THÈSE DE DOCTORAT DE
L'UNIVERSITÉ LILLE, SCIENCES ET TECHNOLOGIES

Spécialité :
Sciences de la Matière, du Rayonnement et de l'Environnement

Présentée par

Rita NOHRA

Pour obtenir le grade de

Docteur de l'Université de Lille, Sciences et Technologies

ÉTUDE DES PROPRIÉTÉS MACROPHYSIQUES ET OPTIQUES DES CIRRUS À L'AIDE D'UN MICRO-LIDAR SUR LE SITE DE LILLE

Thèse soutenue le 21 Mars 2016 devant le jury composé de :

M. Philippe KECKHUT	*Rapporteur*
M. Johannes QUAAS	*Rapporteur*
Mme. Marjolaine CHIRIACO	*Examinatrice*
M. Jacques PELON	*Examinateur*
M. Olivier JOURDAN	*Examinateur*
M. Frédéric PAROL	*Directeur de thèse*
M. Philippe DUBUISSON	*Co-Directeur de thèse*

Thèse effectuée au

Laboratoire d'Optique Atmosphérique
U.F.R. de Physique, Université de Lille
59655 Villeneuve d'Ascq, France

Remerciements

Ces quelques paragraphes vont enfin me permettre de remercier les personnes qui ont, de près ou de loin, contribué à la réussite de ce travail de thèse.

Avant tout, je tiens à remercier les co-financeurs de cette thèse, l'université de Lille et le Conseil Régional de Nord Pas de Calais.

Je voudrais apporter toute ma reconnaissance à Frédéric Parol et Philippe Dubuisson, respectivement directeur et co-directeur de mes travaux de recherche, pour avoir encadré ma thèse et s'être assurés de son bon déroulement. Vous avez su, par votre expérience et vos conseils me guider et me motiver dans les différentes étapes de cette thèse. Merci de m'avoir formé pendant ces quelques années.

Je tiens ensuite à remercier les membres du jury d'avoir accepté de juger mon travail de thèse : Philippe Kechkut et Johannes Quaas, les rapporteurs, ainsi que Jacques Pelon, Olivier Jourdan et Marjolaine Chiriaco, les examinateurs. Merci d'avoir pris le temps de lire et critiquer mon manuscrit et ma soutenance. Merci pour vos commentaires qui auront permis d'améliorer et d'enrichir mon travail et mes connaissances.

Je remercie l'ensemble du LOA pour leur aide précieuse et leur accueil plus que chaleureux durant ces trois années, qui furent un réel plaisir à passer parmi vous. Je remercie spécifiquement, François Thieuleux, Christine Deroo, Romain de Filippi, Thierry Podvin

qui m'ont aidé à sortir de nombreux problèmes informatiques et traitement de données. Également je remercie le pôle ICARE pour avoir fourni les données nécessaires à ce travail.

Une pensée toute particulière va bien entendue vers les thésards, stagiaires, et autres avec qui j'ai partagé de bons moments et qui me laisseront d'agréables souvenirs : Marine, Augustin, Paul-Étienne, Fanny, Quentin, Christian, Danielle, Anne Burlet-Parendel, Anne Priem, Marie-Lyse, Isabelle.

Je remercie également mes amis, pour leurs encouragements, Dayan, Maya, Joseph, Toubiana, Jamileh.

Enfin je termine ces remerciements par ma famille, mon père et ma mère, Claire et Antoine, mon frère Nidal et ma soeur Rebecca : merci pour tout.

Résumé

Les nuages représentent l'une des principales sources d'incertitudes pour l'étude de l'évolution du climat (IPCC, 2013). Les cirrus constituent un groupe particulier de nuages, majoritairement composés de cristaux de glace, et ils recouvrent environ 30 % du globe terrestre. Leur haute altitude et la complexité de leurs compositions microphysiques rendent difficile la caractérisation de leurs propriétés (couverture spatiale et temporelle, propriétés optiques, évolution dynamique). De manière générale, ils contribuent au bilan radiatif terrestre avec un effet d'albédo relativement faible et un effet de serre plus important, mais leur impact climatique reste difficile à quantifier. Il est donc indispensable d'étudier les cirrus et de connaître leurs propriétés aux échelles globales et régionales à partir des instruments de télédétection active et passive, afin de mieux quantifier leur forçage radiatif.

Depuis 2006 le LOA possède une station d'observation atmosphérique équipée d'un micro-lidar à 532 nm et divers instruments de détection passive. L'objectif de ce travail de thèse est d'étudier les nuages de glace en exploitant les mesures issues du micro-lidar sur le site d'observation de Lille. La première partie du travail de thèse a consisté à développer un algorithme de détection et de caractérisation des cirrus à partir des profils de rétrodiffusion mesurés par le lidar sol. Sept années d'observations ont ensuite été traitées avec cet algorithme, ce qui a permis d'établir une climatologie des cirrus observés au-dessus de Lille et de restituer leurs propriétés géométriques (i.e, altitude de la base et du sommet, épaisseur géométrique) et optiques (i.e, épaisseur optique, rapport lidar, coefficient d'extinction). Ensuite nous avons appliqué cet algorithme aux données issues d'un micro-lidar sur le site de M'bour (Sénégal), afin de différencier les caractéristiques des cirrus observés sur les deux sites. Finalement, les résultats obtenus pour les sept ans de données sur le site de Lille ont été comparés aux données établies par le lidar CALIOP (Cloud-Aerosol LIdar with Orthogonal Polarization) embarqué sur la plate-forme satellitale CALIPSO (Cloud Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations), montrant un accord entre les deux résultats obtenus au-dessus de site de Lille.

Mots-clés : cirrus, lidar, propriéts macrophysiques, propriétés microphysiques

Abstract

Clouds are the main source of the uncertainty of climate studies (IPCC, 2013). Cirrus clouds are a special group of clouds, mainly composed of ice crystals, they cover about 30 % of the globe. Their high altitudes and the complexity of their microphysical properties make their characteristics poorly known (spatial and temporal coverage, optical properties, dynamic evolution). The impact of cirrus clouds is difficult to quantify, contributing to Earth's radiation budget with a relatively low albedo effect and a stronger greenhouse effect. Therefore, it is important to study cirrus clouds and to know their properties at the global and regional levels using active and passive remote sensing instruments.

Since 2006, LOA has an atmospheric monitoring station equipped with a ground-based micro-lidar and several passive instruments. The objective of this study is to retrieve cirrus clouds properties over Lille, using the micro-lidar database on the observation site in Lille. The first part of this thesis was to develop an algorithm for the detection and the characterization of cirrus clouds using the backscatter profiles measured by the micro-lidar. Seven years of observations have been treated with this algorithm, which allow us to establish a climatology of cirrus clouds over Lille site and to retrieve their macrophysical properties (i.e, altitude base and top, geometric thickness, temperature) and microphysical properties (i.e, optical thickness, lidar ratio, extinction coefficient). In addition, an application of this algorithm to the data obtained from a micro-lidar on M'bour (Senegal) site was performed in order to differentiate the characteristics of cirrus clouds observed at both sites. Finally, the results of the seven years of data on the Lille site were compared to those obtained by the lidar CALIOP (Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization) on board CALIPSO platform (Cloud Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations), showing an agreement between the two results.

Keywords : cirrus, lidar, microphysical properties, microphysical properties

Table des matières

Introduction **13**

1 Généralités sur les cirrus de moyennes latitudes **19**

1.1 Introduction 20

1.2 Structure et propriétés de l'atmosphère 20

1.3 Classification et description des nuages 21

1.4 Condition et dynamique de formation des cirrus 23

1.5 Propriétés des cirrus 26

1.5.1 Propriétés macrophysiques 26

1.5.2 Propriétés microphysiques 32

1.6 Impact climatique des cirrus 36

1.7 Conditions météorologiques à Lille 39

1.8 Conclusion 41

2 Détection et caractérisation des nuages à partir d'un lidar : méthodologie et traitement des données **43**

2.1 Introduction 44

2.2 Description des systèmes lidar 44

2.2.1 Principe de base du lidar 44

2.2.2 Description du lidar au sol à Lille 46

2.2.3 Les lidars spatiaux : description du lidar spatial CALIOP 50

2.2.3.1 Les lidars spatiaux 50
2.2.3.2 Le lidar CALIOP 51
2.3 Détection et caractérisation des nuages à partir des mesures lidar au sol . . 54
2.3.1 Équation lidar 54
2.3.2 Effet de diffusion multiple 56
2.3.3 Détermination de l'altitude de référence z_0 58
2.3.4 Normalisation sur le signal moléculaire 59
2.3.5 Détermination des limites de la couche nuageuse 62
2.3.6 Restitution de l'épaisseur optique : méthode de transmittance. . . . 63
2.3.7 Restitution du rapport lidar : inversion de Klett 65
2.3.8 Profil du coefficient d'extinction 68
2.3.9 Cas des situations nuageuses multi-couches 70
2.3.10 Algorithme de traitement 73
2.3.11 Analyse des incertitudes et des biais 75
2.4 Premières analyses des paramètres de nuages à partir de notre méthode . . 79
2.4.1 Variation temporelle des caractéristiques du nuage : cas d'étude du 6 décembre 2011 79
2.4.2 Comparaison avec les produits photométriques 83
2.5 Conclusion 86

3 Climatologie des cirrus observés à Lille sur la période 2008-2014 87
3.1 Introduction 88
3.2 Construction de la base de données cirrus 88
3.3 Propriétés macrophysiques et optiques des cirrus 95
3.3.1 Variation de la fréquence des observations 95
3.3.2 Évolution diurne 99
3.3.3 Variation des propriétés macrophysiques 102
3.3.4 Variation des propriétés optiques 106
3.3.5 Conclusion 109
3.4 Relation entre les propriétés macrophysiques et optiques des cirrus 110
3.4.1 Variation des propriétés macrophysiques en fonction des types de cirrus. 110
3.4.2 Relation entre l'épaisseur optique et l'épaisseur géométrique 114

3.4.3 Variation des propriétés géométriques et optiques en fonction de la température des cirrus . . . 116
3.5 Propriétés des cirrus sur le site de M'bour . . . 118
3.5.1 Introduction . . . 118
3.5.2 Comparaison des propriétés géométriques et optiques . . . 123
3.6 Comparaison avec d'autres climatologies de cirrus . . . 128
3.6.1 Climatologie établie à l'OHP . . . 130
3.6.2 Climatologie établie à Thessaloniki, Grèce . . . 131
3.6.3 Climatologie établie à l'OPAR . . . 132
3.7 Conclusion . . . 134

4 Inter-comparaison avec le lidar spatial CALIOP 137
4.1 Introduction . . . 138
4.2 Inter-comparaison des propriétés macrophysiques des cirrus . . . 138
4.2.1 Cas d'étude : 25 décembre 2013 . . . 139
4.2.2 Statistique sur la période 2008-2014 . . . 142
4.2.3 Effets des cirrus multicouches . . . 146
4.3 Détermination du facteur de correction de la diffusion multiple . . . 148
4.3.1 Première approche . . . 149
4.3.2 Deuxième approche . . . 151
4.4 Conclusion . . . 153

Conclusion et perspectives 155

Références bibliographiques 173

Introduction

Le système climatique est un ensemble complexe et interactif, dont les éléments principaux sont l'atmosphère, les océans, la cryosphère, la biosphère, la lithosphère ainsi que les êtres vivants et la source d'énergie du système lui-même, c'est-à-dire le Soleil. D'après l'IPCC (Intergovernmental Panel On Climate Change, Stocker et al. (2013)), la première décennie du XXIème siècle (2001-2010) a été la plus chaude depuis 1850 ; la température moyenne à la surface du globe a augmenté d'environ 1 °C au cours de la période 1901–2012. La COP21 (Conference Of the Parties), qui s'est tenu à Paris du 30 novembre au 11 décembre 2015, a réuni des dirigeants du monde entier dans le but de parvenir à un accord juridiquement contraignant et universel sur le climat, avec l'objectif de maintenir le réchauffement climatique à un niveau modéré. Les pays se sont accordés pour contenir la hausse moyenne des températures en dessous des 2 °C par rapport aux niveaux pré-industriels, et à ne franchir la barre des +1.5 °C qu'à l'horizon 2100. Le changement climatique se manifeste le plus clairement par une variation de la température moyenne, des changements de circulation atmosphérique et du cycle de l'eau. Par conséquent, ce changement affecte la couverture nuageuse et la quantité de précipitations sur terre.

Les nuages sont des éléments clés concernant d'incertitudes pour les prévisions d'évolution du climat de demain (Houghton et al. (2001a), Forster et al. (2007)). Ils jouent un rôle fondamental dans le système climatique, en participant au bilan radiatif de l'atmosphère via deux effets antagonistes. D'une part, ils contribuent à l'effet parasol, encore appelé effet d'albédo, en réfléchissant une partie du rayonnement solaire vers l'espace. Et d'autre part, ils contribuent à l'effet de serre en absorbant et ré-émettant vers la surface une partie du rayonnement infrarouge émis par le système Terre-atmosphère. L'impact de ces deux effets des nuages sur le bilan radiatif dépend non seulement du taux de couverture nuageuse mais aussi de l'ensemble de leurs propriétés macrophysiques et microphysiques, telles que leur altitude, leur épaisseur optique, la taille des particules qui les composent, ou encore leur contenu en eau ou en glace (Wielicki et al. (1998), Zhang et al. (1999), Hu and Stamnes (2000)). La compréhension du système climatique nécessite donc une meilleure connaissance des nuages.

Il existe différents types de nuages qui sont classifiés d'après l'OMM (Organisation

Météorologique Mondiale) selon leur forme et leur altitude (WMO, 1992). Les nuages de la basse troposphère, constitués de gouttelettes d'eau (phase liquide), ont une épaisseur optique souvent élevée. Par conséquent, les nuages bas réfléchissent majoritairement le rayonnement solaire et ont donc tendance à refroidir l'atmosphère par effet parasol avec un forçage radiatif d'environ -48 $W.m^{-2}$(Forster et al., 2007). Au contraire, les nuages de glace, tels que les cirrus, contribuent essentiellement à réchauffer la planète (effet de serre) avec un forçage radiatif d'environ +28 $W.m^{-2}$(Forster et al., 2007). Le taux de couverture nuageuse des cirrus varie entre 20 et 50% de la surface du globe suivant la saison et la position géographique, Liou (1986). Cependant, les cirrus sont encore mal représentés dans les modèles de prévision du temps et du climat en terme d'occurrence et de propriétés microphysiques qui sont complexes à cause de la variabilité de la taille et de la forme des cristaux de glace qui les composent. Étant situés en haute altitude (donc une température très basse), les cirrus sont en effet majoritairement composés de cristaux de glace aux dimensions et aux formes très variées (Krupp, 1991). L'amélioration de la quantification de l'effet radiatif des cirrus sur le système climatique nécessitent donc une meilleure connaissance de leurs propriétés macrophysiques et microphysiques (Eguchi et al. (2007), Stephens (2005)).

Dans le but de déterminer et d'étudier les différentes propriétés des cirrus, différents instruments de télédétection passif ou actif peuvent être utilisés. Les instruments passifs, tels que les radiomètres, ont l'avantage d'être relativement simples et bien connus. Cependant, ils se limitent à restituer des grandeurs intégrées sur toute la colonne atmosphérique. Les instruments actifs, basés sur l'utilisation d'un lidar ou d'un radar, permettent l'étude de la variabilité temporelle et spatiale des nuages et de les décrire verticalement avec une bonne résolution, souvent inférieure à la centaine de mètres. Différentes méthodes ont donc été développées afin de restituer les propriétés microphysiques des cirrus à partir des instruments de télédétection passif ou actif (radar, lidar, radiomètre, fluxmètre, etc.) au sol ou satellitaires, ainsi que d'étudier leurs distributions à l'échelle régionale et/ou globale. Parmi les différentes techniques utilisées pour l'étude des cirrus, les mesures aéroportées, permettent d'obtenir les propriétés in-situ comme la concentration, la taille, la composition ainsi que la fonction de phase des constituants du nuage. Citons à titre d'exemple, celles effectuées durant la campagne

FIRE (First ISCCP Regional Experiment, Ackerman et al. (1990)), la campagne TC4 (Tropical Composition, Cloud and Climate Coupling Experiment, Toon et al. (2010)), la campagne FRENCH (Field Radiation Experiment on Natural Cirrus and High-level clouds Brogniez et al. (2004)) et la campagne CIRCLE-2 (CiRrus Cloud Experiment-2, Gayet et al. (2011)). Néanmoins, ces mesures sont limitées dans l'espace et dans le temps.

Par ailleurs, durant ces vingt dernières années, il y a eu de nouveaux développements de techniques d'observations satellitaires en s'appuyant sur des mesures passives, tels que POLDER (POLarization and Directionaly of Earth Reflectance, Deschamps et al. (1994)) sur PARASOL (Polarization and Anisotropy of Reflectances for Atmospheric Science coupled with Observations from a Lidar), IIR (Imaging Infrared Radiometer, Garcia-Moreno et al. (2007)) sur CALIPSO (Cloud Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations) et MODIS (Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer, Justice et al. (1998)) sur EOS-PM et des mesures actives telles que le CPR radar (cloud profiling radar, Im et al. (2005)) sur le satellite CLOUDSAT. Les mesures satellitaires de télédétection permettent, de fournir une observation quasi-continue et globale de l'atmosphère.

Parmi les nombreux dispositifs utilisés pour l'étude des cirrus, le lidar, semble particulièrement adapté, en raison de sa grande sensibilité aux nuages optiquement fins. Plusieurs lidars satellitaires ont été dédiés à l'étude de cirrus, citons, LITE "Lidar In space Technology Expermient" (Couch et al., 1991), le lidar GLAS "Geoscience Laser Altimeter System" (Abshire et al., 2005), et le lidar CALIOP (Cloud-Aerosol LIdar with Orthogonal Polarization, Winker et al. (2007)) sur CALIPSO. En outre, différents sites d'observation au sol utilisent le lidar pour l'étude de cirrus à des échelles locales ; citons à titre d'exemple, le site de l'Observatoire de Haute Provence OHP (Goldfarb et al., 2001), le Site Instrumental de Recherche par Télédetection SIRTA (Haeffelin et al., 2005), le site Southern Great Plains (SGP) CART (Wang and Sassen, 2002), le site de l'OPAR "Observatoire de Physique de l'Atmosphere de la Réunion" (Cadet et al., 2003) etc...Différentes climatologies de cirrus à des échelles régionales ont été donc établies sur différents sites d'observations au sol.

Depuis plusieurs années différentes études ont été menées par l'équipe du laboratoire

d'optique atmosphérique (LOA) afin d'étudier les cirrus (exemple : (Parol et al., 1991), (Brogniez et al., 1995), (Giraud et al., 1997), C-Labonnote et al. (2001), Sourdeval et al. (2013) etc..). Plus récemment, Le LOA a acquis un micro-lidar installé depuis l'année 2006 sur son site d'observation localisé sur le campus de l'université de Lille 1 à Villeneuve-d'Ascq. Le système de fonctionnement d'un micro-lidar, qui ne dispose que d'une seule longueur d'onde à 532 nm, est relativement simple, robuste et facile à mobiliser. L'objectif majeur de mes travaux de recherche est donc, d'une part, de restituer pour la première fois les propriétés macrophysiques et microphysiques des cirrus en exploitant les données issues d'un micro-lidar au sol afin de créer une climatologie des cirrus au-dessus de Lille, et d'autre part, de mettre en évidence le potentiel d'un microlidar pour l'étude des nuages hauts. Les travaux réalisés durant ces trois années de thèse sont présentés dans ce document à travers quatre chapitres.

- Le premier chapitre constitue l'état de l'art de nos connaissances concernant les nuages, particulièrement les cirrus. Nous présentons en premier temps des notions de base sur la structure de l'atmosphère, ainsi que les différents types des nuages. La seconde partie du chapitre est consacrée à une courte description des propriétés macrophysiques et microphysiques des cirrus ainsi que leurs conditions de formation et leur impact sur le bilan radiatif terrestre.

- Le deuxième chapitre est consacré à la description technique des lidars utilisés dans cette étude, c'est-à-dire le micro lidar sol installé sur la plateforme du laboratoire et le lidar spatial CALIOP installé sur la plateforme CALIPSO. La méthodologie de détection nuageuse à partir des mesures lidar au sol développée dans cette étude est présentée dans ce deuxième chapitre de thèse. Ensuite, nous appliquons cette méthodologie à un cas d'étude, afin de présenter l'évolution des propriétés macrophysiques et microphysiques restituées à partir de la méthodologie développée. Enfin, nous présentons à titre d'exemple une comparaison des épaisseurs optiques obtenues à partir des inversions des mesures lidar et celles obtenues par un photomètre solaire.

- L'objectif du chapitre trois est sur l'étude et l'interprétation de la variabilité des cirrus observés au-dessus de Lille. Nous commençons ce chapitre par la climatologie des cirrus établie à l'aide de la base de données acquises à partir des mesures lidar

sol à Lille sur la période 2008-2014.

Une deuxième station de mesures lidar à M'bour (Sénégal) est gérée par le LOA. Elle est également équipée d'un micro-lidar CIMEL similaire à celui qui équipe le site d'observation à Lille. La deuxième partie de ce chapitre consiste donc à comparer les caractéristiques des cirrus dérivées à partir des mesures lidar sol sur le site de Lille avec celles obtenues sur le site de M'bour pour l'année 2011. Cette comparaison va nous permettre de tester notre algorithme de détection nuageuses à partir des mesures du micro lidar sol dans l'éventualité d'un traitement multisites.

Dans la dernière partie de ce chapitre, nous comparons la climatologie établie au-dessus de Lille avec d'autres climatologies qui ont été faites sur des sites de moyennes latitudes et une sur un site tropical. Le but de cette comparaison est, d'une part, de montrer le potentiel d'un micro lidar fonctionnant à une seule longueur d'onde pour l'étude de cirrus, et d'autre part, de différencier les propriétés de cirrus observés sur différents sites.

- Le dernier chapitre de thèse présente une intercomparaison des caractéristiques des cirrus dérivées des mesures du lidar sol avec celles obtenues par le lidar spatial CALIOP sur la période 2008-2014. Une discussion concernant la détermination du facteur de diffusion multiple est également introduite dans ce chapitre.

Enfin nous concluons ce travail de recherche en présentant des perspectives et des futurs travaux qui peuvent compléter et affiner cette étude.

CHAPITRE 1

Généralités sur les cirrus de moyennes latitudes

1.1 Introduction

Ce premier chapitre de thèse débute par un rappel de quelques notions de base sur la structure de l'atmosphère et ses propriétés. Nous décrivons ensuite, d'une façon générale, les différents types de nuages. Dans ce travail de thèse nous nous intéressons particulièrement à un type spécifique de nuages que sont les cirrus. La deuxième partie de ce chapitre est donc consacrée à la description des cirrus, spécialement les cirrus de moyennes latitudes. Après avoir brièvement rappelé quelques notions de base sur la formation des cirrus, nous présentons une description de leurs propriétés macrophysiques et microphysiques, dont la détermination est, entre autres, nécessaire afin de quantifier leur impact sur le bilan radiatif terrestre (Houghton et al. (2001b), Wielicki et al. (1998)).

1.2 Structure et propriétés de l'atmosphère

De façon générale, le climat terrestre dépend en grande partie des interactions qui existent entre le rayonnement solaire et l'ensemble de l'atmosphère qui est une fine couche, en grande partie gazeuse, qui entoure la Terre et l'accompagne dans ses mouvements. Le principal constituant de l'atmosphère terrestre est l'azote (78 %), suivi par l'oxygène (21 %). Le 1 % restant est partagé entre différents gaz mineurs (l'argon, le néon, l'hélium, le krypton, le xénon, l'hydrogène, le dioxyde de carbone, l'oxyde nitreux, le méthane, etc..). On trouve également dans l'atmosphère différentes particules solides ou liquides (aérosols), ainsi que des hydrométéores liquides (gouttelettes) ou solides (cristaux).

La composition et les propriétés physiques et chimiques de l'atmosphère varient avec l'altitude et ses caractéristiques nous permettent de la diviser en différentes couches qui sont, en débutant près de la surface, la troposphère, la stratosphère, la mésosphère, la thermosphère et l'ionosphère. Cette structure en couches est étroitement liée au profil de température, et les limites entre deux couches portent le nom de la couche inférieure auquel on ajoute le suffixe « pause ». La figure 1.1 présente la stratification de l'atmosphère. Le profil moyen de température en fonction de l'altitude est tracé en rouge. Ce profil est totalement lié à la composition chimique de l'atmosphère et à la capacité des différents gaz et des particules qui la composent d'absorber certains rayonnements. La température décroît de la surface au sommet de la troposphère, elle croît dans la stratosphère, décroît

dans la mésosphère et croît dans la thermosphère.

La météorologie et la climatologie s'intéressent plus spécialement aux événements qui se produisent dans la couche la plus basse de l'atmosphère, la troposphère, puisque c'est dans cette couche que l'on trouve l'essentiel de la vapeur d'eau et des constituants atmosphériques et que se forment les nuages.

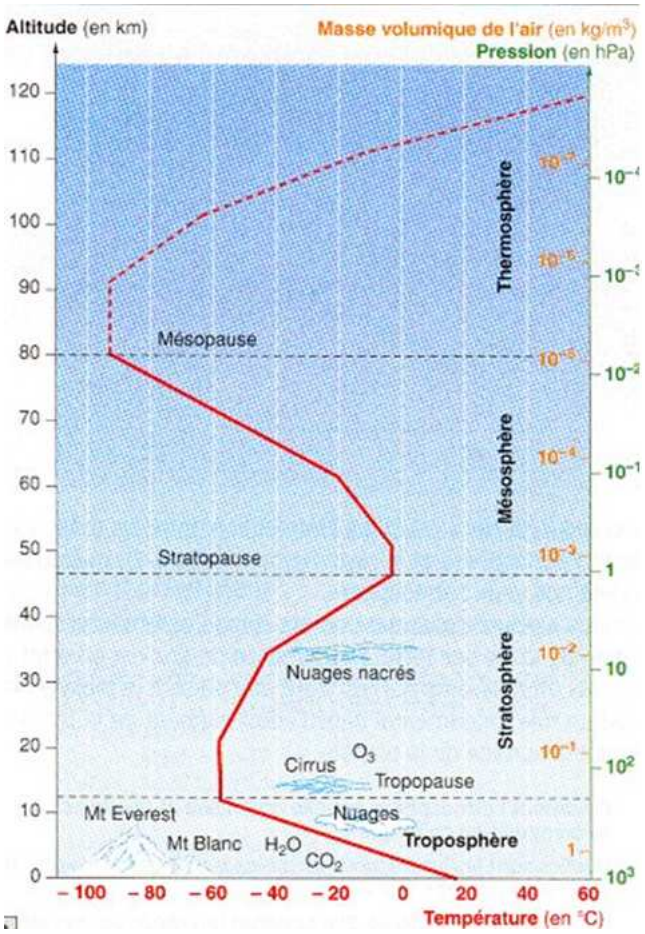


FIGURE *1.1 – Structuration verticale de l'atmosphère.*

1.3 Classification et description des nuages

Les nuages sont généralement classés selon leur aspect et leur forme tels qu'ils sont vus par un observateur au sol. D'après la classification de l'Organisation Météorologique Mondiale (OMM) publiée dès 1956 et que l'on trouve dans l'Atlas international des nuages (WMO, 1975), les nuages sont classifiés selon dix genres différents présentés sur la figure 1.2. Ils sont présentés selon quatre familles principales dans un système qui utilise des mots latins pour décrire chaque famille de nuages. La classification des nuages de l'OMM dépend avant tout de l'altitude de la base. Les trois premières familles de nuages sont

identifiées en fonction de leur altitude, tandis que la quatrième famille est composée des nuages à développement vertical et peut contenir une collection de divers types de nuages. Les quatre principales familles sont :

- Les nuages bas : ils sont principalement composés de gouttelettes d'eau puisque leur altitude se situent généralement en-dessous de 2000 m. Cependant, lorsque les températures des couches basses de l'atmosphère sont assez froides, ces nuages peuvent aussi contenir des particules de glace et de la neige. Le nom donné à ce type de nuages a une racine latine "Stratus", le mot Strate signifiant une chose allongée. Le préfixe "Strat" ou "Strato" est utilisé pour identifier les différents types de nuages de cette famille (Stratus (St), Stratocumulus (Sc)).

- Les nuages moyens : ils apparaissent généralement entre 2000 et 6000 m. En raison de leurs faibles altitudes, ils sont constitués principalement de gouttelettes d'eau, mais ils peuvent aussi être constitués de cristaux de glace lorsque la température est suffisamment froide. Le nom de ce type de nuages a une racine latine "Alto" qui signifie moyen. Le préfixe "Alto" est utilisé pour identifier les différents genres de nuages de cette famille (Altostratus (As), Altocumulus (Ac)).

- Les nuages hauts : ils se forment à des altitudes au-dessus de 6000 m. Ils sont composés principalement de cristaux de glace, et ont généralement la forme de filaments minces et blancs en apparence. Le nom de ce type de nuages a une racine latine "Cirrus " qui signifie filament. Le préfixe "Cirr" est utilisé pour identifier les différents genres de nuages hauts de cette famille (Cirrus (Ci), Cirrostratus (Cs), Cirrocumulus (Cc)).

- Les nuages à forte extension verticale : ils peuvent se situer entre 0.5 km et 13 km (aux pôles) et 18 km (aux tropiques). Le nom de base qui leur est attribué vient de la racine latine "Cumulus" qui signifie tas de nuages. Ce type de nuage est composé de deux genres qui sont les Cumulus (Cu) et les Cumulonimbus (Cb).
  Parmi les nuages précipitants, le Nimbostratus (Nb) peut être considéré comme un nuage moyen à extension verticale. Le préfixe "Nimbo" ou le suffixe "nimbus" décrivent un nuage précipitant.

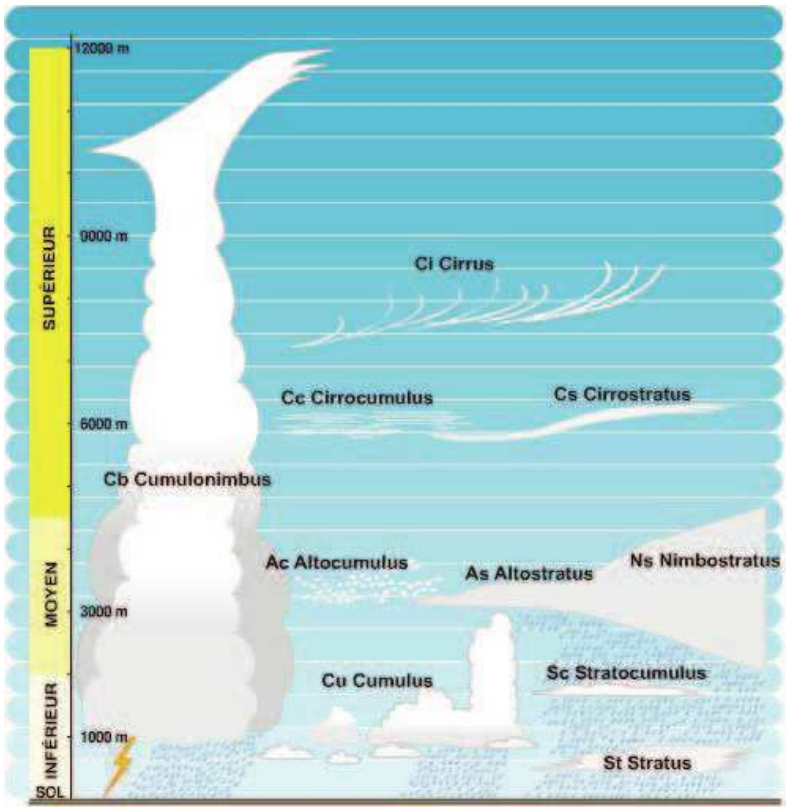


FIGURE *1.2 – Classification des différents types de nuages en fonction de l'altitude, selon l'Atlas international des nuages (source : http://www.meteofrance.fr/prevoir-le-temps/phenomenes-meteo/les-nuages).*

1.4 Condition et dynamique de formation des cirrus

Les cirrus se trouvent généralement dans la haute troposphère et ils sont formés de cristaux de glace puisqu'ils se forment à des températures largement en dessous de 0 °C. La formation des cirrus peut être liée à différents processus météorologiques (Liou, 1986). La montée d'une masse d'air chaud au-dessus d'une masse d'air froid mène à la formation de cirrostratus ou de cirrocumulus et ces cirrus sont donc situés à l'avant d'un front chaud ou à l'arrière d'un front froid. La France est souvent sous l'influence des masses d'air venant de l'ouest, où une masse d'air chaude et humide prend la place d'une masse d'air froide ce qui conduit à la formation des cirrus. Un autre type de cirrus, tel que le cirrostratus fibratus ou le cirrus spissatus, peut se former à partir d'un nuage convectif très intense tel qu'un cumulonimbus. Le principe de formation de ce type de cirrus est le suivant : la progression verticale du nuage convectif est stoppée lorsque le niveau où le refroidissement par le rayonnement infrarouge devient négligeable et le sommet du nuage prend alors la forme d'une enclume. Après la dissipation de la partie basse du nuage par précipitation,

la partie haute peut survivre par elle-même en tant que cirrus. D'autres types de cirrus, tels que les cirrus uncinus ou les cirrus fibratus, peuvent se former à partir des courants jets de la haute troposphère.

Ajoutons aux différents genres de nuages naturels les contrails, ou traînées d'avion, qui sont créés par la condensation de la vapeur d'eau émise par les moteurs d'avion à très haute altitude. D'après Boucher (1999), les traînées d'avion pourraient augmenter la formation de cirrus. Deux mécanismes liés au traffic aérien sont susceptibles d'augmenter la quantité de cirrus dans l'atmosphère. D'une part la traînée d'avion elle-même, composée de glace, et d'autre part les aérosols émis par les avions, comme les suies, qui peuvent agir comme noyaux glaciogènes nommés Ice Nuclei (IN) en anglais, qui favorisent la condensation de la vapeur d'eau environnante en glace. Le principe de formation des traînées d'avion, quant à lui, est simple. L'air chaud et humide, qui sort du moteur d'avion, se mélange avec l'air plus froid et plus sec de l'atmosphère. Sous certaines conditions de température et d'humidité, que l'on ne rencontre que dans la haute atmosphère vers des altitudes de 10 km, ce mélange conduit à la condensation de la vapeur d'eau en gouttelettes d'eau liquide qui gèlent ensuite quasi-instantanément pour former un nuage de petits cristaux de glace. Dans le cas où l'air environnant est très sec, l'humidité laissée par les moteurs des avions va se condenser mais s'évapore rapidement. Dans les cas où l'air environnant est suffisamment humide, la traînée persiste et grandit et peut conduire à la formation de cirrus induits.

Depuis de nombreuses d'années, différentes études ont été menées pour mieux comprendre la formation des cristaux de glace dans l'atmosphère (Schaefer (1949), Georgii and Kleinjung (1967), Vali et al. (2011)). Les gouttelettes d'eau dans l'atmosphère ne se congèlent pas instantanément à 0 °C. Leur congélation peut être favorisée par la présence de particules d'aérosols ou noyaux glaciogènes, ou elle peut se produire de façon homogène (sans IN) à environ -38 °C (Pruppacher et al., 1998). Lorsque la nucléation est homogène, la particule de glace est créée uniquement à partir d'une gouttelette d'eau liquide sans la présence d'autre composant. Dans le cas de la présence de noyaux glaciogènes, la formation des cristaux peut s'établir à des températures supérieures à -38 °C et différents mécanismes peuvent mener à cette nucléation dite hétérogène. Le processus de nucléation hétérogène

est considérablement plus compliqué que celui de la nucléation homogène. Par ailleurs, la mesure de la concentration des noyaux glaciogènes est difficile. De nombreux travaux expérimentaux ont donc été dédiés à l'étude des mécanismes de nucléation hétérogène importants pour mieux comprendre et décrire la formation des cirrus (Meyers et al. (1992), Vali et al. (2011) et Hoose and Möhler (2012)...).

La figure 1.3 présente un schéma représentatif des différents modes de nucléation (Hoose and Möhler, 2012). La température et le rapport de saturation par rapport à la glace (S_i) sont les principaux facteurs environnementaux qui déterminent la nucléation de la glace. La glace est en phase stable au-dessus de la ligne pointillée horizontale, correspondante à $S_i = 1$, sur la figure 1.3. Comme le montre la figure 1.3, les aérosols peuvent participer à différents types de nucléation en fonction du rapport de saturation (S_i) et de la température. En effet, il existe différents mécanismes de nucléation hétérogène qui mènent à la création de particules de glace. La nucléation par déposition où l'eau passe directement de l'état de vapeur à l'état solide, la vapeur se déposant sur la surface du noyau glaciogène avant de changer de phase. La nucléation par condensation et dans ce cas, l'eau en état de vapeur passe à l'état liquide avant de se changer en glace. Les noyaux glaciogènes peuvent également être immergés directement à l'intérieur de gouttelettes d'eau surfondues et mènent alors à sa glaciation. Ce mécanisme est nommé glaciation par immersion. La glaciation peut aussi être obtenue à partir du contact d'une gouttelette d'eau surfondue et d'un noyau glaciogène, ce que l'on appelle glaciation par contact.

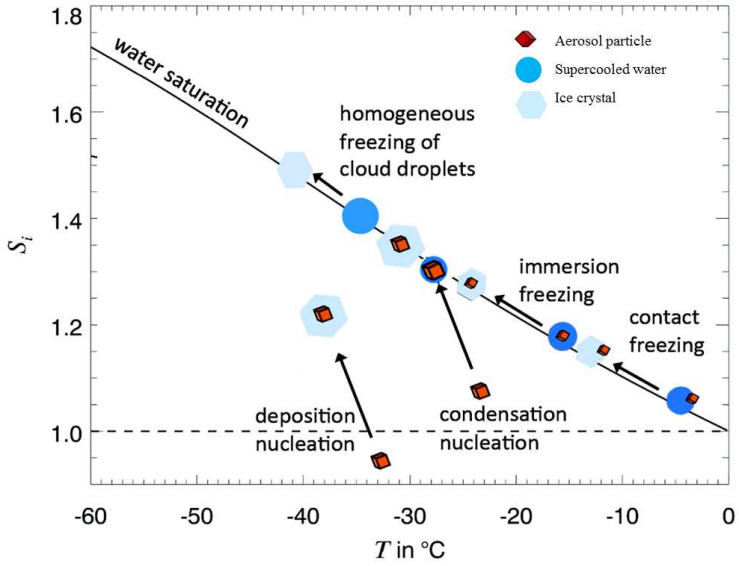


FIGURE *1.3 – Schéma représentatif des différents modes de nucléation en fonction de la température et le rapport de saturation par rapport à la glace (S_i), (Hoose and Möhler, 2012).*

1.5 Propriétés des cirrus

L'ensemble des propriétés macrophysiques des cirrus regroupe des variables telles que l'altitude du nuage, son épaisseur, ses dimensions spatiales et temporelles. Tandis que l'ensemble des propriétés microphysiques des cirrus regroupe des propriétés telles que la forme, la dimension des cristaux, leurs répartitions dans le nuage et le contenu en glace IWC (Ice Water Content).

1.5.1 Propriétés macrophysiques

Couverture nuageuse des cirrus

La connaissance du taux de couverture nuageuse (nébulosité) des cirrus est nécessaire pour estimer leur impact radiatif. Le taux de couverture nuageuse des cirrus est variable d'un lieu à l'autre du globe. La restitution de cette couverture nuageuse dépend des instruments de détection utilisés pour l'observation des cirrus. Les cirrus couvrent entre 20 et 50 % de la surface du globe selon la saison et la latitude (Liou, 1986) et jusqu'à 70 % de la planète selon Wylie et al. (2005) et Stubenrauch et al. (2005).

Les climatologies des propriétés des nuages établies à partir d'observations spatiales ont plus de 25 ans. Le projet GEWEX "Global Energy and Water cycle Experiment" initié

en 2005, fournit la première comparaison à l'échelle planétaire et sur le long terme des propriétés nuageuses globales dérivées des différents instruments satellitaires (imageurs multi-spectraux, sondeurs infrarouges et lidar). La couverture nuageuse planétaire est de l'ordre de 0.68 ($\pm$ 0.03) en ne considérant que les nuages ayant une épaisseur optique supérieure à 0.1. Cette valeur augmente à 0.73 en ajoutant les cirrus sub-visibles (Stubenrauch et al., 2013). Cette large différence reflète l'intérêt d'étudier les cirrus parmi lesquels les cirrus sub-visibles, qui sont difficiles à détecter et à quantifier avec les radiomètres passifs usuels visant au nadir. Les lidars sont des instruments à fournir des observations à haute résolution spatiale, permettant d'étudier ce type de cirrus.

Les travaux menés par Stubenrauch et al. (2006), sur une base de données de 8 ans couvrant la période 1987-1995 et construite à partir des instruments spatiaux TIROS-N (Television InfraRed Observation Satellite-N) et TOVS (TIROS-N Observational Vertical Sounder), ont montré que la couverture nuageuse moyenne planétaire des cirrus est d'environ 27%, avec un maximum dans les tropiques (45 %) où les nuages sont plus froids et plus fins. Aux moyennes latitudes nord, la couverture nuageuse de cirrus est légèrement plus fréquente qu'aux moyennes latitudes sud avec 25 % pour les moyennes latitudes sud et 32 % pour les moyennes latitudes nord.

La figure 1.4 (issue de Eleftheratos et al. (2007)) présente la couverture nuageuse des cirrus à l'échelle planétaire moyennée sur la période 1984-2004 construite à partir de la base de données du projet ISCCP (International Satellite Cloud Climatology Project, Rossow and Schiffer (1991)). La carte présentée sur cette figure correspond à des nuages dont l'épaisseur optique est inférieure à 3.6 et la pression du sommet du nuage inférieure à 440 hPa. Les cirrus sont majoritairement présents entre 20 $^{\circ}$S et 20°N avec des taux de nébulosité entre 25 et 30 %, principalement sur deux régions situées le long de la Zone de Convergence Inter-Tropicale correspondant à l'Afrique équatoriale et une zone allant de l'océan Indien à l'ouest du Pacifique. Des taux de couverture nuageuse proches de 20 % sont également observés sur l'ensemble du continent américain ainsi qu'en Asie et en Australie. C'est au niveau des pôles que les taux de nébulosité des cirrus sont les plus faibles (inférieurs à 5 %).

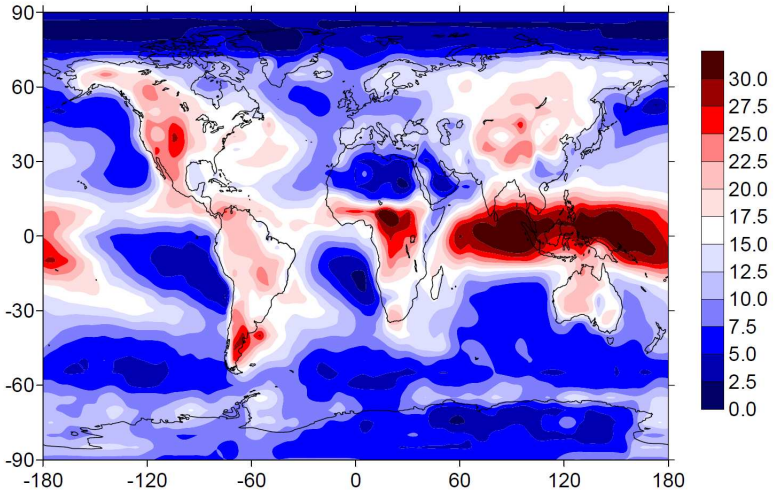
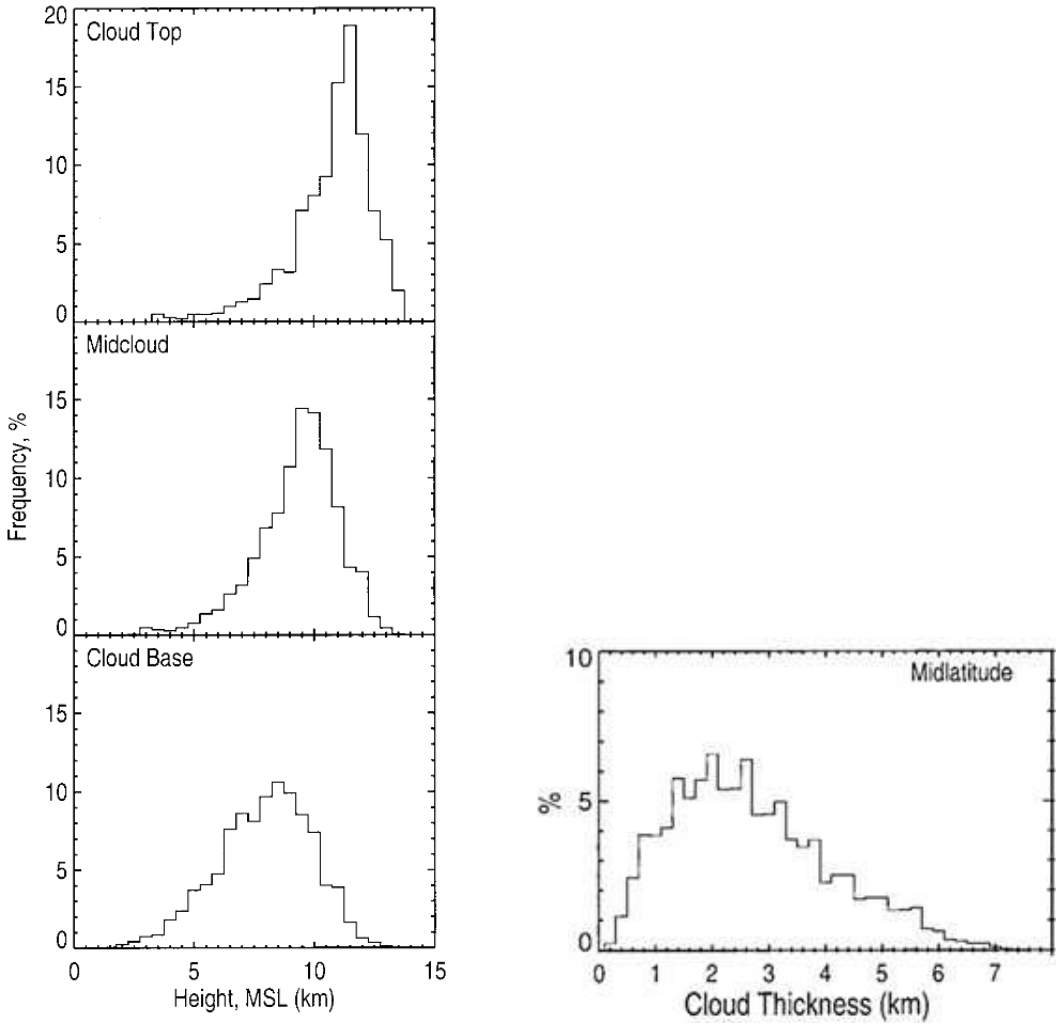


FIGURE *1.4 – Carte de couverture nuageuse (en %) de cirrus à l'échelle planétaire à partir de l'ISCCP, moyennée sur la période 1984-2004 (Eleftheratos et al., 2007).*

Altitude et épaisseur géométrique des cirrus

Les cirrus se trouvent principalement dans la haute troposphère, et donc généralement entre 7 et 12 km aux latitudes moyennes. Ils peuvent atteindre des altitudes jusqu'à 18 km dans les régions tropicales.

La figure 1.5 montre la distribution (a) de l'altitude de la base, du milieu et du sommet et (b) l'épaisseur géométrique des cirrus observés aux moyennes latitudes d'après Sassen and Comstock (2001). Les auteurs ont utilisés une combinaison des mesures lidar/radiomètre infrarouge pour établir cette climatologie entre les années 1992 et 1999. Leur étude montre que la plupart des cirrus de moyennes latitudes ont un sommet au voisinage de 11.5 km et une base vers 8.5 km (figure 1.5 (a)). De plus, les cirrus peuvent atteindre des épaisseurs géométriques de 6 km (figure 1.5 (b)), avec une valeur moyenne sur l'ensemble des mesures de 2.5 km.



(a) (b)

FIGURE ***1.5 – Distribution (a) de l'altitude et (b) de l'épaisseur géométrique des cirrus aux moyennes latitudes sur la période 1992-1999 d'après les travaux de Sassen and Comstock (2001).***

Dans une étude plus récente de Plana-Fattori et al. (2009), qui consiste à faire une combinaison entre les mesures des lidars spatiaux et au sol, sur des sites aux moyennes latitudes (Palaiseau (Site Instrumental de Recherche par Télédetection Atmoshpérique SIRTA, 47°N, 2°E) et Lannion, Bretagne (48.7 °N, 3.5 °W)), montrent que la fréquence d'occurrence de l'altitude de la base des cirrus est maximale pour une altitude entre 7 et 8 km et celle du sommet entre 11 et 12 km. Ils montrent également que la distribution des épaisseurs géométriques des cirrus observés présente un maximum au voisinage de 1.5 km.

Plus récemment encore, Dupont et al. (2010) ont étudié quatre sites de moyennes latitudes,

dont deux se situent aux États-Unis (Southern Great Plains SGP (37°N, 98°W), COVE platform (37 °N, 76 °W)) et deux en France (Observatoire de Haute Provence OHP (44°N, 6 °E), SIRTA (47 °N, 2°E)). Leur étude a consisté à faire une intercomparaison des propriétés macrophysiques et optiques des cirrus à partir de mesures lidars au sol et spatiaux. Dupont et al. (2010) trouvent une valeur moyenne de l'altitude de la base des cirrus à environ 9 km et un sommet à 11 km, ainsi qu'une épaisseur géométrique variant entre 1.2 et 1.9 km.

Température des cirrus

Les cirrus sont principalement composés des cristaux de glace de tailles variables et de formes complexes dépendant principalement des conditions thermodynamiques environnantes et donc de la température. La température est donc un paramètre important dans l'étude des cirrus. Citons, à titre exemple, les travaux effectués par Sassen and Comstock (2001) qui montrent la distribution de la température de la base, du milieu et du sommet des cirrus aux moyennes latitudes sur la période 1992-1999 (voir figure 1.6). Cette dernière montre que la température du milieu des cirrus varie généralement entre -25 et -70 °C.

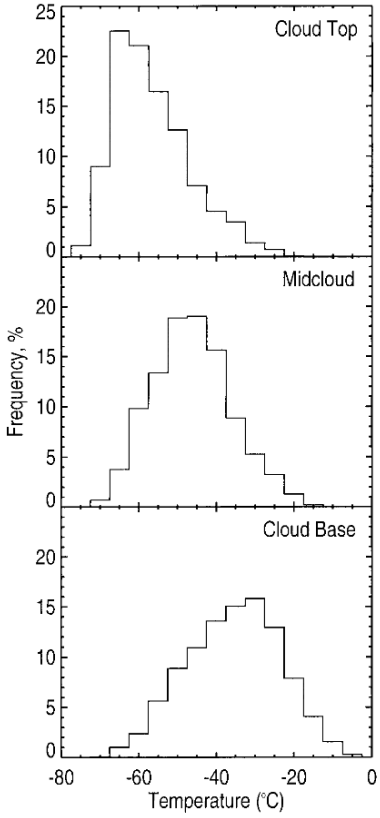


FIGURE *1.6 – Distribution de la température des cirrus aux moyennes latitudes sur la période 1992-1999 d'après les travaux de Sassen and Comstock (2001).*

Dans une étude plus récente, Hoareau et al. (2013) établissent une climatologie des propriétés des cirrus au-dessus de l'OHP (Observatoire de Haute Provence) dans le sud de la France sur la période 1996-2007 à partir des mesures d'un lidar sol et d'un lidar spatial et montrent que la température du milieu des cirrus varie entre -25 et -70 °C (figure 1.7).

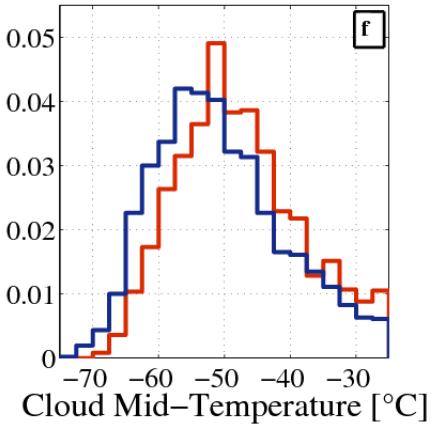


FIGURE *1.7 – Distribution de la température des cirrus observés au-dessus de l'OHP sur la période 1996-2007 d'après les travaux de Hoareau et al. (2013). La distribution en bleu présente les valeurs correspondantes au lidar sol et celle en rouge correspond aux valeurs déduites du lidar spatial.*

1.5.2 Propriétés microphysiques

Les principales propriétés microphysiques des cirrus englobent la forme, la dimension et l'orientation des cristaux de glace composant le nuage ainsi que leur quantité. La température de l'atmosphère est un paramètre important qui influe directement sur les cristaux de glace. La taille moyenne des particules et le contenu en glace augmentent lorsque l'altitude diminue et la température augmente comme illustré dans Stephens et al. (1990). Dans une étude plus récénte de Gayet et al. (2006), une estimation du contenu en glace des cirrus en fonction de la température est présentée. Dans cette étude, les observations des cirrus au cours de la campagne INCA (INterhemispheric differences in Cirrus properties from Anthropogenic emissions) montrent des contenus en glace qui varient de 18 $mg.m^{-3}$ à 0.05 $mg.m^{-3}$, un coefficient d'extinction qui varie de 0.70 km^{-1} à 0.08 km^{-1}, une concentration de particules de glace qui varie de 2.2 cm^{-3} à 0.5 cm^{-3} selon la variation de température de nuage (de -25 °C à -60 °C).

