

Travaux présentés en vue de l'obtention de l'**Habilitation à Diriger des Recherches**

par Vincent Noel

Chargé de Recherches CNRS au Laboratoire d'Aérodynamique, Toulouse

OBSERVER LES NUAGES FROIDS PAR LIDAR : DE LA MICROPHYSIQUE AUX TENDANCES GLOBALES

soutenue le 18 Mai 2017 à l'Observatoire Midi-Pyrénées (Toulouse),
devant le jury composé de

- H. Chepfer (LMD)
- C. Claud (LMD)
- C. Flamant (LATMOS)
- F. Szczap (LaMP)
- F. Roux (LA)

Diplôme délivré par l'Université Paul Sabatier

Remerciements

La recherche étant dans le meilleur des cas un travail de groupe, il est heureusement impossible d'attribuer un résultat particulier à une personne seule. La plupart des résultats présentés proviennent d'études auxquelles j'ai participé de près ou de loin, accompagné d'un certain nombre de collègues (en désordre) : Hélène Chepfer, Marjolaine Chiriaco, Martial Haeffelin, Bernard Legras, Michael Pitts, Edouard Martins, Albert Herzog, Mathieu Reverdy, Ken Sassen, Nadège Montoux, Sophie Bastin, Petros Chatzimpiros, Emmanuel Rivière, David M. Winker, Christophe Hoareau, Gilles Roy, Grégory Césana, Adrien Lacour, Thibault Vaillant de Guélis... Je les remercie d'avoir été une motivation positive à poursuivre tels ou tels travaux alors qu'il fait si doux dehors. Celles et ceux que ça intéresse pourront essayer de deviner le niveau d'implication de chacun(e) dans un travail donné à partir de l'ordre des noms dans les publications associées, à la fin du manuscrit. À noter : ça ne marche pas toujours.

Je remercie Ana Cristina Carvalho, Myrto Valari et Stavros Stromatas d'avoir partagé mon bureau et prêté une oreille compatissante à mes ruminations pendant mon séjour au LMD. Ça a aidé plus que vous ne savez.

Je remercie aussi Petros, Viviane, Myrto, Michalis, Savina et Denitsa d'avoir si souvent bravé le froid et les transports en commun parisiens pour venir boire des coups à la maison.

Je remercie Hélène Chepfer de me recalibrer les idées scientifiques régulièrement depuis plus de 15 ans. Je remercie également Chantal Claud, Cyril Flamant et Frédéric Szczap d'avoir accepté de suivre et d'évaluer ce document. Sans vous, il n'aurait sans doute aucun lecteur.

Finalement, je remercie Kinou et Arvo de me garder au chaud ma joie de vivre quand j'oublie de m'en occuper.

Table des matières

1. Introduction	7
1.1 Contexte scientifique	7
1.2 Cadre de travail	8
1.3 Organisation du document	9
2. Observations et modèles	10
2.1 La technologie lidar	10
2.2 Instruments principaux évoqués dans ce document	14
2.3 Modèles et réanalyses	18
3. La microphysique	19
3.1 La forme des cristaux dans les cirrus	19
3.2 L'orientation des cristaux dans les cirrus	21
3.3 La spéciation des nuages stratosphériques polaires	26
3.4 Résumé	31
4. Les nuages de glace à l'échelle globale	32
4.1 Vers une vision globale 3D	32
4.2 Les cirrus subvisibles	35
4.3 Le futur des nuages de glace	39
4.4 Résumé	41
5. Le lidar spatial : aujourd'hui et demain	44
5.1 D'ici 2020 : exploiter les observations en cours et à venir	44
5.2 Après 2020 : construire de nouvelles missions	49
5.3 Nuages froids : mes thématiques prioritaires	52
5.4 Résumé	54
Références	56
Acronymes	66
Annexe A : CV	69
Annexe B : Publications	71
Annexe C : 5 publications	74

*So much the rather thou Celestial light
Shine inward, and the mind through all her powers
Irradiate, there plant eyes, all mist from thence
Purge and disperse, that I may see and tell
Of things invisible to mortal sight.*

- John Milton

*The more talking and thinking,
The farther from truth.*

- Hsin Hsin Ming

1. INTRODUCTION

1.1 Contexte scientifique

Les nuages couvrent en permanence plus de 70% de la planète (Wylie et al., 2007). Éléments incontournables du cycle de l'eau dans la troposphère, ils prennent en charge une partie de la redistribution spatiale de la vapeur d'eau tout en interagissant de manière intimement couplée avec de nombreux autres composants et processus du système terrestre : irradiation solaire, effet de serre, lessivage des aérosols, composition chimique de la stratosphère, régulation de la masse des calottes polaires, etc. La complexité de ces interactions et leurs subtiles interconnexions font qu'après des décennies d'étude, le 5ème rapport (AR5) du Groupe d'Experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat (GIEC) identifie toujours les nuages comme une incertitude majeure pour la prédiction du climat. Les différences inter-modèles de rétroactions nuageuses sont l'origine principale des écarts dans leurs prédictions climatiques (exercices du Coupled Models Intercomparison Project, e.g. Dufresne and Bony, 2008).

Parmi les nuages, de nombreuses questions restent en suspens concernant les nuages froids de haute altitude, constitués de glace pour la plupart. Eux aussi pilotent la redistribution spatiale de l'eau (Buehler et al., 2007), ils influencent notamment l'humidité stratosphérique (Randel et Jensen, 2013) et ses fortes conséquences climatiques. Eux aussi recouvrent en permanence une part importante de la planète, mais la quantifier précisément semble difficile — on l'estime généralement entre 20 et 35% (Wylie et al., 2007; Liou and Yang, 2016), même si le chiffre obtenu dépend de la résolution (Koren et al., 2008; Pincus et al., 2012) et de la sensibilité de l'instrument utilisé aux couches optiquement fines¹. Leur importance en termes radiatifs est complexe : d'une part, au moins en ce qui concerne la température de surface, leur effet est secondaire face aux nuages de basse altitude, plus opaques, dont l'effet d'albedo est dominant (Lohmann and Roeckner, 1995). D'autre part, leur effet de serre relativement plus important affecte le profil vertical de température de la troposphère dans son ensemble. L'impact final de ces nuages sur le bilan radiatif, de signe incertain (Stephens et al., 1990), dépend directement de leur propriétés microphysiques (Yi et al., 2013). Ces propriétés sont pilotées par des processus très complexes de nucléation, de croissance, de sédimentation, de fonte et de sublimation des cristaux de glace, qui mettent en jeu de nombreux autres aspects de l'atmosphère terrestre (thermodynamique, aérosols), menant à une forte variabilité géographique et temporelle. Si les propriétés microphysiques des nuages de glace souffrent encore d'un manque certain de documentation (Jarvinen et al., 2016) et d'une mauvaise paramétrisation dans les modèles (mésos-échelle et de circulation générale), nous maîtrisons encore plus mal les processus interconnectés qui les pilotent, et il est par la même occasion difficile de prévoir leur évolution et le déclenchement d'éventuelles rétroactions nuageuses lourdes de conséquences. Ces considérations expliquent pourquoi les nuages de glace constituent aujourd'hui une zone d'incertitude préoccupante pour la prédiction du climat.

Si ces problèmes persistent, c'est en partie car il a été et reste difficile de dresser une image réaliste et cohérente des propriétés nuageuses à toutes les échelles pertinentes pour les divers processus qu'il est souhaitable d'étudier : du micron (processus microphysiques) à l'échelle planétaire (comment la distribution tridimensionnelle de la nébulosité réagit en réponse aux fluctuations naturelles du climat). Les mesures in-situ

¹ Ceci suggère fortement que le concept de "nuage" est en fait mal défini. Cette imprécision ne semble pas être un obstacle pour la plupart des recherches actuelles, bien qu'on se heurte assez souvent au problème dès qu'on tente d'unifier les différentes perspectives sur les nuages (modèle vs. observation, par exemple). Il est possible que dans le futur on s'accommode toujours de cette imprécision, mais il est également possible que le concept de nuage doive subir une profonde redéfinition, voire finisse par être complètement éliminé au profit d'autres concepts moins proches de l'expérience quotidienne mais plus rigoureux. Nous n'entrerons pas dans ces divertissantes considérations ici.

lors de campagnes sur le terrain permettent une description fine des nuages (e.g. Heymsfield et al., 2013; Ulanowski et al., 2014), et imposent notamment des contraintes fortes sur les propriétés microphysiques typiques, mais ont un caractère local et ponctuel qui fait qu'il est difficile voire impossible de généraliser la validité de leurs conclusions. Les observations sol permettent un suivi à long terme de certaines propriétés nuageuses à une échelle régionale (e.g. Hoareau et al., 2013; Chiriaco et al., 2014; Hoareau et al., 2016), mais n'offrent pas le même niveau de détail que les mesures in-situ, et ne peuvent être déployées que là où les conditions sont favorables (cela n'inclut malheureusement pas les océans, qui couvrent plus des deux-tiers de la surface terrestre). De plus, les différences instrumentales et algorithmiques entre observatoires (calibration, échantillonnage, etc.) compliquent leur mise en synergie et freinent leur utilisation pour des études à grande échelle. Les observations spatiales complètent ce tableau : de leur côté, elles permettent de couvrir une échelle presque globale pendant de longues périodes par un seul et même instrument, en évitant donc toute la gamme de problèmes liée aux synergies instrumentales. Ceci permet d'évaluer comment les propriétés nuageuses évoluent à grande échelle, dans un spectre élargi de situations thermodynamiques, météorologiques et chimiques. L'analyse de mesures satellitaires permet de restituer des propriétés microphysiques (e.g. Hong et al., 2007; Cole et al., 2014; Holz et al., 2016) mais au prix de fortes hypothèses qui négligent les fluctuations de petite échelle (couvertes par l'in-situ). Dans la plupart des cas, les mesures spatiales non géostationnaires ne permettent pas de suivre l'évolution d'une scène régionale donnée en continu (comme les observations sol). Pour l'instant, il n'est pas possible d'accéder à toutes les propriétés nuages pertinentes pour le système Terre sans devoir utiliser et combiner d'une façon ou d'une autre toutes ces approches. Dans ce document, nous aurons l'occasion d'apprécier leurs avantages et inconvénients pour l'étude des nuages de haute altitude.

Pour finir cette introduction générale, je précise que j'ai choisi dans le titre le terme assez inhabituel de "nuages froids" pour inclure les nuages de haute troposphère (cirrus et nuage de glace en général), mais aussi les nuages stratosphériques, qui ne sont pas forcément constitués de glace et occupent une part non négligeable de mon travail (Sect. 3).

1.2 Cadre de travail

La plupart des travaux présentés dans ce document ont été entrepris durant mon affectation au Laboratoire de Météorologie Dynamique (Palaiseau), dans le groupe de H. Chepfer, d'abord en thèse de 1999 à 2002, puis en tant que Chargé de Recherche entre janvier 2006 et juillet 2015 (avec entre les deux un post-doctorat dans l'équipe CALIPSO au NASA Langley Research Center, Hampton, USA). Depuis mon entrée au CNRS en 2006, j'ai encadré ou co-encadré les personnes ci-dessous :

- Étudiants de master (7) : L. Colin (2014, UPMC), L. Yang (2012, Univ. Jean Monnet), Y. Léauté (2012, UPMC), H. Courtieu (2011, UVSQ), E. Martins (2007, UPMC), A. Lopez et D. Réchal (UPMC). E. Martins a poursuivi son Master par une thèse que j'ai co-encadrée.
- Co-encadrements de doctorants avec H. Chepfer (3): Edouard Martins (soutenue en 2010), Adrien Lacour (à soutenir fin 2016) et Thibault Vaillant de Guélis (à soutenir en 2017). Le premier, après deux post-doctorats (d'abord à ECMWF à Reading au Royaume-Uni sur l'assimilation de données de télédétection active satellite dans les réanalyses du centre européen, puis à l'Université de Delft aux Pays-Bas dans le département Geosciences and Remote Sensing), en entame un autre au CNRM-GAME (Toulouse) sur la future assimilation des données d'aérosols ADM (Sect. 5.2) dans le modèle MOCAGE. J'ai également entre 2013 et 2016 figuré dans le comité de thèse de M. Chakroun (LATMOS), qui vient de la soutenir à l'USVQ le 29 septembre 2016. J'ai pu depuis la former brièvement à la production de longues séries d'observations lidar synthétiques (cf. Sect. 5) dans le cadre du CDD CNES qui a suivi.

- Post-doctorants (3) : C. Hoareau (2011-2013, 2 publications en 1er auteur pendant cette période), M. Reverdy (2010-2015, 2 publications en 1er auteur), R. Guzman (2015-2017, 1 publication en 1er auteur soumise).

Parmi ces encadrements, plusieurs ont eu lieu dans le contexte de projets de recherche. J'ai notamment porté entre 2007 et 2011 le projet ANR JCJC Tropice dédié à l'étude des nuages de glace dans les Tropiques, et je co-pilote depuis 2012 (avec J. Delanoe, LATMOS) la proposition EECLAT, soumise annuellement aux programmes TOSCA et LEFE. Ce projet rassemble une communauté scientifique d'une soixantaine de chercheurs et enseignants-chercheurs répartis dans une dizaine de laboratoires en France, s'intéressant à l'apport des observations de télédétection active pour l'étude des nuages et des aérosols à petite et grande échelle.

Je suis depuis juillet 2015 affecté au Laboratoire d'Aérodologie (UMR 5560, Observatoire Midi-Pyrénées, Toulouse).

1.3 Organisation du document

Dans ce manuscrit, je présente une partie des recherches que j'ai menées dans l'objectif de contribuer à obtenir une vision plus complète et cohérente des propriétés nuageuses à partir d'observations de télédétection, souvent active mais pas exclusivement. Après une rapide présentation des instruments et modèles qui reviennent souvent dans mes travaux (Sect. 2), ce manuscrit décrit les recherches auxquelles j'ai participé en allant grosso modo des plus petites échelles spatiales et temporelles vers les plus grandes : de la microphysique et méso-échelle (Sect. 3) vers l'échelle globale des climats actuels et futurs (Sect. 4 et 5). Cette trajectoire, fabuleuse coïncidence, reflète assez bien l'évolution de mes propres axes de recherche et préoccupations scientifiques au cours des années. La Section 5 tente de dresser un panorama de la situation actuelle de la télédétection active spatiale pour l'étude des nuages et de ses perspectives à moyen terme.

Un de mes souhaits de recherche étant de conserver une proximité avec le traitement de la mesure, j'ai fait le choix volontaire dans ce document de ne pas chercher à éluder les aspects techniques lorsqu'ils sont pertinents.

2. OBSERVATIONS ET MODÈLES

Cette section décrit les différents instruments de mesure, spatiaux, aéroportés et sol que l'on retrouve souvent comme points de départ de mes travaux, ainsi que les outils de modélisation dont je me suis servi à plusieurs reprises.

2.1 La technologie lidar

L'exploitation des données lidar occupe une place centrale dans la quasi-totalité des travaux auxquels j'ai participé. Ma trajectoire dans l'approche des données lidar influence également la structure du présent document. Cette section définit ses principes et applications dans le détail.

PRINCIPE ET OBSERVABLES

Le lidar est un instrument de télédétection active. Les instruments de télédétection captent des variations d'une grandeur mesurable (radiation électromagnétique, sons...) afin de documenter un milieu distant de l'instrument, comme une surface ou l'atmosphère libre. Les instruments actifs disposent, de plus, de la capacité de perturber ce milieu afin d'en obtenir une réaction. Ceci offre plusieurs avantages, dont celui de fonctionner dans un domaine de conditions élargi : l'instrument n'est par exemple pas dépendant de la disponibilité permanente d'une source externe de lumière ou de calibration, comme peut l'être un imageur visible passif. Le lidar, comme le radar, perturbe le milieu à observer en y envoyant des ondes électromagnétiques. Comme son acronyme l'indique ("LIght Detection And Ranging" ou "LIght Imaging, Detection And Ranging"), la fréquence des ondes lidar les place dans le spectre de la lumière visible, si on l'élargit suffisamment pour inclure l'infrarouge proche et l'ultraviolet. Le plus juste est probablement de définir le lidar par sa source d'ondes électromagnétiques : un laser.

Le laser du lidar émet une courte impulsion électromagnétique visible (de l'ordre de la nanoseconde, i.e. longue de quelques mètres), qui se propage dans le milieu à sonder, dans notre cas : l'atmosphère (Fig. 2.1). En cours de route, l'impulsion laser interagit avec les molécules et particules rencontrées², ce qui conduit à une redistribution angulaire anisotrope de l'énergie lumineuse (phénomène de *diffusion*) au fur et à mesure de la progression du faisceau. La majorité de l'énergie diffusée continue sa course en ligne droite. Une bonne partie est diffusée transversalement, ce qui l'amène, en première approximation, à quitter la zone d'étude du lidar (phénomène d'*extinction*). Une petite partie de l'énergie diffusée revient vers l'instrument (elle est dite *rétrodiffusée*), où elle est collectée par un télescope proche de la source laser. Du délai entre la réception de cette énergie et l'émission de l'impulsion correspondante, et connaissant la vitesse de la lumière, on déduit facilement la distance à l'instrument et donc l'altitude z où l'énergie collectée a été rétrodiffusée.

² Aujourd'hui la plupart des applications lidar a pour objectif la cartographie 3D à haute résolution. Dans ce cadre seul l'écho de surface est utilisé, comme dans un sonar de sous-marin. Ce développement relativement récent a rapidement pris le pas sur les applications de sondage de l'atmosphère dont nous discutons ici, et dont l'exploitation requiert du traitement de signal plus expérimental.

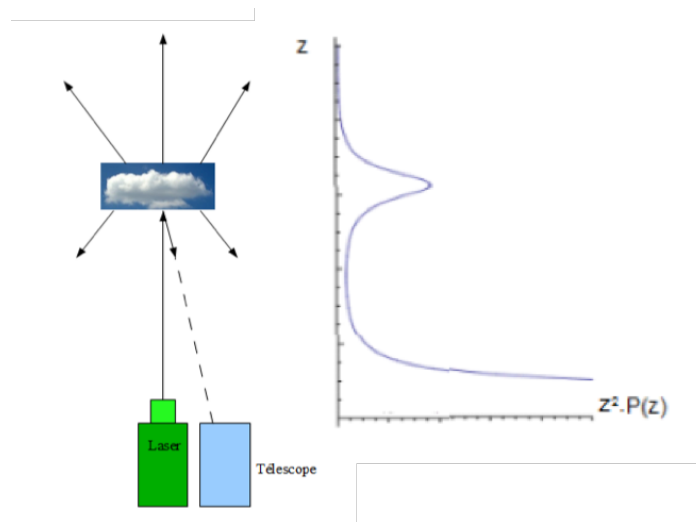


Figure 2.1 : principe de fonctionnement du lidar. L'interaction du faisceau laser avec les composants atmosphériques (dont les nuages) fait revenir une puissance lumineuse vers le télescope, fonction de la distance instrument-interaction et des propriétés du milieu avec qui le faisceau laser interagit.

Rétrodiffusion et extinction dépendent des propriétés locales du milieu à l'altitude z . La même combinaison de particules et de molécules étant responsable de la rétrodiffusion et de l'extinction, il est théoriquement possible de prédire l'un et l'autre en connaissant parfaitement les propriétés du milieu diffusant. En pratique, c'est une autre affaire. Les Figures 2.1 (à droite) et 2.2 (à gauche) montrent un exemple de profil de puissance rétrodiffusée par l'atmosphère et mesurée par un lidar sol. Dans cet exemple l'onde laser à 532nm interagit avec les particules présentes dans l'atmosphère - nuages et aérosols (un nuage est visible sur la Fig. 2.2 entre 10 et 12km) - qui rétrodiffusent fortement, mais également avec les molécules atmosphériques (signal plus faible entre 6 et 10km sur la Fig. 2.2). On fait généralement référence à ce dernier cas comme "ciel clair".

Après une attente suffisante pour laisser le temps à la majorité de l'impulsion laser initiale de revenir au télescope (1/20e de seconde suffit largement), le laser émet une autre impulsion, dont la rétrodiffusion est mesurée par le télescope, et ainsi de suite. Lorsqu'on souhaite suivre l'évolution de nombreux profils successifs, on associe le niveau d'énergie rétrodiffusée à un code couleur. Ceci permet de représenter une grande quantité de profils dans une seule image, et donc de visualiser aisément l'évolution des propriétés atmosphériques au cours du temps. La Figure 2.2 (à droite) montre un exemple de ce type de visualisation : les nuages (en vert et rouge) ressortent clairement sur le bleu du ciel clair. La fréquence de pulsation des sources laser est en général de l'ordre de la dizaine de Hz. Trop élevée pour que chaque profil soit scientifiquement exploitable dans le cas des lidars sol, nous verrons par la suite que cette fréquence devient limitante dans le cas des lidars spatiaux, qui se déplacent très rapidement.

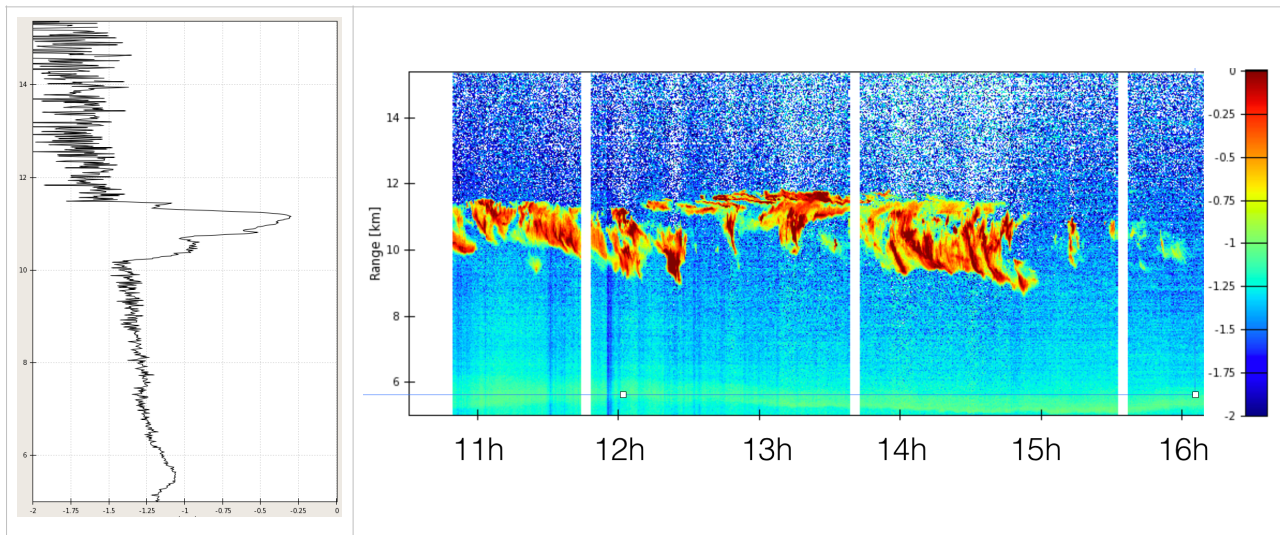


Figure 2.2: (gauche) profil de rétrodiffusion atténué en fonction de l'altitude (km). Echelle de puissance (en abscisse) logarithmique. (droite) évolution des profils de rétrodiffusion atténués en fonction du temps (code couleur logarithmique). Mesures du Lidar Nuages Aérosols du SIRTa le 27 juin 2011.

Dans de nombreux lidars, l'onde laser est polarisée linéairement à l'émission dans un plan baptisé parallèle. Suite à l'interaction de l'onde avec l'atmosphère, cette polarisation peut changer. Un dispositif optique en sortie du télescope permet de séparer la proportion d'énergie rétrodiffusée contenue dans le plan parallèle ($E_{//}$) de celle contenue dans le plan perpendiculaire ($E_{\perp}$), ayant été "dépolarisée". L'importance du changement de polarisation dépend de la quantité de réflexions frustrées subies par le faisceau laser durant son interaction avec les particules, et donc du nombre de dioptries sur lesquels l'onde se réfléchit à l'intérieur des cristaux. En pratique, plus une particule donnée comporte de surfaces planes, plus l'onde a de chances de voir sa polarisation modifiée. Le rapport de dépolarisation, donné par $\delta = E_{\perp} / E_{//}$, est par conséquent souvent utilisé (Sassen, 1991) pour distinguer les particules d'eau solides (cristallines et à facettes) des gouttelettes d'eau liquide (approximativement sphériques). Nous verrons que lorsque le lidar capte des photons ayant été diffusés plusieurs fois (ce qui peut arriver lorsque son télescope a un champ de vue assez large, ou lorsque la distance entre l'instrument et le nuage dépasse la centaine de km), la dépolarisation peut devenir significative même dans un nuage d'eau liquide. Notons finalement que la dépolarisation moléculaire (en ciel clair) varie d'un instrument à l'autre en fonction de la largeur du filtre spectral utilisé, mais reste généralement faible (de l'ordre du pourcent).

Enfin se pose le problème essentiel de la longueur d'onde. La majorité des résultats importants concernant les nuages issus de lidar ont jusqu'ici souvent fonctionné avec des sources laser à 532 nm (vert), qui assurent pour l'étude des nuages un compromis optimal entre interaction avec les particules et pénétration dans l'atmosphère claire et les particules. Cette longueur d'onde est de plus relativement facile à obtenir techniquement, en doublant en fréquence une source Nd-Yag à 1064nm. Les lidars qui émettent et réceptionnent des impulsions à ces deux longueurs d'onde (532 et 1064 nm) sont donc très répandus. Les quantités d'énergie rétrodiffusées à 532 et 1064nm divergent lorsque les particules diffusantes ont une taille proche de ces longueurs d'onde. En théorie, l'étude des variations du "rapport de couleurs" (entre énergies rétrodiffusées à 1064 vs. 532nm) pourrait donc contribuer utilement aux restitutions de taille de particules dans les aérosols et les nuages. En pratique, la quasi-absence de diffusion moléculaire à 1064nm complique énormément la calibration instrumentale de l'énergie reçue, ce qui mène à des incertitudes du même ordre de grandeur que les fluctuations recherchées. Cette complexité additionnelle comparée à l'exploitation des

mesures à 532nm, quasiment toujours présentes en simultanée, explique pourquoi les mesures à 1064nm sont relativement peu utilisées pour l'étude des nuages. Finalement, notons que l'importance accrue de considérations de sécurité optique a récemment encouragé la fabrication industrielle de lasers à 355nm (en triplant la fréquence d'un laser à 1064nm). L'exploitation de l'argent de recherche pour financer en douce l'industrie explique en partie la tendance récente des lidars atmosphériques à favoriser cette longueur d'onde (voir Earth-CARE en Sect. 5), qui n'est malheureusement pas optimale pour l'étude des nuages et des aérosols, comme la mission LITE l'avait déjà montré en 1996 (Omar and Gardner, 2001).

GRANDEURS ACCESSIBLES ET LIMITATIONS

Comme l'inspection des profils de la Fig. 2.2 le suggère, l'intérêt principal du lidar vient de sa capacité à documenter avec précision l'évolution des propriétés optiques de l'atmosphère le long de la dimension verticale avec une résolution très élevée, de l'ordre de la dizaine de mètres. Aucun autre instrument ne s'approche le long de la dimension verticale d'une telle résolution, qui rend possible une documentation de la structure verticale fine de la composition atmosphérique.

À partir d'un profil de rétrodiffusion lidar, la principale information accessible est la présence et l'altitude de couches de nuages ou d'aérosols. Leur détection se fait par une comparaison du profil mesuré avec le profil attendu équivalent en ciel clair, qui dépend principalement de la concentration moléculaire atmosphérique déduite de profils de pression et de température lorsqu'une quantification raisonnable de ces derniers est possible. Toute déviation significative entre le profil mesuré et le profil attendu est un symptôme de la présence de particules. L'intensité de la déviation suffit généralement pour distinguer les nuages des aérosols, qui rétrodiffusent peu comparé aux nuages liquides dont ils partagent souvent les basses couches d'altitude. Il devient alors trivial de restituer, quasiment sans hypothèse, les altitudes de base et de sommet des nuages, même dans le cas de nuages optiquement très fins (Platt, 1973). Ces grandeurs fondamentales ne peuvent être restituées depuis la plupart des instruments passifs qu'au prix d'un tas d'hypothèses et en acceptant une incertitude de plusieurs kilomètres (Sherwood et al., 2004; Holz et al., 2008; Chang et al., 2010) surtout liée à la surface (Rossow, 1989). Du profil de rétrodiffusion on peut, en faisant l'hypothèse assez risquée d'une composition nuageuse homogène, restituer un profil d'extinction et donc l'épaisseur optique; cette méthode d'inversion peut être poussée jusqu'à la restitution de contenu en glace. Le profil de rétrodiffusion est également combiné de manière synergétique avec e.g. des profils de réflectivité radar pour restituer d'autres propriétés microphysiques (Delanoë and Hogan, 2010). Les lidars équipés de la Haute Résolution Spectrale (HRS ou HSRL en anglais pour High Spectral Resolution Lidar) combinent une émission à une longueur d'onde très précisément calibrée avec des interféromètres en réception, et peuvent distinguer l'énergie rétrodiffusée par les nuages et les aérosols (diffusion de Mie, très fine) de celle rétrodiffusée par les molécules atmosphériques (diffusion Rayleigh induisant un élargissement spectral important). Cette séparation instrumentale des rétrodiffusions particulaire et moléculaire permet la restitution des profils d'extinction et de rapport lidar particulaire sans les hypothèses simplificatrices d'usage en absence de HSRL. Dans l'avenir proche nous devrions voir, si tout se passe bien, ce que donne en orbite cette technologie (Sect. 5) encore peu répandue sur les lidars sol ou aéroportés.

Le profil de dépolarisation δ permet d'assez aisément distinguer la phase nuageuse : gouttelettes liquides vs. cristaux de glace (Sassen, 1991) ; en cas d'observations spatiales la diffusion multiple complique considérablement les choses (Hu et al., 2006). Dans des nuages de glace, les fluctuations de dépolarisation

peuvent être reliées à des changements de propriétés microphysiques (forme et orientation)³. Finalement, il est possible de combiner rétrodiffusion, dépolarisation et rapports de couleur pour distinguer finement des familles de particules, une application qui concerne davantage les aérosols (Omar et al., 2009).

La limitation principale du lidar vient de l'extinction rapide du faisceau laser par les particules. En pratique, une épaisseur optique de ~ 3 ne peut être pénétrée par la plupart des lidars. Cette limite, qui semble relativement indépendante des propriétés instrumentales, signifie qu'un lidar seul ne pourra échantillonner intégralement la structure verticale de certains systèmes nuageux. Ceci concerne par exemple les stratocumulus très épais, fréquents dans les zones de convection aux Tropiques. Un problème qui affecte plus particulièrement les lidars sol est la présence de nuages peu épais mais très opaques proches de l'instrument, qui peuvent bloquer le sondage sur la quasi-totalité de la colonne atmosphérique. Ces limitations impliquent un biais d'échantillonnage, qui peut être contourné par le recours à des sondages radar colocalisés, par exemple ceux de CloudSat dans le cas de CALIOP. Des études montrent qu'un tel recours n'est néanmoins pas nécessaire dans plus de 70% des profils (Kato et al., 2010, Guzman et al., in review). Chepfer et al. (2014) suggère que l'altitude d'atténuation totale du faisceau laser, loin d'être simplement indicative des limitations de l'instrument, est au contraire un fort indicateur des propriétés radiatives de l'atmosphère sondée, que l'on devrait rapidement voir évoluer sous l'effet du changement climatique (cf. Sect. 4 et 5).

