du nuage (sous-estimation de l'altitude). Des comparaisons entre P_{O_2} et la pression de sommet des nuages dérivées des mesures dans l'infrarouge de METEOSAT (Meteorological Satellite) ont montré une différence moyenne de 180 hPa (Vanbauce et al., 1998). Des comparaisons similaires avec la pression de sommet des nuages déterminée par le projet ISCCP (International Satellite Cloud Climatology Project) ont mis en évidence un biais systématique de 140 hPa (Parol et al., 1999). Plus précisément, la pression oxygène apparaît proche de la pression du milieu géométrique du nuage. C'est ce qui a été observé avec les données de SCIAMACHY (Wang et al., 2008) et de POLDER (Vanbauce et al., 2003; Snee et al., 2008).

La pénétration des photons dans le nuage et leur trajet éventuel entre le nuage et le sol ou entre deux couches nuageuses engendre également une variabilité angulaire de la pression oxygène due à la variation de l'absorption par l'oxygène en fonction de l'angle zénithal de visée de l'instrument. Ainsi, la différence entre P_{O_2} et la pression du sommet du nuage, tout comme $\sigma_{P_{O_2}}$ peuvent être considérés comme des mesures de la distance entre la situation nuageuse réelle, potentiellement multicouche, d'épaisseurs optique et géométrique finies et le modèle du réflecteur parfait.

Ferlay et al. (2010) ont étudié en détail la pénétration verticale des photons dans les couches nuageuses, notée $\langle Z \rangle$, et définie comme étant le rapport du parcours moyens des photons $\langle L \rangle$ divisé par le facteur de masse d'air ($\mu_s^{-1} + \mu_v^{-1}$). Des simulations de type Monte Carlo ont montré que $\langle Z \rangle$ dépendait faiblement de l'épaisseur optique du nuage et de ses propriétés microphysiques, mais fortement de son épaisseur géométrique h . Il en est de même pour la

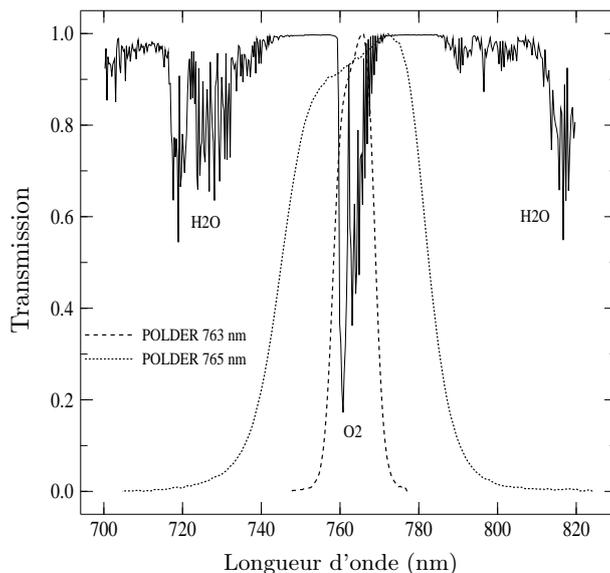


FIGURE 2.4 – Transmission atmosphérique dans la région de la bande A de l'oxygène à la résolution de $0,5 \text{ cm}^{-1}$ et fonctions de transmission des canaux POLDER à 763 nm et 765 nm. Source : (Buriez et al., 1997)

variabilité angulaire de $\langle Z \rangle$. Ceci est illustré sur la figure 2.5 qui montre que $\langle Z \rangle$ dépend essentiellement de h . Ces observations confirment la relation asymptotique, $\langle Z \rangle \propto \mu_s \mu_v h$, énoncée par van de Hulst (1980), où μ_s et μ_v sont les cosinus respectifs des angles zénithaux solaire et de visée. Finalement, comme les pressions oxygène directionnelles dépendent de $\langle Z \rangle$, elles dépendent également de l'épaisseur géométrique du nuage ainsi que des conditions géométriques de la scène. Par conséquent, pour des nuages suffisamment épais optiquement, l'écart-type angulaire de la pression oxygène dépend potentiellement de h , tout comme la différence entre la pression oxygène et la pression de sommet des nuages. Ainsi les résultats de simulations présentés sur la figure 2.6 montrent que les pressions oxygène directionnelles varient avec l'angle zénithal de visée, et que leur moyenne angulaire, la pression oxygène, est proche de la pression du milieu géométrique de la couche nuageuse.

En se basant sur un grand nombre de données POLDER coïncidentes avec des mesures de deux instruments de rayonnement actifs de l'A-Train, Ferlay et al. (2010) ont confirmé le faible biais existant entre P_{O_2} et la pression du milieu du nuage dans le cas de nuages monocouches. Ils ont également confirmé la sensibilité de $\sigma_{P_{O_2}}$ à h dans le cas de nuages optiquement épais ($\tau > 10$). En mettant en évidence l'information concernant la pression de sommet et l'épaisseur géométrique des couches nuageuses contenue dans les produits issus des mesures de POLDER dans la bande A de l'oxygène, ces observations suggèrent la possibilité de restituer une partie de la structure verticale des nuages à partir de POLDER.

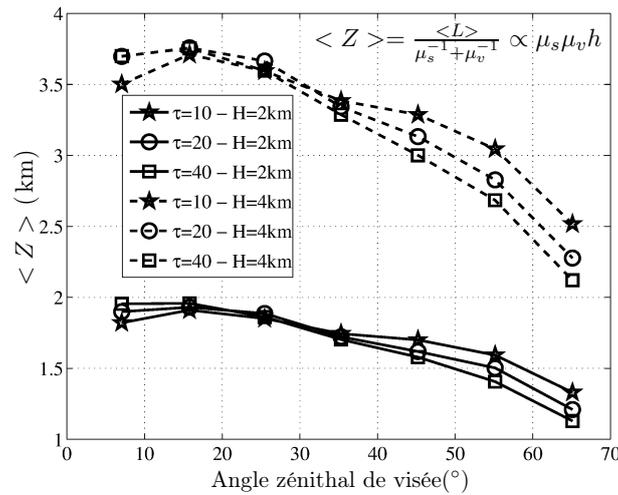


FIGURE 2.5 – Pénétration verticale $\langle Z \rangle$ des photons dans un nuage en phase liquide d'épaisseurs optique τ et géométrique h variables. Le soleil est au zénith ($\Theta_s = 0^\circ$) et l'altitude de la base du nuage est fixée à 1 km. La définition de $\langle Z \rangle$ ainsi que la relation asymptotique dérivée de van de Hulst (1980) sont rappelées.

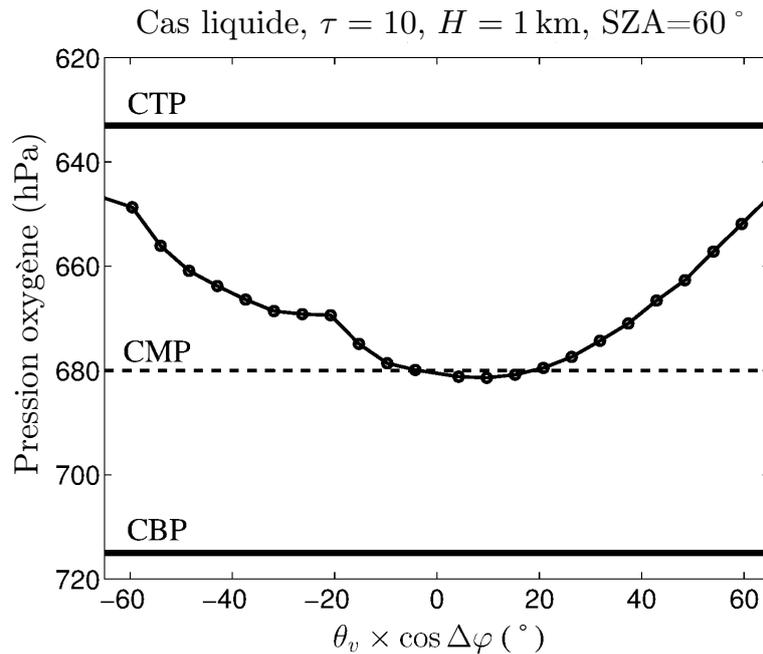


FIGURE 2.6 – Variation des pressions oxygène directionnelles simulées en fonction de l'angle zénithal de visée. Les simulations concernent un nuage en phase liquide, d'épaisseur optique $\tau = 10$, dont l'altitude de sommet est fixée à 4 km et d'épaisseur géométrique $h = 1$ km. Le nuage est éclairé sous un angle zénithal solaire de 60° et le modèle d'atmosphère utilisé est tropical. Les lignes horizontales indiquent les pressions du sommet, du milieu géométrique ainsi que de la base du nuage, notées respectivement CTP, CMP, CBP. La moyenne angulaire des pressions oxygène directionnelles est de 667 hPa et l'écart-type est de 11 hPa. Les discontinuités des pressions oxygène directionnelles observées à -60° et à -20° sont des signatures de la fonction de phase des gouttelettes.

2.3 Une nouvelle approche développée dans le cadre de l'A-Train

2.3.1 La mission A-Train

Depuis le lancement des premiers satellites météorologiques avec TIROS-1 en avril 1960, le développement d'instruments capables d'observer l'atmosphère depuis l'espace n'a cessé de s'accélérer, permettant une surveillance globale et continue des couvertures nuageuses. Nous avons déjà mentionné la mission ISCCP qui a effectué depuis 1982 une étude complète des nuages à partir de mesures radiométriques (Rossow et Schiffer, 1991). Dans cette étude nous utiliserons des données provenant de l'A-Train, une constellation de satellites dédiés à l'étude du climat (Stephens et al., 2002; L'Ecuyer et Jiang, 2010). Comme illustré sur la figure 2.7, la constellation A-Train est constituée des satellites (franco-américains-japonais) GCOM-W1, Aqua, CALIPSO, CloudSat, PARASOL et Aura. Ces satellites volent à quelques minutes d'intervalle sur une orbite polaire héliosynchrone à une altitude d'environ 705 km et ils franchissent l'équateur avec quelques minutes d'écart autour de 13h30, heure locale, d'où le surnom d'"Afternoon constellation" ou "A-Train"

Cette mission spatiale met en oeuvre quasi simultanément un grand nombre de techniques d'observation actuellement disponibles pour étudier le système Terre-Atmosphère, c'est à dire le cycle de l'eau, les surfaces (océans, continents), les composants atmosphériques (nuages, aérosols, gaz) ainsi que leurs interactions. Les différents instruments de l'A-Train sont à la fois autonomes et complémentaires les uns des autres, chacun ayant ses propres objectifs, mais le grand intérêt de cette constellation réside dans la synergie des données des différents instruments qui peuvent être combinées pour permettre une meilleure compréhension du système Terre-Atmosphère. Le tableau 2.2 présente les différents satellites qui composent l'A-Train ainsi que leurs instruments respectifs.

2.3.2 La mission CALIOP/CALIPSO

La mission CALIOP/CALIPSO (Winker et al., 2007, 2010) est le fruit d'une collaboration entre les agences spatiales américaine, la NASA, et française, le CNES, qui a pour objectif l'étude des impacts radiatifs des nuages et des aérosols. La plateforme CALIPSO (Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations) a été lancée en avril 2006 en même temps que le satellite CloudSat, pour une durée initiale de trois ans et prolongée jusque fin 2015. Le satellite embarque trois instruments : le lidar à rétrodiffusion CALIOP (Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization), un radiomètre infrarouge IIR (Imaging Infrared Imager) ainsi qu'une caméra grand champ visible WFC (Wide-Field Camera). Les trois instruments sont alignés et ont une visée au nadir. Dans cette étude, nous utiliserons les données du lidar CALIOP qui effectue des mesures à deux longueurs d'onde (532 nm et 1064 nm) et qui est sensible à la polarisation (à 532 nm). Il fournit des profils verticaux des nuages et des aérosols à haute résolution. En effet, CALIOP est doté d'un télescope d'un mètre de diamètre et son champ de vue est de 135 μ rad ce qui représente une tâche au sol d'environ 90 m de diamètre. Les mesures de CALIOP sont

Plateforme satellitaire	Description de la mission et objectifs scientifiques	Instruments
OCO-2 , lancement prévu en 2014	Mesurer les quantités de dioxyde de carbone et des principaux gaz à effets de serre dans l'atmosphère.	3 spectromètres
GCOM-W1 , 17 mai 2010	Radiomètre micro-ondes dédié à l'étude du cycle de l'eau (précipitations, quantité de vapeur d'eau, vitesse du vent au-dessus des océans, altimétrie...)	Advanced Microwave Scanning Radiometer 2 (AMSR2)
Aqua , 4 mai 2002	Plusieurs instruments effectuant des mesures dans le visible, l'infrarouge et les micro-ondes qui permettent l'étude du système Terre-Atmosphère et notamment le cycle de l'eau et la végétation.	Atmospheric Infrared Sounder (AIRS), Advanced Microwave Scanning Radiometer for the Earth Observing System (AMSR-E), Advanced Microwave Sounding Unit-A (AMSU-A), Humidity Sounder for Brazil (HSB), Clouds and Earth's Radiant Energy System (CERES), Moderate Resolution Imaging Spectrometer (MODIS)
CALIPSO , 28 avril 2006	Lidar combiné à des instruments de télédétection passive qui apportent des informations sur la distribution verticale des propriétés des nuages et des aérosols.	Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization (CALIOP), Imaging Infrared Imager (IIR), Wide-Field Camera (WFC)
CloudSat , 28 avril 2006	Radar à 94GHz qui fournit la structure verticale des nuages suffisamment épais	Cloud Profiling Radar (CPR)
PARASOL , 18 décembre 2004- décembre 2013	Radiomètre imageur effectuant des mesures de luminances polarisées et multidirectionnelles permettant une meilleure caractérisation des aérosols et des nuages	Polarization and Directionnality of Earth's Reflectances (POLDER)
Aura , 15 juillet 2004	Etude de la distribution des polluants atmosphériques ainsi que des gaz à effets de serre.	High-Resolution Dynamics Limb Sounder (HDRLS), Microwave Limb Sounder (MLS), Tropospheric Emission Spectrometer (TES), Ozone Monitoring Instrument (OMI)

TABLE 2.2 – Les différentes missions de l'A-Train avec leurs objectifs et instruments respectifs

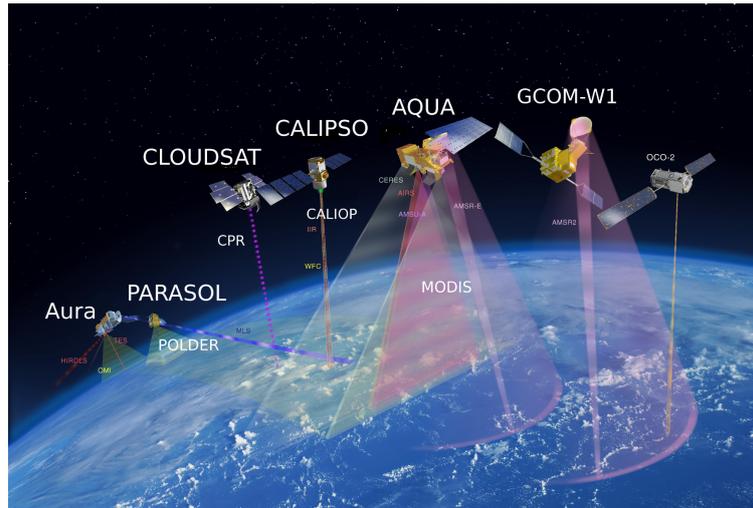


FIGURE 2.7 – La constellation « A-Train » et les satellites qui la composent (GCOM-W1, Aqua, CALIPSO, CloudSat, PARASOL et Aura). Le satellite OCO-2, successeur d'OCO devrait rejoindre l'A-Train en 2014

effectuées à une résolution horizontale de 333 m et à une résolution verticale de 30 m à 60 m.

Les produits de niveau 1 regroupent les profils du signal lidar rétrodiffusées à 532 nm et dans les deux composantes polarisées à 1064 nm. Les produits de niveau 2 sont regroupés en deux thèmes : les propriétés des colonnes (CPRO et APRO) et celle des couches (CLAY et ALAY). Les produits concernant les colonnes (CPRO et APRO) fournissent les profils d'extinction et de rétrodiffusion de la colonne atmosphérique sondée. Ils incluent des informations sur la position du satellite et les conditions de visée, des informations sur le type de surface et l'éclairement, ainsi que le nombre de couches d'aérosols (A) ou de nuages (C) détectées. A chaque description de profil correspond un ensemble de propriétés de couches (produits ALAY et CLAY), qui précisent les caractéristiques spatiales (altitudes de la base et du sommet) et optiques (épaisseur optique, coefficient d'extinction...) de chacune des couches. Les descripteurs de couches sont générés à trois résolutions horizontales (1/3 km, 1 km, 5 km) pour les nuages et à 5 km pour les aérosols. Les profils sont donnés à une résolution horizontale de 5 km pour les nuages et à 40 km pour les aérosols.

2.3.3 La mission CPR/CloudSat

La mission CPR/CloudSat (Stephens et al., 2002, 2008), menée conjointement par les agences spatiales américaine et canadienne est consacrée à l'étude des nuages afin de mieux caractériser leur rôle dans le système radiatif. Lancée en même temps que la plateforme satellitaire CALIPSO, CloudSat (Cloud Satellite) embarque un radar CPR (Cloud Profiling Radar) opérant à 94GHz. Les caractéristiques de l'instrument CPR ont été définies pour répondre aux contraintes techniques, ainsi la taille de l'antenne a été contrainte pour des raisons de place, tout en détectant correctement les nuages qui diffusent peu dans les micro-ondes, d'où la nécessité d'un minimum

de détection du facteur de réflectivité radar assez faible (-30 dB). Le CPR effectue ses mesures avec une visée au nadir, et fournit des profils verticaux des structures nuageuses avec une résolution verticale de 500 m, et une résolution horizontale de 2 km le long de la trace par 1,4 km perpendiculairement à la trace.

Les données de niveau 1, 1B-CPR, regroupent les intensités radar rétrodiffusées tandis que les données de niveau 2 regroupent les produits scientifiques. Deux catégories de données de niveau 2 sont distinguées : la première comprend les produits standards estimés pour répondre aux objectifs de la mission. La deuxième contient des produits expérimentaux qui fournissent des informations supplémentaires. Il est à noter également que les produits de niveau 2 incluent des produits d'autres instruments de l'A-Train comme MODIS ou CERES. Le principal produit de niveau 2 est le 2B-GEOPROF (Mace et al., 2007), qui identifie l'emplacement des hydrométéores, fournit des estimations des profils d'absorption gazeux ainsi que des informations pour l'identification des nuages dérivées de MODIS. Les autres produits de niveau 2 dérivent de 2B-GEOPROF.

2.3.4 La mission MODIS/AQUA

Développé par l'agence spatiale américaine, MODIS (Platnick et al., 2003; King et al., 2003) a été conçu pour étudier les propriétés de l'atmosphère (cycle de l'eau, aérosols et nuages), ainsi que les interactions entre l'atmosphère et les surfaces continentales ou les océans. L'instrument MODIS est embarqué sur la plateforme satellitaire Earth Observing System (EOS) Aqua lancée en mai 2002. MODIS est un spectromètre imageur à balayage transversal doté d'un télescope de 17,78 cm de diamètre avec un champ de visée de $\pm 55^\circ$. Ces caractéristiques lui confèrent une fauchée de 10 km le long de la trace et de 2330 km perpendiculairement à la trace. MODIS est doté de 36 canaux allant du visible à l'infrarouge thermique (de 0,4 μm à 14,4 μm), sa résolution spatiale au nadir est de 250 m (haute résolution) pour les bandes centrées en 0,65 μm et 0,86 μm , de 500 m pour les bandes centrées en 0,47 μm , 0,56 μm , 1,24 μm , 1,63 μm et 2,13 μm et de 1000 m pour les autres.

Les données de niveau 1 contiennent les luminances ainsi que les températures de brillance. Les produits de niveau 2 regroupent les produits géophysiques ; à l'exception du produit « cloud mask » généré à 250 m de résolution, tous les produits relatifs aux nuages ont une résolution de 1 km ou 5 km. Toutes les données de niveau 1 (et donc celles de niveau 2) sont délivrées sous forme de « granules » qui correspondent à 5 minutes de mesures et à une surface au sol de 2030 km le long de la trace et de 2330 km perpendiculairement à la trace. Enfin, les données de niveau 3 contiennent des statistiques journalières, hebdomadaires et mensuelles projetées sur une grille de $1^\circ \times 1^\circ$ de résolution.

2.3.5 Méthodologie et données utilisées

Dans les chapitres suivants, nous allons présenter de nouveaux produits géophysiques obtenus à partir des produits POLDER de niveau 2, à savoir un indicateur du caractère monocouche ou multicouche des scènes nuageuses et, dans le cas de situations nuageuses monocouches, une estimation des pressions et de l'épaisseur géométrique du nuage. Pour développer ces produits, nous avons construit une base de données contenant les produits POLDER et MODIS échantillonnés sous la trace de CALIOP et CloudSat durant la journée.

Pour construire cette base de données, nous avons utilisé les produits CALTRACK générés par le centre de gestion et de traitement des données ICARE. L'application « calxtract » extrait des produits issus de différents capteurs (IIR, MODIS, CPR, POLDER ...) pour des pixels coïncidants avec la trace du lidar CALIOP. Un fichier est créé pour chaque couple capteur/produit, par exemple on retrouve les produits combinés CPR-CALIOP « 2B-GEOPROF-LIDAR » dans des fichiers intitulés caltrack_2B-GEOPROF-LIDAR. Les produits sont filtrés et échantillonnés à partir des produits officiels avec l'approximation du pixel le plus proche de chaque tir lidar, ils sont donnés avec une résolution horizontale de 333 m pour le niveau 1 et de 5 km pour le niveau 2 (il s'agit de la résolution du lidar). Une description détaillée de ces données et de leur construction est disponible sur le site web d'ICARE à l'adresse <http://www.icare.univ-lille1.fr/projects/calxtract/>.

Les sensibilités du lidar et du radar étant complémentaires pour la détection des couches nuageuses respectivement fines et épaisses, la combinaison de leurs produits permet la connaissance complète de la structure verticale des couches nuageuses. Pour cela, nous avons utilisé les co-produits géophysiques LAYERBASE et LAYERTOP qui décrivent jusqu'à cinq couches nuageuses en fournissant les altitudes de la base et du sommet de chacune d'elles. La conversion altitude-pression a été réalisée à l'aide d'un index de conversion local présent dans les fichiers caltrack_2B-GEOPROF-LIDAR. Les différentes valeurs de pressions de la colonne atmosphérique provenant de profils météorologiques (Bloom et al., 2005) produits par le service Global Modeling and Assimilation Office (GMAO) de la NASA sont disponibles dans les fichiers CALIOP CAL_LID_L2_05kmCPr. Le tableau 2.3 décrit les produits initiaux et la version ayant servi à générer les fichiers CALTRACK que nous avons utilisés pour ce travail.

Afin d'analyser l'information contenue dans les produits géophysiques POLDER dérivés des mesures dans la bande A de l'oxygène, nous avons restreint notre étude aux nuages suffisamment épais optiquement ($\tau \geq 5$) et dont la couverture nuageuse fractionnaire est proche de 1 ($cc \geq 0,95$).

2.4 Conclusion

Dans cette étude, on se propose d'aider à la caractérisation de la structure verticale des nuages (caractère monocouche/multicouche, altitude et extension verticale des couches nuageuses monocouches) à l'aide des mesures du radiomètre POLDER embarqué sur la plateforme PARASOL.

Produit	Produit géophysique	Résolution horizontale	Capteur (satellite)
RB2 version 16	Pression oxygène P_{O_2} Ecart-type angulaire de la pression oxygène $\sigma_{P_{O_2}}$ Couverture nuageuse cc Phase thermodynamique du nuage Épaisseur optique du nuage τ Cosinus de l'angle zénithal solaire μ_s Indice géotype	$18 \times 21 \text{ km}^2$	POLDER3 (PARASOL)
2B-GEOPROF-LIDAR version 04	Nombre de couches nuageuses n Altitudes du sommet des nuages LAYERTOP Altitudes de la base des nuages LAYERBASE	$2.5 \times 1.4 \text{ km}^2$	CPR/CALIOP (CloudSat/ CALIPSO)
MYD06 collection 5	Pression du sommet des nuages MODIS CTP Phase thermodynamique des nuages Indicateur multicouche $mlfs$	5 km 1 km 1 km	MODIS (Aqua)

TABLE 2.3 – Les produits de niveau 2 issus des instruments de l'A-Train utilisés dans cette étude. Les produits sont colocalisés avec les tirs du lidar et échantillonnés tous les 5 km.

POLDER effectue des mesures dans la bande A de l'oxygène et la pression oxygène POLDER, sur laquelle est essentiellement basée ce travail, est déterminée à partir de l'absorption différentielle des radiances mesurées dans deux bandes spectrales situées dans la bande A de l'oxygène. Cette région spectrale est caractérisée par une forte absorption par le dioxygène présentant une importante variabilité spectrale.

L'un des grands intérêts de l'instrument POLDER est qu'il effectue des mesures multiangulaires, chaque pixel pouvant être vu sous plusieurs directions (jusqu'à 14). Des études ont montré que ce caractère multiangulaire des mesures POLDER pouvait être exploité pour mieux caractériser les propriétés macrophysiques des couvertures nuageuses. Ainsi, en se basant sur un grand nombre de données POLDER coïncidentes avec les mesures de deux instruments de rayonnement actif de l'A-Train, Ferlay et al. (2010) ont confirmé le faible biais existant entre la pression oxygène et la pression du milieu du nuage dans le cas de nuages monocouches. Ils ont également montré la corrélation entre l'écart-type angulaire de la pression oxygène et l'épaisseur géométrique des couches nuageuses dans le cas de nuages optiquement épais ($\tau > 10$).

Dans ce travail, nous nous proposons d'améliorer la restitution des propriétés macrophysiques des nuages à l'aide de POLDER. Pour cela, nous nous proposons de poursuivre l'analyse des mesures POLDER colocalisées avec celles du lidar CALIOP et du radar CPR, qui fournissent une information précise sur le profil vertical des atmosphères nuageuses.

Chapitre 3

Identification du caractère monocouche ou multicouche des nuages

3.1 Introduction

Les observations de surface montrent que les couches nuageuses se superposent fréquemment. Les situations multicouches sont observées dans environ la moitié des observations des nuages. Elles sont généralement présentes aux alentours des fronts des latitudes moyennes ainsi que dans les tropiques où les cirrus des enclumes peuvent s'étendre sur des centaines de kilomètres depuis les centres d'activité convective (Hahn et al., 1990a,b). Dans le chapitre suivant, nous chercherons à améliorer la restitution des altitudes et de l'extension verticale des nuages monocouches à partir des mesures POLDER/PARASOL dans la bande A de l'oxygène. Dans un premier temps, nous essayons de distinguer les situations nuageuses monocouches et multicouches à l'aide des données du radiomètre POLDER. Pour cela, nous présentons d'abord quelques éléments de climatologie mettant en évidence la fréquence des situations nuageuses multicouches. Puis, après avoir étudié les caractéristiques propres aux situations nuageuses monocouches et multicouches, nous exposons l'arbre de décision, méthode basée sur le contenu en information, construit pour les distinguer. Enfin, nous présentons les premiers résultats de cette méthode.

3.2 Climatologie

Dans la section suivante, nous présentons une méthode permettant de distinguer les situations nuageuses monocouches et multicouches à partir des produits géophysiques de l'instrument POLDER. Aussi, nous présentons ici quelques éléments de climatologie concernant ces populations nuageuses. Selon les mesures des instruments CPR et CALIOP (produit 2B-GEOPROF-LIDAR) durant la journée, les nuages monocouches représentent 64 % des couvertures nuageuses en 2008 sur tout le globe, 65 % au-dessus des océans et 58 % au-dessus des continents. Ceci est cohérent avec la climatologie établie grâce aux mesures fournies par les ballons sondes (Wang et al., 2000).

Cependant, leur occurrence varie avec la latitude. Cela est montré sur le panneau (a) de la

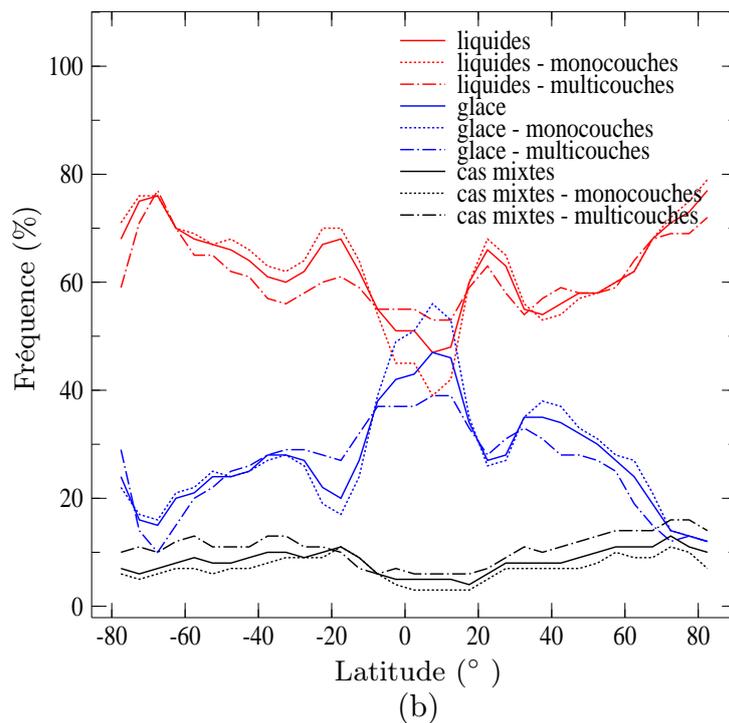
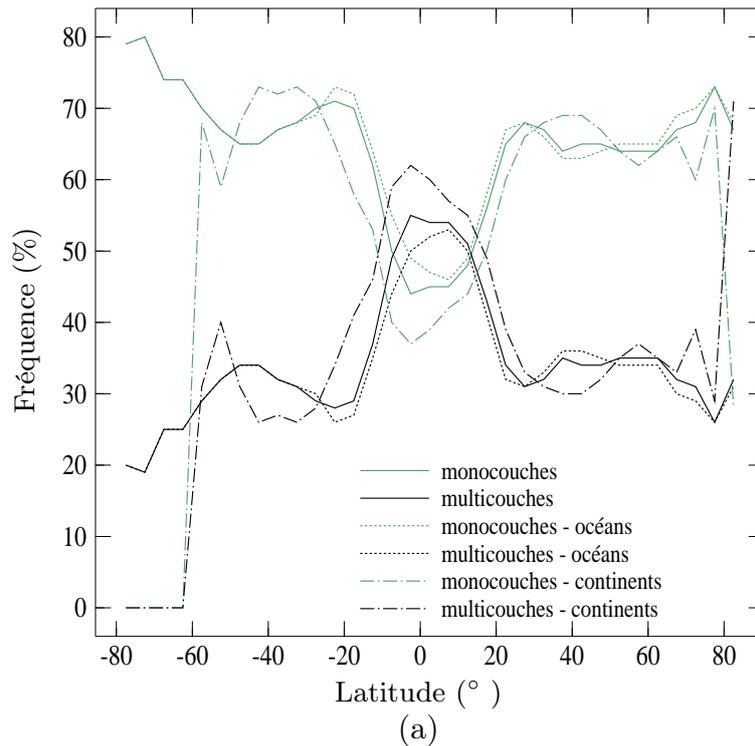


FIGURE 3.1 – Climatologie des nuages monocouches et multicouches pendant la journée en 2008 à partir du produit 2B-GEOPROF-LIDAR. Le panneau (a) montre l'occurrence zonale en % des nuages monocouches (lignes vertes) et des nuages multicouches (lignes noires), sur tout le globe (lignes solides), au-dessus des océans (lignes pointillées) et au-dessus des continents (lignes mixtes). L'information sur le type de surface provient de l'indice géotype de POLDER. Le panneau (b) montre l'occurrence zonale en % des nuages liquides (lignes rouges), des nuages de glace (lignes bleues) et des nuages en phase mixte (lignes noires), pour tous les nuages (lignes solides), pour les nuages monocouches (lignes pointillées) et pour les nuages multicouches (lignes mixtes). La phase thermodynamique est fournie par POLDER (Goloub et al., 2000).

figure 3.1 qui représente l'occurrence zonale des nuages monocouches et multicouches en fonction de la latitude par zones de 5° . On constate que l'occurrence des nuages monocouches est la plus élevée aux latitudes supérieures à 20° au Nord et au Sud, où elle varie très peu, généralement entre 60 % and 70 %. Dans les zones tropicales, l'occurrence des nuages multicouches est maximale puisqu'elle augmente de manière significative à 55 % au détriment des nuages monocouches. Ceci peut s'expliquer par l'intense activité convective de cette zone (Zone de convergence intertropicale) qui rend la présence de nuages dont l'altitude de sommet est élevée (comme les cirrus ou les cumulonimbus) très fréquente. L'occurrence des nuages multicouches est la plus basse dans les régions subtropicales ainsi qu'au dessus des continents qui sont des zones de forte subsidence, généralement défavorable à la formation de nuages hauts et donc de nuages multicouches. On observe également deux maxima secondaires aux moyennes latitudes qui correspondent aux régions cycloniques. Ces observations sont cohérentes avec les observations faites par Mace et al. (2007, 2009) et Yuan et Oreopoulos (2013). La différence entre les surfaces est moins marquée dans l'hémisphère Sud, ce qui est probablement dû à la distribution des surfaces continentales.

Sur la figure 3.1(b), on voit que parmi les nuages monocouches et multicouches, les nuages d'eau liquide sont prédominants sur tout le globe, excepté pour les latitudes comprises entre -5° and $+15^\circ$. En moyenne, 63% des nuages sont en phase liquide tandis que 27% sont en phase glace et 8 % sont en phase mixte (la somme des trois fractions n'est pas égale à 100 car il y a également des nuages dont la phase est indéterminée). Cette répartition est identique pour les nuages monocouches (resp. 63 %, 28 % et 7 %). Pour les nuages multicouches, on observe 61 % de nuages d'eau liquide, 26 % de nuages de glace et 11 % de nuages en phase mixte. L'importance de ces derniers peut être expliquée par la plus grande complexité microphysique des nuages multicouches, par exemple, lorsqu'on observe une colonne « multicouche », la probabilité de détecter de l'eau liquide (bas) et de la glace (haut) dans un même pixel est plus élevée que dans le cas d'une situation monocouche.

Grâce à cette étude climatologique, nous pouvons penser que la phase thermodynamique ainsi que la latitude des nuages sont à prendre en compte pour la distinction des situations nuageuses monocouches et multicouches. En effet, il apparaît que la proportion de nuages multicouches est beaucoup plus importante que la proportion de nuages monocouches dans les zones tropicales (entre -20° et 20°). D'autre part, parmi les nuages multicouches, il y a plus de nuages en phase glace ou mixte que parmi les nuages monocouches.

3.3 Distinction des nuages monocouches et multicouches

Dans cette section, on cherche à distinguer les cas nuageux monocouches et multicouches à l'aide des produits POLDER. Pour cela, on se base sur le co-produit 2B-GEOPROF-LIDAR qui combine les données du lidar CALIOP/CALIPSO avec celles du radar CPR/CloudSat et permet de caractériser la structure verticale des nuages (cf. section 2.3.5). Ce produit décrit jusqu'à cinq couches nuageuses (altitude de sommet et de base, propriétés optiques...), une situation nuageuse

étant considérée multicouche lorsque deux couches sont espacées verticalement d'au moins 960 m (Mace et al., 2009).

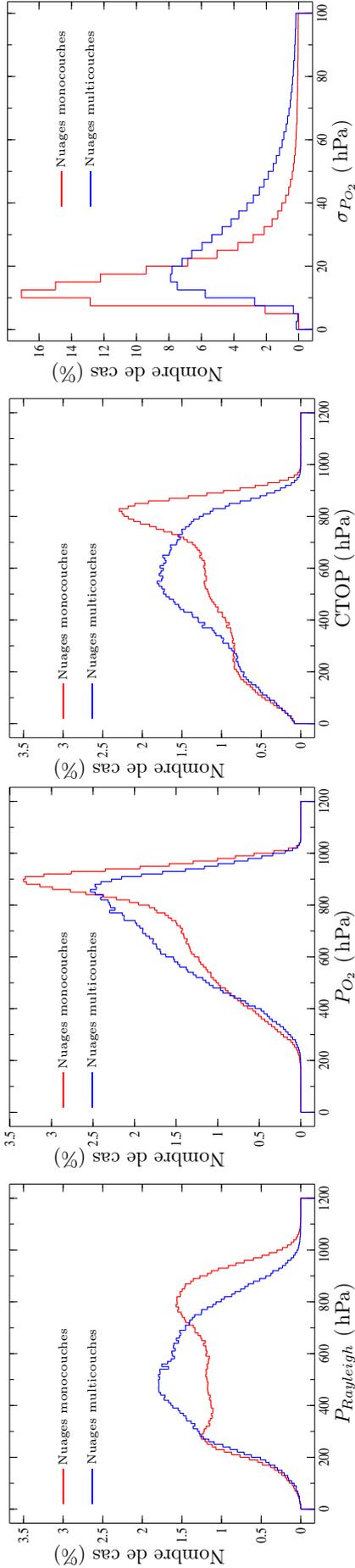
3.3.1 Caractérisation des nuages monocouches et multicouches

Au début de ce chapitre, nous avons constaté que la latitude du nuage ainsi que sa phase thermodynamique pouvait contribuer à déterminer son caractère monocouche ou multicouche. Nous traçons maintenant les histogrammes de différentes grandeurs pour les deux types de situations nuageuses afin de comprendre si certaines de ces grandeurs présentent des caractéristiques statistiques différentes en fonction du caractère monocouche ou multicouche des nuages; une distinction idéale des deux populations correspondrait à des distributions disjointes. On trace ainsi les histogrammes de la pression Rayleigh $P_{Rayleigh}$, de la pression oxygène P_{O_2} et de son écart-type angulaire $\sigma_{P_{O_2}}$, de la pression oxygène de sommet CTOP, et des différences entre la pression Rayleigh et la pression oxygène $P_{Rayleigh} - P_{O_2}$, la pression oxygène de sommet et la pression Rayleigh CTOP $- P_{Rayleigh}$ ainsi qu'entre la pression oxygène de sommet et la pression oxygène CTOP $- P_{O_2}$. La pression Rayleigh est une pression du sommet des nuages déduite des mesures polarisées de POLDER à 443 nm (Goloub et al., 1994; Buriez et al., 1997), tandis que la pression oxygène de sommet CTOP est une pression de sommet des nuages dérivée de la pression oxygène. La pression CTOP, décrite dans le chapitre 4, a été établie pour les nuages monocouches. Il est donc possible que cette pression présente des valeurs aberrantes dans le cas des nuages multicouches, ce qui permettrait de les distinguer. C'est pourquoi, dans ce chapitre, nous utilisons la pression CTOP appliquée à tous les pixels nuageux.

La figure 3.2 présente les différences entre les situations nuageuses monocouches et multicouches pour les pixels nuageux de l'année 2008 détectés par le radiomètre POLDER. Sur le panneau (a) de la figure 3.2, on constate que pour les nuages monocouches, la distribution de la pression Rayleigh est bimodale avec un maximum à 280 hPa et un autre à 800 hPa. Ces deux modes indiquent la présence de nuages hauts et bas parmi les situations nuageuses monocouches. En ce qui concerne les nuages multicouches, on observe que la courbe est de forme gaussienne, centrée en 500 hPa, et étalée.

Sur le panneau (b), on voit que la distribution de la pression oxygène des nuages multicouches atteint un maximum à 860 hPa. Cette pression est plus élevée dans le cas des nuages monocouches puisque sa distribution présente alors un pic centré en 900 hPa. Cependant, la distribution de la pression oxygène dans le cas des nuages monocouches s'étale largement à gauche vers les valeurs plus petites, ce qui ne semble pas permettre de distinguer les deux types de nuages.

La distribution de la pression oxygène de sommet pour les deux types de nuages est représentée sur le panneau (c) de la figure 3.2. On constate que la distribution de la pression oxygène de sommet CTOP présente la même forme que la distribution de P_{O_2} , c'est à dire des valeurs plus élevées pour les nuages monocouches, avec un pic centré en 830 hPa tandis que pour les nuages multicouches, la courbe est plus large et centrée en 550 hPa. Dans le cas des nuages monocouches, on retrouve également l'élargissement du pic vers les plus petites valeurs, ces similarités sont dues

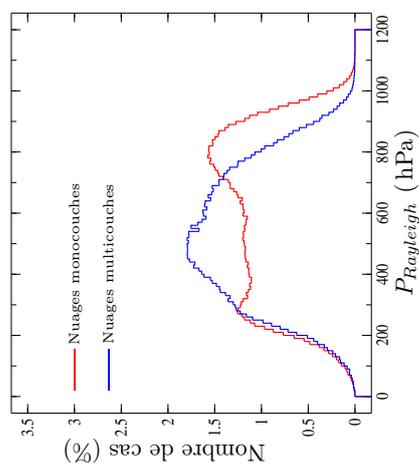
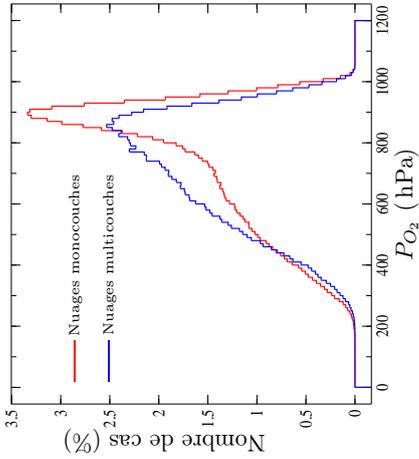
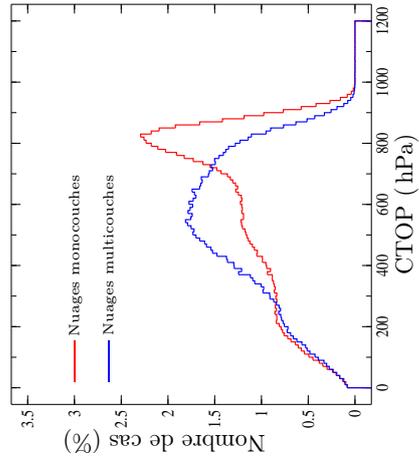
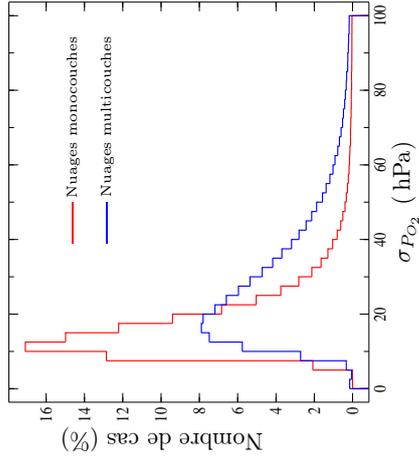


(a) Pression Rayleigh

(b) Pression oxygène

(c) Pression oxygène de sommet

(d) Écart-type angulaire de la pression oxygène



(e) Différence entre pression Rayleigh et pression oxygène

(f) Différence entre pression oxygène de sommet et pression Rayleigh

(g) Différence entre pression oxygène et pression oxygène de sommet

(e) Différence entre pression Rayleigh et pression oxygène

(f) Différence entre pression oxygène de sommet et pression Rayleigh

(g) Différence entre pression oxygène et pression oxygène de sommet

FIGURE 3.2 – Histogrammes de la pression Rayleigh, de la pression oxygène et de son écart-type, de la pression oxygène de sommet ainsi que des différences entre pression oxygène et pression Rayleigh, entre pression oxygène de sommet et pression Rayleigh et entre pression oxygène et pression oxygène de sommet. Les histogrammes sont tracés pour les nuages monocouches (lignes rouges) et multicouches (lignes bleues), pour lesquels $\tau > 5$ et $cc > 0.95$ en 2008. L'information sur le caractère monocouche ou multicouche provient du produit 2B-GEOPROF-LIDAR tandis que les indications de surface sont fournies par l'indice géotype de POLDER.

au fait que CTOP est issue de P_{O_2} (cf. chapitre 4). Néanmoins, dans ce cas la différence entre les deux distributions est plus marquée et laisse supposer que cette grandeur aidera à distinguer les deux types de situations nuageuses.

Ainsi, si les distributions de ces trois grandeurs ne sont pas distinctes pour les deux types de situations nuageuses, elles laissent supposer que les pressions Rayleigh et oxygène de sommet peuvent permettre de distinguer certains nuages monocouches des autres puisqu'un seuil vers 800 hPa permettrait d'isoler les nuages monocouches de basse altitude.

En observant le panneau (d), on constate que dans le cas des nuages monocouches, l'écart-type angulaire de la pression oxygène est moins élevé que dans le cas des nuages multicouches. En effet, les deux distributions sont centrées en 12,5 hPa (nuages monocouches) et 17,5 hPa (situations multicouches). Le contraste entre les deux distributions étant important, on peut penser que cette grandeur pourra contribuer à la distinction des deux types de situations.

En ce qui concerne les différences de pression représentées sur les panneaux (e), (f) et (g) de la figure 3.2, on constate que $P_{Rayleigh} - P_{O_2}$ présente une distribution unimodale quelque soit le caractère monocouche ou multicouche. Dans les deux cas, la distribution de $P_{Rayleigh} - P_{O_2}$ est gaussienne, et elle est centrée en -90 hPa pour les nuages monocouches et en -150 hPa pour les nuages multicouches. Une proportion beaucoup plus grande de faible valeur de la différence absolue dans les cas monocouches par rapport aux cas multicouches laisse penser également à un critère de distinction monocouches/multicouche à partir de cette grandeur. La différence entre la pression oxygène de sommet et la pression Rayleigh CTOP - $P_{Rayleigh}$ ne prend pas de valeurs significativement différentes selon que les nuages soient monocouches ou multicouches puisque les deux histogrammes se superposent quasiment. Enfin, la différence entre la pression oxygène de sommet et la pression oxygène $P_{O_2} - CTOP$ a tendance à être plus élevée pour les nuages multicouches que pour les nuages monocouches. Sur le panneau (g), on voit qu'un seuil fixé à -100 hPa pour $CTOP - P_{O_2}$ permettrait de distinguer une grande partie des situations nuageuses monocouches et multicouches.

Ainsi la colocalisation du lidar CALIOP/CALIPSO et du radar CPR/CloudSat avec le radiomètre POLDER sur PARASOL ont permis une description détaillée des caractéristiques des nuages monocouches et multicouches sur toute l'année 2008. En plus de la latitude et la phase thermodynamique déjà mentionnées, la pression Rayleigh, la pression oxygène et son écart-type, la pression oxygène de sommet ainsi que les différences entre la pression Rayleigh et la pression oxygène et entre la pression oxygène de sommet et la pression oxygène semblent donc des paramètres pertinents pour la distinction des nuages monocouches et multicouches. Ces grandeurs vont être à la base de tests dont nous allons nous servir pour construire un arbre de décision permettant de distinguer les situations nuageuses monocouches et multicouches.

3.3.2 Construction d'un arbre de décision

La technique des arbres de décision est fondée sur l'idée de classer un objet par une suite de tests sur les attributs qui le décrivent. Ces tests sont organisés de telle façon que la réponse à

l'un d'eux indique le prochain test auquel il faut soumettre l'objet. Le principe de cette règle de décision est d'organiser l'ensemble des tests possibles comme un arbre. Une feuille de cet arbre désigne une des \mathcal{C} classes, et à chaque noeud est associé un test (un sélecteur) portant sur un ou plusieurs attributs. La réponse à chaque test désigne le fils du noeud vers lequel on doit aller. La classification s'effectue donc en partant de la racine pour poursuivre récursivement le processus jusqu'à ce qu'on rencontre une feuille. Dans notre cas, les attributs sont les grandeurs sensibles aux caractères monocouche et multicouche décrites dans le paragraphe précédent.

3.3.2.1 La construction récursive d'un arbre de décision

L'apprentissage des arbres de décision procède par une exploration du général au particulier en commençant par un arbre à un noeud racine correspondant à une partition simple de l'espace des exemples, puis en raffinant progressivement cette partition par ajout successif de noeuds dans l'arbre, ce qui revient à subdiviser itérativement les partitions de l'espace des exemples. L'approche, appelée *induction descendante d'arbres de décision (top-down induction of decision tree)*, procède d'une manière descendante, en partant de l'échantillon des données d'apprentissage, toutes classes confondues. Tant que l'échantillon courant des données n'est pas « pur » (idéalement, tous les exemples appartiennent à la même classe) ou qu'il reste au moins un attribut à tester, un attribut est sélectionné, selon un critère que nous décrirons plus tard, pour servir de test permettant de subdiviser l'échantillon d'apprentissage courant en sous-échantillons distincts. A l'arrêt, on obtient donc un arbre de tests (noeuds) dont les feuilles correspondent à des échantillons d'exemples aussi « purs » que possibles. En général, ce n'est pas possible, mais on garde l'idée de ramifier l'arbre autant qu'il le faudra pour arriver à une configuration où chaque feuille représente des données appartenant toutes à la même classe.

3.3.2.2 Application à la distinction des situations nuageuses monocouches et multicouches

Les données de l'année 2008 constituent un ensemble d'apprentissage \mathcal{S} de m exemples dont l'un est noté (x, w) . Cet exemple est décrit par d attributs $\{x_i, i = 1, d\}$ et par une classe $w \in \mathcal{C} = \{w_1, \dots, w_{\mathcal{C}}\}$. Ici, les différents attributs sont la phase thermodynamique, le fait que le pixel soit situé ou non en zone tropicale, ainsi que des seuils sur les paramètres de pression $P_{Rayleigh}$, P_{O_2} , $\sigma_{P_{O_2}}$, CTOP, $P_{Rayleigh} - P_{O_2}$, $CTOP - P_{Rayleigh}$ et $CTOP - P_{O_2}$, et il y a deux classes constituées des nuages monocouches et des nuages multicouches. On cherche d'abord à construire un arbre de classification dont les feuilles sont aussi pures que possibles. Exceptée la phase thermodynamique qui peut prendre trois valeurs, les attributs sont à valeur binaire puisque pour chaque exemple, le pixel est situé ou non en zone tropicale et que les paramètres de pression sont supérieurs ou inférieurs aux seuils choisis. Lorsque l'arbre est partiellement construit, à chaque noeud correspond un sous-ensemble d'exemples d'apprentissage : ceux qui satisfont tous les tests binaires menant à ce noeud. Si ce sous-ensemble n'est pas constitué de

pixels appartenant tous à la même classe, la construction doit se poursuivre. Il faut alors choisir le meilleur attribut à tester. Dans certains cas, le test d'arrêt ne peut être satisfait : il peut exister plusieurs pixels ayant les mêmes attributs et des classes différentes. Dans ces situations, on calcule la proportion de nuages monocouches (resp. multicouches) de chacune des feuilles de l'arbre appliqué à l'année 2007, dont les données constituent notre ensemble de validation. C'est cette proportion (en %) que l'on retiendra comme étant notre indice de confiance monocouche (resp. multicouche).

3.3.2.3 Une interprétation probabiliste

Une interprétation probabiliste de la construction des arbres de décision est proposée par Cornuéjols et Miclet (2010). Au cours de la construction de l'arbre, on se place à un noeud auquel sont attachés n points de l'échantillon, répartis en $\mathcal{C} = 2$ classes w_j comportant chacune n_j points ($\sum_{j=1}^{\mathcal{C}} n_j = n$). On considère un attribut binaire \mathbf{a} , dont l'indice n'a pas besoin d'être précisé. Il partage chaque sous-ensemble n_j en deux parties, comportant respectivement l_j et r_j points pour le test sur $\mathbf{a} = \text{VRAI}$ et le test sur $\mathbf{a} = \text{FAUX}$. On note :

$$l = \sum_{j=1}^{\mathcal{C}} l_j \quad \text{et} \quad r = \sum_{j=1}^{\mathcal{C}} r_j \quad \text{avec} : \quad r + l = n \quad (3.1)$$

On peut considérer que les n points d'apprentissage sont des tirages aléatoires selon deux distributions discrètes possibles : celle des \mathcal{C} valeurs que prend w et celle des deux valeurs de \mathbf{a} . On en déduit que :

- l_j/n et r_j/n sont des estimations des probabilités $P(\mathbf{a} = \text{VRAI} \quad \text{et} \quad w = w_j)$ et $P(\mathbf{a} = \text{FAUX} \quad \text{et} \quad w = w_j)$
- l/n et r/n sont des estimations de $P(\mathbf{a} = \text{VRAI})$ et $P(\mathbf{a} = \text{FAUX})$
- n_j/n est une estimation de $P(w = w_j)$

3.3.2.4 Une mesure pour choisir les attributs

La théorie de l'information reprise par Cornuéjols et Miclet (2010) et utilisée dans cette étude fut introduite dans les années 1940 par Claude Shannon, dans le but premier de développer de nouvelles applications dans le domaine des communications. La motivation des travaux de Shannon et Weaver (1949), qui ont popularisé cette théorie, était en effet d'estimer un degré optimal de compression d'un signal, sans que ce dernier ne perde l'information qu'il contient. Dans leurs travaux, Shannon et Weaver font le lien entre l'information et l'entropie d'une densité de probabilité. Cette vision est alors très proche de la formulation de l'entropie, habituellement notée S , telle qu'exprimée par Gibbs. On rappelle que d'un point de vue thermodynamique, l'entropie représente le logarithme du nombre d'états distincts contenus dans un système. Lorsque celle-ci est appliquée à une densité de probabilité P discrète, elle peut alors s'écrire de la manière

suivante :

$$S(P) = -k \sum_{i=1}^N p_i \ln p_i \quad (3.2)$$

où N représente les différents états que peut prendre chaque élément du système, p_i représente la probabilité que le système soit dans un état i , et k est la constante de Boltzmann. La définition développée par Shannon est très proche de celle de Gibbs, à deux détails près : le premier est que dans la théorie de l'information la constante k est égale à 1, et le second réside dans le fait que le logarithme s'exprime en base 2, de manière à décrire l'information en utilisant une base binaire (un système est décrit par 2^N états probables). L'entropie d'une variable w pouvant prendre les valeurs $\{w_j\}_{j \in \mathcal{C}}$ avec des probabilités $p(w_j)$ est définie comme :

$$H(w) = - \sum_{j \in \mathcal{C}} p(w_j) \ln p(w_j) \quad (3.3)$$

L'entropie définit l'incertitude sur la valeur de la variable w . Dans cette étude il s'agit de l'incertitude sur la connaissance que nous avons du caractère monocouche ou multicouche d'un nuage donné. Dans le cas de deux variables, w pouvant prendre les valeurs $\{w_i\}$, et \mathbf{a} pouvant prendre les valeurs $\{a_j\}$, on définit l'entropie de w conditionnée par \mathbf{a} , c'est à dire l'incertitude sur le caractère monocouche ou multicouche sachant que l'un des tests sur la phase thermodynamique, la latitude ou sur un paramètre de pression est positif ou négatif, comme :

$$H(w|\mathbf{a}) = - \sum_{i,j} p(w_j \cap a_i) \ln p(w_i|a_i)^1 \quad (3.4)$$

Cette entropie est d'autant plus faible que \mathbf{a} permet de différencier les valeurs de w . Ainsi pour $\mathbf{a} = w$, elle vaut 0 : connaître w lève l'incertitude sur w . Plus récemment, Cover et Thomas (1991) reprennent ce formalisme pour l'appliquer aux arbres de décision. L'entropie croisée de w et \mathbf{a} aussi appelée « information mutuelle » est donnée par la formule :

$$I(w, \mathbf{a}) = H(w) - H(w|\mathbf{a}) \quad (3.5)$$

L'entropie croisée de w et \mathbf{a} est une quantité mesurant la dépendance statistique de ces variables. Cette grandeur représente leur degré de dépendance au sens probabiliste entre w et \mathbf{a} . On dit que les deux variables sont indépendantes si la réalisation de l'une n'apporte aucune information sur la réalisation de l'autre. Pour construire un noeud dans l'arbre, une idée naturelle et interprétable en terme de théorie de l'information est donc de chercher parmi les attributs celui qui possède la plus grande corrélation avec la répartition en classes, autrement dit celui qui a la meilleure entropie croisée (la plus grande) avec la distribution des points d'apprentissage sur les classes. Par conséquent, chercher parmi tous les attributs celui qui possède l'information croisée la plus grande avec la distribution en classes des n points d'apprentissage revient à trouver celui qui minimise la quantité $H(w|\mathbf{a})$.

1. On rappelle que $p(A \cap B)$ se lit « probabilité de A inter B », et que $p(A|B)$ se lit « probabilité de A, sachant B », A et B étant deux événements de probabilité non nulle.

3.3.2.5 Construction de l'arbre de décision

Pour construire l'arbre de décision qui permettra de distinguer les nuages monocouches des situations nuageuses multicouches à partir des produits de l'instrument POLDER, nous utilisons les données de l'année 2008 comme ensemble d'apprentissage. En 2008, on dénombre 2 823 554 pixels nuageux distants entre eux de 5 km, détectés par POLDER, CALIOP, CPR et MODIS et présentant une couverture fractionnaire supérieure ou égale à 0,95. Parmi eux, 1 796 220 sont monocouches et 1 027 334 sont multicouches d'après les instruments CALIOP et CPR. D'après l'équation 3.3, l'entropie de la variable « caractère monocouche ou multicouche » que nous notons « $H(mo - mu)$ » s'écrit :

$$H(mo - mu) = -p(mono) \ln_2(p(mono)) - p(multi) \ln_2(p(multi)) \quad (3.6)$$

avec $p(mono)$ la probabilité d'avoir des nuages monocouches et $p(multi)$ la probabilité d'avoir des nuages multicouches. $H(mo - mu)$ vaut alors 0,943.

On cherche à construire une classification fondée sur les attributs qui minimisent l'entropie (ou augmentent l'ordre) à chaque étape; on calcule donc l'entropie de la variable $mo - mu$ conditionnée par les différents attributs possibles. Ceux-ci sont la phase thermodynamique, la latitude (pixel situé en zone tropicale ou non), la pression Rayleigh, la pression oxygène et son écart-type, la pression oxygène de sommet ainsi que les différences entre la pression Rayleigh et la pression oxygène, la pression oxygène de sommet et la pression oxygène et la pression oxygène de sommet et la pression Rayleigh.

D'après l'équation 3.4, l'entropie de la variable « caractère monocouche ou multicouche » conditionnée par la latitude du pixel, que l'on note $H(mo - mu|lat)$ s'écrit :

$$\begin{aligned} H(mo - mu|lat) = & -p(mono \cap h.trop.) \ln_2(p(mono|h.trop.)) \\ & -p(multi \cap h.trop.) \ln_2(p(multi|h.trop.)) \\ & -p(mono \cap trop.) \ln_2(p(mono|trop.)) \\ & -p(multi \cap trop.) \ln_2(p(multi|trop.)) \end{aligned} \quad (3.7)$$

avec $p(mono \cap h.trop.)$ (resp. $p(mono \cap trop.)$) la probabilité que le nuage soit monocouche et situé en dehors des tropiques (resp. monocouche et situé en zone tropicale). $p(mono|h.trop.)$ (resp. $p(mono|trop.)$) est la probabilité que le nuage soit monocouche sachant qu'il est situé en dehors des tropiques (resp. que le pixel soit monocouche sachant qu'il est situé en zone tropicale). De même, $p(multi \cap h.trop.)$ (resp. $p(multi \cap trop.)$) est la probabilité que le nuage soit multicouche et situé en dehors des tropiques (resp. multicouche et situé en zone tropicale). Enfin, $p(multi|h.trop.)$ (resp. $p(multi|trop.)$) est la probabilité que le nuage soit multicouche sachant qu'il est situé en dehors des tropiques (resp. que le pixel soit multicouche sachant qu'il est situé en zone tropicale). L'entropie $H(mo - mu|lat)$ vaut 0,939.

La variable *phase* pouvant prendre les « valeurs » liquide, glace et mixte, l'entropie de la

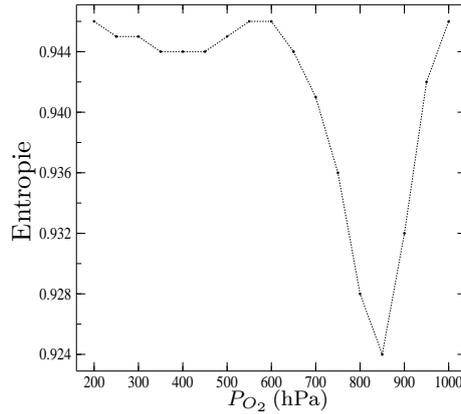


FIGURE 3.3 – Evolution de l'entropie du caractère monocouche ou multicouche conditionnée par la pression oxygène en fonction du seuil sur la pression oxygène. La pression oxygène varie de 200 hPa à 1000 hPa par pas de 50 hPa.

grandeur « mo-mu » conditionnée par la phase thermodynamique s'écrit alors :

$$\begin{aligned}
 H(mo - mu|phase) = & - \sum_{i=1,3} p(mono \cap phase(i)) \ln_2(p(mono|phase(i))) \\
 & - \sum_{i=1,3} p(multi \cap phase(i)) \ln_2(p(multi|phase(i)))
 \end{aligned} \quad (3.8)$$

avec $p(mono \cap phase(i))$ (resp. $p(multi \cap phase(i))$) la probabilité que le nuage soit monocouche et dans la phase $phase(i)$ (resp. que le nuage soit multicouche et dans la phase $phase(i)$). $P(mono|phase(i))$ (resp. $p(multi|phase(i))$) est la probabilité que le nuage soit monocouche sachant que sa phase thermodynamique est $phase(i)$ (resp. que le nuage soit multicouche sachant que sa phase thermodynamique est $phase(i)$). L'entropie $H(mo - mu|phase)$ vaut 0,938.