Dans une étude plus récente encore de Krämer et al. (2015), une comparaison entre les observations et les simulations du contenu en glace en fonction de la température a été réalisée. Dans cette étude l'ensemble de données est obtenu à partir de dix-sept campagnes (d'environ 94 h), menée dans les quinze dernières années, sur l'Europe, l'Australie, le Brésil ainsi que l'Amérique du Nord et du sud. Dans cette étude, les auteurs ont différencié entre deux types de cirrus selon le mode de formation des cristaux (à partir d'une phase gazeuse ou liquide). Les cirrus formés directement à partir de la phase gazeuse sont en général plus fins avec un contenu en glace faible. Par contre, les cirrus formés à partir d'une phase liquide sont plus épais avec un contenu en glace plus élevé.

Forme des cristaux de glace

La forme des particules du nuage contrôle leurs propriétés diffusantes, et par conséquent la quantité de lumière réfléchie et transmise par le nuage. La structure globale des cristaux de glace est hexagonale, due à la structure moléculaire de la glace. Les particules de glace les plus fréquentes dans les cirrus ont la forme de colonnes, plaquettes, dendrites, bullet rosette... À titre d'exemple, les études de Korolev et al. (2000), qui avaient pour but d'étudier la fréquence d'apparition des différentes formes de particules de glace dans les

nuages, ont montré que la majorité des particules de glace ont des formes irrégulières et de dendrite, et que la fréquence d'apparition de la forme irrégulière diminue avec l'augmentation de la taille des particules. D'après l'étude de Lawson et al. (2006), les mesures CPI (cloud particle imager) montrent que les cristaux de glace (> 50 μm) composant les cirrus ayant une forme rosette constituent plus de 50 % de la surface et de la masse des cristaux. Et environ 40 % de la masse restante des cristaux de glace (> 50 μm) ont une forme irrégulière, et quelques % ont une forme colonne et sphéroïdale.

L'étude menée par Noel et al. (2006) montre une forte relation entre la forme des cristaux de glace et la température. Dans son travail, Noel et al. (2006) étudient la forme des cristaux pour les nuages de glace aux moyennes latitudes à partir des mesures lidar sur une période de 3 ans. Cette période correspond à 332 jours d'observations des nuages de glace. La technique consiste à combiner une méthode de simulation avec la mesure du rapport de dépolarisation d'un lidar. Ce dernier est le rapport entre les signaux rétrodiffusés perpendiculaire et parallèle. Il est très sensible à la composition microphysique du nuage et spécialement à la forme des particules. Dans cette étude, Noel et al. (2006) trouvent que la forme des cristaux est reliée aux paramètres météorologiques (température, humidité relative, vitesse et direction de vent). Les résultats obtenus dans cette étude montrent que les cristaux ont une forme plate pour une température supérieure à -20 °C, une forme irrégulière pour une température entre -40 et -60°C et une forme en colonne pour une température inférieure à -60°C. Ces résultats montrent aussi que les nuages de glace qui se forment à partir de jet-streams sont généralement composés de cristaux en forme de colonne, tandis que ceux qui se forment à partir d'un front sont composés de cristaux de forme très variable.

Taille des cristaux de glace

Un nuage de glace peut être constitué de cristaux de formes très différentes mais également de tailles qui peuvent varier de la base au sommet. Les cristaux de glace ont une taille qui peut aller de quelques μm jusqu'au mm (plus de 1.2 mm)(Krupp, 1991). Les mesures effectués durant l'étude faite par Lawson et al. (2006) montrent que les distributions en taille des particules des cirrus aux moyennes latitudes sont principalement bimodales, présentant un maximum en nombre de concentration proche de 30 μm et un autre maximum proche de 200–300 μm.

Il n'existe pas une distribution en taille des particules qui peut être généralisée à tous les nuages de glace (Donovan (2003), Ivanova et al. (2001)). En pratique, la distribution en taille peut être paramétrée sous la forme d'une distribution gamma (Heymsfield et al. (2002), Mitchell (1991)) :

$$n(D) = N_0 D^{\mu} e^{-\lambda D}, \tag{1.1}$$

où D est la dimension maximale des particules, $n(D)$ est la concentration de particules par unité de volume, N_0, μ et λ les paramètres empiriques d'échelle, de forme et de pente respectivement.

Il est difficile de quantifier la taille de particules non sphériques, le rayon effectif est souvent utilisé et il est défini, pour faire le lien avec les propriétés radiatives, comme le rapport du volume sondé sur l'aire projetée des particules. Il est donc proportionnel au rapport du contenu en glace sur l'extinction optique. La définition et la signification du rayon effectif des cristaux composant les nuages de glace restent toutefois complexes car il ne représente pas une propriété physique mesurable.

La valeur du rayon effectif dans les nuages de glace varie généralement de 20 à 120 μm, avec une forte variabilité verticale (McFarquhar and Heymsfield, 1998). D'après Gayet et al. 2006 le diamètre effectif est trouvée entre 80 μm et 17 μm, basé sur des mesures in situ pour les cirrus de moyennes latitudes. Le rayon effectif est donc utilisé dans les codes de calcul de transfert radiatif ((Mitchell and Arnott, 1994), (King et al., 2004)). Citons à titre d'exemple l'étude faite par Mitchell et al. (2008) qui a été orientée vers l'étude des petits cristaux de glace (D $<$ 60 μm) dans les modèles climatiques selon les distributions en taille des particules. Cette étude a montré que lorsque les concentrations des cristaux sont relativement élevées, le modèle climatique prévoit une augmentation de 12 % du montant de la glace des nuages et une augmentation globale de 5.5 % de la couverture nuageuse des cirrus.

La figure 1.8 montre la distribution du rayon effectif des cristaux de glace, noté ici D_{ge}, pour différentes gammes de températures et pour 1000 heures d'observation effectuées sur le site ARM (Atmospheric Radiation Measurement) SGP (Southern Great Plains) sur la période 1996-2000 (Wang and Sassen, 2002). Nous remarquons que les petites particules ($D_{ge}<$50 μm) ont des fréquences d'occurrence élevées pour les cirrus les plus froids.

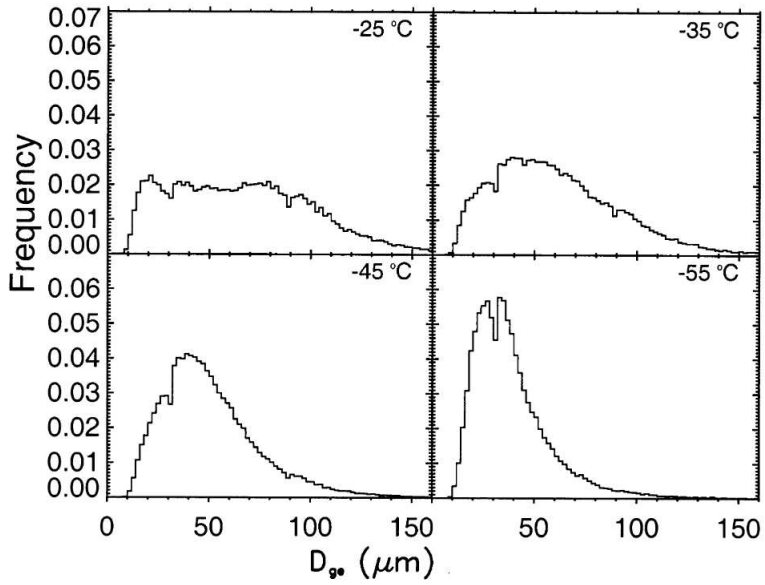


FIGURE *1.8 – Distribution du rayon effectif des cristaux de glace pour différentes gammes de températures des cirrus (Wang and Sassen, 2002)*

Différentes campagnes in-situ ont été menées pour étudier la distribution en taille des cristaux de glace, par exemple : ICE (International Cloud Experiment, Francis et al. (1994)) ; CEPEX (Central Equatorial Pacific Experiment, McFarquhar and Heymsfield (1996)) ; FIRE (First ISCCP Regional Experiment, trois campagnes entre 1984 et 1994, Cox et al. (1987), Kinne et al. (1997)) ; FRENCH (Field Radiation Experiment on Natural Cirrus and High-level clouds Brogniez et al. (2004)) ; CIRCLE-2 (CIrrus CLoud Experiment, Mioche et al. (2010), Gayet et al. (2011)). La figure 1.9 montre un échantillon de formes de cristaux de glace en fonction de la température, collecté durant la campagne FIRE II (Heymsfield and Iaquinta, 2000). Ces mesures ont été réalisées à partir d'un réplicateur de cristaux de glace Formvar (Miloshevich and Heymsfield, 1996) situé sous un ballon sonde le 25 novembre 1991 au-dessus du site de Coffeyville, Kansas. Les expériences de la campagne FIRE II confirment que la taille moyenne des particules et le contenu en glace augmentent lorsque l'altitude diminue et la température augmente. La figure 1.9 montre que la distribution en taille des particules est moins large au sommet du nuage (la moitié des particules ont une taille inférieure à 150 μm) et s'élargit au niveau de la base. Bien que les cristaux soient plus gros à la base du nuage, leur structure reste majoritairement hexagonale (structure cristalline de l'eau à l'équilibre).

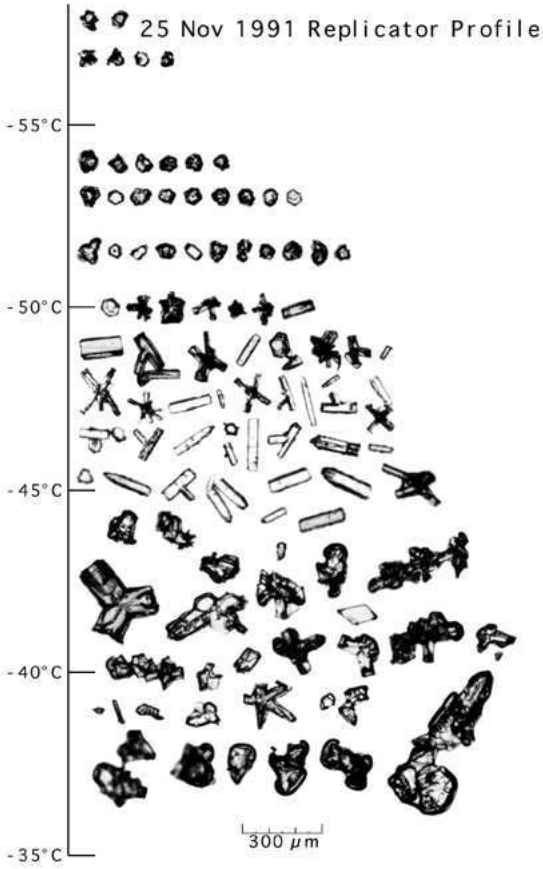


FIGURE *1.9 – Exemple de tailles et de formes de cristaux de glace dans un cirrus en fonction de la température, relevées durant la campagne FIRE-II le 25 novembre 1991 (Heymsfield and Iaquinta, 2000).*

1.6 Impact climatique des cirrus

Les nuages influent sur le bilan radiatif de l'atmosphère via deux effets antagonistes. D'une part, ils réfléchissent une partie du rayonnement solaire vers l'espace et contribuent à ce qu'on appelle l'effet parasol ou l'effet d'albédo, et d'autre part ils absorbent et ré-émettent vers la surface une partie du rayonnement infrarouge provenant de l'atmosphère et de la surface terrestre et contribuent ainsi à ce qu'on appelle l'effet de serre. L'effet parasol va donc avoir pour conséquence de refroidir la surface et l'atmosphère sous le nuage tandis que l'effet de serre va avoir tendance à la réchauffer. La contribution de ces deux effets antagonistes sur le bilan radiatif de la surface et de l'atmosphère va dépendre des propriétés macrophysiques et microphysiques des nuages. L'effet radiatif d'un nuage est donc différent selon le genre de nuage.

L'épaisseur optique des nuages est une variable qui intègre à la fois l'épaisseur géométrique, la densité et la nature des particules (eau ou glace). Cette épaisseur optique est un paramètre essentiel pour décrire les interactions des nuages avec le rayonnement solaire et thermique. Plus les nuages sont épais optiquement plus ils réfléchissent le rayonnement solaire vers l'espace, limitant ainsi sa transmission vers la surface. La phase liquide ou glace dans laquelle se trouve l'eau joue aussi un rôle important car, toujours à quantité d'eau égale, les gouttelettes d'eau réfléchissent plus de rayonnement solaire que les cristaux de glace qui sont généralement plus gros. L'altitude (et donc la température) des nuages joue également un rôle important dans leurs interactions avec le rayonnement, notamment infrarouge thermique. Dans la troposphère, la température décroît avec l'altitude. Par conséquent lorsque l'altitude d'un nuage croit, sa température décroît, ce qui augmente son effet de serre. C'est pourquoi les nuages élevés comme les cirrus ont un effet de serre important et réchauffent l'atmosphère sous-jacente. C'est l'inverse pour des nuages bas qui ont un effet parasol important et un faible effet de serre (figure 1.10).

De par leur faible épaisseur optique moyenne, la plupart des cirrus laissent passer le rayonnement solaire incident qui peut ainsi parvenir au sol. Par contre, le rayonnement infrarouge issu du sol et des couches atmosphériques basses est majoritairement absorbé par les cristaux de glace qui font écran à sa propagation. Globalement, les cirrus exercent donc un forçage radiatif positif d'environ $+28\ W.m^{-2}$(Forster et al., 2007), c'est-à-dire qu'ils contribuent davantage à l'effet de serre qu'à l'effet parasol. Lorsque les cirrus sont optiquement plus épais ils participent, comme les autres nuages, à un effet radiatif négatif, c'est-à-dire qu'ils refroidissent l'atmosphère.

FIGURE *1.10 – Effets radiatifs des différentes familles du nuage (source : https://parasol.cnes.fr/fr/PARASOL/Fr/nuages.htm).*

L'effet radiatif prédominant des cirrus dépend du nombre de particules (cristaux) ainsi que de leur taille, leur forme et leur orientation qui les composent. Différentes études ont été menées dans le but de mieux comprendre la relation entre les propriétés microphysiques et optiques des cirrus et leur comportement radiatif (Tsay et al. (1996), Macke et al. (1998), Zhang et al. (1999), Yang et al. (2000)). Les travaux de Zhang et al. (1999) ont montré que l'impact des cirrus sur le bilan radiatif dépend de l'équilibre entre les propriétés de réflexion et d'absorption des cirrus, qui sont déterminées par la composition microphysique des cirrus, leurs caractéristiques thermiques et optiques. En outre, l'étude de Stephens et al. (1990) a montré que l'impact des cirrus sur le réchauffement climatique pouvait être positif ou négatif suivant la dimension moyenne des particules ; Les cirrus composés de petits cristaux avec des rayons effectifs inférieurs à 16 μm ont un effet de refroidissement, et un effet de réchauffement est associé pour les cirrus ayant des rayons effectifs supérieurs à 16 μm. De plus Kinne and Liou (1989) ont montré que, pour une épaisseur optique donnée, les petites particules de glace réfléchissent plus de flux solaire que les grosses particules. Ce résultat confirme que la distribution dimensionnelle des cristaux de glace est extrêmement importante dans la détermination de l'albédo des cirrus.

1.7 Conditions météorologiques à Lille

Nous venons de voir que les conditions de formation des cirrus et leurs propriétés sont en relation directe avec les caractéristiques météorologiques de la région de formation et de la masse d'air dans laquelle ils se trouvent. Nous présentons donc dans cette partie les caractéristiques principales du climat à Lille, qui est, typiquement celui d'un climat océanique altéré, de latitudes moyennes. Ce climat peut être caractérisé comme une transition entre un climat océanique et un climat semi-continental ou de montagne. Le découpage du cycle climatique annuel à Lille est divisé en quatre saisons : printemps (mars→ mai), été (juin→août), automne (septembre→octobre) et hiver (Décembre → février). Notons cependant que les saisons ne sont pas toujours très marquées. Par la suite c'est à ce découpage que nous ferons référence dans les études de variabilités saisonnières des cirrus au-dessus de Lille.

Les figures 1.11 et 1.12 montrent, respectivement, la variation mensuelle du profil de température et de l'humidité relative en fonction de l'altitude sur la période 2008-2014. Les profils de température et de l'humidité sont issus de radiosondages, effectués près de Bruxelles, accessibles via un site de l'université du Wyoming
(`http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html`).
Le site de radiosondage de Bruxelles est le plus proche de la métropole lilloise (moins de 120 km). Sur les figures 1.11 et 1.12 nous remarquons clairement la variation saisonnière de la température et de l'humidité relative dans la haute troposphère. En plus, nous remarquons sur la figure 1.12 la diminution de l'humidité relative (à des valeurs inférieures à 40 %) à des altitudes supérieures à 12 km. D'après Sassen (1997) le seuil minimal, de l'humidité relative, pour la formation de cirrus et de contrails, doit être d'environ 40 % à -40 °C et moins à de plus faibles températures. Nous pouvons déduire de ces figures que dans la haute troposphère de la région du nord de la France les conditions thermodynamiques sont favorables au développement et au maintien des cirrus. En outre, d'après la World Meteorological Organisation (WMO, 1992), la tropopause est définie par l'altitude où la température cesse de diminuer de 2 °K par km sur une distance d'au moins 2 km. Partant de cette définition, nous avons identifié la tropopause à partir des profils de température issus des radiosondages à Bruxelles. Nous trouvons une tropopause qui se situe généralement entre 11 et 13 km à une température moyenne de -60 °C.

Dans la suite de ce document nous analysons les caractéristiques des cirrus au-dessus de Lille et notamment leur température en se basant sur les profils de température mesurés à Bruxelles.

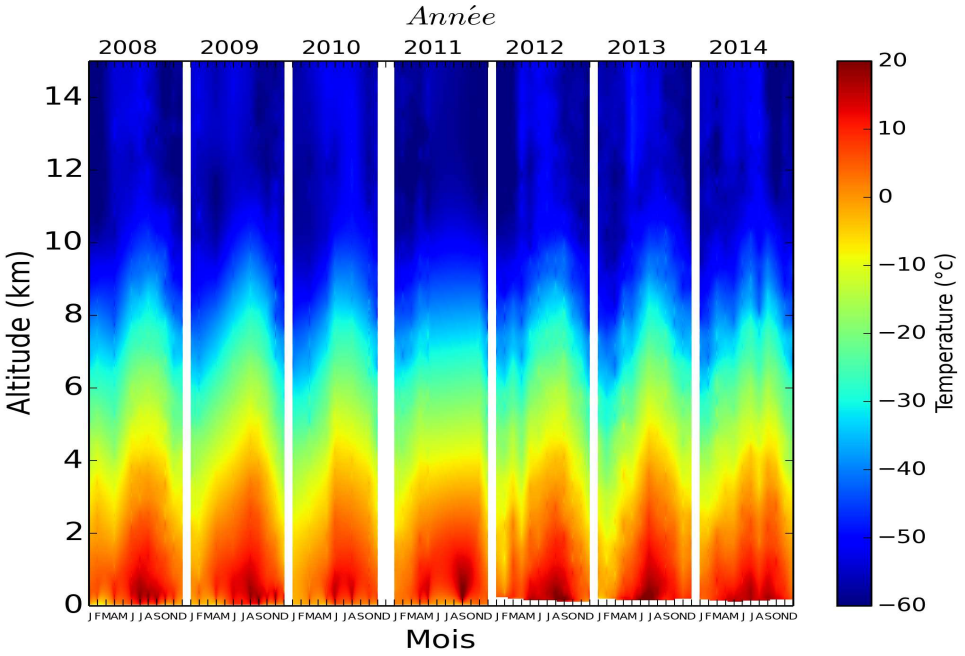


FIGURE *1.11 – Variation mensuelle de la tempértaure au-dessus de Bruxelles (50.75 °N, 4.77 °E), située à 115 km de Lille (50.65 °N, 3.08 °E), déterminée à partir des données de radiosondages sur la période 2008-2014.*

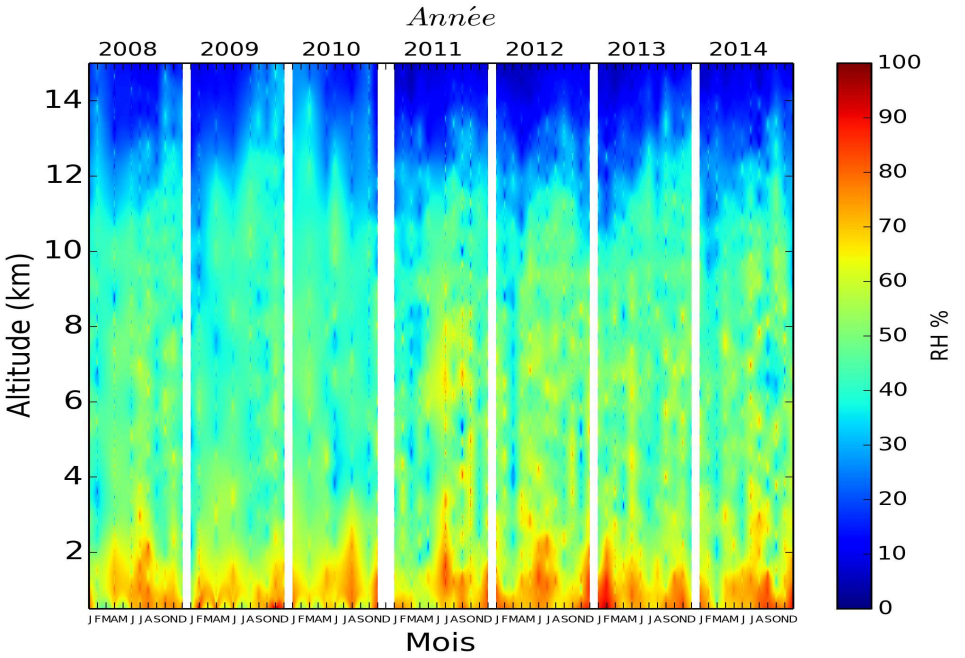


FIGURE *1.12 – Identique à la figure 1.11, mais pour l'humidité relative.*

1.8 Conclusion

Les cirrus sont composés de cristaux de glace de taille et de forme très variables (Krupp (1991), Korolev et al. (2000), Noel et al. (2006)...). Leur formation est liée à différents processus météorologiques (Liou, 1986). Il existe de multiples mécanismes de formation de cristaux de glace dans l'atmosphère. En cas d'absence de noyaux glaciogènes, les cristaux de glace peuvent se former à des températures inférieures à -38 °C (nucléation homogène). Par contre, dans le cas de la présence de noyaux glaciogènes, la formation des cristaux peut s'établir à des températures supérieures à -38 °(nucléation dite hétérogène).
Les cirrus couvrent entre 20 et 50 % de la surface du globe selon la latitude et la saison et ils se trouvent principalement dans la haute troposphère, entre 7 et 12 km aux latitudes moyennes. La connaissance des propriétés macrophysiques et microphysiques des cirrus est nécessaire pour estimer leur impact sur le bilan d'énergie radiative de la Terre. En moyenne planétaire, les cirrus exercent un forçage radiatif positif d'environ $+28\ W.m^{-2}$(Forster et al., 2007).

La détermination des propriétés des cirrus étant difficile à obtenir par observations in situ, d'autres techniques de restitution ont donc été élaborées, en utilisant différents instruments de télédétection active et/ou passive. Nous nous intéressons dans cette thèse aux techniques d'observations utilisant un instrument de télédétection active, le lidar. Le travail de cette thèse consiste à étudier les cirrus aux moyennes latitudes, spécifiquement au-dessus de Lille, à partir des mesures issues d'un micro lidar au-sol. Le chapitre suivant de thèse est consacré à la présentation de la méthodologie de détection et de caractérisation des cirrus au-dessus de Lille à partir d'un lidar sol.

CHAPITRE 2

Détection et caractérisation des nuages à partir d'un lidar : méthodologie et traitement des données

2.1 Introduction

Comme cela a été souligné dans le chapitre précédent, les cirrus et en particulier les cirrus fins et subvisibles sont difficiles à détecter et donc à caractériser. Parmi les techniques les mieux adaptées le lidar, qui est un instrument de rayonnement actif, est utilisé depuis plusieurs années au sol (Platt (1979), Sassen et al. (1990)...) et plus récemment dans l'espace (McCormick et al. (1993), Abshire et al. (2005), Winker et al. (2007)..). Dans ce chapitre, nous présentons tout d'abord le principe de base de l'instrument lidar, ainsi que la description technique et les données des lidars au sol et spatial que nous avons utilisés dans ce travail. Nous décrivons ensuite la méthodologie de détection des nuages à partir des mesures effectuées par un lidar au sol. Nous présentons ensuite les principales étapes de la méthode de traitement et d'inversion de données du micro lidar au sol à Lille que nous avons développée afin d'obtenir les caractéristiques géométriques et optiques des nuages. Un algorithme a été elaboré selon les étapes suivantes : (1) calcul du signal moléculaire théorique, (2) classification des scènes nuageuses, (3) restitution de l'épaisseur optique du nuage, (4) restitution du rapport lidar, et enfin (5) restitution du profil d'extinction du nuage. Les résultats de la simulation sont analysés en détail pour un cas d'étude du 6 décembre 2011. Enfin à titre d'exemple, nous présentons une comparaison des épaisseurs optiques obtenues à partir des mesures lidar au sol avec celles obtenues à l'aide d'un photomètre solaire.

2.2 Description des systèmes lidar

2.2.1 Principe de base du lidar

Le LIDAR, acronyme de Light Detection and Ranging, est un instrument de télédétection active. Le principe de fonctionnement du lidar est basé sur l'émission d'une impulsion électromagnétique de courte durée dans l'atmosphère. L'instrument est constitué d'une source laser à émission pulsée ou continue et d'un télescope récepteur. Le faisceau laser est à la fois diffusé et absorbé par les molécules et les particules contenues dans l'atmosphère. Le signal optique utile est la petite fraction de l'onde émise qui est diffusée vers l'arrière par les particules rencontrées sur le trajet du faisceau laser et reçue finalement par le télescope. Le décalage temporel Δt entre l'émission du pulse (à t = 0)

et la réception permet de connaître la distance Δz à la zone diffusante définie par $\Delta z = c\Delta t/2$, où c est la vitesse de la lumière. L'avantage de ce type de télédétection active est qu'il donne accès à la variabilité verticale des particules rencontrées dans l'atmosphère. Le principe de mesure d'un lidar atmosphérique est illustré sur la figure 2.1.

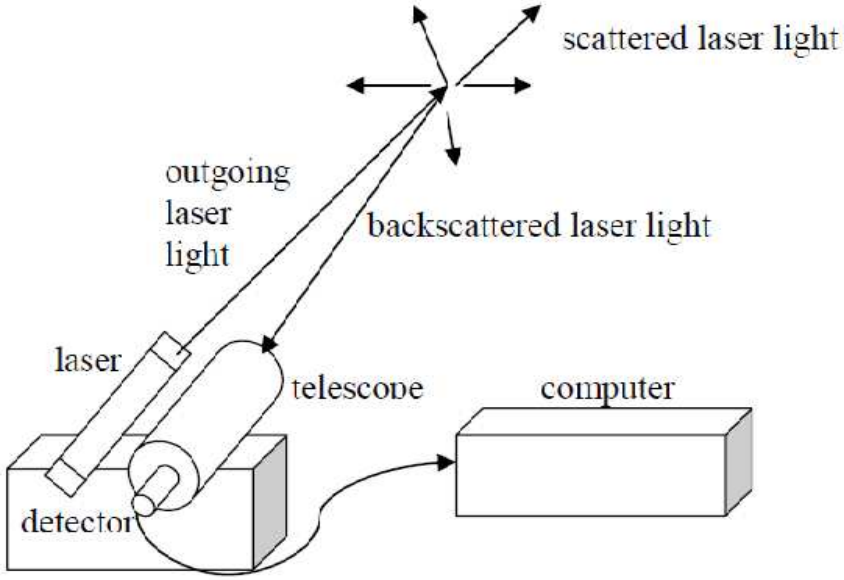


FIGURE *2.1 – Schéma représentatif des principaux éléments d'un lidar (source : thèse Adam (2006)).*

Il existe différents types de lidar qui permettent d'étudier différentes propriétés de l'atmosphère. Citons les principaux modes de fonctionnement d'un lidar et leurs applications atmosphériques :

- Le lidar à rétrodiffusion élastique (sans changement de longueur d'onde), pour lequel le signal lidar est sensible indistinctement à la diffusion Rayleigh par les molécules et à la diffusion de Mie par les particules. Il existe des lidars à rétrodiffusion élastique avec diversité de polarisation, dont le rapport de dépolarisation (rapport de la polarisation perpendiculaire sur la polarisation parallèle) est indispensable pour analyser les différentes formes de particules (Noel et al., 2002).Ces lidars à rétrodiffusion élastique sont utilisés pour l'étude de la structure et des propriétés optiques et microphysiques des couches d'aérosols, des nuages et de la couche limite atmosphérique.

- Le lidar Raman est caractérisé par un décalage spectral entre l'émission et la réception. Il utilise la diffusion Raman spontanée qui met en jeu les énergies de vibration et/ou de rotation libre des molécules (Flamant, 2010). Ce type de lidar est utilisé pour déterminer le profil de concentration de gaz minoritaires, la température de l'atmosphère et le rapport

de mélange de la vapeur d'eau et de l'ozone.

- Le lidar DIAL (DIfferential Absorption Lidar) est basé sur une mesure différentielle utilisant deux longueurs d'onde laser souvent proches. Dans le cas d'une raie d'absorption étroite, une des longueurs d'onde du lidar (λ_a) est accordée sur le maximum d'absorption et l'autre longueur d'onde (λ_0) est utilisée comme référence dans une région spectrale sans absorption ou d'absorption négligeable (Flamant, 2010). La comparaison des signaux rétrodiffusés à une distance Δz pour chacune des deux longueurs d'ondes émises quasi simultanément fournit une information quantitative sur la concentration de la substance chimique dans la zone sondée par le faisceau laser. Ce type de lidar DIAL est utilisé pour mesurer les profils de concentrations de gaz minoritaires (vapeur d'eau, O_3, NO_2, CO_2, CH_4,...).

- Le lidar Doppler cohérent est un lidar à rétrodifusion émettant une raie laser étroite très stable. Le laser le plus souvent utilisé pour ce type de lidar est un laser CO_2. Le principe du lidar Doppler est de mesurer le changement de fréquence par effet Doppler de la lumière diffusée. Le changement de fréquence relatif est proportionnel au rapport de la vitesse radiale du diffuseur suivant la ligne de visée divisée sur celle de la lumière. Ce type de lidar est utilisé pour l'obtention des profils de turbulence et de vitesse de vent. Dans notre étude nous avons utilisé deux systèmes lidar à rétrodiffusion élastique qui sont décrits dans la suite de cette section : le micro lidar situé sur la plate-forme d'observation du laboratoire, et le lidar spatial CALIOP que nous avons utilisé pour évaluer les résultats obtenus par le lidar au sol.

2.2.2 Description du lidar au sol à Lille

Le lidar utilisé dans ce travail est un micro-lidar à rétrodiffusion élastique (CAML-CE370) développé par le constructeur CIMEL (figure 2.2 (b)). Le système de ce lidar est relativement simple car il fonctionne à une seule longueur d'onde de manière automatique (de jour comme de nuit) et il est non polarisé. Le Lidar est composé d'un laser Neodyme-Yag double qui émet des pulses laser à 532 nm. L'avantage de cette longueur d'onde est qu'elle est située dans la partie visible du spectre électromagnétique, ce qui est l'un des critères de sécurité pour les yeux, et qu'elle est bien adaptée à la télédétection des aérosols et des nuages. Le laser émet des pulses d'une durée de 100 ns (durée d'un tir lidar) avec une fréquence de répétition de 4.7 kHz et une énergie d'environ 20 μJ. Ceci

(a) (b)

FIGURE *2.2 – Plateforme d'observation de Lille (a) vue d'ensemble et (b) micro lidar CIMEL (CAML-CE370).*

donne une résolution verticale (appelée une porte) de 15 m, définie comme 100 ns*c/2. Le rayonnement rétrodiffusé est reçu par un télescope du type Newton d'ouverture de 200 mm. Le tableau 2.1 présente les principales caractéristiques techniques du lidar CIMEL utilisé.

Caractéristique	valeur
Type de laser	Nd-Yag
Longueur d'onde émise	532 nm
Puissance laser	38 mW
Energie de pulsation	20 μJ
Répétition du pulse	4.7 KHz
Largeur du pulse laser imposé	100 ns
Ouverture télescope	200 mm
Résolution temporelle	1 min
Résolution verticale (ou porte)	15 m

TABLE *2.1 – Principales caractéristiques techniques du lidar au sol à Lille.*

Ce lidar a été installé au laboratoire en 2006 dans le but d'étudier les aérosols et la couche limite au-dessus de Lille. Plusieurs niveaux d'automatisation sont effectués pour différents traitements des mesures lidar. Tout d'abord les données lidar sont envoyées

automatiquement tous les quarts d'heure sur le serveur informatique du laboratoire. Ensuite, un traitement des données brutes est effectué en appliquant des corrections instrumentales : (1) Un facteur de correction de la non linéarité des détecteurs est introduit. La détection est en effet réalisée avec un compteur de photons (photodiode avalanche APD) qui est un détecteur non linéaire qui a tendance à sous-estimer le comptage des photons ; (2) Le retrait de l'AfterPulse est effectué, ce qui entraîne la perte du signal utile dans les premières portes de réception, c'est-à-dire les premières mesures utiles du profil correspondent à une altitude minimale de 250 m. Ceci est dû au passage simultané par la même fibre optique du signal laser émis et du signal détecté par le télescope après rétrodiffusion. Lors de l'émission, une partie du signal va subir des réflexions parasites et être détectée par le compteur de photons qui va alors saturer pendant quelques dizaines de ns. La portion d'altitude correspondant à la durée de l'émission du faisceau n'est alors pas détectée. (3) L'application d'un facteur de recouvrement qui dépend des configurations instrumentales (caractéristiques du laser, du télescope, de la fibre, ...). Il exprime la focalisation partielle du rayonnement rétrodiffusé dans la fibre optique pour les altitudes au-dessous du point de recouvrement total. Ce facteur de recouvrement est inférieur à 1 en-dessous de 2000 m et égal à 1 à partir de cette altitude, et finalement (4) la transformation en $ln(P(z).z^2)$. Nous reviendrons plus loin sur cette transformation puisque dans notre étude nous utilisons les produits $ln(P(z).z^2)$ pour la détection nuageuse (voir section 2.3).

Au cours d'une précédente thèse, une étude des aérosols a été effectuée en utilisant les mesures lidar de Lille (Mortier et al., 2012). Une combinaison entre les données lidar et photomètriques a été établie pour obtenir les caractéristiques des aérosols (épaisseur optique, concentration des particules, extinction/rétrodiffusion). Une interface web a été créée pour présenter les traitements et les résultats obtenus pour les aérosols (figure 2.3) (`http://www-loa.univ-lille1.fr/Instruments/lidar/`). Les profils mesurés et corrigés sont visualisables en ligne en quasi temps-réel sous forme de Quick-Look (partie haute de la figure 2.3). Les données photométriques des aérosols acquises sur la même période sont présentées au centre de la figure 2.3. Dès qu'une nouvelle couche d'aérosols est identifiée par le photomètre, l'épaisseur optique calculée est utilisée pour le traitement des mesures lidar et, permet d'obtenir le rapport lidar des aérosols, supposé constant en fonction de l'altitude (voir partie basse de la figure 2.3).

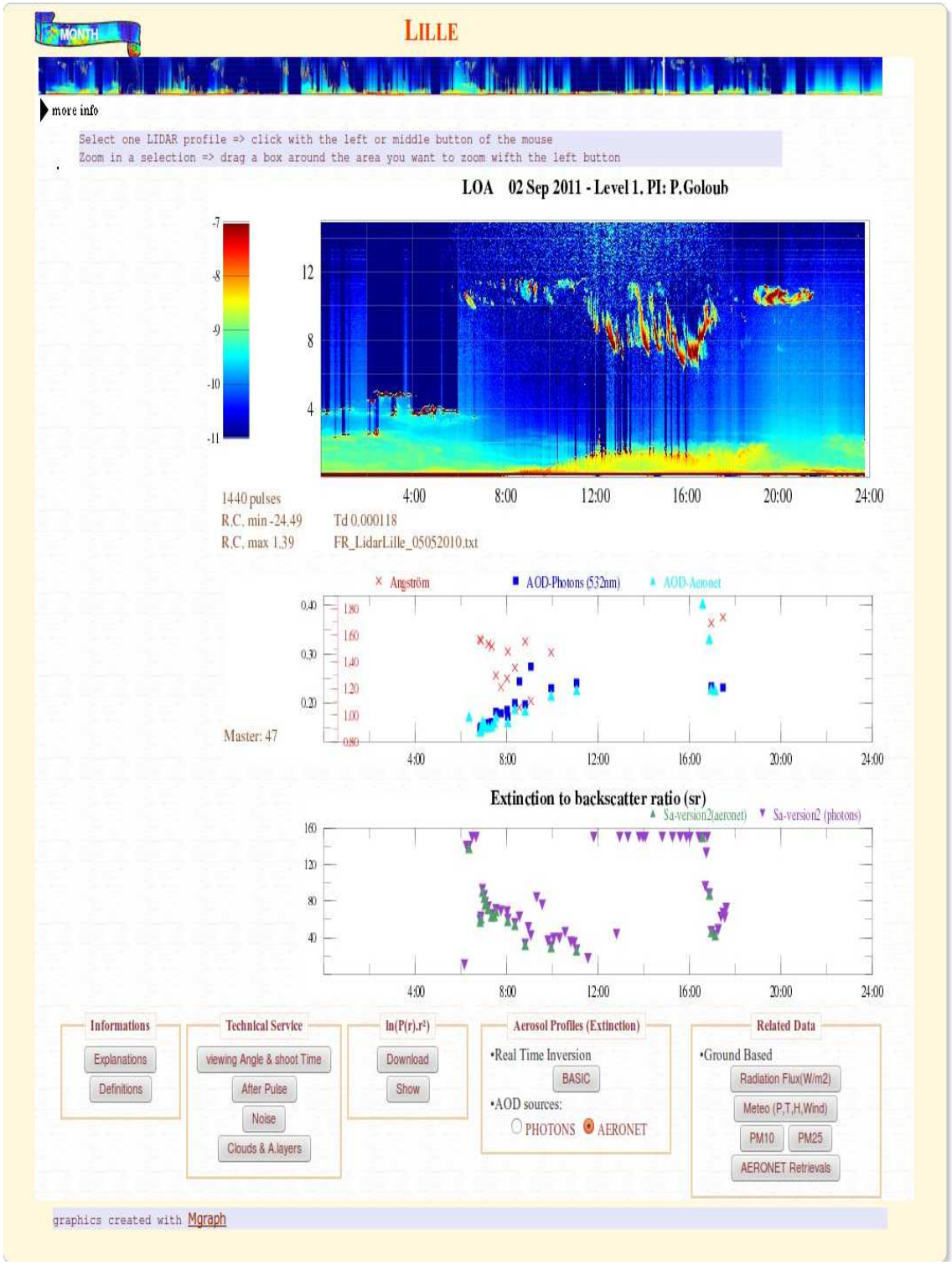


FIGURE *2.3 – Interface Web lidar sur le site du LOA (http ://www-loa.univ-lille1.fr/Instruments/lidar/). La figure du haut présente les profils corrigés sous forme de Quick-Look ; la figure au centre présente les mesures photométriques traitées par le réseau AERONET (coefficient Angström et épaisseur optique d'aérosols(AOD)) ; la figure du bas présente les valeurs du rapport lidar des aérosols obtenus d'après l'inversion de l'équation lidar en utilisant l'AOD AERONET et un rapport lidar constant verticalement.*

2.2.3 Les lidars spatiaux : description du lidar spatial CALIOP

2.2.3.1 Les lidars spatiaux

Contrairement à un lidar opérant depuis le sol, qui ne peut pas "voir" le haut de l'atmosphère en présence d'un nuage bas épais optiquement, le lidar satellitaire observe bien le haut de l'atmosphère. Comme les nuages hauts sont souvent les plus fins optiquement, l'avantage des lidars spatiaux est de mieux détecter leur présence. Plusieurs lidars spatiaux ont été développés par le passé avec des objectifs très différents.

La première mission spatiale destinée à l'observation des nuages par un lidar a été la mission LITE (Lidar In-Space Technology Experiment) lancée en 9 septembre 1994 à bord de la navette spatiale Discovery, pour une durée de dix jours. Cette mission avait l'objectif d'étudier la structure verticale et les propriétés optiques de la couche limite, des aérosols et des nuages (McCormick et al., 1993). Ce lidar était constitué d'un laser Nd-Yag émettant une impulsion à trois longueurs d'onde de 355, 532 et 1064 nm. Une description détaillée de la mission LITE est disponible dans Couch et al. (1991).

Le lidar GLAS (Geoscience Laser Altimeter System) lancé en janvier 2003 (Abshire et al. (2005), Dessler et al. (2006)), était installé sur la plate-forme Ice Cloud and Elevation Satellite (ICESat) dans le but de mesurer l'évolution des masses de glace des calottes polaires. Ce lidar, réalisé par la NASA, a été le premier lidar développé pour effectuer des observations continues en orbite terrestre avec une durée de vie de 5 ans. Une description plus détaillée de la mission GLAS est accessible via le lien :
`http://nsidc.org/data/icesat/index.html`.

Le lidar CALIOP (Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization), est dans l'espace depuis avril 2006 (Winker et al., 2007), à bord du satellite CALIPSO (Cloud Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations), une des composantes de la constellation de l'A-Train destinées à l'étude des composants atmosphériques. CALIOP est utilisé dans cette thèse (voir chapitre 4) et nous décrivons plus en détails l'instrument et les propriétés des nuages dérivées des mesures dans la section suivante.

D'autres missions spatiales embarquant un lidar sont prévues pour le futur. Citons par exemple, la mission ADM (Atmospheric Dynamics Mission) dont le lancement est programmé en 2016, ayant pour objectif de fournir des observations globales de profils de vent pour améliorer la qualité des prévisions météorologiques et de faire avancer la compréhension de la dynamique atmosphérique et des processus climatiques. La mission européenne EarthCARE (Earth Clouds Aerosol and Radiation Explorer) dont le lancement est prévu en 2018 pour une durée de 3 ans. L'objectif de cette mission est d'améliorer la compréhension du rôle des nuages et des aérosols sur le bilan radiatif de la Terre et sur le climat. La mission ICESat-2 (Ice, Cloud and land Elevation Satellite) est la deuxième génération de ICESat et son lancement est prévu en 2018, dans le but de poursuivre les observations commencées par ICESat en 2003.

2.2.3.2 Le lidar CALIOP

Revenons sur la description du lidar spatial CALIOP, dont nous utilisons les produits dérivés pour les nuages. Dans cette thèse ces produits "nuages" ont été comparés à ceux obtenus avec le lidar au sol pour une série de données sur la période 2008-2014 (voir chapitre 4).

La mission Franco-Américaine CALIPSO a été lancée sur une orbite héliosynchrone qui présente un cycle de répétition de 16 jours. Le satellite CALIPSO
(voir : `http://www-calipso.larc.nasa.gov/`) se trouve en orbite à environ 700 km d'altitude et vole à une vitesse ramenée au sol de 7 $km.s^{-1}$. CALIPSO est composé de trois instruments présentés sur la figure 2.4 : le radiomètre IIR (Infrared Imaging Radiometer), la camera à champ large WFC (Wide Field Camera) et le lidar CALIOP. Cette mission fournit une base de mesures pour la caractérisation de l'atmosphère, dans le but d'étudier l'impact des nuages et des aérosols sur le bilan radiatif de la terre.

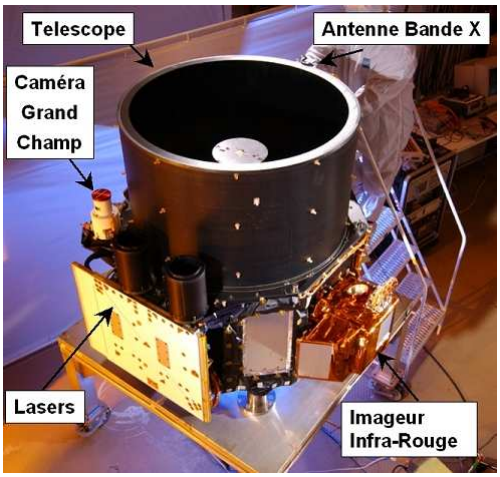


FIGURE *2.4 – Instruments installés sur le satellite CALIPSO : la camera à champ large WFC, le radiomètre IIR et le lidar CALIOP (source : www. calipso. cnes. fr).*

CALIOP est un lidar à rétrodiffusion et à double polarisation (figure 2.5). Le télescope de réception est de 1 mètre de diamètre et il est composé de trois canaux de réception, un pour mesurer l'intensité rétrodiffusée à 1064 nm et deux pour mesurer celle des composantes polarisées, parallèlement et perpendiculairement au plan de polarisation du faisceau émis à 532 nm (Winker, 2003). CALIOP fournit des profils verticaux de rétrodiffusion de l'atmosphère de la surface jusqu'à 40 km d'altitude et il est adapté pour la caractérisation des nuages fins de type cirrus. Le tableau 2.2 présente les principales caractéristiques techniques du lidar CALIOP.

Caractéristique	valeur
Type de laser	Nd-Yag
Longueurs d'onde émises	532 et 1064 nm
Puissance laser	207 W
Énergie de pulsation	110-110 mJ
Répétition du pulse	20.16 Hz
Largeur du pulse laser	20 ns
Télescope	Diamètre 1m
	Divergence 0.1 mrad
Résolution verticale	30 m, 60 m, 180 m

TABLE *2.2 – Principales caractéristiques du lidar CALIOP.*

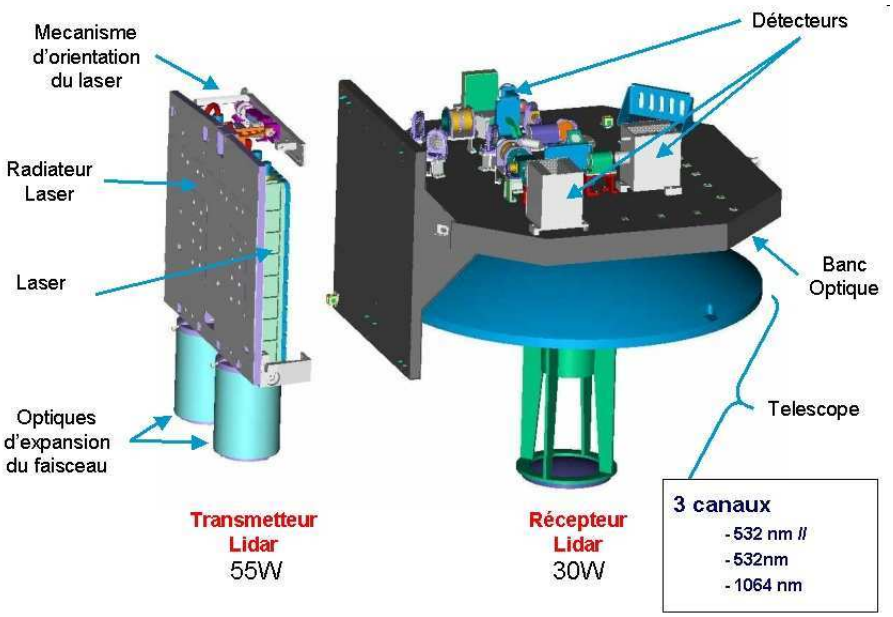


FIGURE *2.5 – Lidar CALIOP sur la plateforme spatiale CALIPSO (source : www. calipso. cnes. fr).*

CALIOP permet de générer des produits avec une résolution verticale qui dépend de l'altitude et une résolution horizontale de 333 m, 1 km et 5 km. La résolution verticale est de 30 m pour la basse troposphère, de 60 m pour des altitudes entre 8.2 km et 20.2 km, et de 180 m pour des altitudes entre 20.2 km et 30.1 km. Les différentes étapes du traitement des mesures CALIOP sont : (1) la détection et la classification des scènes nuageuses, (2) la détermination de la phase thermodynamique, (3) la détermination du rapport lidar et du facteur de diffusion multiple et enfin (4) la restitution du coefficient d'extinction (Hu et al., 2009). Les produits CALIOP, de niveau 1 et 2, sont fournis par demi-orbites de jour ou de nuit (14 demi-orbites de jour et 14 demi-orbites de nuit). Le tableau 2.3 présente les principales données de niveaux 1 et 2 et leurs caractéristiques issues de CALIOP. On peut trouver une description détaillée des produits sur le site de la NASA :

`http://www-calipso.larc.nasa.gov/resources/calipso_users_guide/data_summaries/#lidar`

niveau 1	-Profils verticaux de rétrodiffusion à 532 nm (voies parallèle et perpendiculaire) et à 1064 nm (voie parallèle) avec une résolution horizontale de 333 m
niveau 2	-Propriétés des couches d'aérosols à 5km : altitude des couches, épaisseur optique, type d'aérosols ; -Propriétés des couches nuageuses à 333 m, 1 et 5 km : altitude des couches, épaisseur optique, phase glace/liquide ; -Profils verticaux lidar moyens de la contribution des aérosols à 40 km : coefficient de rétrodiffusion et d'extinction à 532 et 1064 nm, taux de dépolarisation ; -Profils verticaux lidar moyens de la contribution des nuages à 40 km : coefficient de rétrodiffusion et d'extinction à 532 nm, taux de dépolarisation, contenu eau/glace

TABLE *2.3 – **Principaux produits issus du lidar CALIOP et référencés dans les niveaux 1 et 2 de traitement.***

2.3 Détection et caractérisation des nuages à partir des mesures lidar au sol

Dans cette partie, nous présentons la méthodologie que nous avons développée et utilisée pour le traitement des données lidar au sol et l'obtention des caractéristiques des nuages. En premier lieu, les couches nuageuses sont détectées en déterminant leurs altitudes. Ensuite, nous restituons leurs propriétés optiques (épaisseur optique, rapport lidar, coefficient d'extinction). Finalement nous discutons les incertitudes liées aux différents paramètres intervenant dans l'équation lidar.

2.3.1 Équation lidar

L'équation lidar caractérise la puissance rétrodiffusée *P(z)* reçue dans le télescope en fonction des propriétés optiques des molécules et des particules à une altitude z et elle est

définie par :

$$P(z) = K\frac{p_0}{z^2}\beta(z)O(z)T^2(z), avec \tag{2.1}$$

$$T^2(z) = exp[-2\eta\int_0^z \alpha(z)\mathrm{d}z], \tag{2.2}$$

pour laquelle :

- p_0 est la puissance émise par le laser à la longueur d'onde λ,
- $\beta(z)$ et $\alpha(z)$ sont respectivement les coefficients de rétrodiffusion ($km^{-1}.sr^{-1}$) et d'extinction (km^{-1}) à la même longueur d'onde que celle du laser (diffusion élastique),
- K est une grandeur instrumentale qui dépend des éléments optiques et électriques qui composent la chaîne de réception et de traitement du signal rétrodiffusé. Elle peut varier d'un jour à l'autre,
- $O(z)$ est la fonction de recouvrement qui exprime la focalisation partielle du rayonnement rétrodiffusé dans la fibre optique pour les altitudes au-dessous du point de recouvrement total ; elle est égale à 1 à partir de 2000 m dans le cas du micro lidar CIMEL à Lille,
- $T^2(z)$ est la transmission du faisceau laser sur le trajet aller et retour.
- η est le facteur de diffusion multiple introduite par Platt (1979) (voir la section suivante)

Les coefficients de rétrodiffusion et d'extinction sont composés d'une partie "moléculaire" et d'une partie "particulaire" :

$$\beta(z) = \beta_m(z) + \beta_p(z), \tag{2.3}$$

$$\alpha(z) = \alpha_m(z) + \alpha_p(z), \tag{2.4}$$

avec m l'indice pour la composante moléculaire et p pour la composante particulaire. Les deux coefficients moléculaires sont calculés théoriquement (voir section 2.3.4).

2.3.2 Effet de diffusion multiple

Après l'émission de l'impulsion laser, le rayonnement va interagir avec l'atmosphère, va être éventuellement rétrodiffusé et sera enfin capté par le télescope. Dans le cas d'un milieu très dilué (faible épaisseur optique), l'hypothèse d'une diffusion simple est réaliste. Le rayonnement effectue donc un aller-retour direct entre la source émettrice, le laser, et le récepteur (figure 2.6 (A)). Dans ce cas, le signal lumineux n'interagit qu'une seule fois avec l'atmosphère et l'altitude z de la cible rétrodiffusante peut être calculée en appliquant une relation linéaire entre le temps de parcours du rayonnement et l'altitude, donnée par $\Delta z = c\Delta t/2$. Cependant, dans de nombreux cas le comportement du rayonnement sur le trajet aller-retour est plus compliqué. Les situations pour lesquels il y a une diffraction des photons, ce qui correspondent généralement aux épaisseurs optiques faibles ((Nicolas et al., 1997)). Le phénomène de diffusion multiple prend naissance par exemple dans les nuages denses lorsqu'un rayonnement peut être diffusé plusieurs fois vers l'avant avant d'être détecté avec le télescope (figure 2.6 (B)). La diffusion multiple retarde l'arrivée du rayonnement au récepteur, donc l'hypothèse d'une relation linéaire entre le temps du parcours du rayonnement et l'altitude de la cible rétrodiffusante n'est plus valable.

