



HAL
open science

Rôle de la phase glace atmosphérique sur le cycle de vie des nuages et leurs propriétés microphysiques et optiques : contribution des observations in situ

Olivier Jourdan

► To cite this version:

Olivier Jourdan. Rôle de la phase glace atmosphérique sur le cycle de vie des nuages et leurs propriétés microphysiques et optiques : contribution des observations in situ. Physique Atmosphérique et Océanique [physics.ao-ph]. Université Clermont Auvergne, 2022. tel-04122883

HAL Id: tel-04122883

<https://theses.hal.science/tel-04122883>

Submitted on 8 Jun 2023

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

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

Copyright



Thèse d'Habilitation à Diriger les Recherches
Spécialité : Physique de l'atmosphère

Université Clermont Auvergne
Ecole Doctorale des Sciences Fondamentales

Olivier Jourdan
Maître de Conférences (LaMP/EUPI)

Rôle de la glace atmosphérique sur le cycle de vie des nuages et leurs propriétés microphysiques et optiques : contribution des observations *in situ*

Soutenue publiquement le 18 Novembre 2022
devant le jury composé de :

- Président :** Julien Delanoë, Professeur de l'UVSQ / LATMOS, Guyancourt
- Rapporteurs :** Paolo Laj, Physicien OSUG / IGE, Université Grenoble-Alpes, Grenoble
Dominique Bouniol, Chargée de Recherche CNRS / CNRM, Toulouse
Jérôme Riedi, Professeur de l'Université de Lille / LOA, Lille
- Examineurs :** Andrea Flossmann, Professeure UCA / LaMP, Clermont-Fd
Frédéric Szczap, Maître de Conférences UCA / LaMP, Clermont-Fd
- Invité :** Jean François Gayet, Ingénieur de Recherche CNRS / LaMP



A Vincent Giraud, notre regretté collègue,

A Jean-Louis, mon père parti trop tôt,

A ma famille, toujours pleine de vie...

Remerciements post soutenance

Ces remerciements s'adressent tout d'abord aux membres du jury qui ont accepté de lire et d'évaluer ce travail. Un grand merci aux rapporteurs, Paolo Laj, Jérôme Riedi et Dominique Bouniol d'avoir consacré de leur temps à analyser ce manuscrit et pour la pertinence de leurs questions et commentaires. Merci également à Julien Delanoë, président examinateur avec qui j'ai eu la chance de beaucoup interagir ces dernières années. Je tiens aussi à remercier Andrea Flossmann qui a accepté de prendre la direction du LaMP de 2020 à 2022 avec une grande motivation et beaucoup de bienveillance. Jean-François Gayet a pu également prendre part à ce jury. Il a montré que sa passion pour la recherche était toujours intacte et m'a distillé de précieux conseils pour améliorer la qualité de ce manuscrit. Je l'en suis extrêmement reconnaissant. Enfin, comment ne pas remercier mon responsable tutélaire, examinateur et collègue de bureau Frédéric Szczap. Je le remercie d'avoir suivi mon travail pendant toutes ces années, pour ses conseils avisés mais aussi pour sa capacité à faire abstraction de mes sautes d'humeur.

Le bilan scientifique présenté dans ce document n'aurait jamais pu voir le jour sans le travail et la collaboration avec le personnel du LaMP et des autres laboratoires de recherche en France (LATMOS, LOA, LMD...) ou en Europe (AWI, LIM, KIT...). J'adresse mes plus sincères remerciements aux chercheurs, enseignants chercheurs, personnels techniques et administratifs du laboratoire. Un merci tout particulier à Guillaume Mioche avec qui j'ai eu le privilège de travailler toutes ces années mais aussi aux personnels impliqués dans la plateforme de mesures aéropartées, notamment Christophe Gourbeyre, Régis Dupuy, Alfons Schwarzenböck et JF. Gayet. Je suis également très reconnaissant aux post-docs, doctorants, ingénieurs et étudiants en Master que j'ai eu la chance d'accompagner et que j'associe pleinement à ce travail. Un grand merci à mes collègues enseignantes-chercheuses, Marie Monier, Céline Planche et Nadège Montoux pour leur soutien, leur compétence et l'énergie qu'elles déploient pour le collectif. Leur sens des responsabilités m'aura permis de travailler sereinement ces dernières années. La disponibilité et la grande mansuétude de Marlène, Véronique et Édouard m'auront également permis d'amenuiser mes difficultés avec les tâches administratives et l'informatique.

La rédaction de ce manuscrit s'est déroulée pendant les sombres heures de la crise sanitaire liée à l'épidémie de SARS-COV2 et de difficultés interpersonnelles au sein du laboratoire. Ces périodes, certes anxieuses, permettent également de découvrir ou redécouvrir les personnalités de chacun. Ainsi, je souhaiterais remercier les deux directions qui se sont succédées (Andrea et Karine puis Agnès Borbon) et qui ont déployé beaucoup d'énergie pour assurer la cohésion du laboratoire. J'exprime également toute ma gratitude et mon respect à mes collègues de manif ou à ceux qui se sont battus d'une manière ou d'une autre pour défendre nos libertés et le droit à la différence (ils se reconnaîtront).

Enfin et bien évidemment, comment ne pas remercier Karine, Oscar, Brune et Pascale pour m'avoir soutenu lors de ce difficile marathon de rédaction. Je les remercie de tout mon cœur et je m'excuse d'avoir consacré trop de temps à leur dépendre de ce manuscrit dont l'obsolescence est programmée rapidement. En revanche je ne remercie pas Pango et Titi dont les fréquentes escapades nocturnes ont fait que ce document ait pris des siècles à être finalisé, même si c'est un peu facile de reporter la faute sur eux ;).

Table des matières

Avant-propos.....	1
0. Cadre de travail.....	1
0.1 Parcours professionnel, principaux projets et campagnes de mesures.....	1
0.2 Encadrement d'étudiants et accompagnement de post-docs et CDD ingénieurs.....	3
Introduction générale.....	5
Contexte scientifique.....	5
Organisation du document.....	6
PARTIE I. Étude du cycle de vie des hydrométéores.....	8
I.0 Introduction de partie - Cycle de vie des particules nuageuses.....	9
I.1 Chapitre 1 : Étude des processus de croissance et des propriétés des hydrométéores en atmosphère contrôlée.....	15
I.1.1 Evolution temporelle des propriétés microphysiques et optiques des hydrométéores.....	15
I.1.1.1 Mise en œuvre d'expériences de génération de nuages.....	18
I.1.1.2 Étude de la croissance des cristaux de glace.....	20
I.1.1.3 Evolution des propriétés optiques lors de la croissance des hydrométéores.....	23
I.1.2 Étude de l'impact de la géométrie des hydrométéores sur leurs propriétés de diffusion.....	25
I.1.2.1 Analyse de la variabilité des propriétés de diffusion.....	25
I.1.2.2 Lien entre observations et modélisation de la diffusion par des cristaux de formes idéalisées.....	29
I.1.3 Résumé et conclusions du Chapitre I.1.....	36
I.2 Chapitre 2 : Processus à l'origine de la complexité des cristaux, impact sur les propriétés optiques	38
I.2.1 Aperçu de la complexité morphologique des cristaux à travers les échelles.....	39
I.2.1.1 Signatures et processus liés à la complexité morphologique.....	40
I.2.1.2 Caractérisation et représentation de la complexité morphologique.....	41
I.2.2 Observation de la complexité morphologique des cristaux en chambre de simulation.....	43
I.2.2.1 Evolution des propriétés des petits cristaux dans des cirrus d'origine convective.....	45
I.2.2.2 Influence des conditions thermodynamiques sur la complexité sub-micronique des cristaux.....	49
I.2.2.3 Analyse de la variabilité des propriétés de diffusion de cristaux induite par la complexité de forme. .	53
I.2.3 Résumé et conclusions du Chapitre I.2 : implications pour l'étude des nuages de glace.....	57
PARTIE II. Caractérisation des nuages hauts des moyennes latitudes.....	60
II.0. Introduction de partie - Couverture globale et effet radiatif des cirrus.....	61
II.1 Chapitre 1 : Propriétés microphysiques et optiques des cirrus aux moyennes latitudes.....	66
II.1.1 Aperçu des propriétés moyennes des cirrus.....	69
II.1.1.1 Campagnes de mesures en cirrus et instrumentation.....	69
II.1.1.2 Analyse des propriétés des cirrus par campagnes.....	71
II.1.2 Propriétés des cirrus par « origine ou mécanisme de formation ».....	81
II.1.2.1 Analyse des caractéristiques microphysiques des différents types de cirrus.....	82
II.1.2.2 Relations IWC-extinction dans les cirrus.....	85
II.1.3 Hétérogénéités des propriétés microphysiques et morphologiques des cirrus.....	88
II.1.3.1 Analyse des hétérogénéités spatiales et propriétés statistiques.....	88
II.1.3.2 Variabilité morphologique des cristaux de glace dans les cirrus.....	89
II.1.4 Résumé et conclusions du Chapitre II.1.....	94
II.2 Chapitre 2 : Caractérisation des traînées de condensation émises par les avions.....	97
II.2.1 État des connaissances sur le cycle de vie des contrails.....	97
II.2.2 Analyse statistique de l'évolution temporelle des propriétés des contrails.....	100
II.2.2.1 Mise en œuvre d'une base de référence.....	101

II.2.2.2 Classification des contrails.....	103
II.2.2.3 Propriétés représentatives des contrails.....	104
II.2.3 Quelques propriétés des panaches volcaniques.....	108
II.2.4 Résumé et conclusions du Chapitre II.2.....	112
II.3 Chapitre 3 : Apport des mesures <i>in situ</i> pour l'étude des interactions cirrus-rayonnement.....	113
II.3.1 Évaluation des propriétés des cirrus restituées par télédétection.....	114
II.3.1.1 Validation de quelques produits de télédétection active : produits CALIPSO et DARDAR.....	115
II.3.1.2 Évaluation des restitutions par télédétection infrarouge passive : produits IIR et CLIMAT-AV.....	120
II.3.2 Influence des cirrus sur les restitutions satellitaires de gaz traces : exemple du NO ₂	124
II.3.2.1 Étude de sensibilité sur les propriétés des cirrus.....	126
II.3.2.2 Tentative d'estimation des erreurs de restitution du NO ₂ à l'échelle globale.....	130
II.3.3 Impact de la complexité morphologique des cristaux sur l'effet radiatif des cirrus.....	131
II.3.4 Résumé et conclusions du Chapitre II.3.....	135
PARTIE III. Propriétés des nuages en phase mixte en Arctique.....	138
III.0 Introduction - Rôle des nuages dans le climat de l'Arctique.....	139
III.1 Chapitre 1 : Distribution spatiale et saisonnière des nuages à l'échelle régionale.....	143
III.1.1 Couverture nuageuse en Arctique.....	143
.....	143
III.1.1.1 Estimations de la fréquence d'occurrence des nuages par télédétection spatiale active.....	143
III.1.1.2 Observations de la couverture nuageuse depuis des sites au sol.....	146
III.1.2 Effets radiatifs des nuages arctiques.....	147
III.1.2.1 Variabilité géographique et saisonnière de l'impact radiatif des nuages.....	147
III.1.2.2 De l'importance de la composition microphysique des nuages sur le bilan radiatif à la surface.....	150
III.1.3 Variabilité géographique et saisonnière des nuages en phase mixte.....	151
III.1.3.1 Incertitudes sur l'impact radiatif des MPCs.....	152
III.1.3.2 De l'omniprésence des MPCs en Arctique ?.....	153
III.1.3.3 «Nouvelle» méthode d'analyse des MPCs à l'échelle régionale.....	154
III.1.3.4 Étude de la variabilité mensuelle des nuages bas : influence des conditions environnementales....	159
III.1.4 Résumé et conclusions du Chapitre III.1.....	162
III.2 Chapitre 2 : Propriétés microphysiques des nuages en phase mixte dans la région du Svalbard. .	165
III.2.1 État des connaissances sur le cycle de vie des MPCs en Arctique.....	166
III.2.1.1 Campagnes de mesures aéroportées.....	166
III.2.1.2 Aperçu des mécanismes de formation, d'évolution et de persistance des MPCs.....	167
III.2.2 Distribution verticale des propriétés des MPCs de couche limite au dessus des mers du Svalbard	
.....	173
III.2.2.1 Observations <i>in situ</i> des MPC-IB au dessus des mers libres de glace.....	173
III.2.2.2 Profils verticaux des hydrométéores des MPC-IB au dessus des mers de Norvège et du Groenland	
.....	178
III.2.2.3 Influence des conditions «météorologiques» sur les propriétés microphysiques des MPC-IB.....	182
III.2.2.4 Quelques propositions de paramétrisations microphysiques en phase mixte.....	183
III.2.3 Quelques éléments sur l'impact des aérosols et des conditions de surface sur les propriétés des MPC-IB.....	187
III.2.3.1 Caractérisation <i>in situ</i> des interactions aérosols-nuages durant la campagne CLIMSLIP-NyA.....	189
III.2.3.2 Impact des conditions environnementales sur les propriétés des MPCs durant ALOUD et AFLUX.....	193
III.2.3.3 Hétérogénéités horizontales des propriétés des MPCs.....	198
III.2.4 Résumé et conclusions du Chapitre III.2.....	201
III.3 Interactions entre propriétés microphysiques et optiques dans les MPCs.....	204
III.3.1 Impact de la forme des cristaux et de la partition de phase sur les propriétés optiques.....	205
III.3.1.1 Étude des interactions microphysiques-optiques dans les MPCs : opportunités et limites.....	205
III.3.1.2 Quelques applications méthodologiques sur des cas d'étude.....	214

III.3.2 Évaluation de produits satellitaires dans des MPCs à partir de mesures <i>in situ</i>	219
III.3.2.1 Validation de la phase thermodynamique des nuages en phase mixte.....	219
III.3.2.2 Évaluation des propriétés microphysiques des MPCs restituées par télédétection active.....	226
III.3.3 Résumé et conclusions du Chapitre III.3.....	234
PARTIE IV : Perspectives.....	237
IV.1 Objectifs à court terme : le projet ANR (MPC)².....	238
IV.1.1 Objectifs et hypothèses de travail.....	238
IV.1.2 Jeu de données et outils d'analyses.....	239
IV.1.3 Organisation et méthodologies.....	240
IV.2 Objectifs à moyen terme : Impact des aérosols marins sur les propriétés nuageuses.....	243
Références bibliographiques.....	247
Annexe A : Liste des acronymes - Tables des figures et des tableaux.....	278
A.1 Liste des acronymes utilisés.....	279
A.2 Table des figures et tableaux.....	285
Annexe B : Tableaux récapitulatifs des instruments, campagnes et projets.....	291
B.1 Tableaux des sondes microphysiques <i>in situ</i>	292
B.2 Tableaux des campagnes de mesures.....	295
B.3 Tableaux des projet financés.....	298
Annexe C : Curriculum Vitae - Activités, projets, responsabilités.....	301

Avant-propos

Cette thèse en vue d'obtenir le diplôme d'Habilitation à Diriger des Recherches a été l'occasion de détailler une grande partie des activités de recherche que j'ai pu réaliser en collaboration avec des étudiants, post-doctorants et chercheurs confirmés. Le contenu de ce manuscrit s'appuie sur les résultats scientifiques obtenus depuis mon recrutement, fin 2005, au Laboratoire de Météorologie Physique de l'Université Clermont Auvergne. Certains résultats sont maintenant dépassés mais sont la plupart du temps remis dans le contexte général actuel. Le lecteur intéressé par des détails plus techniques est invité à se référer aux articles, stages ou thèse sur lesquels se fonde ce manuscrit. Ces documents sont facilement repérables par leur **couleur bleue**. Les collaborations sont indiquées **en vert**, les campagnes **en orange** et les projets de recherche **en rouge**. Les résultats ou les figures non référencés ont été établis au cours de la rédaction de ce document, suite à mes propres questionnements. Le texte principal est composé de trois grandes parties quasiment indépendantes. La quatrième partie fournit des éléments de perspectives à court terme. La thématique principale couverte par cette thèse est la **microphysique des nuages** «froids». Les approches utilisées pour la documenter reposent essentiellement sur l'**observation *in situ* lors de campagnes de terrain**. Ce document ne respecte pas les règles de l'écriture inclusive. Les sondes de type spectromètre de taille sont généralement masculines tandis que le féminin est utilisé pour les imageurs, à quelques exceptions près, bien qu'on ne leur ait pas demandé leur avis. Ce document reste tout de même fastidieux et je m'en excuse. Il n'est que la matérialisation du monstre qui m'a dévoré durant plus de deux années. Des résumés sont tout de même proposés à la fin de chaque chapitre pour en faciliter la lecture. Je remercie sincèrement quiconque prendra le temps de lire même partiellement ce manuscrit, en espérant qu'ils y trouvent quelques éléments de réponses à leurs interrogations. Je souhaite exprimer toute ma gratitude aux membres du Jury qui ont accepté de rapporter ou examiner ce document.

0. Cadre de travail

0.1 Parcours professionnel, principaux projets et campagnes de mesures

Mes travaux de recherche se sont essentiellement articulés autour de l'**exploitation d'observations aéroportées pour la caractérisation des propriétés microphysiques et optiques de la phase glace dans les nuages**. L'un des principaux objectifs était d'étudier l'impact de la morphologie et de la taille des hydrométéores sur les propriétés optiques des nuages ; avec en toile de fond, l'amélioration des méthodes d'inversion satellitaires et des modèles de transfert radiatif. Ce fut d'ailleurs le titre de ma **thèse de doctorat que j'ai soutenue fin 2003, au Laboratoire de Météorologie Physique (LaMP)** de l'Université Blaise Pascal (UBP, Clermont-Ferrand), sous la direction de Jean-François Gayet. L'essentiel de mon travail portait sur l'exploitation de mesures *in situ*, réalisées notamment par le **Néphélomètre Polaire**, dans des nuages d'eau liquide, de glace et en phase mixte échantillonnés lors des campagnes aéroportées **ARAT'97**, **Cirrus'98** et **JACCS'99**. Cette thèse m'a permis, en premier lieu, de me familiariser avec les données d'observations microphysiques mais également avec les méthodes d'analyses statistiques, les algorithmes variationnels et les modèles de diffusion de la lumière. J'ai notamment pu bénéficier sur ces derniers aspects des expertises de Valery Shcherbakov, Sergei Oshchepkov, Ping Yang (**Université A&M du Texas**) et Harumi Isaka (Directeur du LaMP au début de ma thèse). Après un poste d'attaché temporaire à l'enseignement et la recherche (**ATER**), je suis parti pour un **post-doc de 6 mois à l'Université de Galway (NUIG, Irlande)** pour étudier la variabilité saisonnière des propriétés optiques des aérosols marins à la station de Mace Head (sous la supervision de Gerry Jennings et Colin O'Dowd). En 2005, j'ai eu l'opportunité d'effectuer un **post-doctorat à l'Institute of Environmental Physics** de l'Université de Brême (**IUP**) sous la direction de John Burrows et Alexander Kokhanovsky. Au cours de cette année, j'ai travaillé sur la détection des nuages et de leur phase

thermodynamique par télédétection spatiale (spectromètre SCIAMACHY et radiomètre AATSR de la plateforme ENVISAT). Ce séjour m'a également permis de comprendre les enjeux liés à la contamination par les nuages des restitutions de gaz troposphériques.

Suite à mon recrutement au département de physique (EUPI) de l'UBP, qui deviendra l'UCA en 2017 (Université Clermont Auvergne), en tant que **Maître de Conférences**, j'ai réintégré, **fin 2005**, le LaMP (Dir. Nadine Chaumerliac) dans l'équipe «cycle de vie des nuages étendus et aérosols (Resp d'équipe : Vincent Giraud). Mes activités de recherche se sont inscrites dans la continuité de mes travaux de thèse avec toutefois une légère inflexion vers l'étude des **processus microphysiques et optiques à l'échelle des hydrométéores**. J'ai eu la chance d'intégrer certains projets portés par les membres de l'équipe, tel que le projet **LEFE-MONUMEP** (Modélisation/Observation des Nuages à Multi-Echelles pour l'Etude des Processus Nuages faiblement précipitant, PI V. Giraud) ou les **projets TOSCA** de validation des produits CALIPSO-CloudSat (PI J.F. Gayet), et sur le développement d'un modèle stochastique 3D de cirrus (projet **NuMAT**, PI F. Szczap). Cette période, s'échelonnant entre 2006 et 2011, m'a permis de travailler sur l'analyse de cas d'études de nuages en phase mixte observés durant les **campagnes aéroportées en Arctique (ASTAR 2004 et 2007, SORPIC de l'AWI, et POLARCAT)** dans le cadre de projets tels que l'**ANR POLARCAT - France** (PI K. Law, **LATMOS**). Les cirrus et les contrails des moyennes latitudes ont également fait l'objet d'une partie de mes recherches (**CIRCLE-2, CONCERT 1 et 2** du DLR). J'ai également participé à ma première campagne de mesure dans la chambre à nuages **AIDA** (Projet **ACCENT-CAICOP**), fin 2007, et initié un projet **PNTS (Cirrus-NO2, 2008-2011)** sur la prise en compte des cirrus dans la restitution satellitaire des colonnes troposphériques de NO₂. Au cours de ces années, la direction du LaMP a été assurée par Wolfram Wobrock (2008-2013) puis par Joël van Baelen de 2014-2020. L'équipe dans laquelle j'ai travaillé est devenue l'**équipe Microphysique des Nuages et des Précipitations (MNP)** en 2016, sous la responsabilité de Frédéric Szczap (2014-2020).

C'est à partir de 2011, que mes activités de recherche se sont plus particulièrement focalisées sur les **propriétés des nuages en Arctique**. L'**ANR CLIMSLIP** (2011-2015, PI K. Law et G. Ancellet, **LATMOS**) et le projet **IPEV CLIMSLIP-NyA** (2012-2013) m'ont donné l'opportunité d'intégrer, pour la première fois, une campagne de terrain au Svalbard. J'ai ensuite pu poursuivre les collaborations, initiées par J.F. Gayet et Alfons Schwarzenböck, avec nos collègues allemands de l'**AWI**, du **LIM** (Leipzig), du **KIT** (Karlsruhe), **TROPOS** (Leipzig), du **DLR** (Oberpfaffenhofen) et de l'**IGM** (Cologne). Elles m'ont permis notamment de participer aux campagnes aéroportées en Arctique : **RACEPAC** (2014), **ACLOUD** (2017), **AFLUX** (2019). J'en profite d'ailleurs pour remercier J.F. Gayet et A. Schwarzenböck d'avoir constamment fait l'effort de pérenniser et étoffer le parc instrumental de la **PMA** (Plateforme de Mesures Aéroportées) qui nous a permis d'être des acteurs incontournables de la microphysique des nuages. Le financement de l'équipe participante du LaMP et la valorisation scientifique des observations se sont faites par l'intermédiaire des projets **PARCS** du chantier arctique français (2015-2017, PI K. Law), **IPEV RACEPAC-LaMP** (2014-2015), **IPEV MPC2-EA** (2018-2022) ainsi que grâce au projet **TOSCA EECLAT** (2013-2022, PIs V. Noël, LAERO et J. Delanoë, **LATMOS**). Ce dernier projet ainsi que le **GDR-EECLAT** créé en 2020 regroupent une grande partie de la communauté française qui exploite les **observations satellitaires de CALIPSO et CloudSat**. Il m'a permis d'établir des collaborations avec le **LATMOS**, le **LMD** et le **LOA** pour valoriser les observations *in situ* de la **PMA** dans le cadre d'exercices de validation des produits satellitaires. J'ai également participé en 2013 à la campagne d'inter-comparaison de sondes microphysiques au sommet du puy de Dôme dans le cadre du projet **ROSEA** (col. **IPSL** et **CNRM**). En 2014, j'ai été intégré au projet **RICE-3** (PI, M. Schnaiter, **KIT**) qui visait à caractériser l'impact de la complexité morphologique des cristaux sur leur propriétés optiques à partir de mesures *in situ* dans la chambre de simulation **AIDA**.

Au cours de l'année universitaire 2017-2018, j'ai eu la chance de bénéficier d'une demi délégation CNRS et d'une CRCT de 6 mois au CNU pour effectuer un séjour comme visiteur scientifique au NIWA de Wellington (National Institute of Water and Atmospheric research). Cette expérience exceptionnelle m'a conduit à m'intéresser aux nuages de l'Océan Austral et de mieux comprendre les interactions entre la biologie marine, le cycle de vie des nuages et le climat. J'ai pu intégrer en 2020 le projet **TOSCA SEA2CLOUD-**

CNES, composante spatiale du projet ERC-SEA2CLOUD portée par Karine Sellegri. A partir de 2020, les campagnes en Arctique ont repris sous l'impulsion du regroupement trans-régional d'universités et d'instituts allemands (**AC**)³ (Pl. M. Wendisch, **LIM**), dont l'objectif est d'étudier les mécanismes responsables de l'amplification des températures en Arctique. Le LaMP est partenaire de ce projet d'envergure. Des instruments de la **PMA** ont été déployés lors des campagnes **MOSAIC-ACA** (2020, composante aéroportée du projet MOSAIC) et **HALO-(AC)**³ (2022). En Août 2022, j'ai participé à la campagne **ONR RALI-Thinice** (Pls. G. Rivière, **LMD** et J. Delanoë, **LATMOS**) dédiée à l'étude des dépressions arctiques et leur interaction avec la banquise (projet **LEFE-CYCLONICE**, Pl. G. Rivière). Ainsi, depuis 2012 une partie de mes activités de recherche a été rythmée par les expériences de terrain principalement en Arctique (hormis la période COVID / politique sanitaire : 2020-2022). La participation du LaMP à ces campagnes n'aurait jamais pu se faire sans les compétences et la disponibilité des acteurs de la **PMA**. Je tiens à remercier plus particulièrement Christophe Gourbeyre et Régis Dupuy qui ont toujours répondu présent et qui ont, de par leur savoir faire et leur savoir être, assuré le travail technique et logistique avec professionnalisme et bienveillance.

Au cours de la mandature de directrice du LaMP d'Andrea Flossmann (fin 2019 - début 2022), j'ai «pris en charge» la responsabilité de l'**équipe MNP** (depuis Sept. 2020). Les 12 enseignant-chercheurs de cette équipe se sont mobilisés pour concentrer leurs activités de recherche autour de l'identification des processus physiques responsables de la disparité géographique de la distribution de l'eau surfondue et de la glace observée sein des nuages. Une approche combinant modélisation et observations à différentes échelles est envisagée pour tenter d'apporter des éléments de réponses. Cette thématique fait également l'objet du projet (**MPC**)² soumis à l'**ANR** depuis fin 2019 et finalement accepté mi 2022 (Partenaires : **LATMOS** et **LOA**). Ce projet a pour objectif d'**étudier l'impact des conditions environnementales sur les processus microphysiques intervenant dans le cycle de vie des nuages en phase mixte**, dans la région du Svalbard. Début 2022, j'ai accepté de prendre la direction adjointe intérimaire du LaMP (Direction assurée par Agnès Borbon) jusqu'en Janvier 2023.

Enfin, l'enseignement a occupé une part importante de mes activités professionnelles, en particulier les premières années. Je remercie mes collègues EC du LaMP et en particulier Marie Monier, Céline Planche et Nadège Montoux qui ont accepté de prendre des responsabilités pédagogiques dans le Master et la licence orientés atmosphère, et qui ont toujours fait en sorte de me ménager du temps pour que je puisse conduire mes activités de recherche le plus sereinement possible. **Plus de détails sur mes responsabilités administratives, dans des comités scientifiques et dans le cadre de projets de recherche sont fournis dans les annexes de ce document.**

0.2 Encadrement d'étudiants et accompagnement de post-docs et CDD ingénieurs

Depuis mon recrutement en 2005, j'ai eu la chance et parfois le privilège d'avoir pu participer à l'encadrement de 15 étudiants de Master 1 ou de Master 2 ainsi que deux doctorants. J'ai aussi eu l'opportunité d'accompagner un postdoc CNES et 5 chercheurs sur des contrats CDD d'ingénieurs d'étude ou de recherche.

Les **7 étudiants de Master 1** ont principalement effectué leur stage, de 3 ou 4 mois, sur de l'analyse de données *in situ* de nuages en phase mixte (**Alexandre Lecas** en 2006 ; **Thomas Rosambert** en 2011 ; **Antoine Farah** en 2014 et **Manon Rocco** en 2017), sur l'application de méthodes statistiques (**David Le Pen** en 2006 ; **Farid Imakhloufen** en 2015) ou sur l'exploitation d'observations spatiales pour établir des climatologies nuageuses (**Aymeric Dzikuch**, 2022).

Les stages de 5 à 6 mois des **8 étudiants de Master 2** portaient en partie sur l'exploitation d'observations *in situ* dans des cirrus pour étudier les effets des hétérogénéités microphysiques sur les propriétés radiatives (**Frédéric Tridon** en 2007, **Gwennolé Guyot** en 2011, **Thomas Rosambert** en 2012). Des méthodes d'analyse statistique ont également été appliquées pour étudier le cycle de vie des contrails (**Aurélien Chauvigné**, 2013) ou de nuages de glace dans la chambre **AIDA** (**Farid Imakhloufen**, 2016). Les stages de **Jonathan Fonteneau** (2021) et d'**Antoine Baudoux** (2022) se sont focalisés sur l'analyse des

propriétés microphysiques des nuages en phase mixte durant la campagne **ACLOUD**. Dans le cadre du stage de **Clément Bazantay** (2021), la distribution géographique et saisonnière des nuages au dessus de l'Océan Austral a été explorée à partir des observations des satellites CALIPSO et CloudSat. Parmi ces étudiants de Master 2, quatre ont décroché une bourse doctorale.

J'ai co-encadré la **thèse** de **Gwennolé Guyot** (2012-2016, Dir. V. Shcherbakov) financée par le conseil général de l'Allier. Sa thèse portait sur la caractérisation des propriétés microphysiques des nuages et sur les interactions avec les aérosols à partir des mesures *in situ* au sol collectées durant la campagne **CLIMSLIP-NyA** au Svalbard. Depuis fin 2019, je participe, avec Céline Planche et Wolfram Wobrock, à l'encadrement de la thèse de **Diana Arteaga** (bourse EDSF) sur l'origine de la phase glace dans les nuages en phase mixte en Arctique. Cette thèse se base sur la modélisation microphysique (WRF) de nuages observés sur des cas d'études de la campagne **ACLOUD**.

En lien avec le projet **PNTS Cirrus-NO₂**, **Jérôme Vidot** a obtenu une **bourse CNES post-doctorale** de deux ans (2008-2009) pour étudier la possibilité de restituer le NO₂ troposphérique en présence de cirrus à partir d'observations du capteur OMI/AURA. J'ai participé à l'accompagnement de ses travaux en collaboration avec V. Giraud, A. Kokhanovsky (**IUP Brême**) et Piet Stammes (**KNMI**). Jérôme Vidot est maintenant en poste au CMS de Lannion et a, d'ailleurs, soutenu son HDR il y a quelques années. Dans le cadre de l'**ANR CLIMSLIP** et surtout du projet **CNES - EECLAT**, j'ai pu bénéficier de financements pour le recrutement de **CDD IE ou IR**. Ces contrats m'ont permis de recruter, pour une année, **Gwennolé Guyot** (IE, ANR, 2012) avant qu'il ne commence son doctorat, pour participer à la mise en œuvre de la campagne **CLIMSLIP-NyA**. **Frans Olofson** a également été recruté sur un CDD IR pour analyser les interactions aérosols-nuages durant cette campagne (ANR, 6 mois et 2013).

De Novembre 2012 à Mars 2016, j'ai accompagné **Guillaume Mioche** lors de son CDD IR financé par le CNES (**Projet EECLAT**, T2.7). Son travail remarquable s'est focalisé sur l'analyse et l'interprétation d'un vaste jeu de données des propriétés des nuages en phase mixte en Arctique (campagnes **ASTAR**, **POLARCAT** et **SORPIC**). Une climatologie de l'occurrence de ces nuages a également été entreprise à partir des produits DARDAR (CALIPSO-CloudSat). Guillaume Mioche a été recruté au LaMP en Septembre 2017. Je tiens plus particulièrement à le remercier pour le travail qu'il a effectué durant cette période ainsi que pour son engagement lors des nombreuses campagnes de mesures auxquelles il a participées. J'ai également suivi de près les travaux minutieux de **Frédéric Tridon** (CDD CNES, IR, 2021) qui ont porté sur l'évaluation des produits microphysiques de DARDAR à partir d'observations *in situ* (**Projet EECLAT**, T2.7). Enfin, j'ai pu poursuivre l'encadrement de **Clément Bazantay**, 6 mois de plus (CDD CNES IE, 10/2021-02/2022), afin qu'il finalise son étude sur les liens entre la biologie marine et la phase des nuages dans les régions subantarctiques (col. G. Mioche et K. Sellegri).

Sans les activités de recherche réalisées par ces étudiants, post-docs et CDD ingénieurs, les travaux présentés dans ce manuscrit n'auraient jamais dépassé la cinquantaine de pages... Je les remercie pour leur contribution au bilan scientifique que je m'appête à présenter.

Introduction générale

Contexte scientifique

Les nuages jouent un rôle fondamental sur les bilans énergétique et hydrologique du système climatique [Stephens et al., 2019, Gettelman et Sherwood, 2016]. Ils recouvrent en permanence plus de deux tiers de la surface terrestre [Wylie et al., 2005 et 2007]. De par leur couverture spatiale et temporelle importante, ils offrent une surface d'échanges considérable pour les rayonnements électromagnétiques solaires et telluriques. De nombreuses études ont montré que deux types de nuages avaient un impact climatique prépondérant : les nuages bas de type stratocumulus majoritairement constitués de gouttelettes d'eau et les nuages de glace de type cirrus localisés à des altitudes élevées [Ramanathan et al., 1989 ; Lohmann et Roeckner, 1995 ; Stephens et al., 2018]. **Les nuages bas sont optiquement épais et ont tendance à refroidir les basses couches atmosphériques.** Leur capacité à fortement réfléchir le rayonnement solaire vers l'espace (effet parasol) domine l'effet de réchauffement provoqué par l'absorption et la réémission du rayonnement infrarouge. Au contraire, **les nuages hauts piègent le rayonnement «tellurique» tout en étant relativement transparents au rayonnement solaire.** Dans ce cas, l'effet de serre domine l'effet parasol, et favorise l'augmentation de la température proche de la surface de la Terre. La communauté scientifique s'accorde sur le fait qu'en moyenne annuelle et globale, les nuages ont tendance à refroidir le système climatique (effet radiatif net négatif d'environ -20 W/m^2). En revanche, cet effet présente une forte variabilité saisonnière et régionale. De plus, la quantification de la variabilité de l'intensité de cet effet radiatif, suite à un réchauffement global, demeure très incertaine [Dusfrene et Bony, 2008 ; Stevens et Bony, 2013]. Elle était estimée à $0.3 \pm 0.7 \text{ W/m}^2/\text{°C}$ en 2013 par les différents modèles de climat [Boucher et al., dans le rapport du GIEC, 2013] et est dorénavant évaluée en moyenne à $0.42 \text{ W/m}^2/\text{°C}$ dans un intervalle de confiance compris entre -0.1 et $0.94 \text{ W/m}^2/\text{°C}$ [Forster et al., 2021, dans le rapport du GIEC 2021]. Si les modèles de climat (GCM) s'accordent en moyenne sur une rétroaction globalement positive des nuages [Stocker et al., 2013 ; Zelinka et al., 2020], les derniers rapports du GIEC mettent tout de même en évidence que **cette rétroaction est l'une des principales sources d'incertitudes et des disparités inter-modèles** (sur le signe, la valeur ou la variabilité régionale de l'effet radiatif) [Arias et al., dans le rapport du GIEC 2021].

Cette disparité des réponses à un «changement climatique» provient en partie de notre **compréhension encore parcellaire des mécanismes complexes d'interaction multi-échelles entre les différents processus impliqués dans le cycle de vie des nuages.** La représentation des processus physiques nuageux, de leurs propriétés ainsi que des différents schémas de transfert radiatif implémentés dans les modèles de prévision climatique font encore l'objet d'**hypothèses simplificatrices** [Tan et Storelmo, 2019 ; Kretzschmar et al., 2019 ; Barker et al., 2016 ; Karisson et Svenson, 2013]. Cette problématique se retrouve également à différentes échelles dans les modèles de type CRM (Cloud Resolving Models), méso-échelles ou de prévision numérique du temps, malgré les récentes améliorations des différentes paramétrisations nuageuses [Li et al., 2014 ; Lee et al., 2018 ; Pithan et al., 2016 ; Stevens et al., 2018]. Par exemple, l'évaluation précise de l'impact radiatif des nuages reste encore problématique de par la **non linéarité des interactions et des rétroactions entre les processus dynamiques** (convection, advection, turbulence, entraînement), **microphysiques** (processus de formation et d'évolution des hydrométéores), **radiatifs et environnementaux** (composition des masses d'air, conditions de surface, état thermodynamique et propriétés des aérosols). **Ces processus interviennent à des échelles de temps et d'espace rendant impossible leur résolution explicite dans des modèles** de moyennes et grandes échelles [Geoffroy et al., 2017 ; Ovchinnikov et al., 2014].

«Ce problème est particulièrement sensible pour les nuages peu denses, peu précipitants, caractérisés par une couverture importante et quasi-permanente du globe, à même de moduler fortement le bilan radiatif à l'échelle globale» (extrait de l'HDR inachevée de Vincent Giraud, 2009). Dans ces nuages, les interactions microphysique-rayonnement-dynamique sont prégnantes et affectent directement leurs propriétés microphysiques et radiatives, leur homogénéité spatiale, le déclenchement des précipitations ainsi que leur durée de vie. Dans les **stratocumulus en phase mixte** (coexistence d'eau liquide et de cristaux de glace) ainsi que dans les **nuages de haute altitude** de type cirrus, la présence de la phase glace complexifie l'évaluation de leurs propriétés micro et macroscopiques. Les propriétés radiatives des nuages sont étroitement liées à leurs propriétés géométriques (altitude, couverture fractionnaire, épaisseur géométrique, hétérogénéité interne et texture) ainsi qu'à leurs propriétés optiques (épaisseur optique, rayon effectif, fonction de phase) et microphysiques (concentration, forme et distribution des particules, contenus en eau et en glace). **Les modèles ont des difficultés à correctement reproduire les hétérogénéités spatiales et l'évolution temporelle de ces propriétés nuageuses** [Westbrook et Illingworth, 2013 ; Miltenberger et al., 2018 ; Kuebbeler et al., 2014 ; Schumann et Heymsfield, 2017]. Une partie du problème réside dans la complexité des interactions entre les propriétés microphysiques, optiques et les précipitations résultant de la **forte variabilité de la forme, de la structure et de la taille des cristaux de glace ainsi que de la partition entre la phase liquide et solide** au sein de ces nuages [Gultepe et al., 2017 ; Krämer et al., 2020 ; Korolev et al., 2017].

Dans les régions polaires, les nuages en phase mixte de couche limite sont omniprésents [Shupe et al., 2011 ; Cesana et al., 2012]. Leur persistance et leur structure microphysique singulière résulte d'un complexe enchevêtrement d'interactions et de rétroactions non linéaires entre des processus dynamiques, microphysiques et radiatifs locaux et des forçages à plus grande échelle [Morrison et al., 2012 ; Klein et al., 2009 ; Korolev et al., 2017]. Certains auteurs ont même émis l'hypothèse que la résilience contre intuitive de la phase mixte dans ces nuages pourrait n'être qu'une expression de la théorie de la circularité qui décrit la dynamique de la complexité des systèmes [Leporini et Jourdan, in prep]. **Le cycle de vie de ces nuages polaires reste encore très mal appréhendé par les différents types de modèles** [Sandvik et al., 2007 ; Kretzschmar et al., 2020 ; Solomon et al., 2011 et 2018 ; McIlhattan et al., 2020 ; Tan et Strovelmo, 2019]. En effet, ces études ont mis en évidence que les propriétés et les processus microphysiques associés à la phase glace étaient l'une des sources majeures d'incertitudes pour l'évaluation des précipitations et de l'effet radiatif des nuages en Arctique. Il apparaît donc indispensable d'**accroître nos connaissances sur les mécanismes d'interactions entre les différentes phases thermodynamiques** présentes dans ces nuages. En particulier, de nouvelles paramétrisations des interactions aérosols-nuages ainsi que de leurs propriétés microphysiques et optiques en lien avec les conditions environnementales à plus grande échelle sont nécessaires. En ce sens, **des stratégies basées sur la synergie entre observations et modélisation à différentes échelles devront être développées pour identifier les facteurs et les processus clés régissant le cycle de vie des nuages totalement ou partiellement glacés.**

Organisation du document

Dans ce manuscrit, nous nous proposons d'apporter une maigre contribution à la mise en œuvre de méthodologies d'analyses d'observations, principalement *in situ*, pour documenter et mieux cerner les propriétés et les processus physiques régissant la formation et l'évolution des cirrus des moyennes latitudes et des nuages en phase mixte de l'Arctique. **Le document est découpé en trois grandes parties qui reflètent les thématiques et les objets d'étude** que j'ai abordés depuis mon recrutement au LaMP, fin 2005. Chaque partie est introduite par une section (.0) permettant d'apporter des éléments de compréhension théorique et de replacer nos travaux (en bleu) dans un contexte général propre au domaine abordé. Le lecteur averti, pressé ou fatigué pourra aisément s'affranchir de la lecture de ces sections introductives.

La première partie (**Partie I**) se focalise sur les **processus microphysiques impliqués dans le cycle de vie des hydrométéores**. Les études que nous avons réalisées dans une chambre à nuage en atmosphère contrôlée sont présentées. Cette partie introduit également certains instruments et méthodes d'analyses qui seront utilisés dans la suite du document. Elle est constituée de deux chapitres. Le **chapitre I.1** évoque les méthodologies envisagées pour la caractérisation des processus de croissance et des propriétés microphysiques des hydrométéores observés. Dans le **chapitre I.2**, les processus à l'origine de la diversité morphologique des cristaux et son impact sur les propriétés optiques sont abordés. **Des résumés de ces chapitres sont proposés p. 36 et p. 57.**

La deuxième partie (**Partie II**) s'intéresse à l'étude observationnelle des **propriétés des nuages de glace de la haute troposphère**. Le **chapitre II.1** se focalise sur les caractéristiques des cirrus des moyennes latitudes observées lors de campagnes aéroportées. L'évolution temporelle des propriétés des traînées de condensation des avions est traitée dans le **chapitre II.2**. Enfin, l'apport des observations *in situ* pour l'étude des interactions entre les cirrus et le rayonnement est évoqué dans le **chapitre III.3**. **Les résumés de ces chapitres sont disponibles p. 94, p. 112 et p. 135.**

La troisième partie (**Partie III**) traite **des nuages en phase mixte présents en Arctique**. Le premier chapitre (**III.1**) décrit la répartition géographique et saisonnière des nuages à ces latitudes, établie principalement à partir d'observations spatiales. Les effets radiatifs des nuages en phase mixte sont également évoqués. Le second chapitre de cette partie (**III.2**) s'intéresse aux propriétés microphysiques de ces nuages et à leur interaction avec les conditions environnementales de la région du Svalbard, où la plupart de nos campagnes d'observations ont eu lieu. Enfin, dans le dernier chapitre (**III.3**), l'étude des relations entre les propriétés microphysiques des hydrométéores et leurs propriétés optiques est illustrée au travers de quelques exemples dans la région Arctique. **Des résumés de ces différents chapitres sont proposés p. 162, p. 201 et p. 234.**

La **partie IV** recense brièvement les orientations de mes activités de recherche à court terme. Elles se feront dans la continuité des travaux entrepris dans les régions polaires ou subpolaires.

PARTIE I. Étude du cycle de vie des hydrométéores

Cette première partie reprend essentiellement les travaux décrits dans [Jourdan et al., \[in prep\]](#) ; [Shcherbakov et al., GRL \[2006b\]](#) ; [Schnaiter et al., ACP \[2016\]](#) ; [Järvinen et al., JAS \[2016\]](#) et [Järvinen et al., AGU book chapter \[2022\]](#) ainsi que les [stages de Master de David Lepen \(2006\)](#) et [Farid Imakhloufen \(2015 et 2016\)](#). Les méthodologies développées dans [Jourdan et al., JGR \[2003a\]](#) et [Jourdan et al., JGR \[2003b\]](#) sont également utilisées. Certains résultats ne sont pas publiés et ont été élaborés au cours de l'écriture de ce document.

Les principaux résultats proviennent de l'analyse des campagnes réalisées dans la chambre de simulation AIDA du KIT de Karlsruhe : [IN11 \(Ice Nucleation campaign n°11, 2007\)](#) et [RICE-03 \(Rough Ice Experiment-3, 2014\)](#). Les principaux projets associés à ces campagnes sont : [ACCENT-CAICOP \(Coupling Aerosol and Ice Cloud Optical Properties, 2007\)](#) et [TOSCA-EECLAT \(Expecting EarthCare Learning from A-Train, 2013-2022\)](#).

I.0 Introduction de partie - Cycle de vie des particules nuageuses

• Formation des hydrométéores

Les hydrométéores présents dans les nuages se forment suite au refroidissement d'une masse d'air humide jusqu'à un niveau où l'humidité relative approche les 100%. Dans l'atmosphère, la détente d'une parcelle d'air à l'origine de la formation du nuage peut être induite par un réchauffement de la surface et le déclenchement de la convection, par le soulèvement orographique ou au niveau d'un front. La convergence de l'air dans les basses couches ou des instabilités à petites échelles comme la turbulence peuvent également engendrer des mouvements verticaux de l'air. Lorsque la masse d'air est saturée en vapeur d'eau, la formation spontanée d'embryons de gouttelettes d'eau par collision d'un nombre suffisant de molécules de vapeur d'eau ne permet pas aux gouttelettes d'eau d'atteindre une taille critique pour croître spontanément par condensation. La formation des gouttelettes n'est possible qu'en présence de particules d'aérosols, ou **noyaux de condensation (CCN)**, qui réduisent fortement la sursaturation nécessaire à la condensation de la vapeur d'eau. Les mécanismes de formation des gouttelettes d'eau à partir d'une particule d'aérosol sont relativement bien appréhendés et décrits par la théorie de Köhler [Köhler, 1936]. Cette théorie prend en compte l'effet de courbure de la particule hydratée (terme de Kelvin) et l'effet de soluté de composés chimiques solubles (terme de Raoult). Si le nuage continue son ascension, des températures inférieures à 0°C peuvent être atteintes et les gouttelettes d'eau sont dans un état surfondu instable. Leur capacité à se congeler dépend de la disponibilité de **noyaux glaçogènes (INP)** et de la température ambiante [Herbert *et al.*, 2015 ; Koop *et Murray*, 2016].

Si les mécanismes de formation des gouttelettes d'eau sont généralement bien compris [McFiggans *et al.*, 2006 ; Andreae, 2009 ; Paramonov *et al.*, 2015], **la formation de la glace atmosphérique est moins bien appréhendée en raison de la diversité des chemins de transition de phase, et des incertitudes sur les propriétés glaçogènes des aérosols** [DeMott *et al.*, 2011 ; Kanji *et al.*, 2017]. Dans l'atmosphère, les cristaux de glace atmosphérique se forment essentiellement par deux mécanismes primaires de production de la glace : **la nucléation homogène et la nucléation hétérogène**. La nucléation homogène est la congélation spontanée de gouttelettes d'eau surfondues (pure ou fortement diluée) en l'absence de particules insolubles étrangères, à des températures inférieures à -37°C. A ces températures, les sursaturations par rapport à la glace sont importantes, favorisant ainsi la formation d'embryons de glace stables [Murray *et al.*, 2010]. A des températures plus élevées (entre -2°C et -37°C) et des sursaturations plus faibles, la formation de la glace peut être déclenchée par la présence de particules d'aérosols insolubles servant de noyaux glaçogènes. Les mécanismes de **nucléation hétérogène** interviennent donc avant la congélation homogène mais ce sont l'abondance d'INPs, le seuil de congélation (freezing supersaturation) et la vitesse verticale qui conditionnent *in fine* le mécanisme par lequel le nuage de glace se forme, et donc ses propriétés microphysiques (**Fig. I.0.1**).

Deux approches sont généralement envisagées pour expliquer ce phénomène de nucléation hétérogène. Une première approche considère que la congélation est facilitée par la présence de sites actifs sur la surface des INPs, dont la structure moléculaire proche de celle des cristaux favorise la formation de la phase glace à température constante (hypothèse singulière, [Vali *et al.*, 2015]). Une seconde approche basée sur la théorie classique de la nucléation considère un processus stochastique dans lequel la présence d'INPs abaisse la barrière d'énergie de transition de phase. Ainsi, la **nucléation hétérogène dépend de la taille, de la composition de surface et de la morphologie de l'INP**.

Plusieurs modes d'initiation des particules de glace sont possibles. **Les deux mécanismes principaux de nucléation primaire de la glace sont la déposition (deposition nucleation) et la congélation (freezing nucleation)**. Dans le premier mécanisme, les molécules d'eau de la phase gaz se déposent directement sur la surface de l'INP pour former de la glace sans formation préalable d'une phase liquide (transition de phase de gaz à solide). Ce processus de nucléation de la glace par **déposition de vapeur intervient généralement dans des cirrus, à des températures inférieures à -30°C et dans des conditions de sursaturation par**

rapport à la glace [Cziczo et al., 2013]. La nucléation par **congélation** intervient lorsque l'INP interagit avec la phase liquide (transition de phase de liquide à solide). Elle se subdivise en un mode de congélation par immersion (**immersion freezing**) dans lequel la totalité de la surface de l'INP est immergée dans une gouttelette d'eau surfondue. Un deuxième mode, dit de congélation par contact (**contact freezing**), est également possible lorsque la nucléation est initiée à l'interface air-eau quand l'aérosol entre en contact avec l'eau surfondue. Le troisième mode est la congélation par condensation (**condensation freezing**), mécanisme au cours duquel l'aérosol agit d'abord comme centre de condensation liquide avant que film d'eau se congèle pour conduire à la formation de la glace [Pruppacher et Klett, 1997 ; Vali et al., 2015]. Il est parfois difficile de différencier expérimentalement ou théoriquement certains de ces modes mais l'«**immersion freezing**» semble être le mécanisme prédominant de formation de la glace dans des nuages en phase mixte [Cui et al., 2006 ; Ansmann et al., 2008 et 2009 ; de Boer et al., 2011]. L'efficacité des modes de nucléation hétérogène dans des conditions thermodynamiques et environnementales données dépendent des propriétés physico-chimiques des aérosols qui vont notamment définir si un aérosol est plus à même d'être un CCN efficace ou un INP. Seule une petite fraction des aérosols peuvent agir en tant qu'INPs [Murray et al., 2012] mais un faible nombre d'INPs suffit pour assurer la glaciation d'un nuage [DeMott et al., 2010].

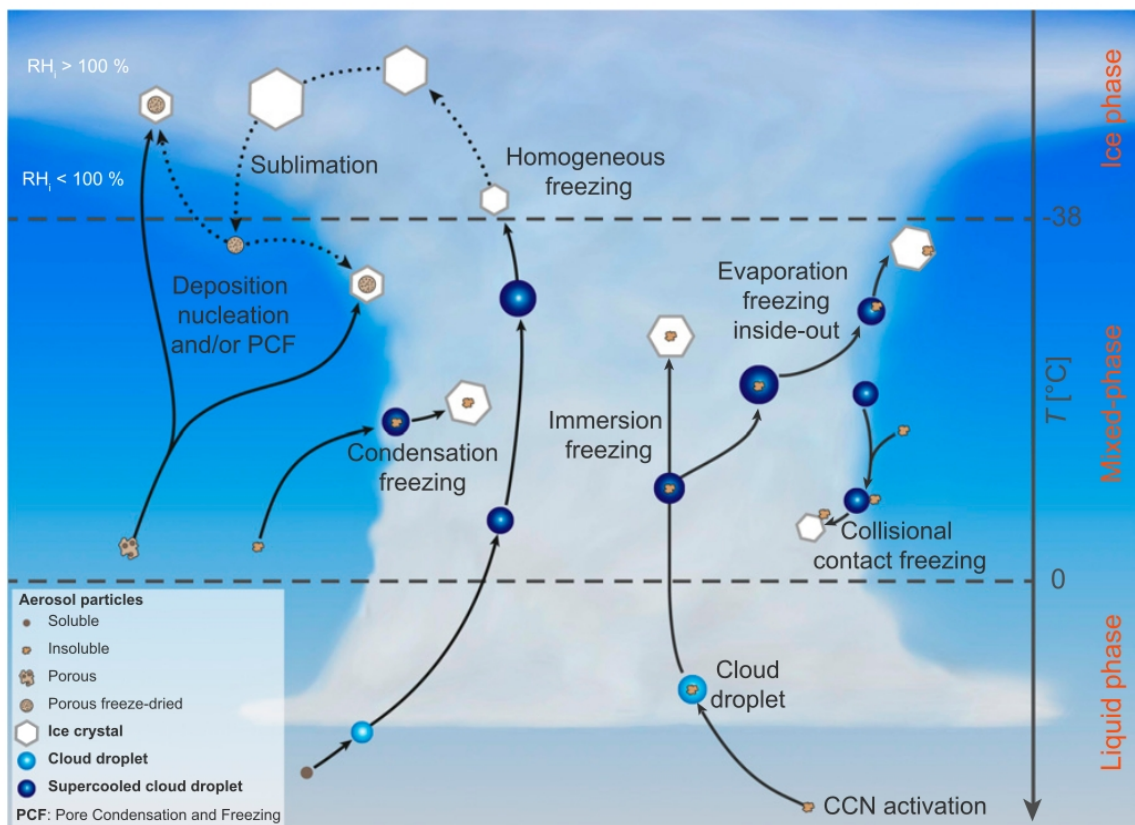


Figure I.0.1 : Illustration des différents mécanismes et processus associés de nucléation primaire des hydrométéores dans un nuage. D'après Kanji et al., [2017].

Notre compréhension des processus de nucléation primaire de la glace se heurte également à notre difficulté à identifier et caractériser les propriétés qui font de ces particules de potentiels noyaux glaçogènes [Knopf et al., 2014 ; Paramonov et al., 2018]. Les observations montrent que les INPs sont présents dans l'atmosphère en faibles concentrations allant de quelques particules par litre à des températures proches de 0°C où les taux de nucléation sont faibles jusqu'à un maximum de 10^3 - 10^4 L⁻¹ lorsque les températures sont beaucoup plus basses [DeMott et al., 2010]. Ces valeurs sont de plusieurs ordres de grandeur plus faibles que les concentrations de CCN, ce qui rend leur identification délicate. Les **INPs présentent également une forte variabilité spatiale et temporelle** [Boose et al., 2016a et b] **et peuvent être de composition et**

d'origine très différentes. En effet sous certaines conditions atmosphériques, des aérosols biologiques, des poussières minérales, du carbone suie ou des aérosols organiques marins présentent des caractéristiques morphologiques et physico-chimiques qui leur permettent de déclencher la nucléation de la glace [Després et al., 2012 ; Cantrell et Heymsfield, 2005 ; DeMott, 1990 ; McCluskey et al., 2017]. Il est généralement admis que les aérosols insolubles les plus grands (de taille supérieure à 500 nm) sont de bons INPs, En effet, pour ces aérosols, le nombre de sites actifs IN potentiellement présents sur leur surface est plus important [Mason et al., 2016 ; Hartmann et al., 2016], Cependant, les petites particules d'origine biologique peuvent également constituer des INPs efficaces [O'Sullivan et al., 2015].

Les observations aéroportées montrent que **la concentration d'INPs est régulièrement, pour certaines gammes de températures, bien inférieures à la concentration de cristaux de glace observée dans les nuages** [Hobbs et Rangno, 1998 ; Cantrell et Heymsfield, 2005 ; DeMott et al., 2016]. Des mécanismes de production secondaire de la glace (**SIP**) ont été proposés pour expliquer le rapide accroissement de la concentration de cristaux suite à des événements de nucléations primaires [Hallett et Mossop, 1974 ; Field et al., 2017]. Ces mécanismes incluent le, très étudié, **processus de fragmentation des cristaux par givrage** («rime splintering» ou processus d'Hallett-Mossop), très actif à des températures comprises entre -3 et -8°C (cf. références dans Field et al., [2017]). Les autres mécanismes sont la fragmentation par collision de cristaux («ice - ice collision fragmentation/break up», [Takahashi et al., 1993 et 1995]) ; la fragmentation de gouttelettes lors de leur congélation («droplet shattering during freezing», [Leisner et al., 2014]) et l'éclatement de cristaux suite à leur sublimation («sublimation fragmentation», [Bacon et al., 1998 ; Korolev et al., 2020]). Si les bases physiques de ces processus de multiplication ainsi que les taux de production de cristaux associés ne sont, à l'heure actuelle, pas suffisamment bien comprises, les mécanismes SIP font l'objet d'intenses recherches tant expérimentales qu'en modélisation. A ce titre, Zhao et Liu, [2022] ont récemment montré que la production secondaire de glace pouvait être potentiellement importante dans certains nuages arctiques en phase mixte. La compétition entre les mécanismes SIP et les processus de nucléation primaire sont donc susceptibles d'impacter la répartition entre gouttelettes d'eau surfondue et cristaux de glace au sein de ces nuages.

- **Croissance des hydrométéores**

Une fois les particules nuageuses formées, elles peuvent croître de différentes manières en fonction des conditions de températures, d'humidité et dynamiques. La croissance et l'évaporation des gouttelettes d'eau après leur activation est bien décrite par la théorie de la croissance par diffusion de vapeur corrigée des effets moléculaires cinétiques et de ventilation. Si elles se trouvent dans un environnement où la pression de vapeur saturante dépasse la pression de vapeur d'équilibre à leur surface, les **gouttelettes peuvent entamer leur croissance par condensation**. Néanmoins, ce processus ne permet pas aux gouttelettes de croître jusqu'à des tailles suffisantes pour sédimenter. La **collection/collision gravitationnelle entre les gouttelettes** et leur coalescence qui en résulte (i.e. capture de petites gouttelettes par de plus grandes) permet aux gouttes d'atteindre des tailles supérieures à 15-20 μm . La dynamique atmosphérique et, en particulier, les processus de mélange résultant de la turbulence peuvent modifier les efficacités de collision entre les gouttelettes. Elle peut, par exemple, favoriser la croissance de certaines gouttelettes au détriment des autres, impacter leurs vitesses relatives ou modifier l'écoulement de l'air autour d'elles ainsi que la distribution spatiale de leur concentration.

La **croissance des cristaux de glace** est basée sur des processus similaires à ceux mis en jeu pour les gouttelettes d'eau : la **collection et la diffusion de vapeur**. Dans des conditions thermodynamiques appropriées de sursaturation par rapport à la glace, la croissance des cristaux de glace par diffusion et déposition de vapeur est déclenchée. Les spécificités géométriques des cristaux de glace sont introduites par un terme de capacitance qui est intégré dans l'équation régissant l'évolution temporelle de la masse du cristal en fonction de la température et de l'humidité. Néanmoins, les détails sur comment la vapeur d'eau est incorporée dans la structure cristalline ne sont pas clairement compris et dépendent des propriétés

thermodynamiques à la surface du cristal [Rogers et Yao, 1989]. Les conditions thermodynamiques ambiantes déterminent non seulement le taux de croissance des cristaux mais aussi les interactions entre hydrométéores et la forme des cristaux. Ces cristaux sont caractérisés par un éventail de formes très vaste sur des tailles allant de quelques micromètres à plusieurs millimètres [Lawson et al., 2019 ; Krämer et al., 2020].

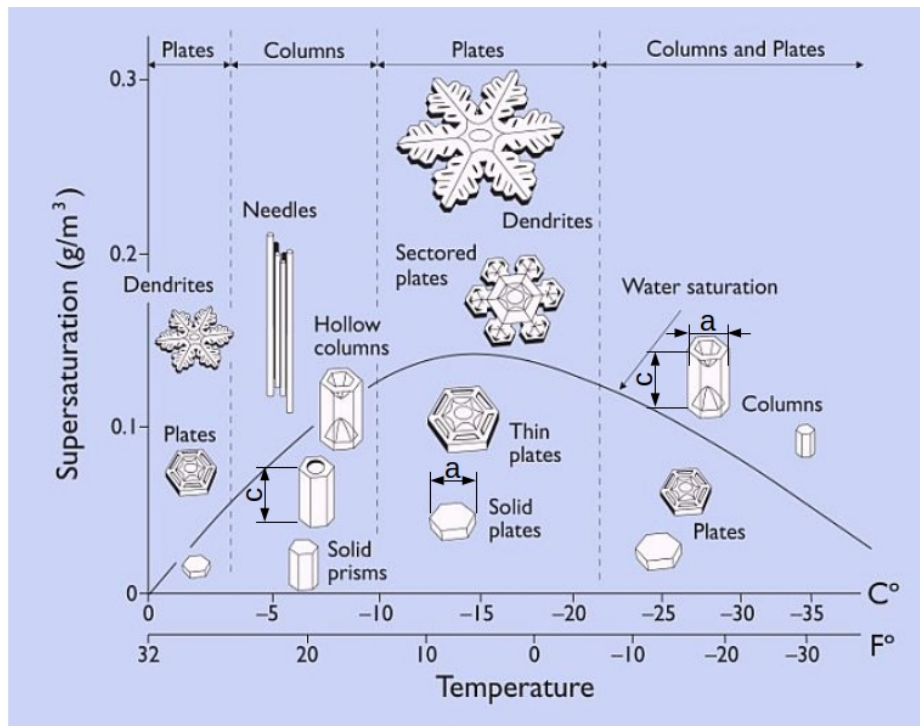


Figure I.0.2 : Diagramme simplifié, dit de «Nakaya» [Nakaya, 1954], de la morphologie des cristaux de neige majoritairement «pristine». Cette figure illustre des exemples typiques de formes de cristaux ayant crû par dépôt de vapeur en fonction de la température et de la sursaturation par rapport à la glace. La ligne de saturation par rapport à l'eau liquide est également indiquée. On notera que la température détermine principalement l'axe privilégié selon lequel les cristaux croissent. En effet, à des températures moyennes de -2°C , -15°C et -25°C la croissance des cristaux est plus efficace le long de la facette basale (axe *a*, cf. notation au dessus de «solid plates») pour aboutir à des morphologie de type plaquettes hexagonales. Pour des températures moyennes de l'ordre de -5°C ou inférieures à -30°C , l'axe privilégié de croissance est selon les facettes du prisme (axe *c*, cf. notation au dessus de «solid prisms»). Il donne naissance à des colonnes hexagonales. Des sursaturations importantes conduisent généralement au développement de cristaux possédant des structures plus complexes comme les dendrites ou colonnes creuses. Adapté de Libbrecht, [2005]. Une extension de cette figure à des températures de -70°C à -20°C ainsi qu'une classification plus aboutie des formes des cristaux ont été établies par Bailey et Hallett, [2012].

Le schéma de classification des particules de glace le plus abouti regroupe 80 classes de neige et de cristaux [Magono et Lee, 1966]. La **forme géométrique de base des cristaux respecte une symétrie radiale d'ordre 6** liée à la structure hexagonale moléculaire de la glace et des molécules d'eau. Cette structure a tendance à maximiser les forces d'attraction et à minimiser celles de répulsion. **Le cristal présente généralement six faces latérales (facettes prismatiques) couronnées en haut et en bas par deux facettes basales ou pyramidales.** La croissance par dépôt de vapeur s'effectue généralement selon des axes privilégiés, soit selon l'axe *a* le long de la facette basale, soit selon l'axe *c* des facettes du prisme perpendiculaires au plan précédent du cristal (Fig. I.0.2). Les études en laboratoire montrent que les taux de croissance des différentes facettes dépendent de la température et de l'humidité relative [Magono et Lee, 1966 ; Bailey et Hallett, 2009 et 2012]. Une approche de cinétique moléculaire est nécessaire pour expliquer les différentes formes des cristaux et leur transition d'une forme à l'autre. Les molécules de vapeur d'eau ont tendance à se fixer préférentiellement au niveau des rebords de la surface du cristal. Ce mécanisme provoque la croissance du cristal par le mouvement latéral des «marches» de transition entre les couches

planes successives de hauteurs différentes. Ces effets cinétiques de surface détermine l'évolution de la forme des cristaux et sont contrôlés par la température et la sursaturation (**Fig. I.0.2**). Ils conduisent à des taux de croissance généralement plus faibles que ceux prédits par la théorie classique de diffusion du continuum de vapeur d'eau. Ils restent, néanmoins, plus élevés que pour des gouttelettes d'eau car pour une quantité de vapeur d'eau donnée, la sursaturation par rapport à la glace est plus importante que par rapport à l'eau. La **croissance par déposition de vapeur** est relativement lente. Elle conduit au développement de cristaux de **formes hexagonales régulières dites «pristine»**, comme des colonnes, des aiguilles, plaquettes ou des bullet rosettes. Cependant, les fortes variabilités des conditions atmosphériques telle que l'humidité ou la vitesse verticale peuvent accélérer la croissance des cristaux et conduire à l'apparition de structures cristallines plus complexes.

Dans des nuages en phase mixte où des gouttelettes d'eau surfondue coexistent avec des cristaux de glace, les deux types d'hydrométéores peuvent théoriquement croître quasi-simultanément tant que la quantité de vapeur d'eau disponible le permet. Lorsque les conditions de sursaturation par rapport à la glace et de sous saturation par rapport à l'eau liquide sont réunies, les cristaux de glace croissent rapidement au détriment des gouttelettes d'eau qui s'évaporent. Ce processus, dit de Wegener-Bergeron-Findeisen ou **WBF** [Wegener, 1911 ; Bergeron, 1935 ; Findeisen, 1938], est également influencé par les forçages dynamiques qui jouent un rôle important dans le partitionnement des rapports de mélange de la glace, de l'eau liquide et de la vapeur d'eau. Les simulations numériques suggèrent que, dans les nuages stratiformes en phase mixte, le processus **WBF** est actif dans la moitié du volume du nuage [Fan et al., 2011] mais que son impact est moins important dans les nuages convectifs [Korolev, 2007]. Il peut conduire à **la glaciation rapide et complète d'un nuage en phase mixte** et joue un rôle primordial dans la formation des précipitations dans les nuages froids.

La masse des cristaux peut également augmenter par collection gravitationnelle de gouttelettes d'eau surfondue qui se congèlent quasi-instantanément à leur surface. Ce processus de **croissance par givrage** (ou accréation) conduit à la formation de structures givrées plus denses pouvant arborer différentes formes : des plaquettes, des aiguilles, des cristaux quasi sphériques («graupels») ou même des grêlons. La vitesse de chute des hydrométéores dépend de la forme et de la taille des cristaux. C'est un facteur important car il conditionne l'efficacité de collection des gouttelettes. Cette efficacité a tendance à augmenter avec le périmètre du cristal et dans un premier temps avec la taille des gouttelettes. Son **évaluation reste toutefois complexe** [Pruppacher et Klett, 1997 ; Pitter, 1977]. S'il est bien établi que le processus de givrage favorise l'accroissement de la masse, de la densité et de la vitesse de chute des cristaux sans trop impacter leur dimension maximale [Heymsfield, 1982 ; Seifert et al., 2019], l'efficacité de ce mécanisme dans le déclenchement des précipitations reste encore à être consolidé [Moisseev et al., 2017].

L'**agrégation** constitue un autre mécanisme de croissance possible des cristaux. Des particules de glace de vitesses terminales de chute différentes peuvent rentrer en collision et s'agglomérer pour donner naissance à un cristal de **plus grande taille et de forme plus irrégulière**. L'efficacité de collection est encore plus délicate à estimer que lors du processus d'accréation. Elle semble conditionnée par la forme des cristaux, la vitesse de chute et la température. En effet, le mouvement irrégulier des cristaux présentant une structure ouverte comme les flocons de neige en forme d'étoile («dendrites») a plutôt tendance à favoriser l'adhésion ou le «collage» d'autres cristaux, par enchevêtrement. L'agrégation de plaquettes est moins probable sauf si elles sont suffisamment proches les unes des autres (influence des effets de sillage). Lorsque la température est supérieure à environ -10°C, les surfaces des cristaux deviennent plus «collantes» et facilite le mécanisme d'agrégation. De par leur densité et leur vitesse de chute plus importante, la présence de particules de types colonnes ou aiguilles soumises à un certain degré de givrage ou de la neige roulée dans les nuages accroît également la fréquence de collision entre les cristaux.

- **Incertitudes sur les processus microphysiques de croissance des cristaux**

Lorsque les cristaux ou les gouttelettes d'eau atteignent une certaine masse et que les forces de friction et de flottabilité ne sont plus suffisantes pour les maintenir en suspension dans le nuage, ils commencent à sédimenter. Généralement, la croissance par condensation-diffusion ne suffit pas pour que les hydrométéores atteignent la taille ou la masse critique pour assurer le déclenchement des précipitations. La coalescence des gouttes ainsi que l'agrégation et l'accrétion des cristaux sont la plupart du temps nécessaires pour former des particules précipitantes en un temps raisonnable. Les mécanismes associés à la phase glace sont plus efficaces que la collection des gouttelettes d'eau pour développer des hydrométéores précipitants de taille suffisamment grande [Rodgers et Yao, 1989]. En définitive, les **processus régissant la formation, la croissance et l'évolution de la morphologie des cristaux** ainsi que l'initiation des précipitations **sont soumis à de fortes incertitudes**. Par exemple, la façon dont la forme des cristaux impacte la capacitance, les effets de ventilation, les forces de traînée et, par conséquent, les taux de croissance par déposition de vapeur, givrage et agrégation nécessite la **mise en œuvre d'études expérimentales en chambre de simulation et des travaux théoriques supplémentaires** [Sulia et Harrington, 2011; Fridlind et al., 2012b].

L'amélioration de ces taux de croissance passe par une **meilleure connaissance et caractérisation de la distribution spatiale et de l'évolution de la masse, de la taille et de la forme des hydrométéores pour différents types de nuages** et conditions thermodynamiques [Korolev et al., 2017]. Ces caractéristiques sont particulièrement importantes notamment dans les nuages en phase mixte car elles affectent le partitionnement entre la phase liquide et la phase glace et par conséquent leur taux de précipitations, leur longévité, ainsi que leur effet radiatif. Dans les nuages de glace, la granulométrie et la morphologie des cristaux jouent un rôle important sur leurs propriétés radiatives. Cependant, **la forte variabilité de formes des cristaux complexifie l'évaluation de leurs propriétés optiques**. En effet, les modèles de diffusion de la lumière ont des limites physiques assorties de contraintes liées à la taille et la représentation morphologique généralement «idéalisée» des hydrométéores [Yang et Liou, 1996 a et b ; Macke et al., 1996 ; Yang et al., 2018 ; Nousiainen et McFarquhar, 2004]. Il est donc primordial de **comprendre comment les conditions thermodynamiques et les processus microphysiques associés conditionnent la morphologie des cristaux et leurs propriétés optiques**. Les expériences de simulation du cycle de vie des nuages dans des conditions atmosphériques contrôlées offrent des possibilités intéressantes pour documenter les propriétés microphysiques et optiques des hydrométéores depuis leur formation jusqu'à leur sédimentation.

Dans cette première partie (Partie I.), nous nous proposons de faire un bilan de nos travaux réalisés autour de la caractérisation des propriétés morphologiques des hydrométéores et de leurs effets sur les propriétés de diffusion simple. Ces études se basent essentiellement sur des observations de la forme et des propriétés microphysiques des cristaux en synergie avec des mesures directes de leur comportement optique dans l'atmosphère contrôlée d'une chambre de simulation (**AIDA**). Le suivi temporel d'une petite population de cristaux permet d'établir des liens intéressants entre les conditions thermodynamiques ambiantes, les processus de croissance ou de sublimation, l'évolution de leur morphologie et finalement leurs signatures optiques. La possibilité d'utiliser les observations de certaines propriétés optiques des hydrométéores pour identifier ou remonter aux caractéristiques microphysiques des hydrométéores sera discutée dans le **chapitre I.1**.

I.1 Chapitre 1 : Étude des processus de croissance et des propriétés des hydrométéores en atmosphère contrôlée

Nous avons vu que les cristaux de glace se formaient dans l'atmosphère par des processus de nucléation primaire homogène et hétérogène ou de production secondaire. Ces processus ont lieu sous des conditions météorologiques et thermodynamiques très variées qui influencent également la croissance et des hydrométéores. Ces mécanismes déterminent en grande partie les propriétés microphysiques des nuages, leur cycle de vie et leur effet radiatif. Les propriétés radiatives des nuages partiellement (nuages en phase mixte) ou entièrement glacés (cirrus, contrails) sont particulièrement difficiles à évaluer car elles dépendent notamment, en plus des propriétés macrophysiques du nuage (épaisseur, altitude, couverture..), du contenu en glace, du partitionnement de phase, de la distribution verticale de la taille et de la forme des cristaux ainsi que de leurs propriétés de diffusion et d'absorption du rayonnement. La variabilité atmosphérique soumet ces quantités à de fortes fluctuations spatiales et temporelles qu'il est difficile de caractériser à l'échelle du processus ou de l'hydrométéore par des observations spatiales, aéroportées ou depuis la surface. A cela, s'ajoute la difficulté pour ce type de mesures de fournir une caractérisation simultanée et précise de grandeurs telles que l'humidité, la morphologie des hydrométéores et leurs propriétés de diffusion simple pour différents stades d'évolution du nuage.

Dans ce chapitre, nous nous proposons d'étudier, par la mise en œuvre d'expériences en chambre de simulation, l'évolution temporelle des propriétés microphysiques et optiques des hydrométéores au cours de leur cycle de vie pour différents types de nuages. L'impact de la forme des cristaux de glace sur leur propriétés de diffusion simple sera plus particulièrement abordé au travers d'études de cas idéalisés (**Section I.1.1**). Nous traiterons également de l'implication de nos observations sur la modélisation des propriétés optiques des cristaux (**Section I.1.2**). **Ce premier chapitre sera l'occasion d'introduire certaines méthodologies d'analyses des observations et une partie de l'instrumentation utilisées pour obtenir les résultats décrits dans les différents chapitres de ce document.**

I.1.1 Evolution temporelle des propriétés microphysiques et optiques des hydrométéores

Dans le cadre d'un projet d'accès aux infrastructures de recherche **ACCENT-CAICOP (Coupling Aerosol and Ice Cloud Optical Properties, 2007)**, nous avons cherché à étudier et caractériser les différentes étapes du cycle de vie des cristaux de glace à l'échelle du processus. **Nos travaux se sont plus particulièrement focalisés sur la façon dont les processus de croissance des cristaux conditionnent leurs propriétés microphysiques et morphologiques. Nous avons également chercher à comprendre qu'elle était l'influence de ces caractéristiques sur les propriétés optiques des cristaux.**

En Novembre 2007, nous avons eu l'opportunité de participer à la campagne **IN11 (Ice Nucleation campaign n°11)** coordonnée par l'institut de technologie de Karlsruhe (**KIT**). Le principal objectif était d'étudier l'influence de la composition chimique et du vieillissement (notamment le coating de surface) des aérosols sur leur hygroscopicité et leur capacité CCN ou IN. Le but était de mieux comprendre les mécanismes d'activation des gouttelettes d'eau [Henning et al., 2012] et de formation primaire des cristaux de glace. **Nos activités ont porté sur la caractérisation *in situ* des propriétés microphysiques et optiques des hydrométéores dans différents types nuages** générés dans la **chambre de simulation instrumentée AIDA (Aerosol Interaction and Dynamics in the Atmosphere)**. Cette installation unique, constituée d'une grande chambre cylindrique de 84 m³ isolée dans une enceinte thermostatée, permet d'observer l'évolution des propriétés des particules nuageuses au cours de leur cycle de vie dans des conditions thermodynamiques contrôlées. Dans la chambre préalablement nettoyée, refroidie et humidifiée, des gouttelettes d'eau ou des particules d'aérosols peuvent être injectées pour faciliter la formation et le développement d'un nuage suite à la détente et au refroidissement d'une parcelle d'air contrôlée par un

système de pompes mécaniques. La température initiale de l'air et la vitesse de pompage peuvent être ajustées pour obtenir une grande gamme de taux de refroidissement et donc d'humidité permettant de créer des conditions thermodynamiques typiquement observées dans la troposphère [Möhler *et al.*, 2005 ; Schnaiter *et al.*, 2012 ; Vochezer *et al.*, 2016].

Lors de la campagne **IN11**, 12 expériences d'expansion/refroidissement simulant la détente quasi adiabatique d'une parcelle d'air dans l'atmosphère ont été réalisées pour simuler la formation et/ou l'évolution de nuages partiellement ou complètement glacés dans des conditions thermodynamiques contrôlées (température, pression, taux de refroidissement de la parcelle d'air). Deux expériences se sont focalisées sur **la génération d'un nuage en phase mixte stratiforme en phase de développement à une température de -18°C**. La formation d'un nuage en phase mixte par nucléation hétérogène a fait l'objet de six expériences qui ont été calibrées à une température de -20°C, pour différents taux de refroidissement (-1.5 à -2.5 K/min) et différentes concentrations de germes de glace. Enfin, quatre expériences se sont intéressées à **la formation de cirrus par nucléation homogène à une température de -43°C** suite à des détentes plus ou moins rapides et des concentrations d'acide sulfurique (SA) variables. L'instrumentation de base installée dans la chambre AIDA permet de mesurer de façon quasi-continue la pression, la température, la concentration de vapeur d'eau interstitielle, la masse d'eau totale ainsi que la concentration et le spectre dimensionnel des particules d'aérosols [Möhler *et al.*, 2003 ; Wagner *et al.*, 2009]. De plus, afin d'assurer le suivi des propriétés microphysiques, morphologiques et optiques des hydrométéores nuageux, nous avons pu déployer, pour la première fois, deux sondes *in situ* de la **PMA (Plateforme de Mesures Aéroportées)** du LaMP sous la chambre de simulation : le **Cloud Particle Imager** et le **Néphélomètre Polaire**.

- **Le Cloud Particle Imager (CPI)**

Le **CPI** est un imageur à haute résolution de particules nuageuses [Lawson *et al.*, 2001]. Cet instrument peut, par le déclenchement d'un laser imageur, capturer une ou plusieurs images d'hydrométéores grâce à une caméra CDD de 1024x1024 pixels de résolution 2.3 μm et 256 niveaux de gris. Un logiciel d'analyse morphologique des images développé au LaMP (Thèse de R. Lefèvre, 2007) permet d'extraire les caractéristiques géométriques des hydrométéores échantillonnés puis leurs attribue une forme spécifique parmi 10 classes morphologiques (sphéroïdes, aiguilles, colonnes, plaquettes, dendrites, bullets, graupels, sideplanes, bullet rosettes ou irréguliers...). En général, 10 pixels sont nécessaires pour correctement identifier une particule nuageuse. **Le CPI permet donc d'obtenir une classification de la forme ainsi que la distribution dimensionnelle des hydrométéores (PSD) de tailles typiquement comprises entre 25 μm (ou 12.5 μm) et 2.3 mm.**

Des paramètres microphysiques intégrés tels que la concentration en nombre (N), le diamètre moyen (D_m), maximal (D_{max}) ou effectif (D_{eff}), le contenu en glace (IWC) ou en eau (LWC) ainsi que le coefficient d'extinction dans le visible (σ_{ext}) peuvent être déterminés à partir des PSDs et de l'analyse morphologique des images. En particulier, le calcul du contenu en glace est basé sur la relation masse-diamètre $m = 0.135 X^{0.793}$ où X est un paramètre défini pour chaque image par une combinaison de quatre ses propriétés géométriques (surface, largeur, longueur et périmètre) [Baker *et Lawson*, 2006]. Le coefficient d'extinction (σ_{ext}) est déterminé à partir du rapport entre la surface des images des hydrométéores et le volume d'échantillonnage du CPI. Les incertitudes sur la concentration, l'IWC et le coefficient d'extinction sont au moins de 50 à 60% et dépassent les 80% pour le diamètre effectif (Thèse de G. Mioche, 2010).

- **Le Néphélomètre Polaire (PN)**

Le **PN** est un instrument développé au LaMP permettant la **mesure directe de la section efficace de diffusion volumique ($\sigma(\theta)$ en $\mu\text{m}^{-1} \text{Sr}^{-1}$) d'un ensemble de particules nuageuses, de taille comprise entre 3 μm et 1 mm**, traversant un faisceau laser collimaté de longueur d'onde, $\lambda = 804 \text{ nm}$ [Gayet *et al.*, 1997]. **Cette quantité décrit la répartition angulaire du rayonnement diffusé par une distribution d'hydrométéores présente dans le volume d'échantillonnage du PN.** Elle est directement reliée à la fonction de phase

normalisée P_{11} qui est la probabilité pour un rayon incident d'être diffusé dans une direction donnée ainsi qu'au coefficient de diffusion σ_{sca} (en μm^{-1}) par la relation suivante :

$$\sigma(\theta) = \frac{P_{11}(\theta)}{4\pi} \sigma_{sca} \quad (\text{Eq. I.1})$$

si l'on suppose que les particules nuageuses présentes dans le volume de mesure du PN ont une orientation aléatoire. La section efficace de diffusion volumique ne dépend alors plus que l'angle polaire de diffusion θ (compris entre 0° et 180°), de la longueur d'onde incidente, de l'indice complexe, des propriétés géométriques et de la granulométrie des particules nuageuses. Par abus de langage, on désignera invariablement $\sigma(\theta)$ par **fonction de phase non normalisée, ASC ou ASI** (Angular Scattering Coefficients/Intensities) ou plus fréquemment par **indicatrice de diffusion**.

Au sein du volume d'échantillonnage du PN, le rayonnement diffusé par les hydrométéores est réfléchi par un miroir parabolique sur une couronne circulaire composée de 56 détecteurs couvrant une gamme angulaire s'étendant entre $\pm 3.49^\circ$ et $\pm 169^\circ$. Néanmoins, lors des campagnes dans la chambre AIDA, seuls 31 angles de diffusion compris entre 10.6° et 162° étaient exploitables. Les erreurs moyennes de mesure sont typiquement de l'ordre de 5% sur l'ensemble de la gamme angulaire hormis à 10.6° et 162° où elles peuvent atteindre 50% ou 30%, respectivement [Shcherbakov et al., 2006a].

La mesure de la section efficace de diffusion volumique permet en particulier de distinguer les gouttelettes d'eau des cristaux de glace non sphériques ainsi que la phase thermodynamique des nuages [Jourdan et al., 2003a]. Le **coefficient d'extinction** (σ_{ext}) et le **paramètre d'asymétrie** (g) de la population d'hydrométéores échantillonnés peuvent également être calculés à partir de l'indicatrice de diffusion documentée entre 15° et 155° selon la méthodologie proposée par Gerber et al., [2000] et Gayet et al., [2002]. Les erreurs sur ces paramètres sont estimés à 25% pour le coefficient d'extinction et 4% sur le facteur d'asymétrie. On rappellera que g est théoriquement compris entre -1 et 1 et traduit la capacité d'une particule nuageuse à diffuser la lumière incidente préférentiellement vers l'hémisphère avant ($g > 0$) ou vers l'hémisphère arrière ($g < 0$). Son expression est la suivante :

$$g = \frac{1}{2} \int_{-1}^1 P_{11}(\theta) \cos(\theta) d\cos(\theta) = \frac{2\pi}{\sigma_{sca}} \int_0^\pi \sigma(\theta) \sin(\theta) \cos(\theta) d\theta \quad (\text{Eq. I.2})$$

avec

$$\sigma_{sca} = 2\pi \int_0^\pi \sigma(\theta) \sin(\theta) d\theta \quad (\text{Eq. I.3})$$

La valeur du facteur d'asymétrie dans les longueurs d'ondes du visible dépend de la taille et de la forme des hydrométéores. Elle est typiquement supérieure à 0.7 dans les nuages (une valeur de $g = 1$ indiquant que la totalité de l'énergie diffusée est concentrée dans la direction incidente de la lumière, $\theta = 0^\circ$). Jourdan et al., [2003b et 2010] ont montré que les valeurs de g mesurées par le PN étaient généralement de l'ordre de 0.84 - 0.85 dans les nuages en phase liquide et inférieures à 0.8 dans les nuages de glace. On mentionnera enfin que le coefficient d'extinction des hydrométéores nuageux est très proche du coefficient de diffusion pour des longueurs d'ondes très peu absorbantes du visible ($\sigma_{ext} \sim \sigma_{sca}$ pour $\lambda = 804$ nm du PN).

Dans cette section, nous choisissons de nous focaliser sur deux expériences de génération de nuages en phase mixte et entièrement glacés. Ces deux études de cas, sans être forcément les plus représentatives du cycle de vie classique d'un nuage, présentent l'avantage de proposer des propriétés nuageuses contrastées. Elles permettent ainsi d'illustrer notre méthodologie d'analyse pour l'étude des interactions entre les caractéristiques morphologiques et microphysiques des hydrométéores avec leurs propriétés optiques.

I.1.1.1 Mise en œuvre d'expériences de génération de nuages

- **Nuages en phase mixte en cours de glaciation**

Une première série d'expériences a été mise en œuvre pour simuler un nuage en phase mixte à une température initiale de -18°C (IN11_01). L'objectif n'était pas nécessairement d'étudier les mécanismes d'initiation de la phase glace mais plutôt d'**observer la croissance et la morphologie des hydrométéores** dans cet environnement **ainsi que les interactions entre leurs caractéristiques microphysiques et leurs propriétés de diffusion simple**. La procédure expérimentale consistait à créer tout d'abord un nuage en phase liquide par injection de gouttelettes d'eau surfondue dans la chambre AIDA. Puis, une dépression est appliquée pour mimer l'ascendance d'une parcelle d'air humide et son lent refroidissement ($\sim -0.25\text{ K/min}$) conduisant à la glaciation partielle des gouttelettes d'eau surfondue. Un nuage en phase mixte est maintenu pendant une dizaine de minutes avant de se transformer rapidement en un nuage entièrement glacé.

L'évolution temporelle des propriétés microphysiques et optiques du nuage ainsi que les propriétés thermodynamiques de l'air ambiant mesurées par les instruments installés dans ou sous la chambre est représentée sur la **figure I.1.1**. La première injection de gouttelettes d'eau surfondue (entre $t=250\text{s}$ et $t=800\text{s}$) conduit à des fluctuations du contenu en vapeur d'eau jusqu'à une stabilisation du rapport de saturation ($S=e/e_s(T)$ ou humidité relative, RH) par rapport à la glace (S_{ice}) à des valeurs proches de 1.15 ($RH_{ice}=115\%$) et des valeurs par rapport à l'eau liquide (S_{water}) légèrement inférieures à 1. Lors de l'injection, une fraction des gouttelettes se congèlent lors de la détente quasi "adiabatique" de la masse d'air conduisant à la formation d'un nuage en phase mixte pendant quelques minutes. La présence d'une forte concentration de petites gouttelettes d'eau est détectée par le Néphélomètre Polaire (PN) comme le montrent les valeurs élevées du coefficient d'extinction σ_{ext} (jusqu'à 30 km^{-1}) et du facteur d'asymétrie, g , proche de 0.85. A partir de $t=800\text{s}$, l'évaporation partielle des gouttelettes d'eau ainsi que la congélation d'une fraction de ces dernières résultent en une décroissance de l'extinction du PN associée à faible valeur de l'extinction du Cloud Particle Imager (CPI). La légère diminution et les fluctuations du facteur d'asymétrie confirment également la présence du développement d'une phase mixte dans le nuage où gouttelettes d'eau et cristaux glace coexistent temporairement. Les images des hydrométéores de taille supérieure à $25\text{ }\mu\text{m}$ détectées par le CPI permettent de mettre en évidence la présence de cristaux de formes irrégulières mais également de type «graupel» probablement associées à un processus de givrage (**Fig. I.1.1e** et **Fig. I.1.2**). Ces cristaux croissent lentement jusqu'à des diamètres moyens de $75\text{ }\mu\text{m}$ jusqu'à l'évaporation du nuage qui débute après 1000 s d'expérience. L'extinction devient alors très faible et les instruments ne mesurent plus que les hydrométéores qui sédimentent.

Une seconde injection de gouttelettes d'eau surfondue a lieu 1700 s après le début de l'expérience. Les gouttelettes commencent à se congeler suite à la détente de la masse d'air. **Les cristaux de glace se forment par un mécanisme de nucléation hétérogène**, possiblement par le processus de congélation par immersion. Les conditions de sous saturation par rapport à l'eau liquide et de sursaturation par rapport à la glace entraînent une croissance rapide des cristaux de glace au détriment de l'eau liquide par effet Bergeron (processus WBF), transformant le nuage en phase mixte en un nuage purement glacé. Ce processus semble être plus efficace que lors de la première injection car les plus faibles valeurs d'humidité limitent la persistance de la phase liquide et favorisent l'évaporation des gouttelettes. Après une période de transition de quelques minutes, les mesures du CPI détectent en effet une augmentation rapide du diamètre moyen des cristaux (jusqu'à $150\text{ }\mu\text{m}$) ainsi qu'une légère augmentation du contenu en glace (IWC) et de la concentration avant de diminuer lentement suite à la sédimentation des plus gros cristaux. L'analyse morphologique des images du CPI montrent que **la majorité des cristaux ont une structure de type plaques hexagonales** (60% de plaquettes et 40% de cristaux classifiés comme irréguliers). On notera également l'absence de «graupels» laissant supposer que la croissance des cristaux et de l'IWC se fait essentiellement dans ce cas par déposition de vapeur. **L'évolution de la taille et de la forme des cristaux de glace se traduit optiquement par des valeurs de g qui augmentent lentement de 0.80 à 0.83**. Cette gamme de valeurs confirme que les cristaux de glace sont majoritaires dans ce nuage mais qu'également leur dimension et

plus vraisemblablement leur forme subissent des modifications (i.e. augmentation de la fraction de cristaux dit «pristine»).

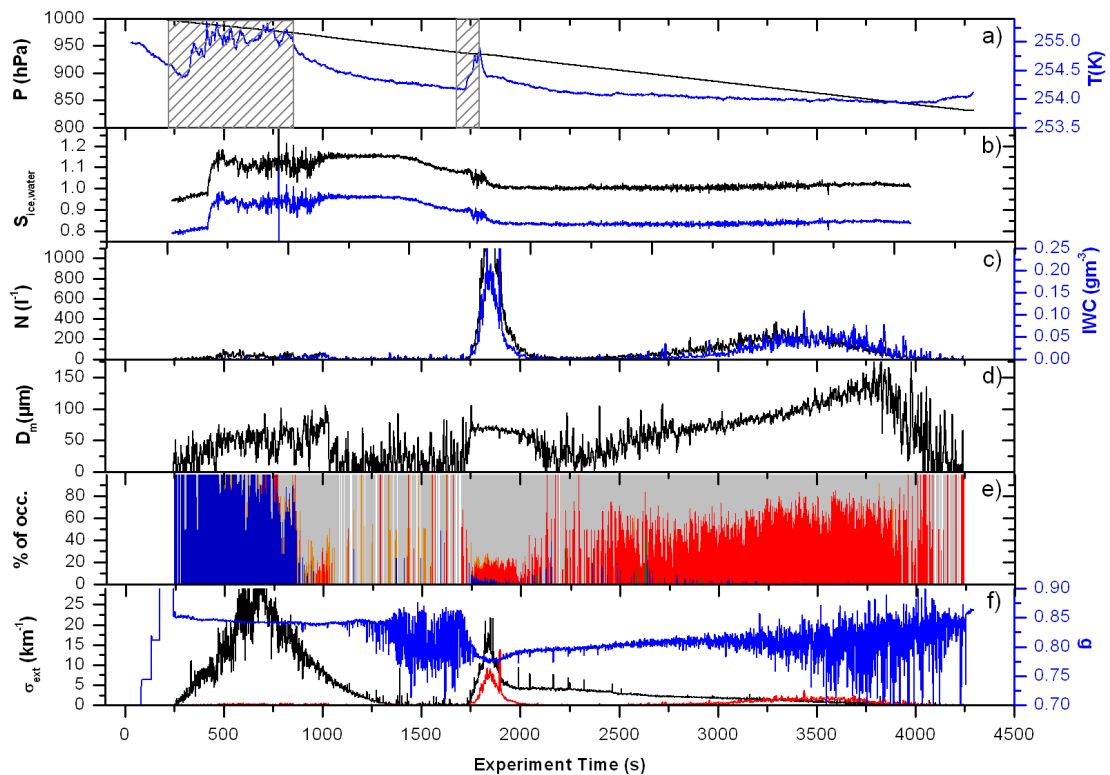


Figure I.1.1 : Formation et évolution d'un nuage en phase mixte à -18°C lors de l'expérience N°1 du 12/11/07 (IN11_01). Le taux de refroidissement initial est de -0.25 K/min . Les zones grisées hachurées correspondent à une injection de gouttelettes d'eau surfondue. L'évolution temporelle des paramètres thermodynamiques, microphysiques et optiques est représentée : **a**) Pression (P) et Température (T_g) ; **b**) Rapport de saturation par rapport à la glace (S_{ice} en noir) et par rapport à l'eau liquide (S_{water} , en bleu) ; **c**) Concentration (N) et contenu en glace (IWC) mesurés par le CPI ($D > 12.5\mu\text{m}$) ; **d**) Diamètre moyen (D_m) des hydrométéores (CPI) ; **e**) Proportion en nombre des formes des hydrométéores de taille supérieure à $25\mu\text{m}$ (**graupels** ; **gouttes** ; **plaques** ; irréguliers) ; **f**) Coefficient d'extinction (σ_{ext} mesurée par le CPI (en rouge), le PN (en noir) et facteur d'asymétrie dérivé du PN (g , en bleu). D'après *Jourdan et al., in prep.*

- **Formation et évolution de nuages de glace de type cirrus**

Une seconde série d'expériences de détente/refroidissement a été calibrée pour étudier la formation et l'évolution des cristaux de glace dans un cirrus à des températures initiales proches de -43°C . Dans un environnement sous saturé par rapport à l'eau liquide, des gouttelettes d'eau de solution d'acide sulfurique (SA), de concentration initiale de l'ordre de 200 cm^{-3} , sont injectées dans la chambre bien avant le début de l'expérience. La détente de la parcelle d'air est ensuite contrôlée pour obtenir des taux de refroidissement variant entre -1 et -2 K/min . L'«élévation» de la parcelle couplée aux conditions de fortes sursaturations par rapport à la glace ($S_{ice} > 1.5$) provoque la congélation spontanée des gouttes de solution et donc **la formation par nucléation homogène des premiers cristaux de glace** (à partir de $t \sim 350\text{s}$, **Fig. I.1.2.**). La **figure I.1.2.** illustre un exemple de l'évolution temporelle des propriétés thermodynamiques de l'air ambiant et des propriétés microphysiques et optiques du cirrus généré lors d'une de ces expériences (IN11_10). La formation des premiers cristaux de glace est détectée par le PN avant que les cristaux de taille supérieure à une dizaine de micromètre soient observées par le CPI. Ce dernier enregistre ensuite des concentrations importantes de cristaux ($N \sim 100\text{-}200\text{ L}^{-1}$) dont la **forme prépondérante devient rapidement associée à des «bullet rosettes»** (70% de cristaux de forme *a priori* «pristine», 30% d'irréguliers). La

croissance de ces hydrométéores par dépôt de vapeur est observable pendant un peu moins de dix minutes comme en témoigne l'augmentation de l'IWC et du diamètre moyen. Bien que la taille des bullets rosettes dépassent rarement les 80 μm , **le facteur d'asymétrie augmente légèrement de 0.77 au moment de la formation des premiers cristaux jusqu'à des valeurs de 0.78 peu avant la dissipation du cirrus**. A ce stade, il est délicat d'attribuer cette variabilité à un effet de taille plutôt qu'à l'évolution de la forme des cristaux de glace. Les trois autres expériences d'activation des particules à -43°C effectuées avec des taux de refroidissement et des concentrations de SA différents ont mené à des tendances similaires. Cette procédure expérimentale, moins complexe que celle cherchant à générer des nuages en phase mixte, présente l'avantage d'obtenir des morphologies de cristaux et des mécanismes de croissance plus facilement identifiables et interprétables en connexion avec leurs signatures optiques.

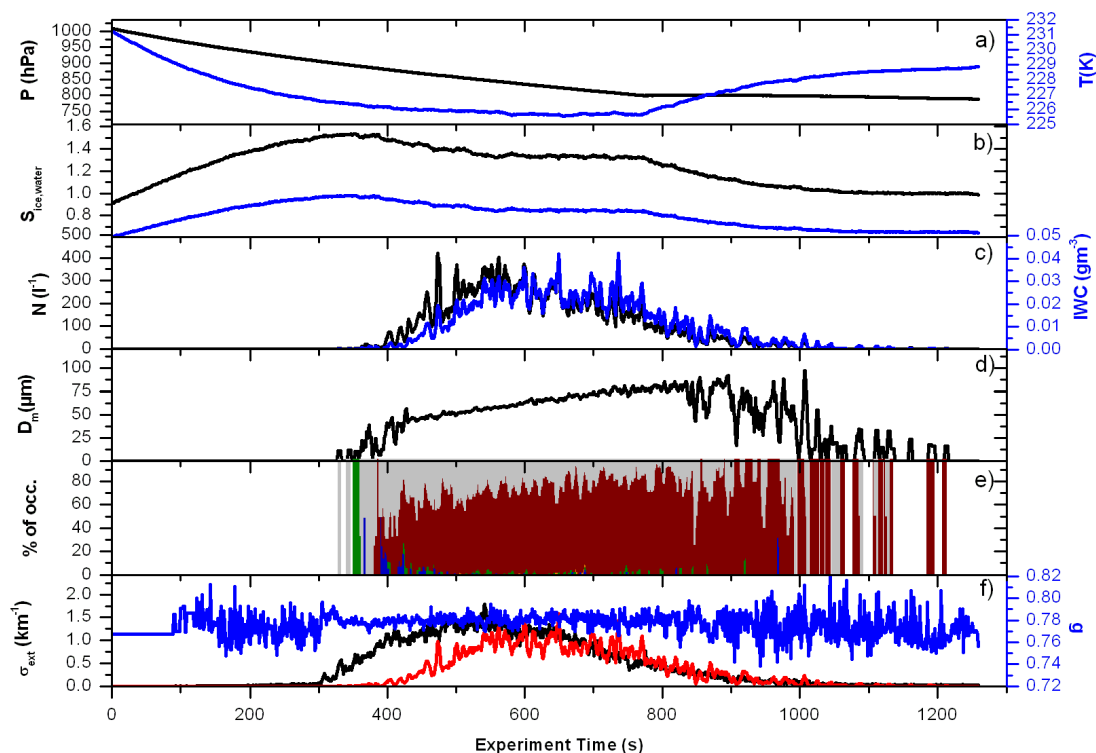


Figure I.1.2 : Formation et évolution d'un cirrus à -43°C lors de l'expérience N°10 du 14/11/07 (IN11_10) . Le taux de refroidissement initial est de -1 K/min . L'évolution temporelle des paramètres thermodynamiques, microphysiques et optiques est représentée : **(a)** Pression (P) et Température (T_g) ; **(b)** Rapport de saturation par rapport à la glace (S_{ice} en noir) et par rapport à l'eau liquide (S_{water} , en bleu) ; **(c)** Concentration (N) et contenu en glace (IWC) mesurés par le CPI ($D > 12.5\mu\text{m}$) ; **(d)** Diamètre moyen (D_m) des hydrométéores (CPI) ; **(e)** Proportion en nombre des formes des hydrométéores de taille supérieure à 25 μm (colonnes ; Bullet rosettes ; gouttes ; irréguliers) ; **(f)** Coefficient d'extinction (σ_{ext} mesurée par le CPI (en rouge), le PN (en noir) et facteur d'asymétrie dérivé du PN (g, en bleu). D'après Jourdan et al., in prep.

1.1.1.2 Étude de la croissance des cristaux de glace

Les expériences de génération de nuages de glace dans la chambre AIDA peuvent être exploitées pour étudier les mécanismes de croissance privilégiés des hydrométéores soumis à différentes conditions thermodynamiques. Dans l'atmosphère contrôlée de la chambre, l'humidité et la température sont mesurées avec une précision et une résolution temporelle qui permettent de **suivre l'évolution des propriétés microphysiques d'une même petite population de cristaux en fonction des propriétés thermodynamiques de l'air ambiant**. Il est ainsi possible de déterminer les taux de croissance de cristaux de glace de différentes formes évoluant dans plusieurs types de nuages. Nous nous sommes focalisés sur

des périodes où la croissance des cristaux se faisait par dépôt de vapeur d'eau pour des gammes de températures et de sursaturations relativement stables. Seules les images CPI correspondant à des formes de cristaux «pristine» clairement identifiables ont été analysées. Cette sélection s'est basée sur les résultats de l'algorithme de reconnaissance de forme du CPI (Thèse de *R. Lefèvre*, [2007]) croisé avec l'identification par 3 observateurs indépendants. Afin d'illustrer ces travaux, nous nous proposons de comparer la croissance de plaquettes hexagonales observée dans un environnement faiblement sursaturé à une température de -19°C (Expérience **IN11_01** entre $t = 2400$ et 3200 s, **Fig. I.1.1.**) avec celle de «bullet rosettes» à -47°C soumises des sursaturations dix fois plus élevées (Expérience **IN11_10** entre $t = 500$ et 1200 s, **Fig. I.1.2.**).

Les résultats montrent des taux de croissance (en $\mu\text{m/s}$) linéairement corrélés aux valeurs de sursaturation par rapport à la glace ($SS=S_{ice}-1$) en accord avec les travaux de *Bailey et Hallet* [2004]. Cependant, l'augmentation du taux de croissance de la dimension maximale des plaques (selon la facette basale, **axe a**, cf. **Fig. I.0.2**) avec la sursaturation est au moins 5 fois plus élevée ($16 \pm 4 \mu\text{m.s}^{-1}/SS$) que lors les études menées dans les mêmes conditions de températures par *Bailey et Hallet*, [2004] ($2.5 \pm 0.5 \mu\text{m.s}^{-1}/SS$). L'accord est bien meilleur concernant la croissance des «bullet rosettes» pour laquelle nos estimations sont de $0.4 \pm 0.1 \mu\text{m.s}^{-1}/SS$ contre $0.3 \pm 0.1 \mu\text{m.s}^{-1}/SS$ dans la littérature. Afin de rendre plus comparable les vitesses de croissances linéaires des plaques et des «bullet rosettes», les taux de croissance peuvent être exprimés en fonction de la densité de vapeur d'eau disponible ($\Delta\rho$ en g.m^{-3}). Dans une même gamme de $\Delta\rho$, nos analyses montrent, de façon surprenante, que **la dimension maximale des plaquettes hexagonales croît en moyenne deux fois plus que celle des «bullet rosettes»** [*Jourdan et al.*, in prep].

Afin de mieux comprendre les disparités observées, nous avons cherché à comparer nos résultats avec ceux prédits par la théorie. A sursaturation constante, la croissance temporelle par diffusion de vapeur de des plaquettes hexagonales peut être représentée théoriquement par une loi puissance d'exposant constant, k_L , de la dimension L des cristaux selon l'**axe a** ou l'**axe c** :

$$k_L = d\ln(L)/d\ln(t) \quad (\text{Eq. I.4})$$

Si la croissance des cristaux est conforme aux principes de la diffusion Maxwellienne et que la densité apparente des cristaux est constante alors la croissance de cristaux isométriques devrait être caractérisée par un coefficient $k_L = 0.5$ et $k_m = 1.5$, si l'on considère la masse du cristal [*Takahashi et al.*, 1991]. Sur une période de l'expérience **IN11_01**, où SS est quasiment constante, nous avons trouvé que l'évolution temporelle de la largeur moyenne de la facette basale des plaquettes (L_a , croissance selon l'axe **a**, cf. **Fig. I.0.2**) était caractérisée par un exposant k_L égal à 1.45 (et $k_m = 2.5$ pour la masse). Ces valeurs sont bien supérieures à celles obtenues expérimentalement à -18.2°C par *Takahashi et al.*, [1991] (i.e. $k_L = 0.61$; $k_m = 1.49$). Elles sont toutefois difficilement comparables puisque ces deux études n'ont pas été effectuées dans les mêmes conditions d'humidité et pour les mêmes gammes de tailles de cristaux (de 150 à 400 μm dans l'étude de *Takahashi et al.* [1991]).

En revanche, nous pouvons tout de même en conclure, que lors des expériences **IN11**, **la croissance des plaques n'est pas conforme au principe de la diffusion Maxwellienne** contrairement aux observations de *Takahashi et al.*, [1991] effectuées dans un tunnel vertical. Nos valeurs se rapprochent plus **des taux de croissance obtenus pour des cristaux non isométriques** ($k_m > 2$) qui présentent par exemple des facettes basales plus allongées. Le long des extrémités d'une plaquette, le transfert de vapeur d'eau est plus efficace conduisant ainsi à une **croissance beaucoup plus rapide des facettes basales** (le long de l'axe **a**) que des facettes du prisme (hauteur, le long de l'axe **c**). La **figure I.1.3** illustre ce phénomène où l'on peut deviner que les plaquettes hexagonales observées par le CPI présentent des formes plus allongées et une largeur basale plus prononcée au fil de leur croissance (i.e. «shape enhancement»). Ces constatations se rapprochent des conclusions de *Fukuta et Takahashi* [1999] qui ont montré expérimentalement, qu'à des températures de -18°C , le rapport d'aspect des plaques ($\beta = c/2a = L_c/2L_a$) pouvait atteindre des valeurs proches de 0.1, similaire à ce que nous avons pu observer.

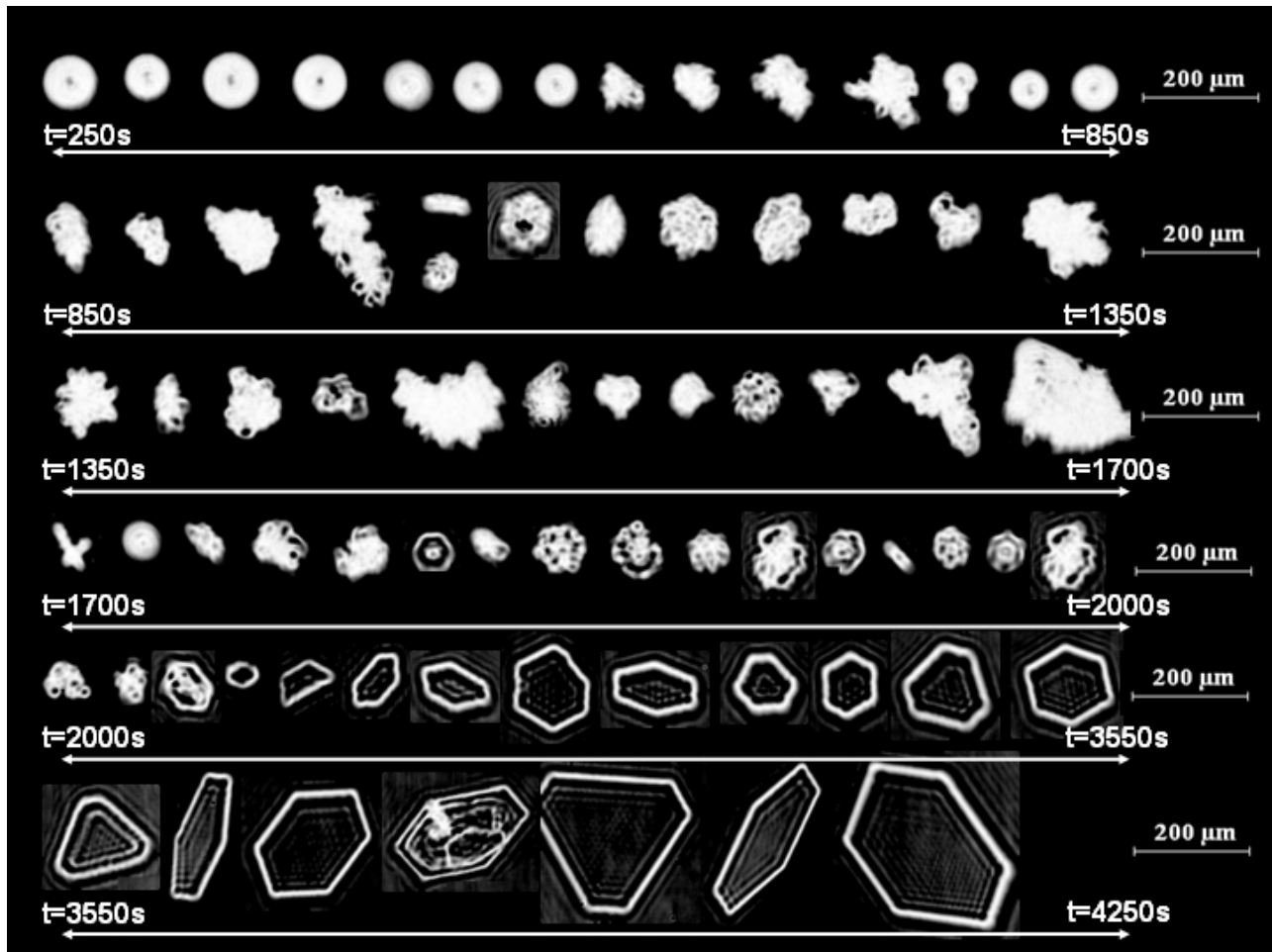


Figure I.1.3 : Sélection de cristaux de glace mesurés par le CPI lors de l'expérience IN11_01 à une température initiale de -18°C . Les images sont classées par ordre chronologique. La détermination des taux de croissance des plaques se focalise plus particulièrement sur des hydrométéores échantillonnés entre 2400 et 3200 s (5^{ème} ligne). Les six lignes d'images sont également associées aux 6 indicatrices de diffusion présentées sur la **figure I.1.4**.

Nous avons ensuite à chercher à évaluer si le taux de croissance de la masse des plaquettes hexagonales observé était également en désaccord avec celui calculé à partir de la théorie classique de croissance par diffusion de vapeur. En faisant l'approximation que les plaquettes peuvent être représentées par des cylindres, *Westbrook et al.*, [2008] ont établi que le taux de croissance de plaquettes hexagonales «pristine» pouvait s'exprimer de la façon suivante :

$$\frac{dm}{dt} = 4\pi \left(\frac{L}{\pi}\right) D(T, P) \Delta\rho \quad (\text{Eq. I.5})$$

Ce taux de croissance théorique dépend de la capacitance L/π , qui caractérise la forme et la taille des cristaux (L étant la dimension maximale du cristal), du coefficient de diffusion de la vapeur $D(T, P)$, fonction de la température et de la pression, ainsi que de la densité de vapeur d'eau en excès, $\Delta\rho$. Dans cette expression (Eq. I.5), les effets de ventilation des cristaux de glace précipitants sont négligés compte tenu de la taille modérée des particules de glace ($\sim 100\mu\text{m}$) échantillonnées dans la chambre AIDA [*Westbrook et Heymsfield*, 2011]. Pour des sursaturations quasi constantes, nous avons obtenu, à partir des valeurs mesurées de $L=L_a$ et $\Delta\rho$, un taux de croissance «théorique» de $0.10 \pm 0.01 \mu\text{g/s}$. L'analyse de l'évolution temporelle de la masse, déterminée à partir des images CPI de la longueur et de la largeur des plaques, nous a permis de déterminer un **taux de croissance massique «mesuré»** de $0.15 \pm 0.02 \mu\text{g/s}$, **proche de celui obtenu théoriquement**.

Cette courte étude a révélé que la croissance de la masse des plaques et des «bullet rosettes» dans la chambre AIDA était globalement cohérente avec la théorie de croissance par diffusion de vapeur. En revanche, la croissance observée de la largeur des plaques (L_a selon l'axe a) est bien plus rapide que celle prédite théoriquement ou mesurée par *Takahashi et al.*, [1991] et *Bailey et Hallet* [2004]. Or, dans *Schnaiter et al.*, [2016], nous avons également montré que le taux de croissance de colonnes hexagonale (L_c selon l'axe c) présentait une dépendance quasi-exponentielle à la sursaturation. Ces résultats ne sont pas non plus en adéquation avec les résultats de *Bailey et Hallet* [2004] qui indiquent plutôt une croissance linéaire. Cependant, pour une sursaturation donnée ($SS = 0.26$ à $T = -56^\circ\text{C}$), l'estimation du taux de croissance des colonnes selon l'axe c ($dL_c/dt = 0.05 \mu\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) était conforme à l'intervalle obtenu dans *Bailey et Hallet* [2012].

Une hypothèse expliquant ces taux de croissance souvent trop élevés serait que le flux constant d'humidité en provenance des murs de la chambre associé à la turbulence générée par le système de ventilation pourrait modifier significativement la vitesse de croissance des plaquettes. **L'apport trop important de gouttelettes d'eau en début d'expérience peut également contribuer à artificiellement augmenter la quantité de vapeur d'eau disponible impactant ainsi la croissance et la morphologie des hydrométéores.** De plus, on ne peut pas écarter les **disparités dues aux protocoles expérimentaux utilisés** dans ces différentes études. Par exemple, dans *Bailey et Hallett* [2004], les cristaux sont nucléés et grossissent sur un fil de verre tandis que dans la chambre AIDA les cristaux évoluent dans un environnement mimant les conditions naturelles atmosphériques.

I.1.1.3 Evolution des propriétés optiques lors de la croissance des hydrométéores

Nous avons vu dans les sections précédentes que la taille et la morphologie des hydrométéores subissaient des transformations parfois substantielles tout au long du cycle de vie du nuage. La façon dont les modifications de ces propriétés microphysiques, qui résultent elles même de la variabilité thermodynamique de l'air ambiant, impactent les propriétés optiques des particules nuageuses fait l'objet de cette section. En s'appuyant principalement sur les observations dans le nuage en phase mixte en cours de glaciation généré lors de **expérience IN11_01**, nous allons tout d'abord **étudier si la variabilité des propriétés morphologiques des hydrométéores présente des signatures optiques suffisantes** pour permettre sa détection par le Néphélomètre Polaire. Grâce aux travaux présentés de la **section I.1.1.2**, nous avons pu montrer que le facteur d'asymétrie (à $\lambda = 0.8 \mu\text{m}$) dérivé des mesures du PN augmentait lentement mais linéairement avec la croissance de la dimension maximale des plaquettes hexagonales (jusqu'à $150 \mu\text{m}$) sur les périodes de sursaturation stables. Pour les «bullet rosettes», la tendance est à une très légère diminution de g au cours de leur croissance. Ces **résultats ne sont pas nécessairement en accord avec les paramétrisations optiques communément utilisées dans certains modèles de transfert radiatif** à deux flux qui proposent généralement une augmentation plus rapide de g avec la longueur maximale pour des cristaux «pristine» de tailles comparables à celles de nos observations [*Fu*, 1996 ; *Chou et al.*, 2002 ; *Pincus et Stevens*, 2013 ; *Yang et al.*, 2015] ou aucune dépendance [*Fu*, 2007 ; *Edwards et al.*, 2006].

L'indicatrice de diffusion est une fonction angulaire permettant d'accéder à des informations plus précises sur la morphologie des hydrométéores que le facteur d'asymétrie qui reste une grandeur intégrée. En effet, dans le cadre de ma thèse, nous avons déjà montré que les sections efficaces volumiques de diffusion (i.e. fonctions de phase non normalisées) mesurées par le PN disposaient d'un contenu en information suffisant pour permettre une restitution simultanée des paramètres microphysiques d'un milieu nuageux caractérisé par deux populations de particules de formes et de tailles différentes (*Thèse de O. Jourdan*, 2003).

L'évolution temporelle des indicatrices de diffusion mesurées par le PN lors de la transformation du nuage d'eau surfondue en un nuage en phase mixte puis purement glacée est présentée sur les **figures I.1.4**. Les indicatrices sont ici normalisées (i.e. fonctions de phase) pour faciliter leur inter-comparaison. Elles sont également moyennées sur les différentes périodes caractéristiques de croissance et d'évolution de la morphologie des hydrométéores (cf. **Fig. I.1.3** et **section I.1.1.2**). Les différences entre les fonctions de phase ont lieu essentiellement au niveau de la région de diffusion latérale ($60^\circ < \theta < 120^\circ$), de diffusion

avant ($\theta < 30^\circ$) ainsi qu'autour de 140° (Fig I.1.4a). La présence du nuage constitué de gouttelettes d'eau surfondue est bien repérée par les mesures du PN (250s < t < 850s). La fonction de phase moyenne est caractérisée par un pic local de diffusion à 140° (arc en ciel) ainsi que par une diffusion latérale bien plus faible que pour des angles inférieurs à 60° (i.e. fonction de phase «creusée» au niveau de la diffusion latérale). Ce comportement est en accord avec la théorie de diffusion de Lorentz-Mie [Mie, 1908] de la lumière par des particules sphériques.

Les images du CPI confirment également l'occurrence de gouttelettes d'eau de diamètre pouvant atteindre les 50 à 60 μm (1^{ière} ligne de la figure I.1.3 et classification de la figure I.1.1). L'apparition des premiers cristaux de glace détectés par le CPI (850s < t < 1350s) se traduit par une légère augmentation de la diffusion latérale, bien qu'à ce stade, le nuage reste dominé optiquement par les petites gouttelettes d'eau de dimensions typiquement inférieures à 12.5-25 μm (non identifiées par le CPI mais détectées par le PN, $g \sim 0.83-0.84$). Initialement, les cristaux formés croissent probablement par diffusion de vapeur mais assez rapidement le mécanisme de croissance par givrage semble devenir plus efficace comme l'indiquerait la présence de cristaux *a priori* plus denses, de plus grandes tailles et caractérisés par des formes irrégulières se rapprochant de «graupels» (2^{nde} et 3^{ième} lignes de la figure I.1.3). Le pic de diffusion à 10.6° lié à la taille des cristaux, le comportement plat de la fonction de phase et la forte variabilité du facteur d'asymétrie observés entre t=1350s et 1700s sont autant d'informations qui laisseraient penser qu'une faible concentration de gros cristaux irréguliers sont en phase de sédimentation. Ces deux dernières étapes pourraient correspondre à la transformation de cristaux isométriques en «graupels» décrite dans Fukuta et Takahashi [1999].

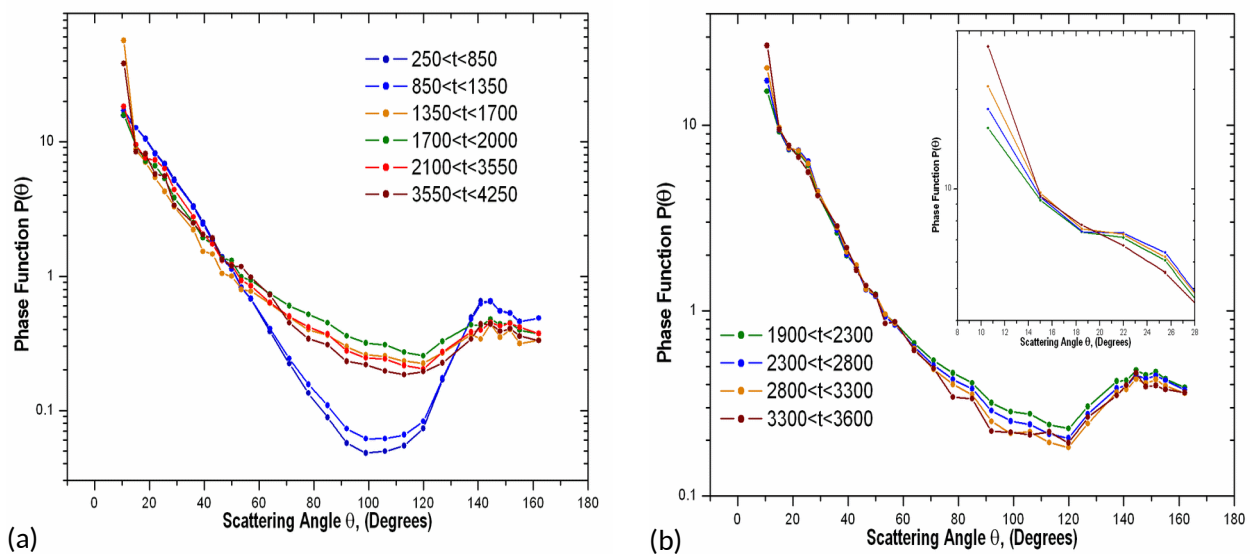


Figure I.1.4 : Evolution temporelle des fonctions de phase (normalisées) dérivées des mesures du PN entre 10.6° et 162° lors de l'expérience IN11_01. (a) Fonctions de phase moyennées sur chacune des périodes présentées sur la figure I.1.3. (b) Variabilités des fonctions de phase sur des intervalles de temps plus courts correspondant à la formation puis à la croissance par diffusion de vapeur des plaques hexagonales (entre 1900s et 3600s). L'encadré en haut à droite de la figure est un agrandissement des fonctions de phase entre 0° et 30° . D'après Jourdan et al., in prep

Lors de la seconde expansion de la masse d'air, les fonctions de phase observées sont caractérisées par une forte diffusion latérale associée à une diffusion avant modérée (1700s < t < 2000s). Ce comportement est à mettre en relation avec la glaciation rapide du nuage qui se traduit, dans cette expérience, par la présence de petites plaques hexagonales (4^{ième} ligne de la figure I.1.3). Au cours de la période de croissance des plaquettes hexagonales, les variabilités les plus marquées des fonctions de phase s'opèrent de 10.6° à 30° et de 60° à 130° (Fig. I.1.4b). Ces gammes angulaires sont particulièrement sensibles aux changements de phase, de forme et de taille des cristaux [Saunders et al., 1998 ; Yang et Liou, 1996b ; Xie et al., 2009 ; Jourdan et al., 2010]. A partir de t~2100s, on observe une accentuation de la diffusion avant, assortie d'une diminution de la diffusion latérale, qui reflète l'agrandissement de la surface

projetée des cristaux de glace au cours du temps. Ces signatures sont cohérentes avec l'augmentation du diamètre moyen et du contenu en glace des cristaux observées par le CPI (**Fig. I.1.1** et 5^{ème} ligne de la **figure I.1.3**). Ces résultats laisseraient penser que les observations du PN pourraient, dans une certaine mesure, détecter l'évolution de la morphologie des cristaux lors de leur croissance par diffusion de vapeur.

Un autre point intéressant concerne le comportement des fonctions de phase autour de l'angle de diffusion à 22°. Le halo ou pic de diffusion de la lumière à $\theta=22^\circ$ est caractéristique de la géométrie hexagonale des cristaux de glace [Macke et al., 1996 ; Liou, 2002]. Nos mesures semblent indiquer un maximum local de diffusion à 22°, certes modéré, pour les cristaux échantillonnés entre 1900s et 3300s. Cela confirmerait la proportion importante de plaquettes « pristines » dans le nuage. Cependant, nos observations ne montrent pas d'augmentation de l'intensité du halo à la taille des cristaux, contrairement aux études de modélisation de la diffusion de la lumière par des cristaux à géométrie hexagonale [Mishchenko et Macke, 1999a ; Liou, 2002 ; [Stage M1 de D. Lepen, \(2006\)](#)]. Toutefois, certaines observations *in situ* dans les cirrus montrent que la structure interne et la forme des cristaux sont des facteurs plus déterminants que la taille des cristaux pour produire l'occurrence de halo [Auriol et al., 2001 ; Lawson et al., 2006 ; Gayet et al., 2011]. Lors de l'expérience **IN11_01**, environ 25% des cristaux échantillonnés entre 3300s et 3600s sont caractérisés par un pic de diffusion à 22°. Ce pourcentage peut paraître faible compte tenu de la proportion importante de plaquettes *a priori* «pristine» observées sur laps de temps (~ 60-70% détectées par le CPI). L'exploitation des données collectées lors des autres expériences de la campagne **IN11** montre également une occurrence relativement faible du halo à 22° malgré la présence de cristaux à structure hexagonale (bullet-rosettes, colonnes et plaques). Les valeurs du facteur d'asymétrie sont également en moyenne plus faibles que celles simulées par des modèles d'optique géométrique (cf. **Section I.1.2.2**) pour des cristaux hexagonaux idéalisés [Yang et al., 2013 ; Macke et al., 1996 ; Yang et Liou, 1996]. Dans la section suivante (**I.1.2.1**), nous nous proposons d'explorer plus en détail les liens entre la variabilité des indicatrices de diffusion mesurées par le PN et les propriétés géométriques des cristaux de glace.

I.1.2 Étude de l'impact de la géométrie des hydrométéores sur leurs propriétés de diffusion

Nous avons mis en évidence que les **différents hydrométéores échantillonnés lors des expériences réalisées dans la chambre présentaient des signatures optiques contrastées, détectables par le Néphélomètre Polaire**. Dans cette section, nous allons mener une analyse plus fine pour évaluer quantitativement la réponse des mesures du PN à un changement de morphologie des particules nuageuses. Dans un premier temps, une analyse statistique des indicatrices de diffusion observées sera conduite pour évaluer si leur variabilité est suffisante pour distinguer la forme géométrique des hydrométéores. Ces résultats seront ensuite, dans un deuxième temps, comparés avec des simulations des propriétés de diffusion de cristaux de glace de formes idéalisées.

I.1.2.1 Analyse de la variabilité des propriétés de diffusion

Les indicatrices de diffusion mesurées lors de la campagne **IN11** nous permettent de disposer d'une information multi-angulaire sur les propriétés microphysiques et morphologiques des hydrométéores à différents stades d'évolution du nuage. Lors des expériences **IN11_01** et **IN11_10**, un peu moins de **6000 mesures de fonctions de phase non normalisées documentées sur 30 angles de diffusion** ont été réalisées. Afin de faciliter l'analyse de cette base de données, il serait judicieux de résumer la variabilité du système (6000*30) par un petit nombre (typiquement 4 ou 5) de combinaisons linéaires non corrélées des variables (angles de diffusion). Les techniques d'**Analyse en Composantes Principales (ACP, [Johnson et Wichern, 1998])** permettent justement de **réduire un jeu de données avec très peu de pertes d'informations** sur la structure variance-covariance des variables originelles du système. L'ACP simplifie donc l'interprétation des observations et facilite également, la plupart du temps, la **détection de certaines liaisons entre les**

variables difficilement accessibles par de simples analyses de régression. Il est toutefois important de noter que l'ACP est une méthode linéaire. Ses performances sont donc réduites et son interprétation devient complexe si les relations entre les variables sont fortement non linéaires.

Une analyse en composantes principales est appliquée à notre jeu de données d'indicatrices de diffusion suivant une méthodologie classique [Legendre et Legendre, 1998] tout en considérant quelques spécificités présentées dans la [thèse d' O.Jourdan, \(2003\)](#) et [Jourdan et al., \[2003a\]](#). Les axes principaux correspondant aux directions de variabilité maximale sont déterminés à partir des vecteurs propres $\vec{\xi}$ de la matrice de corrélation (30*30) du logarithme des indicatrices de diffusions mesurées par le PN : $\vec{f}_j(\theta) = \ln(\vec{\sigma}_j(\theta))$. Le logarithme est utilisé pour homogénéiser la base de données en réduisant les grandes amplitudes des observations et des variables angulaires (θ). Les j mesures du logarithme des fonctions de phase non normalisées du PN peuvent ainsi être décomposées dans l'espace des composantes principales de la façon suivante :

$$\vec{f}_j(\theta) = \langle \vec{f}(\theta) \rangle + \sum_{i=1}^l C_{j,i} \vec{\xi}_i(\theta) \quad (\text{Eq. I.6})$$

où $\langle \vec{f}(\theta) \rangle$ représente l'indicatrice moyenne de l'ensemble de la base de données constituée de j mesures ($j=1\dots 6000$), l le nombre de composantes principales / vecteurs propres choisis, et $C_{j,i}$ les coefficients d'expansions définis par :

$$C_{j,i} = (\vec{f}_j(\theta) - \langle \vec{f}(\theta) \rangle)^T \cdot \vec{\xi}_i(\theta) \quad (\text{Eq. I.7})$$

Ainsi, ces coefficients $C_{j,i}$ donnent les coordonnées de la $j^{\text{ième}}$ mesure selon la $i^{\text{ième}}$ composante (ou vecteur propre) dans la nouvelle base construite à partir des l premières composantes principales choisies. Dans la pratique les 4 ou 5 premières composantes principales permettent de reproduire la quasi-totalité de la variabilité du système originel. **L'ACP permet donc de réduire la dimension de la base de données** en passant d'une représentation des indicatrices de diffusion dans un espace à 30 dimensions à un espace à l dimensions ($l= 4$ ou 5) bien plus facile à interpréter. Les observations du PN peuvent alors être reproduites, avec une bonne précision, selon l'équation **Eq. I.6**, à partir d'une combinaison linéaire des l composantes principales sélectionnées qui décrivent la variabilité des indicatrices de diffusion par rapport à leur valeur moyenne.

Les mesures de diffusion réalisées par le PN lors des expériences **IN11_01** et **IN11_10** sont décomposées puis projetées dans l'espace des cinq premières composantes principales. La **figure I.1.5a** représente l'évolution temporelle de ces observations dans la base orthogonale définie par les deux premières composantes principales. Sur cette figure, chaque point, repéré par ses coordonnées ($C_{j,1}$; $C_{j,2}$), représente une fonction de phase non normalisée, documentée sur 30 angles de diffusion. En première approximation, le point de coordonnées ($C_{j,1}=0$; $C_{j,2}=0$) correspond à l'indicatrice moyenne de la base de donnée. A chaque fonction de phase est associé un temps expérimental défini sur les **figures I.1.1-2** (IN11_01 : $0s < t < 4500s$; IN11_10 : $5000s < t < 6000s$) et représenté par un code couleur. Les hydrométéores ou portions de nuages partageant des propriétés optiques similaires sont localisés dans les mêmes zones géométriques du diagramme. Par exemple, on peut observer que la transition d'un nuage constitué essentiellement de gouttelettes d'eau surfondue ($t < 1000s$, 1^{ère} injection de gouttelettes) à un nuage entièrement glacé ($t > 2000s$) est bien identifiée par leurs coordonnées respectives $C_{j,1}$ et $C_{j,2}$.

L'analyse de la variabilité angulaire des vecteurs propres (ou composantes principales, **Fig. I.1.5b**) permet d'expliquer le positionnement des différentes phase thermodynamique du nuage dans le plan (C_1 , C_2). Avant d'analyser plus en détail la **figure I.1.5b**, il est important de signaler que la contribution d'une composante principale à l'explication des variations des indicatrices de diffusion sur un domaine angulaire précis peut être évaluée par la valeur absolue du vecteur propre correspondant sur cette gamme d'angles et ce, par rapport à sa valeur au niveau des autres angles. En d'autres termes, **plus un vecteur propre présente**

des valeurs absolues importantes sur une gamme angulaire donnée **plus il est adapté à la détection des variabilités** intervenant au niveau de ces angles.

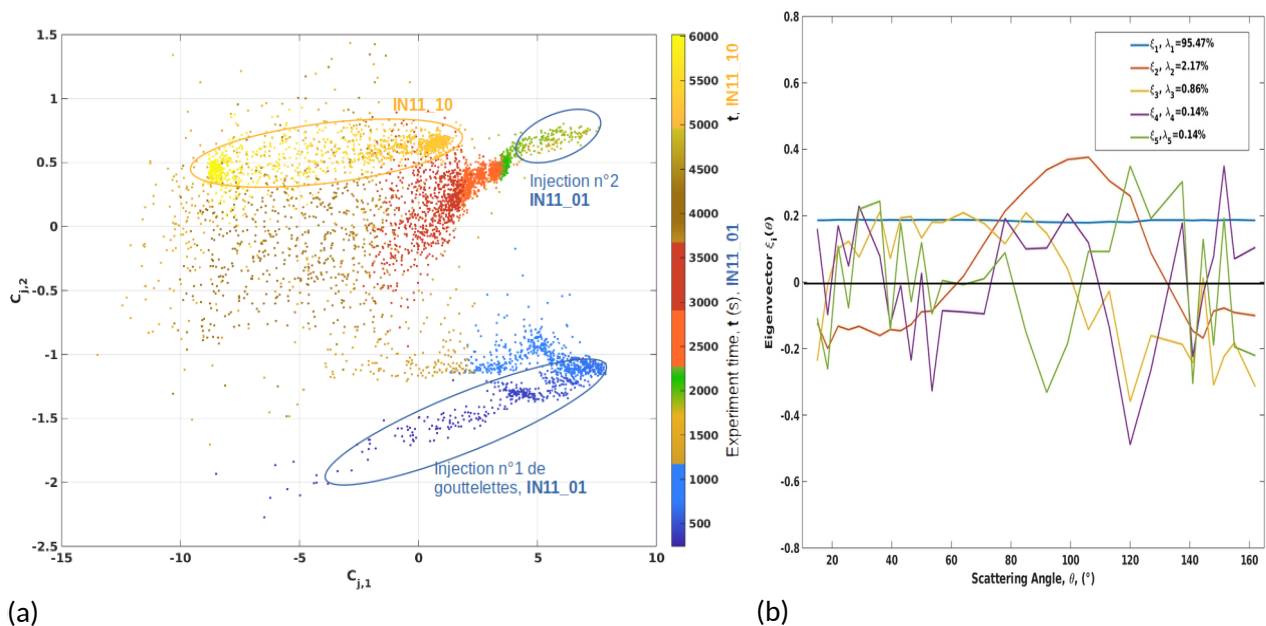


Figure I.1.5 : (a) Représentation de l'évolution des indicatrices de diffusion mesurées par le PN lors des expériences IN11_01 et IN11_10 dans l'espace des deux premières composantes principales. Sur ce diagramme chaque point représente une indicatrice de diffusion documentée entre 10.6° et 162° . L'échelle de couleur correspond au temps expérimental, t , défini sur la **figure I.1.1** pour l'expérience IN11_01 (de 0s à 4500s) et à $t+5000$ s pour l'expérience IN11_10 (de 5000s à 6000s), cf. **Fig I.1.2**. Le code couleur est similaire à celui utilisé sur la **figure I.1.3**. (b) Vecteurs propres de la matrice de corrélation des indicatrices de diffusion des 2 expériences en fonction des angles de diffusion définis comme valides. Les valeurs propres λ_i normalisées définissent la contribution des vecteurs propres à la représentation de la variance totale du système.

La **figure I.1.5b** indique que le premier vecteur propre ξ_1 , associé aux coordonnées $C_{j,1}$, est constant sur toute la gamme angulaire du PN. Il représente donc les changements de magnitude des fonctions de phase **non normalisées** sans modification de son comportement angulaire. **La première composante principale est donc fortement corrélée au coefficient d'extinction** ou de diffusion, et plus spécifiquement à la concentration en nombre des hydrométéores. Près de 95.5% (λ_1), de la variabilité des indicatrices de diffusion est représentée par ces changements de concentration/extinction. Sur la **figure I.1.5a**, Les coefficients d'expansion $C_{j,1} > 0$ correspondront donc à des portions de nuages présentant des coefficients d'extinction élevés et supérieurs à la moyenne de la base de donnée. **La deuxième composante résume la variabilité des indicatrices caractérisées par une forte diffusion latérale** (ici, θ compris entre 70° et 130°) associée à une plus faible diffusion vers l'avant ($\theta < 50^\circ$) et arrière ($\theta > 135^\circ$). Elle est directement liée aux valeurs du facteur d'asymétrie, à la phase et à la forme des hydrométéores. Bien que la composante C_2 ne représente que 2% (λ_2) de la variance totale du système, elle permet d'expliquer en grande partie la variabilité des indicatrices au niveau de la diffusion latérale observable sur la **figure I.1.4a**. Des valeurs importantes de $C_{j,2}$ seront ainsi associées à des indicatrices présentant une forte diffusion latérale et donc à de faibles valeurs du facteur d'asymétrie.

Dans l'espace réduit aux deux premières composantes principales, il est ainsi possible de représenter plus de 97% de la variabilité des propriétés de diffusion des hydrométéores. On peut suivre l'évolution des propriétés optiques du nuage d'eau surfondue qui se traduit par une augmentation des $C_{j,1}$ suite à l'injection de gouttelettes (points bleus foncés) puis la formation des premiers petits cristaux (points en bleu clair). Enfin, l'apparition et le développement de quelques particules givrées de type «graupels» sont également identifiables par une augmentation des valeurs $C_{j,2}$ telles que $-1.1 < C_{j,2} < -0.5$ (i.e. diffusion latérale plus prononcée, points en marron clair à partir de $t = 1350$ s).

La formation d'un nuage de glace résultant du refroidissement de la parcelle d'air après une deuxième injection de gouttelettes est repérée sur le diagramme par des coefficients $C_{j,1} > 2.5$ et $C_{j,2} > 0.5$ (points verts à partir de $t=1750s$ sur la **figure I.1.5a**). La forte concentration de cristaux de petites tailles ($D_m \sim 50\mu m$) nucléés est responsable du changement du comportement angulaire des indicatrices et donc de leur position dans le plan (C_1, C_2) par rapport au nuage d'eau surfondue. En effet, la signature optique de ces cristaux est caractérisée par une forte diffusion latérale (cf. courbe verte de la **figure I.1.4a**) se traduisant par une augmentation de la contribution de la composante C_2 au signal observé. La variabilité prononcée des coordonnées $C_{j,2}$ observée à partir de $t = 2500s$ (points orangés sur **Fig. I.1.5a**) semble liée à la croissance par diffusion de vapeur des plaquettes hexagonales. En effet, la compétition pour la vapeur la vapeur disponible entraîne une croissance plus efficace des gros cristaux au dépend des plus petits qui conduit à une hausse de la diffusion avant et à une diminution au niveau des angles latéraux (cf. **Fig. I.1.4b**, courbe verte, bleue et orange). Ce phénomène se traduit mécaniquement par une baisse des valeurs de $C_{j,2}$ et une légère augmentation d'un facteur d'asymétrie. A partir de $t=3300s$ (points rouges foncés sur **Fig. I.1.5a**), la concentration totale et le coefficient d'extinction des particules nuageuse sont essentiellement portés par des cristaux de taille supérieure à $100 \mu m$.

La croissance non isométrique de ces derniers induit une forte variabilité de leurs propriétés de diffusion liées à leur forme et éventuellement à leur orientation (points marrons sur **Fig. I.1.5a**). Le positionnement dans le plan (C_1, C_2) de cette faible concentration d'hydrométéores semble plus aléatoire et plus difficilement interprétable. A titre de comparaison, nous avons également reporté sur la **figure I.1.5a**, la projection des indicatrices de diffusion des «bullet rosettes» de l'expérience **IN11_10** lors de leur phase de croissance (points colorés dans des tons orangés à jaune à partir de $t=5000s$). L'augmentation de la taille des «bullet-rosettes» est bien repérée sur le diagramme par une diminution des $C_{j,1}$ et plus modérée des $C_{j,2}$ ainsi que d'une hausse de la variabilité selon la composante C_2 . On remarque également que les «bullet-rosettes» présentent, en moyenne, des valeurs de $C_{j,2}$ plus élevées que les plaques laissant présumer de la possibilité de différencier ces deux types de cristaux par une telle analyse.

Nous nous sommes, jusqu'ici, focalisés sur l'interprétation de la variabilité des indicatrices de diffusion selon les deux premières composantes principales. En effet, les trois autres composantes ne représentent qu'un faible pourcentage de la variabilité du système ($\sim 1.15\%$). Il est également plus délicat de les relier directement aux variations microphysiques des particules nuageuses. Toutefois, les troisième, quatrième et cinquième vecteurs propres présentent des singularités possiblement connectées à la forme et l'orientation des hydrométéores. Certains cristaux de glace de taille supérieure à $100 \mu m$, présents à la fin du cycle de vie du nuage de l'expérience **IN11_01** sont caractérisés par des indicatrices de diffusion très discontinues. La **figure I.1.5b** montre que les vecteurs propres ξ_3 et ξ_4 présentent des maxima locaux, en valeur absolue, autour de 120° , 137.5° et 151.5° et que ξ_5 en dispose proche de 22° , 43° , 92° , 137.5° .

Dans [Shcherbakov et al., \[2006b\]](#), nous avons justement montré que ce comportement angulaire pouvait être une signature de phénomènes optiques liés à l'orientation spécifique de cristaux hexagonaux individuels échantillonnés par le PN. Dans cette étude, le code d'optique géométrique basé sur la méthode du lancer de rayons («ray-tracing») développé par [Macke et al., \[1996\]](#) a été adapté afin de simuler les figures de diffusion 2D (en fonction des angles zénithaux et azimutaux) de plaques et de colonnes hexagonales individuelles d'orientations spécifiques. Nous avons montré que les cristaux individuels mesurés dans des cirrus présentaient parfois des pics de diffusion à des angles spécifiques pouvant être reliés à la réflexion externe quasi spéculaire de la lumière sur l'une des facettes hexagonales du cristal. Pour des plaques hexagonales de rapport d'aspect 0.5 et de taille $122 \mu m$, les simulations ont mis en évidence que les indicatrices présentaient des maxima locaux à 138° et 42° dus à la réflexion spéculaire et un léger halo à 44° - 46° formé par les rayons réfractés à travers les facettes du prisme (Fig. 1b dans [Shcherbakov et al., \[2006b\]](#)). Ainsi, la composante C_5 permettrait d'identifier certaines des indicatrices présentant ce type de comportement ainsi que celles caractérisées par un halo à 22° ($C_{j,5} < -0.25$). La composante C_3 semble, pour sa part, permettre d'identifier les cristaux échantillonnés lors de la toute fin du cycle de vie du nuage ($C_{j,3} < -0.5$). Il faut toutefois garder à l'esprit que ces comparaisons restent assez qualitatives. Les

discontinuités observées sur les indicatrices mesurées peuvent également être attribuées à des réflexions parasites dans le volume de mesures du PN ainsi qu'à un faible rapport signal sur bruit.

Cette étude de cas montre que la **représentation des indicatrices de diffusion dans l'espace réduit aux premières composantes principales peut permettre de discriminer assez simplement les propriétés morphologiques et la phase thermodynamique des hydrométéores**. Le recours à des techniques de type ACP **facilite également l'interprétation de la variabilité des propriétés de diffusion des particules nuageuses** induites par l'évolution de la forme et de la microphysique **au cours de leur croissance**.

I.1.2.2 Lien entre observations et modélisation de la diffusion par des cristaux de formes idéalisées

Nous avons vu dans les sections précédentes que la majorité des cristaux de glace mesurés par le CPI lors de la phase de croissance par diffusion de vapeur était des plaques hexagonales quasi «pristine» (cf. **Fig I.1.3**). Or les mesures du PN ne montrent pas, ou peu fréquemment, les caractéristiques de diffusion auxquelles on pourrait s'attendre pour ce type de particules régulières. En particulier, les fonctions de phase mesurées ne sont pas caractérisées par des pics de diffusion très prononcés à 22° ou 46° correspondant aux angles minimum de déviation de la lumière traversant deux facettes du prisme de glace hexagonal inclinées de 60° ou 90°. Nous avons donc cherché à confronter les indicatrices mesurées à des fonctions de phase simulées pour des cristaux «pristines» de formes idéalisées (plaques, colonnes, dendrite, bullet-rosettes, agrégats de colonnes...) et orientés aléatoirement. Mais avant cela, il semble important de faire un court aparté sur les outils disponibles pour modéliser les propriétés optiques des cristaux de glace.

- **Aparté sur la simulation des propriétés optiques des cristaux de glace**

Lors des dernières décennies, beaucoup d'efforts de recherche ont été investis dans le développement de modèles capables de simuler les propriétés optiques de diffusion et d'absorption des cristaux de glace, en particulier dans la gamme de longueurs d'ondes du rayonnement solaire. La théorie de Lorentz-Mie s'applique à des particules sphériques et ne permet donc pas de reproduire les propriétés de diffusion ou de polarisation des cristaux non sphériques. Les méthodes basées sur les lois de l'optique géométrique permettent d'expliquer des phénomènes optiques comme les halos à 22° et 46° résultant des rayons lumineux réfractés à travers les facettes des cristaux de formes hexagonales. **Ces méthodes d'optique géométrique conventionnelle sont uniquement applicables à des cristaux de symétrie hexagonale pour un paramètre de taille X suffisamment grand** (i.e. $X > 80-100$). Ce paramètre, défini par $X=2\pi r/\lambda$ où r désigne le rayon d'une sphère de même volume que le cristal, correspond au rapport entre la taille équivalente du cristal et la longueur d'onde incidente. Afin de calculer les propriétés de diffusion des cristaux de glace, il est également nécessaire de générer différents types de formes géométriques. Des formes idéalisées de cristaux quasi-sphériques ("droxtals" ou ellipsoïdes), de type colonnes, plaquettes ou "bullet-rosettes" (**Fig. I.1.6**) sont généralement utilisées [Macke *et al.*, 1996 ; Yang *et al.*, 2018]. A partir de ces caractéristiques géométriques de cristaux, Yang *et al.*, [2013] ont développé une base de données très utilisée des propriétés optiques dans les longueurs d'ondes de l'ultra violet à l'infra-rouge pour différentes tailles et neuf formes de cristaux de glace.

La matrice de phase \mathbf{P} est l'élément clef à simuler par les modèles car elle permet de transformer les paramètres de Stokes incidents (I_0, Q_0, U_0, V_0) en ceux diffusés (I, Q, U, V). Pour un ensemble de particules de glace aléatoirement orienté, cette matrice de phase ne dépend que l'angle de diffusion θ et plus de l'angle azimutal. Elle s'exprime alors selon la relation suivante :

$$\begin{pmatrix} I \\ Q \\ U \\ V \end{pmatrix} = \frac{\Omega_{eff}}{4\pi} \begin{pmatrix} P_{11}(\theta) & P_{12}(\theta) & 0 & 0 \\ P_{12}(\theta) & P_{22}(\theta) & 0 & 0 \\ 0 & 0 & P_{33}(\theta) & P_{34}(\theta) \\ 0 & 0 & -P_{34}(\theta) & P_{44}(\theta) \end{pmatrix} \begin{pmatrix} I_0 \\ Q_0 \\ U_0 \\ V_0 \end{pmatrix} \quad (\text{Eq. I.8})$$

où Ω_{eff} désigne l'angle solide effectif associé à la diffusion. Dans la matrice \mathbf{P} , l'élément P_{11} décrit l'intensité totale de la lumière diffusée en fonction de l'angle de diffusion. Il correspond donc à la fonction de phase introduite dans la **section I.1.1 (Eq. I.1)** pour des particules nuageuses diffusant la lumière dans la direction θ . Les autres éléments de la matrice permettent de décrire essentiellement l'état de polarisation de la lumière diffusée (degré de polarisation, linéaire ou circulaire par exemple). On notera également que dans les approches de transfert radiatif à deux flux appliquées dans la plupart des modèles de climat, cet élément est représenté par le facteur d'asymétrie défini par l'intégrale de P_{11} pondéré par le cosinus de l'angle de diffusion (cf. **Eq. I.2**).

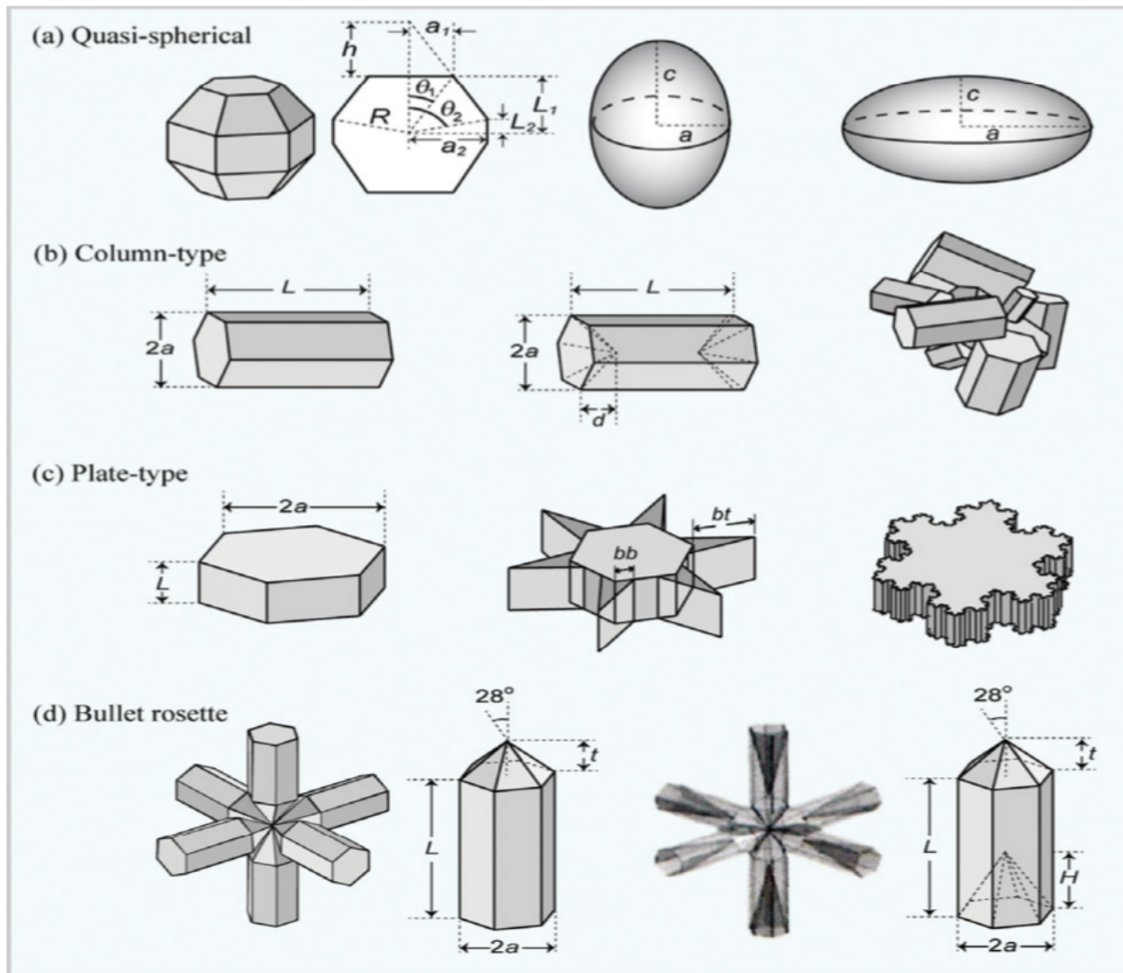


Figure I.1.6 : Formes idéalisées typiques de cristaux utilisées dans les modèles d'optique géométriques. Adapté de Liou et Yang [2016].

Dans les modèles d'optique géométrique, la méthode de lancer de rayon (geometric ray-tracing) est appliquée pour simuler les réfractions et réflexions de la lumière par le cristal. L'hypothèse sous-jacente est que l'onde plane incidente peut être représentée par une infinité de rayons indépendants et parallèles. Le chemin parcouru par un rayon au sein du cristal est alors régi par les lois de Snell-Descartes et les formules de Fresnel. Les propriétés de diffusion et d'absorption du cristal sont ensuite déterminées en considérant la contribution de chaque rayon sortant dans une direction particulière prédéfinie. A des longueurs d'ondes non absorbantes, cette méthode de calcul de la réfraction et de la réflexion de la lumière ne dépend pas, par définition, de la taille du cristal mais uniquement de sa morphologie. La diffraction du rayonnement incident provoquée par le cristal au niveau du champ lointain (diffraction de Fraunhofer) doit également être calculée puis ajoutée à la partie réfractée/réfléchi pour obtenir une représentation complète des propriétés de diffusion. Elle suit le principe de Babinet stipulant que la diffraction de la

lumière par un cristal peut être équivalente à celle d'une ouverture de même forme géométrique que la surface projetée du cristal dans un plan normal à la direction incidente. La composante de la diffraction contribue alors à rendre la fonction de phase très piquée vers l'avant ($\theta \sim 0^\circ$) et donc $g \sim 1$ pour des cristaux de tailles importantes.

Les méthodes d'optique géométrique conventionnelles font également l'hypothèse que la contribution de la diffraction et des rayons de Fresnel (réfractés et réfléchis) sont égaux conduisant à une efficacité d'extinction égale à 2, quelle que soit la taille du cristal (i.e. l'énergie incidente atténuée est égale à deux fois la surface géométrique du cristal). Cette hypothèse n'étant pas vérifiée par des méthodes de résolution exacte appliquées à des cristaux de petites tailles ($X < 30$, *Bi et al.*, [2014]), l'approximation d'optique géométrique ne s'applique qu'à des paramètres de taille relativement grands ($X \sim 100$). Dans le domaine du visible et sous cette hypothèse, la matrice de phase et le facteur d'asymétrie sont donc essentiellement déterminés par la forme des cristaux et ne présentent qu'une dépendance indirecte à leur taille (la morphologie des cristaux étant souvent liée à leur dimension). Afin de limiter l'impact de ces approximations, *Yang et Liou* [1996b] ont développé une **méthode modifiée d'optique géométrique (IGOM, Improved Geometric Optics Model) permettant de calculer les propriétés de diffusion, de polarisation et d'absorption de la lumière par des cristaux de symétrie hexagonale et de paramètre de taille supérieur à 15-20**. IGOM combine une approche d'optique géométrique avec les principes fondamentaux des techniques de résolution des méthodes exactes basées sur les équations de Maxwell. La principale amélioration de cette méthode réside dans la projection du champ électromagnétique (EM) proche (au niveau de la surface du cristal) vers un champ lointain diffusé sur la base du théorème d'équivalence électromagnétique (selon les équations de Maxwell dans le cas d'ondes EM forcées). Cette approche permet notamment de prendre en compte correctement les phénomènes d'interférences d'ondes présentant un décalage de phase (cf. [Thèse de O. Jourdan, 2003](#) pour plus de détails).

La plupart du temps, les méthodes d'optique géométrique sont appliquées à des cristaux «pristines» à facettes ayant des surfaces lisses. Les fonctions de phase résultantes sont alors caractérisées par des pics de diffusion avant, à 180° , des maxima locaux à 22° et 46° ainsi qu'une légère augmentation de la diffusion autour de 150° (ice bow) [*Takano et Liou*, 1989 ; *Baran et al.*, 2012]. Des méthodes probabilistes permettent de simuler le comportement optique de cristaux présentant des formes plus complexes, des inhomogénéités internes ou des surfaces rugueuses. Une méthode de type Monte Carlo est par exemple utilisée pour simuler la marche des photons, la polarisation et l'absorption dans des cristaux de formes fractales ou caractérisés par des aspérités de surface [*Macke et al.*, 1996 ; *Yang et Liou*, 1998]. Le modèle **IGOM dispose également d'une procédure spécifique, basée sur l'inclinaison aléatoire des facettes du cristal, pour simuler l'effet de la rugosité de surface sur la fonction de phase**. Nous verrons dans la **section I.2** que ces procédures permettent d'obtenir des indicatrices de diffusion en meilleur accord avec les observations *in situ*.

Enfin des méthodes numériques plus précises ont également été développées ces dernières années pour simuler les propriétés optiques de cristaux de formes moins régulières. Les plus utilisées sont probablement la méthode de la matrice de transition (T-Matrix, [*Waterman*, 1971 ; *Mishchenko et Travis*, 1998 ; *Bi et al.*, 2013]), celle de l'approximation en dipôles discrets (Discrete-Dipole Approximation (DDA), [*Purcell et Pennypacker*, 1973 ; *Draine et Flatau*, 1994 ; *Yurkin et Hoekstra*, 2011]), la méthode du Finite-Difference Time Domain (FDTD, [*Taflove et Umashankar*, 1990 ; *Yang et Liou*, 1996a ; *Sun et al.*, 2002]) ou celle de la Pseudo-Spectral Time Domain (PSTD, [*Liu*, 1997 ; *Liu et al.*, 2012]). Ces approches sont néanmoins plutôt adaptées à des petits paramètres de taille ($X < 25$, petits cristaux ou grandes longueurs d'ondes) car très coûteuses en temps de calcul contrairement aux méthodes d'optique géométrique. En revanche, elles sont très intéressantes pour tester la validité des hypothèses effectuées dans les modèles classiques d'optique géométrique (traitement de la diffraction, *Mishchenko et Macke*, [1998] ou de la rugosité de surface, *Riskilä et al.*, [2021]).

• Analyses des disparités modèles-mesures

Nous venons de voir que les modèles d'optique géométrique permettaient de simuler les propriétés de diffusion de cristaux réguliers présentant une structure hexagonale et de dimension typiquement supérieure à $30\ \mu\text{m}$ (pour une longueur d'onde de $0.8\ \mu\text{m}$). Ce type de cristaux «pristine» a été fréquemment observé lors de la campagne **IN11**, en particulier sur des séquences temporelles marquées par une croissance cristalline par dépôt de vapeur efficace. Les fonctions de phase moyennes observées lors de séquences dominées par des plaquettes hexagonales ou des «bullet-rosettes» sont reportées sur la **figure I.1.7a**.

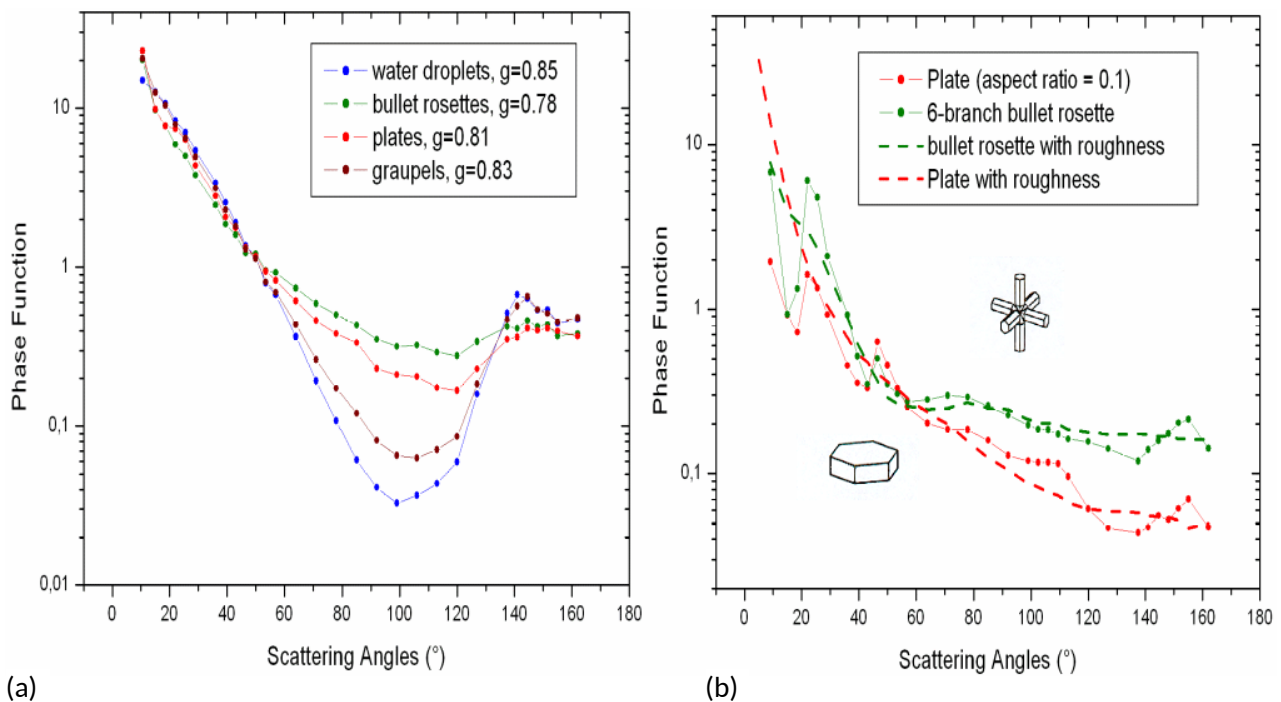


Figure I.1.7 : (a) Indicatrices de diffusion normalisées (fonction de phase) mesurées par le PN et moyennées sur des intervalles de temps représentatifs d'un type de géométrie d'hydrométéores lors de la campagne **IN11**. Le facteur d'asymétrie, g , est également indiqué. La fonction de phase correspondant aux « graupels » a été établie au début de leur formation avant que les cristaux ne deviennent plus irréguliers). (b) Fonctions de phase caractéristiques d'une plaque de rapport d'aspect $\beta=L/2a=0.1$ et d'une « bullet-rosette » simulées avec un modèle d'optique géométrique à la longueur d'onde et dans la gamme angulaire mesurable par le PN. Pour chaque forme, une simulation a été effectuée pour un cristal «pristine» (traits pleins) et une autre pour le même cristal mais avec une rugosité de surface (traits pointillés).

Les fonctions de phase relatives aux gouttelettes d'eau et aux particules givrées de type «graupels» les sont également à titre de comparaison. Les quatre types d'hydrométéores présentent des propriétés de diffusion contrastées en particulier au niveau de la diffusion latérale entre 70° et 130° . Dans cette gamme angulaire, la diffusion est plus importante pour les «bullet-rosettes» que pour les plaques hexagonales ce qui se traduit par des valeurs du facteur d'asymétrie plus faibles ($g=0.78$ vs $g=0.81$). Les gouttelettes d'eau sont caractérisées par un pic de diffusion à 140° (phénomène de l'arc en ciel) ainsi que par une faible diffusion latérale associée à une diffusion pour $\theta < 60^\circ$ en moyenne plus prononcée que pour les cristaux ($g=0.85$). Ce comportement est en accord avec celui prédit par la théorie de Mie pour des particules sphériques. La fonction de phase moyenne des « graupels » est similaire à celle des gouttelettes avec toutefois une diffusion latérale plus élevée liée à une morphologie des cristaux givrées s'éloignant de la sphéricité ou à la coexistence d'eau surfondue et de cristaux de glace.

La **figure I.1.7a** montre également que les fonctions de phase moyennes des «bullet-rosettes» et des plaquettes sont très aplaties entre 70° et 130° et que les signatures caractéristiques de cristaux réguliers à

structure hexagonale sont très peu ou pas marquées (halos à 22° et 46°, «ice bow» vers 150°). Ce comportement n'est pas en accord avec les simulations numériques effectuées avec un modèle d'optique géométrique qui mettent en évidence la présence très prononcée de ces maxima locaux de diffusion pour des cristaux «pristine» de taille et de forme comparables aux observations (**Fig. I.1.7b**, en trait plein). Plusieurs hypothèses peuvent être envisagées pour expliquer ce désaccord :

(i) La majorité des plaquettes et «bullet-rosettes» échantillonnées lors des expériences en chambre de simulation ne sont pas parfaitement régulières.

(ii) La classification morphologique des cristaux réalisée à partir des images CPI est inadéquate ou biaisée, en particulier pour des cristaux de taille inférieure à 100 μm .

(iii) Des hydrométéores de petites dimensions (< 25 μm), non détectés par le CPI, sont présentes dans le volume de mesure du PN et modifient substantiellement les propriétés de diffusion des cristaux hexagonaux de plus grandes tailles.