Pour déterminer l'entropie de la variable $mo-mu$ conditionnée par les paramètres de pression, on fixe une valeur seuil notée s sur chaque paramètre, et l'on fait varier cette valeur par pas régulier. Les valeurs minimale et maximale de seuil sont déterminées à l'aide de la figure 3.2, tandis que le pas est fixé en prenant en compte la sensibilité des produits satellitaires étudiés. A chaque itération, on calcule l'entropie, et on garde la valeur du paramètre qui minimise l'entropie.

Pour les pressions, on fait varier le seuil de 200 hPa à 1000 hPa par pas de 50 hPa. Ainsi, pour chaque valeur de pression l'entropie de la variable $mo - mu$ conditionnée par la pression P (pression oxygène, pression Rayleigh ou pression oxygène de sommet) s'écrit :

$$\begin{aligned}
 H(mo - mu|P) = & -p(mono \cap P \leq s) \ln_2(p(mono|P \leq s)) \\
 & -p(mono \cap P > s) \ln_2(p(mono|P > s)) \\
 & -p(multi \cap P \leq s) \ln_2(p(multi|P \leq s)) \\
 & -p(multi \cap P > s) \ln_2(p(multi|P > s))
 \end{aligned} \quad (3.9)$$

Dans le cas de la pression oxygène, $H(mo - mu|P_{O_2})$ varie entre 0,946 et 0,924; la valeur minimale étant atteinte lorsque $P_{O_2} = 850$ hPa. La figure 3.3 montre l'évolution de l'entropie du

caractère monocouche ou multicouche conditionné par la pression oxygène en fonction de cette pression. On constate que l'entropie $H(mo - mu|P_{O_2})$ est quasiment constante (elle varie entre 0,944 et 0,946) lorsque le seuil sur P_{O_2} est compris entre 200 hPa et 600 hPa, puis $H(mo - mu|P_{O_2})$ diminue rapidement pour atteindre son minimum lorsque $P_{O_2} = 850$ hPa, et retrouver une valeur proche de 0,944 lorsque le seuil atteint 1000 hPa.

$H(mo - mu|P_{Ray})$ varie de 0,945 à 0,896, le minimum étant atteint pour $P_{Rayleigh} = 750$ hPa. $H(mo - mu|CTOP)$ varie de 0,945 à 0,899 lorsque $CTOP = 750$ hPa.

En ce qui concerne l'entropie du caractère monocouche ou multicouche conditionné par l'écart-type angulaire de la pression oxygène, on fait varier le seuil de 0 hPa à 100 hPa par pas de 2,5 hPa. $H(mo - mu|\sigma_{P_{O_2}})$ est comprise entre 0,944 lorsque $\sigma_{P_{O_2}} = 2,5$ hPa et 0,895 lorsque $\sigma_{P_{O_2}} = 22,5$ hPa.

Pour les différences de pression, on fait varier le seuil de -400 hPa à 800 hPa par pas de 50 hPa. L'entropie $H(mo - mu|\delta_{P_{Ray}-P_{O_2}})$ varie de 0,946 à 0,908 et atteint son minimum pour $P_{Rayleigh} - P_{O_2} = -100$ hPa. Pour la différence entre la pression oxygène et la pression oxygène de sommet, $H(mo - mu|\delta_{P_{O_2}-CTOP})$ varie de 0,946 à 0,913 et atteint son minimum lorsque $P_{O_2} - CTOP = 100$ hPa. L'entropie $H(mo - mu|\delta_{CTOP-P_{Ray}})$ varie de 0,946 à 0,938 et la valeur minimale est atteinte lorsque $CTOP - P_{Rayleigh} = 50$ hPa.

Finalement, l'attribut qui minimise l'entropie de la variable $mo - mu$ est l'écart-type de la pression oxygène $\sigma_{P_{O_2}}$, qui constitue donc le premier noeud de l'arbre de décision. Ceci est cohérent avec les observations faites sur le panneau (d) de la figure 3.2. Pour l'année 2008 on dénombre 1 569 562 nuages pour lesquels $\sigma_{P_{O_2}} \leq 22,5$ hPa dont 1 178 455 (soit 65%) sont monocouches et 391 107 (soit 35%) sont multicouches. On continue la construction de l'arbre de décision en séparant les nuages en deux groupes : ceux qui respectent le critère « $\sigma_{P_{O_2}} \leq 22,5$ hPa » et ceux qui ne respectent pas ce critère. De nouveau on calcule les entropies du caractère « mo-mu » de ces groupes de nuages conditionnées par la latitude, la phase, et les attributs de pression pour déterminer les noeuds suivants (il est inutile de calculer l'entropie conditionnée par $\sigma_{P_{O_2}}$ puisque cet attribut constitue déjà un noeud).

En appliquant l'équation 3.6 aux nuages qui respectent le critère « $\sigma_{P_{O_2}} \leq 22,5$ hPa », on détermine l'entropie de la variable « $mo - mu$ » pour cette population que l'on note $H(mo - mu)_{\sigma \leq 22,5}$. On trouve $H(mo - mu)_{\sigma \leq 22,5} = 0,811$. De même, pour les autres attributs, on applique les équations 3.7, 3.8 et 3.9. Les valeurs obtenues sont regroupées dans le tableau 3.1.

D'après celui-ci, l'attribut qui minimise l'entropie est un filtre à 750 hPa sur la pression Rayleigh. Parmi les nuages pour lesquels $\sigma_{P_{O_2}} \leq 22,5$ hPa, 771 918 présentent une pression Rayleigh supérieure à 750 hPa, dont 656 031 (soit 85%) sont monocouches et 115 887 (soit 15%) sont multicouches. Dans le même groupe, 797 644 ont une pression Rayleigh inférieure ou égale à 750 hPa dont 522 424 (soit 65%) sont monocouches et 275 220 (soit 35%) sont multicouches. De nouveau, on constitue deux groupes de nuages : ceux qui respectent les deux critères « $\sigma_{P_{O_2}} \leq 22,5$ hPa » et « $P_{Rayleigh} > 750$ hPa », et ceux qui ne respectent que le critère « $\sigma_{P_{O_2}} \leq 22,5$ hPa ». De nouveau on applique les équations 3.6, 3.7, 3.8 et 3.9 :

Attribut	Entropie	Valeur seuil
\	$H(mo - mu)_{\sigma \leq 22,5} = 0,811$	\
Latitude	$H(mo - mu lat)_{\sigma \leq 22,5} = 0,807$	\
Phase	$H(mo - mu phase)_{\sigma \leq 22,5} = 0,810$	\
P_{O_2}	$0,794 \leq H(mo - mu P_{O_2})_{\sigma \leq 22,5} \leq 0,810$	800 hPa
$P_{Rayleigh}$	$0,772 \leq H(mo - mu P_{Ray})_{\sigma \leq 22,5} \leq 0,810$	750 hPa
CTOP	$0,787 \leq H(mo - mu CTOP)_{\sigma \leq 22,5} \leq 0,810$	750 hPa
$P_{Rayleigh} - P_{O_2}$	$0,779 \leq H(mo - mu \delta_{P_{Ray}-P_{O_2}})_{\sigma \leq 22,5} \leq 0,810$	-100 hPa
$P_{O_2} - CTOP$	$0,799 \leq H(mo - mu \delta_{P_{O_2}-CTOP})_{\sigma \leq 22,5} \leq 0,810$	100 hPa
$CTOP - P_{Rayleigh}$	$0,793 \leq H(mo - mu \delta_{CTOP-P_{Ray}})_{\sigma \leq 22,5} \leq 0,810$	50 hPa

TABLE 3.1 – Entropies conditionnées par les différents attributs pour les nuages pour lesquels $\sigma_{P_{O_2}} \leq 22,5$ hPa.

1. Pour les nuages qui respectent les critères « $\sigma_{P_{O_2}} \leq 22,5$ hPa » et « $P_{Rayleigh} > 750$ hPa », les entropies sont résumées dans le tableau 3.2. Le troisième noeud pour ce groupe de nuages est un seuil sur la différence entre la pression Rayleigh et la pression oxygène qui vaut -50 hPa. Parmi les nuages qui respectent les deux critères « $\sigma_{P_{O_2}} \leq 22,5$ hPa » et « $P_{Rayleigh} > 750$ hPa », 395 982 présentent une différence $P_{Rayleigh} - P_{O_2} > -50$ hPa dont 357 683 (soit 90%) sont monocouches et 38 299 (soit 10%) sont multicouches. Dans le même groupe, 375 936 présentent une différence $P_{Rayleigh} - P_{O_2} \leq -50$ hPa, dont 298 348 (soit 79%) sont monocouches et 77 588 (soit 21%) sont multicouches. De nouveau on divise la population en deux : les pixels qui respectent les critères « $\sigma_{P_{O_2}} \leq 22,5$ hPa », « $P_{Rayleigh} > 750$ hPa » et « $P_{Rayleigh} - P_{O_2} > -50$ hPa », et ceux qui ne respectent que les deux premiers critères. De nouveau, on calcule les entropies pour déterminer les noeuds suivants.

(a) Pour les nuages qui respectent les critères « $\sigma_{P_{O_2}} \leq 22,5$ hPa », « $P_{Rayleigh} > 750$ hPa » et « $P_{Rayleigh} - P_{O_2} > -50$ hPa », le quatrième noeud est un critère sur la pression oxygène de sommet qui vaut 800 hPa.

Parmi les nuages pour lesquels $\sigma_{P_{O_2}} \leq 22,5$ hPa, $P_{Rayleigh} > 750$ hPa et $P_{Rayleigh} - P_{O_2} > -50$ hPa, 256 365 présentent pression oxygène de sommet CTOP supérieure à 800 hPa dont 237 045 (soit 92%) sont monocouches et 19 320 (soit 8%) sont multicouches. Cela signifie que les pixels qui passent les quatre noeuds de cette branche de l'arbre affichent une probabilité de 92% d'être monocouches. Dans le même groupe, 139 617 affichent une pression oxygène de sommet inférieure ou égale à 800 hPa dont 120 638 (soit 86%) sont monocouches et 18 979 (soit 14%) sont multicouches.

(b) Pour les nuages qui respectent les critères « $\sigma_{P_{O_2}} \leq 22,5$ hPa », « $P_{Rayleigh} > 750$ hPa » et qui ne respectent pas le critère « $P_{Rayleigh} - P_{O_2} > -50$ hPa », le quatrième noeud de l'arbre est un critère sur la différence entre CTOP et P_{O_2} à -100 hPa. Parmi les nuages

pour lesquels $\sigma_{P_{O_2}} \leq 22,5$ hPa, $P_{Rayleigh} > 750$ hPa et $P_{Rayleigh} - P_{O_2} \leq -50$ hPa, 252 672 présentent une différence $CTOP - P_{O_2} > -100$ hPa dont 210 441 (soit 83%) sont monocouches et 42 231 (soit 17%) sont multicouches. 123 264 nuages présentent une différence entre pression oxygène de sommet et pression oxygène inférieure ou égale à -100 hPa, dont 87 907 (soit 71%) sont monocouches et 35 357 (soit 29%) sont multicouches.

2. Pour les nuages qui respectent le critère « $\sigma_{P_{O_2}} \leq 22,5$ hPa » et dont la pression Rayleigh est inférieure ou égale à 750 hPa », les entropies sont affichées dans le tableau 3.3. On constate que trois paramètres minimisent l'entropie de la même manière : la pression oxygène de sommet, la différence entre pression Rayleigh et pression oxygène et la différence entre pression oxygène de sommet et pression Rayleigh. Cela signifie que ces trois paramètres apportent autant d'information sur la caractère monocouche-multicouche. Nous choisissons un seuil à 300 hPa sur la pression oxygène de sommet qui nous paraît être plus simple à appliquer qu'un critère sur une différence de pressions. Parmi les nuages pour lesquels $\sigma_{P_{O_2}} \leq 22,5$ hPa et $P_{Rayleigh} \leq 750$ hPa, 111 237 présentent une pression oxygène de sommet CTOP inférieure ou égale à 300 hPa dont 84 694 (soit 76%) sont monocouches et 26 546 (soit 24%) sont multicouches. Dans le même groupe, 686 407 présentent une pression oxygène de sommet supérieure à 300 hPa, dont 437 730 (soit 64%) sont monocouches et 248 677 (soit 36%) sont multicouches. De nouveau on divise la population en deux : les pixels qui respectent les critères « $\sigma_{P_{O_2}} \leq 22,5$ hPa », « $P_{Rayleigh} \leq 750$ hPa » et « $CTOP \leq 300$ hPa », et ceux qui ne respectent que les deux premiers critères. De nouveau on applique les équations 3.6, 3.7, 3.8 et 3.9 pour déterminer les noeuds suivants.

- (a) Pour les nuages pour lesquels $\sigma_{P_{O_2}}$ est inférieur ou égal à 22,5 hPa, $P_{Rayleigh}$ est inférieure ou égale à 750 hPa et CTOP est inférieure ou égale à 300 hPa, le quatrième noeud est un test sur le fait que le nuage se situe ou non en zone tropicale. Parmi les nuages pour lesquels $\sigma_{P_{O_2}}$ est inférieur ou égal à 22,5 hPa, $P_{Rayleigh}$ est inférieure ou égale à 750 hPa et $CTOP \leq 300$ hPa, 61 649 sont situés hors zone tropicale, dont 50 094 (soit 81%) sont monocouches et 11 555 (soit 19%) sont multicouches. Dans le même groupe, 49 588 sont situés en zone tropicale dont 34 600 (soit 70%) sont monocouches et 14 988 (soit 30%) sont multicouches.
- (b) Pour les nuages pour lesquels $\sigma_{P_{O_2}}$ est inférieur ou égal à 22,5 hPa, $P_{Rayleigh}$ est inférieure ou égale à 750 hPa et CTOP est supérieure à 300 hPa, le quatrième noeud est un seuil sur la différence entre la pression Rayleigh et la pression oxygène à -150 hPa. Parmi les nuages pour lesquels $\sigma_{P_{O_2}}$ est inférieur ou égal à 22,5 hPa, $P_{Rayleigh}$ est inférieure ou égale à 750 hPa et CTOP est supérieure à 300 hPa, 366 763 présentent une différence $P_{Rayleigh} - P_{O_2}$ supérieure à -150 hPa, dont 252 291 (soit 69%) sont monocouches et 114 472 (soit 31%) sont multicouches. Dans la même population, 319 644 nuages présentent une différence $P_{Rayleigh} - P_{O_2}$ inférieure ou égale à -150 hPa, dont 185 439 (soit 58%) sont monocouches et 134 205 (soit 42%) sont multicouches.

On s'arrête au quatrième noeud de chaque branche bien que les feuilles ne soient pas parfaitement pures car les entropies ne sont plus calculables au-delà. On procède de la même manière pour construire la branche de l'arbre concernant les nuages dont l'écart-type angulaire de la pression oxygène est supérieur à 22,5 hPa. Dans le cas des nuages en phase mixte, la pression oxygène de sommet CTOP a été calculée en appliquant les mêmes coefficients que pour la phase glace que nous détaillerons dans le chapitre 4. On applique ensuite l'arbre de décision aux données de l'année 2007 pour vérifier qu'on obtient des résultats semblables. L'arbre de décision obtenu est représenté sur la figure 3.4, les nombres indiqués sont ceux obtenus avec les données de l'année 2007. A titre informatif, on a indiqué la proportion de nuages monocouches et multicouches qui passaient les différents filtres pour montrer l'évolution de ces proportions selon les noeuds de l'arbre. Cependant, l'indice de confiance monocouche (qui est complémentaire de l'indice de confiance multicouche) que l'on affectera aux pixels est celui indiqué au niveau des feuilles.

3.3.2.6 Analyse qualitative de l'arbre de décision

Sur la figure 3.4, on constate qu'on obtient par construction les indices de confiance monocouches les plus élevés dans la partie gauche de l'arbre et à droite les indices les plus élevés pour les cas multicouches. Bien que les attributs pour aider à la distinction du caractère monocouche/multicouche aient été choisis à partir d'une compréhension physique de leur intérêt pour cette distinction, la classification et l'arbre de décision ont été obtenus en appliquant une technique rigoureuse, basée sur des critères objectifs quantitatifs (venant de la théorie de l'information), et très générale. Ci-dessous, nous nous proposons de détailler le sens physique derrière ces différents critères, d'analyser le portrait dressé des populations de nuages dont l'effectif au niveau des feuilles est le plus important.

Observons par exemple les noeuds qui mènent à la feuille affichant un indice de confiance monocouche de 91%. Cette feuille réunit environ 10% des situations nuageuses. On constate que cela concerne des nuages dont l'écart-type angulaire de la pression oxygène est inférieur ou égal à 22,5 hPa. Cela signifie que la variabilité du trajet parcouru par les photons dans la couche nuageuse, en fonction des différentes directions de visée est assez limité. Ensuite, la pression Rayleigh est supérieure à 750 hPa, soit une altitude de sommet d'environ 2.5 km, ce qui indique un nuage bas. La différence entre la pression oxygène et la pression Rayleigh est inférieure ou égale à 50 hPa, ce qui exclut les cas pour lesquels la pression oxygène serait très inférieure à la pression Rayleigh. Ceci indique que la couche nuageuse doit être géométriquement fine. Enfin, la pression oxygène de sommet est supérieure à 800 hPa, ce qui confirme l'hypothèse d'un nuage de basse altitude. Les caractéristiques des nuages appartenant à cette feuille sont donc celles d'un nuage plutôt fin et bas, ce qui est cohérent avec la description d'un nuage monocouche.

Si on observe les noeuds qui mènent à la feuille affichant un indice de confiance monocouche de 70% (14% de l'ensemble des situations nuageuses), on constate que cela concerne encore des nuages dont l'écart type angulaire de la pression oxygène est inférieur ou égal à 22,5 hPa. La pression Rayleigh est maintenant inférieure ou égale à 750 hPa et la pression oxygène de sommet

Population	Attribut	Entropie	Valeur seuil
	\	$H(mo - mu)_{\sigma \leq 22,5, P_{Rayleigh} > 750} = 0, 610$	\
	Latitude	$H(mo - mu lat)_{\sigma \leq 22,5, P_{Rayleigh} > 750} = 0, 610$	\
	Phase	$H(mo - mu phase)_{\sigma \leq 22,5, P_{Rayleigh} > 750} = 0, 608$	\
$\sigma_{P_{O_2}} \leq 22, 5 \text{ hPa}$	P_{O_2}	$H(mo - mu P_{O_2})_{\sigma \leq 22,5, P_{Rayleigh} > 750} = 0, 610$	\
et $P_{Rayleigh} > 750 \text{ hPa}$	CTOP	$0, 606 \leq H(mo - mu P_{Ray})_{\sigma \leq 22,5, P_{Rayleigh} > 750} \leq 0, 610$	800 hPa
	$P_{Rayleigh} - P_{O_2}$	$0, 593 \leq H(mo - mu \delta P_{Ray} - P_{O_2})_{\sigma \leq 22,5, P_{Rayleigh} > 750} \leq 0, 610$	-50 hPa
	CTOP - P_{O_2}	$0, 598 \leq H(mo - mu \delta P_{O_2} - CTOP)_{\sigma \leq 22,5, P_{Rayleigh} > 750} \leq 0, 610$	-100 hPa
	CTOP - $P_{Rayleigh}$	$0, 606 \leq H(mo - mu \delta CTOP - P_{Ray})_{\sigma \leq 22,5, P_{Rayleigh} > 750} \leq 0, 610$	-50 hPa
	\	$H(mo - mu)_{\sigma \leq 22,5, P_{Rayleigh} > 750, \delta P > -50} = 0, 469$	\
	Latitude	$H(mo - mu lat)_{\sigma \leq 22,5, P_{Rayleigh} > 750, \delta P > -50} = 0, 456$	\
$\sigma_{P_{O_2}} \leq 22, 5 \text{ hPa}$,	Phase	$H(mo - mu phase)_{\sigma \leq 22,5, P_{Rayleigh} > 750, \delta P > -50} = 0, 469$	\
$P_{Rayleigh} > 750 \text{ hPa}$ et	P_{O_2}	$0, 455 \leq H(mo - mu P_{O_2})_{\sigma \leq 22,5, P_{Rayleigh} > 750, \delta P > -50} \leq 0, 459$	850 hPa
$P_{Rayleigh} - P_{O_2} > -50 \text{ hPa}$	CTOP	$0, 452 \leq H(mo - mu CTOP)_{\sigma \leq 22,5, P_{Rayleigh} > 750, \delta P > -50} \leq 0, 459$	800 hPa
	CTOP - $P_{Rayleigh}$	$0, 458 \leq H(mo - mu \delta CTOP - P_{Ray})_{\sigma \leq 22,5, P_{Rayleigh} > 750, \delta P > -50} \leq 0, 459$	-200 hPa
	CTOP - P_{O_2}	$0, 453 \leq H(mo - mu \delta CTOP - P_{O_2})_{\sigma \leq 22,5, P_{Rayleigh} > 750, \delta P > -50} \leq 0, 459$	-100 hPa
	\	$H(mo - mu)_{\sigma \leq 22,5, P_{Rayleigh} > 750, \delta P \leq -50} = 0, 741$	\
	Latitude	$H(mo - mu lat)_{\sigma \leq 22,5, P_{Rayleigh} > 750, \delta P \leq -50} = 0, 735$	\
$\sigma_{P_{O_2}} \leq 22, 5 \text{ hPa}$,	Phase	$H(mo - mu phase)_{\sigma \leq 22,5, P_{Rayleigh} > 750, \delta P \leq -50} = 0, 734$	\
$P_{Rayleigh} > 750 \text{ hPa}$ et	P_{O_2}	$0, 733 \leq H(mo - mu P_{O_2})_{\sigma \leq 22,5, P_{Rayleigh} > 750, \delta P \leq -50} \leq 0, 734$	900 hPa
$P_{Rayleigh} - P_{O_2} \leq -50 \text{ hPa}$	CTOP	$0, 732 \leq H(mo - mu CTOP)_{\sigma \leq 22,5, P_{Rayleigh} > 750, \delta P \leq -50} \leq 0, 735$	800 hPa
	CTOP - $P_{Rayleigh}$	$0, 733 \leq H(mo - mu \delta CTOP - P_{Ray})_{\sigma \leq 22,5, P_{Rayleigh} > 750, \delta P \leq -50} \leq 0, 735$	0 hPa
	CTOP - P_{O_2}	$0, 721 \leq H(mo - mu \delta CTOP - P_{O_2})_{\sigma \leq 22,5, P_{Rayleigh} > 750, \delta P \leq -50} \leq 0, 735$	-100 hPa

TABLE 3.2 – Entropies conditionnées par les différents attributs pour les nuages pour lesquels $\sigma_{P_{O_2}} \leq 22, 5 \text{ hPa}$ et $P_{Rayleigh} > 750 \text{ hPa}$.

Population	Attribut	Entropie	Valeur seuil
	\	$H(mo - mu)_{\sigma \leq 22,5, P_{Rayleigh} \leq 750} = 0, 934$	\
	Latitude	$H(mo - mu lat)_{\sigma \leq 22,5, P_{Rayleigh} \leq 750} = 0, 925$	\
	Phase	$H(mo - mu phase)_{\sigma \leq 22,5, P_{Rayleigh} \leq 750} = 0, 925$	\
$\sigma_{PO_2} \leq 22, 5$ hPa	PO_2	$0, 925 \leq H(mo - mu PO_2)_{\sigma \leq 22,5, P_{Rayleigh} \leq 750} \leq 0, 930$	400 hPa
et $P_{Rayleigh} \leq 750$ hPa	CTOP	$0, 923 \leq H(mo - mu P_{Ray})_{\sigma \leq 22,5, P_{Rayleigh} \leq 750} \leq 0, 930$	300 hPa
	$P_{Rayleigh} - PO_2$	$0, 923 \leq H(mo - mu \delta P_{Ray} - PO_2)_{\sigma \leq 22,5, P_{Rayleigh} \leq 750} \leq 0, 930$	-150 hPa
	CTOP - PO_2	$0, 929 \leq H(mo - mu \delta P_{O_2} - CTOP)_{\sigma \leq 22,5, P_{Rayleigh} \leq 750} \leq 0, 930$	-450 hPa
	CTOP - $P_{Rayleigh}$	$0, 923 \leq H(mo - mu \delta CTOP - P_{Ray})_{\sigma \leq 22,5, P_{Rayleigh} \leq 750} \leq 0, 930$	-50 hPa
	\	$H(mo - mu)_{\sigma \leq 22,5, P_{Rayleigh} \leq 750, CTOP \leq 300} = 0, 795$	\
	Latitude	$H(mo - mu lat)_{\sigma \leq 22,5, P_{Rayleigh} \leq 750, CTOP \leq 300} = 0, 780$	\
$\sigma_{PO_2} \leq 22, 5$ hPa,	Phase	$H(mo - mu phase)_{\sigma \leq 22,5, P_{Rayleigh} \leq 750, CTOP \leq 300} = 0, 785$	\
$P_{Rayleigh} \leq 750$ hPa et	PO_2	$0, 791 \leq H(mo - mu PO_2)_{\sigma \leq 22,5, P_{Rayleigh} \leq 750, CTOP \leq 300} \leq 0, 793$	250 hPa
CTOP ≤ 300 hPa	$P_{Rayleigh} - PO_2$	$0, 792 \leq H(mo - mu \delta P_{Rayleigh} - PO_2)_{\sigma \leq 22,5, P_{Rayleigh} \leq 750, CTOP \leq 300} \leq 0, 793$	-250 hPa
	CTOP - $P_{Rayleigh}$	$0, 792 \leq H(mo - mu \delta CTOP - P_{Ray})_{\sigma \leq 22,5, P_{Rayleigh} \leq 750, CTOP \leq 300} \leq 0, 793$	-50 hPa
	CTOP - PO_2	$0, 792 \leq H(mo - mu \delta CTOP - PO_2)_{\sigma \leq 22,5, P_{Rayleigh} \leq 750, CTOP \leq 300} \leq 0, 793$	-350 hPa
	\	$H(mo - mu)_{\sigma \leq 22,5, P_{Rayleigh} \leq 750, CTOP > 300} = 0, 943$	\
	Latitude	$H(mo - mu lat)_{\sigma \leq 22,5, P_{Rayleigh} \leq 750, CTOP > 300} = 0, 937$	\
$\sigma_{PO_2} \leq 22, 5$ hPa,	Phase	$H(mo - mu phase)_{\sigma \leq 22,5, P_{Rayleigh} \leq 750, CTOP > 300} = 0, 941$	\
$P_{Rayleigh} \leq 750$ hPa et	PO_2	$0, 943 \leq H(mo - mu PO_2)_{\sigma \leq 22,5, P_{Rayleigh} \leq 750, CTOP > 300} \leq 0, 945$	600 hPa
CTOP > 300 hPa	$P_{Rayleigh} - PO_2$	$0, 936 \leq H(mo - mu \delta P_{Rayleigh} - PO_2)_{\sigma \leq 22,5, P_{Rayleigh} \leq 750, CTOP > 300} \leq 0, 945$	-150 hPa
	CTOP - $P_{Rayleigh}$	$0, 940 \leq H(mo - mu \delta CTOP - P_{Ray})_{\sigma \leq 22,5, P_{Rayleigh} \leq 750, CTOP > 300} \leq 0, 945$	50 hPa
	CTOP - PO_2	$0, 943 \leq H(mo - mu \delta CTOP - PO_2)_{\sigma \leq 22,5, P_{Rayleigh} \leq 750, CTOP > 300} \leq 0, 945$	-100 hPa

TABLE 3.3 – Entropies conditionnées par les différents attributs pour les nuages pour lesquels $\sigma_{PO_2} \leq 22, 5$ hPa et $P_{Rayleigh} \leq 750$ hPa.

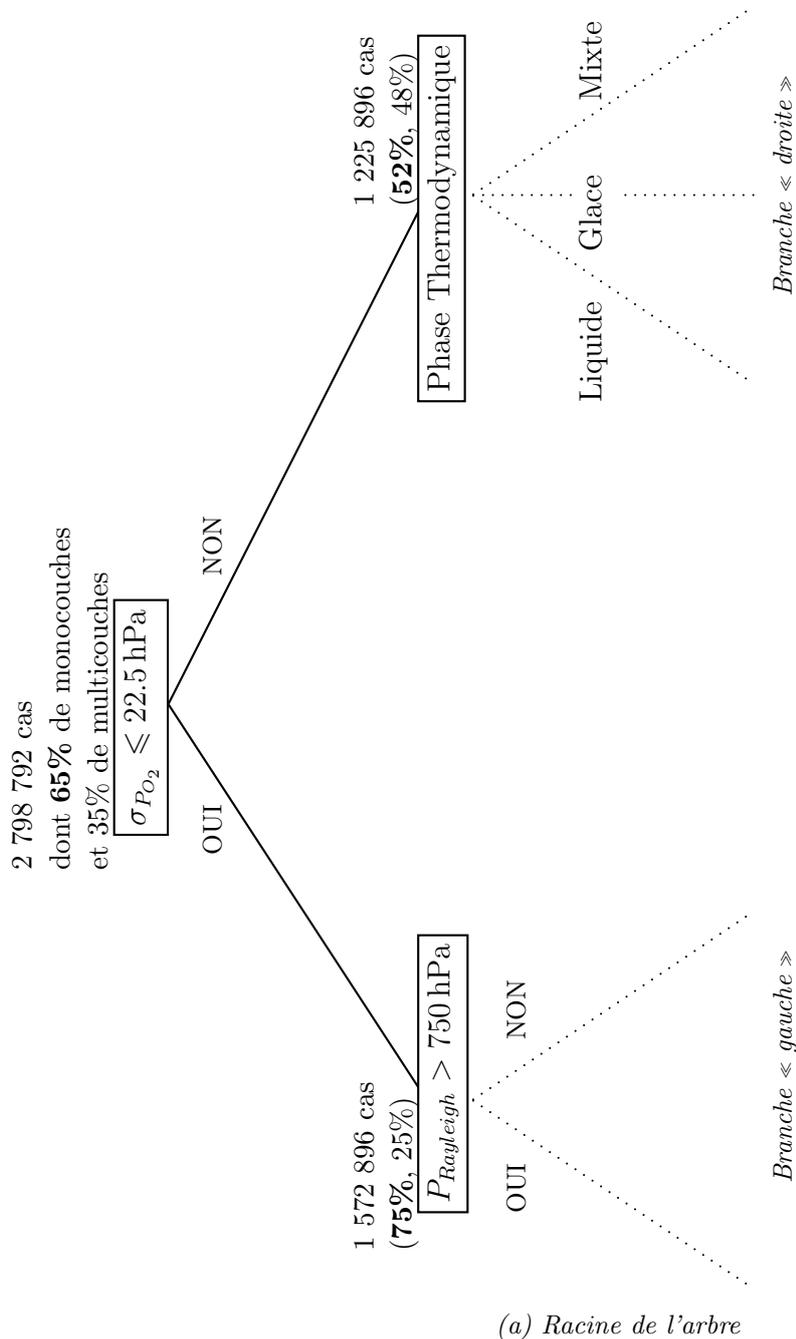
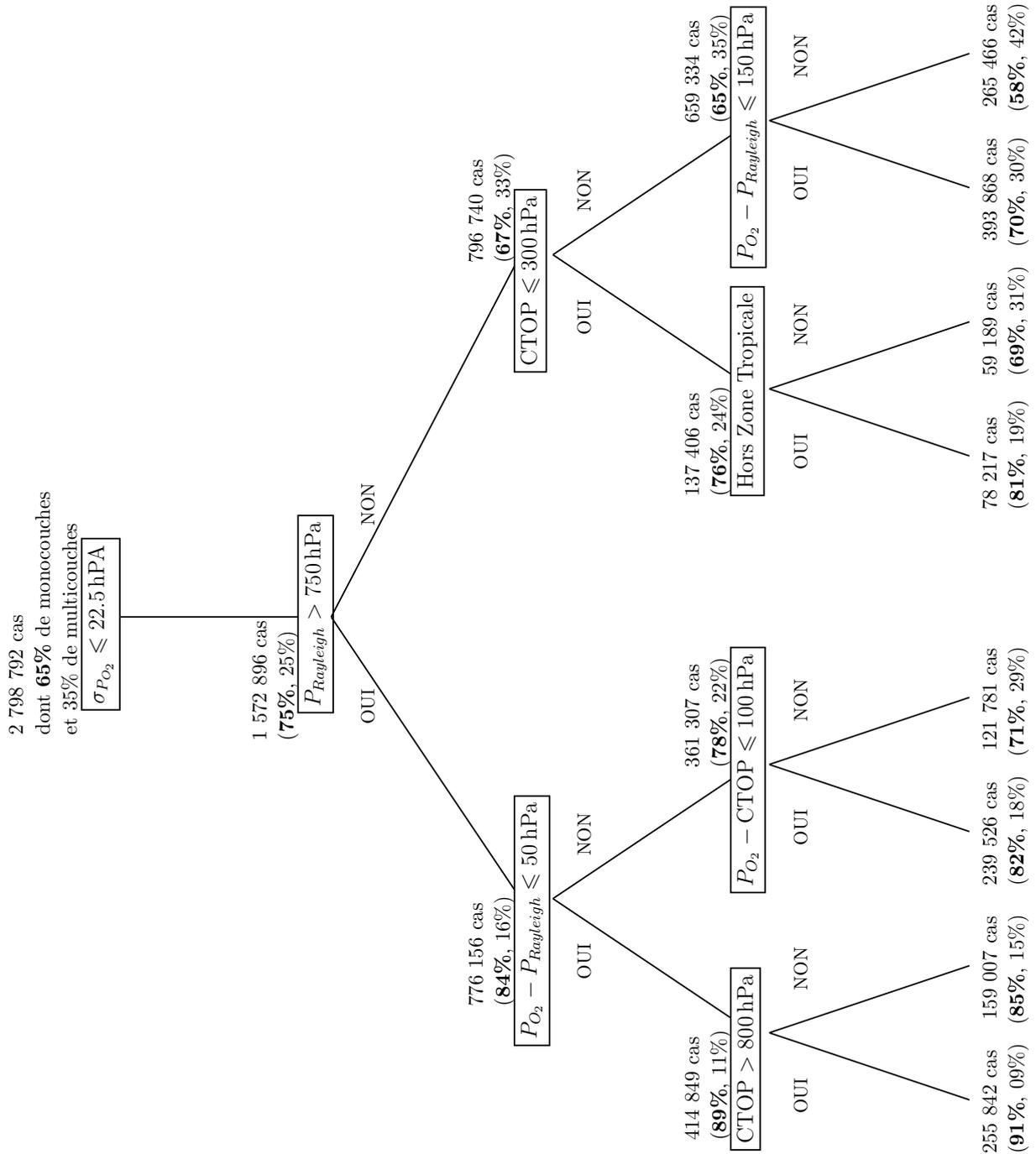
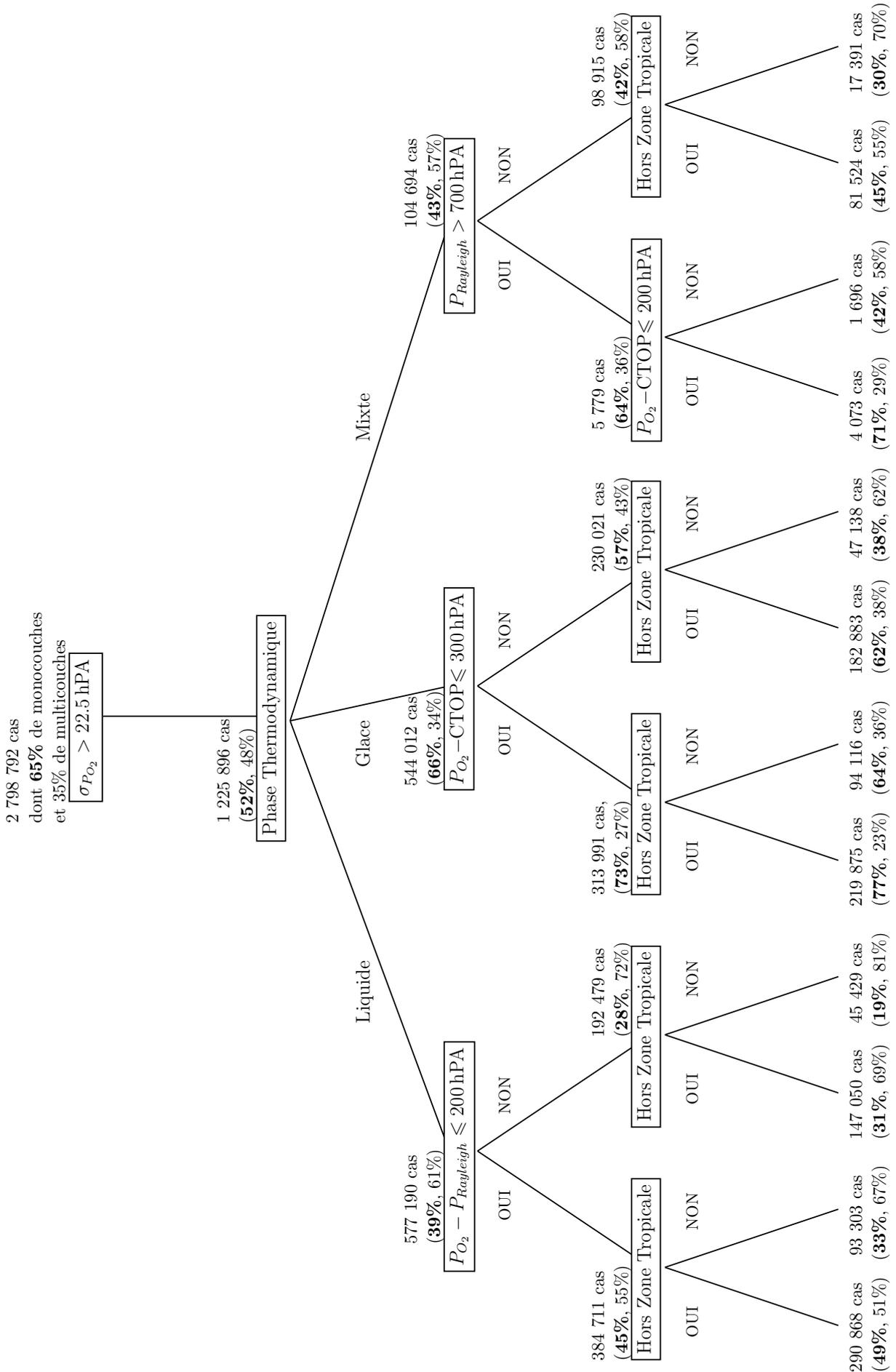


FIGURE 3.4 – Arbre de décision pour la distinction des situations nuageuses monocouches et multicouches à l'aide des produits de l'instrument POLDER. Pour chaque test, on donne le nombre de nuages concernés ainsi que la proportion de nuages monocouches (en gras) et multicouches. L'arbre a été appris sous la trace de CALIOP/CPR en utilisant les données de l'année 2008 puis appliqué à l'année 2007. Les valeurs données sont celles de l'année 2007.



(b) Branche « gauche » ($\sigma_{P_{O_2}} \leq 22,5 \text{ hPa}$)



(c) Branche « droite » ($\sigma_{P_{O_2}} > 22,5 \text{ hPa}$)

est inférieure ou égale à 300 hPa. D'après la classification de l'ISCCP (Rossow et Schiffer, 1991), il s'agit donc de nuages plutôt hauts. La différence entre la pression oxygène et la pression Rayleigh est inférieure ou égale à 150 hPa, cela indique encore des nuages d'épaisseur géométrique assez limitée. Les caractéristiques des cas appartenant à cette feuille sont donc celles d'un nuage haut et d'extension verticale limitée (de type cirrus), ce qui est cohérent avec un nuage monocouche.

La branche droite de l'arbre de décision concerne des nuages dont l'écart-type de la pression angulaire est supérieur à 22,5 hPa, ceci indique une variabilité angulaire des pressions oxygène directionnelles élevée. Le deuxième noeud qui apparaît alors est un choix sur la phase thermodynamique, ce qui semble logique puisque la relation entre l'écart-type angulaire de la pression oxygène et l'épaisseur géométrique des couches nuageuses est fortement influencée par leur phase thermodynamique (Ferlay et al. (2010)).

Si on observe les noeuds menant à l'indice de confiance monocouche de 49%, on constate qu'il s'agit de nuages d'eau liquide, dont la différence entre pression Rayleigh et pression oxygène est inférieure ou égale à 200 hPa, seuil plus important que dans la branche menant à l'indice de confiance multicouches de 91%. De plus, ce sont des nuages qui se situent en dehors de la zone tropicale. Ces critères sont compatibles avec des nuages monocouches assez étendus ou des situations multicouches avec un nuage haut optiquement fin.

Toujours sur la branche droite de l'arbre, on observe les noeuds qui mènent à la feuille affichant un indice de confiance monocouche de 77%. Ils concernent des nuages en phase glace, dont la différence entre pression oxygène et pression oxygène de sommet est inférieure ou égale à 300 hPa, ce qui peut indiquer une extension verticale limitée pour des nuages de glace (dont l'épaisseur géométrique est généralement très élevée en comparaison de celles des nuages d'eau liquide). De plus, ces nuages se situent en dehors de la zone tropicale. De nouveau, ces critères sont cohérents avec des situations nuageuses monocouches.

Il est également intéressant de s'attarder sur des feuilles qui affichent un indice de confiance multicouche élevé. Celles-ci se trouvent dans la partie droite de l'arbre de décision. Par exemple, en observant les noeuds qui mènent à la feuille dont le taux de confiance multicouche est de 81%, on constate qu'il s'agit de nuages en phase liquide dont l'écart-type angulaire de la pression oxygène est supérieur ou égal à 22,5 hPa, c'est à dire des nuages qui tendent à s'éloigner du modèle du réflecteur parfait d'épaisseur finie. De plus, ils s'agit de nuages pour lesquels la différence entre la pression Rayleigh et la pression oxygène est supérieure à 200 hPa et qui se situent dans les zones tropicales. Ces critères semblent cohérents avec les caractéristiques des situations multicouches.

De même, la feuille affichant un indice de confiance multicouche de 70%, se trouve dans la partie droite de l'arbre, ce qui signifie un écart-type angulaire de la pression oxygène supérieur ou égal à 22,5 hPa. Cette fois, il s'agit de nuages en phase mixte, ce qui indique une certaine complexité microphysique. Ces nuages affichent une pression Rayleigh inférieure à 700 hPa, ce qui signifie qu'ils sont assez hauts. Enfin, il s'agit de nuages situés en zone tropicale. Les noeuds menant à cette feuille filtrent donc des nuages microphysiquement complexes, hauts et situés dans les zones tropicales, ce qui est compatible avec les situations multicouches que l'on peut

trouver dans ces régions.

3.3.3 Evaluation de l'arbre de décision

3.3.3.1 Courbes *ROC*

Nous avons déjà validé en partie l'arbre de décision en l'appliquant aux données de l'année 2007 et en constatant que les résultats étaient similaires à ceux de l'année 2008. Néanmoins il convient d'évaluer les performances de cette règle de décision, nous disposons pour cela des données relatives à l'année 2009 qui constituent notre ensemble « test ».

Pour cela, nous allons construire la matrice de confusion relative à notre arbre de décision. La matrice de confusion $M(i, j)$ d'une règle de classification est une matrice $\mathcal{C} \times \mathcal{C}$, \mathcal{C} étant le nombre de classes possibles, dont l'élément générique donne le nombre d'exemples de l'ensemble de tests de la classe \mathcal{C}_i qui ont été classés dans la classe \mathcal{C}_j . Le tableau 3.4 représente la matrice de confusion d'une classification binaire, comme c'est le cas dans notre étude où nous cherchons à distinguer les situations nuageuses monocouches et multicouches.

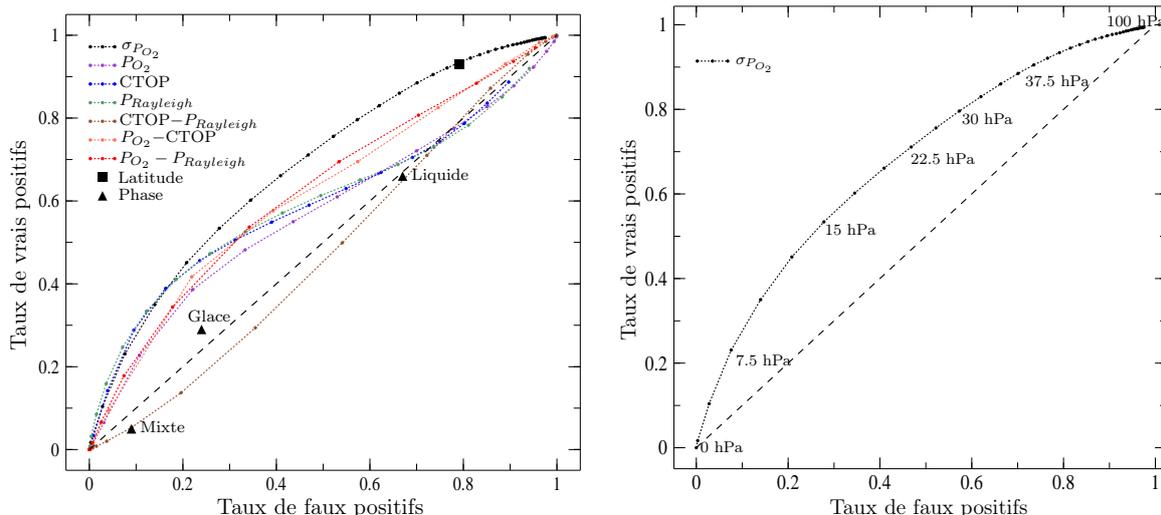
Classe réelle \ Classe estimée		Cas monocouches(P)	Cas multicouches(N)
		Vrais positifs (VP)	Faux positifs (FP)
Cas monocouches			
Cas multicouches		Faux négatifs (FN)	Vrais négatifs (VN)

TABLE 3.4 – Matrice de confusion de la classification cas monocouches/cas multicouches

La courbe *ROC* (de l'anglais *Receiver Operating Characteristics*) est un outil d'évaluation des performances d'un critère de classification binaire. Les courbes *ROC* ont été utilisées pour la première fois durant la seconde guerre mondiale dans l'analyse des signaux radar puis dans la théorie de détection du signal. Après l'attaque de Pearl Harbour en 1941, l'armée américaine cherchait en effet à optimiser la détection des avions japonais (ne pas en rater mais ne pas en détecter lorsqu'il n'y en a pas) à l'aide des radars, et cherchait donc à établir un seuil permettant de distinguer le signal du bruit de fond. Dès les années 1950 cet outil a été largement utilisé en psychophysique (Green et Swets, 1966), pour l'évaluation des techniques d'apprentissage artificielle (Fawcett et Provost, 1996; Hand et Till, 2001), pour l'évaluation des tests de diagnostics médicaux (Hanley et McNeil, 1982; Swets, 1988) ainsi que dans les sciences de l'atmosphère (Olson, 1965; Wilks, 1995; Mason et Graham, 1999; Gabriel et al., 2009).

Un grand intérêt des courbes *ROC* est que cette méthode prend en compte non seulement le taux d'erreur, mais aussi les taux de « faux positifs » et de « faux négatifs ». Souvent, en effet, le coût de mauvaise classification n'est pas symétrique et l'on peut préférer avoir un taux d'erreur un peu moins bon si cela permet de réduire le type d'erreur le plus coûteux (Cornuéjols et Miclet, 2010).

Pour tracer la courbe *ROC*, on calcule d'abord le taux de vrais positifs (True Positive Rate) qui est la fraction de vrais positifs sur le nombre de positifs. Le TPR, aussi appelé sensibi-



(a) Courbe ROC des différents paramètres possibles pour le premier noeud

(b) Courbe ROC de l'écart-type angulaire de la pression oxygène pour le premier noeud

FIGURE 3.5 – Courbes ROC des différents paramètres possibles pour la distinction des cas monocouches et multicouches. Les courbes ROC de la latitude, de la phase, des pressions oxygène, oxygène de sommet et Rayleigh, de l'écart-type angulaire de la pression oxygène ainsi que des différences de pression pression oxygène/pression oxygène de sommet, pression oxygène de sommet/pression Rayleigh et pression oxygène/pression Rayleigh ont été tracées en considérant tous les cas nuageux de l'année 2009 et pour différents seuils lorsque le paramètre est variable (figure 3.5a). Pour la courbe de l'écart-type angulaire de la pression oxygène, on a indiqué les valeurs de seuil correspondantes (figure 3.5b). Sur les deux figures, la droite noire tiretée indique la droite de « non-discrimination ».

lité, définit combien de résultats positifs sont corrects, ce qui dans notre étude, correspond aux nombres de nuages classés monocouches et qui le sont effectivement. On calcule ensuite le taux de faux positifs (False Positive Rate) ou antispécificité, qui est la fraction de faux positifs sur le nombre de négatifs. Cette grandeur décrit le nombre d'occurrences de résultats incorrects parmi les négatifs, c'est à dire ici le nombre de nuages classés monocouches alors qu'ils sont multicouches. La courbe ROC est créée en traçant le TPR en fonction du FPR. Le meilleur critère de classification produirait un point de coordonnées (0,1) dans ce repère, représentant une sensibilité de 100% (pas de faux négatifs) et un taux de faux positifs nul. Le point de coordonnées (0,1) correspond à une classification parfaite. Un mode de classification complètement aléatoire produirait un point le long de la diagonale (appelée ligne de « non-discrimination ») qui relie les coins bas gauche et haut droit du repère (TPR, FPR). Les points situés au-dessus de cette diagonale représentent de bons critères de classification (meilleurs que le hasard), tandis que les points en-dessous représentent de mauvais critères (moins bons que le hasard).

La figure 3.5a montre les courbes ROC des différents paramètres possibles pour la distinction des cas monocouches et multicouches. Les courbes ont été tracées en considérant tous les pixels de l'année 2009, c'est à dire que l'on se situe à la racine de l'arbre de décision. En ce qui concerne les paramètres non variables comme le fait que le pixel se situe ou non en zone tropicale, il n'y a

qu'un couple de valeurs (TPR, FPR) possible. La phase thermodynamique n'est pas un critère binaire puisqu'elle peut prendre trois valeurs, il n'est donc pas possible d'établir la matrice de confusion. Nous avons ramené ce test au cas binaire en opposant une valeurs aux deux autres, ainsi nous avons testé le cas liquide ou non, glace ou non et mixte ou non pour pouvoir calculer le *TPR* et le *FPR*. Pour les paramètres variables comme l'écart-type de la pression oxygène, les pressions ou encore les différences de pression, nous avons calculé le TPR et le FPR pour chaque seuil, avec les mêmes valeurs de seuil que lors de la construction de l'arbre de décision. Chaque point d'une courbe représente un seuil particulier, allant du plus sévère (limitant le nombre de faux positifs au prix de nombreux cas monocouches non détectés), au plus laxiste (augmentant le nombre de vrais positifs au prix de nombreux faux positifs). Le point représentant le critère « zone tropicale/hors zone tropicale » se situe certes en haut à droite, mais au-dessus de la diagonale, ce qui en fait un bon critère. C'est également le cas de l'écart-type angulaire de la pression oxygène et les différences pression oxygène/pression oxygène de sommet et pression oxygène/pression Rayleigh dont les courbes sont au-dessus de la diagonale quelle que soit la valeur du seuil. En revanche, les courbes des pressions et de la différence pression oxygène de sommet/pression Rayleigh se situent soit au-dessus soit en-dessous de la diagonale. Ces critères ne sont donc bons que pour certains seuils. En ce qui concerne les points représentant le critère « phase thermodynamique », ils sont tous les trois très proches de la diagonale, ce qui confirme le fait que la phase thermodynamique est un critère qui apporte peu d'informations pour la distinction monocouche/multicouche. Mais ce qui est important pour le choix d'un critère de classification, c'est la distance d'un point de la courbe au point de coordonnées (0,1) qui doit être la plus petite possible. Le meilleur critère de classification est alors un seuil sur l'écart-type de la pression angulaire, vers 20 hPa comme le montre la figure 3.5b. Ceci corrobore les calculs d'entropie faits aux paragraphes précédents et le choix de $\sigma_{P_{O_2}}$ comme premier noeud de l'arbre de décision (seuil à 22,5 hPa).

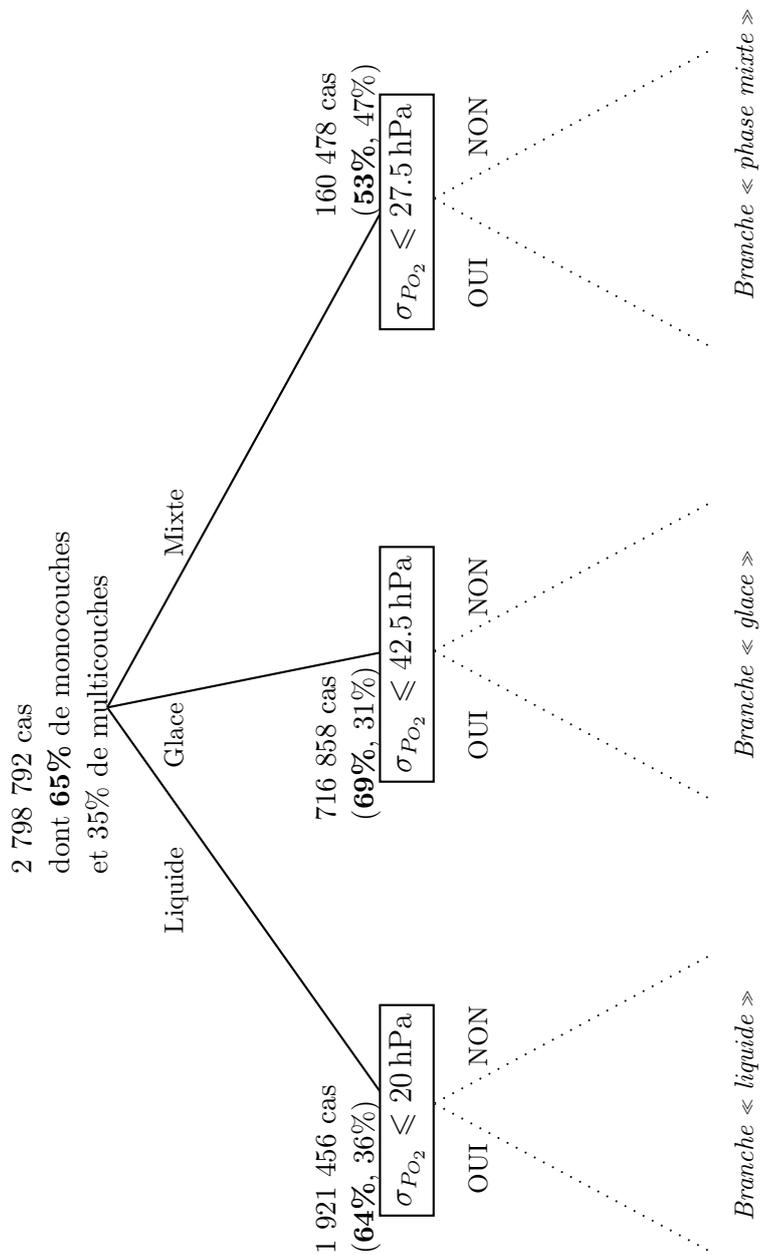
3.3.3.2 Réflexion sur le choix du premier noeud de l'arbre de décision

Il peut paraître surprenant de ne pas commencer l'arbre de décision par la phase thermodynamique. En effet, la microphysique des nuages varie beaucoup selon la phase thermodynamique et vouloir appliquer les mêmes critères à des nuages en phase liquide, glace et mixte ne semble pas très physique. De plus, la corrélation est forte entre altitude ou pression des nuages et phase thermodynamique. Nous pouvons donc penser que la technique de minimisation de l'entropie employée est certes rigoureuse mathématiquement mais qu'elle ne prend pas suffisamment en compte la physique des nuages. C'est pourquoi nous avons construit un second arbre de décision en appliquant la même méthode mais en imposant que le premier noeud porte sur la phase thermodynamique. Sur la figure 3.6, on constate que le deuxième noeud de cet arbre est un seuil sur l'écart-type de la pression angulaire quelle que soit la phase, ce qui montre une fois de plus le pouvoir discriminant de cet attribut. Pour les nuages en phase liquide, ce seuil est fixé à 20 hPa, pour les nuages en phase glace, il est fixé à 42,5 hPa et pour les nuages en phase mixte, il est fixé

à 27,5 hPa. Il est compréhensible que la valeur du seuil pour les nuages de glace soit bien plus élevée que pour les deux autres phases puisque les nuages de glace sont généralement beaucoup plus épais géométriquement que les autres nuages, ce qui entraîne une augmentation du parcours des photons dans le nuage et donc une variabilité angulaire plus grande de la pression oxygène même pour les nuages monocouches. Sur l'arbre 3.4, le premier noeud est un seuil sur $\sigma_{P_{O_2}}$ à 22,5 hPa. Ainsi, on applique aux nuages pour lesquels $\sigma_{P_{O_2}}$ est inférieur ou égal à 22,5 hPa quelle que soit leur phase thermodynamique, les tests de la branche gauche de l'arbre où l'indice de confiance monocouche est très élevé. Pour les cas pour lesquels $\sigma_{P_{O_2}}$ est supérieur à 22,5 hPa, on applique les tests de branche droite de l'arbre de décision où le deuxième noeud porte sur la phase thermodynamique et où on se retrouve donc dans la configuration du deuxième arbre. En comparant l'arbre initial construit avec les seuls calculs d'entropie à celui où l'on a imposé que le premier noeud porte sur la phase, qui nous semblait plus physique, on constate qu'il n'y a pas de contradictions et que l'application d'une méthode purement mathématique pour construire l'arbre de décision ne produit pas d'incohérences physiques.

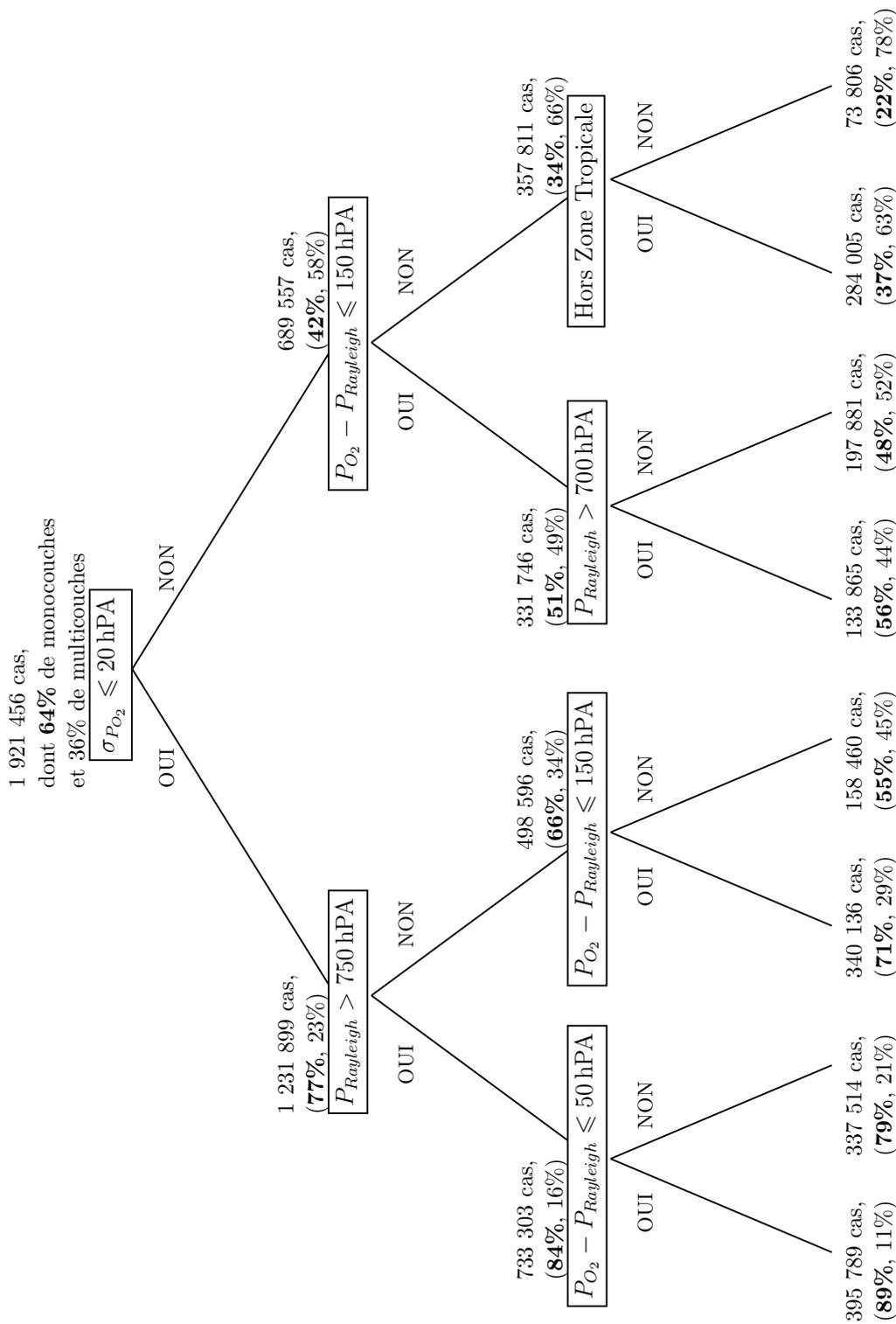
Dans la suite, nous noterons $POLDER_\sigma$ l'indicateur multicouche de POLDER issu de l'arbre de décision commençant par un filtre sur $\sigma_{P_{O_2}}$ et $POLDER_\Phi$, celui issu de l'arbre de décision débutant par un filtre sur la phase thermodynamique.