La deuxième limitation du lidar vient de sa très faible surface d'échantillonnage horizontal : il ne sonde l'atmosphère que directement au-dessus ou en-dessous de l'instrument, le long d'une seule dimension, le plus souvent verticale. Il n'est pas possible sans mesures complémentaires de savoir si le nuage présent dans un profil lidar fait partie d'un plus grand système, ou de connaître son extension horizontale. Évaluer la représentativité d'un profil lidar particulier vis-à-vis de son environnement requiert donc, ici aussi, l'utilisation appropriée au cas par cas d'observations tierces pertinentes, comme celles provenant d'imagerie passive. Ceci explique, par exemple, pourquoi les études décrites dans ce document ne s'intéressent pas à l'influence que pourraient avoir, par le mécanisme de formation accélérée qu'ils déclenchent, les traînées de condensation des avions (ou "contrails", Heymsfield et al., 2010) dans la distribution des propriétés des nuages de glace à l'échelle globale (Karcher et al., 2009). Notre espoir, lors des quelques études préliminaires sur le sujet (par exemple lors des stages que j'ai encadrés de M2 d'Hugues Courtieu en 2011 et de Lixuan Yang en 2012), que le simple volume des données CALIOP puisse d'une certaine façon compenser ce problème d'échantillonnage, a été déçu. Il semble que pour étudier ce mécanisme affectant les nuages de haute troposphère l'intérêt du lidar spatial soit encore à démontrer face aux observations sol (voir par exemple le très bon cas d'étude d'Atlas et al., 2006).

2.2 Instruments principaux évoqués dans ce document

OBSERVATION SATELLITE

- **A-Train.** La majorité des instruments ci-dessous fait partie de la constellation de satellites A-Train (A pour "Afternoon"). Cette constellation regroupe un grand nombre d'instruments de télédétection, installés sur des plate-formes survolant le même point de la Terre à quelques secondes d'intervalles (Fig. 2.3) : 12 secondes entre CloudSat et CALIPSO, par exemple. Tous ces satellites suivent la même orbite polaire, qui les amène à croiser l'équateur vers 13h30 heure locale du noeud ascendant (ou LTAN pour Local Time of the Ascending Node), et leur fait faire 14-15 orbites par jour. Les instruments à leur bord

³ La dépolarisation a également été utilisée pour restituer les propriétés microphysiques (concentration en gouttelettes) de nuages d'eau liquide spécifiques (Donovan et al., 2015). Cette application récente impose néanmoins de fortes hypothèses sur le nuage à étudier : contenu en eau constant verticalement, etc.

offrent des points de vue complémentaires et quasi-simultanés de l'atmosphère survolée. La plupart des observations mentionnées dans ce document proviennent d'instruments présents dans l'A-Train.

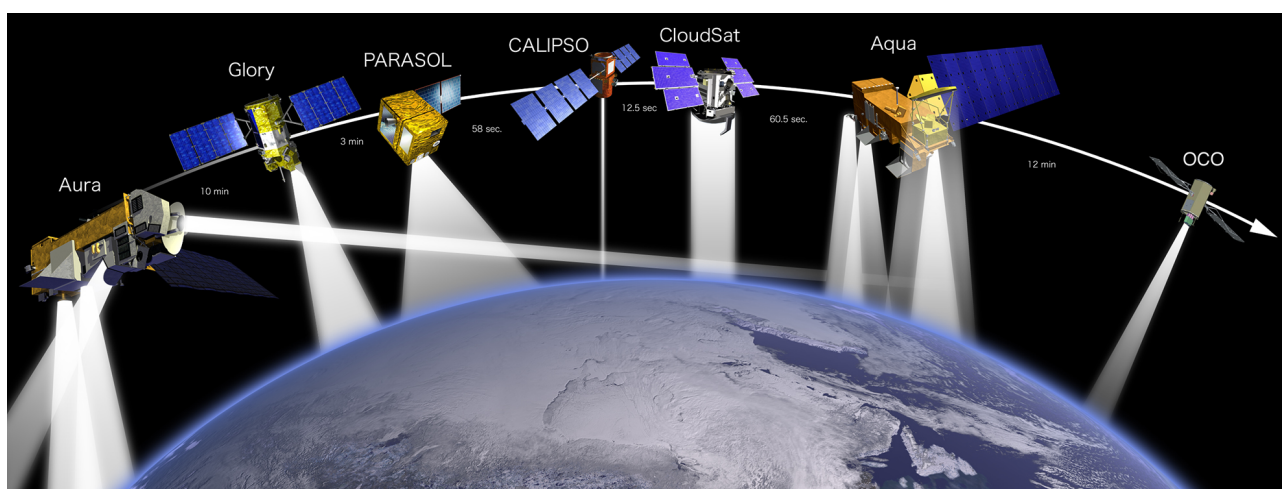


Figure 2.3: La constellation A-Train en 2008. Depuis, PARASOL est sorti de la constellation (en 2013), et CloudSat et CALIPSO ont échangé leurs positions lors du retour de CloudSat dans l'A-Train en Mai 2012 après qu'un problème de batterie l'en ait écarté en juin 2011. Le satellite GCOM-W1 (Global Change Observation Mission–Water) a également pris la tête de la constellation en juin 2012 avant qu'OCO-2 ne vienne s'y placer en juillet 2014. Note : les instruments ne sont pas à l'échelle (heureusement).

- **CALIOP.** De nombreux résultats mentionnés par la suite se fondent sur l'analyse d'observations de CALIOP (*Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization*). Après les missions pionnières LITE (1994, 53 heures de mesure depuis la navette spatiale Discovery), ALISSA (Chanin et al., 1999, un an de tests depuis la plate-forme orbitale MIR) et GLAS (2003-2010, lidar altimétrique opérationnel sur la plateforme satellite IceSat), CALIOP fut le premier lidar spatial opérationnel destiné à l'étude des nuages et des aérosols, installé sur la plateforme satellite franco-américaine CALIPSO insérée dans l'A-Train (Winker et al., 2009) à 705km d'altitude. Le laser de CALIOP émet des impulsions à 532 et 1064 nm. Il permet de restituer la dépolarisation. La résolution verticale d'un profil CALIOP va de 30 m (en basse troposphère) à 180 m (dans la stratosphère jusqu'à 40.2 km Above Sea Level). La fréquence de tir de 20.25 Hz fait que les profils mesurés sont distants de 333m, alors que le champ de vue de 130 μ rad entraîne une empreinte au sol de 90m de diamètre. On attribue en général aux 333m les propriétés atmosphériques révélées par le profil à 90m, ce qui peut s'avérer problématique dans certains cas. Les profils verticaux (Fig. 2.4) sont accessibles à la pleine résolution horizontale de 333m pour des altitudes inférieures à 8.2km, mais aux altitudes supérieures plusieurs profils successifs sont moyennés sur la plate-forme afin de réduire la quantité de données à transmettre. La plate-forme CALIPSO est également équipée d'un imageur infrarouge (IIR) et d'une caméra large champ (WFC).

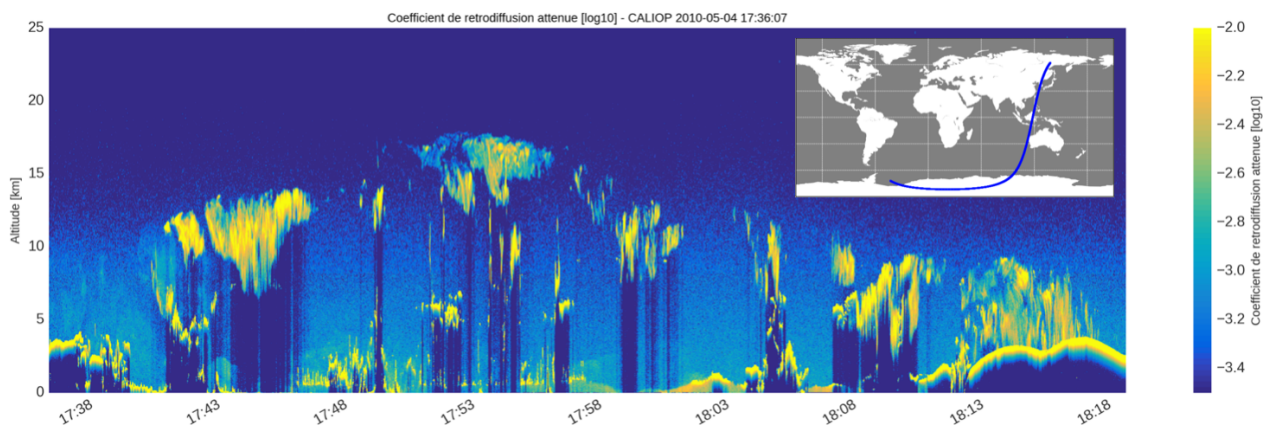


Figure 2.4 : Exemple de profils de rétrodiffusion atténués mesurés par CALIOP le 4 mai 2010. Au cours de cette orbite descendante, CALIPSO se déplace du Nord-Est vers le Sud-Ouest. En bas à droite on reconnaît le fort écho sur la surface de l'Antarctique, qui sature temporairement les détecteurs et fait “baver” le signal vers le bas le temps qu’ils se remettent de leurs émotions. De nombreux nuages de glace sont visibles au sommet de la troposphère (e.g. 17:53) et on devine des couches d'aérosols proches de la surface (e.g. vers 17:48 et 17:58). Les bandes verticales bleues indiquent la présence de nuages opaques n'ayant pu être traversés par le faisceau lidar. On visualise nettement la descente progressive de la tropopause de 18 km aux tropiques (vers 17:53) vers ~10 km aux latitudes polaires (sur les bords). Notez la propreté de la stratosphère (au-dessus de 18 km), où aucun nuage n'est visible. Adapté de Noel et al., 2012.

- **POLDER et PARASOL.** L'instrument POLDER (Polarization and Directionality of the Earth's Reflectance, Deschamps et al. 1994) a fonctionné entre août 1996 et juin 1997 sur la plate-forme ADEOS-1, et POLDER-2 sur ADEOS-2 d'avril à octobre 2003. Une version de POLDER a également fonctionné sur le micro-satellite PARASOL dans l'A-Train entre décembre 2004 et novembre 2011, date à laquelle PARASOL fut descendu sur une orbite plus basse jusqu'à l'arrêt de la mission en décembre 2013. Tous ces instruments fonctionnaient sur un principe similaire, et mesuraient la réflectance polarisée bidirectionnelle du système terrestre, permettant d'identifier de manière passive la présence de nuages et certaines de leurs propriétés microphysique (e.g. phase et orientation).
- **MLS.** Le sondeur MLS (Microwave Limb Sounder), présent sur la plate-forme Aura dans l'A-Train, donne accès, entre autres, à des profils de concentration en contenu en glace (Wu et al., 2008), en vapeur d'eau et en monoxyde de carbone en ciel clair, le tout à des résolutions de 170km horizontalement et assez faibles verticalement vs. les profils de CALIOP.
- **OMI.** L'instrument OMI (Ozone Monitoring Instrument), présent sur la plate-forme Aura dans l'A-Train (Levelt et al., 2006), donne accès, entre autres, à la concentration atmosphérique en dioxyde de soufre (SO_2).
- **GEWEX-CA.** Synthèse d'une douzaine de climatologies nuageuses provenant de nombreux capteurs et algorithmes, réconciliés autant que possible dans le cadre du GEWEX Cloud Assessment (Stubenrauch et al., 2012) : MODIS, AIRS, PATMOS-X, ISCCP, MISR, ATSR, PARASOL et CALIOP. Hormis CALIOP, les instruments considérées se fondent sur des technologies de télédétection passive (imagerie, sondeurs, interféromètres). La plupart sont localisés dans l'A-Train. Suivant le principe de mesure de l'instrument, certaines climatologies ne décrivent que les régions et périodes ensoleillées.

Par le simple volume de ses données (10 ans d'observation à l'échelle globale), CALIOP constitue aujourd'hui un instrument incontournable pour l'étude des nuages par lidar. Cependant, les systèmes sol et aéroportés qui l'ont précédé et lui survivront sans doute offrent des possibilités spécifiques qui en font parfois des meilleurs choix. Parmi ceux dont j'ai eu l'opportunité d'utiliser les données on trouve :

- **LNA** - Lidar Nuages Aerosols du Site Instrumenté de Recherche par Télédétection Atmosphérique (SIRTA, Haeffelin et al., 2005) à Palaiseau (France). Ce lidar, qui émet des impulsions laser à 20Hz, fournit des profils verticaux de rétrodiffusion (à 532 et 1064nm) et de dépolarisation (à 532nm) à 15 mètres de résolution depuis 2002. Cet instrument est donc à l'origine d'une base de données observationnelle conséquente. Par contre, son opération nécessite une supervision humaine, et n'est pas continue. Étant en priorité dédié au développement instrumental, il a au cours du temps subi de nombreuses modifications, qui entraînent des discontinuités dans ses réglages de calibration. Malgré l'instabilité de performances que cela entraîne, sa bonne sensibilité et la durée assez unique de sa série de mesures (>14 ans) en fait une source de grande valeur pour l'étude de tendances (e.g. Chiriaco et al., 2014).
- Lidars à balayage du Centre de Recherche pour la Défense Valcartier (**CRDV, Québec**) et du Facility for Atmospheric Remote Sensing (**FARS, Utah, USA**). J'ai utilisé les observations de ces deux systèmes pour étudier l'orientation des cristaux dans les nuages de glace (Sect. 3.1). La possibilité de faire varier en continu l'angle d'incidence du faisceau laser sur le nuage étudié, ainsi que le champ de vue pour le lidar du CRDV, offre des opportunités de recherche uniques, et les mesures obtenues par ces deux lidars sont encore inégalées à ma connaissance.
- **CPL** - Cloud Physics Lidar. Le CPL (McGill et al., 2002) fut un des premiers systèmes à fonctionner simultanément à trois longueurs d'onde (355, 532, 1064 nm). J'ai utilisé les observations du CPL dans sa version aéroportée sur le NASA ER-2 (d'où il a produit des profils nuageux de 30m de résolution verticale et distants de 200m) conjointement aux observations in-situ du CIN (ci-dessous) pendant la campagne CRYSTAL-FACE (Jensen et al., 2004). Cet instrument a servi de base au développement du système lidar à Haute Résolution Spectrale du LaRC (Sect 2.1), qui a fourni de nombreux points de référence pour le développement de la mission MESCAL (voir Chapitre 5).
- **CIN** - Le Cloud Integrating Nephelometer (Garrett et al., 2003) est une sonde in-situ mesurant la diffusion d'un faisceau laser à 635nm par des particules atmosphériques dans un ensemble de capteurs mesurant la lumière diffusée vers l'avant (10°) et l'arrière (175°). Le CIN permet d'évaluer l'extinction des particules avec une grande précision, jusque 0.0004 m^{-1} . J'ai dans Noel et al. (2007) comparé des mesures d'extinction du CIN installé sur le WB-57 à des restitutions microphysiques depuis des observations colocalisées du CPL pour valider les méthodes d'inversion du signal lidar de CALIOP.
- **IPRAL**. Le IPSL Hi-Performance multi-wavelength Raman Lidar for Cloud Aerosol Water Vapor Research est un lidar à haute performance installé sur le SIRTA depuis 2015. Destiné à une opération automatisée, il peut être considéré comme le successeur opérationnel du LNA et profite de l'expérience significative de l'exploitation de la technologie lidar que ce dernier a permis d'amasser au SIRTA. Il dispose de 3 longueurs d'onde (355, 532 et 1064nm), de voies Raman destinées au profilage de l'azote et de la vapeur d'eau, de deux télescopes optimisés pour la mesure proche (basses couches) et éloignée (hautes couches) et d'un système de mesure de la dépolarisation. Son laser tire à 30 Hz.

2.3 Modèles et réanalyses

Le point de départ de mes recherches se trouve systématiquement dans l'observation. Il est néanmoins de nombreux cas de figures où le recours aux simulations et modèles est indispensable : pour combler les lacunes d'échantillonnage de jeux de données mesurées, pour prévoir la réponse d'un système à un changement de l'environnement, ou pour essayer de comprendre quels processus pilotent un changement observé.

Dans cette optique, mes travaux m'ont mené plusieurs fois à utiliser le modèle meso-échelle WRF (*Weather Research and Forecast*, Skamarock et al., 2005) dans plusieurs régions et à des résolutions variées, notamment pour modéliser l'impact des ondes de gravité sur les températures dans le vortex stratosphérique du continent Antarctique (Sect. 3). Ces efforts m'ont fait mieux apprécier les problématiques existant à l'interface observation-modélisation, la difficulté de réconcilier les vocabulaires associés, l'importance d'un choix informé de schémas microphysiques et de domaines adéquats au phénomène étudié, etc. La plupart du temps j'ai forcé ces simulations WRF à $t=0$ et aux bords du plus grand domaine par des réanalyses ERA-Interim du centre européen ECMWF (Dee et al., 2011), disponibles toutes les 3 heures sur une grille $1^\circ \times 1^\circ$ et 60 niveaux verticaux.

J'ai également eu l'opportunité d'utiliser des observations synthétiques issues des simulateurs du package COSP (*CFMIP Observation Simulator Package*, Chepfer et al., 2008; Bodas-Salcedo et al., 2011). Ces processeurs sont conçus pour produire des observations synthétiques d'une atmosphère simulée par un modèle de climat, en respectant les spécifications techniques de l'instrument (sensibilité, orbite, calibration, etc.). La cohérence avec les observations réelles permet, en priorité, d'évaluer la justesse de la représentation nuageuse dans les sorties des modèles de climat en les intercomparant directement, dans le but d'identifier d'éventuelles déviations symptomatiques de faiblesses de modélisation (Césana and Chepfer, 2012). Plusieurs processeurs COSP ont été adaptés à un grand nombre de modèles de climat dans le cadre de l'exercice d'intercomparaison des rétroactions nuageuses dans les modèles de climat (CFMIP2/CMIP5, Taylor et al., 2012), et ont permis d'identifier de nombreux problèmes systématiques. D'autre part, ces simulateurs peuvent produire des observations synthétiques du climat futur simulé par les modèles de climat, et identifier quels changements nos instruments seront capables d'observer dans le climat futur (Sect. 5).

Finalement, nous avons à plusieurs reprises utilisé le modèle TracZilla pour calculer des rétro-trajectoires (James and Legras, 2009). Ce modèle est une version modifiée de Flexpart (Stohl et al., 2005), dont le schéma d'advection effectue une interpolation verticale directe des vents sur des niveaux hybrides (Pisso and Legras, 2008). Lorsque j'ai utilisé ces rétro-trajectoires, elles ont généralement tourné sur des champs de vent tirés des réanalyses ERA-Interim de ECMWF.

3. LA MICROPHYSIQUE

Après le contenu en eau solide et l'opacité d'un nuage de glace, ce sont ses propriétés microphysiques qui pilotent le plus directement ses propriétés radiatives (Schlimme et al., 2005; Fu, 2007) : taille, forme et orientation des cristaux qui composent le nuage. Ainsi, l'impact radiatif d'un nuage de glace peut varier de 26% suivant la forme de ses cristaux (Wendisch et al., 2005), toutes choses égales par ailleurs. Des cristaux à faces parallèles peuvent, en s'orientant horizontalement, créer des réflexions spéculaires intenses de la lumière solaire (Yang et al., 2003), ce qui augmente l'albedo visible du nuage de 40% (Takano and Liou, 1989).

Les propriétés microphysiques sont extrêmement variables : la taille des cristaux peut facilement varier d'un facteur 1000 (Wu and McFarquhar, 2016), de quelques microns à quelques millimètres. La variété de leurs formes semble inépuisable (Baran, 2009): de structures géométriques planaires simples ("primitives") comme des plaquettes ou des colonnes, aux agrégats informels ("junk") en passant par les bulles rosettes, les structures fractales, etc. (Sherwood, 2005). Ces propriétés dérivent directement des conditions thermodynamiques dans lesquelles la nucléation et la croissance des cristaux ont lieu : un cirrus formé in-situ, dans un milieu faiblement saturé en humidité et peu perturbé, aura ainsi par exemple plus de chance de contenir des cristaux planaires formés par déposition lente de la vapeur d'eau. Leur forme dépendra alors principalement de la température ambiante, qui influe sur les structures tridimensionnelles construites par les molécules d'eau venant se déposer sur les cristaux. Par contraste, les cristaux de glace présents au sommet d'un cumulonimbus tropical subissent de forts mouvements convectifs et auront plus probablement une forme irrégulière, due aux multiples chocs entre particules, menant à leurs dislocation et aggrégation.

Nous souhaitons mieux comprendre comment un faisceau lumineux, comme celui du laser du lidar, interagit avec une particule de forme arbitraire mais suffisamment grosse pour travailler dans l'approximation de l'optique géométrique. Nous avons donc simulé, grâce à un modèle de Monte-Carlo, le trajet de photons à l'intérieur de couches nuageuses en approximation plan parallèle, dont les particules étaient décrites par une concentration (pilotant la fréquence des événements diffusants) et une matrice de diffusion optique. Ces matrices étaient issues d'un travail de modélisation de suivi de rayon lumineux (ray-tracing, Noel et al., 2001) dans des structures tridimensionnelles orientables et arbitraires, d'indice de réfraction paramétrable. Des formes s'approchant de la microphysique typique des nuages de glace furent privilégiées : plaquettes, colonnes, bulle rosettes... dictées par les structures de symétrie hexagonale de la molécule d'eau. Ce travail de modélisation nous a permis de quantifier, pour une population de particules de forme, d'orientation et de concentration données, le niveau de dépolarisation attendu pour un lidar sol de spécifications connues (champ de vue du télescope, angle de visée).

Durant ces travaux, dont les résultats sont cohérents avec les efforts similaires de l'époque (Mishchenko and Hovenier, 1995; Mishchenko and Sassen, 1998; Yang and Liou, 1998), notre objectif n'était pas de reproduire la diversité de formes de cristaux existantes, mais plutôt d'identifier quelles informations microphysiques pouvaient être restituées de manière non-ambiguë par l'analyse d'observations lidar.

3.1 La forme des cristaux dans les cirrus

La Figure 3.1 montre côte-à-côte les valeurs de dépolarisation directement mesurées dans les nuages de glace et les valeurs simulées par notre code de suivi de rayon (à droite) en fonction du facteur de forme Q des particules. On remarque que les rapports de dépolarisation les plus élevés ($\delta > 0.5$) ne sont atteints que pour $Q > 1.5$ (cristaux en forme de colonne) alors que les rapports de dépolarisation faibles ($\delta < 0.2$) sont réservés à Q

< 0.1 (plaquettes). Une fois passée la région $0.1 < Q < 0.5$ marquée par des oscillations rapides, les facteurs de forme entre 0.5 et 1.5 font augmenter linéairement le rapport de dépolarisation. Ces résultats montrent, entre autres choses, qu'il est possible lorsque l'épaisseur optique du nuage n'est pas trop importante de placer des particules nuageuses dans des catégories de forme distinctes suivant la dépolarisation qu'elles produisent.

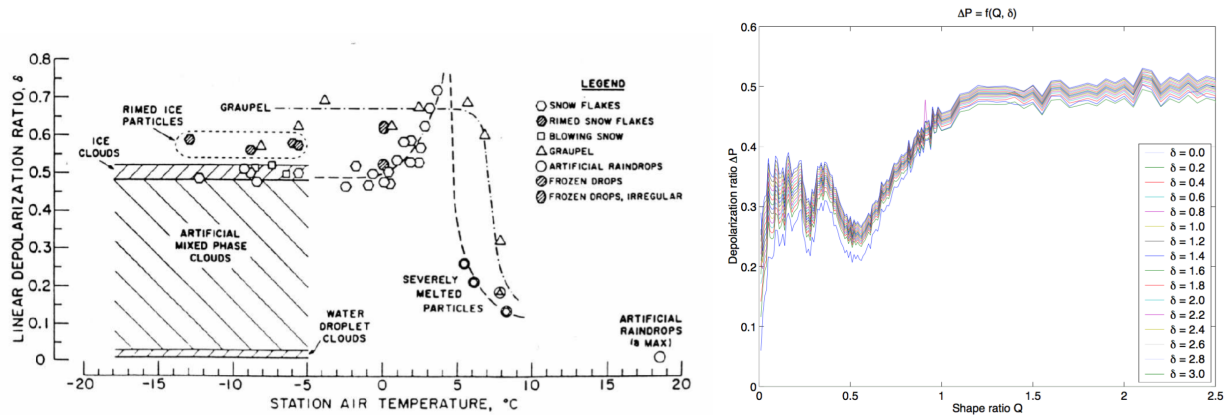


Figure 3.1 : (gauche) évolution du rapport de dépolarisation lidar en fonction de la température, dérivée de multiples études in-situ et en laboratoire, et les formes de cristaux dominantes (tiré de Sassen, 1992). (droite) évolution du rapport de dépolarisation lidar en fonction du facteur de forme Q de la particule hexagonale, rapport entre son épaisseur et le diamètre de la face hexagonale, pour de multiples valeurs d'épaisseur optique nuageuse. Notons que dans cette dernière figure le rapport de dépolarisation est noté ΔP et l'épaisseur optique δ dans le but d'augmenter la confusion (tiré de Noel, 2002).

Nous avons appliqué ce principe de classification à des profils nuageux mesurés 1) aux latitudes moyennes par le lidar sol LNA (Table 2.1, Sect. 2.2) du SIRTa pendant trois ans (Noel et al., 2002, puis Noel et al., 2006) et 2) à des latitudes quasi-tropicales au large de la Floride par le Clouds Physics Lidar (CPL, McGill et al., 2002, Sect. 2.2) aéroporté pendant la campagne CRYSTAL-FACE (Cirrus Regional Study of Tropical Anvils and Cirrus Layers - Florida Area Cirrus Experiment - Noel et al., 2004; Chepfer et al., 2005). La Figure 3.2 synthétise le principal enseignement de ces travaux, à savoir que la forme de cristaux dominante dépend fortement de la température mais également des processus ayant piloté et influencé la formation nuageuse. Implémenter ces répartitions de forme dans un modèle simple de transfert radiatif montre que l'effet d'albedo final du nuage varie de 33% entre les deux distributions.

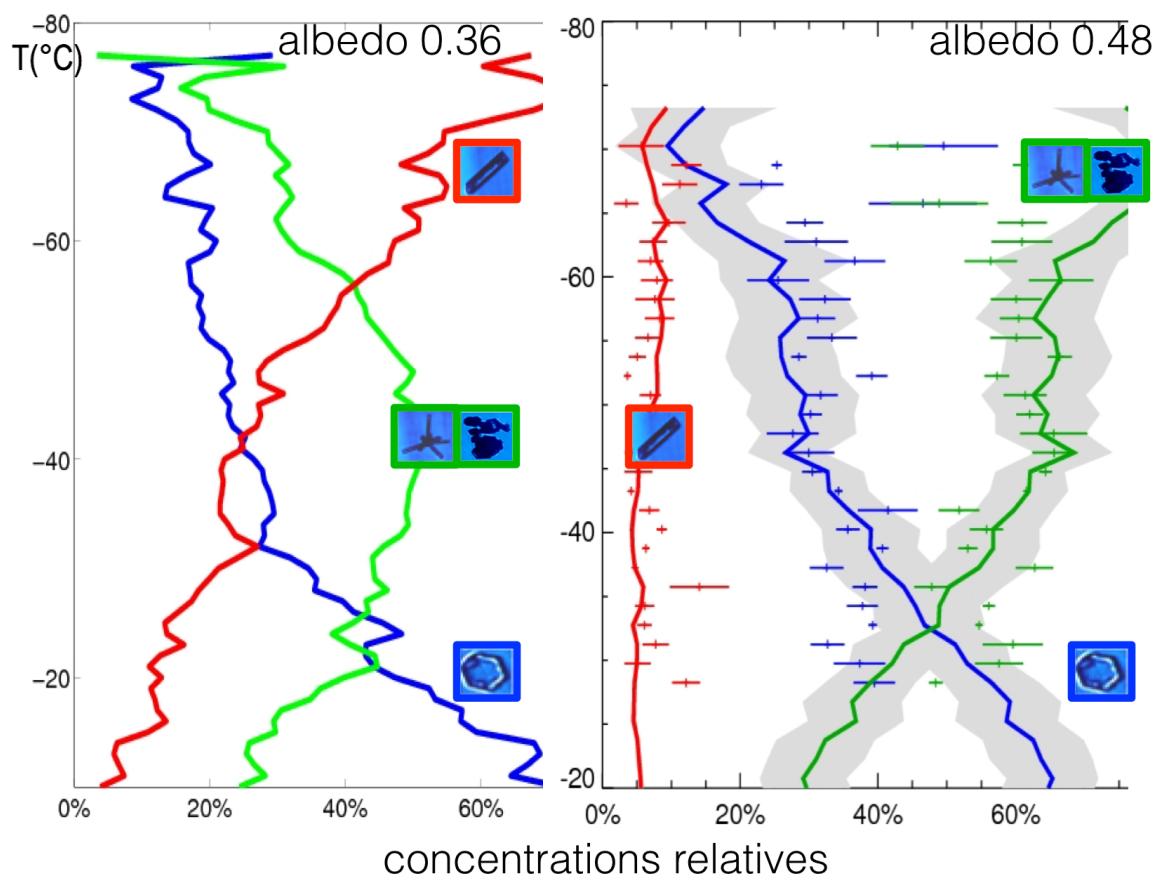


Figure 3.2: variation verticale des concentrations relatives en cristaux de type plaquettes (bleu), colonnes (rouge) et agrégats (vert) dans les nuages de glace en fonction de la température, à partir d'observations du LNA du SIRTA aux latitudes moyennes (à gauche) et du CPL aéroporté, dans des régions proches des Tropiques (à droite). Adapté de Noel et al., 2004; Noel et al., 2006.

Malgré la disponibilité aujourd'hui de plus de 10 ans d'observation CALIOP (Sect. 2) sensibles à la polarisation lumineuse, aucune étude à notre connaissance n'a encore tenté d'en tirer une classification des formes de particules dans les nuages de glace à l'échelle globale. Les quelques études se rapprochant du sujet se contentent de discuter l'évolution zonale des profils de dépolarisation (e.g. Sassen and Zhu, 2009; Sassen et al., 2012) en les discuter de manière qualitative, sans aller jusqu'à l'inversion de formes de particules. Il existe là une lacune qu'il serait bon de prochainement combler (voir Sect. 5). La classification semble cependant compliquée par les fortes perturbations de dépolarisation qu'engendrent les phénomènes de diffusion multiple, dont l'importance est décuplée dans les observations spatiales par rapport aux observations sol et aéroportées en raison de la taille de la zone couverte.

Par comparaison, des résultats importants et utiles ont été obtenus utilisant la dépolarisation comme un fort indicateur de la phase des particules, permettant de distinguer les gouttelettes d'eau liquides des cristaux de glace, à partir d'observations de lidar sol (Naud et al., 2010) ou spatiales (Sect. 4). Le rapport de dépolarisation a également été un facteur clef dans la détection robuste de l'orientation des cristaux (cf. section suivante).

3.2 L'orientation des cristaux dans les cirrus

Les cristaux dans les nuages de glace peuvent dans certaines conditions s'orienter préférentiellement selon un axe horizontal, afin d'offrir le maximum de résistance à l'air pendant leur chute dans l'atmosphère (Chepfer et

al., 1999). Comme nous l'avons déjà vu, ceci peut accroître l'albedo du nuage de 40% dans certaines géométries d'illumination solaire (Takano and Liou, 1989).

Les modèles optiques que nous avons développés, décrits en introduction de ce chapitre, nous ont offert l'opportunité de simuler comment le coefficient de rétrodiffusion et le rapport de dépolarisation, mesurés en présence de particules orientées ou non, évoluent avec l'angle d'incidence du faisceau laser incident (Fig. 3.3). Lorsque les particules sont orientées aléatoirement, cet angle d'incidence n'a pas d'effet sur la rétrodiffusion ou la dépolarisation : ces deux grandeurs peuvent être documentées en fonction de l'angle de diffusion entre le faisceau incident et le faisceau diffusé. En revanche, en présence de particules orientées horizontalement, on observe un pic de rétrodiffusion intense (reflexion spéculaire) et une dépolarisation nulle ou limitée pour une incidence du faisceau laser normale au plan d'orientation du cristal (généralement le plan horizontal). Décrire la fonction de diffusion devient alors beaucoup plus complexe.