Nous avons donc essayé, par la suite, d'apporter des éléments de réponses plus quantitatifs pour étayer ou réfuter ces différentes hypothèses. Dans le cadre du [stage M1 de D. Lepen \(2006\)](#), le modèle modifié d'optique géométrique IGOM (Improved Geometric Optic Method, [Yang et Liou, 1996]) a été utilisé pour générer des indicatrices de diffusion pour différentes distributions dimensionnelles (7, de type gamma) et géométries hexagonales «idéalisées» de cristaux. Le modèle IGOM présente l'avantage de donner des résultats satisfaisants pour des cristaux de tailles relativement faibles ($\sim 5 \mu\text{m}$ pour $\lambda = 0.8 \mu\text{m}$). Il propose également une méthode probabiliste pour simuler l'**effet de la rugosité de surface des particules** sur leurs propriétés optiques. Ainsi, au jeu de données synthétiques constitué d'indicatrices de diffusion de cristaux hexagonaux «pristines» ont été ajoutées celles simulées pour des cristaux avec différents niveaux de rugosité de surface, pour des particules sphériques (calculées à partir de la théorie de Mie) ainsi que pour un mélange de plaquettes et de petites sphères dans différentes proportions. **Une ACP est ensuite appliquée aux données afin d'analyser l'influence théorique des propriétés granulométriques et géométriques des cristaux sur les indicatrices de diffusion.**

La projection des simulations de fonctions de phase non normalisées dans la base définie par les deuxième et quatrième composantes principales est représentée sur la **figure I.1.8a**. Ces deux composantes permettent de discriminer les cristaux à structure hexagonale des populations d'hydrométéores constituées en partie ou entièrement de particules sphériques. En effet, la variabilité angulaire du vecteur propre ξ_2 associé à la composante C_2 est caractéristique des fonctions de phase pour lesquelles la diffusion latérale entre 70° et 130° est bien moins importante que la diffusion pour $\theta < 60^\circ$ (**Fig. I.1.8b**). Ce comportement est une signature typique d'hydrométéores sphériques (cf. **Fig. I.1.7a**) également confirmé par la présence du maximum local de l'arc en ciel autour de 140°. Le vecteur propre ξ_4 présente des variations globalement en opposition par rapport à celles de ξ_2 ainsi qu'un maximum local à 22° et un minimum proche de 46°. Ainsi, **les populations d'hydrométéores dominées optiquement par la présence de particules sphériques ont en majorité des coordonnées $C_{j,2} > 0.5$ et $C_{j,4} < -0.3$** , tandis que les cristaux hexagonaux sont caractérisés par des valeurs de $C_{j,2} < 0.7$ et des $C_{j,4} > -0.4$, bien que plus variables (car le jeu données de ces cristaux est bien plus conséquent).

La composante C_4 permet également de différencier les indicatrices de diffusion des colonnes ($C_{j,4} > 0$) de celles des plaques ($C_{j,4} < 0$). En effet, les fonctions de phase des colonnes ont, pour une taille donnée, un halo à 22° plus prononcé que celles des cristaux qui croissent préférentiellement selon l'axe a (facette basale) comme les plaques et les dendrites ou même les agrégats [Liou, 2002]. La diffusion latérale de la lumière par les colonnes est également en moyenne supérieure à celle des plaques. De plus, les colonnes présentent généralement un halo à 46° moins important que celui des plaques, en particulier lorsque le rapport d'aspect de ces dernières est faible ($\beta = c/2a = L/2a$, cf. **Fig. I.1.6**) ainsi qu'une diffusion arrière (pour $\theta > 150^\circ$) plus faible. Dans le plan (C_2, C_4), les colonnes les plus allongées ($\beta > 10$) se situent majoritairement

dans la partie supérieure du diagramme ($C_{j,4} > 0.4$ et $-0.1 < C_{j,2} < 0.7$) tandis que les plaquettes les plus compactes ($0.5 < \beta < 1$) ont des coordonnées $-0.3 < C_{j,4} < -0.2$ et $C_{j,2} < -0.1$ (non visible sur le diagramme).

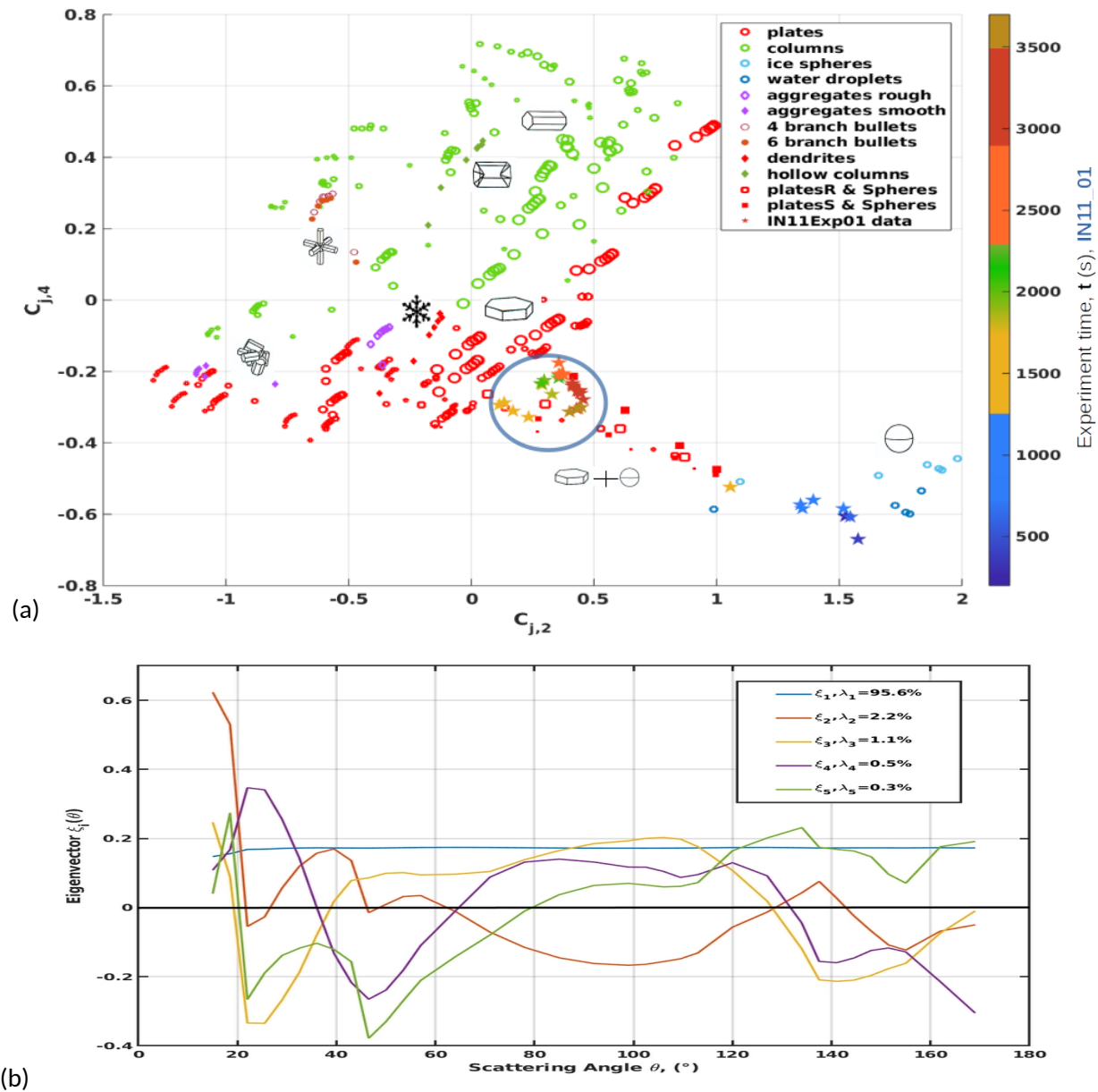


Figure I.1.8 : (a) Projection des indicatrices de diffusion modélisées pour différents hydrométéores de forme idéalisées dans la base définie par la 2^{ème} et la 4^{ème} composante principale. La taille des symboles représentatifs des plaquettes et des colonnes est proportionnelle à l'intensité de rugosité de surface des cristaux. Les étoiles correspondent à une sélection de mesures faites lors de l'expérience IN11_01. L'échelle de couleur des étoiles correspond au temps expérimental t , défini sur la **figure I.1.1**. Sur ce diagramme chaque point représente une indicatrice de diffusion documentée entre 10.6° et 162° . (b) Vecteurs propres ξ_i de la matrice de corrélation des fonctions de phase non normalisées simulées pour les angles de diffusion du PN. Les valeurs propres λ_i normalisées définissent la contribution des vecteurs propres à la représentation de la variance totale du système. Adaptée du [stage de M1 de D. Lepen \(2006\)](#).

Enfin, la **figure I.1.7b** nous indique que les indicatrices de diffusion des bullet-rosettes suivent des tendances similaires à celles des colonnes, justifiant leurs coordonnées positives selon l'axe C_4 . Ainsi, l'ensemble de ces différences de signatures angulaires théoriques permet d'expliquer la distribution des plaquettes et des colonnes « pristines » ainsi que celle des bullet-rosettes et des dendrites dans le plan (C_2, C_4) .

Nous avons également montré, lors du [stage de M1 de D. Lepen, \(2006\)](#), que les composantes principales associées aux vecteurs propres ξ_3 et ξ_5 fournissaient des informations complémentaires sur le décalage de l'«ice bow» et de l'intensité des halos permettant de discriminer plus clairement les bullet-rossettes, les cristaux dendritiques et les agrégats rugueux. Enfin, on notera que **l'influence de la taille des particules nuageuses sur les propriétés de diffusion est plus difficilement décelable que la variabilité des propriétés morphologiques** car les tendances selon C_2 et C_4 sont non linéaires et varient d'une géométrie de cristaux à l'autre. Nous avons également vu que, dans le visible ainsi que sur la gamme angulaire considérée dans cette étude, les modèles d'optique géométrique n'étaient que très peu sensibles à la taille des cristaux (cf. [aparté sur les modèles de diffusion](#)).

Un dernier point que nous n'avons pas encore évoqué concerne **l'impact de la rugosité de surface des cristaux hexagonaux sur leurs propriétés de diffusion**. Les cristaux caractérisés par des facettes fortement rugueuses ont tendance à être localisés dans une bande spécifique caractérisée par des valeurs de $C_{j,2}$ plus élevées que les cristaux «pristines» et des $C_{j,4}$ compris entre -0.2 et 0.5 (cercles rouges et verts de plus grandes dimension sur [Fig. I.1.8a](#)). «Ce déplacement vers la droite» sur le diagramme (C_2, C_4) s'explique en partie par un phénomène de lissage des indicatrices de diffusion illustré sur la [figure I.1.7b](#) pour des plaquettes. **Les aspérités de surface ont en effet tendance à fortement atténuer les halos à 22° et 46°, le ice bow proche de 150° et à modifier la diffusion latérale. Ce phénomène semble provoquer une homogénéisation des propriétés de diffusion** comme le montre la présence d'indicatrices de plaquettes très rugueuses dans le champ des colonnes rugueuses ([Fig. I.1.8a](#), cercles rouges proches de cercles verts).

A la suite de cette étude théorique, nous avons voulu confronter les observations du PN aux simulations numériques afin d'identifier si la signature optique des mesures pouvait être associée à une géométrie particulière d'hydrométéores. Une quarantaine d'indicatrices de diffusion mesurées lors de l'expérience IN11_01 (étoiles colorées sur la [figure I.1.8a](#)) ont été projetées dans l'espace des composantes principales préalablement définies. Ces indicatrices ont été sélectionnées pour différents stades d'évolution du nuage. La localisation des points de mesures correspondant à un nuage essentiellement constituée d'eau surfondue en début d'expérience est conforme à la position adoptée par les sphères modélisées (étoiles bleues en bas à droite sur le diagramme). Les particules givrées de type «graupels» (étoiles marron clair sur [Fig. I.1.8a](#)) sont localisées le long d'une droite sur laquelle $C_{j,2}$ diminue assez rapidement. On remarque qu'au cours du processus de givrage, la forme des plus grandes hydrométéores s'éloigne de la sphéricité pour devenir plus complexe et irrégulière ce qui se traduit par une augmentation de la diffusion latérale (cf. [Fig. I.1.7a](#)). Les indicatrices mesurées lors de la formation des plaquettes hexagonales (étoiles vertes) puis lors leur croissance par dépôt de vapeur (étoiles orangées à marron foncé) sont confinées dans une même région du plan tels que $0.25 < C_{j,2} < 0.5$ et $-0.35 < C_{j,4} < -0.2$. Cette zone correspond à la transition entre le domaine occupé par des plaquettes à facettes rugueuses avec un petit rapport d'aspect ($\beta < 0.1$) et celui d'un mélange de plaques et de particules sphériques (carrés rouges sur [Fig. I.1.8a](#)). Ces résultats montrent donc que **la signature optique moyenne des plaquettes échantillonnées lors de l'expérience IN11_01 se rapproche plus de celle modélisée par une combinaison de plaques hexagonales plus ou moins rugueuses et de particules sphériques en faible concentration** (zone délimitée par le cercle bleu sur la [figure I.1.8a](#)). Cette association de formes permet en effet de lisser certaines caractéristiques propres aux indicatrices de diffusion de plaques hexagonales «pristine».

Ces résultats ont pu être généralisés aux expériences de nuages dans la gamme de température comprises entre -17°C et -20°C réalisées lors de la campagne [IN11](#). Il apparaît donc que **la classification morphologique réalisée à partir des observations CPI est cohérente mais ne peut pas identifier les cristaux de petites tailles** typiquement inférieures à 25 μm . Les mesures du PN permettent d'accéder la plupart du temps à la signature optique d'une population d'hydrométéores et non à celle de particules individuelles. Ainsi, il est fort probable que de petites particules quasi-sphériques (cristaux ou gouttelettes d'eau rémanentes) soient échantillonnées et affectent les propriétés de diffusion mesurées. Enfin, **la modification de la texture de surface des cristaux lors de leur croissance rapide par dépôt de vapeur est également possible au regard des propriétés optiques observées**. L'instrumentation déployée dans la chambre lors de cette campagne ne nous a pas permis de valider cette hypothèse.

I.1.3 Résumé et conclusions du Chapitre I.1

Les processus de formation et de croissance des cristaux de glace jouent un rôle fondamental dans le cycle de vie des nuages et son impact sur les bilans radiatif et hydrologique. Cependant, nos connaissances sur les mécanismes impliquant la phase glace sont limitées compte tenu de la complexité des processus intervenant à des échelles spatiales très différentes (de la micro échelle à l'échelle macroscopique). La grande variabilité de forme et de taille des cristaux de glace observée dans les nuages est conditionnée par son environnement thermodynamique. Les caractéristiques microphysiques et morphologiques des cristaux impactent sensiblement les propriétés optiques et radiatives des nuages en phase glace. Les modèles de diffusion de la lumière permettent de calculer des grandeurs optiques importantes pour le transfert radiatif telles que les indicatrices de diffusion. Ces modèles sont toutefois basés sur des approximations fortes qui ne permettent pas toujours de rendre compte des spécificités granulométriques et morphologiques des cristaux évoluant dans des conditions thermodynamiques contrastées en atmosphère réelle.

Dans une première partie de chapitre (I.1.1), nous avons cherché à étudier **le lien entre les processus microphysiques de croissance des hydrométéores, leurs propriétés morphologiques et leurs signatures optiques**. Ces travaux s'appuient sur des expériences de simulation du cycle de vie de nuages dans les conditions thermodynamiques contrôlées de la chambre AIDA (Aerosol Interaction and Dynamics in the Atmosphere) du KIT de Karlsruhe. Dans le cadre du projet d'accès aux infrastructures de recherche **ACCENT-CAICOP (2007)**, nous avons participé à la campagne **IN11 (Ice Nucleation campaign n°11)** avec comme objectif principal de documenter l'évolution temporelle des propriétés microphysiques et optiques des cristaux depuis leur formation jusqu'à leur sédimentation. Deux instruments de la **PMA (Plateforme de Mesures Aéroportées)** du LaMP ont été déployé à cet effet, pour la première fois sous la chambre de simulation : le Cloud Particle Imager (**CPI**) et le Néphélomètre Polaire (**PN**). Une série de 10 expériences de refroidissement par détente d'une masse d'air a été conduite pour simuler le cycle de vie de nuages en phase mixte et de cirrus initiés par des mécanismes de nucléation différents. Les principaux résultats ont montré que **les hydrométéores nuageux possédaient des propriétés microphysiques et morphologiques très contrastées dépendantes des conditions thermodynamiques** de la chambre (**Section I.1.1.1**). L'analyse des taux de croissance des cristaux par diffusion de vapeur réalisée à partir des images CPI a permis de mettre en évidence que **la croissance des facettes basales des plaquettes hexagonales était non isométrique et beaucoup plus rapide que ne le prévoit la théorie** (**Section I.1.1.2**). La forte variabilité temporelle de la morphologie des cristaux qui en découle se traduit par une fluctuation importante des indicatrices de diffusion mesurées par le PN qui permettent de suivre le cycle de vie des hydrométéores. L'étude des propriétés de diffusion des **hydrométéores échantillonnés** lors des différentes expériences a également montré qu'ils **ne présentaient pas systématiquement les signatures optiques attendues** (halos, ice bow...) pour des cristaux «pristine» de forme hexagonale, pourtant majoritairement observée par le CPI (**Section I.1.1.3**). L'ensemble de ces résultats fait l'objet d'un article en préparation depuis fort longtemps [*Jourdan et al., in prep*].

Nous avons ensuite, dans la seconde partie du chapitre (I.1.2), tenté de **comprendre les mécanismes responsables des disparités entre les formes de cristaux observées et leurs propriétés optiques**. Des analyses en composantes principales (ACP) ont tout d'abord été envisagées pour étudier la sensibilité des indicatrices de diffusion mesurées à des modifications des propriétés microphysiques et morphologiques des particules nuageuses. L'analyse de la variabilité des indicatrices menée sur une étude de cas a permis de montrer que leur représentation dans un espace réduit à quelques composantes principales était suffisante pour discriminer les formes géométriques des hydrométéores au cours de leur évolution (**Section I.1.2.1**).

Dans cette section, nous avons également proposé une première interprétation physique des composantes principales en les confrontant aux propriétés de diffusion modélisées ou observées lors des études menées dans des nuages en phase mixte et des cirrus par *Jourdan et al., [2003a]* et *Shcherbakov et al., [2006b]*. Par la suite, nous avons eu de nouveau recours à la technique de l'ACP pour tester les différentes hypothèses avancées pour expliquer les désaccords entre les propriétés de diffusion modélisées pour des cristaux de formes géométriques idéalisées et les propriétés mesurées par le PN (**Section I.1.2.2**).

Pour une vaste gamme de formes de cristaux hexagonaux, un jeu de fonction de phase a été simulé à partir du modèle optique géométrique modifié (**IGOM**) puis projeté dans un espace des composantes principales afin de faciliter l'interprétation de la variabilité des propriétés de diffusion.

Cette analyse a permis de **dégager des tendances fortes de l'impact de la géométrie des cristaux et de la rugosité de leur surface sur la variabilité des indicatrices de diffusion** (*Stage de M1 de D. Lepen, 2006*). La comparaison des mesures optiques des hydrométéores avec les simulations numériques a révélé que **les propriétés de diffusion moyennes des cristaux n'étaient pas en accord avec celles de cristaux «pristine» parfaitement réguliers**. Elles se rapprochent plus de propriétés modélisées par une combinaison de cristaux hexagonaux dont la surface est plus ou moins rugueuse et de plus petits hydrométéores de forme quasi sphérique. En effet, la présence de ces petits cristaux de tailles inférieures à 25 μm , non détectés par le CPI, peut provoquer un «lissage» du comportement angulaire des indicatrices de diffusion propre à des cristaux parfaitement hexagonaux (halos à 22° et 46°, ice bow à 150-160°, diffusion latérale). Au cours de leur croissance, les cristaux peuvent également développer des déformations de leur structure cristalline (rugosité et aspérités de surface par exemple) lorsque les conditions thermodynamiques sont favorables. **Ces défauts de surface ou complexité sub-micronique des cristaux modifie également leurs propriétés optiques** en atténuant les spécificités angulaires des indicatrices de diffusion des cristaux de leur équivalent «pristine». Dans le chapitre suivant (**I.2**), nous chercherons à comprendre les mécanismes responsables de la complexité morphologique des cristaux ainsi que son impact sur les propriétés de diffusion.

I.2 Chapitre 2 : Processus à l'origine de la complexité des cristaux, impact sur les propriétés optiques

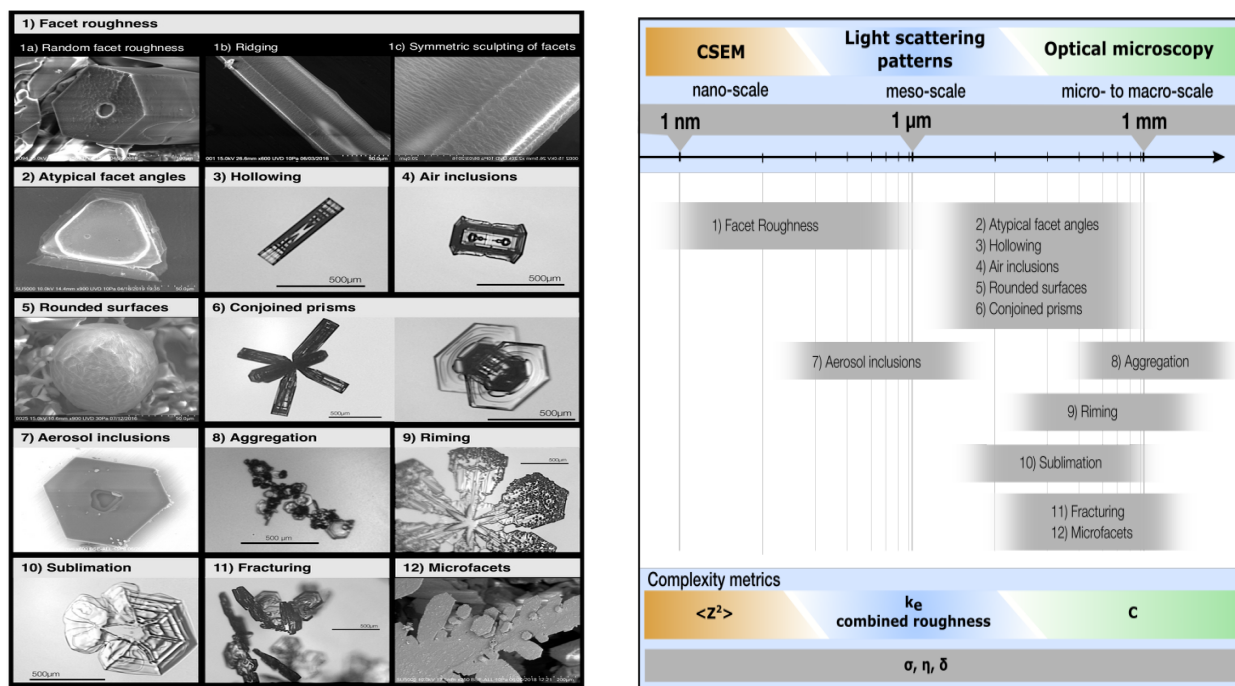
Les expériences réalisées dans le cadre de la campagne **IN11** ont montré que la majorité des cristaux de glace hexagonaux *a priori* «pristine» présentaient des signatures optiques en désaccord avec leurs propriétés de diffusion «théoriques». Nous avons vu dans le chapitre précédent (I.1.2) que les indicatrices de diffusion mesurées pour ces cristaux étaient mieux représentées par un modèle microphysique équivalent combinant des cristaux de même géométrie avec une population de petites particules sphériques. Si cette représentation est tout à fait valable dans des nuages en phase mixte [Jourdan et al., 2003b], elle devient discutable dans des nuages entièrement glacés de type cirrus par exemple. Nous avons également mis en évidence qu'une autre piste pourrait expliquer les disparités observées : **la présence d'imperfections sur les facettes prismatiques des cristaux hexagonaux**. L'instrumentation déployée lors de la campagne **IN11**, ne nous a pas permis de confirmer l'existence de petits cristaux quasi-sphériques ou d'identifier clairement la morphologie des cristaux à l'échelle mesoscopique (de 100 nm à ~10 µm, Neshyba et al., [2013]).

Ces dernières années, un nombre important d'études de laboratoire basées sur des techniques de microscopie électronique ont mis en évidence **la prévalence de rugosité submicronique sur la surface des cristaux de glace** [Pfalzgraff et al., 2010 ; Neshyba et al., 2013 ; Magee et al., 2014 ; Ulanowski et al., 2014]. Des paramétrisations de cette rugosité de surface ont même été développées pour étudier son impact sur les propriétés de diffusion montrant une diminution du facteur d'asymétrie jusqu'à 0.06 [Neshyba et al., 2013]. Néanmoins, ces **observations restent soumises à de nombreuses incertitudes** liées au protocole expérimental (substrat, pression dans le microscope, faisceau d'électron...). La présence de ces anomalies dans la texture de surface de réels cristaux atmosphériques reste encore à prouver. L'impact des conditions thermodynamiques environnementales sur le degré de rugosité ou de déformation de la structure cristalline reste également encore à être évalué. En effet, **la mesure de la complexité morphologique des cristaux dans des nuages naturels reste délicate** car les processus et les conditions environnementales ne sont pas contrôlés ou totalement quantifiables [Ulanowski et al., 2014]. **Les mesures en chambre de simulation peuvent apporter certaines réponses sur les mécanismes mis en jeu**, car le cycle de vie du cristal peut être observé dans une atmosphère contrôlée.

Dans ce chapitre, nous allons tout d'abord définir le **concept de complexité morphologique** des cristaux de glace illustrée par quelques exemples (**Section I.2.1**). Nous aborderons également la façon dont cette complexité de formes peut être paramétrisée dans les modèles de diffusion de la lumière. Nous nous intéresserons ensuite à sa caractérisation par l'observation *in situ* en chambre de simulation lors de la campagne **RICE-03 (Rough Ice Experiment-3, 2014)**. **L'origine de la complexité des cristaux et son implication sur les propriétés de diffusion** seront étudiées pour des cirrus générés artificiellement dans la chambre **AIDA (Section I.2.2)**. La **section I.2.2.1** se focalisera sur l'observation des transformations morphologiques subies par des gouttelettes d'eau surfondue dans un cirrus d'origine liquide ainsi que sur **l'influence des petits cristaux quasi-sphériques sur les propriétés optiques**. L'étude de la déformation de colonnes hexagonales au cours du cycle de vie d'un cirrus *in situ* fera l'objet de la **section I.2.2.2**. Enfin, dans la **section I.2.2.3**, nous étudierons plus en détails **comment cette complexité cristalline influence la variabilité des indicatrices de diffusion** ainsi que sur la possibilité de l'évaluer indirectement à partir des observations du Néphélomètre Polaire.

I.2.1 Aperçu de la complexité morphologique des cristaux à travers les échelles

Dans les nuages, les cristaux de glace fraîchement nucléés sont soumis à une succession de cycles de croissance et de sublimation provoquée par de fortes hétérogénéités thermodynamiques (température, humidité) et dynamiques (vitesse verticale). Ces phénomènes peuvent contribuer au développement de cristaux de formes irrégulières ainsi qu'à la déformation de leur structure morphologique et l'apparition, par exemple, de rugosité de surface [Korolev et al., 1999 ; Ulanowski et al., 2006 ; Magee et al., 2021]. En effet, la plupart des mesures *in situ* montrent que la forme des cristaux s'éloignent des formes géométriques hexagonales idéalisées et lisses [Järvinen et al., 2018a ; Ulanowski et al., 2014]. Mais la **diversité morphologique des cristaux va au-delà de la seule forme des hydrométéores**. Les récents développements technologiques (comme la microscopie électronique) ainsi que l'analyse des images et de la distribution à haute résolution des signatures de diffusion des cristaux ont permis de mettre en évidence une variabilité significative de la structure cristalline à l'échelle sub-micronique, au sein d'une même classe de formes de cristaux [Pfalzgraff et al., 2010 ; Schnaiter et al., 2016 ; Um et McFarquhar, 2007 ; Um et al., 2015 ; Fridlind et al., 2016]. Ces études s'accordent toutes sur le fait que **les cristaux présentent généralement des formes complexes** ou des **déformations au niveau de leur surface**. Elles montrent également que la complexité des cristaux s'organise très différemment en fonction de l'échelle d'étude et d'observation. Il n'existe donc pas de consensus sur une terminologie uniforme permettant de définir la complexité morphologique des hydrométéores. Dans l'article de review de Järvinen et al., [2022], nous avons choisi de définir cette complexité selon l'échelle spatiale à laquelle elle intervient, typiquement entre la nano et la micro échelle (Fig. I.2.1). **On utilisera, dans la suite du document, le terme générique de «complexité mesoscopique» pour caractériser les cristaux dont la structure morphologique s'éloigne de celle de cristaux dit «pristine» possédant la forme idéale d'un prisme hexagonal.**



(a) Exemples de différents types de complexité morphologique observée dans des cristaux de glace. (b) Méthodologies d'analyse et échelles typiques des différentes sortes de complexité morphologique des cristaux. Les techniques de mesures les plus communes sont basées sur la microscopie électronique (CSEM, Cryoscopic Scanning Electron Microscopy), la diffusion de la lumière et la microscopie optique. Les métriques correspondantes pour caractériser la complexité des cristaux sont la complexité physique ($\langle Z^2 \rangle$: gradient local de la hauteur de la surface d'un cristal) [Butterfield et al., 2017], la complexité dite combinée (k_e) [Lu et al., 2006] et le paramètre de complexité (C) combinant la surface d'un cercle entourant le cristal, la surface projetée et le périmètre du cristal [Schmitt et Heymsfield, 2014]. Les métriques de complexité «optique» (σ, η, δ) sont utilisées dans les modèles de diffusion de la lumière pour simuler les effets optiques des complexités morphologiques des cristaux. D'après Järvinen et al., [2022]

1.2.1.1 Signatures et processus liés à la complexité morphologique

Les études en laboratoire et les observations *in situ* ont montré que différents phénomènes pouvaient être responsables de la complexité morphologique des cristaux de glace (**Fig. I.2.1a**). Les différents types de complexité peuvent couvrir un large spectre allant d'une l'altération de la structure cristalline à peine détectable à une modification complète de la morphologie du cristal ou de la géométrie de la surface de ses facettes. Ci après, nous présentons les principales catégories de «complexité mésoscopique» établies à ce jour :

(1) **Rugosité des facettes d'un cristal** : L'apparition, à des échelles nano ou micrométriques, d'aspérités sur les surfaces originellement planes et lisses des facettes cristallines est un phénomène fréquemment observé, quelle que soit la température, suite à une croissance ou sublimation rapide des cristaux [Magee et al., 2014 ; Neshyba et al., 2013].

(2) **Géométrie angulaire atypique** : La présence d'angles atypiques entre les facettes d'un cristal divergeant de ceux d'un polygone hexagonal régulier peuvent par exemple conduire à des formes semblables à des triangles tronqués [Murray et al., 2015]. Si ce phénomène est majoritairement observé à des températures inférieures à -60 °C, les images CPI acquises dans la chambre AIDA lors de l'expérience IN11_01 semblent également en identifier lors de la phase de sédimentation (**Fig. I.1.3**)

(3) **Cavités ou «hollowing»** : La présence de cavités dans les cristaux (colonnes creuses par exemple) est très fréquente dans les cristaux quelle que soit la température de l'air ambiant [Schmitt et Heymsfield, 2007 ; Nelson et Swanson, 2019]. Elle peut se matérialiser par de légères dépressions ou puits sur les facettes du cristal jusqu'à une gaine creusée sur toute sa longueur.

(4) **Inclusions de bulles d'air** : Elles se forment typiquement lorsqu'une couche liquide enveloppe le cristal puis sont incorporées dans ce dernier lorsque la couche se congèle [Nelson et Swanson, 2019]. Ce phénomène est suspecté d'être assez commun dans certains cirrus d'origine liquide et affecte sensiblement les propriétés optiques des cristaux [Xie et al., 2009 ; C.-Labonnote et al., 2001].

(5) **Surfaces arrondies** : un phénomène d'arrondissement des surfaces cristallines intervient généralement suite à une forte sublimation à des températures typiquement inférieures à -50°C [Pfalzgraff et al., 2010 ; Schmitt et al., 2013]. On l'observe également lorsque le cristal se forme à partir d'une petite gouttelette d'eau et conserve une partie de sa forme sphérique avant de croître par déposition de vapeur et présenter des facettes plus ou moins hexagonales (cristaux se rapprochant du type «droxtal» ; cf. **Fig. I.1.6**) [Järvinen et al., 2016]

(6) **Prismes conjoints** : ils sont constitués d'un mono cristal de rapport d'aspect très variable (« capped columns ») ou de polycristaux qui croissent depuis un centre de nucléation commun (« bullet-rosettes ») [Bailey et Hallet, 2009 ; Lawson et al., 2019]. On les observe très fréquemment à des températures comprises entre -20°C et -50°C.

(7) **Inclusions de particules d'aérosols** : Ces inclusions peuvent intervenir lors du lessivage des aérosols par des cristaux précipitants, résultant parfois en leur incorporation vers le centre du cristal lorsqu'il se sublime partiellement [Magee et al., 2021].

(8) **Agrégation** de cristaux : Souvent associée à la formation de flocon de neige, ce processus, intervenant typiquement à l'échelle millimétrique, a tendance à être moins efficace lorsque la température et la concentration des cristaux diminuent [Schmitt et al., 2016]. Dans les enclumes de nuages convectifs, la présence de particules de glace chargées électriquement peut également contribuer à la formation de chaînes de cristaux [Connolly et al., 2005 ; Baran et al., 2012].

(9) **Givrage** : L'accrétion de petites gouttelettes d'eau surfondue sur la surface des cristaux amplifie leur complexité morphologique et peut également favoriser la croissance de nouvelles micro-facettes [Hallett et Mossop, 1974 ; Avila et al., 2009].

(10) **Sublimation** : La sublimation partielle des cristaux provoque fréquemment un lissage ou un arrondissement des arrêtes et des bords des cristaux contrairement aux séquences où ils subissent une forte croissance.

(11) **Fragmentation** : La fragmentation naturelle de particules de glace fragiles et de taille supérieure à 1 mm comme des dendrites ou des agrégats conduit à des cristaux de formes irrégulières. Elle est peu fréquente mais intervient à des températures proches de -15°C suite aux collisions entre cristaux de glace [Takahashi, 1993] et peut également être favorisée par la sublimation ou par des fissurations provoquées par la congélation de gouttelettes d'eau sur la surface du cristal [Lauber et al., 2018 ; Schwarzenboeck et al., 2009].

(12) **Micro-facettes** : Elles croissent sur des facettes pré existantes d'un cristal. Des gouttelettes d'eau givrées peuvent servir de point de « re-nucléation » [Neshyba et al., 2013 ; Magee et al., 2014 et 2020]. Des cycles répétés de croissance et de sublimation peuvent également conduire au développement de ces micro-facettes [Voigtlander et al., 2018].

Ces différents mécanismes ou exemples typiques de complexité morphologique sont illustrés sur la **figure I.2.1a**. Cependant, la terminologie associée à la complexité des cristaux ne se base pas uniquement que sur les processus physiques sous-jacents mais également sur les méthodologies d'analyse appliquées à ses moyens d'observations.

I.2.1.2 Caractérisation et représentation de la complexité morphologique

Différentes métriques ont été développées pour décrire le degré de complexité morphologique des cristaux. Des métriques dites physiques sont établies, par exemple, à partir d'images par microscopie électronique (CSEM, Cryoscopic Scanning Electron Microscopy). Ces images permettent en particulier d'estimer les gradients locaux des différentes hauteurs de surface des cristaux selon deux directions horizontales. La valeur moyenne $\langle Z^2 \rangle$ et son écart type fournissent une information directe sur l'état de rugosité de la surface du cristal à l'échelle nanométrique [Butterfield et al., 2017].

Le degré de complexité des cristaux peut également être mesuré indirectement à partir de la distribution de la lumière diffusée autour de la réflexion spéculaire [Lu et al., 2006]. L'**analyse de la texture des images de diffusion de la lumière à haute résolution** mesurées par un instrument tel que le SID-3 (Small Ice Detector Mark 3, [Ulanowski et al., 2014]) permet d'accéder au degré de complexité d'un cristal 3D individuel. La métrique correspondante est appelée « rugosité combinée » [Ulanowski et al., 2014] ou « paramètre normalisé d'énergie caractéristique », k_e [Schnaiter et al., 2016].

La **figure I.2.2a** illustre l'impact de la complexité morphologique observée sur des colonnes dans la chambre AIDA sur la distribution spatiale de l'intensité diffusée par le cristal, mesurée par le SID-3 pour des angles polaires compris entre 7° et 23° (et de 0 à 360° selon l'azimut). Pour une colonne «pristine» orientée selon l'horizontale, la symétrie du cristal est clairement observable selon l'azimut ainsi que les pics de réfraction à 22° sur l'intense arc de diffraction correspondant à l'**axe c** du cristal. A des sursaturations plus importantes, la forme de la colonne devient plus complexe (hollowing ou rugosité de surface) ce qui se traduit optiquement par l'**apparition de tâches (speckles) de diffusion** à la marge des arcs de diffraction conduisant à une distribution spatiale de la diffusion «plus homogène». **Ces différentes signatures sont exploitées pour dériver des informations sur la forme des hydrométéores et leur indice de complexité k_e .** La méthode utilisée pour analyser les observations du SID-3 est sensible à tous les types de complexité morphologique intervenant à des échelles spatiales mésoscopiques (du dixième à la dizaine de micromètres). En revanche, elle ne permet pas explicitement de faire la distinction entre les différentes

sortes de complexité listées ci-dessus (Section I.2.1.1). Ce paramètre k_e sera utilisé dans la suite du document pour caractériser la complexité morphologique des cristaux observés lors des expériences en chambre de simulation ou dans les campagnes de mesures aéroportées.

Schmitt et Heymsfield, [2014] ont également introduit un paramètre (C) pour décrire la complexité morphologique des cristaux à l'échelle de la dizaine de micromètres au millimètre, à partir des images observées par le CPI. Ce paramètre C est une combinaison de la plus petite surface d'un cercle qui recouvre le cristal, de la surface projetée et du périmètre du cristal (Fig I.2.1b).

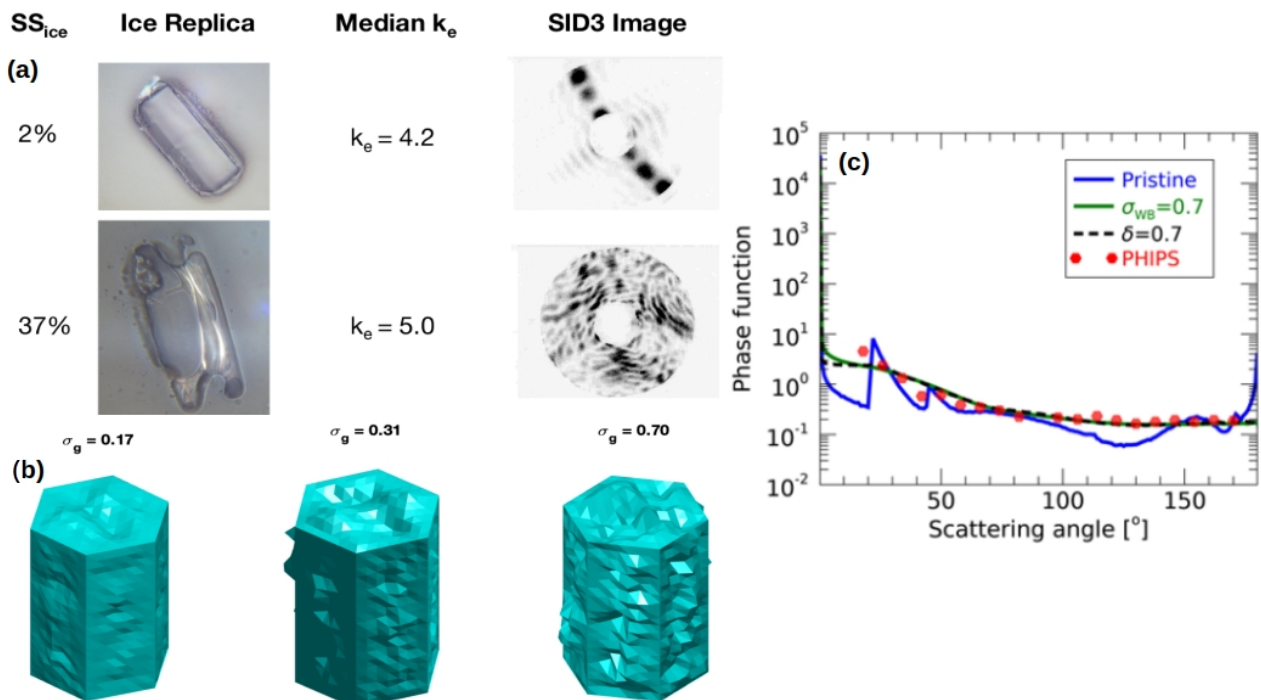


Figure I.2.2 : (a) Paramètre de complexité k_e dérivé des mesures du SID-3 : Exemples de répliques de cristaux de glace de tailles inférieures à 100 μm échantillonnés dans la chambre AIDA à des sursaturations différentes. Les motifs 2D de diffusion correspondants enregistrés par le SID-3 montrent une augmentation des taches de diffusion (« speckles ») et une diminution de leur taille avec l'augmentation de la complexité morphologique des colonnes. **(b) Illustrations de la manifestation physique de l'augmentation de la rugosité des cristaux dans les modèles d'optique géométrique.** Le paramètre σ est ici utilisé comme métrique optique de la complexité morphologique selon l'approche de la facette inclinée. En réalité dans le calcul de lancer de rayon, c'est l'ensemble de la facette qui est inclinée lors de son interaction avec un rayon lumineux de façon à ce que les lois de l'optique géométrique soient toujours valides. **(c) Fonctions de phase simulées pour une colonne hexagonale de rapport d'aspect 2 avec et sans complexité morphologique.** La fonction en phase en bleu correspond à une colonne «pristine» tandis que celles en noir et en vert sont simulées avec des modèles de ray-tracing pour une complexité paramétrée avec la méthode de la facette inclinée selon une distribution uniforme ($\delta=0.7$) ou de Weibull ($\sigma_{wb}=0.7$ et $n=0.75$), respectivement. Les symboles rouges correspondent aux points de mesures réalisées par un instrument de type néphélomètre, le PHIPS (Particle Habit Imaging and Polar Scattering, Abdelmonem et al., [2016]). Adaptée de Järvinen et al., [2022].

Les métriques dites optiques sont utilisées en combinaison avec des modèles de diffusion de la lumière pour **simuler l'effet optique de la complexité mésoscopique sur des cristaux de formes souvent idéalisées** et de symétrie hexagonale. Elles comprennent l'utilisation de **la méthode des facettes inclinées** (tilted facets) généralement appliquée dans le cadre de l'approximation de l'optique géométrique. Dans ces méthodes, la normale à surface de la facette est aléatoirement inclinée par rapport à son orientation nominale. Macke et al., [1996] ont utilisé une gamme d'angles d'inclinaison distribués uniformément entre deux valeurs limites pour **paramétriser l'effet** et le degré **de rugosité du cristal** (paramètre δ , cf. fig I.2.1b).

Des variantes plus sophistiquées basées sur **des distributions de probabilité de l'angle d'inclinaison des facettes suivant soit une loi gaussienne soit de Weibull** [Dodson, 1994] ont ensuite été développées par Yang et Liou, [1998] puis Shcherbakov et al., [2006a] (paramètres σ et n , cf. fig I.2.1b) pour simuler le

comportement optique de différents types de complexité de surface des cristaux. L'utilisation de ces proxies de complexité s'inspire les travaux de *Cox et Munk* [1954] qui ont étudié les effets optiques de la rugosité de surface des océans. Trois exemples de cristaux hexagonaux affectés par différentes intensités de rugosité simulées à partir d'une distribution gaussienne de l'angle d'inclinaison de la facette [*Yang et Liou*, 1998] sont présentés sur la **figure I.2.2b**. Ces illustrations peuvent être considérées comme le rendu visuel de la manifestation physique du degré de rugosité généré par l'approche dite de la «facette inclinée». L'impact de cette procédure sur les fonctions de phase est représentée sur la **figure I.2.2c**. On y peut observer notamment que **la complexité morphologique des cristaux conduit à une forte diminution des halos à 22° et 46°** ainsi que, de façon plus générale, à un «lissage» conséquent **de la distribution angulaire de l'énergie** diffusée par rapport à une colonne hexagonale «pristine».

D'autres approches consistant à générer des morphologies complexes randomisées de cristaux (Fractales de Koch, sphères subissant des déformations morphologiques ou particules de Chebychev) sont également envisagées pour le calcul des propriétés optiques des cristaux irréguliers et notamment ceux de petites tailles. Ces méthodes s'appuient par exemple sur des codes numériques basés sur l'approximation des dipôles discrets (DDA, *Yurkin et Hoekstra*, [2011]) [*Kahnert et al.*, 2012 ; *Nousiainen et Muinonen*, 2007 ; *Um et McFarquhar*, 2011]. Le lien entre les métriques physiques et optiques reste toutefois délicat à établir malgré quelques tentatives prometteuses. *Schnaiter et al.*, [2016] ont par exemple mis en évidence des corrélations entre le paramètre de complexité k_e et un facteur de distorsion σ_{grs} caractérisant des fluctuations aléatoires gaussiennes de la surface de particules sphériques.

I.2.2 Observation de la complexité morphologique des cristaux en chambre de simulation

Dans cette section, nous allons nous intéresser **aux mécanismes à l'origine du développement de la complexité mésoscopique des cristaux lors d'expériences en atmosphère contrôlée** simulant les conditions de formation et de développement de cirrus. Nous chercherons, en particulier à comprendre le **rôle des modes de formation primaire des cristaux** (nucléation homogène ou hétérogène) **et des conditions thermodynamiques sur la complexité morphologique à petit échelle** de cristaux individuels. Nous rappelons que le terme de complexité à petite échelle regroupe ici toutes les déformations subies par un cristal telles que la rugosité de surface ou la présence de cavités internes («hollowness») à des échelles typiquement inférieures à une dizaine de micromètres.

Deux morphologies de cristaux seront plus particulièrement étudiées : des colonnes hexagonales et des cristaux quasi sphériques. Avec les rosettes et bullet-rosettes, les colonnes sont relativement fréquentes dans les cirrus *in situ* à des températures inférieures à -38°C tandis que les cristaux quasi sphériques sont généralement observés dans des cirrus d'enclumes d'origine liquide [*Lawson et al.*, 2019]. Dans le cadre de la campagne **RICE-03 (Rough Ice Experiment-3, 2014)** et du projet éponyme, **une série de 45 expériences a été conduite dans la chambre AIDA pour simuler le cycle de vie de nuages cirriforme en phase glace**. Les cristaux de glace se sont formés suivant **des processus de nucléation différents**. Des expériences de détentes et compressions successives de la parcelle d'air ont été réalisées pour simuler la formation, la croissance et la sublimation des cristaux dans des cirrus dans un environnement caractérisé par des aérosols de différentes natures. Les **expériences se sont déroulées à des températures comprises entre -30°C et -70°C et sous différentes conditions de sursaturation** et sous saturation par rapport à la glace (établies en ajustant le taux de refroidissement de la parcelle d'air). Cette campagne de mesures initiée par le **KIT (Karlsruhe Institute of Technology)** a mobilisé une partie des compétences et des moyens instrumentaux du **NCAR (National Center for Atmospheric Research, Boulder)**, de l'**IEK-7 (Forschungszentrum, Jülich)**, du **DLR (Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt, Oberpfaffenhofen)**, de l'**UMIST (School of Earth, Atmospheric and Environmental Sciences, Manchester)** et du **LaMP**.

Les principaux résultats sur les propriétés microphysiques, morphologiques et optiques des hydrométéores établis lors de cette campagne reposent sur les mesures réalisées avec les instruments suivants :

- **Le Small Ice Detector (SID-3) et le Particle Phase Discriminator (PPD-2K)**

Ces instruments du **KIT** enregistrent la lumière d'un faisceau laser à 532 nm diffusée vers l'avant par un hydrométéore individuel de taille comprise entre 3 et 50 μm (SID-3) ou 7 et 70 μm (PPD-2K, i.e. SID de laboratoire) à l'aide d'une caméra ICCD (780 x 582 pixels pour le SID-3) [Ulanowski et al., 2014 ; Kaye et al., 2008]. La caméra fournit des images 2D de la lumière diffusée dans la direction avant sur un détecteur en forme d'anneau, d'ouverture comprise entre 7° et 26°. Ainsi, ces instruments mesurent la distribution azimutale (sur 360°) de l'intensité lumineuse diffusée par un hydrométéore selon différentes directions de diffusion avant confinées dans l'intervalle angulaire 7°-26° (angles polaires). L'analyse des motifs 2D de diffusion permet d'obtenir les informations suivantes sur les propriétés des particules échantillonnées :

- La phase thermodynamique des hydrométéores par la **discrimination entre les gouttelettes d'eau et les cristaux de glace** en analysant les signatures de la distribution azimutale de l'intensité moyennée sur les angles polaires.
- Le **diamètre des gouttelettes d'eau** estimé à partir d'un ajustement des intensités diffusées entre 7° et 26° (intégrées sur les angles azimutaux) par un modèle de Mie. L'**estimation de la distribution dimensionnelle des cristaux, entre 7 et 50 μm** , est également possible à partir des mesures du PPD-2K mais avec une sous estimation de leur taille d'un facteur 1.7 [Cotton et al., 2010].
- Une **discrimination entre cristaux de formes irrégulières et cristaux «pristine»** réalisée par transformée de Fourier des profils azimutaux de l'intensité intégrée sur les angles polaires afin de détecter les symétries hexagonales des particules.
- Un **indice de complexité morphologique des cristaux** (k_e) établi à partir de l'analyse de la texture des images 2D de diffusion. Cette indice est relié à la distribution spatiale de la brillance des images permettant d'évaluer l'intensité de taches lumineuses («speckle») et leur répartition, signatures du degré de complexité à petite échelle du cristal observé.

Une description détaillée des différentes étapes de l'analyse des images de diffusion est fournie dans [Vochezer et al., 2016 ; Schnaiter et al., 2016].

- **Spectromètres de taille NIXE-CAPS et CAS-DEPOL**

Le Novel Ice Experiment-Cloud Aerosol and Precipitation Spectrometer (**NIXE-CAPS**, [Luebke et al., 2016]) du l'**IEK-7** est une combinaison d'un imageur (type CIP à 3 niveaux de gris, Cloud Imaging Probe) et d'un spectromètre de taille (CAS, Cloud and Aerosol Spectrometer). **La partie CAS** de l'instrument **permet de mesurer la distribution dimensionnelle de particules nuageuses ou d'aérosols de diamètres compris entre 0.6 et 50 μm** à partir de l'intensité de la lumière diffusée par une particule individuelle traversant un faisceau laser. **La partie CIP** se base sur la mesure de l'ombre projetée sur une rangée de 64 photodiodes d'une particule traversant un faisceau laser collimaté (technique OAP, Optical Array Probe). Le CIP permet ainsi de **mesurer le spectre dimensionnel d'hydrométéores de «diamètres» compris entre 15 et 937 μm** et d'acquérir leurs images à une résolution maximale de 15 μm [Baumgardner et al., 2001]. Une spécificité du **NIXE-CAPS** est la présence d'un détecteur supplémentaire dans la partie CAS, permettant de mesurer l'intensité des composantes parallèles et perpendiculaires polarisées de la lumière diffusée vers l'arrière. L'analyse des signaux polarisés permet de **déterminer un paramètre d'asphéricité** facilitant la discrimination entre particules sphériques et non sphériques.

Le Cloud Aerosol Spectrometer-Depolarization Option (**CAS-DPOL**, [Voigt et al., 2016]) du DLR est un spectromètre identique à la partie CAS du NIXE-CAPS lui permettant de mesurer la **distribution dimensionnelle des aérosols et des particules nuageuses de tailles comprise entre 0.6 et 50 μm** . Une **distribution en taille de la fraction de particules sphériques** peut également être déterminée à partir,

cette fois, du rapport entre l'intensité de la lumière polarisée perpendiculairement et celle diffusée vers l'avant.

- **Les néphélomètres polaires PN et PHIPS**

Le principe de mesure du Néphélomètre Polaire du LaMP (PN, [Gayet et al., 1997]) a déjà été présenté dans la **section I.1.1** du premier chapitre. Lors de la campagne **RICE-03**, il est utilisé pour **mesurer l'indicatrice de diffusion entre 15° et 155°, d'un ensemble d'hydrométéores de taille supérieure à 3 µm, à une longueur d'onde de 0.8 µm**. Cette mesure permet de dériver un paramètre d'asymétrie g suivant la méthodologie proposé par Gerber et al., [2000].

Le Particle Habit Imaging and Polar Scattering (PHIPS-HALO, [Abdelmonem et al., 2016]) du **KIT** fonctionne avec un principe similaire à celui du PN. Il mesure **l'indicatrice de diffusion, à une longueur d'onde de 0.532 µm, d'une particule unique** présente dans son volume de mesure **pour des angles compris entre 18° et 170°**. Cet instrument dispose également d'une camera lui permettant d'obtenir simultanément **l'image de la particule échantillonnée de taille supérieure à 10 µm**, avec une résolution de 2.5 µm. Récemment, Xu et al., [2022] ont développé une méthode pour restituer le paramètre d'asymétrie des cristaux à partir d'un ajustement des mesures d'indicatrices de diffusion par une série de polynômes de Legendre.

En plus de ces instruments spécifiquement déployés pour la campagne **RICE-03**, des mesures systématiques des propriétés thermodynamiques de la chambre sont effectuées en continu. La masse de vapeur d'eau interstitielle et totale (interstitielle et condensée) est mesurée avec une précision de $\pm 3\%$ grâce à un **spectromètre TDL** (Tunable diode laser, [Ebert et al., 2005] et un **hygromètre à miroir refroidi** (MBW) [Wagner et al., 2010]. La concentration des aérosols injectés dans la chambre est mesurée par CPC3010 (Condensation Particle Counter) tandis qu'un SMPS (Scanning Mobility Particle Sizer) permet de caractériser la distribution dimensionnelle des aérosols interstitiels pendant la phase de formation et de développement du nuage [Möhler et al., 2006 ; Wagner et al., 2009]. La présence d'hydrométéores au centre de la chambre AIDA peut être détectée par l'instrument de télédétection **SIMONE** (Streulichtintensitätsmessungen zum Optischen Nachweis von Eispartikeln, [Schnaiter et al., 2012]) mesurant l'intensité de la lumière diffusée dans les directions avant (2°) et arrière (178°). Un rapport de dépolarisation linéaire (δ) à 178° peut également être déduit des observations pour estimer la sphéricité des particules ($\delta_i \sim 0$ pour des particules sphériques). Enfin, pendant la campagne, des répliques de cristaux de glace ont pu être générées sur des bandes de films plastiques pour être ensuite analysées par microscopie optique par le **NCAR**.

L'ensemble de ces mesures nous a permis d'**étudier la morphologie et la complexité des particules nuageuses ainsi que leur impact sur les propriétés de diffusion**. Nous avons également pu évaluer la **capacité des différents instruments à discriminer les petits cristaux des gouttelettes d'eau** dans différents types de nuages cirriformes.

I.2.2.1 Evolution des propriétés des petits cristaux dans des cirrus d'origine convective

Le principe général des expériences conduites dans la chambre AIDA consistait à provoquer une détente rapide d'une parcelle d'air en jouant sur la vitesse de pompage de l'air de la chambre afin d'obtenir des taux de refroidissement compris entre -1 K/min et -2.5 K/min. Ces valeurs correspondent à des vitesses verticales de 2 à 7 m/s, caractéristiques des vitesses mesurées dans des nuages de convection aux latitudes moyennes [Giangrande et al., 2013].

Dans un premier temps, **un nuage constitué d'eau surfondue est généré en injectant des gouttelettes de solution d'acide sulfurique (SA)** à une température initiale de -30°C . La **détente appliquée à l'air de la chambre** est ensuite maintenue jusqu'à atteindre des **conditions de saturation par rapport à l'eau liquide**. Dans les différentes expériences la quasi totalité des particules d'aérosols sont activées de telle sorte que la concentration des gouttelettes d'eau est déterminée par la concentration initiale des particules

injectées. Dans un deuxième temps, **le volume de la chambre est de nouveau refroidi jusqu'à l'apparition des premiers petits cristaux formés par nucléation homogène** ($T \sim -38^\circ\text{C}$). Les gouttelettes congelées (cristaux) continuent de croître jusqu'à des diamètres de l'ordre de 25-30 μm , même après la transformation du nuage en phase mixte en un nuage purement en phase glace. La troisième étape débute par **la compression de la masse d'air** afin de provoquer des conditions de sous saturation par rapport à la glace et donc le **déclenchement de la sublimation des gouttelettes congelées**. Les différents instruments *in situ* et de télédétection, présentés auparavant, nous ont permis de suivre l'évolution des propriétés microphysiques, morphologiques et optiques lors de ces différentes étapes.

Ces séries d'expériences ont montré que les propriétés microphysiques et optiques des petites particules nuageuses pouvaient fortement varier lors du cycle de vie d'un nuage convectif d'origine liquide. Lors de leur formation et de leur croissance initiale dans un nuage en phase mixte, **ces particules acquièrent un important degré de complexité qui disparaît lors de leur sublimation partielle**. Cette complexité se traduit par une **modification de la morphologie des gouttelettes et de leur rugosité de surface provoquées par la formation d'une couche superficielle de givre**. Le passage de particules sphériques de diamètre médian de 15 μm à des cristaux quasi sphériques de 25 μm de diamètre a pu être mis en évidence par l'observation des taux d'asphéricité (AF) des particules dérivés des mesures de dépolarisation du **NIXE-CAPS**, **CAS-DPOL** et **SIMONE** ou de l'analyse des images 2D de diffusion réalisées par le **PPD-2K** et le **SID-3**. Nous avons également pu montrer que ce paramètre AF était en bon accord avec les mesures du facteur d'asymétrie du **PN**, lui même bien corrélé à l'indice de complexité des petites particules dérivé des observations du **SID-3**.

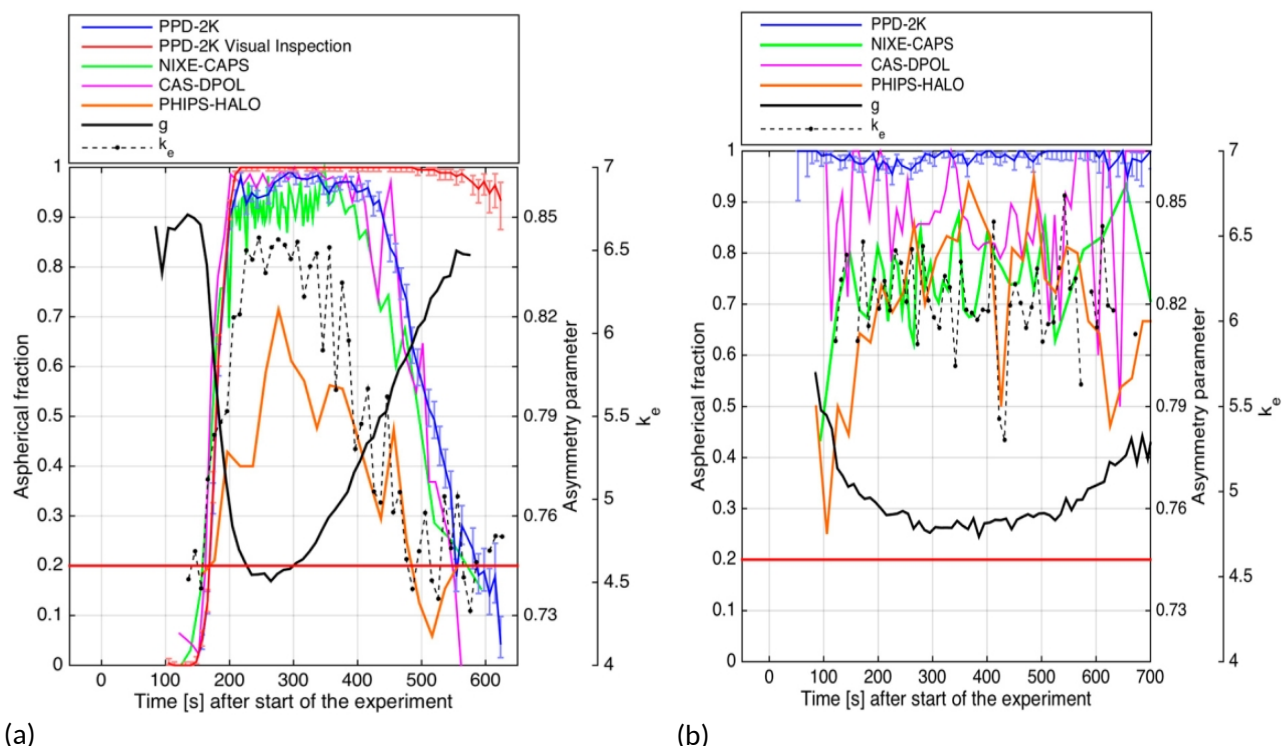


Figure 1.2.3 : Exemples de **fractions des particules nuageuses non sphériques** dérivés par le PPD-2K, le NIXE-CAPS, le PHIPS_HALO et le CAS-DPOL lors de 2 expériences de la campagne **RICE-03**. Le facteur d'asymétrie dérivé des mesures du PN ainsi que le paramètre de complexité k_e déduit des mesures du SID-3 sont représentés respectivement par les courbes noires en trait plein et pointillé. **(a)** Cas d'une **expérience de congélation de gouttelettes** initiée avec 12 cm^{-3} de SA et un refroidissement initial de -2.5 K/min (exp n°17). Le nuage d'eau surfondue se forme à $t = 80\text{s}$. Le seuil de congélation homogène à 237 K est atteint à $t = 130\text{s}$. **(b)** Cas d'une simulation de système convectif où **les cristaux sont formés par nucléation hétérogène** initiée avec 16 cm^{-3} de ASD (Argentinian Soil Dust) et un refroidissement initial de -1.5 K/min (exp n°24). D'après [Järvinen et al., \[2016\]](#).

La **figure I.2.3a** illustre l'évolution temporelle de la fraction de particules nuageuses non sphériques, du facteur d'asymétrie (g) et du degré de complexité (k_e) lors d'une expérience de formation d'un nuage de glace par nucléation homogène. Les observations montrent bien que le nuage d'eau surfondue ($t < 130s$) est constitué de gouttelettes sphériques ($g \sim 0.85$; $AF < 20\%$; $k_e \sim 4.5$). Suite à la nucléation homogène des premiers cristaux ($t \sim 130s$), la fraction de particules non sphériques augmente rapidement ce qui se traduit par une diminution de facteur d'asymétrie jusqu'à des valeurs proches de 0.75. Lors de leur croissance dans un environnement proche de la saturation par rapport à l'eau liquide ($RH_{wat} \sim 90-100\%$, $RH_{ice} \sim 140-150\%$), les gouttelettes congelées de forme initialement sphérique se déforment rapidement. **L'hypothèse avancée pour expliquer ce phénomène serait qu'une couche de givre se développe à la surface des hydrométéores, contribuant ainsi à l'augmentation de la complexité de la structure cristalline** mesurée par le SID-3 ($k_e > 6$). La glaciation complète du nuage intervient vers $t = 250s$. Les cristaux continuent de croître plus lentement par dépôt de vapeur jusqu'à des tailles d'environ 25 μm . Ils ont alors quasiment tous une forme non sphérique jusqu'à ce que l'air de la chambre soit comprimé et que les cristaux commencent à se sublimer (vers $t = 470s$). Les bords pointus et rugueux de la couche externe givrée des cristaux s'évaporent en premier (car leur pression de vapeur saturante est plus grande) jusqu'à retrouver une forme proche de la sphéricité. Lors de ce processus, la couche givrée peut disparaître complètement pour laisser place à une sphéroïde de glace à bord lisse de taille similaire à celles des gouttelettes d'eau surfondue (**Fig. I.2.4a**). Ce phénomène est bien retranscrit par les observations optiques qui montrent une diminution de AF et de k_e jusqu'à des valeurs proches de celles obtenues dans le nuage d'eau surfondue ainsi qu'une augmentation du facteur d'asymétrie du PN jusqu'à 0.84. Ainsi, ces résultats ont permis de mettre en évidence que **la sublimation partielle des gouttelettes congelées peut conduire à une disparition progressive de la rugosité de surface et à un comportement optique proche de celui de particules sphériques** (cf. **Fig. I.2.4b**).

L'évolution des propriétés morphologiques et optiques de **cristaux de glace formés par déposition de vapeur sur des INPs (nucléation hétérogène)** a également été étudiée en injectant des aérosols de poussière (Argentinian Soil Dust, ASD) à une température de $-31^\circ C$. Les cristaux formés croissent ensuite par dépôt de vapeur d'eau ($RH_{ice} \sim 125\%$) jusqu'à une température minimale de $-37^\circ C$. La taille des cristaux se distribuent alors autour de deux modes centrés sur 10 μm et 50 μm . Les cristaux fraîchement nucléés sont de type colonnes puis arborent des formes plus complexes au cours de leur croissance. La **figure I.2.3b** montre que les cristaux sont majoritairement tous non sphériques ($70\% < AF < 80\%$) tout au long de la phase d'expansion de la parcelle d'air ($100s < t < 450s$). Cette fraction de particules asphériques est légèrement inférieure et plus fluctuante que celle obtenue lors de l'expérience de nucléation homogène, lorsque la pression de la chambre était minimale. La plus grande variabilité de taille des cristaux pourrait expliquer une partie de ces différences. Il est également intéressant de noter que l'indice de complexité dérivé des mesures du PPD-2K reste à peu près constant tout au long de l'expérience. **Les valeurs de k_e sont légèrement inférieures ($k_e = 6.1$) à celles obtenues lors de l'expérience précédente avant la phase de compression ($k_e = 6.5$).** Il semblerait que ces différences soient **attribuables aux plus faibles valeurs de saturation par rapport à la glace** comparées à celles rencontrées lorsque les cristaux se forment via la phase liquide (cf. **section I.2.2.2**). Lors de la formation de colonnes hexagonales, le **facteur d'asymétrie est proche de 0.80 avant de diminuer rapidement jusqu'à 0.75 au fur et à mesure que les cristaux deviennent plus irréguliers**. A partir de $t = 450s$, la phase de détente de l'air de la chambre est arrêtée et les cristaux commencent à s'évaporer. Les valeurs de g augmente jusqu'à des valeurs de 0.78 montrant que la forme des cristaux se modifie (arrondissement des arrêtes) tout en restant non sphérique.

L'impact des caractéristiques morphologiques des cristaux observées lors de ces expériences sur leurs propriétés de diffusion est illustré de façon plus détaillée sur la **figure I.2.4b**. **La fonction de phase moyenne des gouttelettes d'eau congelées** (assimilables à la forme «complex frozen droplets», **Fig. I.2.4a**) **est très différente de celle mesurée pour des gouttelettes sphériques** d'eau surfondue. La forme de la fonction de phase est lissée, plate pour des angles de diffusion inférieurs à 120° et présente une légère augmentation de la diffusion (ou «ice bow») pour des angles autour de 130° (carrés rouges sur **Fig. I.2.4b**). Étonnamment,

son comportement angulaire se rapproche plus de celui mesuré par le PN pour des colonnes rugueuses dans un cirrus simulé à une température de -50°C lors de la campagne **RICE-03** (label AIDA avec des carrés oranges, **Fig I.2.4b**). En revanche, on peut observer, que **suite à leur sublimation partielle** entraînant la disparition de la couche de givre superficielle, **la fonction de phase des gouttelettes congelées** («smooth frozen droplet», **Fig I.2.4a**) **redevient très similaire à celle des gouttelettes d'eau surfondue**. Elle est en effet également caractérisée par un minimum de diffusion au niveau des angles de la diffusion latérale ainsi que par un pic de diffusion à 140° («ice bow» assimilable ici au pic de l'arc en ciel). Un tel comportement a déjà été observé proche du sommet de nuage fortement convectif par *Gayet et al.*, [2012]. Ce décalage de l'«ice bow» de 140° à 130° pourrait ainsi être une signature de l'augmentation de la déformation morphologique de ces particules nuageuses quasi sphériques comme le suggèrent les simulations numériques effectuées par *Baran et al.*, [2012].

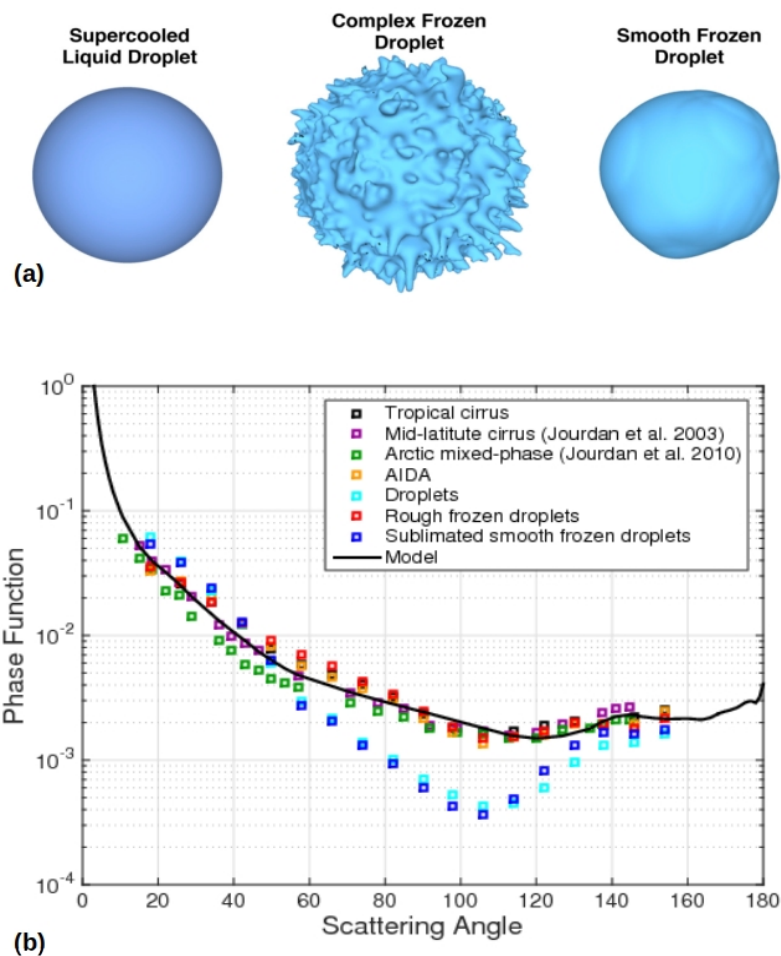


Figure 1.2.4 : (a) Modèle morphologique proposé pour illustrer les déformations subies par une particule nuageuse au cours de son cycle de vie dans un nuage convectif d'origine liquide. Les gouttelettes d'eau surfondue se congèlent et développe une couche de givre sur la surface de la particule lors de sa croissance initiale. Lors de sa sublimation, la structure fine de la couche de givre disparaît en premier et au bout d'un certain temps la surface du cristal redevient lisse et optiquement sphérique, d'après *Järvinen et al.*, [2016]. (b) Fonctions de phase moyennes, à $\lambda=0.8\mu\text{m}$, mesurées par le PN ou le PHIPS pendant **RICE-03** : Gouttelettes d'eau surfondue (bleu clair), Gouttelettes congelées avant (rouge) et après sublimation (bleu foncé) ainsi que celle correspondant à la formation de colonnes rugueuses par nucléation hétérogène (AIDA, orange) lors des expériences à -50°C [*Schnaiter et al.*, 2016]. Sont également reportées à titre de comparaison, les fonctions de phase moyennes mesurées par le PHIPS lors d'un vol d'ACRIDICON-CHUVA dans la partie cirriforme d'un nuage d'enclume tropical (en noir), dans un cirrus de moyenne latitude lors de la campagne **CIRRUS-98** (en violet) et dans une région dominée par la glace d'un nimbostratus en phase mixte lors d'**ASTAR 2004** (en vert). La fonction de phase modélisée à partir d'une combinaison de deux populations de cristaux rugueux (droxtals et colonnes) est représentée en trait plein noir.

Il est surprenant de remarquer que les fonctions de phase des hydrométéores présentant une rugosité de surface, mesurées dans la chambre AIDA ne sont pas sensiblement différentes de celles observées dans des cirrus aux latitudes moyennes ou tropicales. **Ces résultats suggèrent que la complexité sub-micronique des petits cristaux de glace conditionne fortement les propriétés de diffusion** dans les longueurs d'ondes du visible. La **forme réelle de ces cristaux semble jouer un rôle secondaire lorsque l'environnement du nuage est sensiblement sursaturé par rapport à la glace**. A ce titre, nos simulations numériques (courbe noire, Fig. I.2.4b, méthode de [Jourdan et al., \[2003b\]](#)) montrent qu'une combinaison d'une population de petits cristaux quasi sphériques rugueux (de type «droxtals», $D_{max} < 100 \mu\text{m}$) et de colonnes hexagonales également rugueuses mais de plus grandes tailles ($D_{max} < 900 \mu\text{m}$) permet de retranscrire des propriétés de diffusion proches de celles des cirrus ou des gouttes congelées et rugueuses. Nous verrons toutefois, dans les chapitres suivants, qu'il est généralement nécessaire de prendre en compte plus précisément les informations sur la microphysique des cristaux (taille, mode de croissance, concentration ...) pour valider ce type d'approche.

Ces expériences en chambre de simulation nous ont donc permis de montrer qu'il était **possible de discriminer les particules nuageuses optiquement sphériques des petits cristaux quasi-sphériques présentant des irrégularités de surface à partir de leurs propriétés de diffusion**. Les propriétés microphysiques des cristaux formés à partir de la phase liquide peuvent fortement varier au cours de leur cycle de vie. En effet, lors de leur formation et de leur croissance initiale, les gouttelettes congelées dans un nuage en phase mixte peuvent développer un fort degré de complexité ou de rugosité de surface. Ces déformations morphologiques peuvent être détectées par l'analyse des images 2D de diffraction du SID-3 et PPF-2K et se traduisent par des propriétés optiques, mesurées par le PN, très différentes de celles observées pour des particules «pristines». Les cristaux formés par un processus de nucléation hétérogène ne semblent pas présenter de variations aussi prononcées de leur texture de surface et de leur propriétés optiques et demeurent asphériques au cours de leur cycle de vie. Un premier lien entre complexité, mode de nucléation et propriétés de diffusion a ainsi pu être établi. **Dans la section suivante (I.2.2.2), nous allons plus spécifiquement nous intéresser au rôle des conditions thermodynamiques dans le développement de la complexité morphologique de cristaux dans des cirrus.**

I.2.2.2 Influence des conditions thermodynamiques sur la complexité sub-micronique des cristaux

Dans le cadre de la campagne **RICE-03**, une vingtaine d'expériences supplémentaires ont été effectuées pour étudier le rôle des conditions thermodynamiques et du mode de nucléation sur les propriétés morphologiques des cristaux de glace. **L'objectif principal était de chercher à comprendre les mécanismes à l'origine du développement de la complexité submicronique des cristaux lors de leur croissance** pour une gamme de température comprise entre -40°C et -70°C , similaire à celle observée dans des cirrus *in situ* (ne passant pas par une phase liquide). Nous avons donc cherché à identifier les facteurs clefs gouvernant la rugosité de surface des cristaux ainsi que son influence sur les propriétés de diffusion dans le visible. La procédure expérimentale mise œuvre pour atteindre ces objectifs est semblable à celle présentée précédemment dans la **section I.2.2.1**. Nous nous contenterons d'en résumer les principales étapes au travers d'un exemple illustré sur la **figure I.2.5**.

L'idée générale de cette procédure est de **modifier les propriétés de surface des cristaux par des cycles répétés de croissance et de sublimation dans des conditions d'humidité stables et prédéfinies en jouant sur des taux de refroidissement plus ou moins rapides** (définis par la vitesse de pompage). Les expériences débutent par une phase de préparation classique afin d'assurer des conditions homogènes de température et d'humidité dans le volume de la chambre. A l'issue de cette phase, l'humidité relative de l'air par rapport à la glace est de d'environ 95%, la température de -50°C et la concentration d'aérosols résiduels, de l'ordre de 0.1 cm^{-3} ($S_{ice} \sim 0.95$ et $T_{gas} = 223 \text{ K}$ pour $t < 0\text{s}$ sur **Fig. I.2.5a-b**). Un type d'aérosols donné (particules de suie GSG, poussières désertique ATD, illite ou particules aqueuses d'acide sulfurique) est ensuite injecté dans la chambre.

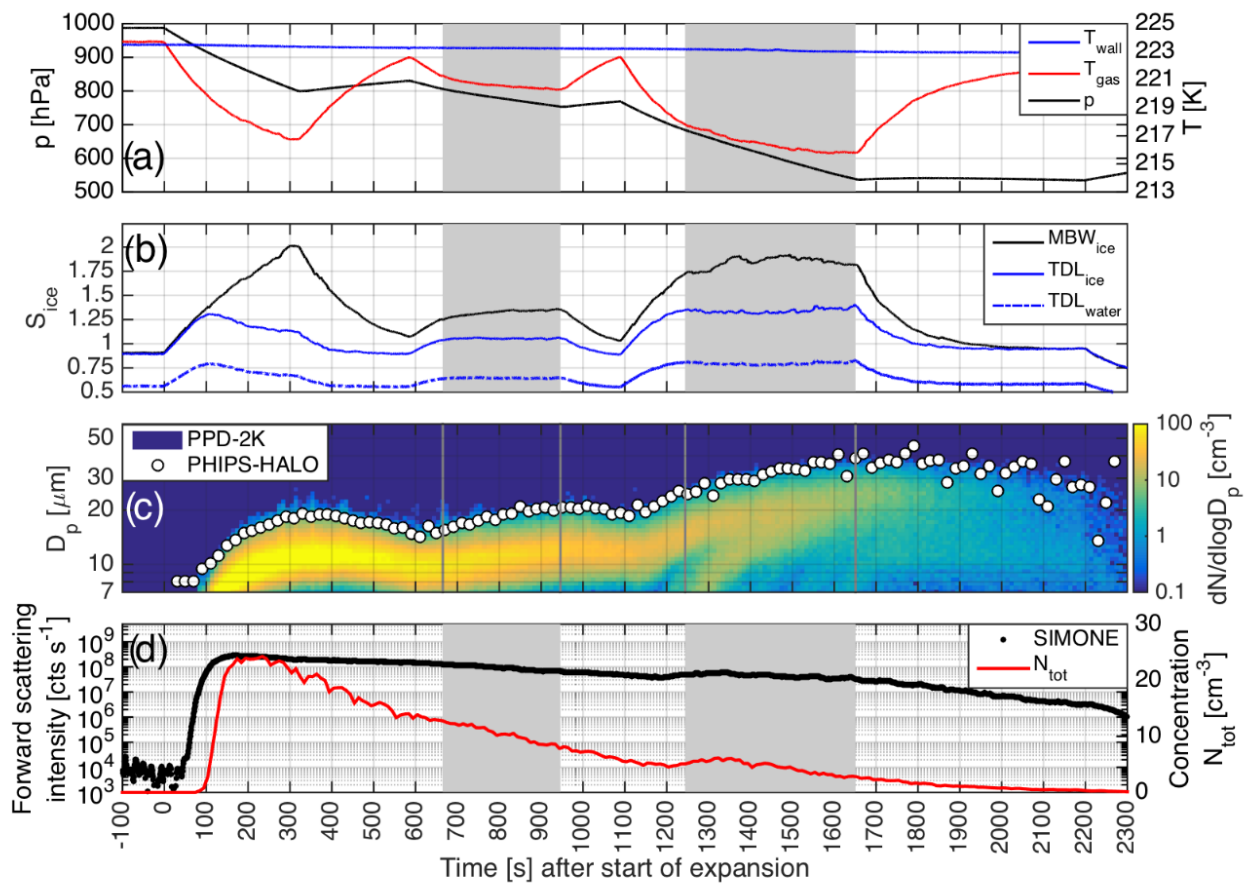


Figure I.2.5 : Exemple de séries temporelles obtenues lors d'expériences dans la chambre AIDA (RICE-03, exp. N°40,42,43) de «recroissance» à une température initiale de -50°C . Les aérosols injectés sont des suies. La **procédure expérimentale est spécifiquement calibrée pour que les cristaux croissent puis se subliment dans des conditions définies de sursaturation ou de sous saturation** par rapport à la glace (courbe bleue, S_{ice} sur panneau (b)). Les périodes de recroissance sont délimitées par les bandes grisées. **(a)** Température de la paroi (T_{wall}) de la chambre AIDA ; température (T_{gas}) et pression (p) de l'air dans l'enceinte. **(b)** Humidité de l'air exprimée en rapport de saturation (i.e. humidité relative) mesurée à partir d'un spectromètre à diode laser (TDL, vapeur d'eau interstitielle) ou d'un hygromètre à miroir refroidi (MBW, phases condensées + gaz). L'humidité par rapport à la glace est indiquée par le courbe bleue (TDL_{ice}) en trait plein, celle par rapport à l'eau en trait bleu pointillé (TDL_{water}). La courbe noire (MBW_{ice}) est liée au contenu en glace (MBW mesure la masse totale de vapeur d'eau). **(c)** Evolution du spectre dimensionnel des cristaux de glace évalué par le PPD-2K et du diamètre moyen équivalent d'une sphère observé par le PHIPS. **(d)** Intensité de lumière diffusée vers l'avant (2°) mesurée par SIMONE (points noirs) et concentration totale des hydrométéores de taille supérieure à $7\ \mu\text{m}$ mesurée par le PPD-2K (courbe rouge). D'après [Schnaiter et al., \[2016\]](#)

Une première détente de l'air ambiant (à $t=0\text{s}$) est alors appliquée pour permettre l'activation initiale des aérosols. La chute de pression provoque une diminution rapide de la température et une augmentation de S_{ice} jusqu'à atteindre des conditions de sursaturation par rapport à la glace. A partir d'un seuil spécifique de sursaturation déterminé par le type d'aérosols (particules de suie dans cette exemple, $S_{ice}\sim 1.3$), des cristaux de glace se forment par nucléation hétérogène (mode de dépôt). La formation de la glace est bien repérée sur la **figure I.2.5d** ($t < 100\text{s}$) par l'augmentation abrupte du signal de diffusion avant mesuré par SIMONE. Dans un environnement toujours sursaturé, les cristaux peuvent croître tant que l'expansion de l'air est maintenue ($t < 320\text{s}$), jusqu'à atteindre des tailles de l'ordre de $10\text{-}15\ \mu\text{m}$ (cf. diamètres mesurées par le PPD-2K et le PHIPS, **Fig. I.2.5c**).

L'air de la chambre est ensuite comprimé en injectant un flux d'air sec synthétique afin de provoquer la sublimation partielle des cristaux (diminution de leur taille observable sur la **figure I.2.5c**). Le but étant

dans ce cas de «gommer» les propriétés de surface des cristaux initialement formés dans des conditions de sursaturation non contrôlées (car dépendantes des propriétés spécifiques de nucléation des aérosols injectés). On procède ensuite à une seconde détente (580s < t < 950s) contrôlée de manière à obtenir une sursaturation quasi constante ($S_{ice} \sim 1.08$) pendant plusieurs centaines de secondes (zones grisées, **Fig. I.2.5**). **Les cristaux peuvent ainsi de nouveau croître dans des conditions thermodynamiques bien établies qui nous permettent de suivre l'évolution de leurs propriétés morphologiques et optiques.** Cette procédure de détente-compression de l'air de la chambre peut être répétée pour obtenir plusieurs phases et vitesses de croissance des cristaux soumis à différentes sursaturations (par exemple, $S_{ice} \sim 1.30$ pour 1250s < t < 1650s, **Fig. I.2.5b**). Ces périodes dites de «recroissance» sont ensuite sélectionnées pour analyser le degré de complexité morphologique des cristaux à partir des mesures des images 2D de diffusion du SID-3.

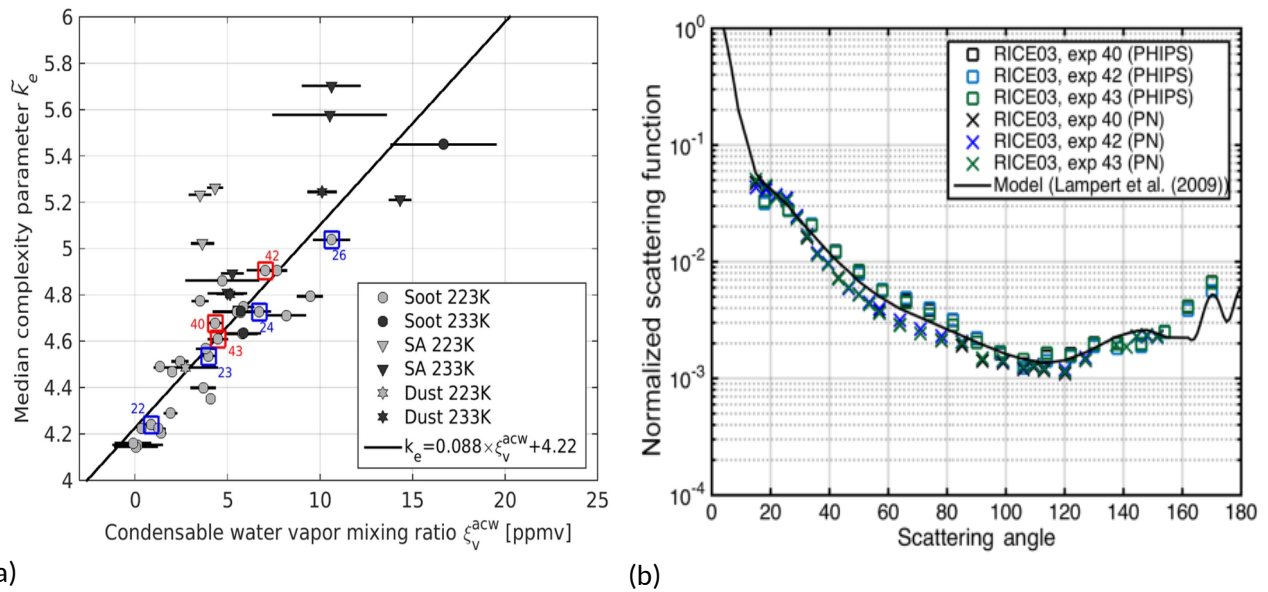
- **Rôle de l'humidité sur les défauts de croissance des cristaux**

L'estimation de la **complexité morphologique** médiane \tilde{k}_e des cristaux sur des plateaux de sursaturation a permis de montrer que ce paramètre **augmentait avec la sursaturation indépendamment du type d'aérosols** ayant servi de noyau glaçogène pour la formation de la glace par un mécanisme de nucléation hétérogène [Schnaiter et al., 2016]. En revanche, **l'indice de complexité est en moyenne plus élevé lorsque les cristaux se forment initialement par nucléation homogène** de gouttelettes d'eau de solution d'acide sulfurique (SA). La modification de la structure morphologique des cristaux est probablement liée à leur vitesse croissance qui est d'autant plus rapide que les sursaturations sont élevées (0.02 $\mu\text{m/s}$ pour $S_{ice} = 1.15$ vs 0.035 pour $S_{ice} = 1.25$, à $T = -55^\circ\text{C}$). L'analyse des répliques de cristaux a en effet montré la présence de défauts de surface et de cavités internes pour des particules collectés à des sursaturations supérieures à 20% ($S_{ice} > 1.2$).

Nous avons également observé que **le degré de complexité des cristaux augmentait avec la température**. Or, pour une sursaturation donnée, la masse d'eau condensable disponible pour la croissance des cristaux augmente justement avec la température. Il s'est donc avéré plus judicieux d'étudier le lien entre cette quantité et le paramètre de complexité. Nous avons donc cherché à estimer le rapport de mélange de molécules de vapeur d'eau en excès pouvant se déposer sur une facette du cristal à une pression et température donnée. Dans notre étude, ce rapport de mélange ξ_v^{acw} (en ppmv) est défini comme la différence entre le rapport de mélange de la vapeur d'eau interstitielle mesurée (ξ_v) et le rapport de mélange de saturation (ξ_v^s). La quantité ξ_v^s est calculée sur la base de la paramétrisation de la pression de vapeur saturante par rapport à la glace de Murphy et Koop [2005].

Dans Schnaiter et al., [2016], nous avons pu montrer qu'il existait une relation linéaire entre la complexité morphologique sub-micronique médiane (\tilde{k}_e) développée par un cristal au cours de sa croissance et la quantité disponible de vapeur d'eau condensable (ξ_v^{acw}) (cf. équation sur la **figure I.2.6a**). Ainsi, plus la masse d'eau condensable est importante, plus les cristaux croissent rapidement ce qui augmente la probabilité que leur structure cristalline subissent des déformations de surface. En effet, l'analyse des images 2D de diffusion du SID-3 montre que près de 85 % des cristaux ont une surface rugueuse lorsque $\xi_v^{acw} \sim 10.5$ ppmv ($S_{ice} = 1.38$, $T = -50^\circ\text{C}$, exp. n°26) alors que cette rugosité ne concerne que 45% des cristaux quand $\xi_v^{acw} \sim 4$ ppmv ($S_{ice} = 1.14$, $T = -50^\circ\text{C}$, exp. n°23). La corrélation observée sur la **figure I.2.6a** ne semble dépendre ni du type d'aérosols ni du mode de nucléation (homogène ou hétérogène).

Ce sont donc **les conditions thermodynamiques** de l'air ambiant lors de la croissance des cristaux qui **contrôlent majoritairement leur complexité morphologique à petite échelle** ou leur rugosité de surface. La **figure I.2.6a** montre toutefois, que les cristaux s'étant initialement formés par nucléation homogène à partir de particules aqueuses de SA à des températures proches de -50°C présentent des valeurs plus importantes de k_e . Une explication possible pourrait être la présence de résidus de $\text{H}_2\text{SO}_4/\text{H}_2\text{O}$ sur la surface du cristal («coating») qui affecterait sa croissance et augmenterait sa rugosité de surface.



(a)

(b)

Figure 1.2.6 : (a) Variation du paramètre médian de complexité morphologique en fonction du rapport de mélange de vapeur d'eau disponible lors des périodes de «recroissance» des cristaux de glace. (b) Indicatrices de diffusion mesurées par le Néphélomètre Polaire (PN) et le PHIPS lors des périodes de recroissance dans les nuages de glace formés lors des expériences 40, 42 et 43. La courbe noire représente une indicatrice de diffusion modélisée à partir d'observations réalisées dans un nuage de glace en Arctique (campagne [ASTAR 2007](#)) à une température de -24°C . D'après [Schnaiter et al., \[2016\]](#)

- **Impact de la complexité morphologique à petite échelle sur les propriétés de diffusion**

Nous avons également cherché à étudier le lien entre la modification de la structure de surface des cristaux lors de leur croissance avec leurs propriétés optiques. Les indicatrices de diffusion normalisées et moyennées sur les périodes de «recroissance» des cristaux pour trois expériences de **RICE-03** (40, 42 et 43 ; carrés rouges sur **Fig. 1.2.6a**) sont présentées sur la **figure 1.2.6b**. Les valeurs d'humidité en terme de vapeur d'eau disponible, ξ_v^{acw} , étaient respectivement de 4.5, 7 et 4.3 ppmv. Lors de ces expériences, les mesures du SID-3 ont montré que 45% à 60% des cristaux étaient de type colonnes et 50% à 70% des hydrométéores échantillonnés pouvaient être considérés comme rugueuse. Les indicatrices de diffusion mesurées présentent une variabilité angulaire similaire caractérisée par une diffusion latérale importante et plate et sans nette signature d'un halo à 22° ou 46° malgré la forte occurrence de colonnes. Une légère augmentation de la diffusion est toutefois observable entre 130° et 150° correspondant au phénomène optique de l'«ice bow». Ainsi, la **complexité submicronique ou degré de rugosité de surface des cristaux semble avoir un effet de «randomisation» de la distribution angulaire de l'intensité lumineuse diffusée**. Les signatures optiques caractéristiques de la forme des cristaux s'estompent ou disparaissent complètement.

Il semblerait donc qu'**au dessus d'un certain seuil de rugosité/complexité, les propriétés de diffusion simple des cristaux deviennent quasi identiques** (ou indiscernables). En terme de conditions thermodynamiques, **ce seuil correspondrait à une humidité relative par rapport à la glace de 110-115% ($S_{ice} \sim 1.15$) à une température -50°C et un rapport de mélange de quantité d'eau condensable disponible, $\xi_v^{acw} = 4.3$ ppmv** [[Schnaiter et al., 2016](#)]. La comparaison des indicatrices de diffusion mesurées avec une fonction de phase simulée pour une combinaison de cristaux hexagonaux fortement rugueux et de cristaux sphériques montre que ce type de représentation microphysique reproduit bien le comportement des observations réalisées dans la chambre AIDA. Ce résultat est d'autant plus surprenant que la fonction de phase simulée est basée sur des observations du PN et du CPI effectuées dans un nuage de glace de moyenne altitude en Arctique à une température de -24°C [[Lampert et al., 2009](#)]. Ce résultat aurait tendance à confirmer qu'**à partir d'un certain seuil de rugosité, les indicatrices de diffusion deviennent**

nettement moins sensibles à la réelle géométrie des cristaux de glace. Il serait toutefois judicieux de déterminer de façon plus robuste l'existence de cet effet de seuil et jusqu'à quel point il était possible de discriminer des indicatrices de diffusion présentant des degrés de rugosité différents. Cette problématique a, en effet, des implications sur le développement de paramétrisations «microphysiques» pour la modélisation des propriétés de diffusion et radiatives des cirrus mais également pour la compréhension des liens entre propriétés thermodynamiques et optiques.

I.2.2.3 Analyse de la variabilité des propriétés de diffusion de cristaux induite par la complexité de forme

Nous avons vu précédemment, sur quelques cas d'études, que l'humidité jouait un rôle important sur la complexité des cristaux qui à son tour conditionnait fortement les propriétés de diffusion des cristaux de glace. Dans le cadre des [stages de Master de Farid Imakhoulfen \(2015 et 2016\)](#), nous avons cherché d'une part à **évaluer la sensibilité des indicatrices de diffusion mesurées par le PN aux variations des déformations morphologiques des cristaux** lors de leur phase de croissance. D'autre part, nous voulions également explorer la possibilité de **lier directement les propriétés thermodynamiques atmosphériques aux propriétés optiques des cristaux**. Ces travaux reposent sur l'analyse statistique des 49 expériences de «recroissance» de la campagne [RICE-03](#). Des analyses factorielles de type **ACP** et **AFM** (Analyse Factorielle Multiple) ont été appliquées au jeu de données d'indicatrice de diffusion ainsi qu'aux paramètres thermodynamiques. L'objectif était de s'assurer de la robustesse de nos précédentes conclusions mais également de mieux interpréter les faibles variations des signatures optiques émanant des modifications des propriétés morphologiques des cristaux.

Les analyses réalisées dans le cadre du [stage de M1 de Farid Imakhoulfen \(2015\)](#) nous ont permis de confirmer que les deux premières composantes principales d'une ACP appliquée aux mesures d'indicatrices de diffusion du PN permettaient de **discriminer sans ambiguïté la phase thermodynamique des hydrométéores**. Il a également été montré que la projection des données dans un plan défini par la deuxième et la troisième composante principale permettaient d'identifier des indicatrices associées à des cristaux caractérisés par des degrés de complexités morphologiques différents. La [figure I.2.7](#) montre, par exemple, que la composante C_2 porte des informations sur la variabilité de la diffusion avant ($\theta < 50^\circ$) et arrière ($\theta > 140^\circ$) qui est sensible au changement de rugosité du cristal ([Fig. I.2.7a,c,d](#)). La composante C_3 est corrélée à des gammes angulaires spécifiques autour de 30° , 100° et 135° et permet également dans une certaine mesure d'isoler les signatures optiques des cristaux de rugosité dite «moyenne» (i.e. $k_e \sim 4.9$). Ces premières analyses sur des cas d'études montrent donc que **la rugosité des cristaux modifie substantiellement le facteur d'asymétrie** ainsi que certaines gammes angulaires de la fonction de phase ([Fig. I.2.7b-c](#)).

Nous nous sommes, par la suite, intéressés aux **relations entre les conditions thermodynamiques de l'air ambiant et les propriétés optiques des cristaux**. Une approche basée sur l'AFM (Analyse Factorielle Multiple) a été mise en œuvre afin d'étudier les éventuelles corrélations entre différents groupes de variables caractérisant les propriétés optiques, thermodynamiques ou physiques des aérosols. Le principe général de l'AFM consiste à établir de nouvelles variables résumant l'information contenue par l'ensemble des données (comme l'ACP) tout en conservant la structure des variables en groupe. Trois groupes de variables ont été considérés : (i) humidité/aérosol regroupant les observations de RH_i et RH_w (TDL et MBW) ainsi que les concentrations en particules d'aérosols; (ii) température/pression ($P_w, P, T_{gas}, T_{wall}$); (iii) optique correspondant aux mesures d'indicatrices du PN avec comme variables les 31 angles de diffusion. L'AFM nous a ainsi permis de prendre en compte les variables de ces trois groupes sans que l'information apportée par les variables d'un groupe donné ne masque celle contenue dans les variables d'un autre groupe. Dans la pratique, la mise en œuvre d'une **AFM est équivalente à celle d'une ACP appliquée à des variables pondérées par la première valeur propre du groupe correspondant** (i.e. normalisées par la racine carrée de la première valeur propre du groupe auxquelles appartiennent les variables). Il est également possible de mesurer la similarité entre les groupes de variables ou entre les variables d'un groupe avec une composante

principale particulière à l'aide d'estimateurs statistiques tels que le LG (indice de dimensionnalité) ou le RV (indice de corrélation).

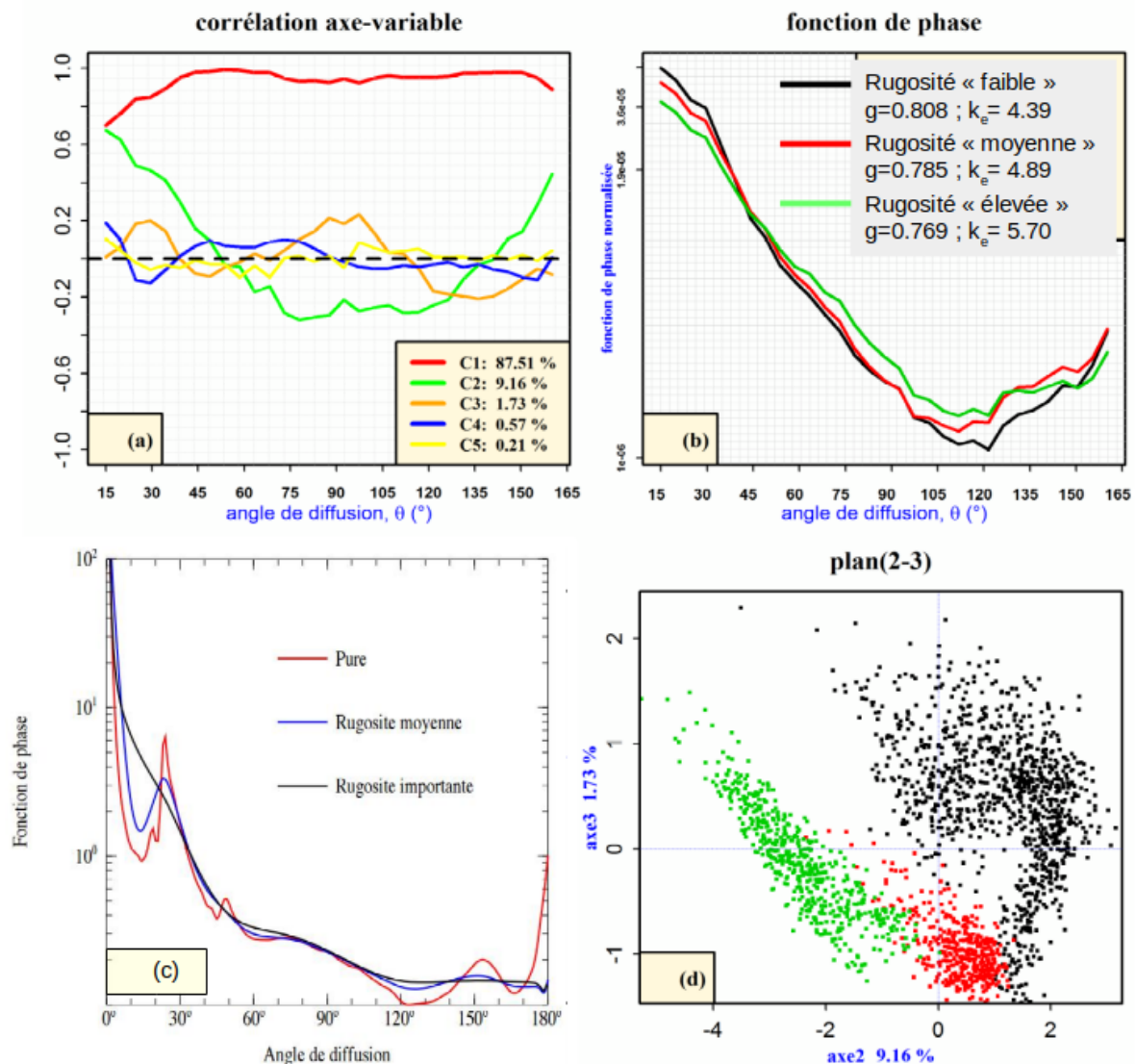


Figure I.2.7 : Influence de la rugosité de surface ou complexité submicronique des cristaux **sur les indicatrices de diffusion**. Les figures (a), (b) et (d) correspondent à 3 expériences (n°29,32 et 39 de RICE-03) de formation et de développement de cirrus dans la chambre AIDA où les cristaux présentent des degrés de complexité différents. (a) Corrélations entre les 5 premières composantes principales de l'ACP avec les 31 variables angulaires (équivalent des vecteurs propres). Les contributions des composantes à la variance totale du système sont indiquées. (b) Indicatrices de diffusion moyennes (en $\mu\text{m}^{-1}\text{Sr}^{-1}$) mesurées par le PN sur 3 zones où la rugosité des cristaux est différente. Le facteur d'asymétrie g mesuré par le PN et le degré de complexité médian k_e dérivé des mesures du SID-3 sont reportés sur la figure. (c) Fonctions de phase pour des cristaux hexagonaux de rugosité de surface différente simulées à partir du **modèle IGOM** à partir du paramètre de distorsion σ . (d) Représentation des indicatrices de diffusion dans le plan défini par la seconde et la troisième composante principale (C_2 vs C_3). Le code couleur correspond aux degrés de rugosité médiane exposés sur le panneau (b). Adapté du [stage de M1 de Farid Imkhoulfen, \(2015\)](#).

Une analyse factorielle multiple a été réalisée sur l'ensemble des données de la campagne RICE-03 pour lesquelles nous disposons d'une estimation de l'indice de complexité des cristaux, k_e (Stage de M2 de Farid Imkhoulfen, 2016). Les estimateurs statistiques confirment que le groupe «optique» est quasi unidimensionnel ($LG \sim 1$) et donc que les variables angulaires des indicatrices de diffusion sont fortement corrélées deux à deux. Ce groupe possède plusieurs liaisons assez fortes avec des variables des deux autres

groupes, en particulier avec l'humidité relative et la concentration des aérosols ($RV \sim 0.5$). L'analyse des contributions respectives des groupes de variables à la construction des composantes principales montrent que la composante C_1 est bien équilibrée, tandis que le groupe humidité/aérosol domine les composantes C_2 et C_3 (avec une contribution des variables optiques similaires, de l'ordre de 16%, sur ces deux dernières composantes, cf. **Fig. I.2.8a**).

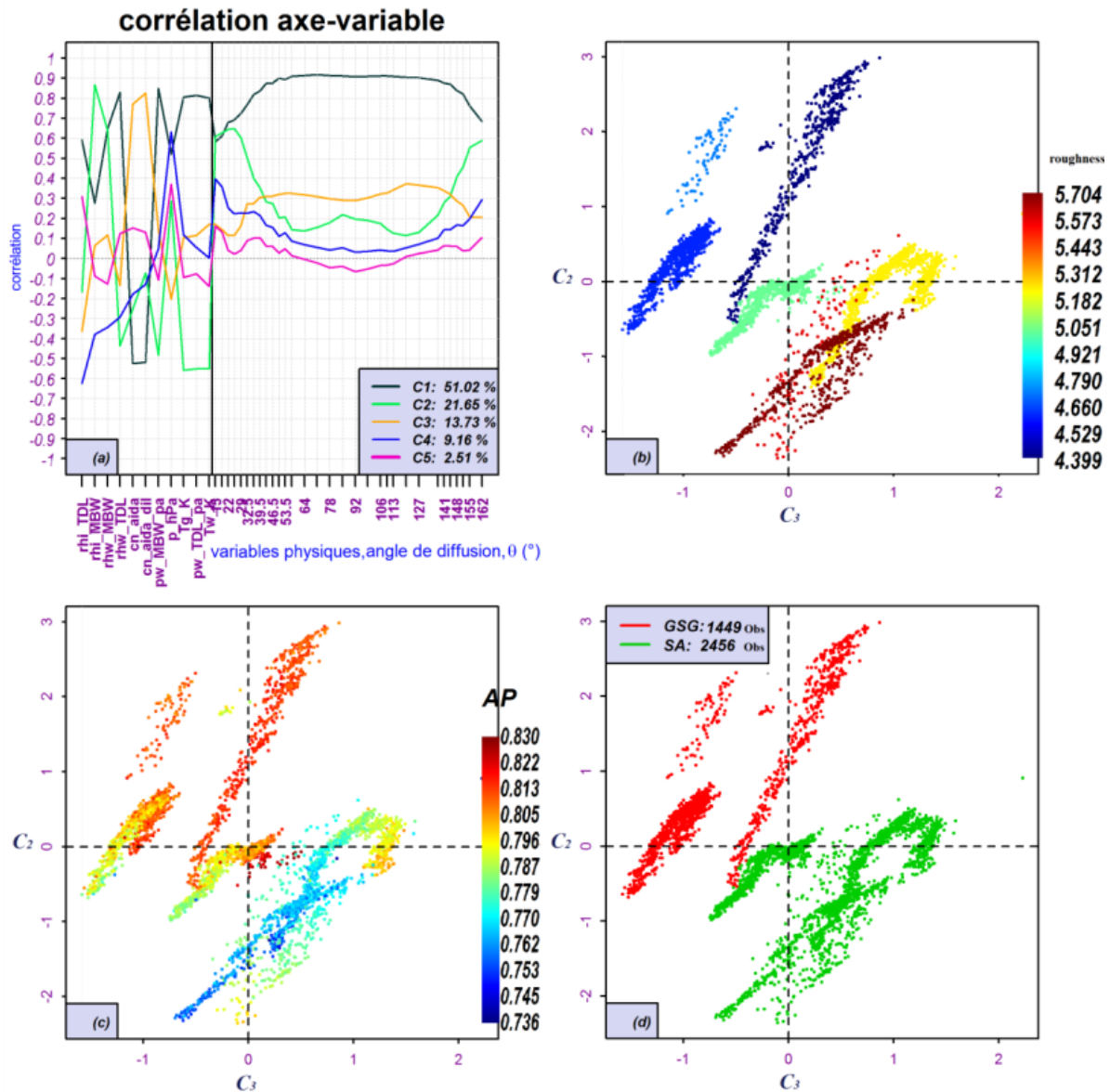


Figure I.2.8 : Résultats de l'analyse factorielle multiple (AFM) appliquée à 4000 observations de RICE-03 où le paramètre de complexité ou rugosité des cristaux a pu être estimé par le SID3. **(a)** Corrélations entre les 5 premières composantes principales avec les 31 variables angulaires optiques et 11 variables «thermodynamiques» (incluant les concentration des aérosols). Les contributions des composantes à la variance totale du système sont également indiquées. **(b)** Représentation des indicatrices de diffusion mesurées dans le plan défini par la troisième et la deuxième composante principale. Le code couleur correspond aux différents degrés de rugosité mesurés. **(c)** Représentation des indicatrices de diffusion mesurées dans le plan défini par la troisième et la deuxième composante principale. Le code couleur correspond au facteur d'asymétrie mesuré par le PN. **(d)** Représentation des indicatrices dans le plan défini par la troisième et la deuxième composante principale. Le code couleur correspond au type de nucléation hétérogène (Suie ou Dust) ou homogène (SA) à -40°C ou -50°C . d'après le [Stage de M2 de F. Imkhoulfen, \(2016\)](#).

Les résultats de l'AFM, illustrés sur la **figure I.2.8**, mettent évidence la forte corrélation entre les variables optiques, en particulier la gamme angulaire $[50^{\circ}-130^{\circ}]$, et la première composante principale (C_1).

La composante C_1 combine donc les signatures optiques liées aux changements du coefficient d'extinction ($R^2=0.83$) et de la phase (ou sphéricité) des hydrométéores, au sein du jeu de données (Fig. I.2.8a). Cette composante est également fortement corrélée aux quantités caractérisant l'humidité par rapport à la phase liquide (RH_w et P_w). La composante C_2 apporte une information complémentaire sur la variabilité des indicatrices de diffusion dans les zones angulaires correspondant à la diffusion vers l'avant ou l'arrière. Elle est corrélée au facteur d'asymétrie ($R^2= 0.70$) (Fig. I.2.8c) ainsi qu'à la quantité de vapeur d'eau condensée sous forme de glace (Rh_{MBW} ; $R^2=0.87$). C_2 pourrait donc être potentiellement un bon indicateur de la rugosité/complexité de surface des cristaux de glace comme semble l'indiquer la figure I.2.8b. Ces résultats sont en accord avec les conclusions tirées de Schnaiter et al., [2016] montrant que le rapport de mélange de vapeur d'eau condensable était corrélé à la complexité des cristaux. La composante C_3 permet d'affiner la discrimination des indicatrices selon l'indice de complexité des cristaux puisqu'elle est corrélée à k_e ($R^2=0.83$), au type d'aérosols et à leurs concentrations ($R^2= 0.82$) (Fig. I.2.8d).

La projection des indicatrices de diffusion dans le plan (C_2, C_3) nous permet donc de représenter la variabilité des propriétés optiques des cristaux en réponse à la modification de leur degré de rugosité de surface au cours de leur croissance. La figure I.2.8b semble indiquer qu'il serait possible de discriminer le comportement optique de cristaux dont la complexité k_e n'excède pas une valeur de 5.5. Au delà de cette valeur, les indicatrices de diffusion ont un comportement angulaire trop similaire pour que l'AFM n'en détecte les variations. Cette valeur seuil est plus élevée que celle estimée dans Schnaiter et al., [2016] qui était de l'ordre de 4.6 (correspondant à une valeur médiane de ξ_v^{acw} de 4.3 ppmv). En revanche, nous avons pu confirmer que les cristaux formés par nucléation homogène (aérosols de type SA) étaient bien en moyenne caractérisés par des complexités submicroniques plus importantes (Fig. I.2.8d), et que la quantité d'eau condensable était un paramètre clef, impactant la rugosité et les propriétés optiques des cristaux.

Enfin, nous avons voulu vérifier qu'il était effectivement possible d'identifier les indicatrices de diffusion mesurées par le PN correspondant à des cristaux présentant des niveaux de rugosité de surface différents. Une classification ascendante hiérarchique a été réalisée afin d'isoler sans *a priori* les différents groupes d'indicatrices révélés par l'AFM (Stage de M2 de F. Imkhoulfen, 2016). Les résultats montrent que les cristaux possédant une rugosité inférieure à 5 et supérieure à 4.3 appartiennent sans ambiguïté à une même classe (assimilable à une rugosité faible). Dans cette classe, les propriétés thermodynamiques de l'air ambiant varient peu et les cristaux présentent des indicatrices de diffusion similaires en particulier dans les gammes angulaires $[40^\circ-50^\circ]$, $[60^\circ-90^\circ]$ et $[110^\circ-145^\circ]$ avec une valeur médiane de $g=0.81$. Une deuxième classe regroupe les cristaux pour lesquels $5 < k_e < 5.3$ (rugosité intermédiaire). La valeur médiane de g est de 0.79. Au delà d'une valeur de $k_e=5.5$ (rugosité élevée), les cristaux ont un comportement optique similaire (classe 3, $g=0.77$). Ces différentes classes pourraient servir d'échantillon d'apprentissage pour construire un modèle de prédiction permettant d'estimer le niveau de rugosité des cristaux à partir de la mesure de leur indicatrice de diffusion. Ces résultats peuvent également servir de base pour établir des relations entre les métriques physiques de complexité et les métriques optiques (i.e. σ) implémentées dans les modèles de diffusion.

I.2.3 Résumé et conclusions du Chapitre I.2 : implications pour l'étude des nuages de glace

Dans les nuages de glace, des myriades de formes géométriques de cristaux sont régulièrement observées. Si la forme de base d'un cristal suit généralement la structure hexagonale de la glace, la forte variabilité des conditions thermodynamiques et dynamiques ainsi que les interactions avec les hydrométéores environnants conduisent au développement de formes beaucoup plus complexes et irrégulières. La **diversité morphologique des cristaux s'étend au-delà de leur simple forme** car elle concerne également les particularités des structures microscopiques internes et externes des cristaux (rugosité de surface, cavités internes...). Ces caractéristiques peuvent jouer un rôle important dans les interactions du cristal avec le rayonnement électromagnétique.

Ce **deuxième chapitre (I.2.)** traite de la mise en œuvre de moyens d'observations de la «complexité mesoscopique» des cristaux et de ses conséquences sur leurs propriétés de diffusion simples dans le domaine du rayonnement visible. Le terme générique de «complexité mesoscopique ou morphologique» est utilisé pour caractériser des hydrométéores dont la morphologie s'éloigne de celle de cristaux dit «pristine» possédant la forme idéale d'un prisme hexagonal ou d'une sphère. Un aperçu de la manifestation de cette complexité morphologique des cristaux ainsi que des processus responsables de son développement est fourni dans la **section I.2.1**. Les différentes métriques (physiques et optiques) et moyens instrumentaux employés pour la caractériser sont également discutés sur la base de l'article de «review» de [Järvinen et al., \[2022\]](#). Un des résultats marquants concerne la capacité d'un instrument comme le SID-3 (Small Ice Detector) à **estimer le degré de complexité submicronique (k_e) d'un cristal à partir de l'analyse de la texture des images** de la distribution azimutale de la lumière diffusée dans la direction avant (entre 7° et 26°). Si ce paramètre peut être considéré comme un estimateur potentiel de la rugosité de surface des cristaux, sa dépendance aux conditions thermodynamiques environnementales ainsi que son lien avec les paramétrisations intégrées dans les modèles optiques restent à être déterminés.

Dans la **section I.2.2**, nous avons cherché à identifier les processus physiques et les conditions d'humidité favorables au développement de la complexité morphologique des hydrométéores. L'origine de cette complexité ainsi que ses conséquences sur les propriétés de diffusion des cristaux de glace ont été plus particulièrement étudiées pour des cirrus générés dans la chambre de simulation AIDA. Dans le cadre de la campagne de mesures et du projet **RICE-03 (Rough Ice Experiment-3, 2014)**, 45 expériences «mimant» les différents processus de formation et le développement de cirrus ont été réalisées dans un environnement thermodynamique contrôlé. Cette campagne coordonnée par le KIT (Karlsruhe) a mobilisé des moyens humains et instrumentaux du NCAR (Boulder), de l'IEK-7 (Jülich), du DLR (Oberpfaffenhofen), de l'UMIST (Manchester) et du LaMP. Une procédure expérimentale particulière dite de «recroissance des cristaux» a été mise en œuvre pour mesurer la complexité submicronique de particules quasi sphériques et de colonnes pour différentes conditions de températures, d'humidités et de vitesses de croissance.

L'analyse de ces observations a révélé l'existence d'une **dépendance linéaire de la complexité médiane (k_e) à petite échelle des cristaux au rapport de mélange de vapeur d'eau condensable disponible (ξ_v^{acw}) (section I.2.2.2)**. A partir d'un certain seuil de sursaturation ($RH_i \sim 120\%$ à $T=-50^\circ\text{C}$ ou $\xi_v^{acw} > 4.5-5$ ppmv), **la croissance rapide des cristaux de glace entraîne généralement une modification de leur structure cristalline** qui se matérialise par la formation de cavités internes ou d'aspérités sur leur surface [[Schnaiter et al., 2016](#)]. Nous avons également montré que **le degré de complexité morphologique des hydrométéores n'était pas directement relié à la nature des noyaux glaçogènes** (suies, poussières, illites) lorsque les cristaux se forment par un mécanisme de nucléation hétérogène. Optiquement, les déformations subies par le cristal provoquent une forte randomisation de la distribution angulaire de la lumière diffusée. Ainsi à **partir d'un certain seuil de complexité morphologique ($k_e \sim 5.5$), les indicatrices de diffusion des cristaux ne présentent presque plus de variabilité et deviennent toutes similaires**. Elles sont plus plates au niveau de la diffusion latérale et n'ont plus de signatures angulaires particulières liées à la géométrie du cristal ([Stages de M1 et M2 de Farid Imkhoulfen, 2015 et 2016](#)). Ce comportement engendre

des facteurs d'asymétrie faibles, inférieurs à 0.77 ainsi qu'un albédo plus important. Les analyses statistiques factorielles multiples appliquées à l'ensemble des données optiques et thermodynamiques ont permis de confirmer le rôle prépondérant de l'humidité dans les mécanismes à l'origine de la rugosité de surface des cristaux. Il s'est avéré que les cristaux formés par nucléation homogène et/ou évoluant dans un environnement fortement sursaturé par rapport à la glace présentaient des propriétés de diffusion spécifiques de cristaux très rugueux (Section I.2.2.3). Ces analyses suggèrent que **les indicatrices de diffusion mesurées par le PN pourraient avoir un contenu en information suffisant pour distinguer plusieurs niveaux de rugosité de surface des cristaux**. Ceci permet d'envisager le développement de modèles morphologiques/microphysiques de cristaux équivalents capables de retranscrire les propriétés optiques des cristaux observées dans les cirrus (Projet EECLAT, T2.7 et T4.3).

Certaines des expériences de la campagne RICE-03 ont également servi de support à l'interprétation des **phénomènes de congélation de gouttelettes d'eau surfondue dans des cirrus d'origine liquide (Section I.2.2.1)**. Ce processus peut conduire à des concentrations élevées de petits cristaux de glace à fort impact radiatif dans les systèmes convectifs tropicaux ou aux moyennes latitudes. Nous avons montré que **ces hydrométéores acquéraient un fort degré de complexité lors de leur formation et de leur croissance**. En revanche, lors de leur sublimation partielle, ces particules retrouvent des caractéristiques morphologiques sphériques et des surfaces lisses. Cet enchaînement a clairement été identifié par l'observation de l'évolution de leurs propriétés optiques [Järvinen et al., 2016]. En effet, les indicatrices de diffusion sont caractérisées par un facteur d'asymétrie très bas ($g \sim 0.75$) lorsque les irrégularités de surface des cristaux sont les plus prononcées. Suite à la sublimation partielle de leur couche de surface, les cristaux quasi-sphériques retrouvent alors des facteurs d'asymétrie proches des valeurs mesurées avant congélation des gouttelettes d'eau ($g \sim 0.84-0.85$). Nous avons également montré que les **déformations cristallines étaient plus importantes lorsque les cristaux se formaient via la phase liquide** (cirrus d'origine convective, par exemple) que dans le cas où leur croissance s'effectuait uniquement par déposition de vapeur à des sursaturations plus faibles (typiquement observée dans des cirrus *in situ*).

- **Conséquences pour l'étude des nuages en phase glace**

Les travaux que nous avons menés en chambre de simulation à l'échelle du processus ont des implications sur l'évaluation et l'interprétation des propriétés microphysiques et radiatives des nuages de hautes altitudes. Certaines **observations *in situ* ont montré que les cirrus se formaient préférentiellement dans des environnements fortement sursaturés par rapport à la glace** ($130 \% < RH_i < 155\%$) par nucléation hétérogène ou homogène [Strom et al., 2003 ; Krämer et al., 2009]. D'après nos résultats, **ces conditions d'humidité seraient propices au développement d'une certaine complexité submicronique des cristaux** lors de leur croissance. Les mesures *in situ* d'indicatrices de diffusion effectuées dans le cadre de la campagne INCA (INterhemispheric differences in Cirrus properties from Anthropogenic emissions, 2000) montrent que seulement 3% des observations dans les cirrus présentaient un halo à 22° et qu'en grande majorité leur signature angulaire était relativement plate indépendamment du mécanisme de nucléation des cristaux [Gayet et al., 2004 ; Shcherbakov et al., 2005]. A l'aide des données du satellite PARASOL, Baran et al. [2015] concluent sur l'absence de caractéristiques particulières de la fonction de phase dans la région de la diffusion arrière dans des cirrus semi transparents lorsque l'humidité relative est supérieure à 115%.

Les conclusions de ces études semblent confortées notre hypothèse selon laquelle les propriétés optiques des cristaux dans le domaine du visible ne présenteraient pas de fortes variabilités à partir d'un certain seuil d'humidité ($RH_i > 120\%$) à cause du développement d'une complexité de surface des cristaux suffisante.

Des études ont également montré que des gouttelettes congelées étaient présentes en grande quantité dans les systèmes convectifs de moyennes latitudes [Lawson et al., 2006 ; Gayet et al., 2012a ; Stith et al., 2014] ainsi qu'aux latitudes tropicales [Leroy et al., 2017]. Ces cristaux ont potentiellement un

fort impact radiatif qui dépend de leur degré de complexité à petite échelle induit par des conditions d'humidité favorisant les processus de givrage. Durant la campagne MACPEX (Midlatitude Airborne Cirrus Properties Experiment, Texas, USA), nos collègues du [KIT](#) ont observé que plus de 80% des cristaux échantillonnés au sommet d'un cirrus d'enclume étaient des gouttelettes congelées ($D \sim 20\text{-}25 \mu\text{m}$) formées via la phase liquide et transportées depuis la région en phase mixte de la cellule convective. La sublimation de ces cristaux quasi-sphériques a également pu être confirmée par les mesures du SID-3 montrant des particules sphériques et lisses au sommet de l'enclume sous saturé par rapport à la glace. Dans un système convectif tropical échantillonné lors de la campagne ACRIDICON-CHUVA (Amazonie, Brésil; [Wendisch et al., 2016]), des gouttelettes congelées ont aussi été mesurées, mais cette fois, dans un environnement sursaturé par rapport à la glace. Les mesures d'indicatrice de diffusion réalisées par le PHIPS étaient similaires à celles obtenues en laboratoire pour des particules sphériques rugueuses [Järvinen et al., 2016]. Cette **modification de la texture de surface des particules au cours de leur croissance ou de leur sublimation pourrait également être responsable des variations observées du facteur d'asymétrie** dans les différentes zones du système convectif étudié par Gayet et al., [2012a] durant la campagne **CIRCLE-2 (CIRrus CCloud Experiment, 2007)**.

Les études en laboratoire présentées dans cette **partie I** peuvent également être précieuses pour l'interprétation des observations effectuées dans les traînées de condensation des avions (i.e. «contrails»). Les contrails se forment par congélation de gouttelettes d'eau dans un environnement froid et humide. Lors de leur évolution de jeunes contrails en contrail cirrus, une rapide diminution, en une dizaine de minutes, du facteur d'asymétrie (de $g \sim 0.83$ à 0.78) est observée, liée à la transformation de particules sphériques en particules non sphériques [Febvre et al., 2009; Gayet et al., 2012b; Chauvigné et al., 2018]. Au regard de ce que nous avons observé précédemment, il est possible que les cristaux développent une rugosité de surface ou une complexité submicronique au cours de leur croissance dans cet environnement sursaturé par rapport à la glace. Les propriétés microphysiques et optiques des nuages de glace de hautes altitudes seront plus particulièrement abordées dans la **Partie II** de ce document.

PARTIE II. Caractérisation des nuages hauts des moyennes latitudes

Cette deuxième partie reprend une partie des travaux décrits dans [Chauvigné et al., ACP \[2018\]](#) ; [Jourdan et al., JGR \[2003 a et b\]](#) ; [Järvinen et al., ACP \[2018b\]](#) ; [Vidot et al., \[2010\]](#) ; [Järvinen et al., AGU book chapter \[2022\]](#) ; [Shcherbakov et al., ACP \[2016\]](#) ; [Cesana et al., JGR \[2016\]](#) ; [Febvre et al., JGR \[2009\]](#) ; [Sourdeval et al., ACP \[2013\]](#) ; [Brognez et al., AR \[2004\]](#) ; [Shcherbakov et al., GRL \[2006b\]](#) ; [Auriol et al., JAS \[2001\]](#) ; [Shcherbakov et al., JAOT \[2005\]](#) ; [Szczap et al., GMD \[2014\]](#) ; [Szczap et al., AMT \[2021\]](#) ; [Alkasem et al., JQSRT \[2017\]](#) ainsi que les stages de Master de Frédéric Tridon (2006 et 2007), Gwennolé Guyot (2011) et Thomas Rosambert (2012) et le post-doc CNES de Jérôme Vidot (2008-2009).

Une partie des résultats sur les propriétés des cirrus ne sont pas publiés mais sont partiellement repris dans [Järvinen et al., AGU book chapter \[2022\]](#). Il est également prévu de finaliser les articles de validation de [Mioche et al., \[in prep\]](#) et [Tridon et al., \[in prep\]](#).

La plupart des résultats ont été établis suite à l'analyse des campagnes aéroportées **CIRRUS'98**, **INCA** (INterhemispheric differences in Cirrus properties from Anthropogenic emission, 2000), **French/DIRAC** (2001), **CIRCLE-2** (CIRrus CLoud Experiment, 2007) et **CONCERT** (CONtrail and Cirrus ExperimentTs 1 et 2, 2008 et 2011). Ces activités s'inscrivent dans le cadre des projets associés à ces campagnes mais également de façon plus générale dans le projet **TOSCA-EECLAT** (Expecting EarthCare Learning from A-Train, 2013-2022) et certains projets **PNTS** dont le projet **NO2-Cirrus** (2008-2010).

II.0. Introduction de partie – Couverture globale et effet radiatif des cirrus

Les cirrus, cirrostratus et cirrocumulus se situent dans la haute troposphère généralement entre 6 et 18 km où la température est inférieure à -30°C . Ils sont composés quasi exclusivement de cristaux de glace souvent caractérisés par des tailles et des formes géométriques très différentes [Krämer *et al.*, 2020 ; Lawson *et al.*, 2019]. Ces nuages se forment généralement lors du soulèvement, à l'échelle synoptique, d'une masse d'air suite à une perturbation atmosphérique (fronts, courants de jets latitudinaux, système dépressionnaire) ou par des ondes de gravité (ondes de Kelvin, de Lee, soulèvement orographique) et peuvent également résulter de l'écoulement de la convection profonde depuis des cumulonimbus [Sassen, 2002 et 2008 ; Boehm *et al.*, 2003 ; Mace *et al.*, 2006 ; Wang et Dessler, 2012 ; Luo et Rossow, 2004]. Ces mécanismes de formation influencent les propriétés microphysiques et macrophysiques de ces nuages ainsi que leur distribution spatiale et temporelle à grande échelle.

• Distribution spatiale et saisonnière des nuages de la haute troposphère

Les observations satellitaires montrent que les nuages hauts, dont la pression au sommet est inférieure à 440 hPa, représentent en moyenne globale entre 40 et 50% de l'ensemble des nuages [rapport du *Global Energy and Water cycle Experiment (GEWEX)*, 2012 ; Stubenrauch *et al.*, 2013 et 2017]. Ils recouvrent en moyenne entre 25% et 40% du globe [Stubenrauch *et al.*, 2010 et 2013 ; Hahn et Warren, 2007 ; Wylie *et al.*, 2005]. Ces estimations sont toutefois très dépendantes des critères physiques d'identification, des méthodes de restitution et des capacités instrumentales utilisés pour observer et analyser la couverture nuageuse. La **fréquence d'occurrence de ces nuages présente une forte variabilité latitudinale** avec une couverture qui décroît fortement des tropiques aux pôles [Nazaryan *et al.*, 2008 ; Sassen *et al.*, 2009].

Au niveau de la ceinture tropicale (15°S - 15°N), la **fréquence d'occurrence des nuages hauts varie en moyenne entre 45 et 60%** [Stubenrauch *et al.*, 2006 et 2017 ; Guignard, *et al.*, 2012 ; Mace *et al.*, 2009 ; Hahn et Warren, 2007 ; Sun *et al.*, 2022] (**Figure II.0.1**). Mais elle peut atteindre 70 à 80% dans la bande de longitude comprise entre 100°E et 180°E [Nazaryan *et al.*, 2008 ; Wylie et Menzel, 1999, Mace *et al.*, 2009]. Dans cette région, les climatologies dérivées des observations de sondeurs infra-rouge montrent que les cirrus subvisibles et fins (d'émissivité, $\varepsilon_{\text{cid}} < 0.5$ et d'épaisseur optique dans le visible $\tau < 1.4$) représentent près de 22% des nuages. Les cirrus épais semi-transparents correspondent à 27.5% ($1.4 < \tau < 6$) des nuages et les nuages opaques de haute altitude 7.5% ($\varepsilon_{\text{cid}} > 0.95$, $\tau > 6$) [Stubenrauch, *et al.*, 2017]. Ces nuages cirriformes présentent souvent des extensions horizontales de plusieurs centaines de kilomètres [Massie *et al.*, 2010] et peuvent persister plusieurs jours [Taylor *et al.*, 2011]. De nouveau, **ces valeurs d'occurrences ou de fractions nuageuses dépendent fortement des algorithmes de restitution et du type d'observation**, en particulier lorsqu'elles concernent les cirrus fins (cf. **Fig. II.0.1** où l'on observe en moyenne des occurrences plus faibles qu'à partir de la télédétection active ou de sondeurs IR). Par exemple, dans les tropiques, les restitutions effectuées à partir du lidar **CALIOP/CALIPSO** et de sondeurs infra-rouge estiment que les nuages hauts représentent plus de 60% des nuages observés, tandis que leur contribution n'est que de 25% si elle se base sur des réflectances mesurées par les radiomètres POLDER ou MODIS [Mace *et al.*, 2009 ; Zhang *et al.*, 2005 ; GEWEX, cloud assesment report, Stubenrauch *et al.*, 2012 et 2013].

Dans la bande de latitudes circonscrites entre 30° et 60° , les climatologies établies à partir de sondeurs IR ou de la synergie CALIPSO/CloudSat montrent qu'environ 40% des nuages sont des nuages de haute altitude dans l'Hémisphère Nord (NH) et un peu plus de 30% dans l'Hémisphère Sud (SH) [Stubenrauch *et al.*, 2017 ; Mace *et al.*, 2009]. Compte tenu de la couverture nuageuse totale plus importante dans le SH, la fréquence d'occurrence des nuages hauts est similaire dans les deux hémisphères, de l'ordre de 25%. Aux hautes latitudes (60° - 85°), la couverture des nuages hauts dépasse rarement les 15% [Sassen *et al.*, 2008 ; Stubenrauch *et al.*, 2017].

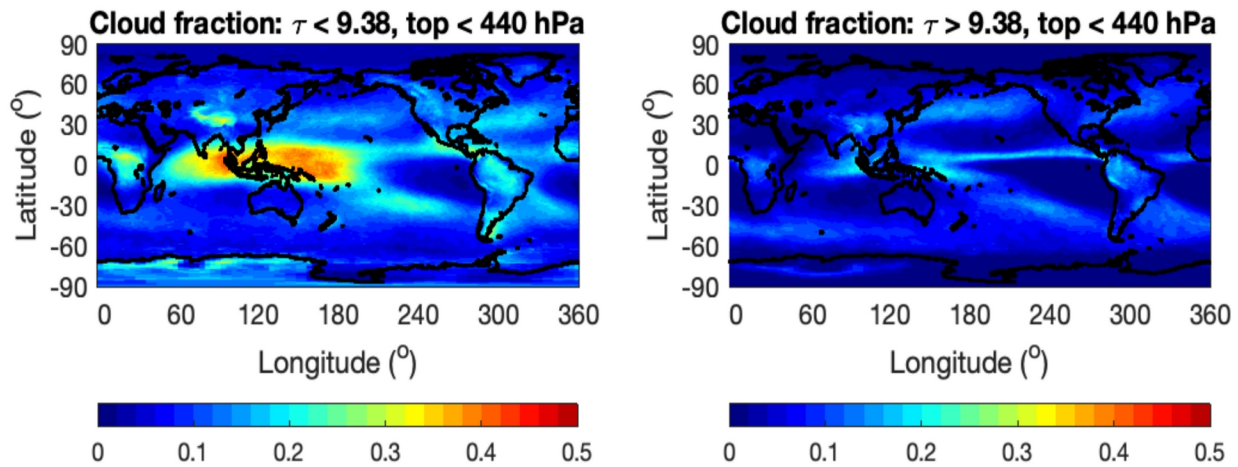


Figure II.0.1 : Estimation de la fréquence d'occurrence de nuages cirriformes dont la pression au sommet est inférieure à 440 hPa. Les valeurs d'occurrence, repérées par le code couleur s'échelonnant de 0 à 0.5, sont calculées sur une grille de $1^\circ \times 1^\circ$ pour des nuages hauts majoritairement «semi transparents» d'épaisseur optique, $\tau < 9.38$ (à gauche) ou considérés comme opaques, $\tau > 9.38$ (à droite). Ces estimations sont déduites des observations de jour, entre Juillet 2002 et Juin 2005, fournies par le spectro-radiomètre MODIS embarqué sur les plateformes satellites Terra et Aqua. D'après Sun et al., [in prep], présentée dans Järvinen et al., [2022].

Parmi les nuages de la haute troposphère, les **cirrus** représentent la catégorie de nuages majoritaire [Baran, 2012 ; Stubenrauch, 2013 ; Mace et Zhang, 2014 ; Sassen et al., 2008 ; Hahn et Warren, 2007 ; Heymsfield et al., 2017]. Si la plupart de ces travaux observationnels s'accordent sur ce point, la définition même d'un cirrus peut varier substantiellement d'une étude à l'autre. Les critères d'identification des «cirrus» sont souvent contraints par la sensibilité et les spécificités des instruments de télédétection mis en œuvre pour dériver des climatologies de fréquence d'occurrence de ces nuages. Cependant, ils se basent la plupart du temps sur la pression ou l'altitude du sommet du nuage, son émissivité ou son épaisseur optique et sa température. L'exploitation de six années de données AIRS (Atmospheric Infrared Sounder) par Guignard et al., [2012] montre qu'environ 70% des nuages hauts des latitudes moyennes et tropicales sont des cirrus semi-transparentes ($0.2 < \epsilon_{\text{cld}} < 0.85$, i.e. $0.4 < \tau < 3.8$). Cette fraction de cirrus diminue légèrement en Hiver (62-66%) et fortement en Été (21-23%) aux moyennes latitudes (45° - 60°) si un seuil de température est également considéré ($T_{\text{cld}} < 230$ K). Dans cette étude, une portion non négligeable de cirrus fins ou subvisibles ($\tau < 0.03$) de faible épaisseur optique ne sont pas pris en compte contrairement aux analyses d'occurrence effectuées à partir des données du lidar CALIOP (comme celles par exemple de Sassen et al., [2008] où $\tau < 3.6$; Kox et al., [2014] où $0.1 < \tau < 3$; Mace et Zhang, [2014]). Les cirrus subvisibles peuvent par exemple contribuer à l'augmentation de la nébulosité observée dans les tropiques (occurrence moyenne de 14%) [Martins et al., 2011] et ainsi modifier sensiblement les estimations de couverture nuageuse attribuée aux cirrus.

Au regard des biais méthodologiques, on peut considérer que l'**estimation moyenne de la couverture globale des cirrus oscille entre 17%** [Sassen et al., 2008] **et 33%** [Kox et al., 2014; Stubenrauch et al., 2010 et 2012, Wylie et al., 2005, Gasparini et al., 2018]. La **fréquence d'occurrence des cirrus présente également une forte variabilité géographique mais également parfois saisonnière**. Plus de 55% de la couverture globale attribuée aux cirrus est localisée entre 30°N et 30°S où une occurrence moyenne maximale estimée à 35-40% est observée dans la ceinture tropicale de la zone de convergence intertropicale (ZCIT, $\pm 15^\circ$) [Sassen et al., 2008 ; Stubenrauch et al., 2017]. Cette occurrence dépasse même les 50% si les cirrus subvisibles et les cirrus opaques sont considérés [Sassen et al., 2009; Gasparini et al., 2018]. Dans les régions tropicales, la formation des cirrus est souvent liée aux effets direct ou indirect de la convection profonde (enclumes, humidification et refroidissement radiatif dans la haute troposphère). De

façon générale, la couverture des cirrus est plus importante l'Été, de nuit et au dessus des terres émergées bien que les cirrus subvisibles soient plus fréquents au dessus des océans.

Aux latitudes comprises entre 30° et 60°, les observations par télédétection active montrent que la fréquence d'occurrence des cirrus suit le mouvement saisonnier de la ZCIT avec une valeur moyenne de l'ordre de 16% dans l'hémisphère nord et 13% dans le sud [Martins et al., 2011 ; Sassen et al., 2008 ; Mace et al., 2009]. En moyenne, les cirrus semblent plus fréquents au dessus des océans (+ 4 points d'occurrence). **Aux moyennes latitudes (45°-60°), les cirrus sont présents en moyenne 10 à 20% du temps avec une contribution importante des nuages fins** [Gasparini et al., 2018 ; Sassen et al., 2009 ; Guignard et al., 2012]. Une **saisonnalité plus marquée est constatée dans l'Hémisphère Nord** due à la présence de plus grandes surfaces émergées. Les nuages semi-transparents sont généralement bien plus fréquents en Hiver et au dessus des terres (~ 30% des nuages hauts à ces latitudes vs 20% en Été) tandis que des cirrus plus épais sont observés dans les couloirs dépressionnaires au dessus des océans [Guignard et al., 2012 ; Baran, 2012]. Enfin, aux hautes latitudes, l'estimation de la fréquence d'occurrence des cirrus varie entre 6 et 10% où les cirrus fins et subvisibles prédominent [Sassen et al., 2008 et 2009] ; Gasparini et al., 2018].

Les résultats des intercomparaisons des produits satellitaires réalisées dans le cadre de GEWEX montrent que les nuages hauts d'épaisseur optique comprise entre 1 et 5 sont les plus fréquents, malgré une contribution importante des cirrus fins d'épaisseur optique centrée sur 0.3 [Stubenrauch et al., 2013]. **L'épaisseur et l'altitude moyennes des cirrus diminuent globalement des tropiques aux pôles** contrairement à la température du sommet du nuage. Les cirrus les plus épais sont généralement observés de jour au dessus des océans [Sassen et al., 2009]. Dans les tropiques, l'épaisseur optique présente une forte variabilité saisonnière liée au déplacement de la zone de convergence intertropicale corrélée avec la température de surface. **Aux moyennes latitudes, τ est maximale en Hiver dans les couloirs de tempêtes au dessus de l'océan.** Ces observations spatiales montrent également que le **rayon effectif moyen des cristaux restitué dans les cirrus varie entre 10 à 80 μm avec un maximum d'occurrence autour de 25-35 μm** et peu de dépendance saisonnière. Les contenus en glace intégrés sont en moyenne compris entre 5 et 50 g/m^2 (à partir de sondeurs IR) [Stubenrauch et al., 2013 ; Guignard et al., 2012] bien qu'extrêmement dépendants de la sensibilité des instruments utilisés. A partir des données CALIOP, limitées aux nuages de glace d'épaisseur d'optique inférieure à ~3, Gasparini et al., [2018] montre que l'IWP moyen des cirrus à l'échelle globale, est seulement de 3.7 g/m^2 avec des valeurs moyennes qui ne dépassent pas les 5-6 g/m^2 aux moyennes latitudes et 10 g/m^2 dans les régions tropicales.

- **Effets radiatifs des nuages hauts**

L'importante couverture spatiale et temporelle des nuages cirriformes conjuguée à des propriétés macrophysiques et microphysiques particulières font de ces nuages des acteurs essentiels du bilan radiatif du système Terre-Atmosphère. Les propriétés optiques, la fraction nuageuse, la hauteur, l'épaisseur optique et le contenu intégré en glace (**IWP**) déterminent l'impact radiatif global de ces nuages de la haute troposphère. On estime, qu'en particulier, **les cirrus ont un effet radiatif (effectif) net moyen de réchauffement de l'ordre de 5 à 6 \pm 4 W/m^2 au sommet de l'atmosphère** [Gasparini et Lohmann, 2016 ; Hong et al., 2016 ; Edwards et al., 2007]. Des études basées sur l'exploitation de données satellitaires ISCCP (International Satellite Cloud Climatology Project) obtiennent des estimations plus faibles comprises entre 1.3 et 2.4 W/m^2 [Chen et al., 2000 ; Hartmann et al., 1992]. Outre les biais liés à l'utilisation d'observations ou d'outils différents, une partie des disparités obtenues peut également s'expliquer par l'amalgame communément fait entre cirrus et nuages de glace (i.e utilisation ou non de seuils sur l'épaisseur optique et l'altitude/température).

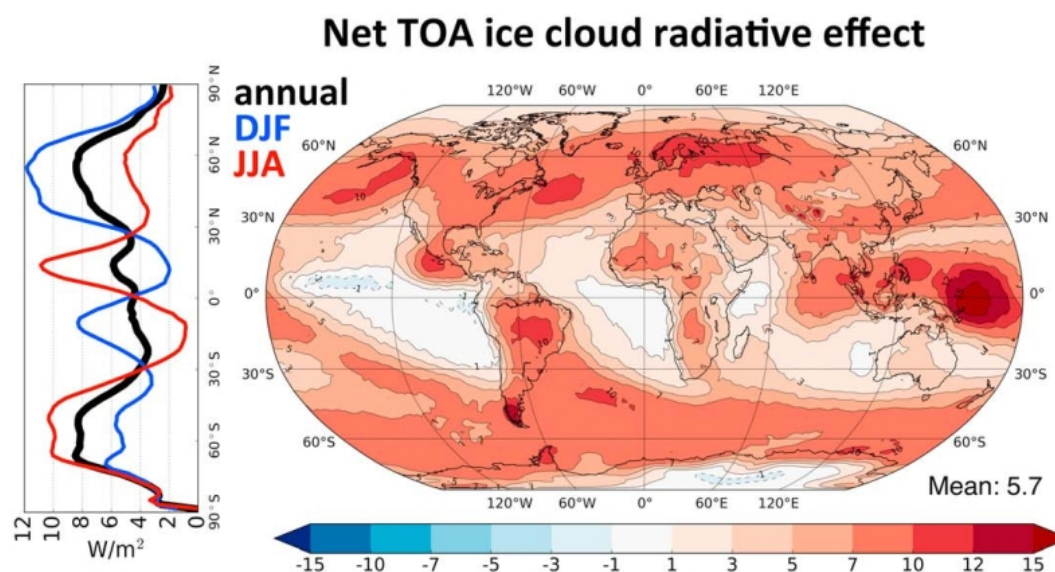


Figure II.0.2 : Simulations de l'effet radiatif net des nuages hauts ($T < -35^{\circ}\text{C}$) au sommet de l'atmosphère par le modèle de circulation générale ECHAM6 [Stevens *et al.*, 2013] couplé au module HAM2 d'aérosols et de microphysique à 2 moments du Max Planck d'Hambourg [Zhang *et al.*, 2013]. La figure de droite montre une moyenne annuelle de l'effet radiatif tandis que la figure de gauche présente des moyennes zonales sur l'année (en noir), pendant l'Hiver boréal (DJF) et l'Été boréal (JJA). Adaptée de Gasparini et Lohmann, [2016].

Les propriétés radiatives des cirrus exhibent aussi une forte variabilité régionale et saisonnière dictée majoritairement par les changements latitudinaux de l'épaisseur optique et de l'incidence solaire. Au niveau des tropiques, l'effet radiatif net (i.e. CRE, Cloud Radiatif Effect cf. **Partie III**) annuel des cirrus est positif mais modéré ($\sim 3 \text{ W/m}^2$ selon Choi et Ho, [2006] mais très variable selon les études). Un effet de réchauffement important intervient tout de même en Été (CRE $\sim 10 \text{ W/m}^2$, [Gasparini et Lohmann, 2016], **Fig. II.0.2**). Dans ces régions tropicales, les cirrus d'épaisseur optique proche de 1 sont les nuages hauts qui contribuent le plus à cet effet de réchauffement [Hong *et al.*, 2016]. **Aux moyennes latitudes**, la variation saisonnière de l'insolation conduit à une augmentation de l'effet d'albédo (refroidissement) des cirrus en Été et de réchauffement en Hiver. Si l'effet combiné résultant reste *a priori* positif pour ces deux saisons, le **réchauffement au sommet de l'atmosphère attribuable aux cirrus est bien plus important en Hiver qu'en Été** comme illustré sur la **figure II.0.2** (~ 3 fois plus selon Gasparini et Lohmann, [2016], i.e. CRE $\sim 10\text{-}12 \text{ W/m}^2$ entre $45^{\circ}\text{-}60^{\circ}\text{N}$ en Hiver). Toutefois, Hong *et al.*, [2016] ont montré qu'à partir d'une certaine épaisseur optique ($\tau > 3$), les nuages hauts pouvaient conduire à un effet de refroidissement (CRE ~ -5 à -1 W/m^2) au niveau des moyennes latitudes et des régions océaniques des tropiques.

Les estimations de l'effet radiatif des cirrus déduites d'observations lidar depuis des stations de mesures mettent également en évidence les fortes disparités régionales. Au niveau des tropiques (Singapour), l'effet radiatif net des cirrus au sommet de l'atmosphère est évalué à $2.9\text{-}3.4 \text{ W/m}^2$ [Lolli *et al.*, 2017] tandis qu'il s'échelonne entre 0.07 et 0.67 W/m^2 à 40°N [Campbell *et al.*, 2016]. Sur trois sites proches des Alpes suisses, Kienast-Sjögren *et al.*, [2016] obtiennent des valeurs de CRE comprises entre 0.5 et 2 W/m^2 , deux fois plus faibles qu'en Chine [Min *et al.*, 2010]. Enfin, Campbell *et al.*, [2021] restituent un CRE des cirrus au dessus de Fairbanks (65°N) fluctuant entre -1.08 et $+0.78 \text{ W/m}^2$.

Ce court tour d'horizon de l'effet radiatif des cirrus au sommet de l'atmosphère montre que sa quantification est loin d'être triviale et demeure très incertaine. Il est, en effet, désormais reconnu que notre connaissance parcellaire des propriétés et des mécanismes de formation et de développement des cirrus induit des biais systématiques dans l'évaluation de leur impact radiatif ainsi que sur les prédictions de la variabilité climatique [Boucher *et al.*, 2013]. **Les incertitudes sur l'amplitude et le signe de l'effet radiatif des cirrus sont principalement liées aux erreurs sur les estimations de leurs propriétés microphysiques et macrophysiques.** En particulier, la distribution spatiale de la taille et de la forme des cristaux au sein d'un

cirrus ainsi que son extension horizontale et verticale sont des caractéristiques déterminantes à mieux évaluer et représenter dans les modèles [Jensen et al., 2009 ; Lawson et al., 2010 ; Baran, 2012, parmi d'autres]. En effet, la plupart des modèles prédisent la couverture nuageuse, la hauteur du nuage, son IWP et parfois le nombre de cristaux et leur taille à partir de paramétrisations microphysiques. Si ces grandeurs permettent d'estimer raisonnablement l'épaisseur optique, l'absorption et l'émissivité spectrale du nuage, elles ne sont pas suffisantes pour calculer précisément les propriétés de diffusion des cristaux. Pour cela, **il est nécessaire de disposer de modèles ou de paramétrisations optiques adéquats dans lesquels les propriétés de diffusion dépendent de la distribution en taille des cristaux** [Zhang et al., 1999], **de leur forme** [Mishchenko et al., 1996 et 1998 ; Macke et al., 1998 ; Yang et al., 2007 ; Hong et al., 2009] **et également de leur complexité morphologique à petite échelle** [Yi et al., 2013; Järvinen et al., 2018b]. Par exemple, pour une épaisseur optique, une altitude et un profil de contenu en glace donnés, une mauvaise évaluation du paramètre d'asymétrie liée à une méconnaissance des propriétés morphologiques des cristaux conduit à une incertitude supplémentaire dans l'estimation de l'effet radiatif des cirrus ($\sim 2 \text{ W/m}^2$, Yi et al., [2013]). Une représentation erronée de la distribution dimensionnelle des petits cristaux (de taille inférieure à $\sim 25 \mu\text{m}$) liée à leur mode de nucléation peut également provoquer des biais de l'ordre de 3 à 4 W/m^2 [Lohmann et al., 2008 ; Kuebbeler et al., 2014].

Une **évaluation plus précise des propriétés optiques et macrophysiques moyennes des nuages cirriformes**, et en particulier des cirrus, **reste nécessaire** à l'échelle des observations spatiales ($\sim 1\text{-}10 \text{ km}$). L'amélioration de nos connaissances sur les effets radiatifs de ces nuages et sur leur cycle de vie doit également se reposer sur les informations issues de mesures à plus fines échelles. Ces observations, généralement *in situ*, sont indispensables pour mieux représenter, dans les modèles, les processus microphysiques couplés avec les conditions thermodynamiques environnantes. Cela passe tout d'abord par **une caractérisation précise des propriétés microphysiques des nuages de glace et de leur hétérogénéité dans des zones géographiques diverses et pour différents modes de formation**. L'analyse des observations aéroportées permet par exemple de documenter les fluctuations horizontale et verticale de la distribution de la taille et de la forme des cristaux au sein des nuages. Des informations sur l'impact de la variabilité microphysique sur les propriétés optiques ou encore sur l'influence de la dynamique sur les propriétés microphysiques sont également accessibles. Enfin, les observations aéroportées peuvent être utilisées pour évaluer et améliorer les procédures de restitution des paramètres nuageux obtenus par télédétection spatiale.

Dans cette deuxième partie (Partie II.), nous nous proposons d'apporter une contribution à la **documentation des propriétés microphysiques et optiques des cirrus aux moyennes latitudes**. Les caractéristiques moyennes des cirrus observés lors des campagnes aéroportées dans lesquelles la **PMA (Plateforme de Mesures Aéroportées)** du LaMP était impliquée seront présentées dans le **chapitre II.1**. Nous nous focaliserons plus particulièrement sur la caractérisation de la variabilité des propriétés des cirrus en lien avec les conditions thermodynamiques propices à leur formation. L'impact des hétérogénéités microphysiques de ces nuages sur leurs propriétés optiques sera également illustré par quelques cas d'études. Le **chapitre II.2** abordera la problématique des traînées de condensation émises par les avions de ligne où une méthodologie d'analyse permettant d'identifier et de documenter l'évolution temporelle des ces cirrus artificiels sera détaillée. Enfin, dans le **chapitre II.3**, nous présenterons quelques études sur les interactions entre les cirrus et le rayonnement à la lumière des résultats préalablement établies. L'utilisation des données aéroportées pour l'évaluation des produits satellitaires mais également pour l'estimation de l'effet radiatif des cirrus sera plus particulièrement discutée.

II.1 Chapitre 1 : Propriétés microphysiques et optiques des cirrus aux moyennes latitudes

Aux moyennes latitudes, la formation des cirrus est déclenchée par l'ascension d'une masse d'air au niveau de fronts associés à des systèmes dépressionnaires ou anticycloniques. Les cirrus peuvent également apparaître suite à des mouvements verticaux plus intenses déclenchés par des courants jets, des ondes de gravités (liées par exemple à la présence de reliefs) ou par la convection profonde dans des cumulonimbus. Les processus radiatifs influencent également la formation et le développement des cirrus en entretenant, par exemple, les conditions d'humidité favorables à leur persistance. Lorsque la saturation par rapport à la glace est atteinte, les cristaux peuvent alors se former par des mécanismes de nucléation homogène et/ou hétérogène qui dépendent des conditions thermodynamiques de l'air ambiant et des propriétés physico-chimiques des aérosols disponibles.

Les cirrus peuvent appartenir à différentes catégories établies selon des critères dynamiques (intensités de l'advection verticale et horizontale de l'air), les modes de formation privilégiés des cristaux, leur structure morphologique (stratiforme, convectif) ou leurs propriétés optiques (épais, fins, opaques, subvisibles) et microphysiques (IWC, principalement) [Heymsfield et al., 1977 et 2017 ; Sassen et al., 2002 ; Jackson et al., 2015 ; Krämer et al., 2016 ; Muhlbauer et al., 2014].

Lorsqu'un **cirrus se forme dans de faibles ascendances de l'air** (jusqu'à ~ 0.1 m/s) résultant généralement de perturbations atmosphériques à l'échelle synoptique, il est généralement fin, stratiforme et présente de faibles contenus en glace et des sursaturations modérées (en dessous du seuil de congélation homogène). Les cristaux de glace sont alors souvent produits **directement depuis la phase gaz par un processus de nucléation hétérogène** (principalement par déposition de vapeur sur un INP) puis éventuellement par nucléation homogène si tous les INPs sont consommés et que le refroidissement persiste. Les **cirrus associés à des courants jets, des ondes de gravité** ou des crêtes barométriques (**dorsales**) sont généralement plus épais, moins étendus et ont un temps de vie moins long que les cirrus précédemment décrits (cirrus *in situ* positionnés au dessus de la courbe noire sur la **figure II.1.1a**). Des vitesses verticales plus importantes (entre 0.1 et 1 m/s) provoquent une augmentation rapide de la sursaturation et la formation de concentrations élevées de petits cristaux principalement par nucléation homogène (ou une combinaison hétérogène + homogène). Ces deux familles de cirrus évoluent à des températures typiquement inférieures à -38°C et appartiennent à la catégorie des cirrus stratiformes ou d'«**origine in situ**» [Krämer et al., 2016 ; Luebke et al., 2016] (**Fig. II.1.1a**).

Contrairement aux cirrus *in situ* qui sont observés aux altitudes où ils se forment, les **cirrus d'«origine liquide»** sont généralement issus de nuages en phase mixte qui subissent une ascendance jusqu'à des altitudes où la phase liquide ne peut plus perdurer. ($T < -38^\circ\text{C}$) [Krämer et al., 2020 ; Wernli et al., 2016 ; Luebke et al., 2016]. Ce type de cirrus peuvent se former dans les **enclumes de cumulonimbus et les systèmes convectifs** (vitesses verticales supérieures à 1 m/s) ou dans les «warm conveyor belts» de **systèmes dépressionnaires caractérisés par des ascendances plus faibles** (cirrus d'origine liquide positionnés sous la courbe noire de la **figure II.1.1a**). Dans ce cas, les cristaux se forment par nucléation hétérogène à des températures supérieures à -38°C et croissent par effet Bergeron (WBF) au détriment des gouttelettes d'eau surfondues. La glaciation complète du nuage en phase mixte intervient avant le seuil de congélation spontanée des gouttelettes. Ces cirrus sont généralement étendus et épais avec des contenus en glace, des tailles et un nombre de cristaux plus élevés que les cirrus *in situ* issus de systèmes frontaux. De forts IWCs sont également observés dans les cirrus issus de systèmes convectifs dans lesquels de forts «updrafts» permettent le transport de gouttelettes d'eau surfondues jusqu'à une altitude où elles se congèlent ($T < -38^\circ\text{C}$) [Lawson et al., 2019]. Dans ce type de cirrus d'origine liquide, la nucléation homogène de la glace est le mécanisme dominant et favorise la formation d'un plus grand nombre de petits cristaux.

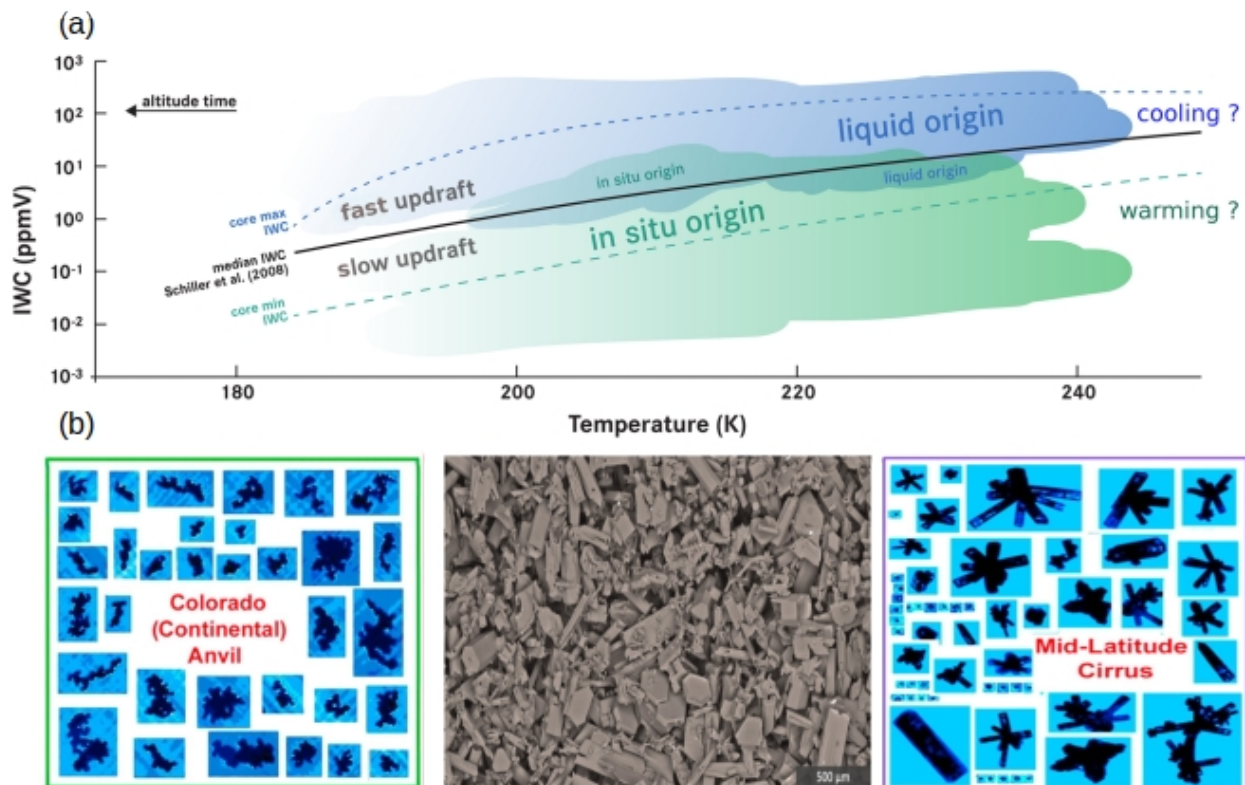


Figure II.1.1 : (a) Représentation schématique des cirrus *in situ* et d'origine liquide dans un diagramme (IWC, T) selon Krämer *et al.*, [2016]. Les cirrus *in situ* (en vert) sont majoritairement associés à des «updrafts» et des IWCs faibles et ont une couverture spatiale importante. Les cirrus d'origine liquide sont plus épais avec des IWCs plus grands et se forment dans des «updrafts» plus intenses. Leur couverture géographique et leur temps de vie varient avec les conditions météorologiques. (b) Exemples d'images CPI de cristaux de glace observés dans un cirrus d'enclume (à gauche) et dans un cirrus *in situ* (à droite) par Lawson *et al.*, [2006, 2019]. La figure du milieu correspond à plus de 500 cristaux collectés dans un cirrus *in situ* soumis à un soulèvement synoptique (faible «updraft») à une température de -50°C par Pfalzgraff *et al.*, [2010]. Elle illustre la grande variété de cristaux et les différents types de complexité mesoscopique observés (rugosité de surface, facettes atypiques, surfaces arrondies...) dans les cirrus.

Cette classification des cirrus montre que la structure et les propriétés de ces nuages dépendent de plusieurs mécanismes intervenant à des échelles de temps et d'espace très différentes. En effet, si les conditions météorologiques et thermodynamiques à l'échelle synoptique nous renseignent sur la distribution spatiale et la structure générale attendues pour les cirrus, les quantités d'INPs et surtout l'humidité et la vitesse verticale aux plus petites échelles conditionnent les processus de formation et de croissance des cristaux et en définitive les caractéristiques moyennes du cirrus. Cet enchevêtrement de mécanismes d'interactions et de conditions à différentes échelles fait que **les cristaux de glace dans les cirrus peuvent avoir des tailles très différentes**. La taille des cristaux peut être de quelques micromètres lorsqu'ils sont fraîchement nucléés jusqu'à plusieurs millimètres lorsqu'ils précipitent [Krämer *et al.*, 2016 et 2020 ; Lawson *et al.*, 2006 ; Heymsfield *et al.*, 2013 et 2017 ; Gayet *et al.*, 2004 et 2011 ; Febvre *et al.*, 2009 ; Brogniez *et al.*, 2004 ; Auriole *et al.*, 2001]. Ces cristaux arborescents ont également **une myriade de formes géométriques différentes qui résultent principalement des conditions de température et d'humidité environnantes ainsi que de la dynamique locale** [Heymsfield et Miloshevich, 1993 ; Gallagher *et al.*, 2005 ; Jensen *et al.*, 2009 ; Mioche *et al.*, 2010 ; Lawson *et al.*, 2006 et 2019].

Aux moyennes latitudes, les observations réalisées à l'aide de sondes imageurs montrent que **les cristaux de type rosettes** (polycristaux lorsque $T > -38^{\circ}\text{C}$ et «bullet rosettes» si $T < -38^{\circ}\text{C}$) **sont très fréquents dans les cirrus *in situ*** (Fig. II.1.1b). Ils représentent près des trois quarts de la masse totale des cristaux de forme régulière [Lawson *et al.*, 2019]. Dans les cirrus frontaux peu épais, **la présence de petits cristaux** ($D < 100\ \mu\text{m}$), **de plaquettes ou de colonnes** (si $RH_i > 120\%$) **n'est pas non plus inhabituelle** [Mioche *et al.*, 2010 ; Lawson *et al.*, 2006]. Les **cirrus d'enclumes** formées au dessus des régions océaniques contiennent essentiellement des **cristaux plus denses et compacts comme des agrégats**, des hydrométéores givrés et des **cristaux sphéroïdaux** [Jensen *et al.*, 2018 ; Woods *et al.*, 2018 ; Heymsfield *et Wright*, 2014]. Dans ces nuages, les cristaux se forment généralement à des températures plus élevées que dans les cirrus *in situ*. Au dessus des continents, de plus grandes concentrations de petites gouttes sont transportées dans les forts courants ascendants des nuages convectifs vers les zones plus froides conduisant à des concentrations plus importantes d'agrégats givrés [Lawson *et al.*, 2010 et 2003] (Fig. II.1.1b). Dans les enclumes «âgées», lorsque l'humidité est suffisante ($RH_i > 120\%$), les gouttelettes d'eau congelées peuvent subir des «recroissances» et croître en rosettes [Järvinen *et al.*, 2016 ; Lawson *et al.*, 2019]. Si l'environnement est fortement électrique des assemblages de petits cristaux peuvent également être observés [Gayet *et al.*, 2012 ; Stith *et al.*, 2014 ; Lawson *et al.*, 2003] (Fig. II.1.1b).