Finalement, la comparaison de ces deux arbres de décision et la cohérence des résultats obtenus par rapport à une approche *ROC*, montrent la solidité et l'intérêt de cette technique de classification des nuages monocouches et multicouches basée sur des arbres de décision. Ceci est une première approche et une synergie instrumentale plus grande pourrait être envisagée (avec l'instrument MODIS par exemple). Il reste à valider plus avant les résultats obtenus en analysant la cohérence, notamment spatiale des champs géophysiques obtenus ainsi qu'en comparant nos résultats avec ceux des instruments CPR/CALIOP et MODIS.

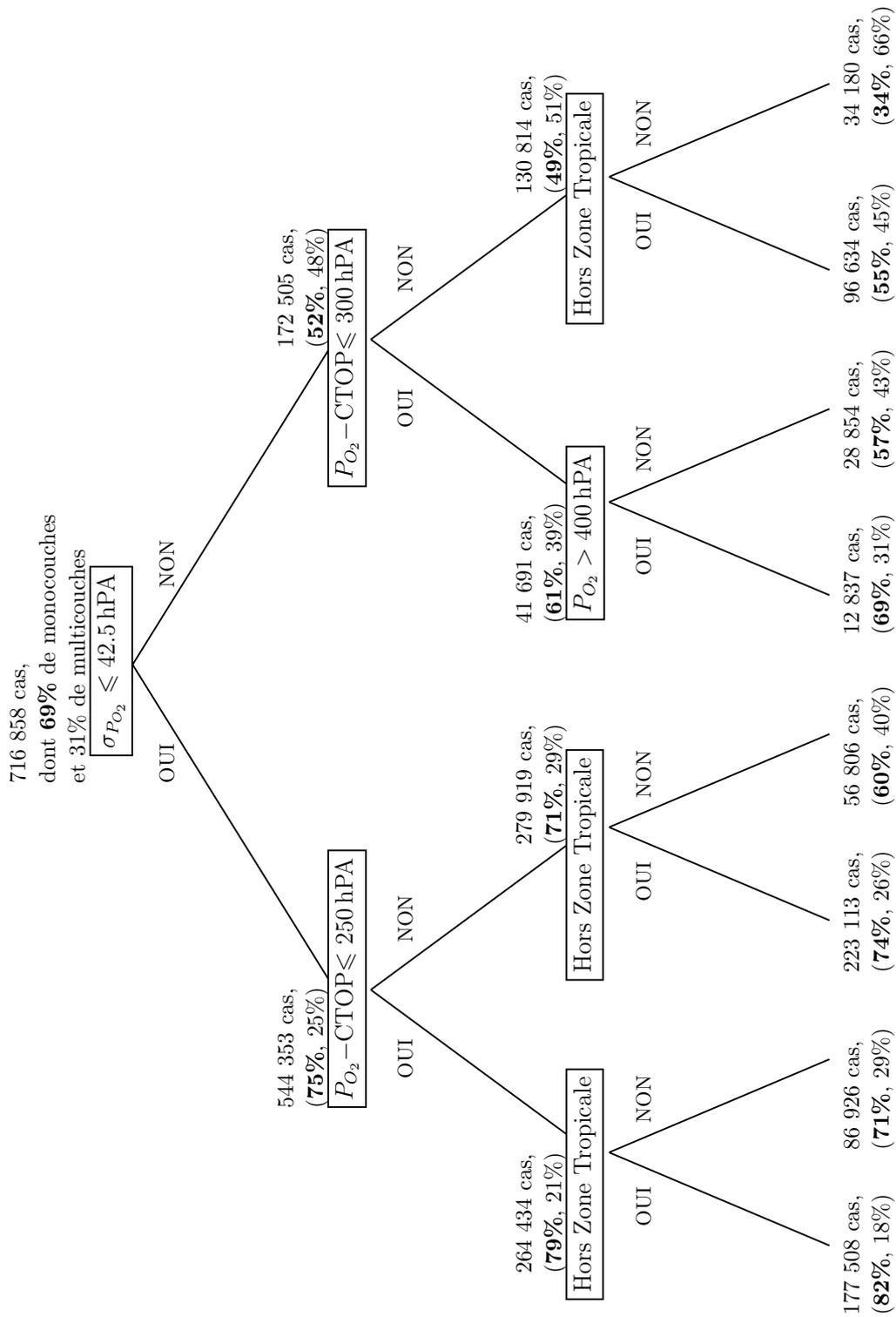


(a) « Racine » de l'arbre

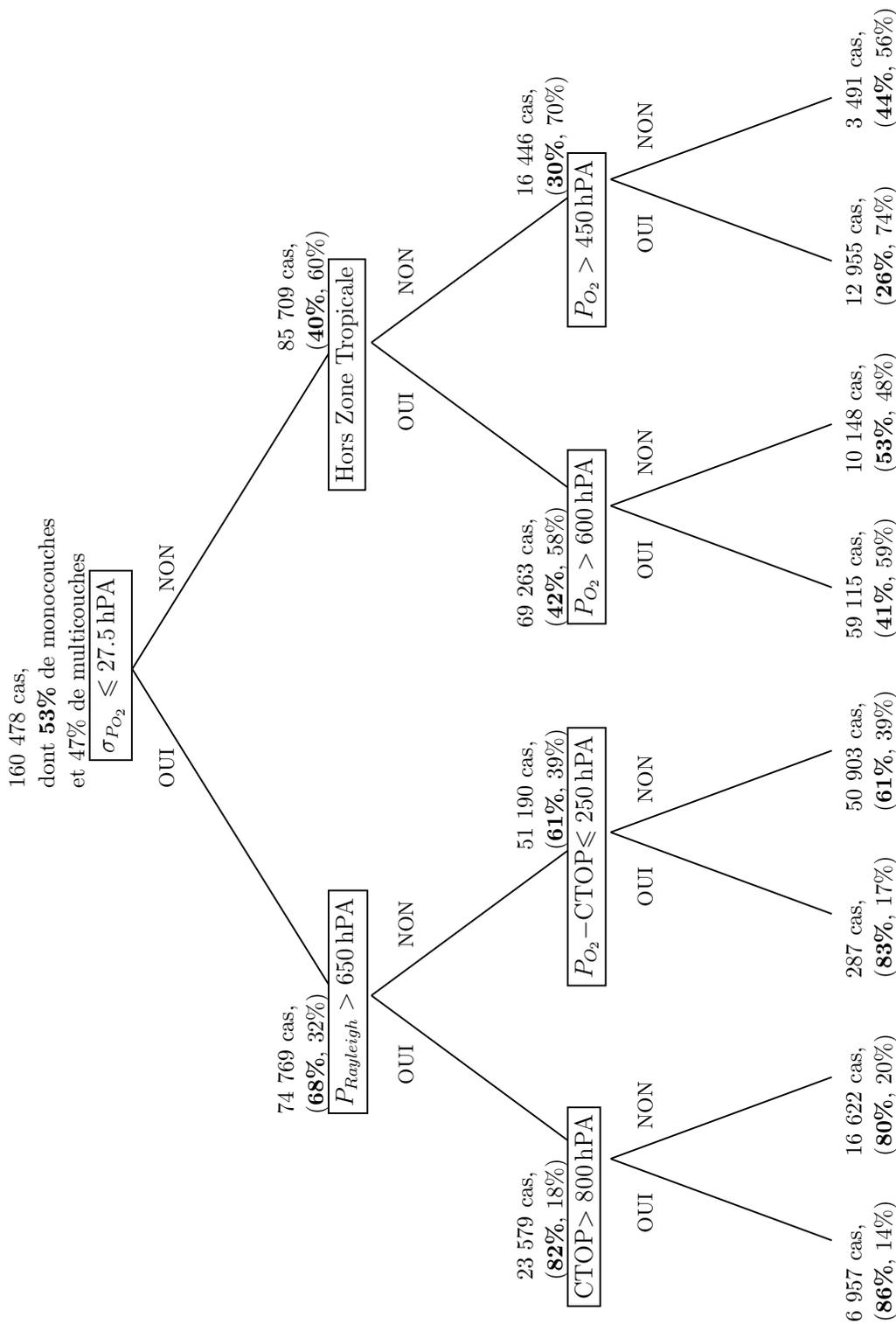
FIGURE 3.6 – Arbre de décision pour la distinction des situations nuageuses monocouches et multicouches à l'aide des produits de l'instrument POLDER en distinguant les cas selon leur phase thermodynamique (indicateur $POLDER_{\Phi}$). Pour chaque test, on donne le nombre de nuages concernés ainsi que la proportion de nuages monocouches (en gras) et multicouches. L'arbre a été appris sous la trace de CALIOP/CloudSat en utilisant les données de l'année 2008 puis appliqué à l'année 2007. Les valeurs données sont celles de l'année 2007.



(b) Branche « liquide »



(c) Branche « glace »



(d) Branche « phase mixte »

3.4 Premières caractérisations monocouches/multicouches d'un champ nuageux

Précédemment, nous avons construit un algorithme de classification permettant de distinguer les situations nuageuses monocouches et multicouches à l'aide des produits géophysiques de l'instrument POLDER. Pour construire l'algorithme de classification, nous nous sommes basés sur la colocalisation du radiomètre POLDER avec deux instruments actifs de l'A-Train, le lidar de CALIOP et le radar de CloudSat dont la combinaison donne des informations très précises sur la structure verticale de l'atmosphère.

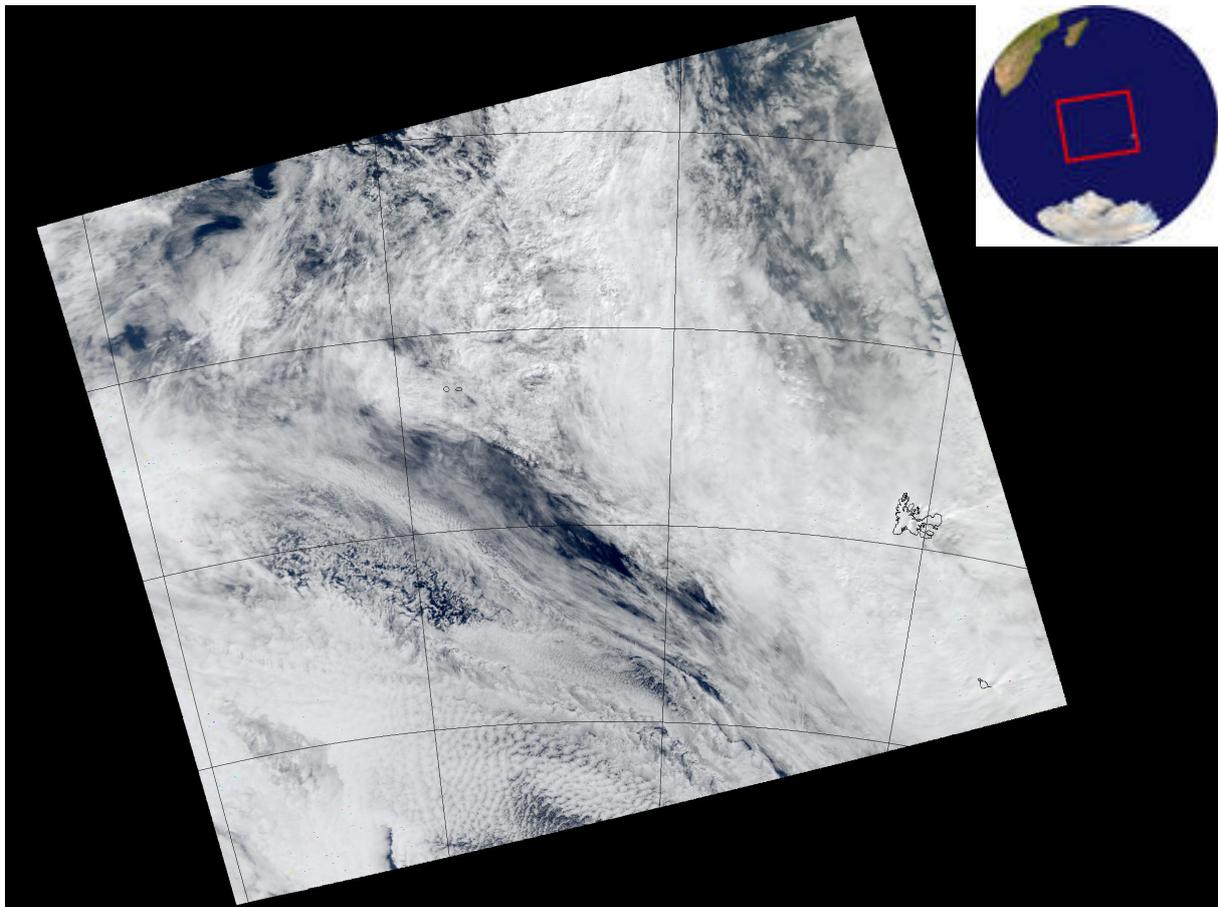


FIGURE 3.7 – Image en fausses couleurs MODIS et localisation géographique du granule MODIS du 24 septembre 2008 à 10h30 UTC.

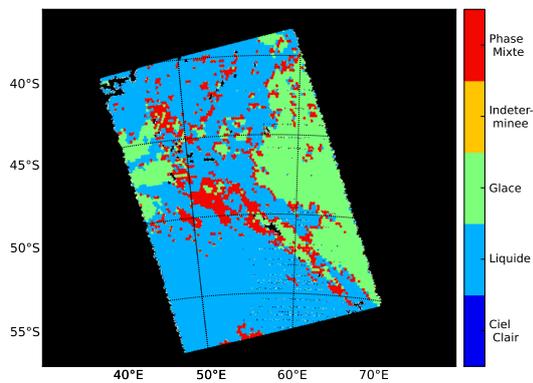
Ici, nous étendons l'application de cette synergie instrumentale à une fauchée entière de POLDER, colocalisée avec un granule de l'instrument MODIS. Nous avons traité l'orbite du 24 septembre 2008 qui commence à 10h27 UTC et se termine à 11h10 UTC. Cette orbite est colocalisée avec le granule MODIS qui commence à 10h30 UTC et se termine à 10h35 UTC, la scène est située au-dessus de l'océan indien, au Sud-Est de l'Afrique. Sur le panneau (a) de la figure 3.7 qui montre une image en fausses couleurs (composition colorée à partir des mesures de trois canaux MODIS dont les longueurs d'onde sont situées dans le visible), on distingue quatre

zones :

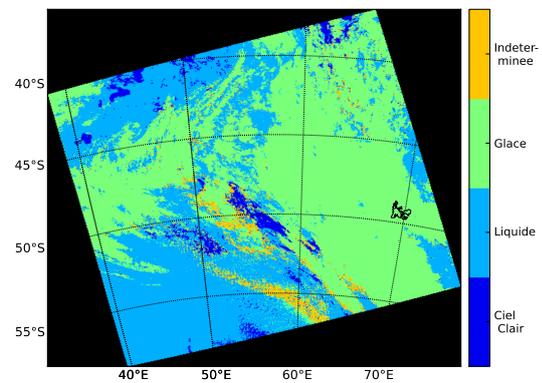
- une première, sur la moitié droite de la figure présente une grande étendue blanche, assez homogène qui peut représenter des nuages de glace épais et denses, ce qui sera confirmé plus tard par l'information sur la phase et la pression de sommet de nuage.
- Une deuxième situation visible en bas à gauche, présente des formes fractionnées qui signalent distinctement des nuages d'eau liquide de type stratocumulus. Dans le coin inférieur gauche, ces nuages semblent surmontés d'un voile blanc.
- Une troisième région est visible dans le coin supérieur gauche, on y observe des nuages un peu filandreux.
- Enfin, dans la moitié supérieure au centre et à droite, on distingue une situation nuageuse complexe et beaucoup plus hétérogène que dans la première zone. Dans cette région l'oeil peut distinguer par endroit des superpositions de couches nuageuses distinctes et d'altitudes différentes.

Pour compléter ces observations, nous avons tracé sur la figure 3.8, les cartes de certains produits géophysiques des instruments POLDER et MODIS tels que la phase thermodynamique des nuages, les pressions oxygène et Rayleigh ainsi que la pression de sommet MODIS. Sur la première zone, on observe une grande zone de nuages en phase glace. La pression de sommet MODIS à cet endroit est assez basse, proche de 300 hPa tandis que la pression oxygène est proche de 600 hPa et que la pression Rayleigh est proche de 400 hPa. Ceci conforte l'hypothèse de nuages monocouches largement étendus verticalement et présentant de l'eau en phase glace à leur sommet (type cumulonimbus). Sur la deuxième zone, les nuages sont en phase liquide, la pression de sommet MODIS est proche de 700 hPa, la pression oxygène est proche de 1000 hPa et la pression Rayleigh est proche de 800 hPa. Ces observations indiquent des nuages d'altitude moyenne et d'épaisseur moyenne (de type altocumulus). Sur la troisième zone, les nuages sont en phase liquide, la pression de sommet MODIS est proche de 900 hPa, tout comme la pression oxygène et la pression Rayleigh, ce qui suggère la présence de nuages bas et fins. Les observations sur ces deux zones semblent donc compatibles avec des nuages monocouches. Enfin, sur la dernière zone au centre de la scène, les nuages sont majoritairement en phase glace, mais il y a aussi des pixels en phase liquide. Les pressions affichent des valeurs très variables, ainsi la pression de sommet MODIS est comprise entre 400 hPa et 800 hPa, tandis que la pression oxygène varie de 600 hPa à 900 hPa et que la pression Rayleigh présente des valeurs allant de 400 hPa à 700 hPa. Cette grande variabilité des produits géophysiques indique une importante complexité des structures nuageuses dans cette zone, des nuages hauts très étendus verticalement, ou des situations multicouches. Les valeurs beaucoup plus élevées des pressions POLDER oxygènes ne sont pas surprenantes car, comme nous le savons, ces pressions tendent davantage à indiquer les altitudes de milieu de couches nuageuses. Il est intéressant, on le verra plus tard, que les indices multicouches POLDER semblent discerner ces situations d'atmosphère nuageuse monocouche étendue versus atmosphère nuageuse multicouche.

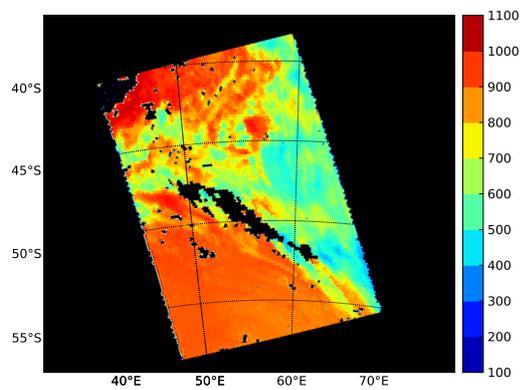
Sur la figure 3.9, nous avons cartographié les deux indices multicouches que nous avons



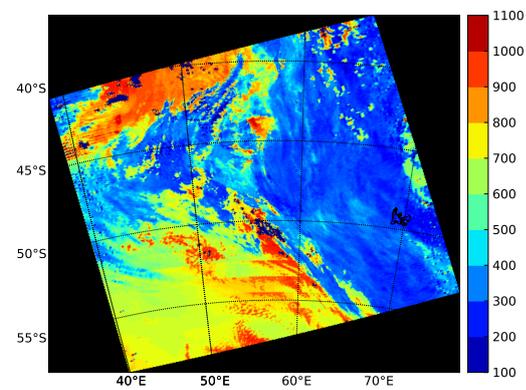
(a) Phase thermodynamique POLDER



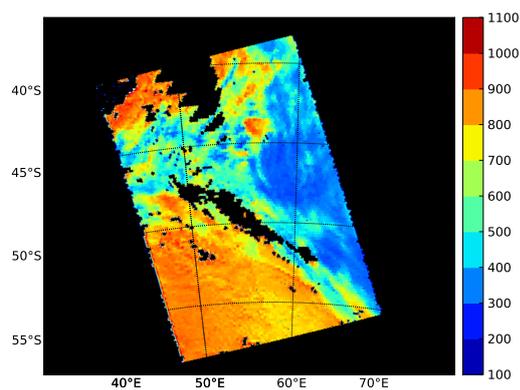
(b) Phase thermodynamique MODIS



(c) Pression oxygène



(d) Pression de sommet MODIS



(e) Pression Rayleigh

FIGURE 3.8 – Phases thermodynamiques POLDER (panneau 3.8a) et MODIS (panneau 3.8b) et pressions oxygène (panneau 3.8c), de sommet MODIS (panneau 3.8d) et Rayleigh (panneau 3.8e) pour le granule MODIS du 24 septembre 2008 à 10h30 UTC.

construits dans la section précédente ainsi que celui de MODIS pour comparaison. Les indices multicouches de POLDER varient de 0 à 100, 0 indique une parfaite confiance sur le caractère monocouche d'un nuage et 100 une parfaite confiance sur le caractère multicouche. En revanche, l'indice de MODIS varie de 0 à 8, 0 indique un ciel clair, 1 un nuage monocouche et les valeurs de 2 à 8 signalent des nuages multicouches avec une confiance croissante. Par conséquent, les échelles des deux cartes sont différentes, néanmoins, nous avons appliqué la même échelle de couleurs, c'est à dire des teintes froides pour les nuages monocouches et une couleur de plus en plus chaude à mesure que la confiance sur le caractère multicouche augmente. Malgré ces échelles aux sens différents, et la différence de résolution des deux produits (5 km pour MODIS contre 20 km pour POLDER), les cartes donnant les indices multicouches de MODIS et POLDER présentent de nombreuses similitudes.

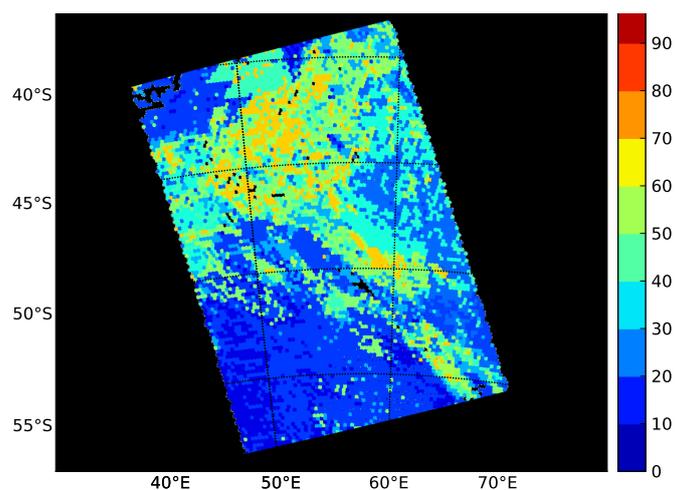
Sur la première zone, l'indice $POLDER_{\sigma}$ présente des valeurs assez basses, variant de 20 à 50. L'indice de MODIS affiche une valeur de 1 sur un disque entouré de pixels où l'indice monte jusqu'à 4. Les deux indices suggèrent des nuages monocouches mais avec une confiance variable et la possibilité des situations multicouches.

Sur les deuxième et troisième zones, l'indice $POLDER_{\sigma}$ ne dépasse pas 20, tandis que celui de MODIS affiche une valeur constante de 1. Pour ces zones, les deux indices sont donc tout à fait cohérents et indiquent des nuages monocouches avec une grande confiance.

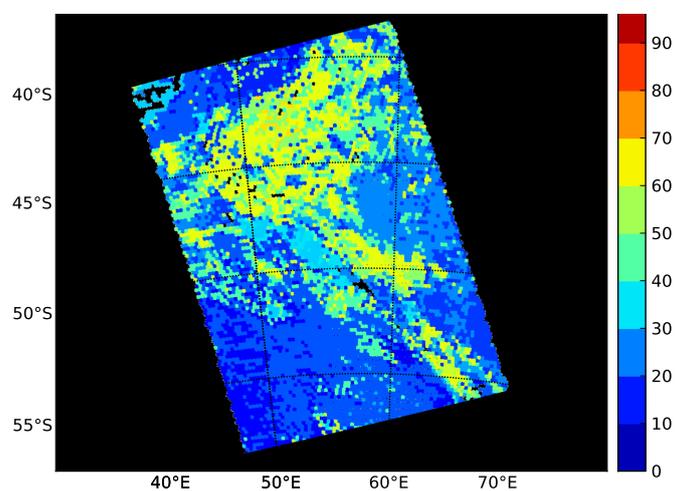
Sur la quatrième zone, l'indice $POLDER_{\sigma}$ varie de 50 à 80 et l'indice de MODIS présente des valeurs comprises entre 4 et 8. Sur cette zone, les deux indices sont de nouveau cohérents et signalent des situations nuageuses multicouches.

En comparant les cartes des deux indicateurs multicouches de POLDER, on constate que $POLDER_{\sigma}$ et $POLDER_{\Phi}$ identifient les mêmes structures. En revanche, l'indicateur $POLDER_{\sigma}$ affiche des valeurs plus extrêmes que l'arbre $POLDER_{\Phi}$. Cette différence provient de la construction des arbres de décisions, puisque l'arbre débutant par un seuil sur $\sigma_{P_{O_2}}$ présente des feuilles plus pures que l'arbre débutant par un test sur la phase thermodynamique.

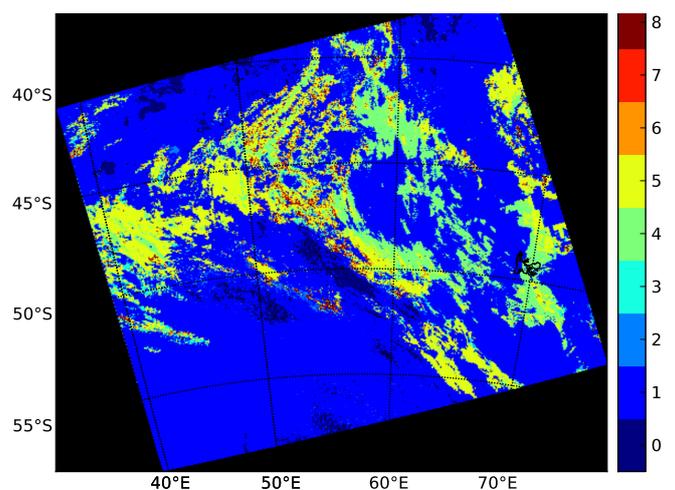
Ces premiers résultats sont très encourageants. Tout d'abord, la représentation cartographique des indices multicouches de POLDER montre des produits homogènes spatialement qui ressemblent à des produits géophysiques. Ensuite, on observe une cohérence entre les indices multicouches de POLDER et les observations faites sur l'image en couleurs réelles puisque l'on retrouve les mêmes formations nuageuses. Les valeurs prises par ces indices sont également en adéquation avec la phase thermodynamique ainsi que les pressions relevées. Enfin, on constate une bonne cohérence entre les résultats de l'indice de MODIS et ceux de POLDER. Nous présenterons une validation plus statistique dans le chapitre 5 ainsi qu'une étude plus détaillée de l'orbite sur laquelle nous avons travaillé ici.



(a) Indicateur multicouche POLDER σ



(b) Indicateur multicouche POLDER Φ



(c) Indicateur multicouche MODIS

FIGURE 3.9 – Indicateurs multicouches POLDER $_{\sigma}$, POLDER $_{\Phi}$ et MODIS pour le même granule que la figure 3.8

3.5 Conclusion

Le but de ce chapitre était d'établir un indicateur du caractère monocouche ou multicouche des situations nuageuses à l'aide des produits de l'instruments POLDER/PARASOL.

Une étude climatologique de la répartition des situations monocouches et multicouches réalisée à l'aide des produits combinés CPR/CALIOP a d'abord mis en évidence la nécessité de considérer la latitude et la phase thermodynamique des nuages pour la distinction des situations monocouches et multicouches. Ensuite, une description détaillée des deux types de situations a révélé que les produits POLDER pression Rayleigh, pression oxygène et son écart-type angulaire, pression oxygène de sommet ainsi que les différences entre pression Rayleigh et pression oxygène et entre pression oxygène de sommet et pression oxygène pouvaient être des paramètres pertinents pour distinguer les situations monocouches et multicouches.

Nous avons alors construit un arbre de décision permettant d'identifier les deux types de situations nuageuses. Basée sur la théorie de l'information, la technique des arbres de décision cherche à classer un objet par une suite de tests sur les attributs qui le décrivent. L'ensemble des tests est organisé sous forme d'arbre. Dans notre cas, les attributs sont les grandeurs sensibles au caractère monocouche/multicouche. L'attribut qui discrimine le plus les situations monocouches et multicouches et qui représente donc le premier noeud de l'arbre de décision est un seuil sur l'écart-type angulaire de la pression oxygène σ_{PO_2} à 22,5 hPa. Il est d'ailleurs intéressant de noter que la grandeur la plus discriminante repose sur le caractère multidirectionnel des mesures de POLDER.

La technique de construction de l'arbre de décisions repose sur une technique de minimisation de l'entropie, et le choix des attributs qui constituent les noeuds de l'arbre a été validé par une seconde approche (courbe *ROC*). Néanmoins, le fait de ne pas commencer l'arbre de décision par la phase thermodynamique nous a paru surprenant et nous avons pensé que la technique employée était certes rigoureuse mathématiquement mais qu'elle ne prenait pas suffisamment en compte la physique des nuages. Par conséquent, nous avons décidé de construire un second arbre de décision en suivant la même méthode que pour le premier mais en imposant un tri en fonction de la phase thermodynamique comme premier noeud. Finalement, en comparant l'arbre initial construit avec les seuls calculs d'entropie à celui où l'on a imposé que le premier noeud porte sur la phase thermodynamique, nous avons constaté qu'il n'y avait pas de contradictions et que l'application d'une méthode purement mathématique pour construire l'arbre de décision n'avait pas produit d'incohérences physiques.

Enfin, l'analyse des premiers résultats a montré que les indices multicouches de POLDER étaient des produits homogènes spatialement, et qu'ils étaient cohérents avec les autres observations faites sur la scène (image en couleurs réelles, pressions, indicateur multicouche de MODIS). Nous validerons dans le chapitre 5 le fait que l'arbre de décision obtenu (POLDER _{σ}) correspond effectivement à une classification avec un risque minimisé et une confiance maximale.

Chapitre 4

Caractérisation verticale des nuages monocouches par POLDER/PARASOL

4.1 Introduction

Dans la section 2.2, nous avons rappelé comment était calculée la pression oxygène POLDER puis nous avons discuté des limites des hypothèses faites pour déterminer cette pression. Ces limites ont été mises en évidence par Ferlay et al. (2010) qui ont réalisé une analyse théorique de la pénétration verticale des photons dans les couches nuageuses ainsi que des comparaisons statistiques entre la pression oxygène POLDER et la pression de sommet des nuages CTP issue des mesures de CALIOP/CPR. Ces travaux ont permis de mieux comprendre la signification de la pression oxygène ainsi que l'information concernant la pression de milieu des couches nuageuses et de leur épaisseur géométrique contenue dans les produits issus des mesures de POLDER dans la bande A de l'oxygène. Dans ce chapitre, nous poursuivons cet effort en prenant mieux en compte la dépendance de la pression oxygène aux caractéristiques de la scène (épaisseur optique du nuage et angle solaire zénithal), ce qui va permettre d'améliorer les estimations des pressions de milieu de couches nuageuses et de leurs extensions verticales. Par ailleurs, une nouvelle approche va permettre d'améliorer les estimations des pressions de milieu de couches nuageuses et de leurs extensions verticales. Une nouvelle approche va nous permettre de fournir une estimation de la pression de sommet des nuages que nous appellerons CTOP pour Cloud Top Oxygen Pressure.

Dans ce chapitre, nous restreignons notre étude aux couvertures nuageuses qui se rapprochent le plus de l'hypothèse plan parallèle, qui sont suffisamment épaisses optiquement et dont la phase thermodynamique est similaire selon les deux instruments POLDER et MODIS. La première condition est réalisée en appliquant les filtres suivants à notre base de données : les nuages sont monocouches ($n = 1$), et la couverture fractionnaire est proche de l'unité (POLDER $cc \geq 0,95$). Il est néanmoins évident que des nuages de glace présentant une extension verticale de plusieurs kilomètres sont nécessairement plus éloignés du modèle d'une couche homogène plan parallèle. En ce qui concerne la seconde condition, nous ne considérons que les nuages dont l'épaisseur

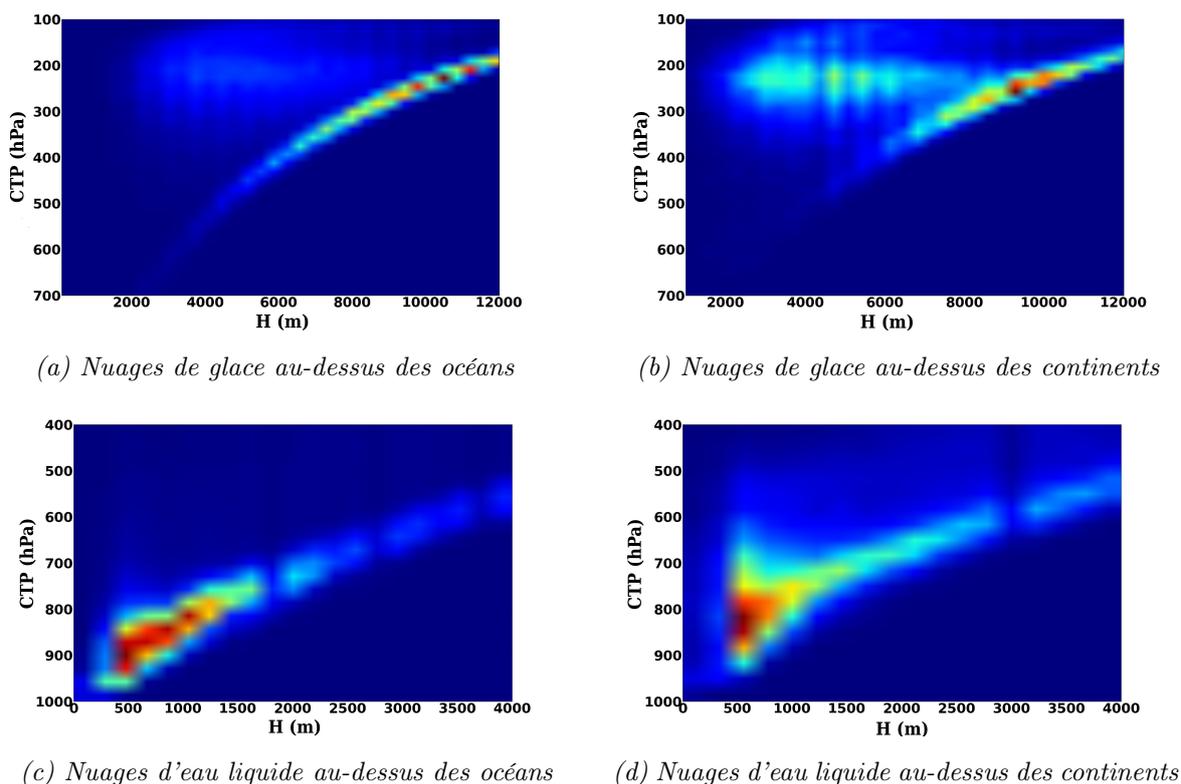


FIGURE 4.1 – Climatologie de la pression de sommet des nuages en fonction de leur épaisseur géométrique à partir du produit 2B-GEOPROF-LIDAR. Nuages monocouches en 2008 en phase glace (panneaux hauts) et liquide (panneaux bas) au-dessus des océans (panneaux de gauche) et au-dessus des continents (panneaux de droite). Les nuages ont été sélectionnés selon les critères $cc \geq 0,95$ et $\tau \geq 5$. L'information sur la phase thermodynamique provient des instruments PARASOL et de MODIS tandis que l'information sur le type de surface provient de l'indice géotype de POLDER

optique τ est supérieure ou égale à 5. Ferlay et al. (2010) ont montré que l'écart-type angulaire de la pression oxygène $\sigma_{P_{O_2}}$ et l'épaisseur géométrique des nuages H étaient corrélés pour les nuages pour lesquels τ était supérieur à 10. Mais la meilleure prise en compte des caractéristiques des scènes nuageuses nous ont amené à baisser le seuil sur τ à 5.

Enfin, pour étudier la pertinence des nouvelles pressions, nous utilisons la classification de l'International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP) déjà décrite dans le paragraphe 1.1. Dans cette étude, seuls les nuages dont l'épaisseur optique est supérieure à 5 sont considérés, ce qui exclut les cirrus, les altocumulus et les cumulus. Les nuages bas et d'altitude moyenne sont également classés en fonction de leur phase thermodynamique tandis que les nuages hauts sont tous en phase glace.

4.2 Climatologie des couvertures nuageuses sélectionnées

D'après les données que nous avons analysées, les nuages pour lesquels cc est supérieure à 0,95 représentent 87% de la couverture nuageuse et ceux dont l'épaisseur optique est supérieure

ou égale à 5 en représentent 73%. Les situations nuageuses qui sont à la fois monocouches, non fractionnées ($cc > 0,95$) et relativement épaisses optiquement ($\tau \geq 5$) correspondent à 47% de l'ensemble des nuages détectés en 2008 sous la trace de CALIPSO/CloudSat.

La figure 4.1 représente la climatologie de ces nuages monocouches sélectionnées en 2008. La pression de sommet CTP et l'épaisseur géométrique H sont tous deux issus du produit 2B-GEOPROF-LIDAR, et on distingue les nuages d'eau liquide (panneaux 4.1c et 4.1d) et de glace (panneaux 4.1a et 4.1b) au-dessus des océans (panneaux 4.1a et 4.1c) et des continents (panneaux 4.1b et 4.1d). Une caractéristique commune aux quatre panneaux est la corrélation entre des pressions nuageuses basses et des extensions verticales élevées (avec une forme d'arc pour les nuages de glace) avec une dispersion plus importante pour les nuages situés au-dessus des continents. En comparant les figures 4.1a et 4.1b, on constate une densité plus importante de nuages d'altitude élevée et pour lesquels $2000 \text{ m} < H < 7000 \text{ m}$ au-dessus des continents. Ceci est cohérent avec les climatologies établies par Stubenrauch et al. (2006) et Warren et al. (2012). En ce qui concerne les nuages d'eau liquide, on observe sur les figures 4.1c et 4.1d, qu'il y a plus de nuages d'altitude élevée au-dessus des océans qu'au-dessus des continents et que leur épaisseur géométrique est plus importante. Ces observations sont cohérentes avec celles faites par Stubenrauch et al. (2006) et Wang et al. (2000) et peuvent être expliquées par l'altitude des surfaces terrestres ainsi que par l'occurrence plus importante des nuages bas au-dessus des océans.

4.3 Définition de nouvelles pressions POLDER

4.3.1 Amélioration de l'estimation de la pression du milieu des nuages

Comme nous l'avons expliqué dans le paragraphe 2.2.3, la pression oxygène P_{O_2} des nuages monocouches est, en moyenne, proche de la pression du milieu géométrique de la couche CMP (Ferlay et al., 2010). Il a également été montré que la différence entre P_{O_2} et CMP dépendait grandement de la phase thermodynamique ainsi que de l'épaisseur optique de la couche nuageuse. Dans la poursuite de cette étude, nous avons en plus pris en compte l'effet de l'angle solaire zénithal. La figure 4.2 montre les différences moyennes entre les pressions P_{O_2} de POLDER et CMP de CPR/CALIOP pour les nuages d'eau liquide (panneau 4.2a) et pour les nuages de glace (panneau 4.2b). On constate que plus le soleil est haut, plus la pression oxygène est élevée comparativement à la pression CMP. Ceci peut s'expliquer par le fait que lorsque le soleil est haut, les photons pénètrent plus profondément la couche nuageuse et la longueur de leur trajet dans la couche s'en trouve accrue. Toujours sur la figure 4.2, on observe que la sensibilité de la différence de pressions $P_{O_2} - \text{CMP}$ à l'épaisseur optique du nuage est très faible pour les nuages d'eau liquide tandis qu'elle est plus importante pour les nuages de glace. Pour les nuages d'eau liquide, la différence $P_{O_2} - \text{CMP}$ varie de -60 hPa à 60 hPa et demeure quasiment constante dès que l'épaisseur optique du nuage est supérieure à 20. En revanche, pour les nuages de glace, la valeur absolue de $P_{O_2} - \text{CMP}$ est inférieure à 50 hPa lorsque $\tau \geq 40$ mais peut augmenter jusqu'à 150 hPa pour de plus faibles valeurs d'épaisseur optique.

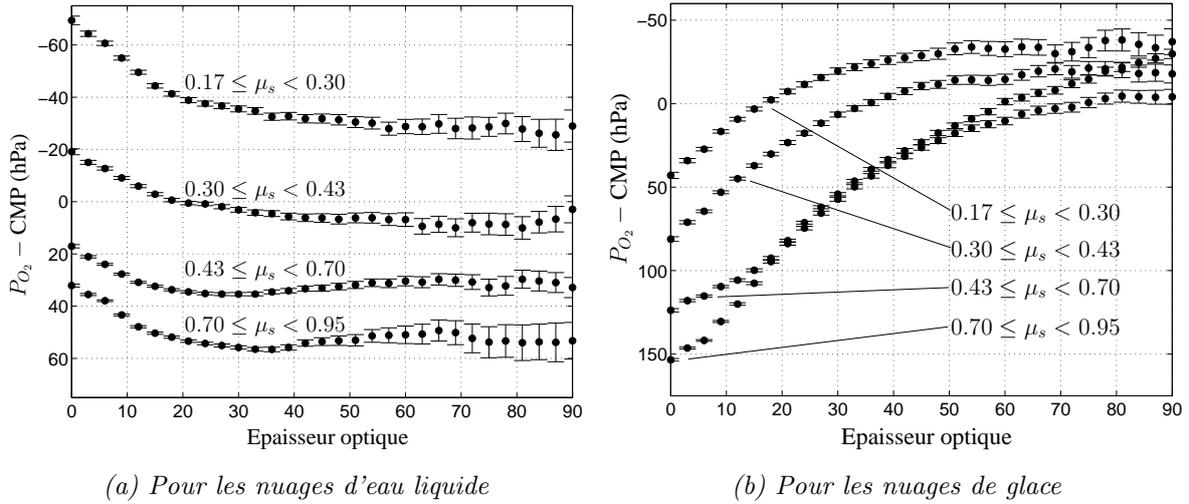


FIGURE 4.2 – Différence entre la pression oxygène POLDER et la pression du milieu du nuage CMP déduite des mesures de CPR/CALIOP en fonction de l'épaisseur optique du nuage. Valeurs moyennes en 2008 par classe de cosinus d'angle solaire zénithal. Les écart-types sont indiqués par des barres d'erreur.

Le principe pour obtenir une estimation de la pression de milieu des couches nuageuses à partir de la pression oxygène POLDER est le suivant :

si

$$P_{O_2} - CMP = f(\tau, \mu_s) \quad (4.1)$$

alors

$$P_{O_2} - f(\tau, \mu_s) \quad (4.2)$$

devrait fournir une estimation de la pression du milieu du nuage. On note CMOP (Cloud Middle Oxygen Pressure) la quantité $P_{O_2} - f(\tau, \mu_s)$, qui représente la pression oxygène du milieu du nuage. On obtient CMOP en ajustant des polynômes du troisième ordre en μ_s et en τ sur les fonctions visibles sur la figure 4.2.

La figure 4.3 montre la comparaison entre CMOP et CMP pour les quatre classes de nuages de l'ISCCP qui présentent le plus d'occurrences sous la trace de CALIPSO/CloudSat en 2008 au-dessus des océans. Les nuages sont, de plus, triés selon leur phase thermodynamique. L'échelle de couleur n'est pas représentée mais les couleurs froides indiquent de faibles densités de points tandis que les couleurs chaudes indiquent des densités élevées. Le CMOP a été obtenu à partir de paramétrisations basées sur les données de l'année 2008. Cependant, les corrélations pour les années 2007 et 2009-2010 restent proches de celles indiquées sur la figure 4.3. Les meilleurs résultats sont obtenus pour les nuages de glace, avec de hautes corrélations et de faibles biais ainsi qu'un coefficient de régression linéaire entre les pressions CMOP et CMP proche de l'unité. En ce qui concerne les nuages bas, les comparaisons révèlent des biais non négligeables qui peuvent être dus aux effets de la diffusion Rayleigh par les molécules situées au-dessus de ces nuages. Les résultats les moins bons sont obtenus pour les nuages d'altitude moyenne pour lesquels la corrélation est de 0,54.

Ces observations sont également visibles sur la figure 4.4 qui montre les comparaisons du CMOP et du CMP pour les mêmes classes de nuages au-dessus des continents. De nouveau les meilleurs résultats sont obtenus pour les nuages de glace, qui présentent une haute corrélation et un faible biais, contrairement aux nuages de type stratocumulus qui présentent une corrélation très haute mais aussi un biais élevé. Les résultats les moins bons sont encore obtenus pour les nuages d'altitude moyenne (corrélation de 0.66).

4.3.2 Estimation de la pression du sommet des nuages

Dans le paragraphe 2.2.3, nous avons décrit pourquoi la différence entre la pression oxygène POLDER et la pression de sommet du nuage dépendait de l'épaisseur géométrique h du nuage. De plus, comme l'ont analysé Ferlay et al. (2010) et comme nous le montrerons en détail dans le paragraphe 4.4, $\sigma_{P_{O_2}}$ est potentiellement fortement corrélé avec h . Par conséquent, comme la différence $P_{O_2} - CTP$ dépend de h , elle dépend également de $\sigma_{P_{O_2}}$.

L'idée est de se baser sur cette dépendance pour obtenir une nouvelle estimation de la pression de sommet des nuages.

En effet, si

$$P_{O_2} - CTP = f(\sigma_{P_{O_2}}) \quad (4.3)$$

alors

$$P_{O_2} - f(\sigma_{P_{O_2}}) \quad (4.4)$$

devrait fournir une estimation de la pression de sommet du nuage. La différence $P_{O_2} - f(\sigma_{P_{O_2}})$ est notée CTOP (Cloud Top Oxygen Pressure) et représente la pression oxygène de sommet du nuage.

La figure 4.5 montre quelques exemples de fonctions $f(\sigma_{P_{O_2}})$ dans le cas des nuages d'eau liquide au-dessus des océans en 2008 et pour des angles solaires zénithaux dont le cosinus est compris entre 0,7 et 0,8. On constate que la différence $P_{O_2} - CTP$ augmente avec $\sigma_{P_{O_2}}$: P_{O_2} s'éloigne du CTP à mesure que le nuage s'éloigne du modèle asymptotique du réflecteur parfait. De la même manière que pour CMOP, on obtient CTOP en ajustant des polynômes d'ordre 3 sur les fonctions $f(\sigma_{P_{O_2}})$ comme celles visibles sur la figure 4.5.

Pour évaluer la pertinence de la pression CTOP, on classe de nouveau les nuages en fonction de leur phase thermodynamique puis selon les critères des différents types de la classification ISCCP. Les panneaux droits de la figure 4.6 montrent l'évaluation de la pression CTOP en fonction de la pression CTP pour les quatre types de nuages de l'ISCCP qui présentent le plus d'occurrences sous la trace de CALIPSO et CloudSat en 2008. Pour comparaison, les panneaux centraux montrent la relation entre les pressions P_{O_2} et CTP, tandis que les panneaux gauches montrent la comparaison entre les pressions CTP MODIS et CTP. Les paramétrisations permettant d'obtenir CTOP sont basées sur les données de l'année 2008, cependant les corrélations obtenues pour les années 2007 et 2009-2010 restent proches de l'unité. On observe une diminution du biais entre les pressions P_{O_2}

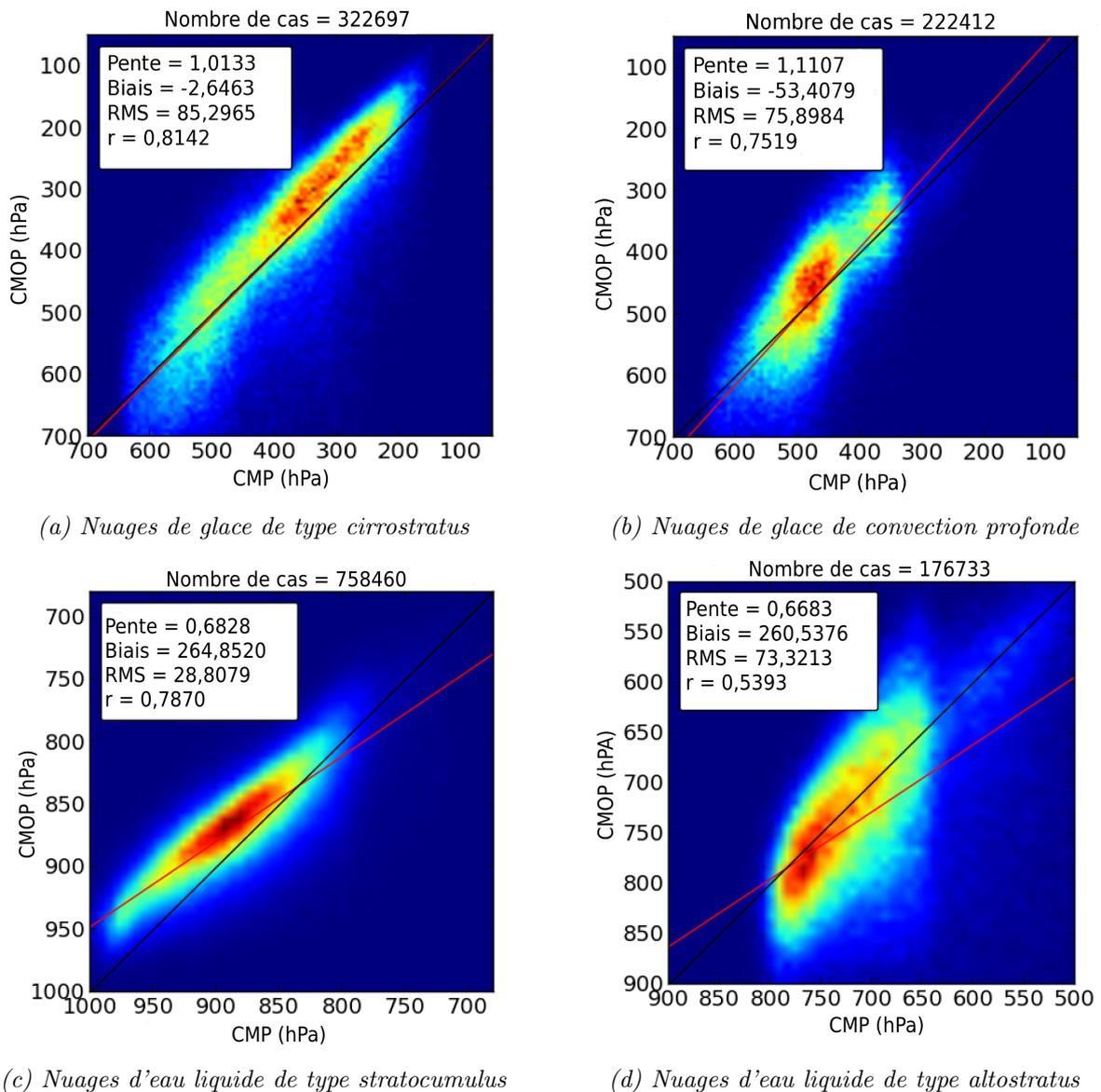


FIGURE 4.3 – Evaluation de la pression oxygène de milieu de nuage (CMOP) de POLDER par rapport à la pression de milieu de nuage CMP déduite des mesures de CPR/CALIOP. Pixels au-dessus des océans en 2008. Les lignes noires indiquent la relation $y=x$ tandis que les lignes rouges indiquent la régression linéaire entre CMOP et CMP. L'acronyme anglais « RMS » signifie erreur quadratique moyenne tandis que « r » signifie corrélation.

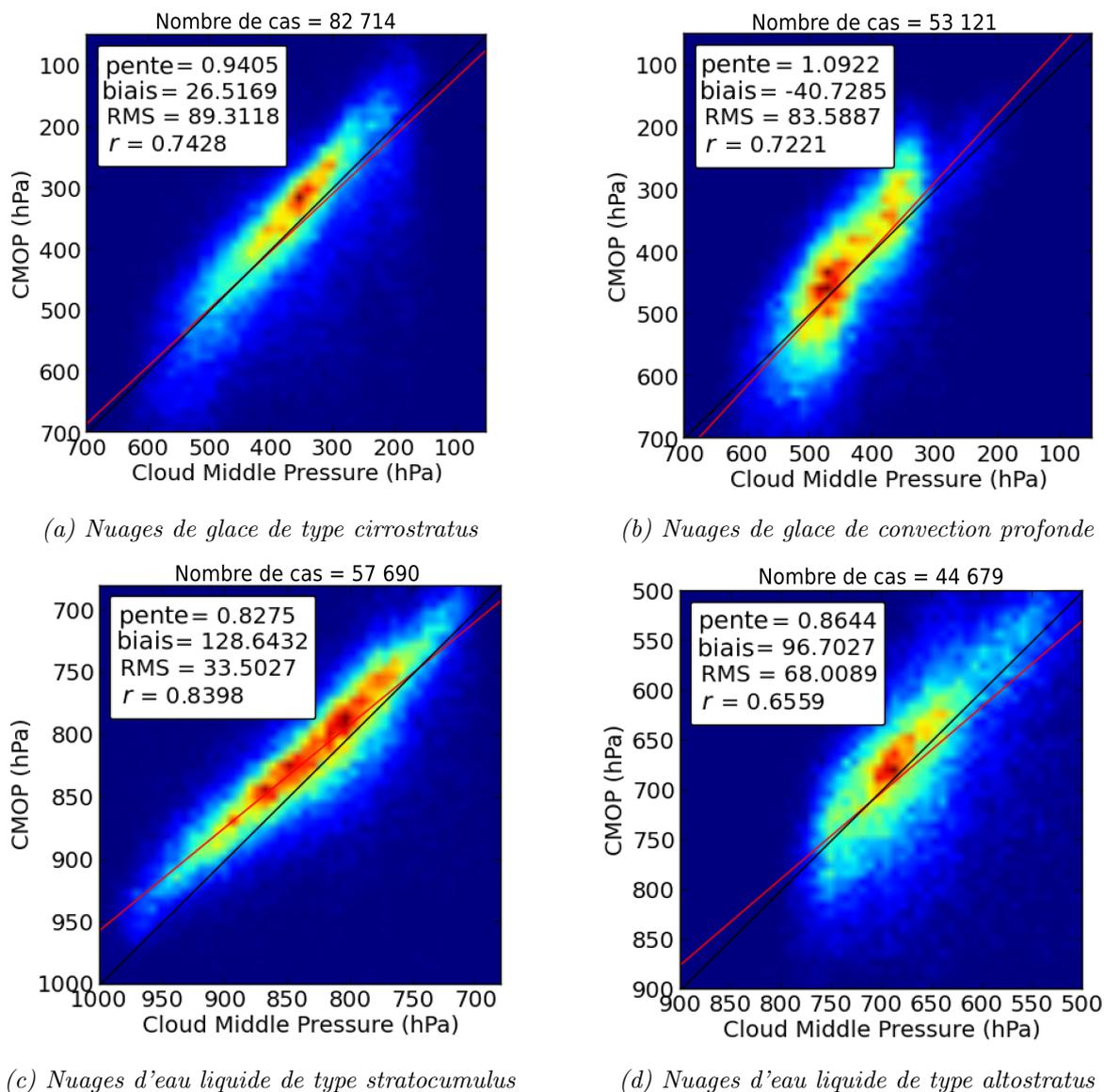


FIGURE 4.4 – Idem que figure 4.3 pour les pixels au-dessus des continents.

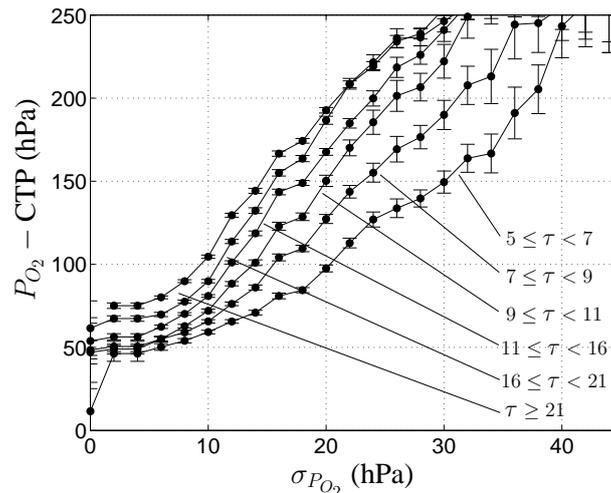
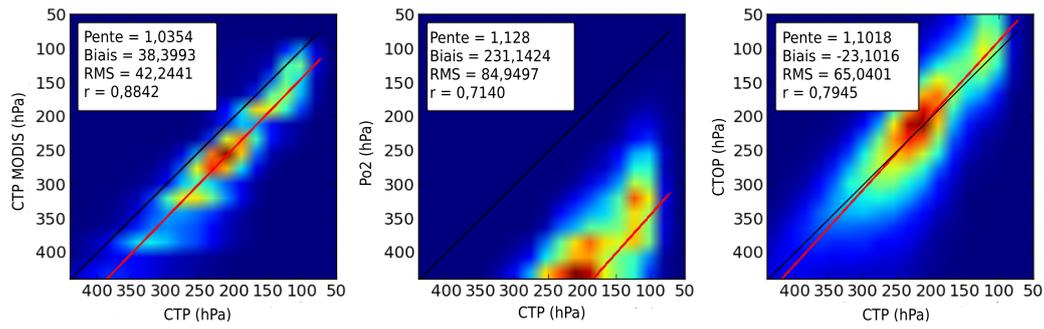


FIGURE 4.5 – Différence entre la pression oxygène POLDER et la pression du sommet du nuage CTP déduite des mesures de CPR/CALIOP en fonction de $\sigma_{P_{O_2}}$. Valeurs moyennes en 2008 pour différentes classes d'épaisseur optique nuageuse. Cas des nuages d'eau liquide au-dessus des océans pour lesquels $0,7 \leq \mu_s \leq 0,8$. Les écart-types sont indiqués par des barres d'erreur.

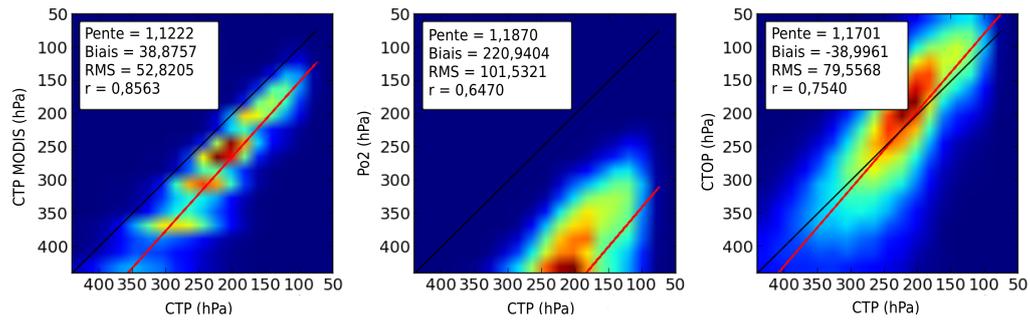
et CTOP par rapport à la pression CTP qui peut être spectaculaire pour les nuages présentant des extensions verticales importantes (cas (a), (b) et (c)). Dans le cas des nuages d'eau liquide de type altostratus (cas (c)), les caractéristiques des courbes pour CTP MODIS et CTOP (panneaux gauche et droit) sont assez différentes. Ceci peut s'expliquer par le fait que la moitié des nuages pour lesquels la pression de sommet est inférieure à 580 hPa présentent une pression oxygène de sommet supérieure à 580 hPa. Par ailleurs, la moitié des nuages pour lesquels la pression de sommet est supérieure à 580 hPa affichent une pression oxygène de sommet supérieure à 680 hPa. Les densités de points des panneaux gauche et droit ne sont donc pas identiques et les populations représentées sur ces deux panneaux ne sont donc pas les mêmes. En ce qui concerne les nuages bas (cas (d)), la pression CTOP est également plus proche de la pression CTP que ne l'est le P_{O_2} bien qu'un biais persiste. Comme pour le biais observé avec la pression CMOP pour ce type de nuage, celui-ci peut être dû aux effets de la diffusion Rayleigh qui a lieu au-dessus des couches nuageuses. Pour ces nuages, la pression CTOP semble plus pertinente que la pression CTP MODIS issue de la collection 5, dont l'erreur connue (Holz et al., 2008) est évidente sur le panneau gauche du cas (d).

La figure 4.7 montre les résultats au-dessus des continents. Les corrélations entre CTOP et CTP ne changent pas beaucoup et on observe encore une diminution du biais entre les pressions P_{O_2} et CTOP par rapport à la pression oxygène. Cependant, dans la plupart des cas, les corrélations ont tendance à être légèrement plus basses au-dessus des continents. Cela est probablement dû à l'effet des surfaces, bien qu'il soit pris en compte dans l'algorithme de la pression oxygène POLDER.