À incidence verticale, l'intensité et la largeur angulaire du pic de rétrodiffusion et du creux de dépolarisation dépendent de l'amplitude d'oscillation des cristaux orientés autour de l'horizontale et de la proportion de particules orientées. En résumé : plus les cristaux sont proches de l'horizontale et plus les pics sont marqués, en particulier celui de rétrodiffusion. Nous avons utilisé ces résultats pour analyser des observations de nuages de glace par lidar à balayage, dans un premier temps pendant un cas d'étude de nuage glacé bas (~2 km, -20°C, Fig. 3.3 à gauche) mesuré à 1064nm le 2 février 2000 au Centre de Recherche pour la Défense Valcartier, proche de Montreal (Noel et al., 2002b). Le pic de rétrodiffusion et le creux de dépolarisation observés (Fig. 3.3, en haut à droite) suivent d'assez près les prédictions du modèle (en bas à droite). L'analyse montre que dans ce cas d'étude l'angle moyen d'oscillation des particules orientées est de 12°, et qu'environ 20% des particules du nuage ont une orientation aléatoire.

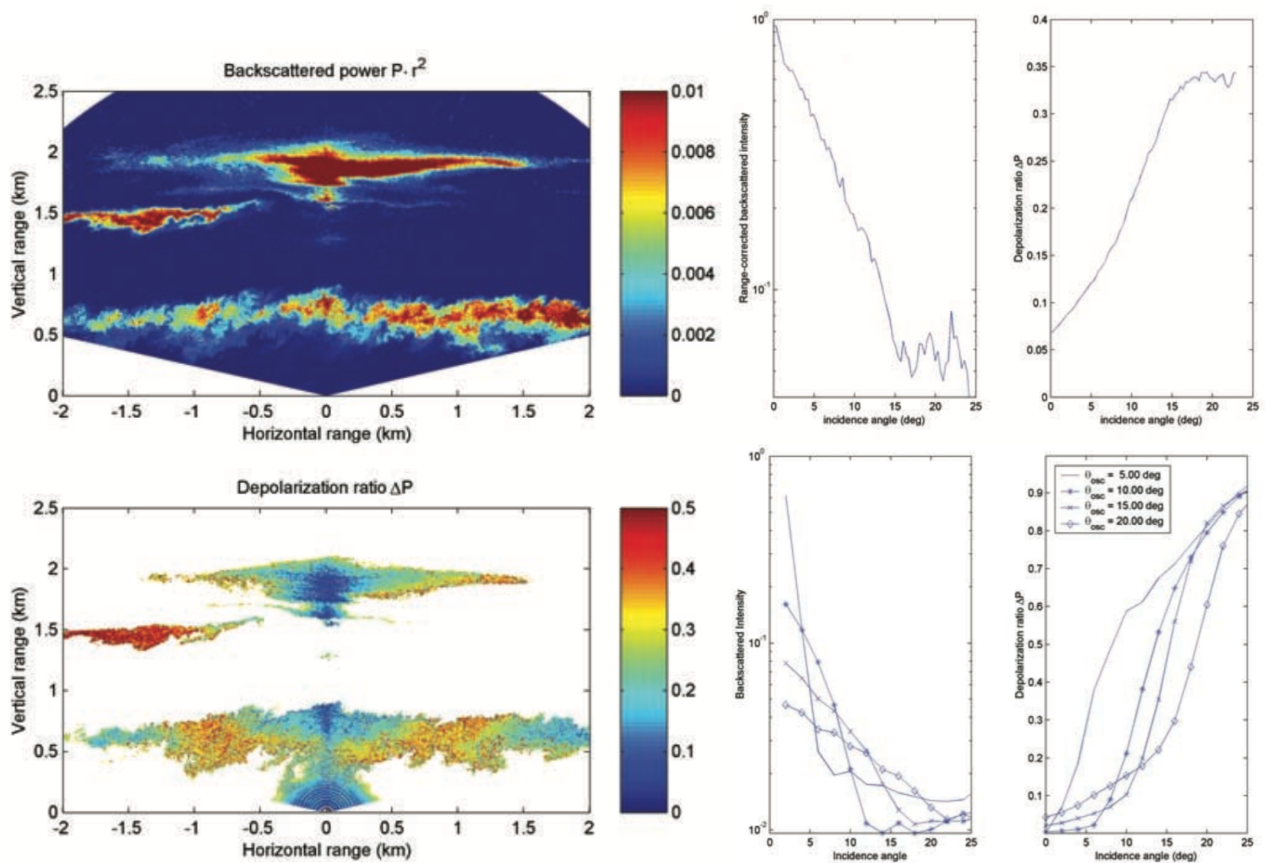


Figure 3.3 : à gauche : observations de coefficient de rétrodiffusion (en haut) et de dépolarisation (en bas) observé par lidar à balayage. à droite : Evolution du coefficient de rétrodiffusion (à gauche) et du rapport de dépolarisation (à droite) mesuré sur la couche nuageuse vers 2km d'altitude (première ligne) et prédit en présence de cristaux horizontalement orientés pour 4 angles d'oscillation de 5 à 20° et une forme de cristaux de type plaquettes (deuxième ligne). Adapté de Noel et al. (2002b)

Dans un deuxième temps, nous avons analysé un ensemble de cas de nuages de glace mesurés à plus haute altitude (7-10 km, -36°C à -10°C), mesurés à 532 nm au *Facility for Atmospheric Remote Sensing* de Salt Lake City (Noel and Sassen, 2005). Les conclusions de ces premiers travaux (Fig. 3.4), réalisés à l'échelle locale, insistent sur 1) la nécessité d'observations multi-angulaires pour détecter et caractériser l'orientation des cristaux, et 2) l'existence d'une dépendance de l'oscillation à la température. Notamment, les cristaux semblent adopter des régimes d'oscillation différents suivant que la température soit plus chaude ou plus froide que -20°C, probablement en lien avec leur forme. La largeur angulaire des pics et creux semblent généralement augmenter lorsqu'on se rapproche de la base du nuage, ce qui suggère une perte de stabilité alors que les cristaux sédimentent hors du nuage et leurs formes géométriques s'adoucissent par sublimation dans les régions sous-saturées en vapeur d'eau.

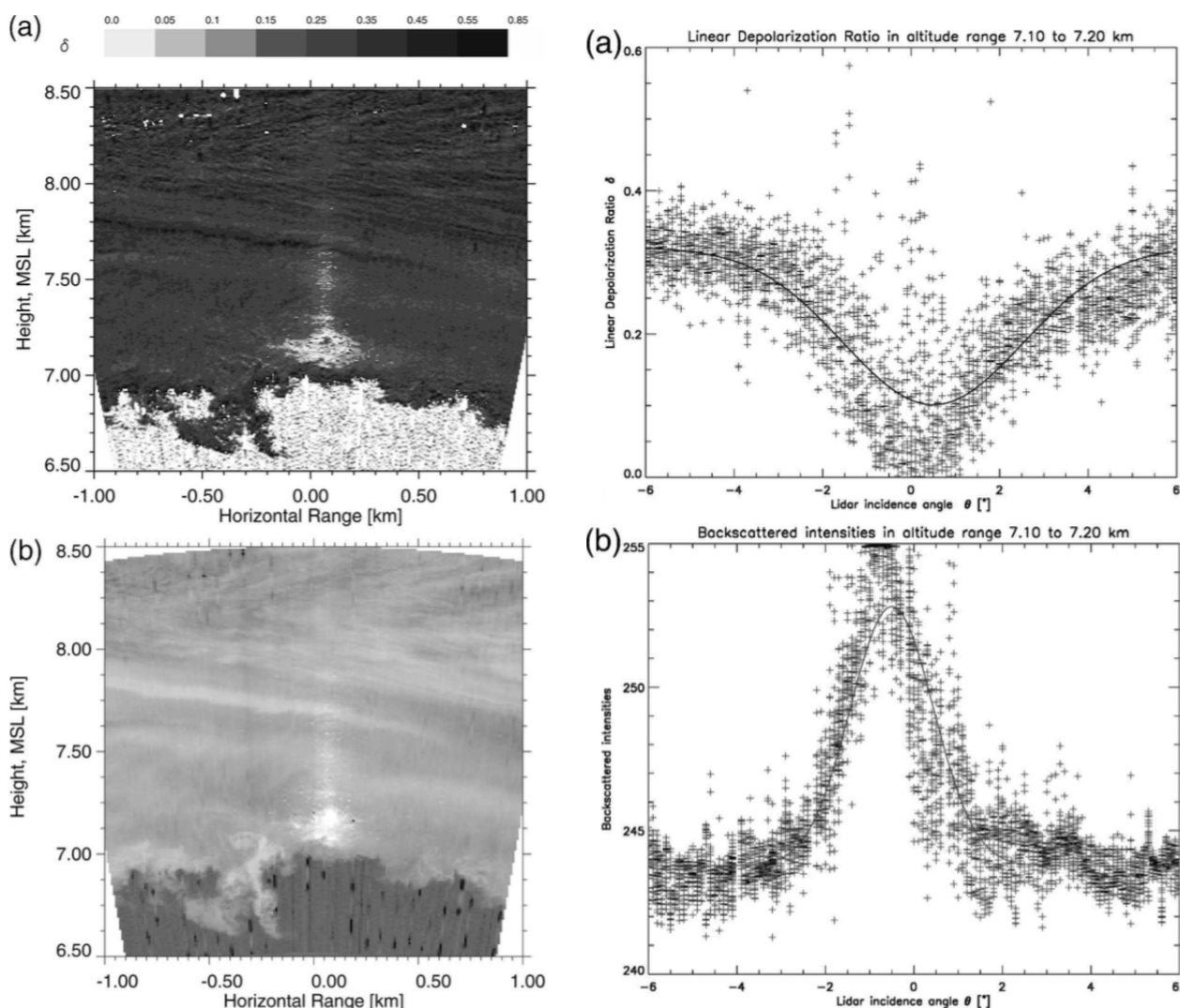


Figure 3.4 : à gauche : profils angulaires de dépolarisation (en haut) et de rétrodiffusion (en bas). à droite : mêmes mesures entre 7.1 et 7.2km d'altitude, en fonction de l'angle d'incidence du lidar. La courbe pleine est une modélisation simple, qui permet de restituer la proportion de particules orientées et l'angle d'oscillation. Notez que les figures de gauche sont en niveaux de gris pour économiser les frais liés à l'impression couleur. C'était le bon temps. Adapté de Noel et Sassen (2005).

Construisant sur ces résultats, nos recherches sur l'orientation des cristaux ont également exploité des observations spatiales capables d'identifier une anisotropie angulaire de diffusion lumineuse. En premier, nous avons à partir de modèles optiques identifié une signature détectable de l'orientation des cristaux dans les observations angulaires de radiance polarisée du radiomètre POLDER (Sect. 2.2) : un pic dans la direction de réflexion spéculaire. Étudier 31 cas de cirrus observés par POLDER a montré 1) la présence de cristaux orientés quasi-horizontalement dans 80% des cas (Noel and Chepfer, 2004), et 2) que moins de 20% des cristaux sont orientés en moyenne. Nos résultats sont en accord avec les études similaires de l'époque (e.g. Bréon et Dubrulle, 2004). Cette méthode de détection exige cependant une géométrie de visée très particulière qui limite sa généralisation.

Plus récemment, des pics inattendus et fréquents de rétrodiffusion intenses mesurés par CALIOP (Sect. 2), observés simultanément à une dépolarisation quasi-nulle, furent attribués à une orientation de cristaux dans

les nuages de glace (Hu et al., 2007). Cette signature (Fig. 3.5) est cohérente avec les résultats que nous avons obtenus à partir de lidars sol, mais son intensité et son observation fréquente étaient inattendus dans les mesures spatiales, et sont venus perturber les algorithmes de traitement des données CALIOP (notamment ceux d'épaisseur optique, Masuda and Ishimoto, 2004).

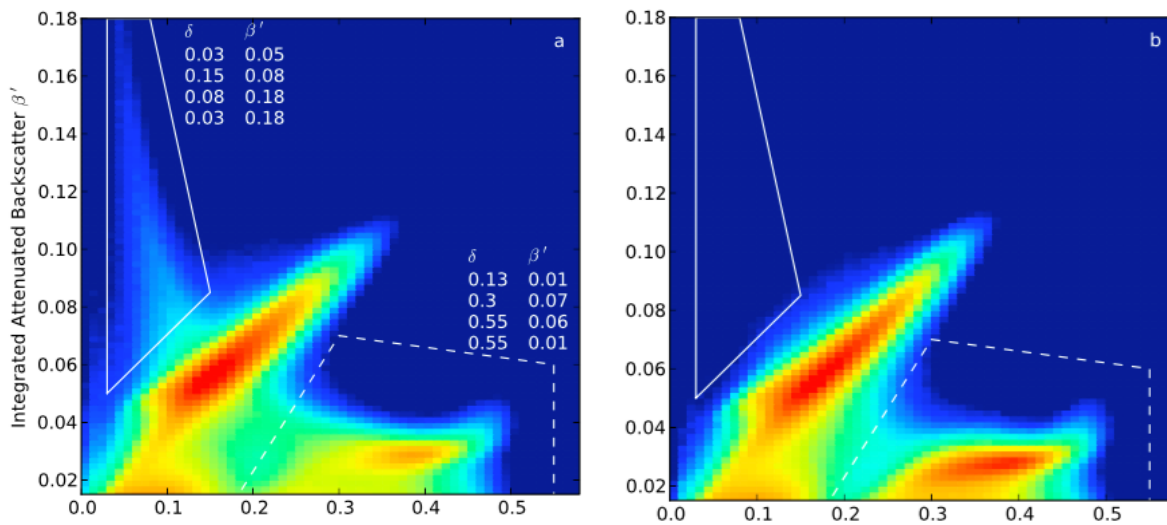


Figure 3.5 : Distribution jointe des mesures CALIOP de dépolarisation (abscisse) et rétrodiffusion intégrée (ordonnée) dans les nuages avant (gauche) et après (droite) novembre 2007. Les nuages d'eau liquide s'agrègent le long de la diagonale (la dépolarisation, initialement faible, y augmente avec la pénétration par diffusion multiple), et les nuages de glace en bas à droite (la dépolarisation y est toujours forte). Les particules orientées génèrent une signature particulière : forte rétrodiffusion due à la réflexion spéculaire couplée à une dépolarisation très faible. Cette signature disparaît totalement suite au changement d'inclinaison du laser. Tiré de Noel et Chepfer, 2010.

En analysant les 18 premiers mois de mesure de CALIOP (de juin 2006 à novembre 2007), nous avons identifié une telle signature dans ~7% des nuages de glace, et confirmé sa dépendance directe à la température dans les nuages de glace à toutes les latitudes (Fig. 3.6, gauche) : la fréquence d'orientation des cristaux plus froids que -35°C est quasi-nulle à l'échelle globale (Noel and Chepfer, 2010), et quasi-constante (~9-12%) dans les nuages de glace plus chauds, et ce de manière quasi-indépendante des conditions synoptiques. Ces résultats, cohérents avec l'analyse comparable de Yoshida et al. (2010), confirment définitivement l'importance des conditions thermodynamiques de nucléation sur les propriétés microphysiques et optiques du nuage. La fréquence de l'orientation dans les nuages plus froids que -30°C semble croître aux latitudes élevées (Fig. 3.6, en haut à droite) mais reste anecdotique. Ces observations ont mené au changement d'angle de tir du lidar de CALIOP en novembre 2007 (de 0.3° à 3°). La signature caractéristique des cristaux orientés a disparu des observations qui ont suivi.

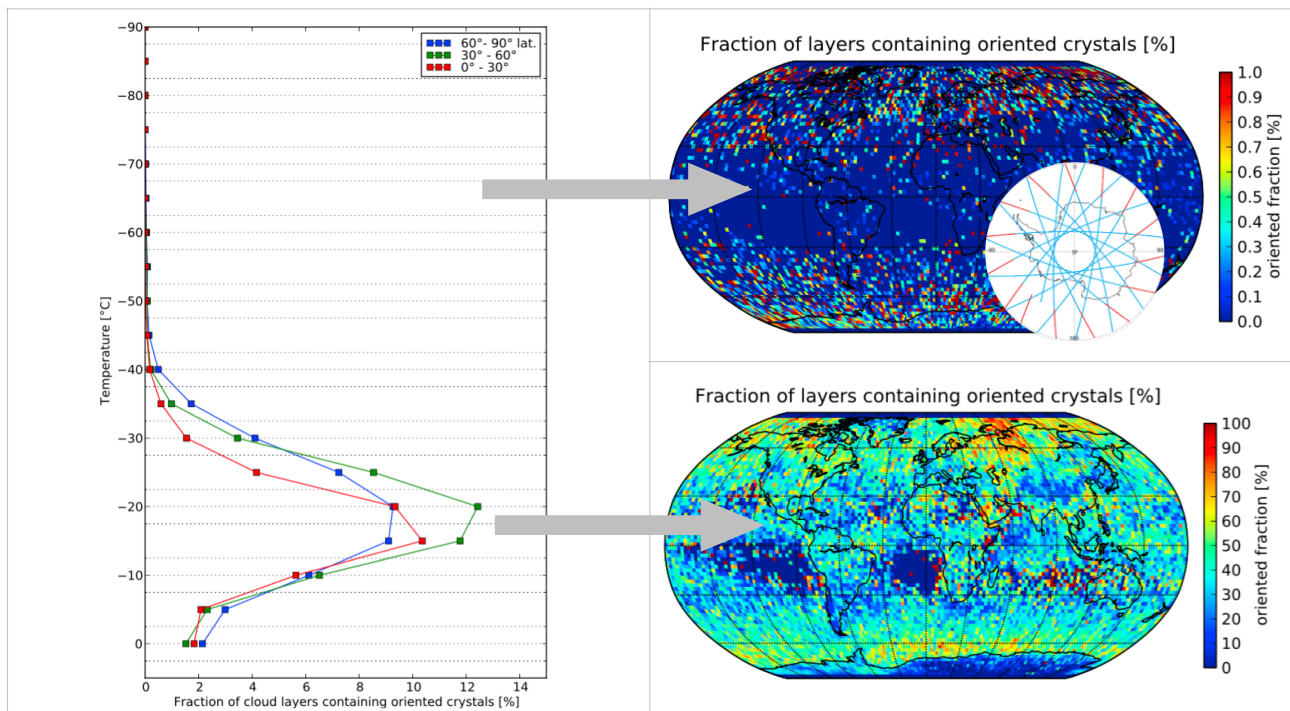


Figure 3.6 : (gauche) Fraction de couches nuageuses où des cristaux orientés sont détectés dans 18 mois de profils CALIOP en fonction de la température pour trois bandes de latitude. (droite) Cartographie intégrée verticalement de cette fraction, sur la même période pour les nuages de glace plus froids que -30°C (en haut) et plus chauds (en bas). Notez les échelles de couleurs différentes dans les deux cartes. Adapté de Noel and Chepfer, 2010.

Ces études basées sur les observations CALIOP ont documenté pour la première fois l'orientation des cristaux dans les cirrus à l'échelle globale.

3.3 La spéciation des nuages stratosphériques polaires

L'étude attentive des premières observations CALIOP durant JJA 2006 a révélé la présence fréquente, au-dessus de l'Antarctique, de structures produisant une rétrodiffusion faible, mais très étendues spatialement (plusieurs milliers de kilomètres horizontalement, une dizaine de kilomètres verticalement, Fig. 3.7). Nous avons rapidement pu attribuer ces observations à la documentation de nuages stratosphériques polaires, objets d'étude nouveaux pour moi et pour la plupart des utilisateurs potentiels de données CALIOP de l'époque (hormis M. Pitts et L. R. Poole, qui les étudiaient déjà par lidar 15 ans avant dans Poole et al., 1990).

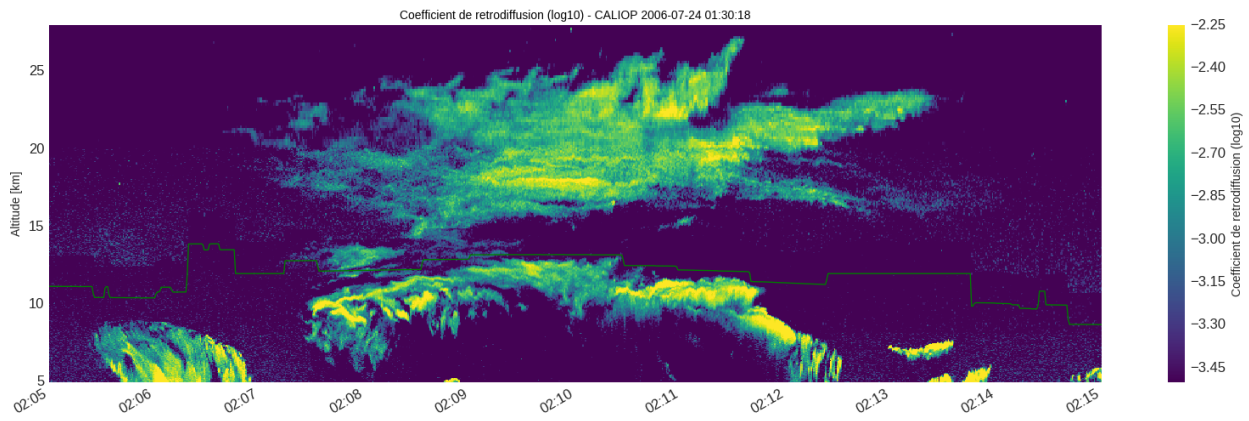


Figure 3.7 : Profils de rétrodiffusion mesurés au-dessus de l'Antarctique le 24 juillet 2006. La ligne verte donne une estimation de l'altitude de la tropopause (très difficile à évaluer en région polaires, l'inversion de température au sommet de la troposphère y étant quasi-inexistante), le nuage situé au-dessus (entre 15 et 30km d'altitude) est donc stratosphérique. En haut à droite : couverture orbitale de l'Antarctique par CALIPSO en une journée (mesures en conditions nocturnes en bleu, ensoleillées en rouge).

Durant la nuit permanente de l'hiver polaire, la stratosphère devient assez froide ($T \sim 180-200\text{K}$) pour déclencher des processus chimiques de nucléation impliquant la vapeur d'eau, mais également du HNO_3 et du H_2SO_4 . Ces processus mènent à la formation saisonnière de nuages stratosphériques (PSC en anglais) composés de mélanges de particules solides et liquides, historiquement classifiés suivant leurs propriétés optiques liées à leur composition (Fig. 3.8) : glace, NAT (Nitric Acid Trihydrate) et STS (Sulfate Ternary Solution). Les PSC, en favorisant la dénitrification stratosphérique par sédimentation de leurs particules, ralentissent la reformation du trou dans la couche d'ozone. Leur étude est rendue difficile par leur localisation en haute altitude dans des régions inhabitables, et par leur finesse optique extrême qui, couplée à leur position au-dessus de surfaces enneigées, les rend invisibles à la majorité des techniques d'imagerie passive satellite. L'observation des PSC était jusqu'à CALIOP l'apanage des sondeurs au limbe et des interféromètres (e.g. SAGE, MIPAS, OSIRIS), qui restituaient leur présence avec une très faible résolution ($\sim$ millier de km, Spang et al., 2005). Leur identification dans les profils à haute résolution mesurés par CALIOP autorisait soudainement une toute nouvelle approche de leur caractérisation.

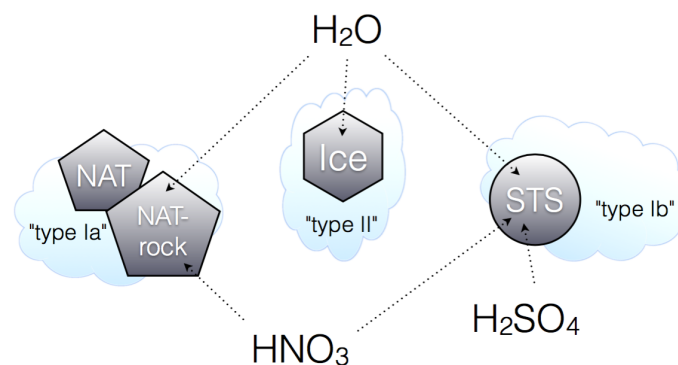
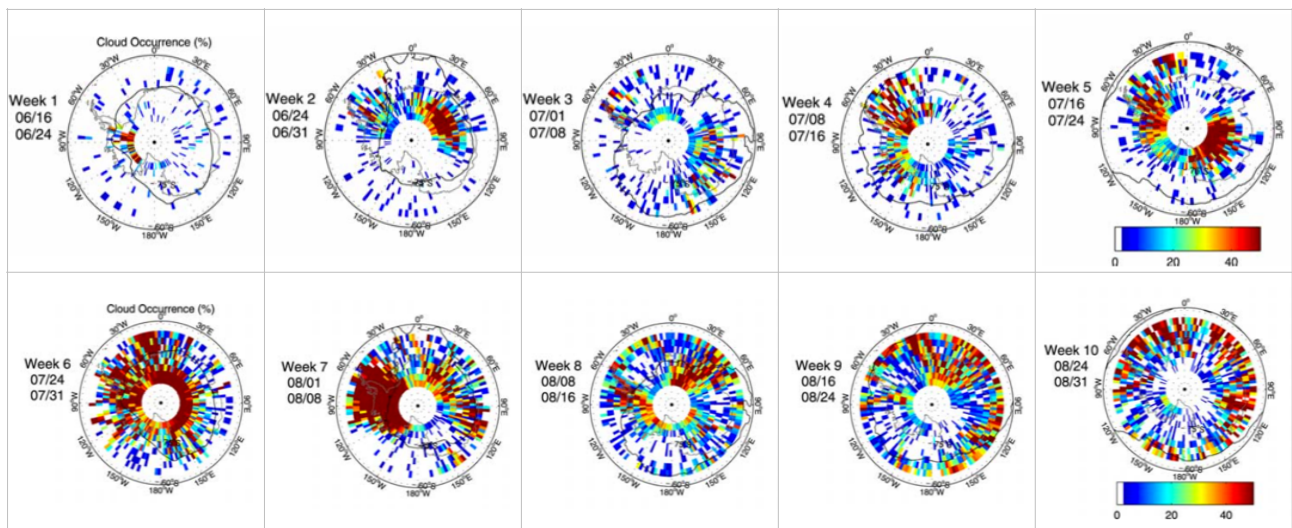


Figure 3.8 : contributions des espèces chimiques stratosphériques dans la formation des particules présentes dans les nuages stratosphériques polaires. On se limite ici aux espèces majoritaires identifiées depuis longtemps dans les observations lidar, il en existe beaucoup d'autres.

Les études théoriques sur les PSC de la fin des années 80 suggéraient l'existence de deux mécanismes de formation possibles pour les PSC (e.g. Hamill et al., 1988), menant à deux compositions distinctes : une, majoritaire, d'acide nitrique, d'eau et d'acide sulfurique (appelée "Type I"), et une, minoritaire, de glace (appelée "Type II"). Les études de PSC par lidar de la même époque (e.g. Poole and McCormick, 1988) révélèrent qu'on les observait dans deux intervalles de températures distincts : l'un proche de la température du point de congélation T_{ice} (cohérent avec une composition de Type II) et l'autre de 2 à 6K plus chaud (cohérent avec une composition de Type I). Peu de temps après, Browell et al. (1990) identifièrent que les PSC de Type I se séparaient en deux sous-groupes dans les observations lidar : l'un fortement dépolarisant (Type Ia) et l'autre non (Type Ib), au contraire des PSC de Type II, tous dépolarisants. Ces résultats suggéraient une composition de cristaux solides pour le Type Ia et de particules liquides pour le Type Ib (Toon et al., 1990). Parmi les nombreuses études qui convergèrent vers une interprétation de ces compositions, Godin et al. (1997) et David et al. (1998), en comparant des observations de PSC par lidar sol au-dessus de Dumont d'Urville et par lidar aéroporté (système LEANDRE) à des champs de température proposèrent, à la lumière de modèles optiques et chimiques, pour le Type Ia une composition de cristaux de Nitric Acid Trihydrate (NAT), et pour le Type Ib une composition de gouttelettes de solutions ternaires (H_2SO_4 , HNO_3 et H_2O), ou STS. Les distinctions Type I/II (basée sur la température) et Type Ia/Ib (basée sur les propriétés optiques) est toujours utilisée. Les observations lidar suffisent généralement pour distinguer les trois types : les PSC ne dépolarisant pas sont interprétés comme Type Ib (STS), les PSC dépolarisants sont de Type II s'ils rétrodiffusent fortement (glace), de Type Ia sinon (NAT). Des classifications plus fines sont souvent proposées (voir par exemple David et al., 2005; Pitts et al., 2007; Noel et al., 2008) mais sont moins robustes et peinent à rencontrer un succès similaire. Pitts et al. (2011) décrit l'algorithme de classification utilisé pour créer le produit PSC NASA de CALIPSO.

Nous avons tiré parti de l'échantillonnage relativement dense de l'A-Train et donc de CALIOP au-dessus des régions polaires, et de la bonne sensibilité des observations lidar aux couches optiquement fines qui leur permet de détecter aisément les PSC (comme l'avait en premier montré GLAS, Spinhirne et al., 2005), pour documenter la présence de PSC au-dessus de l'Antarctique pendant l'hiver austral 2006 (Fig. 3.9, en haut). Nous avons de plus procédé à une classification des PSC suivant leur composition, nous basant sur les conséquences des propriétés optiques associées pour la mesure lidar (Fig. 3.9, bas), et avons relié l'évolution des compositions aux changements synoptiques à grande échelle. Ces résultats ont mis en évidence la prépondérance des PSC de type STS, mais aussi l'importance ponctuelle des PSC de type II (cristaux de glace, e.g. début aout sur la Fig. 3.9).



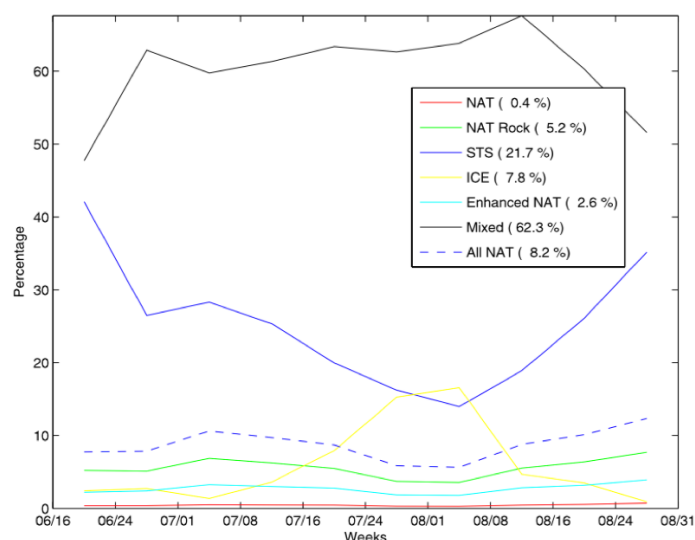


Figure 3.9 : (en haut) Cartes hebdomadaires de l'occurrence des PSC en Antarctique pendant l'hiver Austral 2006. (en bas) Évolution de la composition relative des PSC pendant la même période. Adapté de Noel et al., 2008.