Ces différents travaux mettent aussi en évidence que la **grande majorité des cristaux dans les cirrus sont de formes irrégulières** (~ 50-70%, en nombre et ~ 60-90%, en surface ou masse, selon Lawson *et al.*, [2019]) et généralement de petites tailles. En effet, la variabilité locale des conditions thermodynamiques ainsi que les interactions entre hydrométéores conduisent le plus souvent à des **structures cristallines complexes qui s'éloignent des géométries hexagonales régulières** (image du milieu sur la figure II.1.1b). Ces irrégularités morphologiques sont encore très mal appréhendées dans les classifications de cristaux couramment utilisées dans les algorithmes de reconnaissance des imageurs et dans les modèles optiques [McFarquhar *et al.*, 2017 ; Um *et al.*, 2015 ; Fridlind *et al.*, 2016 ; Yang *et al.*, 2013 et 2018]. La forme des cristaux, leur taille, le contenu en glace et leurs distributions verticales sont des quantités déterminantes à estimer pour mieux comprendre le cycle de vie et les singularités géographiques des cirrus ainsi que leurs effets radiatifs [Ackerman *et al.*, 1988 ; Macke *et al.*, 1996 ; Yang *et al.*, 2015 et 2018 ; Loeb *et al.*, 2018].

Dans ce **chapitre II.1**, nous commencerons par établir des **statistiques des propriétés microphysiques et optiques des cirrus observées aux moyennes latitudes**. Ces estimations seront ensuite comparées aux valeurs moyennes issues de bases de données de référence (**Section II.1.1**). L'**impact des conditions thermodynamiques de formation des cirrus sur leurs propriétés microphysiques**, et plus particulièrement sur la distribution en taille des cristaux, sera étudié et discuté dans la **section II.1.2**. Le **lien entre les propriétés optiques et les caractéristiques microphysiques** des cristaux de glace sera également abordé dans cette section. Enfin, la **section II.1.3** sera consacrée à l'analyse des hétérogénéités spatiales observées dans les cirrus, avec un éclairage particulier sur la variabilité morphologique des cristaux et ses conséquences sur les propriétés de diffusion simple.

II.1.1 Aperçu des propriétés moyennes des cirrus

L'objectif de cette section est de dresser un aperçu des propriétés microphysiques et optiques des cristaux de glace observées dans des cirrus aux moyennes latitudes. Plus spécifiquement, nous nous appuyons sur l'analyse des **données microphysiques lors de 6 campagnes de mesures aéroportées qui se sont déroulées en Europe de l'Ouest (41°N-61°N ; 8°W-14°E) et au large du sud du Chili (51°S-59°S ; 68°W-84°W).**

II.1.1.1 Campagnes de mesures en cirrus et instrumentation

- **CIRRUS'98**

L'expérience aéroportée « **CIRRUS'98** » [Durand et al., 1998 ; Auriol et al., 2001] s'est déroulée en Janvier-Février 1998 depuis l'aéroport de Tarbes dans une zone située entre 43°N-45.5°N de latitude et 2°W-2.5°E de longitude. L'objectif de cette campagne était d'étudier les interactions entre les propriétés microphysiques des cirrus et leurs propriétés radiatives. Quatre vols scientifiques ont été réalisés au moyen d'un avion TBM 700 de la société EADS/SOCATA équipé de sondes *in situ* du LaMP (2D-C, PN). Les conditions météorologiques étaient marquées, la plupart du temps, par un anticyclone persistant centré sur la France avec de l'advection d'air humide en altitude dans la zone d'étude. Plusieurs types de cirrus ont pu être échantillonnés avec une forte occurrence de cirrus *uncinus*.

- **INCA (INterhemispheric differences in Cirrus properties from Anthropogenic emission, 2000)**

Le projet INCA (FP5), coordonné par le DLR et regroupant 13 instituts de recherche (dont le LMD et le LaMP), a été conçu pour étudier l'influence des émissions anthropiques sur les propriétés des cirrus. Deux campagnes aéroportées se sont déroulées en l'An 2000 pendant la même saison (Automne) et à des latitudes équivalentes, l'une depuis Punta Arenas au Chili (53.1°S , 70.9°W) et l'autre depuis Prestwick en Écosse (55.5°N, 4.6°W) [Ström et al., 2003 ; Ovarlez et al., 2002 ; Gayet et al., 2004]. La campagne dans l'hémisphère sud (**INCA SH**) a eu lieu en Mars-Avril dans un environnement peu pollué. Neuf vols scientifiques dans des cirrus ont été effectués par le Falcon 20 du DLR équipé, notamment, de sondes microphysiques *in situ* (FSSP-300, 2D-C, PN) et d'instruments pour la mesure de l'humidité (AIMS-H₂O, CR-2, FISH). Une grande variété de cirrus, caractérisés par des mécanismes de formation très différents, a pu être échantillonné dans une zone d'étude comprise entre 51°S-59°S et 68°W-84°W. Des cirrus associés à des fronts chauds ou froids, à des ondes orographiques, des jets stream ou issus de cumulonimbus ont typiquement été observés. Ces types de cirrus ont également pu être échantillonnés, dans des proportions différentes, lors des 9 vols du FALCON conduits durant la campagne dans l'hémisphère nord (**INCA NH**) en Septembre-Octobre dans une région beaucoup plus polluée, située entre 55°N-61°N et 8°W-4°E.

- **CIRCLE-2 (CIRrus CLoud Experiment , 2007)**

En Mai 2007 s'est tenue, en Europe de l'ouest (41°N-57°N ; 8°W-11°E), la campagne **CIRCLE-2** impliquant les avions Falcon (F20) du DLR et de SAFIRE (Service des Avions Français Instrumentés pour la Recherche en Environnement). Le F20 français, basé à Creil, était équipé de la plateforme RALI (Radar RASTA et Lidar LNG, [Protat et al., 2004 ; Bruneau et Pelon, 2003]) tandis que des sondes microphysiques *in situ*, du LaMP et du DLR (CPI, 2D-C, PN, FSSP-300), des capteurs d'humidité (hygromètres CR-2) et des instruments de télédétection (lidar WALES et albédomètre SMART, [Wirth et al., 2009 ; Wendish et al., 2004]) étaient déployés à bord du Falcon allemand (basé à Oberpfaffenhofen proche de Munich). L'objectif principal de cette campagne était d'améliorer nos connaissances sur le cycle de vie des cirrus par la caractérisation de leurs propriétés radiatives et microphysiques. Un volet important de la campagne concernait également la validation des produits nuages de Meteosat Seconde Génération et surtout des nouveaux produits CALIPSO/CloudSat (**projet TOSCA-CIRCLE-2**). Parmi les 20 vols mis en œuvre au dessus de l'Europe

continentale, la mer du Nord et l'océan Atlantique, 12 ont été réalisés par le F20 du DLR dans des conditions atmosphériques propices à la formation de cirrus épars, de fronts ou d'origine convective [Eichler et al., 2009 ; Mioche et al., 2010 ; Gayet et al., 2011].

- **CONCERT (CONtrail and Cirrus ExperiMenTs 1 et 2 , 2008 et 2011)**

Les campagnes aéroportées **CONCERT** ont été entreprises en Octobre-Novembre 2008 puis en Aout-Septembre 2011 dans le but d'améliorer l'évaluation de l'impact climatique des traînées de condensation des avions (contrails). Sur l'ensemble des deux campagnes, 23 vols dont 12 spécifiquement dédiés à la caractérisation des propriétés microphysiques, radiatives et chimiques des contrails ont été réalisés par Le Falcon 20 du DLR basé à Oberpfaffenhofen [Voigt et al., 2010 et 2014 ; Chauvigné et al., 2018]. L'avion était équipé de sondes microphysiques *in situ* (FSSP-300, PN, 2D-C), d'instruments pour la mesure de gaz traces (capteurs NO et spectromètres de masse) et de l'humidité (AIMS-H₂O, FISH, CR-2) [Jurkat et al., 2010 et 2016 ; Gayet et al., 2012 ; Kaufmann et al., 2014 ; Voigt et al., 2014]. Quelques événements de cirrus issus des traînées de condensation d'avions de ligne (contrail cirrus) et des cirrus naturels de faible épaisseur optique ont pu être échantillonnés, lors de 6 vols, dans une région comprise entre 47°N-55°N et 6°E-14°E.

Notre contribution à l'analyse de ces campagnes aéroportées a plus particulièrement porté sur la caractérisation *in situ* des propriétés microphysiques et optiques des cirrus. Le traitement des données acquises par les sondes **FSSP-300**, **2D-C**, **CPI** et **PN** nous ont permis d'établir des estimations de la distribution en taille des cristaux ($PSD=dN/dD$), de leur concentration en nombre (N), du contenu en glace (IWC), de leur dimension effective (D_{eff}) ainsi que du facteur d'asymétrie (g) et du coefficient d'extinction (σ_{ext}). Les principes de mesure du CPI (Cloud Particle Imager) du le Néphélomètre Polaire (PN) ont déjà été présenté dans la **Section I.1.1 (Partie I, Chapitre 1)**. Nous nous contenterons de rappeler que le **CPI** permet de mesurer la distribution dimensionnelle des hydrométéores de tailles comprises entre 25 μm et 2.3 mm, d'en dériver des paramètres microphysiques intégrés et d'obtenir des images de cristaux avec une résolution de 2.5 μm . Le **PN** mesure l'indicatrice de diffusion, documentée entre 10.6° et 162° d'un volume de particules nuageuses de taille comprise entre 3 μm et ~ 1 mm. Cette mesure peut être utilisée pour dériver un facteur d'asymétrie et un coefficient d'extinction d'une petite population d'hydrométéores. Les principales caractéristiques du spectromètre de taille **FSSP** et de l'imageur **2D-C** sont présentées ci-après :

- **Les Forward Scattering Spectrometer Probes (FSSP)**

Les **FSSP**, modèles 100 et 300, sont des compteurs optiques de particules développés par Particle Measurement System (PMS) [Knollenberg, 1981 ; Baumgardner et al., 1990 et 2002]. **Leur principe de fonctionnement repose sur la mesure intégrée entre 4° et 12° de la diffusion avant, provoquée par une particule irradiée par un faisceau laser ($\lambda = 633 \text{ nm}$) au centre du volume d'échantillonnage de la sonde.** Le diamètre de la particule est alors déduit de la mesure de l'énergie diffusée au moyen d'une courbe d'étalonnage établie suivant la théorie de Lorentz-Mie, en faisant l'hypothèse d'une particule sphérique d'indice de réfraction égal à celui de l'eau ($n = 1.33$). Dans la pratique, la courbe d'étalonnage théorique est discrétisée en un nombre défini de classes de diamètre (15 classes pour le FSSP-100, 31 pour le FSSP-300). Les énergies mesurées par un photodétecteur sont alors comparées aux valeurs seuils associées à ces classes puis le nombre de particules présentes dans chacune de ces classes est accumulé sur une période de temps présélectionnée. La connaissance du volume d'échantillonnage permet ensuite de déterminer la concentration et la distribution dimensionnelle des hydrométéores échantillonnés.

La sonde **FSSP-100** est conçue pour la **mesure du spectre dimensionnel des gouttelettes d'eau de diamètre compris entre 3 et 45 μm** , avec une résolution de 3 μm et à une fréquence de 1Hz. Les erreurs associées à la mesure de la concentration et du diamètre sont de l'ordre de 10 à 15% tandis qu'elles sont au moins de 20% pour les paramètres intégrés à partir d'une distribution tel que le contenu en eau liquide (20

à 35%) ou le coefficient d'extinction (35%) [Baumgardner, 1983 ; Gayet et al., 2002a]. Cette sonde a principalement été utilisée lors des campagnes en Arctique discutées dans la **partie III** de ce document.

Le FSSP-300 est principalement utilisé pour la mesure des petits cristaux de glace dans des nuages cirriformes. Il permet d'obtenir la distribution dimensionnelle d'hydrométéores de dimension allant de 0.35 à 20 μm [Baumgardner et al., 1992]. Cependant, lors des campagnes **INCA** et **CIRCLE-2**, seules les particules de «diamètre» supérieur à 3 μm sont considérées comme étant des cristaux de glace de densité égale à 0.9 g.cm^{-3} . Afin de prendre en compte la forme non sphérique des cristaux de glace, la calibration en taille est ajustée en utilisant la méthode de la T-matrix [Waterman, 1971 ; Mishchenko et al., 1998] selon les préconisations de Borrmann et al., [2000] (i.e. calculs en considérant les cristaux comme des ellipsoïdes de glace de rapport d'aspect 0.5). Ainsi, **le FSSP-300 fournit une mesure de la distribution dimensionnelle (PSD) des petits cristaux de glace de diamètres équivalents compris entre 3 et 22 μm** avec une résolution d'environ 1 μm et une fréquence de 1Hz. Les incertitudes sur la concentration et le diamètre sont alors au minimum de 30 à 35%, et de l'ordre de 60% et 75% pour le coefficient d'extinction et le contenu en glace (déterminés avec l'hypothèse de particules sphériques), respectivement [Gayet et al., 2002b ; Shcherbakov et al., 2005]. Pour les campagnes **CONCERT**, un traitement des données légèrement différent est effectué, résultant en des mesures du spectre dimensionnel pour des gammes de tailles s'échelonnant entre 0.5 μm et 18 μm (cf. **Chapitre II.2** et [Chauvigné et al., \[2018\]](#)).

- **Le two dimensional cloud probe (2D-C)**

L'imageur bidimensionnel PMS 2D-C est utilisé pour la mesure de la PSD de cristaux de glace de taille comprise entre 25 et 800 μm (30 classes), avec une résolution de 25 μm et une fréquence de 1 Hz. Il fonctionne sur le principe des instruments à rangées de photodiodes (Optical Array Probe, cf. CIP, **Section I.2.2.**). L'image de diffraction d'une particule nuageuse traversant un faisceau laser focalisé ($\lambda = 633 \text{ nm}$) est projetée sur une rangée perpendiculaire de 32 photodiodes. Lors du déplacement de la particule dans le faisceau laser, l'état d'obscurcissement ou d'éclairement de la rangée de photodiodes est enregistré à une fréquence de 4 MHz. Une image 2D de chaque particule peut ainsi être reconstituée durant son passage, avec une résolution de 25 μm x 25 μm (dimension du pixel). Le volume d'échantillonnage et le traitement des images permettent ensuite d'accéder à la concentration en nombre (avec une incertitude d'au moins 50%), la PSD ainsi qu'une indication sur la «forme» des cristaux de dimensions supérieures à 100 μm . La surface de l'ombre projetée d'un cristal échantillonné est utilisée pour calculer le diamètre équivalent (erreur de 25%) d'une sphère liquide de même masse par des relations empiriques décrites dans *Locatelli et Hobbs, [1974]*, *Heymsfield [1972]* et *Gayet et al., [1996]*. Le coefficient d'extinction et le contenu en glace correspondants sont ensuite déterminés avec des incertitudes respectives d'au moins 60% et 75-100% [Gayet et al., 2002b]. De façon générale, la quantification des cristaux de tailles inférieures à 100 μm peut s'avérer problématique avec ce type d'instrument. La sous estimation de ces «petits» cristaux liée à la bande passante de électronique, les effets de fragmentation des particules sur les embouts de la sonde ou encore l'utilisation de lois empiriques pas toujours adaptées à la morphologie des cristaux sont autant de problèmes récurrents qui limite la quantification précise de leur propriétés microphysiques.

II.1.1.2 Analyse des propriétés des cirrus par campagnes

les propriétés microphysiques et optiques moyennes des cirrus échantillonnés lors des différentes campagnes et mesurées *in situ* par les instruments de la PMA du LaMP et du DLR sont discutées dans cette section. Dans ces analyses, la définition et l'identification d'un cirrus est basés sur des critères d'observations optiques et thermodynamiques. On considère que l'avion, volant à une vitesse moyenne de l'ordre de 200 m/s, échantillonne un segment horizontal de cirrus si l'extinction (dans le visible) mesurée par le PN est supérieure à 0.02 - 0.05 km^{-1} , la pression est inférieure à 480 hPa ($z > 6\text{km}$) et la température ne dépasse pas -30°C . Un seuil supplémentaire est appliqué sur le paramètre d'asymétrie pour s'assurer que les propriétés de diffusion des cirrus sont dominées par les cristaux de glace ($0.6 < g < 0.81$). Compte tenu

de la vitesse des avions, de la fréquence d'acquisition moyenne des sondes (1Hz) et des seuils optiques mis en place, la présence éventuelle de cirrus subvisibles ne peut probablement pas être décelée dans nos analyses. La **base de données** exploitée **regroupe près de 80000 observations (~22h) dans des cirrus de moyennes latitudes**, de différentes classes et origines.

Les principales propriétés microphysiques, optiques et thermodynamiques des cirrus observés lors des différentes campagnes sont résumées dans le **tableau II.1**. La majorité des **températures**, T , relevées sont **comprises entre -40°C et -60°C** pour des humidités relatives par rapport à glace, RH_i , **s'échelonnant entre 92% et 120%**. Dans ces conditions thermodynamiques, on observe peu de différences dans les valeurs moyennes des propriétés microphysiques des cirrus relatives à chaque campagnes. Les valeurs médianes de contenu en glace, IWC , **sont comprises entre 1 et 9 mg.m⁻³** et les dimensions ou diamètres effectifs, D_{eff} , des cristaux sont bien distribués **autour de 40 μm**. Les concentrations en nombre de cristaux, N_i , **sont de l'ordre de 1 à 2 cm⁻³** lors des campagnes pour lesquelles nous disposons d'un nombre significatif de mesures réalisées avec les mêmes instruments (i.e. FSSP-300 + 2D-C pour **INCA** et **CIRCLE-2** représentant plus de 70000 secondes d'observations en cirrus).

Campagnes Sondes <i>in situ</i> nb. d'observations	N_i (cm ⁻³) / $N_{D>50\mu m}$ (l ⁻¹)	IWC (mg.m ⁻³)	D_{eff} (μm)	g	σ_{ext} (km ⁻¹)	T (°C)	RH_i (%)
Cirrus 98' 2DC, PN 2000	- / 400 l ⁻¹	11 [3-16]	72 [26-90]	0.790 [0.78-0.79]	0.86 [0.5-1.5]	-43 [-55;-40]	-
INCA 2000 NH FSSP-300, 2DC, PN 21000	2.3 cm ⁻³ / 135 l ⁻¹ [1-4.8]	9 [4-19]	38 [28-58]	0.767 [0.76-0.77]	0.63 [0.29-1.3]	-45.5 [-50;-40]	100 [92-108]
INCA 2000 SH FSSP-300, 2DC, PN 35000	1.6 cm ⁻³ / 94 l ⁻¹ [0.7-3.3]	9 [4-17]	43 [30-75]	0.767 [0.76-0.77]	0.49 [0.22-0.97]	-46 [-55;-40]	104 [96-115]
CIRCLE-2 2007 FSSP-300, 2DC, CPI, PN 17000	1.1 cm ⁻³ / 13 l ⁻¹ [0.4 - 2.5]	3 [1-12]	38 [15- 53]	0.779 [0.77-0.78]	0.40 [0.20-0.90]	-49 [-52;-45]	-
CONCERT 2008 & 2011 FSSP-300, 2DC, PN 4500	0.2 cm ⁻³ / 10 l ⁻¹ [0.1 - 0.4]	1 [0.1-4]	25 [15-70]	0.770 [0.76-0.79]	0.1 [0.03-0.3]	-46 [-60;-40]	115 [100-120]

Tableau II.1 : Propriétés microphysiques, optiques et thermodynamiques médianes des cirrus échantillonnés lors de 6 campagnes de mesures. Les valeurs correspondant au premier et troisième quartile sont indiquées entre crochet. Les instruments de mesures ayant permis de mesurer les différents paramètres ainsi que le nombre d'observations en cirrus sont également indiqués. N_i : Concentration en nombre mesurée par le FSSP et le 2DC ou CPI en cm⁻³ (en noir) et **concentration mesurée en l⁻¹ par le 2DC ou CPI pour des cristaux de taille supérieure à 50 μm ($N_{D>50\mu m}$, en bleu)**. IWC : Contenu en glace en mg.m⁻³ dérivé du FSSP et 2DC. D_{eff} : Diamètre effectif en μm obtenu à partir du spectre composite FSSP+2DC/CPI et calculé à partir du rapport entre l'IWC total et l'extinction PN. g : Facteur d'asymétrie dérivé de l'indicatrice de diffusion mesurée par le PN. σ_{ext} : Coefficient d'extinction visible dérivé du PN en km⁻¹. T : Température de l'air statique en °C. RH_i : Humidité relative par rapport à la glace obtenu à partir de mesures spectrométriques (AIMS-H2O) ou d'hygromètres (CR-2 ou FISH).

De prime abord, **les propriétés optiques des cirrus mesurées lors de six campagnes semblent également très homogènes**. Le facteur d'asymétrie médian, g , **varie entre 0.77 et 0.79** et le coefficient d'extinction, σ_{ext} , **entre 0.2 et 0.8 km⁻¹**. En effet, cette relative uniformité des propriétés microphysiques et optiques des cirrus aux moyennes latitudes a, en partie, été confirmée par [Shcherbakov et al., \[2005\]](#). Dans cette étude, des analyses statistiques en composantes principales ont montré que les distributions dimensionnelles des hydrométéores et leurs indicatrices de diffusion mesurées lors des campagnes **INCA SH**

et **INCA NH** présentaient des tendances moyennes similaires. Toutefois, nos analyses des campagnes **INCA** semblent révéler que dans l'Hémisphère Nord, les cirrus sont caractérisés par des concentrations de petits cristaux (2.3 cm^{-3}) et des extinctions (0.63 km^{-1}) plus importantes que dans l'Hémisphère Sud (1.6 cm^{-3} et 0.49 km^{-1}) (**Tableau II.1** et *Gayet et al.*, 2004]). Une hypothèse serait que les mécanismes de nucléation ou seuils de congélation diffèrent entre une région plus polluée (NH) et une région plus propre (SH). Il est également possible que les différences de variabilité, à petite échelle, des températures et des vitesses verticales soient responsables des écarts observés.

L'examen des valeurs des interquartiles des différentes propriétés des cirrus révèle, tout de même, que les paramètres microphysiques et, dans une moindre mesure, optiques présentent des variabilités inter et intra campagnes significatives (cf. **Tableau II.1**, où le premier et le troisième quartile sont indiqués entre crochets). Ces disparités traduisent à la fois la sensibilité des propriétés moyennes des cirrus à la variabilité de leur environnement thermodynamique (i.e. leur mode de formation, cf. **Section II.1.2**) mais également à l'hétérogénéité spatiale des propriétés au sein d'un cirrus ou d'un champ de cirrus (cf. **Section II.1.3**). Par exemple, les cirrus échantillonnés lors des campagnes **CONCERT** sont principalement des nuages fins issus du vieillissement de traînées de condensation dans un environnement froid où l'humidité relative est proche de 115-120 %. Leurs concentrations, IWC et extinction sont sensiblement inférieurs à ceux des cirrus naturels observés lors des autres campagnes.

- **Dimension (D_{eff}) et concentration en nombre (N_i) des cristaux**

Nos observations lors des campagnes **INCA** et **CIRCLE-2** montrent que la taille des cristaux augmente de façon non monotone avec la température (**Fig. II.1.2a-b**). Cette tendance est bien marquée pour la campagne **CIRCLE-2** où la dimension des cristaux reste proche de $20 \mu\text{m}$ pour des températures inférieures à 220 K (-53°C). Le diamètre (ou dimension) effectif médian augmente ensuite rapidement de $\sim 3.5 \mu\text{m/K}$ jusqu'à 230 K avant de se stabiliser autour d'une valeur proche de $50\text{-}55 \mu\text{m}$. Lors de la campagne **INCA**, le D_{eff} augmente non linéairement dans le SH pour atteindre des tailles médianes proches de $100 \mu\text{m}$ à 243 K (-30°C). Dans le NH, l'augmentation est moins importante et la valeur médiane maximale du diamètre effectif est de l'ordre de $60 \mu\text{m}$ à 242 K (**Fig. II.1.2a**). Ces tendances associées à l'analyse des profils verticaux réalisés lors de ces campagnes montrent que **la taille des cristaux décroît globalement au fur et à mesure que l'on s'approche du sommet des cirrus**. Les mesures d'humidité effectuées lors des campagnes **INCA** semblent indiquer que **la taille des cristaux augmente également avec l'humidité** lorsque RH_i est comprise entre 100% et 130% (erreur de mesure sur $RH_i \sim 6\text{-}7\%$, [*Ovarlez et al.*, 2002]). Cette tendance est plus marquée dans le SH que dans le NH. Pour une humidité relative par rapport à la glace de 130%, les diamètres effectifs médians observés lors de **INCA SH** sont de $\sim 60 \mu\text{m}$ contre $\sim 50 \mu\text{m}$ dans le NH (**Fig. II.1.2b**).

Ces différences inter-hémisphériques interviennent également lors de la sublimation partielle des cristaux, dans les couches de cirrus sous saturées par rapport à la glace ($RH_i < 95\%$, SH : $D_{\text{eff}} \sim 40 \mu\text{m}$ vs NH : $D_{\text{eff}} \sim 30 \mu\text{m}$). En revanche, les dimensions effectives des cristaux semblent similaires dans les deux hémisphères lorsque $100\% < RH_i < 110\%$. On observe tout de même une variabilité conséquente de la taille des cristaux pour une humidité relative donnée ainsi que pour des températures supérieures à 220 K . Il est également délicat de proposer une interprétation pertinente de la décroissance de la taille des cristaux constatée pour des $RH_i > 130\%$ car le nombre d'observations n'est pas statistiquement significatif.

L'augmentation de la taille des cristaux avec la température et l'humidité a également été observée dans les principales études d'exploitation des données *in situ* en cirrus [*Krämer et al.*, 2009 et 2020 ; *Luebke et al.*, 2016 ; *Heymsfield et al.*, 2013 et 2017]. En effet à une sursaturation donnée, la quantité de vapeur d'eau disponible pour la condensation augmente avec la température. Les cristaux glace peuvent alors croître plus rapidement pour atteindre des tailles plus conséquentes comme discuté dans les **sections I.1.1.2 et I.2.2.2 (Partie I)**. Les gammes de diamètres effectifs que nous avons observées ($\sim 17\text{-}45 \mu\text{m}$ entre 214 K et 238 K) sont globalement dans l'intervalle de confiance des valeurs de taille de cristaux issues d'une compilation de 32 vols dans des cirrus de moyennes latitudes [*Krämer et al.*, 2020]. Dans leur étude, la majorité des cristaux ont un diamètre moyen massique qui augmente de $35 \pm 15 \mu\text{m}$ pour $T = 214 \text{ K}$ à $80 \pm$

20 μm pour $T = 238$ K. Ces estimations sont supérieures aux nôtres ainsi qu'à celles obtenues par *Krämer et al.*, [2009] car elles prennent en compte des cirrus caractérisés par de faibles concentrations souvent associées à des cristaux de plus grandes tailles. Une partie des disparités peut également s'expliquer par la façon dont est calculée la dimension des cristaux, les incertitudes sur D_{eff} (~80 à 100%), les limites de détections des sondes *in situ* utilisées ainsi que le traitement de la fragmentation artificielle des gros cristaux sur les instruments (shattering).

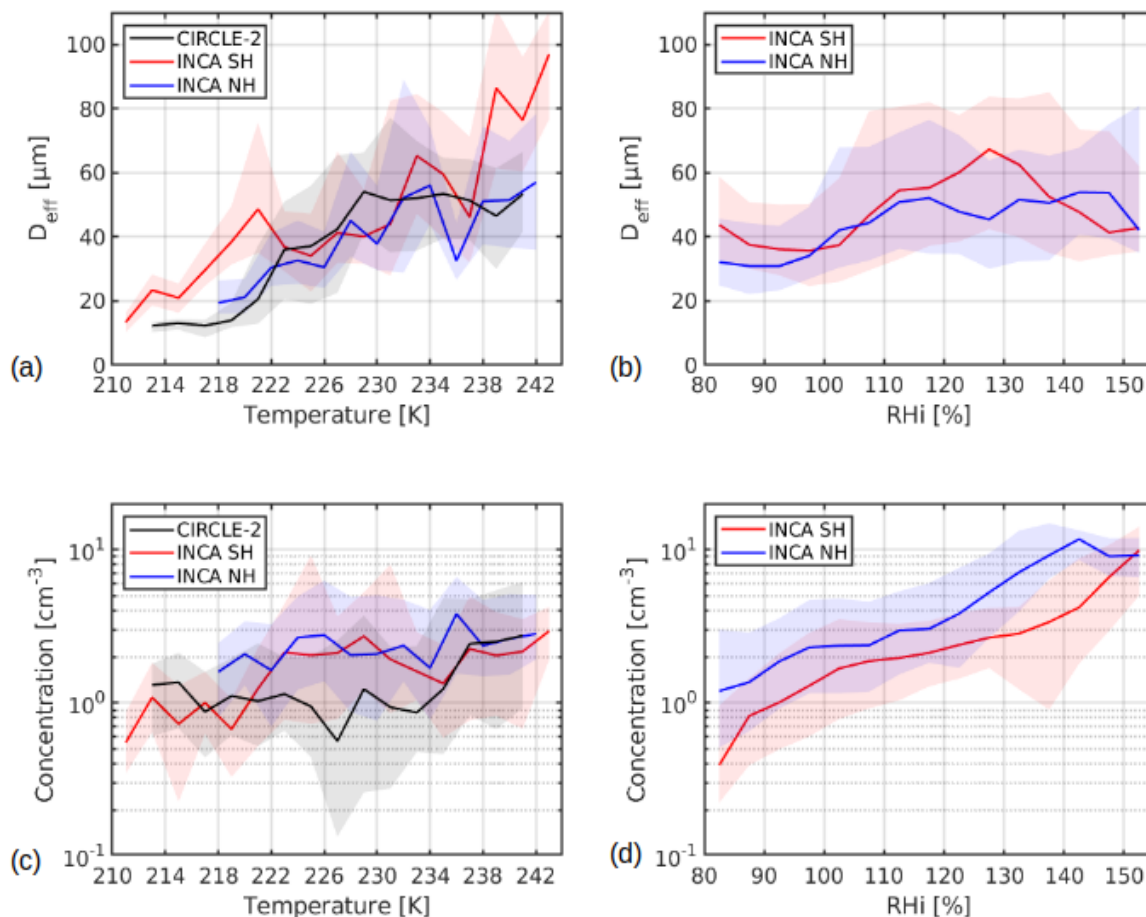


Figure II.1.2 : Distributions des valeurs médianes du diamètre effectif (D_{eff}) et de la concentration en nombre de cristaux dans des cirrus. (a) et (c) Evolution de D_{eff} et de la concentration en fonction de la température lors des campagnes INCA (Avril SH et Octobre NH 2000) et CIRCLE-2 (Mai 2007). (b) et (c) Variations de D_{eff} et de la concentration en fonction de l'humidité relative par rapport à la glace (RH_i) pour les campagnes INCA. Les surfaces ombrées représentent la dispersion des valeurs entre le premier et le troisième quartile.

Les **concentrations moyennes observées** du nombre de cristaux dans les cirrus **sont de l'ordre de quelques cristaux par cm^{-3} pour les différentes campagnes** : entre 0.2 cm^{-3} pour les cirrus fins de CONCERT jusqu'à 2.3 cm^{-3} dans des cirrus plus denses échantillonnés lors de INCA NH. **Le nombre de cristaux est plus important lorsque la température est plus élevée mais sa distribution ne présente pas de dépendance claire à la température (Fig. II.1.2c).** En revanche, **la concentration augmente de façon quasi-monotone avec l'humidité relative (Fig. II.1.2d).** L'importante disparité intra et inter campagnes des concentrations, quelle que soit la température et l'humidité, peut être notamment liée aux conditions dynamiques et thermodynamiques de formation et de développement des différents types de cirrus échantillonnés. En particulier, les différences inter-hémisphériques des concentrations des cristaux lors d'INCA (2.3 cm^{-3} NH vs 1.6 cm^{-3} SH) semblent être la signature de modes de nucléation différents avec une formation des cristaux de glace dans le NH se déclenchant à des RH_i 15 à 20% plus bas que dans le SH (Fig. II.1.2d). Gayet *al.*, [2004] ont fait l'hypothèse que les concentrations plus importantes et les tailles plus petites de cristaux

observées dans le NH pouvaient être liées à la présence d'une quantité plus grande d'aérosols absorbant d'origine anthropique. Cette hypothèse irait dans le sens d'une nucléation principalement hétérogène des cristaux dans le NH et d'une nucléation homogène dans l'environnement propre du SH en accord avec nos observations des différences hémisphériques de seuil de congélation.

Lors de la campagne **CIRCLE-2**, les concentrations de cristaux sont très fluctuantes et en moyenne plus faibles que celles observées durant **INCA**. On notera toutefois des concentrations plus élevées à des températures supérieures à 235 K. Cette légère tendance à l'augmentation des concentrations avec la température est en contradiction avec les analyses de données menées par *Heymsfield et al.*, [2013] et *Krämer et al.*, [2009 et 2020]. Ces auteurs observent une légère décroissance du nombre de cristaux lorsque la température du cirrus augmente [*Heymsfield et al.*, 2013 ; *Krämer et al.*, 2009] ou aucune dépendance à la température [*Krämer et al.*, 2020]. Les calculs basés sur la théorie de la nucléation homogène montrent en effet que **le nombre de cristaux devrait augmenter avec la vitesse verticale et la baisse de la température** [*Kärcher et Lohmann*, 2002 ; *Heymsfield et Miloshevich*, 1993]. Compte tenu du faible nombre d'INP disponibles dans la haute troposphère, **les cristaux se formant par un mécanisme de nucléation hétérogène devraient, eux, être caractérisés par des concentrations plus faibles** et des tailles plus importantes que dans le cas d'une nucléation homogène [*Luebke et al.*, 2016]. Ces deux comportements ne vont pas dans le sens des tendances déduites de nos observations. Cependant, une combinaison de plusieurs mécanismes pourrait éventuellement expliquer nos résultats :

(i) Un nombre important d'observations de **CIRCLE-2** et **INCA** concerne des cirrus échantillonnés dans des conditions thermodynamiques associées à la formation de **cirrus d'origine liquide émanant de nuages convectifs** soumis à des « updrafts » significatifs (**CIRCLE-2**) ou à des cirrus se développant suite à des perturbations atmosphériques générées par des **ondes de gravité (INCA)**. Dans ces types de cirrus, des **concentrations plus importantes de petits cristaux quasi-sphériques sont généralement observées** ($N_i \sim 0.1 - 10 \text{ cm}^{-3}$) que dans des cirrus de fronts ($N_i \sim 0.01 - 0.5 \text{ cm}^{-3}$) [*Lawson et al.*, 2019 ; *Krämer et al.*, 2020]. Une légère augmentation de la concentration est même observée au-delà de 238 K pour ces nuages [*Krämer et al.*, 2009 et 2020].

(ii) **Le manque de mesures in situ proche du sommet des cirrus** où la décroissance de la concentration avec la diminution de la température devrait être la plus marquée pourrait impacter ou limiter la portée des tendances que nous observons [*Gryspeerd et al.*, 2018]. Les fortes concentrations de petits cristaux sont aussi difficiles à mesurer à partir d'un avion car elles sont très limitées dans le temps (cf. **Section I.1.1., Partie I**).

(iii) **La concentration totale de cristaux est un paramètre particulièrement fluctuant verticalement**, difficile à interpréter et à mesurer avec précision. Le nombre de cristaux résulte de plusieurs processus peu documentés comprenant notamment l'efficacité des INPs en fonction de la température, l'agrégation des cristaux, leur sédimentation et éventuelle sublimation, ainsi que leur transport vertical dans des couches supérieures via des updrafts. La mesure de la concentration est également tributaire des spécificités instrumentales et en particulier aux limites/seuils de détection considérés pour la déterminer. Ce point critique est développé ci-après et constitue probablement la source la plus importante des disparités observées.

Nos résultats ont tendance à surestimer les concentrations mesurées dans des campagnes plus récentes ou obtenues à partir de données revisitées/corrigées [*Heymsfield et al.*, 2013 et 2017 ; *Krämer et al.*, 2016 et 2020]. Ces publications de synthèse proposent **des concentrations moyennes typiques pour les cirrus de moyennes latitudes comprises entre 5 et 500 l⁻¹**. Ces valeurs sont du même ordre de grandeur que nos estimations de concentration des cristaux de taille supérieure à 50 μm (cf. **Tableau II.1**, valeurs médianes comprises entre 10 et 400 l⁻¹, en bleu). Dans leur étude, *Heymsfield et al.*, [2013] se basent essentiellement sur des mesures de concentrations de cristaux de glace de taille supérieure à 20 ou 50 μm pour obtenir des valeurs moyennes de l'ordre de 25-50 L⁻¹ à des températures de -60°C. *Krämer et al.*,

[2020] rapportent, pour une même température, des valeurs médianes de $\sim 150\text{-}200 \text{ L}^{-1}$ avec 80% des concentrations observées comprises entre 1 L^{-1} et 1 cm^{-3} . Ces concentrations sont théoriquement relatives à des cristaux de diamètre supérieur à $3 \mu\text{m}$ mais dans la pratique le seuil de détection en taille est plutôt de $15 \mu\text{m}$ dans près de la moitié des campagnes étudiées [Annexe A de Krämer *et al.*, 2020]. Ces considérations sont donc également susceptibles d'expliquer une partie des disparités observées.

Enfin, nos mesures sont réalisées avec des sondes *in situ* non modifiées d'ancienne génération (2D-C, FSSP, CPI) avec des vitesses d'échantillonnage de l'ordre de 200 m/s. Elles peuvent être biaisées en présence de cristaux de taille supérieure à une centaine de micromètres. **Ces instruments ont tendance à surestimer la concentration des cristaux** ainsi que la PSD des particules inférieures à $200 \mu\text{m}$ à cause de l'**éclatement des gros cristaux sur les embouts des sondes** (effet de «shattering»). Ce phénomène semble être amplifié lorsque la température augmente [Heymsfield *et al.*, 2013]. Des embouts spéciaux (anti shattering tips) ainsi que des procédures de corrections des données basées sur le temps d'arrivée des cristaux ont été développées sur les sondes plus récentes (après 2009 : CDP, 2D-S, CIP, CCP) [Korolev *et al.*, 2011 ; Korolev *et Field*, 2015]. Il est également important de signaler que la mesure et la discrimination des petits cristaux reste toujours problématique et incertaine en particulier avec des instruments comme le FSSP [Febvre *et al.*, 2012].

Dans la plupart des campagnes, nous observons que les concentrations des cristaux de taille supérieure à $100 \mu\text{m}$ (obtenues à partir du CPI et/ou du 2DC) sont en moyenne 200 à 500 fois plus faibles que celles obtenues à partir de l'ensemble du spectre dimensionnel (FSSP et CPI et/ou 2DC). Ces résultats pourraient confirmer l'hypothèse d'une amplification artificielle de la concentration par fragmentation des cristaux sur les « inlets » des instruments, comme principale cause des disparités observées avec les études plus récentes. De façon surprenante, la comparaison des coefficients d'extinction dérivés de ces trois sondes avec ceux du PN montre, cependant, un très bon accord (pentes moyennes comprises entre 0.85 et 1.05 et un coefficient de corrélation compris entre 0.85 et 0.95) alors que les tubes de mesure de ces instruments sont très différents (Shcherbakov *et al.*, [2005] pour INCA ; Mioche *et al.*, [2010] pour CIRCLE-2). Il est donc **difficile d'estimer le réel impact du shattering sur la concentration des petits cristaux** car ces comparaisons peuvent également être interprétées comme étant la signature d'une présence importante et non artificielle de petits cristaux dans ce type de cirrus, en particulier ceux issus d'une forte convection ou d'ondes de gravité.

- **Contenu en glace (IWC)**

Le contenu en glace est un paramètre plus approprié que le nombre de cristaux pour réaliser des intercomparaisons entre des moyennes issues de jeux de données hétérogènes. Il est *a priori* moins sensible à la variabilité atmosphérique que la concentration en nombre. De plus, Jackson *et McFarquhar* [2014] ont montré que son évaluation était moins biaisé par les effets de «shattering» que les quantités basées sur des moments d'ordre inférieur telle que la concentration ou la distribution en taille. En revanche, le contenu en glace est calculé en intégrant les PSDs mesurées par les spectromètres de taille (FSSP, par exemple) et les imageurs (2DC et CPI) en utilisant des lois puissances reliant la masse à la dimension des cristaux. Ces relations diffèrent selon la morphologie et la taille des particules nuageuses ainsi qu'avec la sonde utilisée. Dans notre étude, les paramétrisations de Lawson *et Baker*, [2006] ont été utilisées pour le CPI durant CIRCLE-2 tandis qu'une approche basée sur Heymsfield [1972] et Locatelli *et Hobbs* [1974] a été appliquée à la combinaison FSSP + 2DC durant INCA et CONCERT. Ces spécificités sont décrites dans Gayet *et al.*, [2004] et Chauvigné *et al.*, [2018]. Ces différences de traitement ainsi que celles inhérentes au type de sonde utilisé sont à prendre en compte lors des comparaisons inter-campagnes. En particulier, les jeux de données compilés d'IWC dans Heymsfield *et al.*, [2017] et Krämer *et al.* [2016 et 2020] sont établis à partir d'instruments et de lois masse-diamètre différents (Brown *et Francis*, [1995] et Mitchell, [1996] ou Mitchell *et al.*, [2010], respectivement) même si il a été montré que ces paramétrisations ne présentaient pas de dépendance claire aux températures inférieures à -38°C ou au type de cirrus [Erfani *et Mitchell*, 2015].

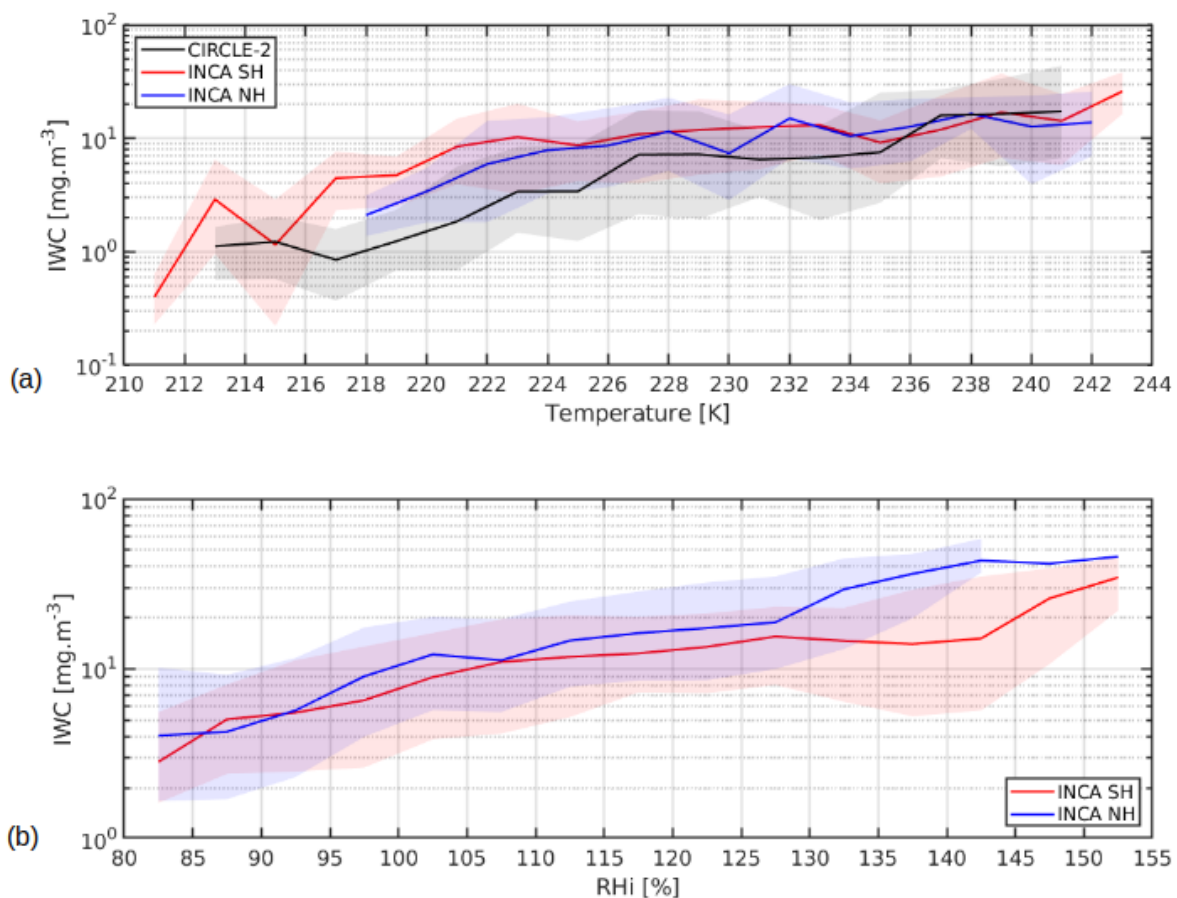


Figure II.1.3 : Distribution des valeurs médianes du contenu en glace (IWC) des cristaux en fonction de : **(a)** la température lors des campagnes **INCA** (Avril SH et Octobre NH 2000) et **CIRCLE-2** (Mai 2007); **(b)** l'humidité relative (RH_i) par rapport à la glace lors des campagnes **INCA**. Les surfaces ombrées représentent la dispersion des valeurs entre le premier et le troisième quartile.

Nos observations montrent que le contenu en glace médian obtenu lors des différentes campagnes est relativement homogène avec des valeurs proche de $10 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-3}$ pour **CIRRUS 98'**, **INCA SH** et **NH**. Les IWC médians observés lors des campagnes **CIRCLE-2** et **CONCERT** sont au moins trois fois plus faibles (entre 3 et $1 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-3}$). L'interquartile révèle cependant une variabilité substantielle de l'IWC au sein de ces deux campagnes dans lesquelles des cirrus frontaux de faibles épaisseurs optiques, des cirrus plus épais ou opaques issus de tours convectives et des contrail-cirrus ont été échantillonnés (cf. **section II.1.2** et **chapitre II.2**). Les **figures II.1.3a-b** mettent en évidence **l'accroissement de l'IWC avec la température et l'humidité relative**. Ces comportements s'expliquent par le fait que la masse des cristaux augmente avec la sursaturation par rapport à la glace tandis qu'à sursaturation constante, la masse de vapeur d'eau condensable augmente avec la température provoquant une croissance plus efficace des cristaux. Les plus grandes valeurs d'IWC sont mécaniquement associées la plupart du temps à des diamètres effectifs de cristaux plus élevés. On notera également **la dynamique importante des valeurs de IWC pour une même gamme de température ou d'humidité**. Elle est la **conséquence de la diversité des mécanismes de formation et d'évolution des cirrus**. L'augmentation rapide de l'IWC avec la température constatée pendant **CIRCLE-2** est possiblement lié à un transport vertical plus efficace de la vapeur d'eau par convection (vitesses verticales élevées). Lors des campagnes **INCA**, l'apport de vapeur d'eau était plus fréquemment assuré par advection à plus grande échelle.

Globalement, nos observations sont en accord avec les bases de données *in situ* compilées dans *Heymsfield et al.*, [2017] et *Krämer et al.*, [2020]. Dans ces articles de synthèse, les mesures effectuées dans des zones géographiques contrastées (entre 75°N et 25°S) et à des températures comprises entre -91°C et -25°C montrent également une augmentation de l'IWC avec la température. Les auteurs mettent en évidence que **la forte variabilité des valeurs d'IWC résulte des différents modes de formation, de la zone géographique et de l'étape dans le cycle de vie des cirrus**. Les contenus en glace les plus forts sont observés dans les zones équatoriales dans des cirrus d'origine liquide ($\sim 1 \text{ g.m}^{-3}$) et les plus faibles dans les régions polaires ($\sim 1 \text{ mg.m}^{-3}$).

Dans les gammes de températures de nos observations, les IWC médians varient entre 2 mg.m^{-3} et 15 mg.m^{-3} pour des températures comprises entre 213 K et 223 K et entre 4 mg.m^{-3} et 45 mg.m^{-3} entre 233 et 243 K [*Heymsfield et al.*, 2017]. Le facteur dix observé entre les deux jeux de données (*Heymsfield et al.*, [2013] et *Krämer et al.*, [2016]) est attribué à la nature des cirrus échantillonnés : cirrus majoritairement stratiformes dans l'étude de *Krämer et al.*, [2016] et cirrus issus de la convection dans *Heymsfield et al.*, [2013]. Cette dépendance au type ou mode de formation des cirrus est également visible dans les restitutions CloudSat [*Heymsfield et al.*, 2017]. Nos observations pour des cirrus de moyennes latitudes se situent entre ces deux catégories de nuages. Elles sont également en accord avec l'étude plus récente de *Krämer et al.*, [2020] qui rapporte, dans des cirrus des moyennes latitudes, des valeurs typiques d'IWC comprises entre 5 mg.m^{-3} et 50 mg.m^{-3} . Au regard de ces comparaisons, il semblerait plus **judicieux de différencier nos observations par type de cirrus** en les liant à des régimes synoptiques spécifiques **afin de mieux interpréter nos résultats** (cf. Section II.1.2).

- **Propriétés optiques : coefficient d'extinction (σ_{ext}) et facteur d'asymétrie (g)**

Les mesures des indicatrices de diffusion d'un ensemble de particules réalisées par le PN, nous permettent de dériver des coefficients d'extinction et des facteurs d'asymétrie, dans le visible, représentatifs des cirrus. Pour les trois campagnes, on observe une nette **augmentation de l'extinction des cirrus avec la température (Fig. II.1.4a)** et **l'humidité relative par rapport à la glace (Fig. II.1.4b)**. Cette augmentation est en accord avec celle observée pour les paramètres microphysiques puisque, en première approximation, σ_{ext} est proportionnel au produit de la concentration par la dimension au carré des cristaux (\sim moment d'ordre 2). Les valeurs médianes s'échelonnent entre 0.2 km^{-1} ($T=212\text{K}$ pour **CIRCLE-2**) à 2 km^{-1} ($T>242\text{K}$).

Les différences inter campagnes sont peu marquées mises à part la présence de cirrus légèrement plus dense optiquement lors de **INCA NH** par rapport à **INCA SH** pour des températures supérieures à 232K. En revanche, l'analyse des observations d'extinction en fonction de RH_i montre des différences significatives entre le jeu de données de l'hémisphère nord et de l'hémisphère sud pendant **INCA**. L'extinction des cirrus croît de façon monotone avec l'humidité mais est systématiquement supérieure dans le NH, en accord avec les tendances observées pour la concentration en nombre et D_{eff} . On notera également que pour chacune des campagnes, la variabilité prononcée de l'extinction pour une gamme de température ou d'humidité donnée est une signature à la fois de l'hétérogénéité spatiale des propriétés à petite échelle et du type/origine de cirrus échantillonnés.

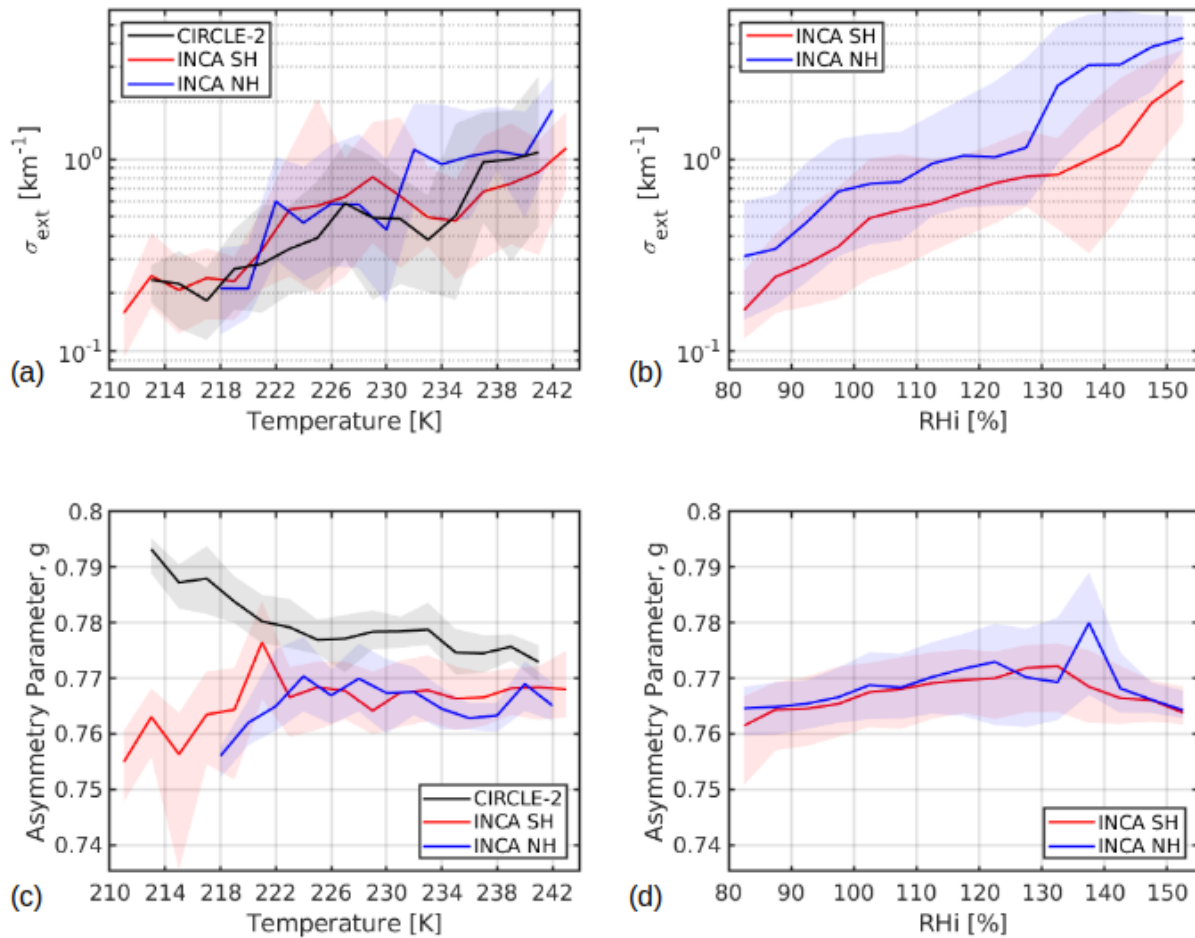


Figure II.1.4 : Distribution des valeurs médianes du coefficient d'extinction (σ_{ext}) et du facteur d'asymétrie (g) dérivés des mesures d'indicatrices de diffusion du PN (pour $\lambda = 800$ nm): **(a)** et **(c)** en fonction de la température lors des campagnes **CIRCLE-2** (Mai 2007), **INCA SH** (Mars-Avril 2000) et **INCA NH** (Septembre-Octobre 2000). **(b)** et **(d)** Variations de σ_{ext} et g avec l'humidité relative par rapport à la glace pour **INCA**. Les surfaces ombragées représentent les valeurs comprises entre le premier et le troisième quartile. Figure réutilisée dans [Järvinen et al., \[2022\]](#).

A la longueur d'onde du PN, le facteur d'asymétrie est sensible à la taille des petits cristaux ($D < 25-30$ μm) et surtout à la forme des particules nuageuses. La **figure II.1.4c** montre que les **valeurs de g sont relativement stables** à partir d'une température de 225 K (-48°C) pour les trois campagnes. Les médianes sont comprises entre 0.765 et 0.770 pour les campagnes **INCA** et entre 0.775 et 0.780 lors de **CIRCLE-2**. Ces valeurs sont légèrement supérieures aux facteurs d'asymétrie mesurés *in situ* à l'aide d'autres néphélomètres, dans différents types de nuage de glace, par [Järvinen et al., \[2016\]](#) ($g = 0.75$, **PHIPS**) et [Garrett et al., \[2003\]](#) ($g = 0.75 \pm 0.03$, **CIN**). Elles restent tout de même dans les marges d'erreurs associées aux instruments et aux méthodes de restitution de g . En revanche, les facteurs d'asymétrie mesurés lors de nos campagnes sont, en moyenne, supérieurs aux restitutions satellitaires de POLDER et MODIS vers le sommet de nuages de glace optiquement épais ($g \sim 0.74-0.75 \pm 0.04$) [[van Diedenhoven et al., 2020](#)].

Lorsque la température diminue, on observe une diminution du facteur d'asymétrie jusqu'à ~ 0.755 durant les campagnes **INCA**. Cet effet est probablement lié à la présence de petits cristaux irréguliers dans les couches supérieures des cirrus. Cette tendance n'a pas été observée lors de **CIRCLE-2** où la forte variabilité de la morphologie des cristaux et des vitesses verticales plus importantes semblent jouer un rôle prépondérant. Lorsque les températures sont plus froides, les cirrus échantillonnés présentent des facteurs d'asymétrie élevés, supérieurs à 0.78. On peut supposer que, dans les couches supérieures des cirrus d'origine convective, la présence de fortes concentrations de petits cristaux quasi sphériques ou la

sublimation partielle des cristaux pourraient être responsables de cette augmentation du paramètre d'asymétrie (cf **Section I.2.2.1, Partie I**). Cette tendance a déjà été observée lors de la phase de dissipation d'un cirrus d'enclume sur un cas d'étude de **CIRCLE-2** [Gayet et al., 2012] et par *Järvinen et al.*, [2016]. Il est également possible que ces valeurs de g relativement élevées soient provoquées par de petites plaquettes hexagonales, parfois observées proche du sommet de cirrus *in situ* d'«origine synoptique», qui ont tendance à réduire la diffusion latérale et augmenter la diffusion vers l'avant (i.e. g plus élevé ; cf. **Fig.I.1.7b** de la **Partie I**).

L'analyse de la variation de g en fonction de l'humidité relative par rapport à la glace montre que le **facteur d'asymétrie augmente très légèrement avec l'humidité**, comme possible conséquence de la croissance des petits cristaux. Cependant, à partir d'un certain seuil d'humidité ($RH_i = 125\%$ pour **INCA NH** et 130% pour **SH**), g commence à **diminuer probablement suite au développement d'une complexité submicronique des cristaux**. Dans la **section I.2.2.2.** et *Schnaiter et al.*, [2016], nous avons montré qu'à partir d'un certain degré de complexité des cristaux, le facteur d'asymétrie diminuait rapidement jusqu'à des valeurs de l'ordre de 0.765. En terme de RH_i , ce seuil se situait autour de 110% à une température de 223 K . A cette température, la complexité des cristaux était également plus importante dans le cas d'une initiation des cristaux de glace par nucléation homogène. Pendant les campagnes **INCA**, ces seuils semblent être de 10 à 20% plus élevés avec un développement de la rugosité de surface légèrement plus important pour les cas de **SH** où la nucléation homogène est supposée être le principal mécanisme de formation des cristaux. Ces conclusions restent spéculatives car contrairement aux observations faites dans la chambre AIDA, et la température et la sursaturation par rapport à la glace varient. De plus, les observations aéroportées effectuées dans le cadre de ces campagnes n'ont pas non plus permis de suivre l'évolution temporelle des cirrus.

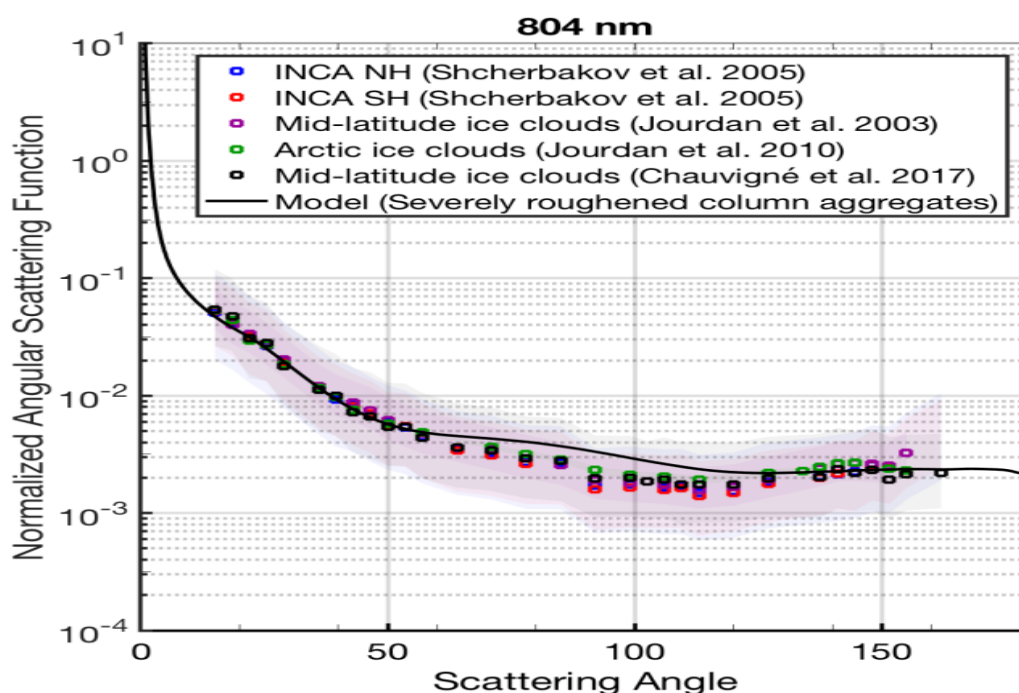


Figure II.1.5 : Fonctions de phase médianes entre 15° et 155° de nuages en phase glace obtenues lors des campagnes **INCA**, **CIRRUS'98**, **ASTAR** et **CONCERT** à partir des mesures du PN à une longueur d'onde de 804 nm . La surface ombragée représente l'intervalle interquartile. Un exemple de simulation de fonction de phase d'une population d'agrégats de colonnes rugueuses est représenté par ligne en trait continu noir. Adaptée de *Järvinen et al.*, [2018b].

Les fonctions de phase médianes des cirrus échantillonnés lors des campagnes **INCA**, **CONCERT** et **CIRRUS'98** sont représentées sur la **figure II.1.5**. Ces fonctions de phase sont plates au niveau de la diffusion latérale sans signature particulière dans les gammes angulaires de la diffusion avant (halos) ou arrière. De

plus, nous n'observons pas de différences significatives entre les campagnes bien que les propriétés microphysiques et morphologiques puissent être différentes au regard de la variété de type de cirrus analysés (cirrus *in situ*, cirrus issus de la convection, cirrus d'ondes...). Comme mentionné précédemment, il est possible que cet effet soit dû à un effet de moyenne sur une grande quantité d'observations. Toutefois, l'analyse du comportement des indicatrices de diffusion mesurées dans la chambre AIDA (**Partie I**) conjuguée aux études de modélisation [Baum *et al.*, 2010 ; Jourdan *et al.*, 2010 ; Yang *et al.*, 2013 ; Tang *et al.*, 2017] montrent que l'aplatissement de la fonction de phase au niveau de la diffusion latérale est lié à la présence de cristaux de glace dont la surface est fortement rugueuse. Le modèle optique utilisé dans les restitutions du spectroradiomètre MODIS pour des nuages en phase glace, basé sur une population d'agrégats de colonnes rugueuses [Platnick *et al.*, 2017] montre un bon accord avec nos observations. Le comportement moyen des fonctions de phase dans ces cirrus semble donc être plutôt piloté par le degré de complexité submicronique des cristaux que par la forme réelle de ces derniers [Järvinen *et al.*, 2018b]. Les implications de ces résultats sur l'impact radiatif des cirrus à grande échelle seront discutées dans le chapitre 3 (Section II.3.2.2).

II.1.2 Propriétés des cirrus par « origine ou mécanisme de formation »

Nous avons émis l'hypothèse, dans la section précédente, que la variabilité des propriétés microphysiques des cirrus observée entre et au sein des campagnes pouvait être la conséquence de conditions environnementales de formation et de développement différentes. En effet, les propriétés thermodynamiques atmosphériques (vitesse verticale, température et humidité relative, principalement) jouent un rôle important sur les modes de formation de la glace ainsi que sur la concentration et la taille des cristaux présents dans les cirrus. Nous avons donc tenté de classer les différents cirrus échantillonnés lors des trois principales campagnes de mesures (CIRCLE-2, INCA NH et SH) par mécanismes de formation ou type de cirrus. Les critères de classification ont été établis à partir des conditions météorologiques basées sur les réanalyses et/ou prévisions du modèle du centre européen ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) ainsi que sur les observations collectées lors des vols scientifiques. Les cirrus sont classés en quatre catégories :

(i) *Cirrus issus d'un soulèvement d'air à l'échelle synoptique («cirrus synoptiques»)* : Ces cirrus ont majoritairement été observés dans des systèmes dépressionnaires ou anticycloniques, associés à des fronts. Les vitesses verticales étaient de l'ordre de quelques cm/s. Ces nuages, souvent stratiformes, sont considérés comme des **cirrus *in situ*** selon la terminologie de Krämer *et al.*, [2016] et Luebke *et al.*, [2016].

(ii) *Cirrus formés suite à des perturbations atmosphériques générées par des ondes de gravité par l'orographie («cirrus d'ondes»)* : Ils sont observés en présence d'ondes de Lee ou issus du soulèvement orographique de l'air. Ces **cirrus *in situ*** sont caractérisées par des vitesses verticales un peu plus élevées proches de 25 cm/s.

(iii) *Cirrus générés par l'advection d'hydrométéores en provenance d'enclumes de nuages convectifs («cirrus issus de la convection ou anvil cirrus»)*. Dans l'environnement de ces cirrus, les vitesses verticales sont typiquement supérieures à 1 m/s. Ils sont considérés comme des **cirrus d'origine liquide** [Luebke *et al.*, 2016].

(iv) *Cirrus épars de faible épaisseur optique («cirrus fins ou broken cirrus»)* : Ces nuages pourraient être catalogués comme des cirrus *in situ* mais les conditions météorologiques n'ont pas pu être clairement identifiées. Les observations correspondantes montrent des champs stratiformes de cirrus très dispersés spatialement.

II.1.2.1 Analyse des caractéristiques microphysiques des différents types de cirrus

Les principales propriétés microphysiques et optiques des cirrus classées par type ou «origine» sont résumées dans le **tableau II.2**. Les cirrus se développant suite au passage d'ondes atmosphériques ou à l'advection d'enclumes de systèmes convectifs présentent, en moyenne, des concentrations et des extinctions médianes au moins deux fois plus élevées que dans les cirrus stratiformes (d'origine synoptique ou cirrus «fins»). **Les contenus en glace sont également sensiblement plus élevés confirmant que les cirrus issus de mouvements verticaux importants sont généralement optiquement plus denses.** Les diamètres effectifs des cristaux sont *a priori* plus faibles dans les cirrus d'ondes ou issus d'enclumes que dans les cirrus fins et d'origine synoptique. Cette tendance est plus marquée lors des campagnes **INCA** et pourrait être liée à une présence plus importante de petits cristaux lorsque les vitesses verticales sont plus élevées. Le facteur d'asymétrie adopte un comportement similaire bien que les différences soient moins franches entre les différents types de nuages. La variabilité de g est majoritairement conditionnée par la forme des cristaux. On peut tout de même constater que g est généralement plus faible dans les cirrus où la vitesse verticale et donc le transport d'humidité sont plus importants (cirrus d'origine convective de **CIRCLE-2**). Cette tendance pourrait être liée au développement d'une complexité morphologique des cristaux plus prononcée dans ce type de cirrus (cf. **Section I.2.2.1, Partie I**).

Ces constatations sont en accord avec les principales conclusions de *Krämer et al.*, [2016 et 2020] montrant que les cirrus présentant de forts IWC sont également caractérisés par des concentrations en nombre importantes. En effet, nous avons vu que dans les cirrus dit *in situ*, les cristaux se forment principalement par nucléation hétérogène et sont généralement fins avec des IWCs plus bas lorsque les «updrafts» sont faibles. Aux latitudes moyennes, ces cirrus sont fréquents dans les systèmes dépressionnaires ou anticycloniques et correspondent à la catégorie «synoptique» ou «broken cirrus» dans le **tableau II.2**.

Les cirrus *in situ* caractérisés par des vitesses verticales plus élevées sont généralement liés à la présence d'ondes de gravité ou de jets stream. Ils présentent des IWC plus élevés et sont généralement plus épais que les précédents. Ce type de cirrus a principalement été échantillonné lors de la campagne **INCA**. Ils sont regroupés dans la classe «cirrus d'ondes ou orographiques» avec des propriétés microphysiques proches de celles des cirrus issus de mouvements convectifs observés lors de **CIRCLE-2**. Ces derniers peuvent s'apparenter à des cirrus d'origine liquide [*Krämer et al.*, 2016 et *Luebke et al.*, 2016]. Ces cirrus proviennent généralement de nuages en phase mixte qui deviennent complètement glacés lors de leur ascendance sous l'action de forts «updrafts» jusqu'à des régions où les conditions de température favorisent la congélation spontanée des gouttelettes d'eau. Les concentrations en petits cristaux ainsi que les IWCs sont souvent plus importants dans ces cirrus que dans les cirrus *in situ* comme le confirment nos observations pendant **CIRCLE-2**.

Type de cirrus	N (cm^{-3}) / $N_{D>50\mu\text{m}}$ (l^{-1})	IWC ($\text{mg}\cdot\text{m}^{-3}$)	D_{eff} (μm)	g	σ_{ext} (km^{-1})	T ($^{\circ}\text{C}$)	RH_i (%)
INCA 2000 NH 2DC, FSSP-300, PN							
(i) Cirrus d'origine synoptique ou «cirrus pollué»	2.7 / 150 l^{-1} [1-5.5]	10.5 [4-16]	38 [29-54]	0.769 [0.76-0.77]	0.8 [0.3-1.5]	-45 [-49,-40]	[99-109]
(ii) Cirrus d'ondes	5 cm^{-3} / 250 l^{-1} [2-13]	12 [5-25]	28 [22-37]	0.763 [0.76-0.77]	1.1 [0.4-2.5]	-47 [-48,-44]	[95-108]
(iv) Cirrus fins	0.9 / 70 l^{-1} [0.4-2]	6 [1-10]	44 [30-75]	0.768 [0.76-0.775]	0.5 [0.2-0.9]	-44 [-47,-40]	[95,105]
INCA 2000 SH 2DC, FSSP-300,PN							
(i) Cirrus d'origine synoptique	2 / 300 l^{-1} [0.5-6]	10 [5-25]	56 [33-80]	0.767 [0.76-0.77]	0.6 [0.23-1.1]	-45 [-60,-41]	[95-115]
(ii) Cirrus d'ondes (ondes de Lee ou orographiques)	4.2 / 126 l^{-1} [0.8-20]	13 [5-25]	39 [20-70]	0.766 [0.76-0.77]	1.2 [0.4-2.3]	-42 [-48,-33]	[99-113]
(iv) Cirrus fins	0.45 / 42 l^{-1} [0.08 -1]	3 [0.3-7]	44 [16-64]	0.763 [0.75-0.77]	0.2 [0.1-0.4]	-50.3 [-53,-40]	[96-110]
CIRCLE-2 2007 2DC, CPI, FSSP-300, PN							
(i) Cirrus d'origine synoptique	0.8 / 18 l^{-1} [0.35-1.2]	3 [1-7]	36 [25-54]	0.780 [0.77-0.78]	0.3 [0.1-0.6]	-47 [-50,-44]	-
(iii) Cirrus issus de système convectif	1.9 / 109 l^{-1} [0.7-4.2]	12 [4-24]	40 [26-77] 77 CPI	0.777 [0.77-0.78]	0.8 [0.4-1.6]	-46 [-50,-44]	-
(iv) Cirrus fins	0.5 / 7 l^{-1} [0.3-0.8]	1.5 [0.6-3]	39 [20-65]	0.783 [0.78-0.79]	0.2 [0.1-0.3]	-49 [-52,-48]	-

Tableau II.2 : Propriétés microphysiques, optiques et thermodynamiques médianes des différents types de cirrus échantillonnés lors des campagnes **INCA NH**, **SH** et **CIRCLE-2**. Les cirrus sont différenciés en fonction des conditions météorologiques sous lesquelles ils se sont formés/développés ou de leur morphologie. La terminologie des colonnes est identique à celle employée dans le **tableau II.1**.

L'analyse des distributions dimensionnelles des hydrométéores (*PSD*) associées aux différents types de cirrus permet de mieux rendre compte de l'impact des conditions thermodynamiques sur la variabilité des propriétés microphysiques, dans lesquelles ils se forment et évoluent. Sur la **figure II.1.6**, sont représentées les *PSDs* moyennes des différentes catégories de cirrus échantillonnées lors des campagnes **INCA SH** (**Fig. II.1.6a**), **INCA NH** (**Fig. II.1.6b**) et **CIRCLE-2** (**Fig. II.1.6c**). Ces figures confirment que **les cirrus résultant de zones de relativement forts «updrafts»**, déclenchés par des ondes atmosphériques ou issus de système convectif, sont caractérisés par des concentrations importantes de cristaux (*PSDs* en rouge toujours supérieures aux *PSDs* en noir ou bleu). En particulier, **les petits cristaux** de taille inférieure à 20 μm (ou 60 μm pour **CIRCLE-2**) **sont bien plus nombreux dans ces cirrus que dans ceux d'origine synoptique**.

Ces petits cristaux représentent une part prépondérante de la concentration totale des hydrométéores ($N_{D<50\mu\text{m}} \sim 1.8 \text{ cm}^{-3}$ à 4.8 cm^{-3} ; cf. **Tableau II.2**). Il est probable que ce phénomène soit la conséquence d'une formation des cristaux majoritairement par nucléation homogène (i.e non liée aux propriétés IN des aérosols). Cette hypothèse semble être confirmée par l'analyse des *PSDs* entreprise par *Jackson et al.*, [2015] lors de la campagne SPARTICUS (Small Particles in Cirrus, Oklahoma). Cette étude a en

effet suggéré que ce mode de petits hydrométéores était un bon indicateur d'un processus de formation des cristaux par nucléation homogène et de croissance préférentielle par diffusion de vapeur. *Lawson et al.*, [2010] et *Luebke et al.*, [2016] arrivent également à des conclusions similaires. De plus, *Lawson et al.*, [2019] ont montré que le mécanisme de nucléation homogène pouvait typiquement intervenir sous le vent de nuages convectifs ou dans des «cirrus d'ondes». Des concentrations de petits cristaux quasi sphériques de 1 à 10 cm^{-3} pouvaient alors être atteintes.

Dans les cirrus *in situ* d'origine «synoptique» ou de type «cirrus fins», les concentrations des petits cristaux sont plus faibles ($N_{D<50\mu\text{m}}$ entre 0.4 et 2.5 cm^{-3} , cf. Tableau II.2) mais restent supérieures à celles répertoriées dans la littérature, qui sont de l'ordre de quelques dizaines à quelques centaines de particules par litre [*Heymsfield et al.*, 2017 ; *Lawson et al.*, 2019 ; *Krämer et al.*, 2020]. En général, dans ces cirrus, ces petits cristaux sont soit fraîchement nucléés soit ils correspondent aux particules rémanentes de la compétition pour la vapeur d'eau avec les plus gros cristaux [*Woods et al.*, 2018]. On rappellera toutefois, que les PSDs moyennes présentées sur la figure II.1.6 sont obtenus sur la base de la combinaison instrumentale FSSP-300 + 2D-C/CPI. Elles sont donc susceptibles de surestimer la concentration des cristaux de taille inférieure à $\sim 50 \mu\text{m}$ suite à la fragmentation artificielle des plus gros hydrométéores. Cependant, nous estimons qu'une comparaison des tendances observées pour les différents types de nuages reste possible.

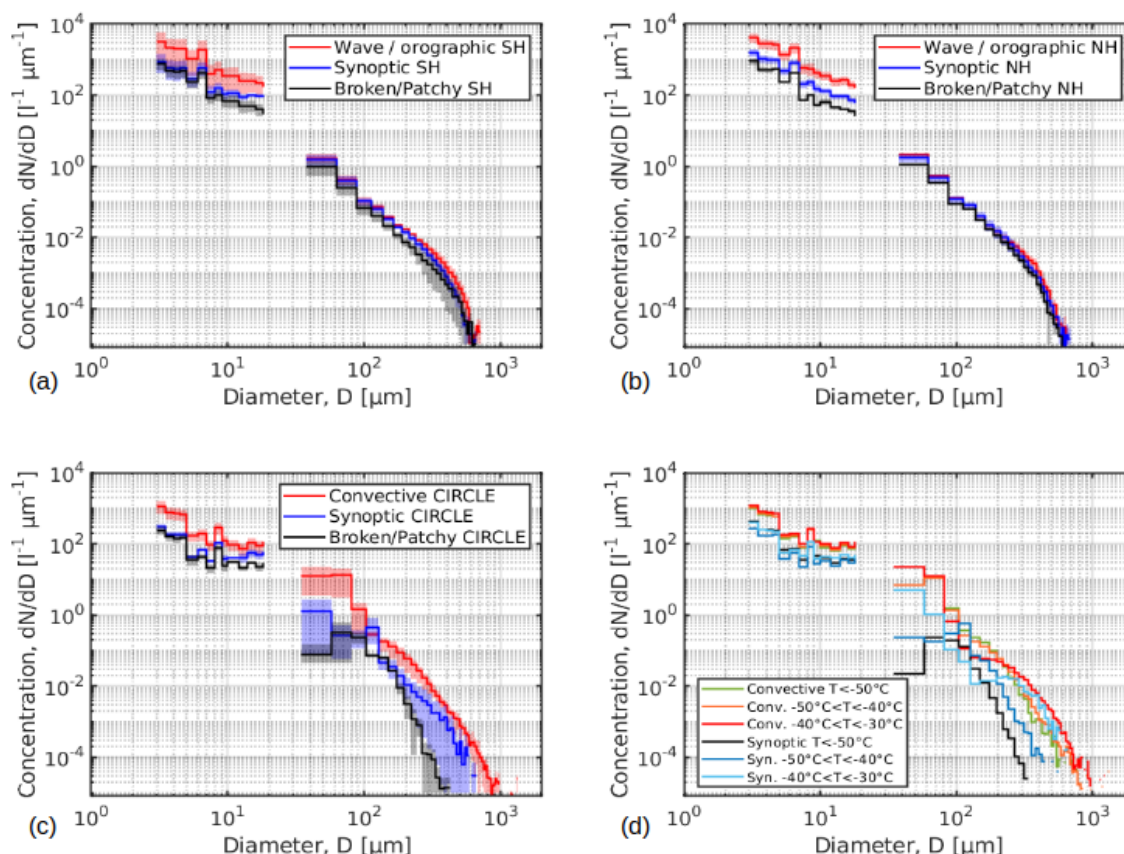


Figure II.1.6 : Distributions dimensionnelles (PSDs) moyennes des particules nuageuses mesurées dans les cirrus lors des campagnes (a) INCA SH, (b) INCA NH et (c) CIRCLE-2. Les cirrus ont été classés par type en fonction des conditions météorologiques (rouge : cirrus issus de la convection ou d'ondes ; bleu : cirrus liés à des perturbations à l'échelle synoptique type fronts ; noir : cirrus fins). Les surfaces ombrées représentent l'écart type sur les moyennes des classes de cirrus au sein d'une même campagne. (d) PSDs des cirrus issus de la convection et d'origine synoptique en fonction de la température pendant CIRCLE-2.

Les **figures II.1.6a-c** montrent également que les cristaux de dimension supérieure à 200-300 μm sont plus nombreux dans les cirrus d'origine convective ou «d'ondes» que dans les autres catégories de cirrus. Les PSDs décroissent moins rapidement, les IWCs sont plus importants et les particules sont généralement plus denses. Cette tendance a plus particulièrement été observée pendant **CIRCLE-2** où l'on note une décroissance moins rapide de la concentration des cristaux de taille supérieure à 200 μm que pour les cirrus frontaux caractérisés par des vitesses verticales plus faibles (**Fig. II.1.6c**). Ce comportement pourrait s'expliquer, **dans les cirrus d'origine convective, par l'activation de mécanismes d'agrégation efficaces**. Les mouvements verticaux plus intenses favoriseraient ainsi les interactions entre les cristaux de différentes tailles au détriment de leur sédimentation [Lawson et al., 2019; Leroy et al., 2016 et 2017].

L'analyse du comportement des PSDs observées durant **CIRCLE-2** montre également **un élargissement systématique de la queue de la distribution avec l'augmentation de la température (Fig. II.1.6d)**. La taille maximale des cristaux et la concentration des cristaux de taille supérieure à 200-300 μm croissent avec la température quelle que soit le type de cirrus. Si ce comportement a clairement été identifié dans des cas de cirrus issus de la convection profonde [Heymsfield et al., 2009 et 2013 ; Luebke et al., 2016], nos observations montrent que dans les cirrus *in situ* où les «updrafts» sont plus limités, l'augmentation de la taille des cristaux avec la température est également significative. Cette tendance pourrait être une indication que, pour une même concentration, les cristaux croissent jusqu'à des tailles plus grandes par dépôt de vapeur ou par agrégation lorsque la température augmente. Enfin, Jackson et al. [2015] et Muhlbauer et al., [2014] ont montré que la majorité des PSDs des cirrus de moyennes latitudes suivaient une distribution gamma monomodale. Néanmoins, certaines PSDs pouvaient présenter deux modes. La limite entre ces deux modes a été observée autour de 100-200 μm avec une augmentation de leur fréquence d'occurrence avec la température. Pour les cristaux de taille supérieure à 50 μm , nous observons également l'apparition d'**un second mode centré sur 120-140 μm pour les cirrus dont la température est supérieure à -40°C**. Ce mode est plus marqué pour les nuages d'origine synoptique (courbe bleu clair, **Fig. II.1.6d**). Il est possible que ce phénomène soit lié à un processus de nucléation hétérogène en présence de particules qui sédimentent depuis le haut du nuage [Zhao et al., 2010]. Enfin, pour les cirrus issus de mouvement convectif, l'apparition d'un mode proche de 200 μm pourrait traduire une plus grande efficacité des mécanismes d'agrégation lorsque la température augmente comme précédemment observée par Jackson et al., [2015] lors de la campagne SPARTICUS.

II.1.2.2 Relations IWC-extinction dans les cirrus

Le jeu de données analysé précédemment (**section II.1.2.1**) nous a également permis d'étudier le lien entre les propriétés microphysiques des cirrus et leurs propriétés optiques. L'impact de la variabilité de l'IWC sur les propriétés optiques et radiatives des cirrus est particulièrement important à quantifier. En effet le contenu en glace joue un rôle fondamental dans l'évaluation de l'effet radiatif net des nuages de glace. Il constitue la principale variable microphysique diagnostiquée ou pronostiquée dans les modèles meso-échelles ou de climat, et restituée par télédétection. Cependant, **au regard de la variabilité morphologique des cristaux présents dans les cirrus**, il est souvent **difficile de calculer directement les propriétés optiques et radiatives de ces nuages**. Une alternative consiste à utiliser des paramétrisations simples liant l'IWC (ou l'IWP) à l'extinction du nuage.

En particulier, depuis 2006, le lidar **CALIOP** embarqué sur la plateforme CALIPSO permet de restituer le profil vertical de l'IWC à l'échelle globale à partir de l'extinction dérivée des mesures de rétrodiffusion de la lumière à des longueurs d'ondes de 534 nm et 1064 nm (via un rapport lidar *a priori*, fonction du type de nuage) ou contrainte par une mesure de transmittance de la couche nuageuse. Le contenu en glace peut ensuite être calculé à partir du coefficient d'extinction sur la base d'une paramétrisation en loi puissance. Cependant, Heymsfield et al., [2014] ont montré que les différences entre les restitutions CALIOP du coefficient d'extinction et les mesures *in situ* augmentaient fortement avec la température des cirrus. Ces divergences sont vraisemblablement liées à une plus importante atténuation du signal lidar dans des nuages de plus grande épaisseur optique souvent associés à des mouvements de convection ainsi qu'à des

températures plus élevées (i.e. σ_{ext} sous estimée). Lorsque le rapport lidar ($LR = \sigma_{ext} / \sigma(\theta=180^\circ)$) est utilisé pour dériver le coefficient d'extinction, CALIOP peut également le sous estimer jusqu'à un facteur dix. Il est donc important de développer des relations IWC - σ_{ext} adaptées pour faciliter la restitution d'IWC.

Nous avons donc mis à profit les observations *in situ* réalisées dans le cadre des campagnes aéroportées INCA et CIRCLE-2 pour établir des lois puissances simples du type : $IWC = a \sigma_{ext}^b$ pour différents types de cirrus et gammes de températures. Ces relations empiriques pourront être utilisées pour évaluer les sorties de modèles et les algorithmes de restitution par télédétection. Les paramétrisations reportées dans le tableau II.3 montrent que les relations entre l'IWC et le coefficient d'extinction mesuré par le PN sont quasiment toutes linéaires lorsque l'on considère les observations dans leur ensemble. En effet, l'exposant b de la loi $IWC = a \sigma_{ext}^b$ est compris entre 0.888 et 1.16 lorsque aucune ségrégation par régime thermodynamique n'est effectuée. Ces valeurs, en particulier celles obtenues lors de CIRCLE-2, sont comparables à celles obtenues par Heymsfield *et al.*, [2005] (i.e. valeur moyenne de $b = 1.22$) pour différents types de nuages dans une gamme de température comprise entre 0°C et -70°C. En revanche, les valeurs du pré facteur a varient sensiblement entre les campagnes INCA et CIRCLE-2, et sont bien inférieures à celles répertoriées dans Heymsfield *et al.*, [2005] (i.e. valeur moyenne de $a = 119$).

Ces disparités peuvent s'expliquer par le fait qu'Heymsfield *et al.*, [2005] utilisent des instruments et des méthodes de traitement différentes pour calculer l'IWC. De plus, la détermination du coefficient d'extinction se fait de manière indirecte (contrairement à notre approche) via l'évaluation de la distribution dimensionnelle de la surface projetée des cristaux par des imageurs. Cette méthode engendre une sous estimation de l'extinction (i.e. non prise en compte des petits cristaux) et une surestimation du pré facteur a d'au moins un facteur 3 ou 4, pour une valeur donnée de b [Garret *et al.*, 2003 ; Heymsfield *et al.*, 2005].

Les paramétrisations IWC - σ_{ext} déterminées par intervalles de 10°C de température montrent que l'exposant b est la plupart du temps proche de 1 (en particulier durant CIRCLE-2). Le diamètre effectif, qui est proportionnel au rapport IWC/ σ_{ext} , est donc quasi constant au sein de ces intervalles de température. Néanmoins, les plus faibles valeurs de b , légèrement inférieures à 1, dans les cas d'INCA traduisent la présence plus importante de petits cristaux, contribuant plus à l'extinction qu'au IWC, que dans les cirrus échantillonnés lors de CIRCLE-2 (confirmé par le tableau II.1). Ceci se vérifie plus particulièrement pour les cirrus d'ondes échantillonnés lors d'INCA NH comparativement aux cirrus issus de la convection de CIRCLE-2. Globalement, on observe que la variabilité des lois IWC - σ_{ext} est peu marquée dans les gammes de température étudiées confirmant ainsi les résultats de Heymsfield *et al.*, [2014] montrant que les plus grandes différences interviennent à des températures inférieures à -60°C. Leur étude englobe un set d'observations supplémentaires par rapport à Heymsfield *et al.*, [2005] avec des températures descendant jusqu'à -86°C. Ils utilisent également plusieurs approches pour dériver des IWCs (par les PSDs, par des mesures directes ou une approche combinant les deux) non contaminés par les petits cristaux issus de la fragmentation sur les inlets des sondes. Les relations présentées dans le tableau II.3 sont en meilleur accord avec celles présentées dans leur dernière étude, en particulier au niveau de la détermination de l'exposant b . Heymsfield *et al.*, [2014] obtiennent des valeurs de b comprises entre 0.8 et 1.1 dans les gammes de température où nous disposons de mesures. Leur valeur du pré facteur a fluctue entre 1 et 100 en fonction de la méthode utilisée pour déterminer l'IWC, et croit légèrement avec la température.

Nos relations diffèrent d'une gamme de température à l'autre mais ne montrent pas de tendance particulière pour le pré facteur a . L'exposant b semble peu sensible à la température (à l'exception des cas d'INCA entre -30°C et -40°C pour des cirrus stratiformes). En revanche, nous observons des valeurs de b et dans une moindre mesure de a plus importantes pour les cas de cirrus d'ondes et plus particulièrement pour les cirrus issus de la convection (cas de CIRCLE-2). Cette tendance semble indiquer que dans ces nuages, l'augmentation de l'IWC résultant d'un élargissement de la PSD et/ou de la densité des cristaux de glace est plus rapide que l'augmentation de l'extinction portée essentiellement par la formation ou la concentration des petits cristaux. Bien que la modification de la PSD avec l'accroissement de la température ait été mis en évidence sur la figure II.1.6, les lois IWC - σ_{ext} permettent uniquement d'illustrer ce phénomène pour les cirrus stratiformes de CIRCLE-2 pour des températures supérieures à -40°C.

Gamme de température	Cirrus <i>in situ</i> d'origine synoptique	Cirrus d'ondes ou issus de la convection
T > -60°C	INCA NH - relation IWC [g.m ⁻³] - σ_{ext} [m ⁻¹] IWC = 5.9 $\sigma^{0.888}$; R ² = 0.71	
T > -60°C	IWC = 6.1 $\sigma^{0.893}$; R ² = 0.64	IWC = 7.5 $\sigma^{0.898}$; R ² = 0.9
-60°C < T < -50°C	IWC = 4.6 $\sigma^{0.926}$; R ² = 0.78 (1500 pts)	IWC = 6.7 $\sigma^{0.911}$; R ² = 0.70 (300 pts)
-50°C < T < -40°C	IWC = 9.4 $\sigma^{0.934}$; R ² = 0.70 (6500 pts)	IWC = 7.1 $\sigma^{0.888}$; R ² = 0.90 (3300 pts)
-40°C < T < -30°C	IWC = 3.2 $\sigma^{0.803}$; R ² = 0.57 (3100 pts)	N.A.
T > -60°C	INCA SH - relation IWC [g.m ⁻³] - σ_{ext} [m ⁻¹] IWC = 6.6 $\sigma^{0.889}$; R ² = 0.63	
T > -60°C	IWC = 6.5 $\sigma^{0.868}$; R ² = 0.68	IWC = 7.0 $\sigma^{0.899}$; R ² = 0.60
-60°C < T < -50°C	IWC = 13.2 $\sigma^{0.970}$; R ² = 0.64 (5000 pts)	N.A.
-50°C < T < -40°C	IWC = 4.6 $\sigma^{0.823}$; R ² = 0.75 (8000 pts)	IWC = 7.7 $\sigma^{0.922}$; R ² = 0.75 (6000 pts)
-40°C < T < -30°C	IWC = 3.7 $\sigma^{0.772}$; R ² = 0.75 (3100 pts)	IWC = 11.0 $\sigma^{0.920}$; R ² = 0.57 (3200 pts)
T > -60°C	CIRCLE-2 - relation IWC [g.m ⁻³] - σ_{ext} [m ⁻¹] IWC = 33.9 $\sigma^{1.16}$; R ² = 0.67	
T > -60°C	IWC = 8.9 $\sigma^{1.02}$; R ² = 0.67	IWC = 26.6 $\sigma^{1.11}$; R ² = 0.64
-60°C < T < -50°C	IWC = 8.5 $\sigma^{1.04}$; R ² = 0.64 (4700 pts)	IWC = 33.3 $\sigma^{1.18}$; R ² = 0.85 (2500 pts)
-50°C < T < -40°C	IWC = 6.7 $\sigma^{0.955}$; R ² = 0.68 (2600 pts)	IWC = 26.8 $\sigma^{1.11}$; R ² = 0.54 (6200 pts)
-40°C < T < -30°C	IWC = 15.6 $\sigma^{0.999}$; R ² = 0.77 (300 pts)	IWC = 14.1 $\sigma^{0.986}$; R ² = 0.70 (3300 pts)

Tableau II.3 : Relations IWC - extinction obtenues pour différents types de cirrus et pour différentes gammes de températures lors des campagnes **INCA NH**, **SH** et **CIRCLE-2**. Le contenu en glace est exprimée en g.m⁻³ et le coefficient d'extinction $\sigma = \sigma_{\text{ext}}$ en m⁻¹. Le coefficient de détermination (R²) ainsi que le nombre de points (pts) pris en compte pour établir la régression sont également indiqués.

Nos paramétrisations ne nous permettent pas de confirmer l'une des principales conclusions de l'étude de *Heymsfield et al.*, [2014] montrant que l'accroissement du rapport IWC/ σ_{ext} et du diamètre effectif avec la température résulte avant tout de la contribution prépondérante de l'effet de l'élargissement de la PSD avec la température. Ce qui conduirait à une augmentation plus rapide de l'IWC que l'augmentation de σ_{ext} liée aux petits cristaux. Nos résultats semblent plutôt indiquer que ces deux effets se compensent dans la plupart des cas dans les gammes de température supérieures à -60°C (cf. **figures II.1.2a**, **II.1.3a** et **II.1.4a** pour **INCA NH** et **CIRCLE-2**). Enfin, les différences observées liées au mécanisme de formation des cirrus laissent supposer que l'analyse de l'évolution thermodynamique de la densité ou de la morphologie des cristaux devrait être approfondie. Les lois empiriques IWC- σ que nous avons développées pourraient être utilisées pour permettre notamment une caractérisation du IWC à partir d'une extinction restituée à partir des mesures LIDAR (CALIOP en particulier).

II.1.3 Hétérogénéités des propriétés microphysiques et morphologiques des cirrus

Nous avons montré dans les sections précédentes que les cirrus aux moyennes latitudes présentaient des propriétés microphysiques et optiques moyennes relativement homogènes. Ces propriétés moyennes présentaient, néanmoins, des variabilités significatives lorsqu'elles étaient établies en fonction des conditions thermodynamiques de formation ou de développement des cirrus. A l'échelle d'un champ de cirrus, les observations *in situ* ou par télédétection montrent également que ces nuages présentent **une forte hétérogénéité de leurs propriétés macrophysiques, microphysiques ou optiques**.

II.1.3.1 Analyse des hétérogénéités spatiales et propriétés statistiques

Dans le cadre des [stages de Master 1 de Frédéric Tridon \(2006\)](#) et de [M2 de Thomas Rosambert \(2012\)](#), nous avons appliqué plusieurs estimateurs statistiques pour quantifier la variabilité horizontale et verticale des propriétés des cirrus.

Le degré d'hétérogénéité des propriétés d'un nuage peut être représenté par un paramètre ρ_x défini comme l'écart type d'une variable x normalisée par sa moyenne : $\rho_x = \text{std}(x) / \langle x \rangle$. [Szczap et al., \[2000\]](#) ont montré que ce paramètre variait typiquement entre 0, pour un nuage homogène, et 3, dans le cas d'un nuage extrêmement hétérogène. Il dépend de l'échelle spatiale d'analyse, de la couverture nuageuse, de la phase thermodynamique mais aussi de la technique de mesure utilisée pour le déterminer. Le paramètre d'hétérogénéité a tendance à augmenter avec l'échelle d'observation et la couverture nuageuse. Pour les nuages de glace peu précipitant, ses valeurs sont généralement comprises entre 0.5 et 1.5 [[Schäfer et al., 2018](#) ; [Sassen et al., 2007](#)].

L'analyse de deux vols effectués lors de [CIRCLE-2](#) a révélé que le paramètre d'hétérogénéité du coefficient d'extinction était de l'ordre de 0.5 pour un cirrus frontal et de 0.7 pour un cirrus issu d'enclume de nuage convectif ([stage de M2 de T. Rosambert, 2012](#)). Les valeurs varient sensiblement en fonction du paramètre étudié ($\rho_{IWC} = 0.8$ et 1.2 ; $\rho_{Def} = 0.48$ et 0.52) ou de l'instrument utilisé ($\rho_{Def} = 0.13$ et 0.16 à partir des produits DARDAR basés sur les observations lidar/ radar à bord de CALIPSO et CloudSat, cf. [Section II.3.1](#)) mais la tendance reste la même. Les cirrus se développant suite à des mouvements verticaux importants semblent être en moyenne plus hétérogènes. Les valeurs de ρ_{ext} établies lors de la campagne [INCA SH](#) sont globalement supérieures. Elles sont distribuées entre 0.6 et 2.3 avec un maximum d'occurrence à 1.1 ([stage de M1 de F. Tridon, 2006](#)). Les paramètres d'hétérogénéités les plus élevés sont la plupart du temps associés à des cirrus issus d'ondes de gravité.

Ces résultats mettent en évidence **l'hétérogénéité, principalement horizontale, des propriétés microphysiques et optiques au sein des champs de cirrus échantillonnés**. Nous avons également étudié les hétérogénéités spatiales de la morphologie des cirrus en analysant la distribution des segments nuageux et d'air clair au sein d'un champ de cirrus. Il apparaît que la probabilité d'occurrence de ces segments est régie par une loi puissance caractéristique d'une forme géométrique invariante d'échelle et multi-fractale en accord avec les résultats de [Duroure et Guillemet, \[1990\]](#). Ces hétérogénéités ont potentiellement de fortes implications sur les propriétés radiatives des cirrus ainsi que sur la restitution de leurs propriétés microphysiques par télédétection. Ces éléments seront discutés dans le **chapitre 3 de la Partie II**.

Une approche complémentaire consiste à caractériser l'organisation spatiale des structures nuageuses. L'analyse spectrale d'une propriété nuageuse via la décroissance de son spectre de puissance (calculé par transformée de Fourier rapide, FFT) permet d'étudier la distribution spatiale des amas nuageux et de déterminer les principales propriétés d'invariance d'échelle des propriétés physiques des cirrus. Nos résultats montrent que les **mesures du coefficient d'extinction dans les cirrus présentent généralement une décroissance en loi puissance** selon le nombre d'onde, **avec un exposant compris entre -1.5 et -1.9** (pente de la FFT en échelle log-log). Ces valeurs sont proches de celle de $-5/3$, prédite par la théorie de la turbulence de Kolmogorov et généralement vérifiée pour des nuages en phase liquide sur des échelles allant de quelques mètres à quelques dizaines de kilomètres [[Davis et al., 1996](#) ; [Di Giuseppe, 2005](#)]. Cette

pende spectrale donne une indication sur la façon dont les fortes valeurs d'un paramètre microphysique sont corrélées spatialement avec les plus faibles valeurs. Elle dépend du type de nuage, de sa composition et des processus dynamiques mis en jeu.

Pour les deux cas de cirrus analysés lors de la campagne **CIRCLE-2**, les pentes spectrales associées au coefficient d'extinction étaient en moyenne de -1.5 pour le cirrus d'enclume et de -1.9 pour le cirrus d'origine synoptique. Des valeurs comprises entre -1 et -1.6 ont été obtenues suite à l'analyse de l'IWC mesuré *in situ*. Une décroissance de la pente est également observée du sommet vers la base du cirrus en utilisant les produits DARDAR : de -1.6 à -0.4 pour le cirrus d'enclume et de -1.7 et -1 pour le cirrus d'origine synoptique (stage de M2 de T. Rosambert, 2012). Des résultats similaires ont été obtenus pour des cirrus d'origine synoptique échantillonnés lors de la campagne **INCA SH**, pour des échelles spatiales supérieures à une centaine de mètres. Ces résultats mettent en évidence **les propriétés d'invariance d'échelle de la distribution spatiale des cirrus. Les fluctuations de l'IWC et de l'extinction à «grande échelle» (~ 25 km) sont donc similaires à celles observées à plus petites échelles (~500m) dans les cirrus.** Nos résultats sont en accord avec les études effectuées à partir de mesures de réflectivités radar (pente de -5/3 au sommet du cirrus, Hogan et Kew, [2005]) ou du coefficient de rétrodiffusion lidar (pente de -1.4 ; Fauchez et al., [2014]). Les différences observées au niveau des pentes spectrales pourraient être liées à des efficacités de mélange des cristaux différentes provoquées par des cisaillement des vents verticaux ou des processus de sédimentation plus ou moins importants selon le type de cirrus étudié.

L'ensemble de ces propriétés statistiques peuvent permettre d'évaluer les distributions spatiales des grandeurs microphysiques ou dynamiques simulées par des modèles de cirrus ou de contraindre des modèles physico-stochastique tel que le générateur de nuage **3DCLOUD** développé par Szczap et al., [2014] (cf. Chapitre 3, Section II.3.1.2).

II.1.3.2 Variabilité morphologique des cristaux de glace dans les cirrus

Si la forme de base des cristaux dans les cirrus suit une symétrie radiale d'ordre 6, **la variabilité des conditions thermodynamiques atmosphériques conduit à une multitude de géométries cristallines** [Baran, 2009 ; Lawson et al., 2019]. Dans le deuxième chapitre de la partie I (Section I.2), nous avons vu que des études en laboratoire avaient permis de mettre en évidence qu'entre -20°C et -40°C la majorité des cristaux était des polycristaux de type plaques avec une complexité morphologique qui augmentait avec la sursaturation [Bailey et Hallet, 2004 et 2009 ; Takahashi et al., 1991 ; Schnaiter et al., 2016]. A des températures inférieures à -40°C, les cristaux adoptent une forme de type colonnes ($RH_i < 110\%$) ou de type polycristaux lorsque les sursaturations sont modérées ($110\% < RH_i < 125\%$). Au dessus de ces valeurs d'humidité, des «bullet rosettes» ou de longues colonnes sont souvent observées [Bailey et Hallet, 2012].

Dans les cirrus naturels, les températures et la sursaturation varient pendant le cycle de croissance et de sublimation des cristaux ce qui provoquent une forte occurrence de cristaux de formes irrégulières [Korolev et al., 1999 ; Ulanowski et al., 2014]. La plupart des **mesures in situ montrent en effet que la forme des cristaux s'éloigne de la géométrie hexagonale idéalisée** [Schmitt et Heymsfield, 2007; Mioche et al., 2010 ; Gayet et al., 2011 ; Järvinen et al., 2016 ; Lawson et al., 2019]. Les sondes imageurs ne permettent que difficilement d'accéder aux détails de la structure cristalline, en particulier pour les petits cristaux ($D < 50 - 100 \mu\text{m}$). En revanche, ces instruments permettent d'identifier les principaux modes de croissance des hydrométéores et, combinées à des mesures d'indicatrices de diffusion, peuvent donner des indications sur la variabilité de la morphologie des cristaux au sein d'un champ de cirrus.

Lors de la campagne **CIRCLE-2** nous avons tenté d'évaluer la **variabilité verticale de la forme des cristaux** à partir des mesures **CPI** et de la relier aux propriétés optiques obtenues par le **PN**. Nous nous sommes principalement focalisés sur deux cas de champ de cirrus évoluant dans des conditions thermodynamiques différentes : cirrus de front au dessus de l'océan (16/05/2007) et cirrus d'enclume formé au dessus des terres (26/05/2007). La classification morphologique des cristaux de glace met en évidence des différences notables entre les deux cas de cirrus étudiés.

Le champ de cirrus d'origine synoptique est caractérisé par une occurrence importante de plaques hexagonales (Fig. II.1.7a). Proche du sommet du cirrus, à des températures inférieures à -47°C , ces plaquettes représentent environ 40% du nombre, de la surface et de la masse de l'ensemble des cristaux de taille supérieure à $50\ \mu\text{m}$ [Mioche et al., 2010]. Dans les couches inférieures, la proportion de cristaux de formes irrégulières augmentent rapidement avec la température. Le cas de cirrus d'origine convective présente en moyenne une proportion de 30 à 50% de cristaux de glace de type «bullet rosettes» (Fig. II.1.7b). Aux températures les plus basses, autour de -55°C , la fraction de particules irrégulières dépasse 70%.

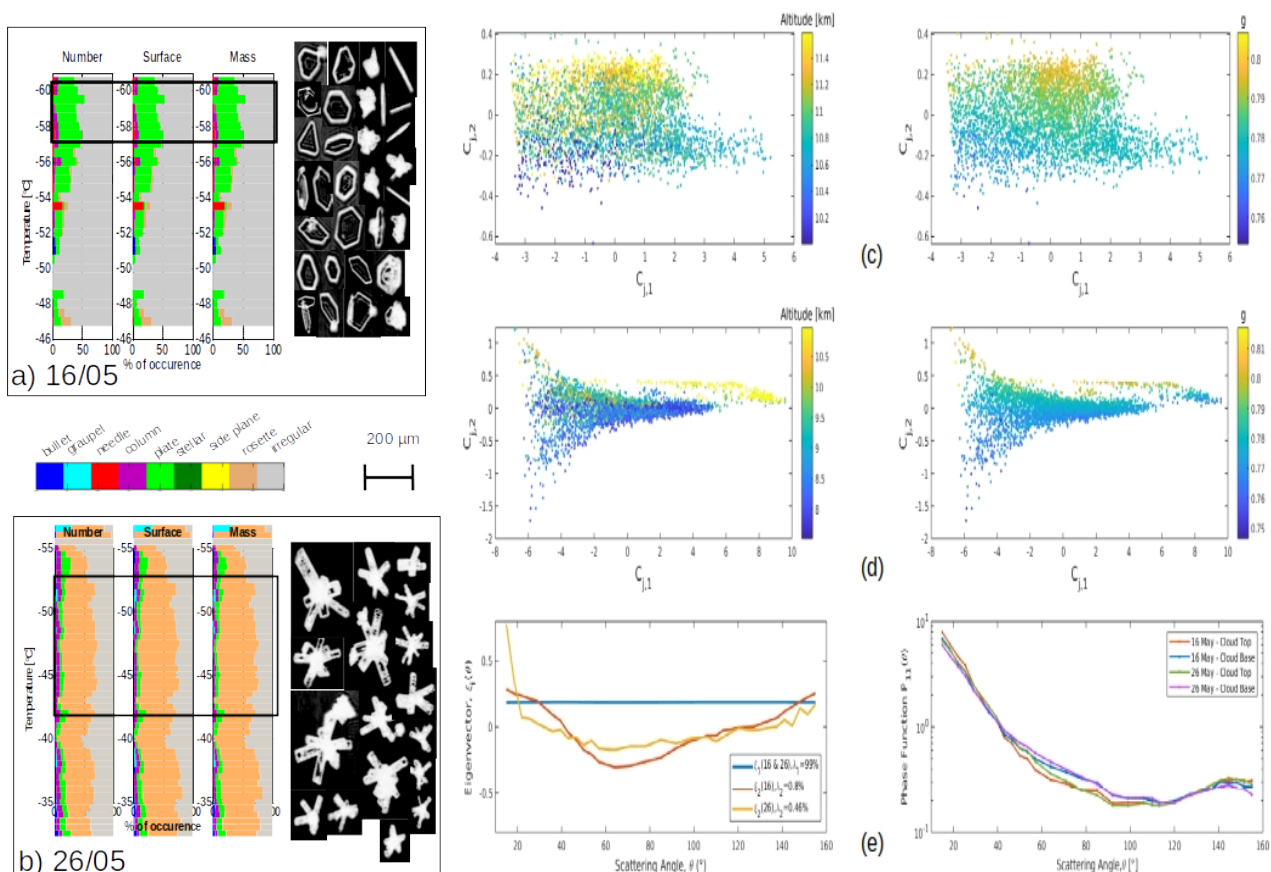


Figure II.1.7 : Propriétés morphologiques et optiques des cristaux de glace observées lors de la campagne CIRCLE-2 dans : (a) et (c) un cirrus d'origine synoptique (16/05) ; (b) et (d) un cirrus d'enclume d'origine convective (26/05). (a)-(b) Classifications CPI (en nombre, surface et masse) de la forme des cristaux de taille supérieure à $50\ \mu\text{m}$, en fonction de la température. Les zones de co-localisation avec le passage de CALIPSO/Cloudsat sont identifiées par l'encadré noir où des exemples d'images CPI de cristaux sont reportées (d'après Mioche et al., 2010). (c)-(e) Résultats d'analyses en composantes principales appliquées aux indicatrices de diffusion mesurées par le PN lors du vol du 16/05 (c) et du 26/05 (d). (e) Deux premiers vecteurs propres et moyennes des fonctions de phase normalisées proches de la base et du sommet des cirrus.

Ces classifications morphologiques s'écartent des observations compilées dans Lawson et al., [2019]. Les auteurs montrent qu'en moyenne près de la moitié de la masse des cristaux dans des cirrus *in situ* est portée par des cristaux de type rosette (polycristaux ou «bullet rosettes») tandis que les cirrus d'enclume sont majoritairement constitués de plaquettes, colonnes, agrégats, particules givrées ou des chaînes de petits cristaux lorsque l'environnement est fortement électrique. Cependant, des observations effectuées dans les parties cirriformes sous le vent d'enclumes «âgées» révèlent la présence de cristaux de type rosettes résultant de la recroissance de petites gouttelettes congelées [Lawson et al., 2019 ; Baker et Lawson 2006]. En effet, dans les systèmes convectifs, les gouttelettes d'eau peuvent se congeler dans les courants ascendants puis être advectées dans des régions fortement sursaturées ($\text{RH}_i > 120\%$) pour former

des rosettes lorsque la température est comprise entre -40°C et -60°C [Bailey and Hallet, 2009 ; Woods et al., 2018]. Ce phénomène est plus fréquent dans des systèmes convectifs bien développés au dessus des terres, ce qui est le cas du système nuageux échantillonné le 26/05/2007. De plus, les classifications morphologiques réalisées à partir du CPI n'étant valables que pour des cristaux de taille supérieure à $50\ \mu\text{m}$, on ne peut pas exclure que des petits cristaux, de forme quasi-sphérique par exemple, soient également présents dans ces cirrus. Les spectres dimensionnels présentés sur la **figure II.1.6** montraient, en effet, que la contribution de ces petits cristaux à la concentration totale était prépondérante, notamment dans les cirrus d'enclumes (**section II.1.2.1**).

Les hétérogénéités verticales des caractéristiques morphologiques des cristaux impactent également les propriétés optiques et radiatives des cirrus. Les **figures II.1.7c-e** mettent en évidence la variabilité des indicatrices de diffusion engendrée par les hétérogénéités microphysiques (concentration, taille et forme) observées dans les deux types de cirrus. Sur ces figures, les mesures du PN sont représentées dans l'espace des deux premières composantes principales pour les deux vols séparément. L'altitude de la couche nuageuse dans laquelle les mesures ont été effectuées ainsi que le paramètre d'asymétrie correspondant (g) sont également représentés sur les diagrammes des coefficients d'expansion ($C_{j,1}$ vs $C_{j,2}$, **Fig II.1.7c-d**).

L'analyse des vecteurs propres montre que la composante C_1 résume la variabilité du coefficient d'extinction des couches nuageuses (C_1 augmente avec l'extinction) tandis que la composante C_2 est principalement liée aux variations de la diffusion latérale par rapport à la diffusion vers l'avant ($\theta < 40^{\circ}$) et l'arrière ($\theta > 130^{\circ}$) (**Fig II.1.7e**). Cette dernière composante retranscrit donc essentiellement la variabilité du facteur d'asymétrie des cristaux de glace. Pour les deux types de cirrus, **on observe des propriétés optiques des cristaux différentes selon leur localisation dans le nuage**. Ces différences sont **plus marquées entre le sommet et la base** du système nuageux que dans les parties intermédiaires. La diminution de la diffusion latérale des cristaux vers le sommet du nuage conduit à une augmentation du facteur d'asymétrie avec l'altitude. Cette tendance peut être connectée à la proportion importante de plaquettes hexagonales observées dans le cirrus de front (**Fig. II.1.7a**).

Vers le sommet de ce nuage, g est de l'ordre de $0.79 - 0.80$ (**Fig. II.1.7c**). Ces valeurs sont légèrement inférieures à celles obtenues dans le nuage de glace généré dans la chambre AIDA lors de la campagne **IN11** ($g \sim 0.81$, **Section I.1.2.2** de la **Partie I**). Bien que les températures soient très différentes dans ces deux nuages (-58°C vs -18°C), la similitude des propriétés optiques confirme, en partie, les observations du CPI montrant que le sommet du cirrus *in situ* est effectivement constitué d'une proportion significative de plaquettes hexagonales *a priori* «pristine». De plus, Mioche et al., [2010] ont montré que le fort signal de rétrodiffusion du lidar CALIOP lors du passage de CALIPSO au dessus de ce même système était causé par l'orientation privilégiée des cristaux à face plane majoritairement réguliers. Vers la base du cirrus, la variabilité du coefficient d'extinction devient plus importante et les indicatrices de diffusion sont caractérisées par une augmentation de la diffusion latérale et un facteur d'asymétrie plus faible proche de $0.77 - 0.78$. Ce comportement optique coïncide avec l'augmentation du nombre et de la surface des cristaux de formes irrégulières susceptibles d'avoir développé au cours de leur croissance ou de leur sublimation un degré de complexité significatif (cf. **Section I.2.1** de la **Partie I**).

Dans le cas du cirrus d'enclume (26/05/2007), la variabilité plus marquée des propriétés microphysiques des cristaux engendre une plus grande dynamique au niveau des valeurs du coefficient d'extinction (**Fig. II.1.7d**). Le sommet du nuage est caractérisé par des coefficients d'extinction, des concentrations en nombre et des IWCs importants ($5\ \text{km}^{-1}$, $20\ \text{cm}^{-3}$, $35\ \text{mg}\cdot\text{m}^{-3}$, respectivement) et largement supérieures à celles observées dans le cirrus *in situ* ($0.15\ \text{km}^{-1}$, $1\ \text{cm}^{-3}$, $1\ \text{mg}\cdot\text{m}^{-3}$, cf. **Fig. II.1.8**). Le facteur d'asymétrie est en moyenne supérieur à 0.8 , valeurs ne permettant pas de confirmer la prépondérance de «bullet rosettes» (i.e. dans la chambre AIDA, une valeur moyenne de $g \sim 0.78$ avait été obtenue pour tels cristaux, **section I.1.1** de la **partie I**). **Le sommet du cirrus semble donc plus vraisemblablement constitué d'une forte concentration de petits cristaux fraîchement nucléés et de quelques cristaux de type «bullet**

rosettes» en début de croissance. Les propriétés de diffusion dans cette partie du cirrus sont sensiblement différentes de celles observées au sommet du cirrus *in situ* (Fig. II.1.7e).

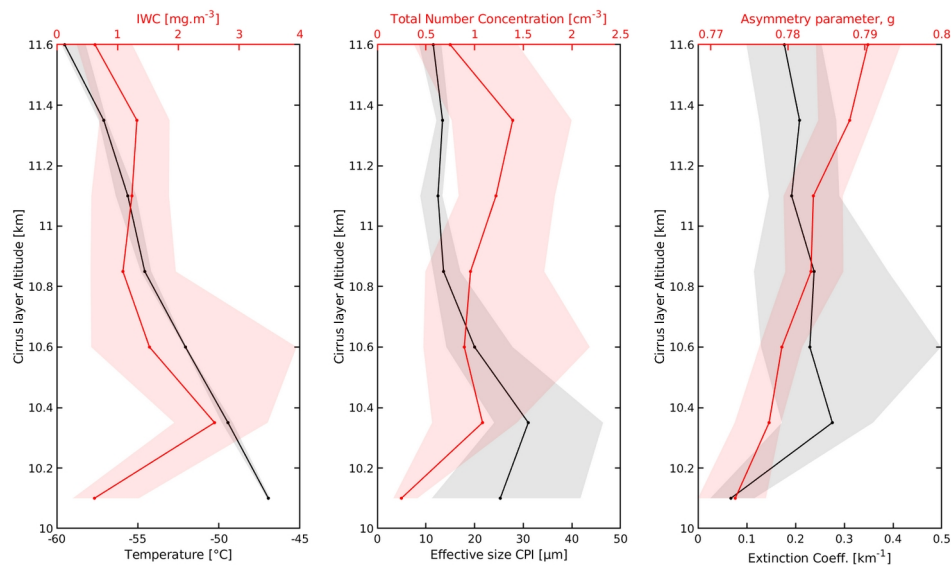
L'hétérogénéité verticale des propriétés optiques des cirrus est mis en évidence sur le diagramme des coefficients d'expansion où figure l'information sur l'altitude (Fig. II.1.7c-d). L'extinction et le facteur d'asymétrie diminuent plus rapidement en dessous de la partie supérieure du cirrus d'origine convective que de celui d'origine synoptique. En dessous d'1km du sommet du cirrus d'enclume, les fonctions de phase montrent peu de dépendance à l'altitude hormis dans les régions optiquement peu denses où l'on observe de faibles précipitations ($C_{j,1} < -2$ et $C_{j,2} < -0.5$, Fig. II.1.7d). La figure II.1.7e montre que, pour les deux types de cirrus, les fonctions de phase relatives à la base du nuage sont caractérisées par une diffusion latérale conséquente et un comportement angulaire relativement similaire malgré la présence de cristaux de formes bien différentes.

L'allure générale des fonctions de phase reportées sur la figure II.1.7e met également en évidence l'absence de halo de diffusion à 22° ou 46°. En effet, l'analyse des indicatrices de diffusion mesurées au sommet de ces deux cirrus montre que seulement 3% des observations sont caractérisées par un léger pic de diffusion à 22°, signature théorique de la présence de cristaux hexagonaux réguliers. Cette faible occurrence de halos a également été notée durant INCA (~ 3%) [Gayet et al., 2004 ; Shcherbarkov et al., 2005] et dans un champ de cirrus *uncinus* (~ 2%) de la campagne CIRRUS'98 [Auriol et al., 2001]. Dans cette étude nous avons observé que seuls quelques segments nuageux d'une centaine de mètres étaient caractérisés par un halo à 22°. Ainsi, ces résultats montreraient que **les propriétés de diffusion moyennes des cirrus sont dominés par des cristaux irréguliers de taille inférieure à ~ 50 - 100 µm et/ou par des hydrométéores présentant un degré significatif de complexité**. Ces hypothèses sont en partie confirmées par les simulations d'optique géométrique réalisées par van Diedenhoven [2014] montrant que la contribution des plaques hexagonales «pristine» à la section efficace de diffusion doit être d'au moins 40% pour que le phénomène du halo à 22° soit observable.

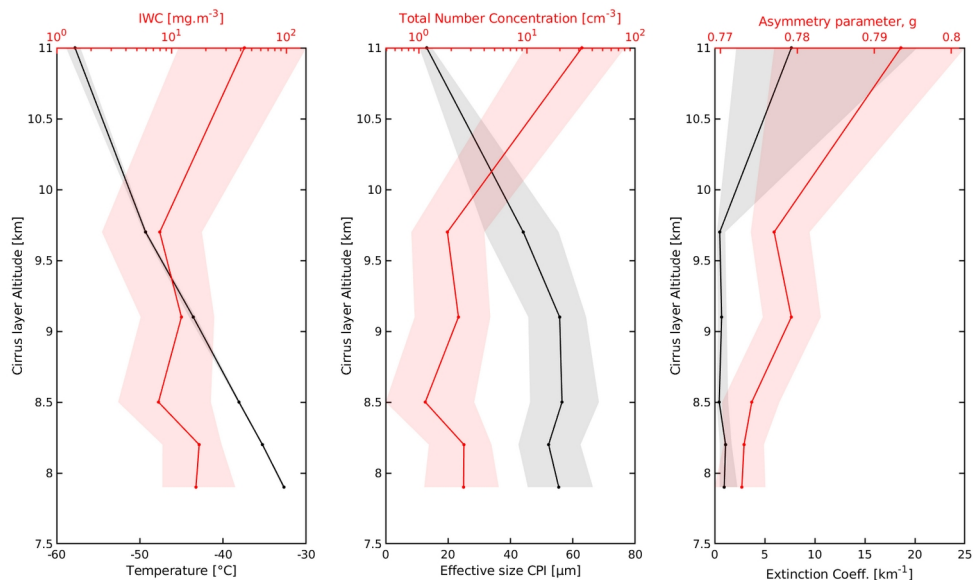
Pour conclure, nous avons voulu étayer l'hypothèse selon laquelle la variabilité verticale de la morphologie des cristaux était la principale cause des hétérogénéités des propriétés de diffusion observées dans les deux types de cirrus. Les profils verticaux des propriétés microphysiques et optiques des cirrus représentés sur les figures II.1.8 confirment une partie des principales conclusions tirées des analyses en composantes principales.

Dans les deux cas de cirrus, le diamètre effectif des cristaux de taille supérieure à 12.5 µm augmente lentement avec la température à mesure que l'on s'éloigne du sommet du nuage. La concentration en nombre de cristaux présente peu de variabilité verticale hormis au sommet ou de la base des cirrus. La diminution observée dans la partie inférieure du cirrus d'origine synoptique est probablement liée à la sédimentation ou la sublimation de cristaux de plus grande taille (Fig. II.1.8a). Les figures II.1.8b confirment que les petits cristaux contribuent largement aux fortes concentrations et IWC observés dans la partie supérieure du cirrus d'origine convective. L'augmentation du contenu en glace avec la température observée sur les propriétés moyennes des cirrus (Section II.1.1.2) ne se vérifie ici que pour le cas du cirrus *in situ*, soulignant l'importance du rôle de la dynamique sur les mécanismes de formation et de croissance des cristaux au sein des cirrus.

Le profil vertical du paramètre d'asymétrie met en évidence que la taille des cristaux (à partir d'un certain seuil) joue un rôle moins significatif que la morphologie des particules nuageuses sur la variabilité des propriétés de diffusion dans le visible (des fonctions de phase, plus exactement). En effet, **les variations de g ne sont pas directement corrélées aux variations verticales du diamètre effectif ou du contenu en glace**. Pour le cirrus d'enclume, les valeurs de g sont élevées dans les couches où une forte concentration de petits cristaux est observée (Fig. II.1.8b). Ces cristaux ont probablement une forme proche de la sphéricité sans exclure que certains d'entre eux aient une morphologie s'approchant de «bullet-rosettes». Au cours de leur croissance, les «bullet-rosettes» sont susceptibles de développer des déformations mésoscopiques telles que de la rugosité de surface expliquant la lente diminution du facteur d'asymétrie jusqu'à des valeurs qui se stabilisent autour 0.78 (en accord avec les observations dans la chambre AIDA, cf. section I.1.1).



(a) Cirrus d'origine synoptique



(b) Cirrus d'origine convective

Figure II.1.8 : Profils verticaux médians des propriétés microphysiques et optiques de champs de cirrus observés le 16/05/2007 (a) et le 26/05/2007 (b) lors de la campagne **CIRCLE-2**. La température, le diamètre effectif des cristaux (CPI) et le coefficient d'extinction (PN) (en noir) sont représentés en noir. Le contenu en glace (IWC), la concentration en nombre (FSSP+CPI) et le facteur d'asymétrie sont en rouge. Les zones ombrées symbolisent la variabilité horizontale des paramètres et sont délimitées par le premier et le troisième quartiles.

Dans le cirrus d'origine synoptique, le facteur d'asymétrie décroît plus régulièrement du sommet vers la base du nuage indépendamment des fluctuations verticales de l'IWC et du D_{eff} des cristaux (**Fig. II.1.8a**). La diminution de la fraction de cristaux réguliers (plaquettes hexagonales) est probablement responsable de la décroissance observée de g . Ces figures montrent également que **l'hétérogénéité horizontale des propriétés microphysiques et optiques des cirrus varie avec la localisation dans le cirrus** (zones ombrées sur les **figures II.1.8**). En effet, le paramètre d'hétérogénéité associé à l'IWC ou à l'extinction décroît lentement avec l'altitude pour le cirrus *in situ* (ρ_{ext} et $\rho_{IWC} \sim 1$, à 1 km du sommet et ρ_{ext} et $\rho_{IWC} \sim 0.55$ vers le sommet) alors que cette tendance est inversée pour le cirrus d'enclume globalement plus hétérogène (ρ_{ext} et $\rho_{IWC} \sim 2$ vers le sommet et diminuant jusqu'à 0.7 proche de la base du cirrus).

Ces hétérogénéités verticales des propriétés morphologiques des cristaux couplées à la variabilité spatiale des caractéristiques microphysiques de différents types de cirrus sont susceptibles d'influencer leurs propriétés optiques et radiatives. En particulier, la détermination d'un **rapport lidar optimal nécessaire à la restitution des propriétés microphysiques** à partir d'observations par télédétection active est conditionnée l'évaluation des liens entre la forme des cristaux et leur signature optique. Une estimation rapide des rapports lidars caractéristiques des deux situations de cirrus présentées ci-dessus souligne l'influence de la variabilité de la morphologie des cristaux et des conditions thermodynamiques. En suivant la méthodologie d'inversion/extrapolation des indicatrices de diffusion proposée dans [Jourdan et al., \[2003b\]](#), nous obtenons des rapports lidars (à 532 nm) de l'ordre de 35 ± 9 Sr pour le cirrus d'origine convective et de 27 ± 7 Sr pour le cirrus d'origine synoptique. Ces valeurs varient également avec le degré de complexité morphologique des cristaux et donc avec l'humidité, la température et la vitesse verticale.

II.1.4 Résumé et conclusions du Chapitre II.1

Aux moyennes latitudes, les cirrus représentent une part importante des nuages de la haute troposphère. Leur fréquence d'occurrence est estimée à 10-20% avec une saisonnalité plus marquée dans l'Hémisphère Nord. Les cirrus fins sont généralement plus fréquents en Hiver et au dessus des terres émergés. Si l'effet radiatif effectif net des cirrus au sommet de l'atmosphère est de l'ordre de 5 ± 4 W/m², leurs propriétés radiatives présentent une forte variabilité régionale et saisonnière. A ces latitudes, les cirrus résultent de différents mécanismes de formation qui influencent leurs propriétés macrophysiques et microphysiques. Notre compréhension imparfaite des processus d'initiation et de développement de la phase glace couplée aux difficultés liées à la représentation, dans les modèles, de ces mécanismes et des propriétés microphysiques qui en découlent, font que l'amplitude et le signe de l'impact radiatif des cirrus demeurent incertains. Parmi les propriétés qui nécessitent d'être mieux représentées ou prédites, la distribution spatiale de la forme et de la taille des cristaux constitue l'une des priorités. Elle impacte directement le cycle de vie du cirrus et détermine ses propriétés optiques et par conséquent radiatives. Le recours à des observations aéroportées capables d'apporter des informations à fine échelle sur la variabilité des propriétés microphysiques et optiques des cirrus en lien avec les conditions thermodynamiques environnantes semble être une étape importante vers une meilleure compréhension du rôle de ces nuages dans le système climatique.

Dans ce **chapitre II.1**, nous avons commencé par recenser les différentes campagnes de mesures au cours desquelles les moyens instrumentaux de la **PMA (Plateforme de Mesures Aéroportées)** du LaMP ont permis d'effectuer une caractérisation *in situ* des propriétés microphysiques et optiques des cirrus. Une première analyse de ces 6 campagnes aéroportées (**Cirrus'98**, **INCA SH** et **INCA NH 2000**, **CIRCLE-2 2007**, **CONCERT 2008** et **CONCERT 2011**) nous a permis de montrer que les propriétés moyennes des cirrus (aux moyennes latitudes) ne présentaient pas de fortes variabilités géographiques (**Section II.1.1**). Ces cirrus étaient caractérisés par des concentrations totales de cristaux (**N_t**) comprises entre **0.2 et 2 cm⁻³** et entre 10 et 500 l⁻¹ pour les cristaux de taille supérieure à 50 μm. Les contenus en glace (**IWC**) étaient de l'ordre de **quelques mg.m⁻³** (entre 1 et 11 mg.m⁻³) mais augmentaient avec la température et la sursaturation favorisant la croissance par diffusion de vapeur et l'agrégation des cristaux. Les coefficients d'extinction (**σ_{ext}**) s'échelonnaient en moyenne entre **0.1 et 0.9 km⁻¹** tandis que les diamètres effectifs médians dépassaient rarement les 40-50 μm. Malgré la diversité de formes de cristaux observées dans ces cirrus, **les indicatrices de diffusion moyennes présentaient un comportement similaire** caractérisé par une diffusion quasi isotrope au niveau des angles de diffusion latérale [[Shcherbakov et al., 2005](#) ; [Chauvigné et al., 2018](#)] et un **facteur d'asymétrie compris entre 0.77 et 0.79**. De plus, la présence de halos à 22° ou 46°, signatures de cristaux hexagonaux «pristines», n'a été observée que très rarement, dans 2 à 3% des cas [[Auriol et al., 2001](#) ; [Shcherbakov et al., 2005](#)].

Au regard des disparités observées entre nos estimations des propriétés microphysiques et certaines valeurs référencées dans des articles de synthèse, nous avons ensuite cherché à établir des **statistiques par mécanismes de formation** ou type de cirrus (**section II.1.2**). Les cirrus *in situ* stratiformes formés suite à des perturbations synoptiques (cirrus de fronts) **sont souvent optiquement plus fins avec des IWCs plus faibles des concentrations en nombre au moins deux fois plus basses que dans les cirrus formés par des ondes de gravité ou issus de système convectif**. Les distributions dimensionnelles des cristaux sont généralement monomodales bien que l'apparition d'un second mode intervienne lorsque la température augmente. Dans les cirrus d'origine convective ou orographique, nous avons pu mettre en évidence que les concentrations des petits cristaux ($D < 50\mu\text{m}$), généralement de formes quasi sphériques, sont importantes ($N_i \sim 2 \text{ cm}^{-3}$). Différentes pistes ont été proposées pour expliquer les disparités microphysiques entre types de cirrus, incluant l'impact de la vitesse verticale et de la température sur les mécanismes de formation et d'interactions des cristaux (**section II.1.2.1**). Le lien entre propriétés microphysiques et caractéristiques optiques des cirrus a également été étudié dans la **section II.1.2.2**. De nouvelles **paramétrisations IWC - σ_{ext}** , révélant la nécessité de bien caractériser les petits cristaux, **ont été établies par type de cirrus** et comparées avec la littérature. Ces relations peuvent avoir des applications directes pour l'évaluation des algorithmes de restitution lidar ou pour le calcul rapide du transfert radiatif dans les modèles.

Dans la **section II.1.3**, nous avons appliqué plusieurs estimateurs statistiques pour quantifier les hétérogénéités horizontales des propriétés microphysiques et optiques au sein de champs de cirrus (**section II.1.3.1**). Nous avons montré qu'elles pouvaient être localement importantes et différentes selon le mode de formation du cirrus ([Stage de M1 de Frédéric Tridon, \(2006\)](#) et [stage de M2 de Thomas Rosambert, 2012](#)). Ces propriétés ainsi que celles d'invariance d'échelle ont permis d'alimenter et de contraindre le générateur de nuage 3DCLOUD développé par [Szczap et al., \[2014\]](#). A ces hétérogénéités s'ajoute la variabilité verticale de la forme des cristaux. Deux cas de cirrus échantillonnés lors de la campagne **CIRCLE-2** ont plus spécifiquement été étudiés (**section II.1.3.2**). L'analyse de la structure verticale de ces cirrus a confirmé la forte hétérogénéité des propriétés microphysiques vers le sommet du cirrus d'origine convective.

Cependant, les résultats montrent que **la variabilité des propriétés de diffusion, en particulier la fonction de phase et le facteur d'asymétrie, au sein d'un cirrus est principalement dictée par les hétérogénéités morphologiques des cristaux**. Dans les cirrus, la forme des cristaux de glace s'éloigne le plus souvent de celle d'un prisme hexagonal à facettes lisses. La **complexité mésoscopique des cristaux** développée lors de leur croissance et provoquée par des fluctuations thermodynamiques parfois rapides **pourrait expliquer la décroissance du facteur d'asymétrie** vers la base du cirrus. Les résultats présentés dans ce chapitre n'ont pas été publiés ou seulement partiellement pour des études cas. Certaines de nos conclusions et de nos estimations moyennes des propriétés optiques des cirrus sont reprises dans l'article de «review» sur la complexité morphologique des cristaux dans les nuages de la haute troposphère de [Järvinen et al., \[2022\]](#).

- **Quelques recommandations pour la caractérisation des cirrus**

Si la synergie instrumentale **FSSP-CPI-PN** a permis d'identifier certaines tendances sur les modes de formation et de croissance des cristaux dans les cirrus, l'absence de **mesures fiables d'humidité et de vitesse verticale à haute résolution** limite la portée de nos résultats. De plus, les mesures *in situ* utilisées dans cette étude sont entachées d'incertitudes potentiellement importantes lorsqu'il s'agit d'**estimer la concentration et la forme des cristaux de taille inférieure à 50-100 μm** . Elles ne permettaient pas non plus de quantifier le **degré de complexité ou de rugosité des cristaux** qui est susceptible d'affecter sensiblement les propriétés optiques des cirrus. Afin, de mieux comprendre l'influence de ces processus et propriétés sur le cycle de vie des cirrus et leurs propriétés radiatives, les recommandations suivantes pourraient être suivies :

(i) **Améliorer les mesures de la distribution dimensionnelle des cristaux de taille inférieure à $\sim 50 \mu\text{m}$** à l'aide de sondes équipées d'embouts «anti-shattering» et spécialement conçues pour l'**identification de ces**

petits cristaux (Small Ice Detector : SID ; Spectromètre de taille avec dépolarisation + imageur CIP avec niveaux de gris : CAPS ; Cloud Particle Spectrometer with Polarization Detection : CPSPD ; ou sondes holographiques).

(ii) **Intégrer** si possible dans les campagnes avions **des mesures optiques *in situ*** (néphélomètres : PN, PHIPS) **combinées à des observations du degré de complexité morphologique des cristaux** (SID-3).

(iii) Effectuer des **mesures précises et systématiques de l'humidité et de la vitesse verticale à haute résolution temporelle**.

(iv) Disposer d'**observations directes («bulk») du contenu en glace** par mesure de la quantité de vapeur d'eau après sublimation des cristaux de glace (par exemple à l'aide d'un Counterflow Virtual Impactor : CVI). Des mesures directes **de l'extinction** (à l'aide d'un extinciomètre) pourraient également permettre d'améliorer les paramétrisations $IWC-\sigma_{ext}$.

Ces observations *in situ* couplées à des mesures radar/lidar permettant notamment de documenter la structure verticale des cirrus apporterait des informations pertinentes pour évaluer les contributions respectives des mécanismes de nucléation homogène et hétérogène et leur lien avec la dynamique du nuage. Elles serviraient également à contraindre les schémas microphysiques pronostiques de la forme et de la densité des cristaux [Zhang et Harrington, 2014 ; Jensen et al., 2017]. Ces schémas pourraient être améliorés en intégrant des **métriques de complexité basées, par exemple, sur des relations empiriques dérivées d'observations *in situ*** dans différentes conditions météorologiques de formation des cirrus. Des simulations détaillées à haute résolution (de type LES : Large Eddy Simulations) seraient aussi nécessaires pour mieux comprendre les processus de croissance et de sublimation des cristaux dans l'objectif de les relier leur complexité submicronique. Enfin, il semblerait important de **considérer les hétérogénéités spatiales des propriétés microphysiques et morphologiques des cristaux dans les modules de transfert radiatif** que ce soit pour évaluer l'effet radiatif des cirrus ou pour restituer leurs propriétés par télédétection spatiale (cf **Chapitre II.3**)

II.2 Chapitre 2 : Caractérisation des traînées de condensation émises par les avions

Dans le chapitre précédent, nous nous sommes intéressés aux mécanismes de formation des cirrus dits « naturels » et aux propriétés microphysiques et optiques qui en découlent. Dans ce **chapitre II.2**, nous allons examiner les principales caractéristiques de cirrus « artificiels » résultant des traînées d'échappement émises dans la haute troposphère par les avions de ligne. La description du cycle de vie de ces cirrus d'origine anthropique (ou **contrails** pour « condensation trails ») fera l'objet de la **section II.2.1**. Une méthodologie d'analyse permettant de repérer les propriétés optiques des contrails au cours de leur évolution sera ensuite détaillée dans la **section II.2.2**. L'exploitation des observations aéroportées réalisées dans le cadre des projets et campagnes **CONCERT (2008 et 2011)** nous permettra également d'établir des propriétés microphysiques et optiques représentatives des différents stades de vieillissement de ces cirrus. Enfin, dans la **section II.2.3**, nous envisagerons l'application de cette méthodologie pour identifier les propriétés de panaches volcaniques.

II.2.1 État des connaissances sur le cycle de vie des contrails

Les **traînées de condensation** sont des cirrus artificiels fins, de forme quasi linéaire qui se développent à l'arrière des avions dans la haute troposphère. Ces nuages parfois dénommés cirrus *homogenitus* sont caractérisés par de fortes concentrations de petits cristaux et dont les propriétés microphysiques et optiques diffèrent sensiblement de celles des cirrus naturels. Ces propriétés présentent également une très forte variabilité qui est fonction du stade d'évolution du contrail [Schumann et al., 2017].

Les **traînées d'échappement** (« exhaust contrail ») se forment suite à l'émission par les tuyères d'échappement de chaleur, de particules de suie et de vapeur d'eau, produits des réactions chimiques de combustion dans les moteurs de l'avion. Les particules, éjectées dans les couches atmosphériques traversées, jouent le rôle de noyaux de condensation qui favorisent la formation de gouttelettes se transformant rapidement en cristaux de glace par un mécanisme de nucléation homogène [Kärcher et Yu, 2009]. Les **contrails aérodynamiques** sont générés par un intense refroidissement adiabatique du flux d'air au dessus des ailes de l'avion [Gierens et al., 2009 ; Gierens et Dilger, 2013 ; Jansen et Heymsfield, 2015]. La turbulence créée par les ailes s'organise en de forts tourbillons dans lesquels subsiste une forte dépression où apparaissent des traînées de condensation de bout d'aile.

Ces contrails sont essentiellement localisés à des altitudes entre 540 et 250 hPa, à des températures comprises entre -20° et -50°C et des humidités relatives supérieures à 110%. Ces contrails sont moins fréquents que les traînées d'échappement et sont également caractérisés par un nombre de cristaux plus faible. **Les traînées de condensation ont une durée vie limitée mais peuvent persister plusieurs heures** (jusqu'à 17 h pour les contrails individuels d'après [Minnis et al., 1998]), **s'étendre spatialement et fusionner avec des cirrus** pour devenir indiscernables des cirrus naturels si l'air ambiant est sursaturé par rapport à la glace. **Les paramètres clefs contrôlant les propriétés des contrails** et leur impact climatique sont le **nombre de cristaux de glace** présents dans les contrails fraîchement formés, le taux de sédimentation, le cisaillement du vent, la **turbulence et les mouvements verticaux** responsables de la dispersion des contrails [Schumann et Heymsfield, 2017 Schumann et al., 2012 ; Bukhardt et Kärcher, 2011]. Par la suite, nous allons nous focaliser sur l'évolution des propriétés des contrails d'échappement au cours de leur cycle de vie.

• **Formation des contrails d'échappement**

La formation des contrails est principalement **contrôlée par les propriétés thermodynamiques de l'air ambiant et de la composition chimique des gaz et des particules** rejetées par les avions [Kärcher and Yu, 2009]. Lors de la phase de jet (« **jet phase** »), les gaz d'échappement chauds et humides se mélangent avec l'air ambiant froid et sec. Ceci conduit à une augmentation locale de chaleur et d'humidité au niveau

du panache d'échappement de l'avion (exhaust plume). Le contrail se forme alors lorsque la saturation par rapport à l'eau liquide est atteinte. Les aérosols de suie ou de sulfate issus de la combustion incomplète du carburant de l'avion servent de support (CCN) à la formation de gouttelettes d'eau surfondue. Le refroidissement des traînées d'échappement déclenche ensuite la congélation des gouttelettes d'eau. De **petits cristaux de glace se forment principalement par nucléation homogène** en quelques dizaines de secondes durant la **phase de jet** [Kärcher et al., 1996]. Cependant, ces cristaux peuvent également se former par nucléation hétérogène si des INPs sont présents dans l'air environnant [Wong et Miake-Lye, 2010].



Figure II.2.1 : Images et photos de différents types de contrails observés dans la haute troposphère. **a)** Traînées d'échappement, **b)** Contrails aérodynamiques, **c)** Traînées de dissipation (distrails) et trous dans un nuage d'eau surfondue provoqués par le passage d'un avion, **d)** Contrail visible derrière le réacteur d'un avion, **e)** Cirrus pollué par de la suie, **f)** Images AVHRR de Contrails persistants et contrail cirrus. D'après Schumann et Heymsfield, [2017].

Le **nombre de cristaux** présents dans ces jeunes contrails («young contrails») **est directement lié à la quantité de suies émises et la consommation de kérosène** de l'avion. Il dépend également du **temps disponible pour la condensation** (voir Schumann et al., [2013] pour plus de détails). Le critère de Schmidt-Appleman (SAC) permet de définir un seuil critique de température en dessous duquel la formation de cristaux dans ces jeunes contrails est possible [Schumann, 1996]. Cette température dépend de l'humidité relative ambiante et d'un autre paramètre englobant la dépendance du seuil à d'autres conditions thermodynamiques (pression ambiante, chaleur dégagée par la combustion du kérosène, capacité calorifique de l'air), à l'indice d'émission de vapeur d'eau ainsi qu'aux caractéristiques des réacteurs de l'avion (efficacité globale). Le SAC a permis de mettre en évidence qu'empiriquement, dans la grande majorité des cas, **la sursaturation par rapport à l'eau liquide est une condition nécessaire à la formation de jeunes contrails visibles** [Jensen et al., 1998 ; Schumann et al., 2000].

Les propriétés du jeune contrail sont ensuite modifiées par la dilution du panache d'échappement dans l'air ambiant suite à l'interaction du jet avec la turbulence créée par les ailes de l'avion [Irvine et al., 2012 ; Schumann et Heymsfield, 2017]. Les **cristaux de glace se trouvent piégés dans les deux vortex du**

sillage de l'avion (tournant en sens opposé). Ces vortex induisent une compression adiabatique, un réchauffement et une sublimation partielle des petits cristaux dans un **premier sillage** [Lewellen et Lewellen, 2001 ; Unterstrasser et al., 2016 ; Kärcher et Voigt, 2017]. Les **cristaux** sont alors **quasi-sphériques** avec des diamètres effectifs typiquement inférieurs à $4 \mu\text{m}$ [Schumann et al., 2011 et 2017 ; Gayet et al., 2012]. Leur concentration est typiquement supérieure à 1000 cm^{-3} quelques secondes après la formation du contrail [Petzold et al., 1997]. Elle décroît ensuite par dilution pour descendre à des **concentrations inférieures à 200 cm^{-3} , 1 min après la formation du contrail** [Schröder et al., 2000 ; Gayet et al., 2012]. Les IWCs sont alors de l'ordre de 3 mg/m^3 avec un coefficient d'extinction maximal de 7 km^{-1} . Cependant, ces propriétés moyennes peuvent fortement varier avec les conditions atmosphériques [Schumann et al., 2017].

Le premier sillage disparaît ensuite si l'air ambiant est sous saturé par rapport à la glace. Sinon, un **second sillage, plus persistant** (jusqu'à 5 min), apparaît. Il provoque une «expulsion» (ou détournement) des cristaux du premier sillage à des niveaux d'altitudes plus élevés [Sussmann et Gierens, 1999 ; Kaufmann et al., 2014]. Les cristaux y sont moins nombreux mais de plus grandes tailles grâce à un rapide mélange avec l'air ambiant humide et sursaturé ainsi qu'à un réchauffement moins prononcé. Quelques minutes après leur formation, les cristaux commencent à avoir des **formes non sphériques** avec des diamètres effectifs de l'ordre de $6 \mu\text{m}$ [Voigt et al., 2010 ; Gayet et al., 2012]. Les contenus en glace sont compris entre 2.5 et 10 mg.m^{-3} , les coefficients d'extinction proches de 2 à 3 km^{-1} et les **concentrations typiquement inférieures à 100 cm^{-3}** [Voigt et al., 2010 ; Febvre et al., 2009 ; Gayet et al., 2012 ; Schumann et al., 2013 ; Kaufmann et al., 2014].

• **Evolution et dissipation des contrails**

Suite à ces phases de vortex («**wake phases**»), la fraction rémanente de cristaux dépend de la température, de l'humidité, du nombre et de la taille des cristaux produits initialement ainsi que des caractéristiques aérodynamiques de l'avion (qui déterminent l'échelle des vortex de sillage). Une **phase de dissipation des vortex et de dispersion des contrails** intervient ensuite, induite par le cisaillement du vent et la turbulence atmosphérique. Des processus de chauffage radiatif et de sédimentation jouent également sur **l'évolution du jeune contrail linéaire en contrail «agé»**. Si l'humidité le permet, les cristaux de glace deviennent de plus en plus non sphériques et peuvent croître par dépôt de vapeur. Après **plusieurs dizaines de minutes, la taille des cristaux de ces contrails agés peut facilement dépasser les $20 \mu\text{m}$** pour des **concentrations comprises entre 1 et 5 cm^{-3}** [Lawson et al., 1998 ; Schäuble et al., 2009]. Les valeurs du coefficient d'extinction sont typiquement inférieures à 0.5 km^{-1} [Febvre et al., 2009] et celles du IWC **peuvent atteindre 10 mg.m^{-3}** [de Leon et al., 2012]. A ce stade, il est encore possible de différencier les propriétés des contrails de celles des cirrus naturels [Voigt et al., 2017].

Si l'environnement reste encore sursaturé par rapport à la glace et que les conditions dynamiques sont favorables, les **contrails** linéaires peuvent se mélanger avec d'autres contrails ou des cirrus pour **évoluer en contrail cirrus** [Schumann et Wendling, 1990]. Il est alors difficile d'identifier les contrails par inspection visuelle et de façon non ambiguë [Schumann et al., 2017]. L'extinction de ces contrails est souvent plus faibles que celle des jeunes contrails à cause de la compétition pour l'humidité. Leur épaisseur optique est de l'ordre de 0.3 [Vasquez-Navarro et al., 2015]. Les **concentrations des cristaux de taille supérieure à $100 \mu\text{m}$ sont de l'ordre de 0.1 cm^{-3}** avec des formes se rapprochant de celles des **plaques** [Jones et al., 2012] ou des **bullet-rosettes** [Heymsfield et al., 2010]. Les études de modélisation réalisées dans des conditions atmosphériques typiques montrent également une modification des propriétés optiques et microphysiques lorsque les contrails linéaires évoluent en contrail cirrus [Unterstrasser et al., 2017 ; Schumann et al., 2015].

- **Propriétés radiatives des contrails**

L'évaluation de l'effet radiatif des contrails nécessite, en particulier, une estimation de leur couverture nuageuse et de leur épaisseur optique mais aussi des propriétés de diffusion, de la taille et de la concentration des cristaux de glace [Spangenberg *et al.*, 2013]. Les simulations de l'**effet radiatif effectif global des contrail-cirrus** montrent une forte variabilité comprise entre 13 mW/m² [Chen *et Gettelman*, 2013] et 80 mW/m² pour une valeur moyenne **de l'ordre de 50 mW/m²** [Schumann *et Graf*, 2013]. Pour les contrails linéaires, cet effet est seulement de l'ordre de 3 mW/m² mais présente un fort cycle diurne [Chen *et Gettelman*, 2013]. L'étude de Vazquez-Navarro *et al.*, [2015], basée sur les observations SEVIRI/MSG et de MODIS/Terra sur plus de 2000 contrails, a néanmoins montré que le temps de vie des contrails était en moyenne d'une heure pour une étendue de 130 km, une épaisseur optique de 0.35 et une altitude moyenne de 11.7 km. Ainsi, dans les régions soumises à un fort trafic aérien, l'effet radiatif des contrails peut tout de même atteindre 1 W/m². Cependant, compte tenu des fortes **incertitudes liées à l'évaluation de la couverture nuageuse** des contrails (entre 0.1% pour les contrails fins et ~ 1% pour les contrails cirrus, [Burkhart *et Karcher*, 2011]) et de l'**évolution de leur propriétés optiques et microphysiques** au cours de leur cycle de vie, l'impact radiatif des contrails reste encore très incertain [Lee *et al.*, 2010].

Comprendre le rôle des contrails dans le système climatique nécessite une caractérisation plus précise de leurs propriétés radiatives, optiques et thermodynamiques au cours des différents stades de leur évolution. Il est également essentiel de pouvoir identifier les **mécanismes de formation des jeunes contrails** ainsi que les **processus microphysiques, radiatifs et dynamiques intervenant au cours de leur cycle de vie**. En cela, une meilleure estimation du nombre de cristaux présents dans les contrails en lien avec les conditions thermodynamiques (*RH_i*, température, pression, dynamique du sillage) et chimiques (nombre de particules de suie, émissions) de l'atmosphère reste nécessaire. L'estimation de la durée de vie des contrails dépendra ensuite de notre capacité à modéliser les processus de mélange et de sédimentation et à bien caractériser l'évolution des propriétés microphysiques des cristaux en fonction de la vitesse verticale et de l'humidité ambiante. Notre contribution se situe en amont de ces considérations. Elle porte sur la **mise en œuvre d'une méthodologie pour identifier puis caractériser les propriétés des contrails** au cours de leur évolution, à partir de moyens instrumentaux aéroportés.

II.2.2 Analyse statistique de l'évolution temporelle des propriétés des contrails

Les mesures réalisées lors de 12 vols du Falcon 20 du DLR pendant les deux campagnes **CONCERT 2008** et **2011 (CONtrail and Cirrus ExpeRiment)**, Voigt *et al.*, [2010 et 2014]) nous ont permis d'acquérir un jeu de données intéressant sur les propriétés microphysiques, optiques et chimiques des contrails à différents stades de leur évolution.

Lors de la campagne **CONCERT-1** (Octobre-Novembre 2008), les observations se sont focalisées sur les contrails linéaires (ou jeunes contrails) issus des panaches d'échappement de 17 avions de ligne différents. La campagne **CONCERT-2** (Aout-Septembre 2011) s'est elle plus spécifiquement focalisée sur les contrails persistants et leur évolution en contrail-cirrus. Ces deux campagnes se sont déroulées en Europe de l'Ouest avec comme base de départ Oberpfaffenhofen en Bavière. Nos analyses se sont concentrées sur l'exploitation des propriétés optiques des cristaux estimées par le **PN** ainsi que des mesures du **FSSP-300** et du **2D-C** permettant de caractériser les propriétés microphysiques des cristaux de glace de taille comprise entre 0.5-18 µm et 50-800 µm [Stage de M2 d'Aurélien Chauvigné en 2013 ; Febvre *et al.*, 2009]. Nous rappellerons que pour ces campagnes, un traitement spécifique des données microphysiques a été effectué, adapté des méthodes décrites dans Gayet *et al.*, [2004] et Bormann *et al.*, [2000] (cf. **Section II.1.1.1**). Nous nous sommes également appuyés sur les mesures de concentration de gaz traces NO et NO_y [Jurkat *et al.*, 2016] et d'humidité relative (à partir du spectromètre de masse AIMS-H₂O ou d'hygromètres CR-2 et FISH) [Kaufmann *et al.*, 2014 ; Heller *et al.*, 2017] réalisées par nos collègues allemands du DLR.

L'**objectif principal** des analyses que nous avons menées sur ce jeu de données **était d'identifier et de classer les contrails à différentes étapes de leur cycle de vie**. La méthodologie suivie s'est reposée, une nouvelle fois, sur des analyses en composantes principales (ACP) des mesures d'indicateurs de diffusion du PN. Les indicateurs sont ensuite regroupés en «cluster» pour être associés à différents types de contrails identifiés grâce à la combinaison des mesures de **concentrations d'espèces gazeuses** (NO, NO_y) et des informations fournies par le **contrôle du trafic aérien** (Air Traffic Control, ATC). Des propriétés optiques et microphysiques caractéristiques des différents stades d'évolution des contrails peuvent ensuite être obtenues.

II.2.2.1 Mise en œuvre d'une base de référence

Avant d'analyser l'ensemble des observations disponibles, nous avons cherché à évaluer la faisabilité de la méthode statistique sur un nombre limité d'événements de contrails particulièrement bien documentés. Une première étape a ainsi consisté à établir une **base analytique de référence** à partir des données issues de deux vols (16b et 19b) caractérisés par une grande variété de contrails. Les informations délivrées par le contrôle du trafic aérien permettent de connaître la trajectoire et les caractéristiques (type de moteur, consommation, poids...) des avions de ligne «poursuivis» par le Falcon. Il est également possible d'estimer l'âge du panache d'émission mesurée par les instruments *in situ*.

Les indicateurs de diffusion mesurés par le PN lors de ces deux vols sont représentés dans l'espace des trois premières composantes principales sur les **figures II.2.2**. Un code couleur permet d'identifier les avions à l'origine de la formation des différents contrails ou la présence de cirrus «naturels» échantillonnés par le Falcon. Les **figures II.2.1a-b** permettent d'illustrer simplement **la variabilité des propriétés optiques des contrails** ainsi que les **différences attendues par rapport aux propriétés d'un cirrus**. Par exemple, dans le plan défini par les deuxième (C₂) et troisième composantes principales (C₃), les contrails issus de l'**A380** (en jaune), du **B777** (en cyan) et de l'**A343** (en bleu) présentent des comportements optiques suffisamment différents pour pouvoir les identifier et les séparer. Les contrails issus du CRJ-2 sont également bien repérés sur le plan défini par les première (C₁) et deuxième composantes (C₂). Les **cirrus «naturels»** (en vert) présents lors de ces deux vols ont aussi des caractéristiques bien différentes de celles de la plupart des contrails échantillonnés. Le positionnement des indicateurs sur les plans principaux est essentiellement dictée par les **variations du facteur d'asymétrie et du coefficient d'extinction** des différents contrails. En effet, les valeurs de C_{j,2} et C_{j,1} augmentent, respectivement, avec le facteur d'asymétrie et l'extinction (cf. **Fig. II.2.3c** où les vecteurs propres correspondants sont représentés). La composante C₃ décrit, pour sa part, le **partitionnement avant/arrière de la diffusion** (cf. **Fig. II.2.3c**). *Jourdan et al., [2010]* ont montré que ce comportement pouvait être lié à la **modification de la forme des cristaux** ou à leur degré d'asphéricité.

L'exemple du contrail linéaire issu de l'**A380** permet de bien appréhender l'évolution des propriétés optiques au cours de leur vieillissement/transformation. Quelques dizaines de secondes après la formation du contrail, les indicateurs de diffusion sont positionnés à l'extrême droite des diagrammes (C_{j,2}, C_{j,3}) et (C_{j,2}, C_{j,1}) sur les **figures II.2.2**. Ces valeurs élevées de C_{j,2} sont la conséquence de facteurs d'asymétrie (*g*) supérieurs à 0.85 qui traduisent **la présence d'une majorité de cristaux sphériques dans ces jeunes contrails**. On observe ensuite une diminution rapide de C_{j,2} et *g* quelques minutes plus tard (*g* < 0.8). La morphologie des cristaux est alors asphérique et leur croissance par dépôt de vapeur devient détectable. Au fur et à mesure, les propriétés optiques du contrail se rapprochent de celles d'un cirrus.

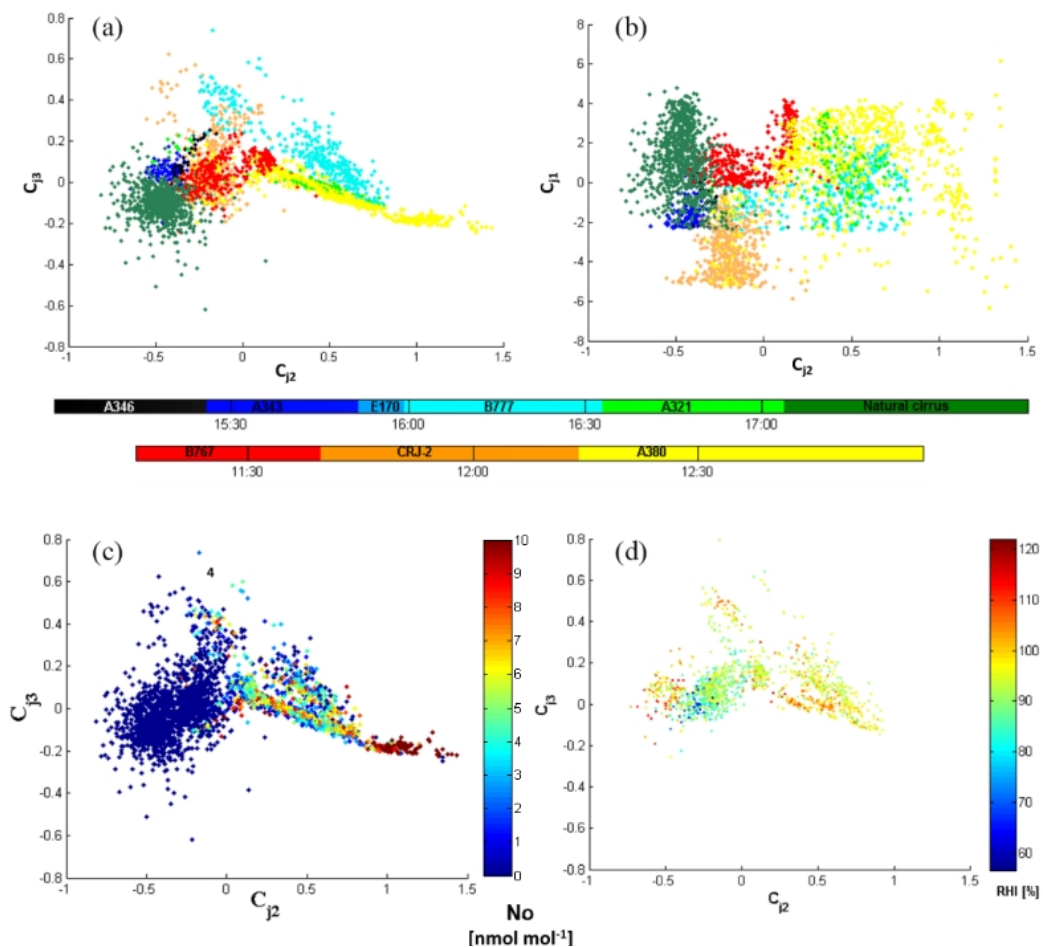


Figure II.2.2 : Représentation, dans l'espace des composantes principales, des indicatrices de diffusion mesurées lors des vols 16b et 19b des campagnes **CONCERT**. Projections des mesures du **PN** dans les plans définis par : **(a)** les deuxième et troisième composantes principales (C_{j2} vs C_{j3}) ; **(b)** les deuxième et première composantes (C_{j2} vs C_{j1}). Le code couleur est relatif aux différents avions de ligne émettant des contrails. Ces informations sont fournies par le contrôle du trafic aérien (ATC). Sur les panneaux **(c)** et **(d)** les indicatrices de diffusion sont représentées dans le plan (C_{j2} vs C_{j3}) avec un code couleur lié : **(c)** au rapport de mélange de NO mesuré en nmol/mol ou **(d)** à l'humidité relative par rapport à la glace RH_i . D'après le [stage de M2 d' Aurélien Chauvigné \(2013\)](#) et [Chauvigné et al., \[2018\]](#).

Les concentrations de NO constituent également un bon traceur pour identifier les nuages influencés par le trafic aérien. Dans les jeunes contrails, ces concentrations peuvent atteindre plusieurs dizaines de nmol.mol⁻¹. Elles diminuent ensuite rapidement par dilution dans l'air ambiant de la haute troposphère jusqu'à descendre à des valeurs inférieures à quelques nmol.mol⁻¹ [Voigt et al., 2017]. Cette tendance est observable sur la **figure II.2.1c** où l'on remarque que les grandes valeurs de C_{j2} sont majoritairement associées aux plus forts rapports de mélange de NO. Ainsi, les jeunes contrails, caractérisés par une faible diffusion latérale (g et $C_{j,2}$ élevés) liée à la présence de cristaux de glace sphériques, ont des concentrations en NO supérieures en moyenne à 10 nmol.mol⁻¹. Les contrails plus âgés, composés de cristaux non sphériques, ont, en revanche, une diffusion latérale plus prononcée (g et $C_{j,2}$ diminuent) qui est associée à des rapports de mélange de NO inférieurs à 4 nmol.mol⁻¹. Les cirrus naturels présentent, pour leur part, des concentrations de NO négligeables. Enfin, les mesures d'humidité relative par rapport à la glace (RH_i) nous procurent des informations additionnelles sur la persistance des contrails. On remarquera que dans les cirrus naturels les humidités sont légèrement plus importantes que dans la plupart des contrails (**Fig. II.2.2d**). Les cristaux devenant de plus en plus asphériques au fur et à mesure de leur croissance, la diminution de leur facteur d'asymétrie (ainsi que $C_{j,2}$) pourrait être également mis en relation avec les conditions d'humidité ambiantes.

II.2.2.2 Classification des contrails

Sur la base des tendances décrites ci-dessus, nous avons ensuite voulu analyser l'ensemble de la base données disponible. L'objectif est de représenter la totalité des propriétés optiques des contrails dans un espace commun afin de faciliter leur identification et leur interprétation.

La distribution des indicatrices de diffusion dans l'espace des trois premières composantes principales révèle la présence de plusieurs groupes bien distinct d'indicatrices (points) (**Fig. II.2.2a-b**). Nous avons donc, dans une deuxième étape, cherché à séparer les observations en 6 familles (clusters) à l'aide d'une méthode K-means de clustering [Seber, 1984 ; Spath 1985]. Dans cette approche, les clusters sont définis par leur moyenne (ou centre géométrique), leur écart type (largeur) et leur corrélation croisée (inclinaison). Chaque observation est alors assignée à un cluster spécifique de telle sorte que la distance (variance) entre chaque point et le centre du cluster soit minimale. Seuls les points situés à une distance du centre du cluster inférieure à 10% du maximum de la distance de Mahalanobis D_M [De Maesschalck et al., 2000] sont classifiés et associés au cluster. La distance $D_M(x)_i$ entre un point x de l'espace des composantes principales (3D) et le centre du $i^{\text{ème}}$ cluster désigné par sa moyenne μ_i s'exprime de la façon suivante:

$$D_M(x)_i = \sqrt{(x - \mu_i)^T S_i^{-1} (x - \mu_i)} \quad (\text{Eq. II.1})$$

avec S_i la matrice de covariance du $i^{\text{ème}}$ cluster.

Les **figures II.2.3a-b** montrent la répartition des observations issues des deux vols de référence au sein des 6 clusters (clusters numérotés de 0 à 5). Les **clusters 3 et 5 sont caractérisés par de très faibles facteur d'asymétrie et concentrations de NO**. Dans ces clusters, les humidités relatives RH_i sont généralement supérieures à 100%. Les informations de l'ATC indiquent que ces événements nuageux sont soit issus du vieillissement de contrails d'avions de ligne (**cluster 3 : contrails agés 1, AC1**) soit correspondent à des cirrus plus ou moins pollués (**cluster 5 : cirrus pollué, PC**). Les quatre autres clusters sont associés à des valeurs de rapport de mélange de NO plus importantes, signature d'une influence significative des émissions des avions. L'analyse des images de la caméra de bord du Falcon nous permet d'associer le **cluster 0 (PW) au sillage primaire** de l'A380. Dans les **clusters 1 (YC1) et 2 (YC2)** sont regroupés les **jeunes contrails** où les particules sphériques prédominent. Enfin, les contrails ayant subi une évolution notable de leurs propriétés microphysiques correspondent au **cluster 4 (aged contrail 2, AC2)**. Les propriétés optiques des **contrails agés** sont caractérisées par une **diffusion latérale plus marquée** que celles des jeunes contrails, traduisant la présence d'une **majorité de cristaux de glace non sphériques**.