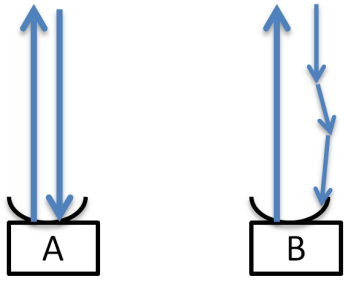


FIGURE *2.6 – Configurations d'interactions entre le rayonnement et l'atmosphère sur le trajet aller-retour entre la source émettrice et le récepteur.*
schéma A : un aller-retour direct (diffusion simple).
schéma B : le rayonnement est diffusé n fois avant d'être détecté par le télescope (exemple d'une diffusion multiple)
Dans cette représentation nous supposons aucune interaction sur le trajet d'aller pour les deux cas de figures (A) et (B)

Il est donc nécessaire dans ce cas de tenir compte d'un facteur de diffusion multiple, noté η, dans l'équation lidar. Ce facteur dépend, d'une part, des propriétés microphysiques du milieu traversé et, d'autre part, des caractéristiques de l'instrument lidar (champ de vue de télescope et la divergence du faisceau laser). La diffusion multiple croit en effet

avec le champ de vue du récepteur. Ce facteur va être introduit dans l'expression de la transmittance particulaire qui peut s'écrire selon Platt (1979), pour un lidar au sol, comme :

$$T^2(z) = exp[-2\eta \int_0^z \alpha(z)\mathrm{d}z]. \tag{2.5}$$

η varie typiquement entre 0.5 et 1. Différentes études ont été menées afin d'estimer ce facteur (Wiegner et al. (1997) , Eloranta (2002, 1998)). La diffusion multiple a un effet important dans le cas des lidars spatiaux, du fait de la grande distance qui sépare le lidar embarqué sur le satellite des cibles à observer (environ 700 km pour CALIOP) et de la taille importante de l'empreinte du faisceau lidar au niveau des cibles (environ 70 m pour CALIOP). Par exemple dans les algorithmes d'inversion de CALIOP, une valeur constante du facteur de diffusion multiple de 0.6 est utilisée pour les nuages de glace. Cette valeur a été choisie suite aux travaux effectués par Winker (2003), à partir de données in situ lors de la campagne CEPEX (McFarquhar et al., 1999) et de données modélisées (Takano and Liou, 1989). Winker (2003) a montré que pour les nuages de glace et quelle que soit l'altitude, la valeur de η était proche de 0.6 (voir figure 2.7).

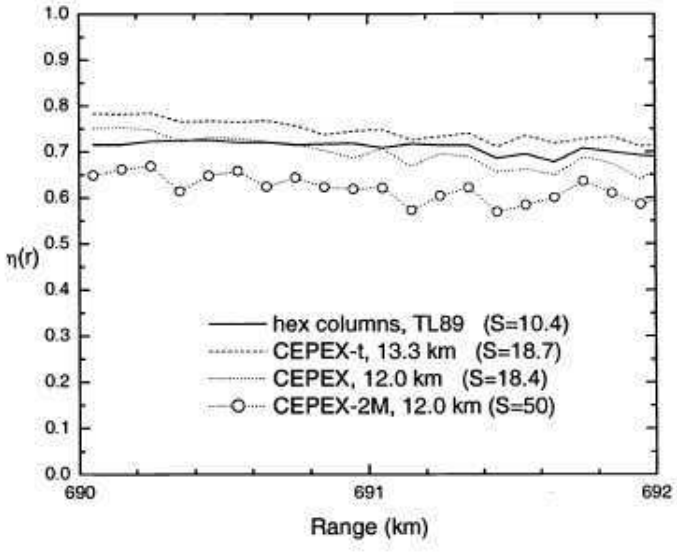


FIGURE *2.7 – Facteur de diffusion multiple $\eta(r)$ en fonction de la distance depuis la plate-forme CALIPSO obtenu pour des nuages de glace à partir des données in situ (campagne CEPEX, McFarquhar et al., 1999) et (TL89 : Takano and Liou, 1989) ; Avec S est le rapport lidar.*

2.3.3 Détermination de l'altitude de référence z_0

L'équation lidar est composé de trois inconnues $\alpha(z)$, $\beta(z)$ et K. Plusieurs conditions sont donc nécessaires pour résoudre l'équation lidar : (1) calculer les termes moléculaires $\alpha_m(z)$ et $\beta_m(z)$ (2) connaître K et (3) éliminer une des deux inconnues particulaires en supposant une relation entre ces deux paramètres. Nous détaillons chacune de ces conditions dans les sections suivantes.

Tout d'abord, l'altitude de référence z_0 est un paramètre important dans la résolution et l'inversion de l'équation lidar. À cette altitude, nous supposons que l'atmosphère est purement moléculaire (pas d'aérosols, pas de nuage), et nous réalisons donc une normalisation du signal lidar sur le signal moléculaire. Choisir z_0 au-dessus de la tropopause peut sembler être une bonne option. Cependant, le choix de z_0 à une trop haute altitude peut entraîner une augmentation de l'incertitude dans la résolution de l'équation lidar, due à l'augmentation du bruit du signal lidar avec l'altitude, ce qui est particulièrement le cas d'un micro lidar. Par ailleurs, lorsque l'altitude de référence z_0 est proche de la surface, le signal lidar peut être affecté par la présence d'une forte couche d'aérosols. Pour ces raisons nous avons choisi de chercher une altitude de référence z_0 à des niveaux intermédiaires, entre 2 et 6 km. A priori, dans la plupart des cas, cette zone est située au-dessus de la couche d'aérosols. Cependant, une couche d'aérosols peut exister à cette altitude (exemple : aérosols désertiques ou volcaniques, feux de biomasse). Cela a été le cas à Lille par exemple en mai 2010 où une couche des poussières volcaniques a été détectée (Mortier et al., 2012), en avril 2011 où le lidar a détecté un panache de poussières désertiques originaires du Sahara et en juin 2013 un panache d'aérosols issus de feux de biomasse au canada a été détecté au-dessus de la station de mesure du LOA. La présence d'une forte couche d'aérosols ou d'un nuage épais sur toute la zone entre 2 et 6 km biaise le calcul du signal moléculaire théorique. Par conséquent, la présence d'un nuage au-dessus de cette couche n'est pas détectée. La détermination de z_0 nécessite donc de trouver une zone propre entre 2 et 6 km.

Nous décrivons les différentes étapes de détermination de l'altitude de référence z_0 sur la figure 2.8 en nous appuyant sur un exemple de profil lidar extrait des observations du 2 septembre 2011 à 20 h TU. La figure 2.8 (a) présente le signal lidar rétrodiffusé en rouge

et une moyenne glissante sur 10 portes (150 m) en bleu ; la zone de recherche de z_0, entre 2 et 6 km, est présentée sur la figure 2.8 (b). Dans cet intervalle, nous cherchons à identifier le minimum de la moyenne glissante du signal (en bleu) et, finalement, nous cherchons au voisinage du minimum (présenté par le symbole $\times$), l'altitude pour laquelle le signal lidar est le plus proche du minimum. Dans le cas illustré ici, l'altitude correspondante est représentée par le point noir sur la figure 2.8 (c). Cette méthode de détermination de l'altitude de référence z_0 permet d'éviter d'initialiser l'inversion de l'équation lidar sur une mesure bruitée qui biaiserait la restitution des paramètres optiques dérivés à partir du signal. Une discussion des incertitudes liées au choix de l'altitude de référence z_0 est présentée dans la section 2.3.11. Pour ce cas du 2 septembre 2011 à 20h TU, nous trouvons une altitude de référence z_0 à 5.70 km.

2.3.4 Normalisation sur le signal moléculaire

Après la détermination de l'altitude de référence z_0, la deuxième étape est de calculer le signal moléculaire théorique. Deux conditions sont nécessaires pour effectuer ce calcul à partir de l'équation (2.1) : déterminer les coefficients moléculaires $\beta_m(z)$ et $\alpha_m(z)$ et connaître la constante lidar K. Les coefficients moléculaires sont calculées pour un profil standard d'après les équations suivantes (Flamant, 2008) :

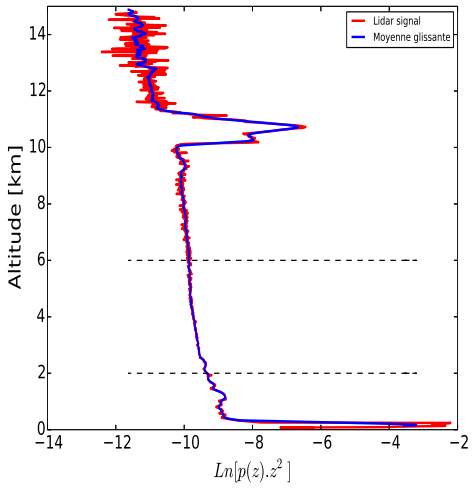
$$\alpha_m(\lambda, z) = 1.17[\frac{\lambda}{0.55}]^{-4.09}[\frac{p(z)}{1013}\frac{288}{T(z)}]10^{-5}, \tag{2.6}$$

et

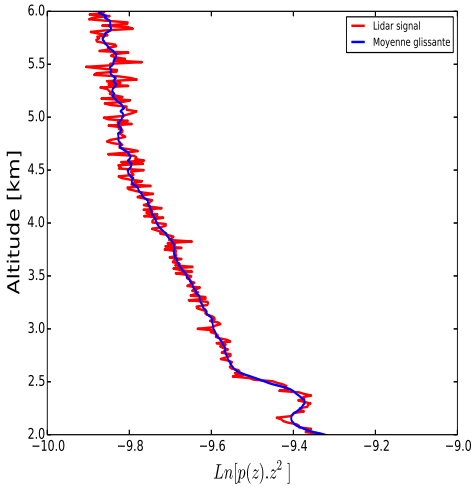
$$\beta_m(z) = \frac{3}{8\pi}\alpha_m(z), \tag{2.7}$$

avec λ la longueur d'onde du laser (en μm), p (en hPa) et T (en K) respectivement la pression et la température atmosphérique pour un profil standard. L'étape suivante est l'étalonnage du signal lidar pour le calcul de la constante instrumentale K. A l'altitude de référence z_0, on suppose que $\beta(z_0)$=$\beta_m(z_0)$ et $\alpha(z_0)$=$\alpha_m(z_0)$. La constante lidar K, non corrigée de la transmission particulaire, est alors égale à :

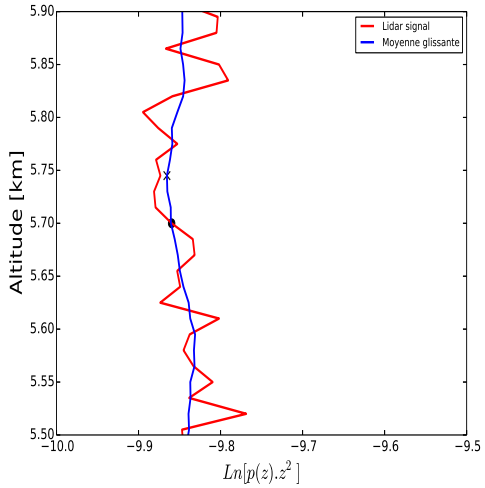
$$K = \frac{P(z_0)z_0^2}{p_0\beta(z_0)T_m^2(z_0)O(z)}. \tag{2.8}$$



(a) Signal lidar (en rouge) et sa moyenne glissante sur 10 portes (en bleu).



(b) Signal lidar et sa moyenne glissante dans l'intervalle de recherche de l'altitude de référence (entre 2 et 6 km).



(c) Altitude où le signal lidar (en rouge) est le plus proche du minimum de la moyenne glissante en bleu (symbole ×), correspondant à l'altitude de référence z_0 représentée avec point noir.

FIGURE ***2.8 – Différentes étapes du choix de l'altitude de référence z_0 pour un exemple de profil lidar acquis le 2 septembre 2011 à 20h TU.***

$O(z)$ est ici égal à 1 puisque z_0 est supérieur à 2 km. En reportant K, $\beta_m(z)$ et $\alpha_m(z)$ calculés d'après les équations (2.6) à (2.8) dans l'équation lidar (2.1) et en considérant η égal à 1 (diffusion simple), on trouve le profil du signal lidar uniquement dû aux molécules, défini par l'équation suivante :

$$P_m(z) = \frac{p_0}{z^2}\beta_m(z)Kexp[-2\int_0^z \alpha_m(z')\mathrm{d}z']. \tag{2.9}$$

Pour gagner en rapport signal sur bruit, on moyenne quatre tirs lidar consécutifs. Par conséquent un profil lidar moyenné est obtenu toutes les 2 à 3 min. La figure (2.9) présente le profil rétrodiffusé moyenné sur 3 min (en rouge) du 2 septembre 2011 à 20h TU, et le signal moléculaire théorique calculé d'après l'équation (2.9) (en bleu). On distingue clairement la présence d'une couche nuageuse marquée par un pic de rétrodiffusion au-dessus de 10 km, dont on va chercher à déterminer les limites dans la section suivante.

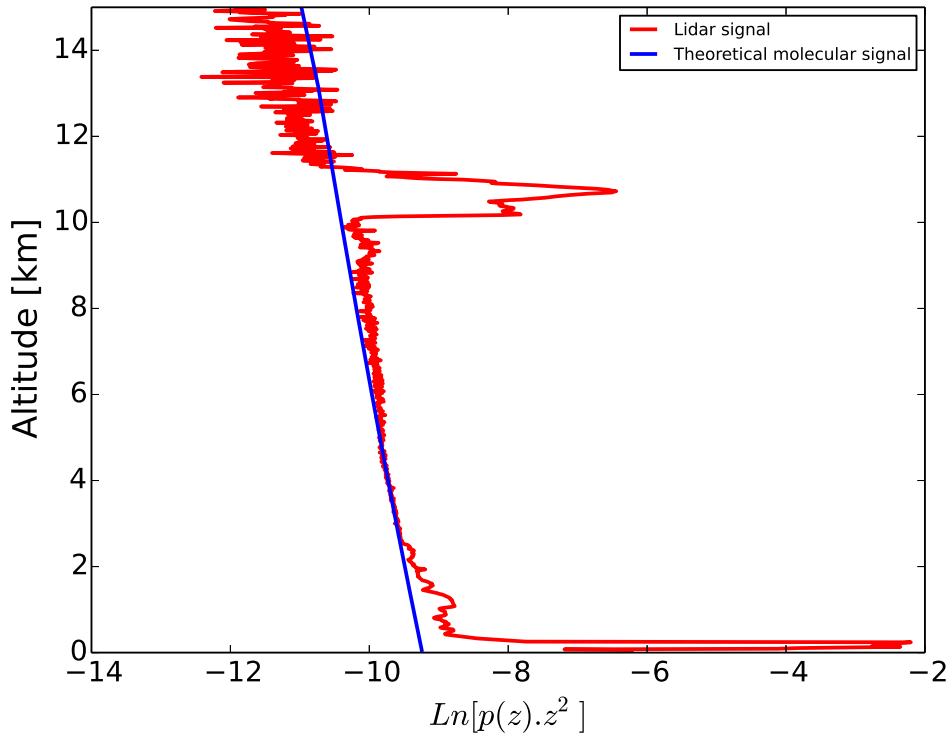


FIGURE *2.9 – Profil lidar du 2 septembre 2011 (20h TU). Le profil lidar rétrodiffusé est en rouge et le signal moléculaire calculé est en bleu.*

2.3.5 Détermination des limites de la couche nuageuse

Différentes méthodes ont été développées par Platt et al. (1994) et sont couramment utilisées pour la détermination de l'altitude du nuage.
Une des méthodes est basée sur la dérivée du signal lidar $P(z)$ par rapport à l'altitude. Une dérivée nulle du signal lidar indiquerait la présence d'une couche d'aérosols ou de nuage. La première dérivée nulle correspond au niveau de l'altitude de la base et la deuxième à celle de l'altitude du sommet. En pratique, plus le rapport signal sur bruit diminue, plus le nombre de dérivées nulles est important. Par conséquent, cette méthode dépend fortement du bruit du signal lidar et elle est compliquée à mettre en oeuvre.
Plusieurs autres méthodes s'inspirant de Platt et al. (1994) utilisent un seuil de détection des limites de la couche nuageuse qui dépend du rapport de diffusion défini par :

$$R(z) = \frac{\beta(z)}{\beta_m(z)}. \tag{2.10}$$

Une rétrodiffusion purement moléculaire (absence de nuage et d'aérosol) donnerait un rapport de diffusion égal à 1. Un rapport de diffusion supérieur à 1 correspond à la présence d'une couche nuageuse ou d'aérosols. Dans le but d'identifier un nuage, une valeur seuil du $R(z)$ est déterminée. La détection du nuage est alors réalisée lorsque le rapport de diffusion est supérieur à cette valeur seuil. L'altitude de la base et du sommet correspond à l'altitude où le rapport de diffusion est immédiatement inférieur à la valeur seuil.

La méthode que nous avons utilisée dans notre étude est une méthode alternative également proposée par Platt et al. (1994). L'altitude de la base du nuage correspond à un niveau pour lequel le signal lidar remplit deux conditions : (1) il est supérieur au signal moléculaire plus n fois la déviation standard des fluctuations du signal lidar et (2) le signal lidar continue à augmenter sur au moins m portes successives. Les valeurs typiques de n et m proposées par Platt et al. (1994) sont respectivement 2 et 5. Par conséquent, avec notre lidar au sol, un nuage d'épaisseur géométrique inférieure à 75 m (15 m * 5) ne peut pas être détecté. Dans notre algorithme nous avons adapté ces deux valeurs en fonction du rapport signal sur bruit. En effet, les valeurs de n et m sont liées au rapport signal sur bruit. Plus ce rapport est faible, plus la valeur de n doit être grande. Pour

ces cas, nous avons augmenté la valeur de n à 8, afin de ne pas confondre un "pic" de bruit comme étant un nuage. La détermination de l'altitude du sommet, quant à elle, est plus délicate que celle de la base, puisque le signal devient plus bruité à haute altitude après la traversée du nuage. L'altitude du sommet est déterminée de la même manière que celle de la base, mais en calculant la déviation standard du signal lidar au-dessus du nuage. Pour le cas du 2 septembre 2011 (20h TU) présenté sur la figure 2.9, cette méthode identifie l'altitude de la base et celle du sommet du nuage respectivement à 9.87 et 11.29 km. Cependant, nous distinguons sous le nuage des petits pics pouvant être assimilé à la présence de particules. En effet, sur les profils ultérieurs la base du nuage apparaît à une altitude de 8.82 km, ce qui montre que le nuage s'épaissit avec le temps.

2.3.6 Restitution de l'épaisseur optique : méthode de transmittance.

L'épaisseur optique d'un nuage, notée COT (Cloud Optical Thickness), est définie entre l'altitude de la base du nuage z_b et celle du sommet z_s, par l'équation suivante :

$$COT = \int_{z_b}^{z_s} \alpha(z')dz'. \tag{2.11}$$

Cette grandeur reflète l'importance de l'interaction du rayonnement avec ce nuage et elle s'exprime sans unité. Comme le coefficient d'extinction, elle dépend de la longueur d'onde et des propriétés microphysiques du nuage (la taille des particules, leur nombre et leur forme). L'épaisseur optique exprime le degré de transparence du milieu. Plus la visibilité est réduite plus l'épaisseur optique est importante.

La méthode utilisée dans cette étude est celle de la transmittance, proposée par Chen et al. (2002) et elle consiste à calculer l'épaisseur optique du nuage en comparant le signal rétrodiffusé au-dessous et au-dessus du nuage. L'avantage de cette méthode est qu'elle n'impose aucune hypothèse sur le signal lidar, mais elle est très sensible au bruit au-dessus de la couche nuageuse. La transmission T du nuage est déterminée par la relation :

$$T = e^{-\eta COT}, \tag{2.12}$$

en rappelant que η est le facteur de correction de la diffusion multiple. Avec l'algorithme développé dans notre étude, nous ne déterminons pas COT, mais $COT^* = \eta \times COT$. La

transmission peut aussi s'exprimer en fonction des signaux rétrodiffusés au sommet (P_{top}) et à la base (P_{base}) du nuage via la relation suivante :

$$T = (\frac{P_{top}}{P_{base}})^{1/2} \tag{2.13}$$

En pratique dans notre algorithme, P_{top} correspond à l'ordonnée à l'origine de la droite de régression linéaire du signal lidar rétrodiffusé, calculée à partir de la méthode des moindres carrés appliquée au-dessus de l'altitude du sommet. P_{base} correspond à l'ordonnée à l'origine de la droite de régression linéaire obtenue au-dessous de l'altitude de la base du nuage, dans une zone qui commence 300 m sous la base et qui continue sur une couche d'atmosphère d'environ 1500 m d'épaisseur. Pour le cas du 2 septembre 2011 à 20 h TU, la figure 2.10 présente le signal lidar rétrodiffusé en rouge, la régression linéaire au-dessous de la couche nuageuse en tirets noirs et la régression linéaire au-dessus de la couche nuageuse en trait continu. Pour ce cas nous trouvons une transmission $T = 0.75$. En considérant η=1 (diffusion simple), nous trouvons par conséquent une épaisseur optique égale à 0.287. Nous verrons plus loin que ce nuage peut être classé dans la catégorie "visible" des cirrus.

Notons que pour les cas où le signal lidar est atténué après la traversée du nuage, P_{top} est supérieure à P_{base} ce qui va amener à une valeur de transmission et d'épaisseur optique non physique. Pour ces cas nous déterminons l'altitude du sommet de la manière décrite dans la section 2.3.5. Cette altitude correspond à une altitude minimale du vrai sommet du nuage (ou sommet apparent). En pratique dans notre algorithme pour ces cas la valeur de COT^* est trouvée négative ce qui n'est pas physique. Un exemple détaillé est présenté dans la section 2.3.9.

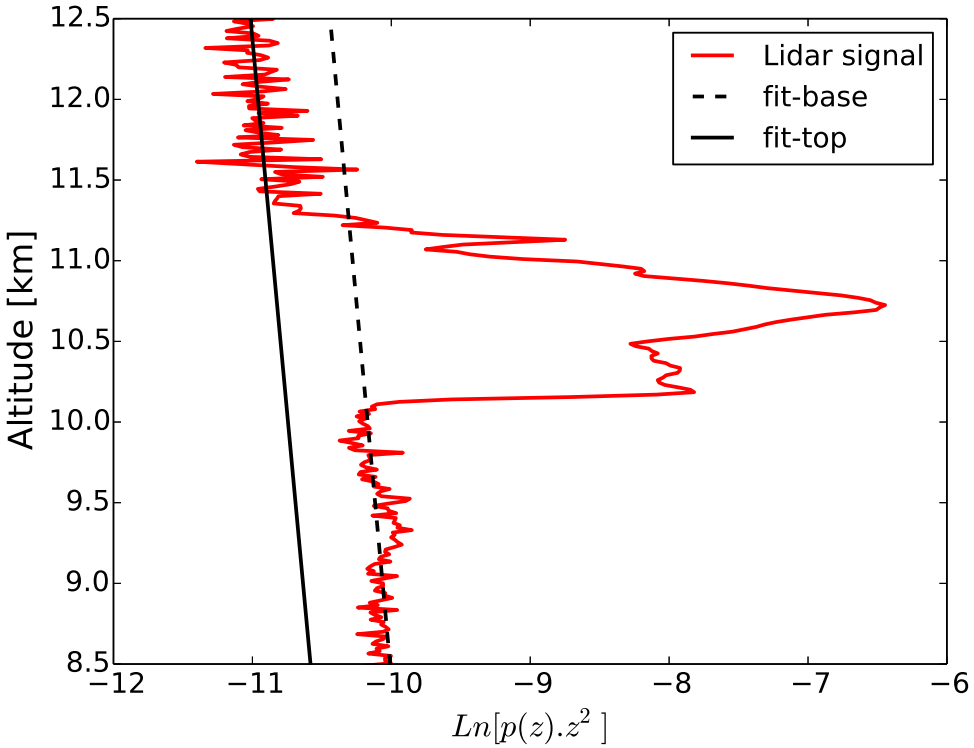


FIGURE *2.10 – Profil lidar du 2 septembre 2011 (20 h TU). Le profil lidar rétrodiffusé est en rouge, les courbes en noir correspondent à la régression linéaire au-dessous du nuage (tiret) et au-dessus du nuage (trait plein).*

2.3.7 Restitution du rapport lidar : inversion de Klett

Comme nous l'avons vu en section 2.3.1, l'équation lidar (eq : 2.1) est composée de trois inconnues $\alpha(z)$, $\beta(z)$ et K. Le paramètre K est calculé d'après l'équation 2.8, réduisant l'équation à deux inconnues. Pour résoudre cette équation lidar, il est donc nécessaire de trouver une relation entre $\beta(z)$ et $\alpha(z)$. Dans la pratique cela consiste dans la plupart des études à définir le rapport lidar $LR(z)^*$, exprimé en stéradians (sr) :

$$LR^*(z) = \frac{\alpha(z)}{\beta(z)}, \tag{2.14}$$

Ce rapport est égal à $\frac{8\pi}{3}$ dans le cas de la diffusion moléculaire. Il est plus compliqué à déterminer dans le cas de diffusion par les particules nuageuses, du fait de la diversité de forme, de taille et de composition des particules, donc de la température et du type du nuage. Plusieurs études ont été menées pour trouver ce rapport pour différents types de nuage. Sassen and Comstock (2001) ont montré que ce rapport était compris entre 12 et 50 sr pour les nuages de glace, avec une valeur moyenne de 25 sr. Pinnick et al. (1983)

ont trouvé une valeur moyenne de 18 sr pour les nuages d'eau liquide.
Sassen et al. (1989) fournissent, à partir de simulations, des valeurs théoriques de l'inverse du rapport lidar (rétrodiffusion/extinction) pour différentes formes des cristaux de glace à base hexagonale. Ces valeurs sont présentées dans le tableau 2.4.

type de cristaux de glace	$1/LR$	LR(sr)
plaquette mince	0.026	38.46
plaquette épais	0.086	11.62
colonne longue	0.038	26.31

TABLE *2.4 – Valeurs théoriques du rapport lidar pour différentes formes de cristaux de glace, obtenues à partir des simulations théoriques de Sassen et al. (1989)*

Nous constatons que les valeurs théoriques du rapport lidar pour les cristaux de glace obtenues à partir des simulations sont proches de celles obtenues à partir des mesures (Sassen and Comstock, 2001). Si on connaît la phase des particules (cristaux de glace), le rapport lidar donne donc une information sur les types de cristaux. Par contre sans connaître la microphysique du nuage, le rapport lidar ne donne pas d'information sur cette dernière. À titre d'exemple, la valeur obtenue par Pinnick et al. (1983) égale à 18 pour les nuages liquides fait partie de la gamme trouvée pour les nuages de glaces (entre 12 et 50 sr).

Dans le but de restituer le rapport lidar, Klett a proposé une méthode d'inversion de l'équation lidar (Klett, 1981), puis une amélioration de cette méthode (Klett, 1985). Cependant ces méthodes font des hypothèses qui dépendent des propriétés du lidar utilisé. Nous appliquons ici la méthode de Klett (1981) qui s'appuie sur une linéarisation de l'équation lidar. Pour cela nous introduisons la grandeur s(z) définie par :

$$\mathrm{s(z)} = \ln\left[\mathrm{P(z)}.z^2\right]$$

L'équation différentielle correspondant à l'équation lidar peut donc être exprimée comme :

$$\frac{ds}{dz} = \frac{1}{\beta}\frac{d\beta}{dz} - 2\alpha \tag{2.15}$$

Pour une atmosphère homogène $\frac{d\beta}{dz} = 0$ et le coefficient d'extinction est alors exprimé directement à partir de la pente du signal :

$$\alpha_{hom} = -\frac{1}{2}\frac{ds}{dz}. \tag{2.16}$$

Cependant l'hypothèse d'une atmosphère homogène n'est pas toujours réaliste et β dépend alors de l'altitude. La solution de cette équation nécessite donc la connaissance ou l'hypothèse d'une relation entre β et α quand $\frac{d\beta}{dz}$ est différent de 0.

Klett (1981) a proposé une méthode d'inversion dite "vers l'avant" en écrivant l'équation lidar sous la forme :

$$s' - s'_0 = s - s_0 - 2(LR_{mol} - LR)^* \int_{z_0}^{z} \beta_m \mathrm{d}z', \tag{2.17}$$

$$\text{avec } s_0 = ln(p_0.{z_0}^2) \text{ et } LR_{mol} = \frac{\alpha_m}{\beta_m} = \frac{8\pi}{3},$$

où z_0 l'altitude de référence pour laquelle la quantité des particules est supposée nulle ou négligeable, et LR_{mol} le rapport lidar dans le cas de diffusion purement moléculaire. La résolution de cette équation est possible en supposant que le rapport lidar LR^* est indépendant de l'altitude dans le nuage. La solution de l'équation (2.17) est alors donnée par la relation :

$$\beta(z) = \frac{exp(s' - s'_0)}{\beta(z_0)^{-1} - 2LR^* \int_{z_0}^{z} exp(s' - s'_0)\mathrm{d}z'}, \tag{2.18}$$

Pour un lidar au sol tirant vers le haut, la solution est générée pour des altitudes $z > z_0$ où z_0 est prise au-dessous de la couche nuageuse. Klett (1981) montre que la solution est instable pour des fortes extinctions. Une amélioration de cette méthode a donc été proposée par Klett (1985) et consiste à choisir une altitude de référence z_0 à haute altitude (au-dessus de la couche nuageuse) de sorte que la solution est générée pour $z < z_0$. La réorganisation des bornes d'intégration et le changement de signe au dénominateur de l'équation 2.18 conduisent à une solution "vers l'arrière" plus stable.

Cependant, dans notre cas, le signal à haute altitude est affecté par le bruit ce qui entraîne une difficulté pour trouver une zone de référence. En conséquence, nous avons choisi d'inverser l'équation lidar d'après la méthode proposée par Klett (1981) en choisissant une altitude de référence au-dessous de la couche nuageuse (voir section 2.3.3).
La technique de restitution du rapport lidar consiste à calculer tout d'abord β(z) d'après l'équation 2.18. Le profil d'extinction α(z) est donc déduit de la relation

$\alpha(z)$=$LR(z)^*$.$\beta(z)$, en supposant que $LR(z)^*$ est constant avec l'altitude. Ensuite, nous calculons l'épaisseur optique du nuage par intégration du profil du coefficient d'extinction entre l'altitude de la base (z_b) et du sommet (z_s) du nuage :

$$COT^*_{klett} = \int_{z_b}^{z_s} \alpha(z)\mathrm{d}z = LR^* \int_{z_b}^{z_s} \beta(z)\mathrm{d}z, \tag{2.19}$$

et cette valeur est comparée à celle obtenue par la méthode de transmittance (section 2.3.6). Afin de restituer la bonne valeur du rapport lidar, un processus d'itération est appliqué sur les valeurs du rapport lidar dans un intervalle de [5,120] sr, où 5 et 120 sont les bornes limites du rapport lidar trouvées dans la littérature, jusqu'à trouver une valeur d'épaisseur optique identique à celle obtenue par la méthode de transmittance. Pour le cas du 2 septembre à 20h TU, nous trouvons un rapport lidar de 21 sr, avec une différence entre l'épaisseur optique obtenue par la méthode de transmittance et celle obtenue à partir de l'inversion de Klett de $8\times\ 10^{-4}$.

2.3.8 Profil du coefficient d'extinction

Le coefficient d'extinction $\alpha(z)$ dépend de la composition microphysique des nuages ainsi que de la longueur d'onde du faisceau incident, et il est exprimé en fonction de l'altitude. Il regroupe le coefficient de diffusion (nouvelle répartition spatiale de l'énergie incidente) et le coefficient d'absorption (transformation de l'énergie électromagnétique en d'autres formes d'énergie). Dans le cas de l'étude des nuages de glace par télédétection dans le domaine du visible, l'interaction principale est la diffusion, l'extinction du faisceau par absorption étant négligeable. Le coefficient de diffusion décrit la probabilité qu'une particule donnée diffuse un faisceau de lumière incidente. Dans le but de trouver le coefficient d'extinction des nuages à partir des mesures lidar, l'inversion de Klett peut être appliquée (Carnuth and Reiter, 1986). Le profil du coefficient d'extinction est donc calculé en appliquant la relation suivante $\alpha(z)$=LR^*.$\beta(z)$ (voir section 2.3.7). La figure 2.11 montre un exemple de profil de coefficient d'extinction pour le 2 septembre 2011 à 20 h TU, pour lequel nous avons trouvé un rapport lidar égal à 21 sr.

Notons que l'inversion de Klett repose sur l'hypothèse que LR^* est constant en fonction de l'altitude. Cependant si, en réalité, il existe une dépendance du rapport lidar avec

l'altitude, le profil d'extinction peut diverger. Dans ce dernier cas, l'inversion de Klett donne une valeur de COT^* identique à celle obtenue par la méthode de transmittance. Par contre, la valeur du rapport lidar trouvée dans la zone de recherche [5,120] sr n'est donc pas physique. Pour cela, dans notre algorithme nous ne tenons pas compte des valeurs du rapport lidar correspondant à des profils d'extinction non physiques.

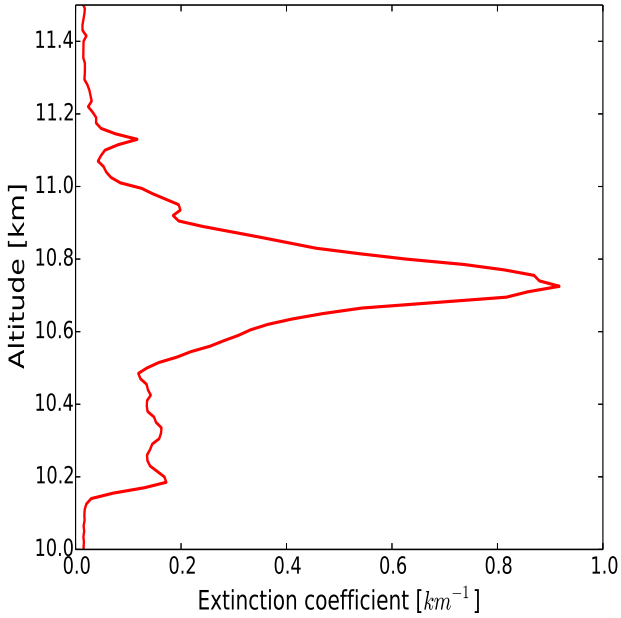


FIGURE *2.11 – Profil du coefficient d'extinction $\alpha(z)$ obtenu pour le cas du 2 septembre 2011 à 20h TU, avec un rapport lidar de 21 sr obtenu en appliquant l'inversion de Klett (1981).*

Nous montrons, à titre d'exemple, la figure 2.12 issue de Ansmann et al. (1992) qui présente le profil d'extinction obtenu à partir de l'inversion de Klett vers l'avant (en tiret) et vers l'arrière (en trait plein) pour différentes valeurs du rapport lidar. Nous remarquons sur la figure 2.12 (d), l'instabilité de l'inversion de Klett vers l'avant pour un rapport lidar égale à 19 sr qui conduit à une divergence du profil d'extinction.

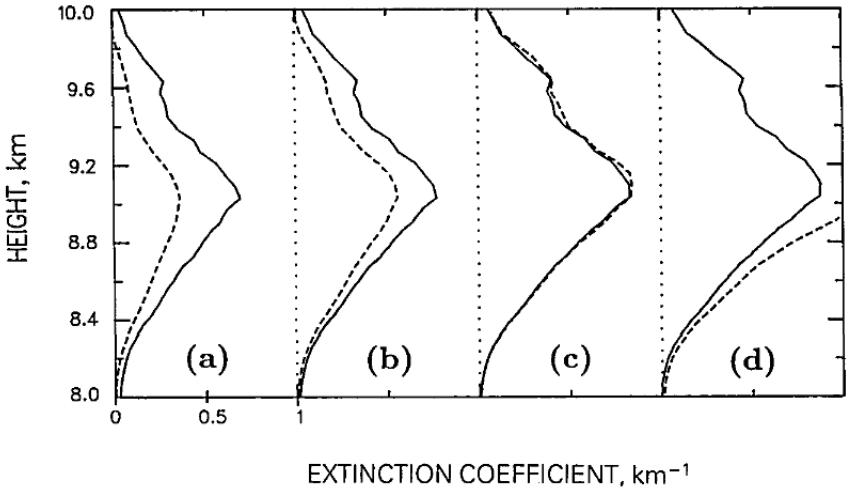


FIGURE *2.12 – Profil d'extinction obtenu pour un même nuage en appliquant l'inversion de Klett vers l'avant (en tiret) et vers l'arrière (en trait plein) pour une valeur du rapport lidar égale à (a) 10, (b) 13, (c) 16 et (d) 19 sr (Ansmann et al., 1992).*

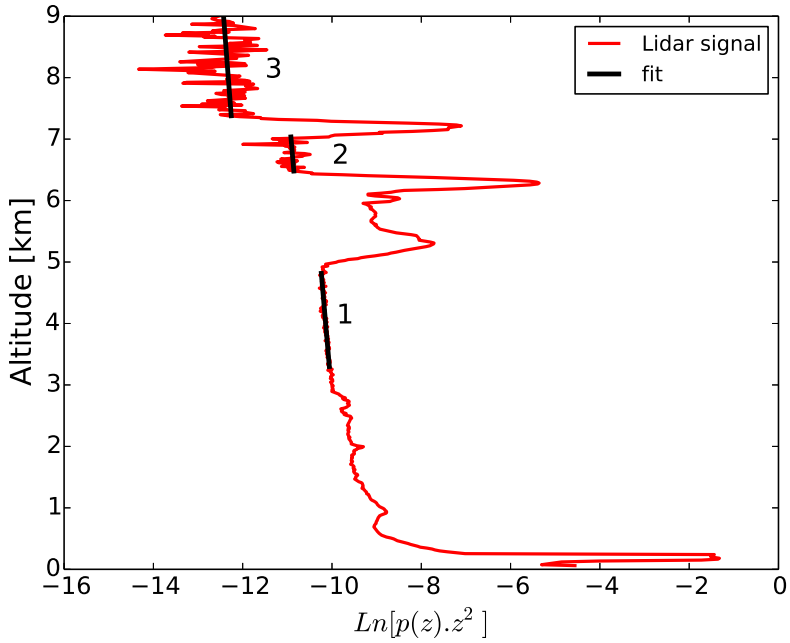
2.3.9 Cas des situations nuageuses multi-couches

Nous présentons dans cette partie les étapes de traitement que nous avons appliquées pour les situations nuageuses multi-couches, en présentant deux cas d'études illustrés sur la figure 2.13 (a) et (b). La figure 2.13 (a) montre l'exemple d'un profil lidar acquis le 10 septembre 2010 montrant deux couches nuageuses. La courbe rouge présente le signal rétrodiffusé moyenné sur 3 min. Les courbes noires (1), (2) et (3) montrent les régressions linéaires au-dessous et au-dessus de chaque couche nuageuse. P_1, P_2 et P_3 correspondent respectivement à l'ordonnée à l'origine des courbes (1), (2) et (3). L'épaisseur optique de chaque couche nuageuse est calculée à partir de la méthode de transmittance. Par conséquent, elle est égale à la moitié de la différence entre les ordonnées à l'origine des droites de régression au-dessous et au-dessus de chaque couche nuageuse (voire section 2.3.6). Le tableau 2.5 présente les valeurs caractéristiques pour le calcul de la première et la deuxième couche nuageuse. Le calcul de ΔCOT^* (dans le tableau 2.5) est présenté dans la section 2.3.11. Nous trouvons une épaisseur optique de la première et de la deuxième couche nuageuse égale, respectivement, à 0.228 et 0.673. Pour ce cas d'étude nous restituons les paramètres géométriques (altitude de la base, altitude du sommet, épaisseur géométrique) et optiques (COT^*, $\alpha(z)$, $\beta(z)$, LR^*) des deux couches nuageueses. Le deuxième cas d'étude illustré sur la figure 2.13 (b) montre un exemple de deux couches

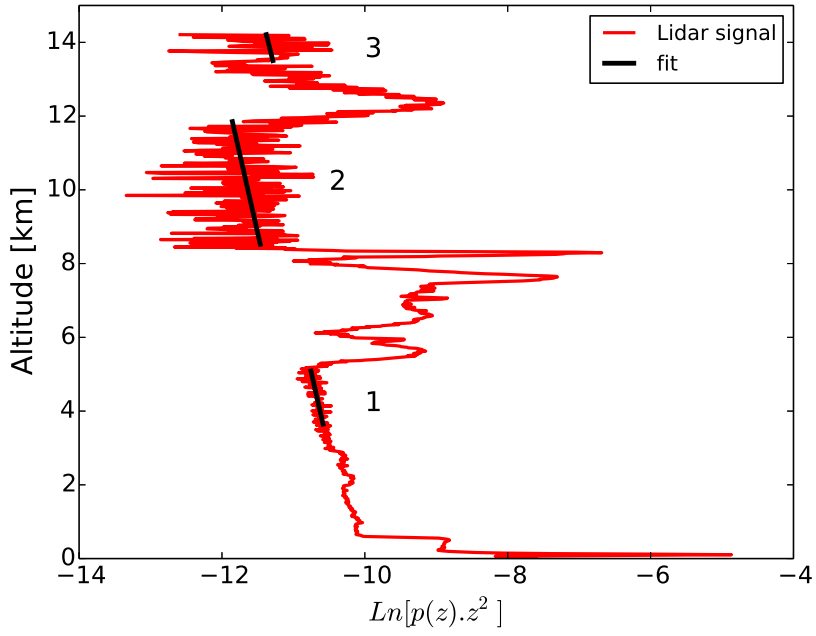
nuageuses détectées sur un profil lidar acquis le 27 septembre 2013. Dans ce cas, nous trouvons une épaisseur optique positive pour la première couche nuageuse de 0.217, tandis que notre algorithme trouve une valeur négative d'épaisseur optique pour la deuxième couche, dû à l'atténuation du signal lidar après la traversée du nuage (SNR_3 faible et $P_3 > P_2$). Dans le cas où nous trouvons une épaisseur optique négative (deuxième couche), nous limitons notre étude à la détermination de l'altitude de la base du nuage et à l'estimation de l'altitude du sommet apparente (voir section 2.3.6) et la restitution de l'épaisseur optique sans déterminer $\alpha(z)$, $\beta(z)$, LR^*.

Caractéristqiues	10-09-2010 (figure 2.14, (a))	27-09-2013(figure 2.14, (b))
Altitude de la base (km) première couche (deuxième couche)	4.79 (7.03)	5.14 (11.94)
Altitude du sommet (km) première couche (deuxième couche)	6.66 (7.59)	8.68 (13.50)
P_1	-9.669	-10.157
P_2	-10.127	-10.592
P_3	-11.474	-9.543
SNR_1	163	112
SNR_2	33	15
SNR_3	22	9
$COT_1^*=\frac{1}{2}(P_1\text{-}P_2)$	0.228	0.217
$\Delta COT_1^*=\frac{1}{2}[\frac{1}{SNR_1^2}+\frac{1}{SNR_2^2}]$	4.70E-04	1.27E-03
$COT_2^*=\frac{1}{2}(P_2\text{-}P_3)$	0.673	négative
$\Delta COT_2^*==\frac{1}{2}[\frac{1}{SNR_2^2}+\frac{1}{SNR_3^2}]$	1.42E-03	2.78E-03
LR^* (sr) première couche (deuxième couche)	10 (20)	10 (-)

Table ***2.5 – Valeurs caractéristiques des deux cas d'étude illustrés sur la figure 2.13 (a) et (b).***



(a) $COT^*_{1er-nuage}>0$ et $COT^*_{2me-nuage}>0$.



(b) $COT^*_{1er-nuage}>0$ et $COT^*_{2me-nuage}<0$

FIGURE *2.13 – Illustration d'un profil lidar montrant deux couches nuageuses acquis le (a) 10 septembre 2010 et (b) 27 septembre 2013. Le profil lidar rétrodiffusé est en rouge. Les courbes noires (1), (2) et (3) correspondent aux régressions linéaires au-dessous et au-dessus de chaque couche nuageuse.*

2.3.10 Algorithme de traitement

Pour résumer la méthodologie décrite précédemment, le schéma 2.14 présente l'algorithme que nous avons développé pour détecter les nuages à partir des données lidar au sol à Lille.

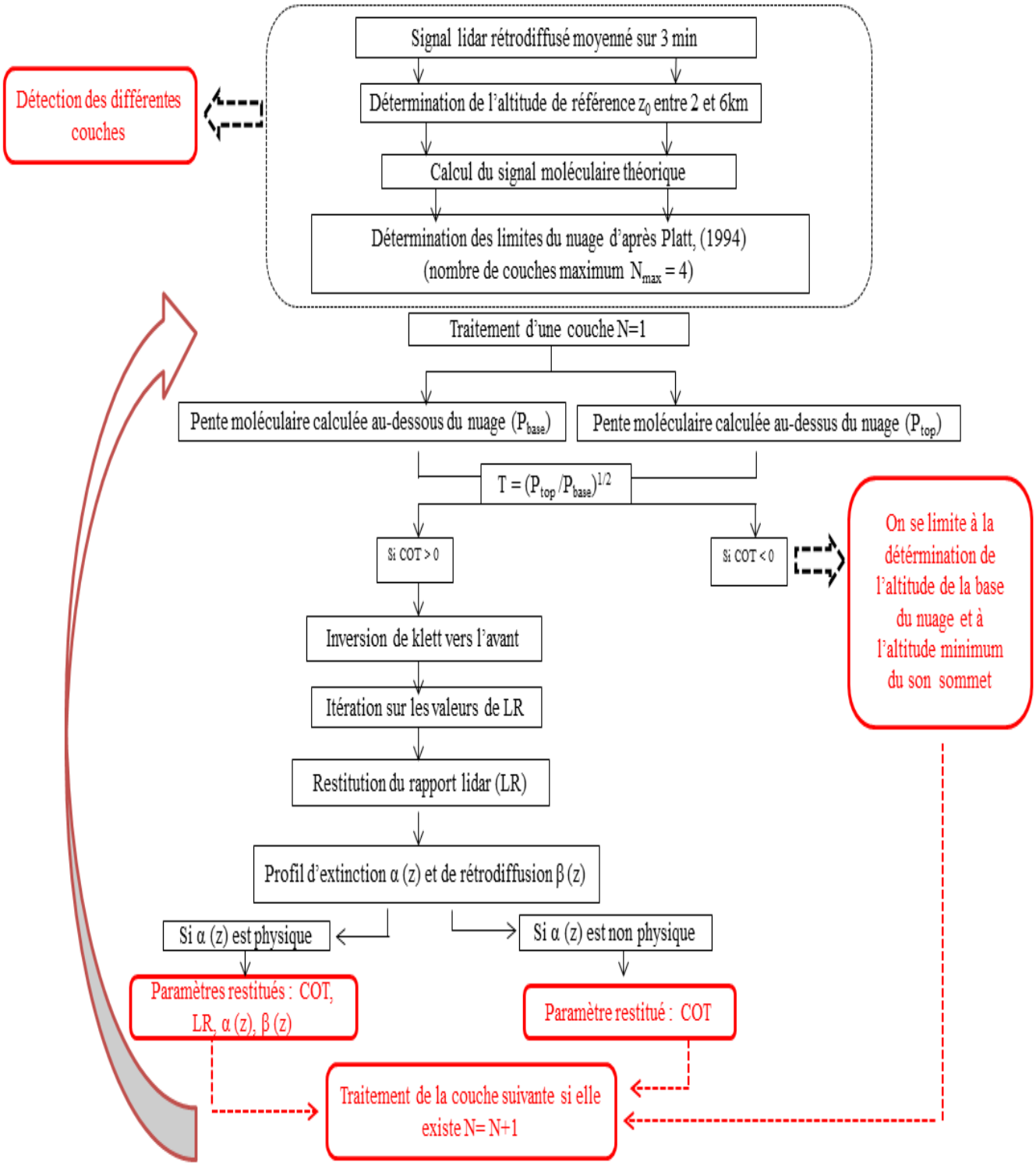


FIGURE *2.14 – Schéma de l'algorithme de traitement et d'inversion des données lidar au sol.*

Les principaux critères utilisés dans l'algorithme de traitement appliqué dans la suite de cette étude sont les suivants :

- Une observation nuageuse est la moyenne de quatre profils lidar successifs, ce qui correspond à une durée d'observation d'environ 3 min.
- Les observations considérées sont celles correspondant à des valeurs d'épaisseurs optiques positives (voir figure 2.11).
- Deux couches de nuages détectées l'une au-dessus de l'autre sont considérées comme indépendantes lorsqu'elles sont séparées d'au moins 300 m (20 portes).
- Aucune correction de diffusion multiple n'est effectuée pour établir la climatologie présentée dans le chapitre 3, équivalent à une valeur de $\eta = 1$. Néanmoins, une discussion concernant la détermination du facteur de diffusion multiple est développée dans le chapitre 4.

Après la mise en place de cet algorithme de détection des nuages, nous avons créé une base de données "nuages" sur la période 2008-2014 à partir de l'ensemble des mesures lidar à Lille (50.65°N, 3.08°E), disponible sur le site web (`http://www-loa.univ-lille1.fr/Instruments/lidar/calendriers/index_cal.php`) et des profils de température mesurés à Bruxelles (50.75°N, 4.77°E), à 115 km de Lille (voir section 1.7). Si les profils de Bruxelles ne sont pas disponibles, nous utilisons ceux de Trappes (48.76°N, 2°E) qui sont également disponibles via le même site web.

Comme nous l'avons expliqué dans l'introduction de ce document, cette thèse est centrée sur la caractérisation et l'étude statistique d'un type spécifique de nuage, les "cirrus". Nous utilisons le terme "cirrus" pour tous les nuages qui ont une température de la base inférieure à -25 °C, et qui sont donc, en majorité, composés de cristaux de glace. Cette valeur seuil de température a été utilisée dans différentes études des cirrus (citons : Goldfarb et al. (2001) et Hoareau et al. (2013)). D'autres études (citons par exemple : Giannakaki et al. (2007) et Cadet et al. (2003)) ont proposé une autre valeur seuil, égale à -38 °C à l'altitude du milieu ou du sommet du nuage (voir aussi tableau 3.7). Cependant, nous avons vu dans le chapitre 1 que la formation des cristaux de glace peut se produire via des processus hétérogènes pour des températures supérieures à -38 °C. Des cristaux de glace peuvent donc se former à des températures inférieures à -25 °C.

C'est pourquoi, nous avons choisi dans ce travail la valeur seuil de -25 °C au niveau de l'altitude de la base du nuage pour identifier les cirrus parmi l'ensemble des situations nuageuses observées. Ce critère supplémentaire est apporté a posteriori pour distinguer les cirrus des autres nuages dans notre base de données.

2.3.11 Analyse des incertitudes et des biais

Cette section est consacrée à l'analyse des incertitudes associées aux différents paramètres intervenant dans la résolution et l'inversion de l'équation lidar. Nous analysons tout d'abord le choix de l'altitude de référence z_0. Nous présentons ensuite les erreurs liées à la restitution de l'épaisseur optique et du rapport lidar. Enfin nous évaluons la sensibilité du nombre d'observations des cirrus liée au choix de la température seuil choisie pour l'identification d'un cirrus.

Le choix de l'altitude de référence z_0 présentée dans la section 2.3.3 peut engendrer des incertitudes sur les différents paramètres dérivés de l'équation lidar (altitude de la base du nuage, altitude du sommet, épaisseur optique, rapport lidar et coefficient d'extinction). Le choix de z_0 est lié à l'hypothèse qu'une quantité négligeable de particules se trouve à cette altitude. L'estimation quantitative des incertitudes liées au choix de l'altitude de référence est difficile. Dans notre étude, afin d'estimer ces incertitudes, nous avons imposé une variation de z_0 entre 2 et 8 km avec un pas de croissance de 250 m. Nous avons ensuite réalisé l'inversion dans chacun des cas. Pour les cas où z_0 correspond à des pics de bruit, l'inversion donne une valeur d'épaisseur optique négative, et par conséquent, un coefficient d'extinction négatif ce qui n'est pas physique. Dans ces cas, l'inversion n'est pas réalisée. Le tableau 2.6 présente les valeurs des différents paramètres restitués en fonction de la valeur z_0 imposée pour le profil du 2 septembre 2011 à 20h TU ; la ligne en rouge présente les résultats obtenus pour z_0 identifiée par la méthode décrite précédemment (section 2.3.3).

z_0 imposée	base (km)	sommet (km)	COT^*	LR^* (sr)	α (km^{-1})	Δ LR^*= $\lvert LR^*$-21$\rvert$ et (Δ LR^* /LR^*)
2.010	10.095	11.280	0.286122	19.2	0.939823	1.8 (8%)
2.2350	10.095	11.280	0.286122	19.2	0.939621	1.8 (8%)
2.685	10.095	11.295	0.286551	17.8	0.933443	3.2 (15%)
3.585	10.095	11.295	0.286551	18.6	0.935635	2.4 (11%)
4.935	10.095	11.295	0.286551	19.7	0.936344	1.3 (6%)
5.160	10.095	11.295	0.286551	20.3	0.941054	0.7 (3%)
5.385	10.095	11.295	0.286551	20.4	0.937856	0.6 (3%)
5.610	10.095	11.295	0.286551	21.5	0.938912	0.5 (2%)
5.700	10.095	11.295	0.28655	21.0	0.939816	
5.835	10.095	11.280	0.286122	22.4	0.938542	1.4 (6%)
6.060	10.095	11.295	0.286551	21.0	0.937400	0 (0%)
6.285	10.095	11.295	0.286551	22.1	0.938366	1.1 (5%)
6.51	10.095	11.295	0.286551	21.8	0.936344	0.8 (4%)
6.96	10.095	11.280	0.286122	23.7	0.937662	2.7 (13%)
7.185	10.095	11.295	0.286551	21.7	0.935412	0.7 (3%)
7.410	10.095	11.280	0.286122	24.0	0.938539	3 (14%)
7.635	10.095	11.280	0.286122	24.3	0.939132	3.3 (15%)
7.860	10.095	11.220	0.278115	24.7	0.915090	3.7 (17%)

TABLE ***2.6*** *– **Variation des différents paramètres dérivés de l'équation lidar en imposant z_0 entre 2 et 8 km : altitude de la base, et du sommet, l'épaisseur optique (COT^*), rapport lidar (LR^*), valeur maximale du coefficient d'extinction (α) du nuage. La ligne en rouge présente les valeurs obtenues en inversant l'équation avec z_0 déterminée par la méthode développée dans notre algorithme (section 2.3.3).***

Nous remarquons dans le tableau 2.6 que les paramètres restitués varient légèrement en fonction de la valeur z_0 imposée, sauf le rapport lidar qui montre une nette tendance à l'augmentation lorsque z_0 croit. Un rapport lidar de 21 sr est trouvé par la méthode décrite précédemment (section 2.3.3). Le choix de l'altitude de référence z_0 influe principalement sur la restitution du rapport lidar en engendrant une incertitude de l'ordre de $\pm$ 3 sr, et donc une incertitude relative de l'ordre de 8%. Le cas d'étude présenté ci-dessous, nous a permis d'évaluer l'incertitude due au choix de l'altitude de référence z_0 ; cependant, une analyse plus générale sera nécessaire pour confirmer ce résultat.