Parmi ces observations et celles de l'hiver suivant, nous avons identifié des cas relativement rares de PSC d'épaisseur optique élevée (~ 1), qui se sont avérés par la suite des objets d'étude intéressants. En analysant leur rapport de dépolarisation, nous avons déterminé, de manière non ambiguë, que ces nuages sont en majorité composés de glace, une population qui forme 8% de tous les PSC. Ces nuages se regroupent en Antarctique de l'Ouest entre 60°W et 120°W (voir e.g. semaine 4 dans la Fig. 3.9, et Fig. 3.10 à gauche). En confrontant un cas d'étude observé à des températures modélisées par WRF à haute résolution, nous avons identifié l'origine de la formation d'un de ces PSC à des ondes de gravité orographiques, nées de la rencontre des vents violents du vortex polaire et des reliefs escarpés de la Péninsule, menant à une succession de fortes et basses pressions et températures se propageant de la surface à la stratosphère moyenne ($\sim 40\text{km}$). Ces ondes mènent à un refroidissement brutal et local de la stratosphère (jusqu'à 10K), ce qui fait localement passer la température sous le seuil de nucléation de cristaux de glace et de NAT⁴. La formation de cristaux de NAT étant un processus lent, les ondes de gravité mènent en priorité à la formation accélérée de nuages de glace. L'influence des perturbations thermiques par ondes de gravité et de montagne sur la formation des PSC est un phénomène observé depuis longtemps (voir par exemple Godin et al., 1994).

Nous avons de plus observé, en aval de ce PSC par rapport au sens de rotation du vortex polaire, l'existence d'un PSC de type NAT, et rien en amont. Nos observations soutiennent l'hypothèse que les cristaux de glace rapidement formés du PSC, après avoir quitté par advection et sédimentation la zone affectée par l'onde de gravité, ont fondu face à des températures plus chaudes, et ont servi de support pour la formation et croissance accélérée de cristaux de NAT (Noel et al., 2009), dont la formation est en général très lente.

⁴ Comme la stratosphère polaire est généralement déjà plus froide que le seuil de formation de gouttelettes de STS, c'est la concentration en espèces chimiques qui limite souvent la formation de ces derniers.

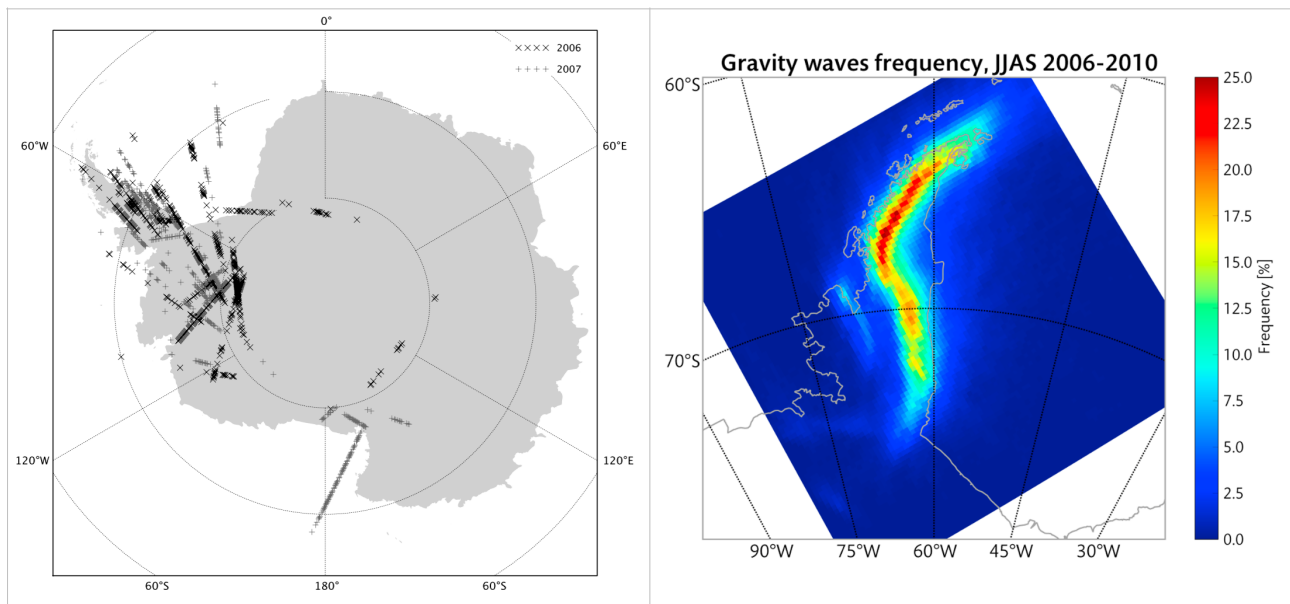


Figure 3.10 : (gauche) Cartographie des détections de PSC d'épaisseur optique importante dans les observations CALIOP au-dessus de l'Antarctique pendant les hivers austraux 2006 et 2007. (droite) Cartographie des volumes d'air affectés par des ondes de gravité au-dessus de la Péninsule entre 2006 et 2010. Adapté de Noel et al., 2009; Noel and Pitts, 2012.

Nous avons exploré plus avant cette hypothèse de “Mountain-wave seeding hypothesis” (Carslaw et al., 1999) par la suite, en documentant avec quelle fréquence la stratosphère était affectée par des ondes de gravité dans un domaine encapsulant la Péninsule Antarctique pendant 2006-2010 (Fig. 3.10, droite). Cette fréquence fut évaluée en détectant la présence de forts vents verticaux dans 5 ans d'hivers Austraux simulés par WRF à haute résolution. Nos résultats, obtenus en collaboration avec M. Pitts de l'équipe CALIPSO du NASA Langley Research Center, montrent une forte corrélation entre ondes de gravité et présence de PSC de glace, ainsi qu'une augmentation de la couverture en PSC NAT après l'onde de gravité, particulièrement en aval de la Péninsule (Noel and Pitts, 2012).

3.4 Résumé

Dans ce chapitre, nous avons utilisé des observations lidar, mesurées depuis le sol puis l'espace, pour documenter les propriétés microphysiques des nuages : forme et orientation des cristaux dans les nuages de glace, type de particules dans les nuages stratosphériques polaires, phase thermodynamique nuageuse à l'échelle globale. Ces études montrent le caractère versatile des observations lidar à haute résolution, dont l'analyse patiente peut révéler une large variété d'informations de petite échelle. Nous avons également montré comment les méthodes et approches mises au point par l'analyse d'observations lidar sol ont pu être transposées vers l'analyse d'observations de lidar spatial. Ces applications ont instantanément multiplié le domaine d'application et la représentativité des résultats auxquels on pouvait prétendre.

D'autres études auxquelles j'ai participé n'ont pas été mentionnées dans ce chapitre car elles s'écartaient du narratif retenu. Soulignons par exemple une participation soutenue aux efforts de création de climatologies de cirrus aux latitudes moyennes par lidar sol : au SIRTa dans Noel et Haeffelin (2007), au SIRTa et à SGP dans Naud et al. (2010), au SIRTa dans Dupont et al. (2010) et à l'Observatoire de Haute-Provence (OHP) dans Hoareau et al. (2013).

4. LES NUAGES DE GLACE À L'ÉCHELLE GLOBALE

4.1 Vers une vision globale 3D

Comme l'a suggéré en filigrane la section précédente, l'enregistrement progressif d'une grande quantité d'observations lidar spatial pour l'étude des nuages a fait émerger une nouvelle vision de la couverture nuageuse. Dépassant la "simple" documentation à fine résolution de cas locaux (exploitation traditionnelle des lidars sol et aéroportée) et la construction de cartes "plates" de nébulosité intégrée (tirées de l'analyse de mesures de radiométrie passive), l'agrégation de centaines d'orbites CALIOP permet une documentation saisonnière des nuages en trois dimensions, incluant l'axe vertical.

Outre une résolution verticale plus fine, l'accès direct à la variabilité verticale atmosphérique permet de s'affranchir de l'influence de la surface, qui perturbe souvent les détections de nuages fins par radiométrie passive spatiale. La Figure 4.1 (gauche) montre l'écart entre nébulosités provenant de 11 jeux de données issus de capteurs passifs ayant été réconciliées lors de l'exercice d'intercomparaison de climatologies nuageuses du GEWEX (Global Energy and Water cycle EXperiment, Stubenrauch et al., 2013). On y remarque facilement l'incertitude accrue au-dessus de surfaces réfléchissantes comme les déserts, les surfaces enneigées et glacées, et les continents de manière générale. A titre d'exemple, la Figure 4.1 (droite) illustre la dispersion et la sous-évaluation générale des nébulosités issues de capteurs passifs au-dessus du Groenland (Noel et al., soumis). Au-dessus des océans, les nébulosités passives sont davantage d'accord, la surface étant plus homogène. On remarque néanmoins une variabilité non constante, liée cette fois à l'existence d'une population nuageuse spécifique, combinant nuages fins de haute altitude et nuages de couche limite opaque (de température de brillance proche de celle de la surface). Cette combinaison, favorisée par des conditions de convection peu profonde (Rossow et al., 2005), s'avère particulièrement difficile à détecter à partir de mesures de capteurs passifs.

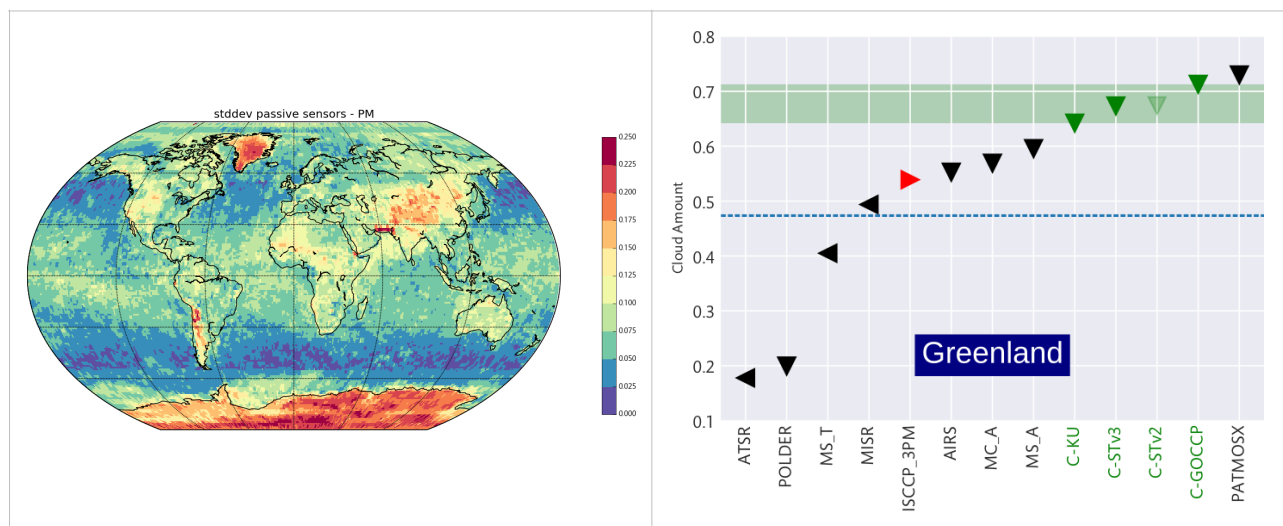


Figure 4.1 : (gauche) Ecart-type entre cartes de nébulosité annuelles moyennes sur 2008 pour 13 jeux de données dont 4 dérivés du capteur actif de CALIOP (en vert) et le reste de capteurs passifs. (droite) Nébulosité moyenne par jeux de données dans la région du Groenland. tiré de Noel et al. (soumis)

Ce changement d'approche dans l'exploitation des mesures lidars a rendu possible de nombreuses applications : cartographie de la couverture nuageuse en trois dimensions (Chepfer et al., 2010), évaluation de

la distribution verticale de la couverture nuageuse (Césana and Chepfer, 2012) et de la phase nuageuse (Césana and Chepfer, 2013) dans les modèles de climat, etc. Ma participation a ces efforts est restée pour l'instant dans le meilleur des cas anecdotique, et je montre ici à des fins d'exemple des résultats obtenus sur la répartition zonale et verticale des nuages en fonction de leur phase thermodynamique (Fig. 4.2) à partir de trois climatologies nuageuses toutes dérivées de CALIOP: CALIPSO-GOCCP, CALIPSO-ST, et CALIPSO-KU.

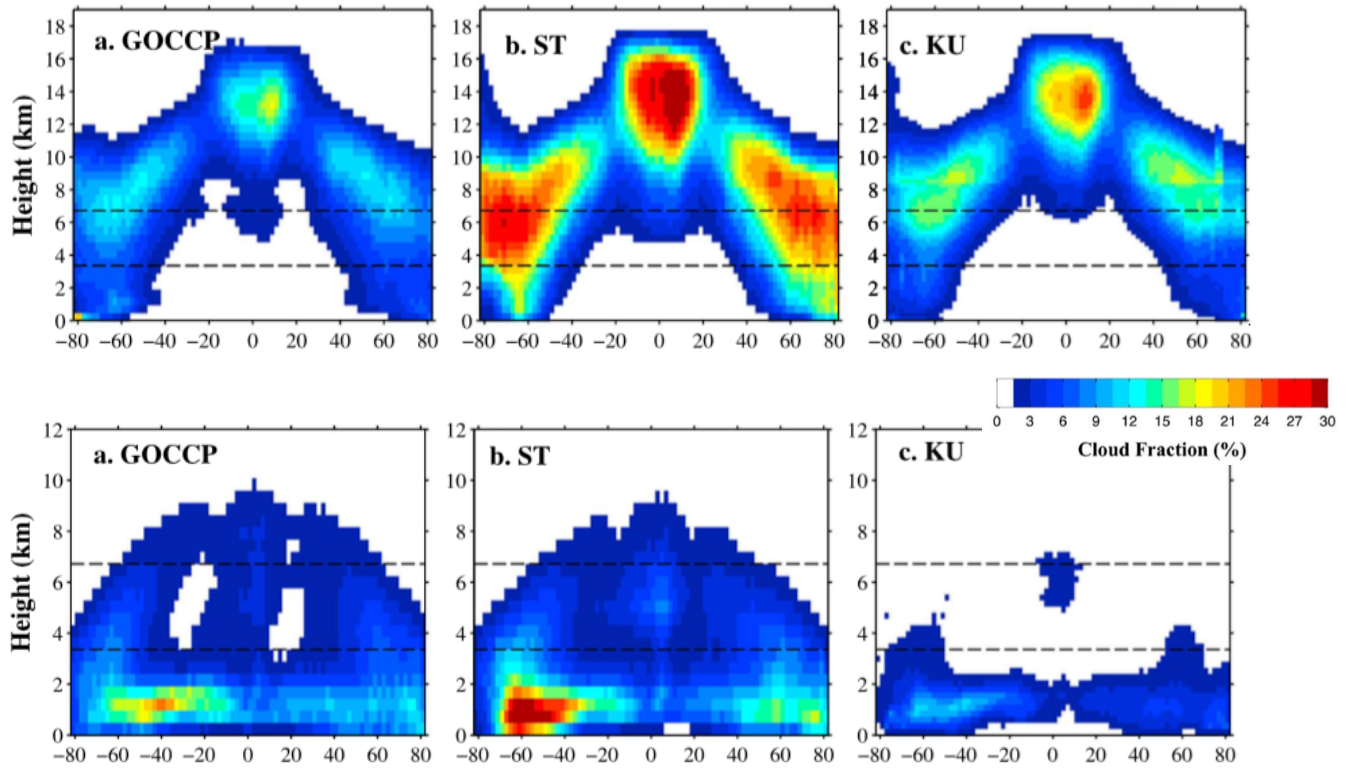


Figure 4.2 : Moyennes zonales annuelles des profils verticaux de fraction en nuages de glace (en haut) et liquides (en bas), dérivées de trois climatologies tirées d'observations CALIOP de nuit de Septembre 2006 à Aout 2007 et reprojétées sur une grille verticale de 480m. Les lignes noires horizontales séparent les nuages bas, moyens et hauts dans leur définition classique. Adapté de Césana et al. (2016).

Ce type de représentation est aujourd'hui largement répandu, et il est facile d'oublier l'avancée décisive qu'offre la visualisation directe de la structure globale de la distribution tridimensionnelle des nuages, avec un minimum d'hypothèses pendant l'inversion des observations. L'influence des structures thermodynamiques de grande échelle devient immédiatement apparente dans cette visualisation. Ainsi, le pilotage de la couverture par la cellule de Hadley est notamment évident avec la présence de systèmes nuageux épais dans la ceinture tropicale ($\pm 15^\circ$), entourée par la région sèche des subtropiques où la couverture nuageuse est très faible. On visualise également directement la descente, d'abord brutale puis progressive, de la tropopause limitant l'altitude du sommet des nuages, de 18 km vers l'équateur jusque ~ 10 km aux pôles. La couverture constante en nuages liquides de l'océan Austral (ligne du bas, 40°S - 60°S) apparaît clairement limitée à moins de 2 km en altitude. La limite claire entre nuages de glace et liquides suit également une structure pilotée par le champ tridimensionnel de température. Ces structures étaient jusque-là identifiables dans l'imagerie satellite passive ou dans des climatologies dérivées de mesures sol ou aéroportées, mais les observations CALIOP ont permis leur première visualisation directe et homogène à l'échelle globale. Comparer ces

structures à celles reproduites par des modèles de climat est un exercice riche d'enseignements sur les défauts communs à ces modèles (e.g. Césana et al., 2015).

On remarque une variabilité significative entre les trois climatologies dérivées de produits de niveau 2 CALIOP, pourtant toutes trois dérivées des mêmes observations de niveau 1. Retracer l'origine algorithmique de cette variabilité est un exercice difficile mais instructif, qui permet d'une part, d'identifier rapidement dans chaque produit des erreurs algorithmiques qui seraient probablement passées inaperçues si l'on s'était cantonné à créer un unique produit, et d'autre part de mieux interpréter les variations spatiales et temporelles des restitutions. Cet exercice permet également de mieux apprécier le progrès parfois significatif apporté par le développement d'un produit de niveau 2 dédié à une question scientifique spécifique, ce qui explique la prolifération récente de tels jeux de données *ad hoc* (voir encadré à la fin du chapitre). Dans le cas illustré ici, les différences entre jeux de données s'expliquent principalement par les différentes approches du traitement du signal de CALIOP (principalement le moyennage) avant la détection nuageuse (Césana et al., 2016). Ces approches différentes ne sont pas à considérer comme une dispersion problématique des efforts de recherche, mais plutôt comme le symptôme d'objectifs scientifiques différents poursuivis durant la conception de chaque produit : inclusion de tous les nuages dont ceux optiquement fins (ST), représentation réaliste des nuages fractionnés et comparaison aux modèles (GOCCP), intégration avec les profils CloudSat (KU). Ainsi, la fréquence très accrue de nuages de glace ($CF > 30\%$) dans les restitutions CALIPSO-ST (colonne du centre) s'explique par l'inclusion dans cette climatologie d'une détection nuageuse basée sur un moyennage horizontal important (80 km) des profils CALIOP, afin d'améliorer le rapport signal-sur-bruit et d'identifier la présence des nuages les plus optiquement fins possibles. Cette approche attribue, lors d'une détection nuageuse, une couverture constante sur 80 km de distance, ce qui entraîne une surestimation potentielle de la couverture en nuages fins et subvisibles, qui n'est à l'heure actuelle pas encore quantifiée. Les résultats obtenus par la mise en commun de ces efforts indépendants soulignent l'intérêt de la réalisation en interne aux laboratoires de certains produits scientifiques, en termes de robustesse et d'exploitation des produits (voir aparté sur les *produits agiles* en fin de chapitre).

Pour finir, on remarque sur ces figures l'impact de la limitation principale du lidar (Sect. 2.1) : l'extinction du faisceau laser dans les structures nuageuses opaques des tropiques fait que parfois seul le sommet de ces structures est identifiable. L'intégralité de l'impulsion laser ayant été diffusée, il n'est alors plus possible de visualiser ce qui se passe aux altitudes plus basses. Documenter l'occurrence de ce phénomène montre que sa fréquence varie géographiquement (Fig. 4.3) : il est particulièrement fréquent dans l'océan Austral (jusqu'à un profil sur deux est affecté) et l'Atlantique Nord au-dessus de 30°N , mais également dans les zones de forte convection (le long de l'ITCZ, la warm pool) et de stratocumulus à l'Ouest des côtes Africaine et Américaine. Plus les profils sont affectés, plus l'échantillonnage s'appauvrit aux basses altitudes, sous l'extinction totale du faisceau. En pratique, cela signifie que les profils moyens de fraction nuageuse restitués dans ces régions sont potentiellement moins représentatifs qu'ailleurs sous les nuages les plus opaques, donc surtout proche de la surface où la fraction nuageuse risque d'être sous-estimée. Mais cette extinction du signal lidar par les nuages opaques peut aussi être vue comme une opportunité : l'étude de la distribution géographique de ces nuages opaques, et comment elle évolue avec le temps, semble prometteuse pour 1) définir des diagnostics des rétroactions nuageuses en réponse au changement climatique (voir Sect. 4.3 et 5) et 2) identifier par ses propriétés optiques la population nuageuse qui pilote l'impact radiatif des nuages (thèse de T. Vaillant de Guélis).

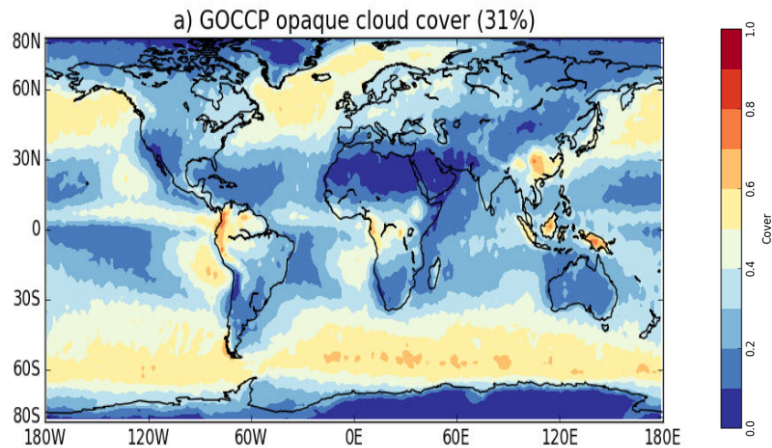


Figure 4.3 : Carte de la fraction des profils CALIOP ne contenant pas d'écho de sol suite à l'atténuation du faisceau laser par des nuages optiquement épais, opaques à l'impulsion laser, dans le produit GOCCP v3.0 sur la période 2008-2015. La fraction moyenne annuelle est de 31%. Tiré de Guzman et al., in review

4.2 Les cirrus subvisibles

Les mesures directes in-situ et les observations satellite aux limbes ont longtemps suggéré l'existence de nuages de glace d'épaisseur optique extrêmement faible, invisibles à l'œil nu. Ces cirrus subvisibles, ou SVC (Sub-Visible Cirrus, $\tau < 0.03$, terminologie empruntée à Sassen and Campbell, 2001), proches de la tropopause, joueraient potentiellement un rôle important, mais encore mal compris (Corti et al., 2008), dans la régulation de la vapeur d'eau à l'interface entre troposphère et stratosphère (Dessler and Mischwaner, 2007). Un des obstacles principaux à une conceptualisation des processus impliqués est que le déclenchement des processus de nucléation qui mènent à la formation de cirrus impliquent généralement de fortes sursaturations en vapeur d'eau. En de telles conditions, les processus microphysiques à l'œuvre mèneraient rapidement à une croissance des cristaux, qui augmenterait l'opacité du nuage et le rendrait "visible". La formation de SVC en conditions de faible sursaturation (Kramer et al., 2009) impliquerait des mécanismes de nucléation hétérogène avec des aérosols encore inconnus, et mènerait à un assèchement de l'atmosphère et la sublimation rapide des cristaux du nuage. La formation et persistance de SVC supposent donc une combinaison de mécanismes permettant la nucléation à faible sursaturation en vapeur d'eau avec d'autres limitant leur sublimation en cas de sous-saturation. Mieux connaître les mécanismes de nucléation et de croissance des cristaux impliqués, et l'influence potentielle de composants atmosphériques comme les aérosols organiques ou l'acide nitrique (Scheuer et al., 2010), permettrait de proposer un modèle viable du cycle de vie de ces nuages, et de corriger les nombreuses faiblesses de leur représentation dans les modèles (Gettelman and Kinnison, 2007).

Tirant parti de la forte sensibilité des lidars aux nuages optiquement fins (de faible concentration particulière et/ou composés de particules aux sections efficaces très petites), nous avons mis au point une méthode de détection des nuages les plus optiquement fins. Notre approche couple l'application sur des profils CALIOP, moyennés à 5 km horizontalement, d'un seuil de détection en signal extrêmement faible ($5 \cdot 10^{-5} \text{ km}^{-1} \text{ sr}^{-1}$) et de critères d'homogénéité spatiale (240 mètres verticalement, 20 km horizontalement) et physiques (exclusion de détections stratosphériques, pas d'extinction totale, température inférieure à -40°C , dépolarisation inférieure à 0.1 ou supérieure à 0.7). Cette approche nous a permis de détecter des nuages d'épaisseurs optiques aussi faibles que 0.001. Les couvertures en nuages de glace que nous avons obtenues sont globalement supérieures à celles de CALIOP-ST de 2 à 5% suivant la latitude. Les résultats de cette détection

(Martins et al., 2011) révèlent une nébulosité importante des SVC (fraction nuageuse > 40%) dans la bande Tropicale ($\pm 15^\circ$), centrée autour des régions fortement convectives (Afrique, Amérique centrale, warm pool) mais s'étendant largement autour. L'importance de ces nuages chute brutalement (moins de 5%) aux latitudes plus élevées que 15° en DJF ou 30° en JJA (Fig. 4.4). La couverture en SVC augmente légèrement ($\sim 10\%$) lorsqu'on s'approche des latitudes moyennes. La nébulosité globale est significativement plus importante en été Austral.

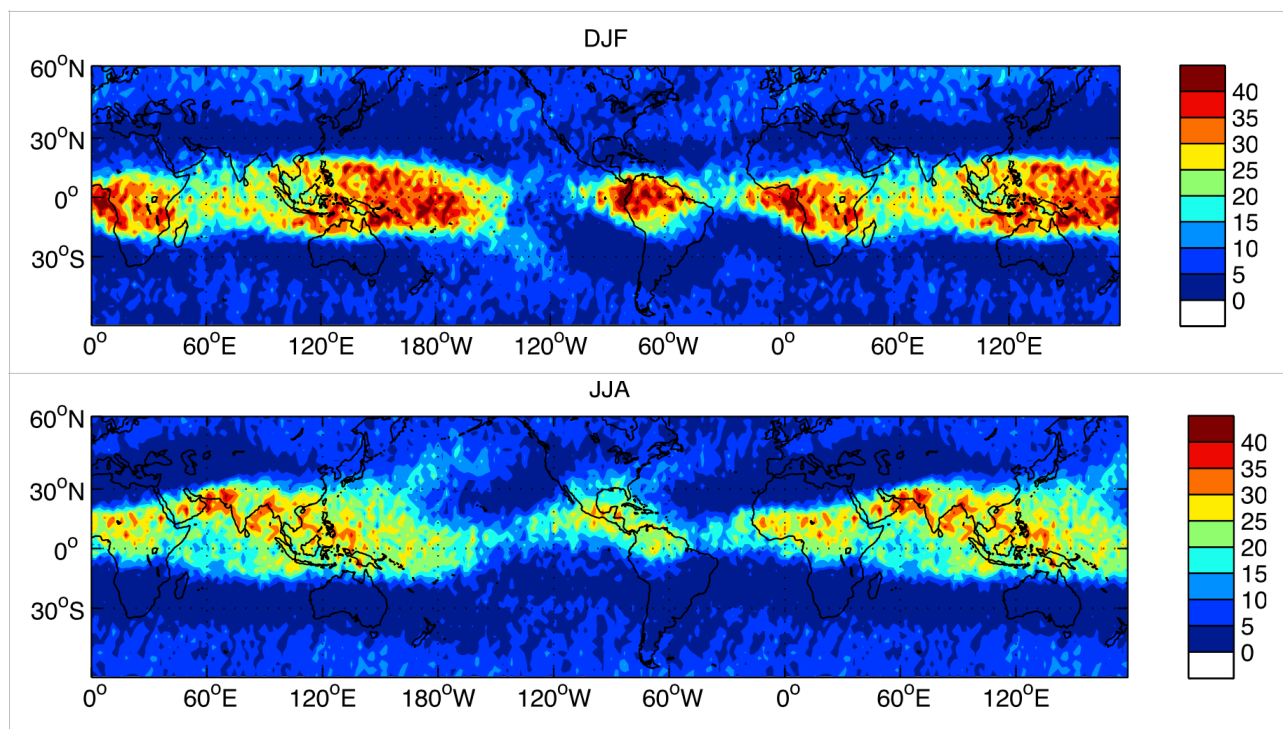


Figure 4.4 : Nébulosité en cirrus subvisibles (%) en DJF (haut) et JJA (bas) tirée de l'analyse de 2 ans et demi d'observations CALIOP. Tiré de Martins et al. (2011)

En termes macrophysiques, les SVC sont géométriquement plus fins (250-750 m d'épaisseur) et plus froids (de $2-3^\circ$) que les autres cirrus (500-2500 m, Fig. 4.5 en haut). La nébulosité en SVC et en cirrus augmente lorsqu'on passe des régions dominées par la subsidence à celles dominées par l'ascendance (Fig. 4.5), identifiées comme dans Bony et Dufresne (2005) par ω_{500} (vitesse verticale du vent à 500 hPa) provenant des réanalyses ECMWF ERA-Interim sur la même période (Sect. 2.3). En régions de convection profonde ($\omega_{500} < -35$ hPa/jour), la nébulosité en cirrus augmente jusque $\sim 50\%$ alors que celle en SVC sature à $\sim 25\%$. Les propriétés des SVC apparaissent par contre totalement découplées des conditions dynamiques ayant présidé à leur formation et persistance.

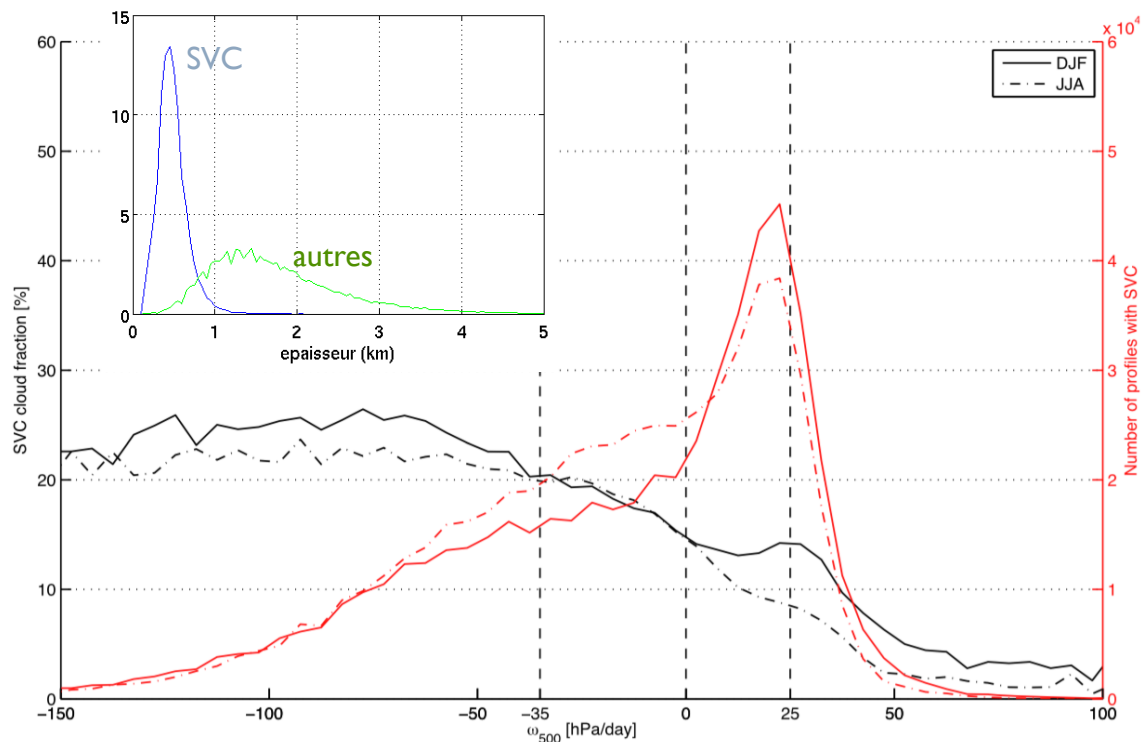


Figure 4.5 : Distribution du nombre de profils contenant un SVC (en rouge) et fraction nuageuse (en noir), en fonction de ω_{500} vent vertical à 500 hPa indicateur des conditions dynamiques (convection profonde à gauche, subsidence à droite), parmi les observations présentées en Figure 4.3. Le maximum dans la courbe rouge ($0 < \omega_{500} < 50$ hPa/jour) reflète la dominance de ces conditions de légère subsidence dans les Tropiques. La courbe noire indique que les SVC sont plus fréquents en conditions de convection intense ($\omega_{500} < -35$ hPa/jour), qui sont néanmoins minoritaires. En haut : distributions d'épaisseur géométrique pour les SVC (bleu) et les autres nuages de glace (vert). Adapté de Martins et al. (2011).