Cette classification permet donc d'associer la plupart des événements nuageux observés lors de deux vols à un cluster particulier [Chauvigné et al., 2018]. Les diagrammes présentés sur les **figures II.2.3a-b** peuvent ensuite servir de base de référence pour identifier les contrails échantillonnés lors des autres vols des campagnes **CONCERT**. Il suffira de projeter leurs indicatrices de diffusion dans l'espace des trois premières composantes établies à partir des 2 vols de référence (i.e. 16b et 19b, **Fig. II.2.3c**). Cette méthodologie est illustrée sur la **figure II.2.3d** où le vol 17a de **CONCERT-1** est projeté sur la base de données de référence. Sur cette figure, les contrails du 17a dont les propriétés de diffusion sont similaires à celles regroupées dans un des 6 clusters de référence, ont des coordonnées proches du centre de ce cluster. On remarque que le vol du 17a regroupe différentes phases d'évolution des contrails, couvrant aussi bien des contrails linéaires observés dans le sillage primaire de l'avion (PW) que des contrails agés (AC1). La majorité des données collectées lors de ce vol correspond, toutefois, à des contrails agés de la classe AC1 (**Fig. II.2.3d**).

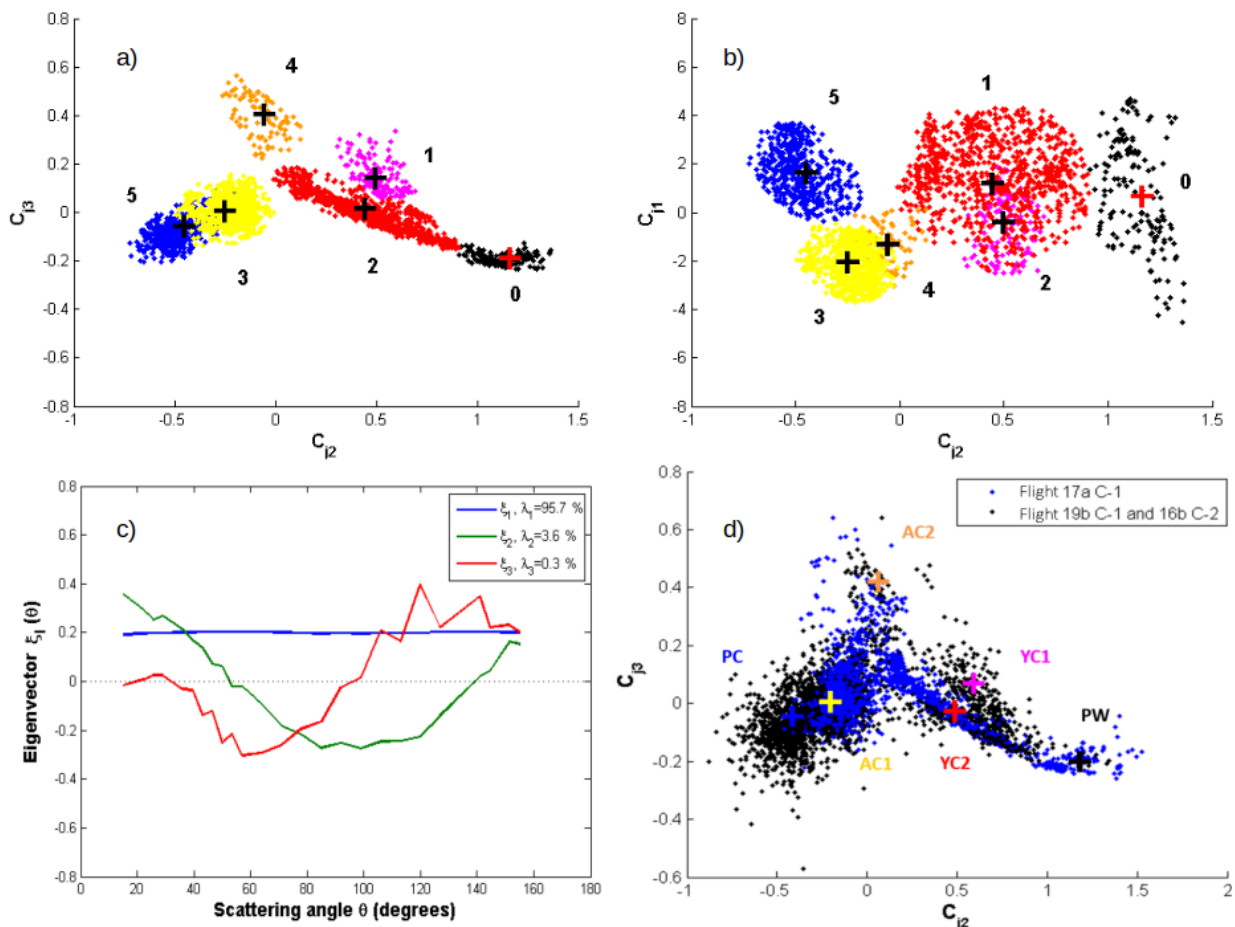


Figure II.2.3 : Résultats de la classification de la base de référence des indicatrices de diffusion mesurées lors des vols du 16b (CONCERT2) et 19b (CONCERT1) par la méthode de clustering k-means. Projections des indicatrices dans le (a) plan défini par la deuxième et troisième composante principale (b) plan défini par la deuxième et première composante principale. Les numéros de 0 à 5 correspondent aux 6 clusters établis. 0 : Primary Wake (PW) ; 1 : Young Contrail 1 (YC1) ; 2 : Young Contrail 2 (YC2) ; 3 : Aged Contrail 1 (AC1) ; 4 : Aged contrail 2 (AC2) ; 5 : Polluted Cirrus (PC). (c) Trois premiers vecteurs de la matrice de corrélation des indicatrices de diffusion des vols 16b et 19b. La contribution à la variance totale du système de chacun de ces vecteurs propres est indiquée sur la légende. (d) Exemple de projection des indicatrices de diffusion mesurées lors du vol 17a de CONCERT1 (en bleu) dans le plan (C_2, C_3). Les mesures correspondant à la base de référence sont en noir. Les centres des clusters d'origine sont indiqués par des croix (+). D'après [Chauvigné et al., \[2018\]](#).

Les 6 vols restants, soit 4500 indicatrices de diffusion supplémentaires, ont ensuite pu être projetés sur cette base. Chaque mesure est alors assignée à un cluster particulier. Dans [Chauvigné et al., \[2018\]](#), nous avons pu montrer que, dans 60 à 90% des cas, les **contrails échantillonnés moins de 100 secondes après leur formation** étaient classés dans les clusters YC1 ou YC2. Ainsi, lorsque l'information sur l'âge des contrails était disponible, nous avons pu observer la **très bonne correspondance entre le stade d'évolution des contrails et leur assignation dans les clusters définis à partir de la base de données de référence.**

II.2.2.3 Propriétés représentatives des contrails

Une fois que chaque observation ait été assignée à un cluster donné, il devient possible d'établir les propriétés optiques, microphysiques et «chimiques» représentatives de chacun des 6 clusters, sensés décrire un stade particulier de l'évolution des contrails. Les **figures II.2.4** montrent les distributions normalisées des valeurs du facteur d'asymétrie (**Fig. II.2.4a**), du coefficient d'extinction (**Fig. II.2.4c**), de la

concentration en NO (Fig. II.2.4d) et de l'humidité relative par rapport à la glace (Fig. II.2.4a) au sein des 6 clusters.

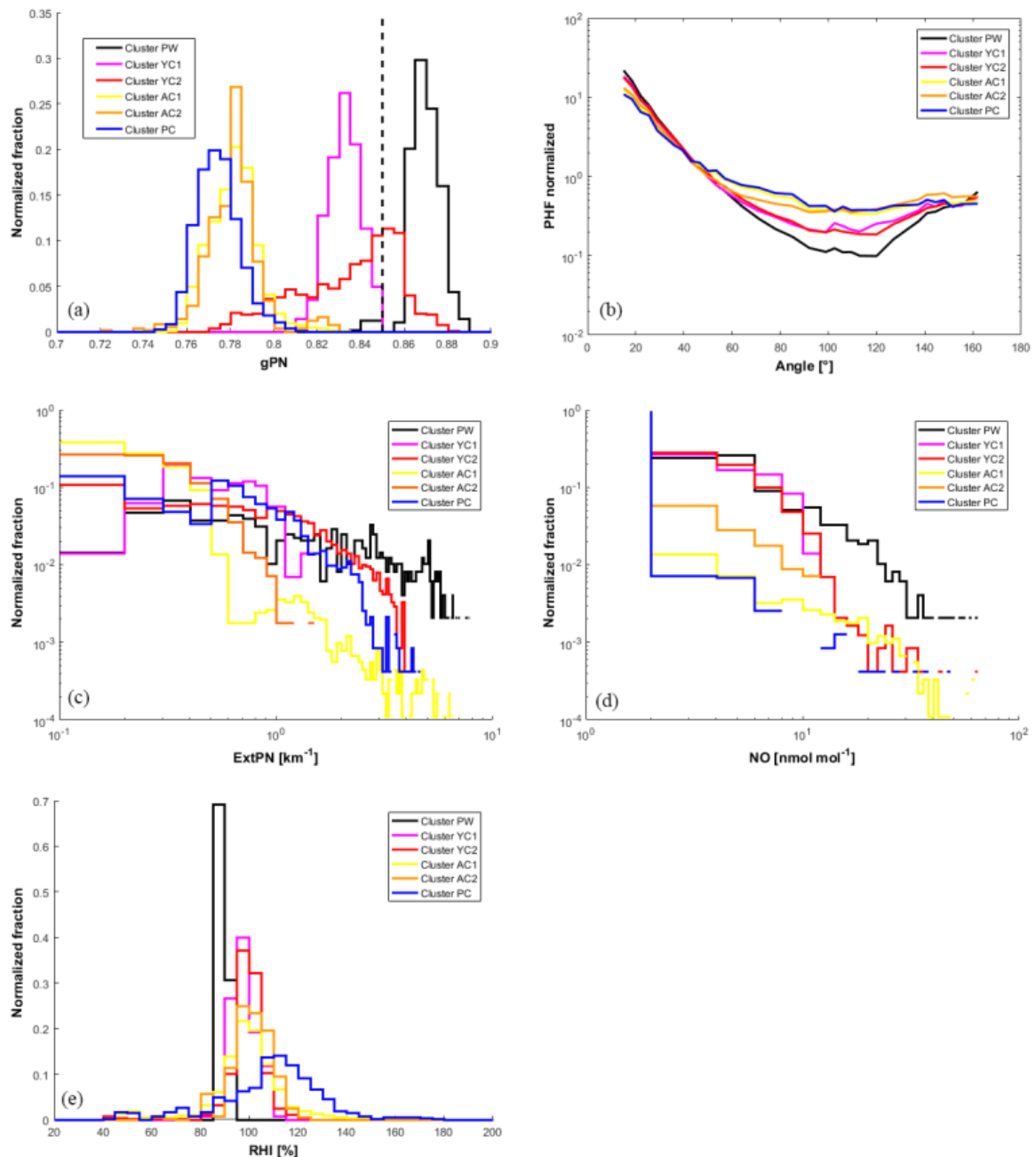


Figure II.2.4 : Propriétés des différents types de contrails et des cirrus échantillonnés lors des campagnes **CONCERT**. Histogrammes normalisés du (a) facteur d'asymétrie g_{PN} , (c) du coefficient d'extinction Ext_{PN} , (d) du rapport de mélange en NO, et (e) de l'humidité relative par rapport à la glace RHI. (b) Fonctions de phase normalisées moyennes pour le Primary Wake (PW), Young Contrail 1 (YC1), Young Contrail 2 (YC2), Aged Contrail 1 (AC1), Aged contrail 2 (AC2) et Polluted Cirrus (PC). D'après Chauvigné *et al.*, [2018] et Stage de M2 d'Aurélien Chauvigné, (2013).

Le lien entre les propriétés de diffusion et le stade d'évolution des contrails est clairement mis en évidence sur les figures II.2.4a-b. Juste après la formation du contrail, dans le sillage primaire (PW), les valeurs de g sont typiquement supérieures à 0.86 et les fonctions de phase caractérisées par une faible de diffusion latérale (entre 60° et 140°). En effet, nous avons vu que l'accroissement de la pression dans le vortex descendant du PW provoque un réchauffement adiabatique et une sublimation des cristaux de glace [Unterstrasser *et al.*, 2017] pouvant expliquer ces forts facteurs d'asymétrie associés à des cristaux quasi-sphériques. Le coefficient d'extinction a une valeur moyenne de 4 km^{-1} et maximale de 8 km^{-1} (Fig. II.2.4c).

Les concentrations de NO sont bien supérieures (~ 10 nmol/mol) à celles rencontrées dans les contrails plus âgés, tandis que l'humidité relative y est plus faible ($RH_i = 90\%$) (**Fig. II.2.4d-e**). A mesure que le contrail vieillit, le facteur d'asymétrie diminue et la diffusion latérale augmente suite à l'évolution de la morphologie des cristaux de glace vers des formes moins sphériques.

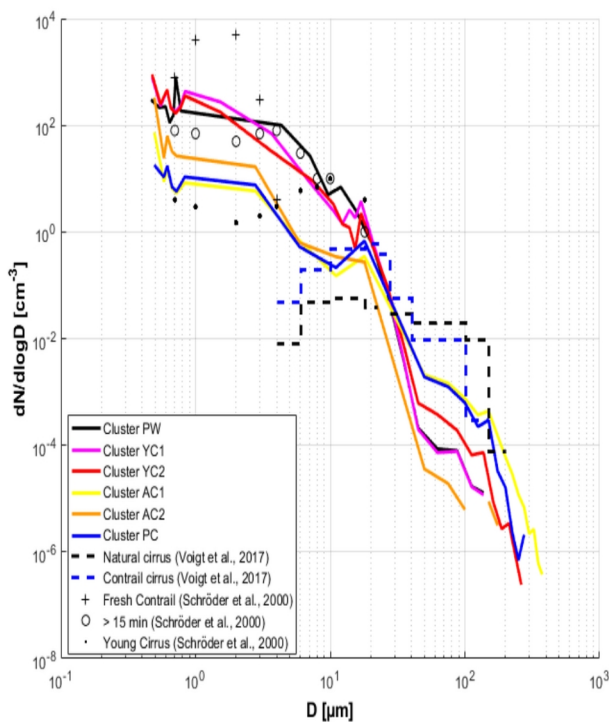
Dans les **jeunes contrails (YC1 et YC2)**, g varie entre **0.80 et 0.86**, l'extinction moyenne entre de 1 à 2 km^{-1} . Les propriétés des **contrails âgés (AC1, AC2)** sont caractérisées par des **facteurs d'asymétrie compris entre 0.72 et 0.80** ($\langle g \rangle \sim 0.78$) et des extinctions moyennes de l'ordre de 0.2 km^{-1} . Ces résultats sont en accord avec les études de cas présentées dans Gayet *et al.*, [2012] et Febvre *et al.*, [2009]. Les fonctions de phase des contrails âgés ont une diffusion latérale prononcée, clairement différenciable de celle des jeunes contrails (**Fig. II.2.4b**). Nous avons montré, dans la **section I.2.2.1 de la partie I**, que ce comportement pouvait être la signature d'un accroissement de la fraction de particules non sphériques. Il explique en partie la localisation des contrails âgés dans la région où $C_{j2} < 0.2$ sur la **figure II.2.3a-b** dans laquelle les propriétés optiques sont essentiellement gouvernées par les cristaux non sphériques.

Ce comportement est encore plus marqué dans les **cirrus (PC) où les conditions de sursaturation par rapport à la glace (RH_i médian $\sim 120\%$) favorisent la croissance des cristaux et le développement de formes complexes**. Des conditions thermodynamiques favorables à la persistance des contrails sont également rencontrées dans les contrails âgés (en particulier pour le groupe AC1, RH_i médian $\sim 110\%$). Enfin, les faibles concentrations de NO mesurées dans ces nuages, où seul 1% des cas présentent des concentrations supérieures à 2 nmol/mol, justifient leur classification en contrails âgés ou cirrus pollués. En effet, le temps de vie des produits chimiques (NO, SO_2) issus des réactions de combustion diminuent rapidement par dispersion dans la haute troposphère ou en réagissant avec d'autres molécules.

L'ensemble de ces résultats montre **la capacité des mesures d'indicatrices de diffusion du PN et de l'ACP à identifier puis discriminer les différents stades d'évolution des contrails**. Des propriétés optiques et chimiques représentatives ont ainsi pu être dérivées pour chaque type de contrails.

L'évaluation des propriétés microphysiques de ces nuages est également déterminante pour comprendre les processus de formation et d'évolution des contrails, ainsi que leur impact radiatif. Nous avons pu établir les distributions dimensionnelles moyennes (PSD) des contrails pour chaque cluster à partir de la combinaison des mesures du FSSP-300 et du 2D-C (**Fig. II.2.5a**). Cependant, il est important de noter qu'une procédure d'interpolation des mesures a été appliquée entre les gammes de tailles comprises entre 17 μm et 50 μm dues aux limites inhérentes à ces deux instruments. Les valeurs des propriétés microphysiques présentées sur la **figure II.2.5b** sont donc soumises à des incertitudes potentiellement importantes.

La **figure II.2.5a** montre que l'allure générale des différentes PSDs moyennes est en accord avec la définition que nous avons faite des clusters ainsi qu'avec les études précédentes de Schröder *et al.*, [2000] et Voigt *et al.*, [2017]. Deux catégories de PSDs semblent se dégager : celles relatives aux jeunes contrails et celles associées aux contrails plus âgés. Les **PSDs moyennes des contrails âgés (AC1 et AC2) et des cirrus pollués (PC) sont caractérisées par une concentration de petits cristaux d'au moins un ordre de magnitude plus bas que les PSDs des jeunes contrails (YC1 et YC2) et du sillage primaire (PW)**. Ces différences peuvent s'expliquer par les mécanismes de transformation des contrails dans les premières minutes après leur formation. En effet, dans le panache d'échappement des avions, les petits cristaux de taille comprise entre 1 μm et 10 μm se diluent rapidement avec l'air environnant au bout de quelques minutes, provoquant une chute de la concentration en nombre de cristaux. L'incertitude associée à la mesure de ces petits cristaux reste cependant importante, entre 30% et 75% selon la concentration [Gayet *et al.*, 2002 ; Febvre *et al.*, 2009]. Des différences significatives sont également observées entre les jeunes contrails et les contrails âgés au niveau de la proportion des grands cristaux. De plus grandes concentrations de cristaux de taille supérieure à 100 μm sont mesurées dans les cirrus pollués ainsi que dans les contrails âgés bien développés (AC1 apparentés à des contrails cirrus). Ces caractéristiques sont en accord avec les observations réalisées dans un contrail-cirrus (agé de 3h) présentant des concentrations de l'ordre de 0.1 cm^{-3} et des cristaux de taille allant jusqu'à une centaine de micromètres [Voigt *et al.*, 2017].



(a)

Cluster	Extinction (km ⁻¹)	Mean	SD	Median	prctile 25	prctile 75
PW	4.230	4.230	3.820	3.308	1.104	6.485
YC1	0.720	0.720	0.410	0.680	0.351	1.026
YC2	2.070	2.070	2.655	1.017	0.271	2.836
AC1	0.212	0.212 (0.204)	0.465 (0.456)	0.037 (0.033)	0.008 (0.005)	0.152 (0.138)
AC2	0.114	0.114 (0.090)	0.163 (0.149)	0.060 (0.038)	0.007 (0.003)	0.135 (0.094)
PC	0.207	0.207 (0.197)	0.363 (0.360)	0.072 (0.062)	0.032 (0.026)	0.178 (0.160)

Cluster	IWC (mg m ⁻³)	Mean	SD	Median	prctile 25	prctile 75
PW	8.173	8.173	10.586	5.573	1.665	11.363
YC1	0.191	0.191	0.107	0.168	0.111	0.281
YC2	4.860	4.860	8.918	1.235	0.218	6.604
AC1	5.707	5.707 (5.705)	25.120 (25.120)	0.124 (0.122)	0.007 (0.004)	1.126 (1.123)
AC2	0.310	0.310 (0.304)	1.103 (1.103)	0.112 (0.093)	0.005 (0.002)	0.290 (0.285)
PC	3.024	3.024 (3.022)	8.845 (8.845)	0.218 (0.214)	0.080 (0.079)	0.641 (0.639)

Cluster	NTOTAL (cm ⁻³)	Mean	SD	Median	prctile 25	prctile 75
PW	172.965	172.965	114.497	152.398	95.564	223.374
YC1	409.726	409.726	205.625	405.127	230.907	603.187
YC2	188.139	188.139	199.736	125.344	52.584	236.100
AC1	8.148	8.148 (0.372)	24.646 (2.103)	1.688 (0.086)	0.027 (0.027)	3.311 (0.179)
AC2	29.517	29.517 (0.427)	44.723 (1.005)	8.021 (0.128)	0.0120 (0.020)	46.762 (0.290)
PC	6.646	6.646 (0.360)	7.237 (0.864)	4.602 (0.213)	0.110 (0.110)	8.354 (0.394)

(b)

Figure II.2.5 : (a) Distributions dimensionnelles en nombre (PSD) des contrails ou cirrus regroupés dans les 6 clusters. Les mesures sont effectuées par le FSSP-300 entre 0.5 μm et 17 μm et par le 2DC entre 50 μm et 800 μm . Les PSDs issues d'études précédentes sont également reportées. (b) Propriétés optiques et microphysiques calculées à partir des PSDs pour chacun des 6 clusters. Les valeurs entre parenthèses correspondent aux propriétés pour des particules de taille supérieure à 3 μm . Les barres bleutées représentent la contribution relative des contrails individuels identifiés par l'ATC à l'ensemble des points utilisés pour établir les statistiques. D'après [Chauvigné et al., \[2018\]](#).

Les statistiques reportées sur la **figure II.2.5b** résument les propriétés des différents contrails. Dans le **sillage primaire (PW)**, le coefficient d'extinction moyen est de l'ordre de 4 km^{-1} , le contenu en glace proche de 8 mg.m^{-3} et la **concentration de cristaux atteint quasiment 180 cm^{-3}** . Ces résultats sont en accord avec les analyses de [Gayet et al., \[2012\]](#) appliquées à des contrails mesurés moins d'une minute après leur formation. Les **concentrations et les extinctions** des cristaux mesurées dans les **jeunes contrails (YC1 et YC2)** sont, respectivement, **supérieures à 180 cm^{-3} et 0.7 km^{-1}** . Ces propriétés sont cohérentes avec les valeurs de concentrations comprises entre 100 et 200 cm^{-3} obtenues par [Goodman et al., \[1998\]](#), [Schröder et al., \[2000\]](#) et [Gayet et al., \[2012\]](#) dans des jeunes contrails (agés de 1 à 3 minutes).

Ces valeurs se distinguent de celles obtenues dans les **contrails agés (AC1 et AC2)** où les **concentrations moyennes ne dépassent pas 30 cm^{-3} et, 0.3 km^{-1} pour les extinctions**. Les observations menées par [Lawson et al., \[1998\]](#), [Schäuble et al., \[2009\]](#) et [Schumann et al., \[2017\]](#) dans des contrails agés d'une dizaine de minutes, ont plutôt convergé sur des concentrations plus faibles s'échelonnant entre 5 cm^{-3} et 1 cm^{-3} . Ces estimations concordent avec les concentrations établies, lors de notre étude, pour des cristaux de taille supérieure à 3 μm ($N_{D>3\mu\text{m}} \sim 0.4 \text{ cm}^{-3}$). Un tel diamètre de coupure semble, en effet, plus pertinent pour déterminer les concentrations de cristaux dans des contrails agés. Les **IWC** et les extinctions obtenues pour ce type de contrails sont également en accord avec les études antérieures [[De Leon et al., 2012](#) ; [Febvre et al., 2009](#)]. Ils **varient en moyenne entre 0.3 et 5.7 mg.m^{-3} dans les contrails agés** contre 0.2 et 4.9 mg.m^{-3} dans les jeunes contrails. Cette variabilité est la conséquence de la présence d'un plus grand nombre de cristaux de taille supérieure à 20 μm dans les clusters YC2 et AC1 que dans les groupes YC1 et AC1.

Les propriétés microphysiques des **cirrus « pollués » (PC)** sont relativement proches des celles des contrails agés. Les concentrations des cristaux de taille supérieure à 3 μm , bien que supérieures, ne sont pas

très éloignées des valeurs typiques des cirrus, entre -50°C et -60°C , reportées dans *Krämer et al.*, [2016 et 2020] et *Heymsfield et al.*, [2013 et 2017] (cf. **Section II.1.1**). En revanche, les contenus en glace et les extinctions moyennes sont sensiblement plus élevées ($3 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-3}$ et 0.2 km^{-1}) que celles obtenues dans des cirrus naturels ($0.1 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-3}$ et 0.02 km^{-1}) par *Atlas et Wang*, [2010] et *Schumann et al.*, [2017]. Au delà des incertitudes associées à l'estimation de ces quantités microphysiques, les différences observées pourraient confirmer que les propriétés des cirrus échantillonnés lors des campagnes **CONCERT** sont effectivement influencées par la forte densité du trafic aérien au dessus de l'Allemagne.

Nos travaux présentent l'intérêt de combiner un jeu de données conséquent. Les propriétés optiques et microphysiques que nous avons établies sont sensées être plus représentatives des différents types de contrails que la plupart des études précédentes qui se sont focalisées sur des cas d'étude. De plus, les résultats de l'ACP pourraient être exploités pour développer des paramétrisations liant la taille et la forme des cristaux à leurs propriétés de diffusion dans le visible, pour des applications en transfert radiatif.

II.2.3 Quelques propriétés des panaches volcaniques

Au cours de la campagne **CONCERT-2 (2011)**, quelques vols du Falcon furent spécifiquement dédiés à la caractérisation des panaches volcaniques émis par le Mt Stromboli et le Mt Etna. Le 30 septembre 2011, un panache émis par le Stromboli ainsi que deux panaches issus du Cratère Nord-Est (NEC) et du cratère Bocca Nuova (BN) de l'Etna ont ainsi pu être échantillonnés [*Voigt et al.*, 2014].

La trajectoire de vol du Falcon présentée sur les **figures II.2.6a-b** a spécifiquement été adaptée à la caractérisation des panaches émis par l'Etna (BNa-b, NECa-b) et le Stromboli (SV). Les séries temporelles correspondantes des propriétés thermodynamiques, optiques et chimiques des panaches sont retranscrites sur la **figure II.2.6c**. Les mesures du Néphélomètre Polaire montrent que les différents panaches volcaniques sont caractérisés par de faibles coefficients d'extinction. Ils sont en moyenne de 0.06 km^{-1} dans le panache du Stromboli, entre 0.02 et 0.05 km^{-1} proche du Bocca Nuova et compris entre 0.06 et 0.12 km^{-1} pour les panaches du cratère Nord-Est de l'Etna. Les pics d'extinction sont corrélés aux maxima de rapport de mélange des gaz traces HNO_3 , SO_2 et HCl mesurés par le spectromètre de masse AIMS [*Jurkat et al.*, 2016]. Des faibles humidités relatives par rapport à l'eau liquide ($10\% < \text{RH}_w < 40\%$) sont observées. Ces valeurs sont sous le seuil de cristallisation de la plupart des sulfates, nitrates et chlorides [*Tang et Munkelwitz*, 1991]. Les températures enregistrées, comprises entre 0.4°C et 17°C , sont systématiquement au dessus du seuil de congélation.

Ces panaches, dispersés dans une atmosphère très sèche, ont également de faibles paramètres d'asymétrie typiquement entre 0.65 et 0.70 (inférieurs à ceux habituellement observés dans les nuages). Enfin, les concentrations des particules émises par ces volcans et mesurées par les **FSSP** (100 et 300) sont comprises en moyenne entre 25 et 50 cm^{-3} pour des diamètres effectifs de l'ordre de $2 \mu\text{m}$.

Dans *Shcherbakov et al.*, [2016], nous avons, dans un premier temps, cherché à **évaluer si le contenu en information des indicatrices de diffusion mesurées dans ces panaches était suffisant pour les discriminer** optiquement avant de restituer leur propriétés physico-chimiques. Compte tenu, du faible signal mesuré, une technique de débruitage par ondelettes a été appliquée pour s'assurer que le bruit de fond du **PN** était correctement soustrait [*Shcherbakov et al.*, 2006]. Une analyse en composantes principales (encore une) est ensuite appliquée aux mesures d'indicatrices de diffusion des différents panaches.

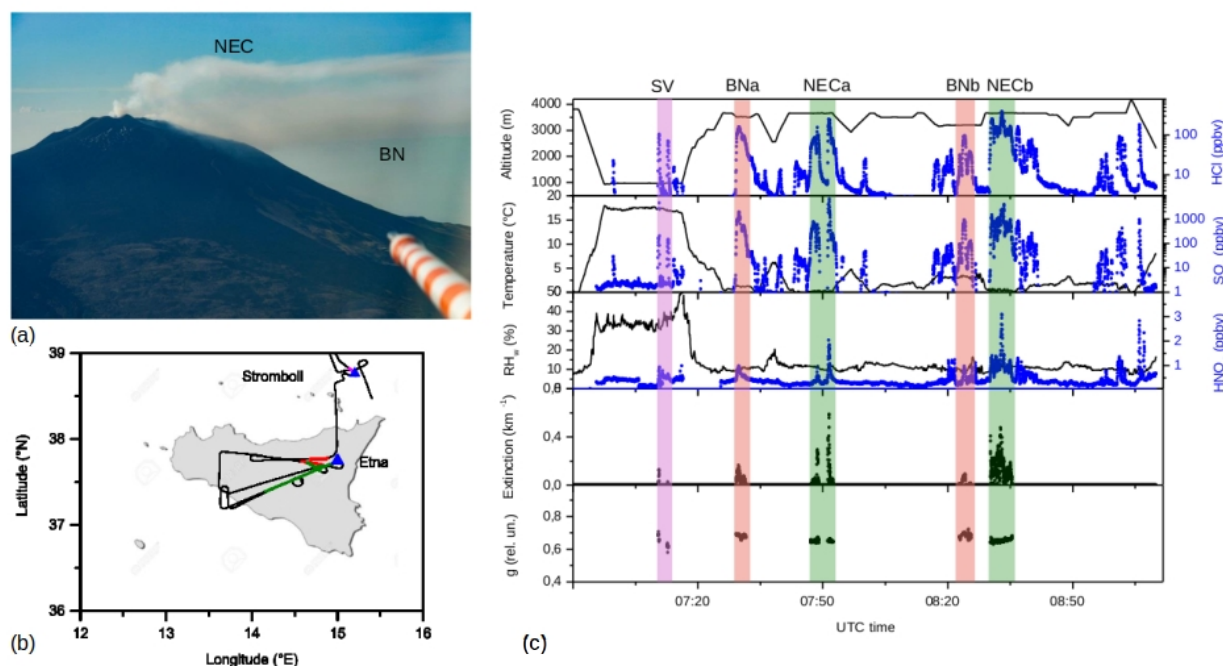


Figure II.2.6 : (a) Panaches volcaniques de dégazage du cratère Nord-Est (NEC) et du cratère Bocca Nuova (BN) de l'Etna. (b) Trajectoire du Falcon du DLR au-dessus de la Sicile le 30/09/2011. (c) Evolution temporelle de l'altitude, de la température, de l'humidité relative (RH_w), du coefficient d'extinction et du facteur d'asymétrie mesurée lors du vol du 30/09/2011 pendant **CONCERT-2**. Les rapports de mélange, en ppbv, du HCl, du SO_2 et du HNO_3 sont indiqués en bleu sur l'échelle de droite. Les surfaces colorées correspondent aux zones temporelles où l'échantillonnage des panaches du Stromboli (SV) et de l'Etna (BNa, NECa, BNb et NECb) a eu lieu. D'après [Shcherbakov et al., \[2016\]](#).

A ce jeu de données, nous avons également ajouté des observations dans des contrails et dans des cirrus (vols du 16/09/2011 cf. **section II.2.2**). L'objectif était de vérifier que les mesures du PN permettaient d'identifier sans ambiguïté ces trois types d'événements. Les vecteurs propres de la matrice de corrélation de la base de données optiques montrent sans surprise qu'environ 97% de la variabilité des indicatrices de diffusion est liée aux fluctuations de l'extinction et de la concentration des particules (ξ_1 sur la **figure II.2.7a**). Les deuxième et troisième vecteurs propres résument respectivement 70.4% et 15.6% de la variabilité restante du signal. Ils englobent la variabilité de la distribution dimensionnelle des particules, leur forme (ξ_2 , sur **Fig. II.2.7a**), leur rugosité de surface et leur indice de réfraction (ξ_3 , sur **Fig. II.2.7a**). On remarquera par ailleurs que le deuxième vecteur propre ξ_2 est similaire à celui établi lors de l'analyse des contrails (**Fig. II.2.3**) tandis que le troisième présente des singularités spécifiques à la présence de particules d'aérosols.

La projection des mesures d'indicatrice de diffusion dans le plan (C_2 , C_3) permet d'identifier trois groupes de points au comportement optique distinct (**fig. II.2.7b**). Ces trois groupes peuvent être associés à des cirrus (délimités par l'ellipse noire), des contrails (ellipse bleue) ou des panaches volcaniques (ellipse verte) grâce aux observations complémentaires de leurs propriétés physico-chimiques (mesures des gaz traces, concentrations des hydrométéores, informations visuelles). Sur le diagramme (C_2 , C_3), les contrails ont des coordonnées $C_{j,2}$ positives. Les cirrus sont situés dans la région des $C_{j,2} < 0$ tandis que les panaches d'émission présentent en moyenne des valeurs de $C_{j,2}$ proches de 0. Cette distribution est en accord avec nos précédents résultats de la **section II.2.2**, montrant que la fraction de particules sphériques et donc le facteur d'asymétrie augmentaient avec $C_{j,2}$. Les contrails les plus jeunes sont donc logiquement situés dans la région la plus à droite du diagramme ($C_{j,2} > 0.7$). Les valeurs négatives de $C_{j,2}$ sont typiquement associées à des cristaux non sphériques de plus grandes tailles, qui caractérisent les propriétés des cirrus.

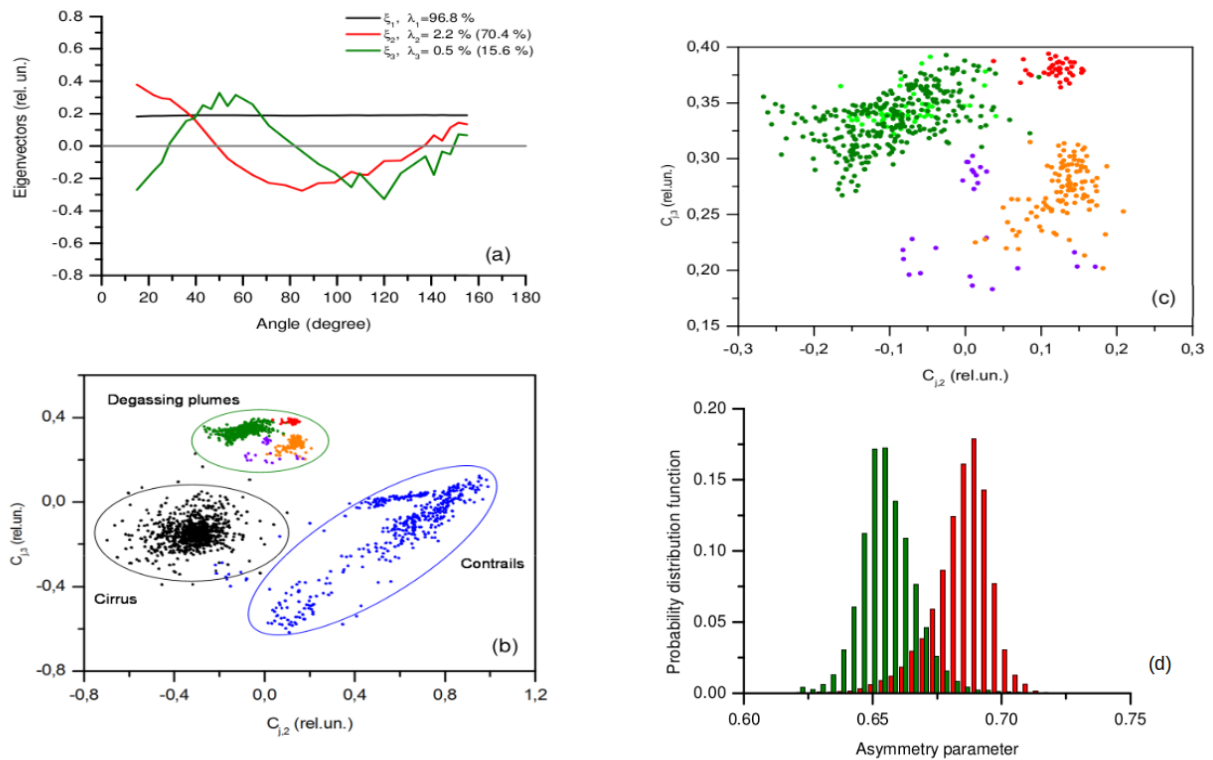


Figure II.2.7 : Résultats de l'analyse en composantes principales appliquée aux mesures d'indicatrice de diffusion du PN lors des vols du 30/09/2011 et du 16/09/2011 durant **CONCERT-2**. **(a)** Variation angulaire des trois premiers vecteurs propres de la matrice de corrélation de la base de données. Les valeurs propres normalisées sont indiquées en % (et contribution à la variance restante du système entre parenthèse). **(b)** Projection des indicatrices de diffusion dans le plan formé par la deuxième ($C_{j,2}$) et la troisième ($C_{j,3}$) composantes principales. Les points noirs représentent les zones de cirrus, les points bleus les mesures dans des contrails. Les autres points colorés correspondent aux particules présentes dans les différents panaches volcaniques. **(c)** Focus du diagramme (b) sur le cluster des panaches des volcans. Le code couleur est relié aux cratères émetteurs : Stromboli (**SV** en violet) ; Bocca Nuova (**BNa** en orange et **BNb** en rouge) ; Cratère Nord-Est (**NECa** en vert clair et **NECb** en vert olive). **(d)** Densités de probabilité du facteur d'asymétrie mesuré dans les panaches **NEC** (en vert) et **BN** (en rouge). Adaptée de *Shcherbakov et al., [2016]*.

Les panaches volcaniques se distinguent des contrails et des cirrus par leurs coordonnées selon l'axe C_3 ($C_{j,3} > 0.2$). La troisième composante retranscrit le partitionnement de la diffusion de la lumière entre la région angulaire $[30^\circ - 85^\circ]$ et la région $[85^\circ - 150^\circ]$. Les particules volcaniques semblent donc être qualifiées par des comportements spécifiques de diffusion dans ces gammes angulaires. On remarquera également que ces particules diffusent beaucoup moins efficacement la lumière dans la direction $\theta < 30^\circ$ que les hydrométéores constituant les contrails et les cirrus (cf. **Fig. II.2.7a-b**). Cette particularité conjuguée à la répartition des panaches selon la composante C_2 , fait que **la taille et le facteur d'asymétrie des particules volcaniques doivent nécessairement être bien plus petits que les cristaux** de glace des cirrus et des contrails. Dans *Shcherbakov et al., [2016]* nous avons également montré que ces panaches étaient caractérisés par des indices de réfraction sensiblement différents de ceux de l'eau liquide ou de la glace et que la composante C_3 incluait une partie de cette variabilité. La **figure II.2.7c** met en évidence qu'il est *a priori possible de distinguer les panaches* issus du cratère nord-est (**NECa-b**, en vert) de ceux du Bocca Nuova (**BNa**, en orange) à partir de la **projection de leurs indicatrices de diffusion dans le plan (C_2, C_3)**. Ces résultats montrent donc que l'information portée par les mesures du **PN** semble suffisante pour discriminer les différents événements «nuageux» et envisager une restitution de leurs propriétés.

Ainsi, par la suite, nous avons cherché à restituer certaines propriétés physico-chimiques des différentes couches de panaches volcaniques (identifiées sur la **figure II.2.7c**). Nous avons procédé à l'inversion des indicatrices de diffusion moyennes de chacune des couches afin de déterminer la

distribution dimensionnelle, le taux de sphéricité et l'indice de réfraction des particules qui les composent. Les restitutions ont été effectuées à partir du logiciel d'inversion développé par *Dubovik et al.*, [2006] utilisé de façon opérationnelle pour le traitement des observations du réseau AERONET (Aerosol RObotic NETwork, *Eck et al.*, [2008]). Le principe général consiste à minimiser les écarts (ou fonction coût) entre les indicatrices de diffusion observées et celles modélisées en faisant varier les propriétés physiques des hydrométéores. Les principales spécificités de la méthodologie d'inversion appliquée à notre jeu de données sont décrites dans *Shcherbakov et al.*, [2016]. On mentionnera que, pour les inversions, nous avons fait l'hypothèse que les panaches pouvaient être représentés par une combinaison de population de particules sphériques et de particules sphéroïdales de surface lisse ou rugueuse. L'indice de réfraction, la rugosité et le degré de sphéricité des particules sont également considérés comme étant constant au sein d'une population d'aérosols donnée. Le contenu en information des indicatrices de diffusion n'étant pas suffisant pour restituer la distribution granulométrique de ces paramètres (cf. notamment *Thèse de O. Jourdan*, [2003]).

Les résultats de l'inversion ont montré que les meilleurs accords entre restitutions et mesures directes (PSDs des **FSSP** et indicatrices du **PN**) étaient obtenus pour des **aérosols sphériques, non rugueux et faiblement absorbants**, d'indice de réfraction réel compris entre 1.35 et 1.38 pour $\lambda=0.8 \mu\text{m}$. Les facteurs d'asymétrie de ces particules sont compris entre 0.65 et 0.75, en accord avec les restitutions du diamètre effectif (D_{eff} petit, de l'ordre de 1.5 à 3 μm). Les valeurs de g sont plus faibles dans les panaches émis par le cratère nord-est (NEC, $g \sim 0.66$) que ceux issus du cratère Bocca Nuova (BN, $g \sim 0.69$) (cf. **Fig. II.2.7d**). Ces différences optiques semblent résulter à la fois des singularités de composition chimique des aérosols [*Voigt et al.*, 2014] et de leur granulométrie [*Martin et al.*, 2008]. Les résultats des inversions confirment, en effet, que les indices de réfraction et les diamètres effectifs restitués varient légèrement selon l'origine du panache. Ces constatations «valident» en partie notre interprétation «physique» des composantes principales et la localisation des différents panaches sur la figure **II.2.7c**. Cependant, les indices de réfraction restitués ($1.35 < n_r < 1.38$) sont systématiquement plus faibles que les valeurs d'indice «bulk» des sulfates, nitrates ou d'autres composés inorganiques formés dans les panaches volcaniques ($1.48 < n_r < 1.58$). *Shcherbakov et al.*, [2016] ont montré que ces **aérosols volcaniques devaient nécessairement être poreux** et contenir entre 20 et 35% de cavités internes (en terme de volume) pour que leur signature optique soit en accord avec les mesures du PN.

L'ensemble de ces résultats ont donc potentiellement des **conséquences sur la façon de prendre en compte l'indice de réfraction** des aérosols **dans les algorithmes d'inversion** appliqués aux mesures par télédétection ainsi que pour la calibration des compteurs optiques. Il semblerait plus judicieux de considérer **un indice de réfraction effectif** rendant compte de la porosité éventuelle des particules volcaniques plutôt qu'un indice «bulk». La porosité des aérosols est également une **caractéristique importante pour l'étude des interactions aérosols-nuages** car elle est susceptible d'influencer les mécanismes de condensation et de congélation.

II.2.4 Résumé et conclusions du Chapitre II.2

Le trafic aérien modifie la composition chimique de l'atmosphère et sa couverture nuageuse en émettant des gaz et des particules dans la haute troposphère. L'évolution des propriétés des traînées de condensation («contrails») formées dans le sillage des avions reste difficile à appréhender car elle résulte d'interactions complexes entre des processus radiatifs, microphysiques avec la dynamique à petite échelle ainsi que les propriétés thermodynamiques de l'atmosphère. Les caractéristiques microphysiques, macrophysiques, optiques et radiatives des contrails restent soumises à de fortes incertitudes tant d'un point de vue expérimental que de la modélisation, compte tenu du grand nombre de paramètres influençant leur évolution.

Dans ce **deuxième chapitre II.2**, nous avons tout d'abord fait un bilan des principales étapes marquantes du cycle de vie des contrails et de leurs propriétés, à la lumière d'études de référence (**section II.2.1**). Dans le cadre des campagnes et projets **CONCERT-1 et CONCERT-2 (CONtrail and Cirrus ExpeRiment, 2008 et 2011)** coordonnés par le DLR (Obserpfaffenhofen), des mesures aéroportées ont été réalisées dans des contrails, des cirrus et des panaches volcaniques. En particulier, un nombre conséquent d'observations (12 vols) se sont focalisées sur la caractérisation de la granulométrie des particules de glace, de leurs propriétés optiques et de la composition chimique de différents types de contrails.

Dans la **section II.2.2**, nous avons appliqué une analyse statistique en composantes principales aux mesures *in situ* d'indicatrices de diffusion du Néphélomètre Polaire pour discriminer les contrails selon leur stade de développement (**Stage de M2 d'Aurélien Chauvigné, 2013**), **section II.2.2.1**). Cette méthodologie nous a permis d'identifier différents groupes de contrails partageant des propriétés optiques similaires. Des contrails issus du **sillage primaire** de l'avion (**PW**), des **jeunes contrails** du sillage secondaire (**YC**), des **contrails agés** (**AC**) échantillonnés quelques minutes après leur formation ainsi que des **contrails cirrus** et des **cirrus pollués** (**PC**) ont pu être isolés par une méthode de clustering. Cette classification, basée sur les propriétés de diffusion des contrails, a pu être validée par des mesures de chimie en phase gazeuse ainsi que des informations délivrées par le contrôle du trafic aérien (ATC) [**Chauvigné et al., 2018**]. Nous avons ainsi pu mettre en évidence une relation entre l'âge des contrails et leur signature optique (**section II.2.2.2**). En particulier, ces analyses ont permis de caractériser l'évolution des particules de glace quasi-sphériques lors de la formation des contrails dans le vortex primaire ($g \sim 0.86$) à des cristaux de glace de plus grandes tailles et de formes irrégulières caractéristiques des contrails persistants ($0.72 < g < 0.8$).

Des propriétés microphysiques représentatives de chaque type de contrails ont ensuite pu être établies en fonction de leur vieillissement (**section II.2.2.3**). Il est apparu que les caractéristiques microphysiques et optiques des jeunes contrails (ou contrails linéaires) différaient sensiblement de celles des contrails plus agés (contrails-cirrus) et des cirrus naturels. Les **jeunes contrails** présentent des extinctions et des **concentrations de petits cristaux** ($D < 20 \mu\text{m}$) au moins dix fois **plus importantes que dans les contrails agés**. Les **concentrations totales** moyennes de cristaux **dans les jeunes contrails** et dans le PW **varient entre 200 et 400 cm⁻³** pour des **coefficients extinctions compris entre 0.7 et 4 km⁻¹**. Dans les **contrails agés** et les cirrus «pollués», les **concentrations des cristaux de taille supérieure à 3 μm sont de l'ordre de 0.4 cm⁻³** et les **extinctions de 0.1 à 0.2 km⁻¹**. Ces dernières valeurs sont similaires à celles observées dans des cirrus frontaux. Ces résultats confortent l'étude de cas précédemment menée dans le cadre de l'expérience **PAZI/LAUNCH (Particles and Cirrus Clouds, 2005)**. Nous avons montré que les propriétés optiques des jeunes contrails étaient dominées à 80% par des petits cristaux quasi sphériques de taille inférieure à 4-5 μm. En revanche, pour des contrails-cirrus agés d'une quinzaine de minutes, l'extinction était majoritairement portée par des cristaux plus irréguliers de taille typiquement supérieure à 10-15 μm ou 25 μm pour des cirrus naturels [**Febvre et al., 2009**]. L'approche statistique suivie pour l'étude des contrails, nous a également permis de montrer que le contenu en information des indicatrices de diffusion était suffisant pour discriminer les panaches volcaniques émis de cratères différents (Etna et Stromboli), des contrails et des cirrus (**section II.2.3**). Nous avons ainsi pu restituer quelques propriétés des particules de panaches volcaniques (facteur d'asymétrie, indice de réfraction et distribution dimensionnelle) échantillonnées lors de deux vols de la campagne **CONCERT-2** et de montrer qu'ils étaient en majorité poreux et de forme quasi-sphérique [**Shcherbakov et al., 2016**].

II.3 Chapitre 3 : Apport des mesures *in situ* pour l'étude des interactions cirrus-rayonnement

Notre connaissance des cirrus et de leur rôle au sein du système climatique a pu bénéficier ces dernières décennies de l'accumulation de données *in situ* et de télédétection, de l'amélioration des techniques de mesures ainsi que d'expériences en chambres de simulation. Un grand nombre de processus nuageux peut maintenant être intégré dans les modèles régionaux ou globaux sous forme de paramétrisations de plus en plus détaillées [Zhao *et al.*, 2017 ; Lee *et al.*, 2018 ; Gasparini *et al.*, 2018 ; Geoffroy *et al.*, 2017 ; Wolf *et al.*, 2019]. Les schémas de transfert radiatif ont également grandement été améliorés [Li *et al.*, 2014 ; Baran *et al.*, 2014 ; Vidot *et al.*, 2015 ; Edwards *et al.*, 2007 ; Barker *et al.*, 2016 ; McCoy *et al.*, 2015]. Malgré cela, de nombreuses incertitudes persistent quant à notre compréhension du cycle de vie des cirrus et à l'évaluation de leur propriétés radiatives [Stephens *et al.*, 2010 ; Ban-Weiss *et al.*, 2014 ; Bouniol *et al.*, 2016 ; Gasparini *et al.*, 2018 ; Lee *et al.*, 2018].

Les études de modélisation montrent que **l'évaluation de l'effet radiatif net des cirrus demeure problématique** compte tenu de la **difficulté des modèles à correctement représenter les processus et les propriétés microphysiques de la phase glace** [Boucher *et al.*, 2013 ; Stevens et Bony, 2013 ; Cesana *et al.*, 2015 ; Baran, 2012 ; Zhao *et al.*, 2018 ; Kristjansson *et al.*, 2000]. A l'échelle globale et au sommet de l'atmosphère, nous avons vu que cet effet peut être nul, négatif ou plus communément positif (~ 2 à 6 W/m²) selon les études et la représentation des cristaux de glace utilisés [Edwards *et al.*, 2007 ; Gasparini et Lohmann, 2016 ; Hong *et al.*, 2016]. En effet, les flux radiatifs sont principalement déterminés par l'altitude des cirrus, leur couverture nuageuse, le contenu en glace intégré (IWP) mais aussi par les propriétés optiques des cristaux. Si l'épaisseur optique, l'émissivité et l'absorption sont généralement bien conditionnées dans les modèles de climat, **les propriétés de diffusion des cristaux de glace** (notamment le facteur d'asymétrie) **sont souvent mal représentées**.

Ces propriétés sont largement déterminées par la taille, la forme et la complexité morphologique des cristaux [Zhang *et al.*, 1999 ; Jourdan *et al.*, 2003b ; Zhao *et al.*, 2018, C.-Labonnote *et al.*, 2001 ; Tang *et al.*, 2017 ; Järvinen *et al.*, 2018b et 2018a]. Elles sont particulièrement importantes pour estimer la composante SW («shortwave») de l'effet radiatif qui peut varier de -30 W/m² à -70 W/m², selon les hypothèses faites sur le calcul des propriétés de diffusion [Yang *et al.*, 2008 ; Ulanowski *et al.*, 2006 ; Wall *et al.*, 2018 ; Baran, 2012]. Ces propriétés sont difficiles à modéliser tant la variabilité de la taille et de la morphologie des cristaux est importante dans les cirrus [Krämer *et al.*, 2020]. Ainsi, il semble indispensable d'améliorer notre capacité à **décrire et représenter les liens entre propriétés optiques et microphysiques des cristaux de glace** pour évaluer plus précisément l'impact radiatif des nuages de glace.

La **télédétection spatiale apporte les contraintes observationnelles** nécessaires à une **représentation réaliste des propriétés microphysiques et macrophysiques des cirrus** dans les modèles. A ce titre, les observations de l'A-Train et plus particulièrement les mesures du lidar CALIOP/CALIPSO et du radar CPR/CloudSat ont apporté une nouvelle dimension spatiale à ces mesures globales [Stephens *et al.*, 2018 ; Winker *et al.*, 2009]. L'analyse approfondie de ces mesures a permis de documenter la répartition verticale des propriétés des nuages en phase glace [Matus et l'Ecuyer, 2019 ; Chepfer *et al.*, 2013 ; Mace et Wrenn, 2013 ; Bouniol *et al.*, 2016 ; Stubenrauch *et al.*, 2021 ; Sourdeval *et al.*, 2018 ; Cazenave *et al.*, 2019]. Néanmoins, la **restitution des propriétés nuageuses est basée sur le problème inverse** qui nécessite la mise en œuvre d'algorithmes de minimisation entre des grandeurs radiatives simulées à partir d'un modèle de transfert de radiatif et les observations satellitaires. La **simulation des interactions entre les propriétés physiques des nuages et le rayonnement fait généralement l'objet d'hypothèses simplificatrices** parfois fortes pour des raisons de simplicité ou de temps de calcul. Par exemple, les hétérogénéités sous pixel des propriétés nuageuses (approximation du nuage plan parallèle), la diffusion multiple ou la contribution radiative des pixels voisins au pixel étudié (approximation du pixel indépendant, IPA) sont souvent négligées. Les modèles optiques assurant le couplage entre les propriétés microphysiques et de diffusion ont également des difficultés à prendre en compte de façon réaliste la variabilité morphologique des

cristaux de glace observés. *Mishchenko et al.*, [1996] et *Baran et al.*, [1999] ont très tôt mis en évidence que **le choix d'une fonction de phase inappropriée pouvait conduire à des erreurs significatives lors de la restitution de l'épaisseur optique et de la taille des cristaux** des cirrus. A ce titre, les observations par télédétection passive ont montré la nécessité de s'éloigner de l'hypothèse de cristaux de glace «pristine» dans le calcul des propriétés optiques pour restituer des propriétés microphysiques plus réalistes des cirrus [*Baran et al.*, 2003 ; *Yang et al.*, 2008 ; *Baum et al.*, 2010 et 2011]. Il a notamment été choisi de considérer une fonction phase relativement plate dans le domaine angulaire de la diffusion latérale et sans pics de diffusion particuliers en accord avec les études théoriques et les observations *in situ* [*Labonnote et al.*, 2001 ; *Jourdan et al.*, 2003b ; *Baum et al.*, 2011 ; *Baran et Francis*, 2004 ; *Diedenhoven et al.*, 2013].

Il est donc important d'évaluer les incertitudes induites par les hypothèses optiques et radiatives utilisées dans les modèles et algorithmes d'inversion. En particulier, il conviendra de proposer des outils ou des méthodologies permettant de **quantifier les effets 3D des nuages et leurs hétérogénéités microphysiques sur le rayonnement** ainsi que des **alternatives pour simuler des propriétés optiques réalistes**. La caractérisation *in situ* à petite échelle des propriétés microphysiques, géométriques et optiques des cirrus peut encore apporter des informations indispensables afin d'identifier les paramètres clefs pour le transfert radiatif, contraindre les paramétrisations dans les modèles et améliorer les algorithmes de restitution par télédétection.

Dans ce **chapitre III.3**, nous montrerons brièvement, à travers quelques exemples, la contribution des mesures aéroportées de la **PMA** pour l'amélioration de nos connaissances dans le domaine des interactions cirrus - rayonnement. Dans la **section II.3.1**, les mesures réalisées dans le cadre de **CIRCLE-2** seront utilisées pour **évaluer différents algorithmes de détection des cirrus** basés sur des observations de **CALIOP/CALIPSO** et **CPR/CloudSat** ainsi que des restitutions de propriétés microphysiques à partir de mesures dans l'infra-rouge (**IIR/CALIPSO**). L'intérêt d'observations *in situ* à petite échelle pour le développement/validation de simulateurs radar/lidar sera également discutée. Enfin, nous focaliserons, avant de conclure, sur l'intégration et l'**impact de la forme et de la granulométrie des cristaux de glace sur les propriétés radiatives des cirrus** en vue d'application de restitution de composés chimiques en présence de nuages (**section II.3.2**) ou dans des modèles de climat (**section II.3.3**).

II.3.1 Évaluation des propriétés des cirrus restituées par télédétection

Les observations de la constellation de satellites de l'A-Train ont permis à la communauté scientifique de disposer de jeux de données sans précédent pour documenter la structure microphysique des nuages de glace à des échelles spatiales et temporelles pertinentes pour l'évaluation de la représentativité des processus dans les modèles. Des algorithmes d'inversion complexes ont été développés pour exploiter les spécificités techniques des différents instruments embarqués sur les plateformes satellites. Certains proposent des produits de phase ou de type d'hydrométéores, de flux radiatifs ou de propriétés microphysiques et macrophysiques des nuages (par exemple des produits radar/lidar : **DARDAR**, [*Delanoë et Hogan*, 2010 ; *Ceccaldi et al.*, 2013], 2B-CLDCLASS-LIDAR [*Sassen et Wang*, 2012], 2B-FLXHR-LIDAR [*Henderson et al.*, 2013], 2C-ICE [*Deng et al.*, 2010]). Les propriétés restituées reposent toutefois sur des mesures indirectes et sur des hypothèses radiatives, optiques et microphysiques parfois fortes. Ces produits sont soumis à des choix méthodologiques et souvent fournis à des résolutions spatiales et temporelles différentes selon le domaine d'application. La **comparaison directe des produits «nuages» avec des mesures in situ** réalisées à bord d'avion de recherche est l'un des moyens pour évaluer la fiabilité des restitutions satellitaires. Lors de la campagne aéroportée **CIRCLE-2** (2007), quatre vols en cirrus ont été coordonnés avec le passage de l'A-Train. L'analyse des transects nuageux co-localisés avec les observations du lidar **CALIOP**, du radiomètre infra-rouge **IIR/CALIPSO** et du radar **CPR/CloudSat** nous a permis d'évaluer certaines propriétés des cirrus restituées par ces instruments.

II.3.1.1 Validation de quelques produits de télédétection active : produits CALIPSO et DARDAR

La détermination de la phase thermodynamique d'un nuage est un élément crucial à considérer avant d'envisager une quelconque restitution de ces propriétés microphysiques. Les transitions de phase de l'eau au sein des nuages interviennent à de très petites échelles spatiales et temporelles (inférieures à ~ 100 m et ~ 10 s) [Rogers et Yau, 1989 ; Korolev et al., 2017] qui ne peuvent pas directement être observées par les instruments embarqués sur satellites. De par leur résolution spatiale plus fine (~ 50 à 200 m), les mesures aéroportées *in situ* permettent de mieux décrire ces changements de phase et peuvent être utilisées pour valider les restitutions satellitaires. Cependant, il est nécessaire de garder à l'esprit que **la phase d'un nuage dépend de l'échelle horizontale et verticale à laquelle elle est observée**. Ce problème pourrait paraître moins critique pour les cirrus que pour les nuages en phase mixte mais **leurs fortes hétérogénéités spatiales peuvent biaiser la détermination de la phase** thermodynamique. Il faut donc dans un premier temps procéder à une évaluation de la capacité des instruments de télédétection à **détecter la présence d'un cirrus ou d'une scène de ciel clair**.

Trois produits CALIPSO (**GOCCP**, **ST** et **KU**) basés sur les observations de niveau L1B v3 du lidar CALIOP ainsi que le produit **DARDAR-MASK** basé sur la synergie CALIOP-CPR ont été étudiés. Ces produits ont été comparés aux mesures *in situ* de détection et de phase des nuages réalisés par le **PN** embarqué sur le Falcon-20 du **DLR** lors de la campagne **CIRCLE-2** (cf. **Section II.1.1.1**). Chacun de ces produits possède sa propre résolutions spatiale, chaîne de traitement des données (moyennage, pixels atténués) et algorithme de restitution. Sans rentrer dans les détails, on mentionnera que les produits **CALIPSO-GOCCP** (GCM Oriented Calipso Cloud Product, *Chepfer et al.*, [2010 et 2013]), **CALIPSO-ST** (Science Team product, *Winker et al.*, [2010] et *Vaughan et al.*, [2009]) et **CALIPSO-KU** (Kyushu University Product, *Hagihara et al.*, [2010]) ont une résolution horizontale de 1 km au niveau d'altitude des cirrus étudiés. Cependant, dans CALIPSO-ST une moyenne horizontale des profils lidar est effectuée sur une échelle variant entre 333 m et 80 km. La résolution verticale utilisée pour les deux premiers produits est de 480 m, et 240 m pour CALIPSO-KU. La détection des pixels nuageux se fait sur la base de seuils sur le rapport de diffusion mesuré à $\lambda=532$ nm (signal total de rétrodiffusion atténuée / signal moléculaire : ATB / ATB_{mol}) qui varie en fonction des produits.

La phase thermodynamique est déterminée à partir du comportement du signal de rétrodiffusion mesuré sur la voie perpendiculaire et de la température pour CALIPSO-GOCCP ou du rapport de dépolarisation ($\delta = ATB_{perp} / ATB_{par}$) pour les deux autres produits. De plus amples détails sont fournis dans la **section III.3.2.1** ou dans *Cesana et al.*, [2016]. Le produit **DARDAR-MASK** [*Delanoë et Hogan*, 2008 et 2010 ; *Ceccaldi et al.*, 2013] propose une classification du type de nuages en fonction de sa composition microphysique à une résolution verticale de 60 m et horizontale de ~ 1.7 km (selon la trace du satellite). La présence d'un pixel nuageux ainsi que sa catégorisation dans une classe donnée (et donc une phase) sont évaluées à partir de seuils sur le signal de rétrodiffusion lidar, sur la réflectivité radar à 94 GHz, sur la température et l'épaisseur de la couche nuageuse (cf. **section III.3.1**).

Les mesures du **PN** ont servi de référence pour détecter l'**occurrence de nuages** et la **phase thermodynamique** à une résolution horizontale de 200 m. Une zone le long de la trajectoire de l'avion est considérée comme étant nuageuse si le **coefficient d'extinction mesuré est supérieur à 0.02 km^{-1}** et sa phase est déterminée par les **valeurs du facteur d'asymétrie**. Des valeurs inférieures à 0.80 indiquent que le nuage est majoritairement en phase glace tandis que des valeurs supérieures traduisent la présence plus ou moins importante d'eau liquide ($0.8 < g < 0.83$: phase mixte, $g > 0.83$ phase majoritairement liquide) [*Jourdan et al.*, 2010].

- **Produits CALIPSO (GOCCP, ST, KU) : occurrence et phase des cirrus**

L'analyse de trois séquences de vol co-localisées avec la trace et le passage de CALIPSO (à ± 10 min près) a montré, qu'entre **76% et 98%** du temps, **le lidar et le PN détectaient tous les deux la présence d'un cirrus** ou d'une zone de ciel clair. Les **figures II.3.1a-j** proposent deux exemples de comparaisons entreprises sur de courtes portions de vols en cirrus, les 25 et 26 Mai 2007, entre les produits CALIPSO et les

observations *in situ*. Outre les problèmes de co-localisation inhérents à ce type d'approche, les sources de désaccord entre les deux systèmes d'observation proviennent des procédures de moyennage horizontal des profils lidar et de leur résolution verticale. En effet, dans [Cesana et al., \[2016\]](#), nous avons mis en évidence que le **produit ST** avait tendance à **surestimer l'étendue horizontale des cirrus** due à l'utilisation d'une moyenne sur les données à des échelles de 5, 20 ou 80 km (zones encadrées en orange sur la **Figure II.3.1g**). Ce produit détecte parfois 20% de plus de séquences en cirrus que le PN, tandis que **GOCCP** et **KU**, qui ont une résolution horizontale de 1 km, ne **les surestiment que de 1 à 4%**.

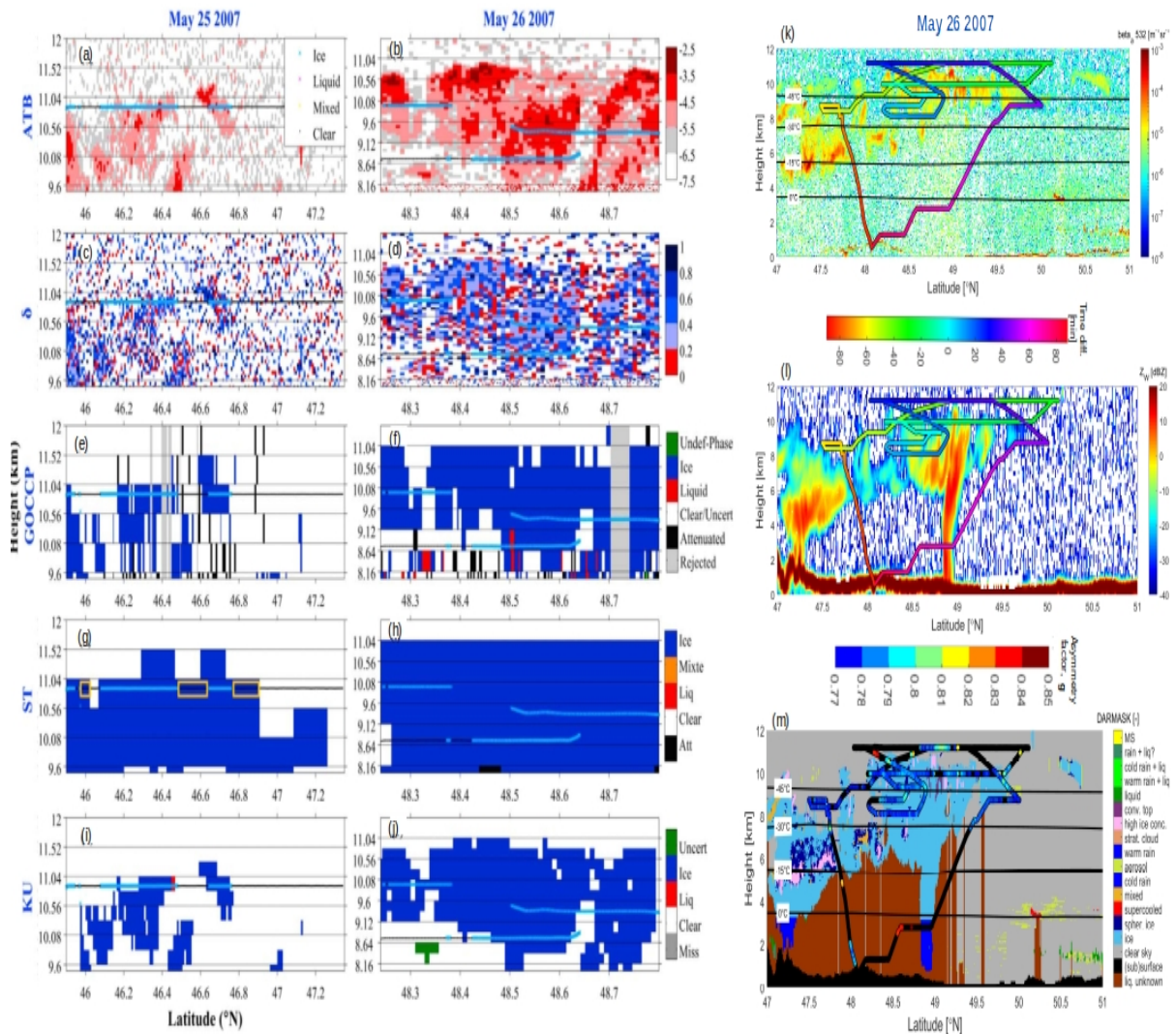


Figure II.3.1 : Comparisons des restitutions de phase thermodynamique des nuages entre 4 produits satellitaires (GOCCP, ST, KU et DARDAR-Mask v2.1) et des mesures *in situ* co-localisées (PN) pour deux situations de cirrus lors de la campagne **CIRCLE-2**. **(a) à (j)** : **Produits CALIPSO** pour des cirrus *in situ* le 25/05/07 et cirrus issus de la convection le 26/05/07. **(a)-(b)** Signal atténué total de rétrodiffusion (ATB en \log_{10} de $\text{m}^{-1} \text{Sr}^{-1}$) des produits L1-CALIPSO. **(c)-(d)** Rapport de dépolarisation (δ). **(e)-(j)** masque nuageux des différents produits CALIPSO : GOCCP **(e,f)**, ST **(g,h)** et KU **(i,j)** (cf. barres de couleurs relatives aux classes des pixels). Sur chacune des figures, l'évaluation de la phase des cirrus par le PN est représentée le long de la trajectoire de l'avion selon la légende indiquée sur le panneau **(a)**. Les rectangles jaunes délimitent les zones de désaccord en terme de fraction nuageuse entre le produit ST et les mesures avions liées à la procédure de moyennage horizontal des données. Adaptée de [Cesana et al., \[2016\]](#). **(k) à (m)** : **Produits DARDAR** pour le cas du 26/05/07. **(k)** Coefficient de rétrodiffusion totale atténuée à $\lambda = 532$ nm mesuré par CALIOP. **(l)** Réflectivité radar à 94 GHz mesurée par CPR/CloudSat. Sur ces deux panneaux la trajectoire complète de l'avion est superposée et colorée en fonction de la différence de temps entre le passage de CALIPSO-CloudSat et celui de l'avion (cf. barre de couleur sous le panneau **(k)**). **(m)** Masque DARDAR correspondant. Les classes du produit **DARDAR-MASK v2.1** sont représentées selon la barre de couleur à gauche du panneau. Les valeurs du facteur d'asymétrie g mesurées par le PN le long de la trajectoire complète de l'avion suivent l'échelle de couleur située au dessus du panneau **(m)**. Les zones en noir correspondent à des zones de ciel clair selon le PN (faible extinction). Adaptée de [Mioche et al., in prep.](#)

Les résolutions verticales, relativement grandes, associées aux produits CALIPSO contribuent également aux différences observées (jusqu'à 14% dans le cas de cirrus fins et épars). Au sein d'un pixel de 240 ou 480 m diagnostiqué comme nuageux, le PN peut par exemple détecter des zones de ciel clair vers le sommet, la base du cirrus ou si le nuage est très hétérogène. Globalement si l'accord entre les deux types d'observations est très bonne, leur **capacité à retrouver une même phase** pour une scène donnée l'est encore plus, avec **une concordance de 97 à 100%**. Pour ces nuages fins, d'épaisseur optique typiquement inférieure à 3, le signal lidar est peu atténué et peu bruité ce qui facilite l'identification de la phase thermodynamique du cirrus. Ces résultats montrent que les méthodes des trois produits CALIPSO, basées sur des mesures de polarisation, permettent de restituer correctement la phase glace des cirrus (cf. **Fig.II.3.1e-j**). En revanche, nous verrons dans la **section III.3.2 (Partie III)** que l'évaluation de la phase des stratocumulus de couche limite en Arctique est beaucoup plus problématique en partie à cause de la forte atténuation du signal lidar par les couches successives d'eau surfondue.

On notera également que cette étude, initiée par le LMD dans le cadre de discussions avec le LaMP au sein du projet **EECLAT**, a fait l'objet de collaborations avec la science team CALIPSO de la NASA (Langley, USA) et l'**université de Kyushu** (Fukuoka, Japon) qui ont conduit à des améliorations algorithmiques de leurs produits de phase (cf. **Section III.3, Partie III**).

- **Produits DARDAR-MASK : occurrence et types d'hydrométéores**

Une étude similaire a été effectuée, en collaboration avec le **LATMOS (projet EECLAT)**, avec le produit **DARDAR-MASK v2.1** dans des nuages de glace (4 cirrus et un nimbostratus). L'algorithme de classification utilise les profils du coefficient de rétrodiffusion à 532 nm du lidar CALIOP (niveau 1B CALIPSO), les réflectivités mesurées à 94 GHz par CPR (produits 2B-GEOPROF de CloudSat), ainsi que des données thermodynamiques issues d'analyses ECMWF (produits ECMWF-AUX) pour déterminer la «composition microphysique» de chaque pixel DARDAR (de résolution 60 m selon la verticale et 1.4 x 1.7 km² dans le plan horizontal). Les comparaisons entre le produit **DARDAR-MASK** et les mesures du **PN** à des résolutions horizontales de 200 m (i.e. en sur-échantillonnant les mesures satellites) ou de 1.7 km (résolution du pixel DARDAR selon la trace) ont souligné la capacité de DARDAR à correctement détecter la présence nuage.

En moyenne, **84 à 88 % des pixels nuageux DARDAR sont également détectés par le PN** [*Mioche et al., in prep*]. Les rares désaccords résultent majoritairement des différences de résolutions spatiales entre les deux types d'observations ainsi que des défauts de colocalisation. Nous avons observé, en particulier, qu'environ 25% des pixels DARDAR classifiés comme étant en ciel clair sont en fait considérés comme des zones nuageuses par les observations *in situ* (possiblement lié au choix de la valeur seuil de détection lidar). Les analyses comparatives de la phase thermodynamique ont permis de mettre en évidence le très bon accord entre les pixels nuageux DARDAR et les mesures *in situ*. **Les deux systèmes d'observations identifient «simultanément» la présence de la phase glace dans 93% des cas.** Les 7% restant correspondent essentiellement à des régions du Nimbostratus au sein desquelles le PN détecte parfois des séquences en phase mixte alors que DARDAR les catégorise en pixels de glace (i.e. le radar détecte la présence de cristaux sans que le signal lidar ne soit fortement atténué).

Afin d'illustrer ces différentes conclusions, la situation du champ de cirrus d'origine convective observée le 26 Mai par CALIOP/CALIPSO et CPR/CloudSat est reportée, cette fois dans sa globalité sur les **figures II.3.1k-l**. La trajectoire complète de l'avion est également représentée avec une indication sur le délai entre le passage des satellites et celui de l'avion. Les couches de cirrus pour lesquelles la colocalisation est la meilleure (en bleu clair entre 48.3° et 48.8°N, à des altitudes comprises entre 8.5 et 10 km) sont celles sélectionnées pour l'évaluation des produits CALIPSO de la **figure II.3.1b**. On remarquera, au passage, que la **combinaison lidar-radar permet de documenter plus précisément la structure verticale de tels champs de cirrus que les produits reposant uniquement sur le lidar**. L'identification par le radar de zones de fortes réflectivités, probablement associées à des précipitations de cristaux de glace, n'en est qu'un exemple (région

située autour de 48.9°N et en dessous de 9km d'altitude, **fig. II.3.1l**). Cette complémentarité instrumentale est exploitée dans les produits DARDAR-MASK pour classifier les couches nuageuses selon leur composition microphysique (**fig. II.3.1m**).

Dans les zones de cirrus où la colocalisation des observations est bonne (± 20 min), tant la détection des couches nuageuses que leur phase thermodynamique concordent (*in situ* : $g < 0.8$ en bleu vs DARDAR : «ice» en bleu clair, **fig. II.3.1m**). On notera toutefois que certaines portions de nuages sont identifiés par le PN comme étant en phase mixte ou plus vraisemblablement comme contenant une petite proportion des cristaux quasi-sphériques ($g > 0.81$ et $T < -40^\circ\text{C}$) (cf., *Järvinen et al.*, [2016 et 2022]). Au delà de 30 min de décalage temporel, les accords, en terme de détection nuageuse, sont plus aléatoires compte tenues de l'évolution naturelle et de l'advection du cirrus. Les **procédures spécifiques de traitement des signaux lidar-radar** ainsi que les **différences de résolution verticale** entre DARDAR et mesures *in situ* **contribuent également aux biais observés** (cf. zone au Nord de 47.5°N à une altitude supérieure à 8 km, **fig. II.3.1m**).

- **Produits DARDAR-CLOUD : contenu en glace et diamètre effectif des cristaux**

Le bon comportement général des produits DARDAR-MASK dans des nuages de type cirrus nous a permis d'envisager de passer à l'étape suivante qui consiste à **évaluer les restitutions radar/lidar des propriétés microphysiques**. Dans le cadre du projet **EECLAT** et du **CDD CNES de Frédéric Tridon (2021)**, nous avons cherché à valider les produits **DARDAR-CLOUD** de contenu en glace et de diamètre effectif des cristaux à partir des mesures *in situ* du CPI, 2D-C, FSSP et du PN. Les séquences des 4 vols de **CIRCLE-2** en cirrus co-localisées avec les passages de CALIPSO et CloudSat ont été sélectionnées à cet effet.

Dans un premier temps, les mesures de réflectivités du radar CPR/CloudSat fournies dans les produits DARDAR (Z_{DARDAR}) ont été comparées aux réflectivités calculées à partir de la combinaison des distributions dimensionnelles des hydrométéores observées *in situ* par le FSSP, le 2DC et le CPI ($Z_{\text{FSSP+2DC+CPI}}$). Un modèle optique basé sur l'approche SSRGA (Self-Similar Rayleigh-Gans Approximation, *Hogan et Westbrook*, [2014] ; *Leinonen et al.*, [2013]) permet de calculer les sections efficaces de rétrodiffusion d'un ensemble de cristaux de forme sphéroïdale et de densité effective variable. Dans le cadre de notre exercice d'intercomparaison, ce modèle a été utilisé pour simuler, dans la bande W (~ 94 GHz), les réflectivités « *in situ* » de cristaux peu denses. Ces cristaux sont assimilables à des **agrégats non givrés**, obéissant à une loi masse-diamètre de *Brown et Francis* [1995] (i.e. **SSRGA-BF95** : $m(D_{\text{max}}) = 0.012(D_{\text{max}})^{1.9}$, avec D_{max} la dimension maximale de cristal). La **figure II.3.2a** montre que globalement les **réflectivités observées et simulées** à partir des PSDs *in situ* sont **en bon accord** malgré une sous-estimation médiane des $Z_{\text{FSSP+2DC+CPI}}$ de l'ordre de 4 ± 6 dB. Les biais et la dispersion des valeurs semblent être plus marqués pour les faibles réflectivités ($Z_{\text{FSSP+2DC+CPI}} < -35$ dBZ) et lorsque les observations ne sont pas suffisamment bien synchronisées (**Fig. II.3.2c**).

Au regard du bon accord entre réflectivités calculées et réflectivités observées CPR/CloudSat, nous avons ensuite chercher à **comparer les contenus en glace et les diamètres effectifs** obtenus à partir des spectres dimensionnels mesurés *in situ* avec ceux fournis dans les produits DARDAR-CLOUD (V2.1.1). Ces derniers sont restitués à l'aide d'une méthode variationnelle d'estimation optimale qui permet de minimiser itérativement, avec des contraintes *a priori* sur la forme de la PSD, les différences entre des simulations de la réflectivité radar et du coefficient lidar de rétrodiffusion atténuée avec les observations CPR et CALIOP [*Delanoë et Hogan*, 2008]. Après convergence, les contenus en glace et diamètres effectifs des cristaux sont obtenus à partir de relations entre la masse, la surface et le diamètre des particules de glace établies par *Brown et Francis* [1995] pour des agrégats sphéroïdaux. La **figure II.3.2b** révèle le bon comportement de l'IWC restitué par DARDAR par rapport à celui calculé à partir des PSDs mesurées par la combinaison FSSP, 2DC et CPI.

En moyenne, **les produits DARDAR-CLOUD ont tendance à surestimer l'IWC in situ d'un facteur 2** (± 2), ce qui reste raisonnable compte tenues des erreurs associées aux méthodes de calcul, aux observations ainsi qu'à l'hétérogénéité spatiale des champs de cirrus étudiés. On remarquera de nouveau, que les biais

sont plus importants lorsque les réflectivités sont typiquement inférieures à -30 dBZ soit/ou des IWCs *in situ* plus petits que $5 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-3}$ (Fig. II.3.2-d). Ainsi, cette étude nous a permis de montrer que les restitutions DARDAR du contenu en glace dans les cirrus étaient globalement en bon accord avec des observations *in situ* si elles sont adéquatement sélectionnées et analysées [Tridon *et al.*, *in prep*]. En revanche, si la colocalisation entre satellite et avion n'est pas bonne ou que la présence de gros cristaux de taille supérieure à 2 mm n'est pas correctement identifiées par les sondes aéroportées alors des biais plus conséquents sur l'IWC sont attendus (erreur équivalente de 5dB ou 7dB, respectivement). Les restitutions sont également meilleures en utilisant la combinaison du radar et du lidar que si elles sont effectuées uniquement avec le lidar.

Enfin, les inter-comparaisons des diamètres effectifs ont permis de mettre en évidence que les D_{eff} restitués ($\sim 120 \mu\text{m}$) étaient en moyenne deux fois plus grand que ceux observés par le CPI ou le 2D-C (i.e. pour des tailles supérieures à $25 \mu\text{m}$). Les D_{eff} *in situ* sont également caractérisés par une plus forte variabilité qui n'est pas toujours retranscrite dans les restitutions DARDAR-CLOUD. Cependant, ces différences sont minimisées si les mêmes hypothèses de calculs sont utilisées pour déterminer les diamètres effectifs restitués et *in situ* (i.e. relations masse-diamètre et surface-diamètre similaires plutôt que l'utilisation du diamètre équivalent fondu).

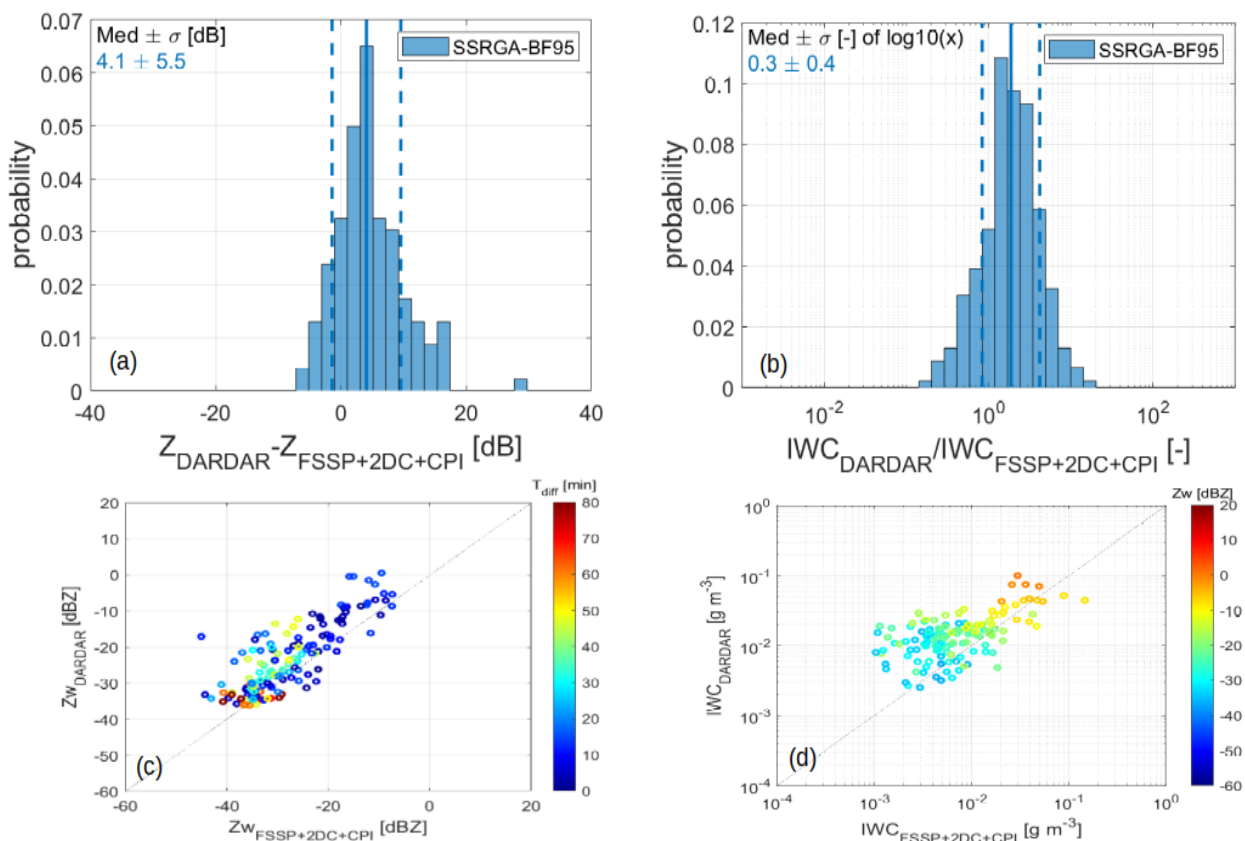


Figure II.3.2 : Comparaisons entre les produits DARDAR-CLOUD (v2.1.1) et les mesures *in situ* du FSSP-300, 2D-C et CPI. **(a)** Distributions des densités de probabilité (PDF) des différences entre les réflectivités mesurées par CPR/CloudSat intégrées dans les produits DARDAR-CLOUD (Z_{DARDAR}) et les réflectivités calculées à partir des spectres dimensionnels combinés FSSP, CPI et 2D-C ($Z_{\text{FSSP+2DC+CPI}}$). L'approche SSRGA avec l'hypothèse d'agrégats non givrés (basée sur une loi masse-diamètre de *Brown et Francis* [1995] : SSRGA-BF95) est utilisée pour le calcul des réflectivités « *in situ* ». **(b)** PDF du rapport entre les contenus en glace restitués par DARDAR-CLOUD et la combinaison des mesures FSSP, CPI et 2DC en utilisant la loi masse diamètre de *Brown et Francis* [1995]. **(c)** Réflectivités CPR de DARDAR-CLOUD en fonction des réflectivités calculées à partir des spectres dimensionnels mesurés *in situ*. Les couleurs donnent une indication sur le délai T_{diff} en minutes entre les observations satellitaires et aéroportées. **(d)** Contenus en glace restitués par DARDAR-CLOUD en fonction de ceux établis à partir des mesures *in situ*. Le code couleur est relatif aux réflectivités mesurées par CPR/CloudSat. D'après *Tridon et al.*, *in prep*.

• Effets des hétérogénéités sur les restitutions radar/lidar

L'interprétation des observations radar/lidar et des produits satellites associés repose le plus souvent sur l'hypothèse que les propriétés des nuages sont homogènes à l'échelle du pixel de mesures. La diffusion multiple de la lumière au sein nuage ou l'atténuation du signal ne sont pas toujours pris en compte dans les restitutions des propriétés microphysiques. Nous avons vu, dans la **section II.1.3**, que les propriétés des cirrus pouvaient être spatialement très hétérogènes quelle que soit l'échelle d'observation. Il semble donc opportun d'évaluer les biais de restitution liées aux hypothèses sur les processus optiques et aux effets des hétérogénéités à petite échelle. **Le développement d'observables radar/lidar est une étape incontournable pour mieux interpréter ce type de mesure** et pour établir les performances des instruments de télédétection active (lidar LNG, radar RASTA, CALIOP-CPR, lidar ADM/AEOLUS, lidar et radar ATLID-CPR Doppler/EarthCARE, AOS). Depuis plusieurs années, *Szczap et al.* développent et améliorent le simulateur **McRALI** (Monte Carlo RAdar Lidar simulator) dans le cadre du projet **EECLAT**. Ce simulateur Monte Carlo de système lidar et radar, basé sur le modèle de transfert radiatif 3DMCPOL [*Cornet et al.*, 2010], est capable de prendre en compte l'aspect tridimensionnel de l'atmosphère nuageuse (nuages et vent), la diffusion multiple, la polarisation et l'effet Doppler [*Alkasem et al.*, 2017 ; *Szczap et al.*, 2021]. Les premières études ont montré que les **effets des hétérogénéités des cirrus** sur le coefficient de rétrodiffusion atténuée et le rapport de dépolarisation mesurés par **CALIOP** étaient **de l'ordre de 10%**. Si cet effet peut paraître faible, il vient s'ajouter aux sources d'erreurs mentionnées précédemment. Plus généralement, les résultats mettent en évidence que les processus de diffusion multiple ne sont pas négligeables dans les cirrus et peuvent avoir un impact potentiellement important sur le signal lidar à haute résolution spectrale.

II.3.1.2 Évaluation des restitutions par télédétection infrarouge passive : produits IIR et CLIMAT-AV

La validation des propriétés microphysiques ou optiques des cirrus restituées à partir de mesures de températures de brillance dans l'infrarouge a également fait l'objet de quelques études dans lesquelles nous avons participé. En préparation de la mise sur orbite de la plateforme spatiale CALIPSO et de son **radiomètre imageur infra-rouge IIR**, les instruments de télédétection et sondes *in situ* déployés lors de la campagne aéroportée **FRENCH/DIRAC** (Octobre 2001, Tarbes-Ossun) ont permis de caractériser les propriétés radiatives des cirrus dans l'infrarouge (jusqu'à $\lambda = 12 \mu\text{m}$) au dessus du golfe de Gascogne. Lors de cette étude notre contribution a porté sur l'évaluation, à partir de mesures *in situ* co-localisées, des rayons effectifs des cristaux établis par les radiomètres **CLIMAT-AV** (Conveyable Low-noise Infrared radiometer for Measurements of Atmosphere and ground surface Targets-Airborne Version, [*Legrand et al.*, 2000 ; *Brognez et al.*, 2003] et **MINIMIR** (mini Middle Infrared Radiometer) du **LOA** à bord de l'avion Mystère 20.

Les restitutions **CLIMAT** ont été effectuées suivant une approche basée sur des tables d'interpolation (LUT). Les différences de température de brillance (BTD) mesurées à deux longueurs d'ondes (8.7, 10.8 ou $12 \mu\text{m}$) sont comparées à des simulations directes par un modèle de transfert radiatif (FastRad, [*Dubuisson et al.*, 1996]). L'approximation de l'optique géométrique n'étant plus valable pour ces gammes de longueurs d'ondes, les propriétés optiques des cristaux ont principalement été calculées avec un modèle de T-Matrix [*Waterman*, 1971 ; *Mishchenko et al.*, 1996] pour des cristaux «pristines» hexagonaux ou de type agrégats de cylindres [*Baran et al.*, 2001 et 2003]. Les mesures de réflectances bidirectionnelles à 870 et 1600 nm de MINIMIR sont exploitées avec une approche similaire afin de déterminer les rayons effectifs des cirrus observés. Pour cet instrument, les LUTs reposent, cette fois, sur des réflectivités simulées par un modèle de transfert radiatif de type adding-doubling [*De Haan et al.*, 1986] et des propriétés de diffusion calculées par le **modèle IHM** (Inhomogeneous Hexagonal Monocrystal Model, [*C-Labonnote et al.*, 2001]) dans lequel les cristaux de glace sont des colonnes ou des plaques hexagonales avec des inclusions internes de bulles d'air ou de suie.

Ces restitutions ont pu être comparées avec les rayons effectifs dérivés des mesures du PN et contraintes par les observations de l'imageur 2D-C (embarqués à bord de l'avion TBM-700) suivant l'approche développée dans *Jourdan et al.*, [2003a]. Sous l'hypothèse d'un mélange de populations de

cristaux sphériques et de colonnes hexagonales, les inversions des indicatrices de diffusion du PN nous ont permis d'obtenir des **rayons effectifs équivalents moyens de 30 μm** ($\text{IWC} \sim 20 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-3}$) qui se sont révélés être **relativement proches des restitutions CLIMAT (22-33 μm)** et **MINIMIR ($\sim 35 \mu\text{m}$)** [Brognez et al., 2004]. Il est cependant important de noter que, dans cette étude, le rayon effectif des cristaux dérivé des observations *in situ* ne correspond qu'à une valeur moyenne sur un segment de vol spécifique. Il n'est donc pas forcément représentatif de la variabilité horizontale ou verticale des propriétés microphysiques du champ cirrus observé. L'utilisation d'une représentation morphologique des cristaux en agrégats a conduit à des valeurs de rayons effectifs légèrement en meilleur accord avec les observations *in situ*.

En définitive, les résultats présentés dans ce cas d'étude montrent qu'une combinaison d'un modèle microphysique constitué de cristaux hexagonaux «pristines» (dans l'infra-rouge thermique) et d'un modèle où les cristaux hexagonaux présentent des altérations internes (dans le proche et moyen infra-rouge) permet de décrire les propriétés radiatives des cirrus du proche infra-rouge à l'infra-rouge thermique. Nous verrons dans la section II.3.3 que les propriétés radiatives des cirrus dans le domaine du visible et proche infra-rouge (SW) sont beaucoup plus sensibles à la forme des cristaux ainsi qu'à leur complexité morphologique.

Les vols du 16 et du 25 mai 2007 de la campagne **CIRCLE-2**, nous ont également donné l'opportunité d'évaluer les propriétés nuageuses restituées à partir des mesures des radiomètres **CLIMAT-AV/F20-SAFIRE** et **IIR/CALIPSO**. Ces deux radiomètres présentent des caractéristiques spectrales équivalentes. Sourdeval et al., [2013] ont appliqué une méthode variationnelle basée sur une approche bayésienne et un schéma de minimisation de type Levenberg-Marquardt pour restituer le diamètre effectif et l'épaisseur optique des cirrus à partir de ces observations radiométriques (selon le formalisme de Rodgers, [2000]). Cette approche est par ailleurs similaire à celle suivie pour les restitutions DARDAR-CLOUD ou lors de l'inversion des indicatrices de diffusion mesurées par le PN afin de déduire les propriétés microphysiques équivalentes du nuage échantillonné. Elle présente l'avantage de quantifier précisément l'incertitude associée à chacun des paramètres restitués. Pour cette étude, le modèle direct permettant de simuler les radiances (ou température de brillance) à ajuster aux observations IIR (pixel de 1km^2) ou CLIMAT-AV était le code de transfert radiatif FASDOM (FAST Discrete Ordinate Method, Dubuisson et al., [2005]).

Avec l'hypothèse d'une atmosphère plane et parallèle, les profils atmosphériques de pression, température, humidité et d'ozone ont été extraits des produits de niveau 2 de CALIOP issues de réanalyses GMAO (GOES-5 atmospheric model of the Global Modeling and Assimilation Office, [Rienecker et al., 2008]). Les propriétés optiques des cirrus dans l'infra-rouge thermique (facteur d'asymétrie, coefficient d'extinction et albédo de diffusion simple) ont été extraites de la base de données de Yang et al., [2005] dans laquelle sept formes de cristaux «pristines» sont disponibles. Ces paramètres interviennent dans le calcul des radiances par le modèle direct. Les restitutions de l'épaisseur optique des cirrus avec cet algorithme ont montré une très bonne correspondance avec les produits opérationnels d'IIR basés sur la méthode de la fenêtre glissante utilisant des différences de températures de brillance [Garnier et al., 2012].

L'évaluation des restitutions IIR, obtenues à l'aide de la méthode variationnelle de Sourdeval et al., [2013], a été envisagée en deux temps : une première **comparaison entre les observations co-localisées IIR et CLIMAT-AV à une résolution horizontale de 1 km**, suivie d'une **évaluation des restitutions CLIMAT-AV/F20-SAFIRE avec les mesures moyennées sur 5 secondes des sondes *in situ*** embarquées sur le F20 du DLR. Les inter-comparaisons entre les observations par radiométrie infra-rouge ont montré que l'épaisseur optique d'absorption (τ_{abs}) des cirrus était généralement bien restituée, plus précisément que le diamètre effectif des cristaux pour lequel l'incertitude estimée est de l'ordre de 100%. L'analyse du contenu en information des observations a montré que les **sources d'erreurs sur la restitution du diamètre effectif** étaient essentiellement **causées par un rapport signal/bruit des mesures dans l'infra-rouge trop faible** lorsque les **cirrus sont optiquement fins** ($\tau_{\text{abs}} < 0.2$) ou que les **cristaux sont de tailles importantes** ($D_{\text{eff}} > 50 \mu\text{m}$). De plus, la présence éventuelle de nuages d'eau liquide sous le champ de cirrus constitue une source d'erreur additionnelle pour le modèle direct si leurs propriétés microphysiques ne sont pas préalablement connues.

Les diamètres effectifs et les coefficients d'extinction restitués à partir des mesures CLIMAT-AV ont ensuite pu être comparés les **observations co-localisées du CPI et du PN (Fig. II.3.3)**. Les paramètres mesurés *in situ* et restitués sont du même ordre de grandeur et restent comparables compte tenues des incertitudes qui leur sont associées. Les **restitutions semblent toutefois quasi-systématiquement surestimer les valeurs d'extinction et de diamètres effectifs**. Ce biais pourrait provenir de la fragmentation des cristaux sur les embouts des sondes *in situ* mais également des conditions d'échantillonnage respectives des instruments.

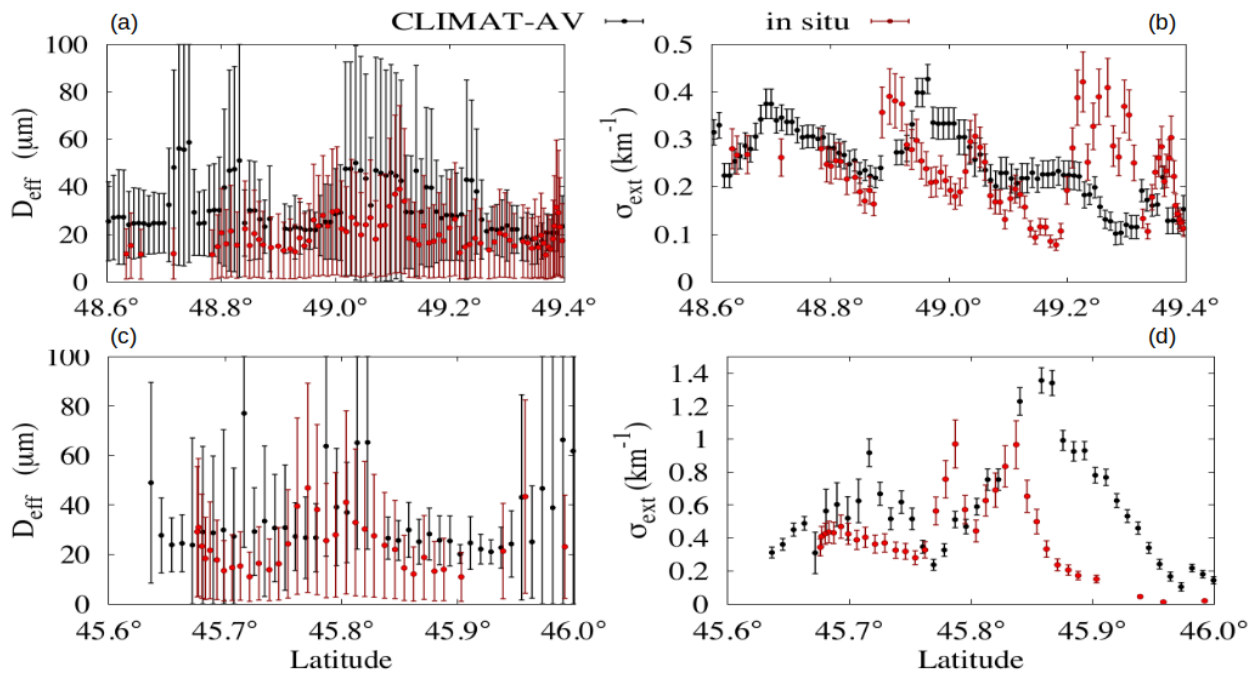


Figure II.3.3 : Comparaisons des diamètres effectifs ((a) et (c)) et des coefficients d'extinction ((b) et (d)) restitués à partir des observations aéroportées du radiomètre **CLIMAT-AV** dans l'infrarouge thermique (en noir) avec ceux **mesurés *in situ*** (en rouge) par le **CPI** (D_{eff}) et le **PN** (σ_{ext}). (a)-(b) Comparaisons sur une séquence de vol co-localisé entre le F20 de SAFIRE (télé-détection) et le F20 du DLR (*in situ*) lors du 16 Mai 2007 de la campagne **CIRCLE-2**. (c)-(d) Comparaisons du 25 Mai 2007. D'après [Sourceval et al., \[2013\]](#).

Compte tenu de la trajectoire adoptée par le F20 du DLR, les mesures *in situ* sont plutôt représentatives des propriétés du sommet des cirrus tandis que les observations CLIMAT-AV sont plus sensibles aux propriétés verticalement intégrées sur l'ensemble du champ de cirrus. Les fortes différences observées lors du 16 Mai entre 49.2° et 49.4° N (**Fig. II.3.3b**) correspondent, en effet, à une couche de cirrus « plus dense » dans laquelle le F20 du DLR est passé à plus basse altitude. Celles observées, le 25 Mai entre 45.85° et 46° N sont, revanche, attribuables au départ progressif de l'avion du champ de cirrus (**Fig II.3.3d**). Enfin, il est important de mentionner que lors de cette étude, les restitutions IIR et CLIMAT-AV ont été réalisées **en faisant l'hypothèse que les cirrus étaient constitués uniquement d'une population de plaquettes hexagonales** sur la base des formes dominantes détectées par le CPI. Or, cette contrainte a un **impact important sur les incertitudes** associées au modèle direct utilisé dans les **restitutions du diamètre effectif des cristaux**. D'autant plus que, [Mioche et al., \[2010\]](#) ont montré que pour le 25 Mai 2007, la proportion de cristaux de type «bullet-rosette» n'était pas négligeable.

La **variabilité verticale de la forme des cristaux** est probablement un **facteur supplémentaire à prendre en compte pour améliorer les restitutions du diamètre effectif** dans l'infrarouge thermique et pour faciliter les comparaisons avec des observations *in situ*. Dans le cadre du **stage de M2 de Gwennolé Guyot (2011)** et d'une collaboration avec le **Centre de Météorologie Spatiale (CMS, Lannion)**, une évaluation des paramétrisations nuageuses (D_{eff} en fonction de l'IWC et de la température) du modèle de transfert

radiatif RTTOV (Radiative Transfer code for TIROS Operational Vertical sounder, [Saunders et al., 1999 ; Matricardi et al., 2004]) a été effectuée à partir des observations *in situ* du 25 Mai 2007 de CIRCLE-2. Le modèle RTTOV peut être utilisé en mode opérationnel pour l'assimilation des observations satellitaires de radiances dans l'infra-rouge dans les modèles de prévision numérique du temps. Les températures de brillance simulées, à $\lambda = 12 \mu\text{m}$, par RTTOV avec les profils d'IWC restitués par DARDAR ont été comparées aux observations IIR. Les résultats ont montré que la paramétrisation de Wyser [1998], pour laquelle D_{eff} est proportionnel à un polynôme de degré 3 du \log_{10} de l'IWC, permettait de mieux représenter la variabilité observée *in situ*. L'utilisation de cristaux de type agrégats conduisait également à un meilleur accord entre températures de brillance simulées et mesurées par IIR (écart de -3 K pour $0.5 < \tau < 4$).

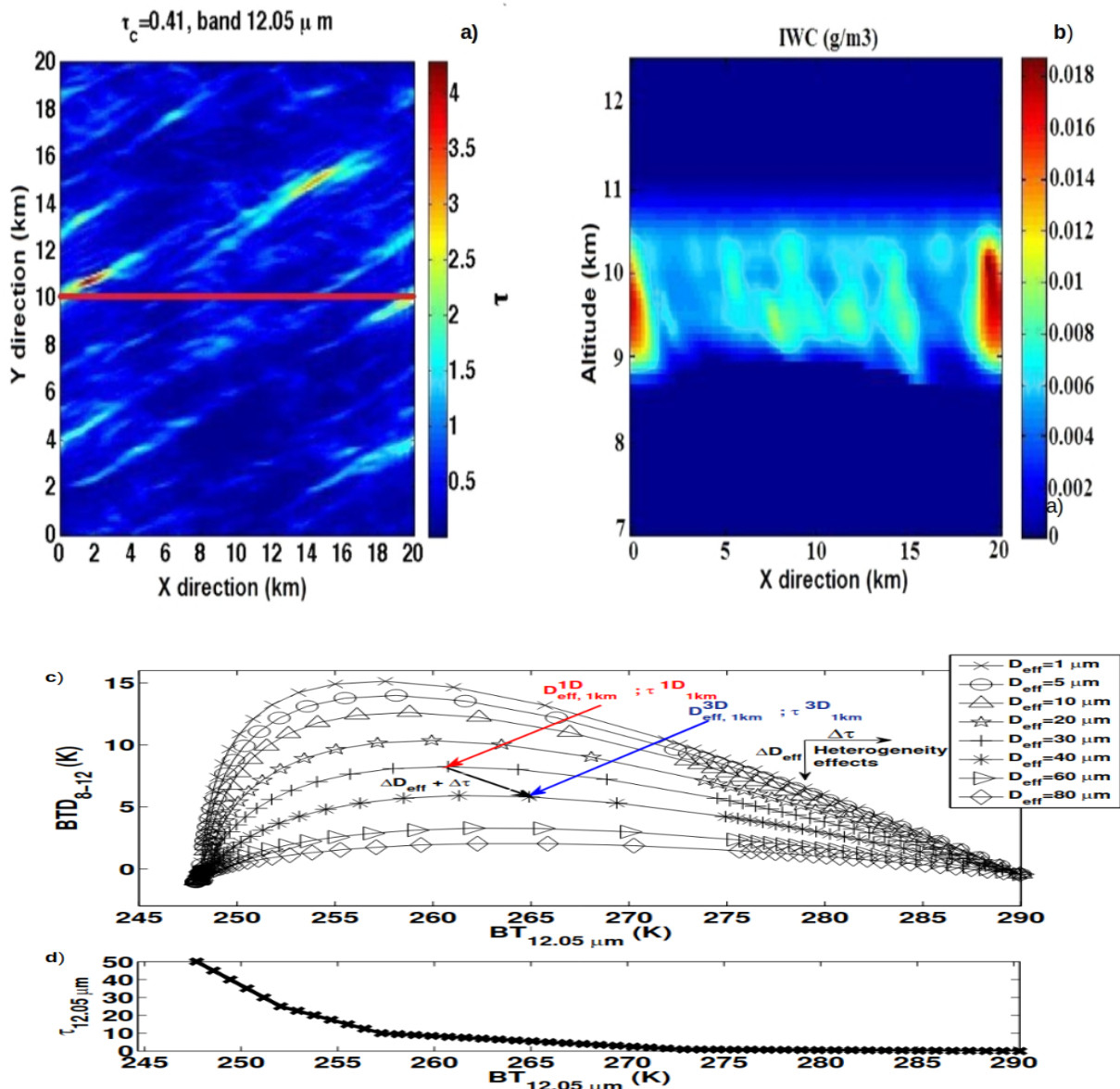


Figure II.3.4 : Impact des hétérogénéités microphysiques sous pixel sur la restitution du diamètre effectif et de l'épaisseur optique par IIR/CALIPSO. **(a)-(b)** Simulations par le modèle 3DCLOUD de Szczap et al., [2014] d'un champ de cirrus durant CIRCLE-2. **(a)** Champ d'épaisseur optique sur une maille de $20 \text{ km} \times 20 \text{ km}$, à $\lambda = 12 \mu\text{m}$, à une résolution horizontale de 100 m . **(b)** Coupe verticale de l'IWC le long de la ligne rouge, à une résolution verticale de 58 m . **(c)-(d)** Illustration du principe de restitution du diamètre effectif (D_{eff}) et de l'épaisseur optique (τ) basé sur le comportement des différences de températures de brillance (BTD). **(c)** La flèche rouge pointe sur une restitution opérationnelle du D_{eff} et de τ à l'échelle d'un pixel de 1 km , dans le cadre 1D sans effets d'hétérogénéités. La flèche bleue correspond aux restitutions au niveau du même pixel mais en prenant en compte les effets d'hétérogénéités observées (3D). **(d)** Chaque point de l'arche correspond à τ pour $\lambda = 12 \mu\text{m}$. Adaptée de Fauchez et al., [2015].

Outre la morphologie des cristaux de glace, la **variabilité spatiale des propriétés microphysiques ainsi que la structure géométrique des cirrus** (notamment la couverture fractionnaire) **peut sensiblement affecter** leur propriétés radiatives et **la restitution de leur épaisseur optique et diamètre effectif** par télédétection (cf., par exemple l'étude de [Lafont et al., \[2006\]](#)). En effet, nous avons vu que les méthodes d'inversion utilisaient généralement l'approximation d'un nuage homogène et plan parallèle. Dans le [stage de M2 de Frédéric Tridon \(2007\)](#), des simulations de transfert radiatif dans l'infrarouge thermique ont montré que négliger les hétérogénéités des cirrus conduisait à une **sous estimation de la restitution du rayon effectif** des cristaux de glace (jusqu'à 35% pour des épaisseurs optiques supérieures à 5) et à une **surestimation de l'épaisseur optique par IIR/CALIPSO**. La non prise en compte des hétérogénéités horizontales du coefficient d'extinction dans la simulation des propriétés radiatives des cirrus dans l'infrarouge (avec un modèle de transfert radiatif 3D) a également été identifiée comme une source d'erreur lors du calcul des flux (jusqu'à 30% de biais) et des radiances (10% d'erreur). A partir de structures de cirrus hétérogènes générées par le modèle stochastique **3DCLOUD** [[Szczap et al., 2014](#)], contraint par les observations *in situ* de **CIRCLE-2** ([fig. II.3.4a-b](#)), [Fauchez et al., \[2015\]](#) ont confirmé nos précédents résultats. Ils ont en effet montré que les erreurs moyennes de restitutions IIR du diamètre effectif et de l'épaisseur optique étaient de l'ordre de 25% et de 12%, respectivement, si les effets des hétérogénéités horizontales sous pixel ($< 1 \text{ km}^2$) des cirrus n'étaient pas considérées (cf. exemple reporté sur la [figure II.3.4c-d](#)).

II.3.2 Influence des cirrus sur les restitutions satellitaires de gaz traces : exemple du NO₂

L'estimation de la distribution spatiale et temporelle d'espèces chimiques réactives tel que le NO₂ est particulièrement importante pour l'étude des processus et des propriétés chimiques de l'atmosphère. Si les modèles de chimie transport permettent de mieux comprendre et simuler l'évolution de la composition chimique de la troposphère, de fortes incertitudes restent associées à la quantification des sources et des puits des polluants. Les observations satellitaires des gaz traces troposphériques sont pertinentes pour assurer la surveillance de la qualité de l'air mais aussi pour évaluer et contraindre les flux d'émission et les modèles de transport à l'échelle régionale.

La télédétection spatiale des constituants gazeux repose essentiellement sur des observations en visée au nadir du rayonnement solaire diffusé par l'atmosphère dans l'UV-VIS-NIR ou émis dans l'infrarouge. Des mesures spectroscopiques dans des bandes d'absorption spécifiques permettent de restituer des profils ou des colonnes verticales intégrées des densités des espèces gazeuses. Par exemple, les algorithmes de restitution des colonnes verticales de NO₂ à partir de mesures dans UV-VIS sont généralement basés sur la technique **DOAS** (Differential Optical Absorption Spectroscopy, [Platt et Strutz, \[2008\]](#)). L'ajustement non linéaire de la structure différentielle du rayonnement solaire réfléchi au sommet de l'atmosphère, dans une bande de longueur d'onde spécifique, permet d'obtenir une colonne troposphérique de densité de NO₂ avec une précision comprise entre 35% et 60% [[Boersma et al., 2004](#)]. Les **erreurs de restitutions sont dominées par les incertitudes sur la détermination de l'AMF** (Air Mass Factor) qui permet de convertir une colonne inclinée de densité de gaz mesurée en une colonne verticale. Ce facteur dépend notamment de la forme du profil de NO₂, de l'albédo de surface et **des propriétés nuageuses telles que la couverture fractionnaire**.

Les nuages peuvent obstruer l'observation des polluants de la basse troposphère en modifiant les mesures de la profondeur des lignes d'absorption des gaz. Ce problème est particulièrement prégnant pour des instruments mesurant le rayonnement solaire réfléchi par l'atmosphère et disposant de faibles résolutions spatiales comme **SCIAMACHY/ENVISAT** (Scanning Imaging Absorption Spectrometer for Atmospheric Cartography, [[Bovensmann et al., 1999](#)]) ou **OMI/AURA** (Ozone Monitoring Instrument, [Levelt et al., 2006](#)). Ces deux spectromètres, largement utilisés pour la mesure des gaz traces de la troposphère dans le domaine de l'UV-VIS, possèdent des résolutions respectives au nadir de 30x60 km² et 13x24 km². Si la dimension de ces pixels est bien adapté à l'observation de la variabilité locale des concentrations des gaz, [Krijger et al., \[2007\]](#) ont montré qu'en moyenne plus de 85% des mesures réalisées avec ces instruments étaient effectivement contaminées par la présence de nuages. Dans la pratique, la

restitution des gaz traces troposphériques n'étant envisagée que dans des conditions de ciel clair ou de très faible couverture nuageuse, on peut estimer que plus de la moitié des observations ne sont pas exploitables (estimation basée sur des scènes observées par SCIAMACHY dans le cadre des travaux de [Jourdan et al., \[2007\]](#) et [Kokhanovsky et al., \[2006\]](#)).

Les nuages affectent la restitution satellitaire des gaz traces, dans l'UV-VIS-NIR, de trois façons :

(i) Un «**shielding effect**» qui provoque une réduction de l'interaction entre les photons et les gaz situés sous le nuage. Cet effet conduit à une **diminution apparente des profondeurs des lignes d'absorption** et donc à une sous estimation de la concentration de la colonne de gaz.

(ii) Un **effet d'albedo** qui produit un **accroissement artificiel de la profondeur des lignes d'absorption** de la couche de gaz situé au dessus du nuage.

(iii) Un **effet d'absorption et de diffusion** du rayonnement au sein du nuage provoquant une surestimation de la concentration de gaz dans le nuage.

Ces trois effets **dépendent en grande partie des propriétés microphysiques et macrophysiques du nuage** (couverture fractionnaire, albédo et altitude du sommet du nuage) ainsi que du profil vertical du gaz trace ciblé [[Koelemeijer et Stammes, 1999](#) ; [Liu et al., 2004](#) ; [Kokhanovsky et Rozanov., 2008](#) ; [Stammes et al., 2008](#)]. Quelques études ont été entreprises afin de restituer les concentrations de gaz au dessus de nuages d'eau liquide considérés comme plan parallèles et homogènes [[van Diedenhoven et al., 2008](#) ; [Vidot et al., 2009](#)]. En particulier, [Liu et al., \[2004\]](#) ont mis en évidence des anomalies dans la restitution de la concentration d'ozone de l'ordre de 30%. La méthode la plus couramment utilisée pour restituer les colonnes troposphériques de NO₂ en présence de nuages considère un modèle de nuage Lambertien avec un albédo fixe de 0.8 [[Koelemeijer et Stammes, 1999](#) ; [Acarreta et al., 2004](#)]. Cette approximation présente l'avantage de rendre possible la restitution de propriétés optiques équivalentes (couverture fractionnaire effective et pression effective au sommet du nuage) à partir des mesures du satellite seul, pour ensuite pouvoir corriger les réflectances de la présence de nuages. Cependant, cette méthode induit une sous-estimation systématique de la colonne troposphérique de NO₂ comprises entre 20 et 50% même dans des conditions de faible couverture fractionnaire [[Wang et al., 2006](#) ; [van Diedenhoven et al., 2007](#)].

Dans le cadre du projet **PNTS NO₂-Cirrus (2008-2010)**, du **Post-doc CNES de Jérôme Vidot (2008-2009)** et en collaboration avec l'**IUP de Brême (Institut für Umweltp Physik)**, nous avons cherché à établir une **méthodologie permettant d'améliorer les restitutions OMI de concentrations de NO₂ intégrées sur la colonne troposphérique en présence de cirrus**. Au regard de l'occurrence globale des cirrus (~ 20-30%) et de la taille conséquente des pixels des satellites dédiés à l'observation des gaz dans la troposphère, la probabilité pour qu'un cirrus obstrue le champ de visée du satellite est loin d'être négligeable. Cependant, peu d'études ont cherché à quantifier les erreurs induites par la présence de cirrus sur les inversions de gaz, en particulier dans le domaine de l'UV-VIS. La faible épaisseur optique des cirrus couplée à leur forte hétérogénéité spatiale rend leur détection plus délicate. Néanmoins, la forte interaction des **cirrus** avec le rayonnement solaire est susceptible d'affecter les bandes d'absorption spécifiques mises à profit pour restituer des composés chimiques tel que le NO₂.

Notre stratégie a donc consisté dans un premier temps à réaliser des études de sensibilité afin d'**identifier les paramètres optiques et macrophysiques des cirrus susceptibles de perturber la restitution satellitaire des colonnes de NO₂**. Dans un deuxième temps, nous avons cherché à évaluer la **précision attendue sur ces paramètres** pour envisager une restitution du NO₂ en présence de cirrus par une correction de leur contribution radiative. Enfin, en s'appuyant sur les observations du lidar CALIOP, nous avons essayé de **quantifier l'erreur engendrée par la non prise en compte des propriétés des cirrus** lors des restitutions de NO₂ par OMI/AURA (partie de l'A-Train).

II.3.2.1 Étude de sensibilité sur les propriétés des cirrus

La prise en compte réaliste des cirrus dans les algorithmes d'inversion des colonnes troposphériques de NO₂ requiert une quantification précise de la contribution radiative de ces nuages à une échelle (13 x 24 km²) et dans des gammes spectrales (entre 405 et 465nm pour le NO₂) cohérentes avec celles d'OMI. Ces propriétés radiatives dépendent à leur tour des caractéristiques microphysiques, optiques et géométriques des cirrus. Nous nous sommes appuyés sur les observations réalisées durant la campagne aéroportée **CIRCLE-2** pour déterminer un éventail représentatif de valeurs d'épaisseurs optiques (entre 0.05 et 3), d'épaisseurs géométriques (entre 0.1 et 3 km), d'altitudes du sommet des cirrus (entre 7 et 15km) ainsi que des fonctions de phase et des facteurs d'asymétrie réalistes (dérivés des mesures du PN).

Ces paramètres ont été intégrés dans le code de transfert radiatif 1D **SCIATRAN** [Rozanov et al., 2005] pour **étudier l'influence des propriétés des cirrus sur la restitution de colonnes de NO₂**. SCIATRAN est couramment utilisé comme modèle direct pour le calcul du transfert radiatif à haute résolution spectrale dans l'UV-VIS-NIR de nombreux composés gazeux ou comme algorithme de restitution [Richter et al., 2005 ; Noguchi et al., 2011]. Les observables OMI de réflectances au sommet de l'atmosphère (R_{TOA}) ont ainsi pu être simulés à une résolution spectrale de 0.21 nm pour différents profils de rapport de mélange de NO₂ (situations peu, modérément ou très polluées), propriétés nuageuses et pour un albédo de surface ($A = 0.05$) et des angles zénithaux solaire ($\theta_s = 30^\circ$) et de visée (nadir, $\theta_v = 0^\circ$) fixes.

Au sein d'un pixel OMI peuvent coexister des scènes nuageuses et des portions en ciel clair. Sous l'hypothèse de l'approximation plan parallèle à couverture fractionnaire, la réflectance totale, telle qu'elle serait mesurée par OMI, peut alors s'exprimer de la façon suivante :

$$R_{TOA} = cR_{cloudy} + (1 - c)R_{clear} \quad (\text{Eq. II.2})$$

où c désigne la fraction nuageuse ou couverture fractionnaire au sein d'un pixel, R_{cloudy} la réflectance relative à la zone d'occupation du cirrus et R_{clear} la réflectance de la région en ciel clair. Les colonnes verticales troposphériques de NO₂ (V_{tr}) peuvent être restituée en appliquant la technique **DOAS** à la réflectance simulée après sa conversion en densités optiques différentielles (D_λ) :

$$D(\lambda) = \ln(R_{TOA}(\lambda)) - P_3(\lambda) \quad (\text{Eq. II.3})$$

$P_3(\lambda)$ correspond à un ajustement polynomial d'ordre 3 du logarithme de R_{TOA} par la méthode des moindres carrés. Le but de cet ajustement est de réduire la contribution des composantes de la réflectance qui varient peu avec la longueur d'onde afin d'assurer une meilleure visibilité des profondeurs des lignes d'absorption du NO₂. Cette étape permet d'améliorer la précision de la procédure d'ajustement réalisée par l'algorithme de restitution à partir duquel l'on cherche à trouver $V_{tr,ret}$ en minimisant la fonction suivante :

$$F(\lambda, V_{tr,ret}) = \|D_{true}(\lambda, V_{tr,true}) - D_{ret}(\lambda, V_{tr,ret})\|^2 \quad (\text{Eq. II.4})$$

où D_{true} est le spectre de densités optiques simulé par SCIATRAN pour une vraie colonne troposphérique de NO₂, $V_{tr,true}$. D_{ret} est le spectre de densités optiques restitué correspondant à la colonne de NO₂ restituée, $V_{tr,ret}$.

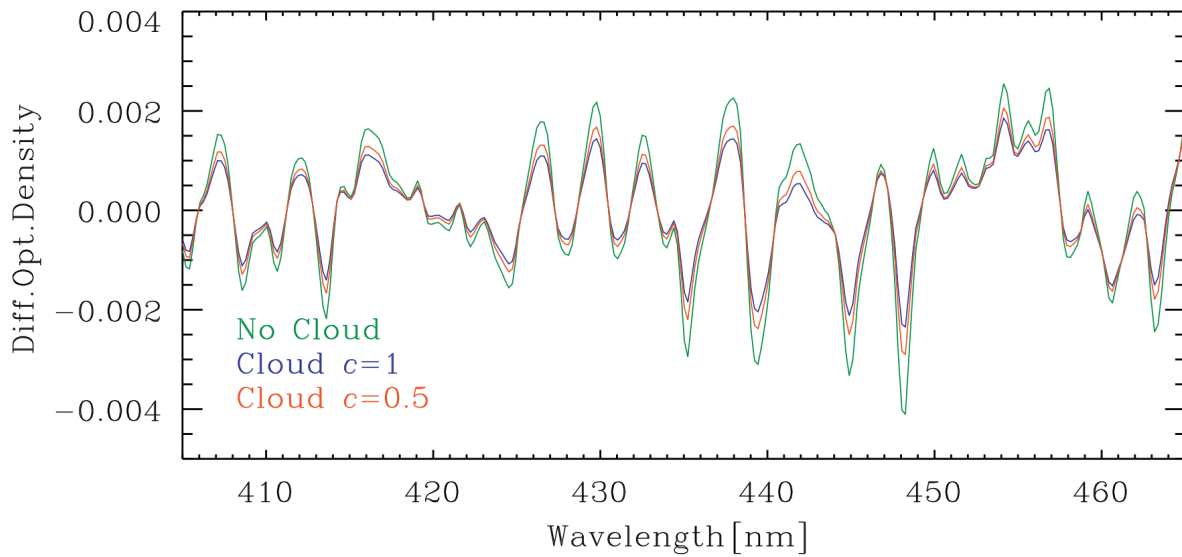


Figure II.3.5 : Illustration de l'influence des cirrus sur la restitution des colonnes verticales troposphériques de NO_2 (V_{tr}) dans la gamme spectrale d'OMI. Densités optiques différentielles $D(\lambda)$ simulées par le modèle SCIATRAN dans le cas d'une situation de forte pollution en NO_2 ($V_{tr}=9.36 \times 10^{15}$ mol/cm²) : en ciel clair (en vert - No Cloud), lorsqu'un cirrus couvre l'ensemble du pixel OMI (en bleu - Cloud $c = 1$) ou seulement la moitié (en rouge - Cloud $c = 0.5$). Les densités optiques différentielles sont déterminées à partir des équations Eq. (II.2) et Eq. (II.3). La composante R_{clear} est simulée par le modèle SCIATRAN pour des profils standards d' O_3 , H_2O et O_2 , un profil de NO_2 associé à une forte pollution, un albédo de surface de 0.05, $\theta_s=30^\circ$ et $\theta_v=0^\circ$. La composante nuageuse R_{cloudy} est calculée avec les mêmes conditions mais en intégrant en plus la présence d'un cirrus localisé à une altitude $z=10$ km, d'épaisseur géométrique $h=1$ km, d'épaisseur optique $\tau=1$ et caractérisé par une fonction de phase moyenne issue du vol du 16/05/2007 de CIRCLE-2. D'après Vidot et al., [2010].

La figure II.3.5 illustre l'impact d'une couche homogène de cirrus sur la restitution des colonnes de NO_2 . La présence d'un cirrus provoque une réduction des lignes d'absorption du NO_2 clairement observable sur les simulations de densités optiques différentielles dans l'intervalle spectral compris entre 405 et 465 nm. Dans ce cas, le shielding effect du cirrus domine les effets d'albédo et d'absorption au sein du nuage. Ainsi, si le cirrus n'est pas détecté par OMI, la colonne troposphérique de NO_2 restituée sera d'autant plus sous estimée que la couverture spatiale du cirrus au sein d'un pixel de mesure sera grande.

Dans Vidot et al., [2010], nous avons cherché à quantifier, dans un premier temps, les erreurs de restitution des colonnes de NO_2 en présence d'une couche de cirrus non détectée par le capteur satellite. Pour des propriétés de cirrus prescrites (couverture nuageuse, épaisseurs optique et géométrique, altitude et facteur d'asymétrie) et trois différentes valeurs de colonnes verticales de NO_2 ($V_{tr,true}$), une réflectance spectrale au sommet de l'atmosphère nuageuse est simulée par SCIATRAN (cf. Eq. II.2). Cette réflectance est ensuite utilisée pour restituer une colonne $V_{tr,ret}$ de NO_2 à partir de l'algorithme d'inversion SCIATRAN basé sur la méthode DOAS, en faisant l'hypothèse d'une atmosphère sans nuages.

La figure II.3.6 synthétise les différentes erreurs de restitution de $V_{tr,ret}$ (i.e. erreurs relatives par rapport à $V_{tr,true}$) en fonction des propriétés géométriques et optiques du cirrus. On remarque que **si le cirrus n'est pas pris en compte dans l'algorithme d'inversion**, la colonne de NO_2 restituée sera systématiquement sous estimée (erreur négative i.e. «shielding effect» prédominant). Les erreurs de restitution augmentent rapidement avec l'épaisseur optique et la couverture fractionnaire pour atteindre **des sous-estimations de $V_{tr,ret}$ de 35% ou 55%** pour des conditions de faible ou de forte pollution, respectivement (Fig. II.3.6a-b). En revanche, les cirrus optiquement fins ($\tau < 0.2$) ne semblent pas significativement impacter la restitution du NO_2 (erreur inférieure à 5%).

L'influence de l'altitude du sommet du cirrus (z) et de son épaisseur géométrique est évaluée par une différence entre les erreurs maximales et minimales de restitution obtenues pour différentes valeurs de ces quantités. Ainsi, dans des conditions de faible pollution, lorsqu'un cirrus d'épaisseur optique $\tau=3$ recouvre totalement un pixel OMI ($c=1$), l'erreur est de -28% si le cirrus est à 8km d'altitude et de -37% si son sommet

se situe à 15 km. L'erreur de restitution proprement attribuée à l'altitude du sommet du cirrus est donc de 8% (**Fig.II.3.6c**). Pour de faibles épaisseurs optiques ($\tau < 0.05$) et couvertures fractionnaires ($c < 0.05$), l'erreur reste négligeable ($< 1\%$). A c et τ fixes, elle décroît avec la quantité de NO_2 à cause de l'effet d'absorption au sein du nuage qui augmente lorsque le cirrus est plus bas (où le NO_2 est plus abondant). Pour les mêmes raisons, les erreurs liées à l'épaisseur du cirrus (h) restent faibles et inférieures à 3% quelles que soient les conditions de concentrations en NO_2 .

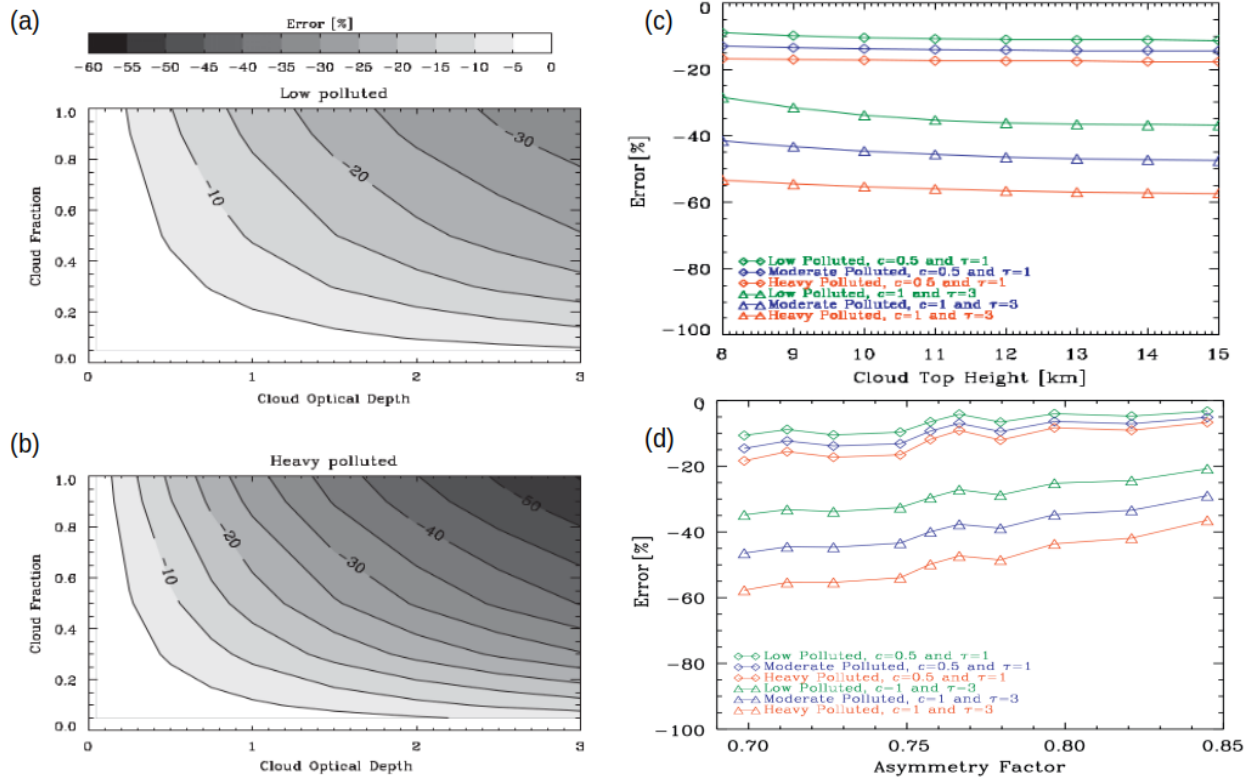


Figure II.3.6 : Estimations des erreurs relatives de restitution (erreur = $100 \cdot (V_{tr,ret} - V_{tr,true}) / V_{tr,true}$) de la colonne verticale troposphérique de NO_2 , $V_{tr,ret}$, pour différents profils et donc colonnes de NO_2 ($V_{tr,true}$) lorsque la présence d'un cirrus n'est pas détectée par OMI. Les erreurs sont présentées pour un albedo de surface de 0.05 et un angle zénithal solaire de 30° pour une visée au nadir. **(a)-(b)** Erreurs en fonction de l'épaisseur optique et de la couverture fractionnaire d'une couche de cirrus située à une altitude de 10km, d'épaisseur géométrique de 1km et constituée de cristaux de glace ayant un facteur d'asymétrie de 0.75. Deux situations sont reportées : **(a)** faiblement polluée avec $V_{tr,true} = 0.43 \times 10^{15}$ mol/cm² et **(b)** fortement polluée avec $V_{tr,true} = 9.36 \times 10^{15}$ mol/cm². **(c)** Influence de l'altitude du sommet du cirrus sur les erreurs de restitution de NO_2 ($V_{tr,ret}$). Les résultats sont affichés pour les trois cas typiques de pollution (low, moderate et heavy polluted), pour deux valeurs de couverture nuageuse ($c=0.5$ et $c=1$) et d'épaisseurs optiques ($\tau=1$ et $\tau=3$). L'épaisseur géométrique du cirrus est de 1km et son facteur d'asymétrie de 0.75. **(d)** Influence du facteur d'asymétrie sur les erreurs de restitution de NO_2 ($V_{tr,ret}$). Des conditions similaires à celles envisagées sur le panneau (c) sont utilisées mais avec une altitude du sommet du nuage fixée cette fois à 10 km. D'après Vidot et al., [2010].

Nous avons également étudié l'impact du facteur d'asymétrie (g) sur la restitution du NO_2 . La figure III.3.6d montre que les erreurs sont potentiellement importantes, en particulier pour des situations de forte pollution, si les propriétés de diffusion du cirrus ne sont pas correctement paramétrées. L'erreur peut atteindre 20% si le facteur d'asymétrie varie entre 0.70 et 0.85. Pour une couverture fractionnaire et une épaisseur optique données, la quantité de NO_2 sera d'autant plus sous estimée que le paramètre d'asymétrie sera faible. En effet, les cristaux de glace des cirrus caractérisés par un faible g auront tendance à réfléchir plus le rayonnement solaire et donc limiter son interaction avec les molécules de NO_2 situées majoritairement sous le nuage. Cette étude de sensibilité nous a donc permis de montrer que, par ordre d'importance, la couverture nuageuse, l'épaisseur optique, le facteur d'asymétrie et l'altitude du sommet

du nuage pouvaient sensiblement affecter la restitution des colonnes troposphériques de NO₂. Ces résultats sont également valables pour des angles solaires compris entre 15° et 60° et des albédos de surface entre 0.03 et 0.1.

Dans un deuxième temps, nous avons ensuite cherché à estimer avec quelle précision nous devrions connaître les différents paramètres nuageux clés pour effectuer une restitution du NO₂ en présence de cirrus. Pour cela, nous partons de **l'hypothèse que le capteur satellite détecte la présence du cirrus**. La colonne $V_{tr,ret}$ est restituée à partir de la réflectance en ciel clair R_{clear} . La réflectance R_{clear} est calculée cette fois à partir de simulations de R_{TOA} et de R_{cloudy} de la façon suivante :

$$R_{clear} = \frac{R_{TOA}(\tau, g, z, h, c) - (c + \delta c) R_{cloudy}(\tau, g, z, h)}{1 - (c + \delta c)} \quad (\text{Eq. II.5})$$

Cette expression permet d'étudier les erreurs induites par une incertitude δc sur la couverture fractionnaire. Si l'on s'intéresse à l'impact d'une estimation peu fiable de l'épaisseur optique sur les restitutions de colonnes de NO₂, la réflectance en ciel clair devient :

$$R_{clear} = \frac{R_{TOA}(\tau, g, z, h, c) - c R_{cloudy}(\tau + \delta \tau, g, z, h)}{1 - c} \quad (\text{Eq. II.6})$$

où $\delta \tau$ est l'incertitude sur l'épaisseur optique. Les différentes simulations ont permis de montrer qu'une **surestimation de la fraction nuageuse ou de l'épaisseur optique conduit à une augmentation artificielle de la colonne de NO₂ restituée**. Si la couverture fractionnaire est supérieure à 0.5 et l'épaisseur optique à 1, $V_{tr,ret}$ peut être surestimée de 20% à plus de 100% si ces paramètres sont connus avec une précision $\delta c = 0.05$ ou $\delta \tau / \tau = 50\%$. Les erreurs liées à l'altitude du sommet du nuage restent inférieures à 20% pour des valeurs de $c < 50\%$. En revanche, une **surestimation du facteur d'asymétrie de 0.05** provoque, pour sa part, une **sous-estimation de $V_{tr,ret}$ de l'ordre de 40 à 60%** pour des couvertures nuageuses supérieures à 0.5.

Enfin, nous avons également cherché à quantifier l'erreur induite par la non prise en compte des **fluctuations sous pixel OMI** de l'épaisseur optique des cirrus à une échelle typique de 1x1 km². Les réflectances simulées en utilisant l'approche plan parallèle à couverture fractionnaire (avec $R_{cloudy}(\langle \tau \rangle, g, z, h)$) ont été comparées avec celles obtenues par l'approche **IPA** (Independent Pixel Approximation, $\langle R_{cloudy}(\tau, g, z, h) \rangle$). Dans l'approximation du pixel indépendant, les fluctuations horizontales des propriétés optiques des cirrus sont considérées mais le transport horizontal des photons entre colonnes nuageuses ne l'est pas. Pour une **couverture fractionnaire supérieure à 0.5, l'erreur devient significative et augmente rapidement avec l'épaisseur optique, sa variance et l'angle solaire [Vidot et al., 2010]**. Par exemple, si un cirrus occupe 80% du pixel OMI, l'erreur sur $V_{tr,ret}$ résultant de l'utilisation d'une épaisseur optique moyenne $\langle \tau \rangle = 0.5$ passe de -10% pour $\theta_s = 30^\circ$ à +50% pour $\langle \tau \rangle = 2$ et $\theta_s = 60^\circ$. En revanche, si la couverture nuageuse est typiquement inférieure à 0.5 alors l'impact de la variabilité sous pixel de l'épaisseur optique devient négligeable.

En définitive, ces études de sensibilité ont montré qu'il était possible de **limiter à 10% les erreurs additionnelles de restitutions des colonnes troposphériques de NO₂ dues à la présence de cirrus** si les conditions suivantes étaient réunies :

- une fraction nuageuse inférieure à 0.5 déterminée avec une incertitude inférieure à 0.05,
- une incertitude sur l'épaisseur optique du cirrus inférieure à 50%,
- une incertitude sur le facteur d'asymétrie inférieure à 0.05,
- une incertitude sur l'altitude au sommet du nuage inférieure à 1 km.

II.3.2.2 Tentative d'estimation des erreurs de restitution du NO₂ à l'échelle globale

Dans les conditions énoncées précédemment, il est envisageable d'effectuer une correction de la contribution radiative des cirrus présents au sein d'un pixel OMI pour restituer les colonnes de NO₂. Les différents paramètres nuageux peuvent être obtenus avec la précision et la résolution spatiale nécessaires par le spectro-radiomètre MODIS/Aqua et/ou le lidar CALIOP/CALIPSO parties de l'A-Train tout comme OMI/AURA [Koelemeijer et al., 2001 ; Mace et al., 2005 ; Ackerman et al., 2008 ; Chiriaco et al., 2007 ; Baum et al., 2005]. En effet, la couverture nuageuse, l'épaisseur optique, la hauteur du sommet du cirrus ainsi que le rayon effectif des cristaux permettant d'estimer le facteur d'asymétrie peuvent être extraits des produits MODIS à une résolution de 1x1 km². Les produits CALIOP peuvent fournir des informations supplémentaires sur l'épaisseur optique des cirrus fins ($\tau < 0.5$) ainsi que sur l'altitude et la base du nuage mais uniquement pour les pixels correspondant à une visée au nadir d'OMI.

Dans le cadre d'un **projet utilisateur** soumis au centre de données et services ICARE/AERIS (2008-2010), nous avons cherché tout d'abord à **identifier les pixels de « ciel clair » OMI qui seraient en réalité contaminés par la présence de nuages**. La détection de ces nuages « invisibles » pour OMI s'est faite à l'aide des produits d'épaisseurs optiques de CALIOP (niveau 2, à une résolution spatiale de 5 km). L'analyse des données co-localisées OMI-CALIOP a permis de mettre en évidence qu'entre 5 et 30% des cirrus fins n'étaient pas détectés par OMI en Amérique du Nord et en Eurasie et jusqu'à 50% dans certaines régions de la zone de convergence intertropicale. La distribution globale, sur l'année 2007, des colonnes troposphériques de NO₂ moyennées sur une grille de 5° x 5° et correspondant à des pixels cirrus CALIOP non identifiés par OMI est représentée sur la **figure II.3.7a**.

A partir des produits CALIOP d'épaisseurs optiques et géométriques et des altitudes du sommet des cirrus, nous avons ensuite tenté d'estimer les erreurs moyennes de restitution de NO₂ induites par cette non détection des nuages. Les résultats, basés sur l'étude théorique précédemment décrites montrent que la sous estimation de la colonne de NO₂ est généralement inférieure à 10% mais peut atteindre 20 à 30% en Amérique du Nord ou dans certaines régions du continent asiatique (**Fig. II.7.7b**). Des tests effectués sur des grilles de résolutions spatiales plus fines (typiquement 0.25° x 0.25°) ont également montré que **la sous estimation du NO₂ pouvait atteindre des valeurs supérieures à 30% dans les zones fortement industrialisées**.

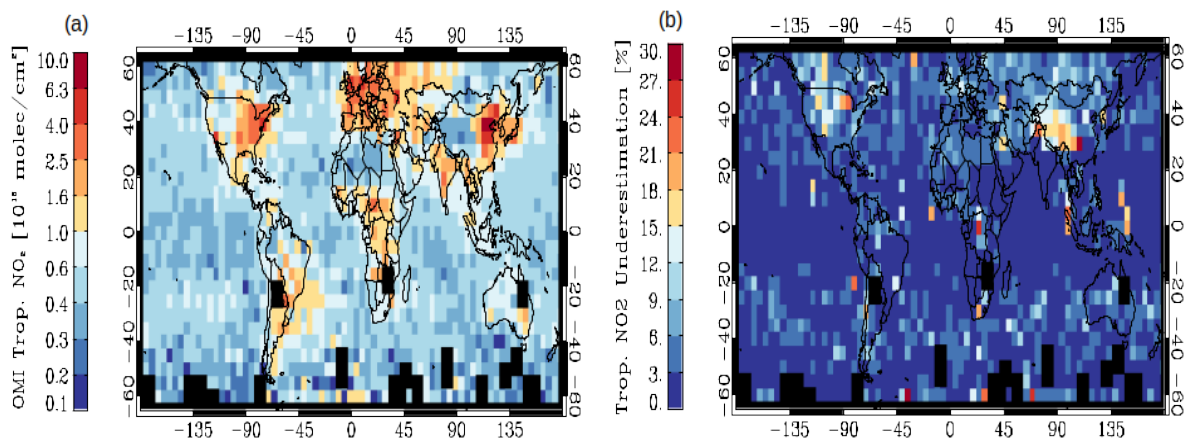


Figure II.3.7 : (a) Distribution globale sur l'année 2007 des colonnes troposphériques, $V_{tr,ret}$ de NO₂ restituées par OMI lorsque CALIOP détecte un nuage ($\tau > 0$) qui n'est pas identifié par OMI ($c_{eff} = 0$). Les restitutions de $V_{tr,ret}$ sont moyennées sur une grille de 5°x5°. (b) Sous estimation de la colonne troposphérique de NO₂ sur une grille de 5°x5° dans le cas de cirrus non détectés par OMI. Les erreurs en% sur $V_{tr,ret}$ sont estimées à partir des propriétés nuageuses issues des produits CALIOP L2 à 5km (épaisseur optique moyenne, altitude et épaisseur), pour un facteur d'asymétrie de 0.75, un albédo de surface de 0.05 et un angle zénithal solaire de 30°.

Cette étude reste préliminaire car l'ensemble des propriétés optiques et géométriques des cirrus ou de surface n'a pu être correctement pris en compte dans l'évaluation des erreurs de restitution. Des observations MODIS co-localisées avec celles d'OMI et de CALIOP nous auraient permis d'obtenir

notamment des informations directes sur la couverture fractionnaire des cirrus au sein d'un pixel OMI ou indirectes sur le facteur d'asymétrie. La fin du projet, l'indisponibilité de certaines données ainsi que le départ du LaMP de J. Vidot ne nous ont pas permis de pleinement exploiter la synergie MODIS-CALIOP-OMI. Cette association d'instruments semble pourtant être optimale pour évaluer les erreurs de restitution des colonnes de NO₂ liées à la présence de cirrus ou à la «mauvaise» prise en compte de leurs propriétés dans l'algorithme de correction standard d'OMI (basée sur des mesures dans la bande O₂-O₂).

II.3.3 Impact de la complexité morphologique des cristaux sur l'effet radiatif des cirrus

Nous avons vu tout au long de cette partie que les cristaux de glace dans les cirrus présentaient une grande diversité de formes rendant leur intégration/paramétrisation dans les modèles globaux et régionaux délicate. Les mesures en laboratoire ont également permis de mettre en évidence que ces cristaux pouvaient être caractérisés par des structures complexes (cf. **Section I.2, Partie I**). Ces structures mesoscopiques, comme la rugosité de surface ou tout autre type de déformation des cristaux intervenant à une échelle caractéristique comprise entre 100 nm et 10 µm, compliquent encore un peu plus leur représentation réaliste dans les modèles [Magge *et al.*, 2014 ; Ulanowski *et al.*, 2014 ; Neshyba *et al.*, 2013]. En particulier, la rugosité des cristaux est couramment introduite comme variable dans modèles optiques [Macke *et al.*, 1996 ; Yang *et al.*, 2008, Baum *et al.*, 2010] mais aussi dans certains algorithmes d'inversion pour la télédétection [Platnick *et al.*, 2017]. Elle permet en effet de mieux reproduire les caractéristiques optiques observées des nuages de glace [Jourdan *et al.*, 2010, Liu *et al.*, 2014 Tang *et al.*, 2017]. Yi *et al.*, [2016] ont également suggéré que ce paramètre ou un équivalent permettant de rendre compte de la complexité de formes des cristaux soit intégré dans les modules de transfert radiatif des modèles de climat. Cependant, pour être justifiée, cette approche nécessite encore d'être confirmée par des mesures dans différents types de nuages de glace.

La complexité morphologique des cristaux et, en particulier les aspérités présentes sur la surface de leurs facettes, modifie substantiellement les propriétés de diffusion simple des hydrométéores, en diminuant leur facteur d'asymétrie par rapport à leur équivalent «pristine» [Yang *et al.*, 2008 ; Ulanowski *et al.*, 2006 ; Jourdan *et al.*, 2010]. Les observations *in situ* du facteur d'asymétrie que nous avons réalisées dans des nuages en phase glace ont en effet montré de faibles valeurs comprises entre 0.74 et 0.79 (cf. notamment une compilation dans Järvinen *et al.*, [2022]). Ces paramètres d'asymétrie ne peuvent toutefois pas être directement corrélés à la complexité morphologique des cristaux sans mesures simultanées de ces deux quantités. Les récents développements technologiques permettent maintenant d'accéder à des informations quantitatives sur la complexité de forme des cristaux de glace, de taille inférieure à 50 µm, à partir de sondes aéroportées comme le **SID-3** (Small Ice Detector, Kaye *et al.*, [2008]). Nous avons vu, dans la **section I.2 de la partie I**, que l'analyse des textures de la distribution spatiale des figures de diffusion de la lumière de cristaux individuels permettait de restituer un paramètre de complexité, k_e , lié à la déformation de la structure cristalline à l'échelle mesoscopique [Schnaiter *et al.*, 2016]. Ainsi, la combinaison d'**observations aéroportées du facteur d'asymétrie**, mesuré à partir de néphélomètres (**PN**, [Gayet *et al.*, 1997] et **PHIPS**, [Abdelmonem *et al.*, 2016]) et du **paramètre k_e** (à partir du **SID-3**) peut nous aider à **évaluer l'effet de la complexité des cristaux sur les propriétés radiatives des nuages de glace**.

L'étude de la croissance des cristaux dans l'atmosphère contrôlée de la chambre AIDA lors des expériences **RICE-03** a permis à nos collègues du **KIT** d'établir une valeur seuil, $k_e = 4.6$, au dessus de laquelle les petits cristaux présentaient des déformations de leur structure cristalline. Le degré de complexité des cristaux de glace échantillonnés par le SID-3 a également été évalué lors de plusieurs campagnes de mesures aéroportées (ACRIDICON-CHUVA, ML-CIRRUS, MACPEX, **RACEPAC** et **ACLOUD**) sur des séquences nuageuses dominées par la phase glace (**Fig. II.3.8a**). Durant ces campagnes, des conditions météorologiques très contrastées ont permis d'observer une grande diversité de formes de cristaux. Par exemple, des plaquettes ou agrégats de plaques constituaient les formes prédominantes dans les cirrus d'enclumes tropicaux, les bullets rosettes et colonnes dans les cirrus d'origine synoptique aux moyennes

latitudes tandis que des aiguilles et des plaques givrées étaient fréquentes dans les nuages arctiques de couche limite.

L'analyse statistique des cristaux mesurés lors de ces campagnes a révélé qu'entre 60% et 80% des petites particules de glace ($D < 50 \mu\text{m}$) étaient caractérisées par une complexité de forme à l'échelle mesoscopique ($k_e > 4.6$) [Järvinen et al., 2018b]. Le paramètre de complexité médian ne variait pas sensiblement d'une campagne à l'autre malgré les différents modes de formation des nuages et des cristaux pour lesquels il a été déterminé (Fig. II.3.8b, k_e médian compris entre 4.74 et 4.97). La figure II.3.8b montre également que les gammes de valeurs de k_e sont relativement proches des simulations en laboratoire où les cristaux se forment par nucléation hétérogène et croissent dans un environnement fortement sursaturé par rapport à la glace ($S_{ice}=1.30$, AIDA het. 30%). Il est cependant possible que cette déformation prononcée de la structure cristalline soit plutôt la conséquence d'une succession de cycles de croissance et de sublimation subis par le cristal après sa formation en condition atmosphérique réelle [Magee et al., 2014 ; Voigtländer et al., 2018].

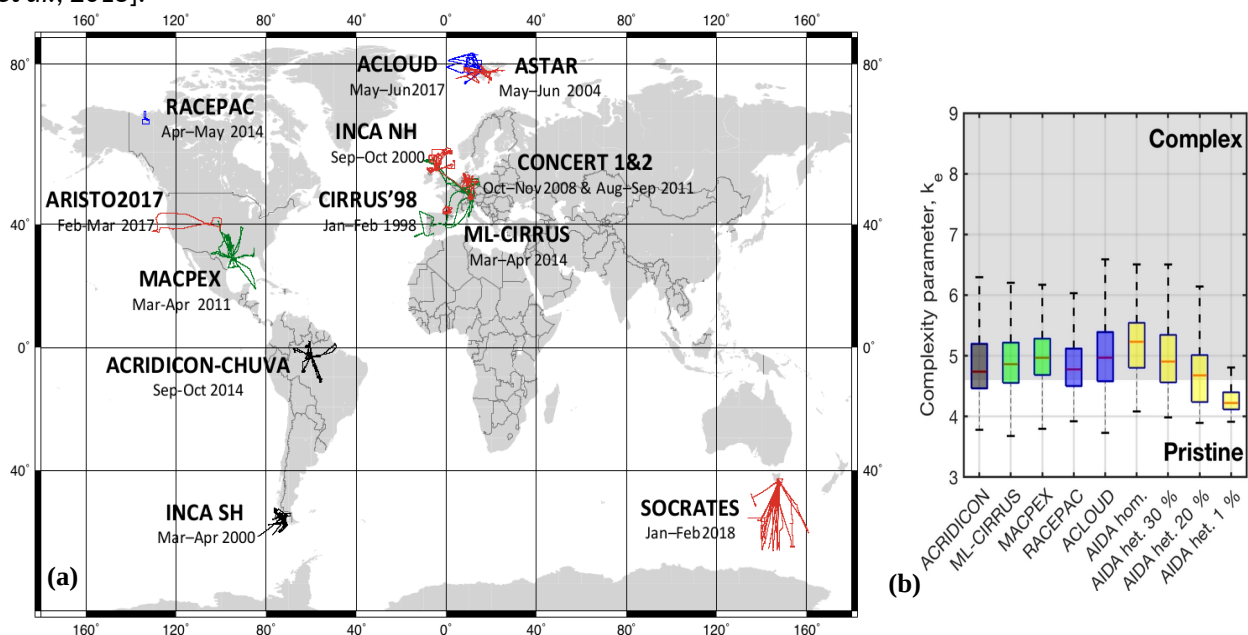


Figure II.3.8 : (a) Compilation des trajectoires des vols analysés pour étudier l'impact de la complexité des cristaux sur les propriétés optiques de nuages entièrement en phase glace. Lors des vols colorés en vert, bleu ou noir, des mesures de complexité des cristaux ont été réalisées avec le SID-3 (MACPEX, ML-CIRRUS) en combinaison avec des mesures d'indicateurs de diffusion du PN (RACEPAC) ou du PHIPS (ACRIDICON-CHUVA, ALOUD). Les trajectoires représentées en rouge correspondent à des campagnes aéroportées où seules des mesures d'indicateurs de diffusion ont été effectuées (avec le PN du LaMP : INCA NH & SH, ASTAR, CONCERT, CIRRUS'98 ou avec le PHIPS du KIT : SOCRATES, ARISTO2017). (b) Analyse statistique de la complexité de forme, k_e , de tous les cristaux de glace, de taille inférieure à $50 \mu\text{m}$, échantillonnés par le SID-3 lors de campagnes (ACRIDICON-CHUVA, ML-CIRRUS, MACPEX, RACEPAC et ALOUD) et d'expériences dans la chambre de simulation AIDA à une température initiale de 223 K. Durant ces expériences, les mécanismes de nucléation des cristaux étaient soit homogène (AIDA hom.) soit hétérogène avec une croissance à une sursaturation fixée (AIDA het. 30%, 20% ou 1%). Sur les boîtes à moustaches, le segment rouge correspond à la valeur médiane de k_e . Les boîtes sont délimitées par les quartiles à 75% et 25% et les barres d'erreurs en pointillées par les quartiles à 95% et 5%. La zone grisée du graphique indique la gamme de valeur de k_e pour laquelle les cristaux sont considérés comme de formes complexes. Lorsque que $k_e < 4.6$ les observations montrent que les cristaux présentent plutôt des formes «pristine» sans déformation particulière. D'après Järvinen et al., [2018b et 2022].

Une des principales limites de cette évaluation de la complexité mesoscopique des particules de glace est qu'elle ne s'applique, en toute rigueur, qu'à des mono-cristaux de taille inférieure à $50 \mu\text{m}$. Néanmoins, on peut raisonnablement faire l'hypothèse qu'elle est également caractéristique des cristaux de plus grande taille puisque ces derniers sont généralement des agrégats composés d'un assemblage de petits cristaux

présentant eux même, par exemple, des aspérités de surface [Schmitt *et al.*, 2016]. On peut donc s'attendre à ce que ces gros cristaux aient des degrés de complexité du même ordre de grandeur, voir plus importants.

Nous venons de voir que le degré de complexité mesoscopique des cristaux était relativement important et variait peu avec le mode de formation, le type et la localisation géographique des nuages de glace. Afin d'estimer son effet sur les propriétés radiatives des nuages, il est avant tout nécessaire d'évaluer son impact sur les propriétés optiques. Les figures II.3.9a-b présentent les indicatrices de diffusion normalisées représentatives des nuages échantillonnées lors des différentes campagnes aéroportées (cf. Fig. II.3.8a). Elles ont été établies à partir des mesures du néphélomètre PHIPS du KIT à une longueur d'onde de 532 nm (Fig. II.3.9a) ou par le PN du LaMP à 804 nm (Fig. II.3.9b) pour des cristaux de glace de formes très variées et de tailles maximales comprises généralement entre 10 μm et 1 mm.

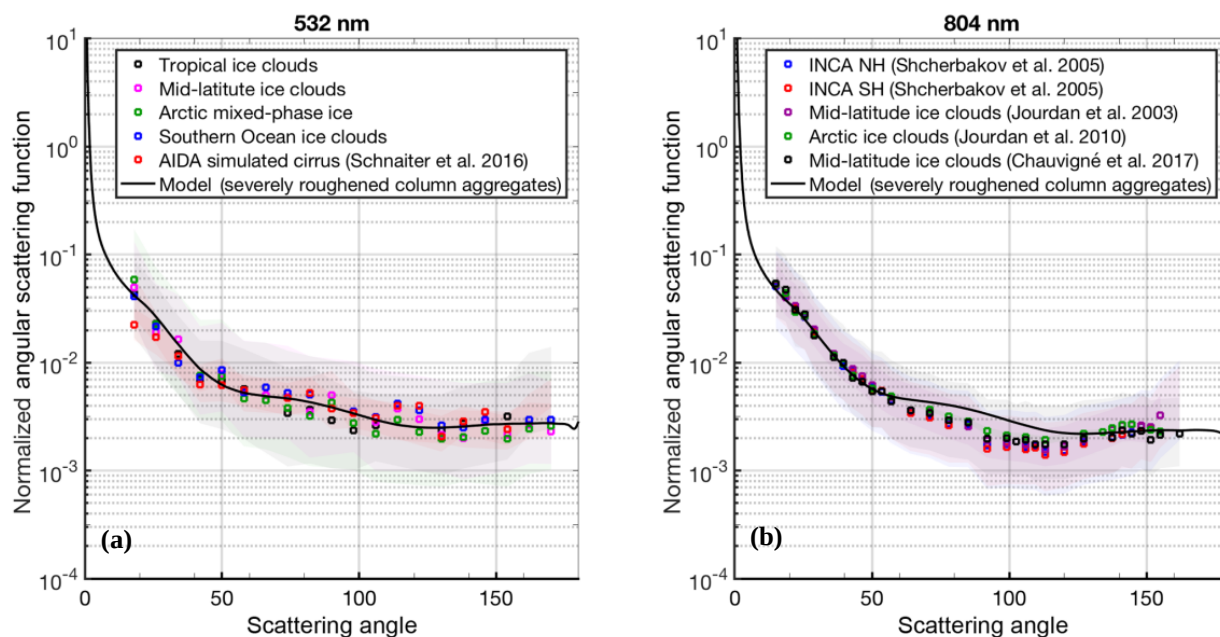


Figure II.3.9 : Indicatrices de diffusion normalisées observées lors des différentes campagnes présentées sur la figure II.3.8a. Chaque indicatrice représente la médiane des coefficients angulaires de diffusions (ASC) mesurés lors d'une campagne et normalisée par rapport à l'intensité intégrée entre 18° et 170°. La partie ombragée correspond à l'interquartile. Le meilleur ajustement des observations obtenu à partir d'un modèle de diffusion de la lumière par des agrégats de colonnes rugueuses est représenté par courbe noire. (a) Indicatrices de diffusion obtenues à une longueur d'onde de 532 nm à partir des mesures du PHIPS du KIT lors des campagnes **ACRIDICON-CHUVA** (cirrus tropicaux), **ARISTO** (nuages aux moyennes latitudes), **ACLOUD** (nuages en phase mixte en Arctique), **SOCRATES** (nuages de glace au dessus de l'océan Austral) et lors des expériences **RICE-03 dans la chambre AIDA** (AIDA cirrus). (b) Mesures d'indicatrices de diffusion du PN à une longueur d'onde de 804 nm reportées pour des cirrus échantillonnés lors des campagnes **INCA NH**, **INCA SH**, **CIRRUS'98**, **CONCERT** (latitudes moyennes) ainsi que pour des nuages en phase glace en Arctique lors des campagnes **ASTAR**. D'après Järvinen *et al.*, [2018b].

Les indicatrices de diffusion sont relativement plates et lisses, essentiellement au niveau de la diffusion latérale et ne présentent par de différences particulières liées à la localisation ou au type de nuages (cirrus *in situ*, cirrus d'enclumes, stratocumulus de couche limite). Ces résultats semblent indiquer que les propriétés de diffusion simple des cristaux de glace sont en grande partie gouvernées par les déformations de leur structure cristalline, comme nous l'avions suggérées dans la section I.2.2.2. Nous avons donc, ensuite, cherché à modéliser l'indicatrice de diffusion moyenne de l'ensemble des campagnes par des fonctions de phase simulées pour différentes formes de cristaux à partir de la base de données de Yang *et al.*, [2013]. Le meilleur ajustement a été obtenu pour une population d'agrégats de colonnes fortement rugueuses (courbe noire sur Fig. II.3.9a-b).

L'utilisation de ce modèle optique conduit à **une diminution significative du facteur d'asymétrie**, conséquence de la prise en compte de la rugosité de surface des cristaux ($g=0.750$ à 532 nm et $g=0.754$ à 804 nm). L'impact de cette diminution du facteur d'asymétrie sur l'effet radiatif des nuages en phase glace a ainsi pu être étudié, dans le domaine de longueurs d'ondes solaires (i.e. **CRE SW**), à l'aide du modèle global aérosol-climat **ECHAM6.3-HAM2.3** [Stevens *et al.*, 2013 ; Zhang *et al.*, 2012 ; Neubauer *et al.*, 2014]. Dans ce modèle, la paramétrisation standard du facteur d'asymétrie dans le SW a été remplacée par une nouvelle paramétrisation intégrant la rugosité de surface des cristaux (i.e. modèle d'agrégats de colonnes rugueuses). La **figure II.3.10a** montre que la prise en compte de cette forme de complexité morphologique des cristaux provoque une diminution de g et de sa dépendance à la taille des hydrométéores (en particulier lorsque $\lambda < 1.27$ μm) comparée à la paramétrisation standard basée sur des cristaux de formes quasi-sphériques (i.e. g calculé à partir de la théorie de Mie puis légèrement réduit).

Une simulation sur 10 ans a ensuite été conduite pour calculer les flux radiatifs dans une atmosphère sans nuages, dans une atmosphère nuageuse avec la paramétrisation standard, et avec des nuages caractérisés par les propriétés optiques décrites par la nouvelle paramétrisation. Ces simulations ont été effectuées, par l'**ETH (Institute of Atmospheric and Climate Science, Zürich)**, à une résolution horizontale de $1.9^\circ \times 1.9^\circ$ en considérant la compétition entre nucléation homogène et hétérogène et cristaux de glace pré existants [Gasparini *et Lohmann*, 2016].