L'ensemble des propriétés des nuages dérivées dans les sections précédentes dépendent fortement du rapport signal sur bruit du signal lidar. La détermination de l'altitude de la base et du sommet du nuage est liée directement au rapport signal sur bruit (SNR : Signal Noise Ratio) ; plus ce rapport augmente, meilleure est la détermination de ces altitudes. L'épaisseur optique du nuage est déterminée à partir de la méthode de transmittance présentée dans la section 2.3.6 en comparant le signal rétrodiffusé au-dessous et au-dessus de la couche nuageuse. Donc l'incertitude sur l'épaisseur optique est liée directement au rapport signal sur bruit. Cette incertitude peut être estimée d'après Chen et al. (2002),

par :

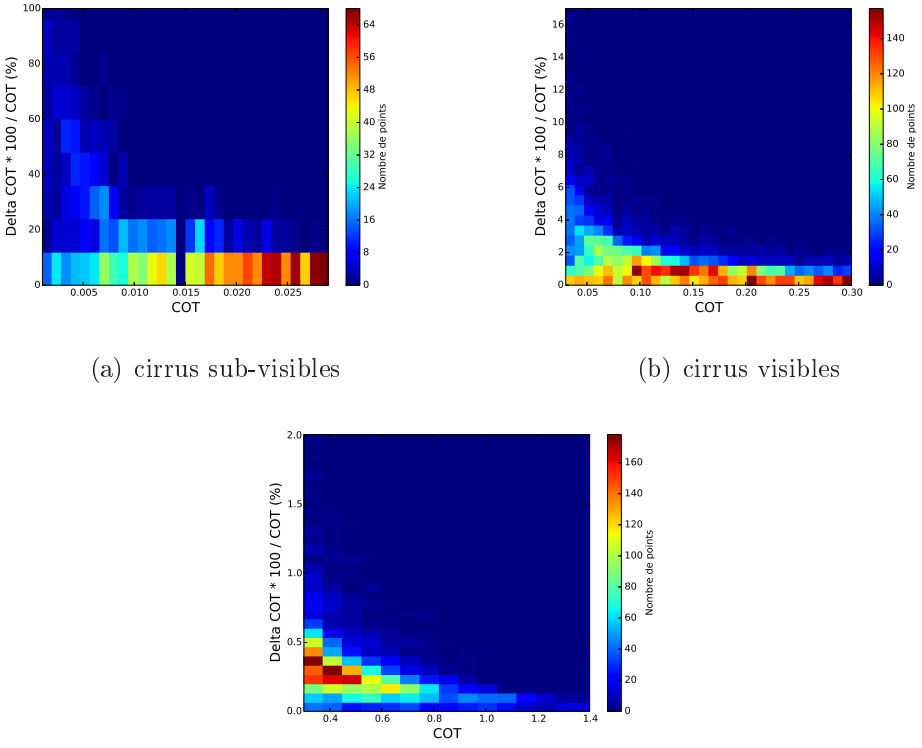
$$\Delta COT^{*} = \frac{1}{2}[\frac{\Delta P_{top}^{2}}{P_{top}^{2}} + \frac{\Delta P_{base}^{2}}{P_{base}^{2}}] = \frac{1}{2}[\frac{1}{SNR_{top}^{2}} + \frac{1}{SNR_{base}^{2}}]. \quad (2.20)$$

Nous rappelons que dans notre algorithme, P_{base} et P_{top} correspondent à l'ordonnée à l'origine de la régression linéaire au-dessous et au-dessus de la couche nuageuse. Des valeurs typiques peuvent être obtenues à partir de cette relation :

$$\Delta\ COT^{*} < 0.01, \text{ pour } SNR_{base} > 10,\ SNR_{top} > 10.$$
$$\Delta\ COT^{*} < 0.001, \text{ pour } SNR_{base} > 30,\ SNR_{top} > 30.$$

Dans cette étude nous utilisons la classification des cirrus selon leurs épaisseurs optiques d'après Sassen et Cho (1992). Les cirrus sub-visibles sont caractérisés par leurs épaisseurs optiques inférieures à 0.03, les cirrus visibles ($0.03<COT<0.3$) et les cirrus opaques correspondent à des épaisseurs optiques supérieures à 0.3. La figure 2.15 présente l'incertitude relative de l'épaisseur optique, calculée à partir de l'équation 2.20, en fonction de chaque type de cirrus. Sur la période de mesures 2008-2014 nous trouvons une épaisseur optique maximale des cirrus de 1.2 (voir chapitre 3). Cette valeur maximale correspond à la catégorie des cirrus semi-transparents. Nous trouvons pour la même période une valeur moyenne des incertitudes sur l'épaisseur optique de 2.5 %. Néanmoins que cette valeur varie selon la classe de nuage. Nous trouvons une incertitude moyenne respectivement de 15 %, de 1.29 % et de 0.27 % pour les nuages sub-visibles, visibles et Semi Transparents.

Concernant le rapport lidar, comme nous l'avons expliqué dans la section 2.3.7, il est obtenu en inversant l'équation lidar de manière itérative pour obtenir une épaisseur optique COT^{*}_{klett} proche de celle obtenue par la méthode de transmittance. En fin d'itération, l'écart obtenu entre les deux valeurs de l'épaisseur optique est de l'ordre [10^{-3}, 10^{-5}], ce qui est considéré satisfaisant car la précision sur la valeur de COT est de l'ordre de 10^{-3}.



(a) cirrus sub-visibles

(b) cirrus visibles

(c) cirrus Semi Transparents

FIGURE *2.15 – Incertitudes sur les épaisseurs optiques, calculées à partir de l'équation 2.20 (Chen et al., 2002), en fonction de chaque type de cirrus. Les échelles varient en fonction du type de cirrus.*

Enfin nous évaluons la sensibilité du nombre d'observations des cirrus liée au choix de la température seuil. En effet, nous classifions une couche nuageuse "cirrus" lorsque la température de la base est inférieure à -25 °C (voir section 2.3.10). Ce critère peut paraître subjectif mais a été utilisé dans plusieurs études (citons : Goldfarb et al. (2001) et Hoareau et al. (2013)). Cependant les valeurs de températures utilisées parviennent de radiosondages à Bruxelles (à 115 km de Lille) et peuvent différer légèrement des valeurs réelles observées à Lille. Afin de quantifier la sensibilité de l'identification des cirrus au choix de la température de seuil, nous avons fait varier arbitrairement le critère de la température seuil dans un intervalle de ± 2°C autour de -25 °C. Le tableau 2.7 montre le nombre d'observations de cirrus en fonction de la température de seuil pour un intervalle de ± 2°C autour de -25 °C et la variation relative correspondante. La ligne en rouge correspond à la valeur obtenue en utilisant la valeur seuil de -25 °C. La variation de la température de seuil dans l'intervalle [-23 °C, -27 °C] avec un pas de 1 °C amène donc à une variation relative maximale du nombre d'observations des cirrus de 8%.

Température seuil (°C)	Nombre d'observations	variation relative (%)
-23	27735	8
-24	26697	4
-25	25726	
-26	24677	4
-27	23738	8

TABLE *2.7 – Nombre d'observations de cirrus en fonction de la température de la base du nuage, dans un intervalle de ± 2 °C autour de la température seuil (-25 °C), sur la période 2008-2014.*

En résumé cette étude a permis d'évaluer les limites de détection des cirrus à l'aide du micro lidar CIMEL. Nous avons estimé que la valeur maximale de l'épaisseur optique est égale à 1.2. La première analyse des incertitudes présentée dans cette partie nous a permis également d'évaluer la précision des méthodes de restitution des propriétés géométriques et optiques des cirrus. Nous trouvons une incertitude relative moyenne sur les épaisseurs optiques égale à 2.5 %. Cependant, cette incertitude dépend du type de cirrus, et elle est plus grande pour les cirrus sub-visibles avec une valeur de 15%.

2.4 Premières analyses des paramètres de nuages à partir de notre méthode

2.4.1 Variation temporelle des caractéristiques du nuage : cas d'étude du 6 décembre 2011

Pour illustrer les différentes étapes de la méthodologie décrite précédemment, nous présentons dans cette partie la variation temporelle des caractéristiques du nuage déterminées pour un cas d'étude du 6 décembre 2011. Nous discutons également dans cette partie les limites des méthodes de restitution développées dans ce travail et décrites dans les sections précédentes.

La figure 2.16 présente la série temporelle des profils de rétrodiffusion obtenus à partir du lidar CIMEL à Lille. Cette figure montre clairement un nuage observé à plus de 6 km d'altitude à partir de 10 h TU. La figure 2.17 présente le champ nuageux observé par l'instrument MODIS à bord du satellite AQUA, lors de son passage au-dessus de Lille à 12h35 TU le même jour. On voit clairement au-dessus de Lille (matérialisé par le rectangle rouge) une masse nuageuse venant du Nord-Ouest et associée à la dépression centrée sur

environ 60 °N de latitude (les nuages apparaissent en blanc dans cette zone).

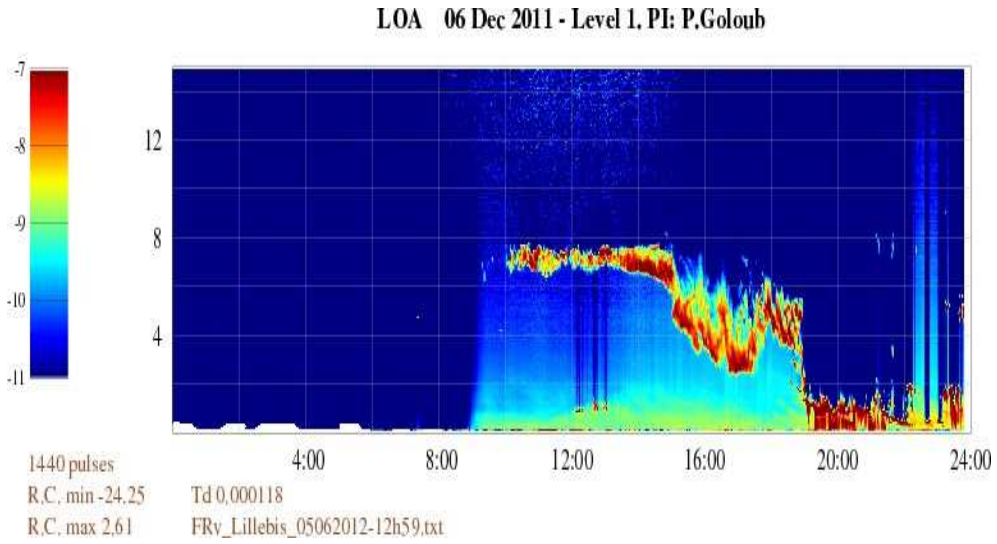


FIGURE *2.16 – Quick-look obtenu à partir du lidar CAML CE-370 à Lille, pour le cas du 6 Décembre 2011. L'échelle de couleur présente le signal rétrodiffusé en* $ln(P(z).z^2)$

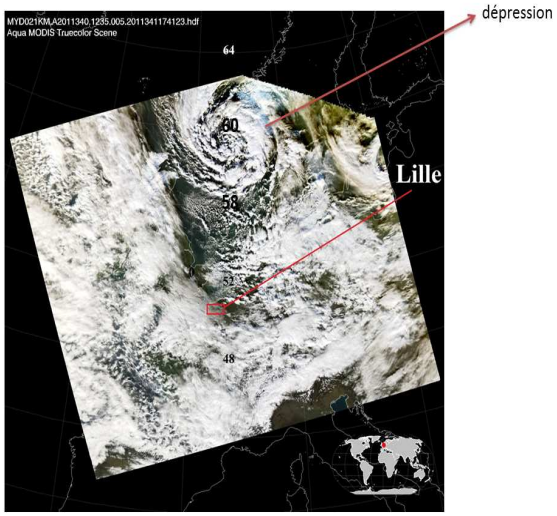


FIGURE *2.17 – Champs nuageux observés par MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) embarqué sur la plate-forme AQUA, qui montre la situation du 6 décembre 2011 à 12h35 TU.*

La figure 2.18 présente l'évolution de l'altitude de la base et du sommet du nuage haut détecté à partir de la méthode présentée dans la section (2.3.5) pour la journée du 6 décembre 2011 à Lille entre 10 h et 15 h environ. Ce nuage est détecté entre 6 km et 8 km d'altitude. On observe clairement la baisse de la base du nuage après 14 h puisqu'elle diminue de près de 1 km après 15 h. Comme expliqué en section 2.3.11, la détermination

de l'altitude de la base et du sommet du nuage est liée directement au rapport signal sur bruit (SNR_{base} et SNR_{top}), avec SNR_{base} toujours supérieur au SNR_{top} dans le cas d'un lidar au sol. À titre d'exemple, pour ce cas d'étude, une valeur moyenne de SNR_{base} et SNR_{top} est respectivement de 90 et 40 ; une valeur maximale des deux grandeurs est également trouvée, respectivement de 200 et 140. Le pic observé sur la figure 2.18 à 12 h 18 (et un deuxième à 13 h 06) donnent des valeurs d'épaisseur optique négatives ce qui est due à un rapport signal sur bruit très faible (SNR_{top} inférieur à 10). Par conséquent, pour ces situations, l'inversion des propriétés optiques nuageuses ne peut pas être réalisée ($\alpha(z)$, $\beta(z)$, LR^*).

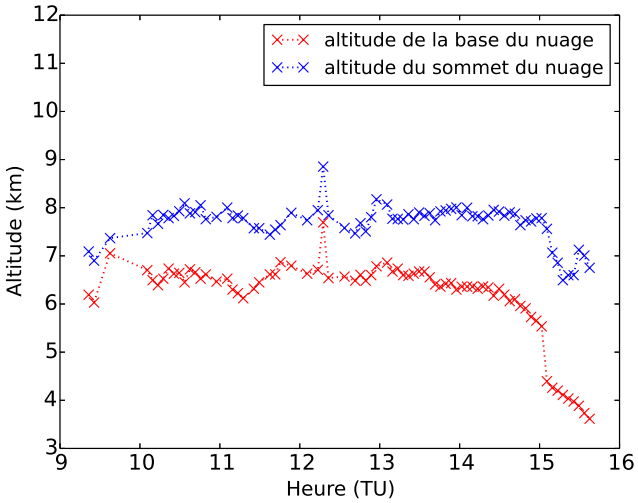


FIGURE *2.18 – Variation de l'altitude du nuage en fonction du temps le 6 décembre 2011.*

La variation de l'épaisseur optique obtenue par la méthode de transmittance est présentée sur la figure 2.19 et celle du rapport lidar obtenue par l'inversion de Klett est présentée sur la figure 2.20. Aucune correction de diffusion multiple n'est faite ici ($\eta = 1$). Comme nous l'avons vu dans la section 2.3.8, l'inversion de Klett peut restituer des profils d'extinction divergents et par conséquent un rapport lidar non physique. Dans le cas du 6 décembre 2011, 25 % des cas donnent des profils d'extinction divergents. Par conséquent, pour ces cas, nous ne prenons pas en compte les valeurs du rapport lidar obtenues à partir de l'inversion de Klett décrite dans la section 2.3.7 et ils ne sont donc pas présentés sur la figure 2.20. Pour cette journée, on trouve une valeur moyenne de COT^* de 0.48 ± 0.23 et du rapport lidar de 32 ± 16 sr. Dans ce cas d'étude nous remarquons le passage d'un front chaud par la présence de nuages hauts à partir de 9 h, puis de nuages plus bas vers 14 h

(figure 2.16). Nous remarquons également que le nuage s'épaissit optiquement à partir de midi (figure 2.19) ainsi qu'une diminution du rapport lidar (figure 2.20) à partir de 10 h. Ceci pourrait s'expliquer par le changement de la phase des particules durant le passage du front.

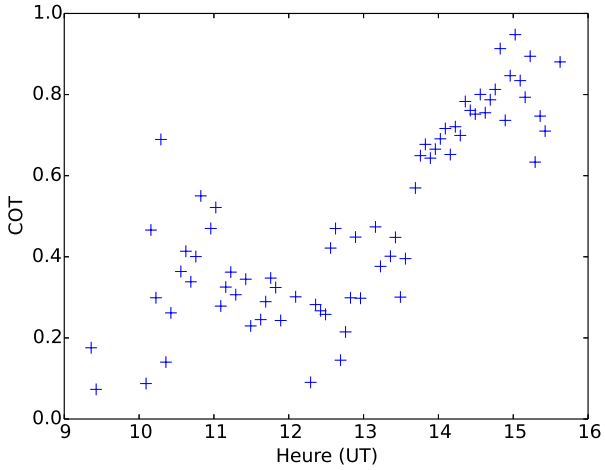


FIGURE *2.19 – Variation de l'épaisseur optique du nuage, COT^*, en fonction du temps le 6 décembre 2011.*

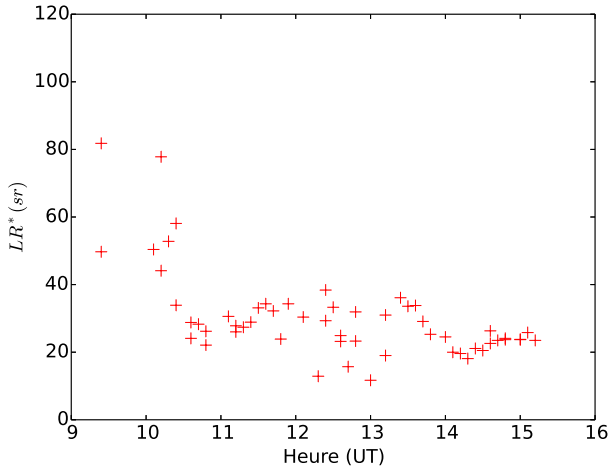


FIGURE *2.20 – Rapport Lidar en fonction du temps pour le 6 décembre 2011.*

Le profil du coefficient d'extinction est calculé à partir de l'inversion de Klett vers l'avant décrite dans la section 2.3.8. Cette méthode appliquée à l'ensemble des profils mesurés va nous permettre de réaliser une série temporelle des coefficients d'extinction. Nous présentons la série obtenue pour le cas du 6 décembre 2011 sur la figure 2.21. Comme nous l'avons vu précédemment, dans 25 % des cas il est impossible de trouver un rapport lidar qui permet de converger les profils de coefficient d'extinction. Les profils d'extinction

associés à ces cas ne sont pas donc présentés sur la figure 2.21. Nous remarquons sur la figure 2.21 que les maximums de coefficient d'extinction sont atteints au voisinage du sommet de la couche avant la baisse de la couche et qu'à partir de 14 h le maximum d'extinction est plus proche de l'altitude de la base.

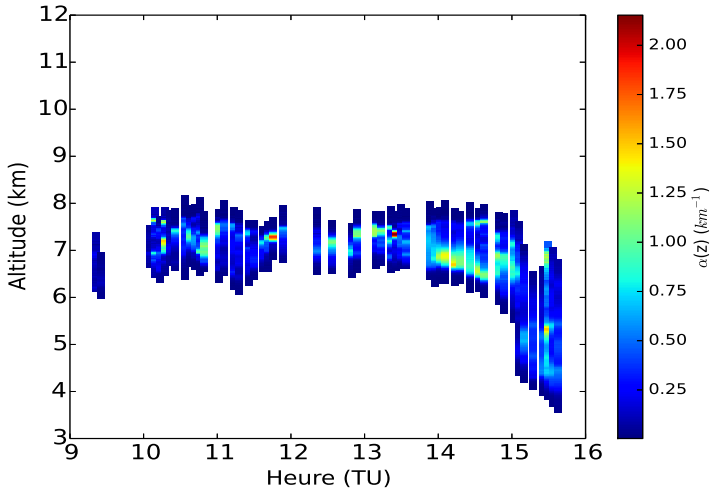


FIGURE *2.21 – Profil du coefficient d'extinction du nuage en fonction du temps pour le 6 décembre 2011.*

En résumé, la méthodologie que nous avons utilisée dans cette étude permet un traitement automatique des données lidar. L'algorithme développé permet la détection des couches nuageuses, ainsi que la détermination de leurs propriétés géométriques et optiques. Il est alors possible d'effectuer des études statistiques et des analyses temporelles de ces propriétés, comme nous l'avons illustré dans cette partie à partir d'un exemple de traitement pour le 6 décembre 2011.

2.4.2 Comparaison avec les produits photométriques

Afin d'évaluer la méthode de restitution de l'épaisseur optique à partir des mesures lidar sol, nous présentons dans cette partie un exemple de comparaison des épaisseurs optiques obtenues par le lidar avec celles obtenues par un photomètre solaire. Contrairement au lidar, le photomètre est un instrument de télédétection passive qui utilise la lumière solaire comme source lumineuse et il donne accès à une mesure intégrée sur une certaine distance de l'atmosphère. La restitution de l'épaisseur optique à partir des mesures passives est donc pénalisée par les situations nuageuses multicouches. Nous avons choisi de présenter la comparaison des épaisseurs optiques pour un cas nuageux

monocouche, celui du 7 septembre 2013.

Le photomètre est constitué d'un détecteur qui vise le soleil et suit sa course tout au long de la journée. Il fonctionne à plusieurs longueurs d'onde et il permet de mesurer la transmission de l'atmosphère. La figure 2.22 montre le photomètre solaire CE-318, disponible sur la plate-forme d'observation du laboratoire, et équipant le réseau mondial des photomètres automatiques AERONET. Ce réseau comporte aujourd'hui près de 250 stations réparties sur tous les continents.

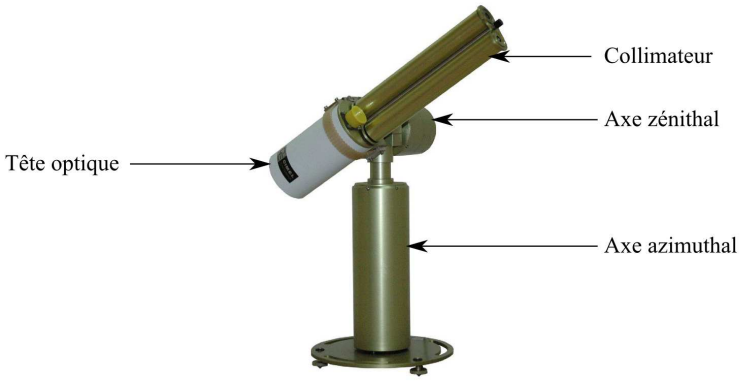


FIGURE ***2.22 – Photomètre CE-318 de la société CIMEL, installé sur la plate-forme d'observations du Laboratoire d'Optique Atmosphérique (LOA) à Lille et équipant le réseau AERONET.***

Les propriétés optiques des aérosols dérivées de l'instrument sont disponibles sur le site web AERONET (`http://aeronet.gsfc.nasa.gov/`) pour trois niveaux de qualité : le niveau 1 (toutes les données), le niveau 1.5 (données filtrées des nuages), le niveau 2 (données filtrées des nuages et avec contrôles de qualité). Par ailleurs, le niveau 1 fournit l'épaisseur optique totale (nuage+aérosols), les niveaux 1.5 et 2 correspondant à celle des aérosols uniquement. Par conséquent, pour un temps donné, en cas de présence de nuages, les valeurs d'épaisseur optique des aérosols ne sont pas fournies dans les niveaux 1.5 et 2. La figure 2.23 présente les épaisseurs optiques obtenues par le photomètre, pour le niveau 1 en rouge et pour le niveau 1.5 en bleu, pour le 7 septembre 2013. Afin d'obtenir une approximation de l'épaisseur optique du nuage par le photomètre, nous avons calculé la différence entre l'épaisseur optique totale (niveau 1) au temps t_1 et l'épaisseur optique des aérosols (niveau 1.5) au temps t_2 proche de t_1, en faisant l'hypothèse que l'épaisseur optique des aérosols n'a pas varié entre t_1 et t_2. Par conséquent, les épaisseurs optiques des nuages déduites à partir des données photométriques sont présentées sur la figure 2.23

(courbe rose). La courbe noire présente les épaisseurs optiques obtenues par la méthode de traitement appliquée au lidar présentée dans la section 2.3.6. On constate la même allure pour les deux courbes, c'est à dire une augmentation de l'épaisseur optique du nuage en fonction du temps, avec un pic entre 8 h 30 et 9 h 30, à 13 h et à 16 h 30. Les deux rectangles verts sur la figure signalent les valeurs les plus proches dans le temps obtenues avec la méthode appliquée. Pour ces deux cas, une différence sur l'épaisseur optique est trouvée de l'ordre de 0.01 (vers 13 h) et de 0.02 (vers 16 h). Une telle comparaison est uniquement informative car son automatisation présente peu d'intérêt puisque, d'une part les conditions d'observation sont différentes pour le photomètre et le lidar (le photomètre ne vise jamais dans la même direction que le lidar), et d'autre part il faut faire une approximation pour calculer l'épaisseur optique des nuages à partir des données photométriques (même valeur d'épaisseur optique des aérosols au temps t_1 et t_2). Comme les variabilités temporelle et spatiale des épaisseurs optiques du nuage sont souvent importantes, cela complique l'exercice de comparaison qui est fait ici.

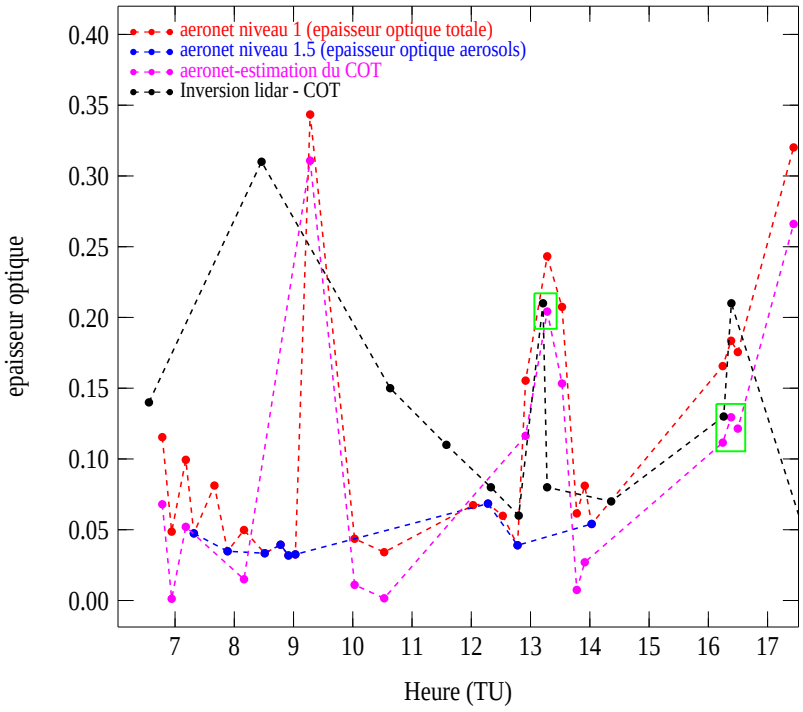


FIGURE *2.23 – Comparaison des épaisseurs optiques déduites à partir des données photométriques (courbe rose) et du lidar (courbe noire) à Lille le 7 Septembre 2013.*

2.5 Conclusion

Dans ce chapitre, nous avons décrit en détail l'algorithme développé pour traiter de manière automatique les mesures issues du micro-lidar sol au LOA afin de restituer les propriétés géométriques (altitude de la base, altitude du sommet, épaisseur géométrique) et optiques (épaisseur optique (COT^*), rapport lidar (LR^*), coefficient d'extinction $\alpha(z)$ et coefficient de rétrodiffusion $\beta(z)$) des nuages, et plus particulièrement des cirrus qui est l'objet central de cette thèse. Différents niveaux de restitution des propriétés géométriques et optiques sont donc effectués à partir de cet algorithme. Tout d'abord, nous avons conservé les cas pour lesquels COT^* est restituée et dont nous déterminons les différentes propriétés géométriques et optiques du nuage. Parmi ces derniers cas, si le profil d'extinction est non physique nous ne prenons pas compte du LR^* ; cependant, nous déterminons tout de même dans ce cas les propriétés géométriques et la seule propriété optique restituée est l'épaisseur optique du nuage. Enfin, les cas pour lesquels nous ne déterminons pas COT^*, dû à l'atténuation du signal lidar après la traversée du nuage, nous restituons l'altitude de la base et l'altitude apparente du sommet mais elles ne seront pas prises en considération dans la climatologie établie dans le chapitre 3 de la thèse.

Pour illustrer les différentes étapes et les potentialités de l'algorithme développé, il a été appliqué à un cas d'étude correspondant à la journée de mesures lidar du 6 décembre 2011. En outre, une comparaison satisfaisante, toujours pour un cas d'étude, est obtenue entre les épaisseurs optiques dérivées à partir d'un photomètre solaire avec celles dérivées du lidar sol à Lille. Ces cas d'étude ainsi que des nombreux tests d'application de cet algorithme qui ne sont pas présentés dans ce chapitre, ont permis de tester l'algorithme développé et ont montré des résultats satisfaisants. Les méthodes d'inversion que nous avons développées dans ce travail nous semblent donc robustes et elles seront appliquées dans le chapitre suivant sur une longue série temporelle. Cet algorithme permet donc de restituer pour la première fois les propriétés des cirrus sur le site de Lille à partir des mesures lidar disponible au LOA sur une longue période. Dans les chapitres suivants de cette thèse nous présentons donc une climatologie des cirrus sur le site de Lille pour la période 2008-2014, ainsi qu'une inter-comparaison entre les résultats obtenus avec le lidar au sol et le lidar spatial CALIOP.

CHAPITRE 3

Climatologie des cirrus observés à Lille sur la période 2008-2014

3.1 Introduction

Nous nous intéressons dans cette thèse à l'étude des cirrus à partir des mesures du lidar installé à Villeneuve-d'Ascq sur le site de l'université de Lille. En appliquant l'algorithme décrit dans la section précédente aux mesures lidar effectuées durant la période 2008-2014, nous avons réalisé une climatologie des propriétés des cirrus présentée dans ce chapitre. Ce chapitre débute par une présentation de la base de données utilisée pour cette climatologie. Elle va nous permettre ensuite d'analyser les variations mensuelles et inter-annuelles des propriétés macrophysiques et optiques retrouvées. Nous utilisons ensuite la classification des cirrus selon leurs épaisseurs optiques, d'après Sassen and Comstock (2001), afin d'étudier les caractéristiques de chaque type de cirrus. Nous effectuons en particulier une étude de la variation des propriétés des cirrus en fonction de leur température. Comme le LOA gère deux stations de mesures lidar, une station à Lille et une deuxième à M'bour (Sénégal), une comparaison de la variabilité des caractéristiques des cirrus observés sur ces deux sites pour l'année 2011 est présentée dans ce chapitre. Enfin, la climatologie établie à Lille est comparée à d'autres climatologies de cirrus qui ont été réalisées sur d'autres sites, dont l'un est un site tropical et les deux autres des sites de moyennes latitudes.

3.2 Construction de la base de données cirrus

Depuis l'année 2008, le lidar de Lille fonctionne de jour comme de nuit, de manière continue. La figure 3.1 montre le nombre mensuel de mesures lidar cumulées sur toute la période 2008-2014. Notons qu'il n'existe pas de mesures lidar pour les mois de janvier et février 2008, qu'il n'y a pas de mesures sur la période allant de juin à aout 2009, et qu'il n'y a pas de mesures pour les mois de mars et avril 2013. Les mesures lidar présentées correspondent à 2221 jours de fonctionnement du lidar.

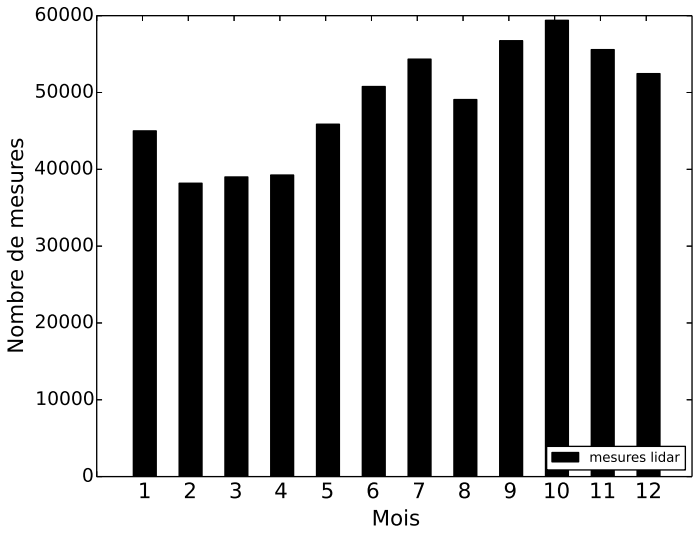


FIGURE *3.1 – Nombres mensuels de mesures lidar sur la période 2008-2014.*

L'algorithme de détection nuageuse développé dans ce travail de thèse à partir des mesures lidar au sol, décrit en détail dans le chapitre 2, permet la détection des différentes couches nuageuses rencontrées dans l'atmosphère ainsi que la détermination de leurs propriétés macrophysiques et optiques. Pour chaque profil la détection des couches de nuages est appliquée à partir d'une altitude supérieure à 0.5 km. Comme nous nous intéressons dans cette thèse à l'étude des nuages hauts, nous ne cherchons pas à différencier entre une couche d'aérosols et un nuage bas ayant une altitude de la base inférieure à 2 km. Par conséquent, si une couche d'aérosols importante est présente à des altitudes inférieures à 2 km, elle peut être considérée comme un nuage bas.

Nous avons appliqué l'algorithme présenté dans le chapitre 2 sur les mesures lidar disponibles à Lille pour la période 2008-2014. Dans la suite, les propriétés nuageuses présentées dans ce document sont cumulées sur cette période. Nous considérons qu'un profil lidar est "nuageux" lorsqu'on détecte au moins une couche de nuage sur le profil lidar. La figure 3.2 montre le pourcentage mensuel de profils nuageux par rapport au nombre total des profils lidar. Nous trouvons qu'environ 40 % des profils lidar sont nuageux avec de faibles variations d'un mois à l'autre, la valeur minimale de 32 % étant celle du mois d'août et la valeur maximale de 43 % étant celle du mois d'avril.

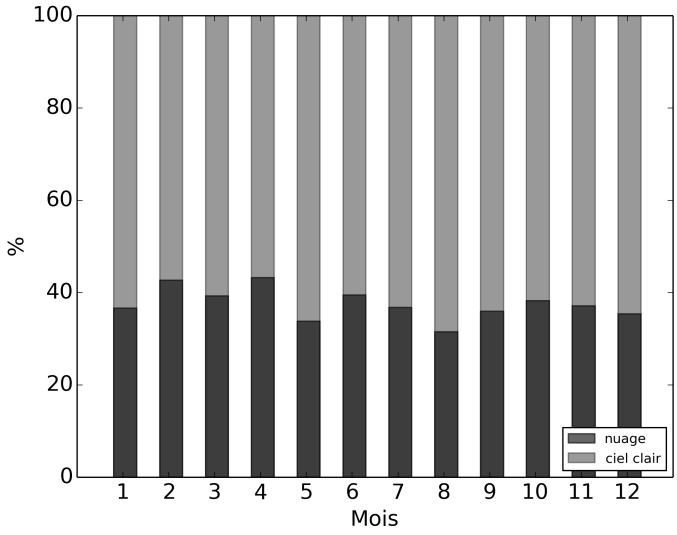


FIGURE *3.2 – Variation mensuelle du nombre de profils nuageux par rapport au nombre total de profils lidar, sur la période 2008-2014.*

Une fois les profils nuageux identifiés, il est possible de classifier les couches de nuages selon leur altitude pour faire référence à la classification présentée dans le chapitre 1. Nous présentons ici la variation mensuelle des différentes familles de nuages distinguées selon leurs altitudes : nuage bas (altitude de la base < 2 km), nuage moyen (altitude de la base entre 2 et 6 km) et nuage haut (altitude de la base > 6 km), (voir section 1.3).

La distribution mensuelle des trois familles de nuages est présentée sur la figure 3.3. En ordonnée, la fréquence d'occurrence présente le rapport de chaque type de nuage sur la totalité des nuages détectés durant le mois. Pour chaque mois la somme des fréquences d'occurrence de chaque type de nuage est normalisée à 100 %. Nous remarquons que globalement ce sont les nuages bas qui sont les plus fréquemment détectés durant toute l'année sur le site de Lille, avec une faible variation d'un mois à l'autre. Ils sont légèrement plus fréquents pendant l'hiver avec 67 % de la totalité des nuages détectés durant cette saison et ils sont légèrement moins fréquents en été avec 60 % de la totalité des nuages détectés. Les nuages bas sont en général plus denses et ne permettent pas toujours la propagation du signal lidar. Par conséquent, dans ce dernier cas, les nuages moyens ou hauts, présents au-dessus des nuages bas, ne sont pas détectés par le lidar.

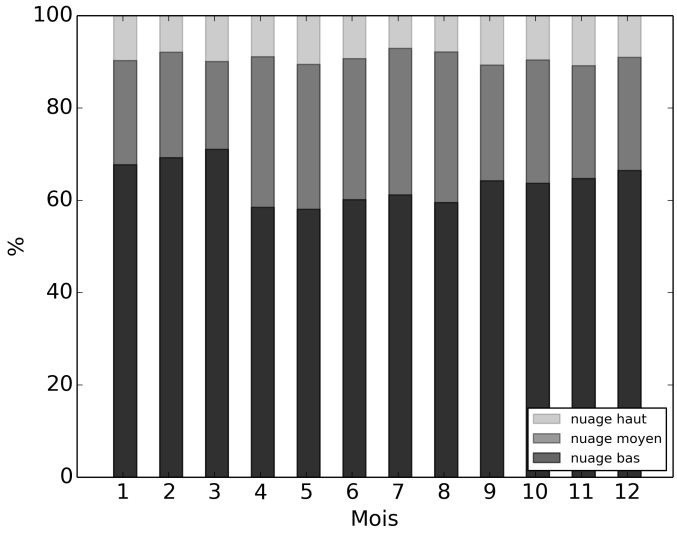


FIGURE *3.3 – Pourcentage de chaque famille de nuage en fonction du mois.*

Après cette description sommaire des différentes couches nuageuses telles quelles sont observées par le lidar sur la colonne verticale, nous abordons maintenant plus en détails le cas des cirrus. Rappelons que dans notre étude nous identifions un cirrus comme un nuage qui a une température de la base inférieure à -25 °C.

La figure 3.4 présente la variation de la température moyenne saisonnière en fonction de l'altitude, établie à partir des radiosondages effectués à Bruxelles. Pour la période 2008-2014, les températures moyennes ont été calculées par couche de 1 km d'épaisseur. Une température inférieure à - 25°C correspond typiquement à un niveau moyen d'altitude supérieur à 6300 m. Cette altitude moyenne varie entre 5500 et 7200 m selon la saison (figure 3.4). L'altitude la plus basse correspond au profil de température observé pendant l'hiver (courbe noire) et l'altitude la plus élevée correspond au profil de température des mois d'été (courbe rouge). Par conséquent, il faut s'attendre à ce que les cirrus détectés pendant l'été soient localisés à des altitudes plus élevées que ceux qui sont détectés durant l'hiver. À partir des radiosondages présentés sur la figure 3.4, on peut s'attendre à une différence d'altitude moyenne de la base des cirrus de l'ordre de 1700 m.

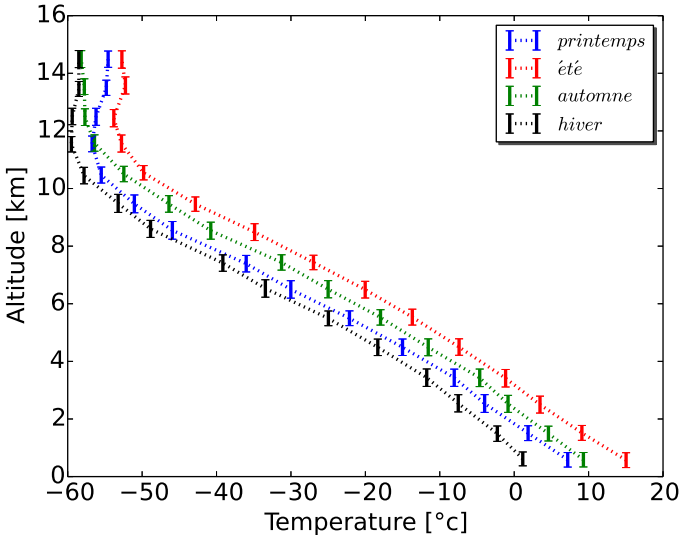
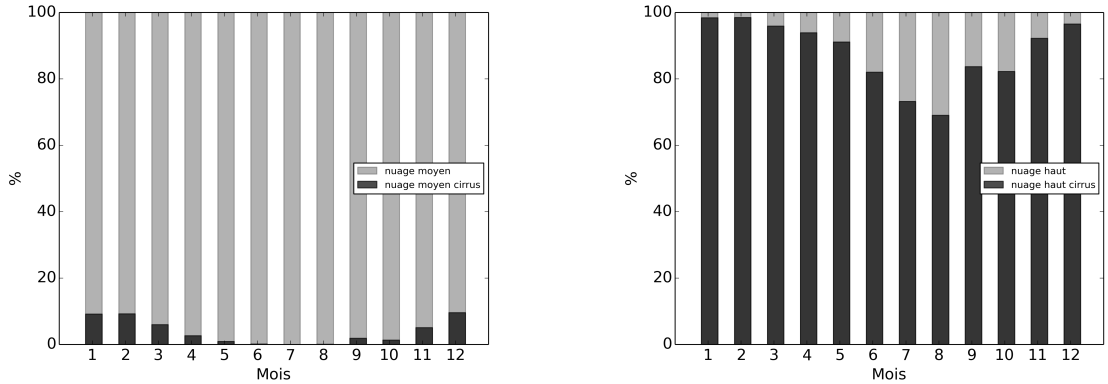


FIGURE *3.4 – Variation saisonnière de la température moyenne et l'écart type associé en fonction de l'altitude établie à partir des radiosondages effectués à Bruxelles (50.75°N, 4.77°E), à 115 km de Lille (50.65°N, 3.08°E), sur la période 2008-2014.*

Les figures 3.5 (a) et (b) montrent respectivement le pourcentage mensuel de nuages moyens et de nuages hauts identifiés comme étant des cirrus (température de la base $<$ -25 °C). Pour chaque mois la fréquence d'occurrence des nuages moyens (3.5 (a)) et des nuages hauts (3.5 (b)) est normalisée à 100 %. Nous remarquons que durant l'hiver, environ 10 % des nuages moyens sont classifiés comme cirrus, et presque la totalité des nuages hauts sont des cirrus. Par contre durant l'été nous ne trouvons aucun cirrus parmi les nuages moyens et environ 25 % des nuages hauts ne sont pas classés parmi les cirrus. Ce comportement est cohérent avec l'allure des radiosondages présentés sur la figure 3.4. Durant l'été une température de -25 °C correspond à une altitude moyenne de 7200 m. Par conséquent il est possible d'observer des nuages hauts, dont la base est comprise entre 6 km et 7.2 km environ, qui ne seront pas classés comme des cirrus par notre algorithme.

Pour terminer la construction de la base de données "cirrus", nous séparons les cas d'observations pour lesquels nous déterminons l'épaisseur optique (COT^*) des cas pour lesquels notre méthode ne le permet pas (comme nous l'avons vu dans le chapitre 2, voir figure 2.14). Nous trouvons qu'en moyenne 59 % des observations de cirrus sont des cas pour lesquels l'épaisseur optique est restituée, avec peu de variations en fonction du mois. Le nombre maximum d'observation de cirrus pour lequel nous déterminons l'épaisseur

optique est obtenu en hiver avec 67 % des observations totales de cirrus. Cela peut s'expliquer par le fait que la durée de la nuit est maximale durant cette saison. Dans notre algorithme l'épaisseur optique est déterminée lorsque le SNR est supérieur à 10. Le rapport signal sur bruit est plus élevé la nuit. Les valeurs maximales de SNR à la base des cirrus sont proches de jour et de nuit (815 et 942 respectivement) et elles sont très différentes au sommet (559 de jour et 874 de nuit), ce qui explique les pourcentages plus faibles d'épaisseur optique calculées en été.



(a) (b)

FIGURE *3.5 – Distribution mensuelle de la proportion de nuages détectés comme "cirrus" parmi (a) les nuages moyens et (b) les nuages hauts, sur la période 2008-2014.*

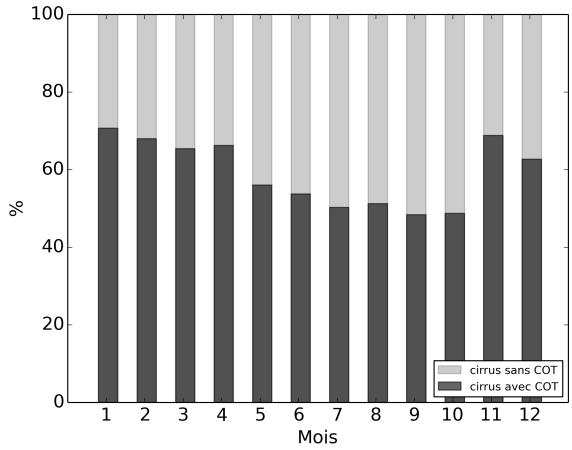
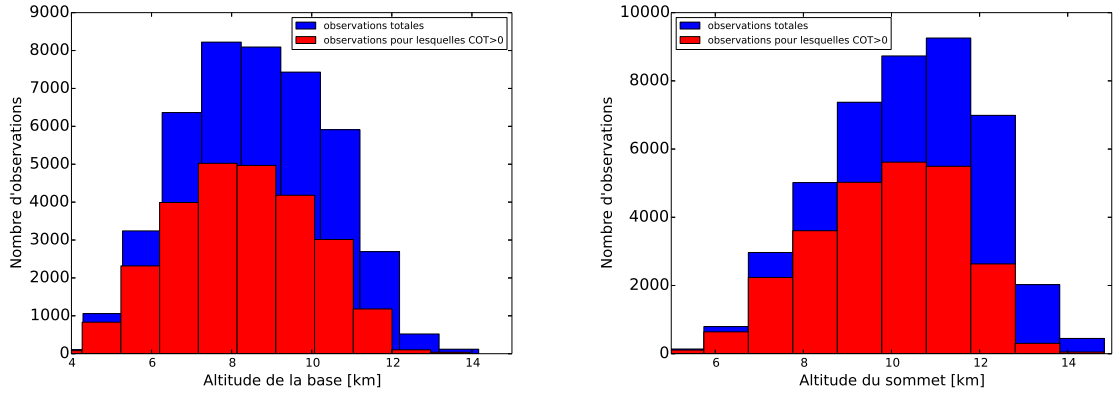


FIGURE *3.6 – Distribution mensuelle de la proportion de cirrus pour lesquels l'épaisseur optique est restituée.*

Les histogrammes rouges de la figure 3.7 montrent l'altitude de la base (figure 3.7 (a)) et du sommet (figure 3.7 (b)) pour l'ensemble des observations de cirrus et les histogrammes bleus correspondent aux observations pour lesquelles nous déterminons COT^*. Lorsque l'épaisseur optique est déterminée, l'altitude maximale de la base des cirrus est voisine de 12 km. Par contre, la base des cirrus peut atteindre des valeurs supérieures à 13 km dans les cas où l'épaisseur optique n'est pas définie. L'altitude apparente du sommet des cirrus peut atteindre des valeurs voisines de 15 km (histogramme bleu de la figure 3.7 (b)), tandis que dans les cas où nous déterminons COT^* l'altitude du sommet est en général inférieure à 13 km (histogramme rouge de la figure 3.7 (b)).



(a) Altitude de la base.

(b) Altitude du sommet.

FIGURE *3.7 – Distribution des altitudes de la base (a) et de sommet (b) de l'ensemble des cirrus (en bleu) et des cirrus pour lesquels l'épaisseur optique est calculée (en rouge), sur toute la période de mesures 2008-2014.*

Le tableau 3.1 résume l'évolution de la base de données pour aboutir aux cas de cirrus. Parmi les 585700 mesures lidar analysées seuls 40 % sont des cas nuageux, et 7 % des cas de cirrus (température de la base $<$ -25 °C). Dans la suite de cette étude, les cirrus pris en compte pour établir les différentes climatologies présentées correspondent à la totalité des cas pour lesquels nous déterminons COT^* ("cirrus traités" dans le tableau 3.1) ce qui correspond à 4 % de l'ensemble des mesures lidar. Dans 3 % des situations observées seule l'altitude de la base des cirrus est restituée.

	Nombre de cas (% par rapport aux mesures lidar)
mesures lidar	585700 (100 %)
nuages	234280 (40 %)
cirrus totaux	43758 (7 %)
cirrus traités	25726 (4 %)

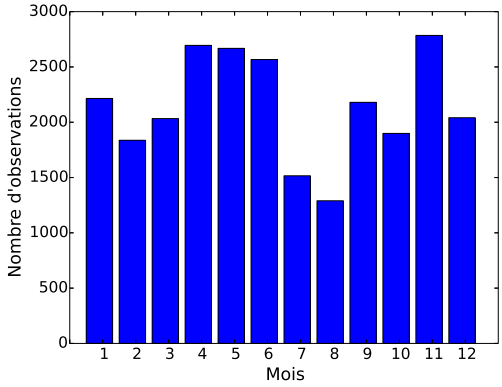
TABLE *3.1 – Caractéristiques de la base de données construite sur la période 2008-2014.*

3.3 Propriétés macrophysiques et optiques des cirrus

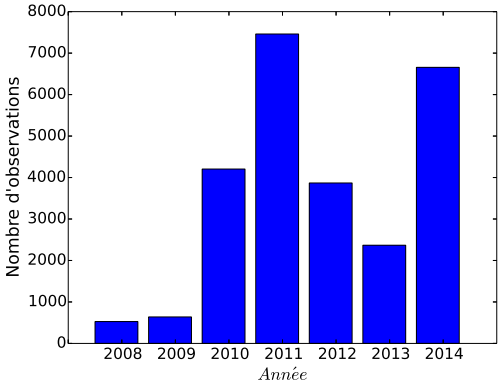
3.3.1 Variation de la fréquence des observations

Afin d'étudier la variation des caractéristiques des cirrus observés au-dessus de Lille, nous présentons sur la figure 3.8 le nombre d'observations de cirrus cumulés sur la période 2008-2014 (a) en fonction du mois, et (b) de l'année. La figure 3.8 (c) présente les valeurs saisonnières du nombre d'observations des cirrus en fonction de l'année. Les histogrammes en rouge, jaune, vert et noir présentent respectivement le nombre d'observations de cirrus pendant le printemps, l'été, l'automne et l'hiver.

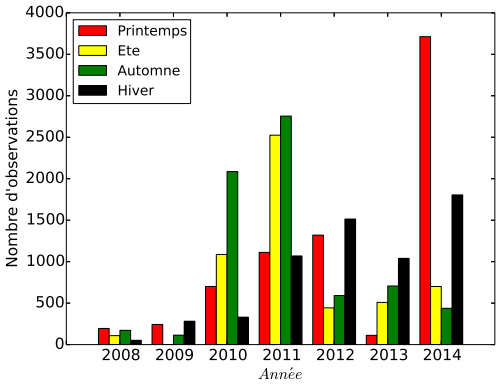
Comme l'illustre la figure 3.8 (a) les cirrus sont légèrement plus fréquents au printemps avec 29 % des observations totales et le minimum de fréquence se produit durant l'été avec 21 % des observations totales de cirrus. L'automne (26 %) et l'hiver (24 %) présentent des pourcentages intermédiaires. Rappelons qu'en 2008, il n'y a pas de mesures lidar durant les mois de janvier et février, qu'en 2009 il n'y a pas de mesures sur la période de juin à aout, et qu'en 2013 il n'y a pas de mesures pour les mois de mars et avril. Ceci explique la diminution du nombre d'observations de cirrus pour les années 2008, 2009 et 2013 (3.8 (b)). Pour les autres années (2010, 2011, 2012 et 2014), les mesures lidar sont faites durant l'année complète, de jour comme de nuit, et les cirrus sont détectés plus fréquemment durant l'année 2011 et 2014. Comme le montre la figure 3.8 (c), il n'y a pas de cycle saisonnier identifiable sur le nombre d'observations de cirrus au-dessus de Lille. En 2010 et 2011 c'est en automne que les cirrus sont les plus nombreux alors qu'en 2014 c'est au printemps que l'on trouve le plus de cirrus.



(a) Nombre d'observations mensuelles



(b) Nombre d'observations inter-annuelles



(c) Nombre d'observations saisonnières de cirrus en fonction de l'année. Les histogrammes en rouge correspondent aux observations durant le printemps, durant l'été (en jaune), durant l'automne (en vert) et durant l'hiver (en noir)

FIGURE ***3.8 – Nombre d'observations de cirrus au-dessus de Lille (a) en fonction du mois, (b) de l'année et (c) de la saison inter-annuel sur la période de mesures 2008-2014.***

Les valeurs moyennes et les écarts-types des propriétés des cirrus obtenues pour chaque saison et chaque année sont présentés, respectivement, dans les tableaux 3.2 et 3.3. En moyenne nous observons des cirrus plus hauts et plus chauds en été, avec une épaisseur géométrique et une épaisseur optique moyenne légèrement plus petites que durant les autres saisons. Pour le rapport lidar, LR^*, la valeur moyenne est plus importante au printemps et en été ; notons que les écarts-types sont importants, ce qui rend la variabilité saisonnière du rapport lidar peu significatif. Une description détaillée des variations mensuelles, inter-annuelles et saisonnières des différentes propriétés des cirrus est présentée dans la suite de ce chapitre.