Cette présence importante et fréquente de SVC, révélée par les observations CALIOP, semble donc contredire les théories classiques de formation nuageuse déjà évoquées, qui prévoient que les petits cristaux composant ces nuages devraient rapidement s'évaporer en régions sous-saturées ou faiblement saturées en vapeur d'eau. Cependant, l'échantillonnage spatial limité de CALIOP et sa durée de repassage rendent difficile l'évaluation de la durée de vie des SVC ici détectés, qui pourraient en théorie se dissiper et se re-former rapidement entre chaque orbite survolant une région donnée. Par ailleurs, l'instrument MLS (Sect. 2.2) révèle une anomalie de vapeur d'eau (Fig. 4.6) dans la haute troposphère, là où CALIOP détecte des nuages de glace. La très faible anomalie positive en présence de SVC (tirets, +5-10%), peut être interprétée de deux façons : soit elle révèle des conditions de sursaturation limitée mais suffisante pour stopper la ré-évaporation des cristaux de SVC et donc favoriser leur survie, soit elle indique que les SVC observés par CALIOP sont en général en cours de dissipation, la sublimation de leurs cristaux faisant monter l'humidité relative ambiante. L'anomalie semble plus importante dans l'hémisphère sud (en rouge dans la Fig. 4.6). Les sondages de vapeur d'eau par MLS étant restitués à une résolution horizontale de 170 km, et recouvrant simultanément la haute troposphère et la basse stratosphère (215-147hPa), il est malheureusement difficile d'être certain de la représentativité sous-pixel des anomalies de sursaturation documentées ici.

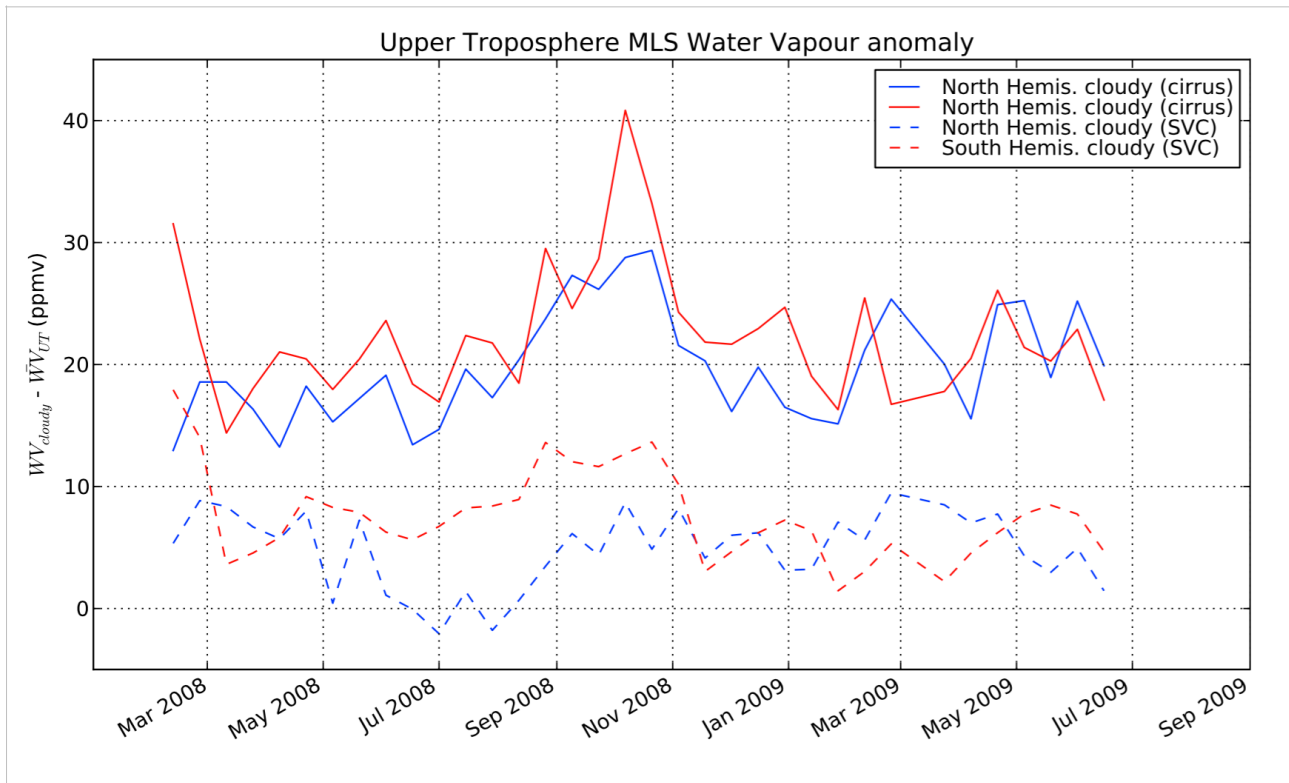


Figure 4.6 : Anomalie de vapeur d'eau observée par MLS dans la haute troposphère (215-147 hPa) comparée à la moyenne dans des fenêtres de 14 jours entre janvier 2008 et juillet 2009 en présence de SVC (tirets) et cirrus (traits pleins) vus par CALIOP.

Afin d'en apprendre davantage sur les processus pouvant jouer un rôle dans la formation de ces nuages, nous avons initié des rétro-trajectoires (modèle Traczilla, Sect. 2) à chaque point et niveau d'altitude où CALIOP a détecté un SVC. Suivre les rétro-trajectoires sur 15 jours nous a permis de documenter l'historique des masses d'air avant qu'elles soutiennent la formation du SVC observé par CALIOP. Le nombre de rétro-trajectoires initiées au point d'observation d'un SVC dépend de sa taille, de 10 en moyenne jusqu'à plus de 100 pour les SVC les plus étendus (plusieurs milliers de kilomètres). Nous avons exclu de l'étude les rétrotrajectoires souffrant d'une dispersion trop importante au cours des 15 jours précédant l'observation du SVC (écart-type des températures entre rétro-trajectoires au même point dans le temps supérieur à 8K), signe qu'il est difficile d'attribuer la formation finale du SVC observé à un historique cohérent de masse d'air. Nous avons utilisé les trajectoires restantes pour évaluer l'importance de plusieurs scénarios dans la formation des SVC observés (Reverdy et al., 2012).

Nous n'avons identifié aucune corrélation significative entre la détection de SVC et les concentrations de SO_2 en haute troposphère et basse stratosphère mesurées par OMI (Sect. 2), ou les anomalies positives de monoxyde de carbone mesuré par MLS aux altitudes 140-215 hPa (Sect. 2). Ces résultats suggèrent que les aérosols sulfatés, pouvant provenir d'injection par les éruptions volcaniques, et les aérosols organiques, pouvant provenir de feux de biomasse, ne participent pas ou peu aux processus favorisant la formation et persistance des SVC.

En second lieu, nous avons conclu que les températures des masses d'air avant la détection de SVC et les propriétés optiques des cristaux qui les composent ne sont pas compatibles avec une inclusion significative de HNO_3 dans les cristaux formés. La nucléation de particules similaires aux NAT, répandus dans les PSC (Sect. 3), semble donc jouer un rôle négligeable dans la formation des SVC observés. Ceci va à l'encontre de

plusieurs résultats précédents présents dans la littérature, dont les nôtres : nous avons identifié dans les observations CALIOP proches de la TTL une signature optique caractéristique de tels cristaux (Chepfer et Noel, 2009). Cette question âprement débattue (Noel et Chepfer, 2009) mériterait d'être revisitée avec de nouveaux outils et de nouveaux, dans le contexte de l'évolution des limites hautes de la cellule de Hadley en réponse au changement climatique (Sect. 5).

Nous avons finalement mis en évidence l'intersection de 20% des rétrotrajectoires avec des systèmes convectifs dans les 5 jours précédant l'observation de SVC, et 60% dans les 15 jours. Ce résultat suggère que le déentraînement de systèmes convectifs joue un rôle significatif dans la formation de SVC, mais il faut souligner que 1) si l'eau contenu dans les SVC provient effectivement du système convectif rencontré, la question du mécanisme permettant aux SVC de subsister pendant d'aussi longues périodes à des faibles sursaturations ou de se reconstituer en cristaux après une phase d'évaporation reste ouverte et 2) le pourcentage des rétrotrajectoires ayant interagi dans leur passé proche avec un système convectif s'accroît nécessairement avec la durée de l'historique considéré pour fatalement atteindre les 100%, comme le suggèrent Tzella et Legras (2011). Une exploration plus poussée de variations communes de l'historique des masses d'air dans l'intervalle entre leur interaction avec la convection et l'observation finale d'un SVC révélerait probablement des informations intéressantes.

En conclusion, les travaux décrits ici suggèrent donc que les nombreux nuages subvisibles détectés par CALIOP trouvent en majorité leur origine dans les importantes quantités de vapeur d'eau amenées en haute altitude par la convection, et passent avant leur dissipation finale par une étape "subvisible" qui suit leur advection dans des zones faiblement saturées où les cristaux se subliment lentement. Aucun résultat pour l'instant ne suggère que des mécanismes de nucléation in-situ (homogène ou hétérogène) ne soient à l'œuvre. Il n'est cependant pas exclu que certains composés chimiques tiers intégrés aux cristaux de glace puisse freiner ou bloquer leur sublimation pendant un certain temps, prolongeant par la même occasion la durée de vie des SVC.

4.3 Le futur des nuages de glace

Le dernier rapport⁵ du Groupe d'experts Interplanétaire sur l'Évolution du Climat (GIEC), entre autres résultats, résume en l'état actuel des connaissances l'évolution prévue de la couverture nuageuse globale dans divers scénarios de changement anthropique, en se focalisant en priorité sur les prédictions cohérentes entre les deux douzaines de modèles ayant participé à l'exercice. La majorité des changements robustes prévus (en rouge dans la Fig. 4.7) affecte d'une façon ou d'une autre les nuages froids qui nous occupent dans ce document : élévation de l'altitude maximum de la couche nuageuse à toutes les latitudes, élargissement de la cellule de Hadley, déplacement des storm tracks vers les latitudes polaires. La majorité des modèles s'accordent donc pour prédire l'existence de tendances robustes affectant dans l'avenir la distribution spatiotemporelle des nuages et de leurs propriétés.

Un grand nombre de modèles de climat tombent donc d'accord pour valider l'existence de tendances de grande échelle, qui émergent naturellement des prédictions. Ces tendances, qui semblent donc d'une grande robustesse, n'ont pas encore été retrouvées dans les observations, qu'elles soient satellite, sol ou autre. Deux obstacles majeurs freinent la vérification de ces tendances par l'observation :

⁵ http://www.ipcc.ch/report/ar5/wg1/index_fr.shtml

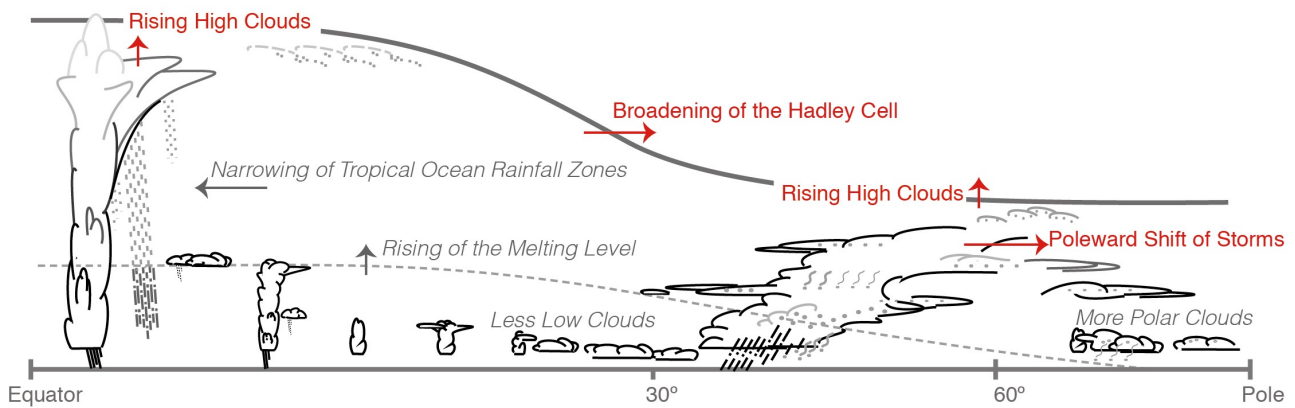


Figure 4.7 : Réponses robustes des nuages au réchauffement climatique, prédites par la plupart des modèles et pour lesquels nous disposons d'une explication physique bien maîtrisée. La ligne grise haute indique la tropopause. Les flèches indiquent les changements prévus dans un climat plus chaud, en rouge ceux de rétroaction positive robuste et en noir ceux dont la rétroaction est faible ou très incertaine. Aucun mécanisme n'a de rétroaction négative. Fig. 11 extraite du chapitre 7 du 5e rapport du GIEC.

- 1) la répartition spatiotemporelle des nuages est très variable sur des échelles de temps annuelles, en réponse aux variations naturelles du climat (El Niño, oscillation Nord-Atlantique, etc.),
- 2) la plupart des observations (dont les spatiales) permettant de documenter les nuages et leurs propriétés à l'échelle globale ne s'étendent pas sur des périodes suffisantes pour couvrir toutes les fluctuations naturelles du système climatique.

De plus, il reste possible que les tendances affectent la couverture nuageuse d'une façon qui reste à jamais inaccessible aux observations elles-mêmes telles qu'elles existent aujourd'hui : le rapport de l'exercice GEWEX Cloud Assessment (Stubenrauch et al., 2013) indique, par exemple, qu'il est aujourd'hui impossible de faire ressortir une quelconque tendance robuste des variations naturelles de la distribution globale de nébulosité intégrée verticalement dans plus de 25 ans d'observations spatiales passives réconciliées. Notons néanmoins que certaines études très récentes et controversées remettent en cause ces résultats (e.g. Marvel et al., 2015; Norris et al., 2016). Une étape préalable à la vérification des prédictions des modèles consiste en la conception de diagnostics observationnels robustes, qui seraient *a priori* mieux capables que les grandeurs utilisées jusqu'alors de traduire les tendances prédites en grandeurs mesurables.

Dans cet objectif, la récente multiplication de simulateurs d'observables (Bodas-Salcedo et al., 2011), capables de produire des observations synthétiques qui seraient mesurées par un instrument particulier survolant une atmosphère modélisée, ouvre des perspectives nouvelles, au-delà de l'évaluation de modèle proprement dite pour laquelle ils étaient conçus au départ. Elle permet notamment d'explorer des jeux de données d'observations synthétiques décrivant le climat futur prédit par les modèles globaux dans le contexte de scénarios d'émission donnés. Nous avons donc observé le climat prédit par plusieurs modèles dans le cadre du projet CMIP5 (Coupled Model Intercomparison Project) au travers du simulateur COSP/CALIPSO (Chepfer et al., 2008), et analysé ces observations synthétiques dans le but d'en tirer des diagnostics permettant de détecter efficacement les tendances prédites par les modèles.

Dans un premier temps, nous avons confirmé que l'évolution de la nébulosité intégrée, telle que vue par CALIPSO dans un climat plus chaud (+4K en moyenne à l'échelle globale), ne ressortait pas clairement de la variabilité naturelle telle que documentée par les observations réelles de CALIPSO sur la période 2006-2012 (donc sous-estimée). Nous avons également confirmé que l'effet radiatif des nuages dans un climat plus chaud

n'est pas suffisamment différent de celui du climat actuel pour ressortir d'une façon significative de la variabilité naturelle de cette grandeur telle que documentée par CERES (Loeb et al., 2009). Dans un deuxième temps, nous avons montré que les variations des profils verticaux de nébulosité qui seraient vus par CALIOP dans un climat plus chaud sortent, eux, de manière significative de l'intervalle de variabilité naturelle documenté par les observations réelles. Ces différences sont particulièrement significatives dans les régions identifiées par l'AR5: sommet de la couverture nuageuse proche de la couche de tropopause tropicale ou dans les régions polaires (Fig. 4.8).

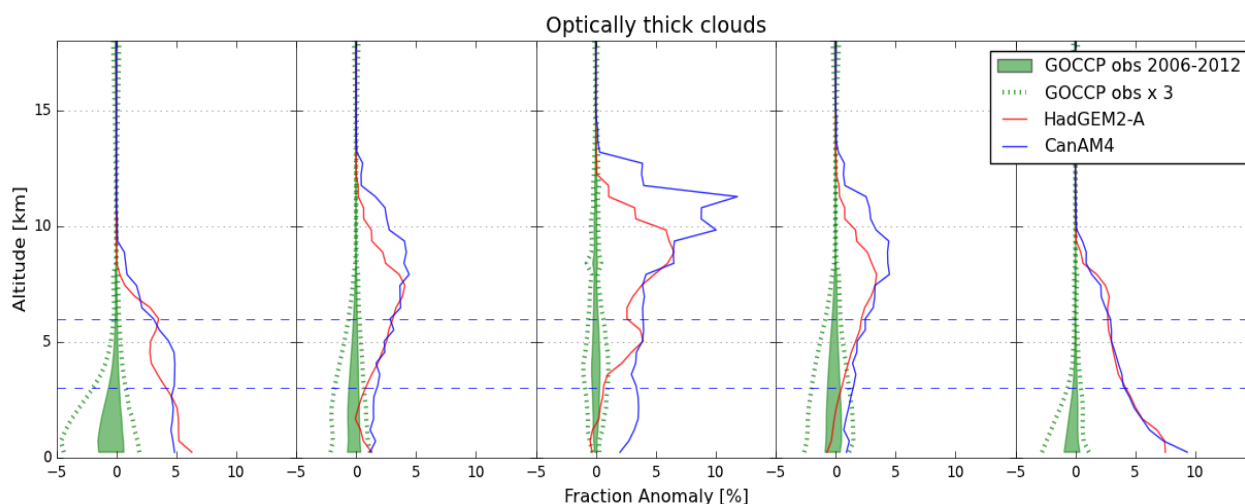


Figure 4.8 : Anomalie de fraction nuageuse opaque en fonction de l'altitude dans cinq bandes de latitudes (de gauche à droite : 90°-60°S, 60°-30°S, ±30°, 30°-60°N, 60°-90°N) qui seraient observées par CALIOP dans un climat plus chaud modélisé (courbes bleue et rouge), comparé à la variabilité naturelle de fraction nuageuse observée par CALIOP sur la période 2006-2012 (enveloppe verte). Extrait de Chepfer et al. (2014).

En parallèle, en faisant les hypothèses 1) que les +4K prévus dans le scénario d'émission considéré seraient atteints dans 100 ans, et 2) que la tendance affectant les profils verticaux les modifiera de manière linéaire, nous avons pu démontrer que ces différences deviendraient observables dans un jeu d'observations de lidar spatial couvrant environ 25 ans de variabilité climatique naturelle (Chepfer et al., 2014). Ces conclusions ont en partie informé les recommandations récentes du Climate Symposium de Darmstadt en 2014 (Asrar et al., 2015), qui ont notamment souligné l'importance de documenter les propriétés atmosphériques dans la dimension verticale à l'aide de capteurs actifs comme les lidars (voir aussi Bony et al., 2015).

À la suite de ces efforts initiaux prometteurs, nous travaillons actuellement à la mise au point de nouveaux diagnostics observationnels plus ciblés, dédiés à l'identification de tendances régionales suggérées par les prédictions de modèles, dans la perspective de la conception de futures missions spatiales dédiées.

4.4 Résumé

Ce chapitre illustre comment l'arrivée des mesures lidar spatiales de CALIOP a initié une transition : d'une exploitation principalement pensée pour la documentation de cas d'étude de processus microphysiques, et la construction de statistiques ou de séries temporelles macrophysiques à l'échelle régionale, on est passé à la documentation de propriétés nuageuses en trois dimensions à grande échelle, mettant en évidence la dynamique globale. Couplé au développement récent des simulateurs d'observables, cet aspect tridimensionnel a permis de mettre en lumière les limitations des modèles de climat dans la représentation

des nuages dans le climat actuel, qui étaient difficiles à identifier jusqu'ici en utilisant des mesures passives. Par la suite, l'application de simulateurs d'observables à des sorties de modèles dans le futur lointain a permis de créer des jeux de données synthétiques d'observations : on peut maintenant, d'une certaine façon, observer le climat futur.

APARTÉ : LES PRODUITS LIDAR AGILES

L'évolution dans l'approche de l'exploitation des données lidar à des fins scientifiques s'est nécessairement accompagné d'une évolution dans le volume des données. Dans l'analyse de données d'un papier quelconque, on est ainsi passé de la manipulation de quelques méga-octets à plusieurs téra-octets. Cette explosion, ce déluge de données pourrait-on dire, a requis l'acquisition par les groupes d'étude des nuages par lidar de compétences, notamment dans la mise au point informatique des traitements (parallélisation, utilisation de centres de calcul, etc.), qui était jusque-là peut-être plus répandues dans les centres de traitement de données. Cette tendance n'est pas unique au lidar, et affecte bien évidemment toutes les exploitations de données spatiales.

Cette généralisation de compétences liées à l'approche efficace de larges volumes de données, couplées à la montée en puissance des moyens de calculs dans les laboratoires, ont rendu possible organiquement la création rapide de produits spatiaux *ad hoc* (ou *agiles*), optimisés pour une question scientifique particulière. La production en interne dans les laboratoires de ces jeux de données favorise un cycle itératif court développement-validation-production, qui accélère notablement la progression des recherches en comparaison des produits nominaux⁶ dont la formalisation est plus contraignante, et la production généralement assurée par des centres de traitement dédiés. Les produits *agiles* sont fréquemment mis à disposition de la communauté scientifique une fois démontrée leur valeur ajoutée, parfois sous la forme de produits nominaux. Parmi de tels produits dérivés en partie des observations CALIOP on compte GOCCP, GOACP, DARDAR, le produit CALIOP PSC, etc. Je me suis personnellement investi dans le soutien aux efforts de mise au point et de production de tels jeux de données, de type "recherche", qui ont consommé une part non négligeable de mon temps de travail au cours des années.

Notons que dans le cadre de la future mission ESA/JAXA Earth-CARE (cf. Chap. 5), l'ESA envisage aujourd'hui de déléguer la production des jeux de données de niveau 2 aux laboratoires, en se contentant de mettre à disposition des prototypes en pseudocode de processeurs exploitant les données de niveau 1. En cela l'ESA valide la pertinence du modèle agile, tout en faisant preuve de louables efforts d'économie qui ont comme double effet secondaire de reporter sur les laboratoires la responsabilité de production de données ET le souci de financer cette production. J'ai personnellement eu l'opportunité de co-piloter au LMD les travaux de conception algorithmique, d'implémentation technique et de validation des processeurs de niveau 2 A-SRP, A-GCM et C-GCM, dédiés à l'évaluation des modèles de climat (comme GOCCP) et basés sur les futures observations lidar et radar Earth-CARE (niveau 1), ainsi qu'à la mise au point des jeux de données associés, baptisés Earth-CARE CLIMP. Pour ce projet nous avons bénéficié du soutien du CNES et de l'ESA. Qu'ils en soient remerciés.

⁶ Les produits nominaux sont définis et figés plusieurs années avant la mise en orbite de la mission, et leur contenu ne reflète pas nécessairement l'état de l'art des connaissances sur les objets étudiés au moment où ils sont finalement créés. Ce sont néanmoins les seuls produits spatiaux pour lesquels un financement est souvent acquis à l'avance pour les activités de validation et de développement post-lancement.

5. LE LIDAR SPATIAL : AUJOURD'HUI ET DEMAIN

Au travers de la structure narrative de ce document, j'ai tenté d'illustrer le chemin parcouru dans l'approche communautaires de l'étude des nuages utilisant des données lidar. Au départ les efforts de recherche exploitaient ces observations pour des études de cas locales et focalisaient sur la production de paramètres tels que l'épaisseur optique, dont la restitution fiable était fortement pénalisée par une multitude de configurations instrumentales disparates. Ces travaux se poursuivent aujourd'hui dans un contexte de synergies multi-instrumentales poussées et de longues séries temporelles, mais bénéficient de l'opportunité de pouvoir intercomparer les mesures des instruments sol dispersées à celles du lidar spatial de CALIPSO, agissant comme référence commune de calibration. A ces travaux viennent de plus s'ajouter l'exploitation proprement dite des mesures du lidar de CALIPSO, qui vise à documenter les distributions et tendances de la population nuageuse à l'échelle globale. Cette exploitation, dont mes efforts présentés ici montrent je l'espère l'intérêt, est également devenue clé dans l'évaluation des modèles de climat.

Dans ce chapitre, je discute l'avenir proche et lointain des études nuageuses par lidar spatial. Pour cela, je dresse en premier lieu un panorama des lidars spatiaux dédiés tout ou partie à l'étude des nuages actuellement en fonctionnement (CALIOP, CATS), des instruments qui seront prochainement mis en orbite (ADM, Earth-CARE), et des missions plus lointaines en cours de définition (MESCAL, LIVE). Le tableau 5.1 résume la chronologie prévue de ces missions et les spécificités technologiques intéressantes de chaque instrument dans le cadre de l'étude des nuages. Dans chaque cas je tente d'illustrer mon implication dans la conception et/ou l'exploitation des mesures de l'instrument et des jeux de données qui en seront issus. Le chapitre se poursuit par une description de mes thématiques de recherche prioritaires concernant les nuages froids dans les années à venir, en faisant autant que possible le lien avec les avancées observationnelles permises par les nouveaux instruments.

5.1 D'ici 2020 : exploiter les observations en cours et à venir

L'EXTINCTION TOTALE DE CALIPSO

Bien que cela me coûte de le reconnaître, il faut bien admettre que tout a une fin, y compris la mission CALIPSO. Déjà en 2009, la lente perte de pression de la première source laser de CALIOP avait augmenté le risque d'effet corona au-delà des limites acceptables (Hunt et al., 2009), et la deuxième source laser (de "backup") avait dû être activée. Après 7 ans de bons et loyaux services, ce deuxième laser va prochainement être affecté par les mêmes dangers. Il est prévu de réactiver la première source laser fin 2017 afin de prolonger les mesures de CALIOP, mais le succès de cette opération n'est pas garanti : il est possible que le laser refuse de s'allumer, signifiant par la même occasion une fin abrupte à la mission. Même dans l'autre cas (plus optimiste), la fin des réserves de carburant de CALIPSO signifie qu'il ne sera plus possible de procéder à des réajustements de la plate-forme au-delà de 2018⁷ et donc de maintenir sa position dans la constellation A-Train (Sect. 2.2). Le satellite rejoindra alors une orbite-cimetièrre, en poursuivant ses mesures si le laser fonctionne. Il sera accompagné (ou pas) de CloudSat, suivant les conclusions des groupes de travail scientifiques. La trajectoire exotique qu'il suivra alors sera peut-être l'occasion de mesures originales (qui sait),

⁷ Rappelons que la mission CALIPSO était à l'origine prévue pour une durée nominale de 3 ans, qui l'aurait donc vue s'achever en 2009. Voir une mission potentiellement quadrupler sa durée de vie nominale peut générer des développements inattendus, comme, par exemple, le *integer overflow* en février 2016 du compteur de date de profil embarqué de CALIPSO, qui a mené à la perte d'un mois de mesure.

mais elle sonnera dans tous les cas le glas des mesures lidar continues et quasi-globales offertes par cette mission.

En prévision de ce triste mais inéluctable événement, la communauté dont je fais partie se prépare depuis quelques années à transitionner vers les mesures issues d'autres missions lidar spatial. Cette transition implique dans un premier temps une adaptation des algorithmes existants d'analyse des données en fonction des différences instrumentales et orbitales entre les missions (e.g. Reverdy et al., 2015), et le développement de nouvelles approches tirant parti des innovations technologiques apportées par les démonstrateurs lidar orbitaux, lorsqu'elles existent. A plus long terme, il semble essentiel de travailler sur une stratégie assurant la pérennisation des mesures lidar en orbite au-delà des missions actuellement prévues (Sect. 5.2).

Dans mes recherches, je souhaite rester proche du traitement de la mesure et maintenir une bonne compréhension du signal afin de pouvoir maîtriser l'importance de phénomènes inattendus pouvant affecter la fiabilité des mesures spatiales. Par exemple, j'ai récemment étudié comment des émissions de particules à haute énergie (protons, antiprotons) augmentent les niveaux de bruit des mesures CALIOP (Noel et al., 2014) dans des régions bien spécifiques (Fig. 5.1) : le pôle sud et la zone de la South Atlantic Anomaly (SAA) qui comprend le Brésil et s'étend au-dessus de l'Océan Atlantique jusqu'à la côte Africaine. La compréhension de tels phénomènes périphériques me semble essentielle dans un contexte de conception d'instruments futurs.

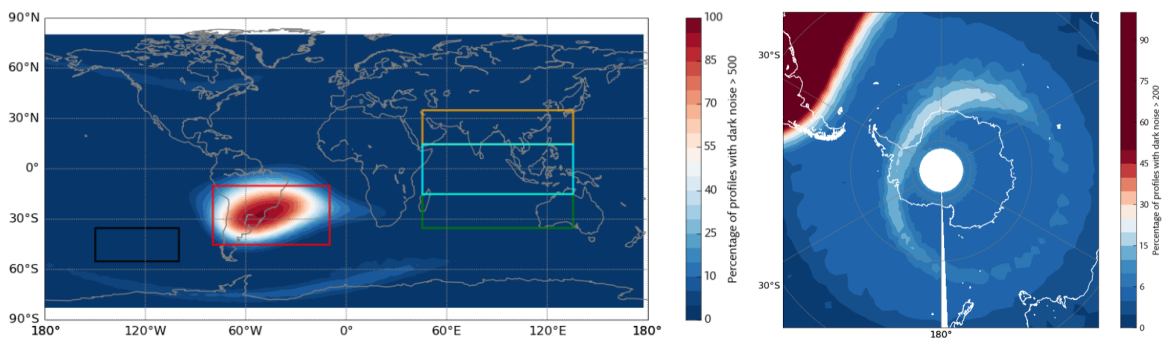


Figure 5.1 : Impact sur le niveau de bruit des observations CALIOP de l'Anomalie de l'Atlantique Sud (à gauche, tiré de Noel et al., 2014) et des aurores australes (à droite).