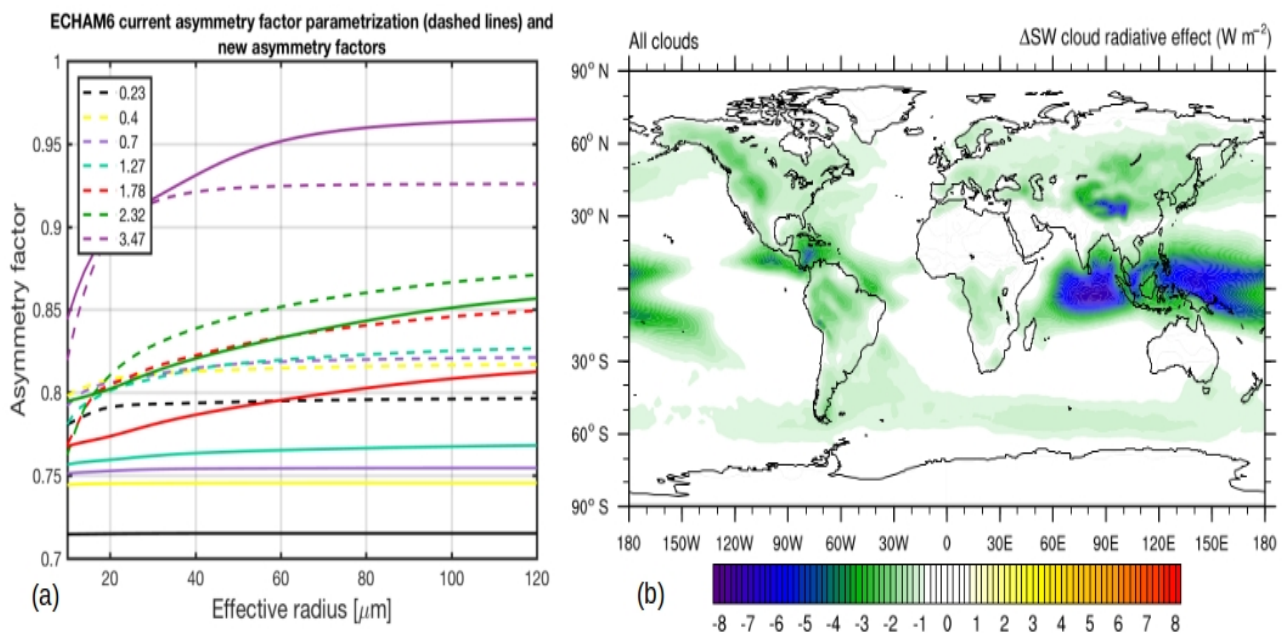


Figure II.3.10 : Impact global de la complexité de forme des cristaux sur les propriétés radiatives des nuages dans le SW. **(a)** Paramétrisations des variations du facteur d'asymétrie g avec le rayon effectif des cristaux dans le modèle de climat **ECHAM6.3-HAM2.3**. Comparaison entre la paramétrisation standard (**lignes pointillées**) et la nouvelle paramétrisation développée à partir d'un modèle optique basé sur une représentation des cristaux en agrégats de colonnes sévèrement rugueuses (**lignes pleines**). Les différentes couleurs correspondent aux différentes bandes de longueurs d'ondes utilisées dans le modèle pour le calcul de l'effet radiatif des nuages de glace (CRE) dans le SW. **(b)** Effet radiatif SW de la complexité mesoscopique des cristaux dans les nuages en phase glace (principalement des cirrus). Modification du CRE SW des nuages prédit par le modèle ECHAM-HAM lorsque la nouvelle paramétrisation du facteur d'asymétrie basée sur des cristaux de glace avec des surfaces rugueuses est substituée à la paramétrisation standard du modèle. D'après [Järvinen et al., \[2018b et 2022\]](#).

Les modifications de l'effet radiatif SW (i.e. ΔSW) des nuages au sommet de l'atmosphère provoquées par cette nouvelle paramétrisation sont reportées sur la **figure II.3.10b**. En moyenne, **le changement ΔSW de l'effet radiatif global des nuages de glace lié à la complexité des cristaux est de -1.12 W/m^2** . Localement, cette modification du CRE SW peut atteindre -8 W/m^2 dans le pourtour maritime de l'Indonésie (zone tropicale du nord de l'Océan Indien et du Sud-Est du Pacifique). De plus, **si cette paramétrisation est**

appliquée uniquement aux nuages de type cirrus alors l'effet moyen du changement est de -1 W/m^2 [Järvinen et al., 2018b] comparable à celui estimé par Yi et al., [2013] (-1.46 W/m^2 : -1.83 W/m^2 dans le SW et $+0.37 \text{ W/m}^2$ dans le LW) avec le modèle CAM5.1 (Community Atmosphere Model).

Si cette modification du CRE SW global peut paraître négligeable devant l'effet SW des nuages de glace ($-16.7 \pm 1.7 \text{ W/m}^2$, [Hong et al., 2016]), il **représente près d'un quart du CRE SW global des cirrus** (-4 W/m^2 , [Gasparini et Lohmann, 2016]) et **reste comparable à l'effet direct des aérosols** ($-2.1 \pm 0.7 \text{ W/m}^2$, [Lacagnina et al., 2017]). Cet effet de refroidissement additionnel des cirrus provoqué par la complexité mesoscopique des cristaux de glace peut ainsi nous amener à reconsidérer l'incertitude ou l'estimation quantitative de l'effet radiatif des cirrus, en particulier ceux de faibles épaisseurs optiques. De plus, même de légères modifications des propriétés radiatives des nuages de glace induites par la mauvaise représentation des propriétés morphologiques des cristaux dans les modèles de climat peuvent avoir un impact significatif sur la capacité de ces modèles à simuler des variables atmosphériques représentatives telles que la couverture nuageuse, la phase thermodynamique, les taux de précipitations ou les profils de vapeur d'eau [Järvinen et al., 2022].

II.3.4 Résumé et conclusions du Chapitre II.3

De par leur couverture spatiale et temporelle, les observations satellitaires permettent de documenter la variabilité et l'évolution des propriétés des nuages de glace de façon régulière sur la quasi totalité du globe terrestre. La télédétection globale fournit également des contraintes observationnelles indispensables à une représentation réaliste de certains processus nuageux dans les modèles atmosphériques. Cependant, les observations par télédétection ne donnent pas d'accès direct aux propriétés microphysiques et aux processus sous-jacents de formation et de croissance des hydrométéores. Leur interprétation nécessite des méthodes d'inversions reposant sur des hypothèses microphysiques et des modèles optiques dont les performances doivent être évaluées. Les mesures effectuées à partir d'instruments déployés sur des avions de recherche permettent une caractérisation à petite échelle des propriétés des nuages. Ces mesures peuvent être exploitées pour évaluer les paramètres microphysiques restitués à partir des observations satellitaires et d'améliorer ou de développer des modèles optiques et des algorithmes d'inversion adaptés aux nuages en phase glace.

Dans ce troisième chapitre (II.3), nous avons cherché à tirer partie des observations aéroportées dans des cirrus des moyennes latitudes qui étaient co-localisées ou combinées avec des mesures de télédétection. Nos études se sont plus particulièrement focalisées sur l'**évaluation des produits de phase thermodynamique et de contenu en glace** délivrés par le lidar spatial CALIOP/CALIPSO et/ou le radar CPR/CloudSat. Lors de la campagne **CIRCLE-2 (2007)**, les mesures *in situ* du facteur d'asymétrie et du coefficient d'extinction du **PN** ont été exploitées le long de segment de vols «synchronisés» avec le passage de CALIPSO pour évaluer trois produits de phase thermodynamique des nuages (**GOCCP** : GCM Oriented Calipso Cloud Product, **ST** : Science Team product et **KU** : Kyushu University Product). Les comparaisons ont mis en évidence le très bon accord entre les deux types d'observations pour la détection et la phase des cirrus échantillonnés malgré une tendance manifeste du produit **ST** à surestimer l'extension horizontale de ces nuages [Cesana et al., 2016] (collaboration avec **LMD**, **JPL**, **Université de Kyushu** et **NASA**). Ces travaux ont également souligné que l'utilisation du signal polarisé du lidar pour l'identification de la phase de ces nuages fins était pertinente (**section II.3.1.1**). Une approche similaire a été suivie pour évaluer les produits **DARDAR-MASK** (masque nuageux issu de la synergie CALIOP-CPR, sans utilisation de la dépolarisation) à l'aide d'un jeu de données un peu plus conséquent. Les intercomparaisons *in situ*- satellites ont montré que plus de 85% des pixels nuages DARDAR étaient détectés également par le PN et que la phase glace des cirrus était simultanément identifiée par les deux vecteurs d'observations dans plus de 90% des cas [Mioche et al., in prep] (collaboration avec le **LATMOS**).

Les restitutions de contenu en glace (IWC) des produits **DARDAR-CLOUD** obtenues à l'aide d'une méthode variationnelle ont ensuite été confrontées aux mesures déduites de la combinaison instrumentale

constituée du FSSP, 2D-C et CPI (**section II.3.1.1**). Dans le cadre du **CDD CNES de Frédéric Tridon (2021)**, nous avons montré tout d'abord que les réflectivités mesurées par CPR/CloudSat étaient globalement en bon accord avec celles simulées à partir des distributions dimensionnelles obtenues par les sondes *in situ*, en faisant l'hypothèse que les cristaux de glace étaient des agrégats de faible densité. Cependant, des différences parfois non négligeables sont à noter en cas de mauvaise synchronisation entre les observations et pour les faibles réflectivités. **La variabilité des IWCs restitués était également cohérente avec celle affichée par les observations in situ** bien que le produit DARDAR-CLOUD ait tendance à surestimer le contenu en glace par un facteur 2. Si ce biais reste raisonnable, nous avons montré qu'une **bonne colocalisation entre avion et satellite ainsi que des instruments in situ capables d'identifier les cristaux de taille supérieure à 2 mm étaient nécessaires** pour maintenir un tel accord [Tridon et al., in prep]. L'ensemble de ces travaux s'intègre dans le **projet TOSCA-EECLAT (2012-2022)**, et le **GDR** associé, au sein duquel je coordonne une tâche spécifiquement orientée sur l'évaluation des algorithmes de restitution CALIPSO/CloudSat à partir de jeux de données de campagnes aéroportées.

Les observations *in situ* de **CIRCLE-2** ainsi que celles effectuées durant la campagne **FRENCH/DIRAC (2001)** ont également été exploitées pour **valider des propriétés microphysiques et optiques restituées à partir mesures passives dans l'infra-rouge (section II.3.1.2)**. Une première étude s'est concentrée sur l'évaluation des rayons effectifs des cristaux dérivés des radiomètres aéroportés **CLIMAT-AV** et **MINIMIR** du **LOA**. Nous avons montré que les rayons effectifs restitués en faisant des hypothèses particulières sur la morphologie des cristaux étaient comparables (erreur de l'ordre de 35%) avec ceux déduits des mesures d'indicatrices de diffusion du PN par la méthode de **Jourdan et al., [2003b]**. Les résultats de cette étude de cas ont ainsi montré qu'un modèle microphysique basée sur une combinaison de cristaux hexagonaux présentant des altérations internes et de cristaux «pristine» de type agrégat de colonnes pouvait raisonnablement être considérée pour calculer les propriétés radiatives des cirrus dans le proche infra-rouge et l'infra-rouge thermique [Brogniez et al., 2004]. Une deuxième étude, en collaboration avec le **LOA**, a également été entreprise afin d'évaluer la plus value d'une méthode variationnelle appliquée aux observations **CLIMAT** et **IIR/CALIPSO** pour la restitution du rayon effectif des cristaux et l'épaisseur optique des cirrus [Sourdeval et al., 2013]. L'analyse des mesures du CPI et du PN co-localisées avec les observations radiométriques dans l'infra-rouge a révélé une tendance de ces dernières à systématiquement surestimer les valeurs d'extinction (ou épaisseur optique) et les rayons effectifs (d'un facteur 2). Ces **biais sont d'autant plus prononcés que le cirrus est optiquement dense et que la variabilité verticale de la morphologie des cristaux est importante**.

Dans le cadre d'une collaboration avec le **CMS de Lannion**, nous avons, en effet, pu montrer que la prise en compte d'une paramétrisation plus réaliste du rayon effectif des cristaux en fonction de leur forme et du IWC conduisait à un meilleur accord entre les températures de brillance simulées (par le modèle de transfert radiatif RTTOV) et celles mesurées par IIR (**Stage de M2 de Gwenolé Guyot, 2011**). Les **hétérogénéités des propriétés microphysiques et de la structure géométrique des cirrus** sont également un facteur supplémentaire susceptible d'impacter les restitutions satellitaires. Lors du **stage de M2 de Frédéric Tridon (2007)**, nous avons mis en évidence, grâce à des simulations de transfert radiatif, que négliger ces hétérogénéités pouvaient conduire à une sous estimation supplémentaire du diamètre effectif de l'ordre de 25%. Des travaux plus récents ont permis de confirmer l'importance des hétérogénéités et des effets 3D des cirrus que ce soit pour le calcul des flux radiatifs [Szczap et al., 2014] (modèle stochastique **3DCLOUD**), l'interprétation des signaux de rétrodiffusion et de rapport de dépolarisation du lidar CALIOP [Alkaseem et al., 2017] ou le développement d'observables radar/lidar réalistes (**simulateur McRALI**, [Szczap et al., 2021]). Ces études se sont en partie appuyées sur les analyses statistiques des propriétés microphysiques et optiques des cirrus observées durant les différentes campagnes présentées dans la **section II.1.2**.

Dans la **section II.3.2**, un exemple original d'application de nos observations *in situ* dans les cirrus a été détaillé. Il concerne le développement de méthodologies visant à améliorer la restitution des colonnes

troposphériques de NO₂ en présence de nuages à partir de l'instrument **OMI/AURA**. Dans le cadre du projet **PNTS NO2-Cirrus (2008-2010)** et du **postdoc CNES de Jérôme Vidot (2008-2009)**, nous avons réalisé des études de sensibilité avec le modèle de transfert radiatif **SCIATRAN** pour évaluer l'impact des propriétés optiques et macrophysiques des cirrus sur la restitution du NO₂ [Vidot et al., 2010]. Nous avons **identifié une série de propriétés clés qu'il était nécessaire de déterminer avec une bonne précision pour développer un algorithme optimal de correction nuageuse**. Il est apparu qu'il était possible de limiter à 10% les erreurs additionnelles de restitution des colonnes de NO₂ dues à la présence de cirrus. Pour cela, la fraction nuageuse au sein d'un pixel OMI devait être inférieure à 0.5 (avec une incertitude inférieure à 0.05) et que l'épaisseur optique, le facteur d'asymétrie et l'altitude du sommet du nuage devaient être déterminés avec des précisions respectives de 50%, 0.05 et 1 km. L'analyse d'une année de données co-localisées OMI-CALIOP (**Projet utilisateur ICARE/AERIS, 2008-2010**), nous a permis d'estimer les erreurs moyennes de restitution de NO₂ troposphérique induites par la non détection de cirrus par OMI à l'échelle globale. Il s'est avéré que si la **sous estimation moyenne de NO₂ était de l'ordre de 10%, elle pouvait atteindre des valeurs supérieures à 30% dans certaines régions fortement industrialisées**.

Enfin, plus récemment, dans le cadre d'une collaboration avec le **KIT** (Karlsruhe), nous avons étudié l'**impact de la complexité morphologiques des cristaux sur l'effet radiatif des cirrus** à l'échelle globale (**section II.3.3**). Pour cela, nous avons compilé une grande partie des indicatrices de diffusion mesurées dans des nuages de glace depuis 1998 (notamment **CIRRUS'98, INCA, CONCERT, CIRCLE-2, ASTAR**). Les analyses du degré de complexité/rugosité des cristaux ont montré que la majorité des hydrométéores (de 60 à 80%) présentes dans les cirrus étaient caractérisées par des déformations à l'échelle mesoscopique se traduisant par de faibles facteurs d'asymétrie (typiquement inférieurs à 0.78). Des paramétrisations de la dépendance spectrale et en taille du facteur d'asymétrie ont ensuite été développées pour être testées dans le modèle de climat **ECHAM-HAM (ETH Zurich)**. Les résultats ont montré que **la prise en compte de la complexité des cristaux provoquent un effet de refroidissement additionnel de l'ordre de -1.1 W/m² comparable à l'effet direct des aérosols** [Järvinen et al., 2018b]. Cette modification de l'effet radiatif des cirrus dans le SW peut également atteindre localement des valeurs plus importantes de l'ordre de -8 W/m² dans la région de l'Asie du Sud Est. Cette étude nous a conduit à proposer, dans un chapitre de livre AGU, quelques conclusions générales ou recommandations afin d'améliorer la représentation des propriétés des cristaux de glace dans les modèles et algorithme d'inversion satellitaires [Järvinen et al., 2022] :

(i) La majorité des cristaux de glace présentent des complexités morphologiques qui s'expriment à plusieurs échelles allant de la rugosité de surface à l'échelle nanométrique à l'agrégation à l'échelle millimétrique. **Les cristaux «pristines» de forme hexagonale sont plus l'exception que la règle.**

(ii) Le degré de **complexité mesoscopique des cristaux a tendance à augmenter avec la vitesse de croissance et la taille des cristaux** mais demeure relativement stable pour des températures du sommet des cirrus inférieures à 230 K.

(iii) Les **indicatrices de diffusion des nuages de glace sont souvent plates et sans signatures angulaires particulières**. La structure morphologique complexe des cristaux provoque une diminution du facteur d'asymétrie qui reste généralement inférieur à 0.79. Cette tendance est confirmée à la fois par les mesures *in situ* mais également par les restitutions satellitaires. Les **conséquences sur l'estimation de l'effet radiatif des cirrus sont que pour une épaisseur optique et une altitude données, les cirrus sont plus réfléchissants avec un effet global de refroidissement supplémentaire** dans le SW de 1 à 2 W/m² (par rapport à l'effet moyen de réchauffement de ~5 W/m²).

Une meilleure compréhension et quantification des conséquences de la complexité des cristaux sur les propriétés radiatives des nuages de glace pourrait s'appuyer sur une harmonisation des techniques d'analyses de la morphologie des cristaux. Il s'agirait de favoriser les liens entre les différentes métriques caractérisant le degré de complexité des cristaux et de les intégrer de façon plus réaliste dans les modèles optiques. Les schémas radiatifs devraient prendre en compte cette particularité de la structure des cristaux pour éviter d'engendrer des biais systématiques sur les propriétés radiatives des cirrus mais aussi dans les rétroactions avec leurs propriétés microphysiques.

PARTIE III. Propriétés des nuages en phase mixte en Arctique

Cette troisième partie reprend les travaux décrits dans [Jourdan et al., JGR \[2010\]](#) ; [Mioche et al., ACP \[2015\]](#) ; [Mioche et al., ACP \[2017\]](#) ; [Mioche et Jourdan, Elsevier book chapter \[2018\]](#) ; [Jourdan et al., Rev. Adv. \[2017\]](#) ; [Guyot et al., ACPD \[2017\]](#) ; [Guyot et al., AMT \[2015\]](#) ; [Lampert et al., ACP \[2009\]](#), [Gayet et al., AG \[2007\]](#) ; [Ehrlich et al., ESSD \[2019\]](#) ; [Wendisch et al., BAMS \[2019\]](#) ; [Wendisch et al., BAMS \[2023\]](#) ; [Mech et al., ESSD \[2022\]](#) ; [Räsänen et al., TC \[2015\]](#) ; [Cesana et al., JGR \[2016\]](#) ; [Delanoë et al., JAOT \[2013\]](#) ; [Dupuy et al., \[2018\]](#) ; [Shupe et al., Elementa, \[2022\]](#) ; [Kokhanovsky et al., IEEE \[2006\]](#). Elle s'appuie également sur les travaux réalisés durant les thèses de [Gwenolé Guyot \(2016\)](#) et [Diana Arteaga \(en cours\)](#), les stages de Master de [Manon Rocco \(2017\)](#), [Antoine Farah \(2014\)](#), [Thomas Rosambert \(2011\)](#) ; [Antoine Baudoux \(2022\)](#), [Jonathan Fonteneau \(2021\)](#), [Aymeric Dziduch \(2022\)](#) et [Clément Bazantay \(2021\)](#). Elle bénéficie aussi des recherches effectuées dans le cadre des CDD IR de [Guillaume Mioche \(2013-2015\)](#) ; [Frédéric Tridon \(2021\)](#) ; [Frans Olfoson \(2013\)](#) et [Clément Bazantay \(2021\)](#). Des articles également en cours, en lien avec cette thématique, sont évoqués dans cette partie : [Bazantay et al., GRL \[en révision\]](#) ; [Moser et al., ACPD \[en révision\]](#) ; [Zanatta et al., ACPD \[en révision\]](#) ; [Järvinen et al., ACPD \[en révision\]](#), [Mioche et al., \[in prep\]](#) ; [Tridon et al., \[in prep\]](#).

La majorité des résultats provient de l'analyse des campagnes [ASTAR \(2004 et 2007\)](#), [POLARCAT \(2008\)](#), [SORPIC \(2010\)](#), [CLIMSLIP-NyA \(2012\)](#), [RACEPAC \(2014\)](#), [ACLOUD \(2017\)](#) et [AFLUX \(2019\)](#) ou de l'exploitation des produits DARDAR (CALIPSO-CloudSat). Les principaux projets ayant permis de réaliser ces travaux et campagnes sont : les [ANR POLARCAT](#) et [CLIMSLIP](#), le projet [PARCS](#) du chantier arctique français, les projets [IPEV CLIMSLIP-NyA](#), [RACEPAC-LaMP](#), [\(MPC\)²-EA](#), et le projet [CNES EECLAT](#).

III.0 Introduction – Rôle des nuages dans le climat de l'Arctique

Les régions situées au-delà du cercle Arctique ($\sim 66.5^\circ\text{N}$) sont souvent perçues comme des étendues glacées vierges de toute pollution, isolées «climatiquement» du reste de la planète. En réalité, de nombreux indicateurs tels que l'**augmentation rapide de la température de surface** [IPCC, 2014 et 2021; Wendisch et al., 2017 ; Overland et al., 2019 ; Thoman et al., 2020], le **déclin de la banquise** [Stroeve et al., 2007; Deser et Teng, 2008 ; Kwok, 2018] ou encore l'**augmentation des concentrations d'aérosols et de polluants** d'origine anthropique [Stohl et al., 2006 et 2007 ; Law et al., 2014 ; Schmale et al., 2021] laissent penser que ces régions sont particulièrement sensibles aux transports de chaleur, d'humidité et de constituants atmosphériques depuis les moyennes latitudes. En Arctique, les conséquences de ces changements climatiques apparaissent avec un rythme et une intensité sans précédent, avec des répercussions locales potentiellement importantes sur l'environnement et plus globalement sur le climat des moyennes latitudes.

Les observations météorologiques montrent que la température de surface en Arctique a considérablement augmenté ces trente dernières années ($\sim +1.3^\circ\text{C}$, **Fig. III.0.1a** d'après Wendisch et al., [2023]). Les hautes latitudes se réchauffent en moyenne deux fois plus vite que la moyenne mondiale, un phénomène communément appelé **amplification arctique** [Serreze et Barry, 2011, Overland et al., 2019]. Le degré d'amplification des températures varie avec les saisons et les années, avec une augmentation des température souvent plus prononcée en Hiver et au Printemps (**Fig. III.0.1b**). Par exemple, durant l'hiver 2017-2018, la température moyenne au dessus des terres émergées en Arctique était de 1.6°C plus haute que la moyenne entre 1981-2010 [Ritcher-Menge et al., 2017] et 2.5°C de plus qu'au niveau des moyennes latitudes [Wendisch et al., 2023].

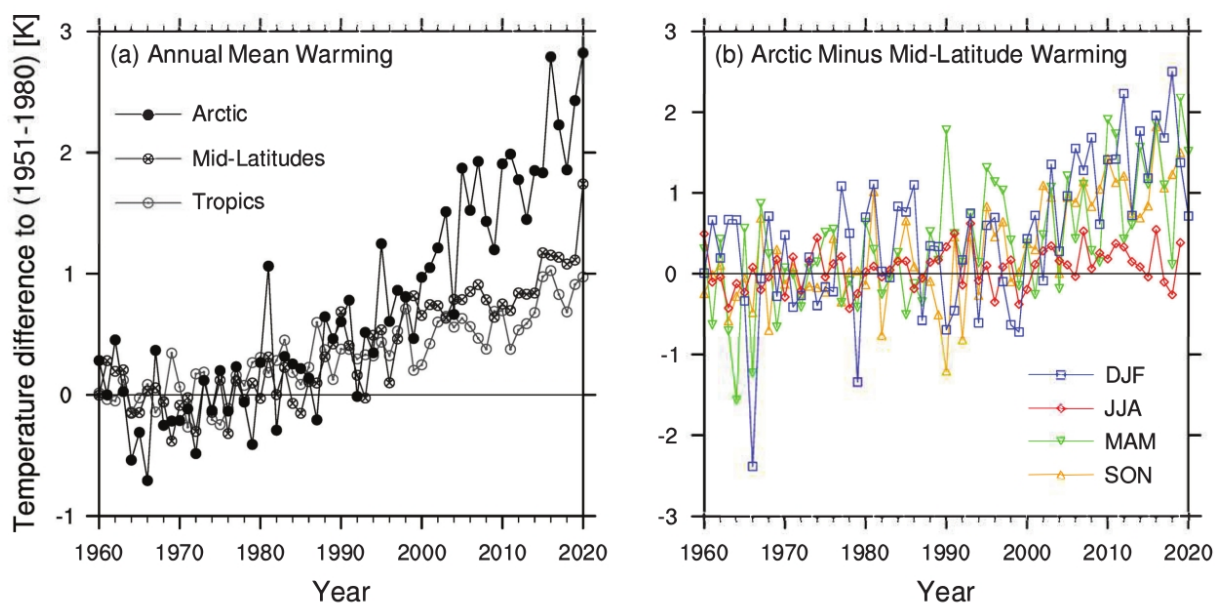


Figure III.0.1 : Séries temporelles des moyennes zonales et méridionales des anomalies de la température de surface en Arctique. **(a)** Anomalies de température par rapport à la période 1951-1980 pour l'Arctique ($60\text{-}90^\circ\text{N}$), les moyennes latitudes (ici $30\text{-}60^\circ\text{N}$) et les tropiques ($20^\circ\text{S}\text{-}20^\circ\text{N}$). **(b)** Illustration des différences d'amplification des températures saisonnières entre l'Arctique et les moyennes latitudes. La base de données est issue de la NASA GISS Surface Temperature Analysis, accessible sur <https://data.giss.nasa.gov/gistemp/>. D'après Wendisch et al., [2023].

Une réduction prononcée de la banquise et de son épaisseur ($\sim 13\%$ par décennie et 35% en Été depuis 1979, Ritcher-Menge et al., [2017]) a également été observée lors des quatre dernières décennies, en particulier en au mois de Septembre où son extension se réduit des deux tiers [Stroeve et al., 2012]. En revanche, la nature et la rapidité de ces changements climatiques reste encore très mal appréhendées dans les modèles de climat et de prévisions numérique du temps [Eckhardt et al., 2013 ; Jung et al., 2016, Woods et al., 2017 ; Tjernström et al., 2021]. Notre compréhension encore parcellaire des mécanismes

d'interaction et des rétroactions entre les différents compartiments du système atmosphère-banquise-terre-océan limite, en effet, la capacité des modèles à prédire l'évolution du climat arctique [Screen *et al.*, 2018 ; Heinemann *et al.*, 2021 ; Keen *et al.*, 2021]. De grandes incertitudes persistent également sur la façon dont les modifications locales du bilan énergétique et hydrologique impacteront les circulations générales atmosphériques et océaniques et donc la variabilité climatique aux latitudes tempérées [Cohen *et al.*, 2014 et 2020 ; Walsh 2014].

La complexité des rétroactions et des processus intervenant à différentes échelles et favorisant l'amplification des températures en Arctique est illustrée très schématiquement sur la **figure III.0.2. Les effets direct et indirect liés à l'albédo de surface sont quantitativement les plus importants** en région Arctique (symbolisés par la boucle rouge) [Screen et Simmonds, 2010 ; Taylor *et al.*, 2013 ; Goosse *et al.*, 2018]. L'état actuel de nos connaissances permet de relativement bien appréhender le mécanisme général du cycle direct de rétroaction positive de l'albédo de surface. **Cette composante directe est particulièrement efficace lors du Printemps et de l'Été Arctique** où le rayonnement solaire incident est le plus intense. L'augmentation de la température dans les basses couches atmosphériques (1) provoque une fonte accélérée de la banquise et des surfaces neigeuses (2). La capacité des surfaces à réfléchir le rayonnement solaire diminue (3) et une quantité plus importante du rayonnement est absorbée par les océans et les terres devenues plus sombres suite à la fonte de la glace de mer ou de la neige (4). La couche superficielle de mélange océanique (jusqu'à environ 20 m de profondeur) et la couche de surface des sols se réchauffent (5), provoquant une **augmentation des flux d'énergie** (chaleur sensible, latente et de l'émission dans l'infra-rouge) qui engendrent à leur tour une augmentation de la température des couches d'air proches de la surface (1). **Cette rétroaction devient indirecte et différée en Automne et en Hiver** où le rayonnement solaire stocké dans les couches de surface océanique et terrestre, au Printemps et en Été, est réémis sous forme de rayonnement infra-rouge (IR). Ce processus associé à la libération de chaleur latente suite à la formation de la banquise en Hiver contribue à réchauffer les basses couches.

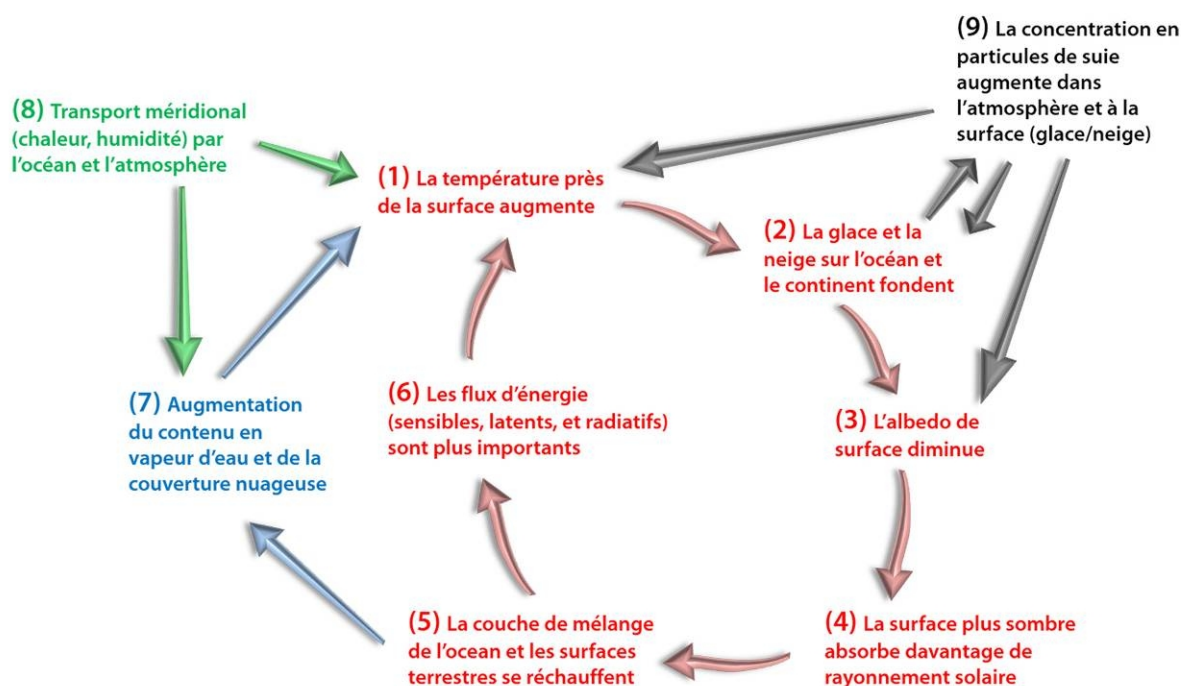


Figure III.0.2 : Illustration des mécanismes intervenant dans l'amplification des températures observées en Arctique. La boucle principale de rétroaction de l'albédo de surface est en rouge, les autres rétroactions en vert, bleu et noir. Adaptée par Jourdan *et al.*, [2017] de Wendisch *et al.*, [2013]

D'autres facteurs peuvent également intervenir dans cette boucle de rétroaction et l'accélérer. La fonte des glaces et l'augmentation de la température de surface des océans induisent un **accroissement de l'évaporation**, de la concentration en vapeur d'eau favorisant la formation des nuages principalement en

automne (7) [Kay et Gettelman, 2009 ; Liu et al., 2012a ; Bintanja et al., 2020]. Ceci se traduit notamment par une **hausse des précipitations de la couverture des nuages bas** et du flux IR vers la surface et donc d'une hausse supplémentaires des températures de surface et un retrait de la banquise (1-2) [Vavrus et al., 2011 ; Middlemas et al., 2020]. Le **transport méridional** océanique et atmosphérique **de chaleur et d'humidité** peut également déclencher le cycle de rétroaction ou modifier la quantité de vapeur d'eau atmosphérique et donc la couverture nuageuse et influencer l'intensité des mécanismes de rétroactions (8) [Ogi et al., 2010 ; Pithan et al., 2018 ; Pithan et Mauritsen, 2014]. En effet, Comiso et al., [2008] ont suggéré que le minimum de l'étendue de la banquise observé en 2007 pourrait s'expliquer par des anomalies liées au champ de vent dans les basses couches. Enfin, l'**augmentation de la concentration de particules** de suie en suspension dans l'atmosphère issue du transport longue distance de la pollution ou de sources plus locales peut également engendrer un réchauffement de la basse atmosphère par absorption du rayonnement solaire (9). Le dépôt de ces particules modifie les propriétés de surface et favorise la fonte de la banquise et de la neige. Cette fonte provoque ainsi une **diminution importante de l'albédo de surface** puis à terme un effet de réchauffement. Ces processus régionaux interagissent également avec la circulation générale à plus grande échelle [Screen et al., 2018]. Les changements de la structure dynamique atmosphérique peuvent affecter le transport méridional de chaleur et augmenter l'occurrence d'intrusions de masses d'air chaud (WAI ; Warm Air Intrusion) en Arctique [Woods et Caballero, 2016]. Ce phénomène peut conduire à une augmentation de la fréquence et de l'intensité de l'activité cyclonique provoquant une accélération de la fonte de la banquise [Zhang et al., 2013 ; Simmonds et Rudeva, 2012] et influencer le climat des moyennes latitudes [Coumou et al., 2018].

Ces dernières décennies de nombreuses observations et programmes de recherche ont permis des avancées majeures sur la compréhension des processus d'interactions au sein ou entre des composantes particulières du système climatique arctique. On citera par exemple quelques études observationnelles à bord de brise glace qui se sont focalisées sur la banquise et ses interactions avec les basses couches de l'atmosphère (**SHEBA** : Perovich, [1999] ; Frolov et al., 2005 ; **N-ICE2015** : Cohen et al., [2017] ; **DAMOCLES** : Gascard et al., 2008 ; **ASCOS** : Tjernström et al., [2014] ; **AO2018** : Vüllers et al., [2021] ; **ACLOUD/PASCAL** : Wendisch et al., [2019]). Les stations au sol ont également permis d'assurer une surveillance continue de la thermodynamique et de la composition atmosphériques grâce notamment à des mesures long terme des gaz à effet de serre, des aérosols et des nuages en Alaska, Svalbard, Canada, Russie, Groenland et Scandinavie (Dlugokencky et al., [1995] ; **ARM** : Verlinde et al., 2016 ; **Ny-Alesund** station : Maturilli et Kayser, 2017 ; Tunved et al., 2013 ; **IASOA** : Uttal et al., 2016). Les observations depuis l'espace ont aussi largement contribué à la caractérisation des propriétés atmosphériques et des mécanismes de rétroaction avec la glace de mer [Groves et Francis, 2002 ; Kay et L'Ecuyer, 2013 ; Philipp et al., 2020 ; Morrison et al., 2018 ; Edel et al., 2020].

Les nombreuses campagnes de mesures aéroportées réalisées en Arctique ont permis parfois de documenter et de discerner les mécanismes d'interactions entre océans, surfaces solides et l'atmosphère (**KABEG**, Drüe et Heinemann, [2001] ; **STABLE** : Tetzlaff et al., [2015] ; **AIDJEX** Untersteiner et al., 2009]. Certaines se sont plus particulièrement focalisées sur la composition chimique de l'atmosphère et le transport des aérosols en Arctique (**ARCTAS** : Jacob et al., [2010] ; **ACCESS** : Roiger et al., [2015], Raut et al., [2017] ; **ARCPAC** : Brock et al., 2011 ; **POLARCAT** : Ancellet et al., [2014], Law et al., [2014] ; Quennehen et al., [2012]). Mais un nombre conséquent de campagnes s'est intéressé aux propriétés microphysiques et macrophysiques des nuages ainsi qu'à leurs interactions avec la surface et le rayonnement (**FIRE-ACE** : Curry et al., [2000] ; **M-PACE** : Verlinde et al., [2007] ; **ISDAC** : McFarquhar et al., 2011 ; **ASTAR** : Gayet et al., [2009a], Ehrlich et al., [2009] ; **ACCACIA** : Lloyd et al., [2015] ; **ACLOUD/AFLUX/MOSAIC-ACA** : Wendisch et al., [2019 et 2023], Shupe et al., [2022], Ehrlich et al., [2019], Mech et al., [2022], parmi les principales).

Malgré les progrès substantiels effectués suite à l'acquisition et l'exploitation de ces observations, **de nombreuses incertitudes persistent dans la compréhension et la modélisation des mécanismes atmosphériques et leurs interactions avec le système climatique** en Arctique. De façon générale, une meilleure évaluation des processus et des couplages multi-échelles entre les différents compartiments du

système est nécessaire pour améliorer leurs représentations dans les modèles de climat. En ce sens, la récente expédition **MOSAIC (Multidisciplinary drifting Observatory for the Study of Arctic Climate, 2019-2020)** menée à bord du brise glace Polarstern devrait aider à identifier les principales interactions entre les processus atmosphériques [Shupe et al., 2022], océaniques [Rabe et al., 2022], de surfaces [Nicolaus et al., 2022] et biogéochimiques responsables de la fonte de la banquise et ses répercussions sur les écosystèmes et le système climatique.

Dans cette troisième partie (Partie III), nous nous intéresserons au rôle central que jouent les nuages dans le système climatique en Arctique. Ils modulent les échanges d'énergie entre la surface et l'atmosphère et sont en partie responsables de la fonte du manteau neigeux et du recul de la banquise [Kay et Gettelman, 2009 ; Kay et al., 2012 ; Overland et al., 2019 ; Huang et al., 2021]. Les effets radiatifs des nuages ainsi que leurs **distributions géographiques et saisonnières** feront l'objet du **chapitre III.1**. La représentation des **processus nuageux et des interactions aérosols-nuages** est un problème récurrent dans les modèles de climat [Kretzschmar et al., 2020 ; Tan et Storelvmo, 2019 ; Karisson et Svensson, 2013 ; Urrego-Bianco et al., 2019], régionaux [Sedlar et al., 2020 ; Pithan et al., 2016] et même à haute résolution spatiale (LES) [Stevens et al., 2018 ; Solomon et al., 2009 et 2015], avec des répercussions importantes sur les simulations de leurs effets radiatifs et de leur cycle hydrologique. Dans le **chapitre III.2**, nous montrerons que les observations aéroportées permettent de bien documenter et mieux comprendre le cycle de vie des nuages en Arctique. Notre contribution portera essentiellement sur **la caractérisation des propriétés microphysiques et optiques des nuages en phase mixte** (coexistence d'eau liquide et de glace). Enfin, dans le **chapitre III.3**, nous aborderons les problématiques liées aux interactions nuages-rayonnement en se focalisant sur la façon dont les observations *in situ* peuvent aider à contraindre les modèles optiques et valider ou améliorer les algorithmes de restitution des propriétés des nuages par télédétection active.

III.1 Chapitre 1 : Distribution spatiale et saisonnière des nuages à l'échelle régionale

Dans ce premier chapitre, nous commencerons par faire un bilan de l'état des connaissances sur la couverture nuageuse en Arctique avant de présenter notre propre estimation de sa variabilité géographique et saisonnière (**section III.1.1**). Le rôle particulier que jouent les nuages sur le bilan radiatif à la surface sera abordé dans la **section III.1.2**. La composition microphysique des nuages étant l'un des facteurs clef contrôlant leurs effets radiatifs et le cycle hydrologique, nous nous focaliserons dans la **section III.1.3** sur l'identification et l'analyse de la distribution de la phase thermodynamique des nuages dans différentes régions de l'Arctique. Enfin, de manière plus prospective, nous tenterons d'expliquer les liens entre l'occurrence des nuages en phase mixte et les conditions environnementales propres aux latitudes polaires.

III.1.1 Couverture nuageuse en Arctique

Les premières climatologies à l'échelle régionale des nuages polaires ont été réalisées à partir d'observations satellitaires par télédétection passive [Schweiger et Key, 1992 ; Rossow et Garder, 1993]. L'exploitation de cinq années d'observations **AVHRR**, **ISCCP**, **NINBUS-7** et **TOVS** ont permis d'estimer que la couverture nuageuse moyenne en Arctique était comprise entre 40% au Printemps et 70% à la fin de l'Été [Schweiger et al., 1999 ; Wang et Key, 2005 ; Frey et al., 2008]. Les comparaisons avec des mesures au sol ont mis en évidence que ces fréquences d'occurrence étaient sous estimées en moyenne de 5 à 35%, avec de fortes disparités régionales et saisonnières pouvant par exemple atteindre les 45% en Arctique centrale [Schweiger et Key, 1992]. Plus récemment, les climatologies dérivées des observations **MODIS** ont suggéré que **la région arctique était, en moyenne annuelle, nuageuse 67% du temps** avec un minimum de 55-60% en Hiver et au début du Printemps et un maximum de 75% en Été [Chan et Comiso, 2013 ; Chernokulsky et Mokhov, 2012]. Ces valeurs sont certes plus élevées que celles obtenues par Schweiger et Key, [1992] mais restent plus faibles que les estimations de l'ordre de 78%, dérivées du lidar spatial **CALIOP** [Liu et al., 2012b]. En effet, Chan et Comiso, [2013] ont montré que AVHRR ne détectait que 45% des nuages mesurés par CALIOP et que MODIS sous estimait la couverture nuageuse de 13 à 32% selon le type de surface, les conditions d'éclairement, la saison ou des propriétés macroscopiques des nuages. En effet, les techniques de détection des nuages par télédétection passive sont basées sur les différences de signature spectrale entre les nuages et la surface dans des bandes de longueurs d'onde du visible, proche infra-rouge et infra-rouge thermique. Le **faible contraste visible et thermique entre les nuages et les surfaces glacées** ou neigeuses ainsi que l'absence de rayonnement solaire en Hiver **impactent significativement la détection des nuages en particulier ceux localisés dans les basses couches atmosphériques** (en dessous de 2-3 km) [Liu et al., 2004 et 2010]. Ces conditions spécifiques engendrent de fortes incertitudes dans la restitution des propriétés des nuages et de leur fréquence d'occurrence [Frey et al., 2008 ; Lubin et Morrow, 1998].

III.1.1.1 Estimations de la fréquence d'occurrence des nuages par télédétection spatiale active

L'émergence des **observations spatiales par télédétection active (radar et/ou lidar)** a permis de **palier une partie des limites associées aux mesures « passives »** et d'améliorer la détection des nuages avec une résolution spatiale convenable. Les observations radar et lidar sont en effet moins impactées par le manque d'ensoleillement et par les conditions de surface en Arctique. Elles présentent également l'avantage d'offrir une vision détaillée de la **structure verticale de l'atmosphère nuageuse**. En général, **les climatologies de couverture nuageuse** établies à l'aide de ce type d'observations sont **en meilleur accord avec les études menées depuis les stations au sol**, basées le plus souvent sur un dispositif instrumental similaire [Blanchard et al. 2014 ; Zyguntowska et al., 2012]. Toutefois, les mesures actives depuis l'espace présentent des biais de détection nuageuse significatifs (jusqu'à 20-25%) dans les premières couches de l'atmosphère (0 à ~1000 m) due à la contamination des signaux radar et lidar par la surface («echo radar» par exemple, Marchand et al., [2008]). La plupart des études de détection de la fraction nuageuse en Arctique à partir des observations du radar CPR/CloudSat, du lidar CALIOP/CALIPSO [Chan et Comiso, 2013 ;

Cesana et al., 2012] ou issues de la combinaison CALIPSO/CloudSat [Zygmuntowska et al., 2012 ; Liu et al., 2012b; Kay et l'Ecuyer, 2013 ; Matus et l'Ecuyer, 2017] montrent des **couvertures nuageuses annuelles moyennes comprises entre 65% et 85%** (50-55% si seul CPR/CloudSat est utilisé). Ces travaux ont également mis en évidence une forte variabilité saisonnière et géographique des nuages. Une **couverture nuageuse maximale est observée en Automne** (jusqu'à 90% du temps) alors qu'elle atteint un **minimum en Hiver** (65-70%). Cette saisonnalité est en général plus prononcée proche du Pacifique Nord qu'au niveau de l'Atlantique Nord.

Dans Mioche et al., [2015], nous avons étudié la distribution horizontale et verticale des nuages arctiques à partir des produits **DARDAR-MASK (v1 : Delanoë et Hogan, [2008 et 2010] ; v2 : Ceccaldi et al., [2013])**. Ces produits satellitaires présentent l'avantage de fusionner les profils verticaux de rétrodiffusion à 532 nm mesurés par le lidar CALIOP avec les réflectivités à 94GHz du radar CPR ainsi que des variables thermodynamiques (pression, température, humidité) issues des réanalyses ECMWF sur une grille de même résolution spatiale (60 m en vertical et 1.4 km x 1.7 km en horizontal). De façon très générale, les mesures radar sont plus sensibles aux nuages optiquement épais et aux cristaux de glace tandis que le signal lidar est plus approprié à la détection des gouttelettes d'eau ou des nuages fins de glace. La combinaison des observations lidar et radar permet donc de détecter le «type» d'hydrométéores (gouttelettes / cristaux) présents dans un nuage et par conséquent de déterminer sa phase thermodynamique (cf. **Section III.1.3**). L'analyse des **produits DARDAR** nous a ainsi permis de dériver des **fréquences d'occurrence saisonnières et mensuelles des nuages entre 60°N et 82°N** (limite haute liée à l'orbite des satellites) **de 2007 à 2010**.

Dans un premier temps, nous avons cherché à **estimer les incertitudes et les limitations des produits DARDAR-MASK, en particulier dans les basses couches**, en comparant nos résultats avec des observations effectuées sur des périodes limitées depuis deux sites au sol : les stations d'**Eureka** au Nunavut, Canada [De Boer et al., 2009] et de **Ny-Alesund** au Spitzberg [Hoffmann et al., 2009]. Les comparaisons ont montré des différences d'évaluation des fractions nuageuses allant jusqu'à 20% entre 500 m et 2 km et légèrement supérieures à 25% au dessous de 500 m. De plus, si les données DARDAR-MASK ne sont pas corrigées de l'écho radar («ground clutter»), les occurrences nuageuses peuvent être surestimées d'un facteur 3 dans les basses couches (< 500-1000 m). Ces disparités résultent aussi bien de la méthode de détection nuageuse employée que de la technique de mesure utilisée (lidar, et/ou radar, radiomètre) et sont globalement en accord avec l'étude précédemment menée par Blanchard et al., [2014]. Ces comparaisons nous ont amené à considérer qu'une **colonne atmosphérique était nuageuse si le lidar et/ou le radar détectaient la présence d'hydrométéores sur au moins trois pixels consécutifs** (~ 180 m d'épaisseur) **entre 500 m et 12 km d'altitude**.

Les occurrences ou fractions nuageuses sont ensuite établies, dans un deuxième temps, sur des grilles de 2° de latitude et de 5° de longitude pour être comparées avec les climatologies antérieures. La **figure III.1.1A** confirme que les **nuages sont présents en Arctique tout au long de l'année** avec des **fréquences d'occurrence (F_{cloud}) comprises entre 50% et presque 100%**. Les quatre années d'observations mettent en évidence la dépendance saisonnière de la couverture nuageuse, caractérisée par de fortes occurrences, de plus de 80% en moyenne, à la fin de l'Été et en Automne et moindre en Hiver avec des valeurs minimales de l'ordre de 65-70% (**Fig. III.1.1A, Mioche et al., [2015]**). Nos résultats confirment également, qu'au niveau de la **façade Atlantique**, la **saisonnalité de la couverture nuageuse est moins prononcée que dans les autres régions de l'Arctique**, en particulier celles situées à proximité du Pacifique nord. **De forts contrastes géographiques sont aussi observés** comme le montre la différence entre la présence quasi permanente des nuages au dessus de l'Atlantique Nord et du Svalbard (F_{cloud} de 10 à 20% plus élevée que la moyenne) et l'occurrence bien moindre des nuages au dessus du Groenland et à l'Est de la mer de Beaufort.

Ces disparités spatiales et saisonnières s'expliquent en partie par les conditions de stabilité de la basse troposphère [Barton et al., 2012]. En effet, la couverture nuageuse annuelle est le plus souvent anti corrélée avec la stabilité des couches proches de la surface [Kay et l'Ecuyer, 2013]. La région de l'Atlantique Nord est fréquemment sous influence de la dépression semi-permanente Islandaise qui favorise le transport de chaleur et d'humidité vers l'Arctique «Européen» [Serreze et Barry, 2005 et 2014]. **Au dessus des eaux**

libres de l'Atlantique Nord, les températures et les humidités sont plus élevées et les intrusions d'humidité plus fréquentes [Woods et Cabellero, 2016]. Ces conditions thermodynamiques spécifiques affectent la formation et les propriétés des nuages et pourraient expliquer l'occurrence importante et quasi-constante des nuages dans cette région ($F_{cloud} \sim 85\%$, Fig. III.1.1A et Fig. III.1.1B-b). Maturilli et Kayser, [2017] ont, en effet, montré que la région du Svalbard était souvent caractérisée par une colonne troposphérique chaude et humide favorable à la formation et au développement de systèmes nuageux. Au niveau de l'Arctique de l'Ouest, la présence de nuages est bien plus limitée en Hiver par de forts systèmes anticycloniques et le manque d'humidité. Entre la fin du Printemps et le début de l'Automne, la fonte de la banquise entraîne le transport d'eaux plus chaudes vers l'Arctique de l'Ouest et donc l'advection de chaleur et d'humidité qui participent à l'augmentation de la couverture nuageuse (F_{cloud} passe de 65-70% au Printemps à plus de 80% en Automne, Fig. III.1.1A-B). Nos analyses ont également permis de mettre en évidence que les nuages étaient préférentiellement localisés en dessous de 2 km ou entre 7 et 9 km d'altitude. La saisonnalité des nuages bas semble gouvernée par l'advection d'humidité, le refroidissement radiatif et la turbulence au niveau de la couche limite [Curry et al., 1988] tandis que la fraction quasi constante des nuages dans les niveaux supérieurs est conditionnée par le transport d'humidité à grande échelle.

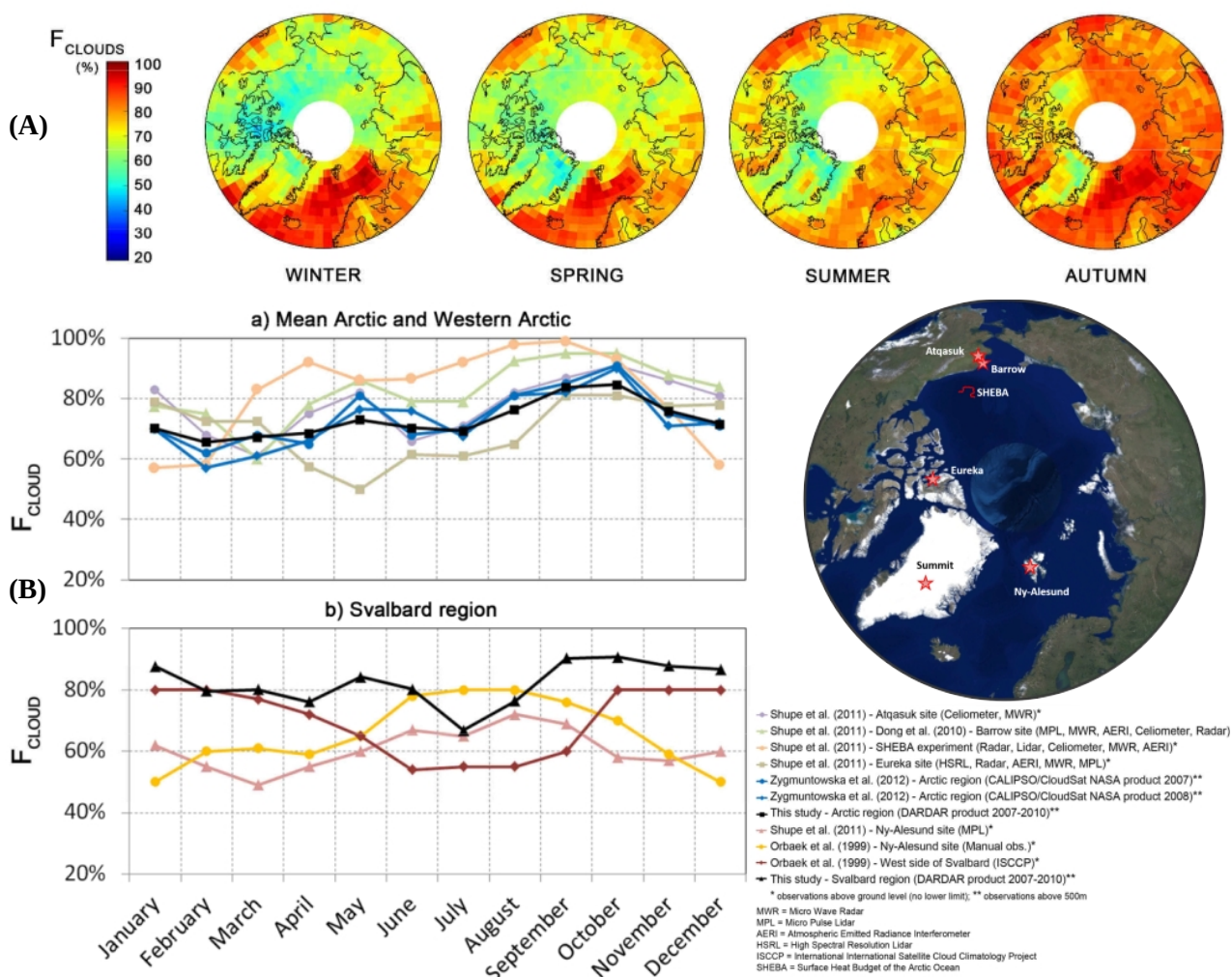


Figure III.1.1 : Fréquences d'occurrence des nuages (F_{cloud}) en Arctique. (A) Projections stéréographiques de l'occurrence saisonnière F_{cloud} entre 500 m et 12000 m basée sur le produit DARDAR-MASK v1. (B) Comparaisons de différentes estimations d'occurrences mensuelles des nuages établies à partir d'observations au sol ou satellitaires, en Arctique, en Arctique de l'Ouest et dans la région du Svalbard. Adaptée de Mioche et al., [2015].

Les **figures III.1.1B** proposent une comparaison des occurrences nuageuses mensuelles établies à partir des produits **DARDAR-MASK** de 2007 à 2010 avec les principales observations réalisées sur l'ensemble de l'Arctique, en Arctique de l'Ouest (**Fig. III.1.1B-a**) ou plus spécifiquement dans une région entourant l'archipel du Svalbard (**Fig. III.1.1B-b**). On remarquera tout d'abord que la variabilité annuelle de la couverture nuageuse estimée à l'aide des produits DARDAR est très proche de celle dérivée des produits standards de la NASA (**2B-GEOPROF-LIDAR**) pour 2007 et 2008 [Zygmuntowska *et al.*, 2012]. Par exemple, les deux produits rapportent la présence de maxima locaux d'occurrence nuageuse en Mai et en Octobre à l'échelle de l'Arctique (**Fig. III.1.1B-a**). Les **différences observées entre ces deux produits radar/lidar restent faibles** et sont essentiellement liées aux choix méthodologiques effectués pour l'analyse et le traitement des données (limites du domaine géographique étudié, type de surface considéré, résolution verticale et seuils de détection des nuages).

III.1.1.2 Observations de la couverture nuageuse depuis des sites au sol

Les comparaisons avec les observations réalisées depuis le sol (**Supersites** : Eureka dans le Nunavut, Atqasuk et Barrow en Alaska, Ny-Alesund au Svalbard ou lors de la **campagne** bateau **SHEBA** en Mer de Beaufort) mettent en évidence des différences plus marquées même si les ordres de grandeurs des fréquences d'occurrence des nuages et leurs tendances saisonnières restent dans la plupart des cas cohérents. En se basant sur les mesures radar-lidar déployées lors de la campagne SHEBA (Surface Heat Budget of the Arctic Ocean, Uttal *et al.*, [2002]), Shupe *et al.*, [2006 et 2011] ont observé des occurrences nuageuses en moyenne plus importantes que celles dérivées des observations CALIPSO/CloudSat : 85% au Printemps, 90% en Été et un maximum de 95% en Septembre (soit environ 20 à 25% de plus que DARDAR, **Fig. III.1.1B-a**). Ces différences peuvent s'expliquer par le fait que les mesures depuis le sol sont plus à même de détecter les nuages bas localisés dans les 500 premiers mètres de l'atmosphère. Mais la **localisation géographique** des stations de mesures et les **techniques instrumentales** qui leur sont associées **peuvent également expliquer les disparités observées**.

En Arctique de l'Ouest, les observations depuis le site de **Barrow** en Alaska [Dong *et al.*, 2010] confirment que, certes les nuages sont plus fréquents du Printemps à la fin de l'Automne ($F_{cloud} > 80\%$) que ne l'estiment les produits DARDAR, mais les biais sont en moyenne moins importants ($\sim 10\%$) que par rapport à SHEBA. En revanche, les fréquences d'occurrence nuageuse mesurées à **Atqasuk** sont relativement proches de celles dérivées des produits CALIPSO/CloudSat tandis que celles observées à **Eureka** sont systématiquement inférieures hormis en Hiver. Ainsi, la **figure III.1.1B-a** met également en évidence que la couverture nuageuse peut varier sensiblement au sein d'une même région (Alaska : Barrow vs **Atqasuk**) et que les maxima d'occurrence de nuages peuvent être décalés dans le temps selon la localisation de la mesure (Eureka vs Barrow) et du type de surface (SHEBA vs Atqasuk).

Dans la région du Svalbard, les observations spatiales montrent des tendances saisonnières inversées par rapport à celles déduites des mesures lidar de la station de Ny-Alesund (**Fig. III.1.1B-b**). Ces dernières semblent en effet indiquer un maximum d'occurrence nuageuse en Été [Shupe *et al.*, 2011 ; Orbaek *et al.*, 1999] alors que les **produits DARDAR montrent une couverture nuageuse importante toute l'année ($F_{cloud} > 80\%$) avec un minimum au milieu de l'Été (65-70%)**. Cependant, plus récemment, l'analyse des observations réalisées à **Ny-Alesund** avec un dispositif instrumental plus complet (radar, télémètre et radiomètre micro-onde) a montré que la couverture nuageuse était en moyenne de 80% et présentait peu de variabilité saisonnière hormis un maximum de 90% en Septembre-Octobre et un minimum de 70% en Avril [Nomokonova *et al.*, 2019]. Ces observations sont en meilleur accord avec les estimations DARDAR et confirment les problèmes récurrents de sous-estimation des fractions nuageuses par des mesures satellitaires par télédétection passive. En effet, les occurrences nuageuses dérivées d'**ISCCP** [Orbaek *et al.*, 1999] sont en moyenne entre 15 et 35% plus faibles de celles obtenues à partir de DARDAR (**Fig. III.1.1B-b**). Les fortes couvertures nuageuses observées tout au long de l'année au Svalbard et en particulier dans sa partie occidentale (Ny-Alesund) sont principalement liées à l'influence de l'océan et des mers entourant l'archipel. Les **eaux relativement chaudes favorisent le chauffage** diabatique et l'humidification **des basses**

couches atmosphériques et la formation des nuages [Serreze et al., 2011]. La topographie et la présence de Fjords contribuent également à la présence importante de nuages sur la cote Ouest du Svalbard.

Enfin, **dans les régions de l'océan Arctique au-delà de 80°N** non couvertes par les observations CALIPSO/CloudSat, les mesures du réseau de lidars déployés sur des bouées dans le cadre de l'expérience **IAOOS** (Ice, Atmosphere, Arctic Ocean Observing System ; *Mariage et al.*, [2017]) ont permis de mettre en évidence que les **nuages y étaient en moyenne présents 75% du temps**. *Maillard et al.*, [2021] ont également montré qu'entre Mai et Octobre leur fréquence d'occurrence était de 85% (avec des maxima en Juin et Octobre) et que des minima de couverture nuageuse apparaissaient ($F_{cloud} = 55-60\%$) en Avril et Novembre/Décembre.

III.1.2 Effets radiatifs des nuages arctiques

Dans la section précédente, nous avons vu que l'Arctique était caractérisée par une couverture nuageuse très importante la plupart de l'année. Dans cette région, les nuages offrent une surface d'échange considérable pour les rayonnements électromagnétiques solaires (**SW**) et telluriques (**LW**). L'intensité avec laquelle les nuages refroidissent ou réchauffent l'atmosphère dépend en grande partie de leurs propriétés macrophysiques, microphysiques et optiques [Shupe et Intrieri, 2004]. Le bilan radiatif à la surface est une fonction complexe de la couverture fractionnaire et des propriétés des nuages, de l'angle d'incidence solaire et de l'albédo de surface. Parmi les propriétés nuageuses, la phase thermodynamique, l'épaisseur optique, le contenu intégré en eau (LWP), la taille des hydrométéores, la température d'émissivité et l'altitude jouent un rôle prépondérant sur les propriétés radiatives des nuages. **L'effet radiatif net des nuages (CRE)** peut être calculé de la façon suivante :

$$\text{CRE} = (F_{LW}^{\downarrow} - F_{LW}^{\uparrow})_{\text{all sky}} - (F_{LW}^{\downarrow} - F_{LW}^{\uparrow})_{\text{clear sky}} + (F_{SW}^{\downarrow} - F_{SW}^{\uparrow})_{\text{all sky}} - (F_{SW}^{\downarrow} - F_{SW}^{\uparrow})_{\text{clear sky}} \quad (\text{Eq. III.1})$$

où $(F_{LW}^{\downarrow} - F_{LW}^{\uparrow})_{\text{all sky}}$ désigne le flux radiatif net dans le domaine des grandes longueurs d'ondes (**LW**, telluriques) dans une atmosphère nuageuse (au sommet de l'atmosphère ou à la surface). $(F_{LW}^{\downarrow} - F_{LW}^{\uparrow})_{\text{clear sky}}$ est le flux net sans nuages dans le LW. L'indice **SW** représente la contribution du rayonnement solaire. Ces flux sont généralement calculés à partir d'un modèle de transfert radiatif dans l'approximation d'une atmosphère plane et parallèle ainsi qu'à partir de certaines hypothèses sur les propriétés microphysiques et optiques des nuages.

III.1.2.1 Variabilité géographique et saisonnière de l'impact radiatif des nuages

Les estimations du CRE effectuées en s'appuyant sur les observations CALIPSO/CloudSat de 2006 à 2011 (produit 2B-FLXHR-LIDAR, *Henderson et al.*, [2013]) ont montré, qu'en **moyenne annuelle, les nuages au dessus des mers et des océans arctiques** (entre 70°N et 82°N) auraient un **effet de réchauffement à la surface de 10 W/m²** (Fig. III.1.2A-c, *Kay et L'Ecuyer*, [2013]). Ils réfléchiraient 32 W/m² de rayonnement solaire (SW) et piégeraient 42 W/m² du rayonnement infrarouge émis par la surface et les basses couches de l'atmosphère (LW). A partir du même produit satellite, *Matus et L'Ecuyer*, [2017] ont montré, qu'à l'échelle de la planète, les nuages participaient, au contraire, au refroidissement de la surface terrestre avec une intensité estimée à -25 W/m². **Au sommet de l'atmosphère** en Arctique, **les nuages auraient un effet net de refroidissement de -12 W/m²** (-31 W/m² dans le SW et 19 W/m² dans le LW en moyenne annuelle) contre -17 W/m² à l'échelle planétaire (cf. Fig. III.1.2A-b).

Les comparaisons du CRE au sommet de l'atmosphère avec ceux mesurés par **CERES** (produit CERES-EBAF) [Loeb et al., 2009] ou **ISCCP** [Zhang et al., 2004] montrent toutefois de fortes disparités, de l'ordre de 6 W/m² dans le SW et le LW [Kay et L'Ecuyer, 2013 ; Matus et L'Ecuyer, 2017]. **A la surface, les différences sont encore plus marquées, notamment au niveau de l'effet radiatif dans le SW** [Wang et Key, 2005]. Les estimations du CRE net basées sur les observations ISCCP sont de 16 W/m² plus importantes [Schweiger et

Key, 1994] que celles déduites des produits CALIPSO/CloudSat 2B-FLXHR-LIDAR (présentés ci-dessus comme «référence»). En revanche, si l'effet radiatif est estimé uniquement à partir des observations CPR/CloudSat (produit 2B-FLXHR, *Zygmuntowska et al.*, [2012]) alors il est environ 15 W/m^2 plus faible en Automne et en Hiver que le CRE établi à partir des données du radar et du lidar (2B-FLXHR-LIDAR). Ces sources de **désaccord proviennent majoritairement des différences dans l'évaluation de la couverture nuageuse** liées à l'utilisation d'instruments «passifs» (MODIS pour CERES, AVHRR/ISCCP) ou «actifs» (CALIOP et CPR ou CPR uniquement pour 2B-FLXHR). Des biais importants sont également engendrés par les **incertitudes sur l'albédo de surface** [Dong et al., 2010], les **propriétés microphysiques** (LWC , IWC et R_{eff}) et l'**épaisseur des nuages**. Ces paramètres sont utilisés dans les algorithmes de télédétection pour le calcul de l'effet radiatif des nuages. On peut estimer que les erreurs liées aux propriétés nuageuses sont d'au moins 10 à 15%, rien que sur l'évaluation du flux descendant SW [Kay et l'Ecuyer, 2013]. L'hypothèse d'une atmosphère plane et parallèle utilisée dans les schémas radiatifs de calcul du CRE engendre également une sous-estimation de l'effet de réchauffement LW des nuages polaires de l'ordre 4 W/m^2 d'après *Hogan et al.*, [2019]. En effet, *Schäfer et al.*, [2016] avait préalablement montré que les effets 3D des nuages, par émission de rayonnement LW sur les bords de nuages, pouvaient accroître leur forçage radiatif à la surface.

Malgré les disparités et les incertitudes associées à la quantification du CRE, les études s'accordent le plus souvent sur le cycle annuel des flux radiatifs dans l'atmosphère nuageuse de l'Arctique. Les **variations mensuelles de l'effet radiatif des nuages résultent principalement des variations du rayonnement solaire**. Au sommet de l'atmosphère, les nuages provoquent un réchauffement d'Octobre à Mars lors de la période sans ensoleillement tandis qu'ils ont un effet de refroidissement l'autre moitié de l'année d'Avril à Septembre (Fig. III.1.2Ab).

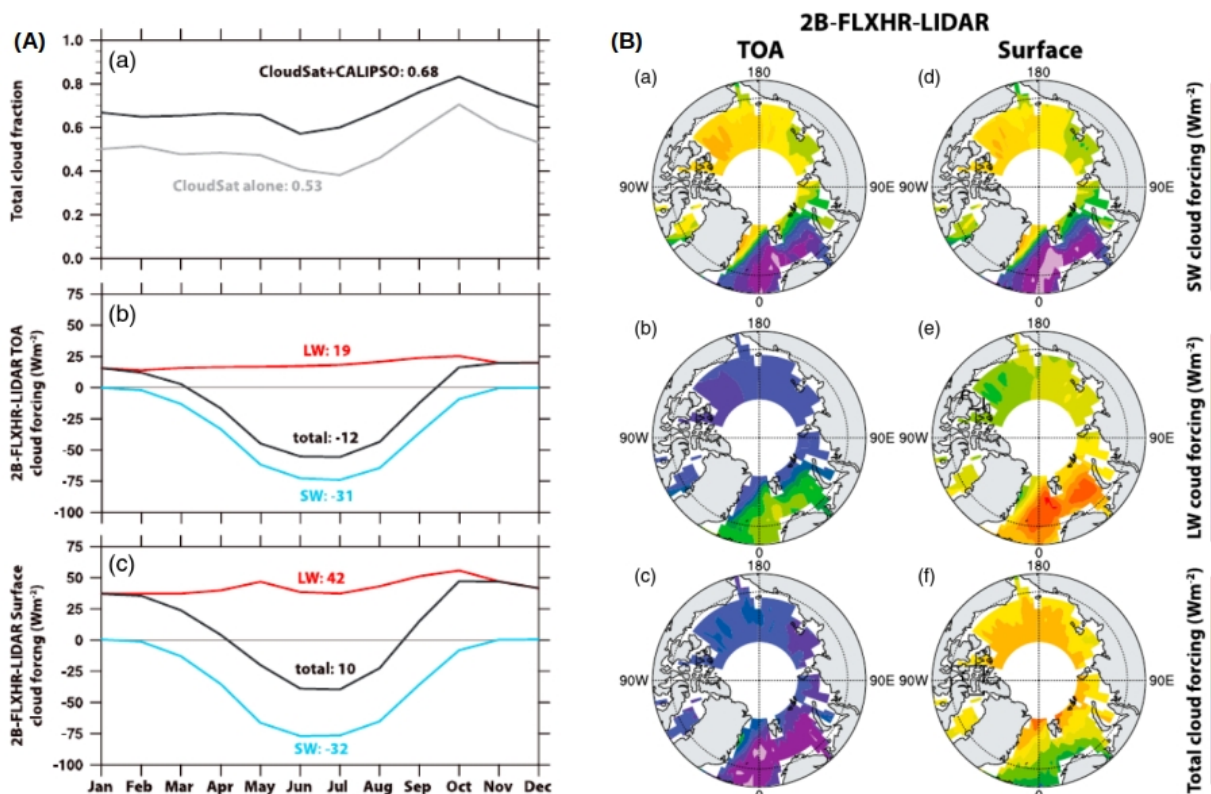


Figure III.1.2 : (A) Couverture nuageuse et forçage radiatif des nuages au sommet de l'atmosphère et à la surface dérivés des observations CALIPSO et CloudSat au dessus des océans et des mers situés entre 70°N et 82°N . (B) Projections stéréographiques de l'effet radiatif annuel des nuages au sommet de l'atmosphère (a,b,c) et à la surface (d,e,f) obtenues à partir du produit 2B-FLXHR-LIDAR basé sur les observations CALIPSO et CloudSat entre 2006 et 2011. d'après Kay et l'Ecuyer, [2013]

A la surface, l'effet radiatif des nuages est positif de mi Août à Avril (Fig. III.1.2Ac). Le réchauffement des nuages dans le LW y est deux fois plus intense qu'au sommet de l'atmosphère. La période de refroidissement attribuée aux nuages est de deux mois plus courte à la surface qu'au sommet de l'atmosphère. La figure III.1.2.B nous indique que l'effet radiatif des nuages présentent également une variabilité géographique marquée. L'hétérogénéité du CRE résulte en grande partie de l'ensoleillement et de l'état de surface mais aussi de variabilité spatiale de la couverture nuageuse et de la stabilité des basses couches troposphériques. L'effet annuel de réchauffement de la surface par les nuages est ainsi plus intense proche du pôle, dans la partie occidentale du continent américain (100°W-180°W) et au nord de la Sibérie orientale (100°E-180°E) qu'au niveau de l'Atlantique Nord où l'étendue des eaux libres et la couverture nuageuse sont importantes tout au long de l'année (Fig. III.1.2B-d-f).

Ces observations et produits satellitaires offrent une vision globale de la variabilité géographique de l'effet radiatif des nuages mais ne permettent généralement pas d'appréhender les spécificités locales, notamment au dessus des terres émergées ni les mécanismes détaillés de l'impact des nuages sur le bilan radiatif. Les mesures de télédétection effectuées lors de campagne de terrain et surtout depuis des stations pérennes nous donnent la possibilité d'établir des statistiques plus robustes sur la variabilité spatiale et temporelle des propriétés radiatives des nuages pour une localisation donnée. Les flux radiatifs nets à la surface calculés sur la base de mesures depuis le sol sont généralement estimés avec une incertitude inférieure à 2 W/m². Cette incertitude est essentiellement liée aux approximations découlant de l'utilisation d'un modèle de transfert radiatif rapide 1D mais elle ne considère pas complètement les erreurs de restitution des propriétés microphysiques des nuages qui peuvent atteindre par exemple 50% pour le IWC (avec l'algorithme Cloudnet, Illingworth *et al.*, [2007]).

Les analyses des observations depuis les sites au sol confirment que la faible élévation solaire durant l'Été, l'absence de rayonnement SW pendant l'Hiver et l'albédo de surface élevé conduisent à des flux radiatifs dominés par le rayonnement infra-rouge thermique (LW) (Tableau III.1). Le CRE net est globalement positif de Septembre à fin Mai bien que cette fenêtre temporelle puisse être décalée en fonction de la localisation géographique étudiée. Le réchauffement LW surpasse la plupart du temps le refroidissement SW hormis sur une courte période au milieu de l'Été où un effet radiatif négatif, plus ou moins intense (de -5 à -70 W/m²), est observé dans les régions où l'albédo de surface est faible [Screen *et Simmonds*, 2010 ; Intrieri *et al.*, 2002a ; Wendish *et al.*, 2013 ; Ebell *et al.*, 2020]. Lors de la campagne SHEBA, les observations ont permis de déterminer que le flux net LW des nuages à la surface était de l'ordre 30-40 W/m² tandis que le flux net SW ne dépassaient les -10 W/m² qu'à la fin du printemps [Intrieri *et al.*, 2002a ; Shupe *et Intrieri*, 2004]. Des flux LW du même ordre de grandeur (40-50 W/m²) ont été estimés à Ny-Alesund (Svalbard) [Ebell *et al.*, 2020], à Barrow (Alaska) [Cox *et al.*, 2012] et à Summit (Groenland) [Miller *et al.*, 2015]. L'impact radiatif des nuages dans le LW présente peu de variabilité géographique bien que des valeurs moyennes annuelles plus faibles (27 W/m²) aient été observées à la station Eureka (Nunavut) [Cox *et al.*, 2012]. Ces différences pourraient s'expliquer par des fractions nuageuses (CC), des températures et une quantité de vapeur d'eau plus faibles dans cette région du Canada.

Lieu – Durée des observations	Flux Net SW	Flux Net LW	Flux Net tot	F _{cloud} / CC	Références
SHEBA (75-80°N ; 140-170°W) – 1 an	- 10 W/m ²	+ 38 W/m ²	+ 28 W/m ²	81%	Intrieri <i>et al.</i> , 2002a
ARM, Barrow (71°N 156°W) – 10 ans	- 27 W/m ²	+ 31.5 W/m ²	+ 4.5 W/m ²	78%	Dong <i>et al.</i> , 2010
Ny-Alesund (79°N, 12°E) - 2.5 ans	- 30.5 W/m ²	+ 41.6 W/m ²	+ 11.1 W/m ²	80%	Ebell <i>et al.</i> , 2020
Eureka (80°N, 86°W) - 3 ans	-	+ 27 W/m ²	-	70%	Cox <i>et al.</i> , 2012
Barrow (71°N 156°W)- 3 ans	-	+ 48 W/m ²	-	80%	Cox <i>et al.</i> , 2012
Summit (73°N, 39°W)- 2.5 ans	- 12 W/m ²	+ 45 W/m ²	+ 33 W/m ²	60-86%	Miller <i>et al.</i> , 2015

Tableau III.1 : Compilation des estimations de l'effet radiatif annuel des nuages à la surface à partir d'instruments de télédétection déployés lors de campagne de mesures ou sur des supersites de mesures.

Le réchauffement LW suit globalement le cycle saisonnier de la fréquence d'occurrence des nuages et en particulier de ceux **contenant de l'eau liquide**. *Shupe et Intrieri*, [2004] ont essayé de quantifier la dépendance du forçage radiatif des nuages dans l'infra-rouge à la couverture nuageuse, la température et au LWP (contenu intégré en eau liquide). Ils ont montré que le **CRE LW augmentait quasi linéairement avec le fraction nuageuse** avec une pente de l'ordre de $0.65 \text{ W/m}^2/\%CC$ et qu'il était également **sensible à la température** des nuages ($1 \text{ W/m}^2/^\circ\text{C}$) et **au contenu intégré en eau** jusqu'à $LWP = 30 \text{ g.m}^{-2}$. Sur le site de Ny-Alesund, *Ebell et al.*, [2020] ont, de leur côté, mis en évidence l'**augmentation quasi exponentielle du CRE LW à la surface avec le contenu en eau**. L'effet radiatif LW des nuages se stabilise ensuite au delà d'un LWP égal à 40 g.m^{-2} et admet une asymptote horizontale telle que $CRE \text{ LW} = 75 \text{ W/m}^2$; le nuage se comportant alors comme un corps noir (i.e. émissivité de 1). Des valeurs maximales du même ordre de grandeur ($CRE \text{ LW} \sim 85 \text{ W/m}^2$) ont également été obtenues par *Miller et al.*, [2015] à la station Summit du Groenland. Une nouvelle fois, ces différences inter-sites peuvent être attribuées aux variations régionales de température et d'humidité [*Cox et al.*, 2015].

L'**effet radiatif net des nuages dans le SW** est caractérisé par une **variabilité régionale beaucoup plus prononcée que dans le LW**. Elle est principalement pilotée par les variations de l'angle zénithal solaire et de l'albédo de surface. Le CRE SW est donc majoritairement responsable des disparités géographiques observées de l'effet radiatif total des nuages. Le **tableau III.1** indique, par exemple, que l'effet de refroidissement des nuages est bien plus marqué à Ny-Alesund qu'à Summit (-30.5 W/m^2 vs -12 W/m^2) ; station pour laquelle l'albédo de surface est élevé toute l'année. Ceci conduit à un CRE net trois fois plus important (réchauffement de la surface) à la station du Groenland qu'à celle du Svalbard.

III.1.2.2 De l'importance de la composition microphysique des nuages sur le bilan radiatif à la surface

Une singularité supplémentaire de l'Arctique est l'**effet de réchauffement des nuages bas** situés en dessous de 2-3 km d'altitude [*Raschke et al.*, 2016]. Les simulations numériques montrent que plus l'albédo de surface et l'angle solaire sont grands plus le refroidissement dû à l'effet parasol diminue [*Wendisch et al.*, 2013 et 2019]. L'albédo de surface très élevé agit comme un amplificateur des phénomènes de diffusion multiple entre la surface terrestre et les couches nuageuses. De plus, lorsque l'incidence solaire est rasante, une partie du rayonnement solaire interagit d'abord avec la surface avant d'être réfléchi vers la partie inférieure du nuage. Ces phénomènes contribuent donc à «confiner» le rayonnement solaire dans les basses couches atmosphériques provoquant un réchauffement supplémentaire.

Les observations satellitaires montrent que la plus grande fraction des nuages en Arctique est localisée près de la surface [*Cesana et al.*, 2012]. **Ils représentent entre 65%, en Été, et 80%, en Automne, de l'ensemble des nuages** selon nos estimations déduites des travaux de *Mioche et al.*, [2015] et du **stage de M1 d'Aymeric Dziduch (2022)**. Ces nuages bas jouent donc un rôle essentiel dans le bilan énergétique à la surface. Les **processus associés à ce type de nuages sont suspectés d'être des acteurs majeurs de la fonte accélérée de la banquise** observée à la fin de l'Été et au début de l'automne [*Kay et Gettelman*, 2009 ; *Huang et al.*, 2021]. En particulier, *Huang et al.*, [2021] ont suggéré que, l'Été, les systèmes de hautes pressions dans les couches supérieures de la troposphère contribuaient à l'augmentation de l'humidité relative et la persistance de nuages dans les basses couches fréquemment caractérisées par des inversions d'humidité [*Qiu et al.*, 2015 ; *Nygaard et al.*, 2014]. Ces nuages bas accentueraient un peu plus la fonte de la banquise déclenchée par le réchauffement adiabatique accompagnant les subsidences induites par la circulation anticyclonique en altitude (essentiellement présente au dessus des mers de L'Arctique de l'Ouest et en Sibérie orientale). En effet, le rayonnement infra-rouge émis par les nuages bas favoriserait l'amplification du réchauffement, la diminution de l'albédo de surface et entraînerait une fonte accélérée de la banquise par un mécanisme de rétroaction positive.

La composition microphysique des nuages, et des nuages bas en particulier, **influence également fortement les échanges de chaleur avec la surface**. Le refroidissement SW semble augmenter non linéairement avec le LWP mais également avec la fraction de cristaux de glace bien que son intensité soit limitée par l'élévation solaire et l'albédo de surface [*Ehrlich et al.*, 2008a]. A Ny-Alesund, *Ebell et al.*, [2020]

ont montré que les nuages contenant de l'eau liquide ($LWP > 5g.m^{-2}$) contribuaient pour plus de 70% de l'effet radiatif SW à la surface, en Été, et jusqu'à 95% du CRE LW, de la fin Printemps à l'Automne. En Hiver, l'effet de réchauffement (LW) des nuages de glace est similaire ou légèrement supérieur à celui produit par les nuages composés d'eau surfondue. Lors de la campagne SHEBA, *Shupe et Intrieri*, [2004] ont également montré, qu'en moyenne annuelle, les nuages contenant de l'eau liquide contribuaient plus fortement au réchauffement ($CRE LW = +52 W/m^2$) ou au refroidissement de la surface ($CRE LW = -21 W/m^2$) que les nuages de glace ($+16 W/m^2$ dans le LW et $-3 W/m^2$ dans le SW). Cependant, les observations CALIPSO-CloudSat au dessus du Groenland, semblent indiquer un comportement sensiblement différent où les nuages d'eau liquide ne contribueraient qu'à hauteur de 40% ($\sim 12 W/m^2$) du CRE annuel à la surface [*Van Tricht et al.*, 2016]. Ces résultats peuvent s'expliquer par la forte saisonnalité et la moindre occurrence des nuages d'eau liquide au dessus de cette région. Ces observations spatiales sont également plus sensibles aux nuages hauts tandis que les mesures réalisées depuis le sol sont dominées par l'effet radiatif des nuages bas.

Ces études mettent en lumière les singularités géographiques et saisonnières de l'effet radiatif des nuages en Arctique. Elles soulignent également **l'importance du rôle des propriétés microphysiques, macrophysiques et du partitionnement de phase des nuages sur le bilan radiatif à la surface**. Ces propriétés sont contrôlées par divers mécanismes d'interactions entre des processus microphysiques, radiatifs, dynamiques et thermodynamiques, soumis la plupart du temps à des forçages à plus grande échelle. Cette complexité se traduit par de **fortes disparités dans la représentation des processus nuageux dans les modèles quelle que soit leur échelle** de résolution [*Prenni et al.*, 2007 ; *Liu et al.*, 2012c ; *Pithan et al.*, 2016]. les inter-comparaisons de modèles en Arctique montrent que le cycle saisonnier de l'effet radiatif des nuages n'est pas suffisamment bien représenté pour expliquer les différences observées au niveau du bilan radiatif à la surface [*Klein et al.*, 2009 ; *Morrison et al.*, 2009a ; *Kay et al.*, 2016a et b ; *Sedlar et al.*, 2020]. Une meilleure quantification l'impact radiatif des nuages en Arctique passe dans un premier temps par **une caractérisation de la variabilité spatiale et temporelle des différents types de nuages**. En particulier, **l'occurrence de la phase thermodynamique des nuages doit être estimée avec précision** puisque le partitionnement entre l'eau et la glace impacte fortement leur efficacité à précipiter, leur durée de vie et leur effet radiatif [*Jiang et al.*, 2000 ; *Cesana et al.*, 2012 ; *Morrison et al.*, 2012; *Shupe et al.*, 2006].

III.1.3 Variabilité géographique et saisonnière des nuages en phase mixte

Dans la section précédente (III.1.2.2), nous avons abordé le rôle que jouaient les nuages bas sur le bilan radiatif à la surface en Arctique. Nous allons par la suite, plus particulièrement nous intéresser à une catégorie de nuages que sont les nuages en phase mixte (**MPC**).

Les observations de campagne ou depuis des sites au sol ont permis de mettre en évidence la fréquence élevée des nuages bas composés d'un mélange d'eau surfondue et de cristaux de glace [*Intrieri et al.*, 2002b ; *McFarquhar et al.*, 2011 ; *Gayet et al.*, 2009 ; *Mioche et al.*, 2017 ; *Ebell et al.*, 2020]. En Arctique, ces **nuages en phase mixte sont régulièrement constitués d'une ou plusieurs couches stratiformes distinctes de gouttelettes d'eau confinées dans un nuage de glace** [*Curry et al.*, 2000 ; *Korolev et al.*, 2003 ; *Shupe et al.*, 2011]. Les **MPCs de type stratocumulus simple couche sont les plus couramment observés** en particulier lors des saisons de transition en Arctique de l'Ouest [*Shupe et al.*, 2006 ; *Verlinde et al.*, 2007]. Ces nuages de couche limite sont soutenus par de faibles mouvements verticaux et couvrent généralement de large étendue spatiale [*Morrison et al.*, 2012]. Leur structure verticale est caractérisée le plus fréquemment d'une couche d'eau surfondue au sommet depuis laquelle des petits cristaux se forment, croissent puis précipitent avec régularité pour former une couche inférieure dominée par la glace [*Pinto*, 1998 ; *Shupe et al.*, 2006 ; *Gayet et al.*, 2009]. L'étude des propriétés microphysiques de cette catégorie de MPCs, appelée **MPC-IB (Mixed Phase Cloud with Ice Below)**, fera l'objet de la **section III.2**.

Les MPCs multi-couches, plus épais et plus fréquemment observés en Été [*Curry et al.*, 1996 ; *Hobbs and Rangno*, 1998] sont souvent associés à des flux d'air à l'échelle synoptique [*Verlinde et al.*, 2007]. Dans

ces nuages, les cristaux de glace précipitent souvent depuis les couches supérieures dans des zones d'eau surfondues favorisant la croissance ou la formation de cristaux au détriment des gouttelettes d'eau. La sublimation des cristaux précipitant dans des couches plus sèches peut également modifier la stabilité de la couche nuageuse et conduire à la formation d'une seconde couche à plus basse altitude [Harrington et al., 1999 ; Morrison et al., 2009a]. Les nuages frontaux tels que les cirro-stratus ou nimbostratus peuvent également être considérés comme des nuages en phase mixte. La phase mixte résulte alors généralement de la formation de gouttelettes d'eau dans un nuage de glace préexistant, et persiste tant que la turbulence est suffisante [Korolev et al., 2017 ; Field et al., 2014]. Un cas typique de nimbostratus en phase mixte sera présenté dans la **section III.3.**

III.1.3.1 Incertitudes sur l'impact radiatif des MPCs

De nombreuses études ont mis en avant le rôle primordial des nuages en phase mixte sur le budget radiatif de la couche limite et sur le cycle hydrologique en Arctique [Kay et Gettelman, 2009 ; de Boer et al., 2011 ; Kay et al., 2012 ; Matus et L'Ecuyer, 2017]. Les MPCs ont souvent une longue durée de vie [Shupe et al., 2011 ; Gierens et al., 2020] et peuvent persister plusieurs jours sous des conditions météorologiques très différentes [Morrison et al., 2012]. Cette persistance associée à une structure verticale et des propriétés microphysiques singulières font que les MPCs ont un effet moyen annuel de réchauffement à la surface de l'ordre de 1 à 5 W/m² [Kay et Gettelman, 2009 ; Matus et L'Ecuyer, 2017]. L'eau surfondu contenue dans ces nuages conditionne une grande partie de l'effet radiatif et sa saisonnalité en piégeant le rayonnement LW et en augmentant la part de rayonnement réfléchi dans le SW [Cesana et al., 2012 ; van Tricht et al., 2016].

Une des rares études ayant cherché à évaluer l'effet radiatif des MPCs à l'échelle globale est celle entreprise par Matus et L'Ecuyer [2017]. En se basant sur les observations de CloudSat et CALIPSO (produit 2B-FLXHR-LIDAR), ils ont estimé que le **CRE net des MPCs simple couche** en Arctique était de l'ordre de **6 W/m² en Hiver et de -10 W/m² en Été à la surface**. L'effet de réchauffement résultant est une spécificité des latitudes polaires et concerne essentiellement les nuages stratiformes peu précipitant. En effet, en moyenne sur l'ensemble de la planète, l'effet radiatif attribuable aux MPCs simple couche à la surface est plutôt de -5 W/m² soit 20% du CRE de l'ensemble des nuages alors que, d'après leurs estimations, ils ne représenteraient que 10% des nuages.

Malgré l'apparente influence des MPCs sur le bilan radiatif, leur **fréquence d'occurrence ainsi que la quantité d'eau surfondu qu'ils contiennent sont souvent sous-estimées dans les modèles** de climat (d'environ 20% pour l'occurrence et d'au moins 25 à 50% sur la fraction d'eau liquide) [Prenni et al., 2007 ; Komurcu et al., 2014; McIlhattan et al., 2017]. Les processus microphysiques influençant les transitions de phase entre l'eau liquide et la glace sont en effet mal pris en compte et trop simplifiés dans la plupart des modèles [Prenni et al., 2007 ; Storelvmo et al., 2008 ; Kay et al., 2016a ; Tan et Storelvmo, 2016 ; Murray et al., 2021]. Par conséquent, les températures de surface ou les taux de précipitations simulés varient significativement avec les hypothèses et le type de paramétrisations utilisés pour représenter les mécanismes physiques associés à la phase mixte des nuages [Tan et Storelvmo, 2019 ; McIlhattan et al., 2020]. Par exemple, des études de modélisation ont montré que les erreurs ou les biais inter-modèles étaient d'au moins 20 W/m² pour le CRE LW (sous-estimation) et jusqu'à 50% pour les taux de précipitation (surestimation) [McIlhattan et al., 2017 et 2020 ; Lenaerts et al., 2020].

Dans un climat **arctique plus doux et plus humide, la formation, le partitionnement de phase et l'occurrence des MPCs sont amenés à changer** avec des répercussions importantes sur les flux radiatifs et les précipitations. Les observations des MPCs depuis des avions de recherche ou des observatoires au sol restent limitées et très localisées tandis que leur caractérisation par télédétection spatiale se heurte à des difficultés liées à leur identification ainsi qu'à la restitution de leurs propriétés microphysiques. Ainsi, ces nuages restent insuffisamment documentés ce qui limite notre compréhension de leur distribution spatiale et de leurs propriétés ainsi que leur impact sur le bilan radiatif et sur le cycle hydrologique en Arctique.

III.1.3.2 De l'omniprésence des MPCs en Arctique ?

Si un consensus scientifique semble se dégager sur l'ubiquité des nuages en phase mixte en Arctique et sur leur rôle important sur le bilan radiatif à la surface, un rapide tour d'horizon de quelques études de référence met en lumière les grandes disparités et incertitudes associées à l'estimation de leur couverture spatiale et temporelle.

- **Observations depuis des sites au sol**

Lors de la campagne **SHEBA**, *Shupe et al.*, [2006] ont montré, à partir d'instruments de télédétection au sol, que **l'occurrence des MPCs était de l'ordre de 40%** (soit, 60% de la couverture nuageuse), avec un maximum de 70% en Septembre et un minimum de 10% en Décembre. Environ la moitié des MPCs étaient des stratocumulus de couche limite simple couche (**MPC-IB**). Ces statistiques suivent la même tendance que celle observée par *Intrieri et al.*, [2002b] qui ont mis en évidence une forte variabilité saisonnière des nuages contenant de l'eau surfondue dans la région de mer de Beaufort (de 30% en Hiver jusqu'à 90% en Été). En revanche, à **Barrow**, la moyenne annuelle de la couverture des nuages bas contenant principalement de l'eau surfondue est estimée à **50%** avec un maximum de 80% en Octobre et un minimum de 30% en Juin [*Zhao et Wang*, 2010]. A la station d'**Eureka**, elle est proche de **40%** pour un minimum observé inférieur à 20% en Été [*Shupe et al.*, 2011]. L'exploitation des observations radar et lidar entreprise par *de Boer et al.*, [2009] a montré que les fréquences d'occurrence des **MPCs simple couche** étaient de **26%** en Automne à **Barrow** et seulement de **12% en Automne et 5% au Printemps** à la station **Eureka**. A la station de **Ny-Alesund**, le même type d'observations ont mis en évidence la variabilité mensuelle très prononcée de l'occurrence des **MPCs simples couches** s'échelonnant entre **25% en Mai et 5% au début de l'Été** [*Nomokonova et al.*, 2019]. Enfin, lors de la campagne aéroportées **ACLOUD (Arctic Cloud Observations Using Airborne Measurements during Polar Day)** qui s'est déroulée en Mai-Juin 2017, des fractions de MPCs deux à trois fois plus importantes (20% à 70%) qu'à Ny-Alesund pendant la même période (10%-25%) ont pu être identifiées à 400 km au Nord du Svalbard [*Wendisch et al.*, 2019].

Ces différentes études illustrent **les variabilités géographique et saisonnière de la couverture nuageuse des nuages en phase mixte**. Elles sont en grande partie liées aux conditions météorologiques spécifiques des différents sites de mesure. Cependant, les comparaisons inter-sites sont toujours délicates de par l'hétérogénéité des moyens d'observations mis en œuvre et les hypothèses de calcul de la couverture nuageuse. Un **problème récurrent, plus spécifique aux MPCs, concerne la définition même de la phase mixte**. Les études portant sur l'estimation de la fréquence d'occurrence de ces nuages se basent, en effet, sur des considérations bien différentes pour les identifier (nuages contenant de l'eau surfondue, nuages constitués d'une seule couche d'eau et de glace, de plusieurs couches ...).

- **Observations satellitaires**

Les observations effectuées depuis une **plateforme satellitaire** donnée présentent l'avantage de se baser sur des techniques de mesures uniformes avec une grande couverture spatiale et temporelle. Elles se heurtent toutefois au **même problème de définition d'un MPC qui diffère selon l'échelle d'observation ou le volume de nuage échantillonné**. Ces caractéristiques varient sensiblement avec la nature de la télédétection (active ou passive) et avec la gamme de longueur d'ondes (visible, infra-rouge ou micro-ondes) exploitée par les instruments. **L'identification des MPCs par télédétection passive reste particulièrement délicate** car les mesures sont intégrées verticalement avec un poids prépondérant vers le sommet du nuage. En Arctique, ces nuages présentent souvent des couches supérieures dominées par l'eau liquide. Ceci se traduit par une **sous estimation quasi systématique de l'occurrence de MPCs** qui sont généralement assimilés à des nuages d'eau surfondue [*Miller et al.*, 2014 ; *Wendisch et al.*, 2019] ou de phase indéterminée [*Platnick et al.*, 2003 ; *Pavolonis et al.*, 2005]. Le faible contraste entre les nuages bas et la banquise conduit également à une sous évaluation de la fraction de MPCs [*Chan et Comiso*, 2013]. De plus ces techniques basées sur des mesures dans le visible, le proche infra-rouge ou l'infra rouge thermique

nécessitent la plupart du temps une information *a priori* sur la taille des hydrométéores pour identifier la phase des nuages.

L'approche multi-instruments basée par exemple sur la synergie AATSR-SCIAMACHY [Kokhanovsky *et al.*, 2006 ; Jourdan *et al.*, 2007] ou plus judicieusement sur la combinaison de POLDER et MODIS permet d'améliorer significativement l'évaluation de la phase thermodynamique [Riedi *et al.*, 2010 ; Coopman *et al.*, 2018]. Cependant, elle ne s'affranchit pas complètement des difficultés liées à l'identification des nuages bas en phase mixte. Comme nous l'avons vu précédemment dans la **section III.1.1.1**, les mesures actives présentent également des limitations pour la détection des nuages situés proche de la surface [Marchand *et al.*, 2008 ; Blanchard *et al.*, 2014 ; Mioche *et al.*, 2015]. Néanmoins, la complémentarité des mesures lidar et radar peut être mise à profit pour caractériser la structure verticale des nuages et leur phase thermodynamique d'une des façons les plus fiables [Delanoë *et Hogan*, 2008 ; Wang *et al.*, 2004 ; Sassen *et Wang*, 2012].

Dans les MPCs, le signal de rétrodiffusion mesuré par le lidar est dominé par la phase liquide tandis que la réflectivité radar est plus sensible aux cristaux de glace. Tirant partie de la synergie radar-lidar embarqués sur les satellites CloudSat et CALIPSO, Matus *et L'Ecuyer*, [2017] dérivent, à partir des produits **2B-CLDCLASS-LIDAR** une fréquence d'occurrence moyenne annuelle pour les **MPCs simple couche** de l'ordre de **15% en Arctique** (soit, **25% des nuages**), deux fois plus importante que la moyenne mondiale. La distribution des MPCs n'est toutefois pas uniformément répartie sur tout l'Arctique. Par exemple, à partir du même produit, Wang *et al.*, [2013] ont montré que la fraction de MPCs pouvait atteindre 40 à 50% au dessus des mers du Groenland et de Barents ou au Nord-Ouest de l'Alaska. **Cette forte disparité géographique mais aussi saisonnière** a également été soulignée par Cesana *et al.*, [2012]. Leurs travaux soulignent que la forte occurrence de nuages bas contenant de l'eau surfondue (entre 40% et 70%) se situe préférentiellement dans les régions sous influence des dépressions semi permanentes Islandaises et Aléoutiennes en Hiver et au Printemps. Il convient toute fois de noter que dans cette étude, le produit satellitaire utilisé, **CALIPSO-GOCCP** [Chepfer *et al.*, 2010] basé sur les observations du lidar uniquement, ne permet pas de clairement discriminer les MPCs des nuages ne contenant que de l'eau surfondue (cf. **Section III.3.2.1**). Ainsi, **très peu d'études se sont véritablement intéressées à la distribution spatiale et saisonnière des nuages en phase mixte à l'échelle de l'Arctique**. Les difficultés rencontrées par les observations spatiales par télédétection passive ainsi que le manque de représentativité de certaines mesures depuis des observatoires ou des avions de recherche nous ont donc poussé à **proposer une méthodologie d'identification et d'analyse des MPCs à partir des produits** opérationnels **DARDAR-MASK v1** puis **v2**, exploitant la synergie des observations CALIOP/CALIPSO et CPR/CloudSat.

III.1.3.3 «Nouvelle» méthode d'analyse des MPCs à l'échelle régionale

Dans le cadre du projet TOSCA **EECLAT** et du **CDD CNES de Guillaume Mioche (2013-2015)** nous avons cherché à étudier et quantifier les variabilités géographique et saisonnière des nuages en phase mixte à partir d'observations de télédétection spatiale. L'approche que nous avons suivie pour analyser les distributions spatio-temporelles des MPCs est similaire à celle utilisée pour établir les statistiques de couverture nuageuse entre 60°N et 82°N dans la **section III.1.1**. On rappellera que les produits DARDAR-MASK permettent d'attribuer à chaque pixel (60 m de résolution selon la verticale et 1.7*1.4 km² dans le plan horizontal) une classe d'hydrométéores parmi les 8 définies dans la version 1 [Delanoë *et Hogan*, 2008 et 2010].

Pour notre analyse, nous avons considéré qu'un **nuage en phase mixte était détecté si au moins trois pixels verticalement adjacents** correspondaient à :

(i) Un mélange de «glace et d'eau surfondue» (**SCW+ICE** : classe 2, selon la terminologie de DARDAR)

ou

(ii) de l'«eau surfondue» (**SCW**, classe 4) associée à la présence de «glace uniquement» (**ICE**, classe 1) ou de «glace et eau surfondue» sur les pixels adjacents.

Dans les produits DARDAR-MASK v1, un pixel nuageux est classifié comme étant composé d'eau surfondue si le coefficient de rétrodiffusion lidar à 532 nm est supérieur à un certain seuil, que le signal lidar est

fortement et rapidement atténué sur 300 m (360 m dans la v2 du produit) et que la température issue des analyses ECMWF est comprise entre -40°C et 0°C. La réflectivité radar permet ensuite de détecter la présence de cristaux de glace au sein du volume d'échantillonnage ou au niveau des pixels adjacents. La **figure III.1.3a** procure plus de détails sur la méthodologie d'identification des pixels dans les produits DARDAR-MASK. Le type de nuages peut ensuite être défini en fonction des différentes classes associées à des pixels adjacents dans la colonne d'observation. La **figure III.1.3b** illustre quelques configurations minimales possibles correspondant à notre définition d'un nuage en phase mixte (encart mixed-phase clouds sur **Fig. III.1.3b**). Cette approche suivie dans [Mioche et al., \[2015\]](#) et [Mioche et Jourdan, \[2018\]](#) diffère de celle envisagée par [Matus et L'Ecuyer, \[2017\]](#) dans laquelle un MPC ne peut correspondre qu'à un seul pixel nuageux dont la phase est nécessairement mixte (équivalent de la classe SCW+ICE de DARDAR).

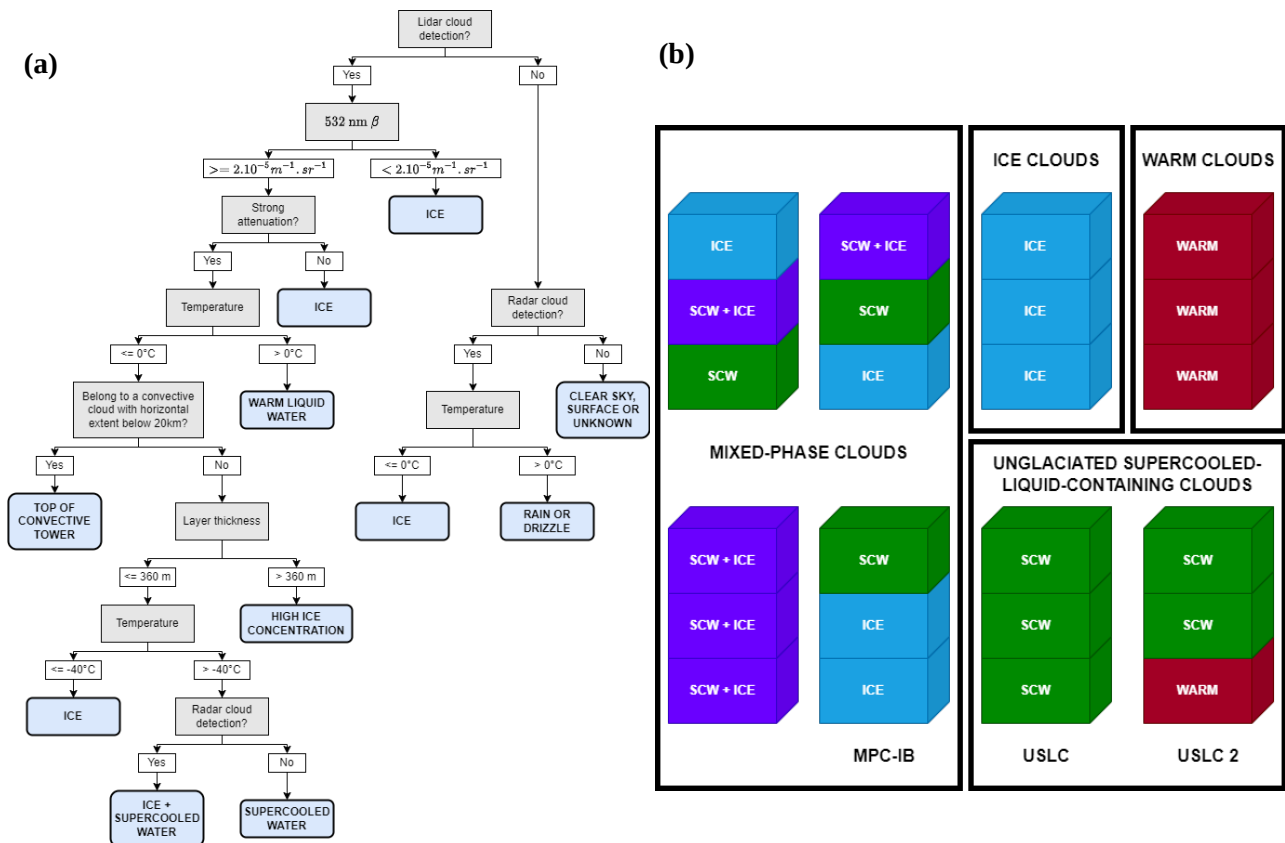


Figure III.1.3 : Illustration de la méthodologie d'identification de la phase thermodynamique ou «type» des nuages à partir des produits DARDAR-MASK **(a)** Principales étapes suivies par l'algorithme de classification des pixels dans le produit DARDAR-MASK-v2. Dans les produits de la version 1, les classes «top of convective tower» et «high ice concentration» n'existent pas et les seuils sur l'épaisseur de la couche sont fixés à 300 m au lieu de 360 m. Adapté de [Ceccaldi et al., \[2013\]](#) et [Mioche et al., \[2015\]](#). **(b)** Exemples de représentation minimale de la composition d'une colonne considérée comme nuageuse dans nos travaux (un parallélepède correspond à un pixel DARDAR). Les nuages purement glacés (ice clouds), chauds (warm clouds) et constitués d'eau surfondue (USLC) sont analysés dans les travaux issus des [stages de M2 de Clément Bazantay \(2021\)](#) et de [M1 d'Aymeric Dziduch \(2022\)](#). D'après [stage de M2 de C. Bazantay \(2021\)](#) et [Bazantay et al., \[en révision, 2023\]](#).

Les **fréquences d'occurrence des nuages** (F_{CLOUD} , par exemple pour l'occurrence de tous les types de nuages) sont ensuite calculées sur des mailles de 2° de latitude par 5° de longitude pour s'assurer de la représentativité statistique des estimations. F_{CLOUD} est déterminée, pour chaque mois ou chaque saison, par le rapport entre le nombre d'observations nuageuses (N_{CLOUD}) et le nombre d'empreintes des satellites ($N_{footprints}$) selon l'équation suivante :

$$F_{CLOUD}(\Delta lat, \Delta lon) = \sum_{i,j} N_{CLOUD}(i, j) / N_{footprints} \quad (\text{Eq. III.2})$$

$N_{CLOUD}(i,j)$ désigne ici l'occurrence de nuages dans une colonne atmosphérique comprise entre 500 m et 12 km d'altitude (ou entre 500 m ou 3 km si on s'intéresse aux nuages bas), à la latitude i et à la longitude j des granules CALIPSO/CloudSat au sein d'une grille de largeur $\Delta lat=2^\circ$ et de longueur $\Delta lon=5^\circ$. $N_{footprints}$ représente le nombre total d'empreinte (i.e. 1 point de mesure tous les 1.7 km) dans cette grille. $N_{CLOUD}(i,j)$ est donc égale à 1 si au moins trois pixels consécutifs sont classés comme nuageux par DARDAR-MASK dans la colonne considérée.

Les fractions d'un type de nuage particulier (F_{MPC} par exemple) par rapport à l'ensemble des nuages détectés sont également calculées en faisant le rapport du nombre d'observations du type de nuages étudié (N_{MPC}) sur le nombre total d'observations nuageuses (N_{CLOUD}) :

$$F_{MPC}(\Delta lat, \Delta lon) = \sum_{i,j} N_{MPC}(i,j) / N_{CLOUD}(i,j) \quad (\text{Eq. III.3})$$

$N_{MPC}(i,j)$ correspond à l'occurrence de MPCs dans une colonne atmosphérique à la latitude i et la longitude j au sein d'une grille de largeur $\Delta lat=2^\circ$ et de longueur $\Delta lon=5^\circ$. $N_{MPC}(i,j)$ est égale à 1 si au moins trois pixels consécutifs dans une colonne obéissent aux critères énoncés précédemment (cf. Fig. III.1.3b pour des exemples).

Les notions d'occurrence et de fraction nuageuses sont souvent présentées de manière ambiguë ou peu précise dans la littérature. On rappellera donc que l'**occurrence correspond à la distribution temporelle des nuages** (i.e. les nuages sont présents au dessus d'une région donnée X % du temps où une observation a été effectuée) tandis que la **fraction représente la proportion d'un type de nuages par rapport à un autre** (i.e. les MPCs représentent X % de l'ensemble des nuages observés). La fréquence d'occurrence d'un nuage particulier (MPC) peut être calculée en faisant le produit de sa fraction par l'occurrence de l'ensemble des nuages (i.e. par exemple $F_{MPC} \times F_{CLOUD}$, F_{CLOUD} désignant généralement l'occurrence de tous les nuages)

• Analyse de la variabilité géographique des MPCs

L'analyse des produits DARDAR-MASK entre 2007 et 2010 couplés à notre méthodologie d'identification des MPCs confirme que ces nuages sont présents tout au long de l'année en Arctique. Les **MPCs représentent**, en moyenne sur l'ensemble de la zone arctique, **entre 30% (Hiver) et 50% (Automne) des nuages détectés** par CALIPSO et CloudSat entre 500 m à 12 km d'altitude (**Figures III.1.4a-b**) [Mioche et al., 2015]. En terme de fréquence d'**occurrence** cela se traduit par des valeurs **comprises entre 20% et 40%**. Ces occurrences sont en moyenne deux fois plus importantes que celles estimées par Matus et L'Ecuyer, [2017] à partir du même type d'observations satellites mais pour des MPCs simples couches et une méthodologie d'identification différente.

La **figure III.1.4a** montre que les nuages en phase mixte sont caractérisés par une distribution géographique et temporelle assez hétérogène. La saisonnalité de la fraction nuageuse représentée par les MPCs (mais aussi de leur occurrence) est en effet très prononcée dans les **régions de l'Arctique de l'Ouest sur la façade Pacifique Nord** (Nord de l'Alaska, mer de Beaufort et de Chukchi, **Fig. III.1.4b** courbe bleue). Elle l'est également au niveau du bassin central de l'Océan Arctique (courbe rouge, **Fig. III.1.4b**). La **proportion de MPCs passe de 20-30% en Hiver à 40% à la fin du Printemps (Mai) pour atteindre près de 60% en Octobre** [Mioche et Jourdan, 2018].

Nos observations suivent globalement les mêmes tendances que celles mises en évidence par Shupe et al., [2006] durant la campagne SHEBA (Mer de Beaufort), bien que nos estimations soient en moyenne annuelle de 15% plus faibles (en particulier en Automne, cf. **Section III.1.3.2**). Dans ces différentes **régions de l'Arctique de l'Ouest, la fonte de la banquise** de la fin du Printemps jusqu'à l'Automne **favorise le transport d'eaux plus chaudes, l'évaporation et l'advection d'air chaud et humide**. Ces phénomènes pourraient expliquer la prédominance des MPCs en facilitant le transfert vertical d'humidité, la formation et la persistance de la phase liquide dans les nuages. Comme nous l'avons mentionné auparavant, **la variabilité saisonnière des conditions météorologiques dans ces régions pourrait également contribuer à l'augmentation de l'occurrence des MPCs**, en particulier dans la basse troposphère. La dépression des îles Aléoutiennes, efficace jusqu'à la fin du Printemps, les systèmes anticycloniques en altitude qui se

développent en Été ainsi que l'augmentation de l'évaporation des mers en Automne peuvent favoriser la persistance des nuages d'eau surfondue en amenant de l'humidité dans les basses couches de l'atmosphère [Cesana et al., 2012 ; Huang et al., 2021 ; Serreze et al., 2012 ; Vihma et al., 2008].

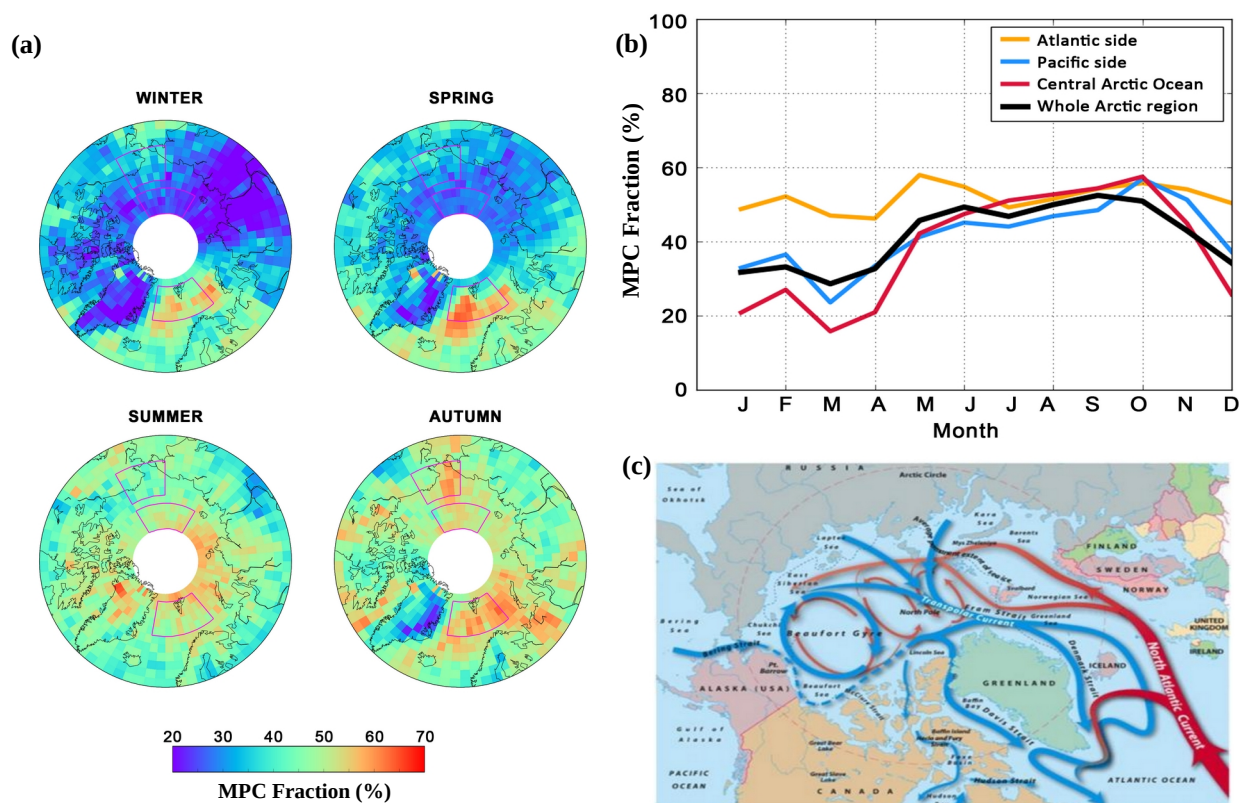


Figure III.1.4 : (a) Projections stéréographiques de la fraction saisonnière des nuages en phase mixte par rapport à l'ensemble des nuages détectés par CALIPSO et CloudSat (produits DARDAR-MASKv1 entre 2007 et 2010) entre 500 m et 12 km d'altitude. (b) Distribution mensuelle de la fraction de MPCs (F_{MPC}) sur toute la région Arctique (en noir), sur la façade de l'**Atlantique Nord** (en orange), sur la façade du **Pacifique nord** (en bleu) et au niveau de l'**Océan Arctique central** (en rouge). Les localisations géographiques des différentes régions sont indiquées sur le panneau (a). (c) Principales mers de la région Arctique et courants marins associés (d'après le Woods Hole Oceanographic Institute). Adaptée de [Mioche et Jourdan, \[2018\]](#).

Dans les régions septentrionales de la **façade Atlantique de l'Arctique** (mers de Norvège, du Groenland et de Barents, Archipel du Svalbard), **la proportion de MPCs est en moyenne plus importante ($F_{MPC} \sim 55\%$) que dans les autres régions de l'Arctique et présente moins de variabilité saisonnière** (courbe et encadré orange sur **Fig. III.1.4a-b**). Ils constituent en moyenne 45% des nuages observés en Mars-Avril et près de 60% de l'ensemble des nuages en Mai et en Octobre (**Fig. III.1.4b**). En terme d'**occurrence**, un minimum de **30-35% est observé au milieu de l'Été** tandis que des **pics d'occurrence interviennent vers la fin du printemps (~50%) et au cœur de l'Automne (~55%)**. Ces tendances peuvent s'expliquer par l'influence des eaux relativement chaudes et libres de l'océan Atlantique Nord qui assurent une source de chaleur et d'humidité tout au long de l'année [Serreze et Barry, 2014]. Un transport vertical de vapeur d'eau plus efficace favorise ensuite le déclenchement et le maintien de la phase liquide dans les nuages [Boisvert et al., 2015].

- **Distribution verticale des MPCs et étude des MPC-IB**

L'analyse de la distribution verticale des MPCs nous a permis de mettre en évidence que ces nuages étaient essentiellement localisés à des altitudes inférieures à 3 km. **En Hiver, au Printemps et en Automne,**

ces nuages bas représentent en moyenne entre 70% (sur l'ensemble de l'Arctique) et 90% (dans la région du Svalbard) des MPCs (Fig. III.1.5a et Fig. III.1.5c). Leur profil vertical «d'occurrence» est caractérisé par deux pics prononcés entre 500 m et 1500 m en Automne et au Printemps (plus particulièrement dans région du Svalbard). Lors de ces saisons de transition ainsi qu'en Hiver, la région du Svalbard est propice à de fréquentes inversions de température et d'humidité [Nygård et al., 2014; Sedlar et al., 2012] ainsi qu'à des conditions atmosphériques stables [Orbaek et al., 1999] qui contribuent au confinement des MPCs dans les basses couches. En Été, la proportion de nuages bas en phase mixte tombe à 35-40% (Fig. III.1.5c) et une fraction significative des MPCs se situe entre 3 et 6 km d'altitude (Fig. III.1.5a).

Dans Mioche et al., [2015], nous avons également observé que la distribution spatiale et temporelle des MPCs était conditionnée par le type de surface au dessus de laquelle ils se formaient ou étaient transportés. Ils sembleraient être plus fréquents au dessus de l'eau libre qu'au dessus de la banquise ou des surfaces continentales, hormis en Été où l'influence de la surface est marginale (Fig. III.1.5b). Les différences sont bien marquées en Hiver et au Printemps où la fraction de MPCs (et des MPCs de basses couches) au dessus des océans est environ 1.5 fois plus élevée qu'au dessus de la banquise ou des surfaces enneigées. Des flux de chaleurs sensibles et latents plus élevés au dessus de l'eau libre ainsi qu'une turbulence et des mouvements verticaux sont plus intenses qu'au dessus de la banquise pourraient expliquer ces disparités. En effet, durant la campagne aéroportée ACCACIA (Aerosol-Cloud Coupling and Climate Interactions in the Arctic) au sud du Svalbard, Young et al., [2016] ont fait l'hypothèse que ces phénomènes favorisaient le brassage de l'air dans la couche limite et par conséquent la formation et la croissance de gouttelettes d'eau au sein de nuages épais.

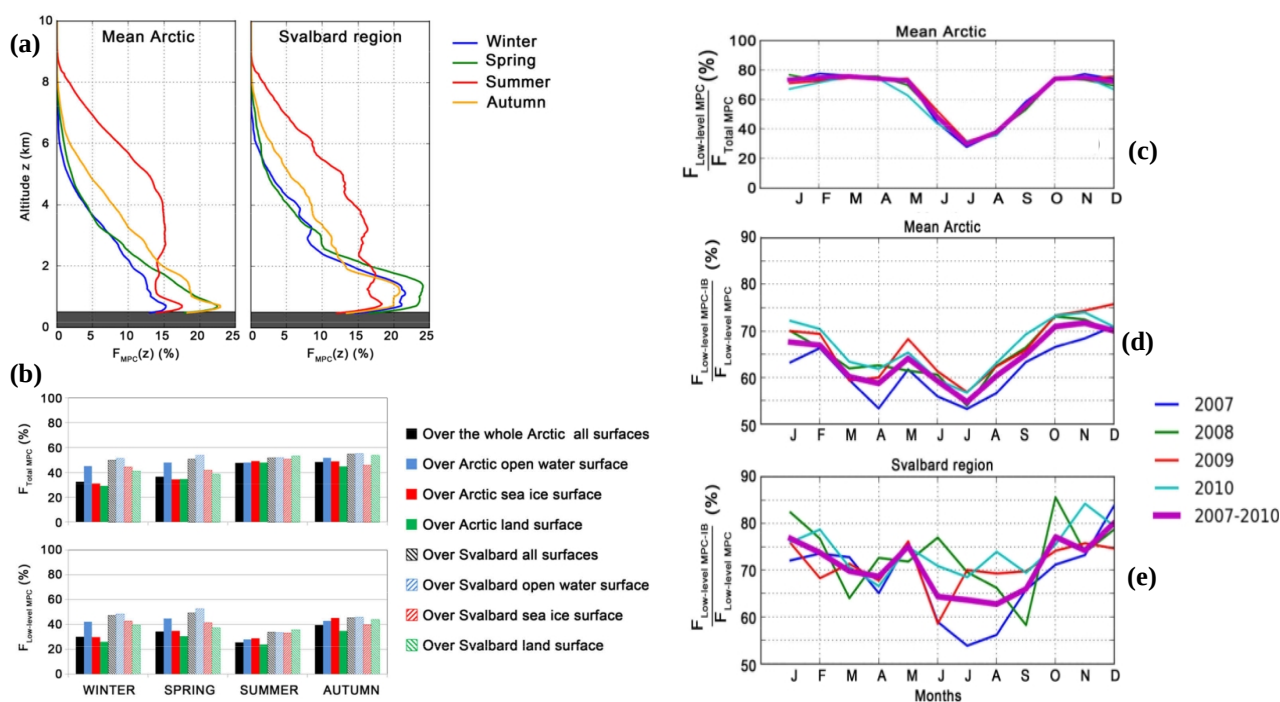


Figure III.1.5 : Variabilité saisonnière de la fraction de nuages en phase en mixte et des MPC-IB sur tout l'Arctique et dans la région du Svalbard. (a) Profils verticaux moyens, par saisons, de la fraction de MPCs (F_{MPC}) par rapport à l'ensemble des nuages, sur toute la région arctique (panneau de gauche) et dans le voisinage du Svalbard (panneau de droite). (b) Variabilité saisonnière des MPCs (panneau du haut) et des MPCs de basses couches (< 3km, panneau du bas) au dessus de différentes surfaces : eaux libres, banquise et continentales. (c) Distribution mensuelle et par années d'observations de la fraction de MPCs de basses couches par rapport au nombre total de MPCs sur l'ensemble de l'Arctique. (d-e) Distributions mensuelles de la fraction de MPC-IB (nuages en phase mixte simple couche avec phase liquide au sommet et phase glace en dessous) par rapport au MPCs des basses couches, sur tout l'Arctique (d) et dans la région du Svalbard (e). D'après Mioche et al., [2015].

Nous nous sommes enfin intéressés à un type particulier de nuages en phase mixte constitués d'une seule couche d'eau surfondue au sommet et de cristaux de glace précipitant dans la partie inférieure du nuage (**MPC-IB**). Ces nuages stratiformes, généralement confinés dans la couche limite, ont fréquemment été observés notamment dans la région du Svalbard [Gayet et al., 2009 ; Lloyd et al., 2015 ; Mioche et al., 2017 ; Nomokonova et al., 2019 ; Wendisch et al., 2019 ; Moser et al., 2023 ; Järvinen et al., 2023] ainsi qu'en Arctique de l'Ouest [Shupe et al., 2006 ; de Boer et al., 2009 ; McFarquhar et al., 2007 et 2011]. Ils constituent une singularité des régions arctiques de par leur abondance, persistance et leur structure microphysique particulière [Morrison et al., 2012]. En effet, les **Figures III.1.5d-e** montrent que les **MPC-IB représentent entre 55 et 70% des nuages bas en phase mixte sur l'ensemble de l'Arctique et entre 65 et 80% dans la région du Svalbard** [Mioche et al., 2015]. Leurs distributions saisonnière, géographique et verticale présentent de fortes similarités avec celles de MPCs avec notamment une **proportion de MPC-IB particulièrement importante au dessus des océans** libres de glace et en Automne ou tout au long de l'année au dessus des mers du Groenland, de Norvège et de Barents. Dans la région du **Svalbard**, les **MPC-IB sont présents en moyenne un peu moins de 20% du temps avec deux pics d'occurrence en Mai et en Octobre (~ 30%) et un minimum au mois de Juillet (~ 5%)**. Ces estimations sont en très bonne adéquation avec les observations de MPCs simple couche menées depuis la station de mesures de **Ny-Alesund** (i.e. occurrence de 25% en Mai et 5% au début de l'Été d'après Nomokonova et al., [2019]). Enfin, une année de comparaison des fréquences d'occurrence de **MPCs simple couche** (pas nécessairement des MPC-IB) au dessus du site de la station Eureka (Nunavut), a également permis de mettre en évidence le bon accord entre les tendances dérivées des produits DARDAR-MASK et celles observées depuis le sol par de Boer et al., [2009]. Les deux systèmes d'observations ont en effet montré un maximum d'occurrence en Automne (~15% d'après DARDAR) et un minimum au Printemps (~ 2.5%) avec des disparités typiquement inférieures à 20% [Mioche et al., 2015].

III.1.3.4 Étude de la variabilité mensuelle des nuages bas : influence des conditions environnementales

Dans le **stage de M1 d'Aymeric Dziduch (2022)** nous avons voulu reprendre une partie des analyses précédentes en se basant sur la version 2 des produits DARDAR-MASK et sur une plus grande fenêtre temporelle allant de 2007 à 2016. Nous nous sommes focalisés sur les nuages bas compte tenu de leur fort impact radiatif à la surface. Les fréquences d'occurrence de différents types de nuages communément observés aux latitudes polaires ont été calculées grâce au nouveau programme de classification et d'analyse des produits DARDAR-MASK : **DARDAR-SOCP (Southern Ocean Cloud Phase algorithm)**. Ce programme développé dans le cadre du **stage de M2 Clément Bazantay (2021)** pour l'étude de la distribution de la phase thermodynamique des nuages au dessus des océans austraux (cf. **Partie IV, Perspectives**) permet notamment d'identifier des nuages chauds ou froids, des MPCs, des nuages uniquement constitués de cristaux de glace (Ice-only) ou uniquement d'eau surfondue (USCL) (cf. **Fig. III.1.3b**).

Les principaux résultats sur la variabilité régionale et saisonnière de ces **différents types de nuages en Arctique** sont illustrés sur la **figure III.1.6**. Les nuages bas, d'altitude inférieure à 3 km, sont en moyenne présents dans la zone Arctique plus de 50% du temps pour lequel nous disposons d'observations CALIPSO-CloudSat. Plus de **97% de ces nuages sont froids** c'est à dire qu'ils sont constitués de gouttelettes d'eau surfondue ou de cristaux de glace ou d'un mélange de ces deux types d'hydrométéores. L'Été, une faible proportion des nuages chauds (eau liquide uniquement, avec un maximum de 30%) est toutefois observée dans certaines zones de latitudes comprises entre 60°N et 70°N (Atlantique Nord, Scandinavie, Mer de Béring).

La **figure III.1.6a** permet d'illustrer les disparités régionales et saisonnières des nuages bas. L'occurrence des **nuages bas observés au dessus de l'Atlantique Nord est importante toute l'année (65-70%)** tandis qu'elle est bien plus faible au dessus des surfaces continentales du Canada et de l'Alaska (inférieure à 50%). Un **double pic saisonnier de forte occurrence nuageuse semble se dégager dans quasiment toutes les régions hormis celles du Nord-Est de l'Atlantique**. Un premier maximum de nuages bas (~ 50-60%) intervient au cœur du Printemps (Mai), période à laquelle le vortex polaire s'affaiblit,

favorisant la formation de système dépressionnaires et les intrusions de masses d'air plus chaudes (**WAI**) et humides vers le Nord [Woods et Caballero, 2016 ; Zahn et al., 2018]. Le second pic d'occurrence (~ 60-80%) apparaît en Automne lorsque l'étendue de la banquise est généralement à son minimum. Cette tendance est bien plus marquée dans les régions au Nord de 70°N, en Arctique de l'Est (Sibérie) et au Nord du Canada et Alaska que dans les zones sous influence de l'Océan Atlantique. On notera également que ce maximum intervient plus tard, au mois de Novembre, dans la région de la mer Béring qui, fortement impacté par le gyre de Beaufort, voit un retour de la banquise plus tardif.

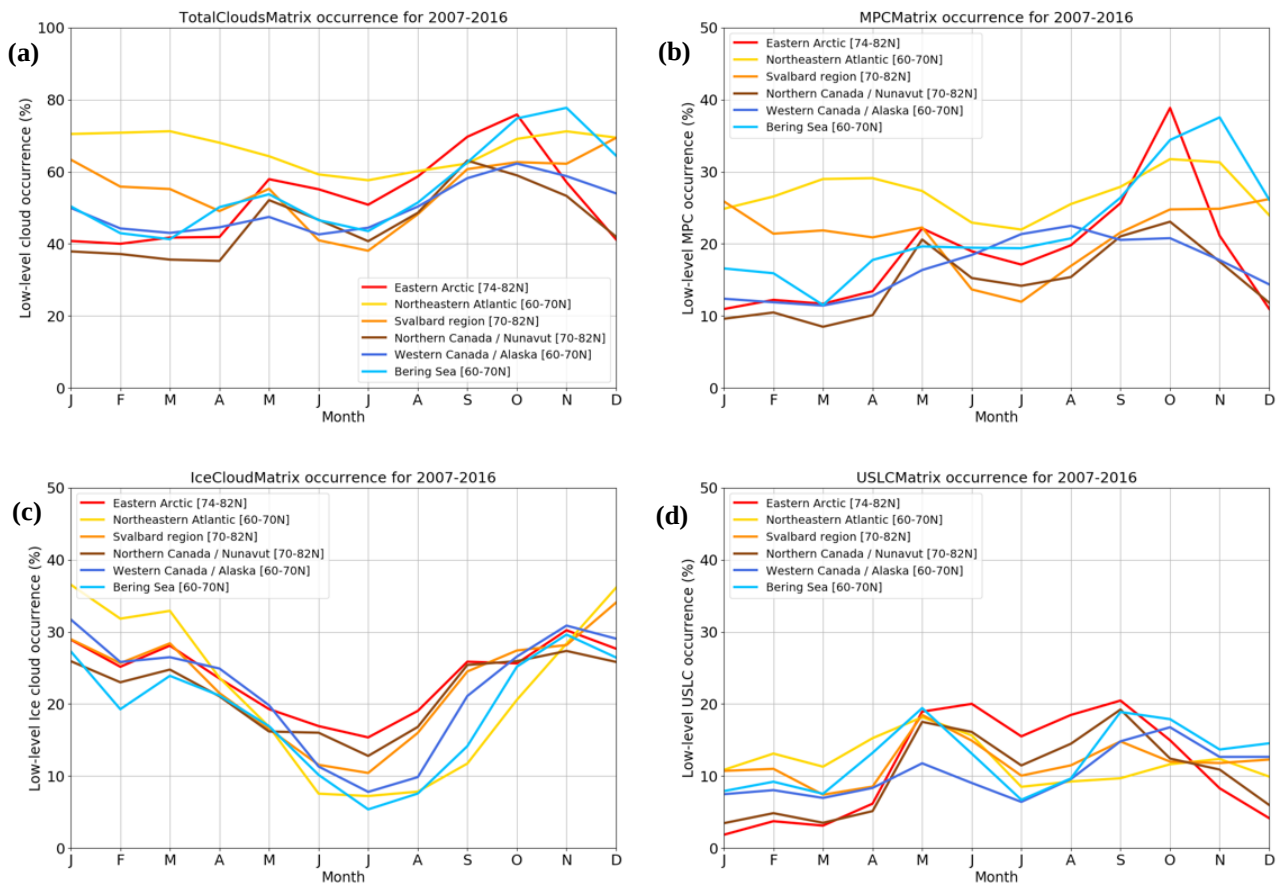


Figure III.1.6 : Evolution mensuelle des fréquences d'occurrence de plusieurs types de nuages bas observés entre 2007 et 2016 par CALIPSO et CloudSat (produits DARDAR-MASK v2). Les classifications nuageuses sont effectuées à l'aide de DARDAR-SOCP. **(a)** Nuages bas d'altitude comprise entre 500 m et 3 km, **(b)** Nuages bas en phase mixte, **(c)** Nuages bas entièrement en phase glace, **(d)** Nuages bas uniquement composés d'eau surfondue (USLC). D'après le [stage de M1 de Aymeric Dziduch \(2022\)](#).

La fréquence d'occurrence des **MPCs de basses couches suit une évolution mensuelle très similaire à celles des nuages bas**. Les deux pics saisonniers sont clairement visibles sur la [figure III.1.6b](#). Nos résultats confirment ceux préalablement établis par [Mioche et al., \[2015\]](#) et [Mioche et Jourdan, \[2018\]](#). Ces MPCs sont présents tout au long de l'année et plus particulièrement dans les régions sous influence maritime (occurrence moyenne de 25% dans l'Atlantique NE). Un minimum d'occurrence est généralement observé en Été ou en Hiver dans les portions orientales et occidentales de l'Arctique (10-15%). Ces régions sont caractérisés par un pic d'occurrence très prononcé en Automne (jusqu'à 35% d'occurrence de MPCs) qui laisserait penser que les MPCs seraient très impactés par l'étendue de la banquise. La **distribution régionale des nuages purement glacés est beaucoup plus homogène (Fig. III.1.6c)**. L'occurrence des nuages est corrélée à la température et l'humidité spécifique à 850 mb, en particulier dans les régions océaniques ($R^2 \sim 0.65$, anti corrélation). Des maxima d'environ 30% sont atteints en Hiver et des minima inférieurs à 10% en Été dans les régions maritimes. Enfin, les **nuages bas contenant uniquement de l'eau surfondue (USCL) sont en moyenne plus fréquents au milieu du Printemps et au début de l'Automne (~15%)**. Cependant, les

hétérogénéités régionales sont assez fortes (**Fig. III.1.6d**). Le premier pic saisonnier est bien moins intense dans les régions continentales d'Amérique du Nord alors que l'Arctique de l'Est est caractérisé par une forte occurrence d'USLC tout au long de l'Été. Une **augmentation de plus de 8% de la fraction d'USLC entre 2007 et 2016** a également été observée au dessus des mers de Beaufort et de l'Est Sibérien (**Stage de M1 d'A. Dzdich, 2022**).

Il est possible que les tendances et les hétérogénéités observées au Printemps pour les USLCs soient reliées **au transport d'aérosols d'origine anthropique depuis les plus basses latitudes**. Une autre hypothèse pourrait être que les **émissions de certains aérosols CCN par des micro-organismes marins** (nanophytoplanctons) favoriseraient, de par leurs propriétés antigél, la formation des gouttelettes d'eau surfondue au dépend des cristaux de glace [*Sellegrì et al., 2021*]. Les travaux de *Listowski et al., [2019]* suggéreraient que ce serait plutôt le cycle saisonnier des MPCs qui serait relié au cycle des bio-aérosols d'origine marine (et de leurs propriétés IN) pendant l'Été. Cependant, cette dernière étude s'est concentrée sur les mers de l'Antarctique. Une analyse plus approfondie des différents facteurs météorologiques et biogéochimiques influençant la phase thermodynamiques des nuages bas en Arctique serait donc nécessaire en se basant, par exemple, sur l'étude menée lors du **Stage de M2 et CDD CNES de Clément Bazantay (2021)** au dessus des océans austraux [*Bazantay et al., en révision 2022*] (cf. **Partie IV Prospectives**).

Tout au long de cette section, nous avons vu que la variabilité saisonnière et régionale des conditions météorologiques était en grande partie responsable des tendances nuageuses observées. Nous avons également fait l'hypothèse les **pics d'occurrences de nuages bas et des MPCs observés en Septembre-Octobre** pouvaient être corrélés à l'étendue de banquise dans certaines régions de l'Arctique. Dans *Mioche et al., [2010]*, nous avons commencé à étudier statistiquement le lien entre l'étendue de la banquise, les propriétés thermodynamiques des basses couches (température et humidité spécifique) et la couverture nuageuse (**Fig. III.1.7**).

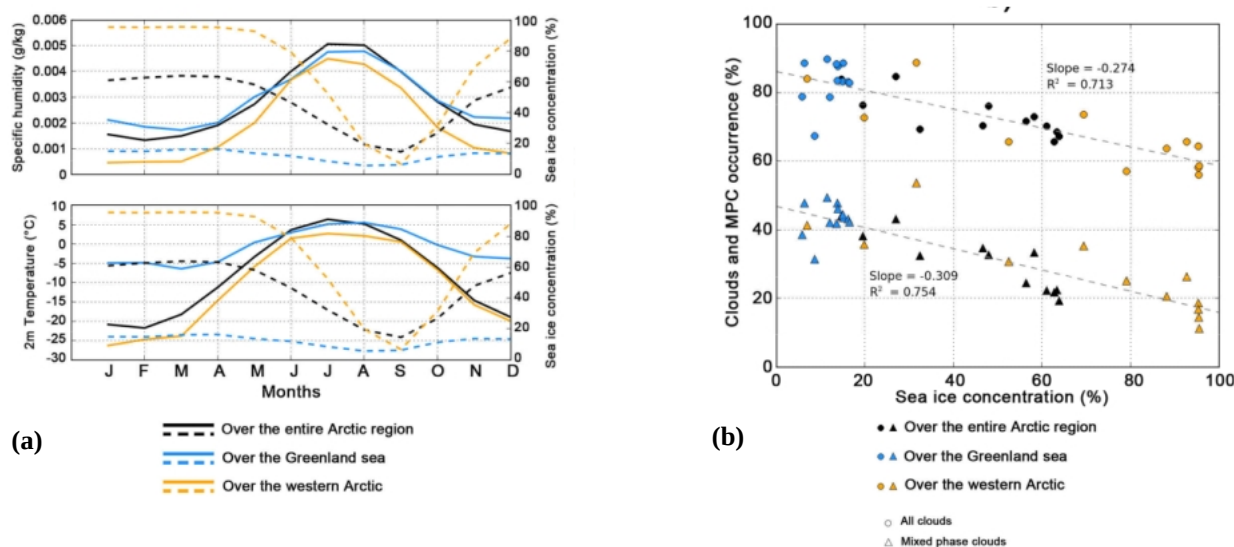


Figure III.1.7 : (a) Variabilité mensuelle de l'humidité spécifique moyennée entre 0 et 500m (lignes pleines, panneau du haut) et de la température à 2m (lignes pleines, panneau du bas) ainsi que de la concentration de glace de mer (lignes pointillées) pour tout l'Arctique (noir), la mer du Groenland (bleu) et la région de l'arctique de l'ouest (orange). Les données d'humidité et de température proviennent des réanalyses ECMWF interpolées sur la grille de DARDAR (produits DARDAR-AUX). Les données de glace de mer sont issues du NSDIC (National Snow and Ice Data Center) inclus dans les produits niveau 1 de CALIOP. (b) Fréquences d'occurrence des nuages (cercles) et des MPCs (triangles) en fonction de la concentration en glace de mer. Le même code couleur est utilisé pour identifier les régions de l'Arctique. D'après *Mioche et al., [2015]*.

Les données de concentration en glace de mer du NSIDC (National Snow and Ice Data Center, inclus dans les produits de CALIOP L1) confirment, qu'en Arctique de l'Ouest, la variabilité saisonnière de l'étendue de la banquise est beaucoup plus prononcée qu'au niveau de la mer du Groenland. En effet, La concentration en glace de mer passe de 90% en Avril à moins de 10% en Septembre au Nord du continent américain alors qu'elle est relativement stable et faible dans la région du Svalbard (entre 5% et 20%) (**Fig. III.1.7a**). Les réanalyses ECMWF montrent également que la fonte de la banquise conduit à une augmentation de la température de surface et de l'humidité dans les basses couches. Néanmoins, il est important de garder à l'esprit que l'évolution des propriétés thermodynamiques est plus vraisemblablement liée à la durée d'ensoleillement aux conditions météorologiques à plus grande échelle. En revanche, la **figure III.1.7b** montre que la **fréquence d'occurrence des nuages et des MPCs est clairement anti-corrélée** (pente de -0.3 et $R^2=0.75$) à la **concentration en glace de mer en particulier en Arctique de l'Ouest**. Ces résultats préliminaires semblent montrer que la fonte de la banquise ainsi que l'advection de chaleur et d'humidité à plus grande échelle impactent sensiblement la variabilité annuelle des MPCs en Arctique. Dans la continuité du **stage de M1 d'Aymeric Dziduch (2022)**, une analyse plus détaillée est en train d'être menée pour identifier la contribution respective de l'impact des conditions météorologiques et de l'étendue de la banquise sur l'occurrence des MPCs des basses couches atmosphériques. Cette étude se focalise sur les régions soumises à une forte variabilité saisonnière de leurs conditions de surface et se base en partie sur des observations satellites (données AMSR-2 de l'Université de Brême) plus précises de l'étendue de la banquise.

III.1.4 Résumé et conclusions du Chapitre III.1

Au cours de ces dernières décennies, la région Arctique est soumise à un phénomène d'amplification de sa température de surface. Cette augmentation, plus prononcée en Hiver et au Printemps [[Wendisch et al., 2023](#)] contribue directement ou indirectement à la fonte de la banquise par le biais de complexes mécanismes de rétroactions entre les différentes composantes du système climatique de l'Arctique. **Les nuages** et en particulier les nuages de la basse troposphère contenant de l'eau surfondue **jouent un rôle primordial sur le bilan radiatif à la surface**. Les nuages ont en moyenne un **effet de réchauffement** de la surface ($\sim 10 \text{ W/m}^2$) susceptible d'accentuer la débâcle de la banquise. Cependant, l'effet radiatif net des nuages est caractérisé par de **fortes variabilités géographique et saisonnière** qui sont en partie liées à la distribution hétérogène de la couverture nuageuse et de ses propriétés microphysiques en Arctique.

L'exploitation de quatre années d'observations CALIPSO/CloudSat nous a permis de mettre en évidence cette dépendance saisonnière de la couverture nuageuse marquée par de fortes **occurrences, de plus de 80%, à la fin de l'Été et en Automne** avec des valeurs minimales de l'ordre de **65-70% en Hiver** [[Mioche et al., 2015](#)]. Les comparaisons avec des observations effectuées depuis des sites au sol ou par télédétection spatiale ont montré que, la plupart du temps, la saisonnalité de la couverture nuageuse était respectée. Cependant, les spécificités instrumentales utilisées pour dériver les «climatologies» engendraient des biais de détection nuageuse parfois significatifs (**Section III.1.1**). De **forts contrastes régionaux** ont également été observés notamment entre les régions de l'Atlantique Nord et du Svalbard où les occurrences nuageuses sont, en moyenne annuelle, 10 à 20% plus élevées que sur l'ensemble de l'Arctique et $\sim 35\%$ de plus qu'au dessus du Groenland et du Nord du Canada. Ces disparités peuvent s'expliquer par l'efficacité plus ou moins importante du transport de chaleur et d'humidité associée à la **variabilité des conditions météorologiques et de surface** propre à chaque région (**Section III.1.2**).

Les observations de campagnes ou depuis des sites au sol s'accordent sur l'omniprésence des nuages en phase mixte (MPC) et sur leur fort impact radiatif à la surface ([Wendisch et al., \[2019\]](#), parmi d'autres). L'évaluation précise de l'effet radiatif net des **MPCs** à la surface (~ 1 à 5 W/m^2 en moyenne annuelle) reste toutefois entachée par de fortes incertitudes liées notamment à leur composition microphysique, à la difficulté qu'ont les instruments à les identifier ou tout simplement, à leur «définition». Ces problèmes nous

ont poussé, dans le cadre du projet **TOSCA EECLAT** et du **CDD CNES de Guillaume Mioche (2013-2015)** à développer une méthodologie d'analyse et de reconnaissance de ces nuages à partir des produits satellitaires DARDAR-MASK v1 (**Section III.1.3**). L'analyse de ces produits basés sur la complémentarité des observations par télédétection lidar et radar de CALIOP/CALIPSO et CPR/CloudSat, a permis pour la **première fois de quantifier la variabilité géographique et saisonnière des MPCs** sur l'ensemble de l'Arctique [*Mioche et al., 2015 ; Mioche et Jourdan, 2018*]. Les nuages en phase mixte sont présents toute l'année, en particulier de la fin du Printemps jusqu'au début de l'Hiver où ils **représentent en moyenne 50% de l'ensemble des nuages**. Les MPCs et les nuages composés d'une seule couche supérieure d'eau surfondue d'où se forment puis précipitent des cristaux de glace (**MPC-IB**) sont **essentiellement localisés, pour 70 à 80% d'entre eux, en dessous de 3 km d'altitude** (excepté en Été : 40%). Ils sont également **plus fréquents au dessus des océans libres de glace**.

Nous nous sommes plus particulièrement intéressés aux distributions spatiale et saisonnière des MPCs dans la région du Svalbard (incluant les mers qui entourent l'archipel) et de l'Arctique de l'ouest (Alaska, Canada et mers environnantes) qui sont les mieux documentés en terme d'observations long terme ou de campagnes de terrain. La **région du Svalbard est une zone favorable à la formation et la persistance de MPCs et MPC-IB** où la phase mixte est présente en moyenne dans 55% des nuages indépendamment de la période de l'année. Un **cycle saisonnier bien plus marqué est observé en Arctique de l'Ouest** où la proportion de MPCs augmente fortement du Printemps (~25-30%) jusqu'au milieu de l'Automne (60%).

Si le cycle de vie des MPCs est gouverné par des mécanismes d'interactions complexes intervenant à des échelles d'espace et de temps différentes, ces **contrastes régionaux peuvent être liés**, au premier ordre, **aux conditions environnementales** spécifiques à chaque région. Autour du Svalbard, **l'occurrence plus élevée des MPCs (de 30% à 55%) tout au long de l'année semble être liée à l'apport d'air humide** et au transport d'eaux relativement chaudes par le courant marin Nord Atlantique. Ces conditions thermodynamiques favorisent la formation des gouttelettes d'eau et l'équilibre entre l'eau surfondue et la glace. En Hiver et lors des saisons de transition, des **conditions atmosphériques stables** maintiennent, la plupart du temps, les MPCs dans les basses couches. Dans les **régions occidentales de l'Arctique**, en particulier au niveau des mers canadiennes et de Chukchi, les **MPCs représentent en moyenne entre 50% et 60% des nuages détectés** par CALIPSO/CloudSat **en Été et en Automne**. Lors de ces saisons, les mers, libres de glace, facilitent l'advection d'air doux et humide ainsi que le **transport vertical d'humidité** favorisant la formation des nuages.

Dans la continuité de ces études, nous avons repris une partie de ces analyses mais en se focalisant cette fois sur les nuages bas. Les produits DARDAR-MASK v2 ont été exploités, à partir de l'algorithme de classification développé dans le cadre du **stage de M2 et du CDD CNES de Clément Bazantay (2021)**, pour étudier la **distribution régionale et saisonnière de différents types de nuages sur huit années** entre 2007 à 2016. Les principaux résultats ont confirmé la forte occurrence (~50%) des nuages situés entre 500 m et 3 km ainsi que leur omniprésence au dessus des zones océaniques (jusqu'à 80% d'occurrence). Les **MPCs des basses couches sont caractérisés par une distribution géographique hétérogène** avec une occurrence moyenne maximale de 36% dans l'Atlantique Nord et minimale de 15% dans le Nord-Ouest Canadien. Ils présentent également une **forte variabilité saisonnière marquée par deux forts pics d'occurrence** au cœur du Printemps et en Automne (**stage de M1 d'Aymeric Dziduch, 2022**). Si le premier maximum est vraisemblablement relié aux changements des conditions synoptiques favorisant les intrusions de masses d'air chaud et humide, le second pourrait être connecté au minimum d'étendue de la banquise, en particulier dans les régions occidentales et orientales de l'Arctique. Dans *Mioche et al., [2015]*, nous avons préalablement montré que la **fréquence d'occurrence des MPCs était en effet anti-corrélée à la concentration en glace de mer**, en particulier en Arctique de l'Ouest.

Une analyse plus poussée serait nécessaire pour identifier les contributions respectives des différentes conditions environnementales sur la distribution spatio-temporelle des MPCs. Il pourrait être intéressant d'étudier l'influence de la circulation océanique ainsi que le rôle de la dynamique

atmosphérique et des dépressions arctiques. Ce dernier point fait l'objet de la campagne **RALI-THINICE** en Août 2022 au Svalbard, dans le cadre d'un projet financé par l'**ONR** (Office of Naval Research, PI G. Rivière **LMD**, collaborations **LATMOS**, **CNRM**, **LAERO**, et LaMP) et par le LEFE (projet **CYCLONICE**). Des conditions plus locales comme la proportion d'eau libre par rapport à la glace de mer ou l'impact de l'origine (liée aux sources de pollution) et la transformation des masses d'air devront également faire l'objet de futures investigations (Campagne **HALO-(AC)**³ de Mars/Avril 2022 dans le cadre d'une collaboration avec le regroupement d'**universités et d'instituts allemands (AC)**³).

Dans la **section III.1.3.4**, nous avons également rapidement mentionné la singularité de l'évolution saisonnière des nuages bas contenant exclusivement de l'eau surfondue (USLC). Ce type de nuages a été étudié dans les régions des océans austraux dans le cadre des projets **CNES EECLAT** et **SEA2CLOUD** (PI. K. Sellegri, LaMP). La méthodologie développée par **Bazantay et al., [en révision, 2023]** pour analyser les liens entre l'activité biologique marine et le partitionnement de phase thermodynamique des nuages bas pourrait être appliquée aux régions marines de l'Arctique. Nous reviendrons un peu plus en détails sur les implications de cette étude dans la **Partie IV (Prospectives)**.

Il aurait également été pertinent d'étudier la variabilité des propriétés microphysiques des nuages dans les différentes régions de l'Arctique à partir des observations CALIPSO/CloudSat (cf. **Partie IV, Prospectives**). A l'heure actuelle, la restitution non biaisée des propriétés des MPCs n'est possible que dans leurs couches purement glacées. Dans les zones nuageuses en phase mixte, la détermination du contenu en glace et en eau ainsi que la taille des hydrométéores est soumise à de très fortes incertitudes. Elle est pourtant essentielle car elle conditionne la fiabilité et la crédibilité des tentatives d'évaluation de l'effet radiatif des nuages en phase mixte depuis des observations spatiales. L'adaptation de la méthode variationnelle aux MPCs sur laquelle repose les produits DARDAR-CLOUD (produits microphysiques) fait actuellement l'objet de la thèse de Clémantyne Aubry (LATMOS, Directeur de thèse : J. Delanoë). Ce travail pourra bénéficier des résultats établis lors d'inter-comparaisons entre les produits microphysiques et des mesures *in situ* aéroportées dans les MPCs (**CDD IR CNES de Frédéric Tridon, 2021, Chapitre III.3**).

Les résultats présentés dans ce **chapitre III.1** ont apporté des éléments de réponses quantitatifs sur la variabilité de la couverture nuageuse à l'échelle régionale. Les observations par télédétection spatiale sont idéales pour identifier les conditions environnementales favorables au développement des MPCs. Elles permettent également d'évaluer la représentativité d'observations plus locales, depuis le sol ou par avion. Il n'en demeure pas moins que les observations spatiales radar/lidar présentent des limitations et des biais proche de la surface. Une validation de ces produits satellitaires avec une technique de mesure indépendante est essentielle, en particulier pour les nuages bas. L'utilisation de mesures directes *in situ* co-localisées avec le passage de l'A-train peut en partie lever certaines ambiguïtés observées sur l'identification de la phase mixte. Cette problématique sera abordée dans la **section III.3.2**. Mais la caractérisation *in situ*, à plus petite échelle, des propriétés des MPCs est avant tout essentielle pour comprendre et identifier les processus physiques qui régissent leur cycle de vie. Dans le chapitre suivant (**III.2**), nous ferons un bilan de nos travaux basés sur l'observation *in situ* des propriétés microphysiques et optiques des MPCs de couche limite.

III.2 Chapitre 2 : Propriétés microphysiques des nuages en phase mixte dans la région du Svalbard

Nous avons vu précédemment que les nuages en phase mixte avaient un impact important sur le bilan radiatif à la surface en Arctique. Leur cycle de vie résulte des interactions entre de nombreux processus locaux, microphysiques, dynamiques et radiatifs ainsi que des conditions météorologiques à plus grande échelle. Une des questions clés pour la compréhension du cycle de vie de ces nuages et leur impact radiatif concerne les mécanismes microphysiques responsables de la formation de la glace, des précipitations et des hétérogénéités spatiales de la phase thermodynamique.

Dans ce **chapitre III.2**, nous commencerons par faire un tour d'horizon, forcément incomplet, des mécanismes de formation et de développement des MPCs ainsi que de leurs propriétés générales. Nous nous focaliserons plus particulièrement sur les principaux résultats établis à partir d'observations *in situ* de leurs propriétés microphysiques (**Section III.2.1**). La distribution verticale du partitionnement de phase au sein des MPC-IB fera l'objet de la **section III.2.2**. Les propriétés des gouttelettes d'eau surfondue et des cristaux de glace seront analysés à partir d'un grand jeu de données d'observations *in situ* acquises lors des campagnes **ASTAR 2004 et 2007**, **POLARCAT** et **SORPIC** au dessus des mers libres de glace de la région du Svalbard (**Section III.2.2.1-2**). Certains mécanismes de formation et de croissance des hydrométéores seront également abordés. Pour conclure cette section III.2.2, nous tenterons de mettre en lien la distribution verticale des propriétés microphysiques des MPC-IB avec les conditions thermodynamiques et «synoptiques» expérimentées lors de ces campagnes de mesures (**Section III.2.2.3**). Quelques paramétrisations simples de la partition de phase et du nombre de cristaux fraîchement nucléés seront proposées à l'issue de la **section III.2.2.4**.

La fin de ce chapitre se consacrera à l'influence des conditions environnementales sur la structure macroscopique et microphysique des MPCs (**Section III.2.3**). Des études de cas traiteront des interactions aérosols-nuages observées lors de la campagne sol **CLIMSLIP-NyA** réalisée au sommet du Mont Zeppelin (**Section III.2.3.1**). L'influence des aérosols sur la microphysique des MPCs sera également étudiée à partir de mesures collectées lors de la campagne aéroportée **ACLOUD**. Les conditions de surface jouent un rôle particulier en Arctique et affectent la dynamique locale et la distribution des hydrométéores dans les MPC-IB. Leur impact et la façon dont elles complexifient notre compréhension des processus microphysiques liés aux aérosols seront rapidement abordés dans la **section III.2.3.2**. Enfin, nous finirons ce chapitre par quelques résultats illustrant l'hétérogénéité spatiale des propriétés microphysiques et optiques observée dans les nuages en phase mixte de couche limite (**Section III.2.3.3**).

III.2.1 État des connaissances sur le cycle de vie des MPCs en Arctique

III.2.1.1 Campagnes de mesures aéroportées

Les premières mesures *in situ* ont majoritairement été dédiées à la caractérisation des nuages d'eau liquide durant l'Été boréal [Curry, 1986 ; Dergach *et al.*, 1960 ; Koptev et Voskrenskii, 1962 ; Tsay et Jayaweera, 1984]. Quelques études avant-gardistes se sont également intéressées à la phase glace des MPCs [Curry *et al.*, 1990 et 1996 ; Jayaweera et Ohtake, 1973]. Elles ont notamment montré que les cristaux de glace pouvaient être présents dans ces nuages à des températures allant de -8°C à -20°C. Compte tenu des limites instrumentales de l'époque, aucune estimation quantitative des propriétés microphysiques des cristaux de glace ne fut alors possible.

Année	Période	Campagne aéroportée	Localisation	Références*	
1994	Septembre-Octobre	BASE	Beaufort and Arctic Storms Experiment	Mer de Beaufort	Curry <i>et al.</i> [1997]
1998	Avril-Juillet	FIRE-ACE	First International Satellite Cloud Climatology Project Regional Experiment: Arctic Clouds Experiment	Mer de Beaufort, Nord de l'Alaska	Curry <i>et al.</i> [2000]
2004	Septembre-Octobre	M-PACE	Mixed-Phase Arctic Cloud Experiment	Nord de l'Alaska	Verlinde <i>et al.</i> [2007]
2004	Mai-Juin	ASTAR 2004	Arctic Study of Tropospheric cloud, Aerosol and Radiation	Mers du Groenland et de Barents, Svalbard	Schwarzenboeck <i>et al.</i> , [2009a] Gayet <i>et al.</i> , [2007]
2007	Avril	ASTAR 2007	Arctic Study of Tropospheric cloud, Aerosol and Radiation	Mers du Groenland et de Barents, Svalbard	Gayet <i>et al.</i> , [2009a-b] Ehrlich <i>et al.</i> , [2009]
2008	Mars-Avril	POLARCAT - Spring	Polar Study using Aircraft, Remote Sensing Surface Measurements and Models of Climate, Chemistry, Aerosols and Transport	Mer de Norvège	Delanoë <i>et al.</i> , [2013]
2008	Aout	AMISA	Arctic Mechanisms of Interaction between the Surface and Atmosphere	Océan Arctique (OA), Nord du Svalbard	Persson, [2010]
2008	Avril	ISDAC	Indirect and Semi-Direct Aerosol Campaign	Mer de Beaufort, Nord de l'Alaska	McFarquhar <i>et al.</i> , [2011] Jackson <i>et al.</i> , [2012]
2008	Avril	ARCPAC	Aerosol, Radiation and Cloud Processes affecting the Arctic Climate	Nord de l'Alaska	Lance <i>et al.</i> , [2011]
2010	Mai	SORPIC	Solar Radiation and Phase Discrimination of Arctic Clouds experiment	Mers du Groenland et de Barents, Svalbard	Bierwirth <i>et al.</i> , [2013]
2012	Mai	VERDI	Study on the Vertical Distribution of Ice in Arctic clouds	Mer de Beaufort, Territoires du NW	Klingebiel <i>et al.</i> , [2015]
2013	Mars-Avril-Juillet	ACCACIA	Aerosol-Cloud Coupling And Climate Interactions in the Arctic	Mer du Groenland	Lloyd <i>et al.</i> , [2015] Young <i>et al.</i> , [2016]
2014	Mai	RACEPAC	Radiation-Aerosol-Cloud Experiment in the Arctic Circle	Mer de Beaufort, Territoires du NW	Costa <i>et al.</i> , [2017]
2017	Mai-Juin	ACLOUD	Arctic Cloud Observations Using airborne measurements in polar Day conditions	Mer du Groenland, OA, Nord du Svalbard	Wendisch <i>et al.</i> , [2019] Ehrlich <i>et al.</i> , [2019] Ruiz-Donoso <i>et al.</i> , [2020]
2019	Mars-Avril	AFLUX	Airborne measurements of radiative and turbulent FLUXes of energy and momentum in the Arctic boundary layer	Mer du Groenland, OA, Nord du Svalbard	Lüpkes <i>et al.</i> , [2019] Mech <i>et al.</i> , [2022] Moser <i>et al.</i> , [2023]
2020	Aout -Septembre	MOSAIC-ACA	Airborne component of the Multidisciplinary drifting Observatory for the Study of Arctic Climate	Mer du Groenland, OA, Svalbard	Herber <i>et al.</i> , [2020] Shupe <i>et al.</i> , [2022] Mech <i>et al.</i> , [2022]
2022	Mars-Avril	ISLAS	Isotopic links to atmospheric water's source	Mer de Norvège	
2022	Mars-Avril	HALO-(AC) ³	Arctic Air Mass Transformations During Warm Air Intrusions and Marine Cold Air Outbreaks	Mer du Groenland, OA, Svalbard	
2022	Aout	RALI-THINICE	Etude des dépressions arctiques et des interactions avec les nuages et la banquise	Mer de Norvège, Mer du Groenland	Rivière <i>et al.</i> , [2022]

Tableau III.2 : Principales campagnes de mesures aéroportées au cours desquelles des observations *in situ* des propriétés microphysiques des MPCs ont été réalisées. Les campagnes surlignées en orange correspondent à des expériences lors desquelles une partie des instruments de la PMA a été déployée. Les références ne sont pas exhaustives, seules celles relatives aux data papers ou certaines traitant des MPCs sont mentionnées.

Lors de ces dernières décennies, les progrès des techniques de mesures combinés à la mise en œuvre de projets d'envergure internationale ont permis d'améliorer notre compréhension des mécanismes régissant la structure microphysique des MPCs. Depuis 1994, près d'une vingtaine de campagnes incluant une composante aéroportée ont eu lieu, principalement en Arctique de l'Ouest ou dans l'Arctique Européen (région du Svalbard, Groenland ou Scandinavie). La plupart de ces campagnes se sont déroulées au Printemps et pour un nombre limité d'entre elles en Été ou en Automne (**Tableau III.2**). Une grande variété d'instruments a été déployée sur les avions de recherche dont notamment des sondes microphysiques *in situ* (imageurs, spectromètres de taille, néphélomètres, sondes de type fil chaud...) (cf. *Baumgardner et al.*, [2012] pour plus de détails sur les instruments) et des instruments de télédétection (radar, lidar, radiomètres, pyranomètres...). Lors de ces campagnes, les trajectoires de vols (legs horizontaux dans et hors nuages, profils en dents de scie) ont été configurées pour documenter la variabilité horizontale et verticale des propriétés nuageuses (concentrations, contenus en eau et en glace, épaisseur optique, formes des cristaux...) afin de mieux documenter les processus microphysiques intervenant dans les MPCs.

Par la suite, nous nous intéresserons plus spécifiquement aux principaux résultats établis sur le cycle de vie des nuages bas en phase mixte constitués d'une ou plusieurs strates d'eau surfondue proches du sommet et de couches inférieures de cristaux de glace (MPC-IB). Cette structure particulière a fréquemment été observée, entre 20% et 30% du temps, lors des différentes campagnes aéroportées ou depuis des sites au sol [*Shupe et al.*, 2006 ; *Gayet et al.*, 2009a et 2009b ; *Nomokonova et al.*, 2019 ; *Wendisch et al.*, 2019]. Les résultats des campagnes dans lesquelles la plateforme de mesures aéroportées (**PMA**) était engagée feront bien évidemment l'objet d'une attention particulière (essentiellement **ASTAR**, **POLARCAT**, **SORPIC** et **ACLOUD**).

III.2.1.2 Aperçu des mécanismes de formation, d'évolution et de persistance des MPCs.

Les propriétés et la longévité des MPCs résultent d'un nexus d'interactions entre des processus microphysiques, radiatifs et dynamiques et des conditions environnementales qui interviennent à des échelles spatiales différentes (locale à synoptique) avec des temps de réponses très variables. Si la plupart des modèles de prévisions et de type CRM (Cloud Resolving Model) ne sont pas capables de retranscrire l'ensemble de ces mécanismes, des simulations à fine échelle couplées à des observations *in situ* ont permis d'expliquer en partie la persistance des MPCs. Cette **persistance** est d'ailleurs d'autant plus **surprenante** que la phase mixte (coexistence de gouttelettes d'eau et de cristaux de glace) est par essence **instable d'un point vue microphysique**.