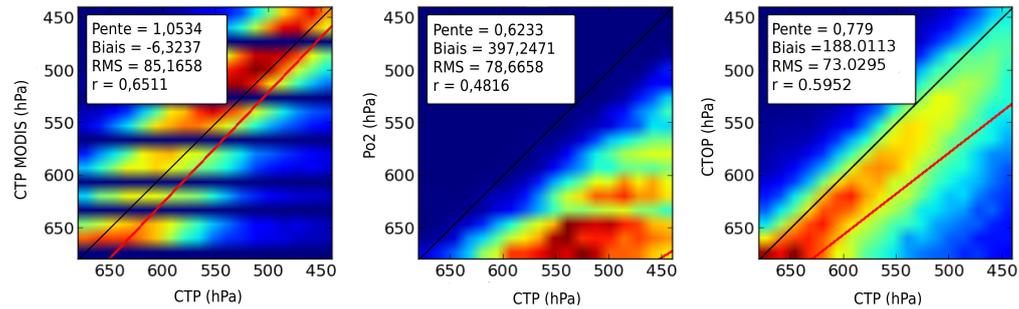
Pour résumer, nous avons obtenu de nouvelles estimations CTOP et CMOP, des pressions de sommet et de milieu des nuages monocouches lorsque ceux-ci sont en phase liquide ou glace.



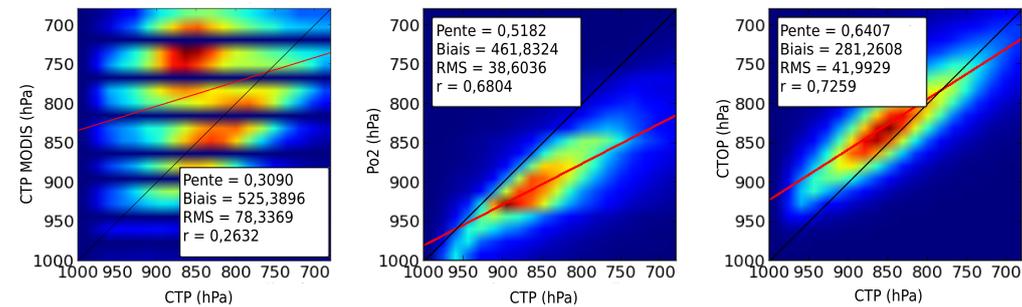
(a) Nuages de glace de convection profonde (nombre de cas =222 412)



(b) Nuages de glace de type cirrostratus (nombre de cas =282 988)

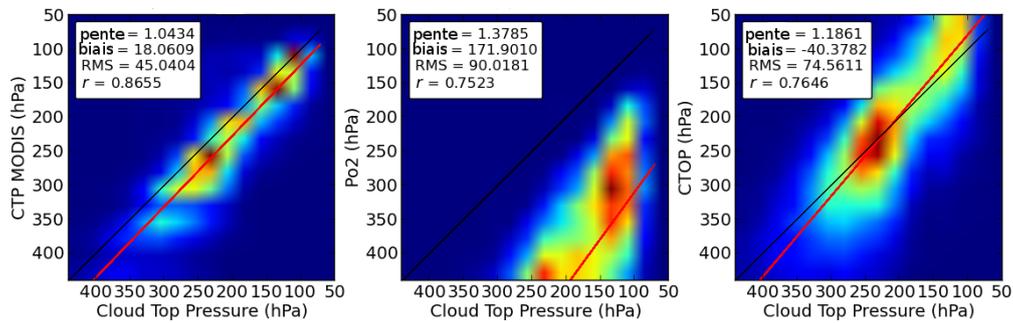


(c) Nuages d'eau liquide de type altostratus (nombre de cas =161 498)

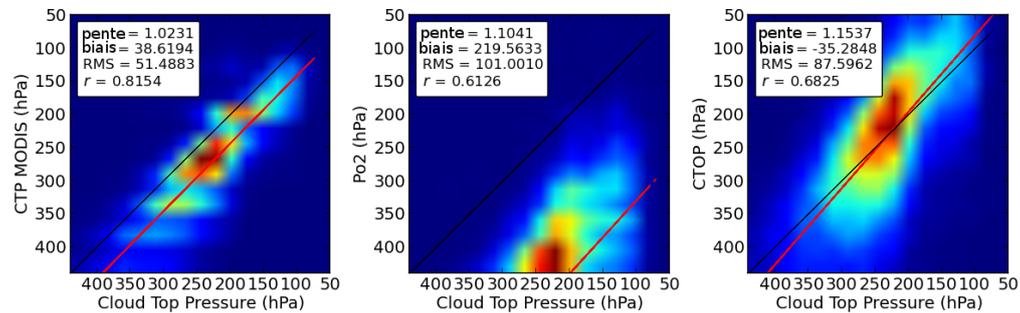


(d) Nuages d'eau liquide de type stratocumulus (nombre de cas =666 055)

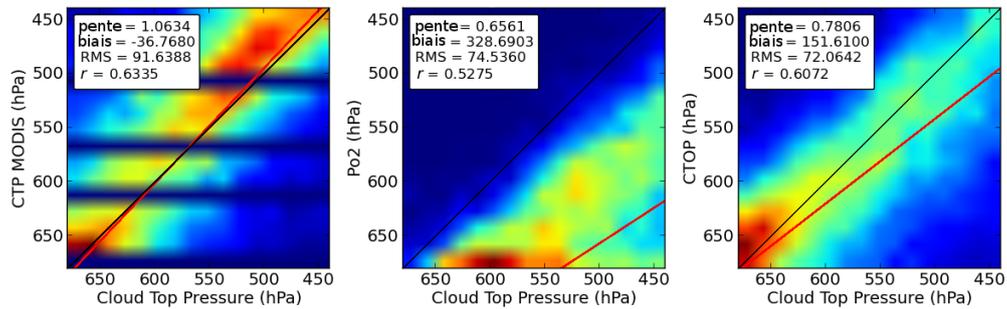
FIGURE 4.6 – Evaluation de la pression de sommet MODIS (CTP_{MODIS} , panneaux gauches), de la pression oxygène POLDER (P_{O_2} , panneaux centraux), et de la pression oxygène de sommet POLDER ($CTOP$, panneaux de droite) par rapport à la pression de sommet CTP déduites des mesures de CPR/CALIOP. Pixels au-dessus des océans en 2008. Les lignes noires indiquent la relation $y=x$ tandis que les lignes rouges indiquent la régression linéaire entre l'ordonnée et l'abscisse de chaque courbe. le sigle « r » signifie corrélation.



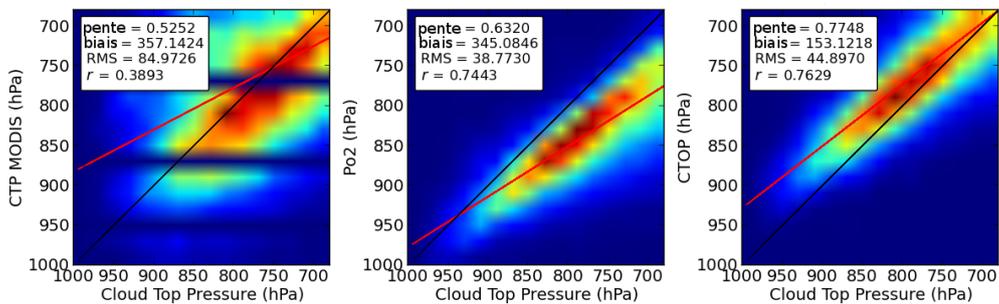
(a) Nuages de glace de convection profonde (nombre de cas = 53 121)



(b) Nuages de glace de type cirrostratus (nombre de cas = 82 714)



(c) Nuages d'eau liquide de type altostratus (nombre de cas = 44 679)



(d) Nuages d'eau liquide de type stratocumulus (nombre de cas = 57 690)

FIGURE 4.7 – Idem que figure 4.6 pour les pixels au-dessus des continents.

Une validation plus complète de ces pressions sera effectuée dans le chapitre 5. Enfin, dans la section 4.5, nous verrons comment la différence des pressions CTOP et CMOP nous fournit une estimation de l'extension verticale h des couches nuageuses.

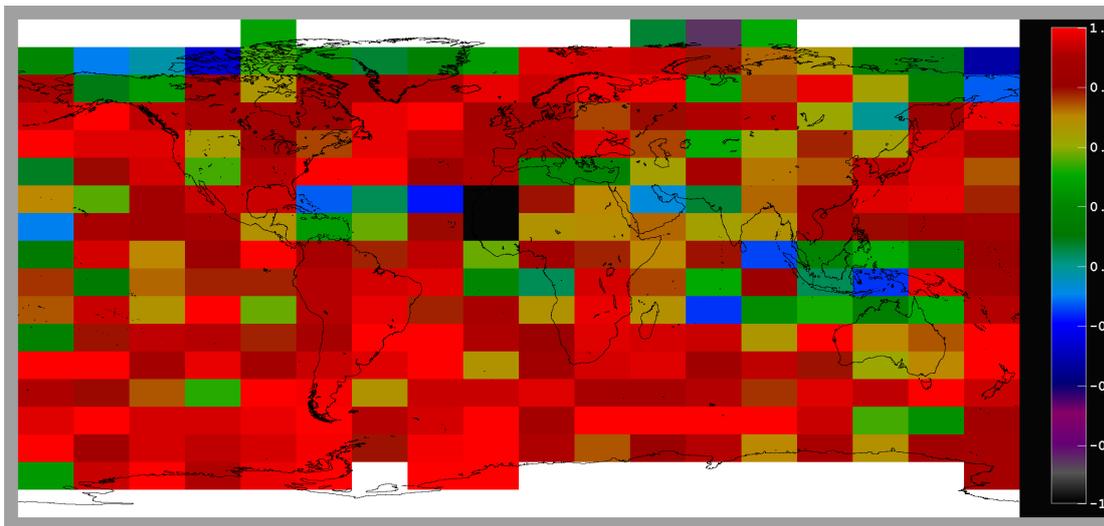
4.4 Corrélation entre $\sigma_{P_{O_2}}$ et l'extension verticale des nuages

Dans le paragraphe 2.2.3, nous avons expliqué que l'écart-type angulaire de la pression oxygène $\sigma_{P_{O_2}}$ était sensible à l'épaisseur géométrique du nuage h , et par conséquent qu'une restitution de h à partir de $\sigma_{P_{O_2}}$ était envisageable pour les nuages suffisamment épais optiquement. Ferlay et al. (2010) ont mis en évidence ce potentiel pour les nuages d'eau liquide à partir de mesures et de simulations. Dans cette section, nous allons plus loin et montrons la robustesse de la corrélation entre $\sigma_{P_{O_2}}$ et l'épaisseur géométrique du nuage déduite des mesures de CPR/CALIOP grâce à une étude spatiale et temporelle de la relation $H - \sigma_{P_{O_2}}$. Nous étudions également la sensibilité complexe de la relation $H - \sigma_{P_{O_2}}$ à l'épaisseur optique du nuage ainsi qu'à l'angle zénithal de visée. Cette étude détaillée nous permet de proposer une nouvelle estimation de h à partir de $\sigma_{P_{O_2}}$. Bien que la corrélation existe théoriquement dans le cas des nuages de glace, les résultats que nous présentons ici ne concernent que les nuages d'eau liquide, la corrélation $H - \sigma_{P_{O_2}}$ n'étant pas directe pour les nuages de glace. Ceci est probablement dû à leur microphysique complexe ainsi qu'à la plus grande présence d'hétérogénéités dans ces nuages largement étendus verticalement.

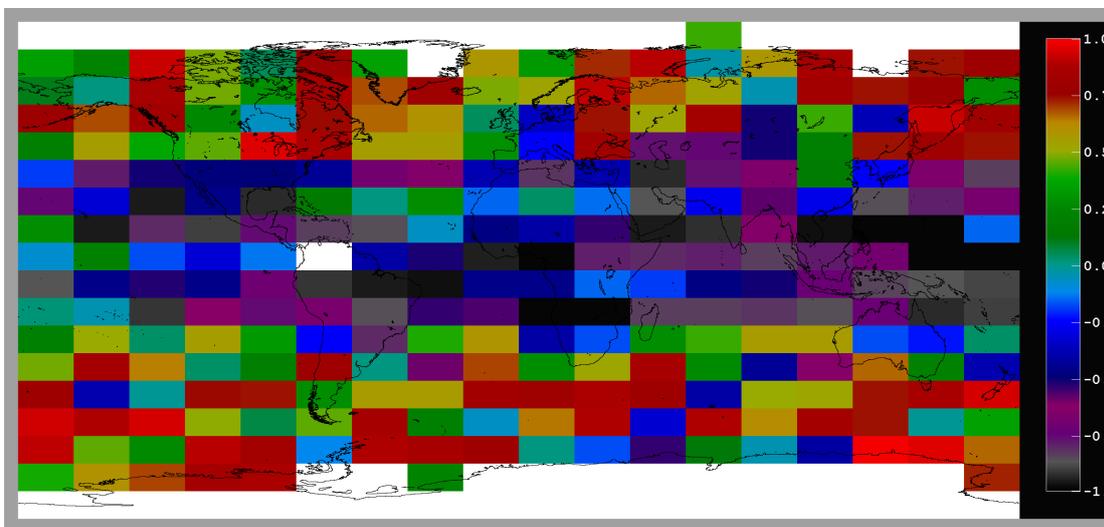
4.4.1 Variabilité spatiale de la corrélation entre H et $\sigma_{P_{O_2}}$

Dans un premier temps, nous étudions la variabilité spatiale de la corrélation entre $\sigma_{P_{O_2}}$ et l'épaisseur géométrique H déduite des mesures de CPR/CALIOP à l'échelle du globe. Pour cela, on trie les pixels par zones de 10° de latitude sur 20° de longitude, et on classe les nuages par classes de 1 km d'extension verticale. La largeur de ces intervalles a été choisie pour permettre une étude statistique correcte de la corrélation régionale. Ensuite, pour chaque zone et pour chaque classe d'épaisseur géométrique, on calcule la moyenne et l'écart-type de $\sigma_{P_{O_2}}$. Ces deux quantités sont utilisées dans la routine *pearsn* (Press et al., 1992) qui fournit, pour chaque zone, le coefficient de corrélation r ainsi que la pente S de la régression linéaire entre $\sigma_{P_{O_2}}$ et le centre de chaque classe d'épaisseur géométrique.

La figure 4.8 montre le coefficient de corrélation r calculé à l'échelle régionale (zones de $10^\circ \times 20^\circ$) pour les nuages monocouches pour lesquels $\tau \geq 5$ et $cc \geq 0,95$ sous la trace de CALIPSO/CloudSat en 2008. Pour les nuages d'eau liquide, le panneau 4.8a montre que le coefficient de corrélation est élevé dans la plupart des zones des deux hémisphères : r est supérieur à 0,8 pour 162 cas sur 283. En revanche, le coefficient de corrélation peut être très faible dans certaines régions, notamment au-dessus des terres émergées, au-dessus du continent asiatique, au-dessus de l'Australie ainsi que pour les très hautes latitudes ($\geq 70^\circ$ et $\leq -70^\circ$). Enfin, on observe une anti-corrélation au Nord-Est de l'Afrique.



(a) Pour les nuages d'eau liquide



(b) Pour les nuages de glace

FIGURE 4.8 – Coefficient de corrélation entre $\sigma_{P_{O_2}}$ et H pour les nuages monocouches en 2008.

En ce qui concerne les nuages de glace, le panneau 4.8b montre que les corrélations sont globalement moins bonnes : r est supérieur à 0,8 pour seulement 46 des 277 régions pour lesquelles il est défini (dans certaines zones comme aux hautes latitudes, il n'y a pas assez de nuages respectant nos critères pour calculer le coefficient de corrélation). C'est pourquoi, dans la suite de cette section, nous nous concentrons sur les nuages en phase liquide.

Pour résumer, dans le cas des nuages monocouches d'eau liquide, le coefficient de corrélation entre $\sigma_{P_{O_2}}$ et H est élevé pour la plupart des zones au-dessus des mailles de $10^\circ \times 20^\circ$ au-dessus des océans, et dans la moitié des cas au-dessus des terres émergées. Cette figure souligne l'importance de distinguer les deux types de surface dans la suite de notre étude.

4.4.2 Variabilité temporelle de la corrélation entre H et $\sigma_{P_{O_2}}$

Dans un second temps, nous étudions la variabilité temporelle de la relation entre $\sigma_{P_{O_2}}$ et H déduit des mesures de CPR/CALIOP. Nous avons calculé le coefficient de corrélation r mensuel moyen pour trois années de données (de 2007 à 2009) en utilisant la même procédure que celle décrite précédemment. Nous avons également déterminé la pente de la régression linéaire entre $\sigma_{P_{O_2}}$ et H lorsque r est supérieur ou égal à 0,8.

La figure 4.9a montre l'évolution du coefficient de corrélation r entre janvier 2007 et décembre 2009 pour les nuages monocouches d'eau liquide en distinguant les pixels situés au-dessus des continents et des océans dans les deux hémisphères. Cette figure démontre que la corrélation est temporellement robuste au-dessus des océans. On constate également que la corrélation demeure élevée au-dessus des terres émergées excepté durant les mois d'hiver de chaque hémisphère. Cette diminution de la corrélation peut être expliquée par les effets des surfaces continentales brillantes mal pris en compte par l'algorithme de la pression oxygène. Le nombre moins important de cas de nuages d'eau liquide au-dessus des terres émergées en hiver peut également justifier cette diminution. Ces raisons pourraient aussi expliquer les faibles corrélations que l'on observe au-dessus des continents sur la figure 4.8, particulièrement pour les hautes latitudes.

Les pentes moyennes mensuelles de la régression linéaire entre $\sigma_{P_{O_2}}$ et H pour l'année 2008 sont représentées sur la figure 4.9b et affichent une valeur moyenne de 3 hPa/km. Au-dessus des océans, la variabilité temporelle est assez faible puisque les pentes sont comprises entre 2 hPa/km et 3 hPa/km. De plus les variations sont similaires dans les deux hémisphères. En revanche, au-dessus des continents, il y a une forte variabilité dans les deux hémisphères et l'on observe notamment une croissance remarquable de la pente en fin d'année dans l'hémisphère Nord. Cette différence entre les deux types de surface peut être expliquée par la plus grande variabilité interannuelle de la couverture nuageuse au-dessus des continents qu'au-dessus des océans (Stubenrauch et al., 2006).

Ces variations temporelles de la pente, généralement peu éloignées de la valeur 3,2 hPa/km établie par Ferlay et al. (2010), suggèrent que la restitution de h à partir de $\sigma_{P_{O_2}}$ basée sur une paramétrisation unique devrait produire de meilleurs résultats au-dessus des océans qu'au-dessus des continents.

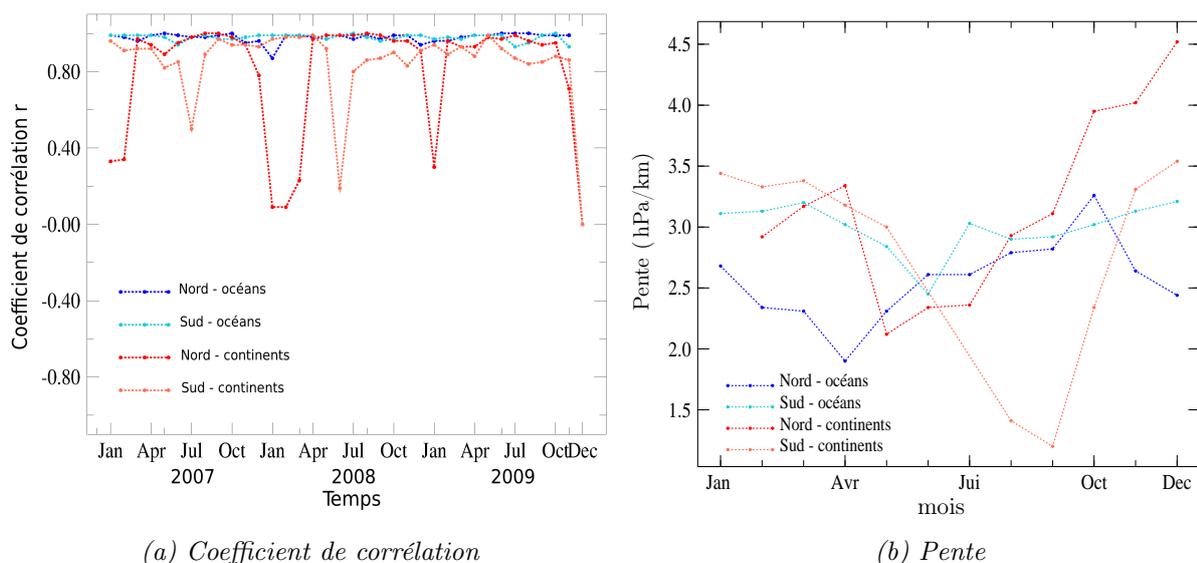


FIGURE 4.9 – Variabilité temporelle du coefficient de corrélation (a) et de la pente (b) entre $\sigma_{P_{O_2}}$ et H . Pour le coefficient de corrélation, l'évolution temporelle couvre les années 2007, 2008 et 2009, tandis que pour la pente, l'évolution temporelle n'est représentée que sur l'année 2008. Cas des nuages monocouches pour lesquels $\tau \geq 5$ et $cc \geq 0,95$ en 2008.

Cette étude temporelle et spatiale de la relation entre $\sigma_{P_{O_2}}$ et h permet de souligner la robustesse et l'universalité de la corrélation entre $\sigma_{P_{O_2}}$ et h . Cependant, les figures ont montré l'importance de prendre en compte le type de surface pour l'inversion de h . De plus, afin d'aller plus loin, il paraît nécessaire de considérer la dépendance de cette relation aux paramètres de la scène.

4.4.3 Dépendances angulaire et à l'épaisseur optique du nuage

Les deux paragraphes précédents ont montré les caractéristiques spatiales et temporelles de la corrélation entre l'épaisseur géométrique du nuage et l'écart-type angulaire de la pression oxygène. Ceci permet de comprendre pourquoi l'étude de Ferlay et al. (2010) mène à une méthode acceptable pour restituer une valeur moyenne de h . Néanmoins, des simulations antérieures ainsi que le paragraphe 4.3 ont montré l'influence de l'épaisseur optique du nuage ainsi que de l'angle zénithal solaire sur la pression oxygène. Ces paramètres affectent également la relation entre $\sigma_{P_{O_2}}$ et CPR/CALIOP H , et ces dépendances doivent donc être prises en compte afin d'améliorer la restitution de h à partir des mesures de POLDER/PARASOL dans la bande A de l'oxygène.

Afin d'améliorer la restitution de h à partir de $\sigma_{P_{O_2}}$, nous avons construit des paramétrisations prenant en considération l'épaisseur optique nuageuse τ ainsi que le cosinus de l'angle solaire zénithal μ_s . Nous avons trié les pixels en dix classes au-dessus des océans, comme illustré sur la figure 4.10 et en six classes au-dessus des continents. La figure 4.10 montre l'amplitude de cette dépendance ainsi que la complexité de la relation entre $\sigma_{P_{O_2}}$ et H . Pour une valeur donnée de $\sigma_{P_{O_2}}$, on observe plusieurs valeurs de H pour différentes classes de cosinus de l'angle solaire

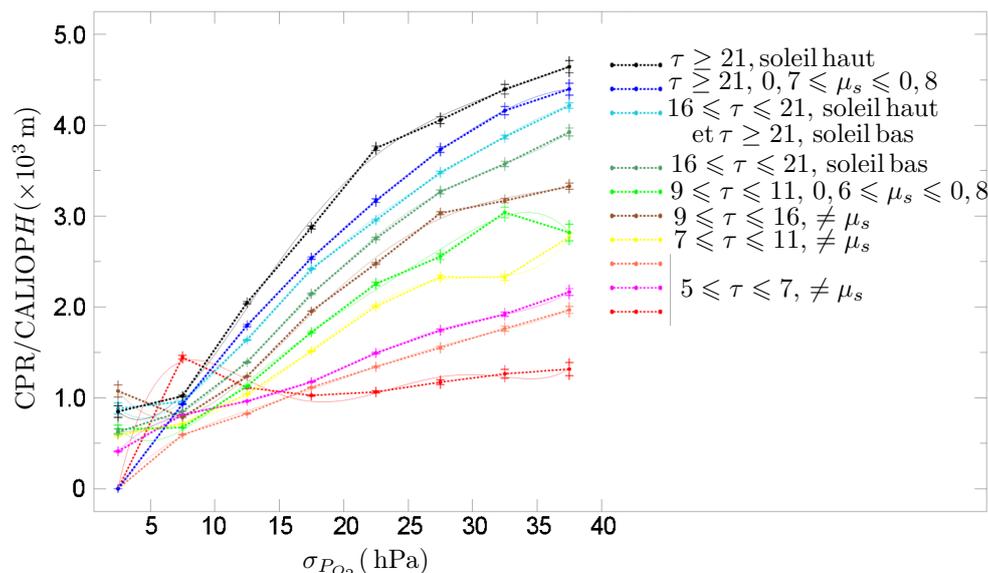


FIGURE 4.10 – Relation moyenne $(H, \sigma_{P_{O_2}})$ et fits d'ordre 5 par classes de μ_s et de τ . Cas des nuages monocouches en 2008 au-dessus des océans et pour lesquels $\tau \geq 5$ et $cc \geq 0,95$.

zénithal μ_s et d'épaisseur optique nuageuse τ . Par exemple, un nuage optiquement fin avec une extension verticale limitée présente la même valeur de $\sigma_{P_{O_2}}$ qu'un nuage optiquement épais avec une épaisseur géométrique élevée. La figure montre que les meilleures sensibilités de H à $\sigma_{P_{O_2}}$, et donc les meilleures restitutions possibles de h , correspondent à des nuages optiquement épais éclairés un soleil haut ($0,8 \leq \mu_s \leq 0,95$). Au contraire, la sensibilité est très basse dans le cas de nuages optiquement fins ($\tau \leq 7$). Des régressions d'ordre 5 ont été obtenues et fournissent un ensemble de coefficients reliant $\sigma_{P_{O_2}}$ à H pour chaque classe (μ_s, τ) . Les résultats de l'utilisation de ces régressions sont discutés dans la section 4.5.

4.5 Détermination de l'extension verticale des couches nuageuses : synthèse

Nous avons décrit deux manières de restituer l'extension verticale des nuages à partir des mesures de l'instrument POLDER3. La première tire avantage des estimations des pressions décrites dans la section 4.3. En effet, les pressions de sommet et de milieu de la couche nuageuse peuvent être converties en altitude, et leur différence fournit la moitié de l'extension verticale du nuage. Cette méthode est ici appliquée aux nuages d'eau liquide ainsi qu'aux nuages de glace. La seconde méthode est basée sur la corrélation entre l'écart-type angulaire de la pression oxygène $\sigma_{P_{O_2}}$ et l'épaisseur géométrique du nuage h . Comme nous l'avons décrit dans le paragraphe 4.4.3, une paramétrisation en fonction de μ_s et de τ rend possible la restitution de h à partir de $\sigma_{P_{O_2}}$. Pour l'instant nous n'appliquons cette méthode qu'aux nuages d'eau liquide. Dans la suite, nous noterons $H_{\Delta P}$ l'extension verticale du nuage retrouvée à partir de la différence de pressions et H_{σ} l'extension verticale restituée à partir de $\sigma_{P_{O_2}}$. En ce qui concerne les nuages d'eau liquide,

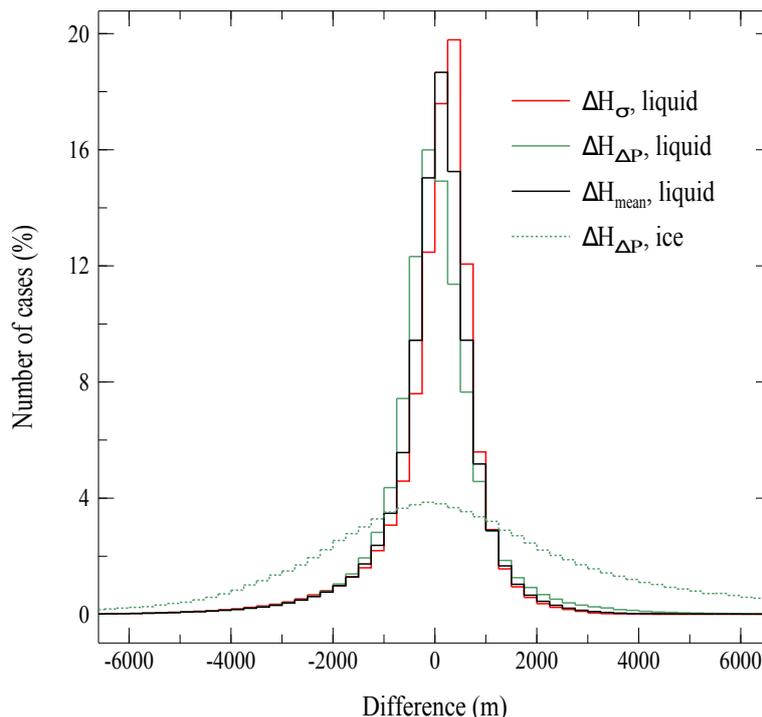


FIGURE 4.11 – Histogramme de la différence entre CPR/CALIOP H et le h restitué pour les nuages en phase liquide (trait plein) et en phase glace (trait pointillé) au-dessus des océans en 2008. Pour la courbe rouge (verte), h a été restitué à partir de $\sigma_{P_{O_2}}$ (à partir de ΔP). Dans le cas des nuages d'eau liquide, la courbe noire montre la différence entre la restitution moyenne H_{moyen} et H .

la grandeur H_{moyen} représente la moyenne de H_σ et de $H_{\Delta P}$.

Pour les nuages d'eau liquide, l'histogramme de $\Delta H_\sigma = H_\sigma - H$ est quasiment centré en 0 : $\overline{\Delta H_\sigma} = 5$ m avec un écart-type ET=964 m et une médiane MD=180 m. L'histogramme de $\Delta H_{\Delta P} = H_{\Delta P} - H$ est légèrement décentré : $\overline{\Delta H_{\Delta P}} = -12$ m, ET=1193 m. En revanche la médiane est plus basse (MD=-21 m). Pour ΔH_{moyen} , $\overline{\Delta H_{moyen}} = -17$ m, ET=983 m et MD=73 m, ce qui indique que les extensions verticales restituées par les méthodes sont cohérentes pixel à pixel. Les résultats sont résumés dans le tableau 4.1.

En ce qui concerne les nuages d'eau liquide situés au-dessus des continents, l'histogramme n'est pas représenté mais les caractéristiques des estimations sont également données dans le tableau 4.1. Les moyennes des différences sont assez différentes : $\overline{\Delta H_\sigma} = 23$ m et $\overline{\Delta H_{\Delta P}} = -272$ m. Dans ce cas, définir une estimation moyenne H_{moyen} ne paraît pas pertinent puisque $\overline{\Delta H_{moyen}} = -138$ m, $\overline{\Delta H_{moyen}}$ s'écarte beaucoup plus de 0 que $\overline{\Delta H_\sigma}$. Pour les nuages de glace situés au-dessus des océans, $\overline{H_{\Delta P}} = 1580$ m avec un écart-type ET=5803 m et une médiane MD=-26 m. Ces valeurs sont assez élevées par rapport à celles obtenues pour les nuages en phase liquide, cependant les nuages de glace présentent généralement des extensions verticales bien plus importantes que les nuages d'eau liquide. Par conséquent, par rapport à l'extension verticale des nuages de glace, les différences obtenues sont relativement peu élevées. En ce qui concerne les nuages de glace situés au-dessus des continents, l'histogramme des différences est plus étroit que

Nuages d'eau liquide						
Océans			Continents			
Méthode	ΔH	ET	MD	ΔH	ET	MD
$\sigma_{P_{O_2}}$	5	964	180	23	1146	300
ΔP	-12	1193	-21	-272	1425	-202
Moyenne	-17	983	73	-138	1186	61
Nuage de glace						
Océans			Continents			
Méthode	ΔH	ET	MD	ΔH	ET	MD
ΔP	1580	5803	-26	857	4859	-227

TABLE 4.1 – Statistiques de la restitution de l'extension verticale des nuages pour les nuages d'eau liquide et de glace en 2008, au-dessus des océans et des continents. $\Delta H = H_{\text{retrouvé}} - H$ pour les différentes méthodes de restitution. ET (resp. MD) signifie écart-type (resp. médiane). Toutes les valeurs sont en mètres.

pour celui des nuages de glace situés au-dessus des océans. Ceci est en partie dû à la population nuageuse, qui présente plus de nuages avec une extension verticale inférieure à 7000 m et moins de nuages avec h supérieur à 10000 m.

D'après les résultats obtenus avec $H_{\Delta P}$ et H_{σ} pour les nuages d'eau liquide, l'estimation de l'extension verticale des nuages H_{σ} paraît en moyenne légèrement plus performante. La différence de performance est plus importante pour les scènes nuageuses au-dessus des continents. Ceci sera confirmé par les études statistiques temporelles présentées dans le chapitre suivant. En ce qui concerne les nuages de glace, la seule estimation actuelle de l'extension verticale est $H_{\Delta P}$ basée sur la différence de pressions CMOP et CTOP.

4.6 Conclusion

Dans ce chapitre, nous montrons la possibilité d'estimer les pressions de sommet (CTOP) et de milieu (CMOP) des nuages monocouches à partir des mesures du radiomètre POLDER. Ces pressions sont obtenues à partir de paramétrisations prenant en considération l'épaisseur optique nuageuse τ ainsi que le cosinus de l'angle solaire zénithal μ_s . Présentées par classes de nuages de l'ISCCP, les performances de CTOP et CMOP sont encourageantes. Pour les nuages présentant une extension verticale importante (nuages de convection profonde, cirrostratus, altostratus), CTOP apparaît très proche de la pression de sommet. En ce qui concerne les nuages bas (CTP ≥ 680 hPa), les restitutions de pressions par POLDER tendent à légèrement sous estimer les pressions réelles.

A partir de la différence entre CTOP et CMOP, il est possible de déduire une première estimation de l'extension verticale des nuages h , $H_{\Delta P}$. Cependant, $H_{\Delta P}$ peut souffrir de l'addition des biais observés sur CTOP et CMOP.

Une seconde estimation de h , H_{σ} est obtenue directement à partir de la corrélation entre

l'écart-type angulaire de la pression oxygène $\sigma_{P_{O_2}}$ et H . Une analyse détaillée de cette corrélation a montré qu'elle était complexe mais également robuste spatialement et temporellement pour les nuages d'eau liquide et particulièrement au-dessus des océans. Cette étude a également permis de construire des paramétrisations dépendantes de μ_s et de τ pour les nuages d'eau liquide au-dessus des océans et des continents, qui permettent de restituer une estimation de h à partir de $\sigma_{P_{O_2}}$. Nous obtenons donc deux estimations de h , H_σ et $H_{\Delta P}$ pour les nuages d'eau liquide, tandis que pour les nuages de glace l'extension verticale des nuages est uniquement estimée par $H_{\Delta P}$.

Chapitre 5

Evaluation des nouveaux produits POLDER

5.1 Introduction

Dans les deux chapitres précédents, nous avons décrit de nouveaux algorithmes permettant de retrouver des informations sur la structure verticale des nuages à partir de mesures de l'instrument POLDER. Nous avons ainsi établi deux indicateurs du caractère monocouche ou multicouche des situations nuageuses, et dans le cas des nuages monocouches, nous proposons une estimation des pressions de sommet et de milieu des nuages ainsi que de leur extension verticale. Les paramétrisations permettant de retrouver ces produits ont été construites en s'appuyant sur les informations données par les instruments à rayonnement actif CALIOP et CPR en se restreignant aux pixels POLDER situés sous la trace de ces instruments.

Les premiers résultats que nous avons présentés sont encourageants. En effet, dans la section 3.4, les représentations cartographiques des indicateurs multicouches POLDER_σ et POLDER_Φ ont montré des produits spatialement homogènes, cohérents avec des produits géophysiques. De plus, la comparaison des pressions CTOP et CTP et CMOP et CMP pour les principales classes de l'ISCCP s'est révélée cohérente.

Néanmoins, il convient également de vérifier que nos résultats sont bons statistiquement en vue d'une utilisation généralisée sous et en dehors de la trace de CALIOP et CloudSat. De plus, il serait intéressant de connaître les limites des produits monocouches, notamment lorsqu'ils sont appliqués à des situations multicouches. Pour cela, nous évaluons d'abord les performances de nos produits de manière statistique. Nous évaluons ainsi les performances de nos produits pour toute l'année 2008 puis pour plusieurs années. Enfin, nous comparons nos produits pixel à pixel avec ceux de CALIOP/CPR et MODIS pour plusieurs cas d'études.

5.2 Evaluation statistique

5.2.1 Indicateur monocouche/multicouche

5.2.1.1 Risque réel et confiance

Dans le chapitre 3, nous avons construit deux indicateurs permettant de discriminer les situations nuageuses monocouches et multicouches. L'analyse statistique des résultats permet de rendre compte des performances de ces indicateurs. Les résultats peuvent être étudiés de différentes manières :

- en estimant le risque réel pris lors de l'attribution du caractère monocouche ou multicouche à un pixel. Cela revient à évaluer le nombre de fois où l'arbre de décision « classe » mal un cas.
- en calculant la confiance à un qualificatif « mono » ou « multi », c'est à dire évaluer la probabilité qu'une situation nuageuse soit monocouche (resp. multicouche) lorsque l'indicateur la désigne monocouche (resp. multicouche).

Pour calculer ceux-ci, il est nécessaire de construire la matrice de confusion M de la règle de classification (déjà mentionnée dans le paragraphe 3.3.3, tableau 3.4). Cette matrice permet de comparer les résultats à la « vérité » donnée par CloudSat/CALIPSO. Dans notre cas, les résultats du test de classification ne sont pas binaires, on obtient un indice de confiance qui peut prendre des valeurs comprises entre 0 et 100. On considère qu'un cas est multicouche si l'indice multicouche qui lui est attribué est supérieur à une valeur seuil et qu'il est monocouche si l'indice est inférieur à cette valeur. Par exemple, pour un seuil qui vaut 30, les matrices de confusion pour les indicateurs $POLDER_{\sigma}$ et $POLDER_{\Phi}$ sont résumées dans les tableaux 5.1 et 5.2. On rappelle que l'on note $POLDER_{\sigma}$ l'indicateur multicouche de POLDER issu de l'arbre de décision commençant par un filtre sur $\sigma_{P_{O_2}}$ et $POLDER_{\Phi}$, celui issu de l'arbre de décision débutant par un filtre sur la phase thermodynamique.

Si toutes les erreurs sont considérées comme également graves, la somme des termes non diagonaux de la matrice M , divisée par la taille de l'ensemble de données, est une estimation du risque réel.

$$R_{réel} = \frac{\sum_{i \neq j} M(i, j)}{t} = \frac{(FP) + (FN)}{t} \quad (5.1)$$

La confiance dans le qualificatif « monocouche » (resp. « multicouche ») est obtenue en divisant le nombre de vrais positifs (resp. de vrais négatifs) par le nombre de positifs estimés (resp. de négatifs estimés).

$$C_{mono} = \frac{VP}{PE} = \frac{VP}{VP + FP}, \quad C_{mult} = \frac{VN}{NE} = \frac{VN}{VN + FN} \quad (5.2)$$

Pour l'indicateur $POLDER_{\sigma}$, la confiance dans la qualification « monocouche » est de 84,5%, tandis la confiance dans la qualification « multicouche » est de 47,9%. Par conséquent, $POLDER_{\sigma}$ identifie trop de situations multicouches (136,7 contre 100). Quand au risque réel, il vaut 38,9%.

Classe estimée \ Classe réelle	Monocouches (P)	Multicouches (N)	Somme
	Monocouches	1 244 516 (VP)	228 271 (FP)
Multicouches	1 357 011 (FN)	1 245 462 (VN)	2 602 473 (NE)
Somme	2 601 527	1 473 733	4 075 260

(a) En valeur absolue

Classe estimée \ Classe réelle	Monocouches	Multicouches	Somme
	Monocouches	47,8	15,5
Multicouches	52,2	84,5	136,7
Somme	100	100	200

(b) En pourcentage

TABLE 5.1 – Matrice de confusion de l'indicateur monocouche/multicouche $POLDER_{\sigma}$ pour un seuil à 30 et pour l'année 2008. VP (resp. VN) signifie « vrais positifs » (resp. « vrais négatifs ») FP (resp. FN) signifie « faux positifs » (resp. « faux négatifs ») et PE (resp. NE) signifie « positifs estimés » (resp. « négatifs estimés »).

En ce qui concerne l'indicateur $POLDER_{\Phi}$, celui-ci classe convenablement 70% des cas monocouches et 63% des cas multicouches. Le risque réel vaut alors 36,8%. La distinction par $POLDER$ du caractère monocouche ou multicouche d'un pixel avec un seuil de 30 semble donc meilleure avec l'indicateur $POLDER_{\Phi}$ qu'avec l'indicateur $POLDER_{\sigma}$, les confiances étant plus équilibrées et le risque réel plus faible.

5.2.1.2 Effet du choix du seuil sur l'indicateur $POLDER_{\sigma}$

La question du choix du bon seuil dépend de l'application. Par exemple, nous avons vu précédemment que si le seuil vaut 30, beaucoup de nuages monocouches sont désignés comme multicouches par la classification $POLDER_{\sigma}$ (environ 52%). Cette faiblesse de détection des nuages monocouches paraît problématique alors que des produits « monocouches » ont été mis au point. Pour faire le choix du bon seuil de distinction, on calcule le risque réel en fonction de la valeur du seuil. Ces variations sont représentées sur la figure 5.1. On constate que le risque réel est globalement plus faible et donc plus intéressant pour l'indicateur $POLDER_{\sigma}$. Ces observations confortent la robustesse de la méthode basée sur le contenu en information sur laquelle nous nous sommes basés pour construire cet arbre de décision.

D'autre part, le risque réel est minimisé pour un seuil à 52, et localement pour la valeur 44. Pour la valeur de seuil de 52, la matrice de confusion (cf. tableau 5.3) donne les résultats suivants : 89% des nuages monocouches et 46% des cas multicouches sont bien classés. Les confiances dans les caractères monocouche et multicouche valent respectivement 74,5% et 70,8%. Le risque réel

Classe estimée \ Classe réelle	Monocouches	Multicouches	Somme
	Monocouches	1 457 320	353 816
Multicouches	1 144 207	1 119 917	2 264 124
Somme	2 601 527	1 473 733	4 075 260

(a) En valeur absolue

Classe estimée \ Classe réelle	Monocouches	Multicouches	Somme
	Monocouches	56,0	24,0
Multicouches	44,0	76,0	120,0
Somme	100	100	200

(b) En pourcentage

TABLE 5.2 – Matrice de confusion de l'indicateur monocouche/multicouche $POLDER_{\Phi}$ pour un seuil à 30 et pour l'année 2008.

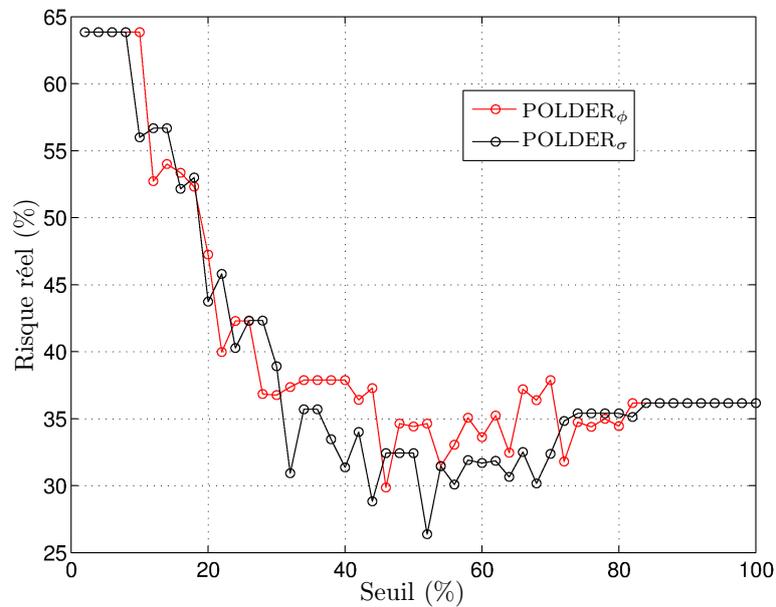


FIGURE 5.1 – Evolution du risque réel des indicateurs $POLDER_{\sigma}$ et $POLDER_{\Phi}$ en fonction du seuil en 2008.

Classe estimée \ Classe réelle	Monocouches	Multicouches	Somme
	Monocouches	2 321 366	794 208
Multicouches	280 161	679 525	959 686
Somme	2 601 527	1 473 733	4 075 260

(a) En valeur absolue

Classe estimée \ Classe réelle	Monocouches	Multicouches	Somme
	Monocouches	89,2	53,9
Multicouches	10,8	46,1	56,9
Somme	100	100	200

(b) En pourcentage

TABLE 5.3 – Matrice de confusion de l'indicateur monocouche/multicouche $POLDER_{\sigma}$ pour un seuil à 52 et pour l'année 2008

vaut 26,4%. Pour la valeur de seuil 44 (cf. tableau 5.4), 79,7% des situations monocouches et 56% des situations multicouches sont bien classées. Les confiances dans les caractères monocouche et multicouche valent respectivement 76,2% et 61,1%. Le risque réel vaut 28,8 %. Les seuils 52 et 44 semblent donc être de bons choix même si le seuil 44 donne des confiances plus équilibrées .

Pour l'indicateur $POLDER_{\Phi}$ qui semble moins performant, mais que nous étudierons dans les cas d'étude, le risque réel est minimisé pour un seuil à 46.

A titre comparatif, nous avons établi la matrice de confusion de l'indicateur monocouche/multicouche de l'instrument MODIS. Cet indicateur vaut 1 si le nuage est identifié comme monocouche et prend des valeurs comprises entre 2 et 8 lorsque une situation multicouche est détectée (Wind et al., 2010). Le tableau 5.5 montre que l'indicateur de MODIS classe correctement 84% des cas monocouches et 38% des cas multicouches. Cela signifie que cet indicateur n'identifie pas suffisamment de situations multicouches, d'ailleurs la confiance dans le caractère monocouche vaut 70,4% et celle dans le caractère multicouche vaut 57,3%. Le risque réel vaut 32,7%.

5.2.1.3 Climatologie retrouvée

Au début du chapitre 3, nous avons présenté quelques éléments de climatologie et notamment l'occurrence des situations nuageuses monocouches et multicouches en fonction de la latitude. Ces résultats étaient basés sur la « vérité » donnée par les instruments CPR et CALIOP. Nous établissons ici la même climatologie en nous basant sur l'indicateur multicouche $POLDER_{\sigma}$. Les résultats les plus intéressants sont obtenus pour un seuil de 44. La proportion de nuages monocouches par bandes de 5 ° de latitude est représentée sur la figure 5.2. Pour comparaison, nous avons également représenté les proportions retrouvées par CPR et CALIOP. On constate que

Classe estimée \ Classe réelle	Monocouches	Multicouches	Somme
	Monocouches	2 074 098	646 857
Multicouches	527 429	826 876	1 354 305
Somme	2 601 527	1 473 733	4 075 260

(a) En valeur absolue

Classe estimée \ Classe réelle	Monocouches	Multicouches	Somme
	Monocouches	79,7	43,9
Multicouches	20,3	56,1	76,4
Somme	100	100	200

(b) En pourcentage

TABLE 5.4 – Matrice de confusion de l'indicateur monocouche/multicouche $POLDER_{\sigma}$ pour un seuil à 44 et pour l'année 2008

Classe estimée \ Classe réelle	Monocouches	Multicouches	Somme
	Monocouches	2 188 024	918 922
Multicouches	413 503	554 811	968 314
Somme	2 601 527	1 473 733	4 075 260

(a) En valeur absolue

Classe estimée \ Classe réelle	Monocouches	Multicouches	Somme
	Monocouches	84,1	62,3
Multicouches	15,9	37,7	53,6
Somme	100	100	200

(b) En pourcentage

TABLE 5.5 – Matrice de confusion de l'indicateur monocouche/multicouche MODIS pour l'année 2008.

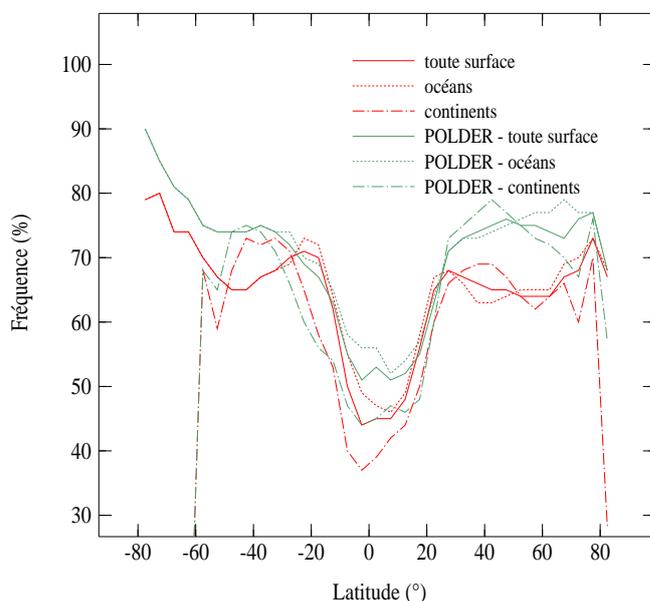


FIGURE 5.2 – Occurrence zonale (en %) des nuages monocouches pendant la journée en 2008 à partir du produit 2B-GEOPROF-LIDAR (courbes rouges) et de l'indicateur $POLDER_{\sigma}$ (courbes vertes) avec un seuil à 44. Les proportions sont représentées pour tout le globe (traits pleins), pour les surfaces océaniques (traits pointillés) ainsi que pour les surfaces continentales (traits mixtes). L'information sur le géotype provient de POLDER.

l'indicateur $POLDER_{\sigma}$ permet de retrouver les mêmes tendances dans l'occurrence des situations monocouches que celles indiquées par CPR/CALIOP. L'occurrence des situations monocouches est la plus élevée aux latitudes supérieures à 20° au Nord et au Sud. Elle est cependant légèrement plus élevée selon POLDER (globalement entre 70% et 80%) que selon CPR/CALIOP (entre 60% et 70%). Dans les zones tropicales, on observe bien la décroissance de la proportion des nuages monocouches (55%), également indiquée par CPR et CALIOP. Il est très intéressant qu'un indicateur multicouche POLDER puisse fournir avec réalisme les grandes tendances de cette climatologie.

5.2.1.4 Evolution temporelle du risque réel

Afin de s'assurer que l'indice multicouche que nous avons établi restait stable dans le temps, nous avons tracé l'évolution temporelle du risque réel que nous avons défini dans le paragraphe précédent, mois par mois entre 2007 et 2011. Afin d'avoir suffisamment de cas pour chaque mois, les données sont regroupées selon le principe d'une « fenêtre glissante » de trois mois.

On constate que le risque réel est assez stable puisque pour l'arbre $POLDER_{\sigma}$, le risque varie de 30% à 33,5% pour le seuil à 52 et de 33% à 35% pour le seuil à 44. Ceci conforte l'hypothèse selon laquelle le seuil à 52 serait meilleur.

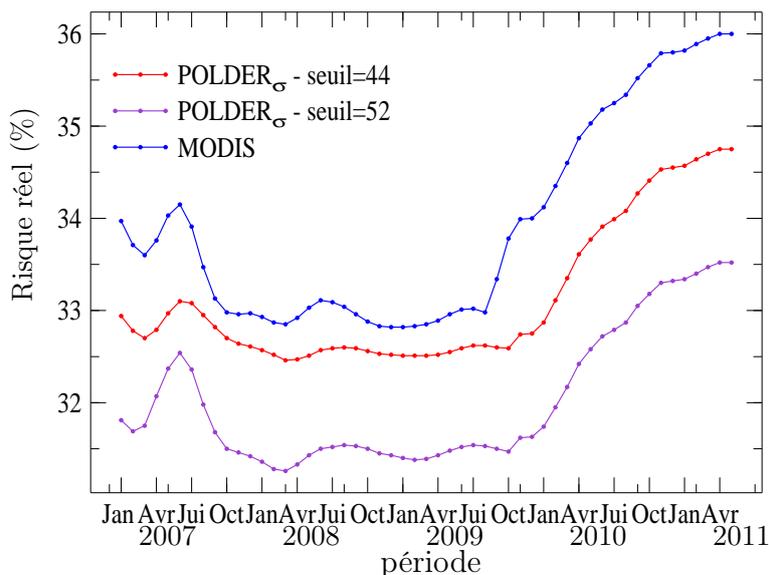


FIGURE 5.3 – Evolution temporelle du risque réel mensuel entre 2007 et 2011, pour différents seuils sur l'indice multicouche $POLDER_{\sigma}$ ainsi que l'indicateur multicouche MODIS.

A titre comparatif, nous avons calculé le risque réel de l'indicateur multicouche de MODIS. Cet indicateur varie de 1 à 8, 1 indiquant un nuage monocouches et les valeurs 2 à 8 désignant une situation multicouche avec une confiance croissante. Pour le calcul du risque réel, nous avons considéré que la valeur un indiquait une situation monocouche et qu'une valeur supérieure ou égale à deux signifiait une situation multiocouche. Le risque réel de l'indicateur multicouche MODIS varie 33% à 36%. Le risque réel apparaît donc stable au cours du temps bien qu'il augmente d'environ 2% à partir du mois de novembre 2009. Cette augmentation, assez faible, est probablement due au changement de configuration angulaire de la scène puisque c'est à cette période que le satellite PARASOL est sorti du train pour la première fois.

5.2.2 Produits monocouches

5.2.2.1 Scores

5.2.2.1.1 Scores obtenus par CTOP

Afin d'évaluer les nouveaux produits POLDER permettant de restituer certaines caractéristiques macrophysiques des nuages monocouches, nous avons calculé leur score. Celui-ci est défini comme étant le nombre d'occurrences où CTOP (Cloud Top Oxygen Pressure) est éloigné d'une valeur donnée de la pression de sommet fournie par CPR/CALIOP. Le score consiste donc en une confiance dans la pression de sommet restituée pour une certaine erreur. Les panneaux gauche de la figure 5.4 montrent les scores obtenus au-dessus des océans pour différentes classes de pressions de sommet CTP. Les histogrammes de CTP sont donnés en unités arbitraires afin de visualiser la distribution des pressions.

En ce qui concerne les nuages d'eau liquide (cas 5.4a), les scores, représentés sur le panneau gauche, correspondent à une erreur de 30 hPa. Pour les nuages de glace, l'erreur est de 50 hPa.

On constate que les scores les plus élevés sont obtenus pour les valeurs de CTP correspondantes au pic de l'histogramme. Cela est logique puisque CTOP est calculé à partir de paramétrisations statistiques.

Pour les nuages d'eau liquide, le score obtenu par CTOP est légèrement plus élevé que celui obtenu par CTP MODIS pour des pressions inférieures à 600 hPa. Cependant, pour la plupart des cas le score du CTOP est largement meilleur que celui du CTP MODIS, puisqu'il atteint 50% pour des pressions proches de 850 hPa voire même 65% pour les nuages dont la pression est proche de 950 hPa alors que le score du CTP MODIS atteint 35% au maximum.

Les scores globaux pour toutes les classes de CTP, représentés sur le panneau droit de la figure 5.4a, sont meilleurs pour CTOP que pour CTP MODIS, quelque soit l'erreur donnée. Ainsi pour une erreur de 30 hPa, le score obtenu par CTOP est de 45% alors que celui atteint par CTP MODIS est de 25%, de même, pour une erreur de 50 hPa, les scores sont respectivement de 65% et 40% pour CTOP et CTP MODIS. Ces observations confirment à nouveau le problème avec la restitution de la pression de sommet des nuages avec la collection 5 des produits MODIS pour les nuages bas.

En ce qui concerne les nuages de glace, le panneau gauche de la figure 5.4b montre, que pour une erreur de 50 hPa, les scores obtenus par CTP MODIS sont significativement meilleurs que ceux atteints par CTOP lorsque les pressions sont inférieures à 200 hPa. Par ailleurs, les scores du CTP MODIS et du CTOP sont globalement assez proches, les scores obtenus par CTOP étant légèrement meilleurs, particulièrement pour de faibles altitudes (pressions élevées).

Le panneau droit de la figure 5.4b représente les scores globaux pour les nuages de glace. Ceux-ci sont légèrement meilleurs pour CTOP que pour CTP MODIS, particulièrement pour des erreurs inférieures à 80 hPa. Ainsi, pour une erreur de 40 hPa, les scores obtenus par CTOP et CTP MODIS sont respectivement de 48% et de 38%.

5.2.2.1.2 Scores obtenus par H

De la même manière que pour l'estimation de la pression de sommet des nuages, nous calculons le score obtenu par l'estimation de l'extension verticale des nuages déduites de mesures de POLDER. Le score est défini comme étant le nombre d'occurrences d'estimation de h éloignées d'un pourcentage donné de la valeur H restituée par CPR/CALIOP. Le score correspond donc à la confiance que nous avons dans la restitution de l'épaisseur géométrique pour une erreur donnée.

Les scores globaux pour toutes les classes d'épaisseur géométrique sont donnés sur la figure 5.5 pour les nuages d'eau liquide et de glace ainsi que pour différentes erreurs comprises entre 5% et 100%. Les scores sont plus élevés pour les nuages de glace. Le fait que l'épaisseur géométrique des nuages de glace soit généralement beaucoup plus importante que celle des nuages d'eau liquide explique en partie cette différence. Les scores sont également moins élevés au-dessus des terres émergées qu'au-dessus des océans. Par exemple, la figure 5.5 montre que les scores atteints par l'estimateur POLDER de h sont, pour une erreur de 30%, autour de 70%, 60%, 40% et 30%

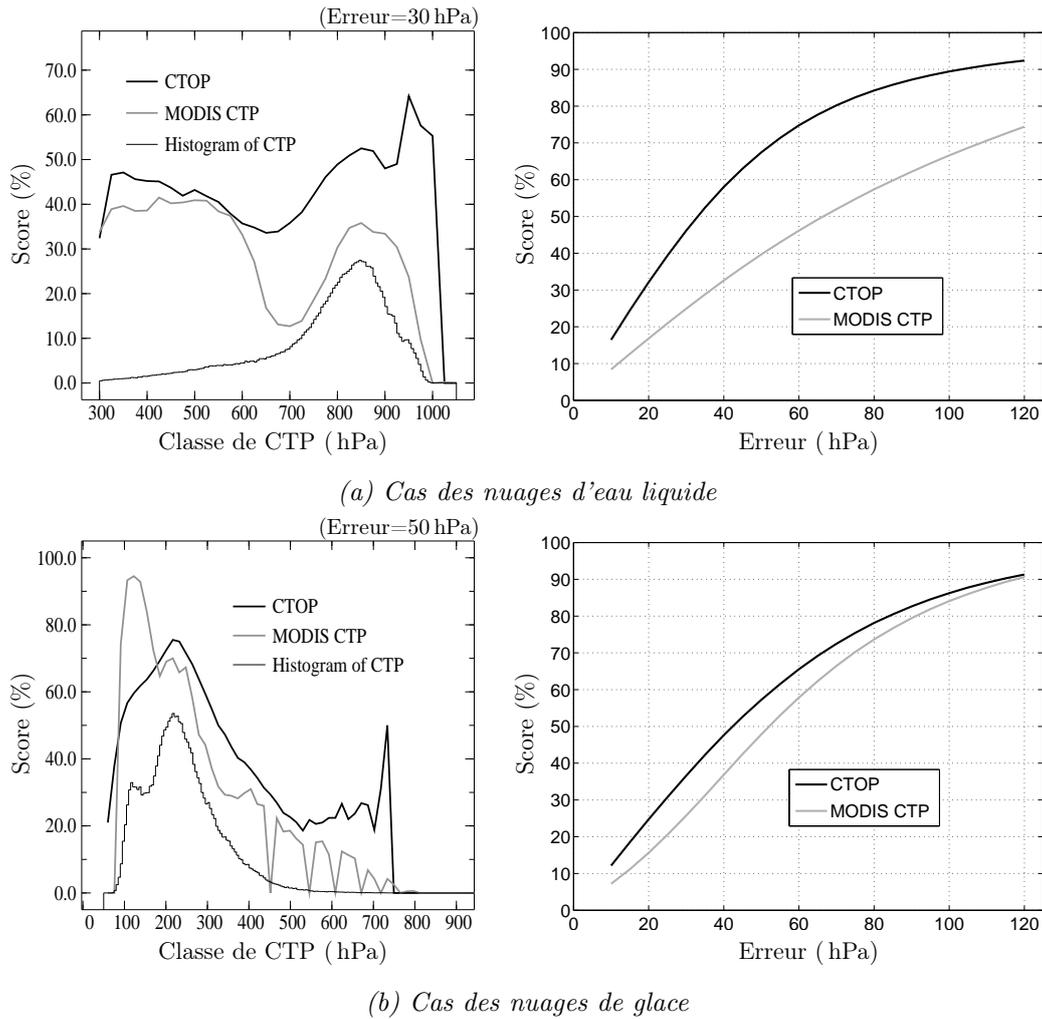


FIGURE 5.4 – Scores obtenus en 2008 par les pressions CTOP (trait épais noir) et CTP MODIS (trait épais gris) pour les nuages d'eau liquide (cas (a)) et de glace (cas (b)) au-dessus des océans.