CATS, ADM, EARTH-CARE : DU HSRL DANS L'ESPACE

Le système lidar tri-longueur d'onde CATS (*Cloud-Aerosol Transport System*⁸) a été livré début 2015 sur la Station Spatiale Internationale (ISS). Cette mission "low-cost" (10 millions de dollars, quand même), pilotée par la NASA Goddard (Yorks et al., 2014), prévoit l'opération de ce système lidar pendant 3 ans, en orbite basse (350-410km). Les ~51° d'inclinaison de l'ISS font que CATS ne peut pas observer les latitudes polaires. CATS devait fournir une double première : premières mesures lidar spatial à 355nm et premières mesures HSRL spatiales (cf. Sect. 2.2), grillant la priorité à la mission ADM prévue pour 2017 (voir plus bas). Malheureusement, un problème avec les optiques de la source laser a rapidement entraîné l'abandon des essais de mesure à 355nm. Pendant les mois de Février et Mars 2015, CATS a fonctionné dans son mode "CALIOP" (532 et 1064nm) avant de passer dans son mode démonstrateur HSRL. Malheureusement, la longueur d'onde de la source laser à 532nm s'est avérée trop instable pour la finesse spectrale requise par les mesures HSRL, entraînant la décision de les abandonner en Avril 2015. Pour couronner le tout, en Mai 2015 l'électronique permettant de changer de mode opératoire a grillé, figeant CATS dans son mode démonstrateur HSRL (sans HSRL). Dans ce mode, les mesures 532 nm se sont rapidement avérées très bruitées et quasi-

⁸ <http://cats.gsfc.nasa.gov>

inexploitables (absence totale de rétrodiffusion moléculaire), sauf avec des distances de moyennage inadaptées à l'étude des nuages. Notons que malgré ces problèmes techniques, la mission CATS est plutôt à considérer comme un succès logistique étant donné son coût et le temps minimal de préparation imposé. Ses mesures 1064nm s'avèrent de très bonne qualité (Yorks et al., 2016), surtout depuis que le laser a été optimisé en ce sens.

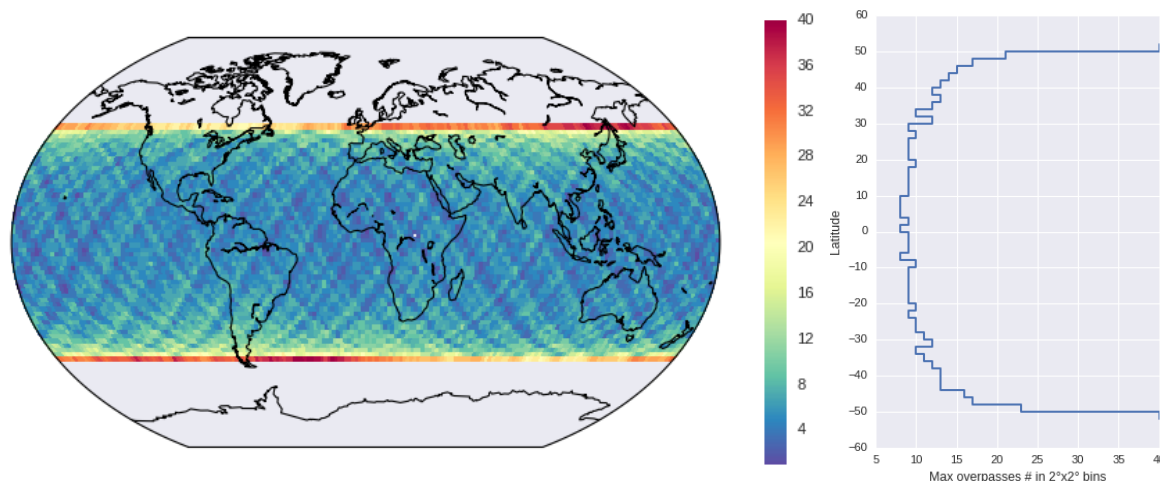


Figure 5.2 : Nombre de survols par l'ISS en un mois dans des boîtes de $2^\circ \times 2^\circ$: carte à gauche, maximum zonal à droite (travaux en cours)

Aujourd'hui plus d'un an de mesures CATS de niveau 1 et 2 sont disponibles, y compris des altitudes restituées de couches nuageuses à partir des mesures 1064nm. Les mesures CATS sont discontinues, l'arrivée de matériel ou de ressources sur la station spatiale imposant l'arrêt des lasers. Bien que CATS ne puisse finalement remplir son rôle de démonstrateur spatial 355nm ou HSRL, son orbite basse reste une opportunité d'échantillonner le cycle diurne des nuages, inaccessible pour CALIOP, surtout aux latitudes moyennes entre 40° et 50° où le repassage est maximal (e.g. la France, Fig. 5.2). Notons également que le laser de CATS tire à 5kHz, une très haute fréquence comparé à CALIOP. Il n'est pas impossible que cette fréquence, qui nécessite de déconvoluer les profils atmosphériques successifs, permette des découvertes encore inexplorées⁹.

Pour finir, précisons que CATS a été mis en route avant la fin de CALIOP, et était prévu pour être toujours opérationnel après la mise en route d'Earth-CARE (qui était prévue pour 2016 pendant la conception de CATS). Le fonctionnement simultané de ces deux missions n'étant pas garanti, CATS était sensé offrir l'opportunité d'une référence instrumentale commune à CALIOP et Earth-CARE, permettant d'inter-calibrer les mesures des deux missions. Les multiples retards ayant affecté Earth-CARE (lancement maintenant prévu fin 2018) font cependant que la simultanéité avec CATS est maintenant loin d'être certaine, même en tenant compte des extensions acquises pour CALIPSO. Les dernières nouvelles suggèrent que CATS pourrait rester en opération sur l'ISS au-delà de sa fin de mission prévue en 2018, vu qu'aucun instrument n'est actuellement prévu pour prendre sa place.

Le lancement important le plus proche de lidar dans l'espace est sans aucun doute celui de ADM-Aeolus. Cette mission ESA, prévue de longue date (Stoffelen et al., 2005), prévoit la mise en orbite du lidar ALADIN à 355nm vers 400km d'altitude. Non content d'être le premier lidar en orbite équipé de la technologie HSRL (suite aux déboires technologiques de CATS), qui permet de mesurer séparément la rétrodiffusion

⁹ L'aboutissement logique de l'augmentation de la fréquence de tir consiste en un lidar utilisant une source laser continue, non pulsée. Cette technologie prometteuse, qui implique l'utilisation d'une grille de capteurs en réception pour attribuer une altitude aux échos mesurés (Mei et Brydegaard, 2015), est encore très peu répandue. On y fait parfois référence sous le nom accrocheur de "Scheimpflug lidar".

moléculaire et particulaire (Sect. 2.1), ADM pourra mesurer le décalage spectral induit par la rétrodiffusion de Mie par les particules atmosphériques en mouvement (effet Doppler). Cette capacité lui permettra de documenter la distribution tridimensionnelle du vent à l'échelle globale, avec une résolution qui va de 250 à 1000m sur 24 niveaux verticaux entre le sol et 24km maximum. Bien que la mesure du vent soit l'objectif principal de la mission, et promette de nombreuses retombées importantes pour la prédiction de la dynamique de grande échelle, il est prévu d'exploiter les signaux lidars d'ALADIN pour en tirer des informations sur les nuages (Flamant et al., 2008). En plus de l'inclinaison forte du faisceau, optimisée pour la mesure du vent horizontal, qui limite le rapport signal-sur-bruit dans la basse atmosphère, le fait qu'ADM ne mesure que les échos polarisés dans le plan d'émission du laser complique leur exploitation dans les nuages de glace. Néanmoins, ADM fournira les premières mesures spatiales 355nm avec HSRL, et il serait absurde de ne pas chercher à les exploiter dans la perspective de la mise en orbite d'Earth-CARE à sa suite. Dans tous les cas, les scientifiques souhaitant exploiter Earth-CARE surveillent avec nervosité les progrès d'ADM, peut-être pour d'autres raisons (voir ci-dessous).

Juste derrière ADM, Earth-CARE est une mission ESA/JAXA qui prévoit de mettre en orbite fin 2018 le lidar ATLID et un Radar Doppler, destinés à l'étude des nuages et des aérosols (CARE signifie "Clouds Aerosols and Radiation Explorer"). ATLID est, comme ALADIN, prévu de longue date (Lange et al., 1991), et les deux instruments possèdent de forts liens de parenté : les deux instruments ont été conçus par Airbus, et ont donc de nombreux choix technologiques en commun (355nm, HSRL). Un dysfonctionnement éventuel d'ALADIN une fois en orbite aurait des conséquences désastreuses pour Earth-CARE, et pourrait mettre fin à la mission (mais ne parlons pas de malheur). Les différences majeures par rapport à CALIOP sont que dans les échos atmosphériques mesurés 1) les 355nm d'ALADIN impliquent une plus forte contribution des molécules, et 2) la capacité HSRL permet de mesurer séparément les contributions moléculaires et particulaires (comme ADM). Earth-CARE est prévu pour voler à une altitude similaire à celle de CATS (393km), plus basse que CALIPSO (695km), ce qui améliorera le rapport signal-sur-bruit. En plus d'ATLID, Earth-CARE sera équipé d'un Cloud Profiling Radar (CPR) similaire à celui de CloudSat mais capable de mesures Doppler. Leur colocalisation sur la même plate-forme satellite offrira des opportunités accrues de synergie instrumentale pour la documentation des conditions dynamiques de formation nuageuse.

Earth-CARE est, après CALIOP, la prochaine mission satellite phare destinée principalement à l'étude des nuages. Par conséquent, la communauté française étudiant les nuages par l'observation suit de près le développement de cette mission. Je suis personnellement impliqué dans la coordination de cette communauté par le biais du projet national EECLAT¹⁰, qui vise entre autres choses à organiser une transition douce entre CALIOP, CATS, ADM et Earth-CARE pour les études nuageuses. Une part importante de mon activité professionnelle durant la période 2013-2015 a notamment été engloutie par le projet CLIMP (avec H. Chepfer et M. Reverdy sous contrat CNES puis ESA au LMD), qui vise à concevoir des produits nuageux issus d'ATLID et du CPR destinés à l'évaluation de modèles. Mettre au point ces produits implique une bonne compréhension des conséquences des différences instrumentales et orbitales entre missions spatiales sur les données mesurées (Reverdy et al., 2015).

VERS UNE MISE EN COHÉRENCE DES DONNÉES DE LIDAR SPATIAL

Les missions CATS et Earth-CARE nous intéressent particulièrement car elles désignent explicitement les nuages comme objets d'étude prioritaires. Ils ne figurent pas forcément parmi les objectifs d'autres missions lidar prévues, mais cela n'empêchera pas ces missions, comme ADM, de fournir des observations

¹⁰ <http://eeclat.ipsl.jussieu.fr>

potentiellement intéressantes pour les nuages. Ainsi, la mission NASA ICESat-2 (Yu et al., 2010, lancement prévu en 2018) mesurera depuis son orbite polaire à 496km l'élévation de la surface afin de quantifier précisément les changements de terrain, y compris les glaciers, la glace de mer et la canopée. Pour cela, elle utilisera le système lidar multi-faisceau ATLAS, qui tirera dans six directions simultanément à 532nm et 10kHz. Cette fréquence de tir très élevée n'a pas encore été testée dans l'espace, et son exploitation pourrait s'avérer riche en découvertes. Couplée aux six directions de tir et au déplacement de la plate-forme satellite, elle permettra une densité tridimensionnelle d'informations encore jamais vue pour un lidar, spatial ou non. Bien que la première mission ICESat (2003-2009) ait été elle aussi destinée à mesurer en priorité l'élévation de surface, la communauté scientifique a su mettre ses observations à profit pour l'étude des nuages comme un précurseur de CALIOP (Spinhirne et al., 2005; Dessler et al., 2006; Chepfer et al., 2007). On peut en espérer autant pour ICESat-2, surtout au vu des innovations technologiques de l'instrument dont les retombées pourraient être importantes. La mission NASA GEDI (Coyle et al., 2015; Stysley et al., 2015), quand à elle, prévoit l'opération en 2019 d'un système lidar à 14 faisceaux sur l'ISS pour mesurer l'évolution fine de la canopée. Ca sera la première fois qu'autant de profils lidar simultanés aussi rapprochés seront mesurés à l'échelle globale, ils offriront des opportunités fantastiques de caractérisation de la structure tridimensionnelle fine des nuages - à condition que les échos dans la troposphère libre soient mesurés.

Au travers de notre intérêt pour toutes ces missions, une préoccupation sous-jacente concerne la mise en cohérence de séries d'observations provenant de lidar spatiaux multiples, avec ou sans recouvrement, afin de faciliter par une couverture et un échantillonnage plus complets la détection d'éventuelles tendances dans la nébulosité globale (comme celles présentées en Sect. 4.3). Cette problématique, dont la réflexion a déjà été initiée concernant les synergies CALIOP/ALADIN et A-Train/Megha-Tropiques (Roca et al., 2015) dans le cadre du projet CALISTO, deviendra assurément centrale dans l'inévitable rapprochement des mesures issues de missions lidar successives. En filigrane, on devine la mise en place d'un cadre statistique théorique destiné à prendre en compte cette problématique. L'apport des nouvelles technologies lidar spatiales (HSRL, 355nm, multi-FOV, fréquences de tir élevées...) reste également à quantifier pour l'étude des nuages et de leurs propriétés microphysiques (voir 2.1). Bien qu'il soit difficile aujourd'hui de prévoir les retombées de ces innovations, je compte évaluer la faisabilité d'une fusion de plusieurs mesures simultanées de lidars spatiaux (e.g. Earth-CARE + GEDI + IceSAT-2 en 2019) dans un jeu de données nuages unique doté d'un échantillonnage des nuages bien plus fin temporellement qu'avec un seul capteur. Tenter une telle réconciliation instrumentale serait riche d'enseignements sur notre capacité à interpréter de longues séries temporelles lidar, qui est clé pour l'étude de la structure verticale nuageuse dans les zones où un changement rapide est attendu. Elle permettrait également des confrontations bien plus riches aux sorties de modèles de méso-échelle, qui sont pour l'instant pénalisées par le faible échantillonnage temporel de CALIPSO. En mettant en lumière les difficultés de réconciliation multi-lidar, ces études pourraient permettre d'éviter pour les missions spatiales la dispersion d'approches instrumentales qui a freiné l'exploitation des mesures lidar sol. Identifier le plus petit dénominateur instrumental commun encouragerait une standardisation qui bénéficierait à toutes les études des composants du système Terre accessibles par lidar : océan, atmosphère, surface.

		longueurs d'onde			bonus	beams
		355	532	1064		
CALIPSO	2006-2018		$\beta\delta$	β		1
CATS-ISS	2015-	$\beta\delta$	$\beta\delta$	$\beta\delta$	HSRL 532, 5kHz	2 (4 FOV)
ADM	2017	β			Doppler	1
IceSAT-2	2018		β		10 kHz	6
EarthCARE	2018	$\beta\delta$			HSRL 355	1
GEDI	2019			β		14
MERLIN	2019	1645nm			DIAL	1
MESCAL	2022 ?	$\beta\delta$	$\beta\delta$	$\beta\delta$	MFOV ?	x ?
LIVE	2025 ?				?	?

Tableau 5.1 : Missions spatiales lidar en cours et prévues. Les missions spécifiquement dédiées à l'étude des nuages sont bordées de rouge. Les missions notées en rouge sont en cours de définition. Les fonds roses indiquent des spécificités technologiques exploratoires offrant des opportunités de découvertes difficiles à anticiper.

Le besoin, que nous venons de décrire, d'anticiper les réconciliations instrumentales et de mettre en place une stratégie de mise en cohérence des observations, est d'autant plus important dans le contexte des missions actuellement en cours de développement, vers lesquelles nous nous tournons maintenant.

5.2 Après 2020 : construire de nouvelles missions

La décennie 2020 semble marquer la fin d'une période faste pour les lidars spatiaux. Au-delà, aucun financement de mission spatiale lidar n'est actuellement assuré. Cela augure d'un manque qui pénalisera ou stoppera de nombreuses voies de recherche, y compris les efforts d'observation de changements atmosphériques en réponse au changement climatique, notamment les changements dans la couverture nuageuse. Pour pallier ce problème, je participe aux efforts multi-labos (LMD, LATMOS, IFREMER, CNES, LOV, LOG, etc.) dédiés à la conception d'une future mission lidar post-EarthCARE dédiée à l'étude des nuages nommée MESCAL ("Monitoring the Evolving State of Clouds and Aerosols by Lidar"¹¹), issue de notre réponse à l'appel à idées du CNES pendant sa prospective en 2012. L'objectif de MESCAL est de contraindre les rétroactions nuageuses par l'observation, en documentant pendant une durée suffisante les fluctuations de diagnostics pertinents soumis à l'action combinée de la variabilité naturelle du climat et de tendances de fond liées au changement anthropique.

¹¹ Les connotations alcooliques de cet acronyme ne servent pas particulièrement bien les intérêts d'une mission internationale dans un contexte politiquement correct, sans même parler de la référence Mexicaine à l'aube de l'administration Trump. Au cas optimiste où les missions spatiales dédiées à l'observation de la Terre ne seraient pas purement et simplement éliminées, un changement de nom serait un moindre mal.

Dans la perspective d'informer la conception du lidar de MESCAL et ses caractéristiques orbitales, nous avons étudié dans plusieurs régions du globe la variabilité mensuelle et interannuelle de diagnostics tirés d'observations CALIOP : par exemple l'altitude des nuages hauts les régions de forte convection, ou le volume de nuages bas opaques dans l'océan Austral (Terai et al. 2016), tous deux sensés augmenter en réponse au changement climatique (cf. Section 4.3). Ces études nous ont permis de caractériser de manière abstraite l'évolution temporelle des diagnostics, en les considérant comme des processus autorégressifs, suivant l'approche suggérée dans Weatherhead et al. (1998) pour décrire rigoureusement l'évolution de grandeurs climatiques. Cette caractérisation permet ensuite de simuler sur de longues périodes l'évolution d'un diagnostic respectant les propriétés statistiques et d'autocorrélation temporelle du diagnostic observé (Phojanamongkolkij et al., 2014) . Nous avons imposé à ces séries les tendances prédites par les modèles de climat dans le scénario RCP8.5 d'émission significative de gaz à effet de serre (Riahi et al., 2011), qui prévoit un réchauffement de +4K en moyenne globale. La Figure 5.3, par exemple, montre l'évolution synthétique de l'anomalie d'altitude des nuages opaques en région de convection dans les Tropiques, tirée de l'approche décrite ci-dessus. Notons que pour considérer un modèle de climat donné, des observations CALIOP synthétiques doivent être disponibles respectant les conditions atmosphériques prédites par le modèle. Bien que produites pour l'évaluation de tous les modèles participant à l'exercice CMIP5, de telles observations synthétiques n'ont malheureusement été archivées que pour un petit nombre de modèles, e.g. les modèles HadGEM2-A et CanAM4 (Fig. 5.3). Nous recommandons fortement que les données similaires produites dans le cadre des prochains exercices d'intercomparaison de modèles (données synthétiques CALIOP mais aussi d'autres simulateurs) soient intégralement archivées, ce qui permettra de prendre en compte un nombre bien plus grand de modèles de climat dans de telles prédictions de tendances et une évaluation plus réaliste de la dispersion des séries temporelles simulées.

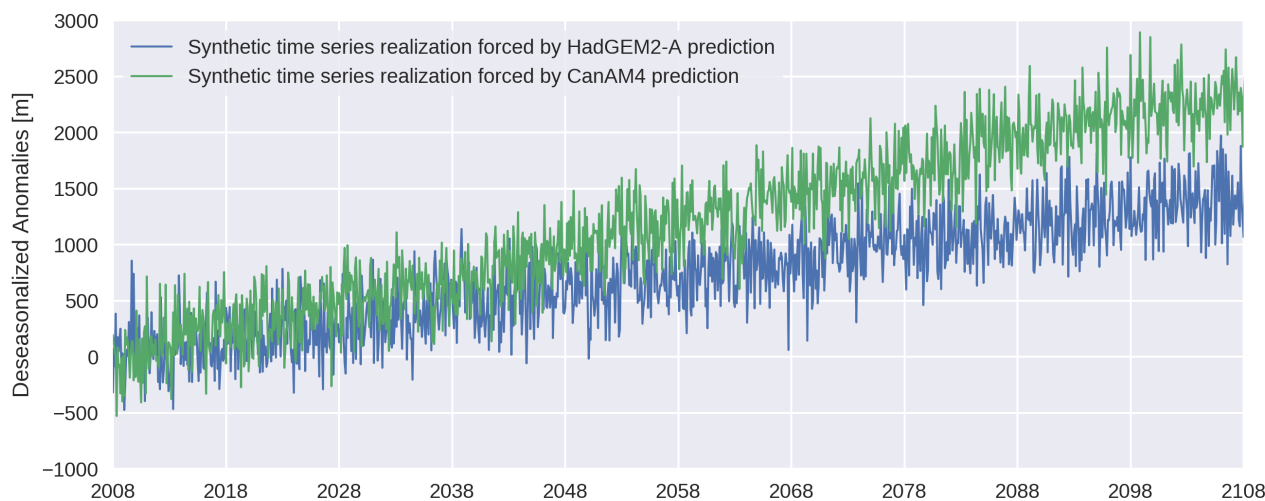


Figure 5.3 : Un siècle d'évolution mensuelle de l'anomalie de l'altitude des nuages opaques dans les systèmes convectifs, respectant à la fois la variabilité et l'autocorrélation des observations CALIOP et les tendances à long terme (scénario RCP8.5) prédites par les modèles HadGEM2-A (bleu) et CanAM4 (vert).

La disponibilité de ces séries à long terme permet d'aborder plusieurs questions clés pour notre stratégie d'observation du changement climatique, comme par exemple :

- Combien d'années de mesure sont nécessaires pour avoir une confiance suffisante dans la tendance tirée d'une série temporelle de diagnostics ? La Figure 5.4 montre par exemple qu'il n'est pas possible d'assurer

avec 95% de confiance que la tendance tirée du diagnostic de la figure 5.3 est positive avec moins de 30 ans de mesure.

- Combien d'années avant de savoir de manière non ambiguë quel modèle est le plus proche de la réalité observée, et donc offre les prédictions les plus fiables ? La Figure 5.3 montre par exemple qu'étant donné la variabilité du diagnostic il est difficile de distinguer les tendances prédites par HadGEM2-A et CanAM4 avant environ 2060.
- Quel serait l'impact, sur les dates prévues, de trous dans la série temporelle d'observations, par exemple suite à l'absence en orbite de l'instrument adéquat ?
- Quel serait l'impact, sur les dates prévues, de différences de calibration entre instruments successifs en orbite ?

Les réponses à ces questions, actuellement en cours d'instruction, informeront de manière cruciale le développement technologique et programmatique de MESCAL et des autres missions de télédétection spatiale.

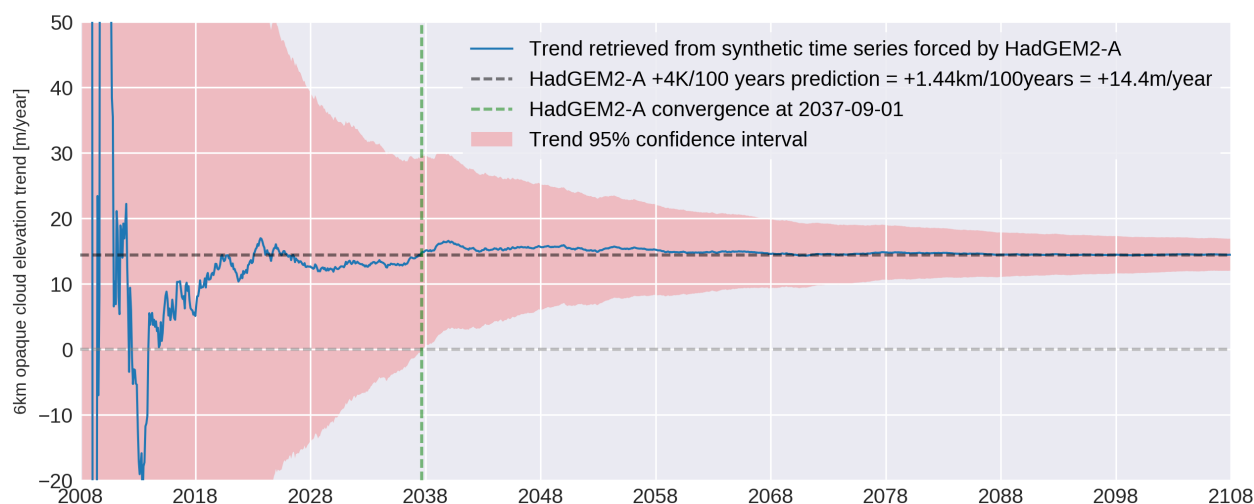


Figure 5.4 : Tendance tirée de la série de diagnostic respectant la prédiction HadGEM2-A de la Figure 5.3, et intervalle de confiance à 95% (en rose) de la tendance, en fonction de la durée de mesure disponible. La tendance prédite par HadGEM2-A dans un climat plus chaud est de +14.4m/an (tirets horizontaux noirs). On note que l'incertitude sur la tendance devient suffisamment faible pour avoir confiance en une tendance positive en 2037 (tirets verticaux), et pour avoir confiance en une tendance entre 10 et 20 m/an en 2068. tiré de Chepfer et al., 2016 (en préparation)

D'un point de vue de la programmation de MESCAL, le dialogue est maintenant bien établi avec les équipes CALIPSO et Lidar HSRL du NASA/Langley, qui ont émis le souhait au cours de plusieurs réunions de travail de pouvoir construire la mission MESCAL en collaboration avec le CNES (Pre-phase 0). L'ESA a également manifesté son intérêt à s'impliquer dans une telle mission. Plusieurs concepts instrumentaux sont actuellement à l'étude (CNES/Airbus du côté français), et s'inspirent des technologies nouvelles (tableau 1) pour l'étude des nuages des Tropiques jusqu'aux régions polaires. En collaboration avec les autres scientifiques soutenant MESCAL, nous argumentons notamment pour 1) l'utilisation d'une grille verticale fine à pas constant sur l'ensemble de la troposphère, 2) une cohérence instrumentale avec les effets de diffusion multiple affectant CALIOP, pour assurer la continuité de diagnostics climatiques basés sur la détection des nuages

opaques, 3) une capacité à mesurer les échos lumineux dans les 100 premiers mètres de profondeur dans l'océan, afin de documenter l'évolution verticale de la concentration en plancton et autres composés marins. J'espère pouvoir continuer à contribuer efficacement à la construction de cette mission, dans le cadre des interactions entre chercheurs, CNES et NASA, qui sont actuellement en phase d'accélération.

Au-delà de MESCAL, je suis autant que possible le processus de développement de la mission lidar spatial LIVE, qui vise la mesure de profils de vapeur d'eau sur différentes tranches d'altitude par lidar. Cette mission implique un niveau de prototypage et de développement instrumental (R&D) bien supérieur à MESCAL. Ses résultats devraient apporter des informations cruciales et jamais vues sur, entre autres, les fluctuations de sursaturation en vapeur d'eau à proximité de cirrus et de cirrus subvisibles dans leur environnement dynamique, qui nous aideront à mieux comprendre les processus qui pilotent leur formation et subsistance (cf. Sect. 4.2).

5.3 Nuages froids : mes thématiques prioritaires

Dans cette section, je décris les diverses thématiques de recherche que je compte mener dans les années à venir, qui bénéficieront fortement de l'apport des nouvelles observations ou de la disponibilité de longues séries lidar spatiales.

LA BORDURE DE LA CELLULE DE HADLEY

Le dernier rapport de l'IPCC désigne le sommet de la cellule de Hadley comme une zone où les modèles prédisent de façon robuste un ajustement rapide de la nébulosité et des propriétés nuageuses au changement climatique en cours. Mes récentes collaborations confirment la possibilité de détecter ces variations à moyen terme avec des observations spatiales actives (cf. Chepfer, Noel et al., 2014). Ces préoccupations rejoignent mes travaux focalisant sur le rôle des cirrus et des SVC de TTL sur la redistribution verticale de la vapeur d'eau et leur importance dans le pilotage de la vapeur d'eau stratosphérique (Sect. 4.2). Dans ce cadre, je chercherai à identifier les processus par lesquels les cirrus et SVC interagissent avec leur environnement physico-chimique (convection, espèces tierces), et qui dirigent leur cycle de vie de la nucléation à la dissipation. J'envisage d'aborder cette problématique suivant deux axes.

Détermination de tendances climatiques et d'évolution grande échelle. Les observations lidar spatiales permettent une détection extrêmement fine de la couverture nuageuse. En utilisant cette couverture comme un indicateur des limites de la cellule de Hadley, je souhaite mettre au point des diagnostics et des métriques robustes qui permettraient de détecter dans des séries observationnelles spatiales les variations de cette cellule prédites par les modèles de l'AR5. Notamment, j'espère contribuer à la mise en évidence d'une élévation globale de la couverture nuageuse, ainsi que d'un élargissement de la cellule tropicale, en phase avec le développement et les capacités instrumentales de la mission MESCAL. Les résultats de ces efforts, qui nécessitent de commencer par une bonne documentation de la variabilité naturelle existante, gagneront à être confrontés à des travaux similaires, tirant parti autant que possible d'observations existantes de vapeur d'eau in-situ (e.g. du projet MOZAIC/IAGOS). Leur aboutissement devra probablement attendre la disponibilité de longues séries temporelles d'observation lidar spatial, dont la création me concerne particulièrement (cf. Sect. 5.2).

Caractérisation fine des cirrus et SVC. Je compte utiliser les observations HSRL du lidar ATLID sur Earth-CARE (Sect. 5.1), qui peuvent distinguer séparément particules et molécules atmosphériques, pour la détection de cirrus subvisibles encore plus fin optiquement, donc plus proches de leurs limites potentielles d'existence, et la restitution de leur structure microphysique à fine échelle sans hypothèse d'homogénéité

comme c'est le cas pour l'instant avec les observations CALIPSO. Ces nuages offriront une cible de choix pour certaines applications : notamment, je compte adapter des modèles microphysiques 1D décrivant la nucléation, la croissance et l'évaporation des cristaux de glace aux conditions spécifiques de la TTL. En m'inspirant de modèles existants, notamment ceux développés pour les nuages stratosphériques polaires qui se forment dans des conditions de températures proches, je tenterai d'y faire figurer l'inclusion potentielle d'espèces chimiques (e.g. HNO_3) et d'aérosols liquides (e.g. sulfates) dans les cristaux. J'appliquerai ces modèles le long de trajectoires croisant la route de SVC détectés par CALIOP (suivant la méthodologie décrite dans Reverdy et al., 2012), pour identifier les phénomènes majeurs affectant la croissance, la maintenance et la dissipation de ces nuages. Dans ce cadre, je prévois de conduire une étude de la forme des cristaux dans les nuages de glace à l'échelle globale, tirant parti des observations de CALIOP. Finalement, je souhaite mieux caractériser l'environnement physico-chimique autorisant la formation puis la maintenance des SVC, en confrontant leur environnement direct et celui rencontré par les masses d'air avant détection du nuage à des concentrations d'espèces chimiques en haute troposphère restituées par observations de sondeurs spatiaux (e.g. IASI, OSIRIS) et/ou prédites par CTM globaux (e.g. GEOSCHEM). Les corrélations observées pourront clarifier les processus à adresser en priorité dans les études de formation microphysique. J'envisage également d'étudier plus en détail la période entre la détection du nuage et le dernier croisement de la masse d'air ayant donné naissance au SVC avec un système convectif pour créer un historique des propriétés d'un SVC en fonction du temps écoulé depuis le croisement.

LES RÉGIONS POLAIRES ET LEUR PÉRIPHÉRIE

Les régions polaires sont clairement identifiées comme ayant une très forte sensibilité climatique, en raison de la variation importante prévue de leur propriétés de surface. Néanmoins, la nébulosité y reste très mal connue pour des raisons d'accès instrumental sol et les difficultés de mesures spatiales passives au-dessus de surfaces réfléchissantes. Pour ces raisons, je souhaite étudier les nuages et leurs propriétés dans ces régions, suivant trois axes.