• Formation et résilience de la phase liquide

Les MPCs de la basse troposphère ont typiquement une épaisseur de 500 à 3000 m et ont souvent été observés à des températures comprises entre -30°C et -2°C [*Shupe et al.*, 2006 ; *McFarquhar et al.*, 2007 ; *Gayet et al.*, 2009b ; *Mioche et al.*, 2017]. Si les conditions de température et d'humidité sont favorables, l'activation de particules d'aérosols présentes dans les basses couches atmosphériques conduit à la formation de gouttelettes d'eau surfondue et du nuage. En effet durant les campagnes **M-PACE** et **ISDAC**, *McFarquhar et al.*, [2007] et *Jackson et al.*, [2012] ont mis en évidence une nette corrélation entre la concentration des gouttelettes (N_d) et celles des aérosols sous le nuage. Des résultats similaires ont également été observés lors de la campagne **CLIMSLIP-NyA (2012)** à la station du Mont Zeppelin (Svalbard) dans le cadre de la [thèse de Gwennolé Guyot \(2016\)](#). Suite au refroidissement provoqué par la détente adiabatique d'une parcelle d'air, l'humidité relative augmente et permet aux gouttelettes de croître par condensation de vapeur d'eau. Si les courants ascendants sont assez forts, les conditions de sursaturation par rapport à l'eau liquide favorisent la persistance et la croissance des gouttelettes d'eau surfondue dans la partie supérieure du nuage. Ce phénomène a été observé par *Verlinde et al.* [2007] qui ont mis en évidence une corrélation entre la vitesse verticale et le contenu en liquide (LWC) présent dans ces MPC-IB (campagne **M-PACE**). Le contenu en eau et l'extinction atteignent généralement un maximum proche du sommet du nuage, avec respectivement des valeurs allant jusqu'à 0.2 à 0.3 g.m⁻³ [*McFarquhar et al.*, 2007 ; *Mioche et*

al., 2017] et $30\text{-}40\text{ km}^{-1}$ (ASTAR 2007, Gayet *et al.*, [2009b], Mioche *et al.*, [2017]). La concentration et le diamètre des gouttelettes dépassent rarement les 200 cm^{-3} [Young *et al.*, 2016:] et $20\text{ }\mu\text{m}$ respectivement (ACCACIA, Young *et al.*, [2016]). Cependant, des processus de collision-coalescence peuvent conduire à la formation de bruine (drizzle) de quelques centaines de micromètres dans la partie inférieure du nuage (ASTAR 2004, Schwarzenboeck *et al.*, [2009a], Mioche et Jourdan, [2018]). En moyenne annuelle, les observations par radiométrie micro-onde ont montré que le contenu intégré en eau liquide (LWP) de ces nuages était de l'ordre de 60 g.m^{-2} , soit un LWP plus important que dans les nuages caractérisés par une seule phase (Shupe *et al.*, [2005, 2006] ; Nomokonova *et al.*, [2019] ; Wendisch *et al.*, 2019 et Mech *et al.*, [2019] durant ALOUD).

L'extension verticale du nuage est limitée par des inversions de température [Curry *et al.*, 1988 ; Sedlar et Tjernström, 2009 ; Pithan *et al.*, 2014 ; Wang *et al.*, 2020]. L'entraînement d'air sec associé à ces inversions conduit à l'évaporation d'une partie des gouttelettes [de Lozar et Muessle, 2015; Korolev *et al.*, 2017], parfois caractérisées par une distribution bimodale (VERDI, Klingebiel *et al.*, [2015]). L'évaporation des gouttes peut être contrebalancée par des **inversions d'humidité proches du sommet du nuage**, liées à l'advection de masses d'air à plus grande échelle [Nygard *et al.*, 2014 ; Pithan *et al.*, 2018 ; Nomokonova *et al.*, 2020 ; ALOUD, Viceto *et al.*, 2022]. La présence de ces inversions induit, par entraînement turbulent de l'air au dessus du nuage, une source de vapeur d'eau qui participe à la persistance de la couche d'eau surfondue (ISDAC, Solomon *et al.*, [2011] ; VERDI, de Lozar et Muessle, [2015]). Néanmoins, la maintenance de l'eau liquide est essentiellement assurée à l'échelle locale par le **fort refroidissement radiatif** infrarouge (jusqu'à 60 K par jour) des gouttelettes présentes au sommet du nuage [Harrington *et al.*, 1999 ; Morrison *et al.*, 2011, Wendisch *et al.*, 2019]. Ce refroidissement engendre une **instabilité dans les basses couches**, le déclenchement de courants ascendants turbulents et donc, de nouveau, la croissance de gouttelettes d'eau surfondue. L'enchaînement de ces processus et de ces rétroactions constitue un cycle entre l'eau liquide, la dynamique locale et le rayonnement permettant à la phase liquide de perdurer au sein du MPC même en l'absence de couplage avec des sources de chaleur ou d'humidité provenant de la surface (**boucle orange (a)** sur la **figure III.2.1**).

Les nuages en phase mixte sont souvent couplés dynamiquement avec la surface (Gierens *et al.*, [2020] ; Li *et al.*, [2017] ; ACCACIA, Young *et al.*, [2016] ; ALOUD, Stage de M2 d'Antoine Baudoux, 2022) . Dans ce cas, le rayonnement infra-rouge émis par les couches d'eau surfondue de fortes épaisseurs optiques provoque un réchauffement de la surface et un refroidissement des couches atmosphériques supérieures. Ceci conduit à une augmentation de l'instabilité et des flux de chaleurs sensibles et d'humidité (FIRE-ACE, Morrison et Pinto, [2006] ; ISDAC, Savre et Ekman, [2015]). Ces flux participent à l'apport d'énergie et d'humidité vers le système nuageux qui permet de **prolonger la durée de vie des couches d'eau surfondue** [Kalesse *et al.*, 2016] (**boucle rouge (b)**, **Fig. III.2.1**). Cette source d'humidité dépend du type de surface (eau libre, banquise, zone de transition...) et peut contrebalancer les pertes d'eau liquide ou d'humidité induite par la sédimentation des cristaux de glace ou l'absence d'inversions d'humidité au sommet du MPC [Zuidema *et al.*, 2005].

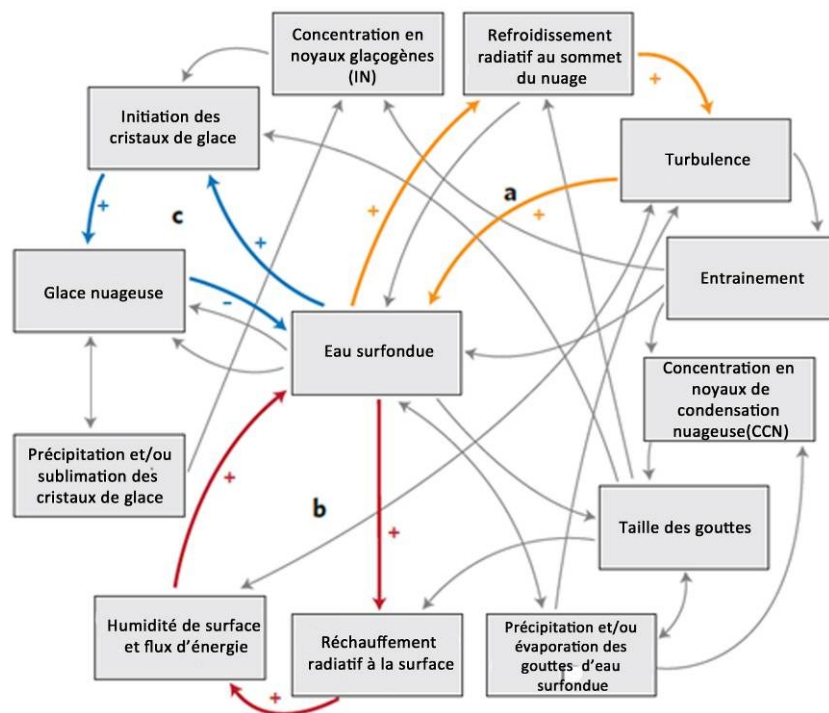


Figure III.2.1 : Réseau d'interactions entre les processus et propriétés physiques mis en jeu dans l'évolution des MPCs. Trois des principaux cycles d'interactions discutés dans cette section sont identifiés en orange (a), en rouge (b) et en bleu (c). Le sens des flèches indique la direction d'influence des interactions tandis que le signe + (ou -) rend compte d'une augmentation (ou diminution) du processus ou de la quantité réceptrice. Par exemple, une augmentation de la quantité d'eau surfondue provoque une intensification du refroidissement radiatif au sommet du nuage. Adapté par Jourdan et al., [2017] de Morrison et al., [2012].

• Processus associés à la phase glace

La compréhension et la caractérisation des processus responsables de la formation et de la croissance des cristaux de glace dans un milieu en phase mixte est **plus complexe et incertaine**. Les mesures *in situ* des cristaux de glace, en particulier ceux dont la taille est inférieure à 50 μm , sont rares et entachées d'erreurs. Ces incertitudes sont liées notamment à la fragmentation des cristaux sur les embouts des sondes microphysiques («shattering effect») ou aux limites dictées par le seuil de détection des imageurs. La discrimination entre petits cristaux et gouttelettes d'eau sphériques posent aussi des problèmes pour la plupart des instruments, notamment ceux basés sur la mesure d'un volume de particules nuageuses.

L'initiation et l'évolution de la phase glace dépend en grande partie de la concentration de noyaux glaçogènes (INP). Elle est difficile à estimer dans des conditions naturelles car les INPs ont des concentrations au moins 10^5 plus petites que celles des noyaux de condensation (CCN) [Wex et al., 2019 ; Irish et al., 2019 ; Creamean et al., 2018 ; ARCPAC, Lance et al., 2011 ; MOSAiC, Shupe et al., 2022 ; ALOUD/PASCAL, Hartmann et al., 2022 ; Gulpepe et Isaac, 2004]. Néanmoins, des avancées notables ont été réalisées ces dernières années, tant dans la caractérisation des cristaux de glace dans les MPCs que dans la compréhension de leur mode de formation et de leur évolution. Au regard des conditions thermodynamiques ($T > -40^\circ\text{C}$) favorables à l'occurrence des MPCs, l'initiation de la phase glace se fait, le plus souvent, par **nucléation hétérogène** sur des INPs (déposition de vapeur ou congélation par immersion, condensation ou par contact). En revanche, il n'y a **pas de consensus sur lequel de ces processus serait majoritairement responsable de la formation des cristaux** dans les MPCs [Vihma et al., 2014 ; de Boer et al., 2010 ; Avramov et Harrington, 2011 ; Solomon et al., 2015 ; Fan et al., 2016, Fridlin et al., 2012].

Des études de modélisation LES appliquées à des cas de MPC-IB échantillonnés durant FIRE-ACE/SHEBA, M-PACE et ISDAC semblent tout de même pointer vers des modes privilégiés de **nucléation des**

cristaux par congélation (cf. synthèse dans *Fridlind et Ackerman*, [2018]). En particulier un processus rapide comme la congélation par immersion pourrait être le mode de nucléation prépondérant dans les nuages en phase mixte caractérisés par des LWP modérés et des concentrations en cristaux importante [*Fridlind et al.*, 2012 ; *Savre et Ekman* 2015a et 2015b ; *Vali et Snider*, 2015]. Cependant, un mécanisme plus lent comme celui de la formation de cristaux par congélation suite au contact de gouttelettes d'eau surfondue avec des INPs pourrait intervenir dans les MPCs à longue durée de vie [*Fridlind et Ackerman*, 2018].

Ces études montrent également que la structure thermodynamique de la basse troposphère et les échanges de chaleur et d'humidité avec la couche limite doivent être pris en compte de façon détaillée pour bien simuler les processus de formation de la glace dans les MPCs. En effet, dans la partie supérieure du nuage, **les processus microphysiques de formation de la glace semble conditionnés par la température du sommet du MPC ainsi que par la turbulence et les taux d'entraînement** d'air [*Avramov et al.*, 2011 ; *Savre et al.*, 2015 ; *Savre et Ekman*, 2015b ; **ACLOUD**, *Chylik et al.*, 2021 ; *Järvinen et al.*, 2023]. De plus, certaines observations radar/lidar confirmeraient, qu'à des températures supérieures à -25°C , **les cristaux de glace se formeraient suite à la présence de gouttelettes d'eau surfondue** malgré les conditions de fortes sursaturation par rapport à la glace [*de Boer et al.*, 2011]. Ainsi, la formation des cristaux se ferait au dépend des gouttelettes d'eau, ce qui limiterait la croissance des particules de glace mais également la disparition complète de la phase liquide.

La croissance des cristaux de glace est, également, fortement liée à leurs interactions avec la phase liquide. Au sein des MPCs, les cristaux peuvent croître par **givrage** suite à la collection de gouttelettes d'eau. Ce **mécanisme, très efficace** dans ce type de nuage, conduit à des cristaux de forme complexe et de forte densité. Les observations effectuées à l'aide d'imageurs à haute résolution, tel que le **CPI**, ont permis de détecter la présence de particules givrées dans les couches mixtes du nuage ainsi que dans les zones de précipitations (**ASTAR**, **POLARCAT**, *Mioche et Jourdan*, [2018]). Les cristaux peuvent également croître par **dépôt de vapeur** pour former des particules «pristines» de types plaquettes, colonnes ou étoiles. Généralement, les conditions de sursaturations par rapport à l'eau liquide ne sont atteintes que très localement. Ainsi, l'évaporation des gouttelettes fournit une quantité de vapeur d'eau disponible pour la croissance des cristaux par **effet Bergeron** (processus de WBF) (**boucle bleue (c)**, **Fig. III.2.1**). **Cet effet devrait conduire à la glaciation rapide du MPC.** Mais **il est contrebalancé par les processus dynamiques** de turbulence induits par le refroidissement radiatif au sommet du nuage qui permettent de maintenir la phase liquide. La persistance de la phase mixte peut également s'expliquer par le fait que **les petits cristaux sont majoritairement présents proche du sommet du nuage** et ne provoquent qu'une faible diminution de la quantité d'eau surfondue; le flux de vapeur vers chaque cristal étant proportionnel à la taille des cristaux [*Rauber et Tokay*, 1991 ; *Westbrook et al.*, 2008]. Les courants ascendants et de subsidence qui se mettent en place favorisent également les mécanismes d'**agrégation** des cristaux de glace. Des cristaux de formes complexes et irrégulières sont ainsi observés à chaque niveau du nuage. Ceci explique en partie la faible variabilité verticale de l'IWC, de la taille et de la concentration cristaux (**ASTAR**, *Gayet et al.*, [2009a] ; **ACCACIA**, *Lloyd et al.*, [2015] ; **ASTAR**, **POLARCAT**, **SORPIC**, *Mioche et al.*, [2017]).

Dans les MPCs, des IWP médians de l'ordre de 20 à 40 g.m^{-2} ont été observés [*Shupe et al.*, 2006 ; *Nomokonova et al.*, 2019]. Les IWC s'échelonnent généralement de quelques mg.m^{-3} à 50 mg.m^{-3} pour des tailles moyennes de 50-60 μm (**ISDAC**, *McFarquhar et al.*, [2011] et *Jackson et al.*, [2012] ; *Mioche et al.*, 2017). L'estimation de la concentration des cristaux de glace (N_i) est encore plus délicate compte tenu des incertitudes liées aux moyens de mesures. **Les concentrations en nombre varient entre 0.5 L^{-1}** [*Young et al.*, 2016] **et 50 L^{-1}** [*Gayet et al.*, 2009a] avec une **médiane proche de 5 L^{-1}** pour les cristaux de taille supérieure à 100 μm (**M-PACE**, *McFarquhar et al.*, [2007] ; *Mioche et Jourdan*, [2018]). Les fortes valeurs de concentrations de «petits cristaux» observées dans certains MPCs en particulier en Été (**ACCACIA**, *Young et al.*, [2016, 2017] ; *Rangno et Hobbs*, [2001]) sont en désaccord avec les valeurs prédites par les schémas classiques de nucléation primaire de la glace [*De Mott et al.*, 2010] ou avec le nombre d'INPs mesuré. Différents mécanismes supplémentaires ont été proposés pour expliquer la sous-estimation quasi-systématique du nombre de cristaux par les modèles. Parmi les principaux processus figure la **formation**

secondaire de la glace (SIP) à des températures normalement supérieures à -8°C (cf. références dans *Field et al.*, [2017]), L'éclatement (ou splintering) des cristaux lors du givrage, la fragmentation naturelle de grosses gouttelettes d'eau lors de leur congélation ou de cristaux par collision sont autant de mécanismes pouvant contribuer à de fortes concentrations de petits cristaux. Bien que les mesures actuelles ne permettent pas de caractériser stricto-sensu ces processus de SIP, plusieurs études expérimentales semblent montrer de fortes valeurs de N_i en présence de gouttelettes d'eau de grande taille à des températures supérieures à -10°C (**M-PACE**, *Zhao et Liu*, [2022] ; **SORPIC**, *Bierwirth et al.*, [2013] ; **ASTAR**, *Gayet et al.*, [2009b] ; **FIRE-ACE** *Lawson et al.*, [2001] et *Rangno et Hobbs*, [2001] ; **ACCACIA**, *Lloyd et al.*, [2015] ; **ACLOUD**, *Järvinen et al.*, [2023]).

- **Mécanismes à l'origine de la persistance des MPCs**

Une autre propriété remarquable de ces nuages concerne leur **persistance qui peut atteindre plusieurs jours, malgré des précipitations neigeuses quasi continues** [*Shupe et al.*, 2006 et 2011]. Ces précipitations constituent pourtant l'un des principaux puits d'humidité et d'INPs. Le système nuageux peut se maintenir en équilibre en se réapprovisionnant en vapeur d'eau par des échanges avec la surface ou par entrainement d'humidité au dessus de la couche d'inversion (**ISDAC**, *Solomon et al.*, [2011]). D'autres processus peuvent également intervenir pour maintenir la phase glace malgré la perte de noyaux glaçogènes disponibles par nucléation ou sédimentation. Les mécanismes proposés incluent, par exemple, le recyclage d'INPs suite à la sublimation des cristaux sous le nuage [*Solomon et al.*, 2015]. La présence d'INPs issus de gouttelettes d'eau et qui s'activeraient moins rapidement pourrait également jouer un rôle important [*Westbrook et Illingworth*, 2013]. La congélation des gouttes par contact avec des aérosols interstitiels lessivés est aussi un mécanisme qui ne peut être écarté.

La plupart des interactions entre les processus microphysiques, dynamiques et radiatifs décrits ci-dessus interviennent à l'échelle locale avec des temps de réponse relativement court (entre quelques secondes et 1h) [*Morrison et al.*, 2012]. **L'évolution du système nuageux est également influencée par conditions environnementales**, intervenant à de plus grandes échelles spatiales et temporelles (typiquement supérieure à la journée), qui peuvent contribuer à la résilience de la phase mixte. Par exemple **l'advection de chaleur et d'humidité**, les conditions météorologiques, le **type de surface** et le **transport de particules d'aérosols** longue distance peuvent interagir avec les processus locaux pour participer à la persistance ou la modification des propriétés des MPCs [*Boisvert et al.*, 2015 ; *Sotiropoulou et al.*, 2018 ; *Savre et Eckman*, 2015b ; *Young et al.*, [2017] ; *Raut et al.*, 2017 ; *Coopman et al.*, 2018]. En particulier, des études *in situ* se sont attachées à analyser **l'influence du transport de particules de pollution sur les propriétés microphysiques de la phase liquide** des MPCs [*Jackson et al.*, 2012 ; *Lance et al.*, 2011 ; [Thèse de Gwenolé Guyot, \(2013-2016\)](#)]. Les résultats montrent que l'augmentation de la concentration d'aérosols, et donc du nombre de CCN, conduit à un accroissement de la concentration en gouttelettes d'eau et une diminution de la production et de la croissance des cristaux. Il s'en suit également une réduction du nombre de cristaux de forte densité et de leur efficacité à précipiter. Ceci permet à la phase liquide de se maintenir plus longtemps ce qui faciliterait ultérieurement l'initiation des cristaux de glace.

Nous avons vu que la persistance des MPCs de couche limite résultait d'un équilibre entre des forçages dynamiques, des échanges de chaleur et d'humidité avec la couche limite, le refroidissement radiatif au sommet du nuage ainsi que des processus de nucléation de la glace et des précipitations (cf. **Figure III.2.2**, pour plus de détails). Au sein de ces nuages, les **interactions entre la phase liquide et la phase glace contrôlent le partitionnement de phase et la longévité du MPC** [*Jiang et al.*, 2000 ; *Ovchinnikov et al.*, 2011 ; *Pithan et al.*, 2014]. Les cristaux de glace subissent des cycles de nucléation, de croissance et de sublimation conditionnés par les propres cycles des gouttelettes d'eau surfondues. Si le temps de vie caractéristique d'une parcelle en phase mixte est généralement de l'ordre d'une quinzaine de

minutes [Korolev et al., 2017], les couches en phase mixte d'un MPC peuvent persister jusqu'à plusieurs jours.

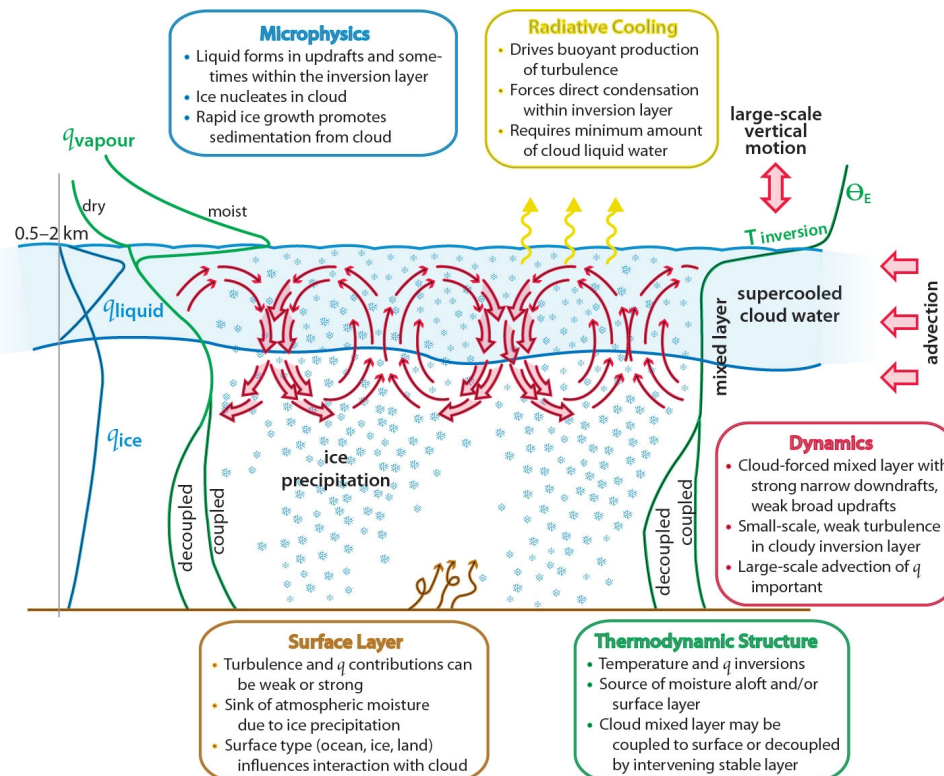


Figure III.2.2 : Illustration incomplète des principaux processus, facteurs et forçages impliqués dans le cycle de vie des nuages bas en phase mixte en Arctique. Inspirée et adaptée de Morrison et al., [2012].

La plupart des modèles n'arrivent pas à retranscrire ce réseau de processus et d'interactions intervenant à différentes échelles. En particulier, **la modélisation du cycle de vie des MPCs souffre d'hypothèses simplificatrices concernant la représentation des processus microphysiques** et donc du partitionnement de phase [Pithan et al., 2016 ; Korolev et al., 2017 ; Tan et Storelvmo, 2019]. En particulier, **le nombre de cristaux est un paramètre critique** pour comprendre le cycle de vie des MPCs car il impacte directement la structure microphysique du nuage (notamment le partitionnement eau-glace) et sa longévité [Ovchinnikov et al., 2011 et 2014 ; Morrison et al., 2012 ; Solomon et al., 2009 et 2018]. Des études de modélisation montrent qu'une légère augmentation de la concentration se traduit par une réduction significative du LWP, une glaciation rapide suivie de la dissipation du nuage [Murray et al., 2012 ; Prenni et al., 2007 ; Young et al., 2017]. Des exercices d'inter-comparaisons de modèles de climat [Komurcu et al., 2014] mais aussi de type CRM ou simple colonne [Prenni et al., 2007] ont mis en évidence de fortes **disparités entre les contenus en eau et en glace simulés** ainsi que des **différences de 5 ordres de grandeur dans les prédictions des concentrations en nombre** des cristaux. De plus dans la plupart des GCMs, le contenu en eau est largement sous-estimé dans la gamme de température où évolue les MPCs [Komurcu et al., 2014]. Les différences observées entre les modèles proviennent non seulement de la **façon de paramétrer la formation de la glace** [Fridlind et al., 2007 ; Avramov et al., 2011] mais également des **hypothèses sur la distribution dimensionnelle des cristaux** et surtout des processus sous-jacents décrivant les **interactions entre l'eau surfondue et les cristaux** [Prenni et al., 2007 ; Morrison et al., 2009a ; Ovchinnikov et al., 2014].

Ces études de modélisation illustrent que notre compréhension des processus intervenant dans le cycle de vie des MPCs n'est que parcellaire. Il est encore nécessaire d'identifier et de quantifier les paramètres clés gouvernant la persistance de ce type de nuages (cf. **Fig. III.2.2** pour quelques exemples). De plus, **les principales conclusions de cette section sur les mécanismes et les propriétés des MPCs sont déduites d'études de cas spécifiques**. Elles ne reposent pas suffisamment sur l'analyse un grand jeu de

données *in situ* dans des conditions environnementales contrastées. A notre connaissance seules les études de *McFarquhar et al.*, [2007] et *Jackson et al.*, [2012] sont issues d'une analyse statistique des propriétés microphysiques des MPCs collectées lors de plusieurs vols durant les campagnes **M-PACE** et **ISDAC**. Dans la région de l'Arctique Européen, seule l'étude de *Mioche et al.*, [2017] s'est attachée à documenter la variabilité des propriétés microphysiques des MPCs en réponse aux changements de conditions météorologiques, sur plusieurs campagnes de mesures (**ASTAR**, **POLARCAT** et **SORPIC**). Des études similaires sur les campagnes **ACLOUD** [*Dupuy et al.*, 2018 et *in prep*] ou **AFLUX** et **MOSAic-ACA** [*Moser et al.*, *in prep*] sont également en préparation. Dans la section suivante (III.2.2), nous allons un peu plus détailler les principaux résultats que nous avons obtenus sur la distribution verticale des cristaux de glace et des gouttelettes d'eau dans les MPC-IB. De nouvelles paramétrisations microphysiques seront également proposées pour une éventuelle intégration dans des modèles ou des algorithmes de restitution des propriétés nuageuses par télédétection.

III.2.2 Distribution verticale des propriétés des MPCs de couche limite au dessus des mers du Svalbard

L'amélioration de la représentation des nuages en phase mixte dans les modèles passe préalablement par une meilleure connaissance de leurs propriétés microphysiques, macrophysiques et optiques. Ce travail nécessite en particulier une caractérisation *in situ* de ces propriétés pour étudier les processus physiques dominants mais également pour établir des statistiques représentatives pouvant être comparées à des sorties de modèles ou des produits satellitaires. Ces vingt dernières années, l'équipe microphysique (MNP) et le pôle technique (IAD) du LaMP se sont fortement investis, par l'intermédiaire notamment de la **PMA**, dans la réalisation de campagnes de mesures en Arctique. Le dispositif instrumental déployé par le LaMP lors des campagnes **ASTAR** (2004 et 2007), **POLARCAT-Printemps** (2008), **SORPIC** (2010), **CLIMSLIP-NyA** (2012), **RACEPAC** (2014), **ACLOUD** (2017), **AFLUX** (2019), **MOSAic-ACA** (2020) et **HALO-AC3** (2022) a permis de documenter les propriétés microphysiques et optiques des nuages dans la région du Svalbard (hormis RACEPAC qui a eu lieu à Inuvik, Canada). La plupart de ces campagnes a été organisée par un consortium de centres recherches et d'universités allemandes (**AC³** : **AWI Bremerhaven et Potsdam**, **LIM** et **TROPOS Leipzig**, **IGM Cologne**, **IUP Brême**) avec la participation dans certains cas du **KIT** (Karlsruhe) et du **DLR** (Oberpfaffenhofen).

III.2.2.1 Observations *in situ* des MPC-IB au dessus des mers libres de glace

- **Base de données : campagnes de mesures et instrumentation *in situ***

Nous avons exploité une partie du jeu de données microphysiques acquis lors de ces campagnes pour établir des propriétés représentatives de la distribution de l'eau surfondue et de la glace dans des MPC-IB de couche limite. Ces caractéristiques ont ensuite été étudiées en fonction de l'origine des masses d'air, de la température du sommet du nuage et du type de surface. Dans *Mioche et al.*, [2017] et *Mioche et Jourdan* [2018], nous nous sommes focalisés sur l'analyse des observations *in situ* réalisées lors des quatre expériences aéroportées suivantes :

- **ASTAR (Arctic Study of Tropospheric Aerosols, clouds and Radiation experiments, 2004 et 2007)**

Les campagnes aéroportées ASTAR se sont déroulées du 15 Mai au 7 Juin 2004 (ASTAR 2004) et du 25 Mars au 19 avril 2007 (ASTAR 2007) depuis Longyearbyen (78°N, 15°E) au Svalbard. L'objectif principal de ces campagnes était de documenter les propriétés des nuages et des aérosols pour étudier les effets directs et indirects des aérosols en Arctique. Les observations microphysiques *in situ* ont été réalisées depuis l'avion Polar-2 de l'AWI. Lors de la campagne **ASTAR 2004** [*Gayet et al.*, 2007 ; Thèse de *R. Lefèvre*, 2007 ; *Schwarzenboeck et al.*, 2009a], 14 vols scientifiques ont été effectués dans des stractocumulus,

nimbostratus et altostratus principalement dans des conditions anticycloniques, dépressionnaires ou en présence de fronts. Des mesures lidar (AMALi) coordonnées avec le Polar-2 ont également été réalisées depuis le Polar-4. Pendant la campagne **ASTAR 2007** [Ehrlich et al., 2008b et 2009 ; Gayet et al., 2009a-b ; Lampert et al., 2009], 9 vols ont été entrepris dont deux synchronisés avec le passage de CALIPSO et CloudSat [Thèse de G. Mioche, 2010]. Lors de cette expérience, le lidar AMALi (AWI) et l'albédomètre spectral SMART (LIM) étaient déployés sur le même avion que l'instrumentation microphysique *in situ*. Pour ces deux campagnes, la plupart des mesures en nuages ont eu lieu au dessus de la mer du Groenland et plus marginalement vers les mers de Norvège et de Barents.

- **POLARCAT-Printemps** (POLar study using Aircraft, Remote sensing, surface measurements and models, of Climate, chemistry, Aerosols and Transport, 2008)

La campagne Printemps de la composante française du programme international POLARCAT s'est déroulée du 30 Mars au 11 Avril 2008 depuis Kiruna (68°N, 20°E) en Suède à bord de l'ATR-42 de SAFIRE. L'objectif général de ce programme, regroupant 18 pays et 22 campagnes, était de quantifier l'impact des gaz trace, des aérosols et des métaux lourds transportés vers l'Arctique sur la composition atmosphérique et le forçage radiatif de cette région du globe. La campagne printemps coordonnée par le **LATMOS** dans le cadre de l'**ANR POLARCAT-FRANCE** (PI K. Law, LATMOS, 2006-2010) avait notamment pour objectif d'étudier la brume arctique, les mécanismes de transport des aérosols et les interactions aérosols nuages [de Villiers et al., 2011 ; Quennehen et al., 2012 ; Ancellet et al., 2014 ; Law et al., 2014]. Sur les 12 vols réalisés lors de la campagne, 6 l'ont été principalement au dessus de la mer de Norvège dans des stractocumulus ou des nimbostratus dont 2 vols co-localisés avec le passage de l'A-Train [Delanoë et al., 2013 ; Thèse de G. Mioche, 2010]. En plus des sondes microphysiques *in situ*, la plateforme de télédétection active RALI (lidar LNG et radar RASTA du LATMOS) et des compteurs optiques ainsi qu'une veine CVI pour la mesure des aérosols étaient déployés sur l'ATR-42.

- **SORPIC** (SOLar Radiation and Phase dIscrimination of arctic Clouds, 2010)

L'objectif de la campagne SORPIC était d'étudier l'impact des nuages en phase mixte sur le bilan radiatif en Arctique [Bierwirth et al., 2013 ; Ehrlich et al., 2012]. Cette expérience aéroportée, initiée par le **LIM** et impliquant l'**AWI**, le **DLR**, l'Université libre de Berlin et le **LaMP**, s'est déroulée depuis Longyearbyen. 12 vols scientifiques par le Polar 5 de l'**AWI** ont eu lieu entre le 03 Mai et 17 Mai 2010 principalement au dessus des mers du Groenland et de Norvège. 9 vols ont été réalisés avec l'instrumentation *in situ* du **LaMP** dont 2 synchronisés avec le passage de CALIPSO et CloudSat. Le lidar AMALi, l'albédomètre spectral SMART, un photomètre/polarimètre AMSSP (Univ. Berlin) ainsi que la caméra hyperspectrale AisaEAGLE (LIM) faisaient également partie des instruments déployés sur le Polar 5. Les nuages échantillonnés par les sondes *in situ* étaient essentiellement des MPCs de couche limite caractérisés le plus souvent par de fort contenu en eau liquide et peu de glace.

Pour chacune de ces campagnes, l'**instrumentation microphysique *in situ*** installée sur les avions de recherche était quasiment identique. Nous nous sommes appuyés sur les sondes et les paramètres microphysiques et optiques mesurés ci-dessous pour étudier la distribution verticale des propriétés des hydrométéores au sein des MPCs :

(i) Le **Cloud Particle Imager (CPI)**, [Lawson et al., 2001]) pour la détermination de la distribution dimensionnelle **PSD**, du contenu en glace **IWC**, du diamètre effectif D_{eff} , du coefficient d'extinction σ_{ext} et de la concentration en nombre N_i de cristaux de taille comprise entre 12.5 μm (ou 25 μm) et 2.3 mm. Cet instrument permet également d'effectuer une reconnaissance et une classification de la forme des hydrométéores [Baker et Lawson, 2006 ; Thèse R. Lefèvre 2007] (cf. **Section I.1.1** de la **Partie I** pour plus de détails).

(ii) Le **Forward Scattering Spectrometer Probe (FSSP-100**, [Knollenberg, 1981 ; Baumgardner et al., 1990 et 2002]) pour la mesure de la **PSD**, du contenu en eau liquide **LWC**, de D_{eff} , de σ_{ext} et de la concentration en nombre N_w des gouttelettes d'eau de diamètre compris entre 3 et 45 μm (cf. **Section II.1.1.1** de la **Partie II**).

(iii) Le **Néphélomètre Polaire (PN**, [Gayet et al., 1997]) pour la caractérisation des indicatrices de diffusion $\sigma(\theta)$, à une longueur d'onde de 0.8 μm , d'un ensemble de particules nuageuses de taille comprise entre environ 3 μm et 800 μm . Le PN est également utilisé pour évaluer la phase du nuage ainsi que son extinction σ_{ext} (avec une erreur de 25%) et le facteur d'asymétrie g (erreur de 4%) [Gayet et al., 2002] (cf. **Section I.1.1** de la **Partie I**).

(iv) La **sonde Nevzorov** [Korolev et al., 1998] basée sur la technique du fil chaud à température constante pour restituer le **LWC**, avec une incertitude théorique d'environ 20%, et le contenu total en eau condensée **TWC** (IWC+LWC). Pour le calcul de ces paramètres, nous avons utilisé les efficacités de collection des gouttelettes et des cristaux par les capteurs LWC (fil chaud) et TWC (cône récepteur) établies par Korolev et al., [1998] et Schwarzenboeck et al., [2009b]. Cette sonde permet en principe de disposer d'une mesure «bulk» du LWC et indirectement de l'IWC. Cependant les quantités mesurées sont très sensibles à la géométrie des capteurs (angle d'ouverture du cône récepteur) et aux coefficients d'efficacité de collection [Korolev et al., 2008]. Les estimations du TWC et de l'IWC ne sont donc pas toujours représentatives du nuage échantillonné. Nous avons donc principalement utilisé le LWC mesuré par cette sonde, en particulier pour les vols où le FSSP-100 n'était pas installé.

Les incertitudes associées aux paramètres microphysiques ou optiques dérivées de ces différents instruments varient entre 4% et 80%. Les plus grandes erreurs concernent les quantités mesurées par le CPI, avec des valeurs d'au moins 50% pour N_i , 60% pour l'IWC et donc 80% pour la taille effective des cristaux. Les incertitudes sur les propriétés microphysiques de la phase liquide sont typiquement inférieures à 35% (4% pour D_{eff} , 10% pour N_w , 20% pour le LWC, et 35% pour σ_{ext} du FSSP). Nous avons également pu montrer que les biais liés aux potentiels effets de «shattering» étaient systématiquement moins importants que ces incertitudes de mesures.

• **Méthodologie d'inter-comparaison des profils verticaux**

Afin d'établir des **profils verticaux moyens représentatifs des propriétés microphysiques et optiques des MPCs dans les basses couches**, nous avons uniquement sélectionné les observations *in situ* correspondant à des séquences de descentes et de remontées de l'avion («saw tooth pattern») dans les couches nuages. De plus, seuls les nuages présents au dessus des zones où les mers du Groënland (75°N-79°N) et de Norvège (70°N-73°N) étaient libres de glace ont été conservés. Ainsi, la base de données analysée est constituée de **71 profils verticaux en nuage répartis sur 18 vols** illustrés sur la **figure III.2.3a**. Elle regroupe environ 21000 points de mesures des quantités microphysiques (**LWC**, N_w , **IWC**, N_i , D_{eff} et **PSD**) et optiques (g , σ_{ext} , $\sigma(\theta)$) dérivées des observations *in situ* à une résolution spatiale de 80 m (soit 350 min d'observations en nuage).

La présence d'un nuage ainsi que la phase thermodynamique de ses différentes couches sont déterminées à partir de seuils sur le coefficient d'extinction ($\sigma_{ext} > 0.05 \text{ km}^{-1}$) et le facteur d'asymétrie mesurés par le PN. Les **critères d'identification des hydrométéores optiquement majoritaires au sein des différentes couches d'un MPC sont basés sur les valeurs du facteur d'asymétrie** en suivant les recommandations dans Jourdan et al., [2010]. Les portions du nuages présentant une valeur de $g < 0.80$ sont considérées comme dominées par la phase glace tandis que les couches dans lesquelles $g > 0.83$ sont associées à de l'eau surfondue. Les zones nuageuses présentant de valeurs de g intermédiaires ($0.80 < g < 0.83$) sont classifiées en couches de phase mixte.

Les sommets des MPCs sélectionnés dans notre étude sont à une altitude, Z_t , qui varie entre 525 m et 2120 m. La base de la couche mixte, Z_b , dans laquelle des gouttelettes d'eau surfondue sont encore détectées par le PN, est comprise entre 400 m et 1700 m. Ainsi, au regard de ces variabilités, nous avons procédé à une normalisation des altitudes des nuages en nous inspirant de l'étude de *Jackson et al.*, [2012]. Les altitudes normalisées, Z_n , sont calculées de la façon suivante :

$$Z_n = (Z - Z_b) / (Z_t - Z_b) \quad \text{pour } Z_b < Z < Z_t \quad \text{Eq. (III.4)}$$

$$Z_n = Z / Z_b - 1 \quad \text{pour } Z < Z_b \quad \text{Eq. (III.5)}$$

avec Z , l'altitude réelle mesurée par l'avion et Z_t et Z_b , les altitudes du sommet et de la base de la couche du MPC contenant de l'eau liquide (i.e. $g > 0.8$). Ainsi, une altitude de $Z_n=1$ correspond au sommet de la couche nuageuse contenant de l'eau liquide et $Z_n=0$ à sa base (Eq. III.4). Les couches du nuage caractérisées principalement par des précipitations de cristaux sont associées à des valeurs négatives de Z_n . Le niveau de la mer correspond à $Z_n=-1$ (Eq. III.5). Cette normalisation permet donc d'obtenir des profils verticaux moyens des propriétés nuageuses comparables entre les différentes campagnes ou situations météorologiques. Les profils sont typiquement discrétisés sur 10 niveaux d'altitude Z_n .

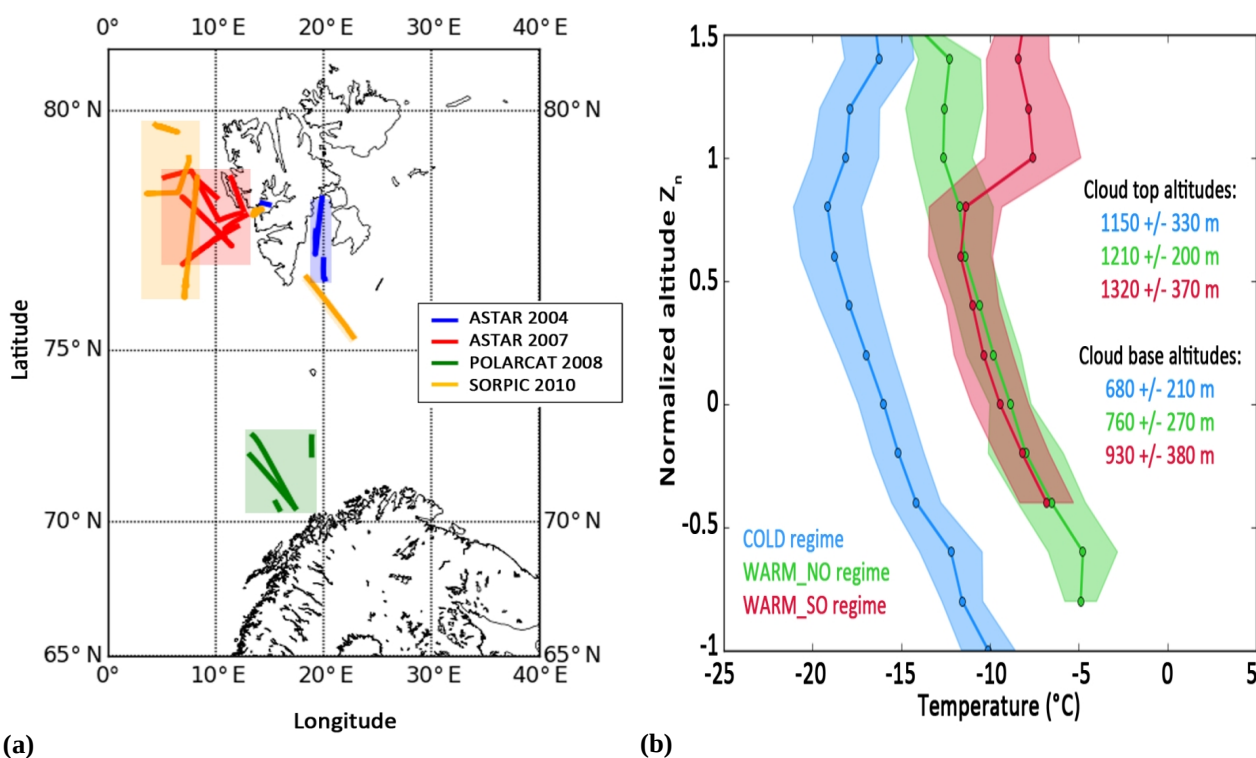


Figure III.2.3 : (a) Localisation des portions de vols au cours desquels les propriétés des MPCs ont été analysées durant les campagnes aéroportées ASTAR, POLARCAT et SORPIC. Dans leur grande majorité, les nuages observés lors des campagnes ASTAR 2004 / ASTAR 2007 étaient sous l'influence de masses d'air froid venant du Nord (COLD regime). Pour POLARCAT, les masses d'air étaient plus chaudes et originaires du Nord (WARM_NO) tandis que durant SORPIC, elles provenaient essentiellement du Sud (WARM_SO). (b) Profils verticaux de la température pour chacun des trois régimes météorologiques en terme d'altitudes normalisées (Z_n). Les surfaces colorées représentent l'écart type. Les altitudes moyennes de la base et du sommet du nuage ainsi que l'écart type correspondant sont également indiqués. D'après *Mioche et al.*, [2017].

- **Classification des «régimes thermodynamiques» des MPC-IB**

Les situations nuageuses sélectionnées correspondent à des **MPC-IB de couche limite** échantillonnés au **Printemps** au dessus de l'**eau libre**. Nous avons vu qu'au Printemps le vortex polaire s'affaiblissait, favorisant des intrusions de masses d'air en provenance des moyennes latitudes. Les conditions thermodynamiques ainsi que les concentrations en particules d'aérosols pouvaient alors être amenées à changer parfois spectaculairement. Les propriétés macrophysiques et microphysiques des MPCs sont ainsi susceptibles d'être influencées par l'origine des masses d'air [Gultepe et Isaac, 2002] et la température du sommet du nuage. Cette température est l'un des facteurs qui contrôle la production des cristaux de glace dans les MPCs [Savre et Ekman, 2015b].

La direction générale de l'origine des masses et la température du sommet des nuages ont donc été choisies pour étudier l'impact des conditions synoptiques sur les propriétés des MPCs. Dans un premier temps, les nuages sont séparés en deux catégories. Ils sont considérés comme «**froids**» («**COLD**») si la température de leur sommet est comprise entre -22°C et -15°C , et «**chauds**» («**WARM**») si elle varie entre -15°C et -8°C . Dans un deuxième temps, l'**origine des masses d'air** est identifiée à partir de l'analyse des **rétro-trajectoires** issues du modèle lagrangien **HYSPLIT** (Hybrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory model, [Stein et al., 2015]). Dans notre étude, les masses d'air provenaient soit du Nord («**NO**», Océan Arctique) de la région du Svalbard soit globalement du Sud ou Sud-Est («**SO**», Scandinavie, Europe et l'Est, Russie Occidentale). Ainsi, dans notre nomenclature, les situations labellisées «**COLD**» correspondent toutes à des **masses d'air froid en provenance du Nord** (de type «**Cold Air Outbreak**» : intrusion d'air froid). Celles référencées comme «**WARM_NO**» sont caractérisées par des **températures du sommet des nuages plus douces avec des masses d'air originaires du Nord**. Les situations «**WARM_SO**» peuvent être assimilées à des intrusions d'air plus chaud («**Warm Air Intrusions**») et plus pollué en **provenance du continent Eurasién** au Sud et à l'Est. Les profils moyens de températures associés à ces trois régimes sont illustrés sur la **figure III.2.3b**. Ils présentent des comportements relativement différents, comme par exemple, la présence d'une inversion de température très prononcée proche du sommet des nuages (en $Z_n=0.8$; $T=-10^{\circ}\text{C}$), dans les situations «**météorologiques**» de type «**WARM_SO**».

Les propriétés macrophysiques des MPC-IB montrent qu'en moyenne le **sommet des nuages se situe à une altitude de 1200 ± 310 m** et la base de la couche mixte vers 750 ± 300 m (cf. **Fig. III.2.3b** pour le détail par régime). Ces valeurs sont en accord avec les observations réalisées en Arctique de l'Ouest sur le même type de nuage par McFarquhar et al., [2007]. L'**épaisseur de la couche supérieure d'eau surfondue** varie entre 100 et 950 m avec une valeur moyenne de **450 ± 200 m**. Cette estimation est du même ordre de grandeur que la moyenne annuelle obtenue à la station de Ny-Alesund par Nomokonova et al. [2019]. On remarquera également que cette épaisseur est comparable, bien que légèrement supérieure, à celle utilisée dans les produits DARDAR-MASK (300 m dans la v1 / 360 m dans la v2) pour différencier certains pixels constitués de cristaux de glace («**ice only**» / «**high ice concentration**») de pixels d'eau surfondue («**supercooled water**») ou en phase mixte («**ice + supercooled water**») (cf. **Fig. III.1.3**). Ces aspects seront discutés plus amplement dans la **section III.3**, lors de l'évaluation des produits DARDAR-MASK à partir des mesures *in situ*.

La **figure III.2.3b** montre également que la structure verticale des MPC-IB semble être influencée par les conditions météorologiques à plus grande échelle. Sous influence d'intrusions de masses d'air continental («**WARM_SO**»), le sommet et la base du nuage ont tendance à être localisés à des altitudes plus élevées que dans un régime de type Cold Air Outbreak («**COLD**»). Si l'intensité des mouvements verticaux associée à ces régimes est probablement à l'origine de ces différences, il semble délicat de tirer des conclusions générales à ce stade. En effet, la variabilité des altitudes de sommet des MPC-IB observée reste du même ordre que l'écart type des paramètres mesurés. On notera tout de même que des tendances similaires ont été observées lors de la campagne **RACEPAC** (Inuvik, Canada) au Printemps 2014 ([Stage de M1 de Manon Rocco, 2017](#)).

III.2.2.2 Profils verticaux des hydrométéores des MPC-IB au dessus des mers de Norvège et du Groenland

La structure verticale typique d'un nuage en phase mixte de couche limite le long de la trace de CALIPSO-CloudSat est illustrée sur la **figure III.2.4**. Un exemple est présenté pour un MPC-IB associé à un régime «COLD» (masse d'air froid en provenance du Nord) observé durant la campagne ASTAR 2007. Les mesures du coefficient de rétrodiffusion atténué (β_a) permettent de mettre en évidence la présence de la couche supérieure d'eau surfondue qui atténue fortement le signal lidar et l'empêche de documenter les parties inférieures du MPC-IB (**Fig. III.2.4a**). Les bandes de fortes réflectivités radar observées par CPR/CloudSat sont, elles, caractéristiques de couches nuageuses constituées de cristaux de glace de grande dimension (**Fig. III.2.4b**). Ces régions peuvent raisonnablement être associées à des précipitations de cristaux de glace. La complémentarité des signaux lidar-radar permet d'avoir une vision d'ensemble de la distribution verticale des hydrométéores et donc de la phase thermodynamique des MPC-IB. Les profils montants et descendants réalisés par l'avion permettent d'accéder à une caractérisation *in situ* des propriétés des différentes couches du MPC-IB. Cet exemple présente à la fois l'intérêt de montrer la structure typique des MPCs échantillonnés et d'illustrer la méthodologie suivie pour établir les profils *in situ* moyens des propriétés microphysiques des nuages.

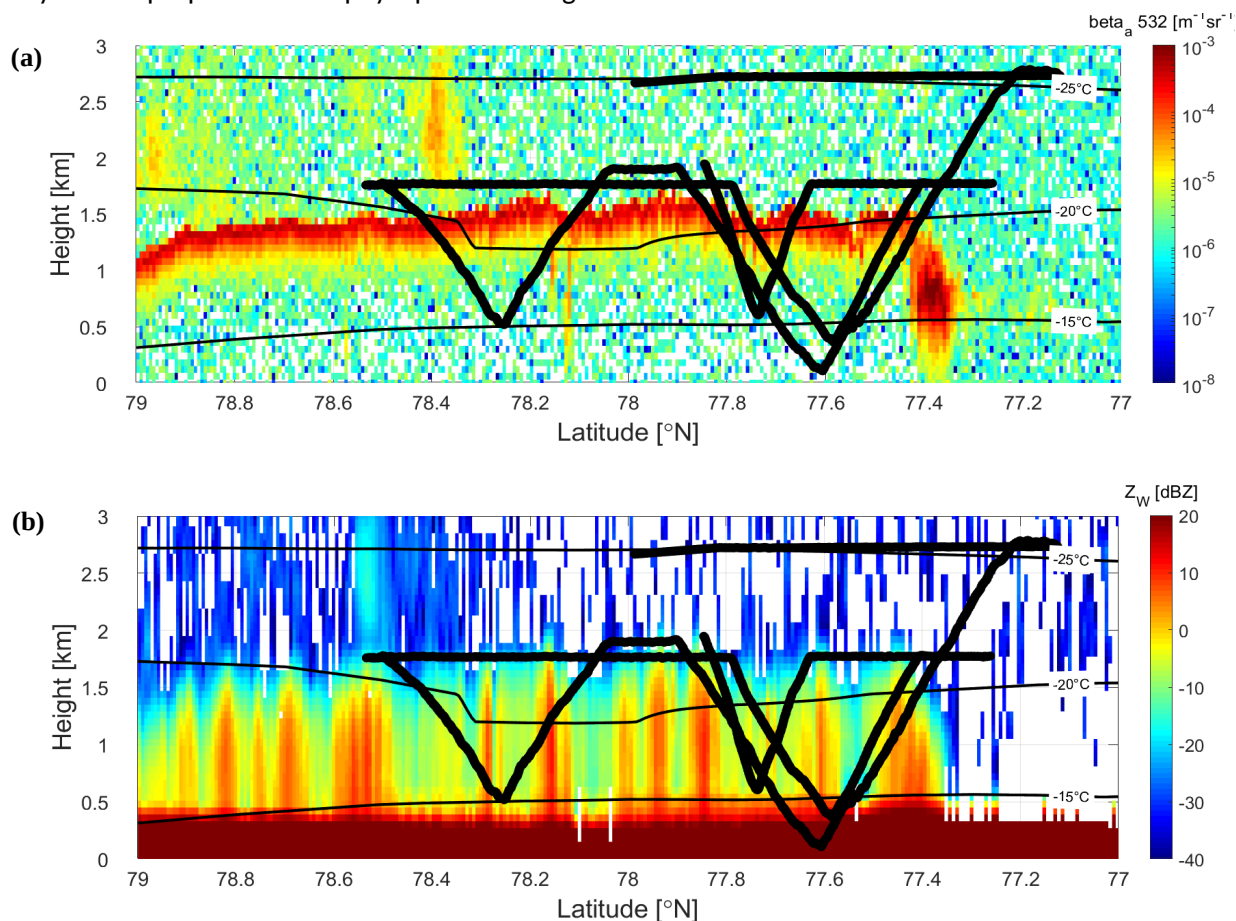


Figure III.2.4 : Structure verticale caractéristique de nuages stratiformes en phase mixte observée par le lidar CALIOP/CALIPSO et le radar CPR/CloudSat le 7 Avril pendant la campagne aéroportée ASTAR 2007. **(a)** Coefficient de rétrodiffusion atténué lidar à 532 nm (β_a) permettant de détecter la présence de couche d'eau surfondue au sommet du nuage (zone en rouge vif avec $\beta_a > 10^{-4} \text{ m}^{-1} \text{ Sr}^{-1}$). **(b)** Réflectivité radar à 94 GHz (bande W) mettant en évidence l'occurrence de cristaux de glace se formant dans la couche liquide et précipitant (bandes rouges avec Z_W compris entre 5 et 15 dBZ) jusqu'à la surface. La trajectoire de l'avion d'où sont réalisées les mesures *in situ* est représentée par les segments de droite noirs. Les isothermes à -15° , -20° et -25°C sont également indiqués.

L'analyse de l'ensemble des profils *in situ* des propriétés microphysiques des gouttelettes d'eau surfondue observées dans les MPC-IB montre que leur **contenu en eau liquide augmente rapidement avec l'altitude**. Les valeurs moyennes du LWC sont comprises entre $0.1 \text{ g}\cdot\text{m}^{-3}$ à la base de la couche contenant de

l'eau liquide ($Z_n=0$) et 0.2 g.m^{-3} proche du sommet ($Z_n \sim 0.8$, profil noir sur la **figure III.2.5A-c**). Le coefficient d'extinction suit la même tendance avec des valeurs s'échelonnant de 15 km^{-1} à 25 km^{-1} (**Fig. III.2.5A-a**).

La **concentration moyenne des gouttelettes d'eau surfondue reste quasiment constante** autour de 120 cm^{-3} (**Fig. III.2.5A-b**) tandis que leur diamètre effectif $D_{eff,w}$ croît, en moyenne, légèrement de $10 \mu\text{m}$ à $15 \mu\text{m}$ avec l'altitude (**Fig. III.2.5A-d et Fig. III.2.5A-e**). L'augmentation du LWC et du $D_{eff,w}$ avec l'altitude confirme que, dans les MPCs, les gouttelettes d'eau qui se forment suite à la détente adiabatique d'une parcelle d'air humide, croissent ensuite par condensation de la vapeur d'eau. La légère décroissance observée du LWC et de N_w au sommet du nuage est vraisemblablement provoquée par l'évaporation des gouttelettes qui est sans doute favorisée par l'**entraînement turbulent d'air plus sec situé au dessus de la couche liquide**.

Dans [Mioche et al., \[2017\]](#), nous avons comparé les valeurs observées de contenus en eau liquide avec celles calculées théoriquement sous l'hypothèse d'un soulèvement adiabatique. Les résultats ont montré que les LWC observés étaient systématiquement inférieurs (i.e. sous adiabatique) à ceux déterminés théoriquement. Cette constatation soutiendrait l'hypothèse selon laquelle la turbulence et les effets de mélange de l'air dans les basses couches atmosphériques auraient un impact important sur la répartition spatiale des gouttelettes d'eau au sein du nuage. On notera enfin que, globalement, les tendances que nous observons pour la phase liquide au dessus des mers du Svalbard sont en bon accord avec les mesures *in situ* effectuées au dessus de la Mer de Beaufort, dans des conditions météorologiques et thermodynamiques similaires (**FIRE-ACE** : [Lawson et al., \[2001\]](#) ; **M-PACE** : [McFarquhar et al., \[2007\]](#) ; **ISDAC Jackson et al., [2012]** ; **RACEPAC** : [stage de M1 de Manon Rocco, 2017](#)).

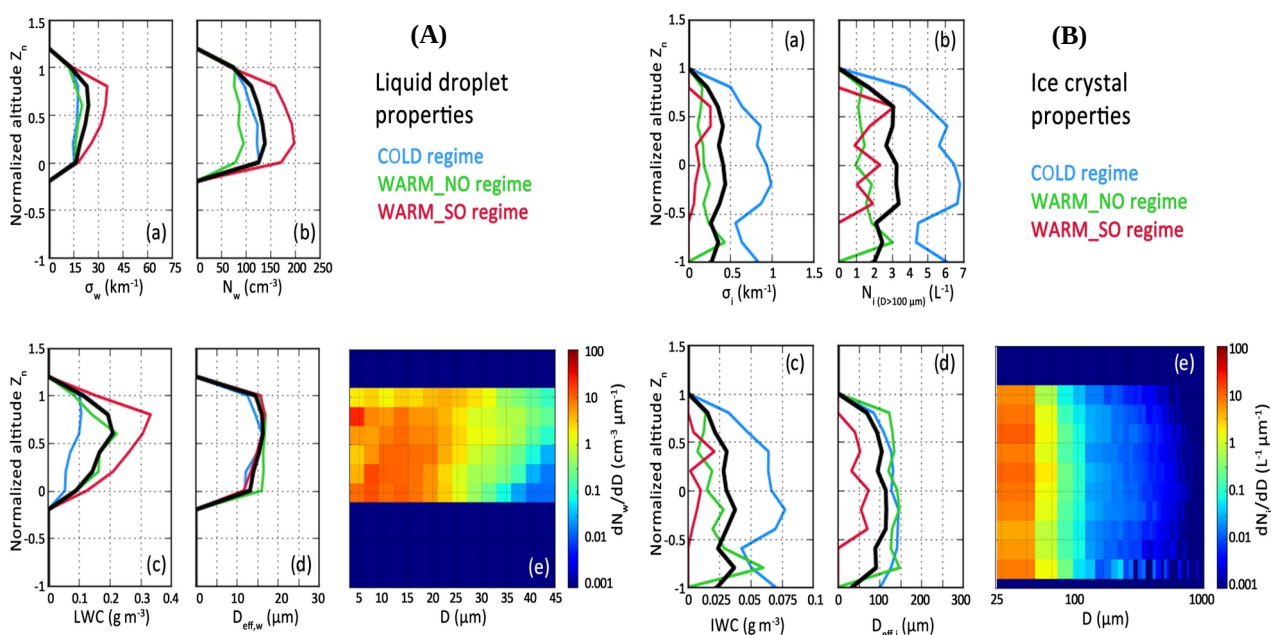


Figure III.2.5 : Distributions verticales des propriétés microphysiques et optiques des MPC-IB observées *in situ* au dessus des mer de Norvège et du Groenland. **(A)** Profils verticaux, en altitudes normalisées, des propriétés de l'eau surfondue mesurées par le FSSP-100 et la sonde Nevzorov. **(a)** Coefficient d'extinction, σ_w ; **(b)** Concentration en nombre de gouttelettes, N_w ; **(c)** Contenu en eau, LWC ; **(d)** Diamètre effectif, $D_{eff,w}$. Les profils sont présentés pour les trois régimes thermodynamiques/météorologiques établis précédemment (COLD, WARM_NO et WARM_SO) ainsi que sur l'ensemble des données (en noir). **(e)** Répartition verticale des distributions dimensionnelles moyennes des gouttelettes d'eau sur l'ensemble des campagnes. **(B)** Profils verticaux, en altitudes normalisées, des propriétés des cristaux de glace mesurées par le CPI (entre $12.5 \mu\text{m}$ et 2.3 mm). **(a)** Coefficient d'extinction, σ_i ; **(b)** Concentration des cristaux de taille supérieure à $100 \mu\text{m}$, $N_{i(D>100\mu\text{m})}$; **(c)** Contenu en glace, IWC ; **(d)** Diamètre effectif des cristaux, $D_{eff,i}$. Les profils sont également établis pour les trois régimes et pour l'ensemble des données (en noir). **(e)** Distributions dimensionnelles moyennes des cristaux sur l'ensemble des campagnes pour chaque niveau d'altitude. D'après [Mioche et al., \[2017\]](#)

La figure III.2.5B montre que les **cristaux de glace au sein des MPC-IB présentent peu de variabilité verticale**. En moyenne, les contenus en glace (*IWC*) mesurés varient entre 10 et 35 $\text{mg}\cdot\text{m}^{-3}$ (Fig. III.2.5B-c). Les diamètres effectifs des cristaux ($D_{\text{eff},i}$) sont compris entre 80 et 130 μm et les coefficients d'extinction dérivés du CPI (σ_i) sont de l'ordre de 0.3-0.4 km^{-1} (Fig. III.2.5B-d et Fig. III.2.5B-a). La **concentration des cristaux de glace de taille supérieure à 100 μm , $N_{i,(D>100\mu\text{m})}$** , est en moyenne proche de 2 à 3 L^{-1} , avec toutefois une **décroissance un plus marquée dans la partie supérieure du nuage** (Fig. III.2.5B-b). Nous avons fait le choix d'utiliser un diamètre de coupure à 100 μm afin de minimiser les effets de «shattering» dans le calcul de la concentration en nombre, suite aux recommandations proposées par [Febvre et al., \[2012\]](#).

Le fait que les propriétés microphysiques des cristaux de glace ne semblent pas présenter de dépendance directe à leur position dans le nuage a également été constaté par [Jackson et al., \[2012\]](#) durant la campagne ISDAC, au dessus de la mer de Beaufort. Le **sommet des MPC-IB semble presque exclusivement composé de gouttelettes d'eau surfondue ($Z_n=1$)**. Cependant, le profil vertical de la distribution dimensionnelle des cristaux (avec $D > 12.5 \mu\text{m}$) suggérerait que de **faibles concentrations de petits cristaux ($D < 100 \mu\text{m}$) sont tout de même observées dans les couches supérieures** des nuages (Fig. III.2.5B-e). Dans les **couches «précipitantes»** du nuage (i.e. $Z_n < -0.5$), les **propriétés des cristaux sont caractérisées par une plus forte variabilité** qui reste difficilement interprétable avec les moyens instrumentaux de l'époque (pas de sondes spécifiquement dédiées aux hydrométéores précipitants). On remarquera tout de même que des différences substantielles sont observées dans les zones de précipitations lorsque l'on s'intéresse plus spécifiquement aux conditions de formation ou d'évolution des MPC-IB. En effet, dans le régime **WARM_SO**, les **précipitations de neige sont faibles et n'atteignent que très rarement la surface ($Z_n=-1$)**. En revanche, les **MPC-IB sous influence de masses d'air froid (COLD)** sont systématiquement caractérisés par des **concentrations de cristaux et des IWC plus importants** et plus particulièrement dans les couches précipitantes.

- **Aperçu des processus de croissance des cristaux dans les MPC-IB**

L'analyse morphologique des hydrométéores détectés par le CPI nous procure quelques informations sur les principaux processus microphysiques de croissance des cristaux mis en œuvre dans les MPC-IB. Les **figures III.2.6** montrent que les **particules givrées («rimed») et les cristaux irréguliers représentent environ 80% des hydrométéores de plus 100 μm échantillonnées dans les nuage**. Les **cristaux de forme irrégulière sont observés à toutes les altitudes et températures** (Fig. III.2.6a-c). Ils contribuent pour 30 à 55% de la concentration en nombre et entre 20 et 30% de la masse totale des cristaux. La distribution verticale relativement homogène des cristaux irréguliers sous tend la mise en place de processus de croissance par agrégation. Il est également possible que des cristaux précipitants soient redistribués dans les couches supérieures du MPCs si les vitesses verticales sont suffisantes pour assurer un mélange efficace de l'air nuageux. Différents processus peuvent aussi contribuer à la présence des irrégularités de forme des cristaux. Des cycles répétés de croissance rapide et de sublimation partielle, le givrage, de fortes hétérogénéités thermodynamiques à petite échelle et la fragmentation naturelle ou artificielle pourraient être responsables de la déformation de la structure cristalline des hydrométéores nuageux (cf. **Section I.2** sur la complexité morphologique des cristaux dans la **Partie I**).

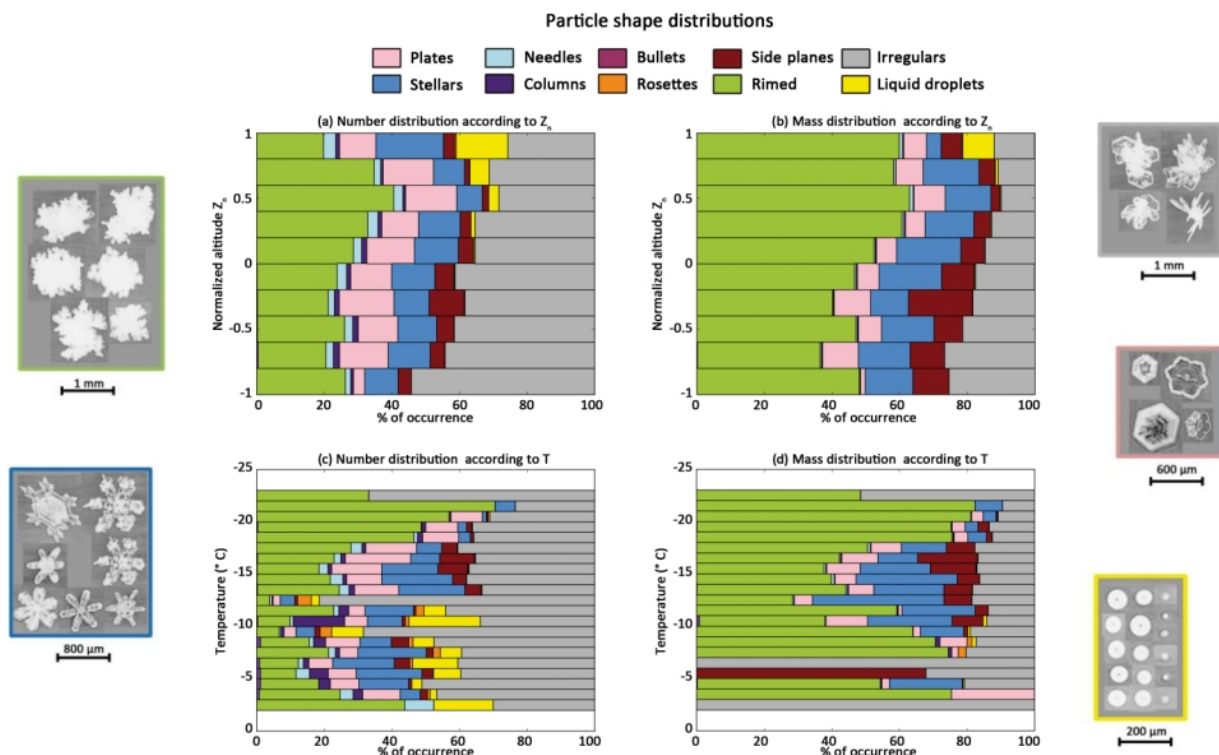


Figure III.2.6 : Classification CPI de la forme des hydrométéores de taille supérieure à 100 µm. (a) et (b) Classification en nombre et en masse en fonction de l'altitude normalisée Z_n . (c) et (d) Classification en nombre et en masse en fonction de la température des couches nuageuses. Les hydrométéores sont ceux observés par le CPI dans des nuages en phase mixte simples couches durant les campagnes *ASTAR 2004 et 2007*, *POLARCAT* et *SORPIC*. Des images représentatives de des principales classes morphologiques obtenues par le CPI sont également fournies avec le code couleur associé (particules givrées, dendrites, cristaux irréguliers, plaquettes et gouttelettes d'eau surfondue). Adaptée de *Mioche et al., [2017]* et *Mioche et Jourdan [2018]*

Les **particules givrées sont plus particulièrement présentes dans les couches nuageuses froides ($T < -18^\circ\text{C}$) contenant de l'eau surfondue ($Z_n > 0$)**. Dans ces couches, elles représentent environ 40% du nombre et plus de 60% de la masse portés par les cristaux de glace de taille supérieure à 100 µm (Fig. III.2.6a-b). La forte proportion de ce type de cristaux est révélateur de l'**efficacité des processus d'accrétion et des fortes interactions entre cristaux de glace et gouttelettes d'eau dans les couches supérieures** des MPC-IB. L'important givrage des cristaux ainsi que leur croissance au dépend des gouttelettes (effet WBF) est cohérent avec l'observation de profils verticaux du **LWC fortement sous adiabatiques** dans les couches en phase mixte ($0 < Z_n < 0.8$) [*Mioche et al., 2017*], ainsi qu'avec les résultats établis auparavant par *Jackson et al., [2012]*. Un fait remarquable concerne également la **proportion significative** (environ 20 à 35%) **de cristaux de glace de forme régulière de type plaquettes ou dendrites** à tous les niveaux d'altitude (Fig. III.2.6a). La présence de ces cristaux «pristine» témoigne de l'**efficacité des mécanismes de croissance par diffusion de vapeur** (préférentiellement selon l'axe a des cristaux), dans des conditions thermodynamiques où le processus WBF est actif.

Si certaines études de référence ont montré que la grande majorité des cristaux était de forme irrégulière [*Korolev et al., 1999 ; McFarquhar et al., 2007*], des mesures réalisées dans le cadre de la campagne au sol *CLIMSLIP-NyA 2012* (Mont Zeppelin, Ny-Alesund Svalbard) ont également permis de mettre en évidence la présence importante de cristaux de forme «pristine». En effet, nous avons fréquemment observé des cristaux dendritiques, de dimension de l'ordre de 500 µm et pouvant contribuer jusqu'à 40-50% de la masse totale des hydrométéores, dans les couches précipitantes de MPC-IB, à des températures inférieures à -10°C (cf. *Thèse de Gwenolé Guyot, 2016* ou *Guyot et al., [2017]*). Les zones mixtes bien mélangées de ces nuages étaient quant à elles caractérisées par une coexistence de gouttelettes d'eau surfondue et particules givrées de taille proche de 200 µm. Les analyses de l'évolution

temporelle des PSDs et de l'humidité mesurées à la station du mont Zeppelin nous avaient permis de conforter l'hypothèse d'un **régime prépondérant de coexistence stable** ($RH_w > 100\%$ et $RH_i > 100\%$, Korolev *et al.*, [2017]) dans certaines couches du nuage lorsque les températures étaient comprises entre -5°C et -10°C . Ce régime particulier avait également été observé par Costa *et al.*, [2017] lors de la campagne RACEPAC. Ces résultats complémentaires confirment donc que l'hétérogénéité observée des distributions morphologiques des cristaux de glace est vraisemblablement le résultat d'une combinaison de plusieurs mécanismes de croissance des cristaux de glace (agrégation, givrage, processus WBF).

III.2.2.3 Influence des conditions « météorologiques » sur les propriétés microphysiques des MPC-IB

Les propriétés microphysiques des MPC-IB sont certes conditionnées par les variabilités thermodynamiques et dynamiques locales mais peuvent également être en partie influencées par les conditions synoptiques à plus grande échelle. La **figure III.2.5B** montre que les MPCs qui se forment ou évoluent dans des régimes de masses d'air froid venant du Nord (COLD) sont caractérisés par des valeurs de contenu et de concentration en glace beaucoup plus élevées (IWC et N_i montant jusqu'à 75 mg.m^{-3} et 7 L^{-1} , respectivement) que ceux sous influence de masses d'air plus doux (WARM_NO et WARM_SO). En revanche, les contenus en eau de ces MPC-IB sont beaucoup plus faibles ($0.05 < LWC < 0.1 \text{ g.m}^{-3}$), en particulier par rapport aux nuages impactés par un régime de type WARM_SO ($LWC \sim 0.25 \text{ g.m}^{-3}$, $N_w \sim 175 \text{ cm}^{-3}$, Fig. III.2.5A). Dans ces situations d'intrusions de masses d'air doux d'origine continentale, la taille et le nombre de cristaux semblent être trop faibles pour efficacement consommer les gouttelettes d'eau par effet Bergeron ou par givrage [Pruppacher et Klett, 1978 ; Borys *et al.*, 2003]. Les cristaux n'atteignent pas la masse critique pour précipiter jusqu'à la surface (Fig. III.2.5B). Cette hypothèse est confirmée par des valeurs de LWC plus proches de l'adiabatisation dans ces situations, ainsi que par la présence de quelques grosses gouttelettes et le faible nombre de particules givrées [Mioche et Jourdan, 2018].

La comparaison des profils WARM_NO et COLD reportés la **figure III.2.3b** montre que la température du sommet des nuages semble jouer un rôle central dans la distribution verticale du partitionnement de phase. Nos résultats suggèrent en effet que la température du sommet des MPC-IB est l'un des paramètres clés contrôlant la formation et la croissance des cristaux ainsi que leur efficacité à précipiter. L'origine des masses d'air et plus particulièrement la quantité d'aérosols de type CCN ou INP est également susceptible d'être facteur important pour expliquer la variabilité des propriétés microphysiques observées dans les MPCs comme l'ont montrée par exemple Gultepe et Isaac, [2002], Lance *et al.*, [2011] et Coopman *et al.*, [2018]. Dans notre étude nous ne disposons que de mesures de concentration d'aérosols à la station du Mont Zeppelin ou durant la campagne POLARCAT (correspondant à la plupart des situations de type WARM_NO).

Ces observations ont montré que les masses d'air originaires du Nord (WARM_NO et COLD) étaient systématiquement associées à de faibles concentrations d'aérosols ($N_{aer} \sim 200 \text{ cm}^{-3}$). Les masses d'air en provenance du Sud ou du Sud-Est (WARM_SO) présentaient des concentrations supérieures ($N_{aer} \sim 330 \text{ cm}^{-3}$), probablement liées au transport grande échelle de pollution [Tunved *et al.*, 2013]. Les MPCs sous influence de masses d'air plus polluées sont caractérisés par des coefficients d'extinction et des concentrations de gouttelettes d'eau bien plus importantes que dans des conditions plus propres. Ces tendances pourraient expliquer l'observation de plus forts contenus en eau surfondue dans les situations WARM_SO que dans celles de type WARM_NO (Fig. III.2.5A). En effet, une plus grande quantité de petites gouttelettes pourrait conduire à une réduction de l'efficacité du processus de givrage et du contenu en glace (par effet indirect de givrage) et donc contribuer à l'observation de LWC et d'extinction plus importants.

Nos principaux résultats sont dans la lignée de ceux obtenus dans la région de l'Arctique de l'Ouest. En effet, les profils des propriétés de la phase glace (IWC et N_i) obtenus pour des situations avec des masses d'air en provenance du Nord sont comparables à ceux obtenus durant M-PACE où les concentrations d'aérosols étaient faibles [McFarquhar *et al.*, 2007]. Les propriétés de la phase glace et de la phase liquide des MPC-IB sous influence d'intrusions de masses d'air chaud du Sud (WARM_SO) sont, quant à elles, plus proches des observations ISDAC caractérisées par un transport de pollution plus fréquent [Jackson *et al.*,

2012]. Ces derniers ont suggéré que, dans ces situations, les faibles concentrations observées de cristaux pourraient être dû à l'augmentation de la concentration d'aérosols. Le nombre d'aérosol pouvant agir comme noyaux de condensation (CCN) serait alors plus grand et conduirait également à une **diminution de la taille des gouttelettes et de l'efficacité de la production secondaire de la glace** (effet indirect thermodynamique) [Rangno et Hobbs, 2001].

Une étude plus approfondie serait nécessaire pour réellement identifier et mieux comprendre les mécanismes de formation, de croissance et d'interactions des gouttelettes d'eau avec les cristaux de glace au sein des MPC-IB. Une étape importante consisterait à **quantifier les concentrations d'INP et de CCN** pour étudier les interactions aérosols-nuages mais également de disposer d'observations de vitesses verticales fiables et à haute résolution afin de **caractériser les processus dynamiques à l'échelle du nuage**. Enfin, des **mesures d'humidité et de flux de surface** (radiatif, quantité de mouvement, turbulent) seraient également importantes pour évaluer la validité de nos hypothèses sur les processus microphysiques régissant le cycle de vie des MPCs. La plupart de ces observations sont maintenant disponibles dans les campagnes plus récentes (**ACLOUD, AFLUX, MOSAiC-ACA, HALO-AC3, RALI-ThinIce**) que nous avons commencées à analyser. Nous discuterons brièvement de l'apport de ces nouvelles données dans la **section III.2.3**.

III.2.2.4 Quelques propositions de paramétrisations microphysiques en phase mixte

Nous avons vu précédemment que les observations *in situ* nous ont permis d'effectuer une caractérisation détaillée des distributions verticales des propriétés microphysiques et optiques des gouttelettes d'eau et des cristaux de glace présents dans les MPC-IB. Nos résultats ont montré que ces propriétés étaient en partie liées aux conditions thermodynamiques ou environnementales, comme la température du sommet du nuage ou l'origine des masses d'air. La **compilation d'un jeu de données homogène**, établi dans des situations météorologiques relativement contrastées, **nous permet également de proposer des paramétrisations de certaines propriétés clefs caractérisant les MPC-IB**. Ces paramétrisations peuvent être utilisées pour évaluer les sorties modèles ou les produits de restitution microphysique par télédétection. Dans *Mioche et al., [2017]*, nous nous sommes focalisés sur le développement de 4 paramétrisations qui nécessitent des améliorations dans les régions de l'Arctique [Morrison et Pinto, 2006 ; Kuhn et Heymsfield, 2016 ; Tan et Storelvmo, 2016 ; Young et al., 2017 ; Wolf et al., 2019 ; Tjernström et al., 2021]. Ces paramétrisations concernent :

- (i) Les relations entre l'IWC et le LWC avec le coefficient d'extinction σ_{ext}
- (ii) Des liens entre les contenus intégrés IWP et LWP avec la température du sommet du nuage (T_{top})
- (iii) La dépendance du nombre de cristaux N_i avec la température
- (iv) La fraction d'eau liquide, LWF (Liquid Water Fraction) en fonction de l'altitude et de la température de la couche nuageuse.

Les relations entre les contenus en eau liquide ou en glace et le coefficient d'extinction ou la température sont particulièrement importantes pour le calcul des propriétés radiatives des nuages et pour contraindre ou développer des méthodes de restitution des propriétés microphysiques [Heymsfield et al., 2005 ; Waliser et al., 2009]. **La plupart des paramétrisations ont été développées à partir d'observations dans des nuages en phase glace** sur de grandes gammes de température (entre -65°C et 0°C) [Heymsfield et al., 2005 ; Hogan et al., 2006 ; Protat et al., 2007 et 2016]. Seules quelques unes d'entre elles concernent les contenus en eau intégrés des nuages en phase mixte en Arctique, et quasi-exclusivement dans la région de l'Alaska [Hobbs et al., 2001 ; Pinto et al., 2001 ; Shupe et al., 2006].

Les observations *in situ* que nous avons entreprises lors des campagnes **ASTAR, POLARCAT** et **SORPIC** nous emmènent à proposer les relations **IWC - σ_{ext}** et **LWC - σ_{ext}** suivantes pour des MPC-IB présents au dessus des mers du Svalbard, à des températures comprises entre -24°C et 0°C :

$$IWC = 0.076 \sigma_{ext}^{1.06} \quad \text{et} \quad LWC = 0.0016 \sigma_{ext}^{1.31} \quad \text{Eq. (III.6)}$$

Dans ces relations, les contenus en glace et en eau liquide sont exprimés en g.m^{-3} et le coefficient d'extinction mesuré par le PN dans les couches de glace ou d'eau surfondue, σ_{ext} , en km^{-1} . Ces relations sont quasi-linéaires avec des coefficients de corrélations de l'ordre de 0.88-0.89. Nos analyses montrent que la prise en compte de la température dans ces relations n'améliore pas sensiblement la précision de l'ajustement. La comparaison de cette paramétrisation IWC - σ_{ext} avec les relations obtenues pour des cirrus des moyennes latitudes (**Tableau II.3, Section II.1.2 de la partie II**) permet de mettre **en évidence le rôle particulier que jouent les processus de givrage dans les MPC-IB**. Des contenus en glace dix fois plus importants sont obtenus pour les MPC-IB en utilisant cette relation (**Eq. III.6**) plutôt que celle développée pour les cirrus *in situ*. En effet, on peut s'attendre à ce que l'accrétion de givre sur les cristaux de glace dans les MPC-IB conduise à une augmentation de leur densité et de l'IWC moyen.

Les profils verticaux du LWC et du IWC nous ont également permis de calculer les contenus intégrés en eau liquide (LWP) et en glace (IWP) lors des phases ascendantes et descendantes de l'avion. Nos résultats montrent que **l'IWP décroît fortement lorsque la température du sommet du nuage augmente**. Les valeurs d'IWP passent de 30-50 g.m^{-2} à -20°C , à 0 ou 1 g.m^{-2} pour des températures supérieures -8°C . Le LWP fluctue plus erratiquement entre un maximum de 100 g.m^{-2} à -13°C et un minimum de 15 g.m^{-2} à -18°C . Ces valeurs sont globalement en accord avec les observations «sol» effectuées à Barrow ou au niveau de la mer de Beaufort [Shupe et al., 2006]. Les LWP dérivés de nos observations aéroportées sont, toutefois, en moyenne supérieurs à ceux mesurés dans la région de l'Alaska. Cette tendance a également été mise en évidence ultérieurement par Nomokonova et al., [2019] à l'aide d'observations du LWP effectuées par radiométrie micro-onde passive depuis la station de Ny-Alesund (Svalbard). **Ces grandeurs et leur variabilité sont souvent très mal simulées dans les modèles** de prévisions numériques du temps [Tjernström et al., 2008 et 2021 ; Klein et al., 2009] ou de climat [Karlsson et Svensson, 2011 et 2013 ; Forbes et Ahlgrimm, 2014]. Une des raisons est que ces modèles ont des **difficultés à correctement représenter le partitionnement de phase** ainsi que la formation et la croissance des hydrométéores dans les nuages en phase.

La plupart des modèles utilisent des paramétrisations de la phase thermodynamique basée sur la température. Ils ont une tendance à sous estimer la fraction d'eau surfondue ($\text{LWF} = \text{LWC}/\text{IWC}$) dans les MPCs [Komurcu et al., 2014 ; Klein et al., 2009]. A partir de mesures *in situ* réalisées dans le cadre de la campagne M-PACE, McFarquhar et al., [2007] ont proposé des **paramétrisations du LWF en fonction de l'altitude normalisée Z_n ou de la température**. Shupe et al., [2006] ont, quant à eux, établi une relation entre le LWP/TWP et la température du sommet du nuage, T_{top} , à l'aide de mesures de télédétection au sol. Sur les **figures III.2.7** sont reportées les distributions de la fraction d'eau surfondue obtenues au dessus des mers du Groenland et de Norvège ainsi que les paramétrisations de McFarquhar et al., [2007] dérivées de mesures effectuées en Arctique de l'Ouest. Nos observations semblent indiquer que des relations linéaires entre le LWF, l'altitude normalisée et les températures peuvent être établies (cf. équations sur les **figures III.2.7a-b-c**). Le **LWF augmente avec l'altitude pour atteindre un maximum de l'ordre de 80% vers le sommet** de la couche liquide du nuage (**Fig. III.2.7a**). Dans les MPC-IB, la phase mixte est détectée dans la plupart des couches nuageuses localisées au dessus des zones de précipitations (i.e. $50\% < \text{LWF} < 70\%$ pour $0 < Z_n < 0.7$). On remarque également que le LWF est caractérisé par une forte variabilité horizontale, matérialisée par des écarts types conséquents (barres horizontales sur **Fig. III.2.7a**).

La **relation LWF - Z_n** que nous obtenons est sensiblement différente de celle obtenue par McFarquhar et al., [2007]. Si les MPCs sélectionnés pour leur étude présentaient des valeurs de N_i et de LWC comparables à celles de nos observations, la taille des cristaux échantillonnés était en moyenne deux fois plus petite que lors des campagnes dans la région du Svalbard. Ces différences au niveau de la taille des cristaux et donc du IWC, couplées aux disparités des conditions synoptiques de formation des MPCs sont susceptibles d'expliquer une partie des écarts observés.

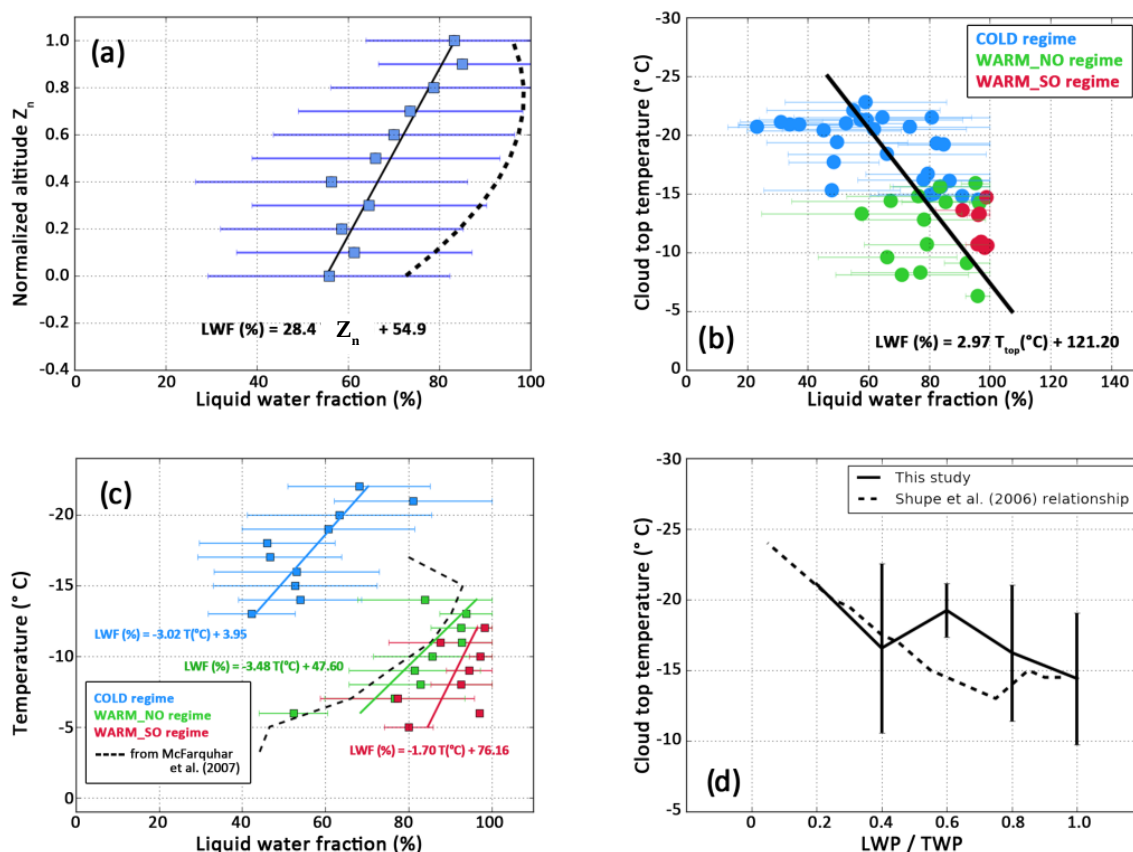


Figure III.2.7 : Paramétrisations de la fraction d'eau surfondue dans des MPC-IB, établies à partir des observations aéroportées ASTAR, POLARCAT et SORPIC au dessus des mers de Norvège et du Groenland. Distributions de la fraction d'eau liquide ($LWF=LWC/TWC$) en fonction (a) de l'altitude normalisée Z_n , (b) de la température du sommet du nuage T_{top} , (c) de la température de la couche nuageuse. Les courbes pointillées sur les panneaux (a) et (c) correspondent aux paramétrisations de McFarquhar et al., [2007] tandis que les droites en trait plein sont relatives aux paramétrisations développées dans Mioche et al., [2017]. (d) Rapport entre le contenu intégré en eau liquide (LWP) et le contenu intégré total ($TWP=LWP+WIP$) par rapport à la température du sommet du nuage. D'après Mioche et al., [2017]

Comme nous l'avons vu précédemment, la quantité de cristaux de glace dépend fortement de la température du sommet du nuage. Malgré la forte variabilité des données, une relation linéaire est obtenue entre le LWF et cette température (Fig. III.2.7b). La **fraction d'eau liquide augmente avec la température du sommet du nuage**. Cette tendance est inversée si l'on considère son évolution par rapport à la température de chaque couche nuageuse (Fig. III.2.7c). Ceci confirme l'intérêt d'aller vers **une paramétrisation de la phase thermodynamique des MPC-IB avec la température du sommet**. En effet, sur la figure III.2.7c, on remarque que les pentes des relations LWF-T sont similaires quel que soit le régime météorologique considéré. Cependant, les biais (différences des ordonnées à l'origine) sont conséquents entre les situations associées à des masses d'air froid et celles correspondant à l'arrivée de masses d'air plus doux. On notera également que la paramétrisation de McFarquhar et al., [2007] tend à se rapprocher de la relation obtenue pour des situations WARM_NO. Ce comportement semble cohérent avec les conditions atmosphériques relativement «propres» et «douces» ($-3^{\circ}\text{C} < T < -17^{\circ}\text{C}$) observées durant la campagne M-PACE.

L'analyse des contenus en eau intégrés (LWP et TWP) est soumise à de plus grandes incertitudes (Fig. III.2.7d). Elle permet néanmoins de montrer que les tendances observées lors des campagnes ASTAR, POLARCAT et SORPIC sont similaires à celles obtenues par Shupe et al., [2006] durant l'expérience SHEBA (Mer de Beaufort) et plus récemment par Nomokonova et al., [2019] à Ny-Alesund. Sans surprise, l'IWP domine les nuages froids dont la température au sommet est proche de -20°C ($LWP/TWP < 0.4$), tandis que le LWP devient prépondérant à partir de -15°C ($LWP/TWP > 0.8$).

Le développement de paramétrisations permettant de relier le nombre de cristaux nouvellement nucléés aux propriétés thermodynamiques de l'air nuageux constitue un enjeu de taille pour réduire les incertitudes associées à la représentation du partitionnement de phase et des processus impliquant la phase glace dans les modèles. La nucléation hétérogène de la glace fait l'objet d'intenses activités de recherche tant au niveau de la caractérisation des propriétés des INPs qu'au niveau du développement de schémas microphysiques (cf. résumé des principales avancées dans *Kanji et al.*, [2017]). Cependant peu d'études se sont spécifiquement intéressées aux MPC en Arctique. Dans *Mioche et al.*, [2017], nous avons cherché à **établir une relation simple entre le nombre de cristaux «nucléés» et les conditions thermodynamiques de formation des MPC-IB** (sans considérer le nombre d'aérosols disponibles). Au regard, des limites d'échantillonnage et des incertitudes du CPI, nous avons choisi d'utiliser la **concentration maximale de cristaux de glace de taille supérieure à 100 μm ($N_{i,max}$)** obtenue pour chaque profil vertical pour représenter le nombre de cristaux pouvant se former par nucléation hétérogène.

La **figure III.2.8** montre que cette **concentration maximale de cristaux $N_{i,max}$ présente une dépendance exponentielle à la température du sommet du nuage T_{top}** . Malgré une corrélation relativement faible de 0.43 et la forte variabilité des observations, nous avons pu établir la paramétrisation suivante :

$$N_{i,max} = \exp(-0.191 T_{top} - 1.134) \quad \text{avec } N_{i,max} \text{ en } \text{L}^{-1} \text{ et } T_{top} \text{ en } ^\circ\text{C} \quad \text{Eq. (III.7)}$$

Comparée à trois schémas de nucléation primaire de la glace (courbes pointillées de couleur sur **Fig. III.2.8**), notre relation s'approche de celle développée par *Meyers et al.*, [1992]. Notre paramétrisation suit le même comportement que celle de *Meyers et al.*, [1992], qui reste incluse dans l'intervalle de confiance de notre relation $N_{i,max} - T_{top}$. On notera tout de même que ces deux paramétrisations s'éloignent sensiblement l'une de l'autre lorsque $T_{top} > -15^\circ\text{C}$. Par exemple, des différences de concentrations de cristaux du simple au double sont atteintes à des températures de -10°C . Des disparités bien plus marquées sont observées avec les paramétrisations de *Cooper* [1986] et de *Young et al.*, [2017]. Le nombre de cristaux prédit en utilisant ces paramétrisations est en moyenne d'un ordre de magnitude plus bas que celui obtenu sur la base de nos observations.

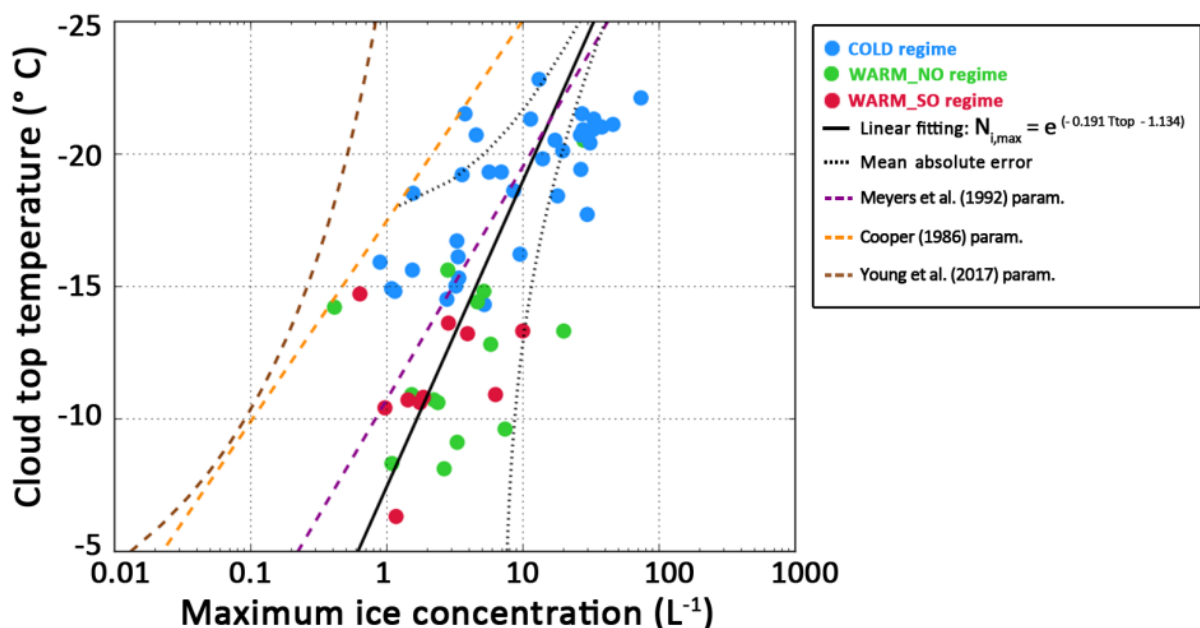


Figure III.2.8 : Concentration maximale du nombre de cristaux de glace en fonction de la température du sommet des MPC-IB. Les cercles colorés correspondent aux valeurs obtenues pour chaque profil pour les différentes configurations «météorologiques». La droite d'ajustement, ainsi que la courbe d'erreurs absolues moyennes, sont représentées en noir. Les paramétrisations développées par *Meyers et al.*, [1992] ; *Cooper*, [1986] et *Young et al.*, [2017], en traits pointillés violets, oranges et marrons, sont reportées sur la figure pour comparaison. D'après *Mioche et al.*, [2017].

Les paramétrisations de Cooper [1986] et de Meyers *et al.* [1992], bien que communément utilisées ou adaptées dans les schémas microphysiques des modèles WRF [Morrison *et al.*, 2005 et 2009b] et DESCAM [Flossmann *et al.*, 2010], n'ont pas été développées spécifiquement pour les MPCs en Arctique. La relation de Young *et al.*, [2017] a été établie à partir d'observations dans des MPCs au dessus de la mer du Groenland au cours de la campagne aéroportées ACCACIA. En revanche, ces observations n'ont pas été collectées uniquement au dessus de l'eau libre mais également au dessus de la banquise ainsi que dans les zones partiellement recouvertes de glace de mer (MIZ : Marginal Ice Zone). De plus, leur paramétrisation est basée sur une concentration moyenne de cristaux et non sur une concentration maximale qui serait plutôt de l'ordre de 1 à 5 L⁻¹ [Lloyd *et al.*, 2015].

Ces spécificités pourraient expliquer une partie des différences observées entre les deux paramétrisations. **Notre étude présente, toutefois, des limites fortes.** La température du sommet du nuage n'est pas l'unique facteur responsable de l'initiation de la glace. **Des mesures du nombre de CCN et d'INP, de l'humidité ainsi qu'une meilleure caractérisation du nombre de petits cristaux** à l'aide d'instruments plus performants tels que le SID-3 [Ulanowski *et al.*, 2014] ou la CPSPD (Cloud Particle Spectrometer probe with Polarization Detection, Baumgardner *et al.*, [2014]) seraient nécessaires pour affiner ces relations et les comparer à des paramétrisations plus sophistiquées comme celles développées par DeMott *et al.*, [2010, 2011, 2015]. Des mécanismes de production secondaire de la glace pourraient également expliquer les concentrations parfois élevées de cristaux observées en présence de grosses gouttelettes d'eau surfondue pendant la campagne ASTAR 2004 [Schwarzenboeck *et al.*, 2009]. Par la suite, nous aborderons, autour de deux exemples, **l'impact des aérosols et des conditions de surface sur les propriétés microphysiques** et macrophysiques des MPC-IB.

III.2.3 Quelques éléments sur l'impact des aérosols et des conditions de surface sur les propriétés des MPC-IB

Le partitionnement de phase dans les MPCs est conditionné par le nombre, la forme et la taille des cristaux. Ces paramètres impactent l'efficacité des processus microphysiques d'interactions entre la vapeur d'eau, l'eau surfondue et les cristaux de glace [Ervens *et al.*, 2011 ; Hoose *et al.*, 2012]. Les particules d'aérosols modifient les propriétés microphysiques et la persistance des MPCs [McFarquhar *et al.*, 2011 ; Solomon *et al.*, 2015 et 2018; Young *et al.*, 2017] mais les mécanismes exacts de nucléation hétérogène ainsi que les rétroactions mis en jeu restent peu documentés. En effet, **la plupart des études sur les interactions aérosols-nuages en Arctique se sont concentrées sur les nuages d'eau liquide** [Garrett *et al.*, 2004 ; Zamora *et al.*, 2017 ; Coopman *et al.*, 2016 et 2018; Marelle *et al.*, 2018 ; Koike *et al.*, 2019]. L'efficacité des modes de nucléation dans un état thermodynamique donné dépend des propriétés physico-chimiques des aérosols qui déterminent leur capacité à servir de noyaux glaçogène (INP) ou de condensation (CCN) ou les deux.

En Arctique, McFarquhar *et al.*, [2011] ont estimé que la quantité d'INP est environ 10000 ou 100000 fois plus petite que celle des CCN. Cette faible fraction est tout de même suffisante pour déclencher les processus de glaciation dans le nuage [DeMott *et al.*, 2010]. Les observations montrent que plusieurs types d'aérosols comme des poussières minérales, des carbones suies, des sels de mers ou des bactéries peuvent avoir des capacités de noyaux glaçogènes [Broadley *et al.*, 2012 ; Möhler *et al.*, 2006 ; Wise *et al.*, 2012 ; Kanji *et al.*, 2010 et 2017]. **L'augmentation du nombre d'INPs peut favoriser la nucléation par contact d'un plus grand nombre de cristaux, provoquant ainsi une glaciation rapide du nuage par effet WBF et plus de précipitations** [Lohmann *et al.*, 2005 ; Murray *et al.*, 2012]. Cependant, **l'efficacité de nucléation de ces particules peut être modifiée lors de leur vieillissement** et ralentie si leurs propriétés de surface sont altérées (par exemple en cas de «coating» des aérosols par des sulfates ou des organiques) [Cziczo *et al.*, 2009 ; Baustian *et al.*, 2012 ; Keita *et al.*, 2019 et 2020].

La quantité de CCN impacte également les processus de croissance et de formation des cristaux et donc le partitionnement de phase au sein des MPCs. **L'augmentation de la concentration des CCN provoque une réduction de la taille des gouttelettes et donc de l'efficacité des processus de givrage** (effet

indirect de givrage) ou **de production secondaire de la glace** (effet indirect thermodynamique). Il s'en suit une diminution de l'IWC [Borys et al., 2003] ou de la concentration en nombre de cristaux [Rangno et Hobbs, 2001] ainsi qu'un maintien prolongé de la phase liquide [Lance et al., 2011 ; Jackson et al., 2012]. Les propriétés CCN d'un aérosol dépendent essentiellement de sa taille et dans une moindre mesure de sa composition chimique (ou hygroscopicité) [Sellegrri et al., 2003 ; Ervens et al., 2005]. En général, à une sursaturation donnée, la concentration d'aérosols dans le mode d'accumulation (particules de taille supérieure à 100 nm) est un bon indicateur du nombre de particules pouvant s'activer en gouttelettes d'eau [Twohy et al., 2005 ; Asmi et al., 2012]. **A la station de Ny-Alesund, Koike et al., [2019] ont montré que la concentration des aérosols de taille supérieure à 70 nm pouvait être considérée comme un proxy de la concentration en CCN lorsque la température était supérieure à 0°C.** D'autres études en Arctique s'accordent sur le fait que des particules encore plus petites, inférieures à 50 nm, pouvaient être des CCNs efficaces [Willis et al., 2016 ; Leitch et al., 2016 ; Burkart et al., 2017].

Les propriétés des aérosols des régions polaires peuvent varier substantiellement au cours de l'année [Ström et al., 2003]. A la fin de l'Hiver et au Printemps, le dôme polaire (i.e. surfaces d'iso-température potentielle) limite l'advection des masses d'air et isole la basse troposphère du reste de l'atmosphère. Cette période est propice à l'apparition de brumes arctiques («**Arctic Haze**», Shaw, [1995] ; Stohl, [2006]). Ce phénomène est provoqué **par le transport épisodique**, dans la basse troposphère, de polluants depuis les moyennes latitudes (Nord de l'Eurasie principalement) lorsque les conditions atmosphériques sont favorables (inversions de température prononcées, peu de mélange vertical et de précipitations) [Iversen et Joranger, 1985 ; Stohl et al., 2006]. **Il se manifeste par de fortes concentrations en gaz et du nombre et de la masse d'aérosols dans le mode d'accumulation** [Stohl, 2006 ; Tunved et al., 2013]. La brume arctique peut être composée de différentes variétés de sulfates, de composés organiques et de suie d'origine anthropique ou de poussières [Quinn et al., 2007 ; Jacob et al., 2010].

La présence importante de nuages en Été favorise le dépôt humide des particules tandis que l'activité biologique et les réactions photochimiques entraînent un pic de formation de nouvelles particules [Ström et al., 2009; Engvall et al., 2008a et 2008b]. Pendant cette saison, les particules sont abondantes et généralement de petites tailles, le mode Aitken dominant le mode d'accumulation. Des épisodes de feux de forêts [Stohl et al., 2007 ; McConnell et al., 2007] et de transport de pollution depuis les continents peuvent également contribuer à l'augmentation de la concentration des aérosols [O'Neill et al., 2008]. En Automne et en Hiver, les concentrations d'aérosols en nombre et en masse sont faibles et peu variables avec une quantité négligeable de particules ultrafines. Dix années d'observations, à la **station du Mont Zeppelin** à Ny-Alesund, ont permis à Tunved et al., [2013] de montrer que les **concentrations moyennes d'aérosols de tailles comprises entre 20 et 600 nm étaient de l'ordre de 50 cm⁻³ en Automne et au début de l'Hiver.** En revanche, des **concentrations plus élevées étaient observées au Printemps**, entre 150 et 200 cm⁻³, et au **milieu de l'Été** (en moyenne 250 cm⁻³ en Juillet).

La variabilité saisonnière des aérosols semble contrôlée à la fois par les sources d'émissions et les précipitations qui participent au lessivage des aérosols de plus grande taille et masse. **Dans la région du Svalbard, les sources d'aérosols proviennent majoritairement de l'Eurasie en Automne et en Hiver et d'un secteur compris entre l'Alaska et le Nord de la Sibérie au Printemps** [Tunved et al., 2013]. Les masses d'air voyageant au dessus de l'Atlantique Nord et des sources locales sont les principales contributrices en Été. Lors de leur transport, les particules d'aérosols subissent des modifications de leurs propriétés physico-chimiques ainsi que des processus de dépôt sec (particules du mode grossier) ou humide (aérosols dans le mode accumulation). Les mesures *in situ* réalisées dans le cadre du projet **ANR POLARCAT (2006-2010)** ont permis d'étudier le vieillissement des aérosols lors de leur transport vers l'Arctique. Certains processus de transformation (coagulation, condensation) et d'élimination des particules d'origines et de compositions chimiques différentes ont pu être caractérisés. Quennehen et al., [2012] ont notamment montré que **les concentrations de particules de pollution dans le mode Aitken diminuaient fortement, par coagulation, au profit du mode accumulation au cours de leur trajet.** Le diamètre moyen du mode Aitken augmentait

sensiblement avec l'âge de la masse d'air par un processus de condensation. D'autre part, leurs observations ont mis en évidence que la **diminution de la concentration totale des aérosols était liée au lessivage des particules par les précipitations**. L'état de mélange interne et externe des particules de suie issues des feux de biomasse est un également un facteur clef car il détermine la capacité et la proportion de ces aérosols à agir en tant que noyaux glaçogènes dans les masses d'air polluées (article inachevé de [Matsuki et al., POLARCAT](#)).

Ainsi, la **modification des propriétés physico-chimiques des aérosols** au cours de leur transport longue distance est à même d'**influencer la longévité et l'impact radiatif des MPCs**. En effet, ces modifications des caractéristiques des aérosols peuvent entraîner un changement des propriétés microphysiques moyennes des nuages et de leur distribution horizontale ou verticale. Par exemple, l'**augmentation du nombre de particules dans le mode accumulation**, potentiellement CCN, **résulterait en un plus grand nombre de petites gouttelettes d'eau** qui entraverait la formation, la croissance et les précipitations des cristaux **assurant ainsi la persistance de la phase liquide** et des MPCs. En revanche, des travaux de modélisation ont montré qu'une augmentation, même faible, du nombre d'INP par rapport aux CCN peut conduire à la glaciation très rapide du MPC [Young et al., 2017]. Cependant, **peu d'observations combinant la caractérisation du partitionnement eau/glace dans les MPCs avec estimation du nombre de CCN et d'INP** existent à ce jour en Arctique. Ce manque d'observations explique en partie les problèmes de représentation des processus microphysiques liés à la phase glace/mixte dans les modèles de nuages en régions polaires.

III.2.3.1 Caractérisation *in situ* des interactions aérosols-nuages durant la campagne CLIMSLIP-NyA

L'étude des interactions entre aérosols et nuages en phase mixte faisait partie intégrante des objectifs du projet **ANR CLIMSLIP (2011-2015)** coordonnée par K. Law et G. Ancellet (**LATMOS**) et de la campagne **CLIMSLIP-NyA** financée par l'**IPEV (2012-2013)** en collaboration avec l'**IGE**. De Mars à Mai 2012, nous avons déployé des instruments de la **PMA** sur un mât de mesures à la station du Mont Zeppelin située à 474 m d'altitude au dessus de Ny-Alesund. Cette station fait partie du réseau Européen **ACTRIS** (Aerosols, Clouds and Trace gases Research Infra Structure network). Elle fournit de façon quasi-continue des données sur l'état thermodynamique de l'air ambiant (Pression, Température, Humidité...) et les propriétés physico-chimiques des gaz et des aérosols.

La combinaison instrumentale constituée de l'imageur **CPI**, du spectromètre de taille **FSSP-100**, du **Néphélomètre Polaire** et de la **sonde Nevzorov** nous a permis d'effectuer une caractérisation à haute résolution spatiale des propriétés microphysiques et optiques des couches mixtes des MPCs observés au Mont Zeppelin. Les précipitations issues de MPCs localisés à plus haute altitude ainsi que des épisodes de neige soufflée (cf. **Section III.3.1**) ont également été étudiés. Des exemples de types et de spectres dimensionnels d'hydrométéores observés dans des couches en phase mixte et précipitantes sont reportés sur la **figure III.2.9** (**Thèse de Gwenolé Guyot, 2016**). Dans les zones non précipitantes des MPC-IB, la phase liquide était la plupart du temps prépondérante, en particulier en nombre de particules nuageuses (**Fig. III.2.9b-c**). Les gammes de températures de ces couches s'échelonnaient typiquement entre -4°C et -12°C . Des cristaux de forme régulière ont certes été observés mais la majorité d'entre eux étaient caractérisés par des morphologies complexes et irrégulières avec des signes évidents de givrage (**Fig. II.2.9c-d**). En revanche, des cristaux beaucoup plus «pristine» ont été échantillonnés dans les précipitations émanant des MPC-IB. Une proportion significative de cristaux dendritiques d'environ $300\text{-}400\ \mu\text{m}$ a en effet été mesurée par le CPI, en particulier à des températures de l'ordre de -15°C (**Fig. II.2.9e-f**).

Dans le cadre de la **thèse de Gwenolé Guyot (2013-2016)**, dix journées complètes d'observations «nuageuses» ont pu être exploitées. Les données ont été analysées en suivant les recommandations établies lors d'une campagne d'inter-comparaison instrumentale effectuée au puy de Dôme dans le cadre du projet **ROSEA en 2013** (**Réseau d'Observatoires pour la Surveillance de l'Eau Atmosphérique**). Une instrumentation similaire mais plus complète était déployée sur le même mat de mesure et dans la

soufflerie du puy de Dôme. Les résultats nous ont permis de mettre en évidence certains biais instrumentaux ainsi que l'impact de la direction et de la vitesse du vent sur la mesure des propriétés microphysiques des gouttelettes d'eau [Guyot *et al.*, 2015]. Ces travaux nous ont amenés à filtrer un nombre important de données et d'effectuer des corrections *a posteriori* des mesures du FSSP-100 réalisées durant la campagne CLIMSLIP-NyA.

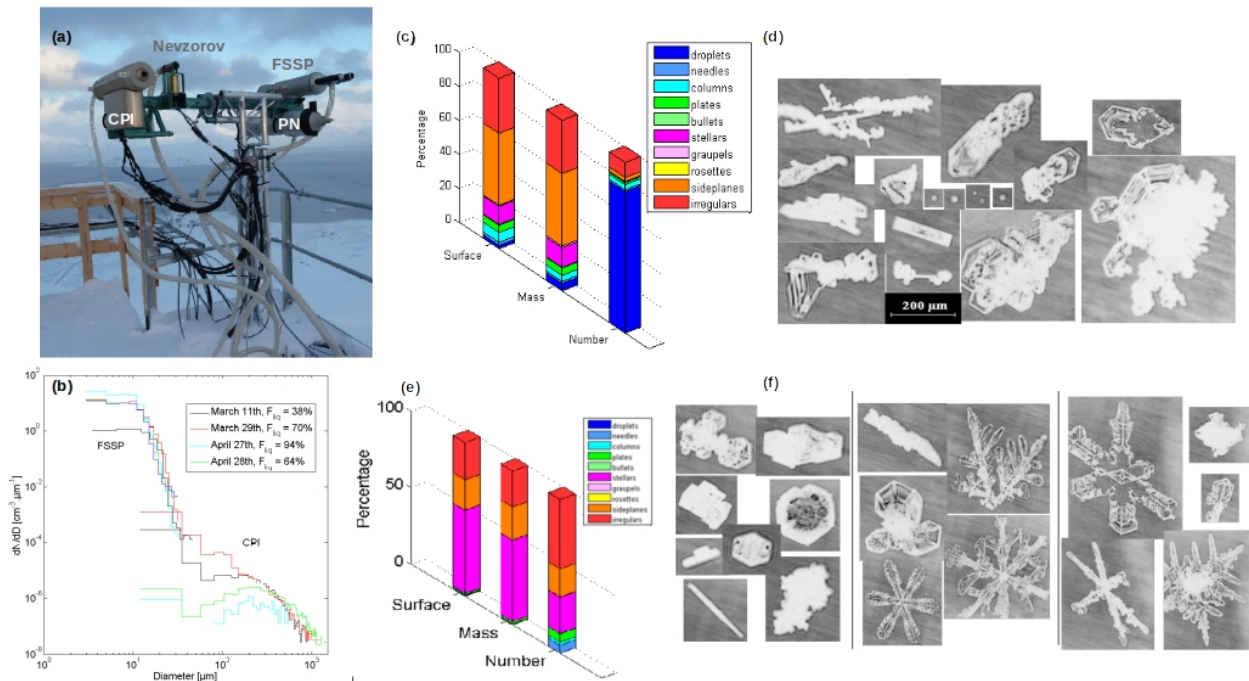


Figure III.2.9 : Illustrations des observations des propriétés microphysiques des nuages en phase mixte observés durant la campagne CLIMSLIP-NyA (Mars-Mai 2012) au sommet du mont Zeppelin (474m d'altitude). **(a)** Dispositif instrumental constitué du CPI, de la sonde Nevzorov, du FSSP-100 et du PN, installé sur un mat de mesure rotatif. Un système d'aspiration était mis en fonctionnement pour assurer des vitesses d'échantillonnage des particules nuageuses entre 10 et 15m/s. **(b)** Distributions dimensionnelles moyennes des couches mixtes de MPC-IB observées lors de 4 journées au niveau du Mont Zeppelin. Les rapports moyens entre le LWC et le TWC (F_{liq}) sont indiqués sur la légende de la figure. **(c)** Répartition des hydrométéores en classes de formes dans les couches mixtes des MPCs à partir des observations CPI. **(d)** Images CPI typiques des hydrométéores observés dans les couches en phase mixte. **(e)** classification CPI des cristaux précipitants et **(f)** images typiques. Adaptée de la [thèse de Gwennolé Guyot \(2016\)](#).

Ces observations microphysiques dans des MPC-IB ont pu être exploitées, en synergie avec les mesures des propriétés physiques des aérosols disponibles à la station, afin d'étudier l'impact des aérosols sur les caractéristiques nuageuses. La concentration totale, la granulométrie, la quantité de carbone suie (BC) et le coefficient de diffusion des aérosols sont mesurés en sortie d'une veine de prélèvement de type Whole Air Inlet (i.e. avec évaporation complète de l'eau condensée) à la station du Mont Zeppelin (coll. [ITM, Univ. Stockholm](#)). Les propriétés des aérosols interstitiels et résiduels sont établies à partir des instruments suivants :

- (i) Le **CPC-3015A** (Condensation Particle Counter) pour la concentration totale des aérosols de diamètre supérieur à 3 nm, avec une erreur de l'ordre de 10%
- (ii) Le **DMPS** (Differential Mobility Particle Sizer) pour la mesure de la distribution dimensionnelle des aérosols de diamètre compris entre 25 et 810 nm sur 22 classes de taille. Les concentrations $DMPS_{tot}$, $DMPS_{>50nm}$ et $DMPS_{>100nm}$ sont également calculées pour des aérosols de tailles respectives supérieures à 25, 50 et 100 nm pour identifier les modes prépondérants du spectre dimensionnelle (Aitken et accumulation).

- (iii) Le néphélomètre aérosol **TSI 3563** pour la mesure du coefficient de diffusion des aérosols pour trois longueurs d'ondes (450, 500 et 700 nm), moyenné sur 5 minutes.
- (iv) Un **aethalomètre** pour l'estimation de la concentration massique de carbone suie toutes les 30 minutes.

Sur les figures III.2.10, deux cas d'études d'interaction aérosols-nuages sont présentés dans des portions nuageuses dominées par la phase liquide. Les couches stratiformes du champ de MPC-IB échantillonné le **11 Mars 2012** étaient caractérisée par une concentration en gouttelettes d'eau, relativement faible, comprise entre 15 et 75 cm^{-3} . La concentration totale d'aérosols de taille supérieure à 25 nm, DMPS_{tot} , mesurée par le DMPS était de l'ordre de 100 cm^{-3} (**Fig. III.2.10b**, panneau de gauche). Les aérosols mesurés présentaient une distribution dimensionnelle bimodale avec un mode Aitken autant prononcé que le mode accumulation (cf. $\text{DMPS}_{\text{tot}} \sim \text{CPC}$ et $\text{DMPS}_{\text{tot}} \sim 2 \times \text{DMPS}_{>100\text{nm}}$ sur **Fig. III.2.10b**). Les origines des masses d'air (*FPES* sur **figure III.2.10a**) ainsi que les sources potentielles de pollution (*PSC CO*) à la station ont été estimées à partir de l'analyse des rétro-trajectoires simulées par le modèle lagrangien de dispersion FLEXPART-WRF [Brioude et al., 2013]. Ce modèle est une adaptation de FLEXPART [Stohl et al., 2005] contrainte par les prévisions météorologiques du modèle méso-échelle WRF [Skamarock et al., 2008]. Les **simulations du 11 Mars 2012 montrent que les sources d'aérosols étaient essentiellement localisées en Scandinavie ou proche de la région du Svalbard**, avec une contribution limitée du transport grande échelle de polluants et d'aérosols d'origine anthropique [Guyot et al., 2017]. Ce cas d'étude peut donc être considéré comme «**propre**» car peu influencé par le transport de pollution jusqu'en Arctique. Les faibles valeurs de concentration massique de carbone suie mesurées à la station ($\text{BC} \sim 22.6 \text{ ng.m}^{-3}$) ainsi que la présence d'un mode Aitken relativement prononcé, associé à des concentrations en aérosols peu élevées, semblent confirmer cette hypothèse.

Le cas du **29 Mars 2012** présentait, en revanche, des concentrations de gouttelettes d'eau plus élevées, entre $N_w \sim 50$ et 150 cm^{-3} . Des **concentrations d'aérosols** de taille supérieure à 25 nm ($80 \text{ cm}^{-3} < \text{DMPS}_{\text{tot}} < 175 \text{ cm}^{-3}$) et des **concentrations massiques de carbone suie** ($\text{BC} \sim 65.8 \text{ ng.m}^{-3}$) **plus élevées que dans le cas «propre»** ont également été observées (**Fig. III.2.10b**, panneau de droite). Un mode accumulation bien prononcé et de plus faibles concentrations d'aérosols dans le mode Aitken, laisseraient penser que les aérosols échantillonnés à la station aient subi des transformations physico-chimiques (coagulation, par exemple) au cours de leur transport. En effet, les analyses des rétro-trajectoires ont montré que, lors de cette journée, des masses d'air plus polluées, originaires du Nord-Est de l'Asie et de l'Europe de l'Ouest ont impacté la station du Mont Zeppelin (**Fig. III.2.10a**, panneau de droite). Les MPCs observés lors de ces deux journées étaient associées à l'avancée d'un front occlus d'un système dépressionnaire se déplaçant depuis le Sud en direction du Svalbard.

Nous avons ensuite cherché à déterminer si les conditions d'activation des aérosols en gouttelettes d'eau étaient différentes lors de ces deux journées. Dans la **situation plus «polluée»** du 29/03/2012, nos analyses ont montré que la fraction d'activation des aérosols était élevée. Cette fraction, F_a , est définie ici comme le rapport entre la concentration de gouttelettes d'eau mesurée par le FSSP-100 (N_w) et la concentration totale d'aérosols, N_{CN} , estimée par le **CPC** ($F_a = N_w / N_{\text{CN}}$ d'après Abdul-Razzak et al., [1998]). Pour cet épisode sous influence du transport longue distance d'aérosols, F_a **variaient en moyenne entre 70 et 100%**, avec un **diamètre activation** des aérosols (i.e. diamètre à partir duquel tous les aérosols sont activés) **compris entre 100 et 200 nm** (**Fig. III.2.10b**, panneau de droite).

Dans la **situation dite «propre»** du 11/03/2012, caractérisée par des sources locales et des concentrations d'aérosols dans le mode accumulation plus faibles, F_a **était typiquement compris entre 40% et 70%**. Un **diamètre d'activation de l'ordre de 50 à 100 nm** a été obtenu dans les zones nuageuses où la concentration en gouttelettes d'eau était la plus importante (*Thèse de G. Guyot, 2016 et CDD IR ANR de Frans Olofson, 2013*). Nous avons également observé qu'en moyenne les **diamètres des gouttelettes d'eau étaient plus petits** et les concentrations plus fortes lors de la journée associée à **des intrusions de masses d'air plus «polluées»** que dans le cas «propre». Ces résultats, bien que très limités, sont en phase avec les études de McFarquhar et al., [2011] et Koike et al., [2019]. Ces auteurs ont montré que le transport longue

distance d'aérosols de pollution en Arctique entraînait une diminution du diamètre effectif des gouttelettes et une augmentation de leur concentration en nombre.

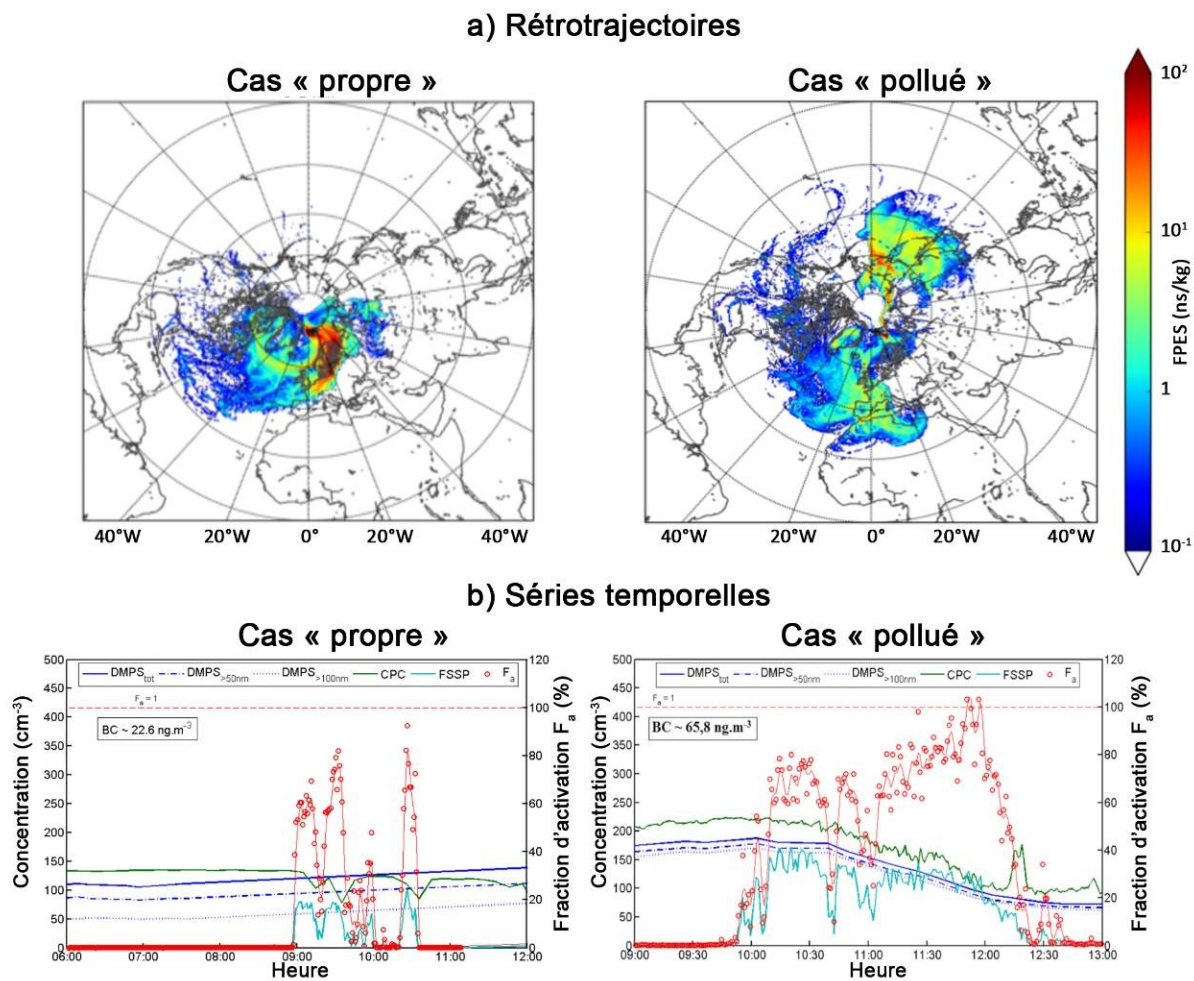


Figure III.2.10 : Observations des interactions aérosols-nuages lors de deux cas d'études pendant la campagne au sol CLIMSLIP-NyA à la station du Mont Zeppelin (Ny-Alesund). **(a)** Rétrotrajectoires FPES (Footprint Potential Emission Sensitivity) des masses d'air arrivant à la station, simulées par le modèle FLEXPART-WRF sur 12 jours. Le cas du 11/03/2012 entre 9h et 12h est reporté sur le panneau de gauche. Sur le panneau de droite est présenté le cas d'étude du 29/03/12 entre 10h et 13h à une altitude comprise entre 0 et 1 km. **(b)** Évolutions temporelles des concentrations en aérosols mesurées par le CPC (en vert) et le DMPS (en bleu foncé), et des gouttelettes d'eau par le FSSP-100 (en cyan). Les mesures du DMPS sont subdivisées en trois catégories : concentrations totales des aérosols de taille comprise entre 25 nm et 800 nm ($DMPS_{tot}$), supérieure à 50 nm ($DMPS_{>50nm}$) et supérieure à 100 nm ($DMPS_{>100nm}$). La courbe rouge représente la moyenne glissante sur 5 min de la fraction d'activation (F_a) définie comme le pourcentage d'aérosols ayant été activé en gouttelettes d'eau (i.e. % de CCN). La concentration massique moyenne en carbone suie (BC) mesurée par un aethalomètre est également indiquée. D'après la thèse G. Guyot, (2016) et Guyot et al., [2017].

L'effet indirect des aérosols a également été étudié un peu plus quantitativement en calculant la sensibilité du diamètre et de la concentration des gouttelettes au coefficient de diffusion des particules mesurées par le néphélomètre aérosol de la station. En s'inspirant de la méthodologie proposée par Garrett et al., [2004] et Yoon et al., [2007], nous avons fait l'hypothèse que le coefficient de diffusion, σ_{aer} , était dominé par la contribution des aérosols présents dans le mode accumulation. Nous avons vu précédemment grâce aux mesures du DMPS que les aérosols correspondant à ce mode disposaient des propriétés nécessaires pour agir comme noyau de condensation (F_a élevée et diamètre d'activation de l'ordre de 100 nm, Fig. III.2.10). Dans la thèse de Gwennolé Guyot (2016), nous avons montré que la concentration des gouttelettes d'eau (N_w) augmentait quasi linéairement avec cette estimation du nombre

de CCN (avec une corrélation, $R^2 = 0.43$). En revanche, le rayon effectif des gouttelettes, $R_{eff,w}$, diminuait lorsque que le coefficient de diffusion et donc le nombre de CCN augmentait ($R^2 = 0.39$). Ces tendances sont conformes aux effets indirects des aérosols sur les propriétés microphysiques des nuages mises en évidence par Twomey *et al.*, [1977] et Albrecht, [1989].

Deux paramètres ont été calculés pour résumer et comparer ces tendances observées : le **paramètre d'effet indirect des aérosols**, ($IE = -\partial \ln(R_{eff,w}) / \partial \ln(\sigma_{aer})$) et l'**efficacité de nucléation** ($NE = \partial \ln(N_w) / \partial \ln(\sigma_{aer})$) [Feingold *et al.*, 2003 ; Garrett *et al.*, 2004]. Nous avons obtenus des valeurs de $IE = 0.2$ et de $NE = 0.43$ qui restent dans l'intervalle de confiance des coefficients calculés par Garrett *et al.*, [2004] à partir d'observations obtenues sur le site de Barrow en Alaska. En revanche, nous n'avons pas pu établir de corrélations suffisamment robustes entre les propriétés de la phase glace et les concentrations en particules d'aérosols [Thèse de Gwennolé Guyot, 2016 ; Guyot *et al.*, 2017]. Nous n'avons donc pas réussi à quantifier ou mettre en évidence les effets indirects de givrage ou de glaciation qui sont potentiellement importants dans ce type de nuages [Jackson *et al.*, 2012]. En définitive nos résultats suggèrent que l'**origine et les processus de transformations des aérosols au cours de leur transport** vers la région du Svalbard **influencent les propriétés microphysiques de la phase liquide** des MPCs. Cependant, dans notre étude, le LWC n'était pas toujours constant. Nous ne pouvons donc pas exclure que les tendances que nous avons observées sur les propriétés microphysiques des MPCs ne soient pas également dues à la variabilité des conditions météorologiques.

III.2.3.2 Impact des conditions environnementales sur les propriétés des MPCs durant ALOUD et AFLUX

Les analyses préliminaires des observations réalisées dans le cadre des campagnes aéroportées **ALOUD** (Mai-Juin 2017) et **AFLUX** (Mars-Avril 2019) au Nord du Svalbard ont également mis en évidence la difficulté à isoler les contributions respectives des différentes conditions environnementales sur les changements des propriétés des MPCs. Lors des 18 vols de la campagne **ALOUD**, la combinaison d'observations de télédétection depuis l'avion Polar-5 de l'AWI et de mesures *in situ*, sur le Polar-6, des propriétés thermodynamiques et microphysiques des nuages et des aérosols ont permis d'étudier l'impact des forçages synoptiques [Knudsen *et al.*, 2018] et des conditions de surface sur les stratocumulus de couche limite à la fin du Printemps [Wendisch *et al.*, 2019 ; Ehrlich *et al.*, 2019].

Les mesures de réflectivités radar et de températures de brillance micro-ondes ont montré que les propriétés macrophysiques des MPCs présentaient une forte dépendance au type de surface et à l'origine des masses d'air. **Au dessus de la banquise, les nuages étaient caractérisés par une extension verticale et des taux de précipitation moins importants que les MPCs présents au dessus de l'eau libre** où la couche limite est plus élevée [Mech *et al.*, 2019 ; Stage de M2 d'Antoine Baudoux, 2022]. Il a également été montré durant cette campagne que l'origine des masses d'air pouvait modifier la distribution horizontale du partitionnement de phase aux petites échelles [Ruiz-Donoso *et al.*, 2020 ; Stage M2 de Jonathan Fonteneau, 2021]. Des contenus intégrés en eau liquide (LWP) plus faibles et des précipitations plus intenses ont été observés dans les nuages au dessus de l'eau libre durant les épisodes de «Cold Air Outbreak» que dans lors d'intrusion d'air plus doux en provenance du Sud [Wendisch *et al.*, 2023].

Dans Dupuy *et al.*, [2018] ainsi qu'au cours du [stage de M2 d'Antoine Baudoux \(2022\)](#), nous avons commencé à étudier l'impact des aérosols et des conditions de surface sur les propriétés microphysiques des MPCs. Durant **ALOUD**, les sondes microphysiques *in situ* déployées sous les ailes du Polar-6 nous ont permis de caractériser la variabilité verticale des gouttelettes d'eau et des cristaux de glace de nuages affectés par **des masses d'air plutôt doux** en provenance du Sud (**Warm South**) ou du Nord (**WARM North**) du Svalbard. Les instruments et les données utilisés pour obtenir ces informations sont présentés dans [Ehrlich *et al.*, 2019]. Nous nous contenterons de présenter brièvement les sondes suivantes :

(i) Le **Cloud Droplet Probe (CDP-2)**, [Lance et al., 2010]) de la **PMA**. Cet instrument est un spectromètre optique de taille et fonctionne sur un principe de mesure similaire à celui du FSSP-100. Le CDP-2 compte et évalue la taille d'une particule nuageuse individuelle à partir des pulses de lumière diffusée d'un faisceau laser dans une direction comprise entre 4 et 12°. **Une distribution dimensionnelle des gouttelettes d'eau répartie sur 30 classes de taille comprise entre 2 et 50 μm** peut être obtenue grâce à cet instrument. Une méthode d'inversion de type Monte Carlo a été appliquée durant ACLOUD pour assurer une plus grande homogénéité des PSD restituées. Contrairement au FSSP-100, cette sonde est équipée d'embouts spéciaux (**anti-shattering tips**) pour limiter la contamination éventuelle de la mesure par la fragmentation artificielle des cristaux [Korolev et al., 2011 et 2013a]. La concentration en nombre de gouttelettes, N_w , leur diamètre effectif, $D_{\text{eff},w}$, le coefficient d'extinction σ_{ext} et le contenu en eau, **LWC**, peuvent ensuite être calculés à partir de la PSD mesurée.

(ii) Le **Small Ice Detector Mark-3 (SID-3)**, [Ulanowski et al., 2014]) du **KIT**. Le SID-3 enregistre la distribution azimutale de l'énergie diffusée entre 5° et 26° d'une particule individuelle de taille comprise entre 5 et 45 μm . Un algorithme spécifique a été développé par le KIT pour identifier la forme des hydrométéores et notamment leur sphéricité et leur complexité morphologique [Vochezer et al., 2016 ; Schnaiter et al., 2016] (cf. **Section I.2.2 de la Partie I**). Dans cette section, il est utilisé pour déterminer le spectre dimensionnel, la concentration, le diamètre effectif et le contenu en eau des gouttelettes d'eau en l'absence du CDP-2.

(iii) Le **Cloud Imaging Probe (CIP)**, [Baumgardner et al., 2011]) de la **PMA**. Cet imageur fonctionne sur le principe des sondes à rangées de photodiodes (OAP) de façon similaire au 2D-C. Au fur et à mesure que les particules nuageuses passent à travers un faisceau laser, le degré de luminosité (ombre ou pas d'ombre) est enregistré par une rangée de 64 photodiodes avec une **résolution de 25 μm** . Une **image bi-dimensionnelle de l'ombre projetée des hydrométéores** est ensuite reconstruite à partir de rangées d'images individuelles acquises à un moment spécifique. La distribution dimensionnelle des hydrométéores de taille comprise entre 25 μm et 1550 μm est obtenue à partir de l'analyse des images. Les cristaux de glace et les éventuelles gouttes d'eau de grande taille sont discriminés par le calcul d'un paramètre de circularité [Croisier et al., 2011]. La contamination des mesures par la fragmentation artificielle des gros cristaux ou l'éclatement des gouttes d'eau (splashing) est identifiée et nettoyée en analysant les temps d'arrivées (inter arrival time) et les images des hydrométéores identifiées [Field et al., 2006]. Durant ACLOUD, la **PSD des cristaux de glace étaient documentée de 75 μm à 1550 μm** , les deux premières classes étant soumises à de fortes incertitudes. Le **contenu en glace** est calculé à partir des lois masse-diamètre de Baker et Lawson [2006] ou Brown et Francis [1995]. En plus de la **concentration totale du nombre de cristaux, de leur images et du coefficient d'extinction**, différents diamètres ont également été estimés : **diamètre effectif**, maximal, **équivalent** ou circumpolaire. De plus amples informations sur ces diamètres sont fournies dans Leroy et al., [2016] et Vaillant de Guélis et al., [2019].

Nous nous sommes donc inspirés de la méthodologie développée par Mioche et al., [2017] pour l'étude de la répartition verticale de la phase thermodynamique au sein des MPC-IB (cf. **Section III.2.2**). 47 profils nuageux repartis sur 10 vols d'**ACLOUD** ont pu être analysés pour établir des distributions verticales des hydrométéores dans des MPCs dont les sommets ne dépassaient pas les 1200 m d'altitude. Les températures étaient beaucoup plus clémentes que lors des campagnes entreprises au début du Printemps (**ASTAR**, par exemple), avec des valeurs globalement comprises entre 0°C et -12°C. Nous ne disposions pas du même jeu d'instruments que lors des précédentes campagnes. Ainsi, la détermination des couches nuageuses contenant de l'eau liquide, conditionnant la normalisation des altitudes (cf. **Eq III.4** et **Eq III.5**), s'est basée sur des seuils d'extinction calculés à partir du **CDP-2** ou **SID-3** ($\sigma_w > 1 \text{ km}^{-1}$) et du **CIP** ($\sigma_i < 0.5 \text{ km}^{-1}$) et non sur les mesures **PN** du facteur d'asymétrie.

Les résultats reportés sur la **figure III.2.11a-b** montrent qu'indépendamment des conditions de surface, de **plus grandes concentrations de petites gouttelettes d'eau** ont été observées dans les MPCs sous influence de **masses d'air humides venant du Sud (Warm South)**. L'analyse des données de

concentration d'aérosols interstitiels et résiduels (mesures **UHSAS**, Ultra-High-Sensitivity Aerosol Spectrometer, [Cai *et al.*, 2008] avec veine CVI) a montré que ces masses d'air transportaient de plus grandes quantités d'aérosols et de CCN (**Fig. III.2.11c** et **stage de M2 d'Antoine Baudoux, 2022**). Inversement, les MPCs évoluant dans des régimes de masses d'air plus sec originaires du Nord (**Warm North**), plus propres, présentent des concentrations de gouttelettes d'eau surfondue plus faibles et des diamètres effectifs plus grands (**Fig. III.2.11a-b**). Ces résultats vont dans le même sens que les observations des interactions aérosols nuages réalisées à la station du Mont Zeppelin (**Thèse G. Guyot, 2016**) et dans une moindre mesure à celles présentées dans **Mioche *et al.*, [2017]** (**Fig. III.2.5**), pour un régime «WARM».

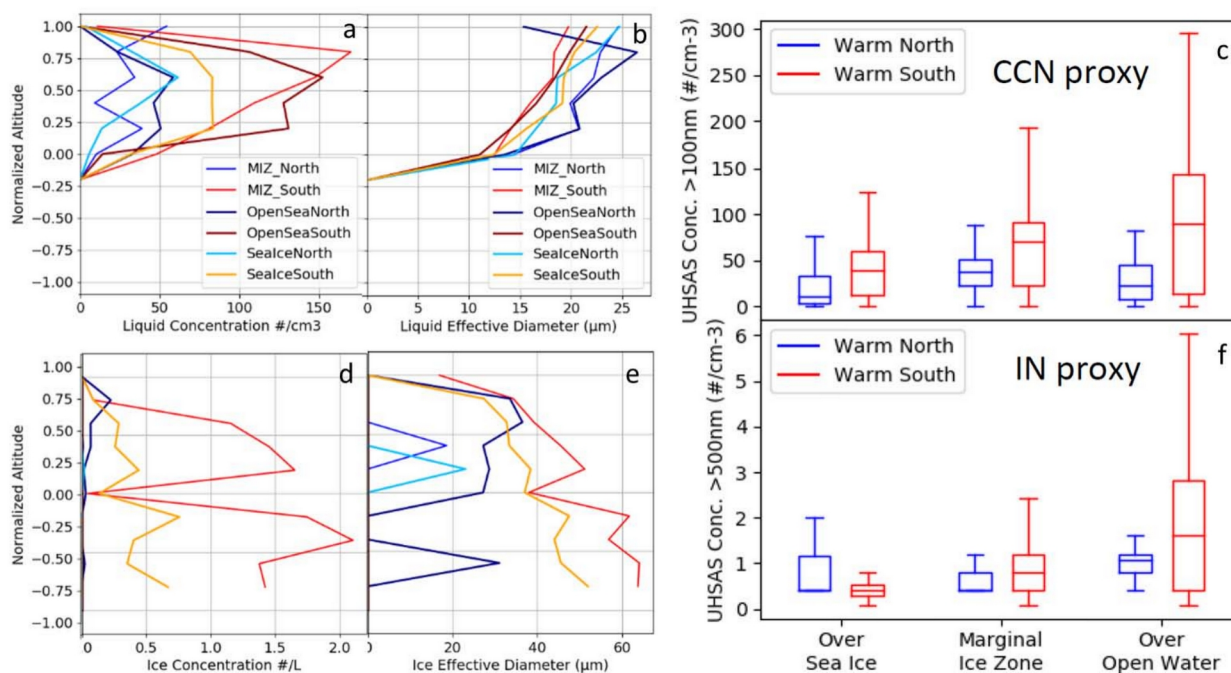


Figure III.2.11 : Profils verticaux (en altitudes normalisées) des propriétés de l'eau surfondue mesurées par le **CDP-2** et le **SID-3** et des propriétés des cristaux par le **CIP** durant la campagne **ALOUD** (Mai-Juin 2017). Les distributions verticales sont établies au dessus de trois types de surface (eau libre, banquise et zone partiellement recouverte de glace de mer (MIZ entre 10 et 90% de glace de mer) et pour deux régimes de masses d'air (en provenance du Nord et du Sud du Svalbard). **(a)** Concentration des gouttelettes, **(b)** Diamètre effectif des gouttelettes, **(d)** Concentration des cristaux de glace de taille supérieure à 75 μm , **(e)** Diamètre équivalent effectif des cristaux. **(c)** et **(f)** Distributions, proches des nuages, des concentrations des particules d'aérosols de tailles supérieures à 100 nm (**(c)** indicateur du nombre de CCN) et 500 nm (**(f)** liées au nombre d'INP) mesurées par le UHSAS (Ultra-High-Sensitivity Aerosol Spectrometer) pour les différentes conditions de surface et d'origine des masses d'air. Adaptée de **Dupuy *et al.*, [2018]**

Le type de surface au dessus desquelles évoluent ou se forment les MPCs semble également influencer les distributions verticales de l'eau surfondue et des cristaux de glace. **Au dessus de la banquise**, de **plus faibles valeurs de concentrations** moyennes en nombre et en masse ainsi que de taille des **gouttelettes** ont été observées comparées aux MPCs échantillonnés au dessus de l'eau libre.

Dans le **stage de M2 d'Antoine Baudoux (2022)**, nous avons mis en évidence que les concentrations en aérosols au dessus des nuages de banquise étaient en moyenne deux fois plus faibles ($N_{aer,D>60nm} \sim 120 \text{ cm}^{-3}$) que celles observées dans les basses couches au dessus de l'eau libre. Les sources locales d'aérosols marins (sels de mer) pourraient en partie expliquer que la phase liquide soit prépondérante dans les MPCs présents au dessus de l'eau libre. En effet, pour une «situation synoptique donnée» de type **Warm South**, $N_w \sim 38 \text{ cm}^{-3}$ et $LWC \sim 0.10 \text{ g.m}^{-3}$ au dessus de la banquise et $N_w \sim 100 \text{ cm}^{-3}$ et $LWC \sim 0.3 \text{ g.m}^{-3}$ dans les MPCs au dessus de l'eau libre (cf. **Tableau III.3**). Les MPCs sont également plus développés verticalement au dessus de l'eau libre qu'au dessus de la banquise, avec des bases et des sommets plus élevés. Des flux de chaleurs latents, sensibles, turbulents et de vapeur d'eau plus intenses au dessus de l'eau libre sont probablement en partie responsables de ces disparités. Ces flux favorisent le brassage de l'air de la couche

limite, la formation des gouttelettes d'eau et éventuellement les processus de collision-coalescence dans ces nuages plus épais. La phase liquide des nuages échantillonnés au dessus de la zone de transition (MIZ) présente des propriétés intermédiaires, plus proches de celles des nuages de banquise durant la période **Warm South** et assez similaires à celles des MPCs au dessus de l'eau libre dans un régime **Warm North**. Ces différences s'expliquent par le fait qu'entre ces deux périodes, la couverture moyenne de la glace de mer (sea ice concentration) est passée de 80% (Warm South) à 55% (Warm North).

Paramètre observé	Banquise	Eau libre de glace	MIZ
ACLOUD – Masses d'air doux et humide originaires du Sud (Warm South / Warm Period)			
Température	-4.4 ± 0.8 °C	-2.5 ± 0.8 °C	-3.5 ± 0.5 °C
Sommet / Base des nuages	450 / 190 ± 80 m	770 / 330 ± 40 m	400 / 170 ± 60 m
Concentration des gouttelettes (N_w)	38 ± 30 cm ⁻³ <i>max : 85 cm⁻³</i>	100 ± 75 cm ⁻³ <i>max : 180 cm⁻³</i>	46 ± 40 cm ⁻³ <i>max : 100 cm⁻³</i>
Diamètre effectif des gouttelettes ($D_{eff,w}$)	10 ± 5 µm <i>max : 21 µm</i>	12 ± 5 µm <i>max : 21 µm</i>	10 ± 5 µm <i>max : 21 µm</i>
Contenu en eau liquide (LWC)	0.1 ± 0.1 g.m ⁻³ <i>max : 0.35 g.m⁻³</i>	0.3 ± 0.2 g.m ⁻³ <i>max : 0.68 g.m⁻³</i>	0.1 ± 0.1 g.m ⁻³ <i>max : 0.4 g.m⁻³</i>
Concentration en nombre de cristaux (N_i)	0.5 L ⁻¹	0.01 L ⁻¹	1.5 L ⁻¹
Diamètre effectif des cristaux ($D_{eff,i}$)	170 µm	160 µm	180 µm
Contenu en glace (IWC)	17 mg.m ⁻³	1 mg.m ⁻³	30 mg.m ⁻³
ACLOUD – Masses d'air doux et sec originaires du Nord (Warm North / Normal Period)			
Température	-3.0 ± 0.8 °C	-1 ± 1 °C	-3.1 ± 0.4 °C
Sommet / Base des nuages	460 / 180 ± 180 m	710 / 250 ± 130 m	430 / 240 ± 200 m
Concentration des gouttelettes (N_w)	20 ± 15 cm ⁻³ <i>max : 50 cm⁻³</i>	40 ± 30 cm ⁻³ <i>max : 80 cm⁻³</i>	25 ± 20 cm ⁻³ <i>max : 60 cm⁻³</i>
Diamètre effectif des gouttelettes ($D_{eff,w}$)	12 ± 5 µm <i>max : 24 µm</i>	14 ± 5 µm <i>max : 24 µm</i>	16 ± 8 µm <i>max : 27 µm</i>
Contenu en eau liquide (LWC)	0.07 ± 0.07 g.m ⁻³ <i>max : 0.21 g.m⁻³</i>	0.15 ± 0.1 g.m ⁻³ <i>max : 0.35 g.m⁻³</i>	0.1 ± 0.1 g.m ⁻³ <i>max : 0.36 g.m⁻³</i>
Concentration en nombre de cristaux (N_i)	0.4 ± 0.4 L ⁻¹	0.1 ± 0.1 L ⁻¹	0.02 ± 0.02 L ⁻¹
Diamètre effectif des cristaux ($D_{eff,i}$)	172 ± 10 µm	167 ± 15 µm	163 ± 15 µm
Contenu en glace (IWC)	50 ± 6 mg.m ⁻³	0.2 ± 0.2 mg.m ⁻³	0.3 ± 0.3 mg.m ⁻³

Tableau III.3 : Propriétés moyennes des MPCs échantillonnés lors de la campagne ACLOUD pendant les périodes «chaudes» (**Warm South**) et «normales» (**Warm North**) au dessus de trois types de surface (banquise, eau libre et MIZ). Les grandeurs sont exprimées en terme de valeurs moyennes ± écarts types sur l'ensemble des profils observés. Les valeurs moyennes maximales (i.e. pics des profils d'eau surfondues) sont également indiquées en gras et italique. Les paramètres relatifs aux cristaux de glace sont établis pour des cristaux de taille supérieure à 75 µm. D'après le stage de M2 d'Antoine Baudoux (2022).

Durant la campagne **ACLOUD**, de faibles concentrations de cristaux de glace, inférieures en moyenne à 2 L⁻¹, ont généralement été observées [Järvinen et al., 2023 ; Zanatta et al., 2023]. Les températures étaient, effectivement, sensiblement plus élevées que lors des campagnes **ASTAR**, **POLARCAT** et même **SORPIC**. Les figures III.2.11d-e et le tableau III.3 nous indiquent que le contenu en glace, la concentration des cristaux et, dans une moindre mesure, leur dimension effective sont plus élevés dans les MPCs au dessus des zones fortement recouvertes de glace de mer qu'au dessus de l'eau libre (IWC ~ 17-50 mg.m⁻³ vs IWC ~ 1 mg.m⁻³). Ces différences ne semblent pas directement liées à la quantité d'aérosols pouvant agir comme des noyaux glaçogènes (Fig. III.2.11f). Le nombre d'INP peut être défini, en première

approximation, par le nombre d'aérosols de taille supérieure à 500 nm mesuré par le UHSAS [De Mott et al., 2011]. Les concentrations d'INP sont équivalentes durant la période **Warm North** mais augmentent avec l'étendue d'eaux libres en régime de vent du Sud. Cette tendance ne permet pas d'expliquer nos observations de concentrations moyennes de cristaux. **Les températures légèrement plus basses observées au dessus de la banquise** ainsi que le possible entraînement d'humidité ou d'aérosols au sommet de ces MPCs **pourraient être responsables des disparités** rencontrées au niveau de la phase glace. En tout état de cause, les MPCs mesurés durant **ACLOUD** présentaient le plus souvent, en particulier au dessus de l'eau libre, des profils de LWC adiabatique [Järvinen et al., 2023]. Les interactions entre gouttelettes d'eau et cristaux de glace étaient donc peu intenses, et le **processus WBF probablement peu efficace**. Cependant, le givrage partiel des cristaux pourrait être responsable des contenus en glace significatifs observés dans les MPCs au dessus de la banquise. Au final, les propriétés de la phase glace et leur distribution verticale au dessus de la banquise ne sont pas si différentes de celles obtenues par **Mioche et al., [2017]** et **Lloyd et al., [2015]** au dessus de l'océan libre dans le cas de masses d'air en provenance du Sud mais cette fois au Printemps. L'advection de chaleur et d'humidité ainsi que la température du sommet du nuage pourraient donc jouer un rôle plus prépondérant dans l'initiation de la phase glace que les conditions de surface.

Cette étude préliminaire des observations collectées durant **ACLOUD** montre qu'il est **délicat d'établir un lien direct entre le type de surface et la distribution verticale des propriétés microphysiques des MPCs**. La concentration et probablement le type d'aérosols semblent également varier avec les conditions de surface. Les observations *in situ* laisseraient présumer que la majorité des aérosols (et de CCN) se situerait au dessus de la couche d'inversion au sommet du nuage dans les zones de banquise. Une quantité plus importante serait en revanche présente dans les couches proches de la surface au dessus de l'océan libre [Wendisch et al., 2019 ; Zanatta et al., 2023]. Dans ce cas, les différences observées au niveau des propriétés microphysiques des MPCs pourraient être en partie contrôlées par ces variations de la distribution verticale et d'abondance des aérosols. Cette répartition des aérosols pourrait être, certes liée à leur émission à la surface ou à leur advection, mais également indirectement provoquée par les profils thermodynamiques et de turbulence qui diffèrent selon le type de surface.

A ce titre, l'étude de **Young et al., [2016]** est une des rares à s'être intéressée à l'influence du type de surface sur les propriétés microphysiques des MPCs dans la région du Svalbard. Sur un cas d'étude, au Printemps lors de la campagne **ACCACIA**, ils ont montré que les concentrations en nombre de cristaux étaient comprises entre 0.5 et 1.5 L⁻¹ quel que soit le type de surface. La concentration en gouttelettes d'eau était en revanche plus importante au dessus de la MIZ et de la banquise ($N_w = 110 \pm 36 \text{ cm}^{-3}$) qu'au dessus de l'eau libre ($N_w = 63 \pm 30 \text{ cm}^{-3}$). Cette diminution du nombre de gouttelettes serait attribuable à une hausse de l'efficacité des processus de collision-coalescence des gouttelettes au sein des couches nuageuses plus denses au dessus des eaux libres. Étant donné que les concentrations d'aérosols observées au dessus des différentes surfaces étaient très similaires, **l'augmentation des flux de chaleur et de la turbulence provoquée par le fort gradient de température (~10°C) lors de transition banquise-eau libre** semblait être la principale responsable des variabilités microphysiques observées. Durant la campagne **ACLOUD**, près de 90% des MPCs échantillonnés étaient couplés avec la surface (i.e. nuages de couche limite), donc susceptibles d'être affectés par les flux de chaleur et d'humidité émis par les couches de surface. Néanmoins, nos observations n'ont pas révélé une telle diminution du nombre de gouttelettes au passage banquise - eau libre. Les contrastes de température étaient en effet beaucoup moins marqués que ceux expérimentés dans l'étude de **Young et al., [2016]**.

En revanche, lors de la campagne **AFLUX** [Mech et al., 2022] de Mars-Avril 2019, nous avons pu observer une forte variabilité de la structure verticale des propriétés microphysiques et optiques des MPCs lors du changement de conditions de surface en présence de descente d'air froid en provenance du Nord (Cold Air Outbreak). Au dessus de la banquise, les nuages étaient peu épais, dominés par des concentrations relativement élevées de petits cristaux de glace tandis que progressivement leur épaisseur devenait plus importante avec des contenus en eau et des tailles de cristaux plus grands au dessus de l'eau

libre [Moser et al., 2023]. Ce travail reste préliminaire et nécessitera une analyse microphysique plus aboutie en lien avec les flux de chaleur et turbulents mesurés *in situ*.

Ces différentes études illustrent l'importance des interactions aérosols-nuages, de la dynamique locale et à l'échelle synoptique ainsi que des conditions de surface sur les propriétés microphysiques et macrophysiques des MPCs en Arctique. Elles montrent également qu'il est difficile d'identifier expérimentalement la contribution respective des différentes conditions environnementales sur le partitionnement de phase dans ces nuages. Cette thématique fait partie intégrante du projet **IPEV (MPC)²-EA** qui nous a permis de participer aux campagnes **AFLUX** (2019) et **MOSAïc-ACA** (2020). Dans le cadre de la **Thèse de Diana Arteaga (2019-2023)**, des études de sensibilités basées sur des simulations avec le modèle méso-échelle WRF sont également en cours. Il s'agit de mieux **comprendre l'impact des conditions de surface et des propriétés des aérosols sur les propriétés des MPCs observées durant la campagne ALOUD**. Les premiers résultats montrent que les profils verticaux du LWC et de l'IWC ainsi que l'extension verticale des MPCs situés au dessus de la banquise sont très sensibles à la concentration en CCN. Il ne semble pas y avoir de relation linéaire entre la quantité de CCN et le partitionnement de phase au sein de ces MPCs. Dans un intervalle restreint de concentrations en CCN ($[20-100] \text{ cm}^{-3}$), les interactions entre gouttelettes d'eau et cristaux de glace se mettent en place plus efficacement pour conduire à une augmentation du IWC sans que l'eau surfondue soit complètement consommée. La phase mixte semble alors pouvoir perdurer sans que le nuage ne subisse une glaciation complète. Des études supplémentaires sur l'influence des INP, des flux de chaleur et des schémas microphysiques sur la distribution des hydrométéores au sein de MPC-IB seront nécessaires pour mieux identifier le rôle des différents mécanismes locaux intervenant dans le cycle de vie de ces nuages.

III.2.3.3 Hétérogénéités horizontales des propriétés des MPCs

Dans les sections précédentes de ce chapitre III.2, l'essentiel de nos efforts a porté sur la caractérisation de la structure verticale des MPCs. L'étude de la variabilité horizontale des propriétés de ces nuages a fait l'objet de quelques études expérimentales qui ont permis de mettre en évidence l'importance de bien connaître la **distribution spatiale de la phase thermodynamique et l'échelle de son partitionnement** [Korolev et al., 2003 ; Field et al., 2004 ; Ruiz-Donoso et al., 2020]. Les hétérogénéités horizontales des propriétés nuageuses sont en effet susceptibles de jouer un rôle important sur leur effet radiatif [Varnai et Marshak, 2002 ; Schäfer et al., 2018], sur les restitutions nuageuses par télédétection [Varnai et Marshak, 2001 ; Shonk et al., 2010 ; Bierwirth et al., 2013 ; Schäfer et al., 2017] ainsi que sur les processus microphysiques et dynamiques impliqués dans le cycle de vie des MPCs [Fan et al., 2011 ; Loewe et al., 2017 ; Korolev et al., 2017 ; Tan et al., 2018].

Nous avons abordé l'étude de la distribution horizontale des hydrométéores présents dans les MPCs en s'appuyant sur différents outils (spectre de Fourier, PDF, spectre de cohérence, cloud chord length) ou indicateurs (coefficients de corrélation, paramètres d'hétérogénéités) statistiques. Ces méthodes d'analyse ont été appliquées à des portions de vol à altitude constante lors des campagnes **ALOUD** (Stage de M2 de Jonathan Fonteneau, 2021), **ASTAR 2004** et **POLARCAT** (Stage de M1 d'Antoine Farah, 2014, et de Thomas Rosambert, 2011) ainsi que sur des séries temporelles acquise durant la campagne au sol **CLIMSLIP-NyA** (Thèse de Gwenolé Guyot, 2016). Ces travaux ont tout d'abord permis de **justifier l'utilisation de grandeurs optiques** dérivées des mesures du PN telles que le coefficient d'extinction et le facteur d'asymétrie **comme indicateur du partitionnement de phase dans les nuages**. Les mesures *in situ* dans les MPCs observés à la station de mont Zeppelin ont montré que le facteur d'asymétrie augmentait quasi linéairement avec la fraction d'eau liquide (**Fig. III.2.12a**). L'analyse des spectres de cohérence des contenus en eau condensée a également montré que, dans les zones en phase mixte, les variabilités du LWC et, dans une moindre mesure, celles du IWC étaient en phase avec les variations du coefficient d'extinction sur des échelles spatiales allant de quelques centaines de mètres à une centaine de kilomètres (Stage de M1 d'Antoine Farah, 2014).

Nos analyses ont également permis de confirmer certaines propriétés statistiques de la répartition de la phase thermodynamique au sein de MPCs issus de fronts, établies par *Korolev et al.*, [2003 et 2013b] et *Korolev et Isaac*, [2003 et 2006]. Ces travaux ont montré que la distribution de la fréquence d'occurrence de la fraction de glace ($\mu = \text{IWC}/\text{TWC}$) avait une forme typique en U, avec des maxima lorsque $\mu=0$ (couche nuageuse entièrement liquide) et $\mu=1$ (couche entièrement glacée). La probabilité d'observer des portions de nuages en phase mixte ($0.1 < \mu < 0.9$) est faible et ne semble pas dépendre de la température (**Fig. III.2.12b**). Ce comportement singulier n'est que la conséquence de l'état thermodynamique de la **phase mixte qui une étape intermédiaire instable entre la phase liquide d'eau surfondue**, metastable, et la **phase glace**, thermodynamiquement stable. Dans des MPC-IB caractérisés par des températures comprises entre 0° et -20°C , nous avons observé le même type de comportement avec, cependant, une présence deux fois plus fréquentes de couches horizontales dominées par la phase liquide que dans les statistiques établies par *Korolev et al.*, [2003] (**Fig. III.2.12b**). Ces caractéristiques dépendent effectivement du forçage dynamique, du type d'instrumentation utilisé et de l'échelle spatiale d'échantillonnage et d'analyse [*Korolev et al.*, 2017 ; *Stage de M2 de Jonathan Fonteneau*, 2021].

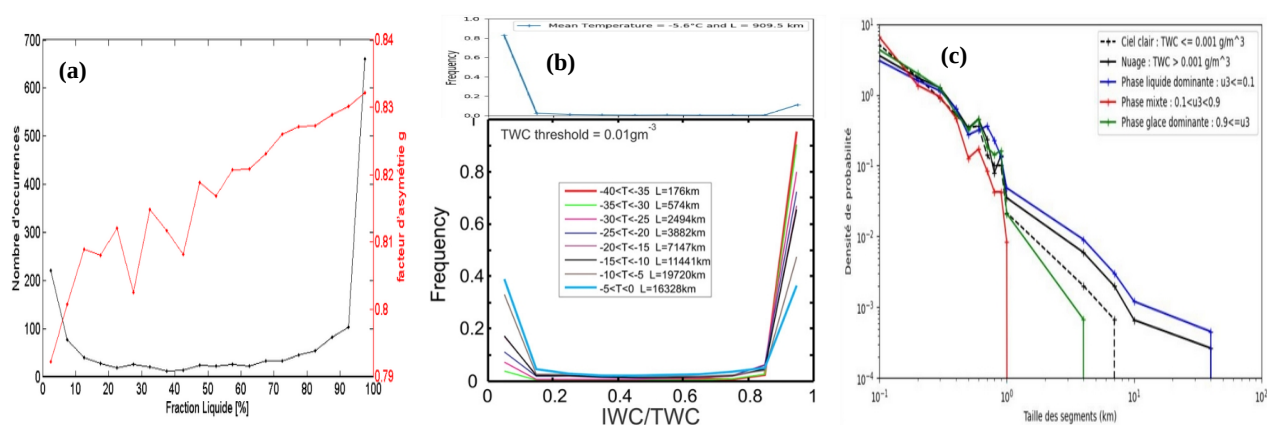


Figure III.2.12 : Distributions du partitionnement de phase dans des nuages en phase mixte. **(a)** Nombre d'occurrences ou de minutes d'événements de MPCs en fonction de la fraction d'eau liquide (LWC/TWC) au Mont Zeppelin lors de la campagne CLIMSLIP. Les températures des couches nuageuses mesurées s'échelonnaient entre -5°C et -12°C . Les valeurs correspondantes du facteur d'asymétrie sont également reportées (courbe rouge). Les données ont été moyennées sur 800 m. **(b)** Fréquence d'occurrence de la fraction de glace $\mu = \text{IWC}/\text{TWC}$ moyennée sur 100 m. La figure du haut correspond aux mesures dans les MPCs lors de la campagne ALOUD pour des températures comprises entre 0°C et -20°C . La figure du bas est basée sur des mesures dans différents types de nuages frontaux (moyennes et hautes latitudes). Les courbes sont séparées en 8 gammes de températures avec la longueur totale des segments nuageux échantillonnés mis bout à bout. D'après *Korolev et al.*, [2017]. **(c)** Densité de probabilité de la taille des segments nuageux (ou échelle spatiale) pour différentes configuration nuageuse (phase mixte, liquide, glace, ciel clair) lors de la campagne ALOUD. D'après la *Thèse de G. Guyot*, (2016) et le *Stage de M2 de J. Fonteneau*, (2021).

Dans les zones en phase mixte des nuages stratiformes, les mesures d'humidité relative ont montré que les valeurs de RH_w décroissaient rapidement en augmentant l'échelle à laquelle les données étaient moyennées, conformément aux observations de *Korolev et Isaac*, [2006]. En revanche, la faible cadence d'acquisition des mesures d'humidité ne nous a pas permis de confirmer qu'à des échelles spatiales inférieures à 100 m, les valeurs de RH_w dans les zones de phase mixte étaient proches de la saturation par rapport à l'eau liquide quelle que soit la température [*Korolev et Isaac*, 2006] (cf. mesures dans la chambre AIDA, **section I.2, Partie I**). En revanche, nous avons mis en évidence la faible ou l'absence de cohérence et de corrélation spatiale entre le LWC et l'IWC à des échelles horizontales supérieures à 100 m, en accord avec les conclusions de *Korolev et al.*, [2017]. Les observations réalisées durant ALOUD nous ont tout de même permis d'identifier un lien entre les maxima de concentrations en gouttelettes d'eau et en cristaux de glace. La corrélation observée entre le LWC des zones nuageuses dominées par l'eau liquide et l'énergie cinétique turbulente semble confirmer que, dans les MPCs, les gouttelettes d'eau se forment dans les courants ascendants (updrafts) chargés d'humidité. Les analyses des spectres d'énergie de Fourier du LWC

et du IWC montrent également que la variabilité horizontale du contenu en eau suit celle de la turbulence libre (pente spectrale proche de $-5/3$) tandis que le contenu en glace semble avoir une distribution quasi-aléatoire (pente de l'ordre de -0.4).