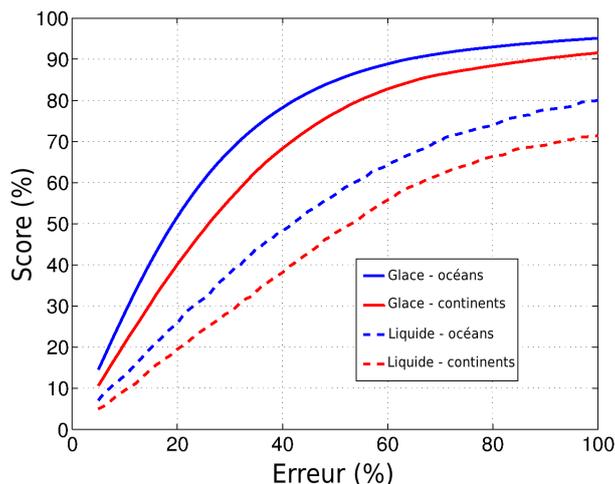


FIGURE 5.5 – Scores obtenus en 2008 pour l'estimateur POLDER de l'épaisseur géométrique des nuages pour les nuages d'eau liquide (trait pointillé) et pour les nuages de glace (trait plein) au-dessus des océans (bleu) et des continents (rouge)

pour, respectivement, les nuages de glace au-dessus des océans et des terres émergées, et pour les nuages d'eau liquide au-dessus des mêmes surface. Toujours sur la figure 5.5, un score de 50% est observé pour une erreur de 20%, 26%, 42% et 53% pour les mêmes cas.

5.2.2.2 Evolution temporelle

5.2.2.2.1 Pression oxygène de sommet

Les figures 5.6 et 5.7 montrent l'évolution des pressions moyennes mensuelles (pression de sommet CTP, pression de sommet MODIS CTP MODIS, pression oxygène P_{O_2} et pression oxygène de sommet CTOP) ainsi que les différences relatives moyennes mensuelles entre CTOP et CTP et entre CTP MODIS et CTP entre 2007 et 2011. Nous avons distingué les nuages en phase liquide et glace ainsi que les pixels situés au-dessus des océans et ceux situés au-dessus des continents.

La base de données utilisée pour réaliser ces statistiques est la même que celle décrite dans le chapitre 4, c'est à dire que nous avons retenu les nuages monocouches ($n = 1$), pour lesquels la couverture fractionnaire est proche de l'unité (POLDER $cc \geq 0,95$) et qui sont suffisamment épais optiquement ($\tau \geq 5$). La phase thermodynamique est similaire selon POLDER et MODIS, et l'information sur le type de surface provient de l'indice géotype de POLDER. Afin d'avoir un échantillon suffisamment important pour chaque mois, les données sont regroupées selon le principe d'une « fenêtre glissante » de trois mois. Cependant, il est à noter que le radar CloudSat n'a pas fonctionné pendant près de 6 semaines en décembre 2009 et janvier 2010 (7/12/2009-16/01/2010) suite à une anomalie de batterie. Cette absence de données impacte les mois de novembre 2009 à janvier 2010, en effet les statistiques de ces périodes ne sont pas représentatifs de l'ensemble de la fenêtre de trois mois. Enfin, rappelons que le satellite PARASOL a subi

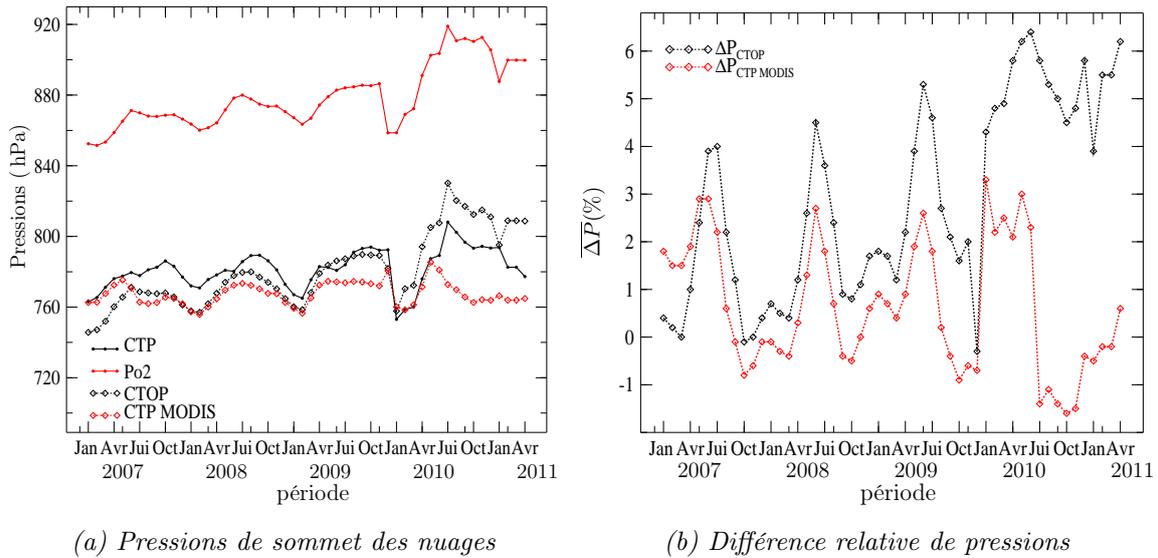
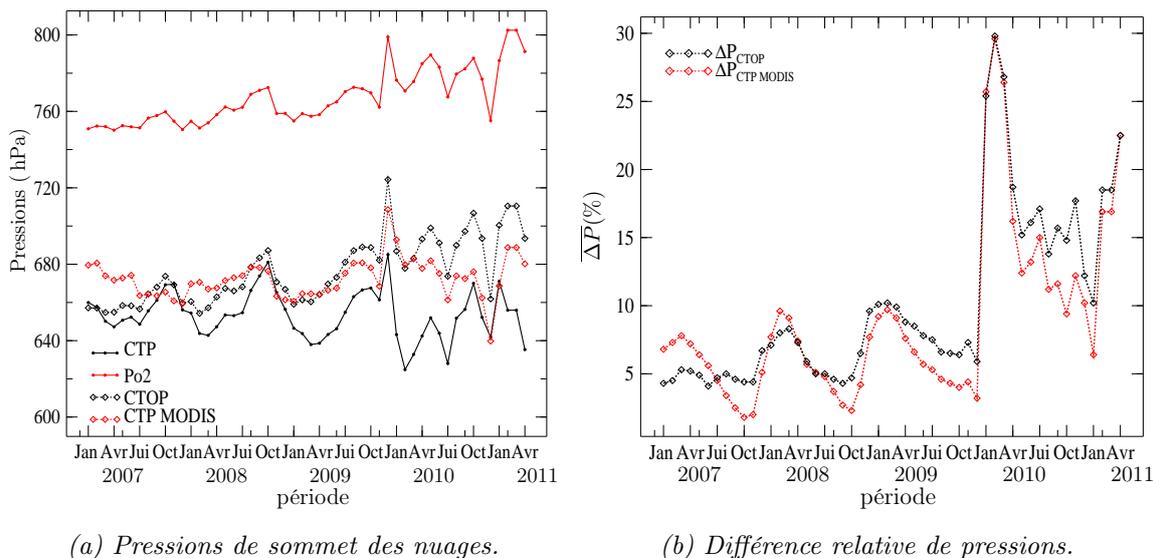


FIGURE 5.6 – Evolutions temporelles des pressions nuageuses moyennes mensuelles et des différences relatives moyennes mensuelles de pressions pour les nuages d'eau liquide au-dessus des océans.

deux abaissement successifs de son orbite en décembre 2009 puis en novembre 2011. Ces deux manoeuvres ont eu pour effet de modifier l'alignement de PARASOL avec les autres satellites de l'A-Train. Par conséquent, à partir de décembre 2009, le nombre de pixels colocalisés entre les instruments POLDER, CALIOP, CloudSat et MODIS est moins important qu'entre 2007 et novembre 2009, ainsi, pour une fenêtre de trois mois centrée en mars, on compte 1 049 348 pixels colocalisés en 2008 et 470 530 en 2010.

Pour les nuages d'eau liquide au-dessus des océans (figure 5.6a), CTP est compris entre 750 hPa et 810 hPa et présente un cycle annuel : les pressions sont plus importantes pour les mois de septembre-octobre-novembre et moins importantes pour les mois de février-mars-avril. Au-dessus des continents (figure 5.7a), CTP est un peu moins élevé puisqu'il varie entre 625 hPa et 685 hPa, cette différence est probablement due à l'altitude plus importante des surfaces terrestres ou encore à l'occurrence plus importante des nuages bas au-dessus des océans. Les oscillations temporelles sont également observées pour les nuages au-dessus des continents. Il est cependant difficile d'en déduire une tendance saisonnière puisque les pixels des deux hémisphères sont mélangés. Une convection plus importante dans les hémisphères d'été pourrait expliquer des pressions CTP plus faibles. Une climatologie temporelle avec distinction des hémisphères apporterait des informations supplémentaires.

Comme nous l'avons expliqué dans la section 2.2.3, il existe un biais entre la pression oxygène P_{O_2} et la pression de sommet des nuages, ce biais est visible sur les figures 5.6a et 5.7a puisque aussi bien au-dessus des continents qu'au dessus des océans, la pression oxygène est, en moyenne, éloignée d'au moins 100 hPa de la pression de sommet. Ceci confirme une fois de plus le fait que la pression oxygène indique une altitude située dans la couche nuageuse. En ce qui concerne la pression oxygène de sommet CTOP et la pression de sommet MODIS, celles-ci sont toutes deux très proches de la pression CTP dont elles suivent les oscillations. On constate sur la figure

FIGURE 5.7 – *Idem que 5.6 pour les nuages d'eau liquide au-dessus des continents.*

5.6a que la pression CTOP est légèrement plus proche de la pression de sommet, cependant la différence relative $\Delta P_{CTP\text{MODIS}}$ est comprise entre -2% et 3% au-dessus des océans et entre 0% et 30% au-dessus des continents, tandis que ΔP_{CTOP} varie de -1% à 6% au-dessus des océans et de 0% à 30% au-dessus des continents. Enfin, on voit sur les figures 5.6b et 5.7b que la pression CTOP s'éloigne de la pression de sommet avec le temps. Ceci peut être expliqué par le fait que la pression CTOP est basée sur la pression oxygène, qui elle-même augmente s'éloigne de la pression CTP au cours des années.

En ce qui concerne les nuages de glace, on observe sur les figures 5.8a et 5.9a que les pressions de sommet sont globalement moins élevées que pour les nuages d'eau liquide, puisque CTP est compris entre 200 hPa et 300 hPa, ce qui n'est pas surprenant puisque ces nuages ont généralement des altitudes plus élevées que les nuages d'eau liquide. Les pressions présentent de légères oscillations au cours du temps. De nouveau la pression oxygène indique une altitude bien inférieure au sommet du nuage, cette pression étant, en moyenne, éloignée d'au moins 200 hPa de la pression de sommet.

Au-dessus des océans (figure 5.8), la pression CTOP semble plus proche du sommet des nuages que la pression CTP MODIS, en effet ΔP_{CTOP} est compris entre -10% et 10% alors que $\Delta P_{CTP\text{MODIS}}$ varie globalement entre 20% et 30%. En ce qui concerne les nuages de glace au-dessus des continents, on constate une importante variation de la pression oxygène de sommet qui varie de 180 hPa pour les mois de décembre-janvier-février à 240 hPa pour les mois de juin-juillet-août alors que la pression de sommet est comprise entre 220 hPa et 250 hPa pour les mêmes périodes. Cette trop grande variabilité du CTOP est visible sur la figure 5.9b puisque ΔP_{CTOP} est compris entre -30% et 0% alors que $\Delta P_{CTP\text{MODIS}}$ varie de 10% à 20%. Notre estimation de la pression de sommet des nuages de glace au-dessus des continents semble donc correcte pour les mois de juin-juillet-août mais pas pour les mois de décembre-janvier-février. On constate

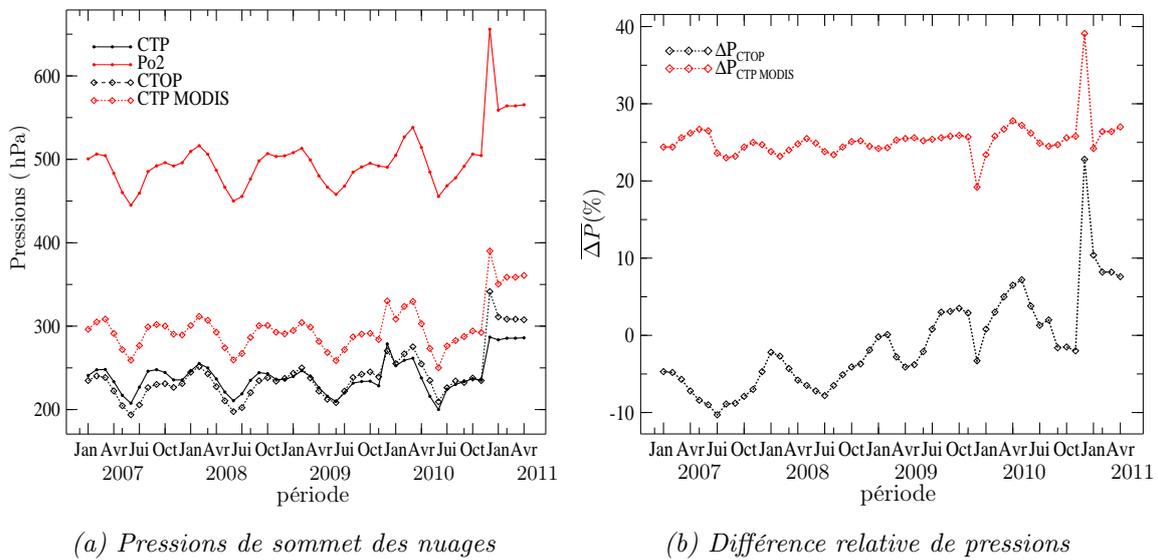


FIGURE 5.8 – Evolutions temporelles des pressions nuageuses moyennes mensuelles et des différences relatives moyennes mensuelles de pressions pour les nuages de glace au-dessus des océans.

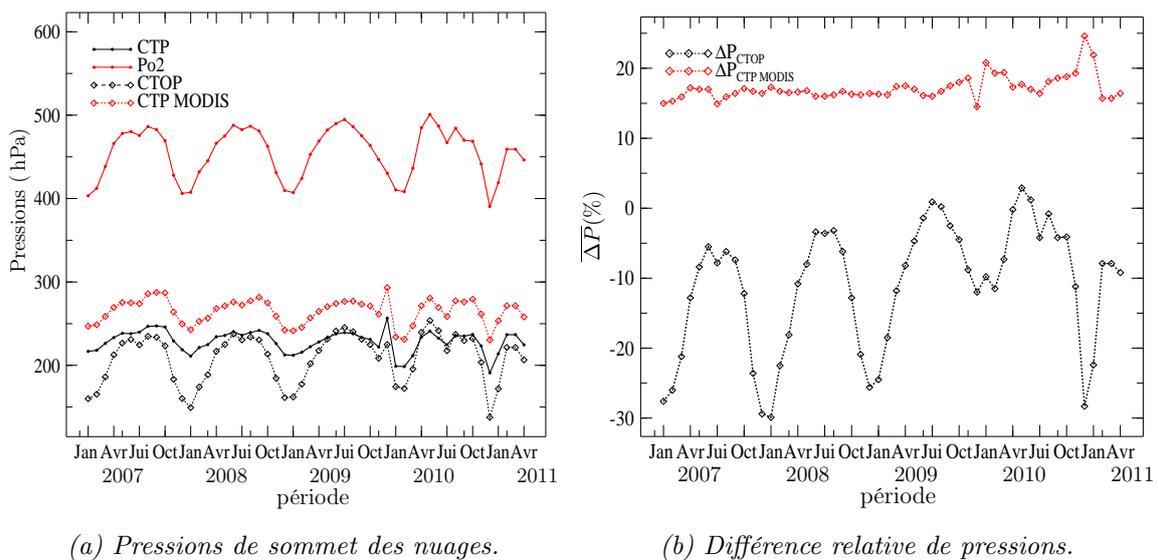


FIGURE 5.9 – Idem que 5.8 pour les nuages de glace au-dessus des continents.

cependant que la variabilité temporelle importante du CTOP suit précisément la variabilité de P_{O_2} . Cette différence de performances entre les différents mois de l'année vient du fait que l'on a appliqué le même débiaisage à la pression oxygène pour obtenir la pression oxygène de sommet pour les périodes de JJA et DJF alors que ce débiaisage aurait dû être moins fort en DJF. Pour une fenêtre de trois mois en JJA, on dénombre entre 55 000 et 60 000 nuages de glace au-dessus des continents, alors qu'en DJF, ce nombre est compris entre 25 000 et 30 000, or l'apprentissage de la paramétrisation permettant de calculer CTOP ayant été fait sur une année entière, il est fort probable que la paramétrisation reflète plus les mois de JJA. Pour corriger cette différence de performance, il faudrait donc réaliser un apprentissage saisonnier de nos paramétrisations.

5.2.2.2.2 Pression oxygène de milieu

De la même manière que pour la pression oxygène de sommet, nous avons représenté l'évolution des pressions de milieu des couches nuageuses (pression de milieu CMP, pression oxygène de milieu CMOP) ainsi que la pression oxygène moyenne mensuelle (fenêtre glissante de trois mois) entre 2007 et 2011. De nouveau, nous distinguons les nuages en fonction de leur phase thermodynamique ainsi que les pixels au-dessus des océans et ceux au-dessus des continents.

En ce qui concerne les nuages d'eau liquide, la figure 5.10 montre que CMP varie de 790 hPa à 820 hPa au-dessus des océans, et de 660 hPa à 710 hPa au-dessus des continents. On constate que CMP est logiquement plus élevé que CTP et l'on observe des pressions plus élevées au-dessus des continents qu'au-dessus des océans. La pression oxygène indique généralement une altitude inférieure au milieu géométrique des couches nuageuses dont elle est éloignée de 30 hPa à 50 hPa. La pression CMOP est très proche de la pression CMP dont elle suit les variations. Au-dessus des océans, la différence relative ΔP_{CMOP} est comprise entre 0% et 6%, au-dessus des continents, cette différence varie de 2% à 10% (figure 5.12a).

Pour les nuages de glace, on constate sur la figure 5.11 que la pression CMP est comprise entre 370 hPa et 450 hPa au-dessus des océans et entre 360 hPa et 420 hPa au-dessus des continents. La pression oxygène indique toujours une altitude inférieure au milieu géométrique des couches nuageuses, cependant elle en est plus éloignée que pour les nuages d'eau liquide, puisque la différence entre CMP et la pression oxygène est d'environ 70 hPa. La pression oxygène de milieu est encore très proche de la pression CMP puisque la différence relative ΔP_{CMOP} est comprise entre -2% et 3% au-dessus des océans et entre -5% et 6% au-dessus des continents (figure 5.12b).

5.2.2.2.3 Extension verticale h

Enfin, nous étudions l'évolution temporelle de la différence absolue entre nos estimations de l'extension verticale des nuages monocouches et H , l'estimation de cette grandeur par le lidar et le radar. Comme précédemment, nous utilisons le principe de la fenêtre glissante entre 2007 et 2011.

En ce qui concerne les nuages d'eau liquide, on constate sur la figure 5.13a que la moyenne mensuelle $\overline{\Delta H_\sigma}$ reste basse au cours du temps aussi bien au-dessus des océans qu'au-dessus

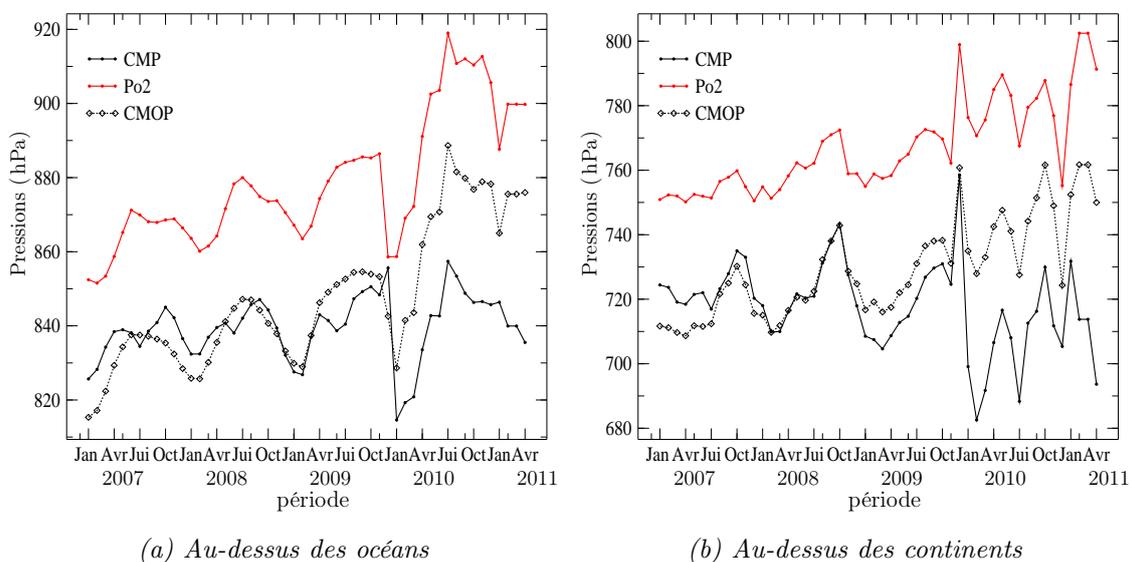


FIGURE 5.10 – Evolutions temporelles des pressions de milieu de nuages moyennes mensuelles pour les nuages d'eau liquide.

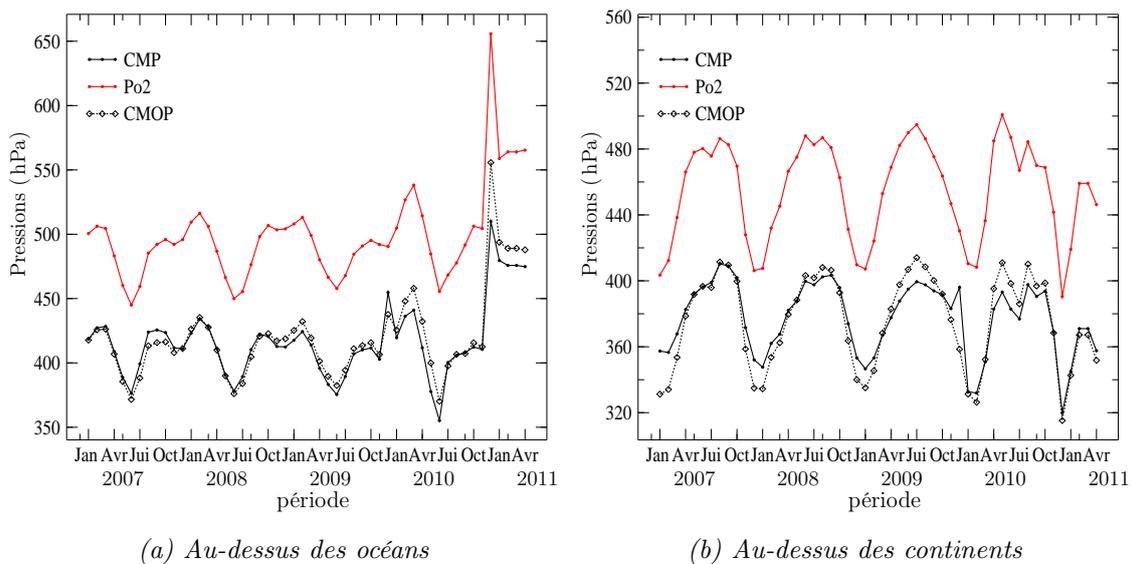


FIGURE 5.11 – Idem que figure 5.10 pour les nuages de glace.

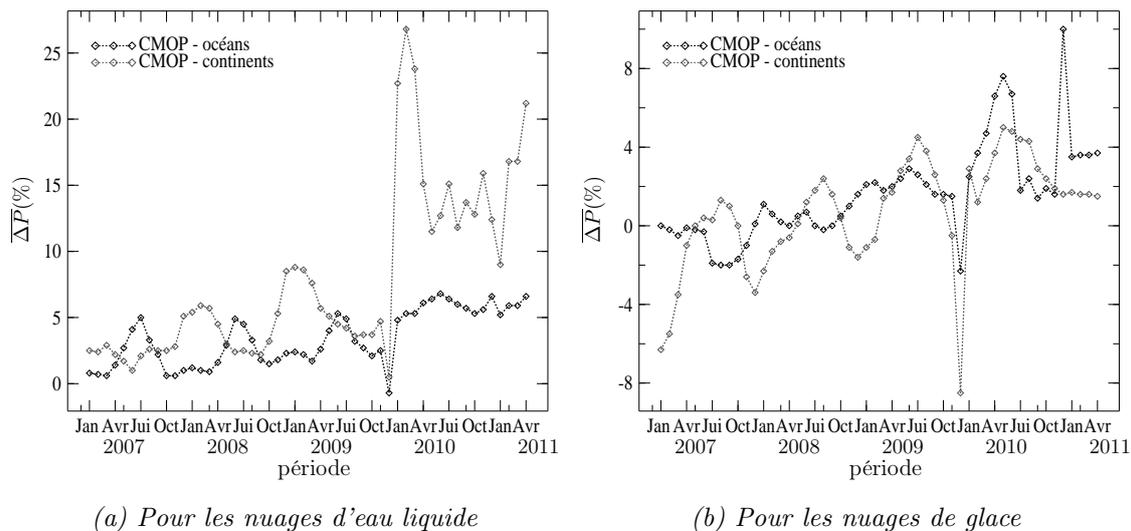


FIGURE 5.12 – Evolutions temporelles de la différence relative entre les pressions CMOP et CMP pour les nuages d'eau liquide et de glace, au-dessus des océans et des continents.

des continents, avec des valeurs comprises entre -150 m et 100 m. Les moyennes sont de -9 m et -27 m au-dessus des océans et des continents, respectivement. La moyenne mensuelle de $\overline{\Delta H_{\Delta P}}$ est faible au-dessus des océans, avec des valeurs comprises entre -200 m et +200 m, cependant elle s'éloigne beaucoup plus de zéro au-dessus des continents puisqu'elle prend alors des valeurs comprises entre -650 m et -690 m. Les moyennes sont alors de -44 m au-dessus des océans et -498 m au-dessus des continents. Ces observations sont cohérentes avec celles faites dans le paragraphe 4.5. Dans le cas des nuages d'eau liquide au-dessus des continents, la moins bonne performance de $H_{\Delta P}$ peut être expliquée par le biais dans la déduction des pressions de sommet et de milieu des couches nuageuses pour les nuages bas que nous avons mentionné dans les paragraphes 4.3.1 et 4.3.2. En effet, les nuages de basse altitude représentent la majorité des nuages d'eau liquide.

Pour les nuages de glace, la figure 5.13b montre que les différences observées pour toute l'année 2008 sont aussi visibles mois par mois. Ainsi les différences sont plus élevées par rapport à celles observées pour les nuages d'eau liquide, puisque $\overline{\Delta H_{\Delta P}} = 993$ m au-dessus des océans et $\overline{\Delta H_{\Delta P}} = 1508$ m au-dessus des continents. Cependant, contrairement à ce que l'on observe pour les nuages d'eau liquide, il n'y a pas de différence importante dans la performance de $H_{\Delta P}$ au-dessus des continents et des océans. Ceci peut être expliqué par le fait que les effets de surface sont plus faibles dans le cas des nuages de glace (les nuages sont en moyenne plus épais et à des altitudes plus élevées). Enfin, dans le cas des nuages de glace au-dessus des océans, on constate une nette tendance, avec des valeurs plus élevées en 2007 qui diminuent jusqu'en 2011. On peut s'interroger sur cette tendance qui pourrait être due au fait que la paramétrisation pour retrouver h a été apprise en 2008 et ensuite appliquée aux autres années.

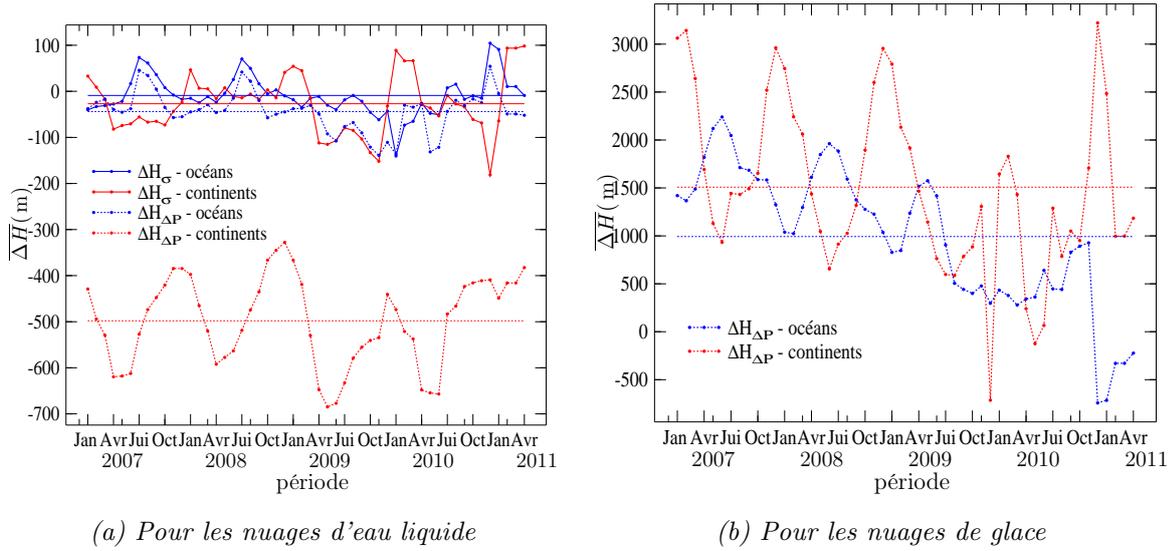


FIGURE 5.13 – Evolution temporelle de la différence moyenne mensuelle entre CPR/CALIOP H et les estimateurs H_σ (trait plein) et $H_{\Delta P}$ (trait pointillé) de POLDER de 2007 à 2009, au-dessus des océans (bleu) et des continents (rouge).

5.2.3 Conclusion

Finalement, l'analyse statistique des performances des nouveaux produits POLDER est tout à fait encourageante.

En ce qui concerne les indicateurs multicouches, $POLDER_\sigma$ avec un seuil à 44 ou à 52 selon les applications paraît être un bon outil de discrimination des situations monocouches et multicouches.

Dans le cas des situations monocouches, la pression $CTOP$ est très proche de la pression de sommet des couches nuageuses indiquées par CPR/CALIOP pour les nuages d'eau liquide et de glace au-dessus des océans ($-1\% \leq \Delta P_{CTOP_{liq}} \leq 6\%$ et $-10\% \leq \Delta P_{CTOP_{ice}} \leq 10\%$). Au-dessus des continents, les résultats sont un peu moins bons ($0\% \leq \Delta P_{CTOP_{liq}} \leq 25\%$ et $-30\% \leq \Delta P_{CTOP_{ice}} \leq 0\%$), probablement à cause des effets de surface alors plus complexe. En ce qui concerne la pression $CMOP$, elle est globalement très proche du milieu des couches nuageuses, puisque l'erreur relative est comprise entre 0% et 10% quelque soit la phase thermodynamique et le géotype.

Toujours dans le cas des situations monocouches, l'analyse du biais dans l'estimation de l'extension verticale a confirmé les observations faites dans le paragraphe 4.5. Ceci a également conforté notre choix de considérer H_σ comme estimateur de h pour les nuages d'eau liquide, alors que pour les nuages de glace h est estimé par $H_{\Delta P}$. Enfin, une analyse plus poussée de l'estimation de l'extension verticale des nuages d'eau liquide par POLDER révèle une surestimation de h pour les nuages les plus fins, et une sous-estimation de h pour les nuages les plus épais. Cette tendance n'est pas très surprenante si on considère le principe physique de la restitution. Pour les nuages de glace, l'extension verticale des nuages les plus épais (plus de 12 km) et les plus fins est également

soit surestimée soit sous-estimée.

Enfin, s'il faut être prudent dans l'analyse des performances des nouveaux produits après 2009 (manque de données, tendances...), on constate que l'évolution de la configuration angulaire des scènes ne perturbe pas outre mesure la validité de nos restitutions.

5.3 Evaluation via quelques cas d'étude

Nous considérons maintenant les résultats de nos algorithmes pour plusieurs segments d'orbite POLDER colocalisés avec la trace du lidar CALIOP et du radar CPR ainsi qu'avec un granule de MODIS. Ceci nous permet de comparer localement nos résultats avec ceux de ces trois instruments.

L'indice multicouche de POLDER varie de 0 à 100, 0 indique une parfaite confiance sur le caractère monocouche d'un nuage et 100 une parfaite confiance sur le caractère multicouche. En revanche, le co-produit 2B-GEOPROF-LIDAR issu des mesures du lidar et du radar indique le nombre de couches nuageuses détectés n . Nous transposons n en un indicateur multicouche prenant la valeur 0 lorsque $n = 1$ et la valeur 100 lorsque $n \geq 2$. De la même manière, nous multiplions par 10 l'indice mlf MODIS qui varie de 0 à 8 : 0 indique un ciel clair, 1 un nuage monocouche et les valeurs de 2 à 8 signalent des nuages multicouches avec une confiance croissante Wind et al. (2010). Comme nous ne représentons que des pixels nuageux l'indicateur $mlf \times 10$ pourra prendre la valeur 10 dans le cas de nuages monocouches et des valeurs comprises entre 20 et 80 dans le cas de situations multicouches.

En ce qui concerne l'indicateur multicouche de POLDER, nous présentons les résultats des deux arbres de décision bien que celui commençant par un seuil sur l'écart-type angulaire de la pression oxygène nous ait paru le meilleur lors de leur construction dans le chapitre 3 puis lors du calcul du risque réel au-début de ce chapitre. En effet, nous pensons que comparer les deux indicateurs peut nous permettre de mieux comprendre leurs sensibilités à la complexité des situations nuageuses. On rappelle que lors de l'évaluation des arbres de décision, nous avons constaté que l'indicateur $POLDER_{\sigma}$ déclarait une scène nuageuse monocouche lorsque sa valeur était inférieure à 52, et que ce seuil était de 46 pour l'indicateur $POLDER_{\Phi}$.

5.3.1 Nuages stratiformes bas monocouches

Ici, nous considérons l'orbite POLDER du 24 septembre 2008 qui commence à 10h27 UTC et se termine à 11h10 UTC et dont la longitude au noeud ascendant est $41,889^{\circ}$. Cette scène est celle que nous avons décrite dans la section 3.4 où nous avons appliqué l'algorithme de l'indicateur multicouche de POLDER sur toute la largeur de la fauchée pour comparer nos résultats avec ceux de l'instrument MODIS. La zone que nous avons alors étudiée s'étendait de 40° E à 70° E et de 55° S à 42° S. Dans ce paragraphe, nous étudions la zone comprise entre les latitudes 61° S et 51° S.

Sur les panneaux (a) et (b) de la figure 5.14 qui représentent respectivement le profil de réflectivité du RADAR CPR/CLOUDSAT et le profil de rétrodiffusion du lidar CALIOP/CALIPSO, on observe des nuages bas monocouches d'altitude inférieure à 2 km entre les latitudes 61°S et 51°S .

Sur le panneau (c), les deux indicateurs multicouche de POLDER ainsi que celui de MODIS identifient le caractère monocouche dans la plupart des cas. Vers 58°S , 56°S et 54°S , l'indicateur POLDER_σ voit sa valeur augmenter sans pour autant indiquer des situations multicouches. Cela est dû à l'écart-type angulaire de la pression oxygène qui est supérieur ou égal à 25 hPa dans ces trois zones, ce qui est probablement lié à l'hétérogénéité horizontale du champ nuageux. On constate également que l'indicateur POLDER_Φ signale des situations multicouches vers 60°S , $55,5^\circ$, et 54°S alors que ce n'est pas le cas. Ces nuages d'eau liquide, pour lesquels $\sigma_{P_{O_2}}$ est inférieur ou égal à 20 hPa sont identifiés multicouches par nos algorithmes à cause de la différence entre pression oxygène et pression Rayleigh qui est supérieure à 150 hPa.

Sur le panneau (d) de la figure 5.14, on constate que lorsque les nuages sont monocouches, la pression CTP MODIS surestime souvent l'altitude des couches nuageuses. En revanche, la pression CTOP est assez proche du sommet des couches nuageuses tandis que CMOP est proche de leur milieu, excepté autour de 58°S et de $54,3^\circ\text{S}$ où CTOP surestime l'altitude du sommet. Il s'agit de deux endroits où l'écart-type angulaire de la pression oxygène est assez élevé, puisqu'il atteint alors 27,5 hPa et 32,5 hPa.

Notre estimation de l'extension verticale des couches nuageuses monocouches est proche de celle donnée par le lidar et le radar dans la plupart des cas. En revanche, notre estimation s'écarte de la vérité dans les mêmes zones que celles décrites précédemment. On constate d'ailleurs que l'épaisseur géométrique est plus sensible aux variations de $\sigma_{P_{O_2}}$ que la pression, en effet, l'estimation de l'épaisseur géométrique s'éloigne fortement de la vérité lorsque le $\sigma_{P_{O_2}}$ devient supérieur à 20 hPa, alors que la limite est plus haute pour CTOP.

Autour de 52°S , on observe plusieurs pixels multicouches, pour lesquels les trois indicateurs divergent. Ceci peut s'expliquer par le fait que les deux couches nuageuses sont alors très peu épaisses puisque l'épaisseur optique totale de la colonne est inférieure à 5 et que l'épaisseur optique du nuage haut, noté τ_h dans la suite, est en moyenne inférieure à l'unité (La pression CTP MODIS indique alors le milieu de la couche supérieure, tandis que la pression CTOP indique une altitude comprise entre les deux couches). Plus au nord, CTOP se retrouve très proche de la pression de sommet de la couche haute quand l'épaisseur optique de celle-ci augmente (en moyenne $\tau_h \geq 3$).

Le panneau (e) montre l'épaisseur géométrique des couches nuageuses que nous avons restituée. On constate que notre estimation est assez bonne, voire très bonne à certains endroits, excepté dans les trois zones décrites précédemment (58°S , 56°S et 54°S) où CTOP surestime l'altitude du sommet des couches. Ces nuages étant en phase liquide, h est restitué à partir du $\sigma_{P_{O_2}}$ qui est alors très élevé, l'erreur sur h est donc compréhensible.

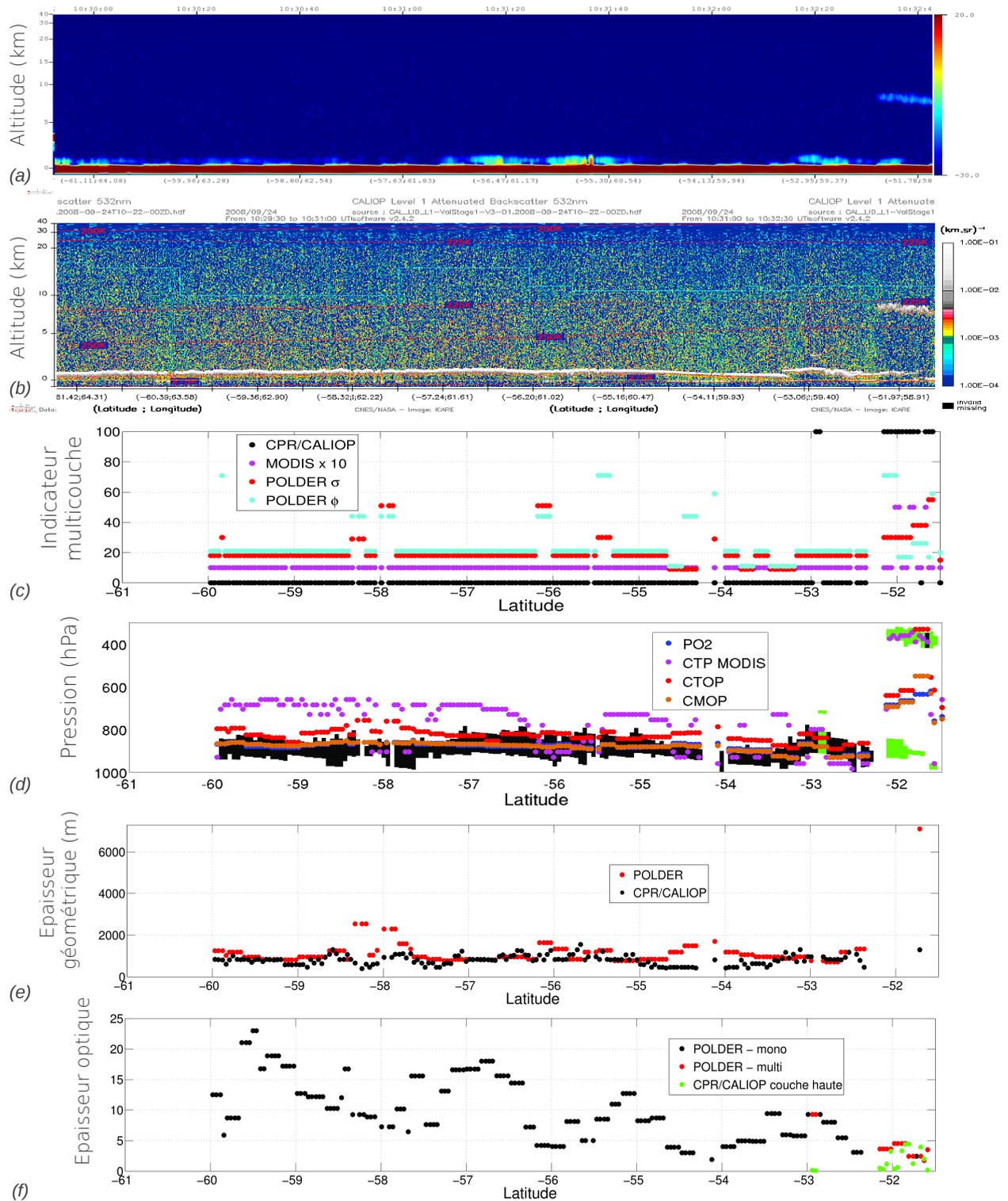


FIGURE 5.14 – Nuages stratiformes bas monocouches sur l’orbite POLDER du 24 septembre 2008 vers 10h27 UTC. Les panneaux (a) et (b) sont les échos respectifs du radar CPR et du lidar CALIOP. Le panneau (c) montre le caractère monocouche (0) ou multicouche (100) issu du produit 2B-GEOPROF-LIDAR (noir), ainsi que les indicateurs multicouches de POLDER (rouge et bleu) et MODIS $\times 10$ (violet). Le panneau (d) montre l’extension verticale en pression des couches nuageuses monocouches (noir) et multicouches (vert) restituées par CPR/CALIOP. Les pressions CTP MODIS (violet), CTOP (rouge), CMOP (orange) et P_{O_2} (bleu) sont également indiquées. Le panneau (e) montre l’épaisseur géométrique des nuages restituées par CPR/CALIOP (noir) et par POLDER (rouge) dans le cas de situations monocouches. Le panneau (f) montre l’épaisseur optique, restituée par POLDER, des situations nuageuses monocouches (noir) et multicouches (vert clair). Dans le second cas, l’épaisseur optique de la couche supérieure restituée par CPR/CALIOP est donnée (vert).

5.3.2 Nuages cumuliformes avec présence de situations multicouches

Sur la même orbite que précédemment, on observe entre 45°S et 37°S , un ensemble nuageux composé de cellules convectives intenses qui, depuis le sol peuvent atteindre une altitude de plus de 5 km comme le montrent les panneaux (a) et (b) de la figure 5.15. Ces cellules sont éventuellement surplombées de nuages hauts et fins.

De 45°S à 42°S , on observe une alternance de situations monocouches et multicouches. Autour de 45°S , il y a des situations multicouches détectées par les indicateurs de POLDER mais pas par celui de MODIS. Vers 44°S , on observe des nuages monocouches pour lesquels les trois indicateurs concordent. Entre $42,3^\circ\text{S}$ et 42°S , on observe une alternance de pixels monocouches et multicouches, les indicateurs POLDER déclarent tous les pixels multicouches, contrairement à l'indicateur de MODIS qui identifie bien les deux types de situations. Cette différence dans le comportement des indicateurs est probablement due à un problème de résolution, les produits POLDER étant donnés à la résolution $18 \times 21 \text{ km}^2$ soit environ $0,2^\circ$ tandis que l'indicateur multicouche de MODIS est donné à une résolution de 1 km soit environ $0,001^\circ$, ce qui lui confère une variabilité plus importante.

En ce qui concerne les pressions des nuages monocouches vers 45°S , CTP MODIS sous-estime l'altitude du sommet des couches tandis que CTOP en indique plutôt le milieu et CMOP indique une altitude située dans la moitié inférieure de la couche. Ces sous-estimations des pressions de la couche nuageuse peut s'expliquer par le fait qu'il s'agit de nuages très étendus verticalement (jusqu'à 6 km). Autour de 44°S , il s'agit de nuages bas et fins, CTOP est très proche du sommet. Aux alentours de 43°S , CTOP et CMOP sont assez proches de la vérité bien qu'ils sous estiment légèrement l'altitude du sommet et du milieu de la couche tandis que CTP MODIS surestime l'altitude du sommet. Il s'agit à nouveau de nuages très étendus verticalement. Dans le cas des situations multicouches, CTOP indique une altitude située juste au-dessus du sommet de la couche basse.

De 42°S à 40°S , il s'agit de situations multicouches détectées comme telles par les deux indicateurs de POLDER ainsi que par celui de MODIS. Dans cette zone, CTP MODIS indique une altitude située dans la couche haute, tandis que CTOP indique une altitude située dans ou juste au-dessus de la couche basse, et CMOP se situe au milieu de cette couche.

Entre 40°S et 38°S , les nuages sont essentiellement monocouches et détectés comme tels par MODIS. Les indicateurs de POLDER indiquent des nuages monocouches sauf autour de $39,5^\circ\text{S}$. IL s'agit alors de nuages d'eau liquide pour lesquels l'écart-type angulaire de la pression oxygène est supérieur à 22,5 hPa. Les pressions CTP MODIS et CTOP sont alors proches du sommet de la couche, en revanche, vers 39° , les pressions ne suivent pas bien les fluctuations de l'altitude de sommet de la couche. En ce qui concerne les pixels multicouches présents vers $38,7^\circ\text{S}$ et $38,5^\circ$, le caractère multicouche n'est détecté ni par POLDER ni par MODIS. Il s'agit probablement d'une erreur d'échelle, ces pixels multicouches étant entourés de pixels monocouches, la résolution des instruments ne permet pas de les distinguer. Pour ces pixels, CTOP indique la base de la couche

supérieure et CTP MODIS un niveau compris entre les deux couches.

Entre 38°S et 37°S , POLDER et MODIS ne détectent pas les situations multicouches, ce qui peut être dû au fait que l'épaisseur optique de la couche supérieure est très faible ($\tau \leq 0,2$). Le CTOP et CTP MODIS indiquent alors une altitude comprise entre les deux couches.

Dans les cas monocouches, nous avons également déterminé l'extension verticale des couches nuageuses, représentée sur le panneau (e) de la figure 5.15, grâce aux paramétrisations décrites dans le chapitre 4. Vers $44,7^\circ\text{S}$, autour de 43°S ainsi qu'entre $39,5^\circ\text{S}$ et $38,7^\circ\text{S}$, notre algorithme a tendance à sous-estimer l'extension verticale des couches nuageuses. Dans cette zone les nuages sont en phase glace, h est donc restitué à partir de la différence entre CTOP et CMOP. Or ces pressions étant un peu trop hautes pour ces pixels, le nuage est vu à une altitude plus basse et la conversion $\Delta P - \Delta H$ donne une épaisseur géométrique plus petite. Vers 40°S , notre estimation est assez bonne bien que l'on surestime légèrement l'extension verticale des nuages. Enfin, autour de 44°S ainsi que de $38,7^\circ\text{S}$ à 38°S , notre estimation de h est assez proche de la vérité. Finalement notre évaluation de l'épaisseur géométrique semble être meilleure dans le cas de nuages fins que pour des nuages plus épais.

5.3.3 Système frontal

Nous considérons maintenant l'orbite POLDER du 13 juin 2008 qui commence à 13h44 UTC et se termine à 14h27 UTC et dont la longitude au noeud ascendant est $5,990^\circ\text{S}$. Sur les panneaux (a) et (b) de la figure 5.16, on observe un large système frontal entre $42,8^\circ\text{S}$ et $32,8^\circ\text{S}$.

Ce système est composé de nuages principalement monocouches étendus horizontalement (type stratus) et verticalement. Néanmoins, on observe quelques situations multicouches autour de 42°S , celles-ci sont identifiées comme monocouches par les indicateurs de POLDER et de MODIS, probablement car la couche supérieure est alors très fine ($\tau \leq 0,5$), de plus il s'agit de nuages de glace pour lesquels $\sigma_{P_{O_2}}$ est inférieur ou égal à 22,5 hPa. Le CTOP indique alors une altitude supérieure au sommet de la couche haute, alors que CTP MODIS indique une altitude située sous le sommet de cette couche. Le CMOP indique le milieu de la couche supérieure.

Entre $41,5^\circ\text{S}$ et 39°S , on observe un nuage monocouche désigné comme tel par les trois indicateurs. Les pressions CTOP et CTP MODIS sont alors proches du sommet du nuage, bien que CTOP surestime légèrement son altitude, tandis que CMOP indique une altitude proche ou au-dessus du milieu de la couche. L'épaisseur géométrique restituée est quand à elle plutôt surestimée, ce qui peut s'expliquer par le fait que l'épaisseur optique du nuage est alors très élevée ($\tau \geq 80$) et que notre algorithme diverge pour de telles valeurs.

De 39°S à 37°S , les panneaux (a) et (b) montrent une alternance de cas monocouches et multicouches. L'indicateur POLDER_σ semble alors être le plus sensible puisque sa valeur augmente lorsque les pixels sont multicouches, même s'il ne dépasse jamais 40. Par contre, les indicateurs POLDER_Φ et MODIS indiquent quasiment toujours des nuages monocouches. Cette différence dans le comportement des indicateurs peut être expliquée par le fait qu'il s'agisse de nuages identifiés en phase glace par POLDER, que l'épaisseur optique de la couche supérieure

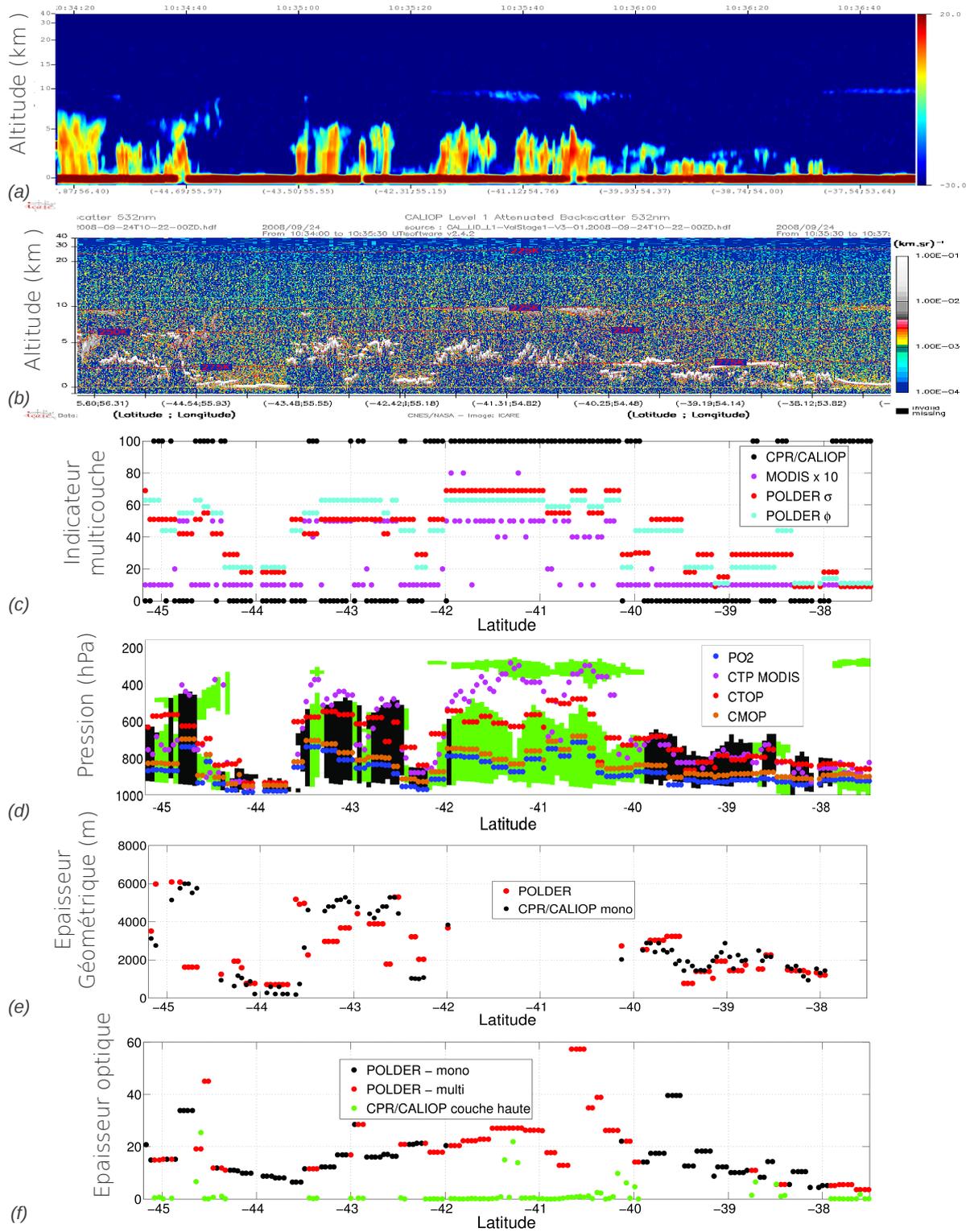


FIGURE 5.15 – Nuages cumuliformes avec présence de situations multicouches sur l’orbite POLDER du 24 septembre 2008 vers 10h27 UTC. Idem que Figure 5.14, sans le panneau de l’épaisseur géométrique.

est très faible, mais que $\sigma_{P_{O_2}}$ est très variable. Dans cette zone, CTOP surestime largement l'altitude du sommet de la situation nuageuse, surtout vers $37,8^\circ$ lorsque $\sigma_{P_{O_2}}$ augmente. Le CTP MODIS indique une altitude située dans la couche supérieure (lorsqu'il s'agit de situations multicouches) ou de la couche nuageuse (lorsqu'il s'agit de situations monocouches), et CMOP indique le milieu de la même couche. Dans cette zone, l'estimation de h est légèrement surestimée ce qui est compréhensible. En effet, il s'agit de nuages de glace, l'extension verticale est donc déduite de la différence de pressions CMOP-CTOP, or nous venons de voir que CMOP indique bien le milieu de la couche, alors que CTOP surestime l'altitude du sommet.

Vers 37° S, on observe des situations monocouches identifiées comme multicouches par les deux indicateurs POLDER. Il s'agit de nuages d'eau liquide dont l'écart-type $\sigma_{P_{O_2}}$ est très élevé puisqu'il varie de 57,5 hPa à 87,5 hPa. Ce contraste angulaire à l'origine de la mauvaise classification de la scène indique une grande hétérogénéité probablement due à des effets de bord de nuage. Pour ces nuages, CTP MODIS indique le sommet de la couche, CTOP indique une altitude située dans la moitié supérieure de la couche et CMOP indique son milieu. L'estimation de l'épaisseur géométrique est alors sous-estimée, probablement à cause des effets d'hétérogénéité déjà mentionnés.

Entre 36° S et 33° S, la scène présente essentiellement des nuages monocouches. L'indicateur de MODIS identifie bien des nuages monocouches, en revanche, les indicateurs POLDER affichent des valeurs assez élevées (jusqu'à 60). Il s'agit de nuages de glace présentant de grandes hétérogénéités révélées par un $\sigma_{P_{O_2}}$ important (supérieur à 40 hPa). Lorsque les nuages sont monocouches, CTOP est assez proche du sommet de la couche, même s'il surestime son altitude parfois, CTP MODIS est également proche du sommet, tandis que CMOP indique généralement une altitude située dans la couche nuageuse. Dans cette zone, l'estimation de h est assez bonne sauf vers $35,8^\circ$ S où le $\sigma_{P_{O_2}}$ est supérieur à 60 hPa. Au delà de 34° , POLDER surestime beaucoup h , ceci dit la forme du système nuageux est alors très particulière - forme de « V inversé »- et il est tout à fait possible que POLDER qui survole la scène sous différentes directions « voit » très différemment le nuage.

5.3.4 Stratocumulus surmontés de nuages fins

Toujours sur l'orbite du 13 juin 2008 vers 13h44 UTC, nous étudions le segment qui s'étend de 44° N à $51,75^\circ$ N. Sur les panneaux (a) et (b) de la figure 5.17, on constate que ce segment présente à la fois des situations monocouches et multicouches. Ce sont ces dernières, composées de stratocumulus surplombés par de fins nuages qui nous intéressent principalement.

Entre $44,3^\circ$ N et 45° N ainsi que vers $45,8^\circ$ N et vers 47° , on observe des pixels multicouches qui ne sont détectés par aucun des trois indicateurs. Ceci est compréhensible puisqu'il l'épaisseur optique de la couche haute est alors très faible. D'ailleurs la phase thermodynamique restituée ainsi que de l'écart-type angulaire de la pression oxygène de la couche basse mesuré décrivent la couche basse. En ce qui concerne les pressions, CTP MODIS et CTOP ont tendance à indiquer la pression de sommet de la couche nuageuse basse, en la surestimant légèrement. Le CMOP

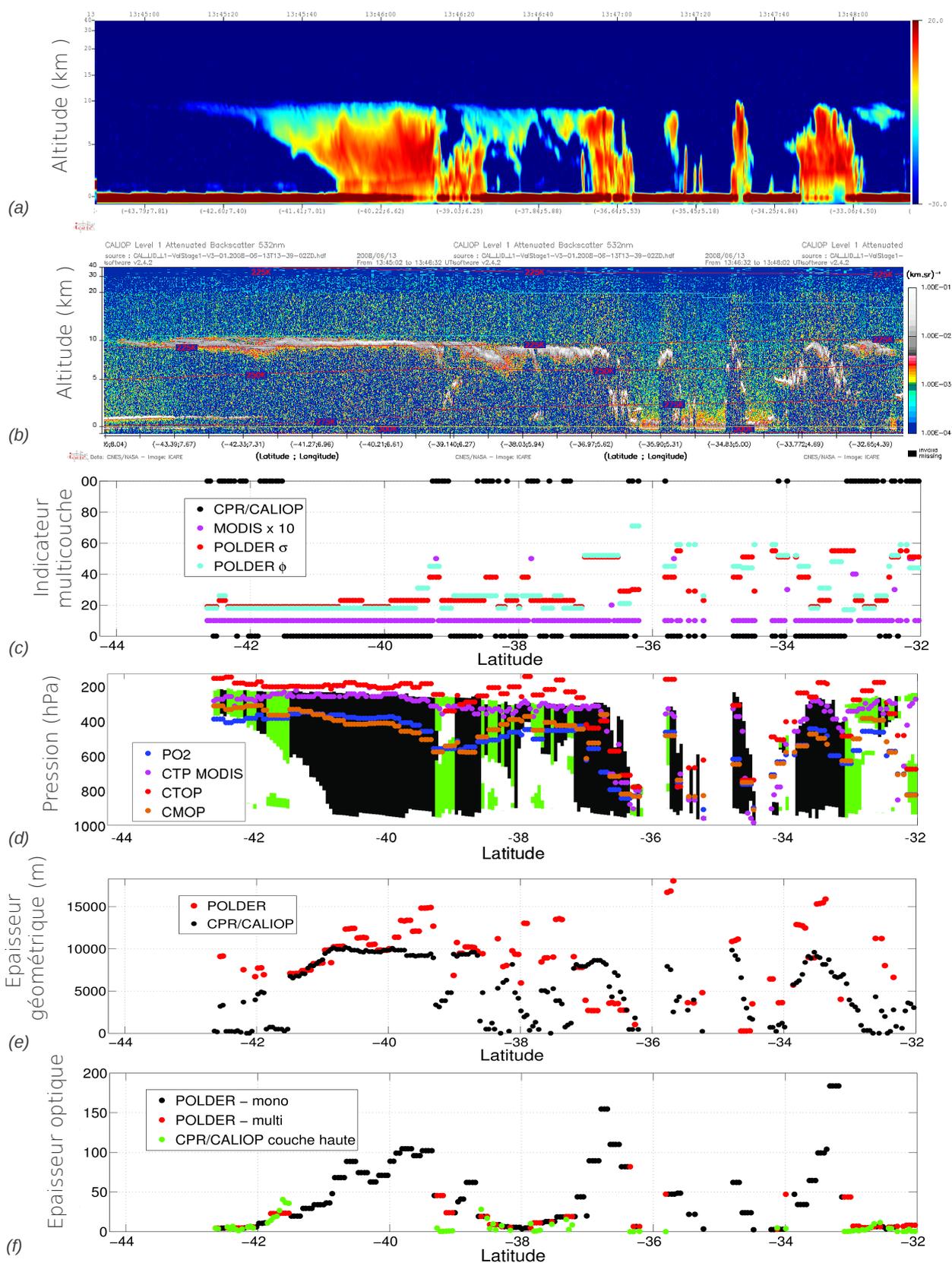


FIGURE 5.16 – Système frontal sur l'orbite POLDER du 13 juin 2008 vers 13h39 UTC. Idem que Figure 5.14.

surestime également CMP et indique une altitude comprise entre le sommet de cette couche et CTOP. On constate que MODIS est particulièrement sensible au nuage haut : dès que τ_h atteint 0,2, CTP MODIS diminue, et quand τ_h atteint 0,45 vers $45,8^\circ \text{ N}$, la pression CTP MODIS indique le milieu de la tropopause. On constate la même chose entre 48° N et 51° N .