Nébulosité et précipitations polaires. Les précipitations sont très mal documentées en régions polaires. Les observations de la Global Precipitation Mission s'arrêtent à 65° de latitude et ne couvrent donc pas ces régions. Par ailleurs, ces observations passives ont du mal à distinguer les précipitations (souvent solides aux températures polaires) de la surface. Récemment, une climatologie de précipitations a pu être construite à partir des observations du radar CloudSat (Palerm et al., 2014). J'envisage de confronter cette climatologie aux observations nuageuses provenant de CALIPSO, afin de caractériser plus finement les précipitations endémiques aux régions polaires (glace « diamond dust », neige soufflée) pour mieux les distinguer des nuages, puis d'étendre cette étude au couplage des mesures radar et lidar d'Earth-CARE (Sect. 5.1). Par ailleurs, nous étudions actuellement, dans le cadre de la thèse d'A. Lacour (soutenance fin 2016), la distribution spatiotemporelle au-dessus du Groenland de nuages bas dont l'opacité se situe dans un intervalle particulier, leur permettant de réchauffer la surface de façon significative (2° - 3°C) par effet radiatif, ce qui dans certaines conditions de température déclenche la fonte de la glace surfacique. Il serait utile d'étendre cette étude à l'ensemble des régions polaires affectées par la fonte (banquise Arctique, calotte Antarctique) et confronter les résultats à des mesures de gain et de perte de glace provenant de capteurs altimétriques lidar tels que ICESat-2 (Sect. 5.1) et de salinité océanique. Ces études sont particulièrement importantes alors que nos modèles climatiques n'ont pas su prévoir les importantes anomalies de surfaces glacées observées en Arctique en 2016.

PSC et nuages stratosphériques. Les nuages stratosphériques polaires (PSC) jouent un rôle important dans la redistribution verticale des espèces chimiques stratosphériques, et entraîne notamment sa dénitrification.

Durant l'hiver polaire, l'inversion de température à la tropopause s'aplanit et on observe alors une fusion entre PSC et systèmes nuageux troposphériques. Je souhaiterais étudier le transfert vertical (notamment de cristaux nitreux, mais aussi de glace) d'une région vers l'autre autour de la tropopause, en confrontant des cas d'études observés par lidar spatial à des modélisations méso-échelles appropriées. Ces études pourraient bénéficier des efforts d'intégration de processus de nucléation de cristaux proches de la TTL (voir plus haut), dont les conditions d'activation s'approchent de celles de la stratosphère polaire. Par ailleurs, je souhaite planifier la conception algorithmique d'un processeur dédié aux PSC tirant parti des innovations technologiques de ATLID/EarthCARE (355nm/HSRL) et MESCAL (355/532/1064nm). Une telle conception tirerait directement parti, d'une part, d'observations lidar synthétiques, simulées à 355nm et HSRL en présence de particules de PSC (collaboration prévue avec le LAMP). D'autre part, il serait utile d'identifier des sources potentielles de mesures existantes de PSC par des lidars sol aux propriétés similaires à celles d'ATLID et de MESCAL, par exemple les mesures tri-longueurs d'onde du site d'ALOMAR en Norvège (Arctic Lidar Observatory for Middle Atmosphere Research, 69°N, 16°E) avec qui la communauté française est connectée par le biais d'EECLAT. Cette double approche permettra de rapidement évaluer l'apport potentiel de ces innovations pour progresser dans la spéciation de ces nuages par l'observation et dans la compréhension des conditions déclenchant les processus microphysiques de nucléation et de croissance des particules qui pilotent la formation des PSC.

LA COUCHE LIMITE SUBTROPICALE

Pour finir, je souhaiterais étudier la fréquence et la distribution spatiotemporelle des nuages de couche limite subtropicale, dont la faible extension horizontale les rend difficile d'accès à la plupart des observations spatiales et entraîne leur mauvaise représentation dans les modèles de climat. Pour cela, je compte dans un premier temps mettre au point des diagnostics observationnels basés sur la mission CALIPSO, dont la résolution horizontale fine reste malgré tout insuffisante pour caractériser pleinement ces nuages. Par la suite, je compte donc adapter les diagnostics aux observations de lidar à haute résolution horizontale (EarthCARE) ou à fréquence de tir élevée (CATS, IceSAT-2). Les heures locales de passage non-uniforme de CATS pourront être mises à profit pour décrire le cycle diurne de ces nuages qui, proches de la surface, subissent fortement l'influence de sa température pilotée par l'angle solaire. Ces travaux demanderont probablement l'apprentissage de nouvelles approches de traitement du signal. Les résultats obtenus pourront être confrontés à des sorties de modèles de méso-échelle, et servir à évaluer si la présence de ces nuages est correctement représentée dans les modèles de climat. Je reconnais qu'il est difficile de considérer l'intégralité de ces nuages comme des nuages froids. L'altitude de transition de phase entre leur sommet (constitué de glace, et donc "froid") et la base (constituée de liquide) resterait tout de même dans le thème, et pourrait s'avérer un diagnostic sensible au changement climatique.

5.4 Résumé

Dans ce chapitre, j'ai tenté d'esquisser le panorama des systèmes lidar spatiaux en fonctionnement, à venir et en cours de conception, dont pourrait bénéficier l'étude des nuages, de leurs propriétés micro et macrophysiques, et de leur évolution globale dans un contexte de changement climatique. J'y suggère également plusieurs pistes de recherches possibles pour les années à venir concernant les nuages froids de l'océan Austral à la stratosphère polaire, exploitant les innovations technologiques des instruments à venir et la disponibilité de multiples jeux de données.

Cependant, rappelons que la cohérence d'une trajectoire de recherche, comme celle que le présent document tente maladroitement de faire émerger, est une illusion trompeuse, qui se forge *a posteriori* dans le but d'éviter à l'éventuel lecteur les innombrables fausses pistes dans lesquelles nos efforts se fourvoient gaiement. Il n'est alors pas inutile de rappeler qu'il n'est pas vraiment possible de prédire aujourd'hui quelles découvertes et quelles pistes de recherche inattendues vont éclore de l'exploration (naïve ou non) de toutes ces nouvelles observations, de l'opportune juxtaposition de deux grandeurs jusque-là étrangères l'une à l'autre, de l'utilisation d'une représentation graphique nouvelle, de la fusion de multiples jeux de mesures réconciliés.

Si cette approche inductive, qui trouvera toujours son point de départ dans l'observation attentive - qu'elle soit du monde, ou des sorties de modèle - complique sans aucun doute nos efforts de planification, l'adopter en pleine conscience pourrait permettre, sait-on jamais, d'aborder l'inconnu sans inquiétude. Après, chacun fait comme il le sent.

RÉFÉRENCES

- Asrar G, S. Bony, O. Boucher, A. Busalacchi, A. Cazenave, M. Dowell, G. Flato, G. Hegerl, E. Källén, T. Nakajima, A. Ratier, R. Saunders, J. Slingo, B.-J. Sohn, J. Schmetz, B. Stevens, P. Zhang, and F. Zwiers, 2015: Climate Symposium 2014: Findings and Recommendations. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 96, ES145–ES147, doi: 10.1175/BAMS-D-15-00003.1.
- Atlas, D., Z. Wang, and D. P. Duda (2006), Contrails to Cirrus - Morphology, Microphysics, and Radiative Properties, *J. Appl. Met. Clim.*, 45, 5–19.
- Baran, A. J., 2009: A review of the light scattering properties of cirrus. *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*, 110 (14–16), 1239–1260, doi:10.1016/j.jqsrt.2009.02.026.
- Bodas-Salcedo, A., and Coauthors, 2011: COSP: Satellite simulation software for model assessment. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 92, 1023–1043. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/2011BAMS2856.1>
- Bony, S., and J.-L. Dufresne (2005), Marine boundary layer clouds at the heart of tropical cloud feedback uncertainties in climate models, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L20806, doi:10.1029/2005GL023851.
- Bony, S., Stevens, B., Frierson, D. M. W., Jakob, C., Kageyama, M., Pincus, R., et al. (2015). Clouds, circulation and climate sensitivity. *Nature Geoscience*, 8(4), 261–268. <http://doi.org/10.1038/ngeo2398>
- Breon, F.-M., & Dubrulle, B. (2004). Horizontally Oriented Plates in Clouds. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 61, 2888–2898.
- Browell, E. V., Butler, C., Ismail, S., Fenn, M., Kooi, S., Carter, A., et al. (1990). Airborne lidar observations in the wintertime arctic stratosphere: polar stratospheric clouds. *Geophysical Research Letters*, 17, 385–388.
- Buehler SA, Jimenez C, Evans KF, Rydberg B, Eriksson P, Heymsfield AJ, et al. A concept for a satellite mission to measure cloud ice water path and ice particle size. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 2007;133:109–28.
- Césana, G., and H. Chepfer (2012), How well do climate models simulate cloud vertical structure? A comparison between CALIPSO-GOCCP satellite observations and CMIP5 models, *Geophys. Res. Lett.*, 39(20), L20803, doi:10.1029/2012GL053153.
- Césana, G., and H. Chepfer (2013), Evaluation of the cloud thermodynamic phase in a climate model using CALIPSO-GOCCP, *J. Geophys. Res.*, 118(14), 7922–7937, doi:10.1002/jgrd.50376.
- Césana, G., D. E. Waliser, X. Jiang, and J.-L. F. Li (2015), Multimodel evaluation of cloud phase transition using satellite and reanalysis data, *J. Geophys. Res.*, 1–23, doi:10.1002/2014JD022932.
- Césana, G., H. Chepfer, D. M. Winker, B. Getzewich, X. Cai, O. Jourdan, G. Mioche, H. Okamoto, Y. Hagihara, V. Noel and M. Reverdy (2016), Using in situ airborne measurements to evaluate three cloud phase products derived from CALIPSO, *J. Geophys. Res.*, 121(1), 5788–5808, doi:10.1002/2015JD024334.
- Césana, G. and D. E. Waliser (2016) : Characterizing and understanding systematic biases in the vertical structure of clouds in CMIP5/CFMIP2 models. *Geophys. Res. Lett.* doi:10.1002/2016GL070515
- Chang, F.-L., P. Minnis, J. K. Ayers, M. J. McGill, R. Palikonda, D. A. Spangenberg, W. L. Smith Jr., and C. R. Yost, 2010: Evaluation of satellite-based upper troposphere cloud top height retrievals in multilayer cloud conditions during TC4, *J. Geophys. Res.*, 115, D00J05, doi:10.1029/2009JD013305

- Chanin, M.-L., A. Hauchecorne, C. Malique, D. Nedeljkovic, J.-E. Blamont, M. Desbois, G. Tulinov, V. Melnikov, 1999: First results of the ALISSA lidar on board the MIR platform. C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la terre et des planetes / Earth & Planetary Sciences 1999.328.359-366
- Chepfer, H., M. Chiriaco, R. Vautard, and J. Spinhirne (2007), Evaluation of MM5 Optically Thin Clouds over Europe in Fall Using ICESat Lidar Spaceborne Observations, MWRv, 135, 2737, doi:10.1175/MWR3413.1.
- Chepfer, H., S. Bony, D. Winker, M. Chiriaco, J.-L. Dufresne, and G. seze (2008), Use of CALIPSO lidar observations to evaluate the cloudiness simulated by a climate model, Geophys. Res. Lett., 35(1), 15704, doi: 10.1029/2008GL034207.
- Chepfer, H., & Noel, V. (2009). A tropical “NAT-like” belt observed from space. Geophysical Research Letters, 36(3), L03813. doi:10.1029/2008GL036289
- Chepfer, H., S. Bony, D. Winker, G. Césana, J.-L. Dufresne, P. Minnis, C. Stubenrauch, and C. Zeng (2010), The GCM-Oriented CALIPSO Cloud Product (CALIPSO-GOCCP), J. Geophys. Res., 115, D00H16.
- Chepfer, H., Noel, V., Winker, D., & Chiriaco, M. (2014). Where and when will we observe cloud changes due to climate warming? Geophysical Research Letters, 41(23), 8387–8395. <http://doi.org/10.1002/2014GL061792>
- Chiriaco M., S. Bastin, P. Yiou, M. Haeffelin, J.-C. Dupont, L. Klenov, M. Stéfanon, 2014: European heat-wave in July 2006 : observations and modelling showing how local processes amplify conducive large-scale conditions. Geophys. Res. Let., 41 issue 15, 5644 – 5652.
- Cole, B. H., Yang, P., Baum, B. A., Riedi, J., and C.-Labonnote, L.: Ice particle habit and surface roughness derived from PARASOL polarization measurements, Atmos. Chem. Phys., 14, 3739-3750, doi:10.5194/acp-14-3739-2014, 2014.
- Corti, T., et al. (2008), Unprecedented evidence for deep convection hydrating the tropical stratosphere, Geophys. Res. Lett., 35, L10810, doi:10.1029/2008GL033641.
- Coyle D. B. ; P. R. Stysley ; D. Poullos ; G. B. Clarke and R. B. Kay (2015) : Laser transmitter development for NASA's Global Ecosystem Dynamics Investigation (GEDI) lidar, Proc. SPIE 9612, Lidar Remote Sensing for Environmental Monitoring XV, 961208 (September 1, 2015); doi:10.1117/12.2191569
- David, C., Bekki, S., Godin, S., Mégie, G., & Chipperfield, M. (1998). Polar Stratospheric Clouds climatology over Dumont d'Urville between 1989 and 1993 and the influence of volcanic aerosols on their formation. Journal of Geophysical Research, 103, 22163–22180.
- David, C., Bekki, S., Berdunov, N., Marchand, M., Snels, M., & Mégie, G. (2005). Classification and scales of Antarctic polar stratospheric clouds using wavelet decomposition. Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics, 67(3), 293–300.
- Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A. J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M. A., Balsamo, G., Bauer, P., Bechtold, P., Beljaars, A. C. M., van de Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Delsol, C., Dragani, R., Fuentes, M., Geer, A. J., Haimberger, L., Healy, S. B., Hersbach, H., Holm, E. V., Isaksen, I., Kallberg, P., Kohler, M., Matricardi, M., McNally, A. P., Monge-Sanz, B. M., Morcrette, J.-J., Park, B.-K., Peubey, C., de Rosnay, P., Tavolato, C., Thepaut, J.-N., and Vitart, F.: The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system, Q. J. Roy. Meteorol. Soc., 137, 553– 597, 2011.

- Delanoë, J., and R. J. Hogan, 2010: Combined CloudSat-CALIPSO-MODIS retrievals of the properties of ice clouds. *J. Geophys. Res.*, 115, D00H29, doi:10.1029/2009JD012346
- Deschamps, P. Y., F. M. Breon, M. Leroy, A. Podaire, A. Brickaud, J. C. Buriez, and G. Seze, 1994: The POLDER mission: Instrument characteristics and scientific objectives. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 32, 598–615.
- Dessler, A. E., S. P. Palm, and J. D. Spinhirne (2006), Tropical cloud-top height distributions revealed by the Ice, Cloud, and Land Elevation Satellite (ICESat)/Geoscience Laser Altimeter System (GLAS), *J. Geophys. Res.*, 111(D12), D12215, doi:10.1029/2005JD006705.
- Dessler, A. E., and K. Minschwaner (2007), An analysis of the regulation of tropical tropospheric water vapor, *J. Geophys. Res.*, 112, D10120, doi:10.1029/2006JD007683.
- Donovan, D. P., H. Klein Baltink, J. S. Henzing, S. R. de Roode, and A. P. Siebesma (2015), A depolarisation lidar-based method for the determination of liquid-cloud microphysical properties, *Atmos. Meas. Tech.*, 8(1), 237–266, doi:10.5194/amt-8-237-2015.
- Dufresne, J.-L., & Bony, S. (2008). An assessment of the primary sources of spread of global warming estimates from coupled atmosphere-ocean models. *J. Clim.*, 21, 5136–5144.
- Dupont, J. C., M. Haeffelin, Y. Morille, V. Noel, P. Keckhut, D. Winker, J. Comstock, P. Chervet, and A. Roblin (2010), Macrophysical and optical properties of midlatitude cirrus clouds from four ground-based lidars and collocated CALIOP observations, *J. Geophys. Res.*, 115, D00H24–15, doi:10.1029/2009JD011943.
- FLAMANT, P., J. CUESTA, M.-L. DENNEULIN, A. DABAS, and D. HUBER (2008), ADM-Aeolus retrieval algorithms for aerosol and cloud products, *Tellus A*, 60(2), 273–288, doi:10.1111/j.1600-0870.2007.00287.x.
- Fu, Q. 2007: A new parameterization of an asymmetry factor of cirrus clouds for climate models. *J. Atmos. Sci.*, 64, 4140–4150, doi:10.1175/2007JAS2289.1.
- Garrett T. J., Gerber, H., Baumgardner, D. G., Twohy, C. H., and Weinstock, E. M.: Small, highly reflective ice crystals in low-latitude cirrus, *Geophys. Res. Lett.*, 30, doi:10.1029/2003GL018153, 2003.
- Gettelman, A., and D. E. Kinnison (2007), The global impact of supersaturation in a coupled chemistry–climate model, *Atmos. Chem. Phys.*, 7, 1629–1643, doi:10.5194/acp-7-1629-2007.
- Godin, S., Mégie, G., David, C., Haner, D., Flesia, C., and Emery, Y., 1994: Airborne lidar observation of mountain-wave-induced Polar stratospheric clouds during EASOE, *Geophys. Res. Lett.* 21(13), 1335–1338.
- Guzman R., H. Chepfer, V. Noel, T. Vaillant de Guélis, J. E. Kay, P. Raberanto, G. Césana, M. A. Vaughan, and D. M. Winker, 2016: Direct atmosphere opacity observations from CALIPSO provide new constraints on cloud-radiation interactions. Proposed for publication in *J. Geophys. Res.*, *in review*
- Haeffelin, M., Barthes, L., Bock, O., Boitel, C., Bony, S., Bouniol, D., et al. (2005). SIRTa, a ground-based atmospheric observatory for cloud and aerosol research. *Annales Geophysicae*, 23(2), 253–275. doi:10.5194/angeo-23-253-2005
- Hamill, P., Turco, R. P., & Toon, O. B. (1988). On the growth of nitric and sulfuric acid aerosol particles under stratospheric conditions. *Journal of Atmospheric Chemistry* (ISSN 0167-7764), 7, 287–315.
- Heymsfield, A. J., D. Baumgardner, P. J. Demott, P. M. Forster, K. M. Gierens, and B. Kärcher (2010), Contrail Microphysics, *Bull. Am. Met. Soc.*, 91(4), 465–472, doi:10.1175/2009BAMS2839.1.

- Heymsfield, A. J., C. Schmitt, and A. Bansemer (2013), Ice cloud particle size distributions and pressure-dependent terminal velocities from in situ observations at temperatures from 0 to -86°C , *J. Atmos. Sci.*, 70(12), 4123–4154.
- Hoareau, C., P. Keckhut, V. Noel, H. Chepfer, and J. L. Baray (2013), A decadal cirrus clouds climatology from ground-based and spaceborne lidars above the south of France (43.9°N – 5.7°E), *Atmos. Chem. Phys.*, 13(14), 6951–6963, doi:10.5194/acp-13-6951-2013.
- Hoareau, C., V. Noel, H. Chepfer, J. Vidot, M. Chiriaco, S. Bastin, M. Reverdy and G. Cesana (2016), Remote sensing ice supersaturation inside and near cirrus clouds: a case study in the subtropics. *Atmos. Sci. Lett.*, accepted.
- Holz, R. E., S. A. Ackerman, F. W. Nagle, R. Frey, S. Dutcher, R. E. Kuehn, M. A. Vaughan, and B. Baum, 2008: Global Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) cloud detection and height evaluation using CALIOP, *J. Geophys. Res.*, 113, D00A19, doi:10.1029/2008JD009837
- Holz, R. E., Platnick, S., Meyer, K., Vaughan, M., Heidinger, A., Yang, P., Wind, G., Dutcher, S., Ackerman, S., Amarasinghe, N., Nagle, F., and Wang, C.: Resolving ice cloud optical thickness biases between CALIOP and MODIS using infrared retrievals, *Atmos. Chem. Phys.*, 16, 5075–5090, doi:10.5194/acp-16-5075-2016, 2016.
- Hong, G., P. Yang, B.-C. Gao, B. A. Baum, Y. X. Hu, M. D. King, and S. Platnick (2007), High Cloud Properties from Three Years of MODIS Terra and Aqua Collection-4 Data over the Tropics, *J. Appl. Met. Clim.*, 46(11), 1840–1856, doi:10.1175/2007JAMC1583.1.
- Hu, Y., Z. Liu, D. Winker, M. Vaughan, V. Noel, L. R. Bissonnette, G. Roy, and M. McGill (2006), Simple relation between lidar multiple scattering and depolarization for water clouds, *Opt. Lett.*, 31(12), 1809–1811, doi:10.1364/OL.31.001809.
- Hu, Y., M. Vaughan, Z. Liu, B. Lin, P. Yang, D. Flittner, B. Hunt, R. Kuehn, J. Huang, D. Wu, S. Rodier, K. Powell, C. Trepte and D. M. Winker (2007), The depolarization - attenuated backscatter relation: CALIPSO lidar measurements vs. theory, *Opt. Express*, 15(9), 79700.
- Hunt, W. H., D. M. Winker, M. A. Vaughan, K. A. Powell, P. L. Luckner, and C. Weimer (2009), CALIPSO Lidar Description and Performance Assessment, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 26(7), 1214–1228, doi: 10.1175/2009JTECHA1223.1.
- James, R. and Legras, B.: Mixing processes and exchanges in the tropical and the subtropical UT/LS, *Atmos. Chem. Phys.*, 9, 25– 38, doi:10.5194/acp-9-25-2009, 2009.
- Järvinen, E., M. Schnaiter, G. Mioche, O. Jourdan, V. Shcherbakov, A. Costa, A. Afchine, M. Krämer, F. Heidelberg, T. Jurkat, C. Voigt, H. Schlager, L. Nichman, M. Gallagher, E. Hirst, C. Schmitt, A. Bansemer, A. Heymsfield, P. Lawson, U. Tricoli, K. Pfeilsticker, P. Vochezer, O. Möhler, and T. Leisner, 2016: Quasi-Spherical Ice in Convective Clouds. *J. Atmos. Sci.*, 73, 3885–3910, doi: 10.1175/JAS-D-15-0365.1.
- Jensen E. J., Starr, D., and Toon, O. B.: Mission investigates tropical cirrus clouds. *EOS*, 85, 45–50, 2004.
- Kato, S., Sun–Mack, S., Miller, W. F., Rose, F. G., Chen, Y., Minnis, P. and Wielicki, B. A., 2010. Relationships among cloud occurrence frequency, overlap, and effective thickness derived from CALIPSO and CloudSat merged cloud vertical profiles. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 115(D4).
- Karcher, B., U. Burkhardt, S. Unterstrasser, and P. Minnis (2009), Factors controlling contrail cirrus optical depth, *Atmos. Chem. Phys.*, 9, 6229–6254.

- Koren, I., Oreopoulos, L., Feingold, G., Remer, L. A., and Altaratz, O.: How small is a small cloud?, *Atmos. Chem. Phys.*, 8, 3855–3864, doi:10.5194/acp-8-3855-2008, 2008
- Krämer, M., et al. (2009), Ice supersaturations and cirrus cloud crystal numbers, *Atmos. Chem. Phys.*, 9, 3505–3522, doi:10.5194/acp-9-3505- 2009.
- Lange R. ; M. J. Endemann ; W. Reiland ; R. Krawczyk and B. Hofer, 1991: ATLID: the first preoperational ATmospheric LIDar for the European polar platform, *Proc. SPIE 1492, Earth and Atmospheric Remote Sensing*, 24 (September 1, 1991); doi:10.1117/12.45830
- Levelt, P.F., E. Hilsenrath, G.W. Leppelmeier, G.H.J. van den Oord, P.K. Bhartia, J. Tamminen, J.F. de Haan en J.P. Veefkind, Science Objectives of the Ozone Monitoring Instrument, *IEEE Trans. Geo. Rem. Sens.*, 2006, Vol. 44, No. 5, 1199–1208, doi:10.1109/TGRS.2006.872336.
- Liou, K. N., Y. Takano, P. Yang, and Y. Gu (2002), Radiative transfer in cirrus clouds: Light scattering and spectral information, in *Cirrus*, edited by D. Lynch et al., pp. 265–296, Oxford Univ. Press, New York.
- Lohmann, U., and E. Roeckner (1995), Influence of cirrus cloud radiative forcing on climate and climate sensitivity in a general circulation model, *J. Geophys. Res.*, 100(D8), 16305–16323, doi:10.1029/95JD01383.
- McGill M. J., Hlavka, D. L., Hart, W. D., Spinhirne, J. D., Scott, V. S. and Schmid, B.: The Cloud Physics Lidar: Instrument description and initial measurement results. *Applied Optics*, 41, 3725– 3734, 2002.
- Martins, E., Noel, V., & Chepfer, H. (2011). Properties of cirrus and subvisible cirrus from nighttime Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization (CALIOP), related to atmospheric dynamics and water vapor. *Journal of Geophysical Research*, 116(D2). doi:10.1029/2010JD014519
- Marvel, K., M. Zelinka, S.A. Klein, C. Bonfils, P. Caldwell, C. Doutriaux, B.D. Santer, and K.E. Taylor, 2015: External influences on modeled and observed cloud trends. *J. Climate*, 28, no. 12, 4820–4840, doi:10.1175/JCLI-D-14-00734.1.
- Masuda, K., and H. Ishimoto (2004), Influence of particle orientation on retrieving cirrus cloud properties by use of total and polarized reflectances from satellite measurements, *JQSRT*, 85, 183–193.
- Mei L. and M. Brydegaard, "Atmospheric aerosol monitoring by an elastic Scheimpflug lidar system," *Opt. Express* 23, A1613-A1628 (2015)
- Naud, C., A. D. del Genio, M. Haefelin, Y. Morille, V. Noel, J.-C. Dupont, D. Turner, C. Lo, and J. M. Comstock (2010), Thermodynamic phase profiles of optically thin midlatitude clouds and their relation to temperature, *J. Geophys. Res.*, 115, D11202.
- Noel, V., Chepfer, H., Ledanois, G., & Flamant, P. (2001). Computation of a single-scattering matrix for nonspherical particles randomly or horizontally oriented in space. *Applied Optics*, 40, 4365–4375.
- Noel, V. (2002), Etude des propriétés optiques et radiatives des cirrus par télédétection active : apport des observations polarisées, Univ. Paris 7 - Denis Diderot.
- Noel, V., Chepfer, H., Ledanois, G., Delaval, A., & Flamant, P. (2002a). Classification of particle shape ratios in cirrus clouds based on the lidar depolarization ratio. *Applied Optics*, 41, 4245–4257.
- Noel, V., Roy, G., Bissonnette, L., Chepfer, H., & Flamant, P. (2002b). Analysis of ice clouds lidar measurements at multiple incidence angles. *Geophysical Research Letters*, 29, 52–1 – 52–4.

- Noel, V., & Chepfer, H. (2004). Study of Ice Crystal Orientation in Cirrus Clouds Based on Satellite Polarized Radiance Measurements. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 61(16), 2073–2081. doi: 10.1175/1520-0469(2004)061<2073:SOICOI>2.0.CO;2
- Noel, V., D. Winker, M. McGill, and P. Lawson (2004), Classification of particle shapes from lidar depolarization ratio in convective ice clouds compared to in situ observations during CRYSTAL-FACE, *J. Geophys. Res.*, 109, D24213.
- Noel, V., & Sassen, K. (2005). Study of Planar Ice Crystal Orientations in Ice Clouds from Scanning Polarization Lidar Observations. *Journal of Applied Meteorology*, 44(5), 653–664. doi:10.1175/JAM2223.1
- Noel, V., Chepfer, H., Haeffelin, M., & 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(1), 2978–2991. doi:10.1175/JAS3767.1
- Noel, V., and M. Haeffelin (2007), Midlatitude Cirrus Clouds and Multiple Tropopauses from a 2002–2006 Climatology over the SIRTa observatory, *J. Geophys. Res.*, 112, D13206.
- Noel, V., D. M. Winker, T. J. Garrett, and M. McGill (2007), Extinction coefficients retrieved in deep tropical ice clouds from lidar observations using a CALIPSO-like algorithm compared to in-situ measurements from the cloud integrating nephelometer during CRYSTAL-FACE, *Atmos. Chem. Phys.*, 7(5), 1415–1422.
- Noel, V., Hertzog, A., Chepfer, H., & Winker, D. (2008). Polar Stratospheric Clouds over Antarctica from the CALIPSO spaceborne lidar. *Journal of Geophysical Research*, 113, D02205.
- Noel, V., Hertzog, A., & Chepfer, H. (2009). CALIPSO observations of wave-induced PSCs with near-unity optical depth over Antarctica in 2006–2007. *Journal of Geophysical Research*, 114, D05202.
- Noel, V., & Chepfer, H. (2009). Reply to comment by Poole et al. on a tropical NAT-like belt observed from space. *Geophysical Research Letters*, 36, L20804. doi:10.1029/2009GL039689
- Noel, V., & Chepfer, H. (2010). A global view of horizontally oriented crystals in ice clouds from Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observation (CALIPSO). *Journal of Geophysical Research*, 115(6). doi:10.1029/2009JD012365
- Noel, V., H. Chepfer, and C. Stubenrauch (2012), CALIPSO, des cristaux dans le ciel, *La Meteorologie*, 77, 1–7.
- Noel, V., & Pitts, M. C. (2012). Gravity wave events from mesoscale simulations, compared to polar stratospheric clouds observed from spaceborne lidar over the Antarctic Peninsula. *Journal of Geophysical Research*, 117. doi:10.1029/2011JD017318
- Noel, V., Chepfer, H., Hoareau, C., Reverdy, M. and Césana, G., 2014: Effect of solar activity on noise in CALIOP profiles above the South Atlantic Anomaly, *Atmos. Meas. Tech.* 7, 1597–1603, doi: 10.5194/amt-7-1597-2014
- Norman G. Loeb, Bruce A. Wielicki, David R. Doelling, G. Louis Smith, Dennis F. Keyes, Seiji Kato, Natividad Manalo-Smith, and Takmeng Wong, 2009: Toward Optimal Closure of the Earth's Top-of-Atmosphere Radiation Budget. *J. Climate*, 22, 748–766
- Norris, J. R., R. J. Allen, A. T. Evan, M. D. Zelinka, C. W. O'Dell, and S. A. Klein (2016), Evidence for climate change in the satellite cloud record, *Nature*, 536(7614), 72–75, doi:10.1038/nature18273.