Nous avons également essayé de quantifier l'hétérogénéité spatiale des propriétés microphysiques des MPCs par le biais du **paramètre d'hétérogénéité ρ** (Szczap et al., [2000], cf. **section II.1.3.1** de la **Partie II**). Ce paramètre **augmente avec l'échelle d'observation et présente des valeurs en moyenne deux fois plus élevées pour l'IWC** ($\rho_{IWC} \sim 1.5$ à une échelle de 30 km) **que pour le LWC** ($\rho_{LWC} \sim 0.8$). La distribution horizontale de l'IWC est donc très hétérogène et plus variable que dans des cirrus (cf. **section II.1.3.1**). ρ_{IWC} varie également fortement (de 0.7 à 2.5) avec le type de couches de MPCs échantillonnées durant **ACLOUD (Stage de M2 de J. Fonteneau, 2021)**. Enfin, l'analyse de la répartition spatiale des portions nuageuses de même phase thermodynamique (i.e. chord length) a montré que **la probabilité de mesurer des segments nuageux consécutifs en phase mixte** ($0.1 < \mu < 0.9$) **de plus d'1 km de long était quasiment nulle** dans les MPC-IB (**Fig. III.2.12c**). En revanche, les distributions de probabilité des segments entièrement en phase glace ($\mu > 0.9$) ou en phase liquide ($\mu < 0.1$) suivent une loi puissance jusqu'à une échelle de l'ordre de 4 à 30 km. De plus, nous avons observé qu'à une échelle de 400-500 m, les zones nuageuses monophasiques (liquide ou glace) sont beaucoup plus fréquentes que les portions en phase mixte (**Stage de M2 de J. Fonteneau, 2021**). Il semblerait donc que les **MPCs échantillonnés soient constitués d'un mélange inhomogène de gouttelettes d'eau et de cristaux de glace** répartis dans des poches exclusivement en phase liquide ou en phase glace (MPCs conditionnellement stables selon la terminologie de Korolev et Isaac, [2006]).

Cette **distribution inhomogène de la phase thermodynamique** est particulièrement importante car elle peut avoir des conséquences sur les interactions entre les gouttelettes d'eau et les cristaux, le déclenchement des précipitations et la persistance des MPCs. La plupart des modèles considère les MPCs comme étant constitués d'un mélange homogène de cristaux et de gouttelettes. Cette hypothèse pourrait expliquer que les modèles numériques ont tendance à mal simuler la persistance des MPCs en surestimant l'efficacité de l'effet Bergeron (WBF) qui conduit à une glaciation rapide du nuage [Tan et Storelvmo., 2016 ; Prenni et al., 2007]. A l'avenir, **l'échelle spatiale d'inhomogénéité de la phase thermodynamique** devra probablement être **estimée plus précisément à partir de mesures à plus haute résolution** et selon des **différents critères** de discrimination de phase (microphysiques et optiques).

L'ensemble des analyses présentées dans cette section a permis d'évaluer et d'effectuer des ajustements statistiques des propriétés des champs nuageux tridimensionnels générés par le modèle 3DCLOUD [Szczap et al., 2014] sur un cas d'étude durant **ACLOUD**. La variabilité horizontale des propriétés microphysiques simulées par le modèle WRF (dans le cadre de la **Thèse de Diana Arteaga, (2019-2023)**) a également été comparée aux propriétés statistiques établies à partir des mesures *in situ*. Les résultats ont montré que les deux modèles n'arrivaient pas à correctement retranscrire ni les hétérogénéités horizontales de l'IWC et du LWC ni la hauteur des MPCs. La quantité de glace présente dans le cas d'étude d'un MPC au dessus de la banquise est fortement sous estimée par les deux modèles. Les pentes spectrales des champs de LWC et de l'IWC simulés par WRF présentent des valeurs proche de -3 , témoignant d'un effet de lissage numérique important. La probabilité pour que les couches nuageuses modélisées aient une valeur de $\mu = 0.5$ (phase mixte) est également très surestimée par rapport aux observations. Des corrections statistiques des paramètres d'hétérogénéités, des distributions de probabilité du LWC et du IWC ainsi que sur les pentes spectrales ont pu être appliquées au modèle 3DCLOUD. Ces ajustements ont finalement permis d'améliorer la distribution spatiale du partitionnement eau/glace ainsi que les profils verticaux du IWC et du LWC (**Stage de M2, J. Fonteneau, 2021**). Ces travaux préliminaires permettront à terme de **calibrer une version du générateur de nuages rapide 3DCLOUD adaptée aux nuages en phase mixte**. Certains processus microphysiques supplémentaires comme la croissance des cristaux par déposition de vapeur d'eau, le givrage ou ceux responsables du déclenchement des précipitations (autoconversion) devront également être paramétrisés pour améliorer la représentativité des MPCs modélisés par 3DCLOUD. Ces champs nuageux simulés pourront ensuite être couplés avec un modèle de transfert radiatif 3D pour étudier

l'impact des hétérogénéités microphysiques sur les propriétés radiatives. Il serait également possible d'utiliser les champs thermodynamiques, dynamiques et de distribution de phase de 3DCLOUD pour contraindre un module de microphysique détaillée (DESCAM 1D) afin d'étudier l'influence de ces variabilités à petite échelle (100m ou moins) sur les propriétés microphysiques à plus grande échelle (à partir de 1km) (cf. **Partie IV, Prospectives**).

III.2.4 Résumé et conclusions du Chapitre III.2

Dans les régions arctiques, la persistance des nuages en phase mixte, au sein desquels les gouttelettes d'eau surfondues et les cristaux de glace coexistent, est remarquable compte tenu de l'instabilité inhérente entre la phase liquide et la phase glace. Les observations effectuées ces dernières années ont montré que le cycle de vie de ces nuages reste encore mal appréhendé dans les modèles à cause de la complexité des interactions entre les processus microphysiques, radiatifs, et dynamiques intervenant à différentes échelles (**Section III.2.1**). Il est donc primordial d'effectuer **une caractérisation in situ des propriétés des MPCs pour mieux documenter et comprendre les processus microphysiques** responsables du partitionnement de phase dans ces nuages ainsi que leur impact sur les précipitations et le bilan radiatif à la surface. Les distributions verticales et horizontales des propriétés microphysiques des MPCs doivent également être analysées en fonction des conditions environnementales à plus grande échelle (météorologiques, type de surface, transport d'aérosols) afin d'identifier les paramètres clés responsables de l'équilibre entre les deux phases et de la longévité de ces nuages.

C'est dans ce cadre que, depuis 2009, nous avons analysé statistiquement les propriétés microphysiques et optiques *in situ* des MPCs échantillonnés lors de campagnes de mesures aéroportées en Arctique avec les moyens de la **PMA**. Les expériences **ASTAR 2004 et 2007**, **POLARCAT 2008**, **SORPIC 2010** entreprises dans la région du Svalbard au dessus des mers du Groenland de Norvège ont plus particulièrement été étudiées. Avec le support du **CDD IR de Guillaume Mioche (2013-2015)** mis en place par le CNES dans le cadre du projet **TOSCA RECLAT** (en cours depuis 2012), nous avons identifié et analysé une vingtaine de vols en nuages de couche limite en phase mixte au dessus de l'eau libre (**Section II.2.2.1**). Des profils verticaux moyens des propriétés microphysiques et optiques ont ainsi pu être déterminés en fonction des conditions thermodynamiques et météorologiques dominantes [**Mioche et al., 2017 ; Mioche et Jourdan, 2018**].

Ces mesures ont mis en évidence la **structure verticale particulière de ces nuages caractérisée par la présence systématique d'une couche d'eau surfondue au sommet** (à une altitude inférieure à 3 km et à des températures minimales de -25°C) associée à des précipitations de cristaux de glace depuis la partie inférieure du nuage (**MPC-IB**). Ce type d'analyse nous a permis de caractériser la répartition verticale de la phase thermodynamique à fine échelle, ainsi que les processus microphysiques de croissance dominant des hydrométéores dans les MPCs (**Section II.2.2.2**). L'étude morphologique des cristaux de glace a mis en évidence la présence de particules givrées (dans 40% des cas) indiquant un processus de croissance par accréation efficace dans la couche mixte. Des cristaux de formes régulières (plaques et étoiles dans 30% des cas) ont également été observés dans la partie inférieure du nuage signatures d'une croissance par dépôt de vapeur (**Thèse de Gwenolé Guyot, 2016**). La forte proportion de particules irrégulières dans la plupart des couches nuageuses (jusqu'à 50% des cas) semble résulter notamment de processus d'agrégation et d'un rôle important de la dynamique [**Jourdan et al., 2016**]. Par ces campagnes, nous avons également montré que les MPCs associés à des masses d'air doux du Sud-Est (continental-pollué) présentaient systématiquement des concentrations et des teneurs en eau beaucoup plus élevées (facteur 2 à 3) que ceux sous influence de masses d'air froid venant du Pôle (**Section II.2.2.3**). En revanche, les **MPCs se formant ou évoluant sous un régime de type «Cold Air Outbreak»**, à des températures inférieures à -15° à -20°C, étaient **caractérisés par des précipitations plus régulières ainsi que des contenus en glace et des concentrations en cristaux sensiblement plus importantes** d'un facteur 5 à 6 [**Mioche et al., 2017**]. L'influence des conditions météorologiques à grande échelle sur les profils verticaux des propriétés

microphysiques et optiques des MPCs a également pu être mise en évidence par l'intermédiaire des observations lors de la campagne **RACEPAC** (Avril-Mai 2014, Inuvik, Canada) en Arctique de l'ouest dans le cadre du projet **IPEV RACEPAC-LaMP** (2014). Les analyses ont montré que le partitionnement eau/glace et la structure verticale des MPCs étaient fortement influencés par les processus dynamiques locaux et les conditions synoptiques responsables de l'apport de chaleur et d'humidité. En particulier dans des situations de vortex polaire fort et d'advection d'humidité à grande échelle, des nuages très hétérogènes, souvent multi-couches, caractérisés par une plus forte teneur en glace ont été observés. En revanche, dans des conditions de «Cold Air Outbreak» la présence de «nuages en rouleaux» (convective rolls) de très faible extension verticale et dominée par l'eau liquide témoignait dans ce cas du rôle prépondérant des processus dynamiques locaux déclenchés par les forts gradients de température lors du passage de la masse d'air de la banquise à l'eau libre (Stage de M1 de Manon Rocco, 2017).

L'étude de la nucléation primaire des cristaux de glace a pu être abordé en mettant en relation la concentration maximale des cristaux de glace avec la température du sommet des nuages. Les analyses ont montré que ce paramètre jouait un rôle prépondérant dans la production de cristaux au sommet des MPCs indépendamment, *a priori*, de la concentration en particules d'aérosols (Section II.2.2.4). Néanmoins, dans certaines situations très pauvres en aérosols, la congélation et le fractionnement de grosses gouttelettes d'eau surfondue (de diamètre de l'ordre de 500 μm , i.e. drizzle) en phase d'évaporation pourraient également contribuer à la formation de cristaux de glace. Ce mécanisme expliquerait, dans certaines situations, l'observation de concentrations de cristaux de glace très supérieures (rapport 100) à la concentration de noyaux glaçogènes, outre les problèmes instrumentaux de fragmentation artificielle des cristaux de glace sur les sondes aéroportées [Febvre *et al.*, 2012]. Ces observations *in situ* ont également permis de **développer des paramétrisations représentatives des propriétés microphysiques** (fraction d'eau liquide, contenus en eau et glace) et optiques (extinction) **en fonction de l'altitude des nuages, de leur température au sommet et de l'origine des masses d'air** [Mioche *et al.*, 2017]. Ces paramétrisations pourraient être implémentées dans des modèles à microphysique paramétrée et dans des algorithmes d'inversion satellitaire.

Les **interactions entre les aérosols et les nuages en phase mixte** ont été étudiées un peu plus en détails lors d'une campagne de mesure au sommet du Mont Zeppelin à Ny-Alesund (Mars à Mai 2012), dans le cadre des projets **ANR CLIMSLIP** (2011-2015, PI K. Law et G. Ancellet, **LATMOS**) et **IPEV CLIMSLIP-NyA** (2012-2013, col. **IGE**). Cette thématique faisait également partie intégrante du projet du **Chantier Arctique Français PARCS** (2015-2017) s'intéressant à l'impact des sources de particules d'aérosols sur le cycle de vie des MPCs en Arctique (Section III.2.3.1). L'analyse des observations *in situ* des propriétés des MPCs et des aérosols en synergie avec les rétrotrajectoires simulées par le modèle lagrangien FLEXPART-WRF ont montré que le **transport grande échelle d'aérosols** en provenance du Nord-Est de l'Asie **se traduisait par des concentrations en carbone suie, en aérosols et en gouttelettes d'eau conséquentes** ainsi qu'un mode accumulation significatif [Guyot *et al.*, 2017]. Dans ces situations de pollution longue distance, le diamètre des gouttelettes d'eau nuageuses était plus faible et la fraction d'activation des aérosols plus élevée que dans les cas «propres» pour lesquels les sources d'aérosols sont majoritairement locales et le mode fin plus important (Thèse de Gwennoé Guyot, 2016 ; CDD ANR de Frans Olofson, 2013). L'analyse des données a pu bénéficier des principales recommandations établies lors d'une campagne d'inter-comparaison instrumentale effectuée au sommet du puy de Dôme, dans le cadre du projet **ROSEA** (2013). Ces observations ont permis de mieux interpréter les mesures microphysiques réalisées à Ny-Alesund, en les corrigeant des effets de changement de direction et de vitesse du vent [Guyot *et al.*, 2015].

La combinaison instrumentale déployée lors de la campagne **CLIMSLIP-NyA** a également permis de caractériser les différentes couches des MPCs avec une haute résolution spatiale. Ces mesures ont en évidence la **présence de poches nuageuses quasi exclusivement constituées d'eau liquide ou de glace** (Section III.2.3.3). Ces observations vont à l'encontre de l'hypothèse standard utilisée dans les modèles de climat considérant que l'eau surfondue et la glace sont uniformément distribuées dans les MPCs. Des

analyses statistiques plus robustes ont permis d'établir différentes métriques pour quantifier la distribution du partitionnement de phase et les hétérogénéités horizontales en fonction de l'échelle spatiale ([Stage de M2 de Jonathan Fonteneau, 2021](#) ; [Stages de M1. d'Antoine Farah, 2014](#) et de [Thomas. Rosambert, 2011](#)). Les principaux résultats ont montré que la variabilité horizontale des propriétés microphysiques était significative et probablement liée aux fluctuations thermo-dynamiques à petite échelle (température, humidité, vent vertical).

Une partie des instruments plus récents la **PMA** a également été déployée sur les avions de l'**AWI** lors des campagnes **ACLOUD** en Mai-Juin 2017, **AFLUX** en Mars-Avril 2019 et **MOSAIC-ACA** en Septembre 2020, **HALO-(AC)³** en Mars-Avril 2022, dans la région du Svalbard. Ces quatre campagnes aéroportées s'insèrent dans le projet trans-régional allemand **(AC)³** (en cours depuis 2017, col. **LIM, IGM, TROPOS, KIT, DLR**) [[Wendisch et al., 2023](#)] ainsi que dans le projet **IPEV (MPC)²-EA** (2018-2022) dont l'objectif est d'améliorer nos connaissances sur les processus physiques liés aux nuages en phase mixte en Arctique. Les mesures acquises lors de la campagne **ACLOUD** [[Wendisch et al., 2019](#) ; [Ehrlich et al., 2019](#)] ont permis de mettre en évidence l'influence des aérosols et des conditions de surface (banquise, eau libre ou MIZ) sur la structure verticale du partitionnement entre gouttelettes d'eau surfondue et cristaux de glace [[Dupuy et al., 2018](#) ; [Zanatta et al., 2023](#)]. Les premiers résultats ont montré que les MPCs soumis à des masses d'air venant du sud transportant des quantités un peu plus importantes d'aérosols étaient caractérisés par de plus grandes concentrations de petites gouttelettes (**Section III.2.3.2**). Au dessus des régions couvertes de glace de mer, les contenus en glace de cristaux étaient supérieurs à ceux observés au dessus des eaux libres ([Stage de M2 d'Antoine Baudoux, 2022](#) ; [Järvinen et al., 2023](#)). Les structures verticales de ces nuages résultent également des différences observées au niveau des flux de chaleur et de turbulence dans les basses couches atmosphériques. L'intensité de ces flux est en grande partie conditionnée par le type de surface. L'impact spécifique des conditions de surface sur les propriétés optiques et microphysiques des MPCs a fait l'objet d'analyses sur des cas d'études d'**AFLUX** [[Mech et al., 2022](#)] et de **MOSAIC-ACA** [[Moser et al., 2023](#)]. Enfin, la [thèse de Diana Arteaga \(2019-2023\)](#) s'intéresse plus spécifiquement à l'évaluation, par modélisation (WRF), de la contribution respective des conditions de surface et des particules d'aérosols sur la distribution verticale des propriétés microphysiques des MPC-IB durant la campagne **ACLOUD**.

III.3 Interactions entre propriétés microphysiques et optiques dans les MPCs

Dans les chapitres précédents, nous avons vu que les nuages en phase mixte jouaient un rôle important sur le bilan radiatif à la surface en Arctique notamment de par leur persistance, leur ubiquité et leurs propriétés microphysiques singulières [Kay et Gettelman, 2009 ; de Boer et al., 2011 ; Cesana et al., 2012, Matus et l'Ecuyer, 2017 ; Ebell et al., 2020]. Les différentes composantes intervenant dans le cycle de vie de ces nuages restent encore mal représentées dans la plupart des modèles numériques à méso-échelles ou globaux [Kretzschmar et al., 2019 ; Tan et Storelvmo, 2016 ; McCoy et al., 2015]. En particulier, **les processus microphysiques ainsi que les différents schémas de transfert radiatif implémentés dans ces modèles font l'objet de paramétrisations généralement peu adaptées aux nuages polaires** et d'hypothèses simplificatrices [Komurcu et al., 2014 ; Cesana et Storelvmo, 2017 ; Yang et al., 2015]. Ceci se traduit par une **incapacité des modèles**, quelle que soit leur échelle, à **correctement reproduire les hétérogénéités spatiales et l'évolution temporelle des propriétés microphysiques** (concentration, forme et distribution des particules, contenus en eau et en glace) ainsi que **la structure macrophysique** (altitude, couverture fractionnaire, épaisseur géométrique, hétérogénéité interne et texture) des MPCs [Avramov et Harrington, 2010 ; Westbrook et Illingworth, 2013 ; Savre et Ekman 2015a ; Miltenberger et al., 2018]. Ces caractéristiques gouvernent les **interactions entre les ondes électromagnétiques et les nuages**, impactant ainsi fortement les propriétés radiatives de ces derniers.

Une représentation inadéquate de la distribution et de la répartition entre les quantités d'eau surfondue et de glace peut, par exemple, substantiellement modifier l'effet radiatif des MPCs. A ce titre, Ehrlich et al., [2008a] et Wendish et al., [2013] ont montré qu'une augmentation de la fraction volumique de glace (ou IWC) et de la taille des cristaux provoquaient une réduction de l'effet parasol des nuages dans le SW. Nous avons également vu auparavant que l'effet de réchauffement dans le LW était très sensible au contenu intégré en eau liquide (**Section III.1.2**). Outre les hétérogénéités de phase, la grande diversité de formes et de tailles des hydrométéores observées dans les MPCs (cf. **Section III.2.2**) complexifie encore un peu plus le lien entre propriétés microphysiques et propriétés optiques/radiatives [Yang et al., 2015 ; Zhu et al., 2015 ; Ehrlich et al., 2009].

La problématique du couplage entre les caractéristiques microphysiques avec les propriétés optiques, se retrouve aussi bien pour l'évaluation de l'effet radiatif des nuages (problème direct) que pour la restitution des propriétés microphysiques à partir de quantités radiatives (problème inverse). En effet, les mesures par télédétection ne donnent pas un accès direct à la microphysique et aux processus sous-jacents de formation et de croissance des hydrométéores qui conditionnent leur morphologie. Leur interprétation nécessite des méthodes d'inversions qui reposent sur des hypothèses microphysiques considérant par exemple des cristaux de forme idéalisée (hexagonale, oblate, sphéroïdale, fractale) ainsi que sur les processus optiques/radiatif mis en jeu (non prise en compte des effets radiatifs 3D, diffusion multiple ou modèle optique simplifiés...). Or, nous avons vu précédemment que les processus alternés de croissance et de sublimation des cristaux ainsi que leurs **interactions avec la phase liquide engendraient majoritairement des formes irrégulières de cristaux** avec parfois le développement d'aspérités sur leur surface. Les **propriétés optiques de ces cristaux** de formes complexes (non idéales ou non «pristine») **ne peuvent donc pas être déterminées de façon analytique**. Pour prendre en compte les hétérogénéités de phase et la diversité de formes des cristaux, une approche consiste à exploiter la complémentarité des observations *in situ* réalisées lors des campagnes de mesures en Arctique. En effet, le **couplage entre les mesures des propriétés optiques du Néphélomètre Polaire avec les propriétés morphologiques fournies par les imageurs** (CPI, 2DS, CIP par exemple) permet d'évaluer les performances des modèles optiques. Des paramétrisations morphologiques «équivalentes» peuvent également être développées pour simuler les propriétés de diffusion d'un ensemble d'hydrométéores de forme complexe.

Quelques exemples originaux basés sur cette synergie instrumentale seront présentés dans la **section III.3.1**. L'étude d'un Nimbostratus en phase mixte sera détaillée dans la **section II.3.1.1**, tandis que des applications sur des estimations de rapports lidars et d'albedo de la neige feront l'objet de la **section**

III.3.1.2. Les mesures *in situ* sont également pertinentes pour évaluer les propriétés microphysiques restituées par les observations par télédétection ou améliorer les algorithmes d'inversion dans les nuages en phase mixte. En ce sens, la phase thermodynamique du nuage qui dépend fortement de l'échelle d'observation doit être déterminée avant toute restitution des propriétés microphysiques. Nous présenterons, plus particulièrement dans la **section III.3.2.1**, nos travaux sur la validation des produits satellitaires et notamment le produit DARDAR-MASK. Enfin, nous aborderons les premiers résultats concernant l'évaluation des restitutions DARDAR-CLOUD des propriétés microphysiques dans des nuages en phase mixte dans la **section III.3.2.2**.

III.3.1 Impact de la forme des cristaux et de la partition de phase sur les propriétés optiques

Les observations *in situ* des propriétés microphysiques et optiques des MPCs restent essentielles pour évaluer les modèles de diffusion de la lumière et établir des paramétrisations permettant de lier les caractéristiques morphologiques des hydrométéores avec leur signature optique. Malgré les progrès remarquables de ces vingt dernières années [Yang *et al.*, 2013 et 2018 ; C-Labonnote *et al.*, 2000 ; Tang *et al.*, 2017 ; Platnick *et al.*, 2017], les modèles de diffusion ne sont pas capables prendre en compte la diversité des structures cristallines observées. Dans cette section nous illustrerons les possibilités offertes par la **combinaison entre des mesures simultanées et directes d'indicatrices de diffusion avec de l'imagerie à haute résolution**. L'un des objectifs est d'**ajuster les modèles de diffusion** sur la base de propriétés morphologiques de cristaux équivalentes présentant un comportement optique similaire aux observations. Mais nous verrons que cette approche fournit également des **informations complémentaires sur les mécanismes microphysiques** intervenant dans les MPCs de l'Arctique.

III.3.1.1 Étude des interactions microphysiques-optiques dans les MPCs : opportunités et limites

Les possibilités de la synergie instrumentale **PN - CPI** pour le développement de modèles équivalents et représentatifs de la variabilité des propriétés microphysiques de la phase mixte ont plus particulièrement été étudiées lors des campagnes **ASTAR**. Dans cette section, nous nous proposons de présenter un cas d'étude d'un système nuageux en phase mixte observé le 21 Mai lors de la campagne **ASTAR 2004**. L'objet d'étude est un champ de Nimbostratus formé suite au passage d'un front chaud créé par un système dépressionnaire localisé au Sud de l'archipel du Svalbard. Ce système nuageux a pu être caractérisé depuis sa base (100 m /-1°C) jusque proche de son sommet (3000 m /-12°C) grâce à plusieurs passages de l'avion polar-2 réalisées sur des paliers de 50 km (**Fig. III.3.1d-h**).

Une grande diversité de formes de cristaux de glace associée à des fractions d'eau liquide (LWF) contrastées ont pu être observées par le **CPI** et la **sonde Nevzorov**. Malgré l'importante hétérogénéité horizontale des propriétés microphysiques, chaque couche nuageuse échantillonnée était caractérisée par des **formes de cristaux bien distinctes et relativement homogènes spatialement** (**Fig. III.3.1d-h**). Par exemple, des **gouttelettes d'eau**, pouvant atteindre 500 µm de diamètre (drizzle), étaient présentes dans la partie inférieure (de 100 à 500m) et optiquement dense du nuage à des températures légèrement supérieures à -2°C. Des cristaux de type **colonnes ou aiguilles** étaient bien représentés (occurrence de l'ordre de 30-40%) dans les couches nuageuses intermédiaires (de 1500 à 2000 m) à des températures comprises entre -3°C et -6°C. Dans la partie supérieure du système, une forte occurrence de **cristaux de forme irrégulière** (~ 70%) ainsi que des **dendrites et des plaquettes** déformées ont été observées à des températures inférieures à -8°C. Les coefficients d'extinction et d'asymétrie dérivés des mesures du **PN**, nous ont également permis de confirmer la **présence de gouttelettes d'eau dans quasiment chaque couche nuageuse** malgré une **diminution de fraction d'eau liquide (LWF) à mesure que l'altitude augmentait** (**Fig. III.3.1f-g**).

Dans ce système nuageux, **les concentrations des cristaux** de glace de taille supérieure à 100 μm **variaient peu avec l'altitude** (Fig. III.3.1a-e). Les valeurs de $N_{i,D>100\mu\text{m}}$ étaient proches de 2 L^{-1} , pour des IWC compris entre 10 et 20 $\text{mg}\cdot\text{m}^{-3}$ (Fig. III.3.1b-f). Cependant, dans certaines couches nuageuses intermédiaires des concentrations moyennes de 15 L^{-1} et des IWC de $50\text{ mg}\cdot\text{m}^{-3}$ furent observées (Fig. III.3.1e-f). La répartition verticale des contenus en eau liquide était en revanche beaucoup variables, entre $0.03\text{ g}\cdot\text{m}^{-3}$ (proche du sommet) et $0.4\text{ g}\cdot\text{m}^{-3}$ (en dessous de 1500 m). Les maxima de LWC étaient par ailleurs bien corrélés avec les maxima locaux de températures (Fig. III.3.1b-d). La structure verticale microphysique de ce Nimbostratus présente donc des différences notables avec la structure microphysique et macrophysique caractérisant les MPC-IB étudiés jusqu'à présent. Elle présente des caractéristiques intéressantes qui nous permettent de mettre en évidence **l'impact du partitionnement eau-glace et de la forme des cristaux sur les propriétés de diffusion dans un environnement nuageux en phase mixte.**

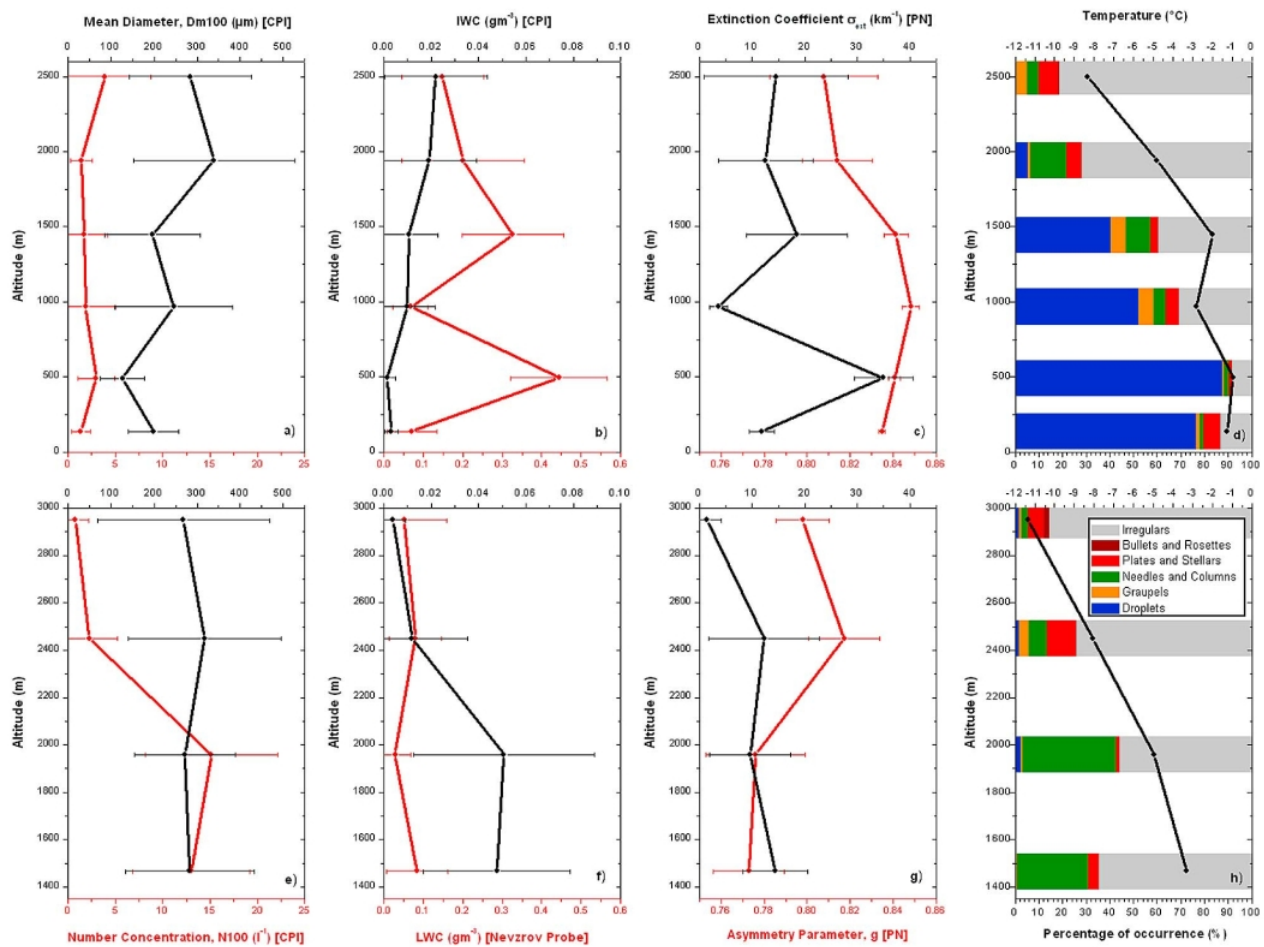


Figure III.3.1 : Profils verticaux des propriétés microphysiques, optiques et de la température dans un système nuageux en phase mixte (Nimbostratus) observé le 21 Mai lors de la campagne **ASTAR 2004**. **(a-d)** Profils obtenus lors de la descente de l'avion dans les couches nuageuses. **(e-h)** Profils lors de l'ascension du Polar-2. **(a)** et **(e)** Dimension moyenne **D_{m100}** (en noir) et **concentration du nombre de cristaux de taille supérieure à 100 μm , N_{100}** (en rouge) mesurées par le CPI. **(b)** et **(f)** Contenu en glace **IWC** (en noir) et **contenu en eau liquide LWC** (en rouge) des hydrométéores, obtenus respectivement par les mesures du CPI et de la sonde Nevzorov. **(c)** et **(g)** Coefficients d'extinction σ_{ext} (en noir) et du **facteur d'asymétrie g** (en rouge) dérivés des mesures du PN. **(d)** et **(h)** Profils verticaux de la répartition en nombre des formes de cristaux de taille supérieure à 50 μm issue de la classification morphologique du CPI. Les différentes formes des cristaux sont représentées par un code couleur (cf. légende sur le panneau **(g)**). Les profils de température de l'air nuageux sont également reproduits sur ces figures. Les barres d'erreurs sur différents panneaux correspondent à l'écart type sur les propriétés microphysiques obtenu sur chaque pallier d'altitude. D'après *Jourdan et al., [2010]*.

- Représentation des observations dans l'espace des composantes principales

Les relations entre les propriétés microphysiques et les signatures optiques des hydrométéores ont ensuite été explorées par l'intermédiaire d'analyses en composantes principales (ACP, cf. **Section I.1.2.1, Partie I**). Nous avons appliqué cette méthode statistique à l'ensemble du jeu de données d'indicatrices de diffusion (i.e. **fonctions de phase non normalisées** ou **ASCs**) mesurées par le **PN**. L'analyse des vecteurs propres de la matrice de corrélation présentée sur la **figure III.3.2a** montre que 99.8% de la variabilité du système peut être résumée par les quatre premières composantes principales. La première composante (**C₁** ou **ξ₁**) traduit les changements de magnitude des ASCs sans modification de leur dépendance angulaire. Elle est donc fortement corrélée ($R^2=0.90$) avec le coefficient d'extinction des particules nuageuses. La seconde, **C₂** ou **ξ₂**, reproduit la redistribution d'énergie diffusée de l'intervalle angulaire [60°-130°] vers les gammes de diffusion avant et arrière. Ce comportement est lié au degré de sphéricité des hydrométéores [Yang et Liou, 1996 ; Xie et al., 2009] et donc à la phase thermodynamique ou plus exactement à la fraction d'eau liquide. Ainsi, cette composante est naturellement corrélée au facteur d'asymétrie ($R^2=0.87$) comme le montre la distribution de g sur la **figure III.3.2b** (valeurs de g associées à la barre de couleur). Les troisième et quatrième composantes principales, **C₃** et **C₄**, ne représentent à elle deux que 0.16% de la variabilité des indicatrices de diffusion mesurées dans le système nuageux. Néanmoins, leur comportement angulaire singulier est **caractéristique de cristaux de glace présentant des formes géométriques différentes** ou subissant des modifications de leurs propriétés de surface (cf. **Section I.2.2, Partie I**). Par exemple, le quatrième vecteur propre atteint des maxima en valeur absolue pour des angles de 15° et autour de 130-140° (**ξ₄** sur **Fig. III.3.2a**). Il synthétise également les signatures optiques des hydrométéores qui diffusent plus de lumière vers l'avant ($\theta < 40^\circ$) que latéralement ou vers l'arrière ($\theta > 100^\circ$), ou inversement. Les études réalisées à partir des mesures dans la chambre à nuage **AIDA** (Stages de M1 et M2 de Farid Imakhloulou, 2015 et 2016) ou par modélisation des propriétés optiques des particules nuageuses (Jourdan et al., [2003b] ; Stage de M1 de David Lepen, 2006 ; Xie et al., [2006] ; Järvinen et al., [2016b]) montrent que ces gammes angulaires sont en effet particulièrement sensibles à la morphologie et la complexité des cristaux de glace.

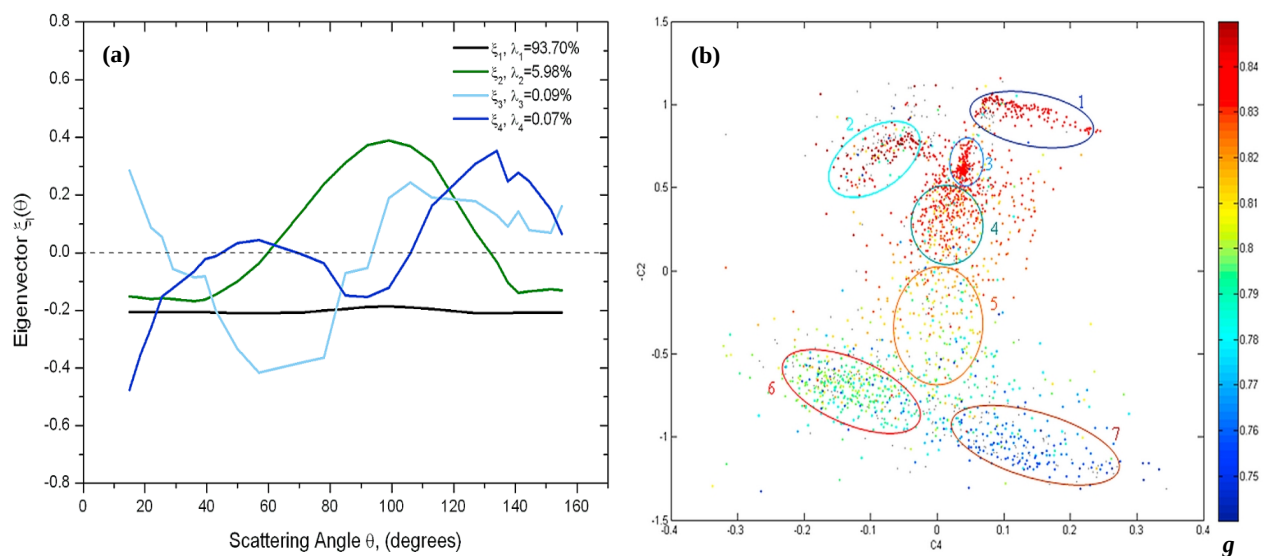


Figure III.3.2 : Résultats d'une série d'analyses en composantes principales appliquées aux indicatrices de diffusion mesurées par le **PN** lors du vol du 21 Mai dans un champ de Nimbostratus pendant la campagne **ASTAR 2004**. **(a)** Dépendance angulaire des 4 premiers vecteurs propres (**ξ_i**) de la matrice de corrélation des mesures d'indicatrices. La contribution de chaque vecteur propre à la variance du système est retranscrite par les valeurs propres normalisées (**λ_i**). **(b)** Diagramme des coefficients d'expansion (**C_{j,4}** vs **-C_{j,2}**) dit en «**Lapin Polaire**». Les indicatrices de diffusion sont projetées dans le plan formé par les 4^{ième} et 2^{nde} composantes principales. Chaque point est également associé à une valeur du facteur d'asymétrie **g** selon l'échelle de couleur ci-contre. Les sept clusters représentatifs de comportements optiques spécifiques sont identifiés par des ellipses et numérotés sur la **figure III.3.2b**. D'après Jourdan et al., [2010].

Ces informations nous ont conduit à représenter l'ensemble des indicatrices de diffusion observées dans l'espace relatif aux quatre premières composantes principales (soit environ 2500 points de mesures après filtrage des données). Le plan défini par les composantes C_4 et $-C_2$ s'est avéré être le plus adapté pour discriminer les signatures optiques des différentes classes d'hydrométéores. La **figure III.3.2b** illustre la capacité de la combinaison de ces 2 composantes à identifier des groupes de portions nuageuses spécifiques (ou de points) partageant des propriétés de diffusion de la lumière similaires. Les groupes de points, dans les **clusters 1, 2, 3**, localisés dans la partie supérieure du diagramme ($-C_2 > 0.5$) sont, par exemple, associés à des ASCs caractérisés par **une plus faible diffusion latérale** ($60^\circ < \theta < 130^\circ$) **qu'avant ou arrière**. Leurs facteurs d'asymétrie sont élevés ($g > 0.835$). Ces clusters regroupent les **parties inférieures et denses du Nimbostratus** où les températures sont typiquement supérieures à -2°C . Ces couches nuageuses sont majoritairement composées de **gouttelettes d'eau** (LWF $> 95\%$). En revanche, les zones nuageuses optiquement dominées par la **phase glace (clusters 6 et 7)** sont positionnées dans la partie inférieure du diagramme ($-C_2 < -0.5$). Cette région regroupe les indicatrices de diffusion marquées par une **forte diffusion latérale** ($g < 0.80$). Elle correspond majoritairement aux couches nuageuses échantillonnées à des altitudes comprises entre 2600 et 3000 m ($T \sim -10^\circ\text{C}$, **Cluster 6**) ou entre 1450 et 1950 m ($T \sim -5^\circ\text{C}$, **Cluster 7**). Enfin, les ASCs des **clusters 4 et 5** ont des valeurs de **g intermédiaires**, comprises **entre 0.80 et 0.83**, et correspondent à des **LWF très variables** mais qui restent inférieures à 80%. Des proportions élevées de **cristaux givrés** (graupels pour le **cluster 4**) ou irrégulières (**cluster 5**) sont observées dans ces couches nuageuses réparties un peu partout dans le Nimbostratus entre 1450 et 2600 m, à des températures comprises entre -2°C et -9°C .

La **figure III.3.2b** montre également que la variabilité des ASCs est globalement moins prononcée selon la composante C_4 . Des tendances particulières sur les propriétés de diffusion des hydrométéores dans les gammes angulaires $[15^\circ-40^\circ]$ ou $[100-155^\circ]$ semblent néanmoins se dégager. Elles permettent de discriminer le **cluster 6** du **cluster 7** ($C_4 < -0.05$ ou $C_4 > 0.05$) ainsi que, dans une moindre mesure, le **cluster 1** du **cluster 2**. On précisera tout de même que l'identification des différents clusters de la **figure III.3.2b** se base sur la position des ASCs dans l'espace des 4 premières composantes principales et non uniquement sur le plan (C_4 ; $-C_2$). De plus, comme nous l'avons vu auparavant, l'information portée par les indicatrices de diffusion sur la composition nuageuse est beaucoup plus riche que celle fournie par des paramètres intégrés comme le facteur d'asymétrie ou la fraction d'eau liquide.

- **Couches nuageuses dominées par la phase liquide**

Dans *Jourdan et al., [2010]*, nous avons ensuite pu étudier, un peu plus en détail, le lien entre la morphologie des hydrométéores et leur propriété de diffusion de la lumière. Les indicatrices moyennes et normalisées de chaque cluster identifié par l'ACP ont été extraites et associées aux classifications des formes des particules nuageuses établies à partir des images du CPI. Les **figures III.3.3** illustrent cette tentative de couplage morphologique-optique basé sur la **synergie des mesures PN-CPI**. L'essentiel des différences optiques observées entre les 4 premiers groupes se situe dans la gamme de diffusion latérale comprise entre 60° et 130° (**Fig. III.3.3a**). Les fonctions de phase moyennes présentent toutes une dépendance angulaire caractéristique de zones nuageuses dominées en majorité des gouttelettes d'eau sphériques (faible diffusion latérale, diffusion plus importante pour $\theta < 60^\circ$, pic de diffusion à 140°). Ces propriétés sont cohérentes avec la localisation de ces clusters dans la partie supérieure du plan (C_4 ; $-C_2$). Les coordonnées selon $-C_2$ d'autant plus grandes que la diffusion latérale est faible (cf. **Fig. III.3.2b**).

L'analyse morphologique des images du CPI des hydrométéores de taille supérieure à $50\ \mu\text{m}$ montre que le **cluster 1** est composé à 98% de **gouttes d'eau pouvant atteindre $500\ \mu\text{m}$ de diamètre** (drizzle/bruine ou pluie). Leur signature optique est cohérente avec l'observation de **fonctions de phase très « creusées »** et d'un **pic de diffusion à 140° très prononcé** (« arc en ciel »). Les **clusters 2 et 3** sont également dominés par des gouttelettes d'eau, de taille plus modérée, mais dans des proportions un peu moins importantes. En effet, la présence de **quelques particules givrées ou de plaquettes** modifient légèrement les propriétés optiques au niveau de la diffusion latérale. La classification morphologique montre que les portions

nuageuses relatives au **cluster 4** contiennent environ 70% de «grosses» gouttelettes d'eau (en nombre, barres noires sur **Fig. III.3.3b**). Cependant, dans ces zones, les graupels et les particules irrégulières, potentiellement givrées, contribuent fortement à la concentration en surface (37% et 20% respectivement, barre en bleu clair sur **Fig. III.3.3b**). La fonction de phase étant très sensible à la surface projetée des particules, la présence de ces hydrométéores provoque une augmentation de la diffusion latérale clairement visible sur la **figure III.3.3a**. Ce comportement explique la position du **cluster 4** sur le diagramme (C_4 ; $-C_2$). Ces résultats sont en accord avec les observations effectuées dans des nuages en phase mixte aux moyennes latitudes [Gayet *al.*, 2002 ; Jourdan *et al.*, 2003a]. Le LWF estimé à partir de la sonde Nevzorov et du CPI est de l'ordre de 80% dans cette zone du nuage. En revanche, nous ne disposons pas, pour ce cas d'étude, de mesures directes des concentrations en nombre des petites gouttelettes d'eau (i.e. FSSP-100 indisponible). En définitive, **les trois premiers clusters sont caractéristiques de portions de nuages dominées optiquement par la phase liquide** (ici, $g > 0.835$). **Le cluster 4 peut être associé à des régions réellement en phase mixte**, selon les critères de la **figure III.2.12b** [Korolev *et al.*, 2007], au sein desquelles les processus de givrage semblent efficaces (avec $0.824 < g < 0.833$).

- **Couches nuageuses dominées par la phase glace**

Les fonctions de phase des zones nuageuses associées au **cluster 5** et plus particulièrement aux **clusters 6** et **7** ont un comportement angulaire relativement lisse et monotone, caractérisé par une diffusion latérale élevée et comparable à celui observé dans des nuages glacés [Jourdan *et al.*, 2003b, Baran *et Francis*, 2004 ; Gayet *et al.*, 2006] (cf. **Section II.1.3.2, Partie II**). La **figure III.3.3c** montre également que la diffusion latérale (60° - 130°) du **cluster 5** est moins prononcée que celle des **clusters 6** et **7**, tout en étant supérieure à la moyenne de l'ensemble de la base de données. Cette propriété explique la position de cette famille d'indicatrices dans la partie inférieure du diagramme des coefficients d'expansion sous le **cluster 4** ($-0.5 < -C_2 < 0$ pour le **cluster 5**, **Fig. III.3.2b**). Les mesures du CPI indiquent que près de 90% de la surface des hydrométéores est attribuée à des particules irrégulières. En revanche, leur proportion en nombre n'est que de 40% contre 50% pour les gouttelettes d'eau. Le **cluster 5** semble donc être constitué d'**un mélange de gouttelettes d'eau de taille relativement petite et de cristaux givrés de plus grande dimension**. Ces portions de nuages sont donc, tout comme le **cluster 4**, représentatives de la phase mixte mais avec une contribution optique plus importante des cristaux ($0.80 < g < 0.815$).

Les fonctions de phase moyennes relatives aux **clusters 6** et **7** ne présentent pas de pic local de diffusion vers 140° mais se démarquent entre elle au niveau de leur propriétés de diffusion dans la gamme angulaire [90° - 155°]. Ces deux clusters sont donc répartis de part et d'autre de l'axe $C_4 = 0$ (**fig. III.3.2b**). Les cristaux de glace du **cluster 7** diffusent plus efficacement la lumière vers hémisphère arrière ($\theta > 90^\circ$). Ce comportement semble être lié à **la nature des cristaux de glace** ou plus exactement à l'axe privilégié de leur mode de croissance par dépôt de vapeur. Le CPI montre que les **cristaux de type colonnes ou aiguilles (croissance selon l'axe c)** sont bien représentés dans le **cluster 7** (45% de la surface, **Fig. III.3.3d**). **Les dendrites et des cristaux complexes à faces planes (croissance selon l'axe a)** dominent les portions nuageuses regroupées dans le **cluster 6** (65% de la surface). Cependant, bien que des études de modélisation aient montré que la région angulaire [100 - 155°] était sensible à la forme des cristaux ou à leur texture de surface [Xie *et al.*, 2006 et 2009; Järvinen *et al.*, 2018b], les limites de l'imageur CPI ne nous permettent pas d'estimer la quantité et la forme des petits cristaux de taille inférieure à $50 \mu\text{m}$. La **synergie entre le PN et le CPI montre donc qu'il est possible de lier les propriétés morphologiques et microphysiques des hydrométéores à leur propriétés de diffusion en faisant l'hypothèse que la distribution de la forme des particules ne varie pas sensiblement avec leur taille**.

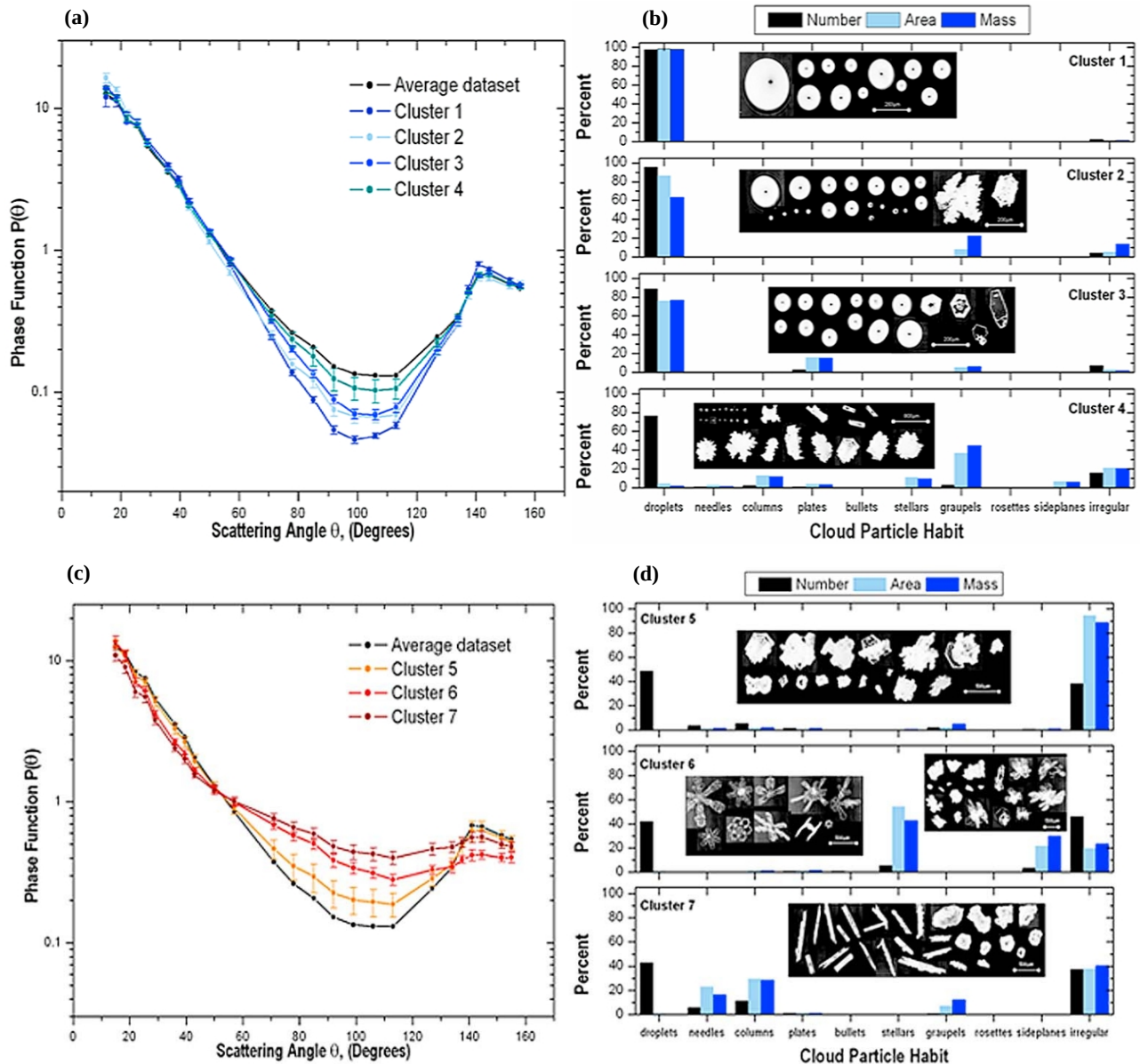


Figure III.3.3 : Impact des propriétés morphologiques des hydrométéores sur les propriétés de diffusion simple. (a) Fonctions de phase normalisées moyennes, déduites des mesures du PN, des clusters 1, 2, 3 et 4 identifiés par l'analyse en composantes principales (cf. Fig. III.3.2b). La fonction de phase moyenne de l'ensemble des observations est également reportée en noir. La variabilité des fonctions de phase au sein d'un cluster donné est matérialisée par l'écart type (barres d'erreurs verticales). (b) Histogrammes des formes des hydrométéores de taille supérieure à 50 µm (CPI) pour les clusters 1, 2, 3 et 4. Les pourcentages relatifs à la proportion d'un type d'hydrométéore par rapport au nombre total (barres noires), à la surface (en bleu clair) et au volume (bleu) de particules observées sont indiqués pour chaque catégorie de formes. Des exemples d'images «représentatives» des hydrométéores échantillonnés par le CPI illustrent chacun des clusters. L'échelle de taille indiquée sur la barre blanche est 200µm. (c), (d) identiques respectivement à (a) et (b) mais pour les clusters 5, 6, 7. D'après Jourdan et al., [2010].

• **Développement de modèle microphysique/morphologique équivalent**

Dans la continuité des travaux précédemment présentés, nous avons cherché à estimer quels étaient la **contribution optique des petites particules** et le **rôle joué par la rugosité de surface des cristaux de glace**. Pour cela, un algorithme d'inversion itératif développé par Oshchepkov et al., [2000] et s'appuyant sur des modèles de diffusion de la lumière a été appliqué aux mesures du PN selon la méthodologie

présentée dans *Jourdan et al.*, [2003b]. Cette méthode permet de restituer simultanément deux distributions dimensionnelles d'hydrométéores distinctes (PSD). Elle se base sur un ajustement non linéaire des indicatrices de diffusion mesurées couplé à des contraintes de lissage et sur la positivité des PSDs restituées. Cet algorithme s'appuie sur une approche basée sur des tables d'interpolation qui sont construites par modélisation des propriétés de diffusion de gouttelettes d'eau de diamètre compris entre 2 et 500 μm et de divers cristaux de glace de dimension maximale s'échelonnant entre 2 et 900 μm . Les propriétés des gouttelettes d'eau ont été simulées suivant la théorie de Lorentz-Mie. Le modèle d'optique géométrique améliorée (**IGOM**) développé par *Yang et Liou* [1996 et 1998] a été utilisé pour les **cristaux de glace orientés aléatoirement**. Nous avons calculé les propriétés optiques de cristaux de type droxtals [*Yang et al.*, 2003], colonnes creuses, colonnes et plaquettes hexagonales avec différents rapport d'aspect, bullet rosettes et agrégats de colonnes. Pour la plupart des cristaux, **trois niveaux de rugosité de surface** ont été introduits selon les paramétrisations proposées par *Cox et Munk*, [1954] et *Yang et al.*, [2008].

Dans les couches nuageuses dominées par l'eau surfondue, les résultats des inversions présentés dans *Jourdan et al.*, [2010] montrent que la **combinaison d'une population de gouttelettes d'eau et d'une population de petits cristaux de type «droxtals» avec une forte rugosité** de surface permet d'obtenir des indicatrices de diffusion en accord avec les mesures du PN. Ces «droxtals» rugueux, dont la taille n'excède pas 100 μm , peuvent être considérés comme des analogues de petits cristaux irréguliers, pas forcément détectés par le CPI. Dans les trois premiers clusters, les gouttelettes d'eau contribuent pour au moins 99% de la diffusion de la lumière par les hydrométéores. Les propriétés de diffusion de ces couches nuageuses sont gouvernées par des hydrométéores de taille inférieure à 50 μm (98% pour les gouttelettes et 65% pour les cristaux).

Les comparaisons entre les indicatrices de diffusion (ASCs) restituées et mesurées pour les clusters 4, 5, 6 et 7 sont reportées sur la **figure III.3.4**. Au sein des zones de nuages regroupées dans le **cluster 4**, les inversions montrent que les **petites gouttelettes d'eau** contribuent pour plus de 92% au coefficient de diffusion totale. Les petits cristaux de glace de type droxtals ne représentent qu'environ 8% du signal de diffusion mais participent à l'augmentation de la diffusion latérale. Le meilleur ajustement quadratique des observations rassemblées dans le **cluster 5** est obtenu en considérant une **combinaison de gouttelettes d'eau et un mélange de colonnes compactes et rugueuses** (de rapport d'aspect, $\beta=1$) et **d'agrégats de colonnes**. Ces deux cas (clusters 4 et 5) sont considérés comme représentatif de régions en phase mixte mais se distinguent notamment par des fractions d'eau surfondue, LWF, de l'ordre de 80% pour le **cluster 4** et de 55% pour le **cluster 5**. Ces différences se traduisent dans les restitutions par une contribution plus importante des cristaux de glace dans le cas du **cluster 5** (26% contre 7.5% pour le **cluster 4**).

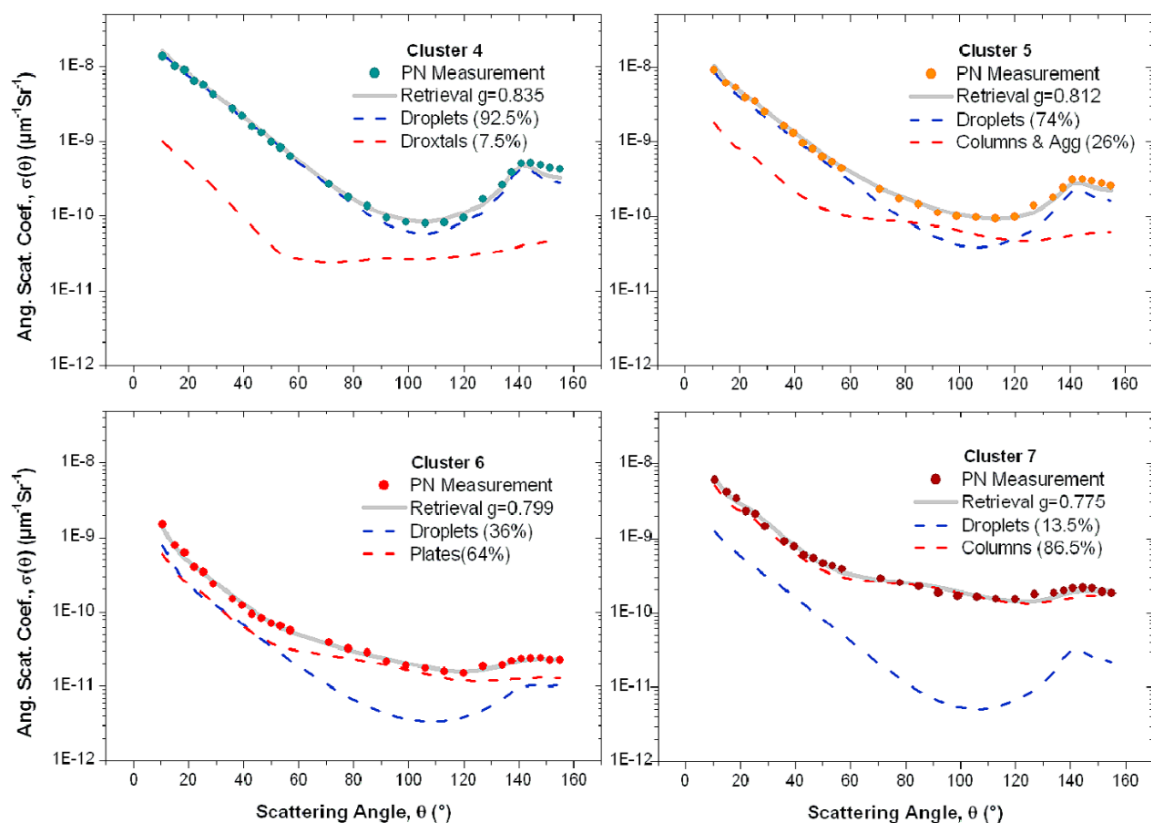


Figure III.3.4 : Comparaisons entre les indicatrices de diffusion (ASCs) mesurées par le PN et celles restituées à une longueur d'onde de 800 nm pour les clusters 4, 5, 6 et 7 identifiés sur le diagramme de l'ACP (Fig. III.3.2b). Les contributions de chacune des deux composantes (gouttelettes d'eau et cristaux de glace) aux propriétés de diffusion totales sont également reportées entre parenthèses. La composante représentative des cristaux de glace utilisée pour les restitutions est constituée pour le : **Cluster 4** : Droxtals présentant des surfaces très rugueuses avec des dimensions maximales variant entre 2 et 200 μm ; **Cluster 5** : Mélange de colonnes rugueuses, de rapport d'aspect 1 pour des tailles allant de 20 à 330 μm , et d'agrégats de colonnes de dimensions comprises entre 330 et 900 μm ; **Cluster 6** : Combinaison de plaquettes hexagonales rugueuses de rapport d'aspect 0.5 et de taille entre 20 et 330 μm . Le rapport d'aspect est fixé à 0.1 dans la gamme de taille 330 – 900 μm ; **Cluster 7** : Mélange de colonnes hexagonales rugueuses de rapport d'aspect 1 pour des dimensions variant de 20 à 330 μm , et de rapport d'aspect 5 pour des tailles de 330 à 900 μm . D'après [Jourdan et al., \[2010\]](#)

Dans les segments nuageux regroupés dans les **clusters 6 et 7**, le LWF restitué est en moyenne dix fois plus bas (5.5%) que dans le **cluster 5**. Cette tendance explique en partie la diffusion de la lumière plus efficace dans la gamme angulaire $[60^\circ\text{-}130^\circ]$, ainsi que des **facteurs d'asymétrie restitués inférieurs à 0.8**. Les propriétés de ces couches, certes en phase mixte, sont dominées optiquement par la phase glace. Elles ont pu être modélisées par une **population de gouttelettes d'eau et une population de plaquettes rugueuses de rapport d'aspect variables (Cluster 6)** ou de **colonnes rugueuses (Cluster 7)**. Le choix de ces modèles microphysiques équivalents a été dicté par le type de mode de croissance dominant déduits des mesures CPI (cf. Fig. III.3.3). Les résultats montrent que les différences observées entre les **clusters 6 et 7** sont attribuables à la proportion de petites gouttelettes considérée mais également à la forme et la taille des cristaux. En effet, le meilleur accord entre les restitutions et observations est établi, pour le **cluster 6**, avec des petits cristaux, de taille inférieure à 50 μm , rugueux de type plaquettes et de rapport d'aspect de 0.5. Ces cristaux contribuent pour 50% du coefficient de diffusion. Pour le **cluster 7**, la **contribution des petits cristaux de type colonnes atteint près de 85%**. [Yang et al., \[2003\]](#) et [Zhang et al., \[2004\]](#) avaient, en effet, préalablement montré que les propriétés de diffusion des nuages en phase glace étaient très sensibles à la présence de petits cristaux. Cependant, ce type d'étude n'avait jamais été menée dans des systèmes nuageux en phase mixte.

- **Limites de la synergie instrumentale et portée de l'étude de cas**

Les travaux présentés ci-dessus nous ont permis de mettre en évidence la possibilité d'**utiliser des modèles basés sur des formes géométriques idéalisées de cristaux en combinaison avec des gouttelettes d'eau pour reproduire les propriétés de diffusion de couches nuageuses en phase mixte**. Ces couches sont caractérisées par des fractions d'eau surfondue plus ou moins importantes. Pour chacun des clusters identifiés, il s'est également avéré que les restitutions des propriétés microphysiques des hydrométéores de taille supérieure à 50 μm effectuées à partir des indicatrices de diffusion modélisées étaient comparables à celles obtenues à partir des mesures directes (CPI, Nevzorov) [Jourdan et al., 2010]. En revanche, si les LWCs et IWCs restitués étaient très proches des observations, les restitutions des concentrations totales en nombre de cristaux étaient largement supérieures (jusqu'à 3 ordres de magnitude) aux mesures effectuées. **Ces différences peuvent être attribuées à la fragmentation des gros cristaux** sur le PN provoquant une augmentation artificielle du nombre de petits cristaux, aux **choix des modèles microphysiques équivalents** considérés (estimé à un facteur 3) ou plus probablement aux **limites du dispositif instrumental**. En effet, lors de ce cas d'étude, l'absence d'un spectromètre de taille (type FSSP-100 ou CDP) pour la mesure de la concentration totale des gouttelettes d'eau ou d'un imageur de cristaux plus quantitatif que le CPI (type 2D-S, CIP ou HSI) ne nous a pas permis de valider nos restitutions microphysiques pour les petits hydrométéores. La **synergie instrumentale CPI-PN doit donc, de préférence, être envisagée pour étudier les liens entre la morphologie des particules nuageuses de taille supérieure à 50 μm ou leur mode de croissance à leurs propriétés optiques**.

Le dispositif instrumental déployé lors des campagnes **AFLUX, MOSAiC-ACA, HALO-AC3 (PN, CAS-DPOL ou CCP, 2D-S, PIP)** et plus récemment dans le cadre du projet **RALI-Thinice** en Août 2022 (**PN, HSI, 2D-S, HVPS, CDP-2**) devrait être plus adapté pour étudier l'impact de la morphologie et de la taille des hydrométéores sur les propriétés optiques des MPCs. Lors de l'expérience aéroportée **RALI-Thinice** (col. **LMD, LATMOS, CNRM, LAERO**), des nuages en phase mixte d'extension verticale importante ont pu être observés aux abords de fronts chauds issus de systèmes dépressionnaires relativement intenses. Les premières mesures microphysiques ont montré qu'une grande variété de formes de cristaux (colonnes, agrégats, aiguilles, graupels) et de contenu en eau liquide caractérisés ces MPCs un peu plus convectif. Une étude similaire à celle présentée dans cette section pourrait donc être envisagée dans un avenir plus ou moins lointain.

L'étude de cas menée sur ce Nimbostratus ne peut en aucun être généralisée à l'ensemble des systèmes nuageux similaires observés en Arctique. Dans le cadre de la thèse de Rémi Lefèvre (2007), nous avons appliqué cette méthodologie d'analyse en composantes principales à un jeu de données plus conséquent. L'analyse de 30 000 indicatrices de diffusion mesurées lors de la campagne **ASTAR 2004** nous avait toutefois permis de mettre en évidence que la distribution de ces observations dans l'espace des 4 premières composantes présentait des similitudes avec l'étude de cas détaillée dans [Jourdan et al., 2010] (cf. section 3.2.2 de la Thèse de R. Lefèvre, 2007 et travaux non publiés qui en découlent). En effet, dans les systèmes nuageux frontaux, nous avons pu constater une bonne adéquation entre la localisation des couches nuageuses sur le **diagramme du «Polar Rabbit»** et leur composition microphysique. Ces résultats mettent donc évidence, dans ce type de nuages, la capacité des composantes **C₂** et **C₄** à discriminer les gouttelettes d'eau, des graupels et de certaines formes «primitives» de cristaux (plaquettes, colonnes) associées à des modes de croissance particuliers. Ils confirment également que le **contenu en information des mesures du PN est suffisant pour détecter les principales variations de la fraction d'eau liquide et de certaines propriétés morphologiques des hydrométéores** de taille supérieure à 50 μm . Le diagramme présenté sur la **figure III.3.2** pourrait donc être utilisé et complété pour analyser les interactions entre propriétés microphysiques et caractéristiques optiques des hydrométéores présents dans ce type de MPCs.

III.3.1.2 Quelques applications méthodologiques sur des cas d'étude

• Estimation du rapport lidar dans des couches nuageuses en phase glace

Des modèles microphysiques équivalents similaires à ceux développés ci-dessus (**Fig. III.3.4**) ont été appliqués sur deux cas d'études de nuages observés durant **ASTAR 2004** et **ASTAR 2007**. L'objectif était de restituer des rapports lidar (i.e. rapport entre le coefficient extinction et le signal de rétrodiffusion) représentatifs dans des couches nuageuses majoritairement en phase glace. La technique utilisée consiste dans un premier temps à trouver le meilleur ajustement entre l'indicatrice de diffusion mesurée et une indicatrice modélisée à partir de deux populations d'hydrométéores de tailles et de formes différentes selon un processus itératif (cf. **Section III.3.1.1** et *Jourdan et al., [2003b]*). Une fois le meilleur accord trouvé, cette méthode d'inversion permet de restituer les distributions dimensionnelles des deux populations de particules considérées. Dans un deuxième temps, les propriétés optiques de ces hydrométéores sont obtenues par modélisation directe des phénomènes de diffusion de lumière selon la méthode proposée par *Jourdan et al., [2003b]*. Cette procédure permet d'extrapoler les indicatrices de diffusion à des angles non documentés par le **PN** (comme par exemple à 180°, i.e. rétrodiffusion) et de les projeter à d'autres longueurs d'ondes (par exemple à 532 nm pour le lidar **AMALi** déployé durant les campagnes **ASTAR**) avec une estimation des erreurs induites par cette technique.

Le cas d'étude du 5 Juin 2004 était caractérisé par un système de nuages multi-couches composé de cirrus diffus de faible épaisseur optique précipitant jusqu'au sommet d'un champ de stratocumulus rémanent situé à 1400 d'altitude. L'analyse combinée des observations de rétrodiffusion (β_{sca}) et du rapport de dépolarisation du lidar AMALi à 532 nm de l'**AWI** [*Stachlewska et al., 2004*] ainsi que des mesures *in situ* de la **PMA** nous ont conduit à étudier et **caractériser plus spécifiquement trois couches nuageuses** :

- (i) Une **couche stratiforme composée de gouttelettes d'eau** surfondue ($LWC \sim 0.20 \text{ g.m}^{-3}$; $D_{eff} \sim 16 \text{ }\mu\text{m}$; $\beta_{sca} > 4.4 \cdot 10^{-2} \text{ km}^{-1} \text{ Sr}^{-1}$), d'où se formait
- (ii) Une **couche précipitante de « drizzle »** ($LWC \sim 30 \text{ mg.m}^{-3}$; $D_{eff} \sim 70 \text{ }\mu\text{m}$; $\beta_{sca} \sim 0.75 \cdot 10^{-2} \text{ km}^{-1} \text{ Sr}^{-1}$) et
- (iii) une **région marquée par l'occurrence de dendrites précipitant depuis les cirrus** ($IWC \sim 9 \text{ mg.m}^{-3}$; $D_{eff} \sim 270 \text{ }\mu\text{m}$; $\beta_{sca} \sim 0.5 \cdot 10^{-2} \text{ km}^{-1} \text{ Sr}^{-1}$).

A l'aide de ces informations et des mesures des indicatrices de diffusion du **PN**, nous avons déterminé des rapports lidars (**LR**) représentatifs de ces situations [*Gayet et al., 2007*]. Des valeurs de **LR=14.5 Sr** ont été obtenues pour la région dominée par **les gouttelettes d'eau ainsi que la zone caractérisée par des précipitations** de plus grandes gouttes. Dans les **couches de cristaux précipitants**, un **rapport lidar de 13.8 Sr** a été estimé en considérant un **modèle microphysique équivalent constitué de plaquettes hexagonales**. En revanche, les comparaisons entre les coefficients d'extinction mesurées par le **PN** et ceux estimés à partir des mesures **AMALi** via ces rapports lidar ont montré des différences substantielles (jusqu'à un facteur 5). Ces disparités pourraient en partie s'expliquer par des problèmes de co-localisation spatio-temporelles des mesures ainsi que par la forte hétérogénéité des précipitations (drizzle et cristaux).

Dans le cadre de la campagne **ASTAR 2007**, nous avons eu l'opportunité d'inter-comparer des rapports lidars restitués à partir de trois méthodes indépendantes. L'objet d'étude était un champ de **nuages de glace subvisibles** qui s'étendait sur 60 km à une altitude de 3 km. Ces nuages ont été observés le 10 Mai 2007 au dessus de la mer de Barentz dans des conditions atmosphériques quasi-stationnaires. L'humidité relative par rapport à la glace était proche de 100% et les températures moyennes aux alentours de -24°C. Les observations *in situ* de la **PMA** ont montré que ces nuages étaient caractérisés par un facteur d'asymétrie fluctuant entre 0.77 à 0.78 et de très faibles valeurs du coefficient d'extinction ($0.01\text{-}0.02 \text{ km}^{-1}$) et de concentrations en cristaux de glace (0.5 L^{-1}). Les quelques cristaux de glace échantillonnés par le **CPI** possédaient les caractéristiques morphologiques de colonnes hexagonales présentant des bords arrondis,

possiblement associés à leur sublimation partielle. Le diamètre effectif des cristaux était typiquement de l'ordre de 100 μm . Le lidar AMALi semblait toutefois également détecter la présence de petites particules nuageuses de taille inférieure à 5 μm . Cette évaluation a été effectuée par nos collègues de l'AWI à partir du calcul du rapport de couleur entre les signaux rétro diffusés aux longueurs d'ondes de 532 nm et 355 nm (rapport compris entre 3 et 4).

Sur la base de ces observations, nous avons pu estimé un **rapport lidar «in situ» moyen à 532 nm de 27 ± 7 Sr**. Le **modèle microphysique équivalent** permettant d'atteindre le meilleur ajustement (RMSD=15%) était constitué d'un mélange de **petits cristaux sphériques et de cristaux hexagonaux** de plus grandes dimensions, de rapport d'aspect 2 et présentant des aspérités de surface (**rugosité prononcée**). L'indicatrice de diffusion restituée ainsi que la contribution optique de chacune des composantes sur l'ensemble du domaine angulaire [0°-180°] sont présentées sur la **figure III.3.5a**. Les paramètres microphysiques inversés à partir de cette indicatrice étaient globalement en très bon accord avec les mesures *in situ* du CPI et cohérents avec les indications fournies par le lidar. En effet, les concentrations restituées étaient de 0.2 cm^{-3} pour les petits cristaux sphériques de diamètre effectif 4.5 μm , tandis qu'elles étaient de l'ordre de 2 L^{-1} pour les cristaux hexagonaux de dimension effective 105 μm [Lampert et al., 2009].

L'utilisation d'une **composante relative aux petits cristaux de glace sphériques** était nécessaire pour rendre compte de la diffusion relativement importante observée entre 15° et 60° ainsi qu'entre 130° et 155°. **Cette hypothèse a des implications sur l'extrapolation des ASCs vers les angles de diffusion arrière et donc sur l'estimation d'un rapport lidar très discutable**. Deux autres méthodes indépendantes ont également permis de dériver un rapport lidar, avec des résultats assez similaires. La méthode de la transmittance, basée sur la résolution de l'équation élastique lidar et reposant sur l'hypothèse que le rapport de rétrodiffusion est le même en dessous et au dessus du nuage [Chen et al., 2002], donne un rapport lidar effectif de 15 ± 10 Sr. La dernière méthode s'appuie sur les observations de l'albédomètre spectral SMART [Wendisch et al., 2001] conjointement aux mesures de rétrodiffusion du lidar AMALi. Elle consiste à estimer le rapport lidar optimal permettant d'obtenir une épaisseur optique en accord avec celle restituée par SMART. Le LR effectif établi par cette méthode était de 20 ± 10 Sr (**Fig. III.3.5b**).

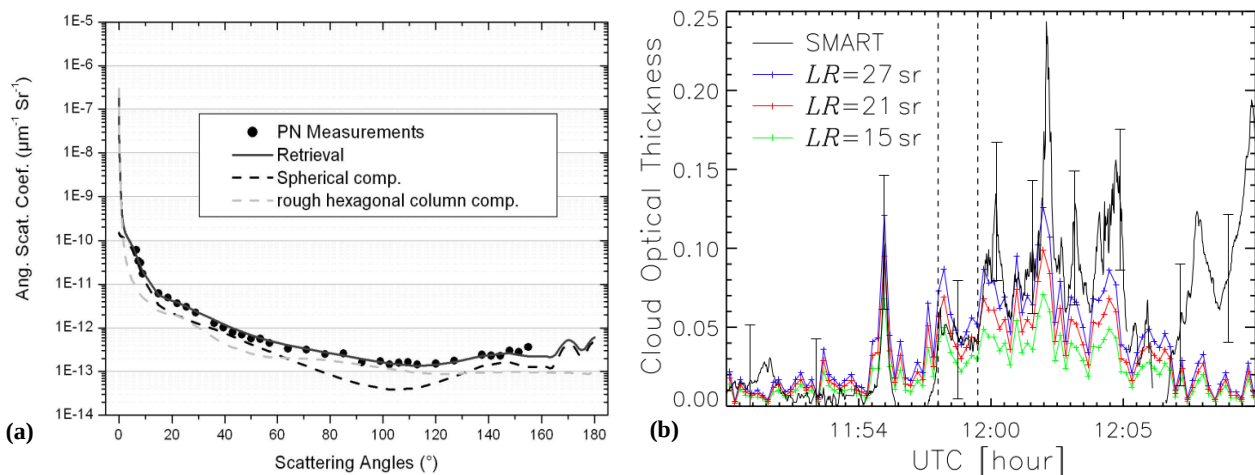


Figure III.3.5 : (a) Indicatrices de diffusion (ASCs) moyennes mesurées par le PN et restituées par une méthode d'inversion basée sur la représentation du champ nuageux du 10 Mai 2007 par une combinaison de petits cristaux de glace sphérique et de colonnes de glace rugueuses de rapport d'aspect 0.2. Les indicatrices de diffusion sont présentées ici à une longueur de 800 nm. (b) Séries temporelles de l'épaisseur optique déterminée par l'albédomètre SMART (en noir) et par le lidar AMALi pour différentes valeurs du rapport lidar (27, 21 et 15 Sr). Les barres d'erreurs représentent les incertitudes associées aux restitutions de SMART. Après 12:00 UTC, la présence d'un cirrus au dessus du champ nuageux étudié vient augmenter les radiances mesurées. Ainsi, l'intervalle temporel délimité par les lignes verticales en pointillés est celui à considérer dans le cas d'étude présenté. D'après Lampert et al., [2009].

Au final, **le rapport lidar retenu**, prenant en compte les valeurs et les erreurs associées à ces trois méthodes, était de 21 ± 6 Sr. Cette valeur est proche de la limite basse des rapports lidar généralement rapportés pour des cirrus dans la littérature (entre 20 et 40 Sr) [Chen et al., 2002 ; Cadet et al., 2005 ; Garnier et al., 2015]. Le **LR estimé à partir de l'extrapolation de l'indicatrice de diffusion mesurée** reste toutefois **très dépendant du choix du modèle microphysique considéré**. Une alternative intéressante proposée par Hemmer et al., [2019] consisterait à contraindre l'intensité rétrodiffusée mesurée par le lidar par des mesures de radiance dans l'infra rouge thermique. Cela permettrait de restituer un rapport lidar plus robuste via la restitution du IWC et d'un facteur de correction de la fonction de phase à 180° . Des travaux sont en cours, depuis un certain temps, dans le cadre du projet **CNES-EECLAT (T4)** pour élaborer une méthodologie appropriée à la restitution de rapports lidar dans les couches mixtes des MPCs.

Les différents paramètres optiques mesurés (indicatrices de diffusion, albédo de diffusion simple) ou restitués (épaisseur optique moyenne de 0.04) ont enfin été utilisés par le **LIM** pour simuler l'effet radiatif de ce champ de nuages subvisibles à l'aide du modèle de transfert radiatif DISORT [Stamnes et al., 1988]. Les résultats ont montré que l'effet radiatif de ces nuages à la surface était de l'ordre de -3.2 W.m^{-2} dans le SW (accroissement de la part rayonnement solaire réfléchi) et de 2.8 W.m^{-2} dans le LW (réchauffement). L'effet radiatif net de ces nuages est donc -0.4 W.m^{-2} . Malgré cet effet négligeable à l'échelle locale, les simulations ont montré que ces nuages fins de moyennes altitudes ont tendance à moins refroidir les couches de surface que des cirrus aux propriétés optiques similaires [Lampert et al., 2009].

- **Propriétés de diffusion des cristaux de neige au sol**

Dans le cadre de la collaboration avec le **FMI** (Helsinki), les **observations d'épisodes de neige soufflée** relevées lors de la campagne **CLIMSLIP-NyA** (2012) à la station du Mont Zeppelin ont été valorisées pour développer des paramétrisations des propriétés de diffusion simple de la neige. Dans la quasi totalité des modèles de climat ou de prévision numérique du temps, les **paramétrisations de l'albédo de la neige** sont **soit semi-empiriques sans spécification de la forme des cristaux de neige** [Wang et Zeng, 2010] soit basées sur des considérations physiques mais **sans lien avec la taille des grains** et en faisant l'hypothèse d'une forme sphérique [Gardner et Sharp, 2010 ; Aoki et al., 2011]. Or les observations du **CPI** montrent clairement que les particules de neige ont, dans 90% des cas, des formes irrégulières et complexes ou sont proches d'aiguilles avec des bords arrondis suite à une sublimation partielle des cristaux (**Fig. III.3.6a**). Leur taille est typiquement comprise entre 100 et 200 μm avec un diamètre médian équivalent en surface estimé à 185 μm et un facteur d'asymétrie proche de 0.77 (**Thèse de Gwenolé Guyot, 2016**). Ces caractéristiques singulières peuvent avoir un impact significatif sur la distribution de la réflectance bidirectionnelle (**BRDF**) de la neige [Mishchenko et al., 1999b ; Xie et al., 2006].

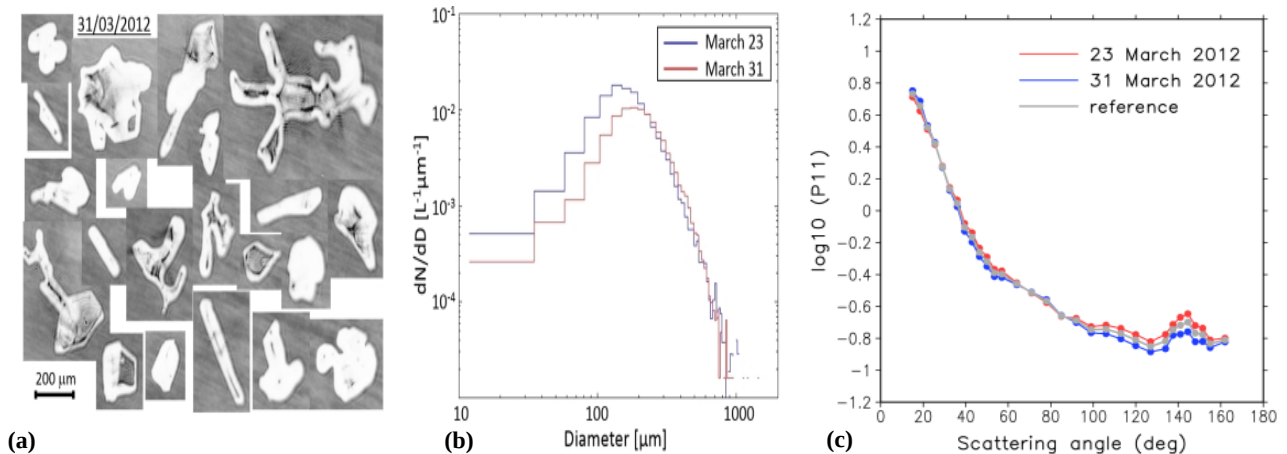


Figure III.3.6 : Propriétés morphologiques, microphysiques et optiques de la neige soufflée mesurées lors de la campagne CLIMSLIP-NyA les 23 et 31 Mars 2012, à des températures comprises entre -5 et -9°C (23/03) et entre -18 et -20°C (31/03). Les humidités relatives par rapport à l'eau liquide étaient de 92-95% et 79-87% et les vitesses moyennes de vent de 4 et 7 m.s⁻¹ pour ces deux journées. **(a)** Exemples de formes de grain de neige observées le 31 Mars par le CPI. **(b)** Distributions dimensionnelles moyennes de la neige soufflée obtenus par le CPI les 23 et 31 Mars. **(c)** Fonctions de phase moyennes normalisées (P_{11}) dérivées des mesures du PN lors des ces deux événements de neige soufflée. La fonction de phase de «référence» utilisées dans la suite de l'étude correspond à la moyenne des observations du 23/03 et 31/03. Adaptée de la [Thèse de Gwennolé Guyot, \(2016\)](#).

Dans [Räsänen et al., \[2015\]](#), 15 modèles de formes équivalentes de cristaux (sphère, sphère gaussienne, droxtal, différents types de colonnes et plaquettes, Koch fractales....) ont été testés pour calculer leurs propriétés de diffusion et les comparer à une fonction de phase de référence établie à partir des mesures du PN ([Fig. III.3.6c](#) et [Fig. III.3.7](#)). Les simulations ont montré qu'une **combinaison de formes optimales (OHC) constituées d'un mélange de cristaux de type droxtals, agrégats de plaques et fractales de Koch avec une forte rugosité de surface permettait d'obtenir le meilleur ajustement avec les observations** ([Fig. III.3.7c-f](#)). Les propriétés de diffusion de la neige ont ensuite pu être calculées à partir de ce modèle microphysique équivalent **OHC** pour différentes granulométries (tailles comprises entre 10 µm et 2 mm, d'après [Fig. III.3.6b](#)) et longueurs d'ondes dans le SW (0.2 à 2.7 µm). Ces simulations ont permis de développer une **paramétrisation simple reliant l'albédo, le facteur d'asymétrie et la fonction de phase aux paramètres de taille ainsi qu'aux indices de réfraction de la neige**.

L'influence des propriétés optiques de la neige sur son albédo spectral ainsi que sur les BRDFs résultantes a également pu être étudié afin d'évaluer l'impact des hypothèses effectuées sur la morphologie des cristaux de neige. L'étude a porté sur la comparaison entre trois types de formes de grains : sphère, fractales de Koch et combinaisons de formes correspondant au modèle morphologique OHC. Les simulations ont été réalisées avec le modèle de transfert radiatif DISORT (à 32 flux) sous l'hypothèse d'une couche de neige épaisse semi-infinie et d'une distribution dimensionnelle des grains monodispersée. Les résultats montrent, qu'à **une longueur d'onde et un angle solaire donnés, des différences significatives dépassant parfois localement les 50% sont observées au niveau de la BRDF selon l'hypothèse sur la forme des particules de neige** considérée. Pour des cristaux de neige sphériques, l'albédo est systématiquement inférieur à celui établi sous l'hypothèse OHC, avec une sous estimation moyenne comprise entre 20 et 45% dans le proche infra rouge.

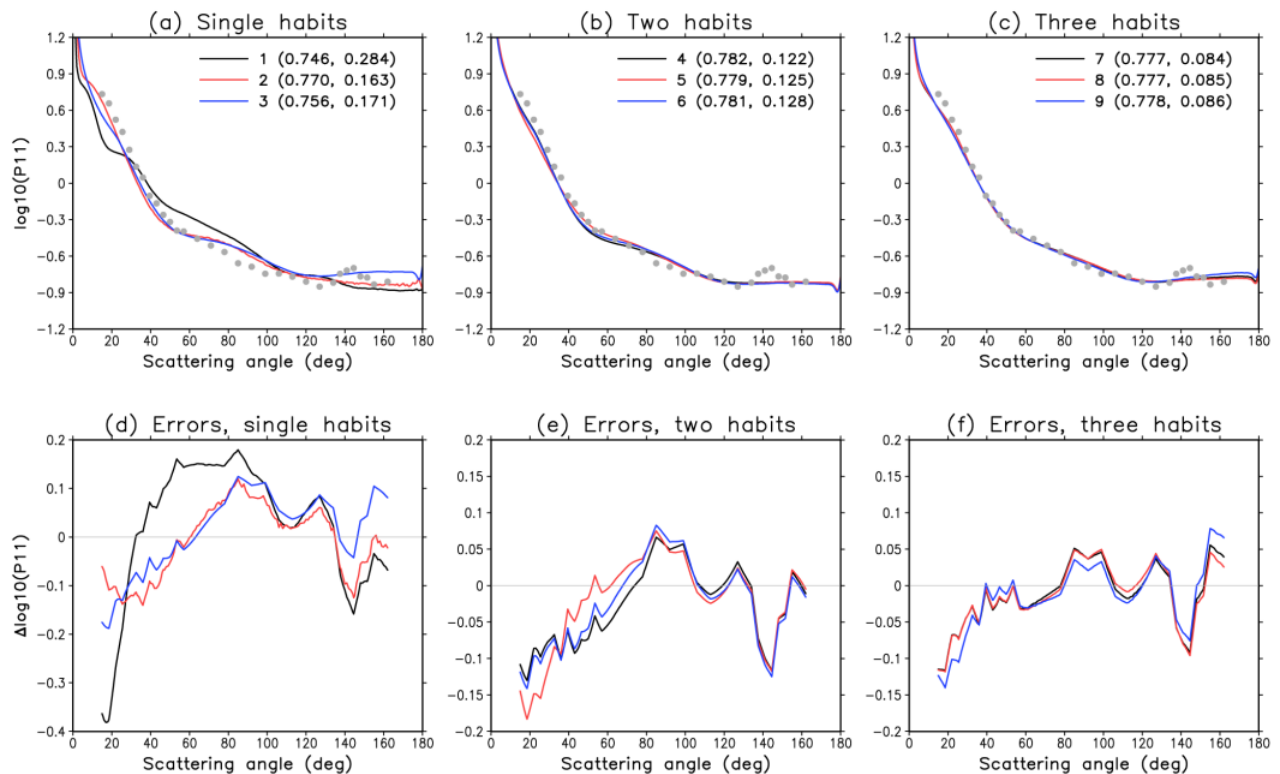


Figure III.3.7 : Comparaisons de fonctions de phase modélisées par rapport aux observations de référence de neige soufflée (points gris). **(a)** Modèle microphysique à une forme (1 : Fractales de Koch avec distorsion, 2 : Sphères gaussiennes, 3 : Agrégats de 8 colonnes rugueuses) ; **(b)** Modèle microphysique combinant deux formes de cristaux de neige (4 : Agrégats de huit colonnes rugueuses et de bullet rosettes creuses, 5 : Agrégats de huit colonnes rugueuses et agrégats de 5 plaquettes rugueuses, 6 : Agrégats de 8 colonnes rugueuses et de colonnes creuses) ; **(c)** Modèle microphysique combinant trois formes de cristaux de neige (7 : droxtals rugueuses, colonnes creuses et fractales de Koch avec distorsion, 8 : droxtals rugueuses, bullet rosettes creuses et fractales de Koch avec distorsion, 9 : droxtals rugueuses, agrégats de dix plaquettes et fractales de Koch avec distorsion (**modèle OHC retenu**)). Les nombres entre parenthèse de la légende correspondent au facteur d'asymétrie et à la valeur de la fonction de coût permettant d'estimer l'ajustement avec les observations. **(d-e-f)** Différences angulaires entre les simulations de fonctions de phase effectuées pour les différents modèles de formes et les observations. D'après [Räisänen et al., \[2015\]](#).

Ces travaux ont permis de mettre en évidence l'**importance de bien représenter la morphologie des cristaux de neige pour calculer leurs propriétés de diffusion simple**. Les principales limites de cette étude concernent la non prise en compte de la dépendance de la forme des grains de neige à leur taille et l'absence d'observations directes des propriétés de diffusion à des longueurs d'ondes absorbantes. Les propriétés morphologiques de la neige soufflée ne sont également pas nécessairement les mêmes que celles de la neige au sol. Malgré ces hypothèses fortes, on peut raisonnablement penser qu'une **approche basée sur un modèle de formes optiquement équivalent en adéquation avec des mesures directes est plus justifiée qu'une représentation considérant des cristaux de neige sphériques**. Par la suite, il serait judicieux de considérer une approche plus respectueuse des propriétés morphologiques et microphysiques des cristaux de neige observées. Toutefois, se posera encore la problématique liée à la modélisation de la diffusion de la lumière par des particules de formes en grande majorité complexes et irrégulières.

III.3.2 Évaluation de produits satellitaires dans des MPCs à partir de mesures *in situ*

III.3.2.1 Validation de la phase thermodynamique des nuages en phase mixte

La phase thermodynamique des nuages est un élément clef pour comprendre le rôle des nuages au sein du système climatique. La façon dont elle est décrite dans les modèles de climat est critique en particulier aux hautes latitudes où les MPCs sont fréquents [Forbes et Ahlgrimm, 2014]. En effet, la représentation de la phase et de ses transitions conditionne, entre autre, les flux radiatifs, les taux de réchauffement, l'humidité, les propriétés microphysiques et la distribution géographique des nuages [Yun et Prenner, 2012 ; Cheng et al., 2012, Kay et al., 2016a]. De par leur couverture spatiale, **les observations satellitaires sont particulièrement adaptées pour évaluer et contraindre les paramétrisations de la phase thermodynamique utilisées dans les GCMs** [Cesana et al., 2015 ; Komurcu et al., 2014]. Néanmoins cette approche présuppose que la phase soit correctement restituée par les instruments de télédétection embarqués sur les plateformes satellitaires. **En télédétection passive**, la phase thermodynamique peut être estimée à partir de seuils sur la température du sommet du nuage [Rossow et Schiffer, 1999] ou en utilisant des combinaisons de mesures de radiances dans le proche infra-rouge et dans l'infra rouge thermique [Platnick et al., 2003 ; Kokhanovsky et al., 2006]. Elle peut également être restituée à partir de mesures de différences de températures de brillance [Stephens et Kummerow, 2007 ; Pavolonis et al., 2010]. L'utilisation de mesures additionnelles de polarisation a également été envisagée pour améliorer la discrimination morphologique des gouttelettes d'eau et des cristaux de glace [Riedi et al., 2010]. **Ces méthodes restent essentiellement sensibles aux couches supérieures du nuage et conduisent la plus part du temps à des biais de classification pour les MPCs**, les cirrus fins et les nuages contenant de l'eau surfondue.

Les observations lidar et/ou radar de télédétection active proposent une alternative pertinente en permettant de restituer la distribution verticale de la phase thermodynamique des nuages, de jour et de nuit au dessus de n'importe quelle surface. Nous avons vu dans la **section III.1.1** que ces mesures présentaient tout de même des biais importants proche de la surface liés à l'atténuation du faisceau lidar par des couches d'eau surfondues ou à la contamination des mesures radar par des échos de sol parasites [Blanchard et al., 2014 ; Liu et al., 2017 ; Mioche et al., 2015]. De plus, ces mesures indirectes reposent sur des algorithmes d'inversion complexes basés sur des hypothèses et des paramétrisations plus ou moins réalistes pour restituer les propriétés nuageuses. **Les mesures *in situ* permettent d'assurer une description plus précise et à une meilleure résolution spatiale (~ 100 m) de la phase thermodynamique** des nuages. Elles peuvent être exploitées pour évaluer les restitutions satellitaires et combler les limites de la télédétection spatiale proche de la surface. Cependant, les comparaisons directes entre ces deux types de mesures sont complexes au regard des difficultés à assurer une bonne co-localisation des mesures [Mioche et al., 2010] ainsi que celles liées aux différences de résolutions spatiales entre les systèmes d'observations (typiquement supérieure à 1 km pour les satellites contre 100 ou 200 m pour les avions).

La définition de la phase thermodynamique étant par essence extrêmement dépendante de la technique de mesures et de l'échelle d'observation, il convient d'adopter **des stratégies d'intercomparaisons pertinentes permettant d'identifier la part des différences attribuées à la méthode de mesures à celles induites par des processus physiques**.

- **Évaluation des produits de phase CALIPSO (GOCCP, ST et KU)**

Une première étude de validation s'est focalisée sur l'évaluation des procédures de détection et de détermination de la phase des nuages utilisées par trois produits basés sur les observations L1B v3 de du lidar CALIOP/CALIPSO. Des mesures *in situ* du PN co-localisées avec le passage de CALIPSO ont servi de référence pour estimer la phase des couches nuageuses de MPCs observés pendant la campagne **ASTAR 2007**. Les produits satellitaires analysés possèdent chacun leur propre résolution verticale et horizontale. Ils

sont également basés sur des algorithmes différents pour déterminer la présence de nuages ainsi que leur phase. Les choix effectués sur les résolutions spatiales et les méthodologies d'identification des nuages et de leur phase sont dictés par des questionnements et des applications propres à chaque produits. Leurs principales caractéristiques ainsi que les critères utilisés pour l'analyse des observations *in situ* sont résumés ci dessous :

- **CALIPSO-GOCCP** [Chepfer et al., 2010 et 2013] est un produit basé sur les mesures CALIPSO de rétrodiffusion atténuée pour évaluer la représentation des nuages dans les GCMs. Un **rapport de diffusion (SR)** entre le signal de rétrodiffusion atténuée total (ATB) et le signal moléculaire (ATB_{mol}) mesurés tous les 333 m est utilisé pour détecter la présence d'une couche nuageuse ($SR \geq 5$) avec une résolution verticale de 480 m. La phase thermodynamique (liquide ou glace) est estimée à partir de la température et d'un seuil sur la distribution 2D de l'ATB et l'ATB perpendiculaire (ATB_{perp} correspondant à un changement d'état de la polarisation du faisceau laser) [Cesana et Chepfer, 2013].
- **CALIPSO-ST** développé par la Science Team de la Nasa [Winker et al., 2010] est un produit s'appuyant sur le masque nuageux de la NASA (L2, version 3). La détection nuageuse est établie par un algorithme sélectif basé sur des seuils de SR à la résolution verticale nominale de CALIOP (30 ou 60 m) [Vaughan et al., 2009]. Ces seuils sont adaptés à la brillance de la scène nuageuse observée (SR variant de 1.2 à 15 en fonction du rapport signal sur bruit) ainsi qu'à l'échelle horizontale selon laquelle le signal est moyenné (de 333 m à 80 km). L'augmentation de l'échelle de moyennage permet d'augmenter le rapport signal sur bruit et la détection des nuages optiquement fins comme les cirrus. En revanche cela peut conduire à une surestimation de la fraction nuageuse des cirrus fins épars [Chepfer et al., 2013]. Au final les produits CALIPSO-ST utilisés dans notre étude sont projetés sur une grille de dimension verticale de 480 m et horizontale variant typiquement entre 5 km et 80 km. La phase est principalement déterminée selon une relation entre le rapport de dépolarisation à 532 nm (ATB_{perp} / ATB_{par}) et l'ATB [Hu et al., 2009]. D'autres critères comme la température, l'ATB à 1064 nm ou le rapport de couleur sont également utilisés pour discriminer les phases liquide, solide et mixte.
- **CALIPSO-KU** produit de l'université de Kyushu [Hagihara et al., 2010] est basé sur le masque nuageux élaboré à partir des données combinées de CloudSat et CALIPSO. La détection nuageuse se fait à la résolution originale de CALIPSO puis les ATB sont moyennés sur 240 m verticalement et 1.1 km horizontalement. La phase thermodynamique est obtenue à cette résolution à partir d'un diagramme de fréquence en terme de rapport d'ATB de deux couches nuageuses successives et du rapport de dépolarisation [Yoshida et al., 2010 ; Hirakata et al., 2014]. La phase est alors diagnostiquée comme étant liquide, glace (avec présence ou non de cristaux orientés horizontalement) ou non définie.
- Le **Néphélomètre Polaire (PN)** est utilisé comme référence pour détecter la présence de nuage lorsque l'extinction mesurée est supérieure à 0.05 km^{-1} dans les MPCs. La phase est déterminée à partir du facteur d'asymétrie (g) selon les préconisations de Jourdan et al., [2010] ($g > 0.83$: phase liquide, $g < 0.8$ phase dominée par la glace, $0.8 < g < 0.83$ phase mixte). La résolution horizontale des observations est dictée par le type d'avion déployé lors des campagnes. Elle est de 80 m dans les MPCs analysés lors d'**ASTAR 2007**.

Dans Cesana et al., [2016], nous nous sommes intéressés dans un premier temps à l'évaluation des produits satellitaires en terme de détection nuageuse. Deux séquences de vols dans des MPCs co-localisées spatio-temporellement (à ± 10 min près) avec le passage et la trace de CALIPSO ont été sélectionnées pour calculer des **statistiques de correspondance** (i.e. F_{agree} : agreement fraction) entre les différentes observations. La **figure III.3.8** montre que pour ces MPCs arctiques les produits spatiaux sont en accord seulement entre 26% et 70% du temps avec les mesures *in situ* (détection de couches nuageuse ou de ciel clair par les deux vecteurs : satellite et avion). Cette tendance peut s'expliquer par la **forte atténuation du signal lidar dans les couches nuageuses constituées de gouttelettes d'eau**. Elle est susceptible de conduire à une classification d'un pixel *a priori* nuageux (selon les mesures *in situ*) en un pixel non nuageux (dans les produits spatiaux) (**cercles jaunes** sur la **Figure III.3.8**). Ce pourcentage de détection dépend également des échelles horizontale et verticale auxquelles sont effectuées les moyennes des profils lidar (L1 v3) pour les différents produits. En effet, lorsque la couverture nuageuse est fractionnaire (alternance de nuages et de

ciel clair), les algorithmes procédant à une moyenne le long de la trace du satellite ont tendance à surestimer la présence de nuage et donc potentiellement biaiser leurs effets optiques. Par exemple le produit **ST** qui utilise principalement des moyennes horizontales sur 5, 20 ou 80km diagnostique plus de «faux» nuages (jusqu'à 24% de plus) que **GOCCP** (2.5%) et **KU** (2%) qui ne procèdent pas ou seulement sur 1 km à de telles moyennes (**cercles bleus** sur la **figure III.3.8**).

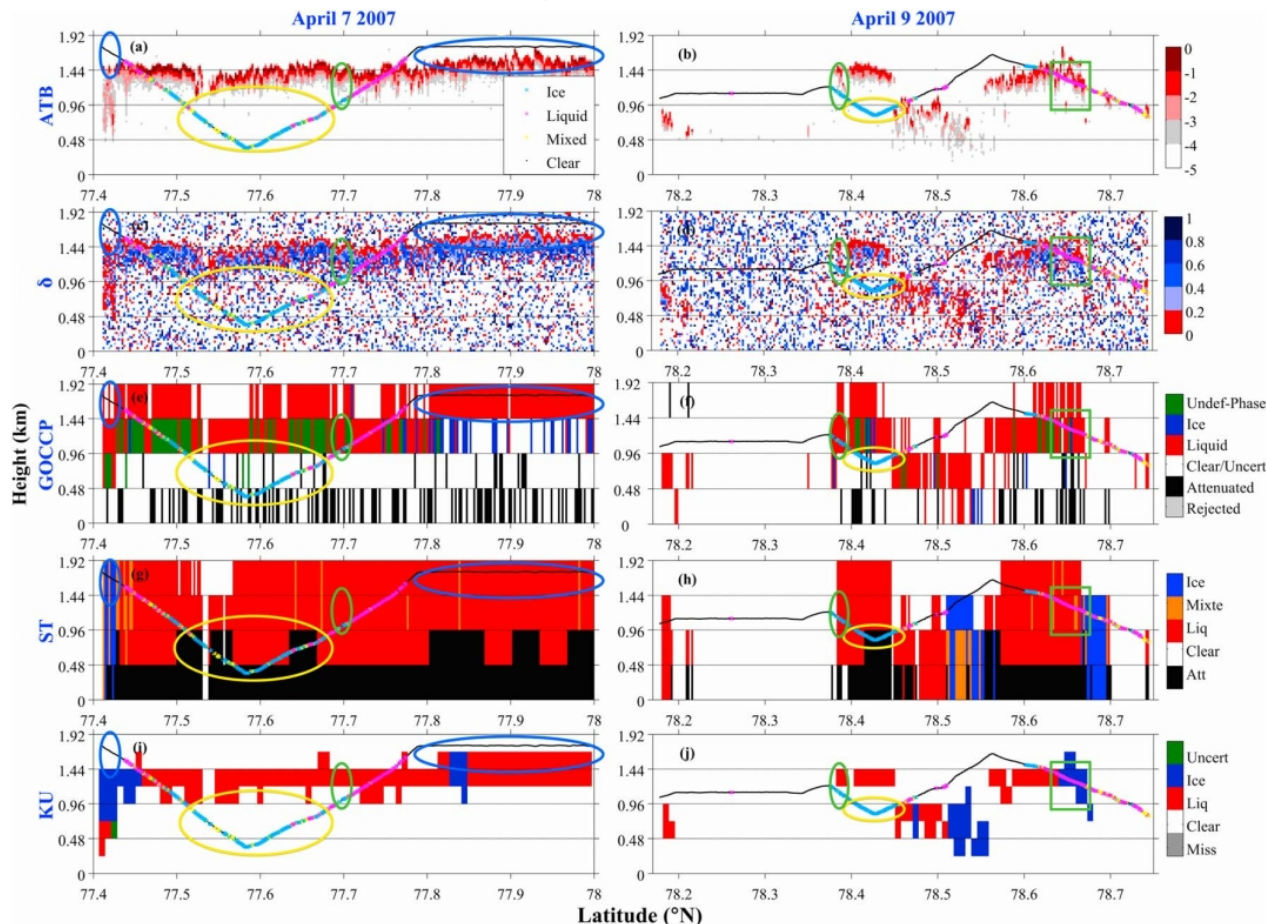


Figure III.3.8 : Comparaisons des produits CALIPSO de détection nuageuse et de phase thermodynamique avec des mesures *in situ* réalisées dans des MPCs en Arctique. **(a),(b)** Signaux de rétrodiffusion atténuée totale (ATB en $\text{km}^{-1} \text{Sr}^{-1}$) et de **(c),(d)** rapport de dépolarisation (δ) issus des produits **CALIPSO L1** lors des deux vols avions co-localisés durant la campagne **ASTAR 2007** (07/04 et 09/04). Les valeurs du $\log_{10}(\text{ATB})$ et de δ sont données sur les échelles de couleurs (panneaux **(b)** et **(d)**, respectivement). La phase des nuages déterminée par le **PN** le long de la trajectoire de l'avion est indiquée selon le code couleur affiché sur la légende du panneau **(a)**. Les masques nuageux incluant les restitutions de phase thermodynamique des nuages (barre de couleur) pour les produits **(e,f) GOCCP**, **(g,h) ST** et **(i,j) KU** sont représentés pour les 2 situations de nuages en phase mixte. La résolution verticale de **GOCCP** et **ST** est de 480 m tandis que celle de **KU** est de 240 m. Les **cercles jaunes** indiquent les zones où les observations spatiales et les mesures *in situ* sont en désaccord à cause de la forte atténuation du signal lidar. Les **cercles verts** mettent en évidence les désaccord de restitution de phase à cause de l'effet combiné de l'atténuation et de la résolution verticale. Les **cercles bleus** montrent les sources de désaccord causés par les différences de résolution horizontale des observations. Enfin, les **rectangles verts** correspondent aux zones où le rapport signal sur bruit trop faible provoque une ambiguïté dans la détermination de la phase. D'après [Cesana et al., \[2016\]](#).

La résolution verticale associée aux différentes observations impacte également la capacité des algorithmes à détecter les nuages. En effet, les produits présentant une moins bonne résolution verticale (480 m pour **ST** et **GOCCP**) sont susceptibles d'incorporer des couches de ciel clair et nuageuses et de déclarer les pixels correspondant comme étant nuageux (**cercles verts** sur la **figure III.3.8**). Ce phénomène peut provoquer localement des fractions de désaccord de détection de MPCs allant jusqu'à 43%. Les produits **KU** (résolution verticale de 240 m) donnent des **résultats en meilleur accord avec les observations**

in situ car ils documentent un volume de nuage se rapprochant plus celui observé par les mesures aéroportées.

L'analyse des pixels nuageux «simultanément» détectés par les deux types d'observations nous indique que les trois produits CALIPSO ont des désaccords parfois prononcés avec les mesures *in situ* ($F_{\text{agregé}}$ compris entre 38% et 80%). Dans les MPCs de couche limite, la **structure verticale inhomogène de la phase** pose des problèmes de restitution pour les instruments basés sur des technologies lidar. La **présence de gouttelettes d'eau surfondue au sommet des nuages est généralement bien identifiée** par les trois produits. En revanche, les **couches inférieures en phase mixte** ou composées quasi exclusivement de cristaux de glace précipitants **sont considérées comme des pixels de phase «ambiguës ou indéfinies»** (GOCCP dans 18% des cas) **ou liquide** (KU, ST et GOCCP dans 6% à 28% des cas). Un effet combiné de la forte atténuation du faisceau laser, de la résolution verticale et d'un signal bruité peut expliquer une partie de ses différences. Les produits ST et KU ont également tendance à classer parfois certaines régions en phase liquide en pixels en phase glace (dans 14% à 56% des cas, **Fig. III.3.8h-j**) tandis que la fraction de pixels de phase indéfinie est importante dans les produits GOCCP (jusqu'à 42%). Ces pixels pourraient en réalité correspondre à une phase mixte.

Ces résultats nous ont donc permis de mettre en évidence que la **détection de la phase thermodynamique des MPCs**, en particulier les couches en phase mixte, est compliquée. La faute à la forte/totale atténuation du faisceau lidar et des effets liés aux résolutions horizontales et verticales des produits satellitaires. Dans tous ces produits **CALIPSO**, la **phase thermodynamique restituée correspond à la phase du sommet du nuage**. Ces limites peuvent être en partie contournées par des produits satellitaires s'appuyant sur la **synergie radar-lidar**. En effet, comme nous l'avons vu précédemment, le radar permet, entre autre, de détecter la glace précipitante au sein ou sous des couches d'eau liquide dans lesquelles le signal lidar est fortement atténué.

- **Évaluation d'un produit bien connu basé sur la synergie CALIPSO-CloudSat : DARDAR-MASK**

Dans le cadre du projet **TOSCA EECLAT** (T2.9, 2012-2022), nous avons suivi une méthodologie similaire pour évaluer le masque nuageux du produit DARDAR-MASK [Delanoë et Hogan, 2008 et 2010] à partir d'observations *in situ* co-localisées avec le passage de CALIPSO et CloudSat. Le jeu de données *in situ* a également été étendu à d'autres cas d'étude en relâchant le critère de synchronisation spatio-temporelle des observations à ± 30 min. Au total, 4 vols dans des cirrus de moyenne latitude (campagne **CIRCLE-2**, cf. **Section II.3.1.1 de la Partie II**), 1 vol en Nimbostratus presque entièrement glacé (**POLARCAT**) et 6 vols dans des MPCs de couche limite en Arctique (**ASTAR**, **POLARCAT** et **SORPIC**) ont été analysés. Les mesures *in situ* du **PN** ont été utilisées pour valider la détection des couches nuageuses et les restitutions de phase thermodynamique par les produits **DARDAR-MASK v.2.11** [Ceccaldi et al., 2013]. Nous comptons également dans un futur proche compléter cette base de données par 3 vols co-localisés avec le passage de l'A-Train effectués durant les récentes campagnes **AFLUX** et **MOSAIC-ACA**.

La résolution d'un pixel DARDAR étant de 1.7 km le long de la trajectoire des satellites et 60 m verticalement, deux stratégies d'évaluation des produits satellitaires ont été envisagées : (i) une comparaison à la résolution spatiale de la sonde *in situ* (~ 80 m dans les MPCs) en procédant à un sur-échantillonnage des données satellites (semblable à l'approche utilisée dans **Cesana et al., [2016]**) et (ii) une comparaison à la résolution horizontale du pixel satellite (1.7 km) en moyennant les observations *in situ*.

On rappellera que les produits **DARDAR-MASK v2** sont établis à partir un algorithme de classification automatique d'hydrométéores fonctionnant granule par granule valable pour tout type de profils lidar et radar de jour comme nuit. Les masques lidar et radar sont obtenus par seuillage des images des profils de rétrodiffusion lidar (à 532 nm) et de réflectivité radar (à 94 GHz). La combinaison de ces deux masques et de critères externes comme la température du thermomètre mouillé (issue des analyses ECMWF) permet d'associer à chaque pixel une classe particulière parmi 19. Les pixels peuvent être catégorisés en classe de ciel clair, de zone de surface, d'aérosols, de nuages comprenant des cristaux de glace (4 classes), en phase mixte (1), en phase liquide (2) ou de précipitations (5). Certaines classes sont également spécifiques à l'état

du signal lidar ou radar (diffusion multiple, lidar atténué ou éteint, clutter radar...) (cf. Partie III de la thèse de Marie Ceccaldi, LATMOS, (2014), pour plus de détails).

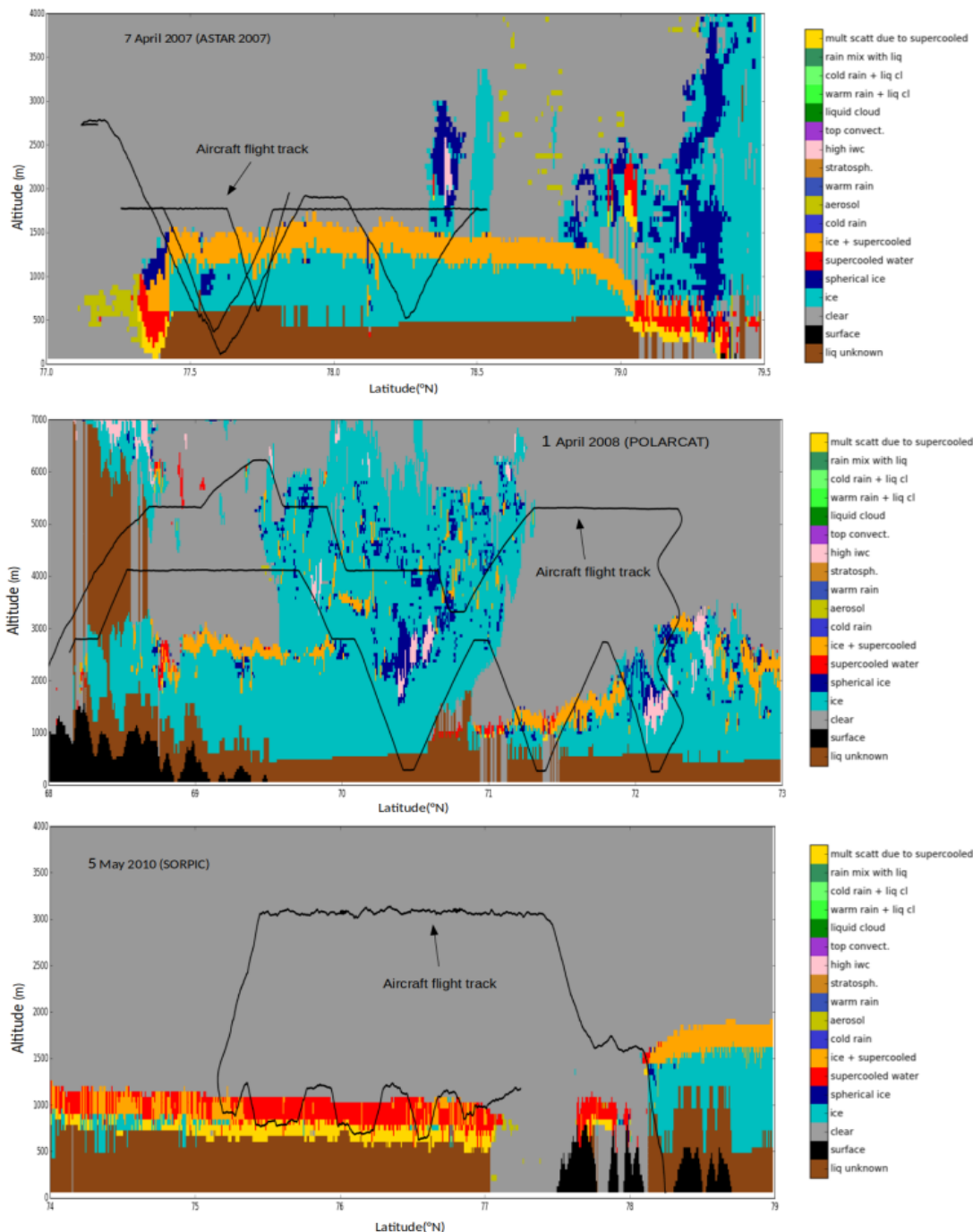


Figure III.3.9 : Illustrations de masques DARDAR obtenus dans des MPCs en Arctique lors de vols co-localisés avec CALIPSO et CloudSat. **(a)** vol du 7 Avril d’ASTAR 2007, **(b)** Vol du 01/04 de POLARCAT 2008, **(c)** Vol du 05 Mai lors de SORPIC 2010. Lors du vol du 01/04/2008, la structure nuageuse située à des latitudes inférieures à 71°N est un Nimbostratus en phase glace. Il n’est pas considéré comme un MPC dans les analyses présentées dans cette section mais comme un nuage de glace. La ligne noire montre la trajectoire de l’avion embarquant les sondes *in situ*. Les différentes couleurs indiquent les classes respectives auxquelles sont associées les pixels DARDAR selon la barre de couleur ci-contre.

L’analyse des observations co-localisées dans les MPCs montrent que, dans plus de 80% des cas, les pixels considérés comme nuageux dans DARDAR le sont également par les mesures d’extinction du PN [Mioche et Jourdan, 2018]. L’accord est meilleur lorsque la comparaison est envisagée à la résolution de

produit satellitaire (91% vs 82%). La cooccurrence de zones de ciel clair varie entre 69% et 79% en fonction de la résolution considérée dans la comparaison. Des exemples de masques DARDAR réalisés lors du passage de l'A-Train au dessus de champs de MPCs documentés par des sondes aéroportées (trajectoire de l'avion en trait plein noir) permettent d'illustrer le type d'inter-comparaisons entreprises (Fig. III.3.9 et Fig. III.3.10a). Les principales sources de désaccord concerne les pixels proches de la surface qui sont probablement contaminés par l'écho radar. Ces pixels sont classés comme «liquid unknown» (en marron, Fig. III.3.9) bien que les mesures du PN ne les détectent plus de 80% du temps comme des couches nuageuses caractérisées par des cristaux de glace précipitants avec des g inférieurs à 0.80 (exemple pour le cas de ASTAR, panneau du haut de la figure III.3.9a et Fig. III.3.10a). La forte diffusion multiple résultant de l'interaction du faisceau lidar avec les couches d'eau surfondue provoque pour sa part une sous estimation des pixels de ciel clair. Ce phénomène est particulièrement identifiable lors du cas d'étude présenté pour SORPIC. Plus de 90% des pixels DARDAR classés comme «multiple scatt due to supercooled» (en jaune) sont identifiés en «ciel clair» ou moins fréquemment en eau surfondue par le PN (Figure III.3.9c) [Mioche et al., in prep].

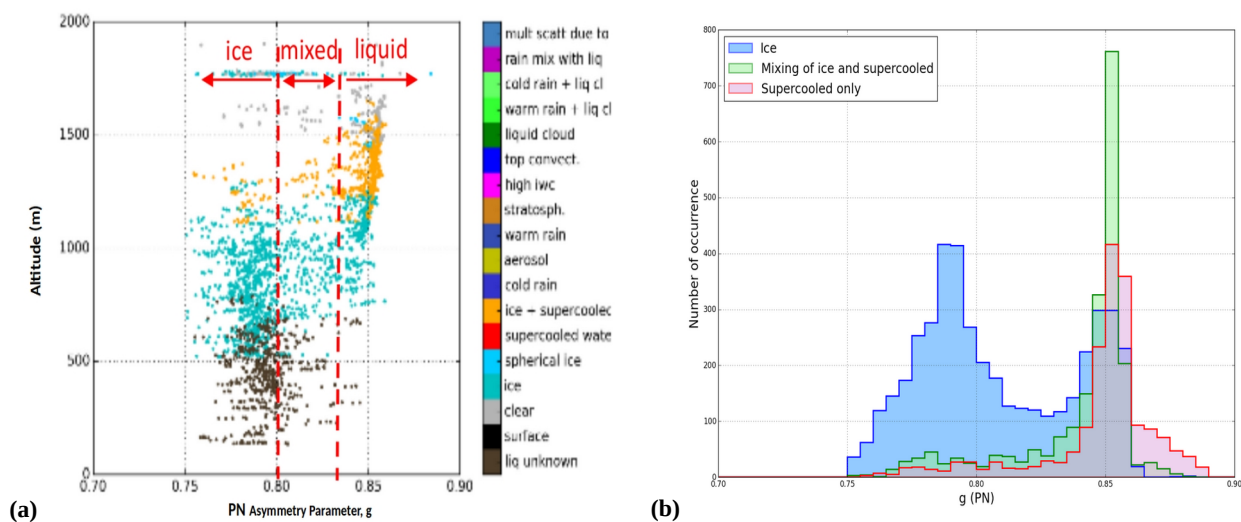


Figure III.3.10 : Exemples de comparaisons entre les produits de «phase» DARDAR-MASK et les mesures in situ du PN. (a) Distribution verticale du facteur d'asymétrie mesuré par le PN dans des MPCs en Arctique lors du vol du 07/04/2007 (ASTAR 2007) co-localisé avec le passage de CALIPSO et CloudSat. Les classifications des pixels DARDAR correspondantes sont identifiables grâce à la barre de couleur ci-contre. (b) Histogrammes des valeurs du paramètre d'asymétrie, g , pour trois regroupements de classes de DARDAR-MASK v2 associés à des phases thermodynamiques de couches de MPCs (phase glace, phase mixte et phase liquide avec eau surfondue uniquement). Adaptée de Mioche et Jourdan, [2018].

La restitution de la phase thermodynamique des nuages ou du type d'hydrométéores a également pu être évaluée par comparaison entre les produits DARDAR-MASK et les mesures *in situ* du facteur d'asymétrie du PN. Les figures III.3.10 montrent que la distribution des pixels nuageux catégorisés comme contenant une majorité de cristaux de glace («ice», en bleu sur la figure III.3.10b) est caractérisée par deux modes. Un premier mode est centré sur des valeurs correspondant à un facteur d'asymétrie *in situ* de 0.79 (i.e phase glace selon le PN) tandis que le second mode est proche de 0.845 (i.e phase dominée par l'eau liquide). Les scores statistiques associés indiquent qu'en moyenne entre 45 et 50% (selon la résolution considérée) des pixels DARDAR «glace» sont en accord avec les estimations *in situ*. En revanche, 30% des pixels en phase glace sont identifiés par le PN comme étant en phase liquide et 20% en phase mixte (Tableau III.4 ; [Mioche et al., in prep]). L'accord est bien meilleur en ce qui concerne la phase liquide où plus de 86% des observations de télédétection et *in situ* concordent. Les pixels en désaccord se répartissent équitablement entre phase glace et phase mixte *in situ*. On notera tout de même que la grande majorité des couches nuageuses cataloguées en «eau surfondue uniquement» par DARDAR-MASK correspondent aux observations réalisées durant la campagne SORPIC. Les biais les plus significatifs sont observés dans les

zones en phase mixte pour lesquelles environ **80% des pixels DARDAR classés en phase mixte** («**mixing of ice and supercooled**»), en vert sur la **figure III.3.10b**) sont associés à des zones nuageuses largement dominées par la phase liquide selon les mesures *in situ* ($g > 0.84$ dans ce cas, **Tableau III.4**).

	ICE cases		MPC cases	
	In situ resolution	DARDAR resolution	In situ resolution	DARDAR resolution
Number of pixels (cloud pixels)	7247	1037	7967	602
Agreement : F_{agree} (%)				
DARDAR ice / <i>in situ</i> ice	92 +/- 15 (6657)	93 +/- 20 (964)	50 +/- 12 (2136)	45 +/- 14 (149)
DARDAR mix / <i>in situ</i> mix	32 +/- 19 (6)	25 +/- 25 (1)	10 +/- 9 (185)	11 +/- 7 (15)
DARDAR liquid / <i>in situ</i> liquid	- (0)	- (0)	86 +/- 5 (1511)	88 +/- 2 (120)
Disagreement : F_{disag} (%)				
DARDAR ice / <i>in situ</i> liquid	1,0 +/- 0,2 (69)	1,0 +/- 0,2 (8)	30 +/- 6 (1303)	31 +/- 6 (103)
DARDAR ice / <i>in situ</i> mix	7 +/- 6 (502)	6 +/- 14 (61)	20 +/- 18 (861)	24 +/- 20 (77)
DARDAR mix / <i>in situ</i> liquid	- (0)	- (0)	78 +/- 6 (1491)	83 +/- 5 (113)
DARDAR mix / <i>in situ</i> ice	68 +/- 19 (13)	75 +/- 45 (3)	12 +/- 4 (238)	6 +/- 4 (8)
DARDAR liquid / <i>in situ</i> mix	- (0)	- (0)	7 +/- 6 (113)	7 +/- 4 (10)
DARDAR liquid / <i>in situ</i> ice	- (0)	- (0)	7 +/- 4 (129)	5 +/- 3 (7)

Tableau III.4 : Statistiques des détections de la phase thermodynamique des nuages, en terme de fractions d'accord (F_{agree}) et de désaccord (F_{disag}) en % (et en nombre de cas entre parenthèse), entre les produits DARDAR et les mesures *in situ* aéroportées co-localisées. Les résultats sont établis à la résolution des mesures *in situ* (entre 80m et 200 m) en sur-échantillonnant les données DARDAR ou à la résolution horizontale de DARDAR (1.7 km) en moyennant les observations *in situ*. Les cas de nuages en phase glace (colonnes «ice cases») correspondent à 4 cirrus échantillonnés lors de la campagne **CIRCLE-2** (2 cirrus frontaux et 2 cirrus d'enclumes) et un Nimbrostratus observé pendant **POLARCAT**. Les cas en phase mixte («MPC cases») correspondent à 6 nuages de couche limite stratiformes mesurés lors des campagnes **ASTAR 2007**, **POLARCAT** et **SORPIC**. Les incertitudes sont établies en faisant varier le facteur d'asymétrie de ± 0.01 pour l'identification de la phase par le PN (i.e. critère de sélection pour les mesures *in situ*). Par exemple, dans les cas de nuages supposés quasi exclusivement en phase glace : 92% des pixels identifiés par DARDAR (soit 6657 «pixels») comme étant effectivement en phase glace sont détectés comme tels par le PN tandis que 7% sont associés à une phase mixte par le PN et 1% à une phase liquide. D'après [Mioche et al., in prep.](#)

Ces résultats montrent que l'utilisation d'observations combinées lidar et radar permet d'améliorer ou d'autoriser la restitution verticale de la phase thermodynamique des nuages arctiques. Pour les nuages *a priori* purement en phase glace (cirrus de moyennes latitudes et Ns arctique), l'accord entre les observations satellitaires et les mesures *in situ* est globalement très bon, de l'ordre de 92%, proche des scores obtenus à partir de CALIPSO seul [[Cesana et al., 2016](#)]. Cependant, notre étude souligne également que la restitution de la phase dans les MPCs est beaucoup plus délicate en particulier si l'on ne se limite pas qu'aux couches supérieures de ces nuages.

Les **sources de désaccord** entre les produits DARDAR-MASK et les mesures *in situ* peuvent être attribuées aux **défauts de co-localisation entre les observations**, aux **différences liées aux échelles spatiales d'échantillonnage des structures nuageuses** ainsi qu'aux **principes de mesures** utilisés pour la restitution de la phase des nuages. Le délai entre l'observation du système nuageux par l'avion et les satellites peut atteindre une trentaine de minutes. Pendant ce laps de temps, la structure verticale (altitudes du sommet et de la base, épaisseur) et les propriétés microphysiques du nuage peuvent évoluer et expliquer une partie des différences de classification.

La restitution de la phase thermodynamique dépend également de **l'échelle spatiale d'observation considérée**. Dans les produits DARDAR-MASK, la phase des nuages correspond à une valeur moyenne à une échelle d'environ 1.5 km, tandis que les mesures *in situ* rendent compte des hétérogénéités de phase à petite échelle (jusqu'à 80 m). Ainsi au sein d'un pixel DARDAR associé, par exemple, à une phase glace, les observations *in situ* peuvent détecter plusieurs poches de glace ou d'eau surfondue distinctes (cf. III.2.3.3 ou Korolev *et al.*, [2017]). De plus, dans les produits DARDAR-MASKv2, les couches d'eau liquide ou en phase mixte ne peuvent pas excéder 360 m d'épaisseur, valeur correspondant à une atténuation complète du signal lidar [Delanoë *et Hogan*, 2010]. Or, nous avons montré précédemment qu'il n'était pas rare que ce seuil soit dépassé dans les MPC-B (section III.2.2 et Mioche *et al.*, [2017]). Ainsi certains pixels nuageux peuvent être classés par DARDAR en phase glace alors qu'ils sont identifiés comme contenant de l'eau liquide par les mesures *in situ*. **Ces biais de classification interviennent dans la partie inférieure de la couche d'eau surfondue et peuvent expliquer une partie des fractions de désaccord observées** (F_{disag} DARDAR ice / *in situ* liquid ou mixed \sim 30% ou 20%, Tableau III.3.4). D'un autre côté, certaines couches nuageuses en phase mixte selon DARDAR, mais dominées par le signal optique de l'eau liquide peuvent être considérées par le PN comme des couches d'eau surfondue bien que quelques cristaux puissent être détectés par le radar (i.e. classe «supercooled + ice» = phase mixte dans DARDAR). Ces différences de technique instrumentale pour la détection des hydrométéores sont susceptibles d'engendrer des biais supplémentaires dans les couches supérieures des MPC-IB (F_{disag} DARDAR mix / *in situ* liquid \sim 80%, Tableau III.3.4).

On remarquera enfin que les scores moyens F_{agree} et F_{disag} de détection nuageuse ou de restitution de phase ne sont pas significativement impactés par la méthodologie d'échantillonnage (sur-échantillonnage des données DARDAR ou moyenne des mesures *in situ* sur un pixel DARDAR). Les fractions d'accord/désaccord peuvent donc être estimées à une résolution spatiale de 1.7 km, sans toutefois présumer d'une quelconque homogénéité de la phase thermodynamique des nuages à cette échelle. Pour finaliser l'étude de Mioche *et al.*, *in prep*, il conviendra également d'évaluer **l'impact de la variabilité du partitionnement de phase sous pixel** sur les restitutions DARDAR. Pour cela, nous analyserons la distribution du paramètre d'hétérogénéité du facteur d'asymétrie pour les cas où les deux types d'observations ne concordent pas (F_{disag} DARDAR ice / *in situ* liquid ou mix, par exemple).

III.3.2.2 Évaluation des propriétés microphysiques des MPCs restituées par télédétection active

Les combinaisons instrumentales déployées lors des campagnes de mesures aéroportées en Arctique permettent également d'évaluer les propriétés microphysiques restituées par télédétection spatiale. Dans cette section, nous nous focaliserons sur l'apport des mesures *in situ* pour estimer la fiabilité des produits **DARDAR-CLOUD** et plus marginalement les produits CloudSat et CALIPSO lors de vols coordonnés avec le passage de l'A-Train. Les comparaisons présentées dans cette section se limitent, pour l'instant, aux **couches nuageuses dominées par la phase glace** compte tenu des limites des algorithmes d'inversion dans les régions en phase mixte ou liquide.

- **Étude de faisabilité dans un nuage arctique en phase glace**

Lors de la campagne **POLARCAT**, le Nimbostratus glacé échantillonné le 1^{er} Avril 2008 présentait des caractéristiques intéressantes (diversité de cristaux de glace, forte extension verticale, survol de l'A-Train) pour inter-comparer certaines de ses propriétés restituées (IWC, Rayon effectif, Extinction) avec les observations d'instruments embarqués sur différentes plateformes de mesures. Les observations aéroportées à haute résolution spatiale (~100 m) comprenaient les mesures *in situ* du CPI, PN, 2DC et 2DP et les mesures par télédétection active de la plateforme **RALI** (Radar Lidar) du **LATMOS**. **RALI** est la combinaison du radar Doppler à 95 GHz RASTA et du lidar LNG à trois longueurs d'onde (355, 532 et 1064nm) avec mesure de dépolarisation [Protat *et al.*, 2004].

Dans *Delanoë et al.*, [2013], ces observations radar-lidar ont tout d'abord été exploitées pour restituer les contenus en glace, les rayons effectifs des cristaux de glace et les coefficients d'extinction du système nuageux (**Fig. III.3.11a-c**). Les restitutions RALI reposent sur l'algorithme variationnel synergétique développé par *Delanoë et Hogan* [2008]. Cet algorithme s'inscrit dans le cadre des méthodes d'estimation optimale et de Gauss-Newton [*Rodgers*, 2000] permettant de minimiser itérativement les différences entre les observations simulées par un modèle direct et les observations réelles. Le modèle direct permet de simuler la réflectivité radar et le coefficient de rétrodiffusion atténuée du lidar (à 532 nm) à partir de la distribution dimensionnelle des cristaux (la forme de la PSD étant prescrite, cf. *Delanoë et al.*, [2005] pour plus de détails). Les propriétés nuageuses sont ensuite obtenues, après convergence de la méthode, à partir de tables d'interpolations (look-up tables) basées sur des lois masses-diamètres proposées par *Brown et Francis* [1995] et *Francis et al.*, [1998] pour des agrégats sphériques ou pour des cristaux dendritiques givrées.

Les résultats ont montré que cette méthode était capable de restituer les propriétés des cristaux dans toutes les régions en phase glace du champ nuageux (couches fines situées au sud de 69.5°N ou zones précipitantes entre 69.5 et 70.5°N) à partir du moment où elles sont détectées par un des instruments de la plateforme RALI (**Fig. III.11a-c**). Ce type d'observations permet également de mettre en évidence des processus microphysiques comme l'**agrégation des cristaux dans les régions précipitantes du Nimbostratus** en dessous de 2 km où l'on observe une augmentation du rayon effectif et de la vitesse Doppler associée une diminution de la concentration [*Delanoë et al.*, 2013].

Les restitutions d'IWC et d'extinction ont ensuite pu être comparées aux mesures *in situ* effectuées dans une même zone du nuage. Malgré les différences de résolution spatiale et du décalage temporel entre les instruments de télédétection et les sondes microphysiques, la variabilité latitudinale du contenu en glace est similaire pour les deux moyens d'observation (**Fig. III.3.11d**). Les restitutions basées sur les mesures radar seules, sensibles aux gros cristaux et forts IWCs, ont tendance à surestimer l'IWC par plus de 200% en dessous d'un seuil de 0.03 g.m⁻³. Les restitutions s'appuyant sur le lidar seul, plus sensible aux petits cristaux en forte concentration, sous-estiment le contenu en glace lorsque les valeurs sont inférieures à 0.01 g.m⁻³. En revanche, lorsque les mesures issues de ces deux instruments sont couplées (RALI), les erreurs relatives sont réduites et dépassent rarement les 30-40% pour des IWCs compris entre 0.01 et 0.05 g.m⁻³ (**Fig. III.3.11d**). **Les restitutions RALI sont également en meilleur accord avec les mesures *in situ* si une loi masse diamètre adaptée à des cristaux dendritiques givrées est utilisée**, conformément aux indications fournies par la forme des cristaux observée par le CPI.

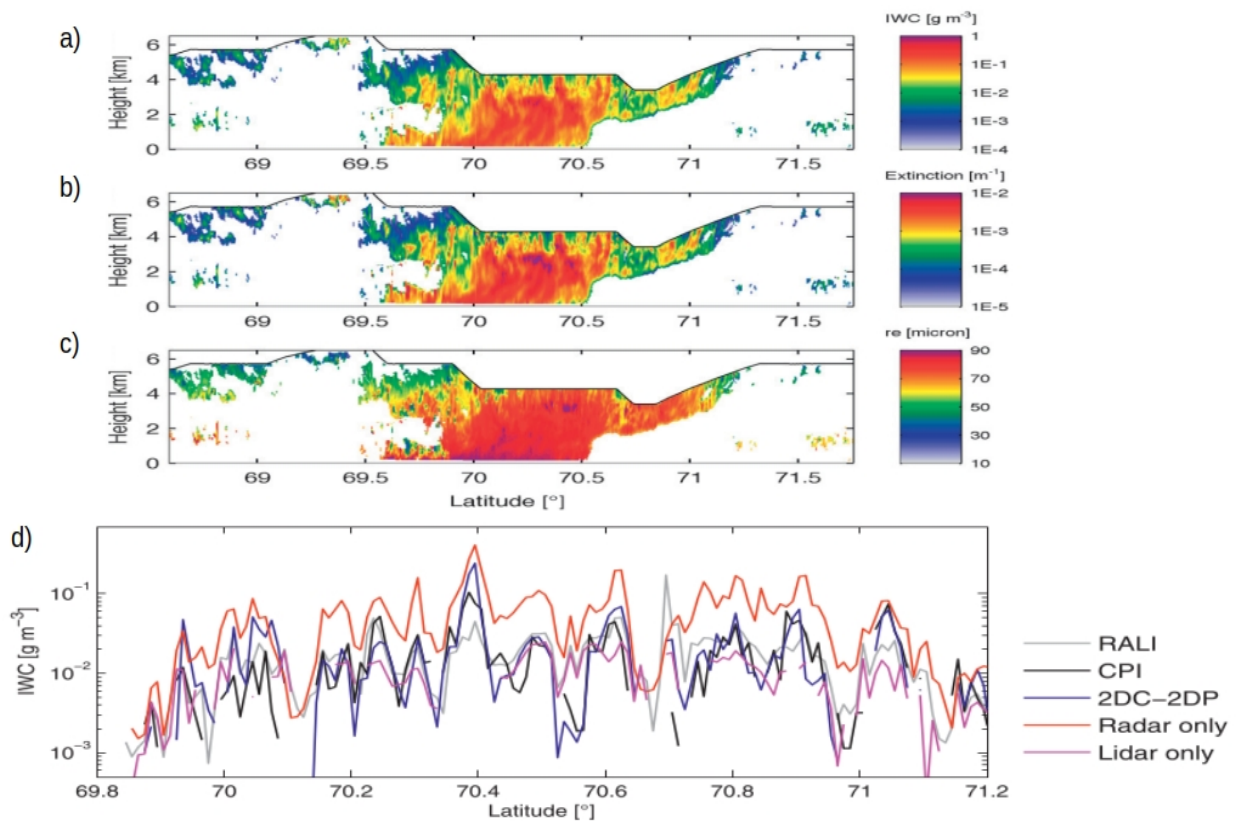


Figure III.3.11 : Restitutions des propriétés microphysiques et optiques par la méthode variationnelle synergétique Varcloud [Delanoë et Hogan, 2008] appliquée aux mesures RALI lors du cas d'étude du 1^{er} Avril 2008 pendant la campagne POLARCAT. (a) Contenu en glace IWC en g.m^{-3} , (b) Coefficient d'extinction en m^{-1} à $\lambda = 532 \text{ nm}$, (c) Rayon effectif r_e en μm . (d) Inter-comparaisons entre les IWCs restitués à partir de la combinaison des observations radar lidar (RALI), des mesures découplées du radar (RASTA) et du lidar (LNG) avec les observations *in situ* du CPI et de la combinaison 2DC-2DP. D'après Delanoë et al., [2013].

Les comparaisons entre l'extinction restituée par RALI et celles mesurée par le PN mettent en évidence des erreurs relatives de l'ordre de $\pm 40\%$ lorsque le coefficient d'extinction est compris entre 0.2 et 0.8 km^{-1} . Elles peuvent atteindre $\pm 80\%$ pour des valeurs supérieures à 2 km^{-1} . Une source potentielle de désaccord entre les observations peut être liée à la **présence de faibles concentrations de gouttelettes d'eau dans certaines couches du nuage**. Il est possible que, de par leur volume d'échantillonnage différent, le PN détecte ces couches liquides tandis que le signal lidar ne soit pas suffisamment sensible pour clairement les identifier. On observe, en effet, une augmentation de l'erreur relative avec l'extinction et le contenu en eau à partir d'un certain seuil ($\text{LWC} > 0.01 \text{ g.m}^{-3}$). Nous ne pouvons pas non plus écarter l'hypothèse récurrente d'une contamination des mesures du PN par la fragmentation artificielle des gros cristaux de glace conduisant à une augmentation de l'extinction mesurée *in situ*. Quoiqu'il en soit, ces comparaisons mettent en avant le **bon accord global des restitutions RALI avec les mesures *in situ*** ainsi que l'intérêt d'exploiter la combinaison observationnelle radar/lidar pour restituer un IWC optimal.

Ce cas d'étude nous a également donné l'opportunité d'évaluer les produits satellitaires DARDAR-CLOUD V1 [Delanoë et Hogan, 2010], CloudSat 2B-CWC-RO de la NASA [Austin et al., 2009] et CALIPSO L2v3-01 [Young et Vaughan, 2009]. Dans les deux premiers produits, les IWCs sont restitués à une résolution horizontale de l'ordre de 1.5 km tandis que l'IWC de CALIPSO est dérivé d'une loi empirique $\text{IWC}-\sigma_{\text{ext}}$ [Heymsfield et al., 2005] à une résolution de 5 km . Les résolutions verticales sont de 60 m pour DARDAR et CALIPSO et 240 m pour le produit CloudSat (Fig. III.3.12 a-c).

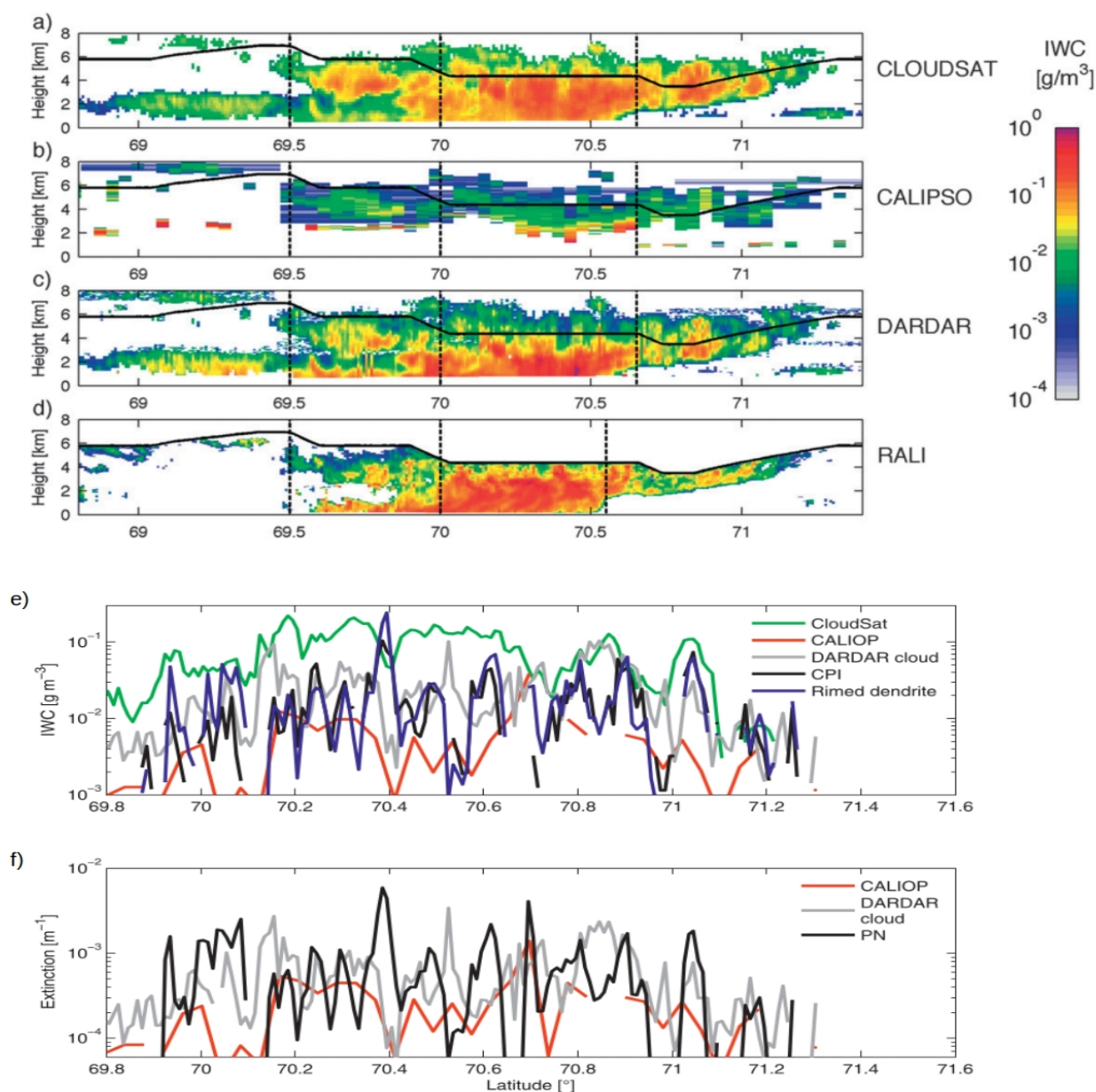


Figure III.3.12 : Comparisons entre les contenus en glace (IWC) des produits (a) CloudSat, (b) CALIPSO et (c) DARDAR-cloud avec (d) les restitutions RALI, pour le cas du 1^{er} Avril 2008 de POLARCAT. La trajectoire de l'ATR-42 est représentée par la ligne noire. (e) et (f) Variations latitudinales à une altitude donnée des différents produits satellitaires d'IWC et d'extinction ainsi que des mesures *in situ* du CPI lors du passage de l'A-Train au dessus du Nimbostratus. D'après Delanoë et al., [2013].

Les comparaisons entre les produits satellitaires, les restitutions RALI à une résolution horizontale de 1km et les mesures *in situ* confirment les tendances observées précédemment. Globalement CloudSat tend à surestimer l'IWC de 150% tandis que le produit CALIPSO le sous-estime de 50 à 100%. Les restitutions DARDAR-cloud basées sur la complémentarité radar/lidar et l'algorithme Varcloud présentent des valeurs intermédiaires plus proches des mesures *in situ* avec des erreurs de l'ordre $\pm 50\%$ (Fig. III.3.12e). On notera également le bon accord entre les restitutions RALI et DARDAR tant au niveau des valeurs d'IWC qu'au niveau de leur distribution spatiale. Les produits CALIOP ont tendance à sous estimer systématiquement les valeurs du coefficient d'extinction. De par leur faible résolution horizontale (5 km), ils ne semblent pas correctement retranscrire la forte hétérogénéité des couches nuageuses (Fig. III.3.12d). En ce sens, la variabilité des restitutions DARDAR-cloud est en meilleur accord avec les observations du Néphélogramme.

Cet exemple montre que l'**apport des mesures *in situ* pour l'évaluation des produits satellitaires** est utile pour estimer l'ordre de grandeur des quantités microphysiques ou optiques restituées. Il est toutefois délicat d'évaluer plus précisément et quantitativement la précision des restitutions. Dans ce cas d'étude, les traces du satellite et de l'avion (ATR-42) n'étaient pas parfaitement co-localisées et les décalages temporels variaient entre 30 et 85 minutes. Les propriétés nuageuses sont donc susceptibles de subir des modifications entre le passage des deux vecteurs d'observations. Les mesures *in situ* ne permettent pas non plus de caractériser instantanément la structure verticale du champ nuageux. En revanche, la plateforme aéroportée RALI peut être utilisée comme «intermédiaire» pour la validation des produits satellitaires basés sur les mêmes principes de mesures. Les observations *in situ* permettent alors dans un premier temps de contraindre et d'évaluer les restitutions RALI qui dans un second temps peuvent être comparées aux profils nuageux établis depuis les satellites.

- **Évaluation des produits DARDAR-CLOUD dans des MPC-IB**

Les situations de nuages en phase mixte de couche limite sélectionnées pour l'étude de validation des produits DARDAR-MASK (**Section III.3.2.1, Mioche et al., in prep**) ont également été analysées pour évaluer les restitutions de leurs propriétés microphysiques à partir des mesures *in situ* co-localisées. Les quantités évaluées issues des produits **DARDAR-CLOUD v2.1** sont le **contenu en glace**, la dimension effective des cristaux et le coefficient d'extinction. La stratégie d'analyse est similaire à celle conduite pour l'évaluation des produits de phase et de celle de [Delanoë et al., \[2013\]](#) pour l'étude de cas du Nimbostratus glacé. Elle diffère toutefois de cette dernière dans la mesure où l'exploitation d'observations aéroportées radar/lidar comme «intermédiaires» à la validation n'est pas envisagée. En effet, dans les situations analysées, la plateforme RALI n'était déployée que lors de la campagne **POLARCAT**.

Dans le cadre du **CDD CNES de Frédéric Tridon (2021)** et du **projet EECLAT (T2.7 et T5.2)**, un travail méticuleux d'inter-comparaisons entre les réflectivités radar (CPR/CloudSat) mesurées et les quantités microphysiques des produits DARDAR-Cloud (principalement IWC) avec les observations *in situ* a été réalisé. La **figure III.3.13** illustre les observations satellitaires de la réflectivité radar (Z_w), du coefficient de rétrodiffusion atténué (β_a), du masque nuageux (produit DARDAR-MASK) et du contenu en glace restitué (produits DARDAR-Cloud) sur un champ de MPCs échantillonnés le 07 Avril lors de la campagne **ASTAR 2007**. Le décalage temporel entre les passages des satellites et de l'avion peut être repéré par le changement de coloris le long de la trajectoire de l'avion (code couleur T_{dif} , sur les **figures III.3.13a-c**). Le décalage peut atteindre 80 min lors du dernier profil vertical réalisé par l'avion dans le champ de MPCs. La structure verticale du nuage, déjà discutée auparavant, est caractéristique des MPCs de couche limite en Arctique. Elle présente une couche au **sommet du nuage dominée par l'eau surfondue** (en phase mixte selon la classification DARDAR) dans laquelle le **signal lidar est fortement atténué**. Des **bandes verticales de forte réflectivité radar** sont observées à des altitudes plus basses. Elles témoignent de **zones nuageuses marquées par des IWCs importants et des cristaux précipitant** jusqu'à la surface. On remarquera également que le signal lidar n'est plus exploitable en dessous de la couche d'eau surfondue (**Fig. III.3.13b**) et que le signal radar est fortement contaminé par l'écho de sol dans les 500 premiers mètres au dessus de la surface (**Fig. III.3.13a**). De plus, dans les produits DARDAR, la procédure d'extrapolation du signal radar CPR/CloudSat d'une résolution verticale de 500 m à une résolution de 60 m couplée à un effet de moyennage entre des zones de ciel clair et nuageuses induit, proche du sommet du MPC, une surestimation non physique de la réflectivité (**Fig. III.3.13a**, à une altitude de l'ordre 1500 m). Ainsi, dans les portions du MPCs soumises à de forts gradients de réflectivité, les restitutions DARDAR sont soumises à de fortes incertitudes et peuvent présenter des biais potentiellement importants.

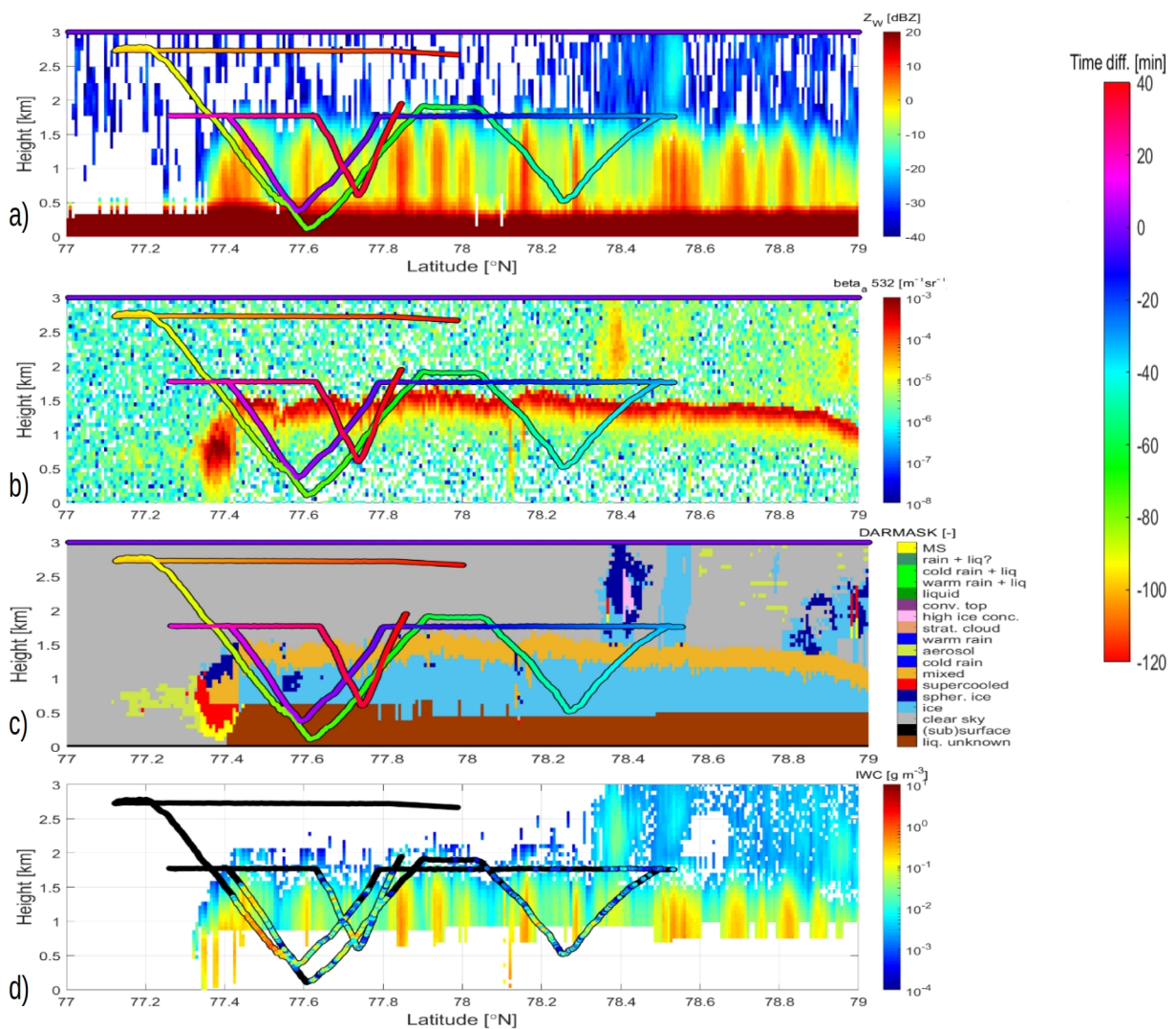


Figure III.3.13 : Variabilités latitudinale et verticale des produits DARDAR lors du passage de CALIPSO et CloudSat au dessus d'un champ de stractocumulus en phase mixte le 07 Avril 2007 de la campagne ASTAR. **(a)** Réflectivités radar, Z_w , **(b)** Coefficients de rétrodiffusion atténuée, β_a , mesurés par le lidar, **(c)** Classification des pixels **DARDAR-MASK** **(d)** Contenus en glace, IWC , restitués (**DARDAR-CLOUD**) et dérivés des mesures *in situ* du **CPI** (le long de la trajectoire de l'avion). La trajectoire de l'avion est également représentée sur chacune des illustrations (traits pleins). Sur les panneaux **(a,b,c)**, le décalage temporel, en minutes, entre les mesures aéroportées et les observations satellitaires est représenté le long de la trajectoire de l'avion selon le code couleur de la légende à droite des figures (**Time diff.**). Une valeur positive (couleurs rouge à magenta à 77.8°N, 1.5 km) indique que l'avion est en avance sur le satellite dans une région donnée. D'après *Tridon et al., in prep.*

Les comparaisons entre les réflectivités mesurées ($Z_{wDARDAR}$) et celles calculées à partir des distributions dimensionnelles des cristaux de glace mesurées par le CPI (Z_{wCPI}) moyennées sur 15 secondes sont reportées sur les **figures III.3.14a-c**. Les Z_{wCPI} sont obtenues à partir du calcul des sections efficaces de rétrodiffusion de cristaux de glace à l'aide d'un modèle basé sur l'approche **SSRGA** (Self-Similar Rayleigh-Gans Approximation, *Hogan et Westbrook, [2014]* ; *Leinonen et al., [2013]*). Cette approche permet d'ajuster la distribution de la masse au sein de cristaux de forme sphéroïdale. Il est ainsi possible de simuler raisonnablement les propriétés de diffusion d'un ensemble de cristaux assimilables à des **agrégats non givrés**, en utilisant une loi masse-diamètre de *Brown et Francis [1995]* (**SSRGA-BF95, Fig. III.3.14a**, en bleu) ou des **agrégats soumis à un givrage plus ou moins important** via les lois masse-diamètre décrites dans *Leinonen et Szyrmer, [2015]* (**SSRGA-LS15-B0.2, Fig. III.3.14a**, en rouge).

Les distributions de probabilité des différences de réflectivités ($Z_{W_{DARDAR}} - Z_{W_{CPI}}$) montrent que l'accord entre les mesures satellitaires et *in situ* est raisonnable malgré une dispersion significative des valeurs ($\sigma \sim 4.4$ dB). En moyenne, **les biais sont moins importants lorsque la complexité de forme des cristaux est considérée** (ici due à un léger givrage), la réflectivité augmentant avec le degré de givrage. La **figure III.3.14b** nous informe sur le fait que, malgré la prise en compte de cet effet, des disparités subsistent en particulier dans les couches situées juste en dessous du sommet du nuage (anneaux jaunes-verts sur la **figure III.3.14b**). En revanche, les biais observés entre $Z_{W_{DARDAR}}$ et $Z_{W_{CPI}}$ ne semblent pas augmenter avec le délai, parfois important, entre le passage des satellites et de l'avion (T_{diff} sur la **Figure III.3.14c**). Ce comportement laisserait présumer que la **structure microphysique de ce champ de stratocumulus est relativement stable et persistante**.

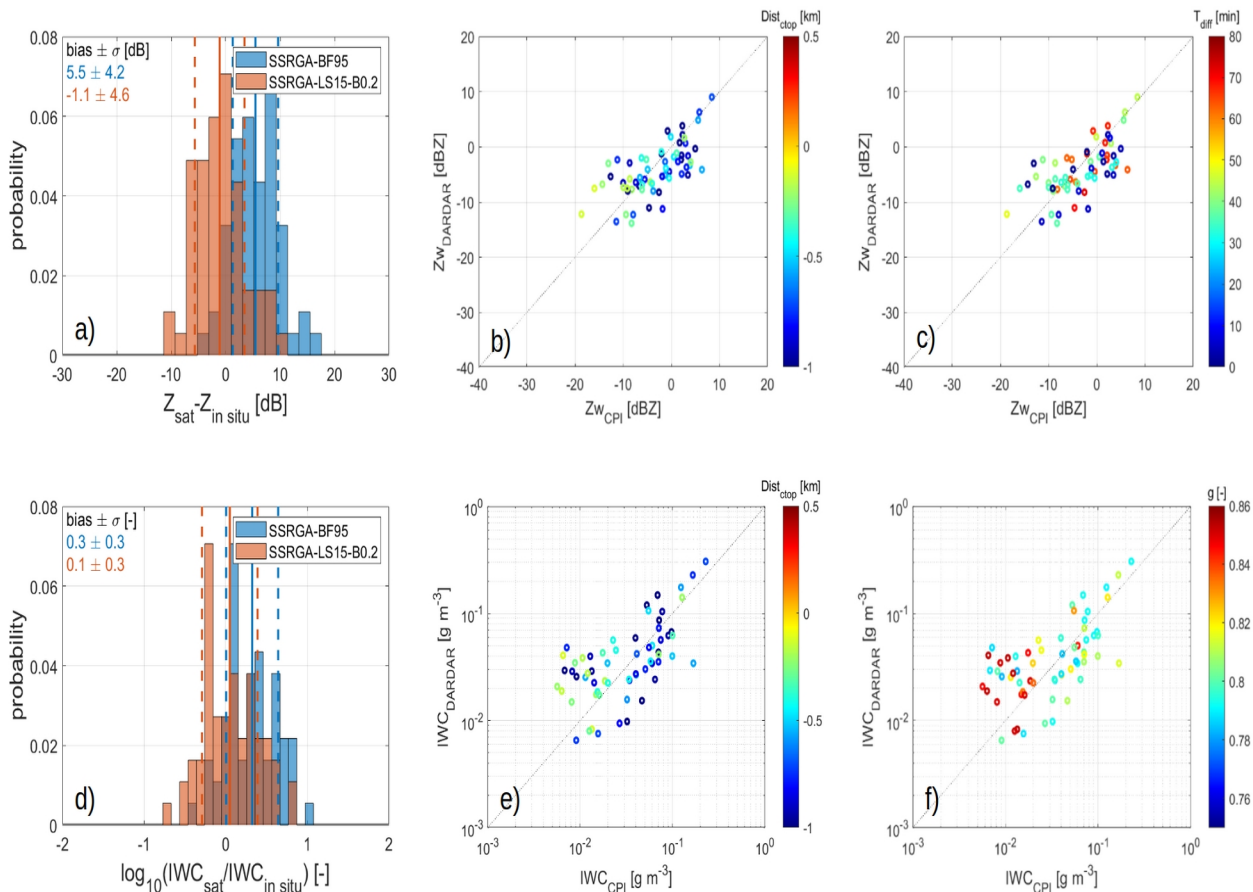


Figure III.3.14 : Comparaisons des réflectivités mesurées par CPR/CloudSat intégrées dans DARDAR-CLOUD et celles calculées à partir des mesures *in situ* (a,b,c). Évaluation des restitutions IWCs de DARDAR-CLOUD avec les IWCs dérivés des mesures *in situ* (d,e,f). (a) Distributions des densités de probabilité (PDF) des différences de réflectivités DARDAR (Z_{sat}) et CPI ($Z_{in situ}$). Les $Z_{in situ}$ sont calculées à partir du spectre dimensionnel des cristaux mesuré par le CPI selon l'approche **SSRGA** (Self-Similar Rayleigh-Gans Approximation) en faisant l'hypothèse d'agrégats non givrés (basée sur une loi masse-diamètre de *Brown et Francis* [1995] : **SSRGA-BF95**) ou pour des agrégats légèrement givrés (avec une loi masse-diamètre de *Leinonen et Szyrmer*, [2015] : **SSRGA-LS15-B0.2**). (b) Comparaisons des réflectivités DARDAR ($Z_{W_{DARDAR}}$) et des réflectivités calculées à partir des mesures CPI (Z_{CPI}) pour des agrégats légèrement givrés (SSRGA-LS15-B0.2), avec indication de la distance des points de mesures avec le sommet du nuage ($Dist_{top}$). (c) identique à (b) mais avec une indication sur le délai entre mesures *in situ* et observations satellitaires (T_{diff}). (d) PDF des différences du \log_{10} des IWCs entre restitutions DARDAR et mesures CPI (en utilisant les deux lois masse-diamètre). (e) identique à (b) mais pour les IWCs. (f) identique à (e) mais avec une indication sur le facteur d'asymétrie, g , dérivé des mesures du PN. D'après *Tridon et al.*, in prep.