Entre $47,9^\circ \text{ N}$ et $50,7^\circ \text{ N}$, on observe des situations multicouches qui ne sont pas toujours détectées par MODIS et par POLDER. En revanche, l'indicateur POLDER_Φ est beaucoup plus réactif que les deux autres, notamment en bord de situations multicouches. Cette différence dans le comportement des indicateurs peut s'expliquer par le fait qu'il s'agit encore de pixels identifiés en phase liquide pour lesquels l'épaisseur optique de la couche haute est très faible ($\tau \leq 0,5$) mais pour lesquels l'écart-type angulaire de la pression oxygène peut être supérieur à 20 hPa ; valeur qui représente le premier noeud de la branche « liquide » dans l'arbre POLDER_Φ . En ce qui concerne les pressions, comme précédemment, tout se passe comme si il n'y avait qu'une seule couche nuageuse. Ici CTP MODIS et CTOP sont assez proches du sommet de la couche basse, même si CTOP s'en éloigne lorsque l'épaisseur optique de la couche haute augmente. Le CMOP indique une altitude située dans la couche basse et comme CTOP il s'éloigne du milieu de la couche lorsque τ_h augmente.

Vers $51,7^\circ \text{ N}$, le panneau (d) montre encore des situations multicouches, l'indicateur POLDER_Φ les identifie toute comme multicouches, ce qui n'est pas le cas des deux autres indicateurs. Il s'agit de nuages d'eau liquide pour lesquels $\sigma_{P_{O_2}}$ est inférieur ou égal à 15 hPa, ce qui explique pourquoi l'indicateur POLDER_σ les identifie comme monocouches. En ce qui concerne les pressions, de nouveau tout se passe comme si il s'agissait de situations monocouches, CTP MODIS indique le sommet de la couche basse, CTOP est proche du milieu, juste au-dessus du CMOP.

Ce segment présente également plusieurs pixels monocouches vers 44° N , entre 45° N et 47° N , vers $47,9^\circ \text{ N}$ ainsi qu'autour de 51° N . Ces situations sont identifiées comme telles par les trois indicateurs même si POLDER_Φ et POLDER_σ augmentent lorsque $\sigma_{P_{O_2}}$ augmente. CTOP et CTP MODIS sont assez proches de la pression de sommet du nuage et l'épaisseur optique est assez bien restituée excepté vers $44,1^\circ \text{ N}$, $45,5^\circ \text{ N}$, $47,1^\circ \text{ N}$, et $50,8^\circ \text{ N}$ lorsque l'épaisseur optique de la couche devient inférieure à 5.

5.3.5 Système multicouche complexe

Pour finir, nous étudions une situation complexe présente sur l'orbite du 24 septembre 2008 vers 10h27 entre les latitudes 51° S et 45° S . Sur les panneaux (a) et (b) de la figure 5.18, on observe un système multicouche complexe composé de nuages hauts dont l'extension verticale augmente avec la latitude et qui surplombent de fins nuages bas. Quelques rares pixels monocouches sont présents.

Les situations multicouches sont identifiées comme telles par les trois indicateurs la plupart du temps, excepté vers $50,5^\circ \text{ S}$, $48,2^\circ \text{ S}$ et vers $46,5^\circ \text{ S}$. Ceci peut s'expliquer par le fait qu'il s'agit de nuages en phase glace, dont l'épaisseur optique de la couche supérieure est très fine ($\tau_H \leq 2$) comme le montre le panneau (d).

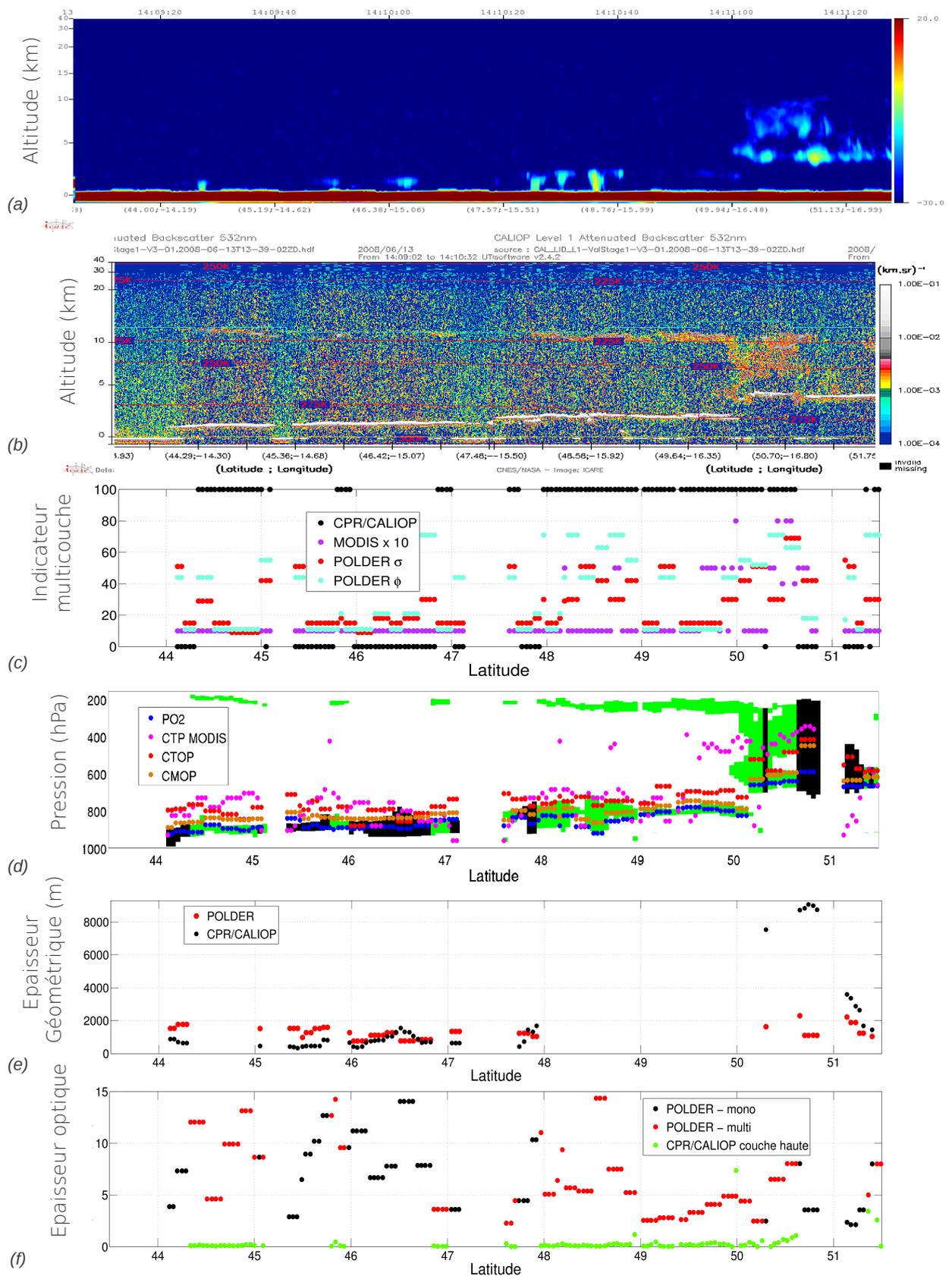


FIGURE 5.17 – Stratocumulus surmontés de nuages fins sur l'orbite POLDER du 13 juin 2008 vers 13h39 UTC. Idem que Figure 5.14.

En ce qui concerne les pressions aux alentours de 50° S, il s'agit de situations multicouches, la pression CTOP surestime alors l'altitude du sommet de la couche haute tandis que CTP MODIS indique son sommet et que CMOP indique le bas de la même couche. Ceci peut s'expliquer par le fait que la couche nuageuse supérieure est très épaisse, τ_h pouvant atteindre 15. A mesure que la latitude augmente, CTOP et CTP MODIS diminuent en même temps que l'épaisseur optique de la couche haute pour indiquer respectivement l'altitude du sommet et du milieu de la deuxième couche (il s'agit alors d'une situation tricouche). Vers 49° S, il s'agit encore de situations multicouches, cette fois CTP MODIS indique le sommet de la couche haute tandis que CTOP indique une altitude située entre les deux couches nuageuses. L'épaisseur optique de la couche haute est alors très faible ($\tau \leq 1$). Enfin, vers 47° S, il s'agit d'un nuage très fin ($\tau_h = 0$) recouvrant un nuage bas épais ($\tau = 16$), CTP MODIS indique alors le sommet de la couche basse, tandis que CTOP indique à nouveau une altitude située dans la couche inférieure.

Pour ce système, nous ne présentons pas d'estimation de l'épaisseur géométrique des nuages puisque ce sont majoritairement des situations multicouches et que notre algorithme a été établi pour restituer l'extension verticale des nuages monocouches.

5.3.6 Conclusion

L'analyse de cas d'études nous a permis de comparer nos résultats aux produits des instruments CALIOP, CloudSat et MODIS pixel à pixel. La variété des situations analysées (systèmes monocouches ou multicouches, nuages stratiformes, cumuliformes...) nous a permis de mettre en évidence les situations pour lesquelles nos restitutions sont fiables mais également leurs limites.

En ce qui concerne les indicateurs multicouches POLDER, il distinguent les situations monocouches lorsque le système ne présente pas trop d'hétérogénéités spatiales et ils identifient les situations multicouches lorsque l'épaisseur optique de la couche haute n'est pas trop faible. Il faut également préciser que la résolution des produits POLDER ($18 \times 21 \text{ km}^2$) ne permettent en général pas à nos indicateurs multicouches d'être aussi réactifs que celui de MODIS (1 km de résolution).

Dans les situations monocouches, nos estimations de la pression du sommet et du milieu des couches nuageuses sont assez bonnes tant que les nuages ne présentent pas trop d'hétérogénéités spatiales et que leur épaisseur optique n'est ni trop faible ni trop élevée ($5 \leq \tau \leq 80$). Pour ces nuages la restitution de l'épaisseur géométrique donne de bons résultats lorsque celle-ci n'est pas trop importante. Dans le cas des situations multicouches, CTP MODIS est globalement plus près du CTP de la couche nuageuses haute, lorsque l'épaisseur optique de celle-ci est faible ($\tau_h \leq 2$). Dans ce cas CTOP donne la pression du sommet de la couche nuageuse basse.

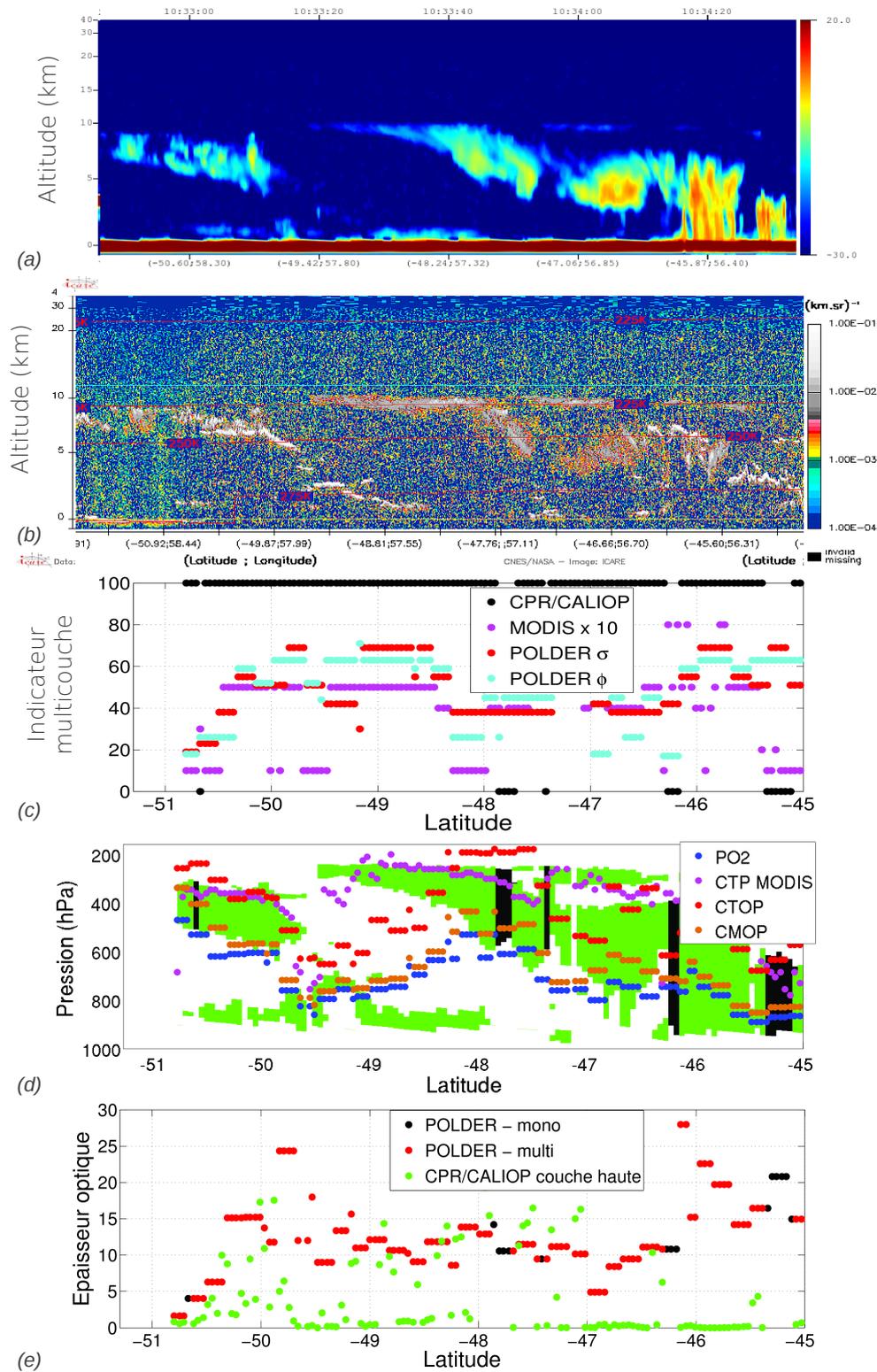


FIGURE 5.18 – Système multicouche complexe sur l'orbite POLDER du 24 septembre 2008 vers 10h27 UTC. Idem que Figure 5.14

Conclusion et perspectives

Divers processus peuvent mener à la formation de la nébulosité et engendrer des nuages aux propriétés macrophysiques et microphysiques variées. Or les nuages jouent un rôle climatique prépondérant : ils influencent grandement le bilan radiatif terrestre et sont le siège de rétroactions complexes qui affectent le système climatique . L'intensité et le signe du forçage radiatif dépendent de leurs propriétés macrophysiques et microphysiques et il est admis que la question de la bonne représentation de ces propriétés représente encore une grande source d'incertitude dans les modèles de prévision du climat. De nombreuses études ont mis en évidence l'importance de la structure verticale des nuages (caractère monocouche/multicouche, altitude et extension verticale des couches nuageuses) sur le système climatique et la prévision météorologique. Depuis plus de trente ans, un grand nombre d'études ont donc été menées pour déterminer la structure verticale des nuages. Si plusieurs méthodes permettent désormais d'estimer l'altitude de sommet des nuages avec plus ou moins de précision, le caractère monocouche/multicouche ainsi que l'extension verticale des couches nuageuses restent peu accessibles.

L'outil satellitaire est bien adapté à l'étude des phénomènes atmosphériques et particulièrement les instruments à rayonnement passif qui offrent une large couverture spatiale. Dans ce travail, nous nous sommes focalisés sur la caractérisation de la structure verticale des nuages à l'aide des mesures du radiomètre POLDER embarqué sur la plateforme PARASOL. POLDER effectue des mesures dans la bande A de l'oxygène et la pression oxygène POLDER, sur laquelle est essentiellement basé ce travail, est déterminée à partir de l'absorption différentielle des radiances mesurées dans deux bandes spectrales situées dans la bande A de l'oxygène. L'un des grands intérêts de l'instrument POLDER est qu'il effectue des mesures multiangulaires, chaque pixel pouvant être vu sous plusieurs directions (jusqu'à 14). Ferlay et al. (2010) ont montré que ce caractère multiangulaire des mesures POLDER pouvait être exploité pour mieux caractériser les propriétés macrophysiques des couvertures nuageuses. Afin d'améliorer l'exploitation des données POLDER – et en particulier de leur caractère multiangulaire – pour décrire les propriétés macrophysiques des nuages, nous avons poursuivi l'analyse des mesures PARASOL colocalisées avec celles des instruments actifs de l'A-Train – CALIOP et CPR – qui fournissent une information précise sur le profil vertical des atmosphères nuageuses.

Dans un premier temps, nous avons cherché à identifier le caractère monocouche ou mul-

ticouche des situations nuageuses. Une étude climatologique de la répartition des situations monocouches et multicouches basée sur les produits combinés CPR/CALIOP a mis en évidence l'importance de la latitude (zone tropicale ou non) et de la phase thermodynamique des nuages sur les statistiques de leur caractère monocouche/multicouche. Ensuite, une analyse statistique pour les deux types de situations nuageuses a révélé que les paramètres POLDER pression Rayleigh, pression oxygène et son écart-type angulaire, pression oxygène de sommet ainsi que les différences entre pression Rayleigh et pression oxygène et entre pression oxygène de sommet et pression oxygène, pouvaient être pertinents pour la distinction des situations monocouches et multicouches. Une fois ce travail préliminaire réalisé, nous avons construit un arbre de décision, méthode basée sur la minimisation de l'entropie, pour distinguer les deux types de situations nuageuses. La grandeur qui discrimine le plus les situations monocouches et multicouches, et qui représente donc le premier noeud de l'arbre de décision, est un seuil sur l'écart-type angulaire de la pression oxygène σ_{PO_2} à 22,5 hPa. Selon cette règle, les situations sont donc classées plutôt monocouches pour $\sigma_{PO_2} \leq 22,5$ hPa, et multicouches pour $\sigma_{PO_2} > 22,5$ hPa. Physiquement, cela signifie que la différence angulaire de parcours de photons est en moyenne plus importante dans les cas multicouches que monocouches. Dans les situations multicouches, les mesures sont affectées dans certaines directions par des couches nuageuses basses, et hautes dans d'autres directions, ce qui peut donner des pressions nuageuses effectives angulairement très différentes.

Le résultat de l'arbre de décision n'est pas une grandeur binaire monocouche/multicouche mais un indicateur, que nous avons nommé $POLDER_\sigma$ en référence au premier noeud de l'arbre. Cet indicateur est exprimé en pourcentage et varie de 0 à 100. Zéro signifie une confiance complète dans le caractère monocouche du nuage tandis que la valeur 100 indique une confiance complète dans le caractère multicouche de la situation nuageuse. La technique employée pour construire l'arbre de décision est rigoureuse mathématiquement et le choix des attributs qui constituent les noeuds de l'arbre a été validé par une seconde approche (courbe ROC), néanmoins, le fait de ne pas commencer l'arbre de décision par la phase thermodynamique nous a semblé surprenant. En effet la microphysique des nuages varie beaucoup selon la phase thermodynamique et vouloir appliquer les mêmes critères à des nuages en phase liquide, glace ou mixte peut ne pas sembler très physique. Par conséquent, nous avons construit un second arbre de décision, dont le résultat est un indicateur $POLDER_\Phi$, en suivant la même méthode que pour le premier arbre mais en imposant un tri préliminaire en fonction de la phase thermodynamique. Finalement, en comparant l'arbre initial construit avec les seuls calculs d'entropie à celui où l'on a imposé que le premier noeud porte sur la phase thermodynamique, nous avons constaté qu'il n'y avait pas de contradictions et que l'application d'une méthode purement mathématique pour construire l'arbre de décision n'avait pas produit d'incohérences physiques.

La première représentation cartographique des indicateurs $POLDER_\sigma$ et $POLDER_\Phi$ a montré que les indices multicouches de POLDER étaient des produits homogènes spatialement et qu'ils étaient cohérents avec l'observation de la scène (image en fausse couleur MODIS), et les différentes estimations des ses propriétés (phase thermodynamique, pressions, indicateur multi-

couche de MODIS).

Dans le chapitre 4, nous avons montré la possibilité d'estimer les pressions de sommet (CTOP : Cloud Top Oxygen Pressure) et de milieu (CMOP : Cloud Middle Oxygen Pressure) des nuages monocouches à partir des mesures dans la bande A du radiomètre POLDER. Ces pressions sont obtenues à partir de paramétrisations prenant en considération l'épaisseur optique nuageuse τ ainsi que le cosinus de l'angle solaire zénithal μ_s . Toutes ces paramétrisations ont été obtenues de manière statistique à partir de données colocalisées POLDER/CPR/CALIOP sur l'année 2008. Présentées par classes de nuages de l'ISCCP, les performances de CTOP et CMOP sont encourageantes. Pour les nuages présentant une extension verticale assez et très importante (nuages de convection profonde, cirrostratus, altostratus), CTOP apparaît spectaculairement plus proche de la pression de sommet que le produit P_{O_2} . En ce qui concerne les nuages bas (pression de sommet CTP fournie par CPR/CALIOP supérieure ou égale à 680 hPa), les restitutions de pressions par POLDER tendent à légèrement sous estimer les pressions réelles.

A partir de la différence entre CTOP et CMOP, il est possible de déduire une première estimation de l'extension verticale des nuages h , $H_{\Delta P}$. Cependant, $H_{\Delta P}$ peut souffrir de l'addition des biais observés sur CTOP et CMOP. Une étude de la corrélation entre $\sigma_{P_{O_2}}$ et H , l'estimation de l'extension verticale fournie par le lidar et le radar, a également permis de construire des paramétrisations dépendantes de μ_s et de τ pour les nuages d'eau liquide, qui permettent de restituer une estimation de h à partir de $\sigma_{P_{O_2}}$. Pour les nuages d'eau liquide, nous obtenons donc deux estimations de h , H_σ et $H_{\Delta P}$ tandis que pour les nuages de glace l'extension verticale des nuages est uniquement estimée par $H_{\Delta P}$. Dans le futur, il serait pertinent de poursuivre l'étude sur la corrélation entre $\sigma_{P_{O_2}}$ et H dans le cas des nuages de glace afin de comprendre plus précisément les paramètres qui l'influencent. Une première validation menée sur les données de l'année 2008 a montré que pour les nuages d'eau liquide, la différence moyenne entre H_σ et H vaut 5 m pour les nuages situés au-dessus des océans et 23 m pour les nuages situés au-dessus des continents. Pour l'estimateur $H_{\Delta P}$, ces différences valent respectivement -12 m et -272 m. Ces observations nous ont amenés à retenir H_σ comme estimateur de l'épaisseur géométrique des nuages d'eau liquide.

Enfin, dans le dernier chapitre, nous avons cherché à valider les nouveaux produits POLDER élaborés dans les chapitres précédents. Dans un premier temps, nous avons réalisé une analyse statistique et temporelle des performances des nouveaux produits POLDER.

En ce qui concerne les indicateurs multicouches, le calcul du risque réel, c'est à dire du nombre de fois où l'indicateur multicouche classe mal un cas, a révélé qu'un seuil à 44, ou à 52 selon les applications, sur l'indicateur POLDER $_\sigma$ était un bon outil de discrimination des situations monocouches et multicouches. Ainsi, avec un seuil discriminant de 44 sur l'indicateur POLDER $_\sigma$, 80% des situations monocouches et 56% des situations multicouches sont correctement identifiées, et le risque réel vaut 28,8%. Avec un seuil de 52, le risque réel chute à 26,4%, 89% des situations

monocouches sont correctement identifiées mais seulement 46% des situations multicouches le sont. De plus, la performance de l'indicateur $POLDER_{\sigma}$ est stable au cours du temps, puisqu'entre janvier 2007 et avril 2011, le risque réel est compris entre 30% et 35% (pour les seuils 44 et 52). Par ailleurs, il est très intéressant que l'indicateur multicouche $POLDER_{\sigma}$ mis au point soit capable de fournir une climatologie zonale réaliste du caractère monocouche/multicouche des couvertures nuageuses.

Dans le cas des situations monocouches, la pression CTOP est très proche de la pression de sommet des couches nuageuses indiquées par CPR/CALIOP. En 2008, pour les nuages d'eau liquide au-dessus des océans, le score atteint par la pression CTOP, c'est à dire la confiance que l'on a dans la pression CTOP, est de 45% pour une erreur de 30 hPa et de 65% pour une erreur de 50 hPa. Pour les nuages de glace au-dessus des océans, ce score est de 48% pour une erreur de 40 hPa et de 55% pour une erreur de 50 hPa. Ces performances sont stables dans le temps puisqu'entre janvier 2007 et avril 2011, la différence relative entre CTOP et la pression CTP fournie par CPR/CALIOP est comprise entre 1% et 6% pour les nuages d'eau liquide et entre -10% et 10% pour les nuages de glace. Au-dessus des continents, les résultats sont un peu moins bons, la différence relative entre CTOP et CTP varie alors de 0% à 25% pour les nuages d'eau liquide et de -30% à 0% pour les nuages de glace. Ces moins bonnes performances sont probablement dues aux effets de surface qui sont plus importants au-dessus des terres émergées. En ce qui concerne la pression CMOP, elle est globalement très proche du milieu des couches nuageuses, puisque l'erreur relative est comprise entre 0% et 10% quelque soit la phase thermodynamique et le type de surface.

Toujours dans le cas des situations monocouches, l'estimation de l'extension verticale des nuages par POLDER donne de premiers résultats encourageants. Dans le cas des nuages de glace et pour une erreur de 30%, les scores atteints par l'estimateur POLDER de h ($H_{\Delta P}$), valent 70% et 60% au-dessus des océans et des continents respectivement. Dans le cas des nuages d'eau liquide et pour une erreur de 50%, ces chiffres sont 57% et 48%. Pour les nuages d'eau liquide entre janvier 2007 et avril 2011, la différence absolue entre H_{σ} et H est comprise entre -150 m et 100 m au-dessus des océans et des continents. En revanche, la différence absolue entre H_{σ} et $H_{\Delta P}$ est plus élevée puisqu'elle est comprise entre -200 m et 200 m au-dessus des océans et entre -650 m et -690 m au-dessus des continents. Ces observations confortent notre choix de considérer H_{σ} comme estimateur de h pour les nuages d'eau liquide. L'analyse temporelle des nouveaux produits POLDER suggère que des paramétrisations saisonnières pour la restitution des pressions pourraient diminuer les biais observés. De plus, si l'étude des performances des nouveaux produits après 2009 est délicate (manque de données), elle révèle néanmoins que l'évolution des conditions d'observation des scènes ne perturbe pas outre mesure la validité de nos restitutions.

Dans un second temps, l'analyse de cas d'études au-dessus des océans nous a permis de comparer nos résultats aux produits dérivés des instruments CALIOP, CloudSat et MODIS, pixel à pixel. La variété des situations analysées (systèmes monocouches ou multicouches, nuages stratiformes, cumuliformes...) nous a permis de mettre en évidence les situations pour lesquelles nos

restitutions sont fiables mais également leurs limites. En ce qui concerne les indicateurs multicouches POLDER, ils distinguent les situations monocouches lorsque le système ne présente pas de brutales hétérogénéités spatiales (bord de nuage) et ils identifient les situations multicouches lorsque l'épaisseur optique de la couche haute n'est pas trop faible (quelques unités). Il faut également préciser que la résolution des produits POLDER ($18 \times 21 \text{ km}^2$) ne permette en général pas à nos indicateurs multicouches d'être aussi réactifs que celui de MODIS (1km de résolution). Dans les situations monocouches, nos estimations de la pression du sommet et du milieu des couches nuageuses sont assez bonnes tant que les nuages ne présentent pas trop d'hétérogénéités spatiales et que leur épaisseur optique n'est ni trop faible ni trop élevée ($5 \leq \tau \leq 80$). Pour des nuages avec cette gamme d'épaisseur optique, la restitution de l'épaisseur géométrique donne des résultats souvent bons pour des nuages liquides bas (de type stratus ou stratocumulus). La restitution d'épaisseurs géométriques plus importantes semble parfois possible, parfois problématique, mais dans nombre de cas, une information intéressante même si parfois grossière sur les épaisseurs géométriques de la scène est apportée. Dans le cas des situations multicouches, CTP MODIS est globalement plus près que CTOP de la pression de sommet CTP de la couche nuageuse haute lorsque l'épaisseur optique de celle-ci est faible ($\tau_h \leq 2$). Dans ces situations, CTOP donne la pression du sommet de la couche nuageuse basse, alors que CTP MODIS peut avoir une valeur intermédiaire entre les pressions des deux couches de nuage, ce qui peut être considéré comme un avantage en fonction des applications.

Dans cette étude, nous avons élaboré un indicateur nuageux monocouche/multicouche puis des produits estimant les propriétés macrophysiques (pression de sommet, épaisseur géométrique) de nuages monocouches à partir des mesures du radiomètre POLDER sur PARASOL. À l'avenir, il sera intéressant de considérer des cas d'étude (comme dans le chapitre 5) au dessus des continents. Une perspective de travail immédiate et nécessaire sera d'évaluer la performance des produits monocouches POLDER lorsque l'indicateur POLDER_σ signale des situations monocouches. Ceci permettra de s'affranchir de l'utilisation du lidar et du radar pour la bonne exploitation des produits monocouches POLDER. D'ailleurs il paraît nécessaire de valider les nouveaux produits en dehors de la trace du lidar et du radar, comme nous l'avons fait pour une zone limitée, mais à grande échelle. Ceci est possible en ce qui concerne l'indicateur multicouche en comparant celui de POLDER et celui de MODIS, et également ceux à venir d'autres instruments, comme SEVIRI (Watts et al., 2011). En ce qui concerne la pression de sommet, une étude approfondie de la comparaison entre CTOP et CTP MODIS est souhaitable sur l'ensemble des pixels colocalisés PARASOL et MODIS, et là où les indicateurs multicouches des deux instruments sont cohérents. L'évaluation des nouveaux produits POLDER serait également possible en les comparant par exemple avec les mesures sol du réseau ARM (Atmospheric Radiation Measurement).

Nous avons constaté que l'écart-type angulaire de la pression oxygène $\sigma_{P_{O_2}}$ d'un nuage monocouche pouvait afficher des valeurs élevées sous certaines conditions (épaisseur optique faible,

bords de nuages). Dans ces situations, les estimations de la pression de sommet, de l'épaisseur géométrique, et du caractère multicouche de la scène nuageuse sont erronées en partie parce que le lien entre épaisseur géométrique et σ_{PO_2} est rompu. Des études récentes (Waquet et al., 2009, 2013)) ont montré que la présence d'aérosols au-dessus des nuages pouvaient influencer la pression oxygène et donc σ_{PO_2} ; il serait donc intéressant d'évaluer le comportement des nouveaux produits POLDER en présence d'aérosols au-dessus des nuages.

Annexe

Publication

Improved information about the vertical location and extent of monolayer clouds from POLDER3 measurements in the oxygen A-band

M. Desmons, N. Ferlay, F. Parol, L. Mcharek, and C. Vanbauce
Atmos. Meas. Tech., 6, 2221-2238, 2013, doi :10.5194/amt-6-2221-2013



Improved information about the vertical location and extent of monolayer clouds from POLDER3 measurements in the oxygen A-band

M. Desmons, N. Ferlay, F. Parol, L. Mcharek, and C. Vanbauce

Laboratoire d'Optique Atmosphérique, UFR de Physique, UMR8518/CNRS, Université Lille 1, Villeneuve d'Ascq, France

Correspondence to: M. Desmons (marine.desmons@ed.univ-lille1.fr)

Received: 1 February 2013 – Published in Atmos. Meas. Tech. Discuss.: 12 March 2013

Revised: 23 July 2013 – Accepted: 24 July 2013 – Published: 30 August 2013

Abstract. This paper describes new advances in the exploitation of oxygen A-band measurements from POLDER3 sensor onboard PARASOL, satellite platform within the A-Train. These developments result from not only an account of the dependence of POLDER oxygen parameters to cloud optical thickness τ and to the scene's geometrical conditions but also, and more importantly, from the finer understanding of the sensitivity of these parameters to cloud vertical extent. This sensitivity is made possible thanks to the multidirectional character of POLDER measurements. In the case of monolayer clouds that represent most of cloudy conditions, new oxygen parameters are obtained and calibrated from POLDER3 data colocalized with the measurements of the two active sensors of the A-Train: CALIOP/CALIPSO and CPR/CloudSat. From a parameterization that is (μ_s, τ) dependent, with μ_s the cosine of the solar zenith angle, a cloud top oxygen pressure (CTOP) and a cloud middle oxygen pressure (CMOP) are obtained, which are estimates of actual cloud top and middle pressures (CTP and CMP). Performances of CTOP and CMOP are presented by class of clouds following the ISCCP classification. In 2008, the coefficient of the correlation between CMOP and CMP is 0.81 for cirrostratus, 0.79 for stratocumulus, 0.75 for deep convective clouds. The coefficient of the correlation between CTOP and CTP is 0.75, 0.73, and 0.79 for the same cloud types. The score obtained by CTOP, defined as the confidence in the retrieval for a particular range of inferred value and for a given error, is higher than the one of MODIS CTP estimate. Scores of CTOP are the highest for bin value of CTP superior in numbers. For liquid (ice) clouds and an error of 30 hPa (50 hPa), the score of CTOP reaches 50 % (70 %).

From the difference between CTOP and CMOP, a first estimate of the cloud vertical extent h is possible. A second estimate of h comes from the correlation between the angular standard deviation of POLDER oxygen pressure $\sigma_{P_{O_2}}$ and the cloud vertical extent. This correlation is studied in detail in the case of liquid clouds. It is shown to be spatially and temporally robust, except for clouds above land during winter months. The analysis of the correlation's dependence on the scene's characteristics leads to a parameterization providing h from $\sigma_{P_{O_2}}$. For liquid water clouds above ocean in 2008, the mean difference between the actual cloud vertical extent and the one retrieved from $\sigma_{P_{O_2}}$ (from the pressure difference) is 5 m (–12 m). The standard deviation of the mean difference is close to 1000 m for the two methods. POLDER estimates of the cloud geometrical thickness obtain a global score of 50 % confidence for a relative error of 20 % (40 %) of the estimate for ice (liquid) clouds over ocean. These results need to be validated outside of the CALIPSO/CloudSat track.

1 Introduction

Cloud amount and the vertical distribution of cloud properties are key parameters of the climate system through their major influence on the incoming solar radiation and the outgoing thermal radiation. Heating and cooling rates within the atmosphere, fundamental drivers in the climate system (Stephens, 1978; Wang and Rossow, 1998), cannot be well estimated without a good description of the vertical cloudiness structure. Thus, among all the microphysical and

macrophysical cloud properties, the cloud top pressure (CTP) and the cloud layer geometrical thickness (h) represent very desired parameters to be retrieved. For climate studies those parameters must be provided on a global scale, and satellites are the most appropriate tool. Active sensors such as lidar (Winker and Trepte, 1998; Winker et al., 2007) or radar (Mace et al., 2009) have the inherent ability to provide the base and top altitudes of cloud layers, but they suffer from poor spatial coverage. It would be very interesting and valuable to get the same information from space instruments that have a large field of view like most passive instruments.

Different methods using passive measurements have been developed to infer the cloud top level from space. The most common one is the measurement of the brightness temperature at $11\ \mu\text{m}$ to obtain the cloud top temperature that is converted to the cloud top height (CTH) or cloud top pressure via a vertical atmospheric profile (Rossow and Schiffer, 1999). This method is well adapted to high opaque clouds but is known to be inappropriate in the case of temperature inversions. For example, the MODerate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) algorithm places the cloud above the inversion, which can lead to a cloud top mislocation of about 200 hPa (Menzel et al., 2008). Another method used to retrieve CTP is the CO₂-slicing technique (Wielicki and Coakley, 1981), that uses radiances measured within the $15\ \mu\text{m}$ CO₂ absorption region. Because of the lack of sensitivity in the lower layers of the atmosphere, MODIS uses this method only for clouds whose tops are higher than 3 km. For lower clouds the MODIS algorithm reverts to the $11\ \mu\text{m}$ brightness temperature method. Cloud top level can also be obtained from high spectral resolution infrared sounder instruments like the Atmospheric Infrared Sounder (AIRS) (Weisz et al., 2007). One advantage of the AIRS method is the ability to simultaneously retrieve CTP and the sounding profile. One can also mention methods that use stereo observations (Seiz et al., 2007; Wu et al., 2009) or the polarimetry of reflected sunlight (Goloub et al., 1994; Knibbe et al., 2000).

An alternative method to infer cloud top pressure is the exploitation of the absorption of solar radiation by the atmospheric dioxygen molecules. Dioxygen is well mixed in the atmosphere, and the depth of O₂ absorption can be related to a certain atmospheric path length. Above a bright surface, as cloud acts in first approximation, O₂ absorption that affects solar radiation backscattered toward a spaceborne sensor is mainly related to the scene vertical location (the cloud height in our case) and to the solar and viewing geometries. Such methods using reflected sunlight in oxygen-absorbing bands depend very weakly on the pressure/temperature vertical profiles. They do not suffer for a lack of sensitivity in the case of low clouds, and are not sensitive to temperature inversions. After several theoretical studies (Wu, 1985; Fischer and Grassl, 1991; Kuze and Chance, 1994), airborne experiments (Fischer et al., 1991) and satellite missions have provided measurements in the oxygen absorption A band, a spectral domain centered at 760 nm and approximately 15 nm

width (see Fig. 1). Various studies have shown their capabilities to retrieve an apparent cloud pressure using different sensors with narrow bands centered on the oxygen absorption region (Vanbauce et al., 1998; Koelemeijer et al., 2001; Fournier et al., 2006; Lindstrot et al., 2006; Preusker et al., 2007; Lelli et al., 2012; Yang et al., 2013), with different spectral characteristics and different radiative inversion models.

As was stated in the earlier literature (Yamamoto and Wark, 1961; Saiedy et al., 1965), multiple scattering within cloud layers enhances absorption of radiation by dioxygen, and thus affects the relevance and accuracy of the retrieved cloud pressure from A-band measurements. It partly explains the difference between apparent and actual cloud top pressures, which has been largely recognized for the different measurement approaches described previously. It leads to a systematic overestimation of cloud top pressure (underestimation of cloud top height) (Vanbauce et al., 1998), and the apparent cloud pressure is actually close to the middle-of-cloud pressure (Vanbauce et al., 2003; Wang et al., 2008; Sneep et al., 2008; Ferlay et al., 2010). In the case of low cloud deck that evidently has a thin geometrical thickness, the bias is relatively small and the CTP can be fairly well determined, for example within 25 hPa with MERIS O₂ A-band technique (Lindstrot et al., 2006).

Referring to van de Hulst (1980), Ferlay et al. (2010) simulated photon transport and radiative transfer inside cloudy atmospheres, and showed that the vertical photon penetration into cloud layers depends mainly on the cloud geometrical thickness h , with an angular dependance, and so does the difference between POLDER cloud apparent pressure and actual cloud top pressure. They further analyzed that, thanks to the multiangular character of POLDER instrument, POLDER oxygen pressure products and h are potentially strongly correlated. A first intensive intercomparison of cloud layer altitudes inferred from CPR/CALIOP collocated with POLDER measurements confirmed this correlation. Thus, the sensitivity of measurements in the oxygen A band to the unknown cloud geometrical thickness h can be exploited in order to retrieve h instead of being the most important source of errors when deriving the cloud top pressure (Preusker and Lindstrot, 2009). The present paper follows the study of Ferlay et al. (2010). Based on an enhanced understanding of the sensitivities of POLDER oxygen pressure and on an extended database, we show here how we can gain further information about cloud pressures and vertical extent.

This paper is organized as follows. In Sect. 2, the characteristics and principle of POLDER oxygen A-band measurements and pressure are reiterated, and the known bias and sensitivity of POLDER oxygen pressure products are presented. In Sect. 3, the other A-Train data used in this study are detailed, as are the statistics of the cloud population on which our study focuses. In Sect. 4, we explain the principle for getting estimates of cloud top and middle pressures and the associated results. In Sect. 5, the strength and

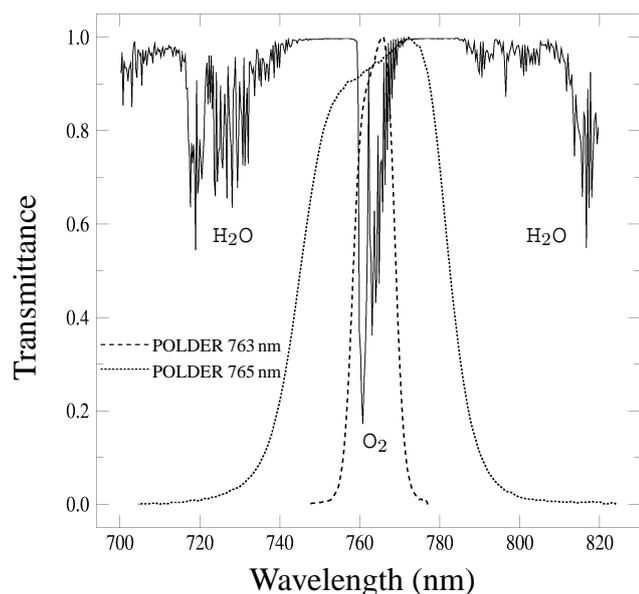


Fig. 1. Atmospheric transmittance in the oxygen A-band region at the resolution of 5 cm^{-1} ($\approx 0.3 \text{ nm}$) for an air mass equal to 1 and a standard midlatitude summer atmosphere. The filter's transmissions of the two POLDER O_2 bands (centered at 763 nm (765 nm) with a 10 nm (40 nm) FWHM) are also given in dashed lines.

characteristics of the correlation between the angular standard deviation of POLDER oxygen pressure $\sigma_{P_{\text{O}_2}}$ and the cloud geometrical thickness h are studied. From this correlation and the new pressure estimates, the cloud geometrical thickness h can be inferred in two ways. In Section 6, we compare the retrievals of h obtained from the two methods.

2 POLDER oxygen pressure

2.1 POLDER cloud oxygen pressure principle and algorithm

In this study we use data obtained from measurements of the POLDER3 sensor onboard the PARASOL platform within the Afternoon satellite constellation (A-Train, Stephens et al. (2002)). PARASOL was launched in 2004. Its orbit was lowered for the first time in December 2009, and then again in November 2011. Since then, PARASOL has not performed as many measurements coincident with other A-Train satellites as previously, though the POLDER3 sensor still works perfectly.

POLDER cloud oxygen pressure is inferred from multidirectional measurements in two large spectral channels located in the oxygen A band, centered at around 763 and 765 nm. Their values for full width at half maximum (FWHM) are respectively 10 and 40 nm. Figure 1 illustrates the spectral variability of the atmospheric absorption in this

domain as well as the POLDER response filters for the two channels.

The oxygen pressure algorithm is based upon the fact that O_2 absorption indicates the penetration depth of radiation within the atmosphere. The oxygen transmittance T_{O_2} from the top of the atmosphere to a level pressure P and then back to space is estimated by the ratio of POLDER radiances measured at 763 and 765 nm. T_{O_2} was precalculated for various reflector pressure levels, geometrical conditions, and standard atmospheric models using a line-by-line model (Scott, 1974) and spectroscopic parameters from HITRAN 2004 (Rothman et al., 2005). An apparent cloud pressure is thus inferred with the hypothesis of the atmosphere being a purely absorbing medium, the cloud as a perfect reflector, and with reflectances at 763 and 765 nm corrected for gaseous absorption by water vapor and ozone. Details are given in Buriez et al. (1997).

With its CCD sensor array, POLDER acquires up to 14 quasi-simultaneous observations of the same elementary pixel ($6 \times 7 \text{ km}^2$) with different viewing geometries. In the level 2 POLDER operational algorithm, the cloud pressure value assigned to a super-pixel ($18 \times 21 \text{ km}^2$) is determined for each viewing direction from the spatial averaging of the results obtained for each elementary cloudy pixel with spherical albedo larger than 0.3 (which corresponds to an optical thickness equal to 2 for liquid water clouds and 3.5 for ice clouds). An additional correction is made over land surface to take into account the increase of the photon path length due to multiple scattering between the cloud and the surface (Vanbauce et al., 2003). The angular values are then averaged accounting for cloud fraction – the mean is denoted by P_{O_2} – and the associated angular standard deviation $\sigma_{P_{\text{O}_2}}$ is calculated. For technical reasons as well as the question of cloud pressure accuracy, the averaged cloud pressure is finally rounded to the nearest 5 hPa and the angular standard deviation to the nearest 2.5 hPa.

2.2 Known bias and sensitivity to cloud vertical extent

Real clouds do not act as perfect reflecting boundaries. Solar photons actually penetrate into the cloud layer before being backscattered toward space. Consequently, the photon path is increased as well as absorption by oxygen. Because this increase is not accounted for in the POLDER algorithm, a main feature of POLDER cloud oxygen pressure is that it is systematically higher than the cloud actual top pressure (CTP). Comparisons between POLDER apparent pressure and cloud top pressure derived from METEOSAT infrared measurements showed a mean difference of 180 hPa (Vanbauce et al., 1998). Similar comparisons with the International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP) cloud top pressure showed a bias of 140 hPa (Parol et al., 1999). More precisely, cloud oxygen pressure appears to be close to the pressure of the geometrical middle of cloud layer. This has been observed with SCIAMACHY data (Wang et al.,

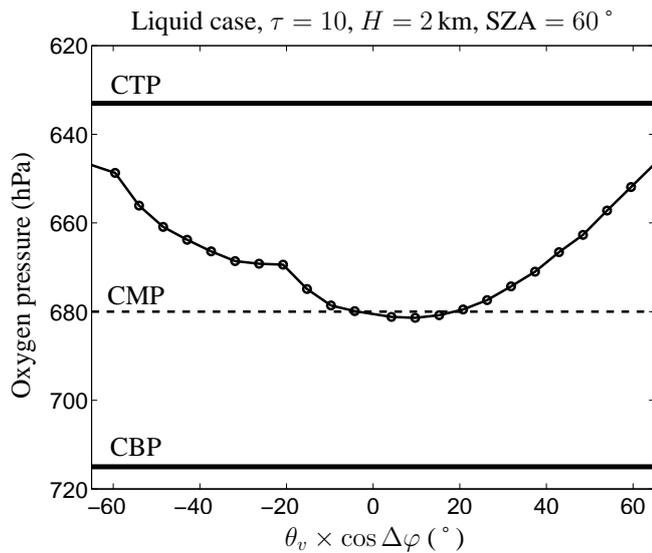


Fig. 2. Variation of simulated POLDER directional cloud oxygen pressure with the viewing zenith angles θ_v in the solar plane ($\Delta\varphi$ is the measurement's relative azimuth). Characteristics of the case study are indicated in the title. Horizontal lines indicate the level of cloud top, middle, and base pressures (denoted respectively by CTP, CMP, and CBP). The angularly averaged oxygen pressure is here 667 hPa and the angular standard deviation 11 hPa. Discontinuities of the directional cloud oxygen pressure at -60° and -20° are signatures of cloud scattering phase function.

2008) and with POLDER data (Vanbauce et al., 2003; Sneep et al., 2008).

Ferlay et al. (2010) studied in detail the vertical photon penetration – denoted by $\langle Z \rangle$ – into the cloud layer. For clouds optically thick enough, their Monte Carlo radiative transfer simulations showed the strong dependence of $\langle Z \rangle$ on the cloud geometrical thickness h , with a weaker dependence on the cloud optical thickness τ and cloud microphysical properties. It confirmed the asymptotic relation $\langle Z \rangle = \mu_s \mu_v h$ from van de Hulst (1980), with μ_s and μ_v the cosines of the solar and viewing zenith angles, respectively. Because POLDER directional oxygen pressures are affected by $\langle Z \rangle$, they depend accordingly on the cloud geometrical thickness and the scene's geometry. First, they vary with the upwelling outgoing directions, and the angularly averaged oxygen pressure is close to the cloud middle pressure. This is illustrated for one case in Fig. 2. Secondly, for clouds optically thick enough, the level of POLDER pressures varies with the cloud geometrical thickness h , and the angular standard deviation $\sigma_{P_{O_2}}$ of POLDER pressures is potentially highly correlated with h . Using a large set of POLDER data coincident with the measurements of the CPR and CALIOP sensors onboard CloudSat and CALIPSO, Ferlay et al. (2010) confirmed the small bias between P_{O_2} and the cloud middle pressure (CMP) for monolayer clouds, and proposed a way to reduce it. They confirmed also, thanks to

the sensitivity of $\sigma_{P_{O_2}}$ to h , the possible inversion of h from $\sigma_{P_{O_2}}$ for optically thick enough clouds, i.e., the feasibility of retrieving cloud geometrical thickness from multidirectional measurements in the oxygen A band.

From the dependence of POLDER oxygen products on cloud geometrical thickness h , we can investigate further in order to improve the significance of the retrieved cloud pressure, and truly invert the geometrical thickness of cloud from POLDER oxygen product. To reach these goals, we need to further analyze the sensitivity of POLDER oxygen pressures and of the correlation $(\sigma_{P_{O_2}}, h)$ to the scene's characteristics. This is the purpose of the following Sects. 4, 5, and 6.

3 A-Train dataset used

In the next section we present new inferences obtained from POLDER cloud oxygen pressure level 2 parameters P_{O_2} and $\sigma_{P_{O_2}}$: new cloud pressures, and an estimate of the cloud geometrical thickness. The dataset that was used for this study is presented in this section. POLDER level 2 data were sampled under the CloudSat/CALIPSO track in order to get “true” cloud vertical locations from the lidar and radar echoes. The CPR radar onboard CloudSat and the CALIOP lidar onboard CALIPSO do indeed have complementarity sensitivities to detect thin and thick scattering layers. This intercomparison filters daytime only CloudSat/CALIPSO data such as POLDER oxygen pressure parameters. CALTRACK level 2 data belong to the pixels nearest to the lidar shots sampled at 5 km. They are delivered by the ICARE thematic center as ICARE Multi-Sensor products (web address: <http://www.icare.univ-lille1.fr/>). The horizontal resolution of POLDER level 2 data corresponds to the size of POLDER super-pixel ($18 \times 21 \text{ km}^2$). Level 2 CloudSat 2B_GEOPROF_LIDAR data have a horizontal resolution of $2.5 \times 1.4 \text{ km}^2$, and they provide cloud base and top altitudes (LAYERBASE and LAYERTOP) of no more than five cloud layers n in each atmospheric column. From these altitudes, we obtain cloud geometrical extent denoted by H , as well as cloud base, top, and middle pressures (denoted by CBP, CTP, and CMP, respectively). The conversion from altitude to pressure is performed thanks to a local conversion index that has been added to the CALTRACK_L2_2B_GEOPROF_LIDAR files. Pressures in the atmospheric column come from meteorological reanalyses (Bloom et al., 2005) produced by the NASA Global Modeling and Assimilation Office (GMAO), and are available with CALIPSO CAL_LID_L2_05kmCPro files. All the data used in this study are listed in Table 1. MODIS data are used as a reference or to further filter data.

To analyze the expected information contained in POLDER A-band measurements, we restricted our study to cloud covers closest to the homogeneous plane-parallel deck that is optically thick enough and whose thermodynamical phase is similar when identified by POLDER or MODIS. The first condition is set through the following data filtering:

Table 1. Level 2 A-Train data (daytime only) used in this study collocated with lidar shots sampled at 5 km.

Product	Dataset	Horizontal resolution	Sensor (satellite)
RB2_v16	Cloud oxygen pressure P_{O_2}	$18 \times 21 \text{ km}^2$	POLDER3 (PARASOL)
	Cloud oxygen pressure angular standard deviation $\sigma_{P_{O_2}}$		
	Cloud cover cc		
	Cloud thermodynamical phase		
	Cloud optical thickness τ		
	Cosine of the solar zenith angle μ_s		
2B-GEOPROF-LIDAR.V04	Number of cloud layers n	$2.5 \times 1.4 \text{ km}^2$	CPR/CALIOP
	Cloud top altitudes LAYERTOP		(CloudSat/CALIPSO)
	Cloud base altitudes LAYERBASE		
MYD06_L2.C5	Cloud top pressure MODIS CTP	5 km	MODIS (Aqua)
	Cloud phase optical properties	1 km	

clouds are monolayered ($n = 1$), and the cloud cover is close to unity (POLDER fractional cloud cover “cc” – at the resolution of $18 \times 21 \text{ km}^2$ – is larger than 0.95). However, it is obvious that ice clouds that have a large vertical extent of several kilometers are necessary more away from the model of the homogeneous plane-parallel slab. For the second condition we considered clouds with $\tau \geq 5$. Indeed, Ferlay et al. (2010) have shown that $\sigma_{P_{O_2}}$ and the cloud vertical extent H were correlated for liquid water clouds with $\tau \geq 5$ and for ice clouds with $\tau \geq 10$. After a study of the sensitivity of the correlation between $\sigma_{P_{O_2}}$ and H to the cloud optical thickness, it appears that this correlation stays high for $\tau \geq 5$ whatever the thermodynamic phase.

This study focuses on the retrieval of parameters of single-layer clouds. We give below some statistics in order to realize the importance and characteristics of this cloud population among all clouds. According to CPR and CALIOP measurements (2B-GEOPROF-LIDAR product), monolayer clouds represent 64 % of cloud covers in 2008. But their occurrences vary with the latitude. It is shown in Fig. 3a with the plots of the zonal occurrences of monolayered and multilayered clouds as a function of the latitude by 5° bins.

The occurrence of monolayered clouds are higher at latitudes larger than 20° south and north, where it does not vary a lot, mostly between 65 % and 70 %. It means that our study deals with most of the clouds outside of the tropics. In the tropics, the occurrence of monolayer clouds decreases significantly down to 45 % to the benefit of multilayer clouds. Figure 3b shows that among monolayered clouds, liquid clouds are dominant except for latitudes between -5° and $+15^\circ$. On average, 53 % are liquid ones, while about 27 % are ice clouds.

In the rest of the paper, data comparison and statistics will only concern monolayered cloud covers filtered as indicated above. Clouds for which the POLDER fractional cloud cover

is higher than 0.95 represent 87 %, and clouds with optical thickness larger than 5 are 73 % of the whole cloud overcast. Clouds that are at the same time monolayered, not fractional ($cc > 0.95$), and optically relatively thick ($\tau \geq 5$) correspond to 47 % of all the clouds detected in 2008 under the CloudSat/CALIPSO track. Figure 4 shows the CPR/CALIOP climatology of cloud top pressure CTP versus cloud vertical extent H for these selected monolayered clouds in 2008. Figure 4a and b are for ice clouds over ocean and land, respectively, and Fig. 4c and d for liquid clouds over the same surfaces. Here, red colors mean high density of cases, and blue colors low density. A common feature to these plots is the correlation between lower cloud top pressure and higher vertical extent (with a bow shape for ice clouds), and the more scattered feature over land. Concerning ice clouds, the main difference between clouds over land and ocean in the CTP– H diagram is the higher density of geometrically thinner (geometrical thicknesses between 2000 and 7000 m) high-level clouds over land than over ocean. This is consistent with the climatologies obtained by Stubenrauch et al. (2006) and Warren et al. (2012). Concerning liquid clouds, Fig. 4c and 4d show that there are more clouds at higher altitudes and that clouds are more extended vertically over land than over ocean. This observation is coherent with Stubenrauch et al. (2006) and Wang et al. (2000), and may be explained by the altitude of the land surface and the highest occurrence of low-level cloudiness over ocean.

4 Definition of new POLDER oxygen pressures

Thanks to their theoretical analysis of the vertical penetration of photons into the cloud layer, and some first statistical comparisons between POLDER oxygen pressure P_{O_2} and actual cloud pressure, Ferlay et al. (2010) obtained a better

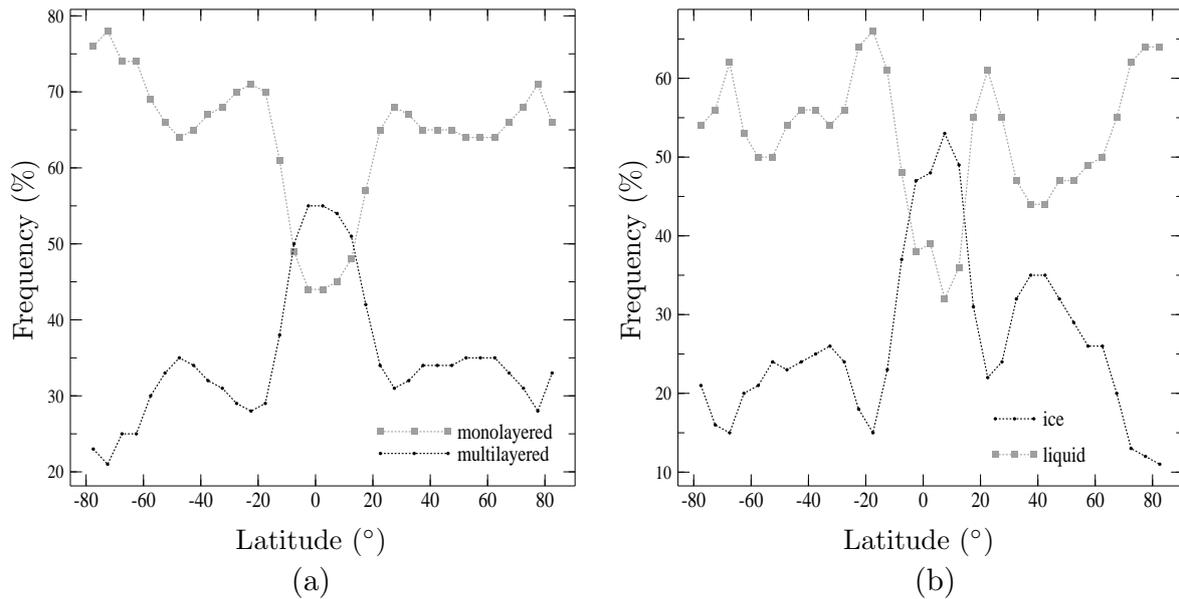


Fig. 3. Climatology of monolayered vs. multilayered clouds in 2008 from the 2B-GEOPROF-LIDAR product. (a) provides the zonal occurrences in percent of monolayered (grey line) and multilayered (black line) clouds. (b) provides the zonal occurrences in % of liquid water (grey line) and ice (black line) clouds among monolayered clouds (the thermodynamical phase comes from PARASOL and MODIS).

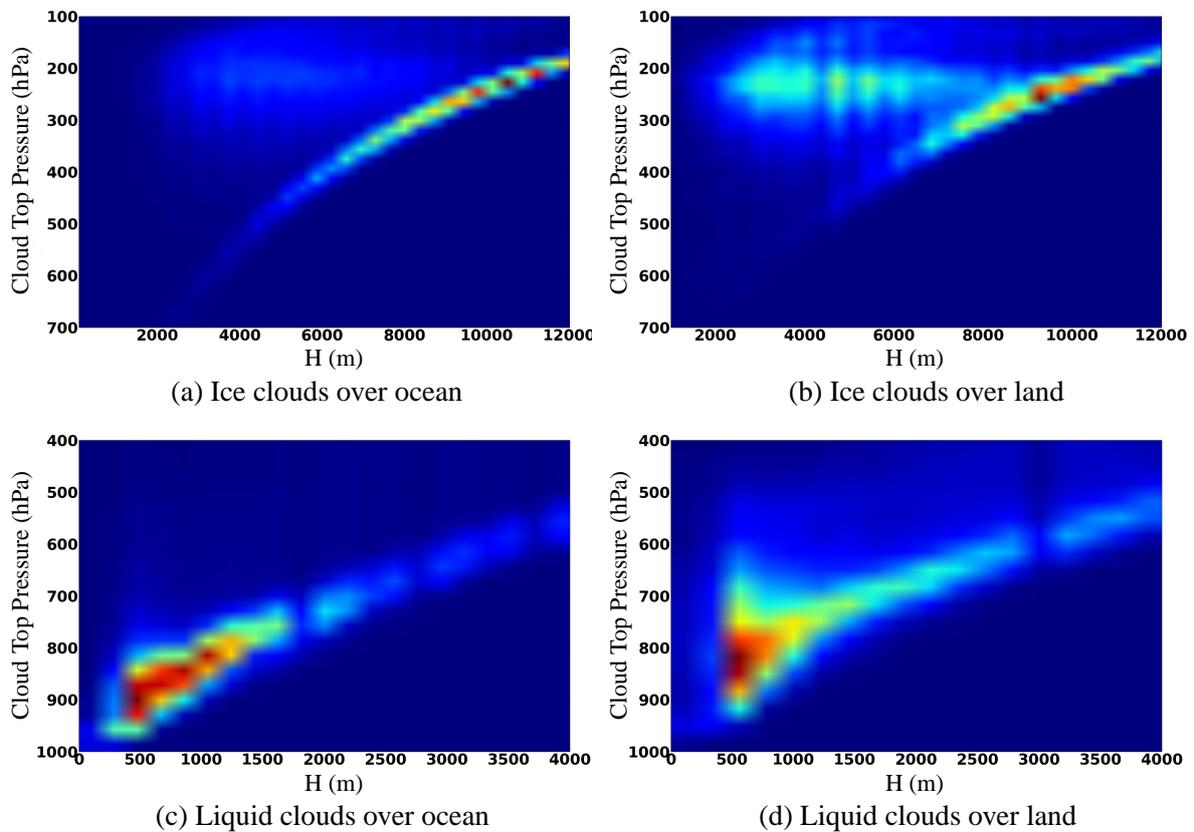


Fig. 4. Climatology of cloud top pressure versus cloud vertical extent for selected monolayered clouds in 2008 based on the 2B-GEOPROF-LIDAR product: over ocean on the left-hand panels, and over land on the right-hand panels. The thermodynamical phase comes from PARASOL and MODIS.