- Omar, A., and B. Gardiner (2001), Observations by the Lidar In-Space Technology Experiment (LITE) of high-altitude cirrus clouds over the equator in regions exhibiting extremely cold temperatures, *J. Geophys. Res.*, 106(D1), 1227–1236.
- Omar, A. et al. (2009), The CALIPSO automated aerosol classification and lidar ratio selection algorithm, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 26, 1994–2014.
- Phojanamongkolkij, N., Kato, S., Wielicki, B. A., Taylor, P. C., & Mlynchak, M. G. (2014). A Comparison of Climate Signal Trend Detection Uncertainty Analysis Methods. *Journal of Climate*, 27(9), 3363–3376. <http://doi.org/10.1175/JCLI-D-13-00400.1>
- Pincus, R., S. Platnick, S. A. Ackerman, R. S. Hemler, and R. J. Patrick Hofmann (2012), Reconciling Simulated and Observed Views of Clouds: MODIS, ISCCP, and the Limits of Instrument Simulators, *J. Climate*, 25(13), 4699–4720, doi:10.1175/JCLI-D-11-00267.1.
- Pissot, I. and Legras, B.: Turbulent vertical diffusivity in the sub-tropical stratosphere, *Atmos. Chem. Phys.*, 8, 697–707, doi:10.5194/acp-8-697-2008, 2008.
- Pitts, M. C., Thomason, L. W., Poole, L. R., & Winker, D. M. (2007). Characterization of Polar Stratospheric Clouds with spaceborne lidar: CALIPSO and the 2006 Antarctic season. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 7(19), 5207–5228. <http://doi.org/10.5194/acp-7-5207-2007>
- Pitts, M. C., Poole, L. R., Dornbrack, A., & Thomason, L. W. (2011). The 2009–2010 Arctic polar stratospheric cloud season: a CALIPSO perspective. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 11(5), 2161–2177. <http://doi.org/10.5194/acp-11-2161-2011>
- Poole, L. R., & McCormick, P. (1988). Airborne lidar observations of arctic polar stratospheric clouds: indications of two distinct growth stages. *Geophysical Research Letters*, 15, 21–23.
- Poole, L. R., G. KENT, M. P. McCormick, W. H. Hunt, M. OSBORN, S. SCHAFFNER, and M. C. Pitts (1990), DUAL-POLARIZATION AIRBORNE LIDAR OBSERVATIONS OF POLAR STRATOSPHERIC CLOUD EVOLUTION, *Geophys. Res. Lett.*, 17, 389–392.
- Randel, W. J., and E. J. Jensen (2013), Physical processes in the tropical tropopause layer and their roles in a changing climate, *Nat. Geosci.*, 6(3), 169–176, doi:10.1038/ngeo1733.
- Reverdy, M., Noel, V., Chepfer, H., & Legras, B. (2012). On the origin of subvisible cirrus clouds in the tropical upper troposphere. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 12(24), 12081–12101. doi:10.5194/acp-12-12081-2012
- Riahi, K., Rao, S., Krey, V. et al. *Climatic Change* (2011) 109: 33. doi:10.1007/s10584-011-0149-y
- Roca R, Brogniez H, Chambon P, Chomette O, Cloché S, Gosset ME, Mahfouf J-F, Raberanto P and Viltard N (2015) The Megha-Tropiques mission: a review after three years in orbit. *Front. Earth Sci.* 3:17. doi: 10.3389/feart.2015.00017
- Rossow, W. B. (1989), Measuring Cloud Properties from Space: A Review, *J. Climate*, 2(3), 201–213.
- Rossow, W. B., G. Tselioudis, A. Polak, and C. Jakob (2005), Tropical climate described as a distribution of weather states indicated by distinct mesoscale cloud property mixtures, *Geophys. Res. Lett.*, 32(21), L21812–4.
- Sherwood, S., Minnis, P., & McGill, M. (2004). Deep convective cloud-top heights and their thermodynamic control during CRYSTAL-FACE. *Journal of Geophysical Research*, 109, D20119.

- Spinhirne, J., S. Palm, W. Hart, D. Hlavka, and E. Welton (2005), Cloud and aerosol measurements from GLAS: Overview and initial results, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L22S03.
- Spinhirne, J., Palm, S., & Hart, W. (2005). Antarctica cloud cover for October 2003 from GLAS satellite lidar profiling. *Geophysical Research Letters*, 32, L22S05.
- Sassen, K. (1991). The Polarization Lidar Technique for Cloud Research: A Review and Current Assessment. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 72(12), 1848–1866. doi: 10.1175/1520-0477(1991)072<1848:TPLTFC>2.0.CO;2
- Sassen, K., and J. Campbell (2001), A midlatitude cirrus cloud climatology from the Facility for Atmospheric Remote Sensing. Part I: Macrophysical and synoptic properties, *J. Atmos. Sci.*, 58, 481–496, doi:10.1175/1520-0469(2001)058<0481:AMCCCF>2.0.CO;2.
- Sassen, K., & Zhu, J. (2009). A global survey of CALIPSO linear depolarization ratios in ice clouds: Initial findings. *Journal of Geophysical Research*, 114, D00H07.
- Sassen, K., Kayetha, V. K., & Zhu, J. (2012). Ice cloud depolarization for nadir and off-nadir CALIPSO measurements. *Geophysical Research Letters*, 39(20). doi:10.1029/2012GL053116
- Scheuer, E., J. E. Dibb, C. Twohy, D. C. Rogers, A. J. Heymsfield, and A. Bansemer (2010), Evidence of nitric acid uptake in warm cirrus anvil clouds during the NASA TC4 campaign, *J. Geophys. Res.*, 115, D00J03, doi:10.1029/2009JD012716.
- Skamarock, W. C., Klemp, J. B., Dudhia, J., Gill, D. O., Barker, D. M., Wang, W., & Powers, J. G. (2005). A description of the advanced research WRF version 2 (No. NCAR/TN-468+STR) (pp. 1–100). NCAR.
- Spang, R., J. Remedios, S. Tilmes, and M. Riese (2005), MIPAS observation of polar stratospheric clouds in the Arctic 2002/2003 and Antarctic 2003 winters, *Adv. Space. Res.*, 36, 868–878.
- Stephens, G., S. Tsay, P. Stackhouse, and P. Flatau, 1990: The Relevance of the Microphysical and Radiative Properties of Cirrus Clouds to Climate and Climatic Feedback. *J. Atmos. Sci.*, 47, 1742–1754, doi: 10.1175/1520-0469(1990)047<1742:TROTMA>2.0.CO;2.
- Stoffelen, A., Pailleux, J., Kallen, E., Vaughan, J. M., Isaksen, I. and co-authors. 2005. The atmospheric dynamics mission for global wind measurement. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* 86, 73–87.
- Stohl, A., Forster, C., Frank, A., Seibert, P., and Wotawa, G.: Technical note: The Lagrangian particle dispersion model FLEXPART version 6.2, *Atmos. Chem. Phys.*, 5, 2461–2474, doi:10.5194/acp-5-2461-2005, 2005.
- Stubenrauch, C. J., Rossow, W. B., Kinne, S., Ackerman, S., Césana, G., Chepfer, H., 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. doi:10.1175/BAMS-D-12-00117.1
- Stysley P. R., D. B. Coyle, R. B. Kay, R. Frederickson, D. Poullos, K. Cory, G. Clarke (2015): Long-term performance of the High Output Maximum Efficiency Resonator (HOMER) for NASA's Global Ecosystem Dynamics Investigation (GEDI) lidar. *Optics & Laser Technology* 68, 67–72, doi:10.1016/j.optlastec.2014.11.001
- Takano, Y., and K. Liou (1989), Solar radiative transfer in cirrus clouds. Part II: Theory and computation of multiple scattering in an anisotropic medium, *J. Atmos. Sci.*, 46, 20–36, doi:10.1175/1520-0469(1989)046<0020:SRTICC>2.0.CO;2.

- Taylor, K. E., Stouffer, R. J., & Meehl, G. A. (2012). An Overview of CMIP5 and the Experiment Design. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 93(4), 485–498. doi:10.1175/BAMS-D-11-00094.1
- Terai, C. R., M. Zelinka, and S. A. Klein (2016), Constraining the low-cloud optical depth feedback at middle and high latitudes using satellite observations, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 121, 9696–9716, doi: 10.1002/2016JD025233.
- Toon, O. B., Hamill, P., Turco, R. P., & Pinto, J. (1986). Condensation of HNO₃ and HCl in the winter polar stratospheres. *Geophysical Research Letters*, 13(12), 1284–1287. <http://doi.org/10.1029/GL013i012p01284>
- Toon, O., Browell, E. V., Kinne, S., & Jordan, J. (1990). An analysis of lidar observations of polar stratospheric clouds. *Geophysical Research Letters*, 17, 393–396.
- Tzella, A., & Legras, B. (2011). A Lagrangian view of convective sources for transport of air across the Tropical Tropopause Layer: distribution, times and the radiative influence of clouds. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 11(23), 12517–12534. doi:10.5194/acp-11-12517-2011
- Ulanowski, Z., Kaye, P. H., Hirst, E., Greenaway, R. S., Cotton, R. J., Hesse, E., and Collier, C. T.: Incidence of rough and irregular atmospheric ice particles from Small Ice Detector 3 measurements, *Atmos. Chem. Phys.*, 14, 1649–1662, doi:10.5194/acp-14-1649-2014, 2014.
- Weatherhead, E. C., Reinsel, G. C., Tiao, G. C., Meng, X.-L., Choi, D., Cheang, W.-K., et al. (1998). Factors affecting the detection of trends: Statistical considerations and applications to environmental data. *Journal of Geophysical Research*, 103(D), 17–. <http://doi.org/10.1029/98JD00995>
- Wendisch, M., P. Pilewskie, J. Pommier, S. Howard, P. Yang, A. J. Heymsfield, C. G. Schmitt, D. Baumgardner, and B. Mayer (2005), Impact of cirrus crystal shape on solar spectral irradiance: A case study for subtropical cirrus, *J. Geophys. Res.*, 110, D03202, doi:10.1029/2004JD005294.
- Winker, D. M., M. A. Vaughan, A. Omar, Y. Hu, K. A. Powell, Z. Liu, W. H. Hunt, and S. A. Young (2009), Overview of the CALIPSO mission and CALIOP data processing algorithms, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 26, 2310–2323, doi:10.1175/2009JTECHA1281.1.
- Wu W., and G. M. McFarquhar, 2016: On the Impacts of Different Definitions of Maximum Dimension for Nonspherical Particles Recorded by 2D Imaging Probes. *J. of Atmos. and Ocean. Tech.* DOI: <http://dx.doi.org/10.1175/JTECH-D-15-0177.1>
- Wu, D. L., J. H. Jiang, W. G. Read, R. T. Austin, C. P. Davis, A. Lambert, G. L. Stephens, D. G. Vane, and J. W. Waters (2008), Validation of the Aura MLS cloud ice water content measurements, *J. Geophys. Res.*, 113, D15S10, doi:10.1029/2007JD008931.
- Wylie, D. P., D. L. Jackson, W. P. Menzel, and J. J. Bates (2005), Trends in global cloud cover in two decades of HIRS observations, *J. Clim.*, 18, 3021–3031, doi:10.1175/JCLI3461.1.
- Yang, P., X. Yong, D. Winker, J. Zhao, C. Hostetler, L. Poole, B. Baum, M. Mishchenko, and J. Reichardt (2003), Enhanced lidar backscattering by quasi-horizontally oriented ice crystals plates in cirrus clouds, *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*, 79, 1139–1157.
- Yi, B., P. Yang, B. Baum, T. L'Ecuyer, L. Oreopoulos, E. Mlawer, A. Heymsfield, and K. Liou, 2013: Influence of Ice Particle Surface Roughening on the Global Cloud Radiative Effect. *J. Atmos. Sci.*, 70, 2794–2807, doi: 10.1175/JAS-D-13-020.1.

- Yorks, J. E., M. J. McGill, V. S. Scott, S. W. Wake, A. Kupchock, D. L. Hlavka, W. D. Hart, and P. A. Selmer (2014), The Airborne Cloud–Aerosol Transport System: Overview and Description of the Instrument and Retrieval Algorithms, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 31(11), 2482–2497, doi:10.1175/JTECH-D-14-00044.1.
- Yorks, J. E., M. J. McGill, S. P. Palm, D. L. Hlavka, P. A. Selmer, E. P. Nowottnick, M. A. Vaughan, S. D. Rodier, and W. D. Hart (2016), An Overview of the CATS Level 1 Processing Algorithms and Data Products, *Geophys. Res. Lett.*, 1–23, doi:10.1002/2016GL068006.
- Yoshida, R., Y. Hagihara, and H. Ishimoto (2010), Global analysis of cloud phase and ice crystal orientation from Cloud–Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observation (CALIPSO) data using attenuated backscattering and depolarization ratio, *J. Geophys. Res.*, 115, doi:10.1029/2009JD012334.
- Yu A. W. ; M. A. Stephen ; S. X. Li ; G. B. Shaw ; A. Seas, et al., 2010 : Space laser transmitter development for ICESat-2 mission, *Proc. SPIE 7578, Solid State Lasers XIX: Technology and Devices*, 757809 (February 17, 2010); doi:10.1117/12.843342

ACRONYMES

ADM	Atmospheric Dynamic Mission
AIRS	Atmospheric InfraRed Sounder
ALADIN	Atmospheric Laser Doppler Instrument
ALISSA	Atmosphere par Lidar sur Saliout
ALOMAR	Arctic Lidar Observatory for Middle Atmosphere Research
AR5	Assessment Report 5
ATLID	ATmospheric LIDar
ATSR	Along Track Scanning Radiometers
CALIOP	Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization
CALIPSO	Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations
CATS	Clouds and Aerosols Transport System
CFMIP	Cloud Feedback Model Intercomparison Project
CIN	Cloud Integrated Nephelometer
CMIP	Coupled Model Intercomparison Project
COSP	CFMIP Observation Simulator Package
CPL	Clouds Physics Lidar
CPR	Clouds Profiling Radar
CRDV	Centre de Recherche pour la Defense Valcartier
CRYSTAL-FACE	Cirrus Regional Study of Tropical Anvils and Cirrus Layers: Florida Area Cirrus Experiment
DARDAR	raDAR / liDAR
Earth-CARE	Earth Clouds and Radiation Explorer
ECMWF	European Center for Meteorological Weather Forecast
EECLAT	Expecting Earth-CARE, Learning from A-Train
ESA	European Space Agency
FARS	Facility for Atmospheric Remote Sensing
GCM	General Circulation Model
GCOM-W1	Global Change Observation Mission - Water
GEWEX	Global Energy and Water cycle EXperiment
GIEC	Groupe d'Experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat
GLAS	Geoscience Laser Altimeter System
GOCCP	GCM-Oriented CALIPSO Cloud Product
HSRL	High Spectral Resolution Lidar
IIR	Imageur InfraRouge
IPRAL	IPSL Hi-Performance multi-wavelength Raman Lidar
ISCCP	International Satellite Cloud Climatology Project
JAXA	Japan Aerospace Exploration Agency
LEFE	Les Enveloppes Fluides et l'Environnement
LIDAR	Light Detection and Ranging
LITE	Lidar In-space Technology Experiment
LIVE	Lidar Vapeur d'Eau
LNA	Lidar Nuages Aerosols

MISR	Multi-angle Imaging SpectroRadiometer
MLS	Microwave Limb Sounder
MOCAGE	Modèle de Chimie Atmosphérique de Grande Echelle
MODIS	Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer
NASA	National Aeronautics and Space Administration
NAT	Nitric Acid Trihydrate
OCO-2	Orbiting Carbon Observatory 2
OHP	Observatoire de Haute Provence
OMI	Ozone Monitoring Instrument
PARASOL	Polarization & Anisotropy of Reflectances for Atmospheric Sciences coupled with Observations from a Lidar
PATMOS-X	Pathfinder Atmospheres - Extended
POLDER	POLarization and Directionality of Earth Reflectance
PSC	Polar Stratospheric Clouds
RADAR	Radio Detection and Ranging
SGP	Southern Great Plains
SIRTA	Site Instrumenté de Recherche par Télédétection Atmosphérique
STS	Sulfate Ternary Solution
SVC	Sub-Visible Cirrus
TOSCA	Terre Solide, Océan, Surfaces Continentales et Atmosphère
UMR	Unité Mixte de Recherches
UPMC	Université Pierre et Marie Curie
UVSQ	Université Versailles Saint Quentin
WFC	Wield Field Camera
WRF	Weather Research and Forecast

My heart cannot embrace

The fullness of the world

Yet I find myself

Gazing at the moon

More than I should.

- Ōtagaki Rengetsu

ANNEXE A : CV

Candidat(e) : Vincent NOEL

ECOLE DOCTORALE DE RATTACHEMENT : ED 173

Nom : NOEL

Prénom : Vincent

Né(e) le : 4 mai 1976

Nationalité : Française

Fonctions : CR1 CNRS

Doctorat obtenu le : 9 octobre 2002 à : Palaiseau, France

I – PARCOURS UNIVERSITAIRE

2002 : Thèse de doctorat de l'Université Paris 7 Denis Diderot, réalisée au Laboratoire de Météorologie Dynamique et soutenue le 9 octobre 2002 à l'Ecole Polytechnique.

1999 : Diplôme d'Etudes Approfondies de l'Université Paris 7 Denis Diderot.

1998 : Maîtrise de Physique fondamentale, Université Lille 1.

1997 : License de Physique fondamentale, Université Lille 1.

1996 : Diplôme d'Etude Universitaires Generales de Physique, Université du Littoral

II – PARCOURS PROFESSIONNEL (après le doctorat)

Depuis 2015 : Chargé de Recherches (1ere classe) au CNRS, affecté au Laboratoire d'Aérodynamique (UMR 5560, Toulouse), Observatoire Midi-Pyrénées.

2006-2015 : Chargé de Recherches (2eme puis 1ere classe) au CNRS. Affecté au Laboratoire de Météorologie Dynamique (UMR 8539, Palaiseau), Institut Pierre-Simon Laplace.

2002-2006 : Post-doctorat sur l'étude des nuages de glace et le développement d'algorithmes d'analyse d'observations de campagnes de mesures aéroportées et sol en préparation de la mission spatiale lidar CALIPSO. Recherches effectuées dans l'équipe CALIPSO, dirigée par D. M. Winker au centre de recherches NASA Langley (Hampton, VA, USA).

III – ACTIVITES D'ENSEIGNEMENT (nature et niveaux des enseignements)

Encadrement de Travaux Pratiques instrumentaux et analyse de données (lidar sol, spatial, radiometres) pour Master 1 et Master 2 (Ecole Normale Supérieure, Paris Sud, Université Versailles Saint-Quentin) entre 2011 et 2015. Environ 30 élèves par an, six demi-journées.

IV – ACTIVITES DE RECHERCHE

- **35 publications internationales rang A**

- **49 actes de conférences/proceedings**

V - ACTIVITES D'ENCADREMENT

- 2014-2017 : Co-encadrement avec H. Chepfer (prof. UPMC) de la **thèse de doctorat** de l'Ecole Polytechnique de Thibault Vaillant de Guélis, qui porte sur une caractérisation des rétroactions nuageuses dans le climat futur en utilisant un modèle nuage opaque/non-opaque dérivé d'observations lidar spatial.
- 2013-2016 : Co-encadrement avec H. Chepfer (prof. UPMC) de la **thèse de doctorat** de l'Université Paris 6 d'Adrien Lacour, qui porte sur l'étude de la corrélation entre couverture nuageuse dans les régions polaires et régimes météorologiques dans un contexte de changement climatique. Thèse soutenue le 13 décembre 2016 à l'École Polytechnique, Palaiseau. <https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-01506120>
- 2011-2013 : Encadrement du **post-doctorat** de C. Hoareau. Lien entre formation de cirrus et vapeur d'eau dans les tropiques. Financement CNES.
- 2012 (2 mois) : Encadrement du **stage 2e année** d'ingénieur de L. Yang (Université Jean Monnet / Télécom Saint Etienne). Détection automatique de traînées de condensation par traitement d'images.
- 2012 (2 mois) : Encadrement du **stage M1** de Y. Léauté (Master Science de l'Univers, Environnement et Ecologie, UPMC). Cartographie de la couverture nuageuse en troposphère polaire par lidar spatial.
- 2011 (2 mois) : Encadrement du **stage M1** de H. Courtieu (Master Science de l'Environnement, UVSQ). Etude du lien entre les contrails et la couverture nuageuse.
- 2010-2011 : Encadrement du **Post-doctorat** de M. Reverdy. Formation de cirrus subvisibles dans l'Upper Troposphere/Lower Stratosphere tropicale (financé par l'ANR Tropic)
- 2007-2010 : Co-encadrement avec H. Chepfer (prof. UPMC) de la **thèse de doctorat** de l'Université Paris 6 de E. Martins : "Cirrus et cirrus subvisibles observés par CALIPSO : liens avec la circulation atmosphérique et la vapeur d'eau dans la haute troposphère". Soutenue le 14 décembre 2010 à Palaiseau. http://www.lmd.polytechnique.fr/intro/Files/2010-These_Martins.pdf. Depuis sa soutenance, E. Martins a effectué un post-doctorat sur l'assimilation de données lidar dans les réanalyses ECMWF au Centre Européen de Reading, puis un post-doctorat sur l'étude multi-instruments des processus radiatifs des nuages à l'université de Delft (Pays-Bas).
- 2007 (6 mois) : Encadrement du **stage M2** de E. Martins (Master Méthodes Physiques et Télédétection, UPMC). Etude des échanges de masses d'air et des nuages à l'interface troposphère-stratosphère.
- 2006 : Encadrement des **stages M1** de A. Lopez et D. Réchal (Master Océan, Atmosphère, Climat et Télédétection, UPMC). Sensibilité des propriétés des nuages de glace à la turbulence atmosphérique.

ANNEXE B : PUBLICATIONS

Liste mise à jour le 3 mai 2017

1. Lacour A., H. Chepfer, M. D. Shupe, N. B. Miller, V. Noel, J. Kay, D. D. Turner, R. Guzman, 2017: Greenland clouds observed in CALIPSO-GOCCP: comparison with ground-based Summit observations. *J. Clim.* in press
2. Guzman R., H. Chepfer, V. Noel, T. Vaillant de Guélis, J. E. Kay, P. Raberanto, G. Cesana, M. A. Vaughan, and D. M. Winker, 2017: Direct atmosphere opacity observations from CALIPSO provide new constraints on cloud- radiation interactions. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 122, 1066-1085, doi: 10.1002/2016JD025946
3. G. Cesana, H. Chepfer, D. M. Winker, B. Getzewich, X. Cai, H. Okamoto, Y. Hagihara, O. Jourdan, G. Mioche, V. Noel, M. Reverdy, 2016: Using In-Situ Airborne Measurements to Evaluate Three Cloud Phase Products Derived from CALIPSO. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 121, 5788–5808, doi: 10.1002/2015JD024334.
4. Hoareau, C., Noel, V., Chepfer, H., Vidot, J., Chiriaco, M., Bastin, S., Reverdy, M. and Cesana, G. (2016), Remote sensing ice supersaturation inside and near cirrus clouds: a case study in the subtropics. *Atmos. Sci. Lett.*, 17: 639–645. doi:10.1002/asl.714
5. Reverdy M., H. Chepfer, D. Donovan, V. Noel, G. Cesana, C. Hoareau, M. Chiriaco, S. Bastin 2015: An EarthCARE/ATLID simulator to evaluate cloud description in climate models. *Journal of Geophysical Research - Atmospheres*, 120, 11,090–11,113. doi:10.1002/2015JD023919
6. Chepfer, C., Noel, V., Winker, D., and M. Chiriaco, 2014: Where and when will we observe cloud changes due to climate warming? *Geophys. Res. Lett.* 41, 8387-8395, doi:10.1002/ 2014GL061792.
7. Noel, V., Chepfer, H., Hoareau, C., Reverdy, M., and Cesana, G., 2014: Effects of solar activity on noise in CALIOP profiles above the South Atlantic Anomaly, *Atmos. Meas. Tech.*, 7, 1597-1603, doi: 10.5194/amt-7-1597-2014.
8. Hoareau, C., Keckhut, P., Noel, V., Chepfer, H., and Baray, J.-L.: A decadal cirrus clouds climatology from ground-based and spaceborne lidars above the south of France (43.9° N–5.7° E), *Atmos. Chem. Phys.*, 13, 6951-6963, doi:10.5194/acp-13-6951-2013, 2013.
9. Noel V., H. Chepfer, C. Stubenrauch (2012), CALIPSO, des cristaux dans le ciel. *La Meteorologie*, 77, 41-47.
10. Noel, V. and M. C. Pitts (2012), Gravity wave events from mesoscale simulations, compared to polar stratospheric clouds observed from spaceborne lidar over the Antarctic Peninsula, *J. Geophys. Res.* 117 D11207, doi:10.1029/2011JD017318.
11. Reverdy, M., Noel, V., Chepfer, H., and Legras, B.: On the origin of subvisible cirrus clouds in the tropical upper troposphere, *Atmos. Chem. Phys.* 12, 12081-12101, doi: 10.5194/acp-12-12081-2012, 2012.
12. Martins, E., V. Noel, and H. Chepfer (2011), Properties of cirrus and subvisible cirrus from nighttime Cloud–Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization (CALIOP), related to atmospheric dynamics and water vapor, *J. Geophys. Res.* 116 D02208, doi:10.1029/2010JD014519.
13. Noel, V. and Chepfer, H., 2010: A global view of horizontally-oriented crystals in ice clouds from CALIPSO. *J. Geophys. Res.*, 115 D00H23.
14. Naud, C., Del Genio, A. D., Haeffelin, M., Morille, Y., Noel, V., Dupont, J.-C., Turner, D., Lo, C., and Comstock, J. M., 2010: Thermodynamic phase profiles of optically thin midlatitude clouds and their relation to temperature. *J. Geophys. Res.*, 115 D11202.

15. Dupont, J.-C., Haeffelin, M., Morille, Y., Noel, V., Keckhut, P., Winker, D. M., Comstock, J. M., Chervet, P., and Robin, A., 2010: Macrophysical and optical properties of midlatitude cirrus clouds from 4 ground-based lidars and collocated CALIOP observations. *J. Geophys. Res.*, 115 D00H24.
16. Noel, V. and Chepfer, H., 2009: Reply to the comment by Poole et al. on "A tropical "NAT-like" belt observed from space". *Geophys. Res. Lett.*, 36 L20804.
17. Noel, V., Hertzog, A., and Chepfer, H., 2009: CALIPSO observations of wave-induced PSCs with near-unity optical depth over Antarctica in 2006-2007. *J. Geophys. Res.*, 114 D05202.
18. Chepfer, H. and Noel, V., 2009: A tropical "NAT-like" belt observed from space. *Geophys. Res. Lett.*, 36 L03813.
19. Noel, V., Hertzog, A., Chepfer, H., and Winker, D., 2008: Polar Stratospheric Clouds over Antarctica from the CALIPSO spaceborne lidar. *J. Geophys. Res.*, 113 D0225.
20. Noel, V., Winker, D., Garrett, T., and McGill, M., 2007: Extinction coefficients retrieved in deep tropical ice clouds from lidar observations using a CALIPSO-like algorithm compared to in-situ measurements from the cloud integrating nephelometer during CRYSTAL-FACE. *Atmos. Chem. Phys.*, 7 1415-1422.
21. Noel, V. and Haeffelin, M., 2007: Midlatitude Cirrus Clouds and Multiple Tropopause from a 2002-2006 Climatology over the SIRTa observatory. *J. Geophys. Res.*, 112 D13206.
22. Chiriaco, M., Chepfer, H., Minnis, P., Haeffelin, M., Platnick, S., Baumgardner, D., Dubuisson, P., McGill, M., Noel, V., Pelon, J., Spangenberg, D., Sun-Mack, S., and Wind, G., 2007: Comparison of CALIPSO-like, LaRC, and MODIS retrievals of ice-cloud properties over SIRTa in France and Florida during CRYSTAL-FACE. *J. Appl. Met. Clim.*, 46 249-272.
23. Chiriaco, M., Chepfer, H., Noel, V., Haeffelin, M., and Drobinski, P., 2006: Dual lidar observations at 10.6 μ m and 532 nm for retrieving semitransparent cirrus cloud properties. *J. Appl. Met. Clim.*, 45 537-555.
24. Hu, Y., Liu, Z., Winker, D., Vaughan, M., Noel, V., Bissonnette, L., Roy, G., and McGill, M., 2006: Simple relation between lidar multiple scattering and depolarization for water clouds. *Opt. Lett.*, 31 1809-1811.
25. 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. *J. Atmos. Sci.*, 63 2978-2991.
26. Haeffelin, M., Barthes, L., Bock, O., Boitel, C., Bony, S., Bouniol, D., Chepfer, H., Chiriaco, M., Cuesta, J., Delanoe, J., Drobinski, P., Dufresne, J., Flamant, C., Grall, M., Hodzic, A., Hourdin, F., Lapouge, F., Lemaitre, Y., Mathieu, A., Morille, Y., Naud, C., Noel, V., O'Hirok, W., Pelon, J., Pietras, C., Protat, A., Romand, B., Scialom, G., and Vautard, R., 2005: SIRTa, a ground-based atmospheric observatory for cloud and aerosol research. *Ann. Geophys.*, 23 253-275.
27. Noel, V. and Sassen, K., 2005: Study of Planar Ice Crystal Orientations in Ice Clouds from Scanning Polarization Lidar Observations. *J. Appl. Met.*, 44 653-664.
28. Chepfer, H., Noel, V., Minnis, P., Baumgardner, D., Nguyen, L., Raga, G., McGill, M., and Yang, P., 2005: Particle habit in tropical ice clouds during CRYSTAL-FACE: Comparison of two remote sensing techniques with in situ observations. *J. Geophys. Res.*, 110 D16204.
29. Chiriaco, M., Chepfer, H., Noel, V., Delaval, A., Haeffelin, M., Dubuisson, P., and Yang, P., 2004: Improving Retrievals of Cirrus Cloud Particle Size Coupling Lidar and Three-channel Radiometric techniques. *Mon. Wea. Rev.*, 132 1684-1700.
30. Noel, V., Winker, D., McGill, M., and Lawson, P., 2004: Classification of particle shapes from lidar depolarization ratio in convective ice clouds compared to in situ observations during CRYSTAL-FACE. *J. Geophys. Res.*, 109 D24213.

31. Noel, V. and Chepfer, H., 2004: Study of ice crystal orientation in cirrus clouds based on satellite polarized radiance measurements. *J. Atmos. Sci.*, 61 2073-2081.
32. Protat, A., Pelon, J., Grand, N., Delville, P., Laborie, P., Vinson, J.-P., Bouniol, D., Bruneau, D., Chepfer, H., Delanoe, J., Haefelin, M., Noel, V., and Tinel, C., 2004: Le Projet Rali. *La Meteorologie*, 47 23-33.
33. Noel, V., Chepfer, H., Ledanois, G., Delaval, A., and Flamant, P., 2002: Classification of particle shape ratios in cirrus clouds based on the lidar depolarization ratio. *Appl. Opt.*, 41 4245-4257.
34. Noel, V., Roy, G., Bissonnette, L., Chepfer, H., and Flamant, P., 2002: Analysis of ice clouds lidar measurements at multiple incidence angles. *Geophys. Res. Lett.*, 29 52.
35. Noel, V., Chepfer, H., Ledanois, G., and Flamant, P., 2001: Computation of a single-scattering matrix for nonspherical particles randomly or horizontally oriented in space. *Appl. Opt.*, 40 4365-4375.

ANNEXE C : 5 PUBLICATIONS

Dans les pages qui suivent sont reproduites les 5 publications suivantes :

- Chepfer, C., Noel, V., Winker, D., and M. Chiriaco, 2014: Where and when will we observe cloud changes due to climate warming? *Geophys. Res. Lett.* 41, 8387-8395, doi:10.1002/2014GL061792.
- Noel, V., Chepfer, H., Hoareau, C., Reverdy, M., and Cesana, G., 2014: Effects of solar activity on noise in CALIOP profiles above the South Atlantic Anomaly, *Atmos. Meas. Tech.*, 7, 1597-1603, doi:10.5194/amt-7-1597-2014.
- Noel, V. and M. C. Pitts (2012), Gravity wave events from mesoscale simulations, compared to polar stratospheric clouds observed from spaceborne lidar over the Antarctic Peninsula, *J. Geophys. Res.* 117 D11207, doi:10.1029/2011JD017318.
- Reverdy, M., Noel, V., Chepfer, H., and Legras, B.: On the origin of subvisible cirrus clouds in the tropical upper troposphere, *Atmos. Chem. Phys.* 12, 12081-12101, doi: 10.5194/acp-12-12081-2012, 2012.
- Martins, E., V. Noel, and H. Chepfer (2011), Properties of cirrus and subvisible cirrus from nighttime Cloud–Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization (CALIOP), related to atmospheric dynamics and water vapor, *J. Geophys. Res.* 116 D02208, doi: 10.1029/2010JD014519.