	Printemps	Eté	Automne	Hiver
nombre d'observations	3027 (4369)	2033 (3340)	1747 (5117)	1443 (4650)
altitude de la base (km)	8.22±1.58	8.86±1.38	8.22 ± 1.65	7.15±1.72
	(8.38±1.72)	(9.06±1.26)	(8.39±1.69)	(7.57±1.83)
Altitude du sommet (km)	9.70±1.50	10.12±1.34	9.77 ± 1.57	8.83±1.63
	(9.96±1.59)	(10.67±1.18)	(10.12±1.63)	(9.38±1.74)
Epaisseur géométrique (km)	1.48±0.89	1.26±0.71	1.55±0.82	1.69±0.81
	(1.58±0.91)	(1.60±0.90)	(1.73±0.91)	(1.82±0.96)
Température du milieu de la couche(°C)	-46±9	-43±8	-47±11	-45±10
	(-48±9)	(-45±7)	(-48±11)	(-47±10)
COT^*	0.21±0.22	0.14±0.15	0.17±0.17	0.23±0.20
	(0.25±0.27)	(0.21±0.21)	(0.28±0.27)	(0.28±0.26)
LR^* (sr)	38±27	36±23	27±18	29±22
	(34±20)	(33±20)	(28±16)	(29±21)

Table *3.2 – Valeurs moyennes et écarts types des propriétés des cirrus dérivées des mesures lidar en fonction de la saison, sur la période 2008-2014, avec distinction jour et nuit (entre parenthèses).*

	2008	2009	2010	2011	2012	2013	2014
nombre d'observations	527	639	4205	7461	3869	2368	6657
altitude de la base (km)	7.38 ±1.61	7.59±1.71	8.53±1.78	8.63±1.56	7.97±1.91	8.00±1.61	8.08±1.65
Altitude du sommet (km)	9.03±1.45	9.27±1.61	10.14±1.64	10.17±1.50	9.68±1.83	9.74±1.55	9.71±1.53
Epaisseur géométrique (km)	1.65±0.77	1.69±0.77	1.61±0.90	1.54±0.90	1.71±0.86	1.74±0.89	1.63±0.95
Température (°C)	-40±7	-41±10	-47±9	-47±10	-47±11	-44±8	-47±9
COT^*	0.26±0.21	0.21±0.17	0.24±0.23	0.21±0.26	0.27±0.25	0.24±0.22	0.24±0.24
LR^* (sr)	33 ±26	28±23	30±19	33 ± 20	29±19	27±19	34±23

Table *3.3 – Valeurs moyennes et écarts types des propriétés des cirrus dérivées à partir des mesures lidar en fonction de l'année sur la période 2008-2014.*

3.3.2 Évolution diurne

La méthode de détection nuageuse employée permet une détection des nuages de jour comme de nuit. La figure 3.9 montre le nombre d'observations de cirrus en fonction de l'heure. Nous constatons que le nombre d'observations de cirrus est plus élevé durant les heures de la nuit que durant le jour. En effet, le rapport signal sur bruit est en général plus faible durant le jour que durant la nuit comme cela a été rappelé dans la section précédente. C'est pour cela que nous trouvons que 42 % du nombre total des cirrus observés durant le jour sont des cirrus pour lesquels nous pouvons déterminer leur épaisseur optique. Ce pourcentage augmente durant la nuit avec une valeur de 73 % du nombre total des cirrus observés. Comme nous l'avons déjà noté, les cirrus pris en compte dans la suite de cette étude correspondent aux observations pour lesquelles nous déterminons l'épaisseur optique.

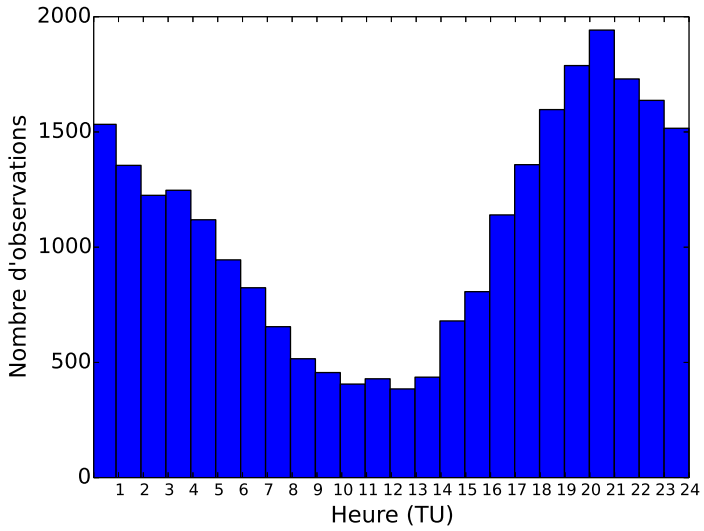


FIGURE *3.9 – Nombre d'observations de cirrus au-dessus de Lille en fonction de l'heure sur la période de mesures 2008-2014.*

Le tableau 4.1 présente les valeurs moyennes et les écarts-types des propriétés macrophysiques et optiques des cirrus en distinguant les mesures de jour et de nuit. Les valeurs des altitudes de la base et du sommet sont légèrement plus élevées la nuit que le jour (+ 0.11 km pour la base et + 0.33 km pour le sommet). Par conséquent, durant la nuit on observe des cirrus plus épais géométriquement, avec une différence de 0.21 km. En

outre, l'épaisseur optique moyenne trouvée durant la nuit est légèrement plus importante que durant le jour, avec une différence de 0.07.

Propriété	Jour	nuit
nombre d'observations	8250	17476
Altitude de la base (km)	8.19 ± 1.67	8.30 ± 1.74
Altitude du sommet (km)	9.67 ± 1.56	10.00 ± 1.63
Température du milieu géométrique(°C)	-45 ± 10	-47 ± 10
épaisseur géométrique (km)	1.48 ± 0.83	1.69 ± 0.93
COT^*	0.19 ± 0.19	0.26 ± 0.26
LR^* (sr)	33 ± 24	31 ± 19

Table ***3.4 – Valeurs moyennes et écarts-types des propriétés macrophysiques et optiques des cirrus dérivés à partir des données lidar à Lille sur la période 2008-2014.***

La variation mensuelle du pourcentage d'observations de cirrus par rapport aux mesures lidar est présentée sur la figure 3.10. L'histogramme en gris correspond au pourcentage d'observations de cirrus de nuit et celui en rouge correspond aux valeurs de jour. En moyenne les cirrus sont analysés ou traités dans 4 % des cas de mesures lidar durant le jour et dans 4.6 % des cas de mesures lidar de nuit. Nous pouvons remarquer que la variation de la fréquence d'observations des cirrus en séparant jour et nuit n'est pas très remarquable avec une différence relative moyenne de 10 %. Cependant, cette différence peut varier d'un mois à l'autre. Une différence relative maximale, de 50 %, est obtenue au mois de juillet. Ceci peut s'expliquer en partie par la durée du jour qui est maximale durant ce mois, ce qui ne favorise pas un traitement complet des situations de cirrus observées.

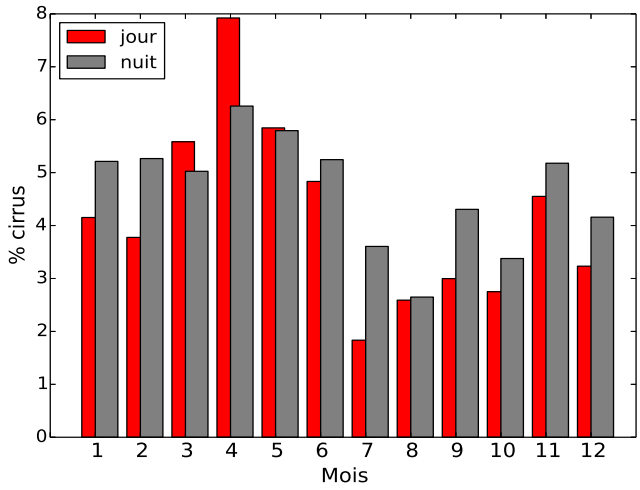
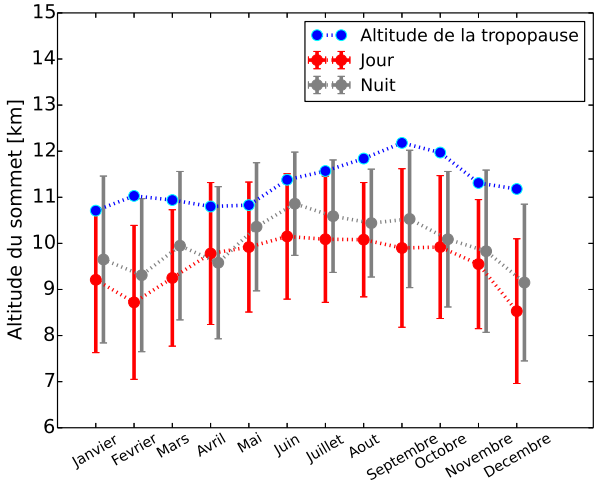
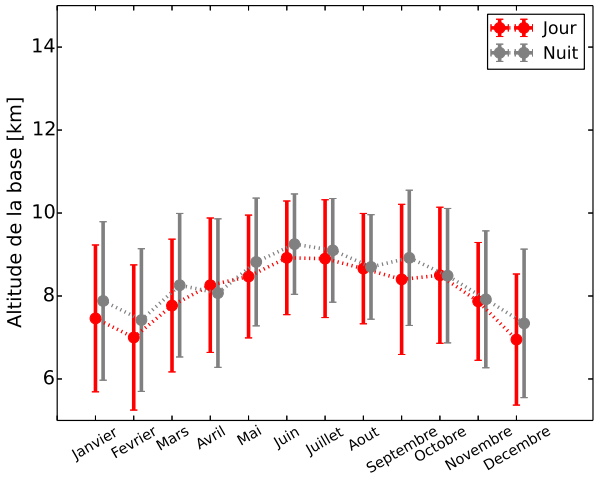


FIGURE *3.10 – Pourcentages d'observations de cirrus par rapport aux mesures lidar mensuelles cumulées sur la période 2008-2014. L'histogramme en gris correspond au pourcentage d'observations de nuit et celui en rouge au pourcentage d'observations de jour.*

Les figures 3.11 (a) et (b) présentent, respectivement, la variation mensuelle de la moyenne et de l'écart type de l'altitude du sommet et de celle de la base des cirrus. Pour information, la variation moyenne de l'altitude de la tropopause est présentée en bleu sur la figure 3.11 (a). L'écart-type moyen sur l'altitude de la tropopause est de 1.3 km. Nous remarquons que, de manière générale, l'altitude du sommet des cirrus a tendance à suivre les variations de l'altitude de la tropopause. Comme le montre la figure 3.11, l'altitude moyenne mensuelle de la base et du sommet des cirrus est plus élevée durant la nuit (en gris) que durant le jour (en rouge). Cette tendance est plus marquée pour l'altitude du sommet que pour celle de la base. Cette différence peut s'expliquer par le fait que le SNR est plus fort durant la nuit, par conséquent des cirrus d'altitudes plus élevées peuvent être détectés. De plus, les cirrus sont détectés à des altitudes plus élevées durant l'été que durant l'hiver avec une différence de 1.7 km sur l'altitude moyenne de la base et de 1.3 km sur l'altitude moyenne du sommet (voir également tableau 3.2). Cette variabilité entre l'été et l'hiver est en bonne adéquation avec celle de la tropopause à Lille et aux moyennes latitudes de manière générale.



(a) Variation mensuelle de l'altitude moyenne et écarts-types du sommet des cirrus détectés durant le jour (rouge) et la nuit (en gris). Les points en bleu correspondent à la variation de l'altitude moyenne de la tropopause.



(b) Variation mensuelle de l'altitude moyenne de la base et écarts-types des cirrus détectés durant le jour (rouge) et ceux de la nuit (en gris).

FIGURE *3.11 – Variation mensuelle des limites des cirrus obtenues à partir des données lidar à Lille sur la période 2008-2014.*

3.3.3 Variation des propriétés macrophysiques

Nous présentons dans cette partie une analyse de la variation mensuelle, inter-annuelle et saisonnière des différentes propriétés macrophysiques des cirrus i.e, l'altitude, l'épaisseur géométrique et la température, en utilisant une représentation par boîte présentée ci-après.

La figure 3.12 illustre ce principe de représentation statistique d'une série des données. La boîte de cette figure représente le premier (Q1) et troisième quartile (Q3), de hauteur IQR : interquartile range. La hauteur IQR est utilisée comme indicateur de dispersion. La ligne horizontale rouge que contient la boîte est la médiane. Les "moustaches" représentent la valeur maximale et minimale obtenue dans l'intervalle [Q1−1,5×IQR ; Q3+1,5×IQR], ce qui est équivalent à [-2.6 σ, +2.6 σ]. La médiane positionne le milieu de la série, c'est-à-dire que la médiane partage la série en deux groupes égaux. Les quartiles Q1 et Q3 repartagent le groupe du bas et celui du haut en deux groupes égaux. De manière générale, la boîte et les "moustaches" sont plus étendues lorsque la dispersion de la série statistique est grande. Nous avons choisi cette représentation de boîte car elle nous indique d'une façon simple et visuelle les traits marquants des séries analysées, et qu'elle englobe la majorité des mesures. Cette représentation est complétée par les valeurs moyennes présentées dans les tableaux 3.2 et 3.3.

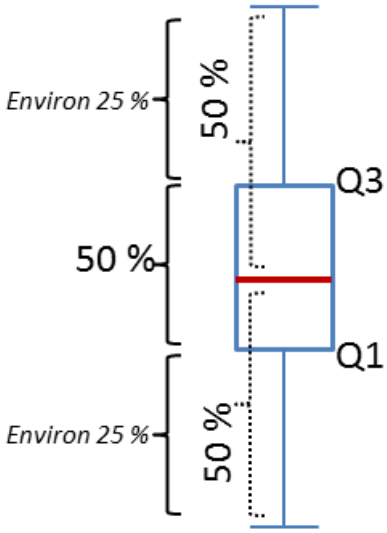


FIGURE *3.12 – Illustration du principe de la représentation statistique d'une série des données.*

Nous présentons sur la figure 3.13 les variations mensuelles, inter-annuelles et saisonnière des propriétés macrophysiques des cirrus. L'altitude moyenne du milieu géométrique des cirrus sur toute la période de mesures est de (9.1 ± 1.7) km. D'après la figure 3.13 (a), les cirrus les plus hauts sont observés au mois de juin et les plus bas en décembre, avec une altitude moyenne du milieu de cirrus observés respectivement de 9.8

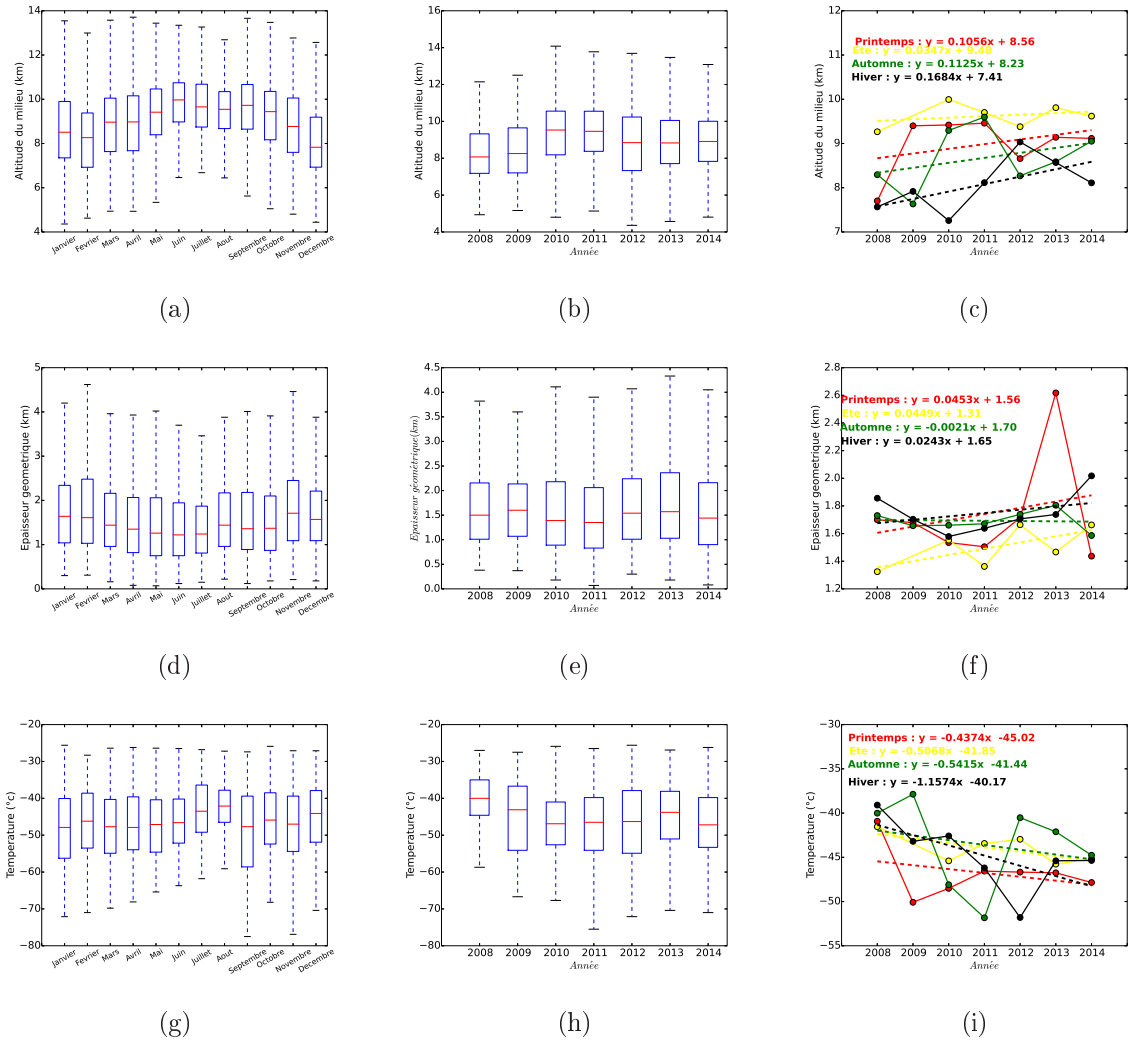
km et de 8.1 km, ce qui est cohérent avec les résultats présentés en section 3.3.2. La figure 3.13 (b) montre que les cirrus observés durant l'année 2010 et 2011 sont plus élevés que ceux observés durant les autres années avec une altitude moyenne du milieu de cirrus de 9.4 km pour chacune de ces deux années. Les moyennes saisonnières de l'altitude du milieu de cirrus en fonction de l'année sont présentées sur la figure 3.13 (c). La régression linéaire obtenue par la méthode des moindres carrés pour chacune des saisons pour les 7 ans de mesures est présentée en pointillés. Les régressions linéaires effectuées sur les données saisonnières indiquent une augmentation de l'altitude du milieu du cirrus en fonction de l'année. La période d'hiver présente l'augmentation la plus élevée, 0.17 km/an, de l'altitude du milieu de cirrus.

La figure 3.13 (d) et (e) présentent la variation mensuelle et inter-annuelle de l'épaisseur géométrique des cirrus, avec une valeur moyenne sur toute la période de mesure de (1.6 $\pm$ 0.9) km. Nous trouvons des épaisseurs géométriques plus grandes en hiver et plus petites en été. Comme l'illustrent les valeurs reportées dans le tableau 3.2, cette différence ne dépend pas du fait que les mesures sont faites le jour ou la nuit. La variation inter-annuelle de l'épaisseur géométrique des cirrus, présentée sur la figure 3.13 (e), est inversement proportionnelle à la variation mensuelle de l'altitude du milieu géométrique des cirrus présentée sur la figure 3.13 (b). Nous trouvons des épaisseurs géométriques plus petites en 2010 et 2011 pour des cirrus plus élevés en altitude durant ces deux années. A partir de notre base de données il semble que lorsque l'altitude des cirrus augmente, leur épaisseur géométrique diminue. Les cirrus les plus élevés sont observés durant l'été, et les plus bas durant l'hiver et à des altitudes intermédiaires durant le printemps et l'automne. Au contraire l'épaisseur géométrique est plus grande durant l'hiver, plus petite durant l'été et prend des valeurs intermédiaires durant les deux saisons de printemps et d'automne. Pour analyser plus finement cet effet, nous avons établi la relation entre l'épaisseur géométrique et l'altitude de cirrus. Nous avons remarqué que l'altitude de la base a une tendance à diminuer avec l'augmentation de l'épaisseur géométrique du nuage, de même pour l'altitude du milieu du nuage avec une tendance moins faible, tandis que le sommet du nuage augmente pour les cirrus les plus épais géométriquement. De plus, la figure 3.13 (f) montre qu'il n'y a pas une tendance notable concernant la variation

saisonnière de l'épaisseur géométrique en fonction de l'année.

Les variations mensuelle et inter-annuelle de la température du milieu géométrique des cirrus détectés sont présentées sur les figures 3.13 (g) et (h) respectivement, avec une valeur moyenne sur toute la période de mesures de (-47 ± 10) °C. La température du milieu des cirrus la plus élevée est retrouvée en été (juillet et août), et la plus faible en hiver (en janvier). C'est en 2010 et 2011, lorsque la valeur médiane de l'altitude du milieu des cirrus est la plus élevée, que la valeur médiane de la température du milieu des cirrus est la plus basse. Les régressions linéaires appliquées aux valeurs moyennes saisonnières (figure 3.13 (i)) montrent une diminution de la température du milieu des cirrus en fonction de l'année, la diminution la plus grande étant de 1.15 °C/an durant hiver.

En résumé, l'analyse des grandeurs macrophysiques des cirrus observées au-dessus de Lille montre une diminution de la température du milieu des cirrus en bonne adéquation avec une augmentation de l'altitude du milieu des cirrus au cours de la période 2008-2014. En hiver nous avons remarqué une augmentation de l'altitude du milieu des cirrus de 0.17 km/an en moyenne sur les sept ans de données, et une diminution de 1.15 °C/an sur la température du milieu de cirrus. L'augmentation de l'altitude des cirrus trouvée pourrait être associée au réchauffement climatique. Cependant, la série temporelle traitée dans cette étude n'est pas suffisamment longue pour établir une relation directe entre cette variation de l'altitude et le réchauffement climatique.



(a) (b) (c)

(d) (e) (f)

(g) (h) (i)

FIGURE *3.13 – Variation mensuelle (figures (a), (d) et (g)), inter-annuelle (figures (b), (e), (h)) et saisonnière en fonction de l'année (figures (c), (f) et (i)) pour respectivement, de l'altitude du milieu, l'épaisseur géométrique et la température du milieu géométrique des cirrus observés au-dessus de Lille sur la période 2008-2014.*

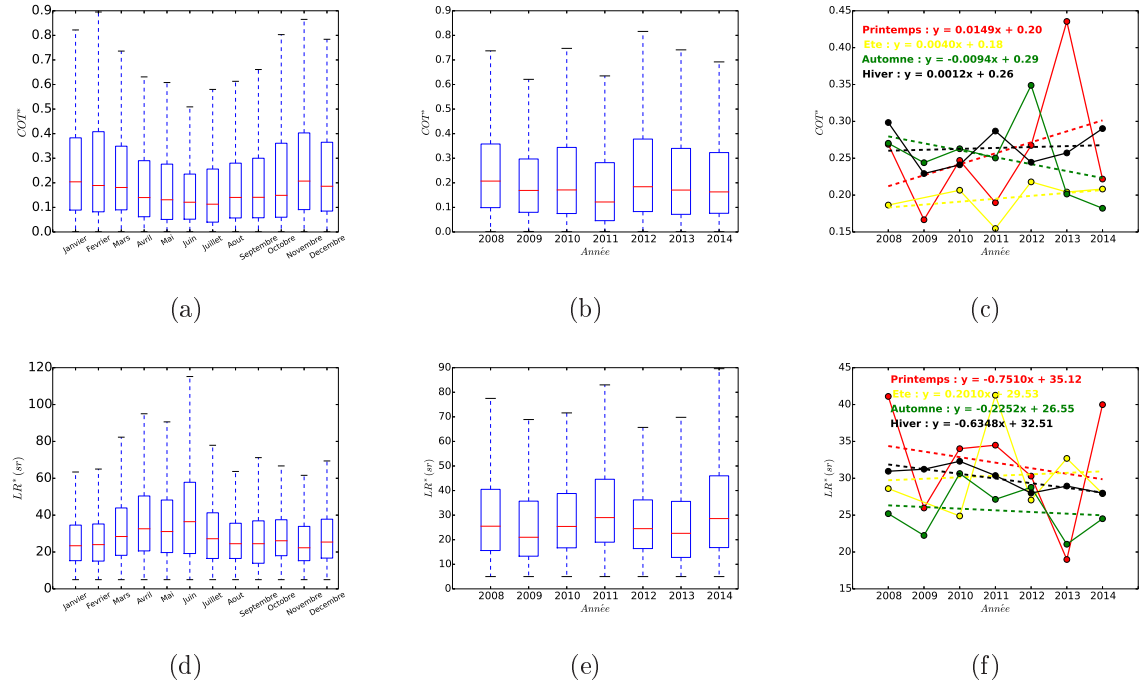
3.3.4 Variation des propriétés optiques

Nous présentons dans cette partie la variation des propriétés optiques des cirrus déterminées à partir de notre algorithme c'est-à-dire l'épaisseur optique, le rapport lidar et le coefficient d'extinction. Nous montrons sur les figures 3.14 (a) et (b), respectivement, la variation mensuelle et inter-annuelle de l'épaisseur optique des cirrus (COT^*). La valeur moyenne de COT^* trouvée pour l'ensemble de la période est de 0.235 ± 0.243, permettant de conclure que les cirrus détectés à Lille sont, en moyenne, des cirrus visibles d'après la classification de Sassen and Cho (1992). Comme le montre la figure 3.14 (a), l'épaisseur

optique des cirrus est plus importante durant la période de novembre à mars et elle est plus faible sur la période d'avril à octobre avec une dispersion des valeurs maximales plus faibles sur cette période. Nous trouvons une valeur minimale de la valeur médiane de l'épaisseur optique en 2011 (figure 3.14 (b)). En comparant les figures 3.13 (d) et (e) qui présentent la variation mensuelle et inter-annuelle de l'épaisseur géométrique avec les figures 3.14 (a) et (b) présentant la variation de l'épaisseur optique, nous pouvons déjà en déduire qu'il existe probablement une corrélation entre ces deux propriétés, puisque les variations mensuelles semblent évoluer de la même manière. Nous reviendrons sur cet aspect dans la section 3.4.2.

Sur l'ensemble de la base de données, le rapport lidar moyen est de (32 $\pm$ 21) sr. Les variations mensuelle et inter-annuelle du rapport lidar sur toute la période de mesures sont présentées, respectivement, sur la figure 3.14 (d) et (e). Une valeur médiane plus grande du rapport lidar est obtenue sur la période de mars à juillet mais avec une dispersion plus grande des valeurs extrêmes. La figure 3.14 (e) ne présente aucune indication claire sur la variation du rapport lidar en fonction de l'année. Ces deux figures ne nous permettent pas d'en déduire une variation mensuelle et/ou inter-annuelle claire du rapport lidar. De plus, les régressions linéaires de la variation moyenne saisonnière de l'épaisseur optique et du rapport lidar en fonction de l'année, présentée sur la figure 3.14 (c) et (f), ne permettent pas d'identifier une variation significative de l'épaisseur optique et du rapport lidar des cirrus sur la période de mesures.

La série temporelle de données traitées avec notre algorithme nous a permis d'envisager une cohérence entre l'épaisseur optique et l'épaisseur géométrique, nous reviendrons sur cet aspect dans la section 3.4.2. Par contre, elle ne permet pas d'identifier des tendances particulières dans les variations saisonnières et inter-annuelles du rapport lidar des cirrus.

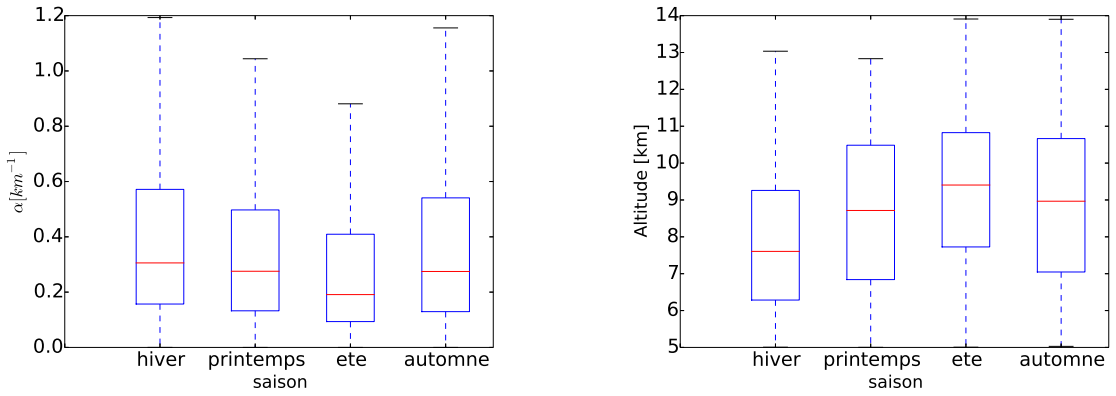


(a) (b) (c)

(d) (e) (f)

FIGURE ***3.14 – Identique à la figure 3.13, mais pour l'épaisseur optique (figure a, b et c) et le rapport lidar (figure d, e et f).***

Le coefficient d'extinction des cirrus $\alpha(z)$ est calculé en utilisant le rapport lidar trouvé à partir de l'inversion de Klett (voir chapitre 2, section (2.3.7)). Nous avons choisi de présenter des statistiques pour la valeur maximale du coefficient d'extinction obtenue pour chaque profil vertical. Les figures 3.15 (a) et (b) montrent la variation saisonnière du maximum d'extinction et de l'altitude correspondant au niveau maximal de l'extinction des cirrus observés au-dessus de Lille. Nous trouvons une légère variation saisonnière du maximum du coefficient d'extinction, avec une valeur minimale obtenue en été de $(0.38 \pm 0.71)\ km^{-1}$. Ceci est, a priori, en bon accord avec les faibles valeurs d'épaisseur optique que l'on trouve pendant cette saison (voir tableau 3.2 et figure 3.14 (a)). Les valeurs maximales d'extinction sont obtenues en hiver $(0.49 \pm 0.76)\ km^{-1}$ et en automne $(0.49 \pm 0.83)\ km^{-1}$ et les valeurs intermédiaires au printemps $(0.42 \pm 0.56)\ km^{-1}$. L'altitude du maximum d'extinction est corrélée avec l'altitude des cirrus. Des cirrus plus hauts sont observés en été (voir figure 3.13 (a)), ce qui est cohérent avec une altitude plus élevée du maximum d'extinction durant cette saison (figure 3.15 (b)).



(a) (b)

FIGURE *3.15 – Variation saisonnière (a) de la valeur maximale d'extinction (b) et de l'altitude correspondante des cirrus observés au-dessus de Lille sur la période 2008-2014.*

3.3.5 Conclusion

Nous avons présenté dans cette partie la variation mensuelle, inter-annuelle et saisonnière des propriétés macrophysiques et optiques des cirrus observés au-dessus de Lille sur la période 2008-2014. Nous déduisons de notre analyse que le nombre d'observations des cirrus sur le site de Lille ne présente pas de cycle saisonnier bien marqué. En moyenne, les cirrus sont plus hauts et plus chauds en été, avec une épaisseur géométrique et une épaisseur optique moyenne plus petite par rapport aux autres saisons. Nos résultats indiquent une légère augmentation de l'altitude du milieu des cirrus en fonction de l'année.

D'après la dernière publication de l'Observatoire Climat Nord-Pas de Calais en 2014 (ObservatoireClimatdeNord-PasCalais, 2014) la température moyenne à Lille s'est accrue de 1.37 °C sur la période de 1955 à 2013. La série temporelle traitée dans cette étude n'est pas suffisamment longue pour établir un lien entre la variation des propriétés des cirrus et le réchauffement climatique. Cependant l'augmentation de l'altitude des cirrus trouvée sur la période de sept ans pourrait être associée au réchauffement de la troposphère et à son "gonflement". Dans le futur, l'application de l'algorithme développé dans cette étude ainsi que le traitement des propriétés des cirrus sur une base de données plus large peut amener à établir une relation entre la variation des propriétés et le réchauffement climatique.

3.4 Relation entre les propriétés macrophysiques et optiques des cirrus

À partir des résultats précédents, nous cherchons à établir des relations entre les différentes propriétés macrophysiques et optiques des cirrus. Nous commençons d'abord par une présentation des propriétés macrophysiques en fonction des différents types de cirrus, distingués selon leur épaisseur optique en utilisant la classification de Sassen and Cho (1992). Nous analysons ensuite la relation entre l'épaisseur géométrique et l'épaisseur optique des cirrus. Enfin, nous analysons la variation des différentes propriétés des cirrus en fonction de la température.

3.4.1 Variation des propriétés macrophysiques en fonction des types de cirrus.

Rappelons que d'après Sassen and Cho (1992), les cirrus sub-visibles sont caractérisés par leurs épaisseurs optiques inférieures à 0.03, les cirrus visibles ($0.03<COT<0.3$) et les cirrus opaques correspondent à des épaisseurs optiques supérieures à 0.3. Il faut noter que l'épaisseur optique maximale des cirrus atteinte avec notre algorithme développé est de 1.2. Cette valeur maximale correspond à la catégorie des cirrus semi-transparents. Sur toute la période de mesures, 12 % des cirrus détectés sont des cirrus sub-visibles, 61 % des cirrus visibles et 27 % des cirrus opaques. La figure 3.16 présente les proportions de ces différents types de cirrus en distinguant jour et nuit. Sur toute la base de données, les cirrus les plus fréquemment détectés sont des cirrus visibles (VC). Un maximum de cirrus visibles est détecté durant la nuit. Ils correspondent à 40 % des cirrus détectés sur toute la période de mesures, jour et nuit confondus.

Nous présentons dans la suite de ce chapitre la variation des propriétés macrophysiques, c'est-à-dire, altitude de la base et du sommet du nuage, l'épaisseur géométrique et la température du cirrus en différenciant par type de cirrus (cirrus sub-visibles, cirrus visibles et cirrus opaque).

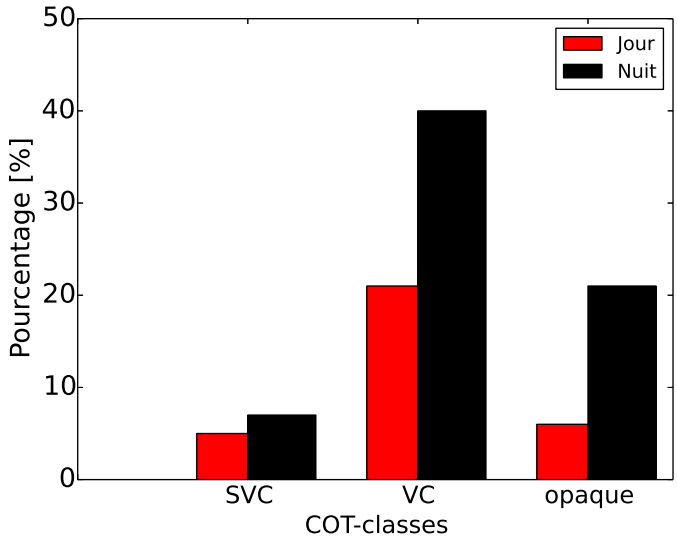


FIGURE *3.16 – Histogramme des différents types de cirrus détectés. L'histogramme en rouge correspond au pourcentage de cirrus détectés durant le jour et celui en noir à ceux détectés durant la nuit.*

Pour chaque type de cirrus, les valeurs moyennes et les écarts-types sont présentés dans le tableau 3.5. L'altitude moyenne de la base des cirrus sub-visibles et visibles est à peu près identique tandis qu'elle est plus faible pour les cirrus opaques. L'altitude moyenne du sommet des cirrus visibles est plus haute que pour les deux autres types des cirrus. Les cirrus opaques sont ceux qui présentent l'épaisseur géométrique la plus importante, d'une valeur moyenne de (2.13 ± 0.91) km, et la température la plus élevée, avec une valeur moyenne de (-45 ± 9) °C. Nous trouvons ici une tendance déjà observée dans la section 3.3.4 que l'épaisseur optique augmente avec l'épaisseur géométrique moyenne.

	SVC	VC	Opaque
nombre d'observations	3050	15608	7054
altitude de la base (km)	8.51±1.65	8.55±1.66	7.52±1.65
Altitude du sommet (km)	9.69±1.74	10.03±1.58	9.65±1.60
Épaisseur géométrique (km)	1.18±0.76	1.48±0.83	2.13±0.91
Température (° C)	-46±11	-47±9	-45±9

TABLE *3.5 – Valeurs moyennes et écarts types des propriétés des cirrus dérivées des mesures lidar, en fonction des types de cirrus, sur toute la période de mesures 2008-2014.*

La figure 3.17 présente la distribution des différentes propriétés macrophysiques des

cirrus (altitude de la base, altitude du sommet, épaisseur géométrique et température du milieu géométrique des cirrus) en fonction des types de cirrus. Les histogrammes en vert présentent les distributions pour les cirrus sub-visibles, et les histogrammes en gris et en noir présentent, respectivement, les distributions pour les cirrus visibles et opaques. L'altitude de la base des cirrus varie généralement entre 5 et 12 km, avec des altitudes plus fréquentes vers 8 km pour les cirrus sub-visibles et visibles, et des altitudes de base plus fréquentes vers 7 km pour les cirrus opaques (histogramme en noir, figure 3.17 (a)). L'altitude du sommet des cirrus varie généralement entre 6 et 13 km. Les cirrus visibles et opaques ont des altitudes de sommet fréquement centrées à 10 et 11 km, et les cirrus sub-visibles présentent un pic à des altitudes de sommet centrées à 9 km, figure (3.17 (b)). Les épaisseurs géométriques des cirrus détectés au-dessus de Lille peuvent atteindre une valeur de 3.5 km et quelques cas atteignent même des valeurs supérieures. La majorité des observations de cirrus sub-visibles a des épaisseurs géométriques entre 0.5 et 1 km, tandis que les cirrus visibles ont majoritairement des épaisseurs géométriques entre 0.5 et 1.5 km, et les cirrus opaques entre 1.5 et 2.5 km (3.17 (c)). Rappelons que le micro lidar utilisé dans cette étude montre une limite dans la détection des cirrus épais. C'est pourquoi des cirrus plus épais géométriquement et optiquement que ceux analysés dans cette étude peuvent exister mais ne sont pas détectés par le lidar. L'épaisseur géométrique moyenne des cirrus opaques peut donc être sous-estimée dans notre étude.
Les histogrammes de la figure 3.17 (d) présentent la distribution de la température du milieu géométrique des cirrus en fonction de leur type. Sur l'ensemble de la base de données, la température des cirrus varie généralement entre -30 et -70 °C. Pour les cirrus visibles la température est plus fréquemment entre -45 et -55 °C, alors qu'elle est plutôt entre -35 et -45 °C pour les cirrus opaques.

En résumé, les cirrus opaques ont en général leur base à des altitudes plus faibles que les autres types de cirrus alors que leur sommet atteint fréquemment des altitudes similaires à celles des cirrus visibles. Par conséquent ce sont des cirrus géométriquement plus épais et également plus chauds.

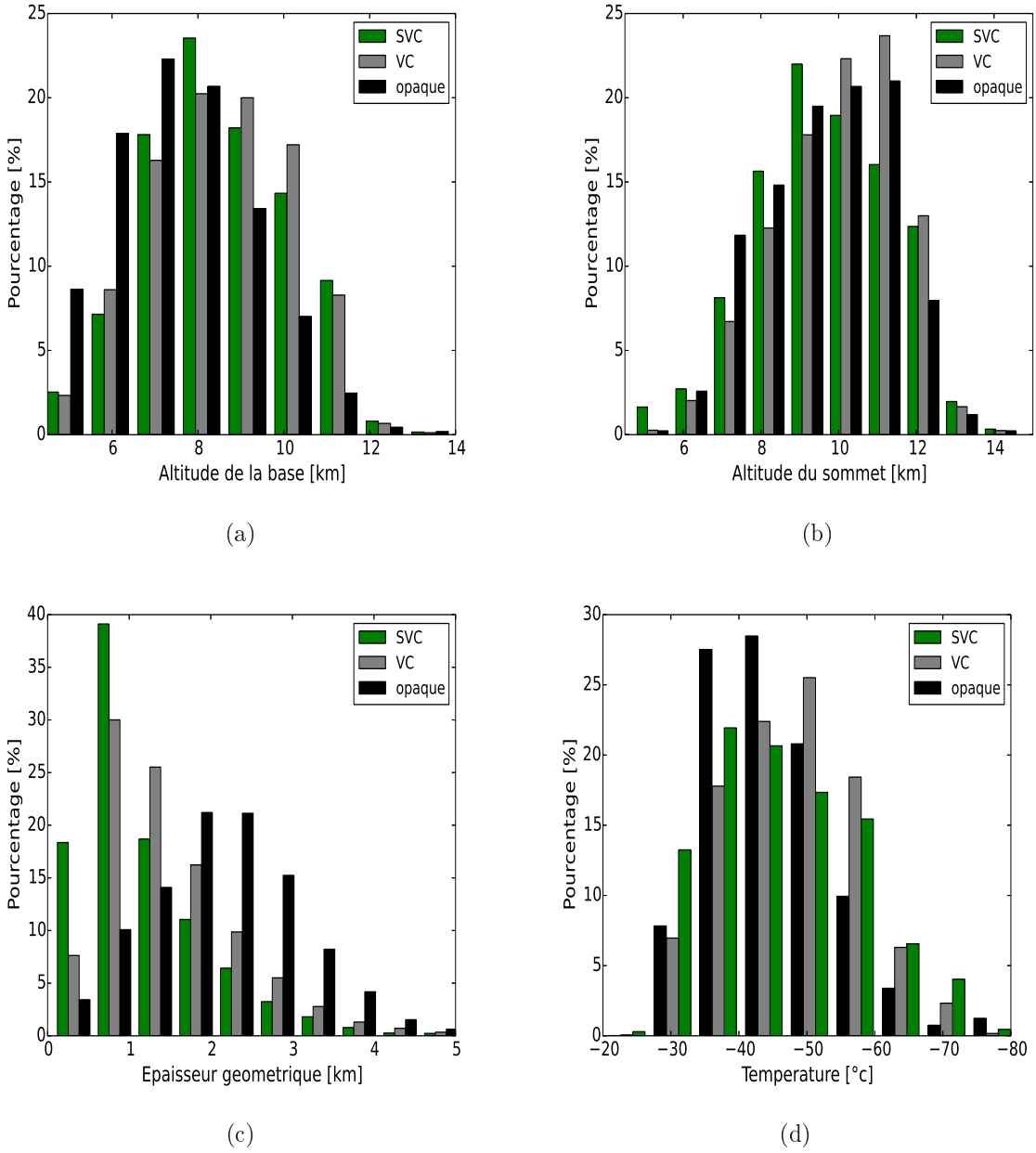


FIGURE *3.17 – Distribution des propriétés géométriques des cirrus sur le site de Lille, cumulées sur la période de mesures 2008-2014 en fonction des différentes classes d'épaisseurs optiques. Les histogrammes en vert correspondent aux cirrus sub-visibles (SVC) et ceux en gris et noir correspondent respectivement aux cirrus visibles (VC) et opaques. Les figures (a), (b), (c) et (d) présentent respectivement la distribution de l'altitude de la base et l'altitude du sommet par classe de 1 km, l'épaisseur géométrique par classe de 0.5 km et la température du milieu géométrique des cirrus par classe de 5 °C.*

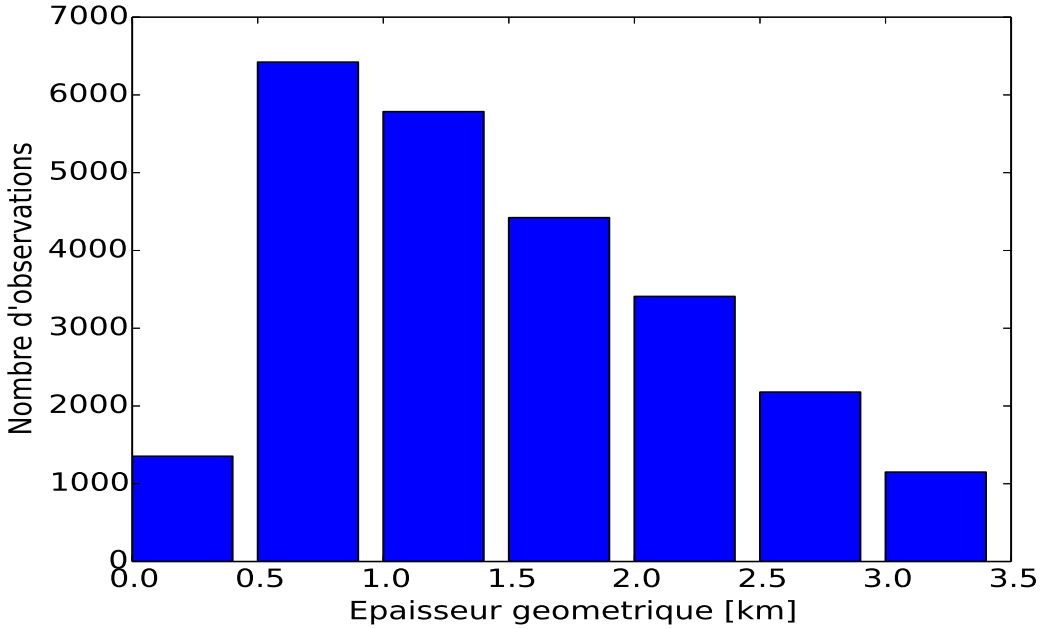
3.4.2 Relation entre l'épaisseur optique et l'épaisseur géométrique

L'histogramme de la figure 3.18 (a) présente le nombre d'observations de chaque intervalle d'épaisseur géométrique de largeur de 0.5 km. On trouve que 82 % des cas détectés correspondent à des épaisseurs géométriques comprises entre 0.5 et 2.5 km. Les points rouges sur la figure 3.18(b) présentent les valeurs moyennes des épaisseurs optiques pour chaque intervalle d'épaisseur géométrique et les barres verticales présentent les écarts-types correspondants. La droite en bleu présente la relation entre ces deux propriétés et elle est obtenue par la méthode de moindres carrés. Ces deux propriétés varient suivant l'équation suivante :

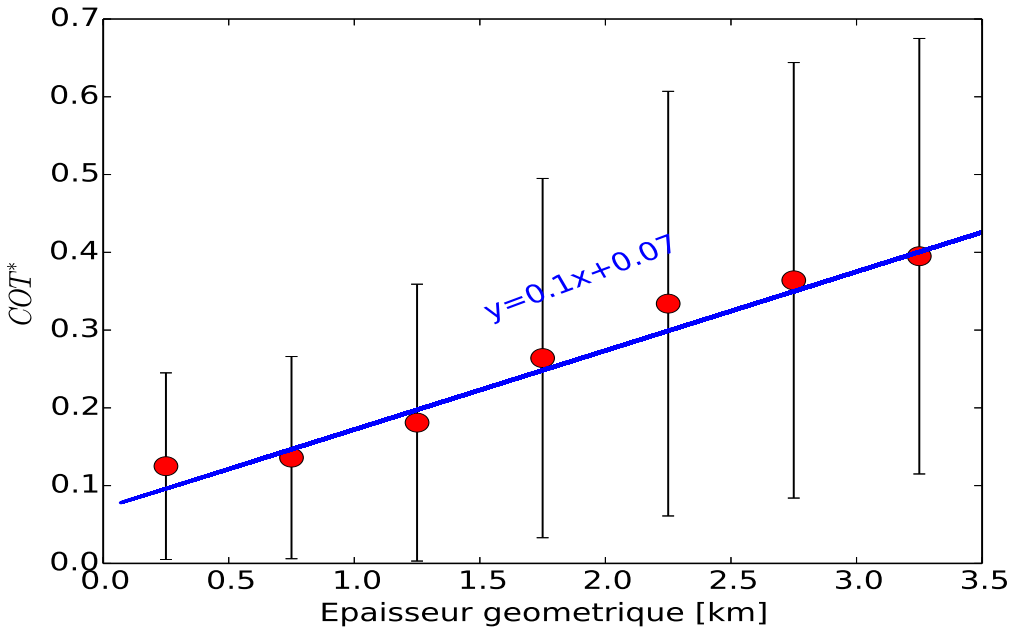
$$COT^* = 0.10 \times EG + 0.07, \tag{3.1}$$

avec EG l'épaisseur géométrique. Ce résultat est cohérent avec les résultats obtenus dans d'autres études de cirrus (Ansmann et al. (1993), Sassen and Comstock (2001), Giannakaki et al. (2007)..), qui montrent qu'il y a une relation linéaire entre ces deux propriétés pour les cirrus de latitudes moyennes. La figure 3.18 montre que l'épaisseur optique augmente avec l'épaisseur géométrique, avec un coefficient de corrélation de 0.378. Cette valeur de corrélation est très proche de celle obtenue par Ansmann et al. (1993) qui obtient un coefficient de corrélation de 0.38 à partir de mesures effectuées durant l'expérience ICE'89 (International Cirrus Experiment) à Norderney (53.72 °N, 7.22 °E).

Comme nous l'avons vu dans la section 2.3.6 l'épaisseur optique COT^* est liée au coefficient d'extinction $\alpha(z)$ suivant la relation : $COT^* = \int_{z_b}^{z_s} \alpha(z')\ \mathrm{dz'}$ où z_b et z_s sont respectivement l'altitude de la base et du sommet du nuage. En faisant l'hypothèse que les cirrus au-dessus de Lille sont verticalement homogènes, on trouve alors : $COT^* = \alpha \times$ EG. On peut donc estimer le coefficient d'extinction moyen des cirrus comme le rapport entre l'épaisseur optique COT^* et l'épaisseur géométrique. Dans notre cas, et pour toute la période analysée, nous trouvons une valeur de 0.15 km^{-1}. Dans leur étude Ansmann et al., (1993) trouvent une valeur moyenne du coefficient d'extinction proche de la notre, de l'ordre de 0.1 km^{-1}.



(a)



(b)

FIGURE *3.18 – (a) Histogramme de nombre d'observations de cirrus en fonction de l'épaisseur géométrique. (b) Variation de l'épaisseur optique (COT^*) en fonction de l'épaisseur géométrique dans des intervalles de 0.5 km. Les points rouges correspondent aux valeurs moyennes de l'épaisseur optique de chaque intervalle d'épaisseur géométrique, les barres noires correspondent aux écarts-types correspondants, et la courbe bleue correspond à la régression linéaire obtenue par la méthode de moindres carrés entre ces deux propriétés.*

3.4.3 Variation des propriétés géométriques et optiques en fonction de la température des cirrus

La température fait partie des paramètres clés dans la formation des cirrus, la caractérisation de leurs propriétés microphysiques et donc optiques. C'est pourquoi, dans cette section, nous étudions la variabilité des propriétés macrophysiques et optiques des cirrus, dérivées des mesures lidar, c'est-à-dire, l'épaisseur géométrique, l'épaisseur optique et le rapport lidar, en fonction de la température du milieu du cirrus. L'histogramme de la figure 3.19 correspond au nombre d'observations par intervalle de température de 5°C. 90 % des cirrus sont observés à une température entre -30 et -60 °C.

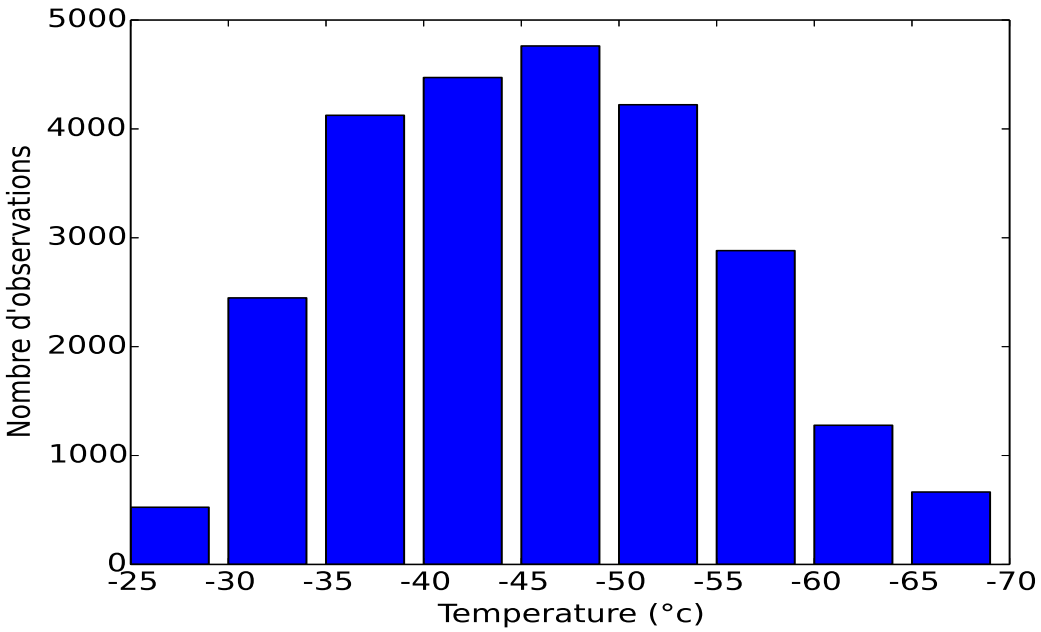


FIGURE *3.19 – Histogramme du nombre d'observations de cirrus par intervalle de température de 5 °C.*

La variation de l'épaisseur géométrique des cirrus en fonction de la température est présentée sur la figure 3.20. Les cirrus les plus épais géométriquement ($\approx$ 2 km) sont observés à des températures moyennes de -42.5 °C. Ce résultat est en accord avec les travaux effectués par Platt et al. (1987) qui ont montré un pic de l'épaisseur géométrique pour des températures voisines de -40 °C pour les nuages de moyenne latitude. Sassen and Comstock (2001) ont également obtenu des résultats similaires pour les cirrus de moyenne latitude. Le petit pic secondaire visible pour des températures comprises entre -62.5 et -67.5 °C peut être dû à la diminution importante du nombre d'observations dans

cet intervalle de température, ce qui rend cette augmentation locale plus incertaine.