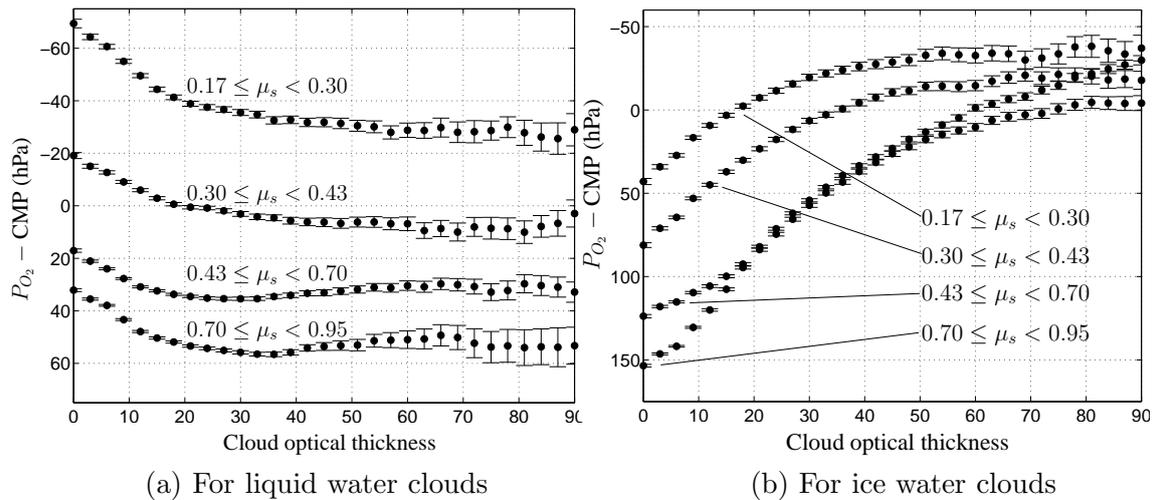


Fig. 5. Difference between POLDER oxygen pressure and actual cloud middle pressure (CMP) from CPR/CALIOP as a function of cloud optical thickness, on average in 2008 and by classes of solar zenith angle's cosine. Standard deviations are indicated by error bars.

significance for the inferred oxygen pressures. Here, we follow on from this effort by accounting for the double dependence of cloud oxygen pressures to cloud optical thickness and solar zenith angle (or its cosine μ_s). We show that this leads to estimates of cloud middle and top pressures.

To evaluate the relevance of these pressures, we make use of the International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP) definitions (Rossow and Schiffer, 1999) to distinguish high clouds (CTP < 440 hPa), midlevel clouds (440 hPa < CTP < 680 hPa) and low clouds (CTP > 680 hPa). High clouds can be further separated into cirrus ($\tau < 3.6$), cirrostratus ($3.6 < \tau < 23$), and deep convective clouds ($\tau > 23$). Midlevel clouds are separated into altostratus ($\tau < 3.6$), altostratus ($3.6 < \tau < 23$), and nimbostratus ($\tau > 23$). Among low clouds, the distinction is made between cumulus ($\tau < 3.6$), stratocumulus ($3.6 < \tau < 23$), and stratus ($\tau > 23$). In this study, only clouds with an optical thickness larger than 5 are considered, which excludes cirrus, altostratus, and cumulus. Low and middle clouds are also classified according to their thermodynamical phase, while high clouds are all iced.

4.1 Estimate of cloud middle pressure: principle and results

Ferlay et al. (2010) studied the difference between P_{O_2} and the pressure of the cloud's midlevel (CMP). Here we continue to make the distinction between liquid and ice clouds, and we go further by accounting for the dependence, not only on cloud optical thickness but also on the solar zenith angle. Figure 5 shows the difference on average between POLDER oxygen pressures and actual cloud middle pressure (CMP) obtained from CPR/CALIOP for liquid clouds (Fig. 5a) and ice clouds (Fig. 5b).

It shows that the higher the sun, the higher the POLDER oxygen pressure P_{O_2} compared with CMP. This is because the pathlength of photons within cloud layers is enhanced when the sun is high, or equivalently that they penetrate further into the clouds. Figure 5 shows also the sensitivity of the pressure's difference to cloud optical thickness τ . This sensitivity is low for liquid clouds, while high for ice clouds. For liquid clouds on average, $P_{O_2} - \text{CMP}$ does not depend much on cloud optical thickness for $\tau \geq 20$. For ice clouds, the absolute value of $P_{O_2} - \text{CMP}$ is smaller than 50 hPa when $\tau \geq 40$, and much larger for lower values of τ .

The principle for obtaining an estimate of CMP from POLDER oxygen pressure P_{O_2} is the following: if $P_{O_2} - \text{CMP} = f(\tau, \mu_s)$, then $P_{O_2} - f(\tau, \mu_s)$ should provide an estimate of CMP. Hereafter, we denote by CMOP the quantity $P_{O_2} - f(\tau, \mu_s)$, which stands for cloud middle oxygen pressure. We obtained CMOP after a fit of the functions shown in Fig. 5 with third-order polynomials.

Figure 6 shows the comparison between CMOP and CPR/CALIOP CMP for the four most numerous ISCCP cases in 2008. CMOP was obtained from a parameterization based on 2008 data. The color scale is not specified, but blue means the lowest density of points, and red the highest. Correlations for the years 2007 and 2009–2010 are close to the ones shown here. Also not shown is the comparison for stratus liquid clouds, for which the correlation is around 0.747. The best comparison is obtained for ice clouds with high correlation and small bias, and the regression's slope close to unity. Comparisons for liquid low-level clouds show a larger bias, which might be due to the effect of Rayleigh scattering above the cloud layers. The result is worse for midlevel clouds, with a correlation of 0.54.

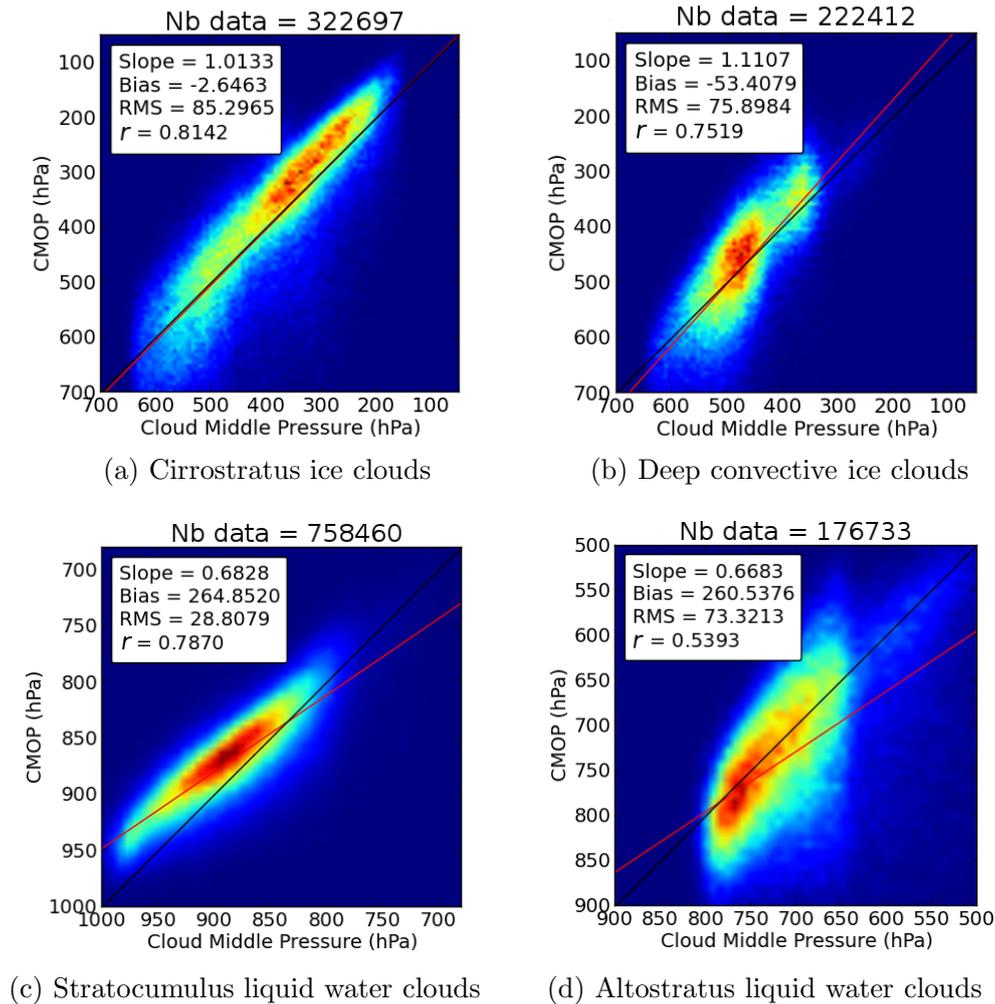


Fig. 6. Evaluation of POLDER cloud middle oxygen pressure (CMOP) versus CPR/CALIOP cloud middle pressure (in abscissa). Cases over ocean in 2008. Black lines indicate the one-to-one relationship, while red lines indicate the linear regression between CMOP and CMP.

4.2 Estimate of cloud top pressure: principle and results

It was mentioned earlier that the difference between P_{O_2} and the actual cloud top pressure CTP is mainly a function of the cloud geometrical thickness h . Additionally, $\sigma_{P_{O_2}}$ is potentially strongly correlated with h as shown by Ferlay et al. (2010) and as will be studied in detail in Sect. 5. Thus, as $P_{O_2} - \text{CTP}$ depends on h , $P_{O_2} - \text{CTP}$ depends on $\sigma_{P_{O_2}}$. We considered obtaining an estimate of CTP by using this least dependence. If indeed $P_{O_2} - \text{CTP} = f(\sigma_{P_{O_2}})$, then $P_{O_2} - f(\sigma_{P_{O_2}})$ should provide an estimate of CTP: we would unbiased P_{O_2} with a parameterization that depends on an “observable”, $\sigma_{P_{O_2}}$. Hereafter, we denote by CTOP the quantity $P_{O_2} - f(\sigma_{P_{O_2}})$, which stands for cloud top oxygen pressure. Figure 7 shows an example of functions $f(\sigma_{P_{O_2}})$ for the case of liquid clouds over ocean in 2008 and for solar zenith angles such that $0.7 \leq \mu_s \leq 0.8$.

Not surprisingly, the difference $P_{O_2} - \text{CTP}$ increases with $\sigma_{P_{O_2}}$: as clouds move away from the asymptotic model of

a perfect reflector (for which $\sigma_{P_{O_2}}$ would equal zero), P_{O_2} becomes larger than CTP. We obtained CTOP after a third-order polynomial fit of the functions $f(\sigma_{P_{O_2}})$ like the ones shown in Fig. 7. To evaluate the relevance of the new pressure CTOP, we classify again liquid and ice clouds according to the ISCCP cloud types. The right-hand panels of Fig. 8 show the comparison between CTOP and CPR/CALIOP CTP for the four most numerous ISCCP cases in 2008. CTOP was obtained from a parameterization based on data in 2008. The center panels show, for comparison, the relation between POLDER cloud pressure P_{O_2} and CTP. The left-hand panels show for reference the relation between MODIS CTP and CTP.

Correlations obtained for the years 2007 and 2009–2010 are again close to the ones shown here. Figure 8 shows a decrease of the bias – from POLDER pressures P_{O_2} to CTOP – compared with CTP, which can be spectacular for clouds with a high vertical extent (cases a, b, and c). In the case of

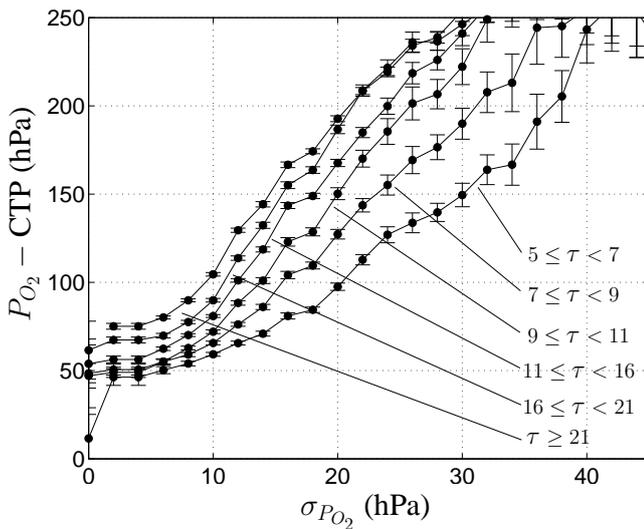


Fig. 7. Relationship between $P_{O_2} - \text{CTP}$ (the difference between POLDER oxygen pressure and CPR/CALIOP cloud top pressure) and the angular standard deviation of POLDER oxygen pressure $\sigma_{P_{O_2}}$, on average in 2008 and for different classes of optical thickness τ . Case of liquid water clouds over ocean, and for a particular solar condition: $0.7 \leq \mu_s \leq 0.8$. Standard deviations are also shown with error bars.

liquid altostratus clouds (case c), the feature of the 2-D plot for CTOP and MODIS CTP (right- and left-hand panels, respectively) is quite different. This is due to the fact that numerous clouds with actual CTP < 580 hPa come with biased new oxygen inference with CTOP > 600 hPa. For low-level liquid clouds (case d), the new POLDER pressure CTOP is again statistically closer to CTP than P_{O_2} . A bias still exists, however, which might be due again to the effect of Rayleigh scattering above the cloud layers. For this last case, CTOP seems more relevant than Collection 5 MODIS CTP, whose known issue (Holz et al., 2008) is obvious on the left-hand panel of Fig. 8, case d.

To go further in the evaluation of the new POLDER pressure CTOP, we computed its score. We defined it as the occurrence of CTOP less than a given value away from the actual cloud top pressure given by CPR/CALIOP. The score corresponds thus to the confidence in the cloud top pressure retrieval for a given accuracy. The left-hand panels in Fig. 9 show such scores over ocean surface for different classes of CTP. Histograms of CTP are given in arbitrary units in order to visualize the distribution of CTP. For liquid water clouds (case a), scores on the left correspond to a distance of 30 hPa. For ice clouds (case b), the distance considered is 50 hPa. It should be noticed that scores of CTOP are the highest at the peak of the histogram. This is logical since CTOP is obtained from a statistical parameterization. For liquid clouds, the score obtained by CTOP is slightly higher than the one of MODIS CTP for pressures smaller than 600 hPa, but for most cases, the score of CTOP is much better, reaching 50 %

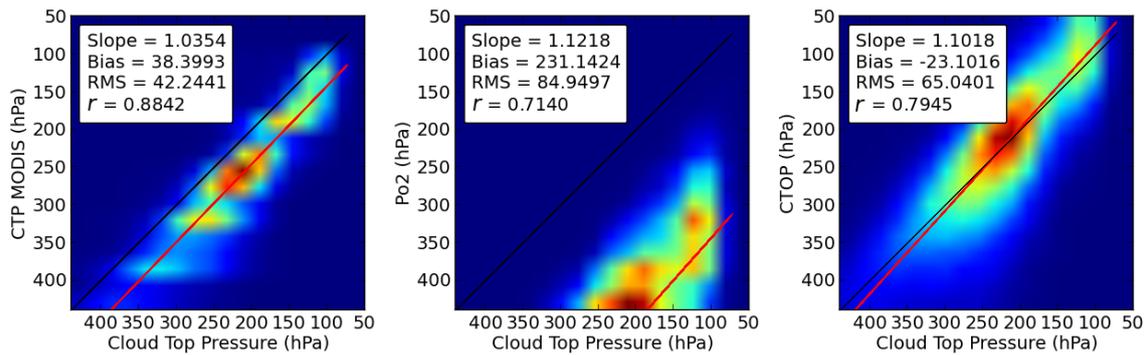
for pressures close to 850 hPa (most case), and even 65 % for clouds with pressure around 950 hPa, compared to 35 % maximum for MODIS CTP. The global scores for all classes of CTP, shown on the right-hand panel of Fig. 9a, are better for CTOP than for MODIS CTP, regardless of the error given (for example, 45 % compared to 25 % for a 30 hPa difference, 65 % compared to 40 % for 50 hPa). This confirms again the issue with the cloud top pressure inference by MODIS for low-level clouds. For ice clouds and an error of 50 hPa (case b, left-hand panel), scores obtained by MODIS CTP are significantly higher than the one of CTOP when pressures are smaller than 200 hPa. Otherwise, scores of MODIS CTP and CTOP are close, with scores of CTOP slightly better, especially at low altitudes. The global scores for ice clouds – case b on the right – are slightly better for CTOP than for MODIS CTP, especially for errors less than 80 hPa (for example, 48 % compared to 38 % for a 40 hPa difference).

Above land, correlations – not shown here – between CTOP and CTP, and CMOP and CMP, do not change very much. The correlations tend to be slightly lower above land for most cases. It can be understood because of the surface effect, even if this effect is accounted for in the POLDER oxygen pressure algorithm. However, correlations above land are higher for low-level liquid clouds (between 0.04 and 0.07 higher). These higher correlations can be explained by the fact that the ranges of CMP and CTP values are larger above land compared with ocean. But the number of cases above land is 10 times smaller compared with ocean, which limits the comparison.

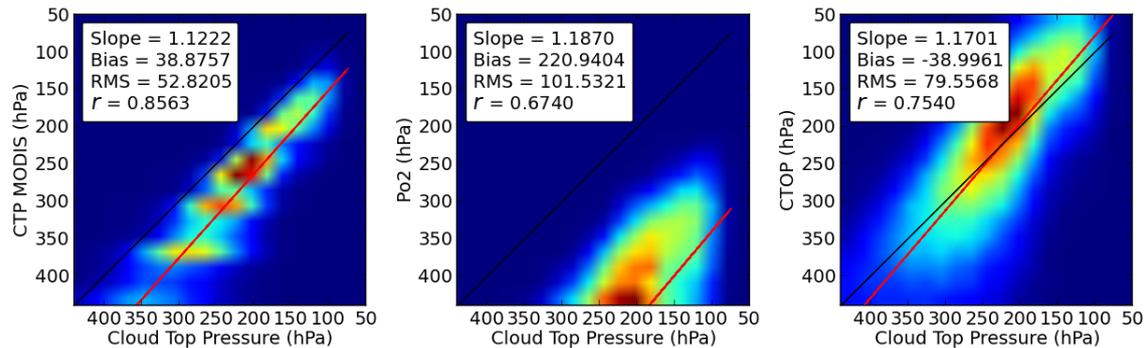
To summarize, we obtained new pressures – CMOP and CTOP – which are estimates of actual cloud middle and top pressures in the case of monolayer liquid and ice clouds. Comparison of scores are given for the estimates of CTP. From the difference between these two new pressures, we shall obtain a first estimate of the cloud vertical extent h . In Sect. 6, we evaluate the quality of this estimate of h . We shall see that the biases of CMOP and CTOP will compensate while calculating the estimate of h from their difference between CMOP and CTOP for liquid clouds over ocean, but less over land.

5 Correlation between $\sigma_{P_{O_2}}$ and the cloud vertical extent

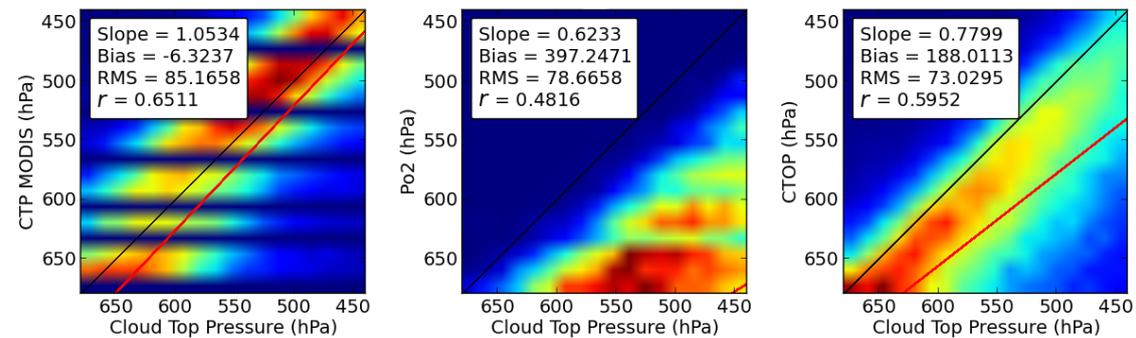
As recalled in Sect. 2.2, the angular standard deviation $\sigma_{P_{O_2}}$ of POLDER oxygen pressure is sensitive to the cloud geometrical thickness h , and consequently there is a potential to retrieve h from $\sigma_{P_{O_2}}$ for optically thick enough clouds. Ferlay et al. (2010) showed this potential for liquid water clouds from simulations and measurements. In this section, we go further and show the strength of the correlation between $\sigma_{P_{O_2}}$ and CPR/CALIOP H with a spatial and temporal study of the relation $H - \sigma_{P_{O_2}}$. We also study the complex sensitivity



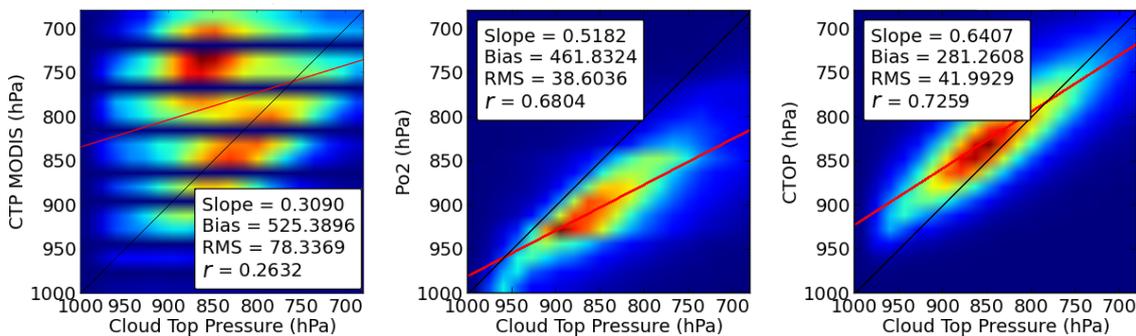
(a) For deep convective clouds (Nb data = 222412)



(b) For cirrostratus (Nb data = 282988)



(c) For liquid altostratus (Nb data = 161498)



(d) For stratocumulus (Nb data = 666055)

Fig. 8. Evaluation of MODIS cloud top pressure (CTP MODIS, left-hand panels), POLDER cloud oxygen pressure (P_{O_2} , middle panels) and cloud top oxygen pressure (CTOP, right-hand panels), versus CPR/CALIOP cloud top pressure (in abscissa). Cases over ocean in 2008. The number of data, Nb data, is given for each cloud type. Stripes in left-hand panels come from the very discrete values taken by MODIS CTP.

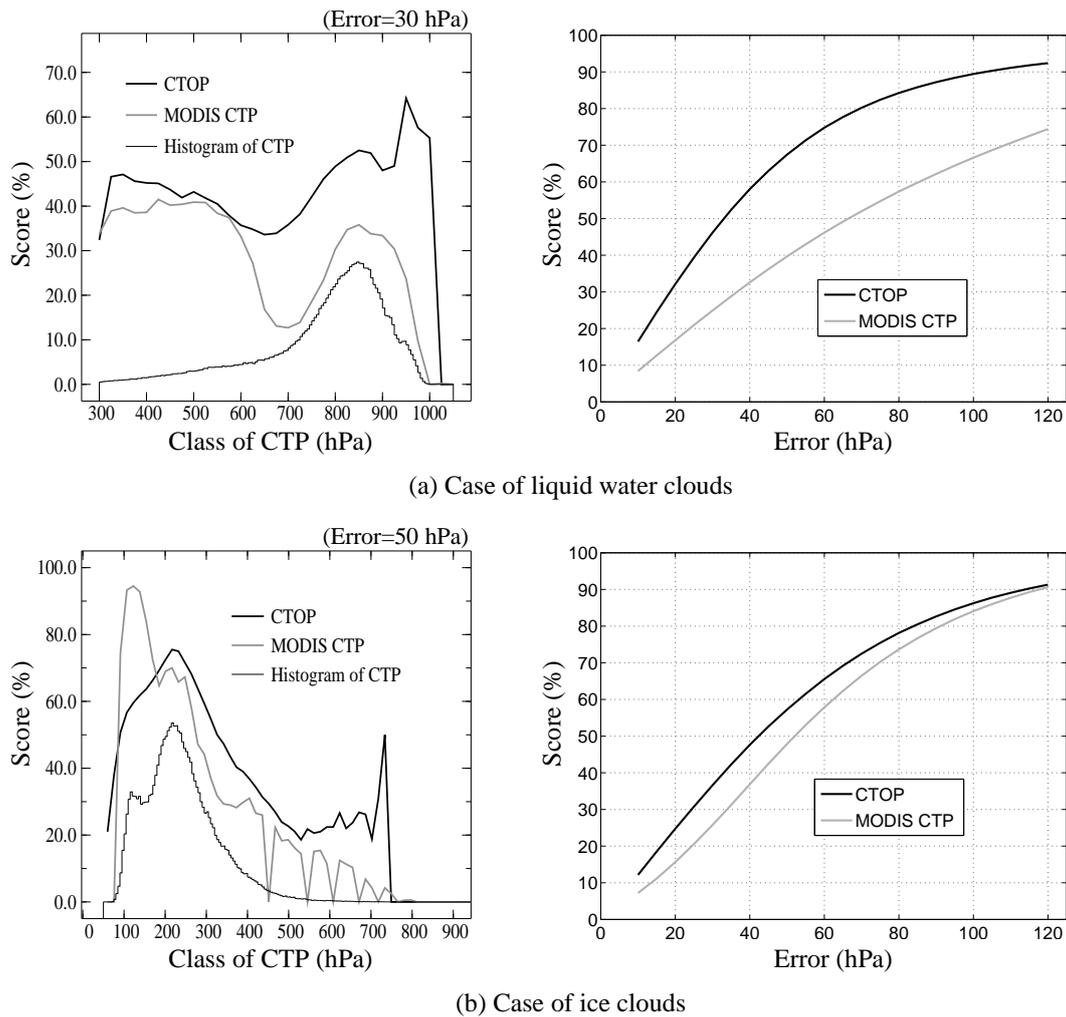


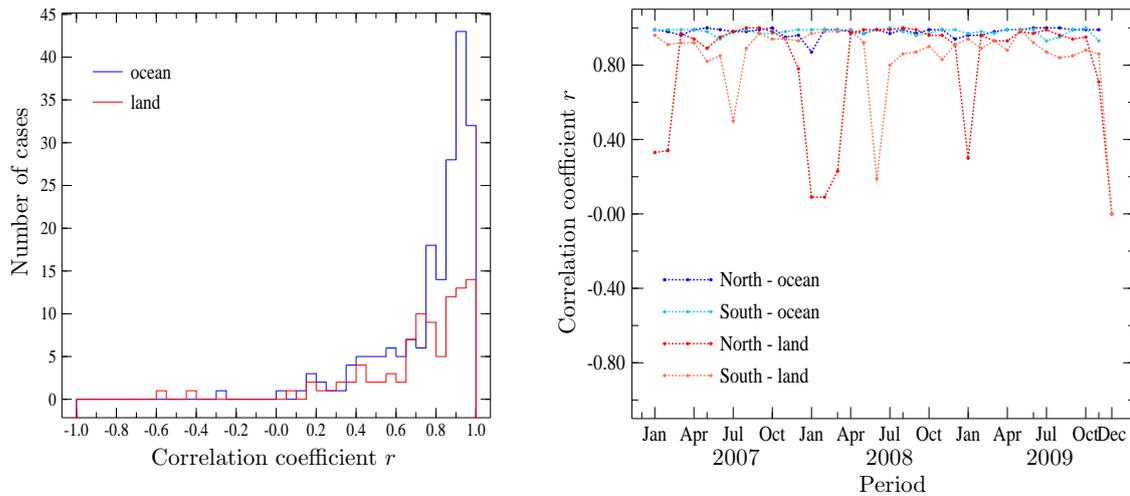
Fig. 9. Scores obtained in 2008 by the cloud top pressure estimates CTOP and MODIS CTP for liquid water (case a) and ice clouds (case b) over ocean. Scores correspond to a confidence in the retrieval for a given error. In the left-hand panels, scores are given per class of CTP, and for an error of 30 hPa (50 hPa) for liquid (ice) clouds. In the right-hand panels, scores are global (all classes of CTP) and are given for different error values. Thick black lines are for CTOP; thick grey for MODIS CTP. Histograms of CTP are also plotted in left-hand panels (thin black lines, in arbitrary units).

of the relation between H and $\sigma_{P_{O_2}}$ to the cloud's optical thickness and to the viewing angle. The detailed study of this sensitivity will lead to an improved retrieval of h from $\sigma_{P_{O_2}}$. While the correlation exists also theoretically in the case of ice clouds, we show here results for liquid clouds only as the correlation observed between H and $\sigma_{P_{O_2}}$ is not straightforward for ice clouds. This is certainly due to their more complex microphysics, as well as their enhanced heterogeneities along thousands of vertical meters.

5.1 Spatial variability of the correlation

In a first step, we study the spatial variability of the correlation between $\sigma_{P_{O_2}}$ and CPR/CALIOP H at the global scale. To realize that, data are sorted by bin intervals of 10° of latitude, 20° of longitude, and 1 km width of geometrical

thickness. These widths of interval allow for a correct statistical study of the regional correlation. Then, for each area and for each geometrical thickness class, the average and the standard deviation of $\sigma_{P_{O_2}}$ are calculated. Finally, these two quantities are used in the *pearsn* routine (Press et al., 1992), which provides for each area the correlation coefficient r and the slope S of the linear regression between $\sigma_{P_{O_2}}$ and the center of each geometrical thickness bin. Figure 10a shows the distribution of the correlation r above ocean and land in 2008 for monolayer liquid clouds. The correlation coefficient is high for most areas in both hemispheres: r is higher than 0.8 for 162 over 283 cases. The correlation coefficient can be, however, very low in several areas, in particular over land, over the Asian continent and Australia, and for very high latitudes. To synthesize, the correlation between $\sigma_{P_{O_2}}$ and H for liquid clouds is high for most meshes over ocean, and for



(a) Correlation coefficients at regional scale in 2008 (b) Temporal evolution of the correlation coefficient

Fig. 10. Spatial variability (a) and temporal evolution (b) of the correlation coefficient r between $\sigma_{P_{O_2}}$ and CPR/CALIOP H . In (a), r is calculated at regional scale (bins of 10° of latitude and 20° of longitude), distinguishing areas above ocean from areas above land in 2008. In (b), r is calculated at synoptic scale month by month from 2007 to 2009. Cases of monolayered liquid clouds with $\tau \geq 5$ and $cc \geq 0.95$.

half of the cases over land. This figure underlines the importance of distinguishing ocean from land for following studies. While not shown here, correlation coefficients for monolayered ice clouds have been calculated; however, the correlation is globally low: r is higher than 0.8 only for 46 over 277 regions for which it was defined (in some areas, as for high latitudes, there were not enough clouds corresponding to our criteria to calculate the correlation coefficient). This is the reason why the present section focuses only on liquid water clouds.

5.2 Temporal variability of the correlation

In a second step, we study the temporal variability of the relation between $\sigma_{P_{O_2}}$ and CPR/CALIOP H . For three years of data (2007 to 2009), we calculated the monthly mean correlation coefficient r with the same procedure as previously explained, and the slope S of the linear regression between $\sigma_{P_{O_2}}$ and H when $r > 0.8$. Figure 10b shows the temporal evolution of the correlation r for monolayered liquid clouds over the period 2007–2009, while distinguishing ocean from land in each hemisphere. This figure demonstrates that the correlation is temporally robust over ocean throughout the years. It also shows that the correlation stays high over land surfaces except in the winter months of each hemisphere. This decreasing of the correlation can be explained by the effect of brighter land surfaces not well accounted for by the POLDER algorithm, and the smaller number of liquid cloud cases over land in winter. It can explain the weak correlation that we observe over land in Fig. 10a, particularly at high latitudes. Slopes of the linear regression between $\sigma_{P_{O_2}}$ and H are on average around 3 hPa km^{-1} , with a weak temporal variability over ocean and a higher one over land. This higher

temporal variability can be explained by the stronger interannual variability of clouds over land than over ocean (Stubenrauch et al., 2006). These temporal variations in the slope, for most cases not far from the value 3.2 hPa km^{-1} found by Ferlay et al. (2010), suggest that a retrieval of h from $\sigma_{P_{O_2}}$ based on a unique inversion obtained at global scale should lead to better results over ocean than land, and should account for the surface type. This suggests also the robustness and the universality of the statistical relation between $\sigma_{P_{O_2}}$ and H . However, to go further, it is important to account for the dependence of this relation on other scene parameters.

5.3 Angular and cloud optical thickness dependences

The two previous subsections showed the spatial and temporal characteristics of the correlation between the cloud geometrical extent and the angular standard deviation of the oxygen pressure. This explains why the previous study of Ferlay et al. (2010) leads to an acceptable technique of inversion for the ensemble mean of h . However, previous simulations and results of Sect. 4 have shown the influence of cloud optical thickness and solar zenith angle on cloud oxygen pressure. These parameters affect also the relation between $\sigma_{P_{O_2}}$ and CPR/CALIOP H , and this dependence has to be accounted for to reach the goal of an improved retrieval of h from oxygen A-band measurements.

Figure 11 shows the amplitude of this dependence and the complexity of the relation between $\sigma_{P_{O_2}}$ and H for monolayered liquid water clouds in 2008 over ocean: for a given value of $\sigma_{P_{O_2}}$, several values of H are observed on average for various classes of cosine of solar zenith angle μ_s and cloud optical thickness τ . For example, an optically thin cloud with small vertical extent will lead to the same $\sigma_{P_{O_2}}$ as an optically

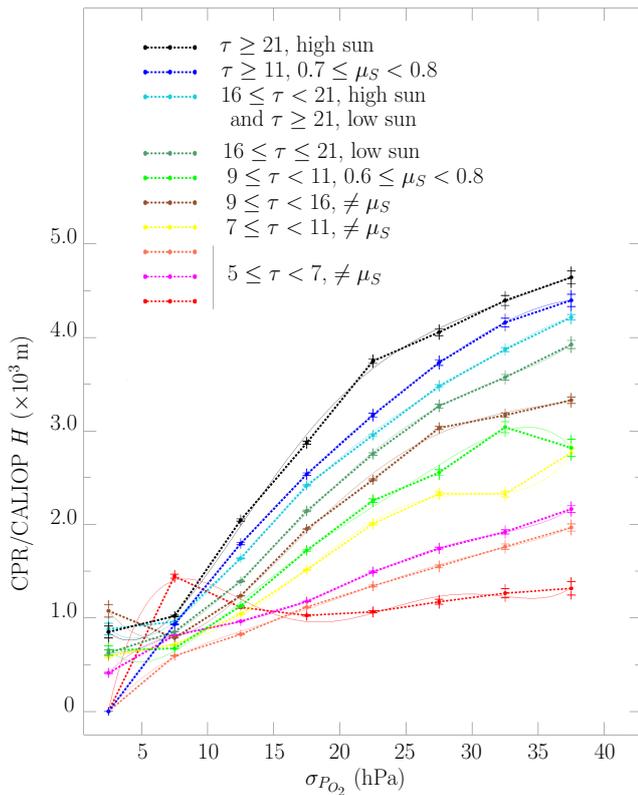


Fig. 11. Average relation (H , $\sigma_{P_{O_2}}$) and fifth-order fits by classes of τ and μ_s . Cases of monolayered liquid clouds in 2008 over ocean, with $\tau \geq 5$ and $cc \geq 0.95$

thick cloud with large vertical extent. In order to better retrieve h from $\sigma_{P_{O_2}}$, we built parameterizations taking into account the cloud optical thickness τ and the cosine of the solar zenith angle μ_s . We sorted cloudy pixels into 10 classes over ocean (as illustrated in Fig. 11) and six over continents. Fits of fifth order were obtained that provide the set of coefficients linking $\sigma_{P_{O_2}}$ to H for each (μ_s, τ) classes. Results from the $(H - \sigma_{P_{O_2}})$ fits are discussed in Sect. 6.

6 Information about cloud vertical extent: synthesis

We have described two ways to retrieve cloud vertical extent from POLDER3 data. The first one takes advantage of the estimates of cloud pressures described in Sect. 4. Indeed, cloud top and middle oxygen pressures (CTOP and CMOP) can be converted to altitudes, and their difference provides in principle half of the cloud vertical extent. This method is applied here for both liquid and ice clouds. The second method takes advantage of the correlation between the angular standard deviation of the oxygen pressure $\sigma_{P_{O_2}}$ and the cloud geometrical thickness h . As described in Sect. 5.3, a (μ_s, τ) parameterization makes possible the retrieval of h from $\sigma_{P_{O_2}}$.

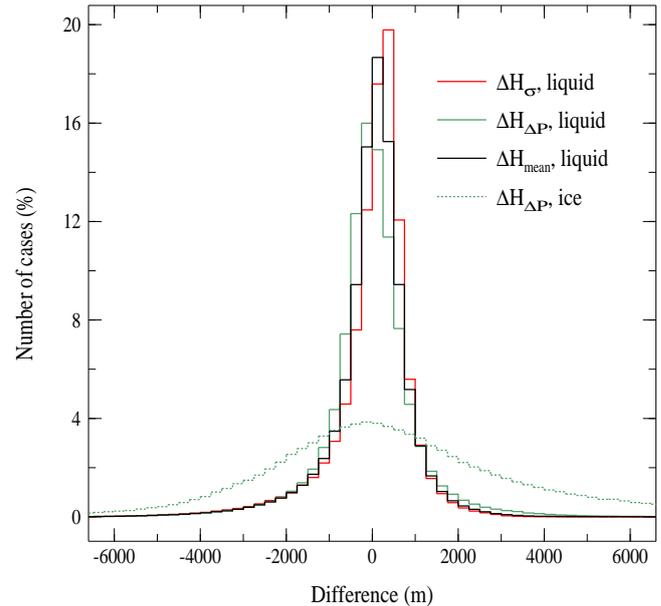


Fig. 12. Histogram of the difference between the CPR/CALIO P H and the retrieved h for liquid water clouds (solid line) and ice clouds (dashed line) over ocean in 2008. For the red curve (green), h was retrieved from $\sigma_{P_{O_2}}$ (from ΔP). For liquid water clouds, the black curve shows the difference between the mean retrieval H_{mean} and H (see text for explanation).

At the present time, this second method is only applied to liquid water clouds.

In the following, we will denote by $H_{\Delta P}$ the vertical extent retrieved from the difference of pressures, and by H_{σ} the vertical extent retrieved from $\sigma_{P_{O_2}}$. For liquid water cloudy pixels, H_{mean} stands for the average of $H_{\Delta P}$ and H_{σ} .

Figure 12 shows the histograms of the difference between CPR/CALIO P H and the POLDER retrieved $H_{\Delta P}$ and H_{σ} for clouds over ocean in 2008.

For liquid water clouds, the histogram of $\Delta H_{\sigma} = H_{\sigma} - H$ is almost centered on zero: $\overline{\Delta H_{\sigma}} = 5$ m with a standard deviation $SD = 964$ m and a median $MD = 180$ m. The histogram of $\Delta H_{\Delta P} = H_{\Delta P} - H$ is slightly off-centered: $\overline{\Delta H_{\Delta P}} = -12$ m, $SD = 1193$ m, but the median is lower ($MD = -21$ m). For ΔH_{mean} , $\overline{\Delta H_{\text{mean}}} = -17$ m, $SD = 983$ m, and $MD = 73$ m, which shows that the vertical extents retrieved by the two methods are consistent pixel by pixel. Results are summarized in Table 2.

For liquid clouds over land, histograms are not shown here but characteristics of the estimates are also given in Table 2. The averages of the differences are quite different: $\overline{\Delta H_{\sigma}} = 23$ m and $\overline{\Delta H_{\Delta P}} = -272$ m. Defining an average estimate H_{mean} appears in such case not very relevant as $\overline{\Delta H_{\text{mean}}}$ equals -138 m, deviating much more from zero than ΔH_{σ} . For ice clouds over ocean, $\overline{\Delta H_{\Delta P}} = 1580$ m with $SD = 5803$ m and $MD = -26$ m. These values are very high compared with liquid clouds, but ice clouds have generally a

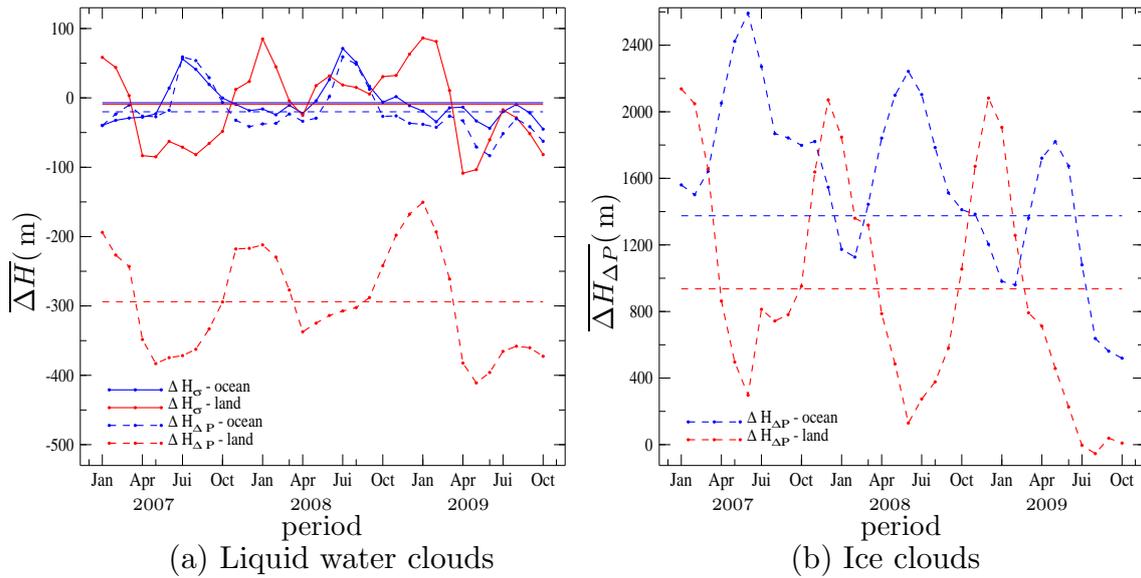


Fig. 13. Temporal evolution of the monthly average difference between CPR/CALIOP H and the POLDER retrieved $H_{\Delta P}$ and H_σ from 2007 to 2009 for liquid water clouds (a) and ice clouds (b). Solid lines are for $\Delta H_\sigma = H_\sigma - H$, and dashed lines for $\Delta H_{\Delta P} = H_{\Delta P} - H$: in blue over ocean, and red over land. The standard deviation is not represented as it stays close to 1000 m (5000 m) for liquid (ice) clouds all along the three years.

Table 2. Statistics of the retrieval of cloud geometrical H_2 thickness for liquid water and ice clouds in 2008 over ocean and land. $\Delta H = H_{\text{retrieved}} - H$ for the different methods of retrieval. SD (MD) stands for standard deviation (median). All values are in meters.

Method	Liquid water clouds					
	Ocean			Land		
	ΔH	SD	MD	ΔH	SD	MD
$\sigma_{P_{O_2}}$	5	964	180	23	1146	300
ΔP	-12	1193	-21	-272	1425	-202
Mean	-17	983	73	-138	1186	61
Method	Ice clouds					
	Ocean			Land		
	ΔH	SD	MD	ΔH	SD	MD
ΔP	1580	5803	-26	857	4859	-227

much larger vertical extent than liquid water clouds and consequently the difference are relatively less important compared to the ice cloud vertical extents. For ice clouds over land, histogram of $\Delta H_{\Delta P}$ is sharper than over ocean. This is partly due to the cloud population, which contains more clouds with vertical extent below 7000 m and less clouds with h above 10 000 m (see Fig. 4).

Figure 12 shows the annual difference ΔH between the retrieved cloud vertical extents from POLDER and CPR/CALIOP over the year 2008. In order to analyze the robustness of our retrieval, we studied the temporal evolution of the monthly mean of ΔH . Figure 13 shows the mean differences of ΔH_σ (solid lines) and $\Delta H_{\Delta P}$ (dashed lines)

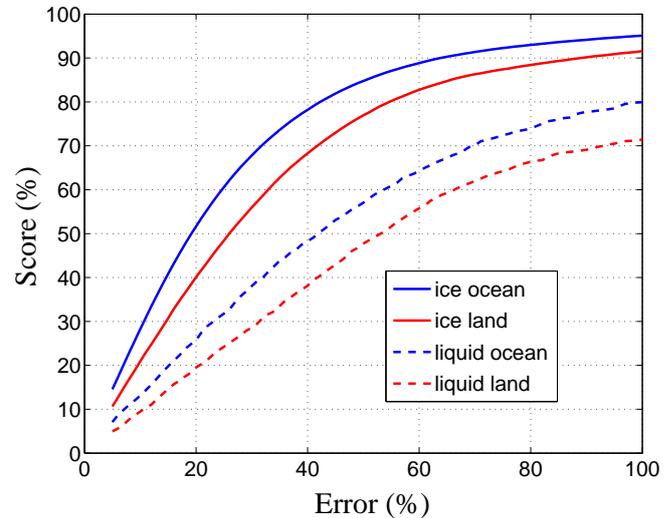


Fig. 14. Scores obtained in 2008 by the POLDER estimate of cloud vertical extent for liquid water (dashed line) and ice clouds (solid line) as a function of the retrieval error in percent. Scores correspond to a confidence in the retrieval for a given error. Scores are global (all classes of cloud geometrical thickness).

month by month from 2007 to 2009 above land (red curves) and ocean (blue curves).

For liquid water clouds (Fig. 13a), the monthly mean $\overline{\Delta H_\sigma}$ is low over the three years over ocean and land, with values between -100 m and +100 m. Averages are -7 m and -9 m over ocean and land, respectively, and the standard deviation

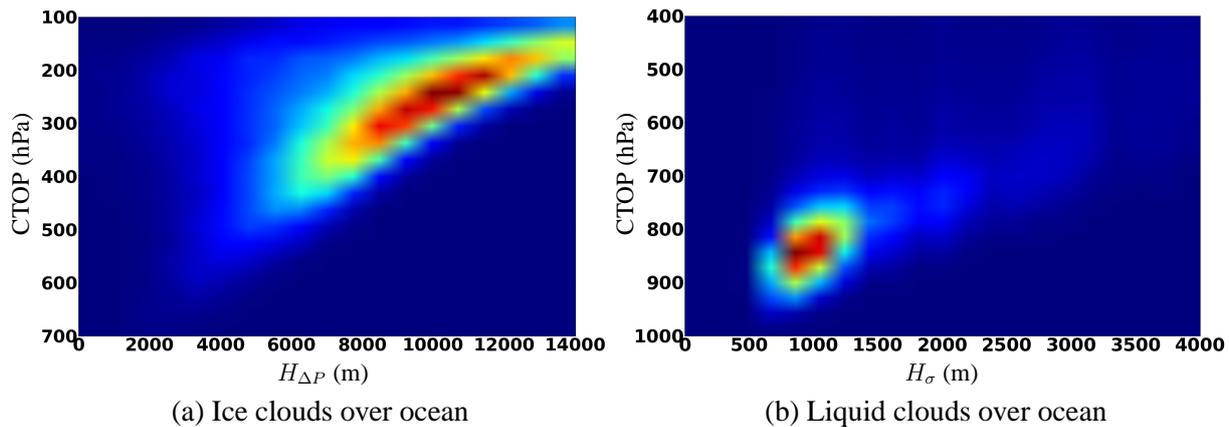


Fig. 15. POLDER-based climatology of cloud top pressure versus cloud vertical extent for selected monolayered clouds in 2008: ice clouds (a) and liquid clouds (b) over ocean. To be compared with the left-hand panels of Fig. 4.

is close to 1000 m whatever the surface. During the same period, the monthly mean $\overline{\Delta H_{\Delta P}}$ is low over ocean with values between -100 m and $+100$ m but further away from zero over land, where the values range from -200 m to -400 m. The averages are -20 m over ocean and -294 m over land and the standard deviation is higher (1500 m) over land than over ocean (1100 m). These observations are consistent with Fig. 12. In the case of liquid clouds over land, the lower performance of $H_{\Delta P}$ can be explained by the bias in the inference of CMP and CTP for low-level clouds mentioned in Sect. 4.2. Low-level clouds represent indeed the majority of liquid clouds. For ice clouds (Fig. 13b), differences observed over 2008 are also observed month by month: they are higher compared with liquid clouds, $\overline{\Delta H_{\Delta P}} = 1375$ m above ocean, and $\overline{\Delta H_{\Delta P}} = 936$ m above land. The standard deviation is almost the same during the three years, and whatever the surface, it is close to 5000 m. However, contrary to what we observe for liquid clouds, there is no important difference in the performance of $H_{\Delta P}$ over ocean and land. This could be explained by the fact that surface effects are smaller in the case of ice clouds (clouds are on average thicker and at higher altitudes). There is a clear trend in the difference for ice clouds, with higher values in 2007 down to lower values in 2009. This trend is questionable. It might be due to the fact that the parameterization for retrieving h was learned in 2008, and applied over 2007 and 2009. Although not shown here, we observe also that, while the CPR/CALIOP monthly mean of H for ice clouds is stable over three years, the one we retrieve decreases slightly.

This first analysis of the biases of cloud vertical extent estimates leads to the choice of H_{σ} as estimate of h for liquid water clouds, while for ice clouds, h is estimated by $H_{\Delta P}$. A further analysis of the POLDER estimates of the liquid water cloud vertical extents shows an overestimation of h for some of the thinnest clouds, and an underestimation for some of the thickest. These tendencies are not surprising considering the physical principle of the retrieval. For ice clouds, the verti-

cal extent of the thickest clouds (more than 12 km) are either underestimated or overestimated, as for some of the thinnest ice clouds.

As for cloud top pressure estimates, we computed the score obtained by the POLDER estimate of h . It is defined as the occurrence of h estimates less than a given percentage away from the actual value H given by CPR/CALIOP. The score corresponds thus to the confidence in the cloud vertical extent's retrieval for a given accuracy. Global scores for all classes of H are shown in Fig. 14 for liquid water and ice clouds and for different accuracies between 5 and 100 %. Scores are higher for ice clouds. The fact that the geometrical thickness of ice clouds is often much larger than the one of liquid water clouds mostly explains this difference. Scores are also lower over land. Figure 14 shows for example that scores obtained by the POLDER estimate of h are, for a 30 % retrieval error, of around 70, 60, 40 and 30 % for, respectively, ice clouds over ocean and over land, and liquid water clouds over ocean and over land. Alternatively, Fig. 14 shows that scores equal to 50 % come with a retrieval error of 20, 26, 42 and 53 % for the same cases.

7 Conclusions

The perspective of retrieving the vertical location of cloud cover, i.e., both their top altitudes (or pressure) and their vertical extents from satellite passive measurements, is challenging and would be very interesting for a broad range of applications in atmospheric sciences. Ferlay et al. (2010) showed the potential of POLDER oxygen A-band measurements for reaching this goal. Pathlength within clouds of solar-reflected photons varies with the viewing zenith angle, and so does, consequently, their absorption by oxygen. This leads to an angular variation of POLDER oxygen pressure, quantified by its angular standard deviation $\sigma_{P_{O_2}}$, which is correlated with the cloud geometrical thickness.

In the present study, we confirm this potential of POLDER measurements with a more detailed study of the complex relation between POLDER oxygen parameters, actual cloud pressures, and vertical extent. We use for this the richness of the collocated and quasi-simultaneous observations from POLDER3 on PARASOL and the active sensors CPR/CloudSat and CALIOP/CALIPSO over multiple years.

We show here the possibility of providing a cloud top oxygen pressure (CTOP) and a cloud middle oxygen pressure (CMOP), which are relatively good estimates of actual top and middle pressures of monolayer clouds. These two new pressures are obtained from parameterizations that are (μ_s, τ) dependent, with μ_s the cosine of the solar zenith angle and τ the cloud optical thickness. The performance of these retrievals is presented by classes of ISCCP clouds. For clouds with a high vertical extent (deep convective clouds, cirrostratus, or altostratus), the results are spectacular as CTOP appears much closer to the actual CTP than P_{O_2} . For low-level liquid clouds (CTP > 680 hPa), POLDER retrieval tends to slightly underestimate the actual cloud top and middle pressures. But the scores obtained by POLDER cloud top pressure estimates are good and high where cloud population is the highest. They reach 60% considering a retrieval error of plus or minus 30 hPa and 50 hPa for liquid and ice clouds, respectively. Global scores are higher for liquid clouds compared with ice clouds for a given pressure error. Said differently, the same score comes with a higher uncertainty on the cloud top pressure estimate of ice clouds. Because the vertical variation of the atmospheric pressure is much faster at low altitude compared with high altitude, the same confidence score comes with a much higher uncertainty on the cloud top altitude estimate of high level clouds, mostly iced.

From the difference between CMOP and CTOP, one can provide in principle a first estimate of the cloud vertical extent h , $H_{\Delta P}$, although $H_{\Delta P}$ may suffer from the addition of the retrieval biases of CMOP and CTOP. A second estimate H_σ is obtained directly from the correlation between $\sigma_{P_{O_2}}$ and H . This correlation is shown to be complex, but also spatially and temporally robust for liquid water clouds, particularly over ocean. The study of this correlation lead us to establish (μ_s, τ) parameterizations for liquid water clouds over ocean and over land, which allow for the retrieval of h from $\sigma_{P_{O_2}}$. Thus, we obtain two estimates of h , $H_{\Delta P}$, and H_σ for liquid clouds. Over ocean, we show that the two estimates are consistent at the pixel level with close performances. Over land, $H_{\Delta P}$ underestimates slightly on average the retrieval of h . For ice clouds, the vertical extent of clouds are estimated with $H_{\Delta P}$ only. For these clouds, the differences are on average much larger in absolute value compared with the liquid case, but the relative differences are lower.

The POLDER estimates of cloud vertical extent shown here are new, and the results given here are, in a way, preliminary. The vertical extent of thin (thick) liquid water clouds tends to be overestimated (underestimated), while the vertical extent of thick ice clouds tends to be underestimated.

The case of ice clouds is more complex to handle, and so far, their vertical extent has not been obtained from $\sigma_{P_{O_2}}$ but from CMOP and CTOP. This is certainly due to their more complex and heterogeneous microphysics. Despite the limits of our current retrieval, we obtain confidence scores for cloud top pressure and geometrical thickness estimates that are good and yet high for some cases. With CTOP and our estimate of h , CTP- h diagrams can be produced. Figure 15 shows such an inferred climatological diagram for ice and liquid clouds over ocean. The comparison with the “true” one on the left-hand panels of Fig. 4 shows that some features of the climatology are obtained: for ice clouds, the bow shape tendency is visible, though much more scattered; for liquid clouds, the main mode of the 2-D distribution is present but centered at the abscissa 1000 m, 300 m too high compared with the “true” one.

While preliminary, the results presented in this study are promising and encouraging, since obtaining complete information about cloud vertical location from a passive instrument and at global scale is yet to come and is challenging (Rozanov and Kokhanovsky, 2004). In the future, progress in the understanding of the relation between the cloud vertical extent and the angular variation of POLDER oxygen pressure are expected, particularly for ice clouds. It is also necessary to evaluate the performance of our cloud retrievals outside the CloudSat/CALIPSO track. Lastly, in order to make our retrieval methods operational, an important point is the identification of the mono/multilayer character of cloud cover over the entire POLDER swath. We have some confidence in this distinction’s capability from the POLDER measurements, thanks again to the use of its multidirectional character.

Acknowledgements. This study has been financed through grants from the French research CNRS program PNTS (Programme National de Télédétection spatiale) and CNES program TOSCA (Terre, Océan, Surfaces continentales, Atmosphère). We are grateful to the ICARE center (<http://www.icare.univ-lille1.fr/>) for providing easy access to CALIPSO-collocated PARASOL, CloudSat, and MODIS data (MULTI-SENSOR products), as well as computing resources.

Edited by: O. Dubovik



The publication of this article is financed by CNRS-INSU.

References

- Bloom, S., da Silva, A., and Dee, D.: Documentation and validation of the Goddard Earth Observing System (GEOS) Data Assimilation System-Version 4, Tech. Rep., 165 pp., Series on Global Modeling and Data Assimilation, NASA Tech. Memo. NASA/TM-2005-104606, 2005.
- Buriez, J., Vanbauce, C., Parol, F., Goloub, P., Herman, M., Bonnel, B., Fouquart, Y., Couvert, P., and Sèze, G.: Cloud detection and derivation of cloud properties from POLDER, *Int. J. Remote Sens.*, 18, 2785–2813, 1997.
- Ferlay, N., Thieuleux, F., Cornet, C., Davis, A. B., Dubuisson, P., Ducos, F., Parol, F., Riédi, J., and Vanbauce, C.: Toward New Inferences about Cloud Structures from Multidirectional Measurements in the Oxygen A Band: Middle-of-Cloud Pressure and Cloud Geometrical Thickness from POLDER-3/PARASOL, *J. Appl. Meteorol. Clim.*, 49, 2492–2507, 2010.
- Fischer, J. and Grassl, H.: Detection of Cloud-Top-Height from Backscattered Radiances within the Oxygen A Band. Part 1: Theoretical Study, *J. Appl. Meteorol.*, 30, 1245–1259, 1991.
- Fischer, J., Cordes, W., Schmitz-Peiffer, A., Renger, W., and Mörl, P.: Detection of Cloud-Top-Height from Backscattered Radiances within the Oxygen A Band. Part 2: measurements, *J. Appl. Meteorol.*, 30, 1260–1267, 1991.
- Fournier, N., Stammes, P., de Graaf, M., van der A, R., Pitters, A., Grzegorski, M., and Kokhanovsky, A.: Improving cloud information over deserts from SCIAMACHY Oxygen A-band measurements, *Atmos. Chem. Phys.*, 6, 163–172, doi:10.5194/acp-6-163-2006, 2006.
- Goloub, P., Deuze, J. L., Herman, M., and Fouquart, Y.: Analysis of the POLDER polarization measurements performed over cloud covers, *IEEE T. Geosci. Remote Sens.*, 32, 78–88, 1994.
- Holz, R. E., Ackerman, S. A., Nagle, F. W., Frey, R., Dutcher, S., Kuehn, R. E., Vaughan, M. A., and Baum, B.: Global Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) cloud detection and height evaluation using CALIOP, *J. Geophys. Res.*, 113, D00A19, doi:10.1029/2008JD009837, 2008.
- Knibbe, W. J. J., de Haan, J. F., Hovenier, J. W., Stam, D. M., Koelemeijer, R. B. A., and Stammes, P.: Deriving terrestrial cloud top pressure from photopolarimetry of reflected light, *J. Quant. Spectrosc. Ra.*, 64, 173–199, 2000.
- Koelemeijer, R. B. A., Stammes, P., Hovenier, J. W., and de Haan, J. F.: A fast method for retrieval of cloud parameters using oxygen A band measurements from GOME, *J. Geophys. Res.*, 106, 3475–3490, 2001.
- Kuze, A. and Chance, K. V.: Analysis of cloud top height and cloud coverage from satellites using the O₂ A and B bands, *J. Geophys. Res.*, 99, 14481–14492, 1994.
- Lelli, L., Kokhanovsky, A. A., Rozanov, V. V., Vountas, M., Sayer, A. M., and Burrows, J. P.: Seven years of global retrieval of cloud properties using space-borne data of GOME, *Atmos. Meas. Tech.*, 5, 1551–1570, doi:10.5194/amt-5-1551-2012, 2012.
- Lindstrot, R., Preusker, R., Ruhtz, T., Heese, B., Wiegner, M., Lindemann, C., and Fischer, J.: Validation of MERIS cloud top pressure using airborne lidar measurements, *J. Appl. Meteorol. Clim.*, 45, 1612–1621, 2006.
- Mace, G. G., Zhang, Q., Vaughan, M., Marchand, R., Stephens, G., Trepte, C., and Winker, D.: A description of hydrometeor layer occurrence statistics derived from the first year of merged Cloudsat and CALIPSO data, *J. Geophys. Res.*, 114, D00A26, doi:10.1029/2007JD009755, 2009.
- Menzel, W. P., Frey, R. A., Zhang, H., Wylie, D. P., Moeller, C. C., Holz, R. E., Maddux, B., Baum, B. A., Strabala, K. I., and Gumley, L. E.: MODIS Global Cloud-Top Pressure and Amount Estimation: Algorithm Description and Results, *J. Appl. Meteorol. Clim.*, 47, 1175–1198, 2008.
- Parol, F., Buriez, J.-C., Vanbauce, C., Couvert, P., Sèze, G., Goloub, P., and Cheinet, S.: First results of the POLDER”Earth Radiation Budget and Clouds” operational algorithm, *IEEE T. Geosci. Remote Sens.*, 37, 1597–1612, 1999.
- Press, W. H., Teukolsky, S. A., Vetterling, W. T., and Flannery, B. P.: numerical Recipes in Fortran 77: The Art of Scientific Computing, 2nd Edn., Cambridge University Press, 1992.
- Preusker, R. and Lindstrot, R.: Remote Sensing of Cloud-Top Pressure Using Moderately Resolved Measurements within the Oxygen A Band – A Sensitivity Study, *J. Appl. Meteorol. Clim.*, 48, 1562–1574, 2009.
- Preusker, R., Fischer, J., P., A., Bennartz, R., and Schüller, L.: Cloud-top pressure retrieval using the oxygen A-band in the IRS-3 MOS instrument, *Int. J. Remote. Sens.*, 28, 1957–1967, 2007.
- Rossov, W. B. and Schiffer, R. A.: Advances in understanding clouds from ISCCP, *B. Am. Meteorol. Soc.*, 80, 2261–2287, 1999.
- Rothman, L. S., Jacquemarta, D., Barbeb, A., Bennerc, D. C., Birkd, M., Browne, L., Carleerf, M., Jr., C. C., Chancea, K., Coud-erth, L., Danai, V., Devic, V., Flaudh, J.-M., Gamachej, R., Goldmank, A., Hartmannh, J.-M., Jucks, K., Makim, A., Mandini, J.-Y., Massien, S., Orphalh, J., Perrinh, A., Rinslando, C., Smitho, M., Tennysonp, J., Tolchenovp, R., Tothe, R., Auweraf, J. V., Varanasig, P., and Wagnerd, G.: The HITRAN molecular spectroscopic database, *J. Quant. Spectrosc. Ra.*, 96, 139–204, 2005.
- Rozanov, V. V. and Kokhanovsky, A. A.: Semianalytical cloud retrieval algorithm as applied to the cloud top altitude and the cloud geometrical thickness determination from top-of-atmosphere reflectance measurements in the oxygen A band, *J. Geophys. Res.*, 109, D05202, doi:10.1029/2003JD004104, 2004.
- Saiedy, F., Hilleary, D. T., and Morgan, W. A.: Cloud-top altitude measurements from satellites, *Appl. Optics*, 4, 495–500, 1965.
- Scott, N.: A direct method of computation of transmission function of an inhomogeneous gaseous medium: description of the method and influence of various factors, *J. Quant. Spectrosc. Ra.*, 14, 691–707, 1974.
- Seiz, G., Tjemkes, S., and Watts, P.: Multiview cloud-top height and wind retrieval with photogrammetric methods: Application to Meteosat-8 HRV observations, *J. Appl. Meteor. Climatol.*, 46, 1182–1195, 2007.
- Sneep, M., de Haan, J. F., Stammes, P., Wang, P., Vanbauce, C., Vasilkov, A. P., and Levelt, P. F.: Three-way comparison between OMI and PARASOL cloud pressure products, *J. Geophys. Res.*, 113, D15S23, doi:10.1029/2007JD008694, 2008.
- Stephens, G. L.: Radiation profiles in extended water clouds. I: Theory, *J. Atmos. Sci.*, 35, 2111–2122, 1978.
- Stephens, G. L., Vane, D. G., Boain, R. J., Mace, G. G., Sassen, K., Wang, Z., Illingworth, A. J., O’Connor, E. J., Rossow, W. B., Durden, S. L., Miller, S. D., Austin, R. T., Benedetti, A., Mitrescu, C., and Team, T. C. S.: The CloudSat mission and the A Train, A New Dimension of Space-Based Observations of Clouds and Precipitation, *B. Amer. Meteorol. Soc.*, 83, 1771–1790, 2002.

- Stubenrauch, C. J., Chédin, A., Rädcl, G., Scott, N. A., and Serrar, S.: Cloud Properties and Their Seasonal and Diurnal Variability from TOVS Path-B, *J. Climate*, 19, 5531–5553, 2006.
- Vanbauce, C., Buriez, J., Parol, F., Bonnel, B., Seze, G., and Couvert, P.: Apparent pressure derived from ADEOS-POLDER observations in the oxygen A-band over ocean, *Geophys. Res. Lett.*, 25, 3159–3162, 1998.
- Vanbauce, C., Cadet, B., and Marchand, R.: Comparison of POLDER apparent and corrected oxygen pressure to ARM/MMCR cloud boundary pressures, *Geophys. Res. Lett.*, 30, 16.1–16.4, 2003.
- van de Hulst, H. C.: Multiple Light Scattering, Tables, Formulas and Applications, Volume 2, Academic Press, 1980.
- Wang, J. and Rossow, W. B.: Effects of cloud vertical structure on atmospheric circulation in the GISS GCM, *J. Climate*, 12, 3010–3029, 1998.
- Wang, J., Rossow, W., and Zhang, Y.: Cloud Vertical Structure and Its Variations from a 20-Yr Global Rawinsonde Dataset, *J. Climate*, 13, 3041–3056, 2000.
- Wang, P., Stammes, P., van der A, R., Pinardi, G., and van Roozendaal, M.: FRESCO+: an improved O₂ A-band cloud retrieval algorithm for tropospheric trace gas retrievals, *Atmos. Chem. Phys.*, 8, 6565–6576, doi:10.5194/acp-8-6565-2008, 2008.
- Warren, S. G., Eastman, R., and Hahn, C. J.: Cloud Climatology. Encyclopedia of Atmospheric Sciences, 2nd Edn., Oxford University Press, 2012.
- Weisz, E., Li, J., Zhou, D. K., Huang, H.-L., Goldberg, M. D., and Yang, P.: Cloudy sounding and cloud-top height retrieval from AIRS alone single field-of-view radiance measurements, *Geophys. Res. Lett.*, 34, L12802, doi:10.1029/2007GL030219, 2007.
- Wielicki, B. A. and Coakley, J. A.: Cloud retrieval using infrared sounder data: Error analysis, *J. Appl. Meteorol.*, 20, 157–169, 1981.
- Winker, D. M. and Trepte, C. R.: Laminar cirrus observed near the tropical tropopause by LITE, *Geophys. Res. Lett.*, 25, 3351–3354, 1998.
- Winker, D. M., Hunt, W. H., and McGill, M. J.: Initial performance assessment of CALIOP, *Geophys. Res. Lett.*, 34, L19803, doi:10.1029/2007GL030135, 2007.
- Wu, D. L., Ackerman, S. A., Davies, R., Diner, D. J., Garay, M. J., Kahn, B. H., Maddux, B. C., Moroney, C. M., Stephens, G. L., Veeffkind, J. P., and Vaughan, M. A.: Vertical distributions and relationships of cloud occurrence frequency as observed by MISR, AIRS, MODIS, OMI, CALIPSO, and CloudSat, *Geophys. Res. Lett.*, 36, L09821, doi:10.1029/2009GL037464, 2009.
- Wu, M. L.: Remote Sensing of cloud-top pressure using reflected solar radiation in the oxygen A-band, *J. Appl. Meteorol.*, 24, 539–546, 1985.
- Yamamoto, G. and Wark, D. Q.: Discussion of the letter by R. A. Hanel, 'Determination of cloud altitude from a satellite', *J. Geophys. Res.*, 66, 10, 3596–3596, doi:10.1029/JZ066i010p03596, 1961.
- Yang, Y., Marshak, A., Mao, J., Lyapustin, A., and Herman, J.: A method of retrieving cloud top height and cloud geometrical thickness with oxygen A and B bands for the Deep Space Climate Observatory (DSCOVR) mission: Radiative transfer simulations, *J. Quant. Spectrosc. Ra.*, 122, 141–149, 2013.

Acronymes

AIRS Atmospheric Infrared Sounder

ADEOS Advanced Earth Observing Satellite

AMSR2 Advanced Microwave Scanning Radiometer 2

AMSR-E Advanced Microwave Scanning Radiometer for the Earth Observing System

AMSU-A Advanced Microwave Sounding Unit-A

ARM Atmospheric Radiation Measurement

CALIOP Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization

CALIPSO Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations

CERES Clouds and Earth's Radiant Energy System

CloudSat Cloud Satellite

CMOP Cloud Middle Oxygen Pressure

CNES Centre National d'Etudes Spatiales

CPR Cloud Profiling Radar

CTOP Cloud Top Oxygen Pressure

EOS Earth Observing System

GMAO Global Modeling and Assimilation Office

HDRLS High-Resolution Dynamics Limb Sounder

HSB Humidity Sounder for Brazil

IASI Infrared Atmospheric Sounding Interferometer

IIR Imaging Infrared Imager

ISCCP International Satellite Cloud Climatology Project

IWC Ice Water Content

IPCC Intergovernmental Panel on Climate Change

LOA Laboratoire d'Optique Atmosphérique

LWC Liquid Water Content

LWP Liquid Water Path

METEOSAT Meteorological Satellite

MCP Multi-Channel Cloud Pyranometer

MLS Microwave Limb Sounder

MODIS Moderate Resolution Imaging Spectrometer

MSMR MultiSpectral, MultiResolution method

OMI Ozone Monitoring Instrument

POLDER Polarization and Directionnality of Earth's Reflectances

SCIAMACHY Scanning Imaging Absorption Spectrometer for Atmospheric Cartography

TES Tropospheric Emission Spectrometer

UTC Universal Time Code

United Nations Environment Programme UNEP

WFC Wide-Field Camera

WMO World Meteorological Organisation

Bibliographie

- Acarreta, J. R., J. F. De Haan et P. Stammes. 2004, «Cloud pressure retrieval using the O₂ – O₂ absorption band at 477 nm», *J. Geophys. Res.*, vol. 109, n° D5, doi :10.1029/2003JD003915, p. 2156–2202.
- Asano, S., M. Shiobara et A. Uchiyama. 1995, «Estimation of cloud physical parameters from airborne solar spectral reflectance measurements for stratocumulus clouds», *J. Atmos. Sci.*, doi :10.1175/1520-0469(1995)052<3556 :EOCPPF>2.0.CO ;2, p. 3556–3576.
- Barker, H. W., G. L. Stephens et Q. Fu. 1999, «The sensitivity of domain-averaged solar fluxes to assumptions about cloud geometry», *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, vol. 125, n° 558, doi : 10.1002/qj.49712555810, p. 2127–2152.
- Barton, J. et J. C. Scott. 1986, «Remote measurement of surface pressure using absorption in the oxygen A-band», *Appl. Opt.*, vol. 25, n° 19, doi :10.1364/AO.25.003502, p. 3502–3507.
- Baum, B. A., R. F. Arduini, B. A. Wielicki, P. Minnis et S.-C. Tsay. 1994, «Multilevel cloud retrieval using multispectral HIRS and AVHRR data : Nighttime oceanic analysis», *J. Geophys. Res. : Atmos.*, vol. 99, n° D3, doi :10.1029/93JD02856, p. 5499–5514.
- Baum, B. A. et J. D. Spinhirne. 2000, «Remote sensing of cloud properties using MODIS airborne simulator imagery during SUCCESS. III. cloud overlap», *J. Geophys. Res.*, vol. 105(D9), p. 11,793–11,804.
- Baum, B. A., T. Uttal, M. Poellot, T. P. Ackerman, J. M. Alvarez, J. Intrieri, D. O. Starr, J. Titlow, V. Tovinkere et E. Clothiaux. 1995, «Satellite remote sensing of multiple cloud layers», *J. Atmos. Sci.*, vol. 52, n° 23, p. 4210–4230.
- de Beek, R., M. Vountas, V. Rozanov, A. Richter et J.P.Burrows. 2001, «The ring effect in the cloudy atmosphere», *Geophys. Res. Lett.*, vol. 28, n° 4, p. 721–724.
- Berendes, T., S. Sengupta, R. Welch, B. Wielicki et M. Navar. 1992, «Cumulus cloud base height estimation from high spatial resolution landsat data : a hough transform approach», *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, vol. 30, n° 3, doi :10.1109/36.142921, p. 430–443.
- Bloom, S., A. da Silva et D. Dee. 2005, «Documentation and validation of the Goddard Earth Observing System (GEOS) Data Assimilation System-Version 4», cahier de recherche 165

- pp., Series on Global Modeling and Data Assimilation, NASA Tech. Memo. NASA/TM-2005-104606.
- Bony, S., R. Colman, V. M. Kattsov, R. P. Allan, C. S. Bretherton, J.-L. Dufresne, A. Hall, S. Hallegatte, M. M. Holland, W. Ingram, D. A. Randall, B. J. Soden, G. Tselioudis et M. J. Webb. 2006, «How Well Do We Understand and Evaluate Climate Change Feedback Processes?», *J. Climate*, vol. 19, n° 15, doi :10.1175/JCLI3819.1, p. 3445–3482.
- Brenguier, J.-L., H. Pawlowska et L. Schüller. 2003, «Cloud microphysical and radiative properties for parameterization and satellite monitoring of the indirect effect of aerosol on climate», *J. Geophys. Res.*, vol. 108, n° D15, doi :10.1029/2002JD002682.
- Bréon, F. M. et l'équipe PARASOL du CNES. 2006, *Parasol Level-1 Product Data Format and User Manual*. URL http://www.icare.univ-lille1.fr/products/download/Parasol_Level-1_format.pdf/.
- Buriez, J., C. Vanbauce, F. Parol, P. Goloub, M. Herman, B. Bonnel, Y. Fouquart, P. Couvert et G. Sèze. 1997, «Cloud detection and derivation of cloud properties from POLDER», *Int. J. Remote. Sens.*, vol. 18, p. 2785–2813.
- Chang, F.-L. et Z. Li. 2005, «A new method for detection of cirrus overlapping water clouds and determination of their optical properties», *J. Atmos. Sci.*, vol. 62, n° 11, doi : 10.1175/JAS3578.1, p. 3993–4009.
- Christensen, M. W., G. G. Carrió, G. L. Stephens et W. R. Cotton. 2013, «Radiative Impacts of Free-Tropospheric Clouds on the Properties of Marine Stratocumulus», *J. Atmos. Sci.*, vol. 70, n° 10, doi :10.1175/JAS-D-12-0287.1, p. 3102–3118.
- Cornuéjols, A. et L. Miclet. 2010, *Apprentissage Artificiel*, Eyrolles, Paris.
- Cover, T. et A. Thomas. 1991, *Elements of Information Theory*, Wiley.
- Davis, S. M., L. M. Avallone, B. H. Kahn, K. G. Meyer et D. Baumgardner. 2009, «Comparison of airborne in situ measurements and Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) retrievals of cirrus cloud optical and microphysical properties during the Midlatitude Cirrus Experiment (MidCiX)», *J. Geophys. Res. : Atmos.*, vol. 114, n° D2, doi :10.1029/2008JD010284.
- Deschamps, P., F. Bréon, M. Leroy, A. Podaire, A. Bricaud, J. Buriez et G. Sèze. 1994, «The POLDER mission : Instruments characteristics and scientific objectives», *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, vol. 32, p. 598–615.
- van Diedenhoven, B., O. P. Hasekamp et J. Landgraf. 2007, «Retrieval of cloud parameters from satellite-based reflectance measurements in the ultraviolet and the oxygen A-band», *J. Geophys. Res.*, vol. 112, n° D15, doi :10.1029/2006JD008155, p. n/a–n/a, ISSN 2156-2202.

- Dubuisson, P. 2009, «Cours de master 2 : Absorption gazeuse», *Université Lille 1*.
- Fawcett, T. et F. Provost. 1996, «Combining data mining and machine learning for effective user profiling», *Proc. Second Internat. Conf. on Knowledge Discovery and Data Mining*, p. 8–13.
- Ferlay, N., F. Thieuleux, C. Cornet, A. B. Davis, P. Dubuisson, F. Ducos, F. Parol, J. Riédi et C. Vanbauce. 2010, «Toward new inferences about cloud structures from multidirectional measurements in the Oxygen A band : Middle-of-cloud pressure and cloud geometrical thickness from POLDER-3/PARASOL», *J. Appl. Met. Clim.*, vol. 49, p. 2492–2507.
- Fischer, J., W. Cordes, A. Schmitz-Peiffer, W. Renger et P. Mörl. 1991, «Detection of cloud-top-height from backscattered radiances within the oxygen A band. Part 2 : measurements», *J. Appl. Met.*, vol. 30, p. 1260–1267.
- Fischer, J. et H. Grassl. 1991, «Detection of cloud-top-height from backscattered radiances within the oxygen A band. Part 1 : Theoretical study», *J. Appl. Met.*, vol. 30, p. 1245–1259.
- Fournier, N., P. Stammes, M. de Graaf, R. van der A, A. Pitters, M. Grzegorski et A. Kokhanovsky. 2006, «Improving cloud information over deserts from SCIAMACHY Oxygen A-band measurements», *Atm. Chem. Phys.*, vol. 6, p. 163–172.
- Gabriel, P., H. W. Barker, D. O'Brien, N. Ferlay et G. L. Stephens. 2009, «Statistical approaches to error identification for plane-parallel retrievals of optical and microphysical properties of three-dimensional clouds : Bayesian inference», *J. Geophys. Res. : Atmos.*, vol. 114, n° D6, doi :10.1029/2008JD011005, p. n/a–n/a, ISSN 2156-2202. URL <http://dx.doi.org/10.1029/2008JD011005>.
- Goloub, P., J. L. Deuze, M. Herman et Y. Fouquart. 1994, «Analysis of the POLDER polarization measurements performed over cloud covers», *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, vol. 32, p. 78–88.
- Goloub, P., M. Herman, H. Chepfer, J. Riédi, G. Brogniez, P. Couvert et G. Séze. 2000, «Cloud thermodynamical phase classification from the POLDER spaceborne instrument», *J. Geophys. Res. : Atmos.*, vol. 105, n° D11, doi :10.1029/1999JD901183, p. 14 747–14 759.
- Gottwald, M., H. Bovensmann, G. Lichtenberg, S. Noel, A. von Bargaen, S. Slijkhuis, A. Pitters, R. Hoogeveen, C. von Savigny, M. Buchwitz, A. Kokhanovsky, A. Richter, A. Rozanov, T. Holzer-Popp, K. Bramstedt, J.-C. Lambert, J. Skupin, F. Wittrock, H. Schrijver et J. Burrows. 2006, *SCIAMACHY, Monitoring the Changing Earth's Atmosphere*.
- Grabowski, W. W., J.-I. Yano et M. W. Moncrieff. 2000, «Cloud resolving modeling of tropical circulations driven by large-scale sst gradients», *J. Atmos. Sci.*, vol. 57, n° 13, doi : 10.1175/1520-0469(2000)057<2022 :CRMOTC>2.0.CO ;2, p. 2022–2040.

- Green, D. M. et J. A. Swets. 1966, *Signal Detection Theory and Psychophysics*, John Wiley, Hoboken, N.J.
- Hahn, C., S. Warren, J. London, R. Chervin et R. Jenne. 1990a, «Atlas of simultaneous occurrence of different cloud types over land», *NCAR Tech. Note*.
- Hahn, C., S. Warren, J. London, R. Chervin et R. Jenne. 1990b, «Atlas of simultaneous occurrence of different cloud types over the ocean», *NCAR Tech. Note*.
- Hand, D. et R. Till. 2001, «A simple generalization of the area under the roc curve to multiple class classification problems», *Mach. Learning*, vol. 45 (2), doi :10.1023/A :1010920819831, p. 171–186.
- Hanley, J. et B. McNeil. 1982, «The meaning and use of the area under a receiver operating characteristic (roc) curve», *Radiology*, vol. 143, p. 29–36.
- Hasler, R. A., J. Strong, R. H. Woodward et H. Pierce. 1991, «Automatic analysis of stereoscopic image pairs for determination of cloud-top height and structure», *J. Geophys. Res.*, vol. 66, p. 257–281.
- Hayasaka, T., T. Nakajima, Y. Fujiyoshi, Y. Ishizaka, T. Takeda et M. Tanaka. 1995, «Geometrical thickness, liquid water content, and radiative properties of stratocumulus clouds over the western North Pacific», *J. Appl. Meteorol.*, vol. 34, p. 460–470.
- Heidinger, A. 1998, *Nadir sounding of clouds and aerosols in the A-band of Oxygen*, thèse de doctorat, Colorado State University.
- Heidinger, A. K. et M. J. Pavolonis. 2005, «Global daytime distribution of overlapping cirrus cloud from NOAA's Advanced Very High Resolution Radiometer», *J. Climate*, vol. 18, n° 22, doi :10.1175/JCLI3535.1, p. 4772–4784.
- Holz, R. E., S. A. Ackerman, F. W. Nagle, R. Frey, S. Dutcher, R. E. Kuehn, M. A. Vaughan et B. Baum. 2008, «Global moderate resolution imaging spectroradiometer (MODIS) cloud detection and height evaluation using caliop», *J. Geophys. Res.*, vol. 113, doi : 10.1029/2008JD009837, p. D00A19.
- Hutchison, K. D. 2002, «The retrieval of cloud base heights from MODIS and three-dimensional cloud fields from NASA's EOS Aqua mission», *Int. J. of Remote Sens.*, vol. 23, n° 24, doi : 10.1080/01431160110117391, p. 5249–5265.
- Jin, Y. et W. B. Rossow. 1997, «Detection of cirrus overlapping low-level clouds», *J. Geophys. Res.*, vol. 102, n° D2, doi :10.1029/96JD02996, p. 1727–1737.
- Joiner, J., P. K. Bhartia, R. P. Cebula, E. Hilsenrath, R. D. McPeters et H. Park. 1995, «Rotational raman scattering (ring effect) in satellite backscatter ultraviolet measurements», *Appl. Opt.*, vol. 34, n° 21, doi :10.1364/AO.34.004513, p. 4513–4525.

- Joiner, J., A. P. Vasilkov, P. K. Bhartia, G. Wind, S. Platnick et W. P. Menzel. 2010, «Detection of multi-layer and vertically-extended clouds using a-train sensors», *Atmos. Meas. Tech.*, vol. 3, n° 1, doi :10.5194/amt-3-233-2010, p. 233–247.
- King, M., W. Menzel, Y. Kaufman, D. Tanre, B.-C. Gao, S. Platnick, S. Ackerman, L. Remer, R. Pincus et P. Hubanks. 2003, «Cloud and aerosol properties, precipitable water, and profiles of temperature and water vapor from MODIS», *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, vol. 41, n° 2, doi :10.1109/TGRS.2002.808226, p. 442–458.
- King, M. D., S. Platnick, P. Yang, G. T. Arnold, M. A. Gray, J. Riedi, S. A. Ackerman, K.-N. Liou et al. 2004, «Remote sensing of liquid water and ice cloud optical thickness and effective radius in the arctic : Application of airborne multispectral MAS data.», *J. Atmos. Oceanic Technol.*, vol. 21, n° 6.
- Knibbe, W. J. J., J. F. de Haan, J. W. Hovenier, D. M. Stam, R. B. A. Koelemeijer et P. Stammes. 2000, «Deriving terrestrial cloud top pressure from photopolarimetry of reflected light», *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*, vol. 64, p. 173–199.
- Koelemeijer, R. B. A., P. Stammes, J. W. Hovenier et J. F. de Haan. 2001, «A fast method for retrieval of cloud parameters using Oxygen A band measurements from GOME», *J. Geophys. Res.*, vol. 106, p. 3475–3490.
- Kuze, A. et K. V. Chance. 1994, «Analysis of cloud top height and cloud coverage from satellites using the O₂ A and B bands», *J. Geophys. Res.*, vol. 99, p. 14,481– 14,492.
- Lavanant, L., N. Fourrié, A. Gambacorta, G. Grieco, S. Heilliette, F. I. Hilton, M.-J. Kim, A. P. McNally, H. Nishihata, E. G. Pavelin et F. Rabier. 2011, «Comparison of cloud products within iasi footprints for the assimilation of cloudy radiances», *Q. J. ROY. METEOR. SO.*, vol. 137, n° 661, doi :10.1002/qj.917, p. 1988–2003.
- Lelli, L., A. A. Kokhanovsky, V. V. Rozanov, M. Vountas, A. M. Sayer et J. P. Burrows. 2012, «Seven years of global retrieval of cloud properties using space-borne data of gome», *Atmos. Meas. Tech.*, vol. 5, n° 7, doi :10.5194/amt-5-1551-2012, p. 1551–1570.
- Liang, X.-Z. et W.-C. Wang. 1997, «Cloud overlap effects on general circulation model climate simulations», *J. Geophys. Res. : Atmos.*, vol. 102, n° D10, doi :10.1029/97JD00630, p. 11 039–11 047.
- Lindstrot, R., R. Preusker, T. Ruhtz, B. Heese, M. Wiegner, C. Lindemann et J. Fischer. 2006, «Validation of MERIS cloud top pressure using airborne lidar measurements», *J. Appl. Meteor. Clim.*, vol. 45, p. 1612–1621.
- Liou, K.-N. 1992, «Radiation and cloud processes in the atmosphere. Theory, observation, and modeling», .

- Liu, X., D. K. Zhou, A. M. Larar, W. L. Smith, P. Schluessel, S. M. Newman, J. P. Taylor et W. Wu. 2009, «Retrieval of atmospheric profiles and cloud properties from iasi spectra using super-channels», *Atmos. Chem. Phys.*, vol. 9, n° 23, doi :10.5194/acp-9-9121-2009, p. 9121–9142.
- L'Ecuyer, T. S. et J. H. Jiang. 2010, «Touring the atmosphere aboard the A-Train», *Phys. Today*, vol. 63, n° 7, p. 35–41.
- Mace, G. G., R. Marchand, Q. Zhang et Stephens. 2007, «Global hydrometeor occurrence as observed by CloudSat : Initial observations from summer 2006», *Geophys. Res. Lett.*, vol. 34, L09808.
- Mace, G. G., Q. Zhang, M. Vaughan, R. Marchand, G. Stephens, C. Trepte et D. Winker. 2009, «A description of hydrometeor layer occurrence statistics derived from the first year of merged Cloudsat and CALIPSO data», *J. Geo. Res.*, vol. 114, doi :10.1029/2007JD009755, p. D00A26.
- Mace, G. G., Y. Zhang, S. Platnick, M. D. King, P. Minnis et P. Yang. 2005, «Evaluation of cirrus cloud properties derived from MODIS data using cloud properties derived from ground-based observations collected at the ARM SGP site», *J. Appl. Meteor.*, vol. 44, n° 2, doi : 10.1175/JAM2193.1, p. 221–240.
- Marchand, R., G. G. Mace, T. Ackerman et G. Stephens. 2008, «Hydrometeor detection using Cloudsat — an earth-orbiting 94-ghz cloud radar», *J. Atmos. Oceanic Technol.*, vol. 25, doi : doi : 10.1175/2007JTECHA1006.1, p. 519–533.
- Mason, S. J. et N. E. Graham. 1999, «Conditional probabilities, relative operating characteristics, and relative operating levels», *Weather and Forecasting*, vol. 14(5), doi :10.1175/1520-0434(1999)014<0713 :CPROCA>2.0.CO ;2, p. 713–725.
- Masson, D., B. J. 1957, *The physics of clouds*, Oxford, Clarendon press.
- Menzel, W. P., R. A. Frey, H. Zhang, D. P. Wylie, C. C. Moeller, R. E. Holz, B. Maddux, B. A. Baum, K. I. Strabala et L. E. Gumley. 2008, «MODIS Global Cloud-Top Pressure and Amount Estimation : Algorithm Description and Results», *J. of Appl. Met. and Clim.*, vol. 47, p. 1175–1198.
- Morcrette, J.-J. et C. Jakob. 2000, «The Response of the ECMWF Model to Changes in the Cloud Overlap Assumption», *Mon. Wea. Rev.*, vol. 128, n° 6, doi :10.1175/1520-0493(2000)128<1707 :TROTREM>2.0.CO ;2, p. 1707–1732.
- Moroney, C., R. Davies et J.-P. Muller. 2002, «Operational retrieval of cloud-top heights using MISR data», *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, vol. 40, p. 1532–1546.
- Nakajima, T. et M. D. King. 1990, «Determination of the optical thickness and effective particle radius of clouds from reflected solar radiation measurements. part I : Theory», *J. Atmos. Sci.*, vol. 47, n° 15, doi :10.1175/1520-0469(1990)047<1878 :DOTOTA>2.0.CO ;2, p. 1878–1893.

- Nasiri, S. et B. A. Baum. 2004, «Daytime multilayered cloud detection using multispectral imager data», *J. Atmos. Oceanic Technol.*, vol. 21, doi :10.1175/1520-0426(2004)021<1145 :DMC-DUM>2.0.CO ;2, p. 1145–1155.
- O'Brien, D. M. et R. M. Mitchell. 1992, «Error estimates for retrieval of cloud top pressure using absorption in the A band of oxygen», *J. Appl. Meteor.*, vol. 31, p. 1179–1192.
- Olson, R. 1965, «On the use of Bayes' theorem in estimating false alarm rates», *Mon. Wea. Rev.*, vol. 93, doi :10.1175/1520-0493(1965)093<0557 :OTUOBT>2.3.CO ;2, p. 557–558.
- Parol, F., J.-C. Buriez, C. Vanbauce, P. Couvert, G. Séze, P. Goloub et S. Cheinet. 1999, «First results of the POLDER Earth Radiation Budget and Clouds operational algorithm», *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, vol. 37, 3, p. 1597–1612.
- Parsons, K. E. et P. J. Smith. 2004, «An investigation of extratropical cyclone development using a scale-separation technique», *Mon. Wea. Rev.*, vol. 132, n° 4, doi :10.1175/1520-0493(2004)132<0956 :AIOECD>2.0.CO ;2, p. 956 –974.
- Pavolonis, M. J. et A. K. Heidinger. 2004, «Daytime cloud overlap detection from AVHRR and VIIRS», *J. Appl. Meteor.*, doi :10.1175/2099.1, p. 762–778.
- Pawlowska, H. et J.-L. Brenguier. 2003, «An observational study of drizzle formation in stratocumulus clouds for general circulation model (GCM) parameterizations», *J. Geophys. Res. : Atmos.*, vol. 108, n° D15, doi :10.1029/2002JD002679, p. n/a–n/a.
- Platnick, S., M. King, S. Ackerman, W. Menzel, B. Baum, J. Riedi et R. Frey. 2003, «The MODIS cloud products : algorithms and examples from Terra», *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, vol. 41, n° 2, doi :10.1109/TGRS.2002.808301, p. 459–473.
- Press, W. H., S. A. Teukolsky, W. T. Vetterling et B. P. Flannery. 1992, *numerical Recipes in Fortran 77 : The Art of Scientific Computing, 2nd edition*, cambridge university Press.
- Preusker, R., J. Fischer, A. P., R. Bennartz et L. Schüller. 2007, «Cloud-top pressure retrieval using the oxygen A-band in the IRS-3 MOS instrument», *Int. J. Remote. Sens.*, vol. 28, n° 9, p. 1957–1967.
- Ramanathan, V., R. D. Cess, E. F. Harrison, P. Minnis, B. R. Barkstrom, E. Ahmad et D. Hartmann. 1989, «Cloud-radiative forcing and climate : Results from the earth radiation budget experiment», vol. 243, n° 4887, doi :10.1126/science.243.4887.57, p. 57–63.
- Randall, D. A. 1989, «Cloud parameterization for climate modeling : Status and prospects», *Atmos. Res.*, vol. 23, n° 3–4, doi :http ://dx.doi.org/10.1016/0169-8095(89)90025-2, p. 345–361.
- Rossow, W. B. et R. A. Schiffer. 1991, «ISCCP cloud data products», *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, vol. 72, p. 2–20.

- Rozanov, V. et A. Kokhanovsky. 2006, «Determination of cloud geometrical thickness using backscattered solar light in a gaseous absorption band», *IEEE Geosci. Remote Sens. Lett.*, vol. 3, n° 2, doi :10.1109/LGRS.2005.863388, p. 250–253.
- Saiedy, F., D. T. Hilleary et W. A. Morgan. 1965, «Cloud-top altitude measurements from satellites», *Applied Optics*, vol. 4, n° 4, p. 495–500.
- Schüller, L., J. Brenguier et H. Pawlowska. 2003, «Retrieval of microphysical, geometrical, and radiative properties of marine stratocumulus from remote sensing», *J. Geophys. Res.*, vol. 108, n° D15, doi :10.1029/2002JD002680.
- Seiz, G., S. Tjemkes et P. Watts. 2007, «Multiview cloud-top height and wind retrieval with photogrammetric methods : Application to Meteosat-8 HRV observations», *J. Appl. Meteor. Climatol.*, vol. 46, p. 1182–1195.
- Shannon, C. E. et W. Weaver. 1949, *The Mathematical Theory of Communication*, University of Illinois Press.
- Sheu, R.-S., J. A. Curry et G. Liu. 1997, «Vertical stratification of tropical cloud properties as determined from satellite», *J. Geophys. Res.*, vol. 102, n° D4, doi :10.1029/96JD02867, p. 4231–4245.
- Slingo, A. et J. M. Slingo. 1988, «The response of a general circulation model to cloud longwave radiative forcing. I : Introduction and initial experiments», *Q. J. Roy. Meteor. So.*, vol. 114, n° 482, doi :10.1002/qj.49711448209, p. 1027–1062.
- Sneep, M., J. F. de Haan, P. Stammes, P. Wang, C. Vanbauce, A. P. Vasilkov et P. F. Levelt. 2008, «Three-way comparison between OMI and PARASOL cloud pressure products», *J. Geophys. Res.*, vol. 113, n° D15, doi :10.1029/2007JD008694.
- Stephens, G. L. 1994, *Remote Sensing of the Lower Atmosphere : an Introduction*, Oxford University Press.
- Stephens, G. L. 2005, «Cloud Feedbacks in the Climate System : A Critical Review», *J. Climate*, vol. 18, n° 2, doi :10.1175/JCLI-3243.1, p. 237–273.
- Stephens, G. L., J. Li, M. Wild, C. A. Clayson, N. Loeb, S. Kato, T. L'Ecuyer, P. W. Stackhouse, M. Lebsock et T. Andrews. 2012, «An update on earth's energy balance in light of the latest global observations», *Nature Geosci.*, vol. 5, n° 10, doi :10.1038/ngeo1580, p. 691–696.
- Stephens, G. L., D. G. Vane, R. J. Boain, G. G. Mace, K. Sassen, Z. Wang, A. J. Illingworth, E. J. O'Connor, W. B. Rossow, S. L. Durden, S. D. Miller, R. T. Austin, A. Benedetti, C. Mitrescu et T. C. S. Team. 2002, «The CloudSat mission and the A-Train, A new dimension of space-based observations of clouds and precipitation», *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, vol. 83, n° 12, p. 1771–1790.

- Stephens, G. L., D. G. Vane, S. Tanelli, E. Im, S. Durden, M. Rokey, D. Reinke, P. Partain, G. G. Mace, R. Austin, T. L'Ecuyer, J. Haynes, M. Lebsock, K. Suzuki, D. Waliser, D. Wu, J. Kay, A. Gettelman, Z. Wang et R. Marchand. 2008, «CloudSat mission : Performance and early science after the first year of operation», *J. Geophys. Res.*, vol. 113, n° D8, doi : 10.1029/2008JD009982, ISSN 2156-2202.
- Stubenrauch, C. J., A. Chédin, G. Rädcl, N. A. Scott et S. Serrar. 2006, «Cloud properties and their seasonal and diurnal variability from tovs path-b», *J. Climate*, vol. 19, p. 5531–5553.
- Stubenrauch, C. J., S. Cros, A. Guignard et N. Lamquin. 2010, «A 6-year global cloud climatology from the Atmospheric InfraRed Sounder AIRS and a statistical analysis in synergy with CALIPSO and CloudSat», *Atm. Chem. Phys*, vol. 10, n° 15, doi :10.5194/acp-10-7197-2010, p. 7197–7214.
- Stubenrauch, C. J., A. D. Del Genio et W. B. Rossow. 1997, «Implementation of subgrid cloud vertical structure inside a GCM and its effect on the radiation budget», *J. Climate*, vol. 10, n° 2, doi :10.1175/1520-0442(1997)010<0273 :IOSCVS>2.0.CO ;2, p. 273–287.
- Swets, J. 1988, «Measuring the accuracy of diagnostic systems», *Science*, vol. 240, p. 1285–1293.
- van de Hulst, H. C. 1980, *Multiple Light Scattering. Tables, Formulas and Applications, Volume 2*, Academic Press, 739 pp p..
- Vanbauce, C., J. Buriez, F. Parol, B. Bonnel, G. Seze et P. Couvert. 1998, «Apparent pressure derived from ADEOS-POLDER observations in the oxygen A-band over ocean», *Geophys. Res. Lett.*, vol. 25, p. 3159–3162.
- Vanbauce, C., B. Cadet et R. Marchand. 2003, «Comparison of polder apparent and corrected oxygen pressure to ARM/MMCR cloud boundary pressures», *Geophys. Res. Lett.*, vol. 30, n° 5, p. 16.1–16.4.
- Vasilkov, A., J. Joiner, R. Spurr, P. K. Bhartia, P. Levelt et G. Stephens. 2008, «Evaluation of the OMI cloud pressures derived from rotational Raman scattering by comparisons with other satellite data and radiative transfer simulations», *J. Geoph. Res.*, vol. 113, n° D15, doi :10.1029/2007JD008689.
- Wang, J., W. Rossow et Y. Zhang. 2000, «Cloud vertical structure and its variations from a 20-yr global rawinsonde dataset», *J. Clim.*, vol. 13, p. 3041–3056.
- Wang, J. et W. B. Rossow. 1998, «Effects of cloud vertical structure on atmospheric circulation in the GISS GCM», *J. Climate*, vol. 11, n° 11, doi :10.1175/1520-0442(1998)011<3010 :EOCVSO>2.0.CO ;2, p. 3010–3029.
- Wang, P., P. Stammes, R. van der A, G. Pinardi et M. van Roozendaal. 2008, «FRESCO+ : an improved O₂ A-band cloud retrieval algorithm for tropospheric trace gas retrievals», *Atmos. Chem. Phys.*, vol. 8, p. 6565–6576.

- Waquet, F., F. Peers, F. Ducos, P. Goloub, S. Platnick, J. Riedi, D. Tanré et F. Thieuleux. 2013, «Global analysis of aerosol properties above clouds», *Geophys. Res. Lett.*, vol. 40, n° 21, doi :10.1002/2013GL057482, p. 5809–5814.
- Waquet, F., J. Riedi, L. C. Labonnote, P. Goloub, B. Cairns, J.-L. Deuzé et D. Tanré. 2009, «Aerosol remote sensing over clouds using A-Train observations», *J. Atmos. Sci.*, vol. 66, n° 8, doi :10.1175/2009JAS3026.1, p. 2468–2480.
- Warren, S. G., R. Eastman et C. J. Hahn. 2012, *Cloud Climatology. Encyclopedia of Atmospheric Sciences, Second Edition*, Oxford University Press.
- Warren, S. G., R. Eastman et C. J. Hahn. sous presse, «Clouds : Climatology, commissioned article for *Encyclopedia of Atmospheric Sciences*, second edition», .
- Watts, P. D., R. Bennartz et F. Fell. 2011, «Retrieval of two-layer cloud properties from multispectral observations using optimal estimation», *J. Geophys. Res. : Atmos.*, vol. 116, n° D16, doi :10.1029/2011JD015883.
- Weisz, E., J. Li, D. K. Zhou, H.-L. Huang, M. D. Goldberg et P. Yang. 2007, «Cloudy sounding and cloud-top height retrieval from AIRS alone single field-of-view radiance measurements», *Geophys. Res. Lett.*, vol. 34, doi :10.1029/2007GL030219, p. L12 802.
- Wielicki, B. A. et J. A. Coakley. 1981, «Cloud retrieval using infrared sounder data : Error analysis», *J. Appl. Meteor.*, vol. 20, p. 157–169.
- Wilks, D. S. 1995, *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences*, Academic Press, San Diego, Calif.
- Wind, G., S. Platnick, M. D. King, P. A. Hubanks, M. J. Pavolonis, A. K. Heidinger, P. Yang et B. A. Baum. 2010, «Multilayer cloud detection with the MODIS near-infrared water vapor absorption band», *J. Appl. Meteor. Clim.*, vol. 49, doi :10.1175/2010JAMC2364.1, p. 2315–2333.
- Winker, D. M., W. H. Hunt et M. J. McGill. 2007, «Initial performance assessment of CALIOP», *Geophys. Res. Lett.*, vol. 34, doi :10.1029/2007GL030135, p. L19 803.
- Winker, D. M., J. Pelon, J. A. Coakley, S. A. Ackerman, R. J. Charlson, P. R. Colarco, P. Flamant, Q. Fu, R. M. Hoff, C. Kittaka, T. L. Kubar, H. Le Treut, M. P. McCormick, G. Mégie, L. Poole, K. Powell, C. Trepte, M. A. Vaughan et B. A. Wielicki. 2010, «The CALIPSO mission : A global 3D view of aerosols and clouds», vol. 91, doi :10.1175/2010BAMS3009.1, p. 1211–1229.
- Winker, D. M. et C. R. Trepte. 1998, «Laminar cirrus observed near the tropical tropopause by LITE», *Geophys. Res. Lett.*, vol. 25, p. 3351–3354.

- Wu, D. L., S. A. Ackerman, R. Davies, D. J. Diner, M. J. Garay, B. H. Kahn, B. C. Maddux, C. M. Moroney, G. L. Stephens, J. P. Veefkind et M. A. Vaughan. 2009, «Vertical distributions and relationships of cloud occurrence frequency as observed by MISR, AIRS, MODIS, OMI, CALIPSO, and CloudSat», *Geophys. Res. Lett.*, vol. 36, doi :10.1029/2009GL037464, p. L09821.
- Wu, M. L. 1985, «Remote sensing of cloud-top pressure using reflected solar radiation in the oxygen A-band», *J. Appl. Meteor.*, vol. 24,6, p. 539–546.
- Wu, M.-L. C. 1987, «Determination of cloud ice water content and geometrical thickness using microwave and infrared radiometric measurements», *J. Climate Appl. Meteor.*, vol. 26, n° 8, doi :10.1175/1520-0450(1987)026<0878 :DOCIWC>2.0.CO ;2, p. 878–884.
- Yamamoto, G. et D. Q. Wark. 1961, «Discussion of the letter by R. A. Hanel, *Determination of cloud altitude from a satellite*», *J. Geophys. Res.*, vol. 66, 10, doi :10.1029/JZ066i010p03596, p. 3596–3596.
- Yao, Z., Z. Han, Z. Zhao, L. Lin et X. Fan. 2010, «Synergetic use of POLDER and MODIS for multilayered cloud identification», *Rem. Sens. Environ.*, vol. 114, n° 9, doi : 10.1016/j.rse.2010.03.014, p. 1910–1923.
- Yuan, T. et L. Oreopoulos. 2013, «On the global character of overlap between low and high clouds», *Geophys. Res. Lett.*, vol. 40, doi :10.1002/grl.50871, p. 5320–5326.

Table des figures

1.1	La répartition des différents types de nuages dans l'atmosphère selon la classification de l'OMM (a) et leur classification selon l'ISCCP (b).	7
1.2	Profil vertical du taux de chauffage radiative au sommet du nuage moyenné horizontalement. Les simulations sont faites pour des profils contenant un seul nuage bas (ligne rouge), et un nuage bas recouvert par un nuage haut d'épaisseur optique 2 et dont l'altitude est fixée à 15 km (ligne bleue), 10 km (ligne verte) et 5 km (ligne rose). Le chauffage radiatif minimum pour chaque situation est précisé. Source : Christensen et al. (2013).	11
1.3	Transmission atmosphérique dans la bande A de l'oxygène dans une couche atmosphérique située à différentes altitudes à très haute résolution ($0,02 \text{ cm}^{-1}$) Le calcul est fait pour une masse d'air de 1 et la pression moyenne des différentes altitudes est précisée dans la légende. Source : Dubuisson (2009), cours de master 2.	15
2.1	Bande A de l'oxygène pour une masse d'air et sous une atmosphère standard de moyenne latitude en été. Le panneau (a) est une représentation lissée de la structure à la résolution de 5 cm^{-1} . Le panneau (b) est une représentation à la résolution de $0,5 \text{ cm}^{-1}$. Dans chaque cas, le modèle de transmission utilise une résolution spectrale de $0,025 \text{ cm}^{-1}$. Source : Barton et Scott (1986)	18
2.2	Epaisseurs optiques d'absorption dans le spectre solaire pour les principales espèces gazeuses, en supposant un profil atmosphérique de type tropical. Source : Gottwald et al. (2006)	18
2.3	Principe de la visée multidirectionnelle du radiomètre POLDER/PARASOL. L'angle sous lequel est vu un pixel au sol varie avec le déplacement du satellite. Source : (Bréon et l'équipe PARASOL du CNES, 2006)	21
2.4	Transmission atmosphérique dans la région de la bande A de l'oxygène à la résolution de $0,5 \text{ cm}^{-1}$ et fonctions de transmission des canaux POLDER à 763 nm et 765 nm. Source : (Buriez et al., 1997)	23
2.5	Pénétration verticale $\langle Z \rangle$ des photons dans un nuage en phase liquide d'épaisseurs optique τ et géométrique h variables. Le soleil est au zénith ($\Theta_s = 0^\circ$) et l'altitude de la base du nuage est fixée à 1 km. La définition de $\langle Z \rangle$ ainsi que la relation asymptotique dérivée de van de Hulst (1980) sont rappelées.	24

- 2.6 Variation des pressions oxygène directionnelles simulées en fonction de l'angle zénithal de visée. Les simulations concernent un nuage en phase liquide, d'épaisseur optique $\tau = 10$, dont l'altitude de sommet est fixée à 4 km et d'épaisseur géométrique $h = 1$ km. Le nuage est éclairé sous un angle zénithal solaire de 60° et le modèle d'atmosphère utilisé est tropical. Les lignes horizontales indiquent les pressions du sommet, du milieu géométrique ainsi que de la base du nuage, notées respectivement CTP, CMP, CBP. La moyenne angulaire des pressions oxygène directionnelles est de 667 hPa et l'écart-type est de 11 hPa. Les discontinuités des pressions oxygène directionnelles observées à -60° et à -20° sont des signatures de la fonction de phase des gouttelettes. 24
- 2.7 La constellation « A-Train » et les satellites qui la composent (GCOM-W1, Aqua, CALIPSO, CloudSat, PARASOL et Aura). Le satellite OCO-2, successeur d'OCO devrait rejoindre l'A-Train en 2014 27
- 3.1 Climatologie des nuages monocouches et multicouches pendant la journée en 2008 à partir du produit 2B-GEOPROF-LIDAR. Le panneau (a) montre l'occurrence zonale en % des nuages monocouches (lignes vertes) et des nuages multicouches (lignes noires), sur tout le globe (lignes solides), au-dessus des océans (lignes pointillées) et au-dessus des continents (lignes mixtes). L'information sur le type de surface provient de l'indice géotype de POLDER. Le panneau (b) montre l'occurrence zonale en % des nuages liquides (lignes rouges), des nuages de glace (lignes bleues) et des nuages en phase mixte (lignes noires), pour tous les nuages (lignes solides), pour les nuages monocouches (lignes pointillées) et pour les nuages multicouches (lignes mixtes). La phase thermodynamique est fournie par POLDER (Goloub et al., 2000). 32
- 3.2 Histogrammes de la pression Rayleigh, de la pression oxygène et de son écart-type, de la pression oxygène de sommet ainsi que des différences entre pression oxygène et pression Rayleigh, entre pression oxygène de sommet et pression Rayleigh et entre pression oxygène et pression oxygène de sommet. Les histogrammes sont tracés pour les nuages monocouches (lignes rouges) et multicouches (lignes bleues), pour lesquels $\tau \geq 5$ et $cc \geq 0.95$ en 2008. L'information sur le caractère monocouche ou multicouche provient du produit 2B-GEOPROF-LIDAR tandis que les indications de surface sont fournies par l'indice géotype de POLDER. . . 35
- 3.3 Evolution de l'entropie du caractère monocouche ou multicouche conditionnée par la pression oxygène en fonction du seuil sur la pression oxygène. La pression oxygène varie de 200 hPa à 1000 hPa par pas de 50 hPa. 41

3.4	Arbre de décision pour la distinction des situations nuageuses monocouches et multicouches à l'aide des produits de l'instruments POLDER. Pour chaque test, on donne le nombre de nuages concernés ainsi que la proportion de nuages monocouches (en gras) et multicouches. L'arbre a été appris sous la trace de CALLIOP/CPR en utilisant les données de l'année 2008 puis appliqué à l'année 2007. Les valeurs données sont celles de l'année 2007.	48
3.5	Courbes <i>ROC</i> des différents paramètres possibles pour la distinction des cas monocouches et multicouches. Les courbes <i>ROC</i> de la latitude, de la phase, des pressions oxygène, oxygène de sommet et Rayleigh, de l'écart-type angulaire de la pression oxygène ainsi que des différences de pression pression oxygène/pression oxygène de sommet, pression oxygène de sommet/pression Rayleigh et pression oxygène/pression Rayleigh ont été tracées en considérant tous les cas nuageux de l'année 2009 et pour différents seuils lorsque le paramètre est variable (figure 3.5a). Pour la courbe de l'écart-type angulaire de la pression oxygène, on a indiqué les valeurs de seuil correspondantes (figure 3.5b). Sur les deux figures, la droite noire tiretée indique la droite de « non-discrimination ».	53
3.6	Arbre de décision pour la distinction des situations nuageuses monocouches et multicouches à l'aide des produits de l'instruments POLDER en distinguant les cas selon leur phase thermodynamique (indicateur $POLDER_{\Phi}$). Pour chaque test, on donne le nombre de nuages concernés ainsi que la proportion de nuages monocouches (en gras) et multicouches. L'arbre a été appris sous la trace de CALLIOP/CloudSat en utilisant les données de l'année 2008 puis appliqué à l'année 2007. Les valeurs données sont celles de l'année 2007.	56
3.7	Image en fausses couleurs MODIS et localisation géographique du granule MODIS du 24 septembre 2008 à 10h30 UTC.	60
3.8	Phases thermodynamiques POLDER (panneau 3.8a) et MODIS (panneau 3.8b) et pressions oxygène (panneau 3.8c), de sommet MODIS (panneau 3.8d) et Rayleigh (panneau 3.8e) pour le granule MODIS du 24 septembre 2008 à 10h30 UTC. . . .	62
3.9	Indicateurs multicouches $POLDER_{\sigma}$, $POLDER_{\Phi}$ et MODIS pour le même granule que la figure 3.8	64
4.1	Climatologie de la pression de sommet des nuages en fonction de leur épaisseur géométrique à partir du produit 2B-GEOPROF-LIDAR. Nuages monocouches en 2008 en phase glace (panneaux hauts) et liquide (panneaux bas) au-dessus des océans (panneaux de gauche) et au-dessus des continents (panneaux de droite). Les nuages ont été sélectionnés selon les critères $cc \geq 0,95$ et $\tau \geq 5$. L'information sur la phase thermodynamique provient des instruments PARASOL et de MODIS tandis que l'information sur le type de surface provient de l'indice géotype de POLDER	68

4.2	Différence entre la pression oxygène POLDER et la pression du milieu du nuage CMP déduite des mesures de CPR/CALIOP en fonction de l'épaisseur optique du nuage. Valeurs moyennes en 2008 par classe de cosinus d'angle solaire zénithal. Les écart-types sont indiqués par des barres d'erreur.	70
4.3	Evaluation de la pression oxygène de milieu de nuage (CMOP) de POLDER par rapport à la pression de milieu de nuage CMP déduite des mesures de CPR/CALIOP. Pixels au-dessus des océans en 2008. Les lignes noires indiquent la relation $y=x$ tandis que les lignes rouges indiquent la régression linéaire entre CMOP et CMP. L'acronyme anglais « RMS » signifie erreur quadratique moyenne tandis que « r » signifie corrélation.	72
4.4	Idem que figure 4.3 pour les pixels au-dessus des continents.	73
4.5	Différence entre la pression oxygène POLDER et la pression du sommet du nuage CTP déduite des mesures de CPR/CALIOP en fonction de $\sigma_{P_{O_2}}$. Valeurs moyennes en 2008 pour différentes classes d'épaisseur optique nuageuse. Cas des nuages d'eau liquide au-dessus des océans pour lesquels $0,7 \leq \mu_s \leq 0,8$. Les écart-types sont indiqués par des barres d'erreur.	74
4.6	Evaluation de la pression de sommet MODIS (CTP MODIS, panneaux gauches), de la pression oxygène POLDER (P_{O_2} , panneaux centraux), et de la pression oxygène de sommet POLDER (CTOP, panneaux de droite) par rapport à la pression de sommet CTP déduites des mesures de CPR/CALIOP. Pixels au-dessus des océans en 2008. Les lignes noires indiquent la relation $y=x$ tandis que les lignes rouges indiquent la régression linéaire entre l'ordonnée et l'abscisse de chaque courbe. le sigle « r » signifie corrélation.	75
4.7	Idem que figure 4.6 pour les pixels au-dessus des continents.	76
4.8	Coefficient de corrélation entre $\sigma_{P_{O_2}}$ et H pour les nuages monocouches en 2008.	78
4.9	Variabilité temporelle du coefficient de corrélation (a) et de la pente (b) entre $\sigma_{P_{O_2}}$ et H . Pour le coefficient de corrélation, l'évolution temporelle couvre les années 2007, 2008 et 2009, tandis que pour la pente, l'évolution temporelle n'est représentée que sur l'année 2008. Cas des nuages monocouches pour lesquels $\tau \geq 5$ et $cc \geq 0,95$ en 2008.	80
4.10	Relation moyenne ($H, \sigma_{P_{O_2}}$) et fits d'ordre 5 par classes de μ_s et de τ . Cas des nuages monocouches en 2008 au-dessus des océans et pour lesquels $\tau \geq 5$ et $cc \geq 0,95$	81
4.11	Histogramme de la différence entre CPR/CALIOP H et le h restitué pour les nuages en phase liquide (trait plein) et en phase glace (trait pointillé) au-dessus des océans en 2008. Pour la courbe rouge (verte), h a été restitué à partir de $\sigma_{P_{O_2}}$ (à partir de ΔP). Dans le cas des nuages d'eau liquide, la courbe noire montre la différence entre la restitution moyenne H_{moyen} et H	82

5.1	Evolution du risque réel des indicateurs $POLDER_{\sigma}$ et $POLDER_{\Phi}$ en fonction du seuil en 2008.	88
5.2	Occurrence zonale (en %) des nuages monocouches pendant la journée en 2008 à partir du produit 2B-GEOPROF-LIDAR (courbes rouges) et de l'indicateur $POLDER_{\sigma}$ (courbes vertes) avec un seuil à 44. Les proportions sont représentées pour tout le globe (traits pleins), pour les surfaces océaniques (traits pointillés) ainsi que pour les surfaces continentales (traits mixtes). L'information sur le géotype provient de POLDER.	91
5.3	Evolution temporelle du risque réel mensuel entre 2007 et 2011, pour différents seuils sur l'indice multicouche $POLDER_{\sigma}$ ainsi que l'indicateur multicouche MODIS.	92
5.4	Scores obtenus en 2008 par les pressions CTOP (trait épais noir) et CTP MODIS (trait épais gris) pour les nuages d'eau liquide (cas (a)) et de glace (cas (b)) au-dessus des océans.	94
5.5	Scores obtenus en 2008 pour l'estimateur POLDER de l'épaisseur géométrique des nuages pour les nuages d'eau liquide (trait pointillé) et pour les nuages de glace (trait plein) au-dessus des océans (bleu) et des continents (rouge)	95
5.6	Evolutions temporelles des pressions nuageuses moyennes mensuelles et des différences relatives moyennes mensuelles de pressions pour les nuages d'eau liquide au-dessus des océans.	96
5.7	Idem que 5.6 pour les nuages d'eau liquide au-dessus des continents.	97
5.8	Evolutions temporelles des pressions nuageuses moyennes mensuelles et des différences relatives moyennes mensuelles de pressions pour les nuages de glace au-dessus des océans.	98
5.9	Idem que 5.8 pour les nuages de glace au-dessus des continents.	98
5.10	Evolutions temporelles des pressions de milieu de nuages moyennes mensuelles pour les nuages d'eau liquide.	100
5.11	Idem que figure 5.10 pour les nuages de glace.	100
5.12	Evolutions temporelles de la différence relative entre les pressions CMOP et CMP pour les nuages d'eau liquide et de glace, au-dessus des océans et des continents.	101
5.13	Evolution temporelle de la différence moyenne mensuelle entre CPR/CALIOP H et les estimateurs H_{σ} (trait plein) et $H_{\Delta P}$ (trait pointillé) de POLDER de 2007 à 2009, au-dessus des océans (bleu) et des continents (rouge).	102

5.14	Nuages stratiformes bas monocouches sur l'orbite POLDER du 24 septembre 2008 vers 10h27 UTC. Les panneaux (a) et (b) sont les échos respectifs du radar CPR et du lidar CALIOP. Le panneau (c) montre le caractère monocouche (0) ou multicouche (100) issu du produit 2B-GEOPROF-LIDAR (noir), ainsi que les indicateurs multicouches de POLDER (rouge et bleu) et MODIS $\times 10$ (violet). Le panneau (d) montre l'extension verticale en pression des couches nuageuses monocouches (noir) et multicouches (vert) restituées par CPR/CALIOP. Les pressions CTP MODIS (violet), CTOP (rouge), CMOP (orange) et P_{O_2} (bleu) sont également indiquées. Le panneau (e) montre l'épaisseur géométrique des nuages restituées par CPR/CALIOP (noir) et par POLDER (rouge) dans le cas de situations monocouches. Le panneau (f) montre l'épaisseur optique, restituée par POLDER, des situations nuageuses monocouches (noir) et multicouches (vert clair). Dans le second cas, l'épaisseur optique de la couche supérieure restituée par CPR/CALIOP est donnée (vert).	105
5.15	Nuages cumuliformes avec présence de situations multicouches sur l'orbite POLDER du 24 septembre 2008 vers 10h27 UTC. Idem que Figure 5.14, sans le panneau de l'épaisseur géométrique.	108
5.16	Système frontal sur l'orbite POLDER du 13 juin 2008 vers 13h39 UTC. Idem que Figure 5.14.	110
5.17	Stratocumulus surmontés de nuages fins sur l'orbite POLDER du 13 juin 2008 vers 13h39 UTC. Idem que Figure 5.14.	112
5.18	Système multicouche complexe sur l'orbite POLDER du 24 septembre 2008 vers 10h27 UTC. Idem que Figure 5.14	114

Liste des tableaux

2.1	Caractéristiques des bandes spectrales de l'instrument POLDER/PARASOL (Bréon et l'équipe PARASOL du CNES, 2006). BR est l'abréviation de Bilan radiatif . . .	20
2.2	Les différentes missions de l'A-Train avec leurs objectifs et instruments respectifs	26
2.3	Les produits de niveau 2 issus des instruments de l'A-Train utilisés dans cette étude. Les produits sont colocalisés avec les tirs du lidar et échantillonnés tous les 5 km.	30
3.1	Entropies conditionnées par les différents attributs pour les nuages pour lesquels $\sigma_{P_{O_2}} \leq 22,5$ hPa.	43
3.2	Entropies conditionnées par les différents attributs pour les nuages pour lesquels $\sigma_{P_{O_2}} \leq 22,5$ hPa et $P_{Rayleigh} > 750$ hPa.	46
3.3	Entropies conditionnées par les différents attributs pour les nuages pour lesquels $\sigma_{P_{O_2}} \leq 22,5$ hPa et $P_{Rayleigh} \leq 750$ hPa.	47
3.4	Matrice de confusion de la classification cas monocouches/cas multicouches . . .	52
4.1	Statistiques de la restitution de l'extension verticale des nuages pour les nuages d'eau liquide et de glace en 2008, au-dessus des océans et des continents. $\Delta H = H_{retrouvé} - H$ pour les différentes méthodes de restitution. ET (resp. MD) signifie écart-type (resp. médiane). Toutes les valeurs sont en mètres.	83
5.1	Matrice de confusion de l'indicateur monocouche/multicouche $POLDER_\sigma$ pour un seuil à 30 et pour l'année 2008. VP (resp. VN) signifie « vrais positifs » (resp. « vrais négatifs ») FP (resp. FN) signifie « faux positifs » (resp. « faux négatifs ») et PE (resp. NE) signifie « positifs estimés » (resp. « négatifs estimés »).	87
5.2	Matrice de confusion de l'indicateur monocouche/multicouche $POLDER_\Phi$ pour un seuil à 30 et pour l'année 2008.	88
5.3	Matrice de confusion de l'indicateur monocouche/multicouche $POLDER_\sigma$ pour un seuil à 52 et pour l'année 2008	89
5.4	Matrice de confusion de l'indicateur monocouche/multicouche $POLDER_\sigma$ pour un seuil à 44 et pour l'année 2008	90
5.5	Matrice de confusion de l'indicateur monocouche/multicouche MODIS pour l'année 2008.	90