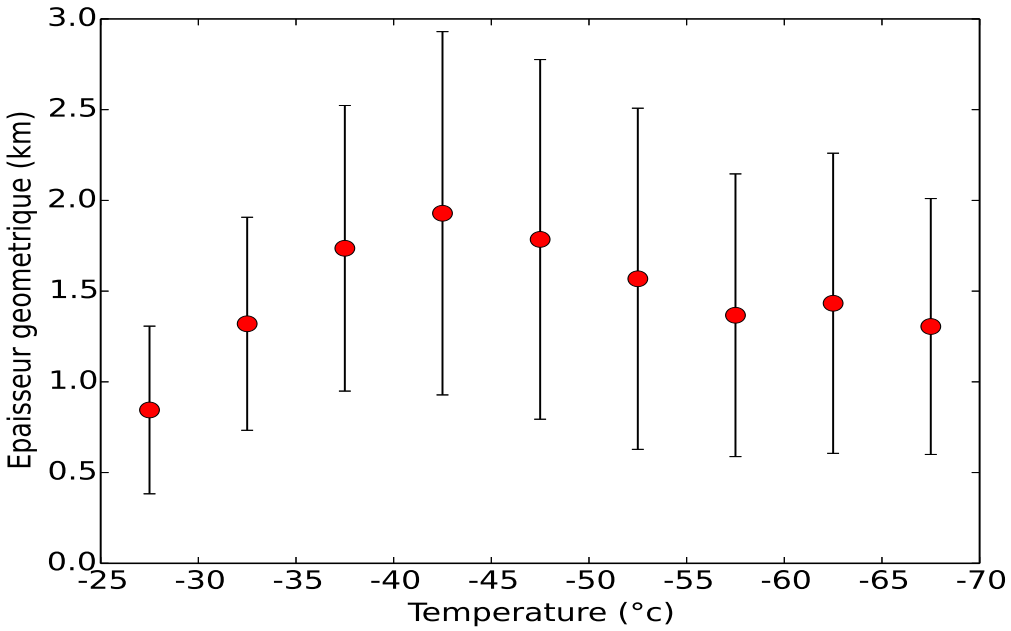
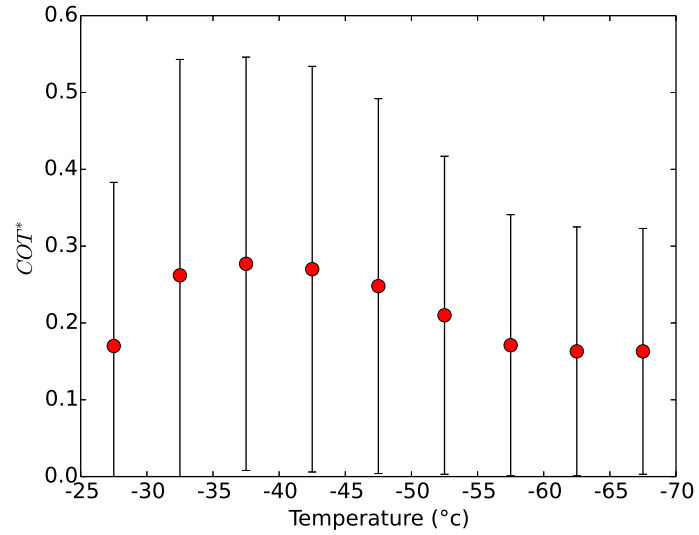


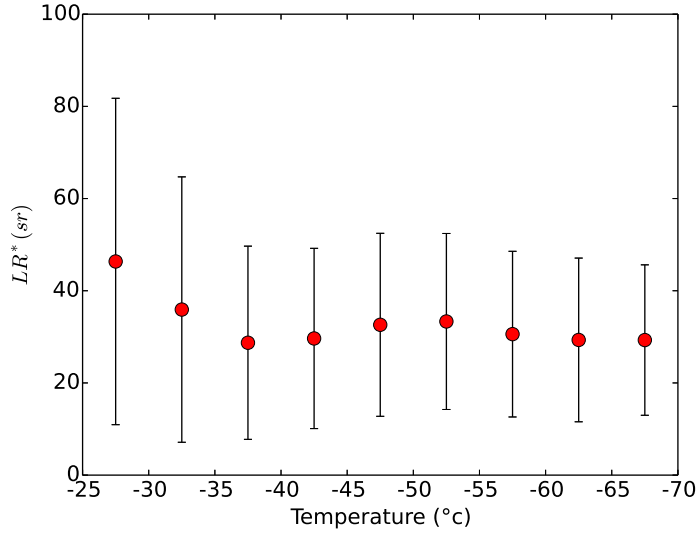
FIGURE *3.20 – Épaisseur géométrique des cirrus en fonction de leur température dans des intervalles de 5 °C. Les points rouges correspondent aux valeurs moyennes de l'épaisseur géométrique et les barres noires correspondent aux écarts-types correspondants.*

Les figures 3.21 (a) et (b) montrent la variation de l'épaisseur optique et du rapport lidar des cirrus en fonction de la température. En excluant les valeurs des épaisseurs optiques obtenues pour les faibles et fortes valeurs de températures (-27.5, -62.5 et -72.5 °C), qui correspondent à de petits nombres d'observations (figure 3.19), nous trouvons que l'épaisseur optique augmente avec la température. De nouveau, ceci est en accord avec les résultats obtenus par Sassen and Comstock (2001). Si pour les mêmes raisons nous excluons les valeurs du rapport lidar obtenues pour les faibles et fortes valeurs de températures, nous constatons que le rapport lidar semble peu sensible à la température des cirrus comme on peut le remarquer sur la figure 3.21 (b).

En résumé, les propriétés géométriques et optiques retrouvées avec notre algorithme sont en relation avec la température moyenne des cirrus. Les cirrus les plus épais géométriquement correspondent à une température voisine de -42.5 °C. De plus, nous obtenons une légère augmentation de l'épaisseur optique en fonction de la température. Par contre il ne semble pas y avoir de dépendance claire entre le rapport lidar et la température des cirrus.



(a)



(b)

FIGURE *3.21 – Identique à la figure 3.20, mais pour (a) l'épaisseur optique et (b) le rapport lidar.*

3.5 Propriétés des cirrus sur le site de M'bour

3.5.1 Introduction

Deux stations de mesures lidar sont gérées par le LOA : une station à Villeneuve d'Ascq (France) et la deuxième à M'bour (14,39 °N, 19,96 °O)(Sénégal). L'installation du lidar sur le site africain a été effectuée en 2006 en collaboration avec l'IRD (Institut de Recherche

pour le Développement). Les lidars utilisés sur ces deux stations possèdent les mêmes caractéristiques techniques. Nous avons donc utilisé la même méthodologie de détection des cirrus (décrite dans le chapitre 2) pour les données issues du lidar de M'bour et de Lille. Une base de données cirrus a ainsi été complétée avec les mesures Lidar à M'bour. Les données sont disponibles sur le site du laboratoire :
`http://www-loa.univ-lille1.fr/Instruments/lidar/calendriers/index_cal.php`, et les profils de température à Dakar (14.69 °N, 17.44 °O) située à 80 km au nord de M'bour (via le site web : `http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html`). Dans cette partie nous avons choisi de présenter une comparaison des caractéristiques des cirrus dérivées des mesures lidar sur les sites de Lille et de M'bour pour l'année 2011, car c'est une année de mesures complète pour les deux sites.

L'année climatologique à M'bour est divisée en deux saisons principales. La saison dite sèche, l'hiver (novembre-mai : humidité relative au sol < 40 %) et la saison humide, l'été (juin-octobre : humidité relative au sol ≈ 80 %). La variation mensuelle de l'humidité relative en fonction de l'altitude au-dessus de Dakar pour l'année 2011 est présentée sur la figure 3.22. Nous remarquons sur cette figure, une augmentation rapide de l'humidité relative dans la haute troposphère sur la période de novembre à mai, tandis qu'elle est inférieure à 10 % pour le reste de l'année (juin-octobre). Par comparaison, nous constatons qu'il n'existe pas de cycle de la vapeur d'eau de ce type au-dessus de Bruxelles (à 115 km de Lille) comme illustré sur la figure 3.23. Les variations mensuelles de la température au-dessus de Dakar et Bruxelles sont présentées, respectivement, sur la figure 3.24 et 3.25. Nous pouvons remarquer qu'il n'y a pas de variation saisonnière de la température de la haute troposphère à Dakar alors qu'il y en a une à Bruxelles. Une température inférieure à -25 °C (seuil de détection des cirrus utilisé dans notre algorithme) correspond à des altitudes supérieures à ≈ 6300 m au-dessus de Bruxelles et à ≈ 8500 m au-dessus de Dakar. Par conséquent, les cirrus observés au-dessus de M'bour seront naturellement plus élevés qu'à Lille.

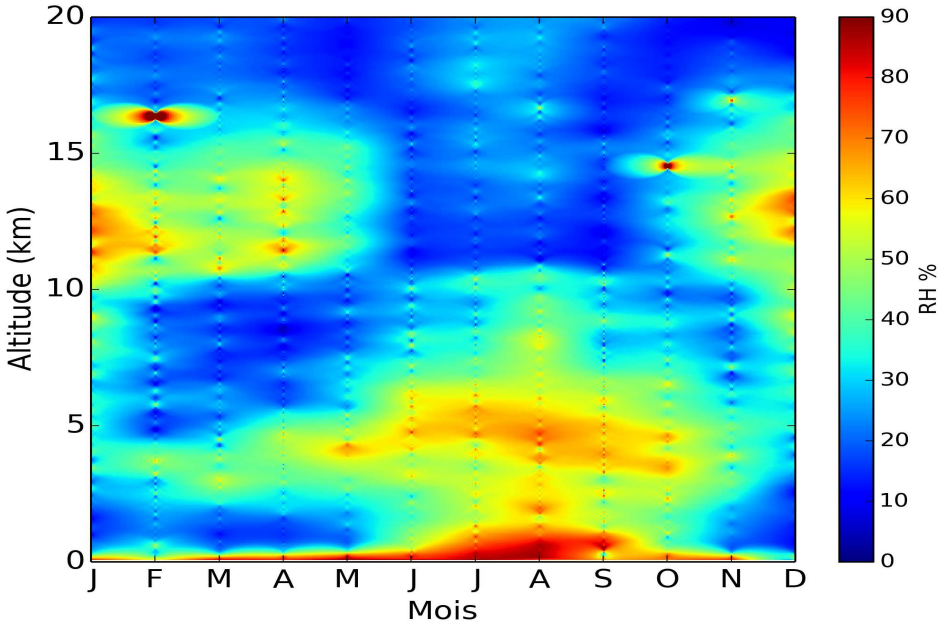


FIGURE *3.22 – Variation mensuelle de l'humidité relative (RH, %) au-dessus de Dakar (14.69 °N, 17.44 °O), située à 80 km de M'bour (14,39 °N, 19,96 °O), déterminée à partir des données de radiosondages sur l'année 2011 (site internet : http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html).*

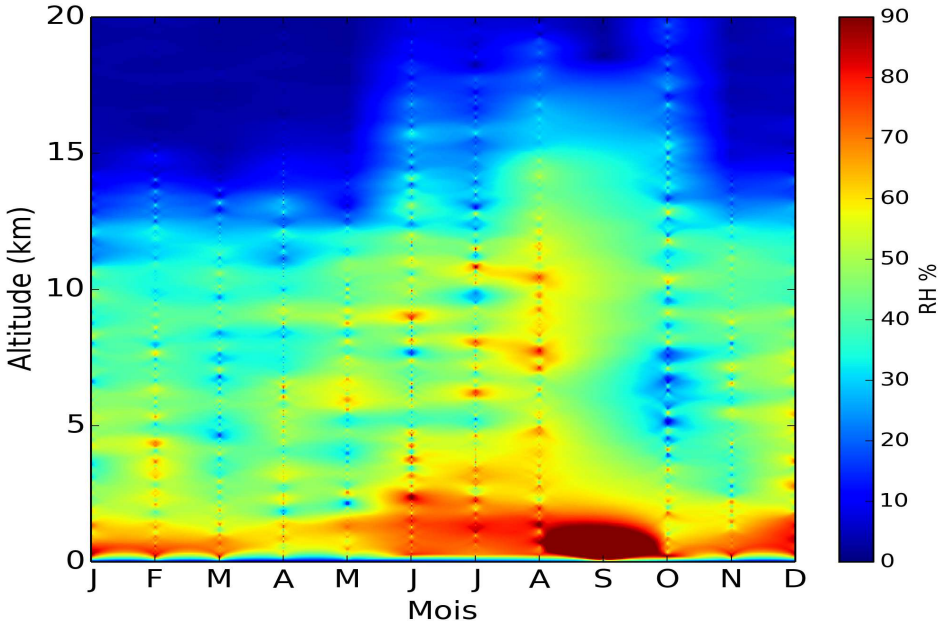


FIGURE *3.23 – Identique à la figure 3.22 mais au-dessus de Bruxelles (50.75 °N, 4.77 °E), située à 115 km de Lille (50.65 °N, 3.08 °E).*

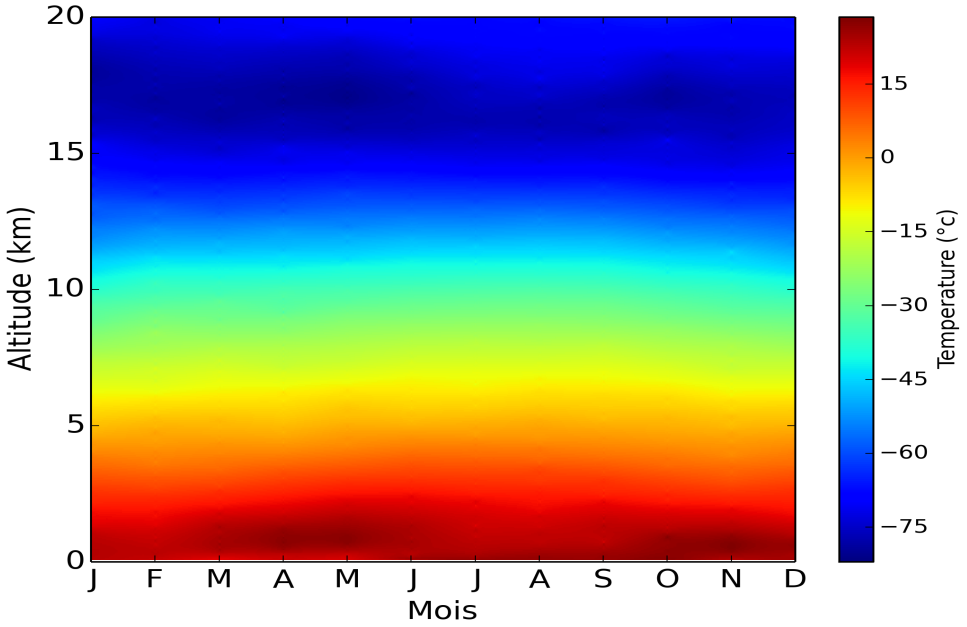


FIGURE *3.24 – Variation mensuelle de la température au-dessus de Dakar (14.69 °N, 17.44 °O), située à 80 km de M'bour (14,39 °N, 19,96 °O), déterminée à partir des données de radiosondages sur l'année 2011.*

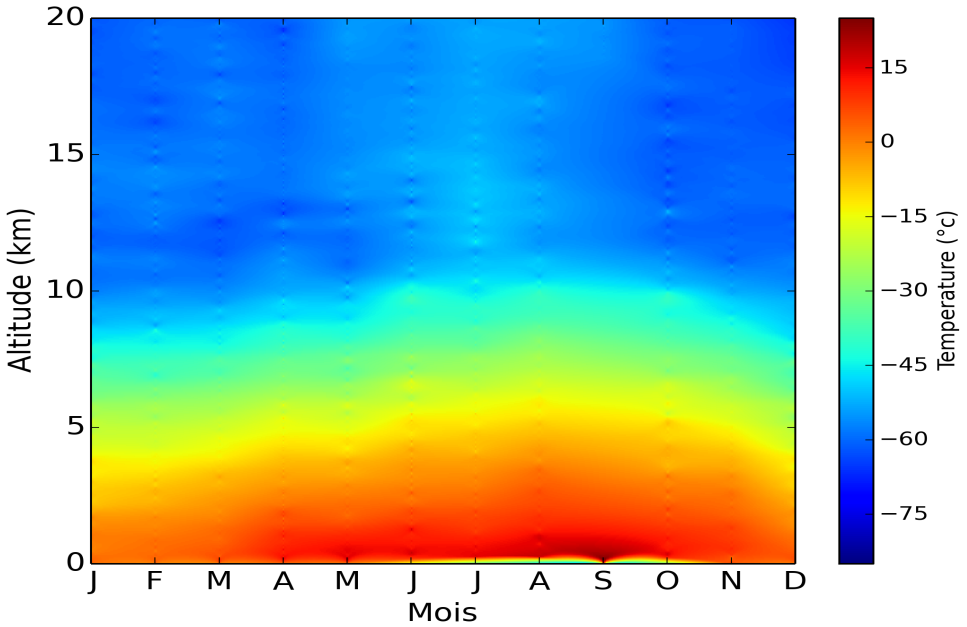


FIGURE *3.25 – Identique à la figure 3.24 mais au-dessus de Bruxelles (50.75 °N, 4.77 °E), située à 115 km de Lille (50.65 °N, 3.08 °E).*

La figure 3.26 montre la variation mensuelle du nombre de cirrus détectés sur le site de Lille (histogramme en rouge) et sur le site de M'bour (histogramme en bleu) pour l'année 2011. Nous remarquons sur le site de M'bour l'existence d'un cycle saisonnier dans la fréquence de cirrus. Nous pouvons séparer deux périodes sur ce site : la période (de novembre à avril) où les cirrus sont plus fréquents avec 90 % du nombre total des cirrus et la période (de mai à octobre) où les cirrus présentent moins de 10 % du nombre total de cirrus. Ce résultat indique qu'il y a une bonne corrélation entre les variations mensuelles de l'observation des cirrus et de l'humidité relative dans la haute troposphère (figure 3.22) au-dessus de M'bour. Les 90 % de cirrus observés sur la période de novembre à avril sont corrélés avec l'augmentation de l'humidité relative dans la haute troposphère durant cette période. Sur la période de mai à octobre lorsque l'humidité relative dans la haute troposphère est très faible, la fréquence cumulée de présence de cirrus chute à 10 %. Notons toutefois que M'bour est sous l'influence d'une saison des pluies, généralement de mai à octobre, avec d'importantes précipitations durant cette saison. De fait, des nuages bas sont observés plus fréquemment durant cette période de l'année ce qui rend difficile la détection des cirrus à partir des mesures lidar au sol.

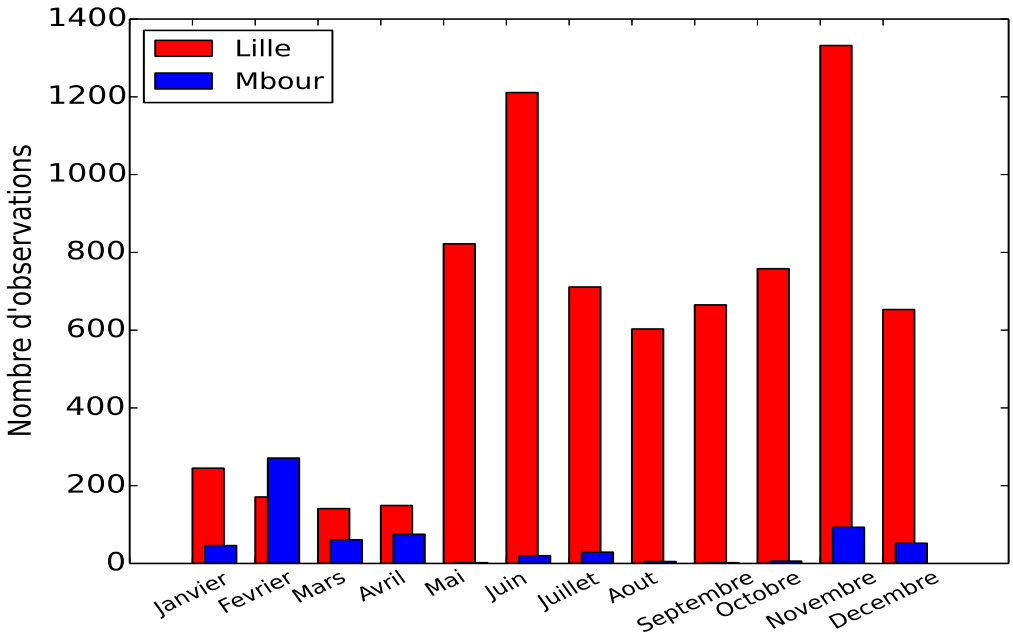


FIGURE *3.26 – Histogramme du nombre d'observations mensuel des cirrus sur le site de Lille (en rouge) et sur le site de M'bour (en bleu) pour l'année 2011.*

3.5.2 Comparaison des propriétés géométriques et optiques

Nous présentons dans cette partie la comparaison entre les propriétés géométriques et optiques des cirrus observées sur le site de Lille et de M'bour. Le tableau 3.6 présente les valeurs moyennes et les écarts-types des propriétés géométriques et optiques. Comme cela a déjà été noté sur la figure 3.26, il y a nettement moins de cas de cirrus observés au-dessus de M'bour qu'à Lille. La différence la plus nette entre les cirrus observés sur les deux sites concerne l'altitude à laquelle les cirrus sont détectés. Les cirrus détectés à M'bour sont en moyenne 1.5 km plus hauts que ceux observés à Lille.

	Lille	M'bour
nombre de cas	7461	662
Altitude de la base (km)	8.63±1.56	10.10±1.40
Altitude du sommet (km)	10.17±1.50	11.57±1.50
Epaisseur géométrique (km)	1.54±0.9	1.47±0.72
Temperature (°C)	-47±10	-42±10
COT^*	0.21±0.26	0.16±0.15
LR^* (sr)	33±20	26±16

TABLE ***3.6 – Comparaison des valeurs moyennes et écarts types des propriétés géométriques et optiques des cirrus obtenus à partir des mesures lidar pour les deux sites de Lille et M'bour pour l'année 2011.***

La figure 3.27 présente la distribution des propriétés macrophysiques et optiques des cirrus sur le site de Lille (en rouge) et sur le site de M'bour (en bleu) pour l'année 2011. L'altitude de la base des cirrus est observée généralement entre 5 et 11 km pour le site de Lille, et entre 8 et 13 km pour le site de M'bour avec un nombre maximum d'observations à 9.5 km (figure 3.27 (a)). Quant aux altitudes du sommet des cirrus, elles sont localisées entre 8 et 13 km pour le site de Lille, et entre 9 et 15 km pour le site de M'bour (figure 3.27 (b)).

Nous pouvons noter que les altitudes des bases de cirrus à Lille atteignent des valeurs maximales voisines de 12 km, contrairement à celles de M'bour. Les sommets des cirrus atteignent des altitudes voisine de 15 km à M'bour. Rappelons que les mesures du lidar utilisées dans cette étude atteignent une altitude maximale de 15 km ce qui risque d'être

trop bas dans de nombreux cas de cirrus au-dessus de M'bour dont les altitudes de sommet peuvent dépasser 15 km. Ceci peut expliquer en partie le faible nombre de cas de cirrus analysés à M'bour comparé à Lille, puisque les cas analysés correspondent au nombre de cas pour lesquels nous déterminons l'altitude de la base et du sommet ainsi que l'épaisseur optique du nuage (tableau 3.6).

Il n'y a pas de différence notable dans les distributions de l'épaisseur géométrique des cirrus détectés sur les deux sites (figure 3.27 (c)). Des épaisseurs géométriques plus importantes, de 3 km, sont un peu plus souvent observées à Lille qu'à M'bour. La figure 3.27 (d) présente la température du milieu géométrique des cirrus. Nous trouvons un maximum d'observations des cirrus à Lille avec une température entre -40 et -50 °C, et entre -30 et -40 °C à M'bour, avec une valeur moyenne, de (-47 ± 10) °C (à Lille) et de (-42 ± 10) °C (à M'bour). Nous remarquons la présence de deux pics sur l'ensemble des histogrammes des propriétés macrophysiques des cirrus pour le site de M'bour. L'altitude de la base présente deux pics centrés vers 9.5 km et 12 km (figure 3.27 (a)), l'altitude du sommet vers 10.5 km et 13 km (figure 3.27 (b)) et la température du milieu de cirrus vers -55 °C et -35 °C. Ces deux pics sont dus à la forte variabilité saisonnière sur le site de M'bour, qui présente une forte variation de l'humidité relative dans la haute troposphère entre la saison sèche et la saison humide comme l'illustre la figure 3.22. Comme nous l'avons vu dans la section 3.5.1, le profil atmosphérique au-dessus de Dakar montre une augmentation pour des altitudes supérieures à 10 km durant la saison sèche. Ce qui n'est pas le cas durant la saison humide. Par conséquent, les cirrus observés durant la saison sèche sont plus élevés que ceux observés durant la saison humide ; le nombre d'observations des cirrus est plus important sur la période février-mai avec des altitudes plus hautes sur cette période (voir plus loin, figure 3.28 et 3.29).

La figure 3.27 (e) montre qu'un maximum d'observations de cirrus à Lille correspond à une valeur de rapport lidar entre 20 et 25 sr et à M'bour entre 10 et 15 sr, avec des valeurs moyennes pour toutes les observations, respectivement de 33 ± 20 à Lille et de 26 ± 16 à M'bour. Par ailleurs, sur le site de Lille, on détecte quelque cas de cirrus qui ont des épaisseurs optiques supérieures à 1, tandis qu'à M'bour, aucune observation de cirrus ne correspond à des valeurs aussi élevées (figure 3.27 (f)). Les valeurs moyennes et

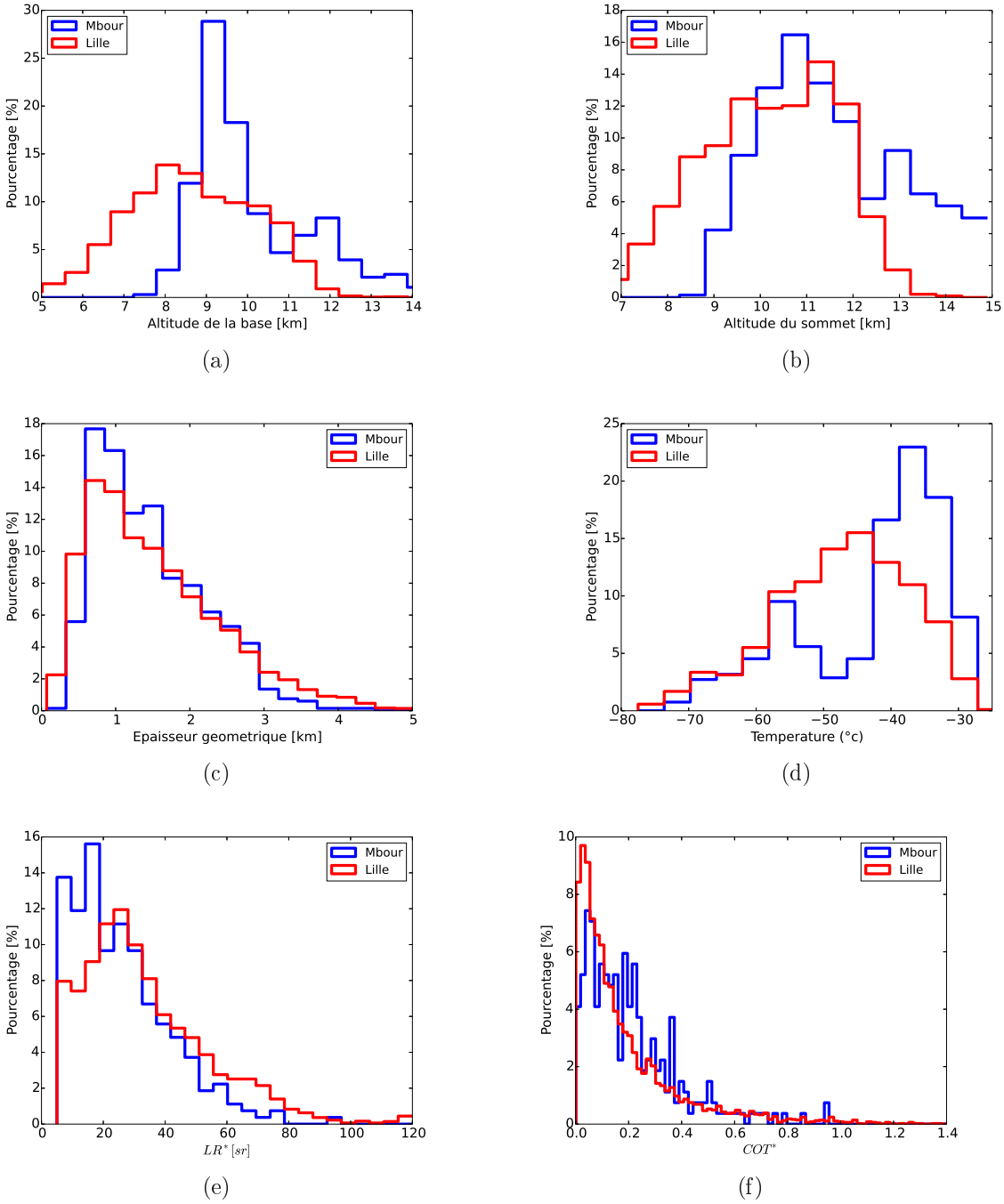


FIGURE *3.27 – Distributions des propriétés macrophysiques et optiques des cirrus obtenues à partir des mesures lidar au sol sur le site de Lille (en rouge) et sur le site de M'bour (en bleu) pour l'année 2011. La figure (a), présente, la distribution de l'altitude de la base, (b) de l'altitude du sommet, (c) du milieu géométrique (d) de la température du milieu géométrique des cirrus, (e) du rapport lidar et (f) de l'épaisseur optique.*

les écarts types des épaisseurs optiques des cirrus à Lille et M'bour, sont respectivement, 0.21 ± 0.26 et de 0.16 ± 0.15. Sur les deux sites, ce sont les cirrus visibles qui sont les plus fréquents, respectivement 60% des cas pour le site de Lille et 73% des cas pour le site de M'bour ramené au nombre total de cirrus détectés sur chacun des sites.

Nous terminons la comparaison entre Lille et M'bour par une étude conjointe de la variation mensuelle de l'altitude des cirrus observés sur les deux sites. Les variations mensuelles de l'altitude moyenne de la base et du sommet des cirrus observés au-dessus de Lille et M'bour et les écarts-types correspondants sont présentées sur la figure 3.28 et 3.29. Notons que sur le site de M'bour, lorsque le nombre d'observations de cirrus est très petit, nous n'avons pas présenté les écarts-types sur la figure (courbe en bleu). Comme nous l'avons vu, les cirrus à Lille sont plus hauts en été et plus bas en hiver et à des altitudes intermédiaires au printemps et à l'automne. Cependant, les cirrus les plus hauts à M'bour sont observés sur la période mars-mai (saison sèche) lorsque l'humidité relative atteint des valeurs $>$ à 40 % au-dessus de 10 km (voir figure 3.22), alors qu'elle est inférieure à 30 % pour des altitudes comprises entre 5 et 10 km. L'altitude moyenne de la tropopause à M'bour pour l'année 2011, est déterminée à partir des données de radiosondages à Dakar. Elle est localisée à 17 km avec une température moyenne de -79 °C, et elle est légèrement plus élevée durant la saison sèche, ce qui est cohérent avec l'altitude élevée des cirrus durant cette saison. Notons que la tropopause au-dessus de M'bour est 6 km plus haute et 20 °C plus froide que la tropopause au-dessus de Lille. Ceci est cohérent avec le fait que les cirrus à M'bour sont présents à des altitudes plus élevées qu'à Lille.

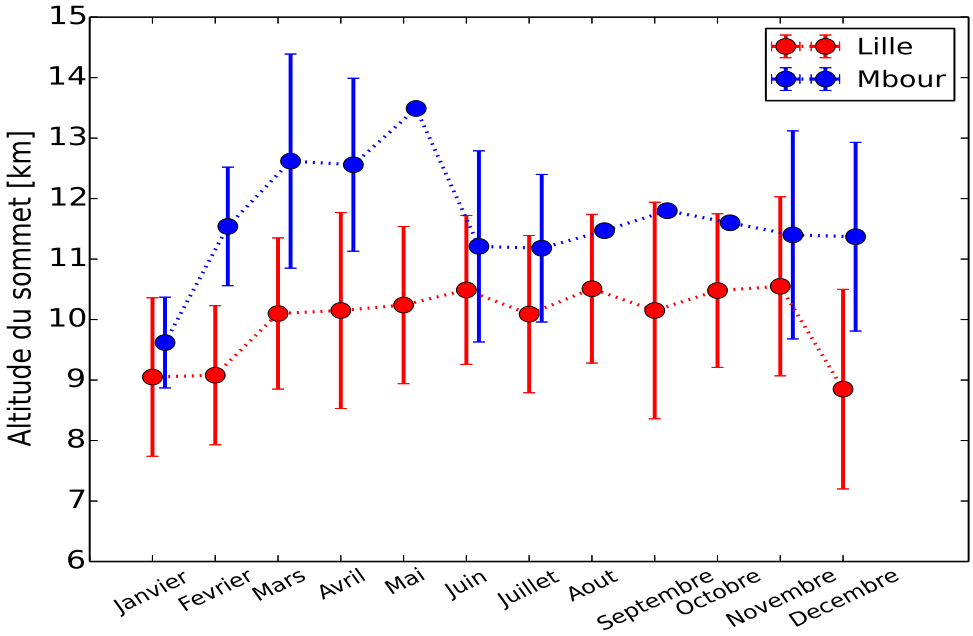


FIGURE *3.28 – Variation mensuelle de la valeur moyenne et de l'ecart-type de l'altitude du sommet des cirrus observés au-dessus de Lille (en rouge) et au-dessus de M'bour (en bleu) pour l'année 2011.*

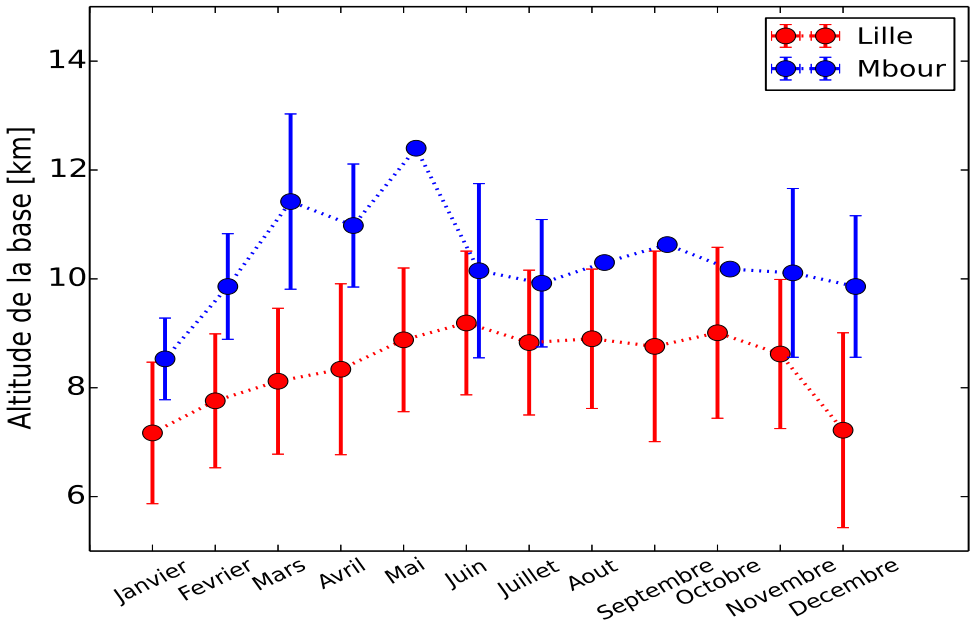


FIGURE *3.29 – Identique à la figure 3.28 mais pour l'altitude de la base des cirrus.*

Pour résumer cette partie, les cirrus sont plus souvent détectés à Lille qu'à M'bour du fait que l'altitude maximale atteinte par le lidar sol utilisé dans ce travail est de 15 km. Ceci limite la détection de nombreux cas de cirrus à M'bour. Les cirrus de moyenne

latitude observés à Lille sont à des altitudes plus basses que les cirrus observés à M'bour avec une différence moyenne d'altitude de 1.5 km. En plus, les cirrus observés à Lille sont en moyenne plus épais optiquement que ceux observés à M'bour. Le travail effectué dans cette partie montre la faisabilité de l'application de l'algorithme de détection nuageuse développé dans cette étude à partir des mesures du micro-lidar sol pour un traitement multisite. Cependant, la très haute altitude des cirrus observés sur un site tropical par comparaison à ceux observés sur un site de moyenne latitude, montre une limite dans la détection des cirrus à partir de ce type de lidar. Le micro lidar dont la portée est limitée (environ 15 km) ne permet pas d'étudier de manière exhaustive les sites tropicaux alors qu'il est bien adapté pour les sites de latitudes moyennes.

3.6 Comparaison avec d'autres climatologies de cirrus

Ces dernières années diverses techniques destinées à l'étude climatologique des cirrus ont été développées à partir de lidar sur sites instrumentés. Nous avons choisi de présenter les climatologies qui ont été établies sur deux sites à des latitudes moyennes et un site aux latitudes tropicales. Les deux sites de moyennes latitudes sont localisés à l'OHP (France) et à Thessaloniki (Grèce) et celui aux latitudes tropicales est localisé à l'Observatoire de Physique de l'Atmosphère de la Réunion.

Le but est, d'une part, de montrer le potentiel d'un microlidar fonctionnant à une seule longueur d'onde pour l'étude des cirrus, en le comparant avec des lidars sur d'autres sites, plus puissants et/ou fonctionnant en multi longueurs d'onde. D'autre part, la comparaison permet de différencier les propriétés des cirrus observés au-dessus de Lille de celles obtenues sur différents sites.
Le tableau 3.7 reprend les principaux résultats des trois études que nous avons utilisées dans cette comparaison. La première colonne présente les résultats de la climatologie des cirrus que nous avons établie au-dessus de Lille sur la période 2008-2014. Les colonnes suivantes présentent les résultats obtenus sur les autres sites.

	Lille	OHP	Thessaloniki	OPAR
Référence	Nohra et al. (2015)	Hoareau et al. (2013)	Giannakaki et al. (2007)	Cadet et al. (2003)
Localisation	50.65°N, 3.08°E	44°N, 6°E	40.6°N, 22.9°E	21°S, 55°E
Période	2008-2014	1996-2007	2000-2006	1996-2001
Lidar	mic1ro-lidar	Rayleigh-Mie-Raman	Combined elastic-backscatter Raman	Rayleigh-Mie-Raman
Laser et longueur d'onde (nm)	Nd :YAG, 532	double Nd :YAG, 532	Nd :YAG, 532 et 355	Nd :YAG, 532 et 1064
Énergie de pulse	20 μ J	300 mJ	300-120 mJ	1-1.75 J
Identification d'un cirrus	Platt et al., 1994 température de la base <-25 °C	SR>seuil temperature de la base < -25 °C	Platt et al., 1994 et température du milieu < -38 °C	SR>seuil et température du sommet < -38 °C
LR (sr)	Klett inversion	LR = 25	Klett inversion	18.2
correction de diffusion multiple	aucune (η=1)	η=0.75 Chen et al. (2002)		aucune (η=1)
épaisseur géométrique(km)	1.6 ± 0.9	1.64 ± 1.11	2.7±0.9	0.75±0.50
Altitude de la base (km)	8.25±1.70	9.28±1.77	9.0±1.1	
Altitude du milieu	9.1±1.7	10.0±1.3	10.3±0.9	12.9±1.5
Altitude du sommmet(km)	9.83±1.60	10.94± 1.68	11.7±0.9	
Température du milieu (° C)	-47±10		-51±6	
COT^*	0.235±0.243		0.31±0.24	
LR(sr)	32±20		30±17	

Table *3.7 – Comparaison des climatologies de cirrus établies sur différents sites de mesures à partir de lidars sol.*

3.6.1 Climatologie établie à l'OHP

Une climatologie de cirrus a été établie au-dessus de l'OHP "Observatoire de Haute Provence" (44°N, 6°E) sur la période 1996-2007 à partir des mesures lidar de nuit à 532 nm (Hoareau et al., 2013). La méthode de traitement utilisée consiste à identifier un cirrus lorsque le rapport de diffusion, qui est défini par le rapport entre les coefficients de rétrodiffusion totale et moléculaire (voire section 2.3.5), est supérieur à une valeur seuil et la température du niveau de la base du cirrus est inférieure à -25 °C. Un rapport lidar fixé à 25 sr a été utilisé et une correction de diffusion multiple a été appliquée pour cette climatologie, avec un facteur η =0.75. Les cirrus sont observés à l'OHP à une altitude de base moyenne de (9.28 ± 1.77) km et une altitude moyenne du sommet de (10.94 ± 1.68) km. L'épaisseur géométrique moyenne des cirrus à l'OHP est de (1.64 ± 1.11) km. Nous trouvons une épaisseur géométrique moyenne des cirrus identique sur le site de Lille avec une valeur de (1.6 ± 0.9) km alors que nous obtenons une différence sur l'altitude moyenne de la base et du sommet des cirrus de 1 km (tableau 3.7). Les cirrus à l'OHP ont un maximum de fréquence d'occurrence en printemps avec 42 % du temps d'observation et un minimum en été avec 33 %. Ces résultats ont la même tendance que ceux obtenus de notre étude avec un pourcentage de 29 % des situations de cirrus en printemps et 21 % en été. Ajoutons que dans leur étude Hoareau et al. (2013), contrairement à la notre, divisent les cirrus en trois classes selon leur altitude et leur épaisseur géométrique. La classe 1 correspond aux cirrus fins (environ 1 km) à une altitude moyenne de 8 km, la classe 2 correspond aux cirrus ayant une épaisseur moyenne de 3 km à une altitude d'environ 10 km et la classe 3 pour les cirrus ayant une épaisseur géométrique de 1 km à une altitude moyenne de 11 km. Les auteurs ont observé que la fréquence d'occurrence des cirrus dépend de leur classe ; les cirrus des classes 1 et 2 sont plus fréquemment observés durant l'hiver et le printemps. Par contre ceux correspondant à la classe 3 sont plus fréquemment observés durant l'été et l'automne.

Hoareau et al. (2013) ont également étudié la relation entre l'épaisseur géométrique et l'épaisseur optique en fonction de la température du milieu du nuage, obtenue à partir du lidar sol à l'OHP et du lidar spatial CALIOP (figure 3.30). D'après le lidar sol à l'OHP, les cirrus les plus épais géométriquement, environ 2 km d'épaisseur, ont une température moyenne de -45.2 °C, ce qui est de nouveau similaire à notre étude (voir figure 3.20). L'épaisseur optique moyenne est, quant à elle, maximale pour une température moyenne

de -42.5 °C, alors qu'elle est maximale pour une température de -37.5 °C à Lille (voir figure 3.21).

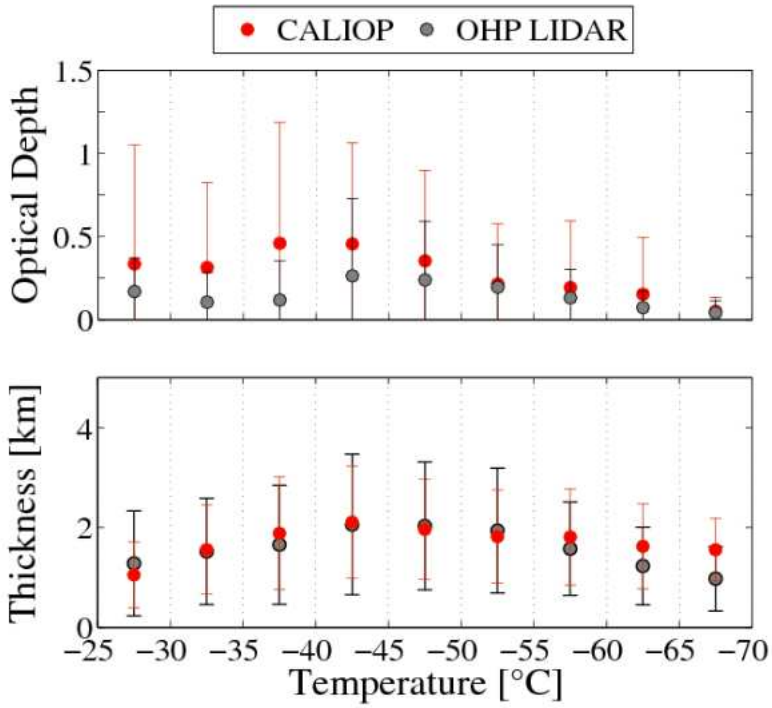


FIGURE *3.30 – Valeurs moyennes de l'épaisseur optique et de l'épaisseur géométrique en fonction de la température du milieu de cirrus, obtenues à partir du lidar sol à l'OHP et du lidar spatial CALIOP, d'après (Hoareau et al., 2013).*

3.6.2 Climatologie établie à Thessaloniki, Grèce

Nous présentons dans cette partie la climatologie de cirrus qui a été établie au-dessus de Thessaloniki, Grèce (40.6°N, 22.9°E) sur la période de 2000-2006 à partir des mesures lidar à 532 et 355 nm (Giannakaki et al., 2007). La méthode de détection nuageuse est la même que celle utilisée à Lille. L'altitude du nuage est déterminée à partir de la méthode proposée par Platt et al. (1994). Par contre, un cirrus est identifié lorsque la température du milieu du nuage est inférieure à -38 °C. L'épaisseur optique est déterminée à partir de la méthode de transmittance et un facteur de diffusion multiple est introduit d'après Chen et al. (2002) qui dépend de l'épaisseur optique. Les cirrus à Thessaloniki sont plus fréquents en automne et au printemps qu'en été ; ce résultat est similaire à celui trouvé à Lille avec un pourcentage de 29 % du nombre total des cirrus observés au printemps et 26 % des cirrus observés en automne.

Les épaisseurs géométriques obtenues à Lille sont comprises entre 0.5 et 3.5 km et seuls quelques cas présentent des épaisseurs supérieures à 3.5 km (voir section 3.4.2), tandis qu'à Thessaloniki 20 % du nombre total des cirrus présentent des épaisseurs géométriques supérieures à 3.5 km. L'épaisseur géométrique moyenne des cirrus observés à Thessaloniki est de (2.7 ± 0.9) km tandis que la valeur obtenue à Lille est de (1.6 ± 0.9) km. Les pourcentages des cirrus sub-visibles, visibles et opaques à Thessaloniki sont respectivement de 3 %, 57%, 40% des situations observées et les pourcentages à Lille sont respectivement de 12%, 61%, 27%. Les cirrus opaques sont moins fréquemment observés à Lille dû à l'atténuation du signal lidar pour les nuages épais optiquement. Nous rappelons que l'épaisseur optique maximale des cirrus à Lille est de 1.2.

À Thessaloniki, la température du milieu de cirrus varie entre -38 et -65 °C, avec 2 % des cirrus ayant des températures entre -60 et -65°C. Cependant, à Lille, nous trouvons 8% des observations ayant des températures inférieures à -65°C (figure (3.19)). Les collègues qui ont mené l'étude à Thessaloniki ont également analysé la relation entre l'épaisseur géométrique et la température de cirrus. Les cirrus les plus épais (environ 3.5 km) ont une température moyenne de -47.5 °C. Par contre, à Lille et à l'OHP, les cirrus les plus épais (environ 2km) ont une température moyenne d'environ -42.5 °C. D'une manière générale, nous pouvons donc conclure que les cirrus aux moyennes latitudes sont plus épais pour des températures entre -40 et -50 °C.

3.6.3 Climatologie établie à l'OPAR

Cette partie est dédiée aux propriétés des cirrus sur le site de l'OPAR (21°S, 55°E) "Observatoire de Physique de l'Atmosphere de la Réunion" qui ont été obtenues à partir de mesures lidar de nuit à 532 nm sur la période de 1996-2001 (Cadet et al., 2003). La méthode de détection des cirrus est similaire à celle utilisée à l'OHP : un cirrus est identifié lorsque le rapport de diffusion est supérieur à une valeur seuil et la température de l'altitude du sommet du nuage est inférieure à -38 °C. Une valeur fixe du rapport lidar de 18.2 sr est utilisée, et aucune correction de diffusion multiple n'est effectuée. L'occurrence des cirrus observés à l'OPAR présente un cycle saisonnier bien marqué avec 5 % des observations durant l'hiver austral (de mai à octobre) et 20 % durant l'été austral (de novembre à avril). La figure 3.31 montre un pic d'observations de cirrus en décembre et un minimum en juillet et août (courbe en rouge). Les cirrus sub-visibles composent

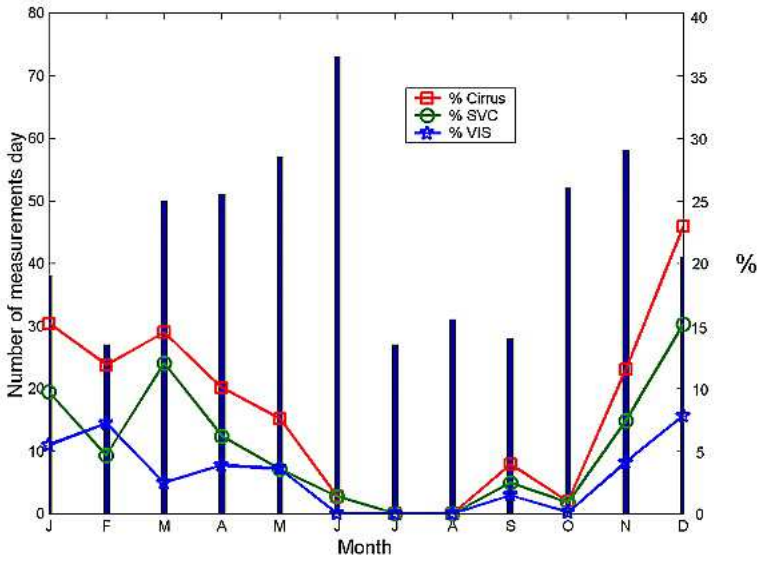


FIGURE *3.31 – Fréquences d'occurrence des cirrus à l'OPAR dérivées à partir des données lidar sur la période 1996-2001. Le nombre total d'occurrence de cirrus est reporté en fonction du mois (en rouge). Le pourcentage des cirrus sub-visibles est en vert et celui des cirrus visibles est en bleu. Les barres verticales montrent le nombre de mesures lidar (Cadet et al., 2003).*

une fraction significative de 65 % parmi le nombre total de cirrus observés. La moyenne mensuelle de l'altitude du milieu des cirrus varie entre 11 et 14 km, avec une valeur moyenne de (12.9 ± 1.5) km tandis qu'une valeur moyenne de (9.1 ± 1.7) km est trouvée à Lille. L'épaisseur géométrique moyenne des cirrus est de (0.75 ± 0.50) km, une valeur deux fois plus faible que celle trouvée à Lille. L'épaisseur géométrique des cirrus sub-visibles à l'OPAR est trois fois et demie plus fine que les cirrus visibles avec une valeur de (0.4 ± 0.4) km comparée à une valeur de (1.4 ± 0.7) km pour les cirrus visibles. Par contre, les cirrus sub-visibles à Lille sont à peine plus fins géométriquement que les cirrus visibles avec une différence sur l'épaisseur géométrique moyenne de 0.3 km (voir tableau 3.5).

Nous pouvons conclure à partir de cette comparaison qu'en fonction de la latitude du site d'observation, les fréquences d'occurrence des cirrus présentent ou non un cycle saisonnier marqué. En général, nous constatons, que les cirrus de moyennes latitudes ne présentent pas ou peu de cycle saisonnier sur la fréquence d'observations. De plus, les cirrus observés à des latitudes moyennes sont plus bas en altitude et plus épais géométriquement et optiquement que les cirrus observés à des latitudes tropicales.

Les propriétés des cirrus observés sur le site de Lille sont cohérentes avec celles obtenues

sur les autres sites de moyennes latitudes avec toutefois des différences qui ont été présentées précédemment dans chaque partie de cette comparaison. Les différences entre les caractéristiques des cirrus de différentes latitudes sont reliées pour partie, aux propriétés atmosphériques rencontrées sur les sites d'observation (température et humidité relative de l'atmosphère ...). D'autre part, les différences obtenues sont liées aux caractéristiques du lidar (longueur d'onde, polarisation, résolution verticale ..) utilisé dans chaque étude ainsi que des méthodes utilisées dans la restitution des propriétés géométriques et optiques des cirrus. Pour affiner cette comparaison, il serait utile d'appliquer à notre base de données à Lille des méthodes similaires à celles utilisées sur les autres sites présentés dans cette comparaison.

3.7 Conclusion

Dans ce troisième chapitre, nous avons analysé en détail les propriétés macrophysiques et optiques des cirrus au-dessus de Lille durant la période 2008-2014. Il faut noter qu'aucune correction de diffusion multiple n'a été appliquée pour effectuer la climatologie présentée. C'est une pratique courante déjà appliquée dans différentes études (exemple : Goldfarb et al. (2001), Wang and Sassen (2002), Cadet et al. (2003)..). Nous discutons dans le chapitre 4 la détermination du facteur de correction de diffusion multiple η, ainsi que son effet sur les propriétés restituées et présentées dans ce chapitre. En moyenne, sur les sept ans de mesures, les cirrus à Lille sont centrés à (9.07 $\pm$ 1.70) km d'altitude avec une épaisseur géométrique moyenne de (1.6 $\pm$ 0.9) km et une température moyenne de (-47 $\pm$ 10) $^{\circ}$C. Nous pouvons conclure de notre analyse que les cirrus au-dessus de Lille ne présente pas de cycle saisonnier très marqué. Les cirrus observés à Lille sont néanmoins plus hauts durant l'été que durant l'hiver. C'est en été que leurs épaisseurs géométriques et optiques moyennes sont plus faibles. Nous avons établi qu'il y a une relation linéaire entre l'épaisseur géométrique et l'épaisseur optique, et que le coefficient d'extinction moyen est de l'ordre de 0.15 km^{-1}. Nous remarquons aussi que l'épaisseur optique des cirrus observés augmente avec leur température moyenne. Dans la seconde partie de ce chapitre nous avons présenté une comparaison des caractéristiques des cirrus sur les sites de Lille et de M'bour. Les cirrus à M'bour présentent un cycle saisonnier remarquable concernant le nombre d'observations avec 90 % des cas totaux des cirrus observés sur la période de novembre à avril. Les cirrus à M'bour sont en moyenne 1.5 km plus hauts que les cirrus

à Lille. Enfin, nous avons comparé la climatologie des cirrus établie sur le site de Lille avec d'autres climatologies qui ont été établies sur d'autres sites aux moyennes latitudes. Cette comparaison, nous a permis d'évaluer les résultats obtenus avec le micro lidar à Lille en les comparant avec les autres sites. Les propriétés des cirrus trouvées à Lille sont cohérentes avec celles obtenues sur d'autres sites de moyennes latitudes. On obtient une épaisseur géométrique moyenne identique à Lille et à l'OHP, avec une différence moyenne sur l'altitude de cirrus d'environ 1 km. Les cirrus à Lille, à Thessaloniki et à l'OHP sont plus fréquents en printemps, par contre à Thessaloniki les cirrus sont plus épais géométriquement, d'environ 1 km en moyenne.

Dans la suite de ce document nous présentons une inter-comparaison des caractéristiques des cirrus observés au-dessus de Lille obtenues à partir des données du lidar au-sol et du lidar spatial CALIOP, ainsi qu'une discussion détaillée sur la correction de diffusion multiple.

CHAPITRE 4

Inter-comparaison avec le lidar spatial CALIOP

4.1 Introduction

Ce dernier chapitre de thèse est consacré à la présentation d'une inter-comparaison des propriétés macrophysiques et optiques des cirrus à partir des mesures lidar sol sur le site de Lille et celles du lidar spatial CALIOP sur la plateforme CALIPSO. Cette inter-comparaison va nous permettre de consolider l'évaluation de nos résultats obtenus à partir du lidar sol et présentés dans le chapitre 3. Nous commençons tout d'abord par une inter-comparaison des résultats sur un cas d'étude du 25 décembre 2013. Ensuite, une intercomparaison plus globale des résultats sur la période 2008-2014 est réalisée. Aucune correction de l'effet de la diffusion multiple n'est effectuée pour analyser les mesures du lidar sol à Lille. Une discussion sur l'estimation du facteur de correction de la diffusion multiple, η, est ensuite développée dans ce chapitre en s'appuyant sur deux approches. La première consiste à estimer ce facteur en s'appuyant sur la méthode proposée par Chen et al. (2002). Cette méthode a notamment été appliquée dans différentes études des cirrus, citons par exemple les études de Giannakaki et al. (2007) et Plana-Fattori et al. (2009). La deuxième approche consiste à déduire ce facteur à partir des produits géophysiques déduits de CALIOP.

4.2 Inter-comparaison des propriétés macrophysiques des cirrus

Dans le but d'évaluer les propriétés des cirrus obtenues à partir des mesures lidar au sol à Lille, nous avons choisi de les comparer avec celles obtenues avec le lidar spatial CALIOP. La procédure d'inter-comparaison que nous avons utilisée dans ce travail consiste à repérer les orbites de CALIPSO dont la trace au sol est proche de la plate-forme d'observation du laboratoire, dans une zone de $\pm$ 1.5 °en latitude et longitude. Cette zone correspond à une maille d'environ 110 km de côté. L'heure de passage du satellite dans cette zone est d'environ 12 h TU le jour et 02 h TU la nuit. Les produits CALIOP considérés dans cette intercomparaison sont des produits de niveau 2 (voir tableau 2.3) versions 3.01, 3.02 et 3.30 à la résolution horizontale de 5 km (Vaughan et al., 2009). Pour rester cohérent avec notre méthode de détection des cirrus, nous ne considérons que les nuages correspondant à une température de base inférieure à -25 °C.

Pour les produits CALIOP V3.30, un facteur de correction de diffusion multiple constant,

égal à 0.6, est utilisé pour les nuages de glace, et une majorité des produits ($\approx$ 90 %) sont fournis avec un rapport lidar fixe de 25 sr. Pour les 10 % restant, le rapport lidar est adapté pour éviter de retrouver une épaisseur optique non physique (Thorsen et al., 2011). Par contre, aucune correction de diffusion multiple n'est faite pour les résultats obtenus à partir du lidar sol de Lille.

4.2.1 Cas d'étude : 25 décembre 2013

Nous présentons dans cette section une inter-comparaison des caractéristiques d'un cirrus obtenues à partir du lidar sol et le lidar CALIOP pour un cas d'étude du 25 décembre 2013. Un nuage a été observé par CALIOP en différents points géographiques le long de la trace au sol dont la distance à Lille varie de 10 à 100 km. La figure 4.1 montre une vue d'ensemble des mesures de CALIOP. Le nuage observé au-dessus de Lille est localisé dans le cercle noir en pointillés sur cette figure. L'heure de passage de CALIOP dans la zone d'étude est 12.80 h TU ; de même ce nuage a été observé par le lidar au sol sur le site d'observation à Lille (cercle noir sur la figure 4.2). Le nuage observé étant très étendu spatialement, nous pouvons donc supposer que c'est le même nuage qui est détecté par le lidar au sol et CALIOP, ce qui va nous permettre de réaliser l'inter-comparaison des caractéristiques du cirrus.

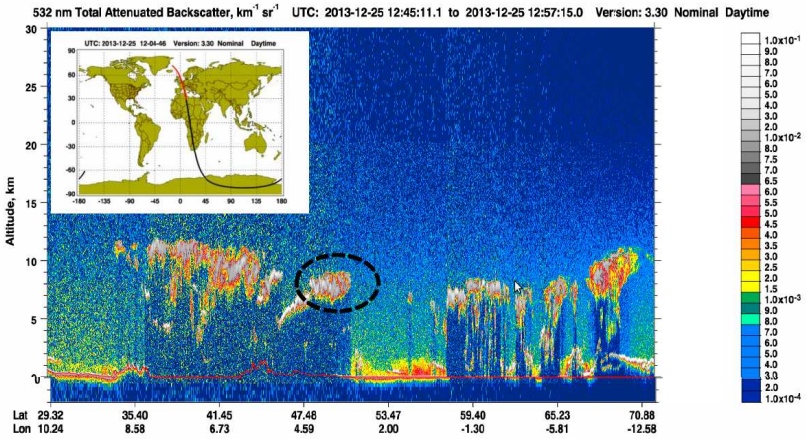


FIGURE *4.1 – Coupe verticale obtenue à partir du lidar CALIOP embarqué sur CALIPSO, pour le cas du 25 décembre 2013. Le nuage observé à 12.80 h TU (heure du passage CALIOP) étant localisé dans le cercle noir en pointillés.*

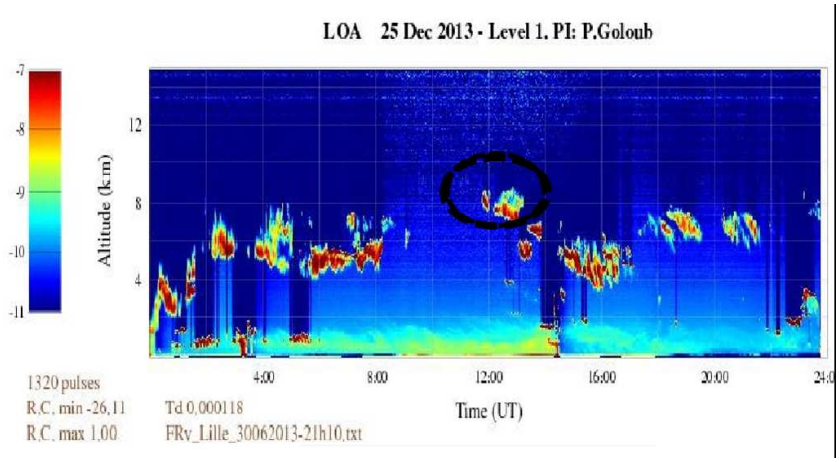


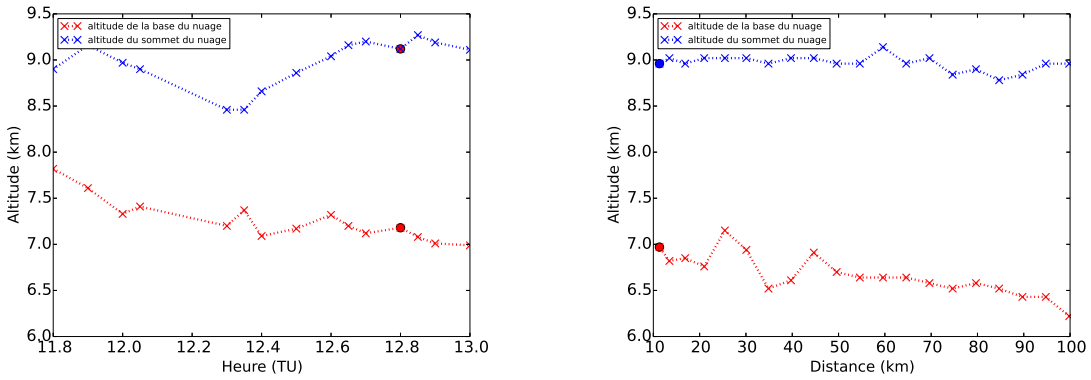
FIGURE *4.2 – Coupe verticale obtenue à partir du lidar au sol à Lille, pour le cas du 25 décembre 2013 montrant la couche nuageuse. Le cercle noir montre le nuage détecté à 12.8 h TU.*

La figure 4.3 (a) montre les variations de l'altitude du sommet et de la base du nuage obtenues à partir des données lidar au sol en fonction de l'heure TU et la figure 4.3 (b) montre celles obtenues par CALIOP en fonction de la distance de la trace au sol de la plateforme d'observation à Lille. Les gros points rouge et bleu sur la figure 4.3 (a) montrent respectivement l'altitude de la base et du sommet du nuage dérivées à partir du lidar sol à Lille à l'heure de passage de CALIOP (à 12.80 h TU). Les cercles sur la figure 4.3 (b), correspondent aux altitudes du nuage retrouvées par CALIOP pour une distance à Lille minimale de 11 km. Nous comparons donc les résultats obtenus à partir du lidar sol à Lille à l'heure de passage de CALIOP, avec ceux obtenus par CALIOP lorsque la distance entre la trace du satellite et la station de mesure est la plus petite, 11 km. Nous trouvons un accord entre les résultats obtenus avec les deux lidars, la différence obtenue pour l'altitude de la base étant de 210 m et de 160 m pour le sommet.

La figure 4.4 (a) montre la variation de l'épaisseur optique obtenue à partir du lidar sol en fonction de l'heure et la figure 4.4 (b) montre celle obtenue à partir du lidar CALIOP en fonction de la distance entre la trace au sol et la plateforme d'observation à Lille. L'épaisseur optique obtenue à partir du lidar sol à l'heure de passage de CALIOP (12.80 h TU), est égale à 0.279 (gros point noir sur la figure 4.4 (a)). L'épaisseur optique obtenue par CALIOP pour l'observation la plus proche de Lille (11 km) est deux fois plus importante que celle obtenue par le lidar sol. Notons que les épaisseurs optiques restituées à partir du lidar sol atteignent une valeur de 0.4 (4.4 (a)) tandis que celles du CALIOP

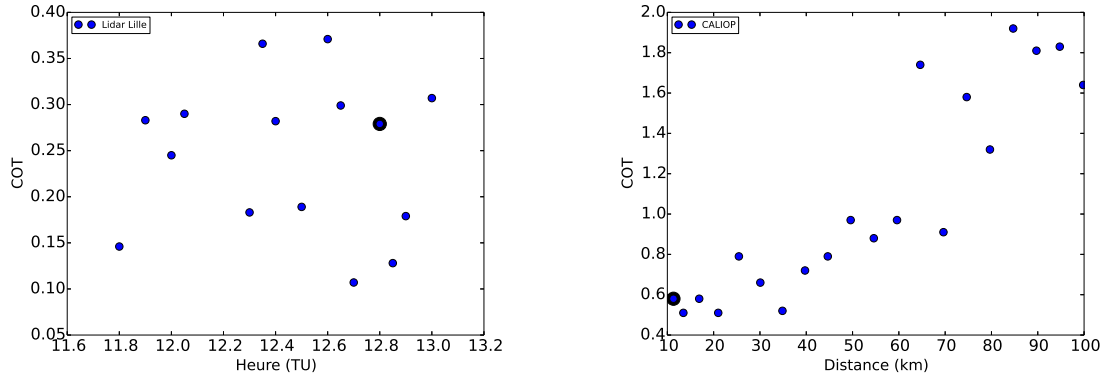
atteignent une valeur de 2 (4.4 (b)). Nous pouvons expliquer cette différence, d'une part puisque les cirrus sont des nuages relativement hétérogènes et que les deux lidars ne visent pas exactement le même endroit de la scène nuageuse, et d'autre part puisque les calculs effectués sur les mesures lidar à Lille n'utilise pas de correction de diffusion multiple.

De plus, la figure 4.4 (b) montre une nette augmentation de l'épaisseur optique lorsque la distance de Lille est supérieure à 40 km, et les épaisseurs optiques dérivées de CALIOP pour des mesures à des distances inférieures à 40 km sont plus proches de celles trouvées avec le lidar au sol. Cette inter-comparaison pour le cas d'étude du 25 décembre 2013 montre un accord relativement bon entre les propriétés géométriques obtenues à partir des deux lidars, alors que nous obtenons une différence d'un facteur 2 sur l'épaisseur optique.



(a) lidar à lille (b) CALIOP

FIGURE *4.3 – Variation de l'altitude de la base (en rouge) et du sommet (en bleu) du nuage, obtenues à partir des données (a) du lidar sol en fonction de l'heure et (b) du lidar CALIOP en fonction de la distance de la trace de CALIPSO du site d'observation à Lille pour le 25 décembre 2013.*



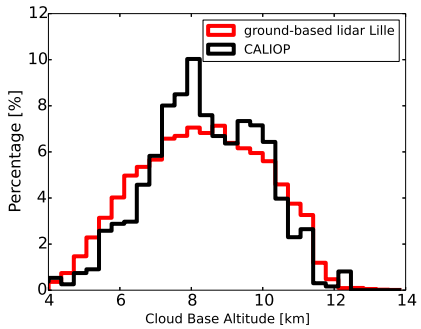
(a) lidar lille (b) CALIOP

FIGURE *4.4 – Variation de l'épaisseur optique du nuage restituée à partir des données (a) du lidar sol en fonction de l'heure et (b) du lidar CALIOP en fonction de la distance de la trace de CALIPSO du site d'observation à Lille pour le 25 décembre 2013.*

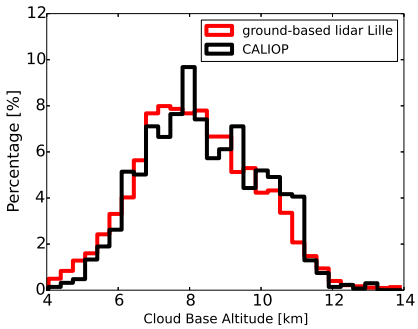
Une inter-comparaison comme celle décrite dans cette section est compliquée du fait de la difficulté d'assurer la cohérence spatiale et temporelle des scènes nuageuses observées par le lidar sol et le lidar spatial. C'est pourquoi nous avons abordé dans la suite du chapitre l'étude comparative d'un point de vue statistique sur la période 2008-2014. Les produits du lidar spatial CALIOP, utilisées dans l'intercomparaison, correspondent donc à l'ensemble des résultats obtenus par le lidar CALIOP dans la zone d'étude ($\pm$ 1.5 °en latitude et longitude autour de Lille). Celles du lidar au sol correspondent à l'ensemble de la base de données sur le site de Lille, avec une différenciation entre les données acquises de jour et les données de nuit.

4.2.2 Statistique sur la période 2008-2014

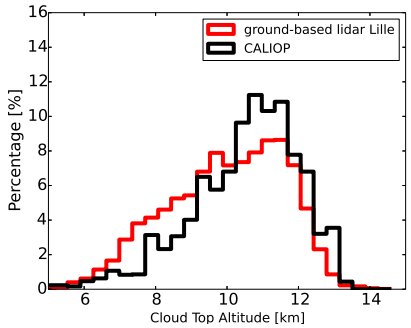
Nous avons répertorié 827 passages CALIOP dans la zone d'étude considérée sur la période 2008-2014. La figure 4.5 présente la distribution des propriétés macrophysiques des cirrus (i.e, altitude de la base et du sommet, épaisseur géométrique et la température du milieu du nuage), obtenue à partir du lidar CALIOP et du lidar sol à Lille avec distinction jour/nuit. Les courbes noires correspondent aux données issues de CALIOP et les courbes en rouge correspondent aux données issues du lidar au sol. Pour compléter, les valeurs moyennes obtenues sur l'ensemble des données à partir des deux lidars sont présentées dans le tableau 4.1.



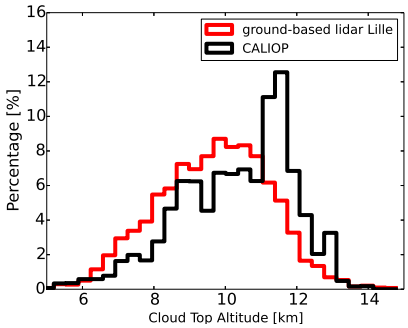
(a)



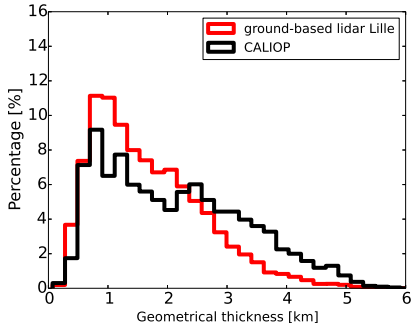
(b) Jour



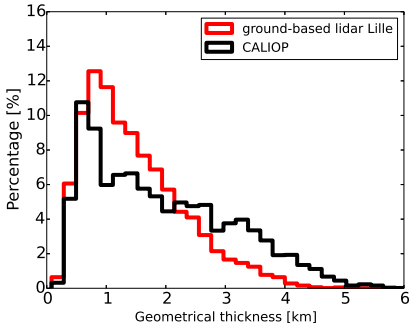
(c)



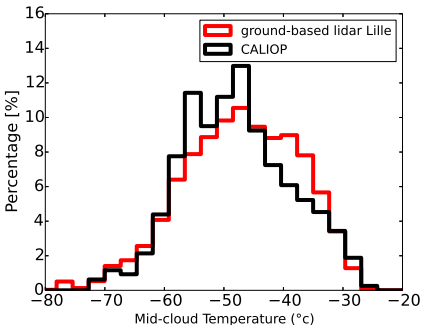
(d)



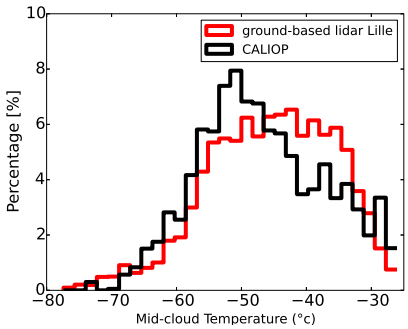
(e)



(f)



(g) Nuit



(h) Jour

FIGURE *4.5 – Distribution des propriétés macrophysiques des cirrus observés au-dessus de Lille sur la période 2008-2014 obtenus par le lidar au-sol (courbes rouges) et celles obtenues par le lidar CALIOP (courbes noires). Les figures de gauche correspondent aux données nocturnes et de droite correspondent aux données diurnes. Les figures (a) et (b) montrent la distribution de l'altitude de la base, (c) et (d) de l'altitude du sommet, (e) et (f) de l'épaisseur géométrique et (g) et (h) de la température du milieu des cirrus.*

Les figures 4.5 (a) et (b) montrent la répartition de l'altitude de la base des cirrus et les figures 4.5 (c) et (d) correspondent à celle de l'altitude du sommet obtenue à partir des mesures de nuit et de jour respectivement. L'altitude de la base varie généralement entre 5 et 11 km et celle du sommet entre 7 et 13 km. Nous trouvons un bon accord entre les résultats obtenus à partir des deux lidars avec une différence moyenne sur l'altitude de la base et du sommet de 0.2 et 0.6 km respectivement (tableau 4.1). Nous trouvons également un bon accord pour la température du milieu des nuages avec une différence moyenne de 1 °C pour les mesures de jour et de 2 °C pour les mesures de nuit.

Les principales différences obtenues dans cette inter-comparaison sont :

- Dans quelques cas, les altitudes de la base et du sommet des cirrus sont légèrement plus basses avec le lidar sol. Les observations au sol prises en considération dans cette inter-comparaison correspondent aux observations pour lesquelles nous déterminons leurs épaisseurs optiques. Cependant, en revenant à la section 3.2 et la figure 3.7, nous avons trouvé que les altitudes des cirrus plus élevées sont détectées par le lidar sol sans restituer leurs épaisseurs optiques ; ces derniers cas ne sont pas présentés dans cette inter-comparaison. Ce qui peut expliquer l'altitude plus basse des cirrus obtenus par le lidar sol. De plus, les observations spatiales montrent un pic d'altitude de la base des cirrus centrés vers 8 km et un pic du sommet centré vers 11 km ce qui n'est pas le cas pour les observations du sol.

- Des cirrus plus épais géométriquement sont observés par CALIOP (figure 4.5 (e) et (f)) avec une différence moyenne obtenue entre les deux lidars, de 0.38 km pour les mesures de jour et de 0.48 km pour les mesures de nuit. Les cirrus observés par le lidar sol au-dessus de Lille ont une épaisseur géométrique qui peut atteindre 3.5 km, avec 82 % des valeurs comprises entre 0.5 et 2.5 km. Par contre, CALIOP observe une quantité significative de cirrus dont l'épaisseur géométrique est supérieure à 3.5 km. Nous expliquons principalement cette différence par le fait que le micro lidar sol est limité pour la détection des cirrus épais.

Paramètre	Lille	CALIOP
Nombre de cas	8250 (17476)	5640 (4306)
Altitude de la base (km)	8.19 ± 1.67 (8.30 ± 1.74)	8.39±1.65 (8.38±1.57)
Altitude du sommet (km)	9.67 ± 1.56 (10.00 ± 1.63)	10.25±1.62 (10.55±1.51)
Température du milieu géométrique (°C)	-45 ± 10 (-47 ± 10)	-47±10 (-48±9)
épaisseur géométrique (km)	1.48 ± 0.83 (1.69 ± 0.93)	1.86±1.55 (2.17±2.01)

TABLE *4.1* – ***Valeurs moyennes et écarts-types des paramètres macrophysiques de cirrus observés au-dessus de Lille sur la période 2008-2014 dérivés à partir des données lidar au sol et le lidar CALIOP. Les valeurs entre parenthèses correspondent aux données de nuit.***

De même, nous trouvons un accord entre les variations mensuelles et saisonnières des propriétés géométriques dérivées à partir des deux lidars. Le tableau 4.2 présente les valeurs moyennes saisonnières des propriétés géométriques des cirrus dérivés à partir des deux lidars en distinguant jour et nuit. Quelque soit la saison nous constatons que la différence d'épaisseur géométrique est inférieure à 0.5 km.

Les écarts les plus importants sur les altitudes de la base et du sommet des cirrus sont obtenus durant l'automne et l'hiver. Pour l'altitude de la base, la différence maximale est de 0.6 km. Elle est de 0.9 km pour l'altitude du sommet des cirrus. Ceci peut s'expliquer en partie par la présence de plus de nuages bas durant ces saisons que durant le reste de l'année, ce qui limite la détection des nuages hauts à partir des observations du sol.

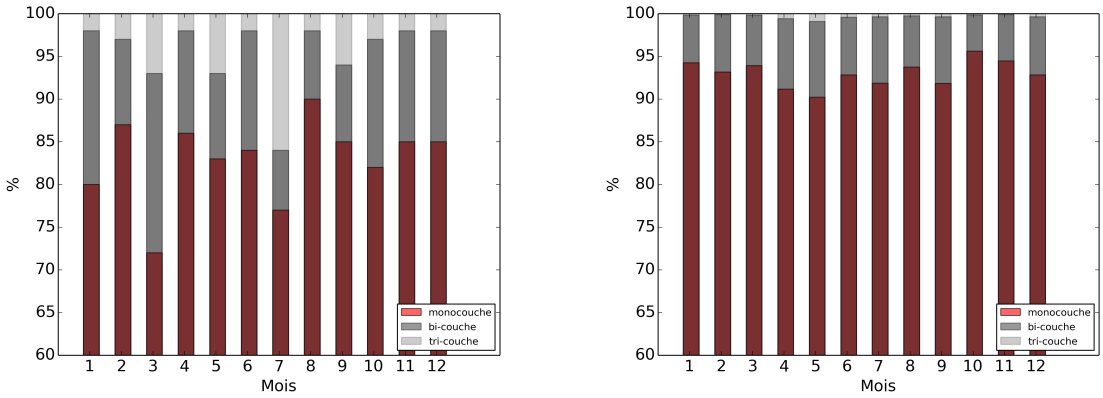
	Printemps	Eté	Automne	Hiver
altitude de la base (km)	8.22±1.58 (8.38±1.72)	8.86±1.38 (9.06±1.26)	8.22±1.65 (8.39±1.69)	7.15±1.72 (7.57±1.83)
	8.24±1.44 (8.29±1.40)	8.92±1.31 (8.86±1.13)	8.83±1.56 (8.58±1.146)	7.70±1.53 (8.05±1.67)
Altitude du sommet (km)	9.70±1.50 (9.96±1.59)	10.12±1.34 (10.67±1.18)	9.77±1.57 (10.12±1.63)	8.83±1.63 (9.38±1.74)
	10.21±1.62 (10.61±1.21)	10.50±1.21 (10.75±1.20)	10.71±1.43 (10.68±1.42)	9.92±1.68 (10.22±1.67)
Epaisseur géométrique (km)	1.48±0.89 (1.58±0.91)	1.26±0.71 (1.60±0.90)	1.55±0.82 (1.73±0.91)	1.69±0.81 (1.82±0.96)
	2.02±1.17 (2.32±1.21)	1.74±1.01 (1.89±0.77)	1.87±1.14 (2.11±1.18)	2.21±1.22 (2.17±1.25)
Température du milieu de la couche (°C)	-46±9 (-48±9)	-43±8 (-45±7)	-47±11 (-48±11)	-45±10 (-47±10)
	-47±9 (-48±8)	-43±8 (-44±7)	-47±9 (-47±8)	-49±9 (-50±9)

TABLE *4.2* – ***Valeurs moyennes et écarts types des propriétés macrophysiques des cirrus dérivées à partir des mesures lidar sol et spatial en fonction de la saison, cumulées sur la période 2008-2014, avec distinction jour et nuit (entre parenthèse). Les lignes noires correspondent aux résultats obtenus à partir du lidar sol et les lignes rouges à ceux obtenus par le lidar CALIOP.***

4.2.3 Effets des cirrus multicouches

Nous utilisons dans cette étude la classification des cirrus multicouches utilisée par CALIOP qui impose une séparation de 300 m sur la verticale entre deux couches. La figure 4.6 (a) présente les valeurs mensuelles du nombre de couches de cirrus observés par CALIOP dans la zone d'étude de ± 1.5 ° de latitude et de longitude autour de Lille, cumulé sur la période d'étude 2008-2014. Les histogrammes rouges foncés correspondent aux pourcentages des cirrus monocouches et ceux en gris foncés et gris clairs correspondent, respectivement, aux cirrus bi-couches et tri-couches.

Environ 80% des cirrus observés avec CALIOP dans cette zone d'étude sont des cirrus monocouches, avec de légères différences en fonction du mois. Les cirrus monocouches sont observés au minimum dans 72 % des cas en mars, et au maximum dans 90% des cas en août. Le lidar au sol à Lille, quant à lui, montre que plus de 90 % des cirrus sont des cirrus monocouches, également avec une légère variation en fonction du mois (figure 4.6 (b)).



(a) CALIOP (b) lidar à Lille

FIGURE *4.6 – Nombre mensuel de couches des cirrus (monocouche, bi-couche et tri-couche) obtenu à partir des mesures lidar (a) CALIOP, (b) au sol sur le site de Lille, sur la période 2008-2014.*

À titre de comparaison, Dupont et al. (2010) ont présenté une étude des propriétés macrophysiques et optiques des cirrus observés à partir des lidars sol et CALIOP au-dessus de quatre sites aux moyennes latitudes, dont 2 sites sont situés aux États-Unis (SGP Southern Great Plains (37°N, 98°W), COVE platform (37 °N, 76 °W) et 2 sites sont situés en France (OHP Observatoire de Haute Provence (44°N, 6 °E) et SIRTA (Site Instrumental de Recherche par Télédetection Atmoshpérique (47 °N, 2°E)). La figure 4.7 présente le

nombre de couches observées au-dessus de ces quatre sites aux moyennes latitudes à partir des lidars sol et CALIOP (Dupont et al., 2010). Comme le montre cette figure, CALIOP identifie environ 80% des cirrus observés comme des cirrus monocouches et 20% comme des multicouches, ce qui est cohérent avec les résultats observés par CALIOP au-dessus de Lille. Par contre les lidars au sol montrent une large différence de cirrus multicouches : 30% au-dessus de site du SIRTA, 15% sur le site de SGP et seulement 11% pour les sites de COVE et de l'OHP. Dupont et al. (2010) ont expliqué cette diminution du pourcentage de multicouches sur les sites de COVE et d'OHP par la résolution verticale (75 m) plus fine que celle des autres sites.

Le lidar au sol à Lille n'identifie que 10 % des cirrus comme des cirrus multicouches. Ce pourcentage s'approche à celui trouvé sur le site de l'OHP et de COVE ce qui pourrait être dû au fait que les lidars utilisés sur ces trois sites fonctionnent à mono-longueur d'onde, tandis que les autres sites utilisent des lidars à multi-longueur d'onde. La différence liée aux cirrus multicouches détectés par les lidars sol peut s'expliquer en partie par les différences des caractéristiques du lidar sol utilisé sur chaque site (longueur d'onde, puissance, résolution verticale..), ainsi que des méthodes utilisées dans la détermination de chaque couche nuageuse.

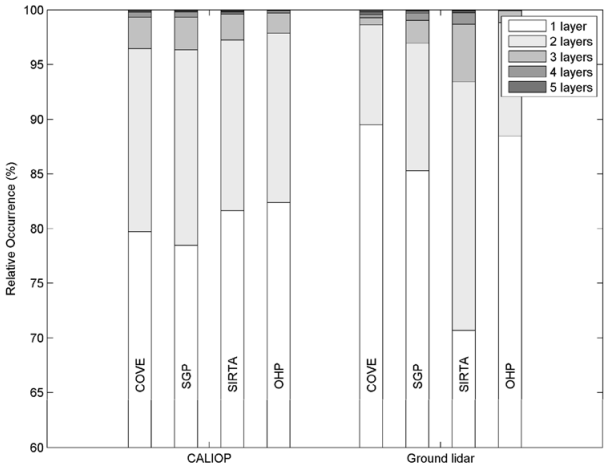


FIGURE *4.7 – Nombre de couches des cirrus observés par des lidars au sol et CALIOP pour quatre sites aux moyennes latitudes (Dupont et al., 2010). Deux sites sont situés aux États-Unis (SGP Southern Great Plains (37°N, 98°W), COVE platform (37 °N, 76 °W)) et 2 sites sont situés en France (Observatoire de Haute Provence OHP (44°N, 6 °E), Site Instrumental de Recherche par Télédetection Atmosphérique SIRTA (47 °N, 2°E)).*

4.3 Détermination du facteur de correction de la diffusion multiple

Avec l'algorithme développé dans notre étude (voir chapitre 2), nous ne déterminons pas COT, mais $COT^* = \eta \times COT$. Donc, nous rappelons que dans les climatologies d'épaisseur optique présentées dans le chapitre précédent aucune correction de diffusion multiple n'est faite. Par conséquent, cela est équivalent à utiliser un facteur η égal à 1. Par contre, dans les algorithmes de traitement des mesures CALIOP, un facteur constant η égal à 0.6 est utilisé pour les nuages de glace, pour les produits V3 (Winker et al. (2009), Thorsen et al. (2011)).

Dans d'autres études plusieurs approches ont été proposées afin de corriger l'effet de la diffusion multiple et elles ont été utilisées dans différentes climatologies des cirrus. Rappelons que η dépend, d'une part des propriétés microphysiques et géométriques de nuage et, d'autre part des caractéristiques instrumentales du lidar. À titre d'exemple, Sassen and Comstock (2001) supposent un facteur de correction de 0.9 pour les cirrus sub-visibles, de 0.8 pour les nuages relativement opaques et entre 0.6 et 0.7 pour les nuages optiquement opaques. Hoareau et al. (2013), quant à eux, utilisent un facteur η constant et égal à 0.75.

Afin de préparer une quatrième version des produits CALIPSO, des travaux plus récents faits par Garnier et al. (2015) ont été menés pour la détermination de η , en utilisant une synergie entre les produits CALIOP et le radiomètre infrarouge IIR à bord du satellite CALIPSO. Ces travaux ont montré que η varie avec la température du nuage. La figure 4.8, extraite de Garnier et al. (2015), montre les valeurs de η en fonction de la température du nuage pour l'année 2008, avec une valeur moyenne de η égale à 0.601. Cette valeur moyenne est identique à celle utilisée dans les algorithmes opérationnels CALIOP. Par contre les travaux de Garnier et al. (2015) ont montré que η diminue lorsque la température augmente : $\eta = 0.8$ pour une température de 200 K et $\eta = 0.5$ pour une température de 240 K.

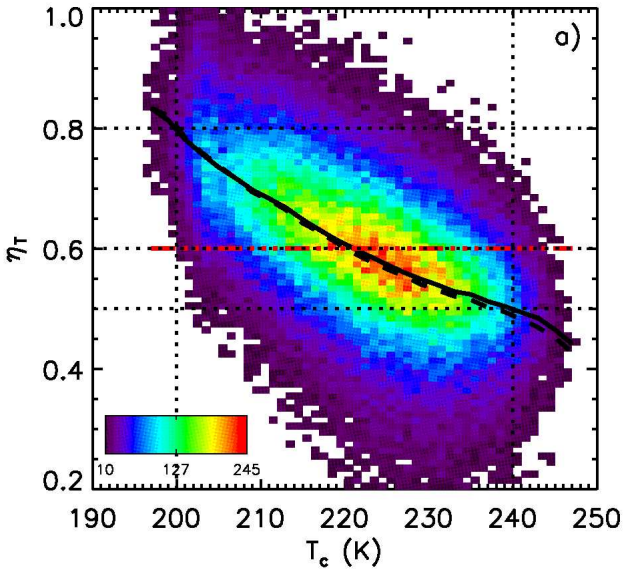


FIGURE *4.8 – Facteur de diffusion multiple, η, en fonction de la température de cirrus, obtenu en utilisant les produits CALIOP et les produits du radiomètre infrarouge IIR à bord du satellite CALIPSO (Garnier et al., 2015).*

Dans cette partie nous discutons deux approches utilisées pour déterminer η pour le lidar sol à Lille. La première consiste à calculer η à partir de la relation proposée par Chen et al. (2002). La seconde consiste à estimer le rapport entre les épaisseurs optiques obtenues par CALIOP avec celles obtenues par le lidar sol en fonction de la distance entre le passage CALIOP et le site de Lille.

4.3.1 Première approche

Chen et al. (2002) estime la valeur de η en supposant un coefficient de rétrodiffusion β constant, dans un nuage d'épaisseur géométrique D, à partir la relation suivante :

$$\eta = \frac{D}{\int_0^D exp(COT(z))\,\mathrm{d}z} = \frac{COT}{exp(COT) - 1}. \tag{4.1}$$

Plus l'épaisseur optique est importante, plus la diffusion multiple est importante et plus η est petit. Des valeurs typiques peuvent être obtenues à partir de cette approche :

$$\eta = 0.58 \text{ pour } COT = 1 \text{ et } \eta = 0.95 \text{ pour } COT = 0.1$$

Notons que l'approche proposée par Chen et al. (2002) est très simplifiée car elle ne prend en considération que l'épaisseur optique, indépendamment des caractéristiques instrumentales (champ de vue du télescope, divergence du faisceau).

En appliquant la relation 4.1, nous trouvons une valeur moyenne de η égale à 0.89 sur l'ensemble des données que nous avons traité pour la période 2008-2014. Nous avons voulu vérifier si les valeurs de η retrouvées par la relation 4.1 présentent une dépendance en fonction de la température comme le montre Garnier et al. (2015). La figure 4.9 montre la distribution de η obtenue à partir de l'équation 4.1 en fonction de la température du milieu de cirrus, avec des valeurs de η est en général supérieures à 0.8. Nous avons déjà vu dans le chapitre 3 (section 3.4.3) que l'épaisseur optique du nuage est plus grande pour des nuages plus chauds. Comme η est inversement proportionnel à l'épaisseur optique du nuage, par conséquent un facteur de correction de diffusion multiple est plus petit pour des nuages plus chauds. Sur toutes les valeurs présentées sur la figure 4.9 nous vérifions que η augmente légèrement avec la diminution de la température ; nous obtenons des valeurs typiques de η = 0.92 pour une température de 200 K et η =0.87 pour une température de 240 K.

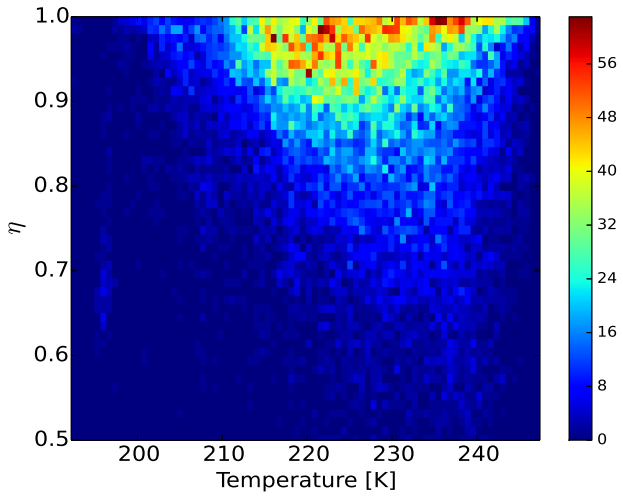


FIGURE ***4.9 – Facteur de correction de diffusion multiple, η, calculé à partir de l'équation 4.1 (Chen et al., 2002) en fonction de la température du milieu de cirrus, sur toute la base de données du lidar sol à Lille.***

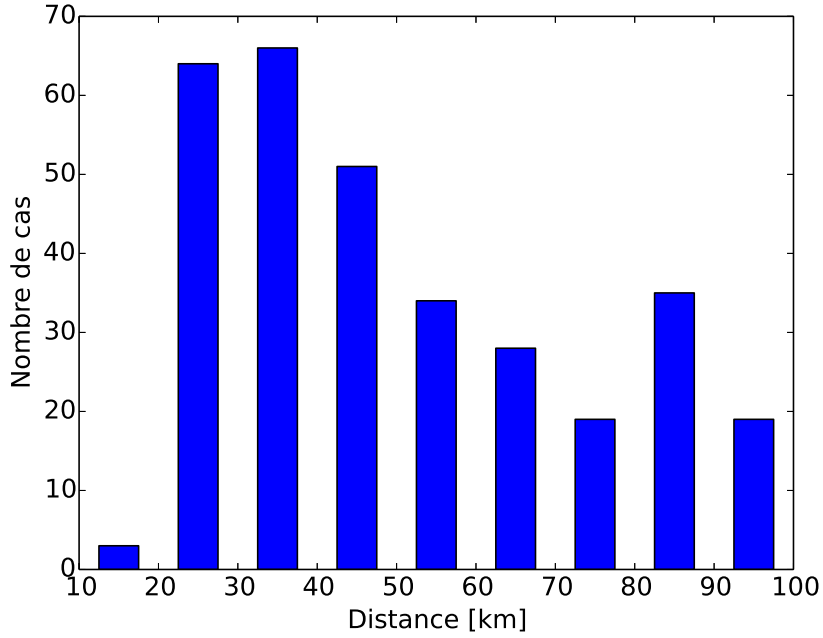
Cette approche proposée par Chen et al. (2002) étant très simplifiée, nous avons estimé le facteur de correction de diffusion multiple en appliquant une deuxième approche basée sur les produits CALIOP et présentée dans la partie suivante.

4.3.2 Deuxième approche

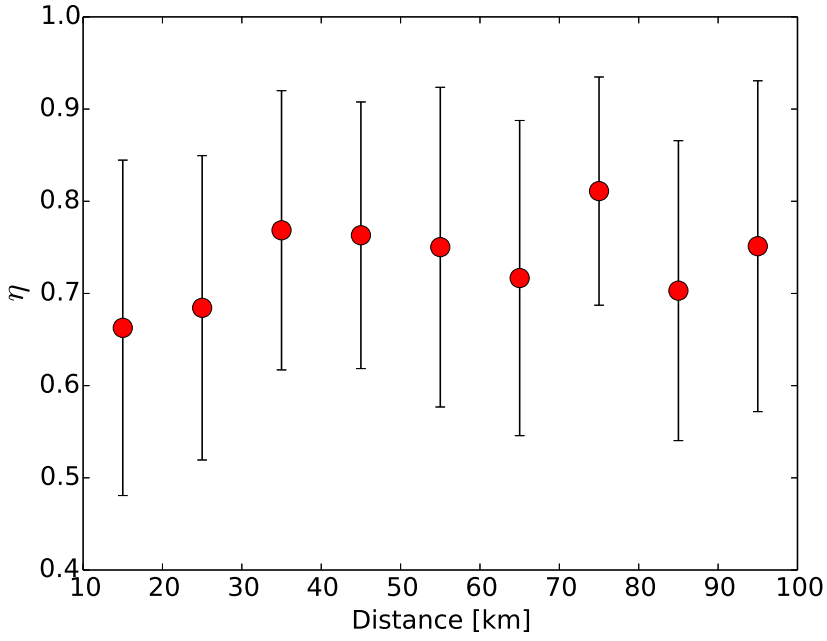
La deuxième approche que nous avons appliquée dans cette étude consiste à calculer η comme le rapport de l'épaisseur optique restituée à partir du lidar CALIOP avec celle obtenue par le lidar sol à Lille, en fonction de la distance de la sous trace du satellite CALIPSO au site d'observation à Lille. Les observations sol prises en considération dans cette approche correspondent aux cirrus détectés avec une résolution temporelle de 1h30 min lors du passage CALIPSO. Les observations spatiales correspondent aux nuages détectés sur différents points géographiques dans la zone d'étude considérée, dans le but de supposer que c'est le même nuage détecté par les deux lidars. La technique consiste à calculer η pour chaque observation temporelle et spatiale.

La figure 4.10 (a) présente le nombre de cas en fonction de la distance entre la trace CALIPSO et le site d'observation à Lille. Les points rouges de la figure 4.10 (b) présentent les valeurs moyennes de η en fonction de la distance ainsi que les écarts-types associés (les segments verticaux). Sur la figure 4.10 (a) nous remarquons que le nombre de cas correspondant aux observations avec une distance inférieure à 20 km de Lille est presque négligeable. Par conséquent, la valeur de η correspondant à cet intervalle est probablement peu significative. Ceci étant, nous ne remarquons aucune indication claire sur la variation de η en fonction de la distance. La valeur moyenne de η obtenue sur toutes les observations est de 0.74. Cette valeur est proche à celle utilisée dans les études des cirrus au-dessus de l'OHP qui est de 0.75 (Hoareau et al., 2013). Cependant la grande dispersion trouvée sur les écarts-types associés aux valeurs moyennes de η nous ne permet pas d'en déduire une conclusion définitive sur la valeur de η, à partir de cette approche présentée dans cette partie.

Après la détermination du facteur de diffusion multiple en utilisant les deux approches présentées dans cette partie et afin de corriger les épaisseurs optiques restituées à partir des mesures sol, nous avons appliqué les deux valeurs de η obtenues sur l'ensemble des épaisseurs optiques sur la période 2008-2014. Le tableau 4.3, présente la répartition des différents types de cirrus obtenue en fonction de η. Dans le chapitre 3, les analyses étaient présentées sans correction de l'effet de la diffusion multiple. Sur toute la période 2008-2014, nous avons trouvé respectivement 12 %, 61% et 27% de cirrus sub-visibles, visibles



(a)



(b)

FIGURE *4.10 – (a) Nombre de cas et (b) valeurs moyennes et écarts types du facteur de correction de diffusion multiple, η, estimé en fonction de la distance de la trace CALIOP au site d'observation de Lille.*

et opaques. Pour la même période et dans la zone autour Lille, les valeurs obtenues avec le lidar CALIOP sont respectivement 17%, 41%, 42% de cirrus sub-visibles, visibles et opaque (dernière colonne du tableau 4.3). Après correction des mesures lidar sol de l'effet de diffusion multiple par un facteur de η égal à 0.89, les cirrus visibles diminuent au profit des nuages semi transparents. Cette variation s'accentue encore davantage si on applique un facteur η de 0.74.

La correction de l'effet de diffusion multiple par un facteur de 0.74 semble améliorer l'intercomparaison des résultats obtenus par le lidar sol et le lidar spatial. Cependant, du fait du peu de données disponibles avec CALIOP utilisées dans cette approche (320 cas), il serait utile d'affiner cette première estimation de η par une étude complémentaire et plus profonde.

Types des cirrus	sans correction (η=1)	η=0.89	η=0.74	CALIOP (η=0.6)
sub-visibles	12%	11%	9%	17%
visibles	61%	58 %	54%	41%
opaque	27%	31 %	37%	42 %

TABLE *4.3 – **Pourcentage des différents types des cirrus, avec et sans correction de l'effet de diffusion multiple. La dernière colonne correspond aux résultats obtenus avec le lidar CALIOP.***

4.4 Conclusion

L'inter-comparaison des résultats obtenus pour les cirrus observés au-dessus de Lille avec le lidar sol et le lidar spatial pour la période 2008-2014, montre un bon accord général pour les propriétés macrophysiques (altitude de la base, altitude du sommet, épaisseur géométrique et température des cirrus). Les écarts sur les valeurs moyennes varient entre 0.2 et 0.6 km sur l'altitude de la base et du sommet des cirrus dérivée à partir des deux lidars. Ces écarts varient peu en fonction de la saison. Ils sont minimaux durant le printemps et l'été et maximaux durant l'hiver et l'automne. L'écart entre les épaisseurs géométriques déterminées à partir des deux lidars est inférieur à 0.5 km pour toutes les saisons de l'année. En outre, les cirrus multicouches observés par le lidar sol ne représentent que 10% des cas observés, alors que le lidar CALIOP observe que dans 20 %, les cirrus sont multicouches. Par contre, en moyenne, l'épaisseur optique déduite

du lidar spatial est deux fois plus élevée que celle déduite du lidar sol. Cette différence est due, d'une part, à la difficulté d'assurer la correspondance spatiale et temporelle entre les deux lidars, et d'autre part, au facteur de correction de diffusion multiple, η, utilisé dans les produits CALIOP qui est égal à 0.6 pour les nuages de glace. Afin de corriger l'effet de diffusion multiple sur les données du lidar sol, nous avons utilisé dans cette étude deux approches pour déterminer η. La première approche consiste à calculer η d'après la méthode proposée par Chen et al. (2002). La deuxième consiste à calculer η, comme le rapport entre l'épaisseur optique restituée des mesures spatiales et au sol, en fonction de la distance du passage CALIOP au site d'observation lillois. Sur toute la période de mesure, les valeurs moyennes de η trouvées en appliquant les deux méthodes, sont respectivement, 0.89 et 0.74.

Une correction par un facteur de 0.74, nous semble donc plus réaliste. Cette valeur s'approche de plus de la valeur utilisée dans d'autres études des cirrus à partir des mesures lidar sol (Hoareau et al., 2013). En plus, l'approche du Chen et al. (2002) que nous avons appliquée est très simple, car elle ne prend en considération que l'épaisseur optique des cirrus. La détermination du facteur de correction multiple correspondant au lidar sol nécessite cependant la réalisation des études complémentaires, qui seront proposées dans les perspectives de cette thèse afin de consolider la détermination de η.

Conclusions et perspectives

Les cirrus ont un impact radiatif important sur le système terre-atmosphère. Cet impact est malheureusement encore mal quantifié, entre autres du fait de la forte variabilité de leurs propriétés microphysiques, optiques et radiatives mal représentée dans les modèles de prévision du temps et du climat. C'est pourquoi il est indispensable d'étudier ces nuages, en utilisant différents instruments de télédétection actifs ou passifs permettant de mieux estimer leurs propriétés. C'est donc dans ce cadre que s'est déroulée cette thèse, au cours de laquelle les mesures d'un micro-lidar au LOA ont été analysées de manière à restituer les propriétés géométriques et optiques des cirrus, et de créer une climatologie de ces nuages au-dessus de Lille.

Dans la première étape de ma thèse, j'ai développé un algorithme de traitement des données issues d'un micro-lidar au sol pour la détection des différentes couches nuageuses et pour la restitution de leurs propriétés géométriques (altitude de la base, altitude du sommet, épaisseur géométrique) et optiques (épaisseur optique, coefficient de rétrodiffusion et d'extinction, rapport lidar). Notons que nous identifions un cirrus, comme un nuage ayant une température de la base inférieure à -25 °C. Différents niveaux de restitution des propriétés géométriques et optiques ont été définis à partir de cet algorithme : (1) Nous avons conservé les cas pour lesquels l'épaisseur optique est restituée et pour lesquels nous déterminons les différentes propriétés géométriques et optiques du nuage ; (2) Parmi ces derniers cas, si le profil d'extinction présente des valeurs non physiques, le rapport lidar n'est pas fourni ; Nous déterminons tout de même les propriétés géométriques et l'épaisseur optique du nuage. (3) Enfin, concernant les cas pour lesquels l'épaisseur optique n'est pas restituée, nous déterminons l'altitude de la base et l'altitude apparente du sommet mais elles n'ont pas été pas prises en considération dans la climatologie qui a été construite dans cette thèse.

Après avoir mis en place les méthodes de traitement des données lidar pour l'étude des nuages, nous avons appliqué l'algorithme développé à des cas d'étude de cirrus. La première application de cet algorithme porte sur un cas d'étude, acquis à partir des mesures lidar pour le 6 décembre 2011, qui montre l'évolution temporelle d'un cirrus et de ses propriétés macrophysiques et microphysiques. L'algorithme a été appliqué à un second cas d'étude, le 7 septembre 2013, afin d'évaluer la méthode de restitution de

l'épaisseur optique, en comparant les valeurs restituées à partir de notre méthode avec celles obtenues à partir d'un photomètre solaire. Compte tenu des limitations associées à chaque technique de mesure et aux méthodologies, cette comparaison a montré un accord satisfaisant entre les épaisseurs optiques restituées par les deux approches. De plus, nous avons réalisé une première analyse des incertitudes liées aux paramètres intervenants dans l'équation lidar. Cette analyse nous a donc permis d'évaluer la fiabilité des méthodes d'inversion que nous avons développées dans ce travail. En particulier, nous avons estimé que l'incertitude relative sur l'épaisseur optique est de 2.5 %. Cette incertitude dépend du type de cirrus et elle est maximale pour les cirrus sub-visibles avec une valeur de 15 %. Nous avons également montré que le micro-lidar sol utilisé dans cette étude est limité pour la détection des cirrus épais et que la valeur maximale obtenue pour l'épaisseur optique des cirrus est de 1.2.

Afin de créer une climatologie des cirrus au-dessus de Lille, nous avons appliqué cet algorithme sur la base de données disponibles du micro lidar du LOA, sur la période 2008-2014. En moyenne, sur les sept ans de mesures, les cirrus à Lille sont centrés à (9.07 $\pm$ 1.70) km d'altitude avec une épaisseur géométrique moyenne de (1.6 $\pm$ 0.9) km et une température moyenne de (-47 $\pm$ 10) $^{\circ}$C. Les variations mensuelle, saisonnière et annuelle des différentes propriétés macrophysiques et microphysiques des cirrus dérivées à partir des méthodes d'inversion ont été présentées dans ce travail. Comme en pouvait s'y attendre, les cirrus observés à Lille sont plus hauts durant l'été que durant l'hiver. Cependant, c'est en été que leurs épaisseurs géométriques et optiques moyennes sont plus faibles. Nous avons établi qu'il y a une relation linéaire entre l'épaisseur géométrique et l'épaisseur optique, et que le coefficient d'extinction moyen est de l'ordre de 0.15 km^{-1}. En outre, nous avons appliqué cet algorithme sur une série de données acquis sur le site de M'bour pour l'année 2011. Les cirrus à M'bour présentent un cycle saisonnier remarquable concernant le nombre d'observations, 90 % des cirrus étant observés de novembre à avril. Comparativement à Lille, les cirrus à M'bour sont en moyenne 1.5 km plus hauts et ils sont moins épais optiquement. Cette application nous a permis de mettre en évidence, d'une part la différence entre les cirrus observés sur des latitudes moyennes ou tropicales, et d'autre part la capacité et les limites de notre algorithme à être transposé sur d'autres sites équipés d'un micro-lidar. En effet, nos résultats ont montré une limite pour la détection

des cirrus observés sur le site tropical à partir du micro-lidar, due à la très haute altitude des cirrus, et donc une atténuation plus forte du faisceau avant qu'il n'atteigne le nuage. Ensuite, notre climatologie a été comparée et évaluée avec d'autres, établies sur différents sites. Nous avons conclu que la climatologie des cirrus au-dessus de Lille est cohérente avec celles établies sur les sites de moyennes latitudes.

En complément, nous avons comparé les résultats obtenus en utilisant le lidar sol du LOA avec ceux obtenus par le lidar spatial CALIOP dans une zone de $\pm$ 1.5 °en latitude et longitude autour de Lille. Pour cet objectif, nous avons tout d'abord réalisé une comparaison pour un cas d'étude acquis le 25 décembre 2013. Ensuite nous avons réalisé une intercomparaison des résultats sur la période 2008-2014. Les résultats montrent une bonne cohérence entre les produits issus des deux instruments, concernant les propriétés macrophysiques (altitude de la base, altitude du sommet, épaisseur géométrique et température des cirrus). Les écarts sur les valeurs moyennes varient entre 0.2 et 0.6 km sur l'altitude de la base et du sommet des cirrus dérivée à partir des deux lidars. Ces écarts varient peu en fonction de la saison. Par contre, nous trouvons une différence concernant les propriétés optiques. Cette différence est due, d'une part, à la difficulté d'assurer la correspondance spatiale et temporelle entre les deux lidars, et d'autre part, au facteur de correction de diffusion multiple, η, utilisé dans les produits CALIOP et qui est égal à 0.6 pour les nuages de glace. L'estimation du facteur de la correction de diffusion multiple dans le traitement des données lidar sol a également été discutée. Nous avons estimé qu'une valeur moyenne de ce facteur de 0.74 devrait être appliquée pour corriger nos valeurs d'épaisseur optique.

En perspective, les travaux de recherche peuvent être complétés avec d'autres travaux, afin d'améliorer la caractérisation des cirrus, et aussi de consolider les méthodes de restitution des caractéristiques des cirrus développées dans cette étude à partir des mesures lidar. Premièrement, l'application de cet algorithme sur une longue série temporelle de données permettrait de réaliser une climatologie des cirrus plus poussée, permettant d'évaluer les propriétés des cirrus en fonction du changement climatique à l'échelle régionale. En plus, l'algorithme présenté dans le deuxième chapitre de cette thèse pourrait être appliqué et automatisé en temps réel sur plusieurs sites, de manière à compléter

les statistiques et ainsi caractériser les propriétés des cirrus à des échelles autres que l'échelle locale. En fait, le micro-lidar utilisé est un système simple, peu coûteux et facile à mobiliser, qui permet d'envisager des mesures en réseau à coût modéré.

Une autre perspective intéressante serait de combiner les mesures actives obtenues par le lidar avec des mesures d'instruments passifs, afin d'optimiser et d'affiner notre étude sur les cirrus. Pour cet objectif, un radiomètre infrarouge CLIMAT (Conveyable Low noise Infrared radiometer for Measurements of Atmosphere and surface Targets) de la société CIMEL, a récemment été installé sur la plateforme du laboratoire (Brogniez et al., 2005), et devrait permettre de déterminer des propriétés supplémentaires de cirrus. Le radiomètre mesure le rayonnement infrarouge thermique (IRT) dans trois canaux étroits situés à 8.7 μm, 10.8 μm et 12 μm. La combinaison entre le lidar et le radiomètre peut compléter notre caractérisation des cirrus, en permettant de déterminer le contenu en glace et le diamètre effectif des particules dans ce type de nuages. L'utilisation des mesures passives IRT doit permettre aussi d'améliorer la détermination des propriétés optiques des cirrus, via la détermination du coefficient de diffusion multiple. Un travail similaire a été réalisé à partir des mesures satellitaires, en combinant les mesures obtenues par le radiomètre IIR et celles du lidar CALIOP installé sur CALIPSO (Garnier et al., 2015). Ce travail va débuter au LOA dans le cadre d'une nouvelle thèse.

De plus, toujours en termes de validation des épaisseurs optiques restituées à partir des méthodes développées dans ce travail, il serait intéressant de comparer les épaisseurs optiques avec celles obtenues par MODIS (Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer) qui fournit des produits de l'épaisseur optique dans le visible et dans le proche infrarouge.

Comme nous l'avons déjà évoqué, il existe un trafic aérien très dense au dessus de la métropole lilloise. Un travail concernant les contrails, ou traînées d'avion, serait intéressante à réaliser dans le futur. D'après le cinquième rapport du groupe intergouvernemental sur l'évolution climatique (IPCC Fifth Assessment Report : Climate Change 2013, Change (2013)), les traînées d'avion contribuent à une augmentation de

la couverture nuageuse de la haute altitude et au bilan radiatif avec un effet de serre plus important que l'effet parasol, avec un forçage radiatif de l'ordre de 0.01 $W.m^{-2}$. L'augmentation de ce trafic ces dernières années a relancé l'intérêt d'étudier et d'améliorer nos connaissances sur les contrails, ainsi que de différencier entre ces derniers et les cirrus naturels. La formation des cirrus diffère de la formation de contrails, bien que certaines propriétés peuvent être similaires telles que leur épaisseur et leur occurrence. Citons à titre d'exemple quelques études qui ont été menées dans ce but ; Durant la campagne de mesures ICE (International Cirrus Experiment, 1989), les cirrus et les contrails ont été analysés à partir de mesures in situ et de télédétection (lidar et radiomètre infrarouge). La principale différence entre ces deux types de nuages porte sur le rapport de retrodiffusion sur extinction, k. Ce rapport est estimé à 0.047 sr^{-1} pour les petits cristaux de glace de forme sphérique dans les contrails. Tandis que des cristaux de glace non sphériques avec un diamètre plus grand se trouvent dans les cirrus naturels et conduisent à des valeurs plus faibles de k (0.02 sr^{-1}) (Gayet et al., 1996).
De même, une étude a été faite par Sassen and Hsueh (1998) durant la campagne SUCCESS en avril 1996 en utilisant les données d'un lidar polarisé. Cette étude a montré que les contrails sont plus fins géométriquement (50-500 m) que les cirrus naturels et qu'ils sont composés d'un plus grand nombre de petites particules (20-30μm).

Enfin, un lidar plus performant que celui utilisé dans notre étude a été installé en janvier 2014 au sein du laboratoire. Ce lidar, LILAS (LIlle LIDAR AtmosphereS), fonctionne en multi longueur d'onde (1064 nm, 532 nm et 355 nm) et il est polarisé à 532 nm et 355 nm. Le laser émet des pulses avec une fréquence de répétition de 20 Hz et une énergie de 100 mJ. Durant le mois du septembre 2014 alors que le lidar était encore en période d'évaluation, j'ai réalisé des mesures spécifiques à partir du lidar LILAS en détectant des traînées d'avion, dans le but de différencier les caractéristiques des contrails et des cirrus. Cependant, pour plusieurs raisons techniques, ces mesures n'ont pas amené de résultats concluants. Par exemple, lors de l'étude le lidar visait avec un angle d'élévation de 36 °(pas au zénith), ce qui diminue le rapport signal sur bruit pour des altitudes élevées. Notons que ces mesures ont nécessité une surveillance visuelle afin de séparer les contrails et les cirrus. Dans ce but, nous avons ajouté une webcam qui donne une image du ciel toutes les 5 min. En outre, le lidar est en déplacement depuis janvier 2015 pour la

campagne SHADOW2 (Saharan dust over the West Africa) à Dakar, ce qui n'a pas permis de poursuivre cette étude. À l'avenir, il serait souhaitable de compléter la détection des contrails à partir des mesures lidar LILAS, qui sera installé à son retour sur la plateforme instrumentée au LOA qui va être prochainement agrandie à cette effet.

Table des figures

1.1 Structuration verticale de l'atmosphère. 21
1.2 Classification des différents types de nuages en fonction de l'altitude, selon l'Atlas international des nuages (source : http://www.meteofrance.fr/prevoir-le-temps/ph
1.3 Schéma représentatif des différents modes de nucléation en fonction de la température et le rapport de saturation par rapport à la glace (S_i), (Hoose and Möhler, 2012). 26
1.4 Carte de couverture nuageuse (en %) de cirrus à l'échelle planétaire à partir de l'ISCCP, moyennée sur la période 1984-2004 (Eleftheratos et al., 2007). 28
1.5 Distribution (a) de l'altitude et (b) de l'épaisseur géométrique des cirrus aux moyennes latitudes sur la période 1992-1999 d'après les travaux de Sassen and Comstock (2001). 29
1.6 Distribution de la température des cirrus aux moyennes latitudes sur la période 1992-1999 d'après les travaux de Sassen and Comstock (2001). . . 31
1.7 Distribution de la température des cirrus observés au-dessus de l'OHP sur la période 1996-2007 d'après les travaux de Hoareau et al. (2013). La distribution en bleu présente les valeurs correspondantes au lidar sol et celle en rouge correspond aux valeurs déduites du lidar spatial. 31
1.8 Distribution du rayon effectif des cristaux de glace pour différentes gammes de températures des cirrus (Wang and Sassen, 2002) 35

1.9 Exemple de tailles et de formes de cristaux de glace dans un cirrus en fonction de la température, relevées durant la campagne FIRE-II le 25 novembre 1991 (Heymsfield and Iaquinta, 2000). 36
1.10 Effets radiatifs des différentes familles du nuage (source : https://parasol.cnes.fr/fr/PARASOL/Fr/nuages.htm). 38
1.11 Variation mensuelle de la tempértaure au-dessus de Bruxelles (50.75 °N, 4.77 °E), située à 115 km de Lille (50.65 °N, 3.08 °E), déterminée à partir des données de radiosondages sur la période 2008-2014. 40
1.12 Identique à la figure 1.11, mais pour l'humidité relative. 40

2.1 Schéma représentatif des principaux éléments d'un lidar (source : thèse Adam (2006)). 45
2.2 Plateforme d'observation de Lille (a) vue d'ensemble et (b) micro lidar CIMEL (CAML-CE370). 47
2.3 Interface Web lidar sur le site du LOA (http ://www-loa.univ-lille1.fr/Instruments/lidar/). La figure du haut présente les profils corrigés sous forme de Quick-Look ; la figure au centre présente les mesures photométriques traitées par le réseau AERONET (coefficient Angström et épaisseur optique d'aérosols(AOD)) ; la figure du bas présente les valeurs du rapport lidar des aérosols obtenus d'après l'inversion de l'équation lidar en utilisant l'AOD AERONET et un rapport lidar constant verticalement. 49
2.4 Instruments installés sur le satellite CALIPSO : la camera à champ large WFC, le radiomètre IIR et le lidar CALIOP (source : www.calipso.cnes.fr). 52
2.5 Lidar CALIOP sur la plateforme spatiale CALIPSO (source : www.calipso.cnes.fr). 53
2.6 Configurations d'interactions entre le rayonnement et l'atmosphère sur le trajet aller-retour entre la source émettrice et le récepteur. schéma A : un aller-retour direct (diffusion simple). schéma B : le rayonnement est diffusé n fois avant d'être détecté par le télescope (exemple d'une diffusion multiple) Dans cette représentation nous supposons aucune interaction sur le trajet d'aller pour les deux cas de figures (A) et (B) 56

2.7 Facteur de diffusion multiple $\eta(r)$ en fonction de la distance depuis la plate-forme CALIPSO obtenu pour des nuages de glace à partir des données in situ (campagne CEPEX, McFarquhar et al., 1999) et (TL89 : Takano and Liou, 1989) ; Avec S est le rapport lidar. 57
2.8 Différentes étapes du choix de l'altitude de référence z_0 pour un exemple de profil lidar acquis le 2 septembre 2011 à 20h TU. 60
2.9 Profil lidar du 2 septembre 2011 (20h TU). Le profil lidar rétrodiffusé est en rouge et le signal moléculaire calculé est en bleu. 61
2.10 Profil lidar du 2 septembre 2011 (20 h TU). Le profil lidar rétrodiffusé est en rouge, les courbes en noir correspondent à la régression linéaire au-dessous du nuage (tiret) et au-dessus du nuage (trait plein). 65
2.11 Profil du coefficient d'extinction $\alpha(z)$ obtenu pour le cas du 2 septembre 2011 à 20h TU, avec un rapport lidar de 21 sr obtenu en appliquant l'inversion de Klett (1981). 69
2.12 Profil d'extinction obtenu pour un même nuage en appliquant l'inversion de Klett vers l'avant (en tiret) et vers l'arrière (en trait plein) pour une valeur du rapport lidar égale à (a) 10, (b) 13, (c) 16 et (d) 19 sr (Ansmann et al., 1992). 70
2.13 Illustration d'un profil lidar montrant deux couches nuageuses acquis le (a) 10 septembre 2010 et (b) 27 septembre 2013. Le profil lidar rétrodiffusé est en rouge. Les courbes noires (1), (2) et (3) correspondent aux régressions linéaires au-dessous et au-dessus de chaque couche nuageuse. 72
2.14 Schéma de l'algorithme de traitement et d'inversion des données lidar au sol. 73
2.15 Incertitudes sur les épaisseurs optiques, calculées à partir de l'équation 2.20 (Chen et al., 2002), en fonction de chaque type de cirrus. Les échelles varient en fonction du type de cirrus. 78
2.16 Quick-look obtenu à partir du lidar CAML CE-370 à Lille, pour le cas du 6 Décembre 2011. L'échelle de couleur présente le signal rétrodiffusé en $\ln(P(z).z^2)$ 80
2.17 Champs nuageux observés par MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) embarqué sur la plate-forme AQUA, qui montre la situation du 6 décembre 2011 à 12h35 TU. 80

2.18 Variation de l'altitude du nuage en fonction du temps le 6 décembre 2011. 81
2.19 Variation de l'épaisseur optique du nuage, COT^*, en fonction du temps le 6 décembre 2011. 82
2.20 Rapport Lidar en fonction du temps pour le 6 décembre 2011. 82
2.21 Profil du coefficient d'extinction du nuage en fonction du temps pour le 6 décembre 2011. 83
2.22 Photomètre CE-318 de la société CIMEL, installé sur la plate-forme d'observations du Laboratoire d'Optique Atmosphérique (LOA) à Lille et équipant le réseau AERONET. 84
2.23 Comparaison des épaisseurs optiques déduites à partir des données photométriques (courbe rose) et du lidar (courbe noire) à Lille le 7 Septembre 2013. 85

3.1 Nombres mensuels de mesures lidar sur la période 2008-2014. 89
3.2 Variation mensuelle du nombre de profils nuageux par rapport au nombre total de profils lidar, sur la période 2008-2014. 90
3.3 Pourcentage de chaque famille de nuage en fonction du mois. 91
3.4 Variation saisonnière de la température moyenne et l'écart type associé en fonction de l'altitude établie à partir des radiosondages effectués à Bruxelles (50.75°N, 4.77°E), à 115 km de Lille (50.65°N, 3.08°E), sur la période 2008-2014. 92
3.5 Distribution mensuelle de la proportion de nuages détectés comme "cirrus" parmi (a) les nuages moyens et (b) les nuages hauts, sur la période 2008-2014. 93
3.6 Distribution mensuelle de la proportion de cirrus pour lesquels l'épaisseur optique est restituée. 93
3.7 Distribution des altitudes de la base (a) et de sommet (b) de l'ensemble des cirrus (en bleu) et des cirrus pour lesquels l'épaisseur optique est calculée (en rouge), sur toute la période de mesures 2008-2014. 94
3.8 Nombre d'observations de cirrus au-dessus de Lille (a) en fonction du mois, (b) de l'année et (c) de la saison inter-annuel sur la période de mesures 2008-2014. 96
3.9 Nombre d'observations de cirrus au-dessus de Lille en fonction de l'heure sur la période de mesures 2008-2014. 99

3.10 Pourcentages d'observations de cirrus par rapport aux mesures lidar mensuelles cumulées sur la période 2008-2014. L'histogramme en gris correspond au pourcentage d'observations de nuit et celui en rouge au pourcentage d'observations de jour. 101
3.11 Variation mensuelle des limites des cirrus obtenues à partir des données lidar à Lille sur la période 2008-2014. 102
3.12 Illustration du principe de la représentation statistique d'une série des données. 103
3.13 Variation mensuelle (figures (a), (d) et (g)), inter-annuelle (figures (b), (e), (h)) et saisonnière en fonction de l'année (figures (c), (f) et (i)) pour respectivement, de l'altitude du milieu, l'épaisseur géométrique et la température du milieu géométrique des cirrus observés au-dessus de Lille sur la période 2008-2014. 106
3.14 Identique à la figure 3.13, mais pour l'épaisseur optique (figure a, b et c) et le rapport lidar (figure d, e et f). 108
3.15 Variation saisonnière (a) de la valeur maximale d'extinction (b) et de l'altitude correspondante des cirrus observés au-dessus de Lille sur la période 2008-2014. 109
3.16 Histogramme des différents types de cirrus détectés. L'histogramme en rouge correspond au pourcentage de cirrus détectés durant le jour et celui en noir à ceux détectés durant la nuit. 111
3.17 Distribution des propriétés géométriques des cirrus sur le site de Lille, cumulées sur la période de mesures 2008-2014 en fonction des différentes classes d'épaisseurs optiques. Les histogrammes en vert correspondent aux cirrus sub-visibles (SVC) et ceux en gris et noir correspondent respectivement aux cirrus visibles (VC) et opaques. Les figures (a), (b), (c) et (d) présentent respectivement la distribution de l'altitude de la base et l'altitude du sommet par classe de 1 km, l'épaisseur géométrique par classe de 0.5 km et la température du milieu géométrique des cirrus par classe de 5 °C. 113

3.18 (a) Histogramme de nombre d'observations de cirrus en fonction de l'épaisseur géométrique. (b) Variation de l'épaisseur optique (COT^*) en fonction de l'épaisseur géométrique dans des intervalles de 0.5 km. Les points rouges correspondent aux valeurs moyennes de l'épaisseur optique de chaque intervalle d'épaisseur géométrique, les barres noires correspondent aux écarts-types correspondants, et la courbe bleue correspond à la régression linéaire obtenue par la méthode de moindres carrés entre ces deux propriétés. 115
3.19 Histogramme du nombre d'observations de cirrus par intervalle de température de 5 °C. 116
3.20 Épaisseur géométrique des cirrus en fonction de leur température dans des intervalles de 5 °C. Les points rouges correspondent aux valeurs moyennes de l'épaisseur géométrique et les barres noires correspondent aux écarts-types correspondants. 117
3.21 Identique à la figure 3.20, mais pour (a) l'épaisseur optique et (b) le rapport lidar. 118
3.22 Variation mensuelle de l'humidité relative (RH, %) au-dessus de Dakar (14.69 °N, 17.44 °O), située à 80 km de M'bour (14,39 °N, 19,96 °O), déterminée à partir des données de radiosondages sur l'année 2011 (site internet : `http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html`). 120
3.23 Identique à la figure 3.22 mais au-dessus de Bruxelles (50.75 °N, 4.77 °E), située à 115 km de Lille (50.65 °N, 3.08 °E). 120
3.24 Variation mensuelle de la température au-dessus de Dakar (14.69 °N, 17.44 °O), située à 80 km de M'bour (14,39 °N, 19,96 °O), déterminée à partir des données de radiosondages sur l'année 2011. 121
3.25 Identique à la figure 3.24 mais au-dessus de Bruxelles (50.75 °N, 4.77 °E), située à 115 km de Lille (50.65 °N, 3.08 °E). 121
3.26 Histogramme du nombre d'observations mensuel des cirrus sur le site de Lille (en rouge) et sur le site de M'bour (en bleu) pour l'année 2011. 122

3.27 Distributions des propriétés macrophysiques et optiques des cirrus obtenues à partir des mesures lidar au sol sur le site de Lille (en rouge) et sur le site de M'bour (en bleu) pour l'année 2011. La figure (a), présente, la distribution de l'altitude de la base, (b) de l'altitude du sommet, (c) du milieu géométrique (d) de la température du milieu géométrique des cirrus, (e) du rapport lidar et (f) de l'épaisseur optique. 125
3.28 Variation mensuelle de la valeur moyenne et de l'ecart-type de l'altitude du sommet des cirrus observés au-dessus de Lille (en rouge) et au-dessus de M'bour (en bleu) pour l'année 2011. 127
3.29 Identique à la figure 3.28 mais pour l'altitude de la base des cirrus. 127
3.30 Valeurs moyennes de l'épaisseur optique et de l'épaisseur géométrique en fonction de la température du milieu de cirrus, obtenues à partir du lidar sol à l'OHP et du lidar spatial CALIOP, d'après (Hoareau et al., 2013). . . 131
3.31 Fréquences d'occurrence des cirrus à l'OPAR dérivées à partir des données lidar sur la période 1996-2001. Le nombre total d'occurrence de cirrus est reporté en fonction du mois (en rouge). Le pourcentage des cirrus sub-visibles est en vert et celui des cirrus visibles est en bleu. Les barres verticales montrent le nombre de mesures lidar (Cadet et al., 2003). 133

4.1 Coupe verticale obtenue à partir du lidar CALIOP embarqué sur CALIPSO, pour le cas du 25 décembre 2013. Le nuage observé à 12.80 h TU (heure du passage CALIOP) étant localisé dans le cercle noir en pointillés. 139
4.2 Coupe verticale obtenue à partir du lidar au sol à Lille, pour le cas du 25 décembre 2013 montrant la couche nuageuse. Le cercle noir montre le nuage détecté à 12.8 h TU. 140
4.3 Variation de l'altitude de la base (en rouge) et du sommet (en bleu) du nuage, obtenues à partir des données (a) du lidar sol en fonction de l'heure et (b) du lidar CALIOP en fonction de la distance de la trace de CALIPSO du site d'observation à Lille pour le 25 décembre 2013. 141

4.4 Variation de l'épaisseur optique du nuage restituée à partir des données (a) du lidar sol en fonction de l'heure et (b) du lidar CALIOP en fonction de la distance de la trace de CALIPSO du site d'observation à Lille pour le 25 décembre 2013. 142
4.5 Distribution des propriétés macrophysiques des cirrus observés au-dessus de Lille sur la période 2008-2014 obtenus par le lidar au-sol (courbes rouges) et celles obtenues par le lidar CALIOP (courbes noires). Les figures de gauche correspondent aux données nocturnes et de droite correspondent aux données diurnes. Les figures (a) et (b) montrent la distribution de l'altitude de la base, (c) et (d) de l'altitude du sommet, (e) et (f) de l'épaisseur géométrique et (g) et (h) de la température du milieu des cirrus. 143
4.6 Nombre mensuel de couches des cirrus (monocouche, bi-couche et tri-couche) obtenu à partir des mesures lidar (a) CALIOP, (b) au sol sur le site de Lille, sur la période 2008-2014. 146
4.7 Nombre de couches des cirrus observés par des lidars au sol et CALIOP pour quatre sites aux moyennes latitudes (Dupont et al., 2010). Deux sites sont situés aux États-Unis (SGP Southern Great Plains (37°N, 98°W), COVE platform (37 °N, 76 °W)) et 2 sites sont situés en France (Observatoire de Haute Provence OHP (44°N, 6 °E), Site Instrumental de Recherche par Télédetection Atmosphérique SIRTA (47 °N, 2°E)). 147
4.8 Facteur de diffusion multiple, η, en fonction de la température de cirrus, obtenu en utilisant les produits CALIOP et les produits du radiomètre infrarouge IIR à bord du satellite CALIPSO (Garnier et al., 2015). 149
4.9 Facteur de correction de diffusion multiple, η, calculé à partir de l'équation 4.1 (Chen et al., 2002) en fonction de la température du milieu de cirrus, sur toute la base de données du lidar sol à Lille. 150
4.10 (a) Nombre de cas et (b) valeurs moyennes et écarts types du facteur de correction de diffusion multiple, η, estimé en fonction de la distance de la trace CALIOP au site d'observation de Lille. 152

Liste des tableaux

2.1 Principales caractéristiques techniques du lidar au sol à Lille. 47

2.2 Principales caractéristiques du lidar CALIOP. 52

2.3 Principaux produits issus du lidar CALIOP et référencés dans les niveaux 1 et 2 de traitement. 54

2.4 Valeurs théoriques du rapport lidar pour différentes formes de cristaux de glace, obtenues à partir des simulations théoriques de Sassen et al. (1989) . 66

2.5 Valeurs caractéristiques des deux cas d'étude illustrés sur la figure 2.13 (a) et (b). 71

2.6 Variation des différents paramètres dérivés de l'équation lidar en imposant z_0 entre 2 et 8 km : altitude de la base, et du sommet, l'épaisseur optique (COT^*), rapport lidar (LR^*), valeur maximale du coefficient d'extinction (α) du nuage. La ligne en rouge présente les valeurs obtenues en inversant l'équation avec z_0 déterminée par la méthode développée dans notre algorithme (section 2.3.3). 76

2.7 Nombre d'observations de cirrus en fonction de la température de la base du nuage, dans un intervalle de $\pm$ 2 °C autour de la température seuil (-25 °C), sur la période 2008-2014. 79

3.1 Caractéristiques de la base de données construite sur la période 2008-2014. 95

3.2 Valeurs moyennes et écarts types des propriétés des cirrus dérivées des mesures lidar en fonction de la saison, sur la période 2008-2014, avec distinction jour et nuit (entre parenthèses). 97
3.3 Valeurs moyennes et écarts types des propriétés des cirrus dérivées à partir des mesures lidar en fonction de l'année sur la période 2008-2014. 98
3.4 Valeurs moyennes et écarts-types des propriétés macrophysiques et optiques des cirrus dérivés à partir des données lidar à Lille sur la période 2008-2014. 100
3.5 Valeurs moyennes et écarts types des propriétés des cirrus dérivées des mesures lidar, en fonction des types de cirrus, sur toute la période de mesures 2008-2014. 111
3.6 Comparaison des valeurs moyennes et écarts types des propriétés géométriques et optiques des cirrus obtenus à partir des mesures lidar pour les deux sites de Lille et M'bour pour l'année 2011. 123
3.7 Comparaison des climatologies de cirrus établies sur différents sites de mesures à partir de lidars sol. 129

4.1 Valeurs moyennes et écarts-types des paramètres macrophysiques de cirrus observés au-dessus de Lille sur la période 2008-2014 dérivés à partir des données lidar au sol et le lidar CALIOP. Les valeurs entre parenthèses correspondent aux données de nuit. 145
4.2 Valeurs moyennes et écarts types des propriétés macrophysiques des cirrus dérivées à partir des mesures lidar sol et spatial en fonction de la saison, cumulées sur la période 2008-2014, avec distinction jour et nuit (entre parenthèse). Les lignes noires correspondent aux résultats obtenus à partir du lidar sol et les lignes rouges à ceux obtenus par le lidar CALIOP. 145
4.3 Pourcentage des différents types des cirrus, avec et sans correction de l'effet de diffusion multiple. La dernière colonne correspond aux résultats obtenus avec le lidar CALIOP. 153

Bibliographie

Abshire, J. B., Sun, X., Riris, H., Sirota, J. M., McGarry, J. F., Palm, S., Yi, D., and Liiva, P. (2005). Geoscience laser altimeter system (glas) on the icesat mission : on-orbit measurement performance. *Geophysical Research Letters*, 32(21).

Ackerman, S. A., Smith, W., Revercomb, H., and Spinhirne, J. (1990). The 27-28 october 1986 fire ifo cirrus case study : Spectral properties of cirrus clouds in the 8-12 μm window. *Monthly Weather Review*, 118(11) :2377–2388.

Adam, M. (2006). *Development of lidar techniques to estimate atmospheric optical properties*. PhD thesis, Ph. D. dissertation (Johns Hopkins University, 2005).

Ansmann, A., Bösenberg, J., Brogniez, G., Elouragini, S., Flamant, P. H., Klapheck, K., Linn, H., Menenger, L., Michaelis, W., Riebesell, M., et al. (1993). Lidar network observations of cirrus morphological and scattering properties during the international cirrus experiment 1989 : the 18 october 1989 case study and statistical analysis. *Journal of Applied Meteorology*, 32(10) :1608–1622.

Ansmann, A., Wandinger, U., Riebesell, M., Weitkamp, C., and Michaelis, W. (1992). Independent measurement of extinction and backscatter profiles in cirrus clouds by using a combined raman elastic-backscatter lidar. *Applied Optics*, 31(33) :7113–7131.

Boucher, O. (1999). Air traffic may increase cirrus cloudiness. *Nature*, 397(6714) :30–31.

Brogniez, G., Buriez, J., Giraud, V., Parol, F., and Vanbauce, C. (1995). Determination of effective emittance and a radiatively equivalent microphysical model of cirrus from ground-based and satellite observations during the international cirrus experiment : the 18 october 1989 case study. *Monthly weather review*, 123(4) :1025–1036.

Brogniez, G., Legrand, M., Damiri, B., Behnert, I., and Buis, J.-P. (2005). Multi-channel ground based and airborne infrared radiometers. In *NEWRAD Proc. Ninth Int. Conf. On New Development And Applications In Optical Radiometry*.

Brogniez, G., Parol, F., Bécu, L., Pelon, J., Jourdan, O., Gayet, J.-F., Auriol, F., Verwaerde, C., Balois, J.-Y., and Damiri, B. (2004). Determination of cirrus radiative parameters from combination between active and passive remote sensing measurements during french/dirac 2001. *Atmospheric research*, 72(1) :425–452.

C-Labonnote, L., Brogniez, G., Buriez, J.-C., Doutriaux-Boucher, M., Gayet, J.-F., and Macke, A. (2001). Polarized light scattering by inhomogeneous hexagonal monocrystals : Validation with adeos-polder measurements. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 106(D11) :12139–12153.

Cadet, B., Goldfarb, L., Faduilhe, D., Baldy, S., Giraud, V., Keckhut, P., and Réchou, A. (2003). A sub-tropical cirrus clouds climatology from reunion island (21 s, 55 e) lidar data set. *Geophysical research letters*, 30(3).

Carnuth, W. and Reiter, R. (1986). Cloud extinction profile measurements by lidar using klett's inversion method. *Applied optics*, 25(17) :2899–2907.

Change, C. (2013). Mitigation of climate change. contribution of working group iii to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change. *Cambridge, United Kingdom and New York, USA*.

Chen, W.-N., Chiang, C.-W., and Nee, J.-B. (2002). Lidar ratio and depolarization ratio for cirrus clouds. *Applied Optics*, 41(30) :6470–6476.

Couch, R. H., Rowland, C. W., Ellis, K. S., Blythe, M. P., Regan, C. R., Koch, M. R., Antill Jr, C. W., Kitchen, W. L., Cox, J. W., DeLorme, J. F., et al. (1991). Lidar in-space technology experiment : Nasa's first in-space lidar system for atmospheric research. *Optical Engineering*, 30(1) :88–95.

Cox, S. K., McDougal, D. S., Randall, D. A., and Schiffer, R. A. (1987). Fire-the first isccp regional experiment. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 68(2) :114–118.

Deschamps, P. Y., Bréon, F.-M., Leroy, M., Podaire, A., Bricaud, A., Buriez, J.-C., and Seze, G. (1994). The polder mission : Instrument characteristics and scientific objectives. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, 32(3) :598–615.

Dessler, A., Palm, S., and Spinhirne, J. (2006). Tropical cloud-top height distributions revealed by the ice, cloud, and land elevation satellite (icesat)/geoscience laser altimeter system (glas). *Journal of Geophysical Research : Atmospheres (1984–2012)*, 111(D12).

Donovan, D. (2003). Ice-cloud effective particle size parameterization based on combined lidar, radar reflectivity, and mean doppler velocity measurements. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres (1984–2012)*, 108(D18).

Dupont, J.-C., Haeffelin, M., Morille, Y., Noel, V., Keckhut, P., Winker, D., Comstock, J., Chervet, P., and Roblin, A. (2010). Macrophysical and optical properties of midlatitude cirrus clouds from four ground-based lidars and collocated caliop observations. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres (1984–2012)*, 115(D4).

Eguchi, N., Yokota, T., and Inoue, G. (2007). Characteristics of cirrus clouds from icesat/glas observations. *Geophysical research letters*, 34(9).

Eleftheratos, K., Zerefos, C., Zanis, P., Balis, D., Tselioudis, G., Gierens, K., and Sausen, R. (2007). A study on natural and manmade global interannual fluctuations of cirrus cloud cover for the period 1984–2004. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 7(10) :2631–2642.

Eloranta, E. (2002). Lidar multiple scattering models for use in cirrus clouds. In *Twenty-First International Laser Radar Conference Proceedings*, pages 519–522.

Eloranta, E. W. (1998). Practical model for the calculation of multiply scattered lidar returns. *Applied optics*, 37(12) :2464–2472.

Flamant, P. H. (2008). Lidars atmosphériques et météorologiques : Principes fondamentaux. *Techniques de l'ingénieur. Electronique*, 7(E4310).

Flamant, P. H. (2010). Lidars atmosphériques et météorologiques : Méthodes et applications. *Techniques de l'ingénieur. Electronique*, 7(E4311).

Forster, P., Ramaswamy, V., Artaxo, P., Berntsen, T., Betts, R., Fahey, D. W., Haywood, J., Lean, J., Lowe, D. C., Myhre, G., et al. (2007). Changes in atmospheric constituents and in radiative forcing. chapter 2. In *Climate Change 2007. The Physical Science Basis.*

Francis, P., Jones, A., Saunders, R., Shine, K., Slingo, A., and Sun, Z. (1994). An observational and theoretical study of the radiative properties of cirrus : Some results from ice'89. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 120(518) :809–848.

Garcia-Moreno, F. T., Tremas, T., Bret-Dibat, T., and Arnolfo, M. C. (2007). In orbit checkout feedback from the infrared imaging radiometer for the calipso mission. In *Optical Engineering+ Applications*, pages 667819–667819. International Society for Optics and Photonics.

Garnier, A., Pelon, J., Vaughan, M., Winker, D., Trepte, C., and Dubuisson, P. (2015). Lidar multiple scattering factors inferred from calipso lidar and iir retrievals of semi-transparent cirrus cloud optical depths over oceans. *Atmospheric Measurement Techniques*, 8(7) :2759–2774.

Gayet, J.-F., Febvre, G., Brogniez, G., Chepfer, H., Renger, W., and Wendling, P. (1996). Microphysical and optical properties of cirrus and contrails : Cloud field study on 13 october 1989. *Journal of the atmospheric sciences*, 53(1) :126–138.

Gayet, J.-F., Mioche, G., Shcherbakov, V., Gourbeyre, C., Busen, R., and Minikin, A. (2011). Optical properties of pristine ice crystals in mid-latitude cirrus clouds : a case study during circle-2 experiment. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 11(6) :2537–2544.

Gayet, J.-F., Shcherbakov, V., Mannstein, H., Minikin, A., Schumann, U., Ström, J., Petzold, A., Ovarlez, J., and Immler, F. (2006). Microphysical and optical properties of midlatitude cirrus clouds observed in the southern hemisphere during inca. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 132(621) :2719–2748.

Georgii, H. and Kleinjung, E. (1967). Relations between the chemical composition of atmospheric aerosol particles and the concentration of natural ice nuclei. *J. Rech. Atmos*, 3 :145–156.

Giannakaki, E., Balis, D., Amiridis, V., and Kazadzis, S. (2007). Optical and geometrical characteristics of cirrus clouds over a southern european lidar station. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 7(21) :5519–5530.

Giraud, V., Buriez, J., Fouquart, Y., Parol, F., and Seze, G. (1997). Large-scale analysis of cirrus clouds from avhrr data : Assessment of both a microphysical index and the cloud-top temperature. *Journal of Applied Meteorology*, 36(6) :664–675.

Goldfarb, L., Keckhut, P., Chanin, M., and Hauchecorne, A. (2001). Cirrus climatological results from lidar measurements at ohp (44 n, 6 e). *Geophys. Res. Lett*, 28(9) :1687–1690.

Haeffelin, M., Barthès, L., Bock, O., Boitel, C., Bony, S., Bouniol, D., Chepfer, H., Chiriaco, M., Cuesta, J., Delanoë, J., et al. (2005). Sirta, a ground-based atmospheric

observatory for cloud and aerosol research. In *Annales Geophysicae*, volume 23, pages 253–275. Copernicus GmbH.

Heymsfield, A. J., Bansemer, A., Field, P. R., Durden, S. L., Stith, J. L., Dye, J. E., Hall, W., and Grainger, C. A. (2002). Observations and parameterizations of particle size distributions in deep tropical cirrus and stratiform precipitating clouds : Results from in situ observations in trmm field campaigns. *Journal of the atmospheric sciences*, 59(24) :3457–3491.

Heymsfield, A. J. and Iaquinta, J. (2000). Cirrus crystal terminal velocities. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 57(7) :916–938.

Hoareau, C., Keckhut, P., Noel, V., Chepfer, H., and Baray, J.-L. (2013). A decadal cirrus clouds climatology from ground-based and spaceborne lidars above the south of france. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 13(14) :6951–6963.

Hoose, C. and Möhler, O. (2012). Heterogeneous ice nucleation on atmospheric aerosols : a review of results from laboratory experiments. *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions*, 12(5) :12531–12621.

Houghton, J., Ding, Y., and Griggs, D. (2001a). The scientific basis, intergovernmental panel on climate change. *Change, Climate*.

Houghton, J. T., Ding, Y., Griggs, D. J., Noguer, M., van der Linden, P. J., Dai, X., Maskell, K., and Johnson, C. (2001b). Climate change 2001 : the scientific basis. *The Press Syndicate of the University of Cambridge*.

Hu, Y. and Stamnes, K. (2000). Climate sensitivity to cloud optical properties. *Tellus B*, 52(1).

Hu, Y., Winker, D., Vaughan, M., Lin, B., Omar, A., Trepte, C., Flittner, D., Yang, P., Nasiri, S. L., Baum, B., et al. (2009). Calipso/caliop cloud phase discrimination algorithm. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 26(11) :2293–2309.

Im, E., Wu, C., and Durden, S. L. (2005). Cloud profiling radar for the cloudsat mission. In *Radar Conference, 2005 IEEE International*, pages 483–486. IEEE.

Ivanova, D., Mitchell, D. L., Arnott, W. P., and Poellot, M. (2001). A gcm parameterization for bimodal size spectra and ice mass removal rates in mid-latitude cirrus clouds. *Atmospheric research*, 59 :89–113.

Justice, C. O., Vermote, E., Townshend, J. R., Defries, R., Roy, D. P., Hall, D. K., Salomonson, V. V., Privette, J. L., Riggs, G., Strahler, A., et al. (1998). The moderate resolution imaging spectroradiometer (modis) : Land remote sensing for global change research. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, 36(4) :1228–1249.

King, M. D., Platnick, S., Yang, P., Arnold, G. T., Gray, M. A., Riedi, J. C., Ackerman, S. A., and Liou, K.-N. (2004). Remote sensing of liquid water and ice cloud optical thickness and effective radius in the arctic : Application of airborne multispectral mas data. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 21(6) :857–875.

Kinne, S., Ackerman, T., Shiobara, M., Uchiyama, A., Heymsfield, A., Miloshevich, L., Wendell, J., Eloranta, E., Purgold, C., and Bergstrom, R. (1997). Cirrus cloud radiative and microphysical properties from ground observations and in situ measurements during fire 1991 and their application to exhibit problems in cirrus solar radiative transfer modeling. *Journal of the atmospheric sciences*, 54(18) :2320–2344.

Kinne, S. and Liou, K.-N. (1989). The effects of the nonsphericity and size distribution of ice crystals on the radiative propertues of cirrus clouds. *Atmospheric Research*, 24(1) :273–284.

Klett, J. D. (1981). Stable analytical inversion solution for processing lidar returns. *Applied Optics*, 20(2) :211–220.

Klett, J. D. (1985). Lidar inversion with variable backscatter/extinction ratios. *Applied Optics*, 24(11) :1638–1643.

Korolev, A., Isaac, G., and Hallett, J. (2000). Ice particle habits in stratiform clouds. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 126(569) :2873–2902.

Krämer, M., Rolf, C., Luebke, A., Afchine, A., Spelten, N., Costa, A., Zöger, M., Smith, J., Herman, R., Buchholz, B., et al. (2015). A microphysics guide to cirrus clouds–part 1 : Cirrus types. *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions*, 15(21) :31537–31586.

Krupp, C. (1991). Holographic measurements of ice crystals in cirrus clouds during the international cloud experiment ice 1989. In *Report of the Fourth ICE/EUCREX Workshop*.

Lawson, R. P., Baker, B., Pilson, B., and Mo, Q. (2006). In situ observations of the microphysical properties of wave, cirrus, and anvil clouds. part ii : Cirrus clouds. *Journal of the atmospheric sciences*, 63(12) :3186–3203.

Liou, K.-N. (1986). Influence of cirrus clouds on weather and climate processes : A global perspective. *Monthly Weather Review*, 114(6) :1167–1199.

Macke, A., Francis, P. N., McFarquhar, G. M., and Kinne, S. (1998). The role of ice particle shapes and size distributions in the single scattering properties of cirrus clouds. *Journal of the atmospheric sciences*, 55(17) :2874–2883.

McCormick, M., Winker, D., Browell, E., Coakley, J., Gardner, C., Hoff, R., Kent, G., Melfi, S., Menzies, R., Platt, C., et al. (1993). Scientific investigations planned for the lidar in-space technology experiment (lite). *Bulletin of the American Meteorological Society*, 74(2) :205–214.

McFarquhar, G. M. and Heymsfield, A. J. (1996). Microphysical characteristics of three anvils sampled during the central equatorial pacific experiment. *Journal of the atmospheric sciences*, 53(17) :2401–2423.

McFarquhar, G. M. and Heymsfield, A. J. (1998). The definition and significance of an effective radius for ice clouds. *Journal of the atmospheric sciences*, 55(11) :2039–2052.

McFarquhar, G. M., Heymsfield, A. J., Macke, A., Iaquinta, J., and Aulenbach, S. M. (1999). Use of observed ice crystal sizes and shapes to calculate mean-scattering properties and multispectral radiances : Cepex april 4, 1993, case study. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres (1984–2012)*, 104(D24) :31763–31779.

Meyers, M. P., DeMott, P. J., and Cotton, W. R. (1992). New primary ice-nucleation parameterizations in an explicit cloud model. *Journal of Applied Meteorology*, 31(7) :708–721.

Miloshevich, L. and Heymsfield, A. (1996). A balloon-borne cloud particle replicator for measuring vertical profiles of clouds microphysics : instrument design and performance.

In *International Conference on Clouds and Precipitation, Zurich, Switzerland*, pages 19–23.

Mioche, G., Josset, D., Gayet, J.-F., Pelon, J., Garnier, A., Minikin, A., and Schwarzenboeck, A. (2010). Validation of the calipso-caliop extinction coefficients from in situ observations in midlatitude cirrus clouds during the circle-2 experiment. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 115(D4).

Mitchell, D. L. (1991). Evolution of snow-size spectra in cyclonic storms. part ii : Deviations from the exponential form. *Journal of the atmospheric sciences*, 48(16) :1885–1899.

Mitchell, D. L. and Arnott, W. P. (1994). A model predicting the evolution of ice particle size spectra and radiative properties of cirrus clouds. part ii : Dependence of absorption and extinction on ice crystal morphology. *Journal of the atmospheric sciences*, 51(6) :817–832.

Mitchell, D. L., Rasch, P., Ivanova, D., McFarquhar, G., and Nousiainen, T. (2008). Impact of small ice crystal assumptions on ice sedimentation rates in cirrus clouds and gcm simulations. *Geophysical Research Letters*, 35(9).

Mortier, A., Goloub, P., Podvin, T., Deroo, C., Chaikovsky, A., Ajtai, N., Blarel, L., Tanre, D., and Derimian, Y. (2012). Detection and characterization of volcanic ash plumes over lille during the eyjafjallajökull eruption. *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions*, 12(12) :31031–31070.

Nicolas, F., Bissonnette, L. R., and Flamant, P. H. (1997). Lidar effective multiple-scattering coefficients in cirrus clouds. *Applied optics*, 36(15) :3458–3468.

Noel, V., Chepfer, H., Haeffelin, M., and Morille, Y. (2006). Classification of ice crystal shapes in midlatitude ice clouds from three years of lidar observations over the sirta observatory. *Journal of the atmospheric sciences*, 63(11) :2978–2991.

Noel, V., Chepfer, H., Ledanois, G., Delaval, A., and Flamant, P. H. (2002). Classification of particle effective shape ratios in cirrus clouds based on the lidar depolarization ratio. *Applied optics*, 41(21) :4245–4257.

Nohra, R., Parol, F., and Dubuisson, P. (2015). Caractérisation optique et géométrique des cirrus au-dessus de lille à partir de mesures lidar sur la période 2013. *Lebanese Science Journal*, 16 :23–33.

ObservatoireClimatdeNord-PasCalais (27 novembre 2014). Changement climatique : réalités et impacts pour les habitants du nord-pas de calais. *Feuillet thématique*.

Parol, F., Buriez, J., Brogniez, G., and Fouquart, Y. (1991). Information content of avhrr channels 4 and 5 with respect to the effective radius of cirrus cloud particles. *Journal of Applied Meteorology*, 30(7) :973–984.

Pinnick, R., Jennings, S., Chỳlek, P., Ham, C., and Grandy, W. (1983). Backscatter and extinction in water clouds. *Journal of Geophysical Research : Oceans (1978–2012)*, 88(C11) :6787–6796.

Plana-Fattori, A., Brogniez, G., Chervet, P., Haeffelin, M., Lado-Bordowsky, O., Morille, Y., Parol, F., Pelon, J., Roblin, A., Sèze, G., et al. (2009). Comparison of high-cloud characteristics as estimated by selected spaceborne observations and ground-based lidar datasets. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 48(6) :1142–1160.

Platt, C. (1979). Remote sounding of high clouds : I. calculation of visible and infrared optical properties from lidar and radiometer measurements. *Journal of Applied Meteorology*, 18(9) :1130–1143.

Platt, C., Scott, S., and Dilley, A. (1987). Remote sounding of high clouds. part vi : Optical properties of midlatitude and tropical cirrus. *Journal of the atmospheric sciences*, 44(4) :729–747.

Platt, C., Young, S., Carswell, A., Pal, S., McCormick, M., Winker, D., DelGuasta, M., Stefanutti, L., Eberhard, W., Hardesty, M., et al. (1994). The experimental cloud lidar pilot study (eclips) for cloud-radiation research. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 75(9) :1635–1654.

Pruppacher, H. R., Klett, J. D., and Wang, P. K. (1998). Microphysics of clouds and precipitation. *Taylor & Francis*.

Rossow, W. B. and Schiffer, R. A. (1991). Isccp cloud data products. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 72(1) :2–20.

Sassen, K. (1997). Contrail-cirrus and their potential for regional climate change. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78(9) :1885–1903.

Sassen, K. and Cho, B. S. (1992). Subvisual-thin cirrus lidar dataset for satellite verification and climatological research. *Journal of Applied Meteorology*, 31(11) :1275–1285.

Sassen, K. and Comstock, J. M. (2001). A midlatitude cirrus cloud climatology from the facility for atmospheric remote sensing. part iii : Radiative properties. *Journal of the atmospheric sciences*, 58(15) :2113–2127.

Sassen, K., Griffin, M. K., and Dodd, G. C. (1989). Optical scattering and microphysical properties of subvisual cirrus clouds, and climatic implications. *Journal of Applied Meteorology*, 28(2) :91–98.

Sassen, K., Grund, C. J., Spinhirne, J. D., Hardesty, M. M., and Alvarez, J. M. (1990). The 27-28 october 1986 fire ifo cirrus case study : A five lidar overview of cloud structure and evolution. *Monthly weather review*, 118(11) :2288–2312.

Sassen, K. and Hsueh, C.-y. (1998). Contrail properties derived from high-resolution polarization lidar studies during success. *Geophysical research letters*, 25(8) :1165–1168.

Schaefer, V. J. (1949). The formation of ice crystals in the laboratory and the atmosphere. *Chemical reviews*, 44(2) :291–320.

Sourdeval, O., Labonnote, L. C., Brogniez, G., Jourdan, O., Pelon, J., and Garnier, A. (2013). A variational approach for retrieving ice cloud properties from infrared measurements : application in the context of two iir validation campaigns. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 13(16) :8229–8244.

Stephens, G. L. (2005). Cloud feedbacks in the climate system : A critical review. *Journal of climate*, 18(2) :237–273.

Stephens, G. L., Tsay, S.-C., Stackhouse Jr, P. W., and Flatau, P. J. (1990). The relevance of the microphysical and radiative properties of cirrus clouds to climate and climatic feedback. *Journal of the atmospheric sciences*, 47(14) :1742–1754.

Stocker, T., Qin, D., Plattner, G., Tignor, M., Allen, S., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, B., and Midgley, B. (2013). Ipcc, 2013 : climate change 2013 : the physical science basis. contribution of working group i to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change.

Stubenrauch, C., Chédin, A., Rädel, G., Scott, N., and Serrar, S. (2006). Cloud properties and their seasonal and diurnal variability from tovs path-b. *Journal of climate*, 19(21) :5531–5553.

Stubenrauch, C., Rossow, W., Kinne, S., Ackerman, S., Cesana, G., Chepfer, H., Di Girolamo, L., Getzewich, B., Guignard, A., Heidinger, A., et al. (2013). Assessment of global cloud datasets from satellites : Project and database initiated by the gewex radiation panel. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 94(7) :1031–1049.

Stubenrauch, C. J., Eddounia, F., and Sauvage, L. (2005). Cloud heights from tovs path-b : Evaluation using lite observations and distributions of highest cloud layers. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres (1984–2012)*, 110(D19).

Takano, Y. and Liou, K.-N. (1989). Solar radiative transfer in cirrus clouds. part i : Single-scattering and optical properties of hexagonal ice crystals. *Journal of the atmospheric sciences*, 46(1) :3–19.

Thorsen, T. J., Fu, Q., and Comstock, J. (2011). Comparison of the calipso satellite and ground-based observations of cirrus clouds at the arm twp sites. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres (1984–2012)*, 116(D21).

Toon, O. B., Starr, D. O., Jensen, E. J., Newman, P. A., Platnick, S., Schoeberl, M. R., Wennberg, P. O., Wofsy, S. C., Kurylo, M. J., Maring, H., et al. (2010). Planning, implementation, and first results of the tropical composition, cloud and climate coupling experiment (tc4). *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 115(D10).

Tsay, S.-C., Gabriel, P. M., King, M. D., and Stephens, G. L. (1996). Spectral reflectance and atmospheric energetics in cirrus-like clouds. part ii : Applications of a fourier-riccati approach to radiative transfer. *Journal of the atmospheric sciences*, 53(23) :3450–3467.

Vali, G., De Mott, P., Möhler, O., Stetzer, O., Vali, G., Levin, Z., Petters, M., Murakami, M., Leisner, T., Bundke, U., et al. (2011). Resurgence in ice nuclei measurement research. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 92(12) :1623.

Vaughan, M. A., Powell, K. A., Winker, D. M., Hostetler, C. A., Kuehn, R. E., Hunt, W. H., Getzewich, B. J., Young, S. A., Liu, Z., and McGill, M. J. (2009). Fully automated detection of cloud and aerosol layers in the calipso lidar measurements. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 26(10) :2034–2050.

Wang, Z. and Sassen, K. (2002). Cirrus cloud microphysical property retrieval using lidar and radar measurements. part ii : Midlatitude cirrus microphysical and radiative properties. *Journal of the atmospheric sciences*, 59(14) :2291–2302.

Wiegner, M., Oppel, U., Krasting, H., Renger, W., Kiemle, C., and Wirth, M. (1997). Cirrus measurements from a spaceborne lidar : influence of multiple scattering. In *Advances in atmospheric remote sensing with lidar*, pages 189–192. Springer.

Wielicki, B., Barkstrom, B. R., Baum, B., Charlock, T. P., Green, R. N., Kratz, D. P., Lee III, R. B., Minnis, P., Smith, G. L., Wong, T., et al. (1998). Clouds and the earth's radiant energy system (ceres) : algorithm overview. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, 36(4) :1127–1141.

Winker, D. M. (2003). Accounting for multiple scattering in retrievals from space lidar. In *Lidar Multiple Scattering Experiments*, pages 128–139. International Society for Optics and Photonics.

Winker, D. M., Hunt, W. H., and McGill, M. J. (2007). Initial performance assessment of caliop. *Geophysical Research Letters*, 34(19).

Winker, D. M., Vaughan, M. A., Omar, A., Hu, Y., Powell, K. A., Liu, Z., Hunt, W. H., and Young, S. A. (2009). Overview of the calipso mission and caliop data processing algorithms. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 26(11) :2310–2323.

WMO (1975). *World Meteorological Organization, 1975 : International Cloud Atlas. Volume II.*

WMO (1992). *World Meteorological Organization, 1992 : International Meteorological Vocabulary.(WMO-No. 182), Geneva.*

Wylie, D., Jackson, D. L., Menzel, W. P., and Bates, J. J. (2005). Trends in global cloud cover in two decades of hirs observations. *Journal of climate*, 18(15) :3021–3031.

Yang, P., Liou, K., Wyser, K., and Mitchell, D. (2000). Parameterization of the scattering and absorption properties of individual ice crystals. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres (1984–2012)*, 105(D4) :4699–4718.

Zhang, Y., Macke, A., and Albers, F. (1999). Effect of crystal size spectrum and crystal shape on stratiform cirrus radiative forcing. *Atmospheric research*, 52(1) :59–75.