Les contenus en glace calculés à partir des spectres dimensionnels mesurés par le CPI avec les deux lois masse-diamètre (i.e. *Brown et Francis*, [1995] : $m(D) = 0.012D^{1.9}$ et *Leinonen et Szyrmer*, [2015] : $m(D) = 0.033D^{1.94}$) ont également pu être comparés aux restitutions d'IWC de DARDAR-CLOUD (basées sur les lois

de Brown et Francis, [1995]). La **figure III.3.14d** confirme que le choix d'un «**modèle**» microphysique adapté à la prise en compte des phénomènes de givrage observés par le CPI contribue à réduire les biais entre les systèmes d'observation. Une fois la densité des cristaux ajustée, les sources de dispersion des contenus en glace semblent provenir de la **localisation et de la composition des couches nuageuses** étudiées (**Fig. III.3.13d** et **Fig. III.3.14e-f**). En effet, les désaccords entre IWC_{DARDAR} et IWC_{CPI} sont plus prononcés dans les régions proches du sommet du nuage où les gradients de réflectivités sont forts (anneaux jaune-vert, **Fig III.3.14e**) que dans les zones de précipitations proche de la surface. Ces disparités peuvent être dues à la **surestimation de la réflectivité liée à la résolution verticale de DARDAR** (procédure d'extrapolation de Z_w) et/ou à la **concentration importante de gouttelettes d'eau surfondue** ($g > 0.84$, en rouge sur la **figure III.3.14f**). Dans ces couches en phase mixte, les interactions entre gouttelettes d'eau et cristaux de glace peuvent conduire à un givrage plus important des cristaux (cf. **Section III.2.2**) nécessitant éventuellement l'utilisation de lois masse diamètre plus adaptées (telles que celle de *Leinonen et Szyrmer*, [2015] mais avec un degré de givrage plus important). On remarquera également que ces biais sont plus particulièrement visibles lorsque les valeurs de contenus en glace sont faibles ($IWC < 0.04 \text{ g.m}^{-3}$) mais que l'accord devient plus acceptable lorsque l'IWC est supérieur à 0.07 g.m^{-3} (zones des précipitations en phase glace uniquement). Cette méthodologie d'analyse est en train d'être appliquée à l'ensemble des vols co-localisés avec le passage de l'A-Train afin d'augmenter la représentativité statistique de ces premiers résultats [*Tridon et al., in prep*]. Elle permettra, en collaboration avec le **LATMOS**, d'identifier des pistes d'améliorations des produits **DARDAR-CLOUD** dans les MPCs.

III.3.3 Résumé et conclusions du Chapitre III.3

Un des problèmes majeurs pour l'étude des effets radiatifs des nuages partiellement glacés ainsi que pour le développement de procédures de restitution des paramètres nuageux par télédétection concerne **l'évaluation de l'impact des hétérogénéités de phase, de forme et de taille des hydrométéores sur leurs propriétés optiques**. Les mesures *in situ* effectuées dans les MPCs lors de nombreuses campagnes aéroportées nous ont permis de montrer que les cristaux de glace étaient caractérisés par une grande variabilité et de complexité de formes. La distribution spatiale de l'eau surfondue et des cristaux glace est également très inhomogène au sein de ces nuages. Ces caractéristiques particulières complexifient le lien entre propriétés microphysiques et optiques dans les MPCs, et donc de surcroît leur réponse radiative.

Cette problématique a tout d'abord été abordée dans le cadre des observations aéroportées conduites lors des projets **ASTAR 2004 et 2007 (Section III.3.1)**. Nous avons pu mettre en évidence que la synergie expérimentale qui consiste à coupler les indicatrices de diffusion des hydrométéores mesurées par le Néphélomètre Polaire (PN) avec leurs propriétés morphologiques par le biais d'un imageur à haute résolution (CPI) offrait la possibilité de **lier des formes particulières de cristaux de glace avec leurs propriétés de diffusion simple** [Jourdan et al. 2010 ; Lampert et al., 2009 ; Gayet et al., 2007]. Des analyses statistiques en composantes principales (ACP) ont permis d'identifier des zones nuageuses en phase mixte présentant des propriétés de diffusion de la lumière similaires (**Section III.3.1.1**). Les mesures du CPI ont montré que les signatures optiques de ces régions pouvaient être associées à des propriétés morphologiques des cristaux de glace et des fractions d'eau liquide bien spécifiques. La classification des tendances révélées par l'ACP combinée à la modélisation physique des propriétés de diffusion des cristaux ont mis en évidence la **contribution optique importante de la fraction d'eau surfondue, des cristaux de petites tailles ($D < 50\mu\text{m}$) et de leur rugosité** de surface dans les MPCs [Jourdan et al. 2010]. Cette étape essentielle nous a également permis de proposer des équivalents microphysiques basés sur des combinaisons de formes simples d'hydrométéores possédant des propriétés optiques très proches de celles de couches nuageuses en phase mixte. Ces couches étaient caractérisées par une grande diversité de morphologie de cristaux et de partitionnement eau-glace.

Dans le cadre d'une collaboration éphémère avec le **FMI d'Helsinki**, une approche similaire a été envisagée afin de valoriser les propriétés microphysiques et optiques de la neige soufflée documentées lors de campagne au sol **CLIMSLIP-NyA (Projets IPEV et ANR CLIMSLIP, col. IGE et LATMOS, Thèse de Gwennolé Guyot, 2016)**. Le développement d'un modèle de formes équivalentes composé de droxtals rugueux, d'agrégats de plaques et de cristaux fractals (de Koch) a permis de reproduire les propriétés de diffusion des cristaux de neige observées *in situ* (**Section III.3.1.2**). Des paramétrisations reliant l'albédo de la neige et le facteur d'asymétrie avec la taille et les indices de réfraction des grains de neige au sol ont ainsi pu être développées dans des gammes de longueur d'ondes de l'UV au NIR [Räisänen et al., 2015]. Les résultats ont, en particulier, montré que la **prise en compte d'une morphologie plus réaliste des cristaux de neige conduisait à une augmentation de l'albédo de la neige** et à une modification de sa réflectance bidirectionnelle par rapport à l'hypothèse classique de cristaux de neige sphériques communément faite dans les modèles à grande échelle.

Ces méthodologies, reposant sur la synergie de mesures *in situ* et de modèles de diffusion de la lumière, ont également été mises à profit pour **évaluer ou améliorer les hypothèses effectuées dans les algorithmes de restitution lidar** dans le cadre de collaborations avec l'**AWI**. L'algorithme d'inversion et d'extrapolation des mesures d'indicatrices de diffusion présentée dans Jourdan et al., [2003b] a pu être appliqué sur des cas d'étude d'**ASTAR**. Cette méthode, basée sur une représentation bimodale de la composition microphysique des nuages, a été mise en œuvre pour dériver des rapports lidar (LR) «caractéristiques» de couches nuageuses de faibles épaisseurs optiques. Des valeurs de LR (i.e. rapport entre les coefficients d'extinction et de rétrodiffusion) de 14.5 Sr ont été obtenues dans des couches stratiformes composées de drizzle ou de gouttelettes d'eau surfondue, de 13.8 Sr pour des cristaux précipitants [Gayet et al., 2007] et de 21 Sr pour un nuage de glace sub-visible à moyenne altitude [Lampert

et al., 2009]. Bien que ces estimations ne se soient basées que sur des cas d'étude spécifiques, elles ont toutefois donné des résultats satisfaisants pour la restitution de l'épaisseur optique ou pour le calcul des propriétés radiatives (radiances) des couches nuageuses à partir du lidar aéroporté AMALi (**Section III.3.1.2**).

Les observations satellitaires, en particulier lorsqu'elles s'appuient sur des techniques de télédétection active, offrent des possibilités intéressantes pour documenter la structure horizontale et verticale des propriétés nuageuses, et les processus associés. Elles reposent, cependant, sur des algorithmes d'inversion et des hypothèses physiques qui peuvent être évalués par des mesures *in situ* à des échelles spatiales plus fines (~ 100 m). La **détection d'un nuage et de sa phase thermodynamique constitue les premières étapes à valider avant d'envisager toute restitution de ses propriétés microphysiques** ou optiques. L'un des objectifs de la tâche que je coordonne dans le **projet TOSCA-EECLAT (T2.7)** et le **GDR** associé, est de tirer profit des observations *in situ* réalisées dans des MPCs en Arctique pour évaluer les produits nuages de CALIPSO et de CloudSat.

Dans le cadre d'une collaboration avec le **LMD** et le **LATMOS**, l'analyse de six vols co-localisés avec le passage des satellites lors des campagnes **ASTAR**, **POLARCAT** et **SORPIC** a souligné les difficultés des produits basés uniquement sur des observations lidar (CALIPSO-GOCCP, ST et KU) à détecter les couches inférieures des MPCs (**Section III.3.2**). Les produits basés sur la synergie radar/lidar (DARDAR) se sont avérés beaucoup moins impactés par ce phénomène. L'accord entre les fréquences d'occurrence des pixels nuageux des différents produits CALIPSO et des mesures *in situ* du PN variait entre 10 et 25% (% de cas où les deux types d'observations détectent une même scène nuageuse) [*Cesana et al.*, 2016]. En revanche, les produits DARDAR-MASK concordaient avec observations *in situ* dans plus de 80% des cas [*Mioche et Jourdan*, 2018].

L'identification de la phase des nuages est également problématique pour les produits CALIPSO, en particulier dans les zones en phase mixte ou glacées situées sous une couche d'eau surfondue. En revanche, la cohérence était de l'ordre de 50 à 80% au niveau de la phase liquide (**Section III.3.2.1**). Les sources de désaccords sont liées aux traitements effectués sur les mesures lidar (moyennes horizontales et verticales, pixels atténués), aux différentes résolutions spatiales des vecteurs d'observations ainsi qu'aux problèmes de co-localisation. Elles proviennent également du fait que **la phase du sommet des nuages détermine dans la plupart des cas la phase thermodynamique restituée par les algorithmes lidar**. Ce dernier point est justifié par le très bon accord observé (plus de 95%) dans des cirrus où la distribution de la phase glace est verticalement homogène.

Les comparaisons des phases restituées par **DARDAR-MASK** avec les estimations déduites des mesures du PN ont montré en moyenne un bien meilleur accord grâce à la capacité du radar à détecter les couches nuageuses inférieures constituées de cristaux de glace. **Dans plus de 85% des cas, les zones en phase liquide étaient identifiées comme telles par les deux types d'observations et dans près de 50% des cas pour les régions nuageuses en phase glace**. En revanche, les pixels de couches en phase mixte sont 90% du temps considérés comme des zones dominées optiquement par l'eau surfondue selon les mesures *in situ* [*Mioche et al.*, *in prep*]. En plus des éventuels problèmes de co-localisation, ces différences sont principalement attribuables aux spécificités des échelles d'observations et des techniques utilisées pour identifier la présence d'un mélange d'eau surfondue et de cristaux de glace dans une couche nuageuse. Ces **spécificités instrumentales conditionnent**, par conséquent, **la définition même d'une couche en phase mixte**. Ces considérations justifient pleinement les choix effectués pour définir et identifier un nuage en phase mixte dans la **section III.1.3.3**. En effet, dans les approches suivies par *Mioche et al.*, [2015] et *Bazantay et al.*, [en révision, 2022], nous avons choisi de ne pas limiter la présence d'un MPC à des couches constituées de pixels de mélange eau/glace mais en considérant plutôt une succession verticale de pixels de phases différentes.

Les mesures *in situ* réalisées lors des campagnes aéroportées en Arctique ont également été exploitées pour évaluer les produits microphysiques restitués à partir des algorithmes d'inversion appliqués aux données radar et lidar (**Section III.3.2.2**). L'étude d'un Nimbostratus glacé observé lors de la campagne **POLARCAT-Printemps** a permis de montrer la **pertinence d'utiliser des observations couplées**

radar/lidar pour restituer des contenus en glace et des coefficients d'extinction en meilleur accord avec les mesures *in situ* (CPI et PN). En effet, les contenus en glace (IWC) des MPCs restitués par **DARDAR-CLOUD** étaient compris dans un intervalle de $\pm 50\%$ par rapport aux observations *in situ*. En revanche, les produits CALIPSO sous-estimaient systématiquement de 50 à 100% les IWCs mesurés tandis que les produits CLOUDSAT les surestimaient jusqu'à 150% [Delanoë et al., 2013]. Ces erreurs relatives diminuaient de moitié lorsqu'une comparaison avec la plateforme aéroportée **RALI** et une relation masse-diamètre en accord avec la morphologie des cristaux observée étaient envisagées. Une des principales conclusions de cette étude concernait la mise en œuvre d'une **stratégie de validation axée sur l'utilisation d'un système radar/lidar aéroporté comme intermédiaire entre mesures *in situ* et observations spatiales**. Cette configuration permet de réduire les erreurs liées aux échelles spatiales d'observation et aux principes de mesures tout en favorisant la prise en compte des informations microphysiques *in situ* à petite échelle dans les algorithmes de restitution radar/lidar.

Dans le cadre du **CDD-CNES IR de Frédéric Tridon (2021)** au sein du **projet TOSCA-EECLAT**, nous nous sommes attelés à l'évaluation des produits DARDAR-CLOUD dans des nuages en phase mixte. La tâche est ardue compte tenu des limites des sondes aéroportées et des algorithmes d'inversion dans des couches nuageuses, proches de la surface, où l'eau surfondue peut coexister avec les cristaux de glace. Une étude de faisabilité, sur un MPC persistant de couche limite lors de la campagne **ASTAR 2007**, a été entreprise avant d'envisager de généraliser les premiers résultats sur d'autres cas. Les résultats ont permis de mettre en évidence le bon accord entre les réflectivités mesurées par le radar et celles calculées à partir des mesures du CPI lorsque le **degré de givrage des cristaux de glace était correctement pris en compte** (biais de -1.1 dB contre 5.5 dB pour des cristaux «pristines»). Dans les zones de précipitations, où l'IWC est typiquement supérieur à 70 mg.m^{-3} , les erreurs relatives entre mesures *in situ* et restitutions DARDAR étaient de l'ordre de $\pm 100\%$. En revanche, les biais étaient plus prononcés proche du sommet du nuage dans lequel la fraction d'eau surfondue et les gradients de réflectivités sont plus importants. Dans ces régions en phase mixte où l'IWC mesuré était de l'ordre de 10 mg. m^{-3} , le contenu en glace restitué était surestimé d'un facteur 2 à 4 [Tridon et al., in prep]. Ces différences peuvent être attribuées aux procédures DARDAR d'extrapolation de la réflectivité au sein d'un pixel CloudSat (de moins bonne résolution verticale) ou à la plus grande complexité de formes des cristaux, résultant d'un processus givrage plus efficace.

Ces résultats préliminaires illustrent la nécessité de considérer **un modèle direct capable de retranscrire la variabilité des propriétés optiques de cristaux glace** soumis à des processus de croissance différents. En ce sens, des informations pertinentes sur la morphologie des hydrométéores mais aussi sur la dynamique et la thermodynamique du système nuageux se révèlent être essentielles. Des comparaisons avec des systèmes radar/lidar embarqués sur avion pourraient également apporter des éléments de réponse plus quantitatifs sur l'impact des processus de croissance des hydrométéores sur leur signature optique. L'analyse de situations de MPCs échantillonnées lors d'**AFLUX 2019** (présence du radar Mirac et du lidar AMALi) ou dans le cadre de la récente campagne **RALI-Thinice** [Rivière et al., 2022] devrait permettre de répondre à une partie des questions soulevées par notre pré-étude, et ainsi contribuer à l'amélioration des algorithmes d'inversion radar/lidar dans des MPCs.

PARTIE IV : Perspectives

La capacité des modèles à prédire l'évolution du système climatique de l'Arctique suite à des modifications globales des températures et de la composition physico-chimique de l'atmosphère est sérieusement entravée par notre **manque de connaissances sur les processus clés régissant le cycle de vie des nuages**. Il est notamment essentiel d'identifier les différents facteurs contrôlant la formation, l'évolution et l'impact des nuages en phase mixte sur le bilan radiatif et sur les précipitations dans une région destinée à devenir plus chaude et plus humide. Les MPCs sont présents tout au long de l'année en Arctique et jouent un rôle important sur le bilan radiatif dans la couche limite atmosphérique. Leurs propriétés singulières résultent d'un complexe entrelacs de processus et d'interactions microphysiques, thermo-dynamiques et radiatifs intervenant à différentes échelles de temps et d'espace. Ces nuages et leurs propriétés sont donc difficiles à représenter dans les modèles que ce soit à la micro-échelle ou à l'échelle globale. Des hypothèses fortes sont ainsi considérées dans la grande majorité des modèles pour représenter les processus de formation et de croissance des hydrométéores, les transitions de phase ou les interactions avec les particules d'aérosols. La représentation de ces mécanismes rapides et locaux ne peut qu'être raisonnablement améliorée qu'en envisageant leurs interactions avec les conditions environnementales à plus grande échelle.

Notre compréhension des processus impliqués dans le cycle de vie des MPCs ne peut exclusivement reposer sur des cas d'études basés sur des observations locales et pas toujours représentatives des conditions très variées rencontrées en Arctique. Nous nous proposons d'adopter une **stratégie intégrant un vaste jeu de données d'observations complémentaires couplé à de la modélisation de l'échelle du processus à l'échelle régionale**. Nos efforts porteront plus particulièrement sur la caractérisation, à partir d'observations aéroportées et satellites, des propriétés microphysiques des MPCs dans des conditions environnementales contrastées. L'analyse de ces observations en synergie avec de la modélisation des processus microphysiques devrait permettre à terme d'améliorer notre compréhension et la représentation des mécanismes d'interactions du triptyque aérosols-gouttelettes-cristaux avec les propriétés thermo-dynamiques de la couche limite en Arctique. Ce thème fait l'objet de l'**ANR (MPC)²** et sera détaillé dans la **section IV.1**. Il a justement été identifié, par le [Polar Prediction Project](#), le [WCRP Clouds and Melting Ice Grand Challenges](#) et [IASC WGA](#), comme l'un des principaux défis à relever pour améliorer la fiabilité des modèles régionaux et globaux aux latitudes polaires.

La problématique de la représentation des transitions de phase et de la microphysique des nuages dans les modèles se retrouve également dans les **régions antarctiques et subantarctiques** [King et al., 2015 ; Listowski et Lachlan-Cope, 2017 ; Hyder et al., 2018]. Au niveau des océans austraux (SO), les modèles de climat et de prévisions numériques du temps surestiment, d'environ 20 W/m², la quantité de rayonnement solaire atteignant la surface [Bodas-Salcedo et al., 2012 et 2014 ; Protat et al., 2017]. Ces biais radiatifs à la surface sont engendrés par une **sous-estimation quasi-systématique de l'occurrence de nuages contenant des gouttelettes d'eau** (MPC, nuages d'eau liquide ou surfondue) en particulier durant l'Été austral [Vergara-Temprado et al., 2018]. La formation, l'évolution et les propriétés des nuages dans ces régions du globe difficiles d'accès sont très peu documentées. La phase des nuages est principalement déterminée par les propriétés thermodynamiques de l'atmosphère mais également par la disponibilité et la capacité des aérosols à servir de noyaux de condensation (CCN) ou de noyaux glaçogènes (INP). Dans les régions subantarctiques, les **aérosols marins** représentent l'immense majorité des particules qui interagissent avec les nuages. Leurs **propriétés sont influencées par les micro-organismes marins qui peuvent modifier leur capacité CCN et IN**. Le lien entre les processus biogéochimiques dans les océans, les émissions et les propriétés physico-chimiques des aérosols et la phase thermodynamique des nuages demeure néanmoins très complexe et sujet à de fortes incertitudes. [Gabric et al., 2002 ; Sellegri et al., 2021 et 2023 ; Listowski et al., 2019]. Dans la **section IV.2**, nous proposerons d'étudier l'**impact de l'activité biologique marine sur les propriétés nuageuses** à partir d'observations par télédétection spatiale.

IV.1 Objectifs à court terme : le projet ANR (MPC)²

Après trois tentatives infructueuses, le projet «**Microphysical Process Characterization of Mixed Phase Clouds in the european arctic**» (**MPC²**) a fini par être accepté, en Juillet 2022, pour financement à l'ANR. Une grande partie des mes futurs travaux consistera à mettre en œuvre et à coordonner, avec J.-C. Raut (**LATMOS**), ce projet qui se terminera au plus tôt en 2026. L'objectif de (**MPC²**) est d'accroître notre niveau de compréhension des processus physiques reliés aux nuages arctiques. L'Arctique est l'une des régions qui semble subir les effets les plus prononcés du «**changement climatique**» (amplification des températures de surface, fonte accélérée de la banquise) et où les projections climatiques sont les plus incertaines. La capacité des modèles à simuler l'évolution du climat dépend de la pertinence des paramétrisations des mécanismes physiques qu'ils utilisent, qui est elle même fonction de notre degré de compréhension des processus sous-jacents.

IV.1.1 Objectifs et hypothèses de travail

Dans le projet (**MPC²**), nous nous proposons d'élaborer de nouvelles paramétrisations des processus microphysiques adaptées aux nuages bas en phase mixte, observés dans le secteur «Européen» de l'Arctique. Nous chercherons également à évaluer l'impact des propriétés microphysiques et de leurs hétérogénéités spatiales sur le bilan radiatif à la surface. Plus spécifiquement, il s'agira d'apporter des éléments de réponses quantitatifs aux trois questions suivantes :

1. Quel est l'**impact** de la variabilité **des conditions environnementales** à grande échelle (conditions météorologiques, état et type de surface, origine des masses d'air) **sur les propriétés microphysiques et optiques des MPCs** ?
2. Comment les **processus de formation des cristaux** et les **hétérogénéités thermo-dynamiques** à petite échelle influencent-ils la **distribution spatiale des hydrométéores** et leurs propriétés au sein des MPCs ?
3. Quels sont les **processus physiques qui régulent le cycle de vie des MPCs** et comment interagissent-ils avec les **aérosols, la structure de la couche limite et les flux radiatifs** ?

Ce travail se basera sur plusieurs hypothèses qu'il conviendra de confirmer ou d'infirmer. **Une première hypothèse** de travail est que **les flux d'énergie de la couche limite atmosphérique contrôlent en grande partie la structure microphysique** des MPCs des basses couches. Les **conditions de surface** (eau libre, banquise, MIZ) **joueraient donc un rôle prépondérant dans le cycle de vie** de ces nuages en phase mixte. Nous émettons également l'**hypothèse que les gouttelettes d'eau surfondue et les cristaux de glace ne sont pas uniformément répartis dans les couches nuageuses**, contrairement à la représentation classique de la phase mixte dans les grilles des modèles [*Tan et Storelvmo, 2016*]. En effet, les observations *in situ* présentées dans la **Partie III (Section III.2 et III.3)** sembleraient plutôt indiquer que les MPCs sont composés d'un mélange inhomogène de particules de glace et de gouttelettes confinées dans des zones spécifiques du nuage. La **variabilité des propriétés thermo-dynamiques** (humidité, température, vitesse verticale) **aux petites échelles pourrait être responsable de ces hétérogénéités spatiales** en provoquant une répartition non uniforme des concentrations des hydrométéores au sein des MPCs. La réponse non linéaire des propriétés microphysiques à la variabilité des conditions atmosphériques est par ailleurs très mal représentée dans les modèles régionaux, avec des impacts potentiellement importants sur le cycle de vie des nuages [*Lenaerts et al., 2017*]. Enfin, nos futures analyses se fondent sur **hypothèse que, pour des conditions météorologiques données, la contribution relative des CCN et des INP sur les mécanismes de transition de phase dans les MPCs est mal paramétrée** dans la plupart des modèles. Ces propriétés des aérosols sont actuellement mal représentées dans modèles, conduisant aux problèmes récurrents de

prognostique inadapté du nombre de cristaux qui est susceptible d'entraîner une glaciation et une dissipation rapide des MPCs [Solomon *et al.*, 2018 ; Avramov *et Harrington*, 2010 ; Fridlin *et Ackerman*, 2018]. Ces mécanismes microphysiques ont bien évidemment des conséquences sur les propriétés radiatives et la capacité précipitante des MPCs, et plus globalement sur leur impact climatique.

IV.1.2 Jeu de données et outils d'analyses

La mise en œuvre des objectifs de ce projet s'appuiera sur l'analyse du vaste jeu de données acquis à partir d'**observations *in situ* et par télédétection** réalisées, dans la région du Svalbard, principalement dans le cadre du projet collaboratif trans-régional allemand (AC)³. Les **campagnes aéroportées ALOUD** (Mai-Juin, 2017), **AFLUX** (Mars-Avril, 2019) et **MOSAïc-ACA** (Septembre, 2020) seront plus particulièrement ciblées. Les observations effectuées depuis le réseau de bouées **IAOOS** (Ice Atmosphere Ocean Observing System, Equipex Sobonne Université) déployé en arctique entre 2014 et 2020 [Maillard *et al.*, 2021 ; Di Biagio *et al.*, 2020 ; Loyer *et al.*, 2021] seront également mises à profit. Nous pourrons aussi bénéficier des récentes mesures dans des nuages arctiques obtenues lors de l'expérience **RALI-ThinIce** en Août 2022 (Pi. G. Rivière, LMD et J. Delanoë, LATMOS). L'ensemble de ces données sera combiné à des **observations spatiales** (CALIPSO, CloudSat, POLDER, IASI, MODIS) ainsi qu'aux résultats de **modélisations multi-échelles** (DESCAM 1D et 3D, WRF, 3DCLOUD).

Les observations aéroportées permettront de **caractériser, à fine échelle, les propriétés physiques des MPCs** et des **aérosols** ainsi que les **flux d'énergie** dans différentes configurations météorologiques et d'état de la surface (MIZ, banquise, Océan libre). La **distribution géographique et saisonnière des nuages** (phase et propriétés microphysiques) et des aérosols pourra être documentée à plus grande échelle en exploitant les observations satellitaires (cf. illustration sur la **figure IV.1**). L'analyse statistique de ces données associée à des **simulations numériques** de microphysique détaillée (**micro échelle**) permettra ensuite d'établir des **paramétrisations de la phase mixte qui seront intégrées dans des modèles à l'échelle régionale** ou appliquées aux **algorithmes de restitution satellitaires**. L'ensemble de ces développements devrait contribuer à une meilleure compréhension physique et représentation «numérique» du cycle de vie des MPCs, dans une région Arctique en pleine mutation.

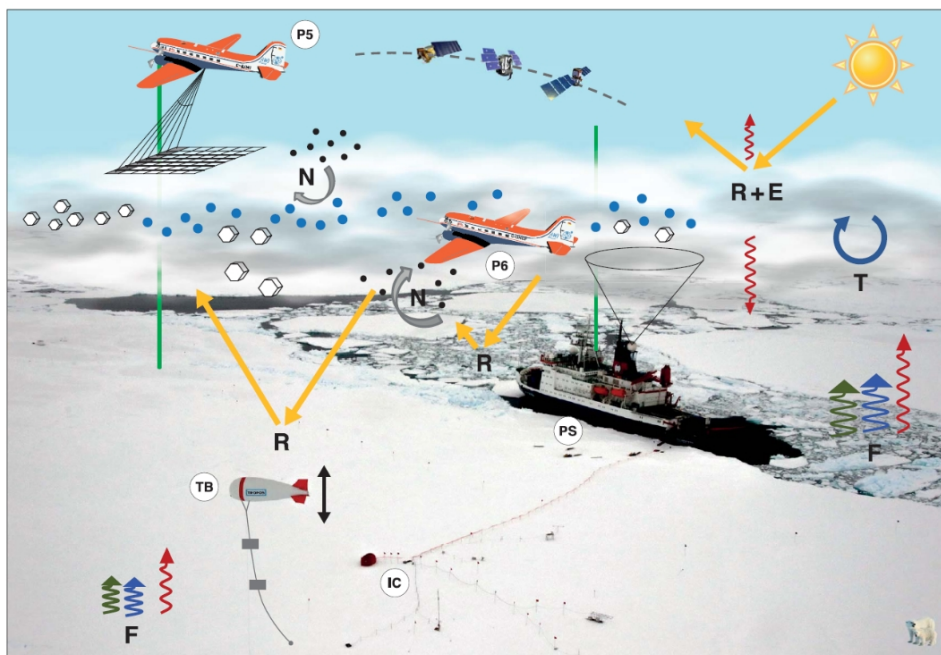


Figure IV.1 : Illustration du dispositif instrumental et des observations menées durant la campagne **ALOUD** en 2017 (similaires à celui envisagé durant la campagne **MOSAïc**). D'après [Wendisch *et al.*, \[2019\]](#).

IV.1.3 Organisation et méthodologies

Le projet de recherche (MPC)² s'organisera autour trois work-packages (WP) scientifiques et un WP de coordination et de dissémination des résultats (Fig. IV.2). (MPC)² regroupe trois laboratoires français (LaMP, LATMOS et LOA) et s'appuie également sur l'expertise d'instituts allemands membres ou affiliés à (AC)³ (LIM, AWI, IGM, DLR, KIT) ainsi que sur des collaborations avec les universités d'Oslo, de Stockholm, Montréal (UQAM et McGill), Utah et la NOAA (Boulder).

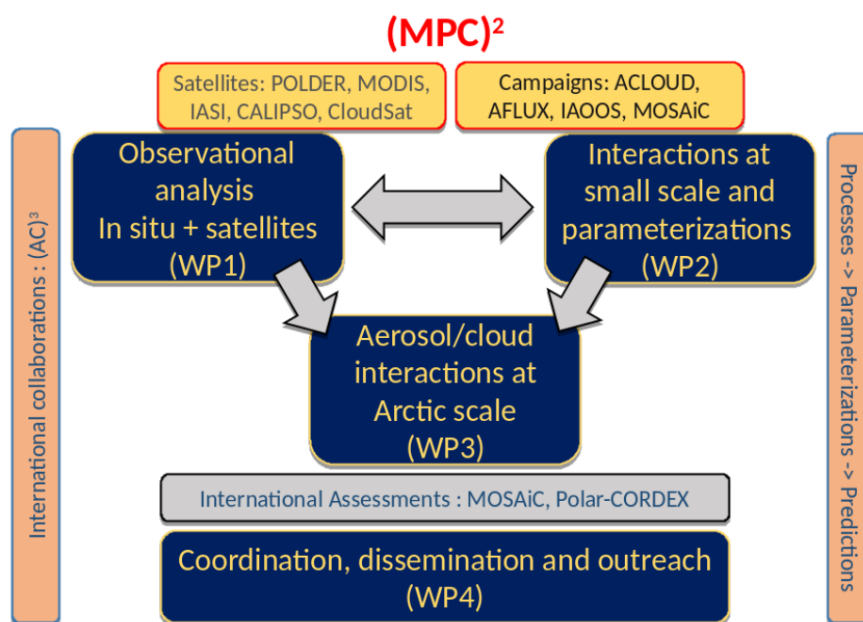


Figure IV.2 : Structuration et organisation du **Projet (MPC)²**

Le **WP1**, porté par Odran Sourdeval (LOA), se focalisera principalement sur l'analyse des nuages en phase mixte à partir d'observations aéroportées, satellitaires et, plus marginalement, depuis des bouées. Il mobilisera une partie des compétences instrumentales et en analyse de données des trois laboratoires. **L'objectif sera de créer une base de données des propriétés microphysiques et macrophysiques des MPCs, à l'échelle régionale** (secteur Nord Atlantique, région du Svalbard), pour différentes conditions météorologiques, de concentration en glace de mer, d'origine des masses d'air et de concentration en particules d'aérosols. Ces données devraient nous permettre d'étudier la façon dont ces propriétés environnementales à grande échelle influence la variabilité des propriétés des MPCs.

Dans un premier temps, nous exploiterons les observations CloudSat-CALIPSO (produits DARDAR, Delanoë et Hogan, [2010] ; Sourdeval et al., [2018]) pour établir des statistiques long terme (2007 - 2019) des caractéristiques macrophysiques (altitude, température et extension verticale des nuages) et microphysiques (profils verticaux la phase thermodynamique, du LWC, IWC et concentration des cristaux) des MPCs. Les produits nuages issus des mesures satellitaires par télédétection passive (POLDER, MODIS, IASI, IIR/CALIPSO) permettront de fournir une évaluation indépendante des propriétés du sommet des MPCs, avec une meilleure couverture spatiale (**Tâche 1.1**). Les capacités de DARDAR pour la restitution des propriétés microphysiques seront étendues aux zones nuageuses dominées par l'eau surfondue en appliquant des paramétrisations, dérivées des observations in situ, reliant l'IWC et le LWC à la réflectivité et l'extinction mesurées par le radar et le lidar. Une modification de l'algorithme variationnel de DARDAR sera également envisagée pour prendre en compte simultanément les propriétés des gouttelettes d'eau et des

cristaux suite aux travaux de thèse de Clémantyne Aubry (**LATMOS**, Dir. J. Delanoë). Cette tâche s'inspire des travaux que nous avons réalisés dans *Mioche et al.*, [2015], *Mioche et Jourdan*, [2018] et les *stages de Master de C. Bazantay* (2021) et *A. Dziduch* (2022). Cependant, elle propose, pour la première fois, d'établir des estimations quantitatives de la variabilité spatiale et saisonnière des propriétés microphysiques et macrophysiques des MPCs, et non uniquement de leur occurrence.

En parallèle à ces travaux basés sur des observations satellitaires, nous caractériserons les **propriétés microphysiques et optiques des MPCs à l'aide des données de campagnes aéroportées** (**ACLOUD**, **AFLUX**, **MOSAIC-ACA** et éventuellement **HALO-(AC)³** et **RALI-ThinIce**) et des observations **IAOOS** (Tâche 1.2). En s'inspirant des travaux de *Mioche et al.*, [2017], *Dupuy et al.*, [2018], *Järvinen et al.*, [2023], *Moser et al.*, [2023] et de *stage de M2 d' A. Baudoux* (2022), les **distributions verticale et horizontale des hydrométéores** seront analysées conjointement avec les mesures de flux (col. **AWI**), d'aérosols (col. **TROPOS**) et les conditions de surface. Les instruments *in situ* de la **PMA** (2D-S, CIP, PIP, CDP, PN) permettront d'estimer la phase thermodynamique, la distribution dimensionnelle, la morphologie et les modes de croissance des cristaux à une résolution spatiale de l'ordre de 100 m. Les observations des «dropsondes», des radar, lidar et des spectromètres aéroportés (col. **IGM**, **AWI**, **LIM**) complèteront les mesures *in situ* pour documenter la structure géométrique et thermodynamique des MPCs. **Ces informations seront également utilisées pour évaluer ou améliorer les restitutions DARDAR** (cf. *Mioche et Jourdan*, [2018] ; *Mioche et al.*, [in prep] ; *Tridon et al.*, [in prep]).

Dans la **tâche 1.3**, nous essaierons de **relier les «climatologies» des propriétés physiques des MPCs** établies dans la **T.1.1** aux **conditions environnementales** propices à leur formation et leur développement. Des données satellitaires de l'épaisseur optique et du type d'aérosols seront associées à un modèle lagrangien de dispersion pour étudier le transport des particules vers l'Arctique. Les réanalyses ECMWF ERA-5 et les produits satellitaires AMSR-2 permettront d'estimer sous quelles conditions météorologiques, thermodynamiques et de surface ont été observées les MPCs. Des analyses de covariances (de type ACP ou AFM) seront ensuite appliquées à ce jeu de données «environnemental» et à celui relatif aux caractéristiques microphysiques et macrophysiques pour **identifier les principaux facteurs régulant les distributions verticale et horizontale des propriétés des MPCs**. Enfin, dans le cadre de la **tâche 1.4**, nous identifierons les différentes **conditions synoptiques typiques** de cette région de l'Arctique afin d'établir des statistiques sur le partitionnement de phase et les propriétés micro et macrophysiques des MPCs. Des profils moyens des caractéristiques nuageuses ainsi que des **relations simples entre les propriétés des MPCs** (*LWF*, *IWC*, *LWC*, N_i ...) et les **facteurs clefs environnementaux** (humidité, température, épaisseur optique des aérosols, origine des masses d'air, concentration de glace de mer) seront estimés. Ces premières paramétrisations pourront être utilisées pour améliorer les schémas microphysiques des modèles globaux et les procédures de restitutions satellitaires. Sur la base de ces analyses, **des cas d'études représentatifs seront ensuite sélectionnés pour être étudiés plus en détails dans les WP de modélisation (WP2 et WP3)**.

L'objectif du **WP2**, porté par Marie Monier et Olivier Jourdan (**LaMP**), sera **d'améliorer la représentation des processus de formation des cristaux de glace et des mécanismes responsables du partitionnement de phase dans les modèles** à microphysiques «bulk» (i.e. à moments ou basés sur une forme prescrite de distribution en taille des hydrométéores). Pour cela, nous étudierons les **interactions, aux petites échelles, entre les processus dynamiques et microphysiques à partir de la synergie entre des mesures *in situ* à haute résolution spatiale avec de la modélisation à microphysique détaillée**. L'hypothèse sous-jacente est que les disparités fréquemment observées entre les différentes simulations des propriétés microphysiques des MPCs par des modèles «bulk» proviendraient à la fois d'une mauvaise représentation des processus de formation des hydrométéores mais aussi d'une prise en compte inadéquate des fluctuations sous maille des propriétés thermo-dynamiques. Cette hypothèse et les limitations de ces schémas microphysiques à double moments seront explorées en utilisant le modèle à microphysique détaillée («bin») **DESCAM** (Detailed SCAvenging Model, *Flossmann et Wobrock*, [2010]) dans un cadre dynamique 1D (colonne) puis 3D.

Pour les cas d'étude de MPCs identifiés lors de la **tâche 1.4**, nous documenterons les *LWC*, *IWC*, concentrations, coefficients d'extinction et les distributions en taille des hydrométéores au regard des conditions d'humidité, de température et de vitesse verticale (**Tâche 2.1**). **L'analyse statistique des observations *in situ***, sélectionnées à la plus à **haute résolution spatiale** possible (jusqu'à une dizaine de mètres), se focalisera sur la quantification des fluctuations à petite échelle du partitionnement de phase et des propriétés thermo-dynamiques (par des méthodes de Fourier, paramètres d'hétérogénéités, PDF, analyses de cohérence et corrélations...). L'objectif sera d'obtenir des métriques permettant de caractériser la façon dont les gouttelettes d'eau et les cristaux de glace sont distribués horizontalement et verticalement dans les différentes couches des MPCs. Ces statistiques permettront de contraindre le modèle physico-stochastique **3DCLOUD** [Szczap et al., 2014] qui sera par la suite utilisé pour simuler des champs dynamiques réalistes en nuage (cf. **Tâche 2.2**).

Des études de sensibilités seront ensuite envisagées avec le modèle **DESCAM pour explorer l'impact des hétérogénéités thermo-dynamiques sur les propriétés microphysiques moyennes** (en particulier, N_i) à une échelle de l'ordre du km (i.e. résolution typique des modèles meso-échelles). La partie dynamique du modèle **3DCLOUD** (i.e. équivalent LES) sera ensuite couplée «offline» avec la microphysique détaillée de **DESCAM 1D** pour étudier comment la variabilité des conditions thermodynamiques à petite échelle (i.e. turbulence, col. **AWI**) influence la distribution de l'eau surfondue et de la glace, les distributions dimensionnelles des cristaux et les propriétés microphysiques «moyennes» des MPCs (**Tâche 2.2**). Nous nous attendons, en effet, à ce que, **localement, des courants ascendants relativement importants puissent conduire à des «bouffées» de concentrations de cristaux de glace qui influencent la distribution du partitionnement de phase à des échelles inférieures au 1 km**. Si l'impact des hétérogénéités est significatif, des paramétrisations de la distribution en taille ou la concentration en cristaux de glace (N_i) et de la fraction d'eau surfondue seront développées en fonction des propriétés thermodynamiques moyennes pour les modèles à microphysique «bulk» utilisés dans le **WP3**. Ces études se feront avec des propriétés des aérosols prescrites. **L'influence de la variabilité des propriétés CCN et INP des aérosols** sur les propriétés microphysiques des MPCs, et notamment sur la distribution spatiale du *LWC* et de l'*IWC*, sera étudiée à l'aide du modèle **DESCAM** dans sa version **3D** (**Tâche 2.3**). Les mesures aéroportées des aérosols (col. **TROPOS**) seront exploitées pour mettre en place des simulations de la structure microphysique des nuages. Les sorties de modèles seront ensuite comparées aux observations aéroportées (*in situ*, radar et lidar, col. **DLR, IGM**) pour les différentes configurations de contenus en aérosols. Ces études devraient nous permettre **d'identifier les mécanismes prédominants d'initiation de la phase glace et d'interactions entre gouttelettes d'eau et cristaux de glace**. L'ensemble de ces résultats apportera des informations intéressantes pour améliorer les schémas microphysiques à deux moments («bulk») des modèles meso-échelles utilisés dans le **WP3**.

Le **WP3**, coordonné par Jean Christophe Raut (**LATMOS**) cherchera à **améliorer les estimations des effets radiatifs des aérosols et des nuages à l'échelle régionale** (10-20 km). Il s'agira notamment d'examiner la sensibilité des interactions aérosols-nuages à des perturbations des propriétés d'aérosols. Les capacités existantes du modèle régional **Polar WRF-Chem** (version optimisée de WRF pour les régions polaires, *Hines et Bromwich*, [2008] ; *Bromwich et al.*, [2009]) à simuler la dynamique de la couche limite, le transport et la distribution des aérosols et les interactions aérosols-nuages seront évaluées à l'aide des bases de données établies dans le **WP1**. Nous nous intéresserons plus particulièrement à la représentation de la distribution verticale des flux turbulents et radiatifs, de l'entraînement /déentraînement d'air et des propriétés CCN et INP des aérosols dans le modèle en les confrontant aux observations effectuées dans différentes conditions environnementales (**Tâche 3.1**). Cette étape nous permettra de mieux comprendre la contribution des interactions entre processus radiatifs et dynamiques dans le cycle de vie des MPCs.

Dans la **tâche 3.2**, notre objectif sera d'intégrer les nouvelles paramétrisations de formation de la glace et du partitionnement de phase développées dans le **WP2** dans le schéma microphysique à 2 moments de **Polar WRF-Chem**. Pour les études de cas sélectionnées dans la **T1.4**, les paramétrisations de nucléation hétérogène de la glace seront testées pour **évaluer la capacité du modèle meso-échelle à représenter la distribution spatiale des gouttelettes d'eau et des cristaux dans les MPCs**. L'impact des

aérosols (coating, CCN vs INP) et des processus microphysiques sur le cycle de vie des MPCs sera également étudié en effectuant des tests de sensibilité à une échelle de 1 à 2 km. Les structures nuageuses 3D modélisées pourront ensuite être directement comparées aux observations aéroportées/spatiales lidar et radar à l'aide du simulateur **McRALI** [Szczap et al., 2021]. Enfin, la **tâche 3.3** se consacrera à l'identification des principaux facteurs contribuant à l'effet radiatif des MPCs et aux effets indirects des aérosols. En particulier des simulations d'un an à une résolution de 50 km seront effectuées pour analyser l'influence de l'origine des sources d'aérosols sur la formation des MPCs et leurs effets radiatifs dans des conditions environnementales contrastées. A l'issue de ce travail, de **nouvelles estimations des effets radiatifs des MPCs de couche limite seront proposées ainsi qu'une évaluation de la contribution respective des différents paramètres contrôlant les interactions aérosols - microphysique - rayonnement et la persistance des MPCs**. Ces résultats pourront être à terme confrontés aux exercices d'inter-comparaisons de modèles organisés dans le cadre des projets **Polar-CORDEX** et **MOSAic**.

Ce projet de recherche mobilisera les compétences et l'expertise en modélisation et analyse de données de la quasi-totalité des membres de l'**équipe MNP** du **LaMP** (à hauteur de 110 PM sur trois ans et demi). Je serai plus particulièrement impliqué dans le **WP1** (analyse de données satellitaires et microphysiques *in situ*) mais également dans le **WP2** grâce auquel je compte, petit à petit, me former à la modélisation microphysique à l'échelle des processus. Les enseignants chercheurs du **LOA** (48 PM) contribueront essentiellement aux activités proposées dans le **WP1** (exploitation des observations spatiales et bases de données). Les efforts des membres du **LATMOS** (77 PM) se concentreront sur la mise en œuvre du **WP3** (modélisation WRF-Chem) et sur les développements algorithmiques et méthodologiques envisagés dans le cadre du **WP1** (DARDAR, CALIPSO). Chaque laboratoire pourra bénéficier du renfort d'un post-doc de deux ans et du soutien technique du pôle de données et de services **AERIS**.

Une partie non négligeable de mon travail sera de coordonner les activités scientifiques du projet, d'assurer la dissémination et la synthèse des résultats ainsi que la communication auprès d'un public non académique (qui ne font pas forcément partie de mes compétences). Fort heureusement, je serai bien épaulé par Jean Christophe Raut (LATMOS) pour assurer ces différentes tâches d'organisation et de valorisation (**WP4**).

IV.2 Objectifs à moyen terme : Impact des aérosols marins sur les propriétés nuageuses

Nous avons vu qu'une partie des objectifs de l'**ANR (MPC)²** était d'étudier l'impact des aérosols sur les propriétés microphysiques et radiatives des nuages en phase mixte en Arctique. Les interactions aérosols - nuages au dessus des océans subantarctiques ont très peu été étudiées, notamment à cause du nombre très limité d'observations aéroportées ou depuis des bateaux, dans ces régions maritimes difficiles d'accès.

Récemment, dans le cadre du **stage de M2 et du CDD CNES de Clément Bazantay (2021-2022)**, nous avons commencé à étudier le rôle des aérosols marins sur le partitionnement de phase des **nuages bas** à partir d'observations satellitaires (CALIPSO-CloudSat). Ces nuages sont **présents tout au long de l'année au dessus des océans (occurrence ~ 65%) localisés entre 40°S et 82°S**. L'analyse des produits DARDAR-MASK entre 2007 et 2010 a montré que la couverture nuageuse est plus particulièrement importante entre 50°S et 65°S (**Fig. IV.3A**). **La variabilité latitudinale de l'occurrence des nuages bas est plus marquée lorsque l'on considère la composition microphysique de ces nuages**. Dans la région située entre 40°S et 50°S (Zone 1, sur les **figures IV.3**), les nuages bas d'eau liquide ($T > 0^{\circ}\text{C}$) sont prépondérants en particulier au dessus des océans du Pacifique sud (1D), de l'Océan Indien (1B), de la mer de Tasmanie (1C) et des côtes du Chili (1E) (**Fig. IV.3B**). En Hiver, ces régions sont également caractérisées par une proportion importante de MPCs (occurrence de 35% soit 50% des nuages bas) que l'on ne retrouve pas durant l'Été austral.

Au Sud de 50°S, les nuages bas de glace sont fréquents (~ 40%) et majoritaires, avec une variabilité saisonnière beaucoup moins marquée que dans certaines régions de la zone 1 (1C, 1D, 1B). Dans la zone géographique localisée entre 50°S et 60°S (partie australe des Océans globaux ou SO, zone 2, **Fig. IV.3.C**),

l'occurrence des nuages contenant exclusivement de l'eau surfondue (USLC) est significative, en particulier en Hiver (~ 20%). En Été, les MPCs sont présents 30% du temps (cf. **Fig. IV.3.D**). Enfin, au dessus des mers de l'Antarctique (60°S - 80°S zone 3, **Fig. IV.3**), les nuages de glace représentent de 45 à 60% des nuages bas et les MPCs, 25%. Une fraction non négligeable d'USLCs est tout de même observée, comparée aux régions situées au Nord de 50°S (**Fig. IV.3E**).

Ces contrastes régionaux et saisonniers sont essentiellement la conséquence des gradients méridionaux de température, de la circulation océanique, de la présence de terres émergées et de l'extension de la banquise mais également des hétérogénéités spatiales de la biomasse de phytoplanctons (concentration en chlorophylle-a, Chl-a i.e. traceur de l'activité biologique marine). Ces différents paramètres nous ont permis de subdiviser la zone 1 (40°-50°S) en 6 sous régions géographiques homogènes (1A à 1F), notamment, en terme de saisonnalité des occurrences des différents types de nuages.

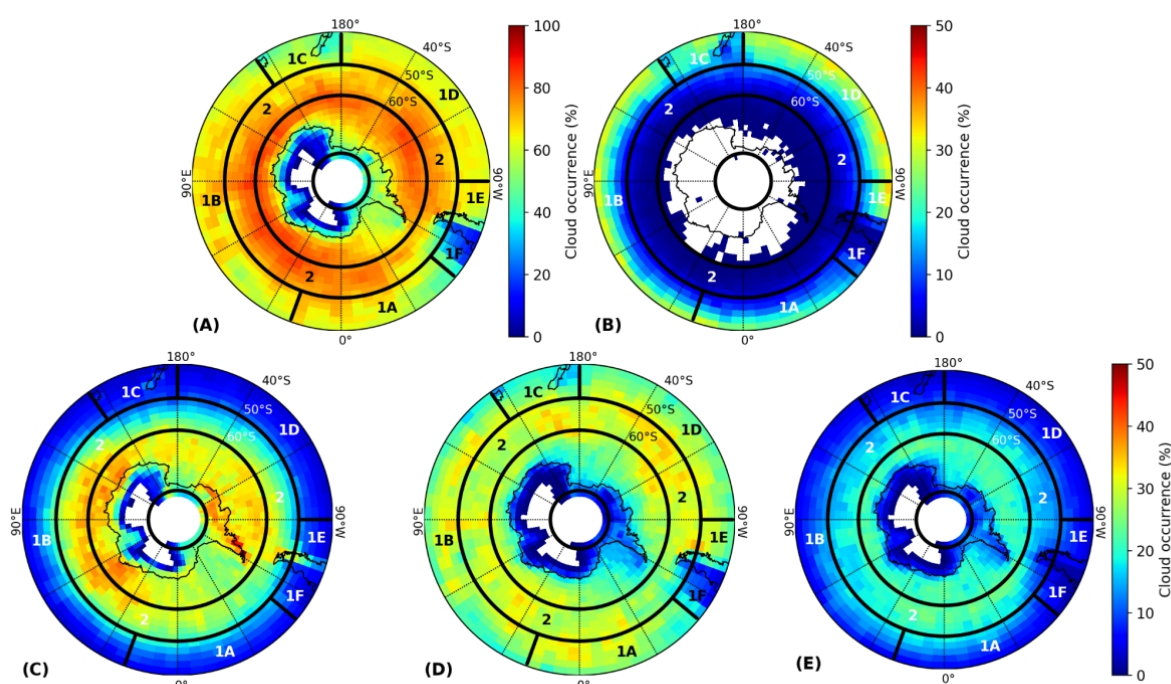


Figure IV.3 : Projections stéréographiques de la fréquence d'occurrence de différents types de nuages bas (altitude <3 km) dérivée des produits DARDAR-MASKv2.23 entre Janvier 2007 et Décembre 2010 entre 40°S et 82°S. **(A)** Occurrence de tous les types nuages bas ; **(B)** Nuages bas d'eau liquide (température positive) ; **(C)** Nuages bas uniquement constitués de cristaux de glace ; **(D)** Nuages bas en phase mixte ; **(E)** Nuages bas composés d'eau surfondue uniquement USLC. D'après [Bazantay et al., \[en révision, 2023\]](#).

Les réanalyses ECMWF nous ont également permis d'étudier l'influence des conditions météorologiques sur la distribution géographique des nuages. Nous avons montré que l'occurrence des nuages froids était essentiellement conditionnée par la température de l'air à 700 mb, la température de surface de l'eau (SST), l'humidité spécifique et la stabilité atmosphérique des basses couches (LTS). Cependant, les corrélations entre ces paramètres thermodynamiques et l'occurrence des différents types de nuages sont extrêmement variables et dépendantes de la région géographique étudiée. Nous avons donc émis l'hypothèse que l'activité biologique marine pourrait également expliquer une partie des disparités régionales et saisonnières. En effet, 50 à 75% des nuages observés lors de notre étude étaient couplés avec la surface. Leur composition microphysique est donc susceptible d'être affectée par les flux de CCN et d'INP résultant de l'activité phytoplanctonique des océans [[Sellegri et al., 2021](#)]. Le phytoplancton produit de la matière organique dont les propriétés surfactantes peuvent prolonger ou diminuer le temps de vie des bulles à la surface des océans. Il influence ainsi la quantité d'embruns marins éjectés vers l'atmosphère et

donc leur capacité à servir de support de condensation pour la formation des nuages. Les gaz émis par la biomasse marine peuvent également contribuer à la formation de nouvelles particules par un processus de nucléation.

Dans le cadre d'une collaboration avec les projets ERC-SEA2CLOUD et **CNES-SEA2CLOUD** (PI. K. Sellegrì, équipe **PCB** du LaMP), nous avons ensuite cherché à évaluer l'impact de l'activité biologique marine sur la distribution géographique et mensuelle de la phase thermodynamique des nuages présents dans les régions localisées entre 40°S et 60°S. Les variabilités mensuelles des occurrences de nuages d'eau liquide et des nuages contenant de la glace ont été comparées aux produits **MODIS** «océans» de Chl-a, POC (Particulate Organic Carbon) et nano (nanophytoplankton cell abundances), en collaboration avec le **LOV** (Villefranche sur mer). Ces différents paramètres peuvent être considérés comme des traceurs spécifiques de l'activité biologique marine.

Notre étude a montré que **l'occurrence des nuages contenant des cristaux de glace** (MPCs et nuages purement glacés) **était fortement anticorrélée avec la concentration en POC** (Fig. IV.4A) et Chl-a ($R^2 > 0.70$), en particulier dans les régions de l'Atlantique Sud (1A), du Sud de l'Océan Indien (1B) et de la mer de Tasmanie (1C) ainsi qu'au niveau des océans situés entre 50°S et 60°S (zone 2). En revanche, **l'occurrence de nuages d'eau liquide était corrélée aux concentrations de Chl-a et de POC** dans toutes les régions ($R^2 = 0.5$ -0.67, Fig. IV.4B) hormis celles du Pacifique Sud (1E) et des côtes de l'Argentine (1F). Cependant, les relations linéaires proposées sur les **figures IV.4** pourraient n'être que la conséquence de la variabilité saisonnière des températures. Afin d'explorer plus en détails les relations entre les propriétés biogéochimiques des océans et l'occurrence de la phase/type des nuages, nous nous sommes ensuite placés dans des conditions thermodynamiques homogènes et fixées (SST et LTS). Dans [bazantay et al., \[en révision, 2023\]](#), nous avons mis en évidence que la **présence de nuages de glace restait anticorrélée avec la concentration de POC** pour des températures de surface de l'océan inférieures à 282 K. L'occurrence de nuages d'eau liquide continuait d'augmenter avec la concentration en Chl-a, même pour des intervalles pseudo-constants de SST. Nous avons également observé que, **dans la région 2 (50°-60°S), l'occurrence d'USLC était corrélée à l'abondance de nano-phytoplanktons** (Nano).

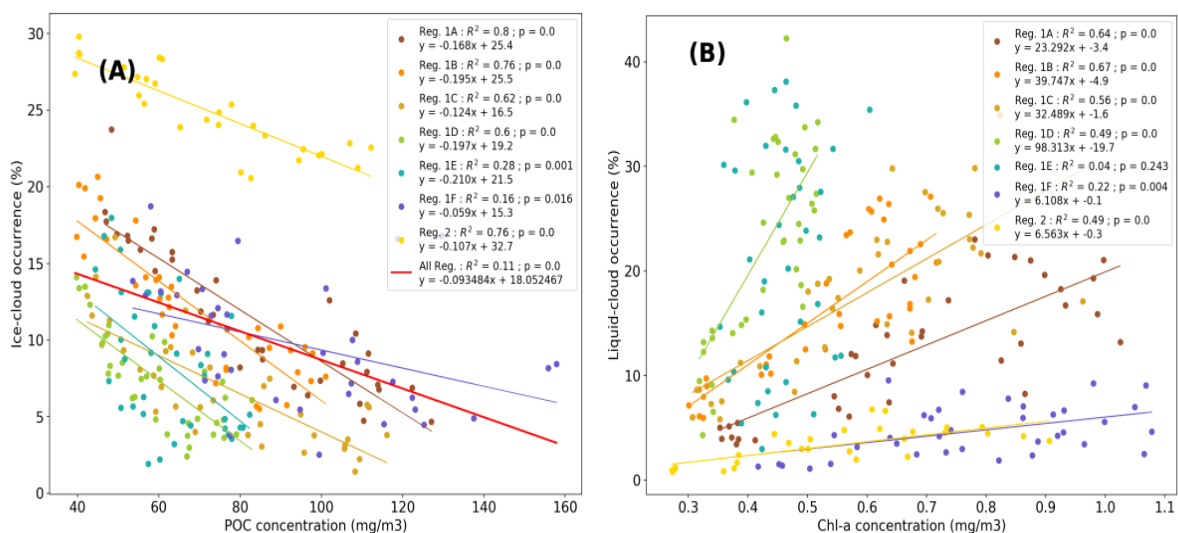


Figure IV.4 : Corrélations entre l'occurrence des nuages et des traceurs biologiques **dans les différentes régions d'intérêt (zones 1 et 2) identifiées** entre 40°S et 82°S. **(A)** Relation entre l'occurrence des nuages bas contenant de la glace (ice only clouds et MPCs) calculée à partir des produits DARDAR-MASK et la concentration de POC (Particulate Organic Carbon) dérivée des produits «océans» de MODIS. **(B)** Relation entre l'occurrence de nuages bas d'eau liquide (produits DARDAR-MASK) et la concentration de chlorophylle-a (produits MODIS). Des régressions linéaires sont établies pour chaque région (1A-1F et 2) et pour **toutes les régions**. D'après [Bazantay et al., \[en révision, 2023\]](#).

L'augmentation de l'occurrence des nuages d'eau liquide avec la concentration en Chlorophylle-a pourrait être liée au rôle précurseur que joue la **Chl-a comme source de CCN dans les eaux subantarctiques**. Un nombre plus important de CCN d'origine biologique marine conduirait à une augmentation du nombre de gouttelettes, à une diminution de leur taille, et à un accroissement de la durée de vie et de l'occurrence de ces nuages (effet «Albrecht»). Le **POC semble être en revanche un bon indicateur de la présence de particules d'aérosols glaciogènes** (INP) d'origine marine à des températures négatives modérées [Trueblood et al., 2021]. Ceci pourrait expliquer la décroissance de l'occurrence des nuages de glace que nous observons avec l'augmentation des concentrations en POC. En effet, **une plus grande quantité d'INPs favoriserait le déclenchement des précipitations et réduirait le temps de vie des nuages en phase glace**. Cette hypothèse est d'ailleurs confirmée par nos analyses qui montrent que nos estimations DARDAR des **événements de précipitations sont corrélées aux concentrations en POC** ($R^2 > 0.25$) dans les régions de l'Atlantique Sud et de l'Océan Indien ainsi que dans les zones marines situées entre 50°S et 60°S (région 2). Enfin, la corrélation que nous observons entre l'abondance de nano-phytoplanctons et l'occurrence de nuages uniquement composés de gouttelettes d'eau surfondue (USLC) pourrait être la conséquence des **propriétés anti-gel de certains aérosols marins** originaires des eaux froides des océans austraux (région 2). Dans ces régions, les concentrations d'INPs sont faibles. Certains micro-organismes marins pourraient émettre des composés nanométriques qui affecteraient le seuil de congélation des gouttelettes d'eau.

Cette étude originale illustre **l'influence potentielle de la biogéochimie marine sur la phase thermodynamique et la persistance des nuages**. Des analyses plus poussées sur les processus d'interaction intervenant entre l'activité biologique des océans, les propriétés CCN/IN des aérosols marins et la formation des nuages seraient, bien entendu, nécessaires pour consolider ces premiers résultats. En ce sens, nous pourrions bénéficier à moyen terme des études en cours menées par l'équipe **PCB** du LaMP.

La méthodologie d'analyse proposée pour des zones océaniques hauturières **pourrait également être appliquée aux zones maritimes de l'Arctique et de l'Antarctique**. Les nuages des régions polaires sont en effet susceptibles d'être influencés par les émissions biogéniques. Cependant, la tâche s'annonce ardue compte tenu de l'indisponibilité des produits satellitaires «océans» de traceurs de l'activité biologique lorsque l'étendue de la banquise est importante. De plus, les régions arctiques sont fortement influencées par le transport longue distance de particules d'aérosols tandis que la neige soufflée d'origine continentale pourrait avoir un impact non négligeable sur les propriétés IN des aérosols en Antarctique. Il s'agira donc de développer des stratégies permettant d'évaluer la contribution respective de ces différents contributeurs au cycle de vie des nuages.

Notre étude s'est uniquement intéressée aux interactions entre les aérosols et la fréquence d'occurrence de différents types de nuages bas. Si cette approche apporte des informations sur l'impact de l'origine des aérosols sur le temps de vie des nuages à l'échelle régionale, elle ne permet pas d'explorer l'influence des caractéristiques physico-chimiques des aérosols sur les propriétés microphysiques des nuages. Suite aux développements algorithmiques envisagés dans le cadre du projet (MPC)², nous prévoyons d'utiliser les futures restitutions DARDAR (CLOUD et Nice) pour obtenir des **climatologies des concentrations d'hydrométéores, des contenus en eau et en glace et des propriétés macrophysiques pour les différents types de nuages**. Ces propriétés pourront ensuite être **reliées aux caractéristiques des aérosols mais aussi aux conditions météorologiques dominantes des régions subantarctiques**. A terme, ces résultats seront comparés à ceux obtenus dans la région Arctique. Nous pourrions également nous appuyer sur des observations réalisées à bord du bateau RV tangoroa dans le cadre de SEA2CLOUD [Sellegrì et al., 2023] ou de façon plus prospective sur des mesures en chambre de simulation ou lors de futures campagnes intégrant différents vecteurs (avion et bateau). Ces jeux de données associés à de la modélisation des interactions aérosols-nuages à l'échelle des processus permettraient probablement de mieux comprendre les mécanismes physiques intervenant dans le cycle de vie des nuages polaires. Ces perspectives vont toutefois à l'encontre des politiques de sobriété énergétique et restent donc très spéculatives. Une alternative plus raisonnable serait de se contenter d'exploiter les données existantes et de finaliser les travaux en préparation conformément aux préceptes de la «slow science».

Références bibliographiques

- Abdelmonem, A., E. Järvinen, D. Duft, E. Hirst, S. Vogt, T. Leisner, and M. Schnaiter, 2016: PHIPS–HALO: the airborne Particle Habit Imaging and PolarScattering probe – Part 1: Design and operation. *Atmos. Meas. Tech.*, **9**, 3131–3144, <https://doi.org/10.5194/amt-9-3131-2016>.
- Abdul-Razzak, H., S. J. Ghan, and C. Rivera-Carpio, 1998: A parameterization of aerosol activation: 1. Single aerosol type. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **103**, 6123–6131, <https://doi.org/10.1029/97JD03735>.
- Acarreta, J. R., J. F. De Haan, and P. Stammes, 2004: Cloud pressure retrieval using the O₂-O₂ absorption band at 477 nm. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **109**, <https://doi.org/10.1029/2003JD003915>.
- Ackerman, S. A., R. E. Holz, R. Frey, E. W. Eloranta, B. C. Maddux, and M. McGill, 2008: Cloud Detection with MODIS. Part II: Validation. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **25**, 1073–1086, <https://doi.org/10.1175/2007JTECHA1053.1>.
- Ackerman, T. P., K.-N. Liou, F. P. J. Valero, and L. Pfister, 1988: Heating Rates in Tropical Anvils. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **45**, 1606–1623, [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1988\)045<1606:HRITA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1988)045<1606:HRITA>2.0.CO;2).
- Akperov, M., I. Mokhov, A. Rinke, K. Dethloff, and H. Matthes, 2015: Cyclones and their possible changes in the Arctic by the end of the twenty first century from regional climate model simulations. *Theor Appl Climatol*, **122**, 85–96, <https://doi.org/10.1007/s00704-014-1272-2>.
- Albrecht, B. A., 1989: Aerosols, Cloud Microphysics, and Fractional Cloudiness. *Science*, **245**, 1227–1230, <https://doi.org/10.1126/science.245.4923.1227>.
- Alksem, A., F. Szczap, C. Cornet, V. Shcherbakov, Y. Gour, O. Jourdan, L. C. Labonnote, and G. Mioche, 2017: Effects of cirrus heterogeneity on lidar CALIOP/CALIPSO data. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, **202**, 38–49, <https://doi.org/10.1016/j.jqsrt.2017.07.005>.
- Ancellet, G., J. Pelon, Y. Blanchard, B. Quennehen, A. Bazureau, K. S. Law, and A. Schwarzenboeck, 2014: Transport of aerosol to the Arctic: analysis of CALIOP and French aircraft data during the spring 2008 POLARCAT campaign. *Atmos. Chem. Phys.*, **14**, 8235–8254, <https://doi.org/10.5194/acp-14-8235-2014>.
- Andreae, M. O., 2009: Correlation between cloud condensation nuclei concentration and aerosol optical thickness in remote and polluted regions. *Atmos. Chem. Phys.*, **9**, 543–556, <https://doi.org/10.5194/acp-9-543-2009>.
- Ansmann, A., and Coauthors, 2008: Influence of Saharan dust on cloud glaciation in southern Morocco during the Saharan Mineral Dust Experiment. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **113**, <https://doi.org/10.1029/2007JD008785>.
- , and Coauthors, 2009: Evolution of the ice phase in tropical altocumulus: SAMUM lidar observations over Cape Verde. *J. Geophys. Res.*, **114**, D17208, <https://doi.org/10.1029/2008JD011659>.
- Aoki, T., T. Aoki, M. Fukabori, A. Hachikubo, Y. Tachibana, and F. Nishio, 2000: Effects of snow physical parameters on spectral albedo and bidirectional reflectance of snow surface. *J. Geophys. Res.*, **105**, 10219–10236, <https://doi.org/10.1029/1999JD901122>.
- Arias, P. A., and Coauthors, Technical Summary. 112.
- Asmi, E., E. Freney, M. Hervo, D. Picard, C. Rose, A. Colomb, and K. Sellegri, 2012: Aerosol cloud activation in summer and winter at puy-de-Dôme high altitude site in France. *Atmos. Chem. Phys.*, **12**, 11589–11607, <https://doi.org/10.5194/acp-12-11589-2012>.
- Atlas, D., and Z. Wang, 2010: Contrails of Small and Very Large Optical Depth. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **67**, 3065–3073, <https://doi.org/10.1175/2010JAS3403.1>.
- Auriol, F., J.-F. Gayet, G. Febvre, O. Jourdan, L. Labonnote, and G. Brogniez, 2001: In Situ Observation of Cirrus Scattering Phase Functions with 22° and 46° Halos: Cloud Field Study on 19 February 1998. *J. Atmos. Sci.*, **58**, 3376–3390, [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(2001\)058<3376:ISOCS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(2001)058<3376:ISOCS>2.0.CO;2).
- Austin, R. T., A. J. Heymsfield, and G. L. Stephens, 2009: Retrieval of ice cloud microphysical parameters using the CloudSat millimeter-wave radar and temperature. *J. Geophys. Res.*, **114**, D00A23, <https://doi.org/10.1029/2008JD010049>.
- Ávila, E. E., N. E. Castellano, C. P. R. Saunders, R. E. Bürgesser, and G. G. Aguirre Varela, 2009: Initial stages of the riming process on ice crystals. *Geophysical Research Letters*, **36**, <https://doi.org/10.1029/2009GL037723>.
- Avramov, A., and J. Y. Harrington, 2010: Influence of parameterized ice habit on simulated mixed phase Arctic clouds. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **115**, <https://doi.org/10.1029/2009JD012108>.
- , and Coauthors, 2011: Toward ice formation closure in Arctic mixed-phase boundary layer clouds during ISDAC. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **116**, <https://doi.org/10.1029/2011JD015910>.
- Bacon, N. J., B. D. Swanson, M. B. Baker, and E. J. Davis, 1998: Breakup of levitated frost particles. *J. Geophys. Res.*, **103**, 13763–13775, <https://doi.org/10.1029/98JD01162>.
- Bailey, M., and J. Hallett, 2004: Growth Rates and Habits of Ice Crystals between –20° and –70°C. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **61**, 514–544, [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(2004\)061<0514:GRAHOI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(2004)061<0514:GRAHOI>2.0.CO;2).
- , and —, 2012: Ice Crystal Linear Growth Rates from –20° to –70°C: Confirmation from Wave Cloud Studies. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **69**, 390–402, <https://doi.org/10.1175/JAS-D-11-035.1>.
- Bailey, M. P., and J. Hallett, 2009: A Comprehensive Habit Diagram for Atmospheric Ice Crystals: Confirmation from the Laboratory, AIRS II, and Other Field Studies. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **66**, 2888–2899, <https://doi.org/10.1175/2009JAS2883.1>.
- Baker, B., and R. P. Lawson, 2006: Improvement in Determination of Ice Water Content from Two-Dimensional Particle Imagery. Part I: Image-to-Mass Relationships. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **45**, 1282–1290, <https://doi.org/10.1175/JAM2398.1>.
- Ban-Weiss, G. A., and Coauthors, 2014: Evaluating clouds, aerosols, and their interactions in three global climate models using satellite simulators and observations: Evaluating aerosol-cloud interactions. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **119**, 10,876–10,901, <https://doi.org/10.1002/2014JD021722>.
- Baran, A., 2009: A review of the light scattering properties of cirrus. *undefined*.

- Baran, A. J., 2003: Simulation of infrared scattering from ice aggregates by use of a size-shape distribution of circular ice cylinders. *Appl. Opt.*, **42**, 2811, <https://doi.org/10.1364/AO.42.002811>.
- , 2012: From the single-scattering properties of ice crystals to climate prediction: A way forward. *Atmospheric Research*, **112**, 45–69, <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2012.04.010>.
- Baran, A. J., and P. N. Francis, 2004: On the radiative properties of cirrus cloud at solar and thermal wavelengths: A test of model consistency using high-resolution airborne radiance measurements. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **130**, 763–778, <https://doi.org/10.1256/qj.03.151>.
- Baran, A. J., P. Yang, and S. Havemann, 2001: Calculation of the single-scattering properties of randomly oriented hexagonal ice columns: a comparison of the T-matrix and the finite-difference time-domain methods. *Appl. Opt.*, **40**, 4376, <https://doi.org/10.1364/AO.40.004376>.
- Baran, A. J., S. Havemann, Peter. N. Francis, and P. D. Watts, 2003: A consistent set of single-scattering properties for cirrus cloud: tests using radiance measurements from a dual-viewing multi-wavelength satellite-based instrument. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, **79–80**, 549–567, [https://doi.org/10.1016/S0022-4073\(02\)00307-2](https://doi.org/10.1016/S0022-4073(02)00307-2).
- Baran, A. J., J.-F. Gayet, and V. Shcherbakov, 2012: On the interpretation of an unusual in-situ measured ice crystal scattering phase function. *Atmos. Chem. Phys.*, **12**, 9355–9364, <https://doi.org/10.5194/acp-12-9355-2012>.
- Baran, A. J., P. Hill, K. Furtado, P. Field, and J. Manners, 2014: A Coupled Cloud Physics–Radiation Parameterization of the Bulk Optical Properties of Cirrus and Its Impact on the Met Office Unified Model Global Atmosphere 5.0 Configuration. *Journal of Climate*, **27**, 7725–7752, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-13-00700.1>.
- Baran, A. J., K. Furtado, L.-C. Labonnote, S. Havemann, J.-C. Thelen, and F. Marengo, 2015: On the relationship between the scattering phase function of cirrus and the atmospheric state. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **15**, 1105–1127, <https://doi.org/10.5194/acp-15-1105-2015>.
- Barker, H. W., J. N. S. Cole, J. Li, and K. von Salzen, 2016a: A parametrization of 3-D subgrid-scale clouds for conventional GCMs: Assessment using A-Train satellite data and solar radiative transfer characteristics: 3-D CLOUDS AND SOLAR RADIATION IN GCMs. *J. Adv. Model. Earth Syst.*, **8**, 566–597, <https://doi.org/10.1002/2015MS000601>.
- , —, —, and —, 2016b: A parametrization of 3-D subgrid-scale clouds for conventional GCMs: Assessment using A-Train satellite data and solar radiative transfer characteristics: 3-D CLOUDS AND SOLAR RADIATION IN GCMs. *J. Adv. Model. Earth Syst.*, **8**, 566–597, <https://doi.org/10.1002/2015MS000601>.
- Barton, N. P., S. A. Klein, J. S. Boyle, and Y. Y. Zhang, 2012: Arctic synoptic regimes: Comparing domain-wide Arctic cloud observations with CAM4 and CAM5 during similar dynamics. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **117**, <https://doi.org/10.1029/2012JD017589>.
- Baum, B. A., P. Yang, A. J. Heymsfield, S. Platnick, M. D. King, Y.-X. Hu, and S. T. Bedka, 2005: Bulk Scattering Properties for the Remote Sensing of Ice Clouds. Part II: Narrowband Models. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **44**, 1896–1911, <https://doi.org/10.1175/JAM2309.1>.
- , —, Y.-X. Hu, and Q. Feng, 2010: The impact of ice particle roughness on the scattering phase matrix. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, **111**, 2534–2549, <https://doi.org/10.1016/j.jqsrt.2010.07.008>.
- , —, A. J. Heymsfield, C. G. Schmitt, Y. Xie, A. Bansemmer, Y.-X. Hu, and Z. Zhang, 2011: Improvements in Shortwave Bulk Scattering and Absorption Models for the Remote Sensing of Ice Clouds. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **50**, 1037–1056, <https://doi.org/10.1175/2010JAMC2608.1>.
- Baumgardner, D., and M. Spowart, 1990: Evaluation of the Forward Scattering Spectrometer Probe. Part III: Time Response and Laser Inhomogeneity Limitations. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **7**, 666–672, [https://doi.org/10.1175/1520-0426\(1990\)007<0666:EOTFSS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0426(1990)007<0666:EOTFSS>2.0.CO;2).
- Baumgardner, D., W. Cooper, and J. Dye, 1990: Optical and Electronic Limitations of the Forward-Scattering Spectrometer Probe. *Liquid Particle Size Measurement Techniques: 2nd Volume*, E. Hirtleman, W. Bachalo, and P. Felton, Eds., ASTM International, 115–115–13.
- , H. Jonsson, W. Dawson, D. O'Connor, and R. Newton, 2001: The cloud, aerosol and precipitation spectrometer: a new instrument for cloud investigations. *Atmospheric Research*, **59–60**, 251–264, [https://doi.org/10.1016/S0169-8095\(01\)00119-3](https://doi.org/10.1016/S0169-8095(01)00119-3).
- , J.-F. Gayet, H. Gerber, A. V. Korolev, and C. Twohy, 2002: *Clouds/Measurement Techniques In Situ*. Holton, J. R., Curry, J. A., and Pyle, J. Encyclopedia of Atmospheric Sciences, 4000 pp.
- Baumgardner, D., and Coauthors, 2011: Airborne instruments to measure atmospheric aerosol particles, clouds and radiation: A cook's tour of mature and emerging technology. *Atmospheric Research*, **102**, 10–29, <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2011.06.021>.
- , and Coauthors, 2012: In Situ, Airborne Instrumentation: Addressing and Solving Measurement Problems in Ice Clouds. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **93**, E529–E534, <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-11-00123.1>.
- Baumgardner, D., R. Newton, M. Krämer, J. Meyer, A. Beyer, M. Wendisch, and P. Vochezer, 2014: The Cloud Particle Spectrometer with Polarization Detection (CPSPD): A next generation open-path cloud probe for distinguishing liquid cloud droplets from ice crystals. *Atmospheric Research*, **142**, 2–14, <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2013.12.010>.
- Baustian, K. J., D. J. Cziczo, M. E. Wise, K. A. Pratt, G. Kulkarni, A. G. Hallar, and M. A. Tolbert, 2012: Importance of aerosol composition, mixing state, and morphology for heterogeneous ice nucleation: A combined field and laboratory approach. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **117**, <https://doi.org/10.1029/2011JD016784>.
- Bazantay, C., O. Jourdan, G. Mioche, J. Uitz, J. Delanoë, Q. Cazenave, R. Sauzède, A. Protat, and K. Sellegri, Ocean biogeochemistry and low-level cloud properties over the southern oceans, *en révision à Geophys. Res. Letters*, 2023.
- Bergeron, T., 1935: On the physics of clouds and precipitation. *Procès Verbaux de l'Association de Météorologie*, 156–178.
- Bi, L., P. Yang, G. W. Kattawar, and M. I. Mishchenko, 2013: Efficient verification of the invariant imbedding T-matrix method and the separation of variables method applied to large nonspherical inhomogeneous particles. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, **116**, 169–183, <https://doi.org/10.1016/j.jqsrt.2012.11.014>.
- , —, C. Liu, B. Yi, B. A. Baum, B. van Diedenhoven, and H. Iwabuchi, 2014: Assessment of the accuracy of the conventional ray-tracing technique: Implications in remote sensing and radiative transfer involving ice clouds. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, **146**, 158–174, <https://doi.org/10.1016/j.jqsrt.2014.03.017>.

- Bierwirth, E., and Coauthors, 2013: Optical thickness and effective radius of Arctic boundary-layer clouds retrieved from airborne nadir and imaging spectrometry. *Atmos. Meas. Tech.*, **6**, 1189–1200, <https://doi.org/10.5194/amt-6-1189-2013>.
- Bintanja, R., K. van der Wiel, E. C. van der Linden, J. Reusen, L. Bogerd, F. Krikken, and F. M. Selten, 2020: Strong future increases in Arctic precipitation variability linked to poleward moisture transport. *Sci. Adv.*, **6**, eaax6869, <https://doi.org/10.1126/sciadv.aax6869>.
- Blanchard, Y., J. Pelon, E. W. Eloranta, K. P. Moran, J. Delanoë, and G. Sèze, 2014: A Synergistic Analysis of Cloud Cover and Vertical Distribution from A-Train and Ground-Based Sensors over the High Arctic Station Eureka from 2006 to 2010. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **53**, 2553–2570, <https://doi.org/10.1175/JAMC-D-14-0021.1>.
- Bodas-Salcedo, A., K. D. Williams, P. R. Field, and A. P. Lock, 2012: The Surface Downwelling Solar Radiation Surplus over the Southern Ocean in the Met Office Model: The Role of Midlatitude Cyclone Clouds. *Journal of Climate*, **25**, 7467–7486, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00702.1>.
- , and Coauthors, 2014: Origins of the Solar Radiation Biases over the Southern Ocean in CFMIP2 Models. *Journal of Climate*, **27**, 41–56, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-13-00169.1>.
- Boehm, M. T., and J. Verlinde, 2000: Stratospheric influence on upper tropospheric tropical cirrus. *Geophysical Research Letters*, **27**, 3209–3212, <https://doi.org/10.1029/2000GL011678>.
- Boer, G. de, E. W. Eloranta, and M. D. Shupe, 2009: Arctic Mixed-Phase Stratiform Cloud Properties from Multiple Years of Surface-Based Measurements at Two High-Latitude Locations. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **66**, 2874–2887, <https://doi.org/10.1175/2009JAS3029.1>.
- de Boer, G., T. Hashino, and G. J. Tripoli, 2010: Ice nucleation through immersion freezing in mixed-phase stratiform clouds: Theory and numerical simulations. *Atmospheric Research*, **96**, 315–324, <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2009.09.012>.
- de Boer, G., H. Morrison, M. D. Shupe, and R. Hildner, 2011: Evidence of liquid dependent ice nucleation in high-latitude stratiform clouds from surface remote sensors. *Geophysical Research Letters*, **38**, <https://doi.org/10.1029/2010GL046016>.
- , and Coauthors, 2014a: Near-surface meteorology during the Arctic Summer Cloud Ocean Study (ASCOS): evaluation of reanalyses and global climate models. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **14**, 427–445, <https://doi.org/10.5194/acp-14-427-2014>.
- , and Coauthors, 2014b: Near-surface meteorology during the Arctic Summer Cloud Ocean Study (ASCOS): evaluation of reanalyses and global climate models. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **14**, 427–445, <https://doi.org/10.5194/acp-14-427-2014>.
- Boersma, K. F., H. J. Eskes, and E. J. Brinksma, 2004: Error analysis for tropospheric NO₂ retrieval from space. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **109**, <https://doi.org/10.1029/2003JD003962>.
- Boisvert, L. N., D. L. Wu, T. Vihma, and J. Susskind, 2015: Verification of air/surface humidity differences from AIRS and ERA-Interim in support of turbulent flux estimation in the Arctic. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **120**, 945–963, <https://doi.org/10.1002/2014JD021666>.
- Bony, S., 2005: Marine boundary layer clouds at the heart of tropical cloud feedback uncertainties in climate models. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L20806, <https://doi.org/10.1029/2005GL023851>.
- Boose, Y., and Coauthors, 2016a: Ice Nucleating Particle Measurements at 241 K during Winter Months at 3580 m MSL in the Swiss Alps. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **73**, 2203–2228, <https://doi.org/10.1175/JAS-D-15-0236.1>.
- , and Coauthors, 2016b: Heterogeneous ice nucleation on dust particles sourced from nine deserts worldwide – Part 1: Immersion freezing. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **16**, 15075–15095, <https://doi.org/10.5194/acp-16-15075-2016>.
- Borrmann, S., B. Luo, and M. Mishchenko, 2000: APPLICATION OF THE T-MATRIX METHOD TO THE MEASUREMENT OF ASPHERICAL (ELLIPSOIDAL) PARTICLES WITH FORWARD SCATTERING OPTICAL PARTICLE COUNTERS. *Journal of Aerosol Science*, **31**, 789–799, [https://doi.org/10.1016/S0021-8502\(99\)00563-7](https://doi.org/10.1016/S0021-8502(99)00563-7).
- Borys, R. D., D. H. Lowenthal, S. A. Cohn, and W. O. J. Brown, 2003: Mountaintop and radar measurements of anthropogenic aerosol effects on snow growth and snowfall rate: AEROSOL EFFECTS ON SNOWFALL RATE. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, n/a-n/a, <https://doi.org/10.1029/2002GL016855>.
- Bouniol, D., R. Roca, T. Fiolleau, and D. E. Poan, 2016: Macrophysical, Microphysical, and Radiative Properties of Tropical Mesoscale Convective Systems over Their Life Cycle. *Journal of Climate*, **29**, 3353–3371, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0551.1>.
- Bovensmann, H., J. P. Burrows, M. Buchwitz, J. Frerick, S. Noël, V. V. Rozanov, K. V. Chance, and A. P. H. Goede, 1999: SCIAMACHY: Mission Objectives and Measurement Modes. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **56**, 127–150, [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1999\)056<0127:SMOAMM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1999)056<0127:SMOAMM>2.0.CO;2).
- Brioude, J., and Coauthors, 2013: The Lagrangian particle dispersion model FLEXPART-WRF version 3.1. *Geosci. Model Dev.*, **6**, 1889–1904, <https://doi.org/10.5194/gmd-6-1889-2013>.
- Broadley, S. L., B. J. Murray, R. J. Herbert, J. D. Atkinson, S. Dobbie, T. L. Malkin, E. Condliffe, and L. Neve, 2012: Immersion mode heterogeneous ice nucleation by an illite rich powder representative of atmospheric mineral dust. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **12**, 287–307, <https://doi.org/10.5194/acp-12-287-2012>.
- Brock, C. A., and Coauthors, 2011: Characteristics, sources, and transport of aerosols measured in spring 2008 during the aerosol, radiation, and cloud processes affecting Arctic Climate (ARCPAC) Project. *Atmos. Chem. Phys.*, **11**, 2423–2453, <https://doi.org/10.5194/acp-11-2423-2011>.
- Brognez, G., C. Pietras, M. Legrand, P. Dubuisson, and M. Haeffelin, 2003: A High-Accuracy Multiwavelength Radiometer for In Situ Measurements in the Thermal Infrared. Part II: Behavior in Field Experiments. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **20**, 1023–1033, [https://doi.org/10.1175/1520-0426\(2003\)20<1023:AHMRFI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0426(2003)20<1023:AHMRFI>2.0.CO;2).
- Brognez, G., and Coauthors, inc. O. Jourdan, 2004: Determination of cirrus radiative parameters from combination between active and passive remote sensing measurements during FRENCH/DIRAC 2001. *Atmospheric Research*, **72**, 425–452, <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2004.03.026>.

- Bromwich, D. H., K. M. Hines, and L.-S. Bai, 2009: Development and testing of Polar Weather Research and Forecasting model: 2. Arctic Ocean. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **114**, <https://doi.org/10.1029/2008JD010300>.
- Brown, P. R. A., and P. N. Francis, 1995: Improved Measurements of the Ice Water Content in Cirrus Using a Total-Water Probe. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **12**, 410–414, [https://doi.org/10.1175/1520-0426\(1995\)012<0410:IMOTIW>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0426(1995)012<0410:IMOTIW>2.0.CO;2).
- Bruneau, D., and J. Pelon, 2003: Simultaneous measurements of particle backscattering and extinction coefficients and wind velocity by lidar with a Mach–Zehnder interferometer: principle of operation and performance assessment. *Appl. Opt.*, **AO**, **42**, 1101–1114, <https://doi.org/10.1364/AO.42.001101>.
- Burkart, J., and Coauthors, 2017: Organic Condensation and Particle Growth to CCN Sizes in the Summertime Marine Arctic Is Driven by Materials More Semivolatile Than at Continental Sites. *Geophysical Research Letters*, **44**, 10,725–10,734, <https://doi.org/10.1002/2017GL075671>.
- Burkhardt, U., and B. Kärcher, 2011: Global radiative forcing from contrail cirrus. *Nature Clim Change*, **1**, 54–58, <https://doi.org/10.1038/nclimate1068>.
- Butterfield, N., P. M. Rowe, E. Stewart, D. Roesel, and S. Neshyba, 2017: Quantitative three-dimensional ice roughness from scanning electron microscopy. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **122**, 3023–3041, <https://doi.org/10.1002/2016JD026094>.
- Cadet, B., V. Giraud, M. Haefelin, P. Keckhut, A. Rechou, and S. Baldy, 2005: Improved retrievals of the optical properties of cirrus clouds by a combination of lidar methods. *Appl. Opt.*, **AO**, **44**, 1726–1734, <https://doi.org/10.1364/AO.44.001726>.
- Cai, Y., D. C. Montague, W. Mooiweer-Bryan, and T. Deshler, 2008: Performance characteristics of the ultra high sensitivity aerosol spectrometer for particles between 55 and 800nm: Laboratory and field studies. *Journal of Aerosol Science*, **39**, 759–769, <https://doi.org/10.1016/j.jaerosci.2008.04.007>.
- Campbell, J. R., S. Lolli, J. R. Lewis, Y. Gu, and E. J. Welton, 2016: Daytime Cirrus Cloud Top-of-the-Atmosphere Radiative Forcing Properties at a Midlatitude Site and Their Global Consequences. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **55**, 1667–1679, <https://doi.org/10.1175/JAMC-D-15-0217.1>.
- , and Coauthors, 2021: Cirrus Cloud Top-of-the-Atmosphere Net Daytime Forcing in the Alaskan Subarctic from Ground-Based MPLNET Monitoring. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **60**, 51–63, <https://doi.org/10.1175/JAMC-D-20-0077.1>.
- Cantrell, W., and A. Heymsfield, 2005: Production of Ice in Tropospheric Clouds: A Review. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **86**, 795–808, <https://doi.org/10.1175/BAMS-86-6-795>.
- Cazenave, Q., M. Ceccaldi, J. Delanoë, J. Pelon, S. Groß, and A. Heymsfield, 2019: Evolution of DARDAR-CLOUD ice cloud retrievals: new parameters and impacts on the retrieved microphysical properties. *Atmos. Meas. Tech.*, **12**, 2819–2835, <https://doi.org/10.5194/amt-12-2819-2019>.
- Ceccaldi, M., J. Delanoë, R. J. Hogan, N. L. Pounder, A. Protat, and J. Pelon, 2013: From CloudSat-CALIPSO to EarthCare: Evolution of the DARDAR cloud classification and its comparison to airborne radar-lidar observations. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **118**, 7962–7981, <https://doi.org/10.1002/jgrd.50579>.
- Cesana, G., and H. Chepfer, 2013: Evaluation of the cloud thermodynamic phase in a climate model using CALIPSO-GOCCP: CALIPSO-GOCCP CLOUD THERMODYNAMIC PHASE. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **118**, 7922–7937, <https://doi.org/10.1002/jgrd.50376>.
- Cesana, G., and T. Storelvmo, 2017: Improving climate projections by understanding how cloud phase affects radiation. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **122**, 4594–4599, <https://doi.org/10.1002/2017JD026927>.
- Cesana, G., J. E. Kay, H. Chepfer, J. M. English, and G. de Boer, 2012: Ubiquitous low-level liquid-containing Arctic clouds: New observations and climate model constraints from CALIPSO-GOCCP. *Geophysical Research Letters*, **39**, <https://doi.org/10.1029/2012GL053385>.
- , D. E. Waliser, X. Jiang, and J.-L. F. Li, 2015: Multimodel evaluation of cloud phase transition using satellite and reanalysis data. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **120**, 7871–7892, <https://doi.org/10.1002/2014JD022932>.
- Cesana, G., and Coauthors, inc O. Jourdan, 2016: Using in situ airborne measurements to evaluate three cloud phase products derived from CALIPSO: CALIPSO Cloud Phase Validation. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **121**, 5788–5808, <https://doi.org/10.1002/2015JD024334>.
- Chan, M. A., and J. C. Comiso, 2013: Arctic Cloud Characteristics as Derived from MODIS, CALIPSO, and CloudSat. *Journal of Climate*, **26**, 3285–3306, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00204.1>.
- Chauvigné, A., O. Jourdan and Coauthors, 2018: Statistical analysis of contrail to cirrus evolution during the Contrail and Cirrus Experiment (CONCERT). *Atmos. Chem. Phys.*, **18**, 9803–9822, <https://doi.org/10.5194/acp-18-9803-2018>.
- Chen, C.-C., and A. Gettelman, 2016: Simulated 2050 aviation radiative forcing from contrails and aerosols. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **16**, 7317–7333, <https://doi.org/10.5194/acp-16-7317-2016>.
- Chen, T., W. B. Rossow, and Y. Zhang, 2000: Radiative Effects of Cloud-Type Variations. *J. Climate*, **13**, 264–286, [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2000\)013<0264:REOCTV>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2000)013<0264:REOCTV>2.0.CO;2).
- Chen, W.-N., C.-W. Chiang, and J.-B. Nee, 2002: Lidar ratio and depolarization ratio for cirrus clouds. *Appl. Opt.*, **AO**, **41**, 6470–6476, <https://doi.org/10.1364/AO.41.006470>.
- Cheng, A., K.-M. Xu, Y. Hu, and S. Kato, 2012: Impact of a cloud thermodynamic phase parameterization based on CALIPSO observations on climate simulation: IMPACT OF A CLOUD PHASE PARAMETERIZATION. *J. Geophys. Res.*, **117**, n/a-n/a, <https://doi.org/10.1029/2011JD017263>.
- Chepfer, H., S. Bony, D. Winker, G. Cesana, J. L. Dufresne, P. Minnis, C. J. Stubenrauch, and S. Zeng, 2010: The GCM-Oriented CALIPSO Cloud Product (CALIPSO-GOCCP). *J. Geophys. Res.*, **115**, D00H16, <https://doi.org/10.1029/2009JD012251>.
- , G. Cesana, D. Winker, B. Getzewich, M. Vaughan, and Z. Liu, 2013: Comparison of Two Different Cloud Climatologies Derived from CALIOP-Attenuated Backscattered Measurements (Level 1): The CALIPSO-ST and the CALIPSO-GOCCP. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **30**, 725–744, <https://doi.org/10.1175/JTECH-D-12-00057.1>.
- Chernokulsky, A., and I. I. Mokhov, 2012: Climatology of Total Cloudiness in the Arctic: An Intercomparison of Observations and Reanalyses. *Advances in Meteorology*, **2012**, 1–15, <https://doi.org/10.1155/2012/542093>.
- Chiriaco, M., and Coauthors, 2007: Comparison of CALIPSO-Like, LaRC, and MODIS Retrievals of Ice-Cloud Properties over SIRTa in France and Florida during CRYSTAL-FACE. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **46**, 249–272, <https://doi.org/10.1175/JAM2435.1>.

- Cho, H., S.-Y. Jun, C.-H. Ho, and G. McFarquhar, 2020: Simulations of Winter Arctic Clouds and Associated Radiation Fluxes Using Different Cloud Microphysics Schemes in the Polar WRF: Comparisons With CloudSat, CALIPSO, and CERES. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **125**, e2019JD031413, <https://doi.org/10.1029/2019JD031413>.
- Choi, Y.-S., and C.-H. Ho, 2006: Radiative effect of cirrus with different optical properties over the tropics in MODIS and CERES observations. *Geophysical Research Letters*, **33**, <https://doi.org/10.1029/2006GL027403>.
- Chou, M.-D., K.-T. Lee, and P. Yang, 2002: Parameterization of shortwave cloud optical properties for a mixture of ice particle habits for use in atmospheric models. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **107**, AAC 22-1-AAC 22-9, <https://doi.org/10.1029/2002JD002061>.
- Chylik, J., D. Chechin, R. Dupuy, B. S. Kulla, C. Lüpkes, S. Mertes, M. Mech, and R. A. J. Neggers, 2021: Aerosol-cloud-turbulence interactions in well-coupled Arctic boundary layers over open water. *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions*, 1–42, <https://doi.org/10.5194/acp-2021-888>.
- C.-Labonnote, L., G. Brogniez, J.-C. Buriez, M. Doutriaux-Boucher, J.-F. Gayet, and A. Macke, 2001: Polarized light scattering by inhomogeneous hexagonal monocrystals: Validation with ADEOS-POLDER measurements. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **106**, 12139–12153, <https://doi.org/10.1029/2000JD900642>.
- Climate change 2021, Climate change 2021: The physical science basis. Contribution of working group I to the Sixth Assessment Report of the IPCC | HimalDoc. <https://lib.icimod.org/record/35286> (Accessed August 22, 2022).
- Cohen, J., and Coauthors, 2014: Recent Arctic amplification and extreme mid-latitude weather. *Nature Geosci*, **7**, 627–637, <https://doi.org/10.1038/ngeo2234>.
- Cohen, J., and Coauthors, 2020: Divergent consensus on Arctic amplification influence on midlatitude severe winter weather. *Nat. Clim. Chang.*, **10**, 20–29, <https://doi.org/10.1038/s41558-019-0662-y>.
- Cohen, L., S. R. Hudson, V. P. Walden, R. M. Graham, and M. A. Granskog, 2017: Meteorological conditions in a thinner Arctic sea ice regime from winter to summer during the Norwegian Young Sea Ice expedition (N-ICE2015). *J. Geophys. Res. Atmos.*, **122**, 7235–7259, <https://doi.org/10.1002/2016JD026034>.
- Comiso, J. C., C. L. Parkinson, R. Gersten, and L. Stock, 2008: Accelerated decline in the Arctic sea ice cover. *Geophysical Research Letters*, **35**, <https://doi.org/10.1029/2007GL031972>.
- Connolly, P. J., C. P. R. Saunders, M. W. Gallagher, K. N. Bower, M. J. Flynn, T. W. Choularton, J. Whiteway, and R. P. Lawson, 2005: Aircraft observations of the influence of electric fields on the aggregation of ice crystals. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **131**, 1695–1712, <https://doi.org/10.1256/qj.03.217>.
- Cooper, W. A., 1986: Ice Initiation in Natural Clouds. *Meteorological Monographs*, **21**, 29–32, <https://doi.org/10.1175/0065-9401-21.43.29>.
- Coopman, Q., T. J. Garrett, J. Riedi, S. Eckhardt, and A. Stohl, 2016: Effects of long-range aerosol transport on the microphysical properties of low-level liquid clouds in the Arctic. *Atmos. Chem. Phys.*, **16**, 4661–4674, <https://doi.org/10.5194/acp-16-4661-2016>.
- Coopman, Q., J. Riedi, D. P. Finch, and T. J. Garrett, 2018: Evidence for Changes in Arctic Cloud Phase Due to Long-Range Pollution Transport. *Geophysical Research Letters*, **45**, 10,709–10,718, <https://doi.org/10.1029/2018GL079873>.
- Cornet, C., L. C.-Labonnote, and F. Szczap, 2010: Three-dimensional polarized Monte Carlo atmospheric radiative transfer model (3DMCPOL): 3D effects on polarized visible reflectances of a cirrus cloud. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, **111**, 174–186, <https://doi.org/10.1016/j.jqsrt.2009.06.013>.
- Costa, A., and Coauthors, 2017: Classification of Arctic, midlatitude and tropical clouds in the mixed-phase temperature regime. *Atmos. Chem. Phys.*, **17**, 12219–12238, <https://doi.org/10.5194/acp-17-12219-2017>.
- Cotton, R., S. Osborne, Z. Ulanowski, E. Hirst, P. H. Kaye, and R. S. Greenaway, 2010: The Ability of the Small Ice Detector (SID-2) to Characterize Cloud Particle and Aerosol Morphologies Obtained during Flights of the FAAM BAe-146 Research Aircraft. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **27**, 290–303, <https://doi.org/10.1175/2009JTECHA1282.1>.
- Coumou, D., G. Di Capua, S. Vavrus, L. Wang, and S. Wang, 2018: The influence of Arctic amplification on mid-latitude summer circulation. *Nat Commun*, **9**, 2959, <https://doi.org/10.1038/s41467-018-05256-8>.
- Cox, C., and W. Munk, 1954: Measurement of the Roughness of the Sea Surface from Photographs of the Sun's Glitter. *J. Opt. Soc. Am.*, **JOSA**, **44**, 838–850, <https://doi.org/10.1364/JOSA.44.000838>.
- Cox, C. J., V. P. Walden, and P. M. Rowe, 2012: A comparison of the atmospheric conditions at Eureka, Canada, and Barrow, Alaska (2006–2008): CLOUD CONDITIONS OVER EUREKA AND BARROW. *J. Geophys. Res.*, **117**, n/a-n/a, <https://doi.org/10.1029/2011JD017164>.
- , —, —, and M. D. Shupe, 2015: Humidity trends imply increased sensitivity to clouds in a warming Arctic. *Nat Commun*, **6**, 10117, <https://doi.org/10.1038/ncomms10117>.
- , —, T. Uttal, C. N. Long, M. D. Shupe, R. S. Stone, and S. Starkweather, 2016: The Role of Springtime Arctic Clouds in Determining Autumn Sea Ice Extent. *Journal of Climate*, **29**, 6581–6596, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0136.1>.
- Creamean, J. M., R. M. Kirpes, K. A. Pratt, N. J. Spada, M. Maahn, G. de Boer, R. C. Schnell, and S. China, 2018: Marine and terrestrial influences on ice nucleating particles during continuous springtime measurements in an Arctic oilfield location. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **18**, 18023–18042, <https://doi.org/10.5194/acp-18-18023-2018>.
- Crosier, J., and Coauthors, 2011: Observations of ice multiplication in a weakly convective cell embedded in supercooled mid-level stratus. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **11**, 257–273, <https://doi.org/10.5194/acp-11-257-2011>.
- Cui, Z., K. S. Carslaw, Y. Yin, and S. Davies, 2006: A numerical study of aerosol effects on the dynamics and microphysics of a deep convective cloud in a continental environment. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **111**, <https://doi.org/10.1029/2005JD005981>.
- Curry, J. A., 1986: Interactions among Turbulence, Radiation and Microphysics in Arctic Stratus Clouds. *J. Atmos. Sci.*, **43**, 90–106, [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1986\)043<0090:IATRAM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1986)043<0090:IATRAM>2.0.CO;2).
- Curry, J. A., E. E. Ebert, and G. F. Herman, 1988: Mean and turbulence structure of the summertime Arctic cloudy boundary layer. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **114**, 715–746, <https://doi.org/10.1002/qj.49711448109>.

- , F. G. Meyer, L. F. Radke, C. A. Brock, and E. E. Ebert, 1990: Occurrence and characteristics of lower tropospheric ice crystals in the arctic. *Int. J. Climatol.*, **10**, 749–764, <https://doi.org/10.1002/joc.3370100708>.
- Curry, J. A., J. L. Schramm, W. B. Rossow, and D. Randall, 1996: Overview of Arctic Cloud and Radiation Characteristics. *Journal of Climate*, **9**, 1731–1764, [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1996\)009<1731:OACAR>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1996)009<1731:OACAR>2.0.CO;2).
- Curry, J. A., J. O. Pinto, T. Benner, and M. Tschudi, 1997: Evolution of the cloudy boundary layer during the autumnal freezing of the Beaufort Sea. *J. Geophys. Res.*, **102**, 13851–13860, <https://doi.org/10.1029/96JD03089>.
- , and Coauthors, 2000: FIRE Arctic Clouds Experiment. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **81**, 5–30, [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(2000\)081<0005:FACE>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(2000)081<0005:FACE>2.3.CO;2).
- Cziczo, D. J., and Coauthors, 2009: Inadvertent climate modification due to anthropogenic lead. *Nature Geosci.*, **2**, 333–336, <https://doi.org/10.1038/ngeo499>.
- , and Coauthors, 2013: Clarifying the Dominant Sources and Mechanisms of Cirrus Cloud Formation. *Science*, <https://doi.org/10.1126/science.1234145>.
- Davis, A., A. Marshak, W. Wiscombe, and R. Cahalan, 1996: Scale Invariance of Liquid Water Distributions in Marine Stratocumulus. Part I: Spectral Properties and Stationarity Issues. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **53**, 1538–1558, [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1996\)053<1538:SIOLWD>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1996)053<1538:SIOLWD>2.0.CO;2).
- De León, R. R., M. Krämer, D. S. Lee, and J. C. Thelen, 2012: Sensitivity of radiative properties of persistent contrails to the ice water path. *Atmos. Chem. Phys.*, **12**, 7893–7901, <https://doi.org/10.5194/acp-12-7893-2012>.
- De Maesschalck, R., D. Jouan-Rimbaud, and D. L. Massart, 2000: The Mahalanobis distance. *Chemometrics and Intelligent Laboratory Systems*, **50**, 1–18, [https://doi.org/10.1016/S0169-7439\(99\)00047-7](https://doi.org/10.1016/S0169-7439(99)00047-7).
- Degrach, A. L., G. M. Zbrodsky, and V. G. Morachevsky, 1960: The results of a complex investigation of the type st-sc clouds and fogs in the Arctic. *Bull. Acad. Sci. USSR Geophys.*, **Ser 1**, 66–70.
- Delanoë, J., 2005: Statistical properties of the normalized ice particle size distribution. *J. Geophys. Res.*, **110**, D10201, <https://doi.org/10.1029/2004JD005405>.
- , and R. J. Hogan, 2008: A variational scheme for retrieving ice cloud properties from combined radar, lidar, and infrared radiometer. *J. Geophys. Res.*, **113**, D07204, <https://doi.org/10.1029/2007JD009000>.
- , and —, 2010: Combined CloudSat-CALIPSO-MODIS retrievals of the properties of ice clouds. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **115**, <https://doi.org/10.1029/2009JD012346>.
- Delanoë, J., A. Protat, O. Jourdan, J. Pelon, M. Papazzoni, R. Dupuy, J.-F. Gayet, and C. Jouan, 2013: Comparison of Airborne In Situ, Airborne Radar-Lidar, and Spaceborne Radar-Lidar Retrievals of Polar Ice Cloud Properties Sampled during the POLARCAT Campaign. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **30**, 57–73, <https://doi.org/10.1175/JTECH-D-11-00200.1>.
- DeMott, P. J., 1990: An Exploratory Study of Ice Nucleation by Soot Aerosols. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **29**, 1072–1079, [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1990\)029<1072:AESOIN>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1990)029<1072:AESOIN>2.0.CO;2).
- DeMott, P. J., and Coauthors, 2010: Predicting global atmospheric ice nuclei distributions and their impacts on climate. *PNAS*, **107**, 11217–11222, <https://doi.org/10.1073/pnas.0910818107>.
- DeMott, P. J., and Coauthors, 2011: Resurgence in Ice Nuclei Measurement Research. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **92**, 1623–1635, <https://doi.org/10.1175/2011BAMS3119.1>.
- DeMott, P. J., and Coauthors, 2015: Integrating laboratory and field data to quantify the immersion freezing ice nucleation activity of mineral dust particles. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **15**, 393–409, <https://doi.org/10.5194/acp-15-393-2015>.
- DeMott, P. J., and Coauthors, 2016: Sea spray aerosol as a unique source of ice nucleating particles. *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.*, **113**, 5797–5803, <https://doi.org/10.1073/pnas.1514034112>.
- Deng, M., G. G. Mace, Z. Wang, and H. Okamoto, 2010: Tropical Composition, Cloud and Climate Coupling Experiment validation for cirrus cloud profiling retrieval using CloudSat radar and CALIPSO lidar. *J. Geophys. Res.*, **115**, D00J15, <https://doi.org/10.1029/2009JD013104>.
- Deser, C., and H. Teng, 2008: Evolution of Arctic sea ice concentration trends and the role of atmospheric circulation forcing, 1979–2007. *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L02504, <https://doi.org/10.1029/2007GL032023>.
- Després, VivianeR., and Coauthors, 2012: Primary biological aerosol particles in the atmosphere: a review. *Tellus B: Chemical and Physical Meteorology*, **64**, 15598, <https://doi.org/10.3402/tellusb.v64i0.15598>.
- Di Biagio, C., and Coauthors, 2021: Toward a Better Surface Radiation Budget Analysis Over Sea Ice in the High Arctic Ocean: A Comparative Study Between Satellite, Reanalysis, and local-scale Observations. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **126**, e2020JD032555, <https://doi.org/10.1029/2020JD032555>.
- Di Giuseppe, F., 2005: Sensitivity of one-dimensional radiative biases to vertical cloud-structure assumptions: Validation with aircraft data. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **131**, 1655–1676, <https://doi.org/10.1256/qj.03.129>.
- Diedenhoven, B., A. Ackerman, A. Fridlind, B. Cairns, and J. Riedi, 2020: Global Statistics of Ice Microphysical and Optical Properties at Tops of Optically Thick Ice Clouds. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, <https://doi.org/10.1029/2019JD031811>.
- van Diedenhoven, B., 2014: The prevalence of the 22° halo in cirrus clouds. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, **146**, 475–479, <https://doi.org/10.1016/j.jqsrt.2014.01.012>.
- van Diedenhoven, B., O. P. Hasekamp, and J. Landgraf, 2007: Retrieval of cloud parameters from satellite-based reflectance measurements in the ultraviolet and the oxygen A-band. *J. Geophys. Res.*, **112**, D15208, <https://doi.org/10.1029/2006JD008155>.
- , —, and —, 2008: Effects of clouds on ozone profile retrievals from satellite measurements in the ultraviolet. *J. Geophys. Res.*, **113**, D15311, <https://doi.org/10.1029/2008JD009850>.

- , B. Cairns, A. M. Fridlind, A. S. Ackerman, and T. J. Garrett, 2013: Remote sensing of ice crystal asymmetry parameter using multi-directional polarization measurements – Part 2: Application to the Research Scanning Polarimeter. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **13**, 3185–3203, <https://doi.org/10.5194/acp-13-3185-2013>.
- Dlugokencky, E. J., L. P. Steele, P. M. Lang, and K. A. Masarie, 1995: Atmospheric methane at Mauna Loa and Barrow observatories: Presentation and analysis of in situ measurements. *J. Geophys. Res.*, **100**, 23103, <https://doi.org/10.1029/95JD02460>.
- Dodson, B., 2006: *The Weibull analysis handbook*. ASQ Quality Press, 256 pp.
- Dong, X., B. Xi, K. Crosby, C. N. Long, R. S. Stone, and M. D. Shupe, 2010: A 10 year climatology of Arctic cloud fraction and radiative forcing at Barrow, Alaska. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **115**, <https://doi.org/10.1029/2009JD013489>.
- Draine, B. T., and P. J. Flatau, 1994: Discrete-Dipole Approximation For Scattering Calculations. *J. Opt. Soc. Am. A, JOSAA*, **11**, 1491–1499, <https://doi.org/10.1364/JOSAA.11.001491>.
- Drüe, C., and G. Heinemann, 2001: Airborne Investigation Of Arctic Boundary-Layer Fronts Over The Marginal Ice Zone Of The Davis Strait. *Boundary-Layer Meteorology*, **101**, 261–292, <https://doi.org/10.1023/A:1019223513815>.
- Dubovik, O., and Coauthors, 2006: Application of spheroid models to account for aerosol particle nonsphericity in remote sensing of desert dust. *J. Geophys. Res.*, **111**, D11208, <https://doi.org/10.1029/2005JD006619>.
- Dubuisson, P., J. C. Buriez, and Y. Fouquart, 1996: High spectral resolution solar radiative transfer in absorbing and scattering media: Application to the satellite simulation. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, **55**, 103–126, [https://doi.org/10.1016/0022-4073\(95\)00134-4](https://doi.org/10.1016/0022-4073(95)00134-4).
- , V. Giraud, O. Chomette, H. Chepfer, and J. Pelon, 2005: Fast radiative transfer modeling for infrared imaging radiometry. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, **95**, 201–220, <https://doi.org/10.1016/j.jqsrt.2004.09.034>.
- Dufresne, J.-L., and S. Bony, 2008: An Assessment of the Primary Sources of Spread of Global Warming Estimates from Coupled Atmosphere–Ocean Models. *Journal of Climate*, **21**, 5135–5144, <https://doi.org/10.1175/2008JCLI2239.1>.
- Dupuy, R., and Coauthors, 2018: CLOUD MICROPHYSICAL PROPERTIES OF SUMMERTIME ARCTIC STRATOCUMULUS DURING THE ALOUD CAMPAIGN : COMPARISON WITH PREVIOUS RESULTS IN THE EUROPEAN ARCTIC. *15th Conference on Cloud Physics*, Vancouver, Canada <https://hal.archives-ouvertes.fr/hal-01932907> (Accessed August 2, 2022).
- Durand, G., J.-F. Gayet, L. Kaes, and P. Matharan, 1998: Airborne infrared and microphysical measurements of cirrus clouds. J.E. Russell, Ed., *Remote Sensing*, Barcelona, Spain, 72.
- Durore, C., and B. Guillemet, 1990: Analyse des hétérogénéités spatiales des stratocumulus et cumulus. *Atmospheric Research*, **25**, 331–350, [https://doi.org/10.1016/0169-8095\(90\)90018-8](https://doi.org/10.1016/0169-8095(90)90018-8).
- Dzambo, A. M., and D. D. Turner, 2016: Characterizing relative humidity with respect to ice in midlatitude cirrus clouds as a function of atmospheric state. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **121**, 12,253–12,269, <https://doi.org/10.1002/2015JD024643>.
- Ebell, K., T. Nomokonova, M. Maturilli, and C. Ritter, 2020: Radiative Effect of Clouds at Ny-Ålesund, Svalbard, as Inferred from Ground-Based Remote Sensing Observations. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **59**, 3–22, <https://doi.org/10.1175/JAMC-D-19-0080.1>.
- Ebert, V., H. Teichert, C. Giesemann, H. Saathoff, and U. Schurath, 2005: Fasergekoppeltes In-situ-Laserspektrometer für den selektiven Nachweis von Wasserdampfspuren bis in den ppb-Bereich (Fibre-Coupled In-situ Laser Absorption Spectrometer for the Selective Detection of Water Vapour Traces down to the ppb-Level). *tm - Technisches Messen*, **72**, 23–30, <https://doi.org/10.1524/teme.72.1.23.56689>.
- Eck, T. F., and Coauthors, 2008: Spatial and temporal variability of column-integrated aerosol optical properties in the southern Arabian Gulf and United Arab Emirates in summer. *J. Geophys. Res.*, **113**, D01204, <https://doi.org/10.1029/2007JD008944>.
- Eckhardt, S., O. Hermansen, H. Grythe, M. Fiebig, K. Stebel, M. Cassiani, A. Baecklund, and A. Stohl, 2013: The influence of cruise ship emissions on air pollution in Svalbard – a harbinger of a more polluted Arctic? *Atmos. Chem. Phys.*, **13**, 8401–8409, <https://doi.org/10.5194/acp-13-8401-2013>.
- Edel, L., C. Claud, C. Genthon, C. Palerme, N. Wood, T. L'Ecuyer, and D. Bromwich, 2020: Arctic Snowfall from CloudSat Observations and Reanalyses. *Journal of Climate*, **33**, 2093–2109, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-19-0105.1>.
- Edwards, J. M., S. Havemann, J.-C. Thelen, and A. J. Baran, 2007: A new parametrization for the radiative properties of ice crystals: Comparison with existing schemes and impact in a GCM. *Atmospheric Research*, **83**, 19–35, <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2006.03.002>.
- Ehrlich, A., E. Bierwirth, M. Wendisch, J.-F. Gayet, G. Mioche, A. Lampert, and J. Heintzenberg, 2008a: Cloud phase identification of Arctic boundary-layer clouds from airborne spectral reflection measurements: test of three approaches. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **8**, 7493–7505, <https://doi.org/10.5194/acp-8-7493-2008>.
- Ehrlich, A., M. Wendisch, E. Bierwirth, A. Herber, and A. Schwarzenböck, 2008b: Ice crystal shape effects on solar radiative properties of Arctic mixed-phase clouds—Dependence on microphysical properties. *Atmospheric Research*, **88**, 266–276, <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2007.11.018>.
- Ehrlich, A., M. Wendisch, E. Bierwirth, J.-F. Gayet, G. Mioche, A. Lampert, and B. Mayer, 2009: Evidence of ice crystals at cloud top of Arctic boundary-layer mixed-phase clouds derived from airborne remote sensing. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **9**, 9401–9416, <https://doi.org/10.5194/acp-9-9401-2009>.
- , E. Bierwirth, M. Wendisch, A. Herber, and J.-F. Gayet, 2012: Airborne hyperspectral observations of surface and cloud directional reflectivity using a commercial digital camera. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **12**, 3493–3510, <https://doi.org/10.5194/acp-12-3493-2012>.
- Ehrlich, A., and Coauthors, inc. O. Jourdan, 2019: A comprehensive in situ and remote sensing data set from the Arctic Cloud Observations Using airborne measurements during polar Day (ACLOUD) campaign. *Earth Syst. Sci. Data*, **11**, 1853–1881, <https://doi.org/10.5194/essd-11-1853-2019>.
- Eichler, H., A. Ehrlich, M. Wendisch, G. Mioche, J.-F. Gayet, M. Wirth, C. Emde, and A. Minikin, 2009: Influence of ice crystal shape on retrieval of cirrus optical thickness and effective radius: A case study. *J. Geophys. Res.*, **114**, D19203, <https://doi.org/10.1029/2009JD012215>.

- Engvall, A.-C., R. Krejci, J. Ström, A. Minikin, R. Treffeisen, A. Stohl, and A. Herber, 2008a: In-situ airborne observations of the microphysical properties of the Arctic tropospheric aerosol during late spring and summer. *Tellus B: Chemical and Physical Meteorology*, **60**, 392–404, <https://doi.org/10.1111/j.1600-0889.2008.00348.x>.
- Engvall, A.-C., R. Krejci, J. Ström, R. Treffeisen, R. Scheele, O. Hermansen, and J. Paatero, 2008b: Changes in aerosol properties during spring-summer period in the Arctic troposphere. *Atmos. Chem. Phys.*, **8**, 445–462, <https://doi.org/10.5194/acp-8-445-2008>.
- Ervens, B., G. Feingold, and S. M. Kreidenweis, 2005: Influence of water-soluble organic carbon on cloud drop number concentration. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **110**, <https://doi.org/10.1029/2004JD005634>.
- , —, K. Sulia, and J. Harrington, 2011: The impact of microphysical parameters, ice nucleation mode, and habit growth on the ice/liquid partitioning in mixed-phase Arctic clouds. *J. Geophys. Res.*, **116**, D17205, <https://doi.org/10.1029/2011JD015729>.
- Fan, J., S. Ghan, M. Ovchinnikov, X. Liu, P. J. Rasch, and A. Korolev, 2011: Representation of Arctic mixed-phase clouds and the Wegener-Bergeron-Findeisen process in climate models: Perspectives from a cloud-resolving study. *J. Geophys. Res.*, **116**, D00T07, <https://doi.org/10.1029/2010JD015375>.
- , Y. Wang, D. Rosenfeld, and X. Liu, 2016: Review of Aerosol–Cloud Interactions: Mechanisms, Significance, and Challenges. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **73**, 4221–4252, <https://doi.org/10.1175/JAS-D-16-0037.1>.
- Faucher, T., C. Cornet, F. Szczap, P. Dubuisson, and T. Rosambert, 2014: Impact of cirrus clouds heterogeneities on top-of-atmosphere thermal infrared radiation. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **14**, 5599–5615, <https://doi.org/10.5194/acp-14-5599-2014>.
- , P. Dubuisson, C. Cornet, F. Szczap, A. Garnier, J. Pelon, and K. Meyer, 2015: Impacts of cloud heterogeneities on cirrus optical properties retrieved from space-based thermal infrared radiometry. *Atmospheric Measurement Techniques*, **8**, 633–647, <https://doi.org/10.5194/amt-8-633-2015>.
- , S. Platnick, O. Sourdeval, C. Wang, K. Meyer, C. Cornet, and F. Szczap, 2018: Cirrus Horizontal Heterogeneity and 3-D Radiative Effects on Cloud Optical Property Retrievals From MODIS Near to Thermal Infrared Channels as a Function of Spatial Resolution. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **123**, 11,141–11,153, <https://doi.org/10.1029/2018JD028726>.
- Febvre, G., and Coauthors inc. O. Jourdan, 2009: On optical and microphysical characteristics of contrails and cirrus. *J. Geophys. Res.*, **114**, D02204, <https://doi.org/10.1029/2008JD010184>.
- Febvre, G., J.-F. Gayet, V. Shcherbakov, C. Gourbeyre, and O. Jourdan, 2012: Some effects of ice crystals on the FSSP measurements in mixed phase clouds. *Atmos. Chem. Phys.*, **12**, 8963–8977, <https://doi.org/10.5194/acp-12-8963-2012>.
- Feingold, G., W. L. Eberhard, D. E. Veron, and M. Previdi, 2003: First measurements of the Twomey indirect effect using ground-based remote sensors: SURFACE REMOTE SENSING OF THE INDIRECT EFFECT. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, <https://doi.org/10.1029/2002GL016633>.
- Field, P. R., R. J. Hogan, P. R. A. Brown, A. J. Illingworth, T. W. Chouarton, P. H. Kaye, E. Hirst, and R. Greenaway, 2004: Simultaneous radar and aircraft observations of mixed-phase cloud at the 100 m scale. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **130**, 1877–1904, <https://doi.org/10.1256/qj.03.102>.
- , A. J. Heymsfield, and A. Bansemer, 2006: Shattering and Particle Interarrival Times Measured by Optical Array Probes in Ice Clouds. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **23**, 1357–1371, <https://doi.org/10.1175/JTECH1922.1>.
- , A. A. Hill, K. Furtado, and A. Korolev, 2014: Mixed-phase clouds in a turbulent environment. Part 2: Analytic treatment: Mixed-phase clouds in a turbulent environment. Part 2. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, **140**, 870–880, <https://doi.org/10.1002/qj.2175>.
- , and Coauthors, 2017: Secondary Ice Production: Current State of the Science and Recommendations for the Future. *Meteorological Monographs*, **58**, 7.1–7.20, <https://doi.org/10.1175/AMSMONOGRAPHS-D-16-0014.1>.
- Findeisen, W., 1938: Kolloid-meteorologische Vorgänge bei Neiderschlags-bildung. *Meteorol. Z.*, **55**, 121–133.
- Flossmann, A. I., and W. Wobrock, 2010: A review of our understanding of the aerosol–cloud interaction from the perspective of a bin resolved cloud scale modelling. *Atmospheric Research*, **97**, 478–497, <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2010.05.008>.
- Forbes, R., and M. Ahlgrim, 2014: On the Representation of High-Latitude Boundary Layer Mixed-Phase Cloud in the ECMWF Global Model. <https://doi.org/10.1175/MWR-D-13-00325.1>.
- Forster, P., and Coauthors, 2021: The Earth's Energy Budget, Climate Feedbacks, and Climate Sensitivity. *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, 923–1054.
- Francis, P. N., P. Hignett, and A. Macke, 1998: The retrieval of cirrus cloud properties from aircraft multi-spectral reflectance measurements during EUCREX'93. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **124**, 1273–1291, <https://doi.org/10.1002/qj.49712454812>.
- Frey, R. A., S. A. Ackerman, Y. Liu, K. I. Strabala, H. Zhang, J. R. Key, and X. Wang, 2008: Cloud Detection with MODIS. Part I: Improvements in the MODIS Cloud Mask for Collection 5. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **25**, 1057–1072, <https://doi.org/10.1175/2008JTECHA1052.1>.
- Fridlind, A. M., and A. S. Ackerman, 2018a: Simulations of Arctic Mixed-Phase Boundary Layer Clouds: Advances in Understanding and Outstanding Questions. *Mixed-Phase Clouds*, Elsevier, 153–183.
- , and —, 2018b: Chapter 7 - Simulations of Arctic Mixed-Phase Boundary Layer Clouds: Advances in Understanding and Outstanding Questions. *Mixed-Phase Clouds*, C. Andronache, Ed., Elsevier, 153–183.
- Fridlind, A. M., A. S. Ackerman, G. McFarquhar, G. Zhang, M. R. Poellot, P. J. DeMott, A. J. Prenni, and A. J. Heymsfield, 2007: Ice properties of single-layer stratocumulus during the Mixed-Phase Arctic Cloud Experiment: 2. Model results. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **112**, <https://doi.org/10.1029/2007JD008646>.
- , and Coauthors, 2012a: A comparison of TWP-ICE observational data with cloud-resolving model results: COMPARING TWP-ICE DATA WITH CRM RESULTS. *J. Geophys. Res.*, **117**, n/a-n/a, <https://doi.org/10.1029/2011JD016595>.
- Fridlind, A. M., B. van Dierenhoven, A. S. Ackerman, A. Avramov, A. Mrowiec, H. Morrison, P. Zuidema, and M. D. Shupe, 2012b: A FIRE-ACE/SHEBA Case Study of Mixed-Phase Arctic Boundary Layer Clouds: Entrainment Rate Limitations on Rapid Primary Ice Nucleation Processes. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **69**, 365–389, <https://doi.org/10.1175/JAS-D-11-052.1>.

- , R. Atlas, B. van Dierenhoven, J. Um, G. M. McFarquhar, A. S. Ackerman, E. J. Moyer, and R. P. Lawson, 2016: Derivation of physical and optical properties of mid-latitude cirrus ice crystals for a size-resolved cloud microphysics model. *Atmos. Chem. Phys.*, **16**, 7251–7283, <https://doi.org/10.5194/acp-16-7251-2016>.
- Frolov, IE, Gudkovich, ZM, Radionov, VF, Shirochkov, AV, and Timokhov, IA, 2005: *The Arctic Basin*. Springer Berlin Heidelberg.
- Fu, Q., 1996: An Accurate Parameterization of the Solar Radiative Properties of Cirrus Clouds for Climate Models. *Journal of Climate*, **9**, 2058–2082, [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1996\)009<2058:AAPOTS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1996)009<2058:AAPOTS>2.0.CO;2).
- , 2007: A New Parameterization of an Asymmetry Factor of Cirrus Clouds for Climate Models. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **64**, 4140–4150, <https://doi.org/10.1175/2007JAS2289.1>.
- Fukuta, N., and T. Takahashi, 1999: The Growth of Atmospheric Ice Crystals: A Summary of Findings in Vertical Supercooled Cloud Tunnel Studies. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **56**, 1963–1979, [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1999\)056<1963:TGOAIC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1999)056<1963:TGOAIC>2.0.CO;2).
- Gabric, A. J., R. Cropp, G. P. Ayers, G. McTainsh, and R. Braddock, 2002: Coupling between cycles of phytoplankton biomass and aerosol optical depth as derived from SeaWiFS time series in the Subantarctic Southern Ocean. *Geophysical Research Letters*, **29**, 16-1-16-4, <https://doi.org/10.1029/2001GL013545>.
- Gallagher, M. W., and Coauthors, 2005: An overview of the microphysical structure of cirrus clouds observed during EMERALD-1. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **131**, 1143–1169, <https://doi.org/10.1256/qj.03.138>.
- Gardner, A. S., and M. J. Sharp, 2010: A review of snow and ice albedo and the development of a new physically based broadband albedo parameterization. *J. Geophys. Res.*, **115**, F01009, <https://doi.org/10.1029/2009JF001444>.
- Garnier, A., J. Pelon, P. Dubuisson, M. Faivre, O. Chomette, N. Pascal, and D. P. Kratz, 2012: Retrieval of Cloud Properties Using CALIPSO Imaging Infrared Radiometer. Part I: Effective Emissivity and Optical Depth. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **51**, 1407–1425, <https://doi.org/10.1175/JAMC-D-11-0220.1>.
- Garnier, A., J. Pelon, M. A. Vaughan, D. M. Winker, C. R. Trepte, and P. Dubuisson, 2015: Lidar multiple scattering factors inferred from CALIPSO lidar and IIR retrievals of semi-transparent cirrus cloud optical depths over oceans. *Atmospheric Measurement Techniques*, **8**, 2759–2774, <https://doi.org/10.5194/amt-8-2759-2015>.
- Garrett, T. J., H. Gerber, D. G. Baumgardner, C. H. Twohy, and E. M. Weinstock, 2003: Small, highly reflective ice crystals in low-latitude cirrus. *Geophysical Research Letters*, **30**, <https://doi.org/10.1029/2003GL018153>.
- , C. Zhao, X. Dong, G. G. Mace, and P. V. Hobbs, 2004: Effects of varying aerosol regimes on low-level Arctic stratus: AEROSOL EFFECTS ON ARCTIC STRATUS. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, n/a-n/a, <https://doi.org/10.1029/2004GL019928>.
- Gascard, J.-C., and Coauthors, 2008: Exploring Arctic Transpolar Drift During Dramatic Sea Ice Retreat. *Eos Trans. AGU*, **89**, 21, <https://doi.org/10.1029/2008EO030001>.
- Gasparini, B., and U. Lohmann, 2016: Why cirrus cloud seeding cannot substantially cool the planet. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **121**, 4877–4893, <https://doi.org/10.1002/2015JD024666>.
- Gasparini, B., A. Meyer, D. Neubauer, S. Münch, and U. Lohmann, 2018: Cirrus Cloud Properties as Seen by the CALIPSO Satellite and ECHAM-HAM Global Climate Model. *Journal of Climate*, **31**, 1983–2003, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0608.1>.
- Gayet, J. F., O. Crépel, J. F. Fournol, and S. Oshchepkov, 1997: A new airborne polar Nephelometer for the measurements of optical and microphysical cloud properties. Part I: Theoretical design. *Ann. Geophys.*, **15**, 451–459, <https://doi.org/10.1007/s00585-997-0451-1>.
- Gayet, J.-F., G. Febvre, G. Brogniez, H. Chepfer, W. Renger, and P. Wendling, 1996: Microphysical and Optical Properties of Cirrus and Contrails: Cloud Field Study on 13 October 1989. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **53**, 126–138, [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1996\)053<0126:MAOPOC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1996)053<0126:MAOPOC>2.0.CO;2).
- , and Coauthors, 2002a: Quantitative measurement of the microphysical and optical properties of cirrus clouds with four different in situ probes: Evidence of small ice crystals. *Geophysical Research Letters*, **29**, XXX–XXX, <https://doi.org/10.1029/2001GL014342>.
- Gayet, J.-F., S. Asano, A. Yamazaki, A. Uchiyama, A. Sinyuk, O. Jourdan, and F. Auriol, 2002b: Two case studies of winter continental-type water and mixed-phase stratocumuli over the sea 1. Microphysical and optical properties: WINTER CONTINENTAL-TYPE WATER. *J. Geophys. Res.*, **107**, AAC 11-1-AAC 11-15, <https://doi.org/10.1029/2001JD001106>.
- , and Coauthors, 2004: Cirrus cloud microphysical and optical properties at southern and northern midlatitudes during the INCA experiment. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **109**, <https://doi.org/10.1029/2004JD004803>.
- Gayet, J.-F., and Coauthors, 2006: Microphysical and optical properties of midlatitude cirrus clouds observed in the southern hemisphere during INCA. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, **132**, 2719–2748, <https://doi.org/10.1256/qj.05.162>.
- Gayet, J.-F., I. S. Stachlewska, O. Jourdan, V. Shcherbakov, A. Schwarzenboeck, and R. Neuber, 2007: Microphysical and optical properties of precipitating drizzle and ice particles obtained from alternated lidar and in situ measurements. *Ann. Geophys.*, **25**, 1487–1497, <https://doi.org/10.5194/angeo-25-1487-2007>.
- , G. Mioche, A. Dörnbrack, A. Ehrlich, A. Lampert, and M. Wendisch, 2009a: Microphysical and optical properties of Arctic mixed-phase clouds. The 9 April 2007 case study. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **9**, 6581–6595, <https://doi.org/10.5194/acp-9-6581-2009>.
- Gayet, J.-F., R. Treffeisen, A. Helbig, J. Bareiss, A. Matsuki, A. Herber, and A. Schwarzenboeck, 2009b: On the onset of the ice phase in boundary layer Arctic clouds. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **114**, <https://doi.org/10.1029/2008JD011348>.
- Gayet, J.-F., G. Mioche, V. Shcherbakov, C. Gourbeyre, R. Busen, and A. Minikin, 2011: Optical properties of pristine ice crystals in mid-latitude cirrus clouds: a case study during CIRCLE-2 experiment. *Atmos. Chem. Phys.*, **11**, 2537–2544, <https://doi.org/10.5194/acp-11-2537-2011>.
- , and Coauthors, 2012a: On the observation of unusual high concentration of small chain-like aggregate ice crystals and large ice water contents near the top of a deep convective cloud during the CIRCLE-2 experiment. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **12**, 727–744, <https://doi.org/10.5194/acp-12-727-2012>.
- , and Coauthors, 2012b: The evolution of microphysical and optical properties of an A380 contrail in the vortex phase. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **12**, 6629–6643, <https://doi.org/10.5194/acp-12-6629-2012>.

- Geoffroy, O., S. C. Sherwood, and D. Fuchs, 2017: On the role of the stratiform cloud scheme in the inter-model spread of cloud feedback. *J. Adv. Model. Earth Syst.*, **9**, 423–437, <https://doi.org/10.1002/2016MS000846>.
- Gerber, H., Y. Takano, T. J. Garrett, and P. V. Hobbs, 2000: Nephelometer Measurements of the Asymmetry Parameter, Volume Extinction Coefficient, and Backscatter Ratio in Arctic Clouds. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **57**, 3021–3034, [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(2000\)057<3021:NMOTAP>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(2000)057<3021:NMOTAP>2.0.CO;2).
- Gettelman, A., and S. C. Sherwood, 2016: Processes Responsible for Cloud Feedback. *Curr Clim Change Rep*, **2**, 179–189, <https://doi.org/10.1007/s40641-016-0052-8>.
- , and Coauthors, 2010: Global simulations of ice nucleation and ice supersaturation with an improved cloud scheme in the Community Atmosphere Model. *J. Geophys. Res.*, **115**, D18216, <https://doi.org/10.1029/2009JD013797>.
- Giangrande, S. E., S. Collis, J. Straka, A. Protat, C. Williams, and S. Krueger, 2013: A Summary of Convective-Core Vertical Velocity Properties Using ARM UHF Wind Profilers in Oklahoma. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **52**, 2278–2295, <https://doi.org/10.1175/JAMC-D-12-0185.1>.
- Gierens, K., and F. Dilger, 2013: A climatology of formation conditions for aerodynamic contrails. *Atmos. Chem. Phys.*, **13**, 10847–10857, <https://doi.org/10.5194/acp-13-10847-2013>.
- , B. Kärcher, H. Mannstein, and B. Mayer, 2009: Aerodynamic Contrails: Phenomenology and Flow Physics. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **66**, 217–226, <https://doi.org/10.1175/2008JAS2767.1>.
- Gierens, R., S. Kneifel, M. D. Shupe, K. Ebell, M. Maturilli, and U. Löhnert, 2020a: Low-level mixed-phase clouds in a complex Arctic environment. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **20**, 3459–3481, <https://doi.org/10.5194/acp-20-3459-2020>.
- , —, —, —, —, and —, 2020b: Low-level mixed-phase clouds in a complex Arctic environment. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **20**, 3459–3481, <https://doi.org/10.5194/acp-20-3459-2020>.
- Goodman, J., R. F. Pueschel, E. J. Jensen, S. Verma, G. V. Ferry, S. D. Howard, S. A. Kinne, and D. Baumgardner, 1998: Shape and size of contrails ice particles. *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 1327–1330, <https://doi.org/10.1029/97GL03091>.
- Goosse, H., and Coauthors, 2018: Quantifying climate feedbacks in polar regions. *Nat Commun*, **9**, 1919, <https://doi.org/10.1038/s41467-018-04173-0>.
- Groves, D. G., and J. A. Francis, 2002: Moisture budget of the Arctic atmosphere from TOVS satellite data. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **107**, ACL 11-1-ACL 11-21, <https://doi.org/10.1029/2001JD001191>.
- Gryspeerd, E., O. Sourdeval, J. Quaas, J. Delanoë, M. Krämer, and P. Kühne, 2018: Ice crystal number concentration estimates from lidar-radar satellite remote sensing – Part 2: Controls on the ice crystal number concentration. *Atmos. Chem. Phys.*, **18**, 14351–14370, <https://doi.org/10.5194/acp-18-14351-2018>.
- Guignard, A., C. J. Stubenrauch, A. J. Baran, and R. Armante, 2012: Bulk microphysical properties of semi-transparent cirrus from AIRS: a six year global climatology and statistical analysis in synergy with geometrical profiling data from CloudSat-CALIPSO. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **12**, 503–525, <https://doi.org/10.5194/acp-12-503-2012>.
- Gultepe, I., 2002: Effects of air mass origin on Arctic cloud microphysical parameters for April 1998 during FIRE.ACE. *J. Geophys. Res.*, **107**, 8029, <https://doi.org/10.1029/2000JC000440>.
- , and G. A. Isaac, 2004: Aircraft observations of cloud droplet number concentration: Implications for climate studies. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **130**, 2377–2390, <https://doi.org/10.1256/qj.03.120>.
- , A. J. Heymsfield, P. R. Field, and D. Axisa, 2017: Ice-Phase Precipitation. *Meteorological Monographs*, **58**, 6.1–6.36, <https://doi.org/10.1175/AMSMONOGRAPH5-D-16-0013.1>.
- Guyot, G., C. Goubeyre, G. Febvre, V. Shcherbakov, F. Burnet, J.-C. Dupont, K. Sellegri, and O. Jourdan, 2015: Quantitative evaluation of seven optical sensors for cloud microphysical measurements at the Puy-de-Dôme Observatory, France. *Atmos. Meas. Tech.*, **8**, 4347–4367, <https://doi.org/10.5194/amt-8-4347-2015>.
- Guyot, G., and Coauthors, inc. O. Jourdan, 2017: Characterization of the cloud microphysical and optical properties and aerosol-cloud interaction in the Arctic from in situ ground-based measurements during the CLIMSLIP-Nya campaign, Svalbard. *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions*, 1–28, <https://doi.org/10.5194/acp-2017-672>.
- de Haan, J. F., P. Bosma, and J. Hovenier, 1986: The adding method for multiple scattering of polarized light. *Astron. Astrophys.*, **183**, 371–391.
- Hagihara, Y., H. Okamoto, and R. Yoshida, 2010: Development of a combined CloudSat-CALIPSO cloud mask to show global cloud distribution. *J. Geophys. Res.*, **115**, D00H33, <https://doi.org/10.1029/2009JD012344>.
- Hahn, C., and S. Warren, 2007: A Gridded Climatology of Clouds over Land (1971–1996) and Ocean (1954–2008) from Surface Observations Worldwide (NDP-026E)*. <https://doi.org/10.3334/CDIAC/CLI.NDP026E>.
- Hallett, J., and S. C. Mossop, 1974: Production of secondary ice particles during the riming process. *Nature*, **249**, 26–28, <https://doi.org/10.1038/249026a0>.
- Harrington, J. Y., T. Reisin, W. R. Cotton, and S. M. Kreidenweis, 1999: Cloud resolving simulations of Arctic stratus: Part II: Transition-season clouds. *Atmospheric Research*, **51**, 45–75, [https://doi.org/10.1016/S0169-8095\(98\)00098-2](https://doi.org/10.1016/S0169-8095(98)00098-2).
- Hartmann, D. L., M. E. Ockert-Bell, and M. L. Michelsen, 1992: The Effect of Cloud Type on Earth's Energy Balance: Global Analysis. *Journal of Climate*, **5**, 1281–1304, [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1992\)005<1281:TEOCTO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1992)005<1281:TEOCTO>2.0.CO;2).
- Hartmann, M., and Coauthors, 2021: Terrestrial or marine – indications towards the origin of ice-nucleating particles during melt season in the European Arctic up to 83.7° N. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **21**, 11613–11636, <https://doi.org/10.5194/acp-21-11613-2021>.
- Hartmann, S., H. Wex, T. Clauss, S. Augustin-Bauditz, D. Niedermeier, M. Rösch, and F. Stratmann, 2016: Immersion Freezing of Kaolinite: Scaling with Particle Surface Area. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **73**, 263–278, <https://doi.org/10.1175/JAS-D-15-0057.1>.

- Heinemann, G., S. Willmes, L. Schefczyk, A. Makshtas, V. Kustov, and I. Makhotina, 2021: Observations and Simulations of Meteorological Conditions over Arctic Thick Sea Ice in Late Winter during the Transarktika 2019 Expedition. *Atmosphere*, **12**, 174, <https://doi.org/10.3390/atmos12020174>.
- Heller, R., and Coauthors, 2017: Mountain waves modulate the water vapor distribution in the UTLS. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **17**, 14853–14869, <https://doi.org/10.5194/acp-17-14853-2017>.
- Hemmer, F., L. C. Labonnote, F. Parol, G. Brogniez, B. Damiri, and T. Podvin, 2019: An algorithm to retrieve ice water content profiles in cirrus clouds from the synergy of ground-based lidar and thermal infrared radiometer measurements. *Atmospheric Measurement Techniques*, **12**, 1545–1568, <https://doi.org/10.5194/amt-12-1545-2019>.
- Henderson, D. S., T. L'Ecuyer, G. Stephens, P. Partain, and M. Sekiguchi, 2013: A Multisensor Perspective on the Radiative Impacts of Clouds and Aerosols. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **52**, 853–871, <https://doi.org/10.1175/JAMC-D-12-025.1>.
- Henning, S., and Coauthors, 2012: Hygroscopic growth and droplet activation of soot particles: uncoated, succinic or sulfuric acid coated. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **12**, 4525–4537, <https://doi.org/10.5194/acp-12-4525-2012>.
- Herber, Andreas, Ehrlich, André, Lüpkes, Christof, Wendisch, Manfred, and Mech, Mario, 2020: Master tracks in different resolutions during POLAR 5 campaign P5_223_MOSAic_ACA_2020. 11 datasets, <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.924603>.
- Herbert, R. J., B. J. Murray, S. J. Dobbie, and T. Koop, 2015: Sensitivity of liquid clouds to homogenous freezing parameterizations. *Geophysical Research Letters*, **42**, 1599–1605, <https://doi.org/10.1002/2014GL062729>.
- Heymsfield, A., 1972: Ice Crystal Terminal Velocities. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **29**, 1348–1357, [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1972\)029<1348:ICTV>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1972)029<1348:ICTV>2.0.CO;2).
- , and R. Wright, 2014: Graupel and Hail Terminal Velocities: Does a “Supercritical” Reynolds Number Apply? *Journal of the Atmospheric Sciences*, **71**, 3392–3403, <https://doi.org/10.1175/JAS-D-14-0034.1>.
- , D. Baumgardner, P. DeMott, P. Forster, K. Gierens, and B. Kärcher, 2010: Contrail Microphysics. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **91**, 465–472, <https://doi.org/10.1175/2009BAMS2839.1>.
- , D. Winker, M. Avery, M. Vaughan, G. Diskin, M. Deng, V. Mitev, and R. Matthey, 2014: Relationships between Ice Water Content and Volume Extinction Coefficient from In Situ Observations for Temperatures from 0° to –86°C: Implications for Spaceborne Lidar Retrievals. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **53**, 479–505, <https://doi.org/10.1175/JAMC-D-13-087.1>.
- Heymsfield, A. J., 1977: Precipitation Development in Stratiform Ice Clouds: A Microphysical and Dynamical Study. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **34**, 367–381, [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1977\)034<0367:PDISIC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1977)034<0367:PDISIC>2.0.CO;2).
- , 1982: A Comparative Study of the Rates of Development of Potential Graupel and Hail Embryos in High Plains Storms. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **39**, 2867–2897, [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1982\)039<2867:ACSOTR>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1982)039<2867:ACSOTR>2.0.CO;2).
- , 2007: On measurements of small ice particles in clouds. *Geophysical Research Letters*, **34**, <https://doi.org/10.1029/2007GL030951>.
- , and L. M. Miloshevich, 1993: Homogeneous Ice Nucleation and Supercooled Liquid Water in Orographic Wave Clouds. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **50**, 2335–2353, [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1993\)050<2335:HINASL>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1993)050<2335:HINASL>2.0.CO;2).
- , D. Winker, and G.-J. van Zadelhoff, 2005: Extinction-ice water content-effective radius algorithms for CALIPSO. *Geophysical Research Letters*, **32**, <https://doi.org/10.1029/2005GL022742>.
- , C. Schmitt, and A. Bansemmer, 2013: Ice Cloud Particle Size Distributions and Pressure-Dependent Terminal Velocities from In Situ Observations at Temperatures from 0° to –86°C. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **70**, 4123–4154, <https://doi.org/10.1175/JAS-D-12-0124.1>.
- , and Coauthors, 2017: Cirrus Clouds. *Meteorological Monographs*, **58**, 2.1–2.26, <https://doi.org/10.1175/AMSMONOGRAPH-D-16-0010.1>.
- Hines, K. M., and D. H. Bromwich, 2008: Development and Testing of Polar Weather Research and Forecasting (WRF) Model. Part I: Greenland Ice Sheet Meteorology. *Monthly Weather Review*, **136**, 1971–1989, <https://doi.org/10.1175/2007MWR2112.1>.
- Hirakata, M., H. Okamoto, Y. Hagihara, T. Hayasaka, and R. Oki, 2014: Comparison of Global and Seasonal Characteristics of Cloud Phase and Horizontal Ice Plates Derived from CALIPSO with MODIS and ECMWF. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **31**, 2114–2130, <https://doi.org/10.1175/JTECH-D-13-00245.1>.
- Hobbs, P. V., and A. L. Rangno, 1998: Microstructures of low and middle-level clouds over the Beaufort Sea. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **124**, 2035–2071, <https://doi.org/10.1002/qj.49712455012>.
- , —, M. Shupe, and T. Uttal, 2001: Airborne studies of cloud structures over the Arctic Ocean and comparisons with retrievals from ship-based remote sensing measurements. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **106**, 15029–15044, <https://doi.org/10.1029/2000JD900323>.
- Hoffmann, A., and Coauthors, 2009: Ground-based lidar measurements from Ny-Ålesund during ASTAR 2007. *Atmos. Chem. Phys.*, **9**, 9059–9081, <https://doi.org/10.5194/acp-9-9059-2009>.
- Hogan, R. J., and S. F. Kew, 2005: A 3D stochastic cloud model for investigating the radiative properties of inhomogeneous cirrus clouds. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **131**, 2585–2608, <https://doi.org/10.1256/qj.04.144>.
- , and C. D. Westbrook, 2014: Equation for the Microwave Backscatter Cross Section of Aggregate Snowflakes Using the Self-Similar Rayleigh-Gans Approximation. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **71**, 3292–3301, <https://doi.org/10.1175/JAS-D-13-0347.1>.
- , M. P. Mittermaier, and A. J. Illingworth, 2006: The Retrieval of Ice Water Content from Radar Reflectivity Factor and Temperature and Its Use in Evaluating a Mesoscale Model. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **45**, 301–317, <https://doi.org/10.1175/JAM2340.1>.
- , M. D. Fielding, H. W. Barker, N. Villefranche, and S. A. K. Schäfer, 2019: Entrapment: An Important Mechanism to Explain the Shortwave 3D Radiative Effect of Clouds. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **2019**, 48–66, <https://doi.org/10.1175/JAS-D-18-0366.1>.
- Hong, G., P. Yang, B. A. Baum, A. J. Heymsfield, and K.-M. Xu, 2009: Parameterization of Shortwave and Longwave Radiative Properties of Ice Clouds for Use in Climate Models. *Journal of Climate*, **22**, 6287–6312, <https://doi.org/10.1175/2009JCLI2844.1>.
- Hong, Y., G. Liu, and J.-L. F. Li, 2016: Assessing the Radiative Effects of Global Ice Clouds Based on CloudSat and CALIPSO Measurements. *Journal of Climate*, **29**, 7651–7674.

- Hoose, C., and O. Möhler, 2012: Heterogeneous ice nucleation on atmospheric aerosols: a review of results from laboratory experiments. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **12**, 9817–9854, <https://doi.org/10.5194/acp-12-9817-2012>.
- Hu, Y., and Coauthors, 2009: CALIPSO/CALIOP Cloud Phase Discrimination Algorithm. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **26**, 2293–2309, <https://doi.org/10.1175/2009JTECHA1280.1>.
- Huang, Y., Q. Ding, X. Dong, B. Xi, and I. Baxter, 2021: Summertime low clouds mediate the impact of the large-scale circulation on Arctic sea ice. *Commun Earth Environ*, **2**, 1–10, <https://doi.org/10.1038/s43247-021-00114-w>.
- Hyder, P., and Coauthors, 2018: Critical Southern Ocean climate model biases traced to atmospheric model cloud errors. *Nat Commun*, **9**, 3625, <https://doi.org/10.1038/s41467-018-05634-2>.
- Illingworth, A. J., and Coauthors, 2007: Cloudnet: Continuous Evaluation of Cloud Profiles in Seven Operational Models Using Ground-Based Observations. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **88**, 883–898, <https://doi.org/10.1175/BAMS-88-6-883>.
- Intergovernmental panel on climate change, ed., 2014: *Climate change 2013: the physical science basis*. Cambridge university press,.
- Intergovernmental Panel on Climate Change, 2014a: *Climate Change 2013 – The Physical Science Basis: Working Group I Contribution to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press,.
- , ed., 2014b: Clouds and Aerosols. *Climate Change 2013 - The Physical Science Basis*, Cambridge University Press, 571–658.
- , ed., 2014c: *Climate Change 2013 – The Physical Science Basis: Working Group I Contribution to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. 1st ed. Cambridge University Press,.
- , ed., 2014d: Clouds and Aerosols. *Climate Change 2013 – The Physical Science Basis*, Cambridge University Press, 571–658.
- Intrieri, J. M., C. W. Fairall, M. D. Shupe, P. O. G. Persson, E. L. Andreas, P. S. Guest, and R. E. Moritz, 2002a: An annual cycle of Arctic surface cloud forcing at SHEBA. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **107**, SHE 13-1-SHE 13-14, <https://doi.org/10.1029/2000JC000439>.
- , M. D. Shupe, T. Uttal, and B. J. McCarty, 2002b: An annual cycle of Arctic cloud characteristics observed by radar and lidar at SHEBA. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **107**, SHE 5-1-SHE 5-15, <https://doi.org/10.1029/2000JC000423>.
- Irish, V. E., and Coauthors, 2019: Ice nucleating particles in the marine boundary layer in the Canadian Arctic during summer 2014. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **19**, 1027–1039, <https://doi.org/10.5194/acp-19-1027-2019>.
- Irvine, E. A., B. J. Hoskins, and K. P. Shine, 2012: The dependence of contrail formation on the weather pattern and altitude in the North Atlantic. *Geophysical Research Letters*, **39**, <https://doi.org/10.1029/2012GL051909>.
- Iversen, T., and E. Joranger, 1985: Arctic air pollution and large scale atmospheric flows. *Atmospheric Environment (1967)*, **19**, 2099–2108, [https://doi.org/10.1016/0004-6981\(85\)90117-9](https://doi.org/10.1016/0004-6981(85)90117-9).
- Jackson, R. C., G. M. McFarquhar, A. M. Fridlind, and R. Atlas, 2015: The dependence of cirrus gamma size distributions expressed as volumes in $N_{\sigma} - \lambda - \mu$ phase space and bulk cloud properties on environmental conditions: Results from the Small Ice Particles in Cirrus Experiment (SPARTICUS). *J. Geophys. Res. Atmos.*, **120**, <https://doi.org/10.1002/2015JD023492>.
- Jackson, R. C., and G. M. McFarquhar, 2014: An Assessment of the Impact of Antishattering Tips and Artifact Removal Techniques on Bulk Cloud Ice Microphysical and Optical Properties Measured by the 2D Cloud Probe. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **31**, 2131–2144, <https://doi.org/10.1175/JTECH-D-14-00018.1>.
- , and Coauthors, 2012: The dependence of ice microphysics on aerosol concentration in arctic mixed-phase stratus clouds during ISDAC and M-PACE. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **117**, <https://doi.org/10.1029/2012JD017668>.
- Jacob, D. J., and Coauthors, 2010: The Arctic Research of the Composition of the Troposphere from Aircraft and Satellites (ARCTAS) mission: design, execution, and first results. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **10**, 5191–5212, <https://doi.org/10.5194/acp-10-5191-2010>.
- Jansen, J., and A. J. Heymsfield, 2015: Microphysics of Aerodynamic Contrail Formation Processes. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **72**, 3293–3308, <https://doi.org/10.1175/JAS-D-14-0362.1>.
- Järvinen, E., and Coauthors inc. O. Jourdan, 2016: Quasi-Spherical Ice in Convective Clouds. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **73**, 3885–3910, <https://doi.org/10.1175/JAS-D-15-0365.1>.
- Järvinen, E., O. Jourdan, and Coauthors, 2018a: Additional global climate cooling by clouds due to ice crystal complexity. *Atmos. Chem. Phys.*, **18**, 15767–15781, <https://doi.org/10.5194/acp-18-15767-2018>.
- Järvinen, E., H. Wernli, and M. Schnaiter, 2018b: Investigations of Mesoscopic Complexity of Small Ice Crystals in Midlatitude Cirrus. *Geophys. Res. Lett.*, **45**, <https://doi.org/10.1029/2018GL079079>.
- Järvinen, E., and Coauthors inc. O. Jourdan, 2022: Ice crystal complexity and link to cirrus cloud radiative effect. AGU book chapter, à paraître.
- Järvinen, E., F. Nehlert, G. Xu, F. Waitz, G. Mioche, R. Dupuy, O. Jourdan, and M. Schnaiter, 2023: Investigating the vertical extent and short-wave radiative effects of ice phase in Arctic summer-time low-level clouds, *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions*, 1–30, <https://doi.org/10.5194/acp-2022-855>.
- Jayaweera, K. O., and T. Ohtake, 1973: Concentration of ice crystals in Arctic stratus clouds. *J. Rech. Atmos.*, 199–207.
- Jensen, A. A., J. Y. Harrington, H. Morrison, and J. A. Millbrandt, 2017: Predicting Ice Shape Evolution in a Bulk Microphysics Model. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **74**, 2081–2104, <https://doi.org/10.1175/JAS-D-16-0350.1>.
- Jensen, E. J., and Coauthors, 1998: Environmental conditions required for contrail formation and persistence. *J. Geophys. Res.*, **103**, 3929–3936, <https://doi.org/10.1029/97JD02808>.
- Jensen, E. J., and Coauthors, 2009: On the importance of small ice crystals in tropical anvil cirrus. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **9**, 5519–5537, <https://doi.org/10.5194/acp-9-5519-2009>.
- Jensen, E. J., S. C. van den Heever, and L. D. Grant, 2018: The Life Cycles of Ice Crystals Detained From the Tops of Deep Convection: ANVIL ICE LIFECYCLE. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **123**, 9624–9634, <https://doi.org/10.1029/2018JD028832>.
- Jiang, H., W. R. Cotton, J. O. Pinto, J. A. Curry, and M. J. Weissbluth, 2000a: Cloud Resolving Simulations of Mixed-Phase Arctic Stratus Observed during BASE: Sensitivity to Concentration of Ice Crystals and Large-Scale Heat and Moisture Advection. *J. Atmos. Sci.*, **57**, 2105–2117, [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(2000\)057<2105:CRSOMP>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(2000)057<2105:CRSOMP>2.0.CO;2).

- , —, —, —, and —, 2000b: Cloud Resolving Simulations of Mixed-Phase Arctic Stratus Observed during BASE: Sensitivity to Concentration of Ice Crystals and Large-Scale Heat and Moisture Advection. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **57**, 2105–2117, [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(2000\)057<2105:CRSOMP>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(2000)057<2105:CRSOMP>2.0.CO;2).
- Johnson, R. A., and D. J. Wichern, 1998: Applied Multivariate Statistical Analysis. <https://idoc.pub/documents/applied-multivariate-statistical-analysis-by-johnson-and-wichernpdf-jlk92wmjv545> (Accessed August 24, 2022).
- Jones, H. M., and Coauthors, 2012: A methodology for in-situ and remote sensing of microphysical and radiative properties of contrails as they evolve into cirrus. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **12**, 8157–8175, <https://doi.org/10.5194/acp-12-8157-2012>.
- Jourdan, O., S. Oshchepkov, J.-F. Gayet, V. Shcherbakov, and H. Isaka, 2003a: Statistical analysis of cloud light scattering and microphysical properties obtained from airborne measurements. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **108**, <https://doi.org/10.1029/2002JD002723>.
- Jourdan, O., S. Oshchepkov, V. Shcherbakov, J.-F. Gayet, and H. Isaka, 2003b: Assessment of cloud optical parameters in the solar region: Retrievals from airborne measurements of scattering phase functions. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **108**, <https://doi.org/10.1029/2003JD003493>.
- Jourdan, O., A. A. Kokhanovsky, and J. P. Burrows, 2007: Calibration of SCIAMACHY Using AATSR Top-of-Atmosphere Reflectance Over a Hurricane. *IEEE Geosci. Remote Sensing Lett.*, **4**, 8–12, <https://doi.org/10.1109/LGRS.2006.881726>.
- Jourdan, O., and Coauthors, 2010: Coupling of the microphysical and optical properties of an Arctic nimbostratus cloud during the ASTAR 2004 experiment: Implications for light-scattering modeling. *J. Geophys. Res.*, **115**, D23206, <https://doi.org/10.1029/2010JD014016>.
- Jourdan, O., G. Mioche, and J.-F. Gayet, 2017: Les recherches en régions polaires. *Des volcans aux nuages*, Vol. 2 of, *Revue d'Auvergne*, 65–98.
- Jung, T., and Coauthors, 2016: Advancing Polar Prediction Capabilities on Daily to Seasonal Time Scales. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **97**, 1631–1647, <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-14-00246.1>.
- Jurkat, T., and Coauthors, 2010: Airborne stratospheric ITCIMS measurements of SO₂, HCl, and HNO₃ in the aged plume of volcano Kasatochi. *J. Geophys. Res.*, **115**, D00L17, <https://doi.org/10.1029/2010JD013890>.
- Jurkat, T., S. Kaufmann, C. Voigt, D. Schäuble, P. Jeßberger, and H. Ziereis, 2016: The airborne mass spectrometer AIMS – Part 2: Measurements of trace gases with stratospheric or tropospheric origin in the UTLS. *Atmos. Meas. Tech.*, **9**, 1907–1923, <https://doi.org/10.5194/amt-9-1907-2016>.
- Kahnert, M., T. Nousiainen, M. A. Thomas, and J. Tyynelä, 2012: Light scattering by particles with small-scale surface roughness: Comparison of four classes of model geometries. *Journal of Quantitative Spectroscopy & Radiative Transfer*, **113**, 2356–2367, <https://doi.org/10.1016/j.jqsrt.2012.03.017>.
- Kalesse, H., and Coauthors, 2016: Understanding Rapid Changes in Phase Partitioning between Cloud Liquid and Ice in Stratiform Mixed-Phase Clouds: An Arctic Case Study. *Monthly Weather Review*, **144**, 4805–4826, <https://doi.org/10.1175/MWR-D-16-0155.1>.
- Kanji, Z. A., and J. P. D. Abbatt, 2010: Ice Nucleation onto Arizona Test Dust at Cirrus Temperatures: Effect of Temperature and Aerosol Size on Onset Relative Humidity. *J. Phys. Chem. A*, **114**, 935–941, <https://doi.org/10.1021/jp908661m>.
- Kanji, Z. A., L. A. Ladino, H. Wex, Y. Boose, M. Burkert-Kohn, D. J. Cziczó, and M. Krämer, 2017: Overview of Ice Nucleating Particles. *Meteorological Monographs*, **58**, 1.1–1.33, <https://doi.org/10.1175/AMSMONOGRAPH-D-16-0006.1>.
- Kärcher, B., and U. Lohmann, 2002: A parameterization of cirrus cloud formation: Homogeneous freezing of supercooled aerosols. <https://doi.org/10.1029/2001JD000470>.
- , and F. Yu, 2009: Role of aircraft soot emissions in contrail formation. *Geophysical Research Letters*, **36**, <https://doi.org/10.1029/2008GL036649>.
- , and C. Voigt, 2017: Susceptibility of contrail ice crystal numbers to aircraft soot particle emissions: CONTRAIL ICE FORMATION EFFICIENCY. *Geophys. Res. Lett.*, **44**, 8037–8046, <https://doi.org/10.1002/2017GL074949>.
- , T. Peter, U. M. Biermann, and U. Schumann, 1996: The Initial Composition of Jet Condensation Trails. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **53**, 3066–3083, [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1996\)053<3066:TICOJC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1996)053<3066:TICOJC>2.0.CO;2).
- Karlsson, J., and G. Svensson, 2011: The simulation of Arctic clouds and their influence on the winter surface temperature in present-day climate in the CMIP3 multi-model dataset. *Clim Dyn*, **36**, 623–635, <https://doi.org/10.1007/s00382-010-0758-6>.
- Karlsson, J., and G. Svensson, 2013: Consequences of poor representation of Arctic sea-ice albedo and cloud-radiation interactions in the CMIP5 model ensemble: ARCTIC SEA-ICE ALBEDO IN THE CMIP5 ENSEMBLE. *Geophys. Res. Lett.*, **40**, 4374–4379, <https://doi.org/10.1002/grl.50768>.
- Kaufmann, S., C. Voigt, P. Jeßberger, T. Jurkat, H. Schlager, A. Schwarzenboeck, M. Klingebiel, and T. Thornberry, 2014: In situ measurements of ice saturation in young contrails. *Geophysical Research Letters*, **41**, 702–709, <https://doi.org/10.1002/2013GL058276>.
- Kay, J. E., and A. Gettelman, 2009: Cloud influence on and response to seasonal Arctic sea ice loss. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **114**, <https://doi.org/10.1029/2009JD011773>.
- , and T. L'Ecuyer, 2013: Observational constraints on Arctic Ocean clouds and radiative fluxes during the early 21st century. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **118**, 7219–7236, <https://doi.org/10.1002/jgrd.50489>.
- , M. M. Holland, C. M. Bitz, E. Blanchard-Wrigglesworth, A. Gettelman, A. Conley, and D. Bailey, 2012: The Influence of Local Feedbacks and Northward Heat Transport on the Equilibrium Arctic Climate Response to Increased Greenhouse Gas Forcing. *Journal of Climate*, **25**, 5433–5450, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00622.1>.
- , L. Bourdages, N. B. Miller, A. Morrison, V. Yettella, H. Chepfer, and B. Eaton, 2016a: Evaluating and improving cloud phase in the Community Atmosphere Model version 5 using spaceborne lidar observations. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **121**, 4162–4176, <https://doi.org/10.1002/2015JD024699>.
- , T. L'Ecuyer, H. Chepfer, N. Loeb, A. Morrison, and G. Cesana, 2016b: Recent Advances in Arctic Cloud and Climate Research. *Curr Clim Change Rep*, **2**, 159–169, <https://doi.org/10.1007/s40641-016-0051-9>.
- Kaye, P. H., E. Hirst, R. S. Greenaway, Z. Ulanowski, E. Hesse, P. J. DeMott, C. Saunders, and P. Connolly, 2008: Classifying atmospheric ice crystals by spatial light scattering. *Opt. Lett.*, **33**, 1545–1547, <https://doi.org/10.1364/OL.33.001545>.

- Keen, A., and Coauthors, 2021: An inter-comparison of the mass budget of the Arctic sea ice in CMIP6 models. *The Cryosphere*, **15**, 951–982, <https://doi.org/10.5194/tc-15-951-2021>.
- Keita, S., E. Girard, J.-C. Raut, J. Pelon, J.-P. Blanchet, O. Lemoine, and T. Onishi, 2019: Simulating Arctic Ice Clouds during Spring Using an Advanced Ice Cloud Microphysics in the WRF Model. *Atmosphere*, **10**, 433, <https://doi.org/10.3390/atmos10080433>.
- Keita, S. A., E. Girard, J.-C. Raut, M. Leriche, J.-P. Blanchet, J. Pelon, T. Onishi, and A. Cirisan, 2020: A new parameterization of ice heterogeneous nucleation coupled to aerosol chemistry in WRF-Chem model version 3.5.1: evaluation through ISDAC measurements. *Geosci. Model Dev.*, **13**, 5737–5755, <https://doi.org/10.5194/gmd-13-5737-2020>.
- Kienast-Sjögren, E., C. Rolf, P. Seifert, U. K. Krieger, B. P. Luo, M. Krämer, and T. Peter, 2016: Climatological and radiative properties of midlatitude cirrus clouds derived by automatic evaluation of lidar measurements. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **16**, 7605–7621, <https://doi.org/10.5194/acp-16-7605-2016>.
- King, J. C., and Coauthors, 2015: Validation of the summertime surface energy budget of Larsen C Ice Shelf (Antarctica) as represented in three high-resolution atmospheric models. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **120**, 1335–1347, <https://doi.org/10.1002/2014JD022604>.
- Klein, S. A., and Coauthors, 2009: Intercomparison of model simulations of mixed-phase clouds observed during the ARM Mixed-Phase Arctic Cloud Experiment. I: single-layer cloud. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **135**, 979–1002, <https://doi.org/10.1002/qj.416>.
- Klingebiel, M., and Coauthors, 2015: Arctic low-level boundary layer clouds: in situ measurements and simulations of mono- and bimodal supercooled droplet size distributions at the top layer of liquid phase clouds. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **15**, 617–631, <https://doi.org/10.5194/acp-15-617-2015>.
- Knollenberg, R. G., 1981: TECHNIQUES FOR PROBING CLOUD MICROSTRUCTURE. *Clouds their Formation, Optical Properties, and Effects*, P.V. Hobbs and A. Deepak, Eds., Academic Press, 15–91.
- Knopf, D. A., P. A. Alpert, B. Wang, R. E. O'Brien, S. T. Kelly, A. Laskin, M. K. Gilles, and R. C. Moffet, 2014: Microspectroscopic imaging and characterization of individually identified ice nucleating particles from a case field study. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **119**, 10,365–10,381, <https://doi.org/10.1002/2014JD021866>.
- Koelemeijer, R. B. A., and P. Stammes, 1999: Effects of clouds on ozone column retrieval from GOME UV measurements. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **104**, 8281–8294, <https://doi.org/10.1029/1999JD900012>.
- , —, J. W. Hovenier, and J. F. de Haan, 2001: A fast method for retrieval of cloud parameters using oxygen A band measurements from the Global Ozone Monitoring Experiment. *J. Geophys. Res.*, **106**, 3475–3490, <https://doi.org/10.1029/2000JD900657>.
- Köhler, H., 1936: The nucleus in and the growth of hygroscopic droplets. *Trans. Faraday Soc.*, **32**, 1152–1161, <https://doi.org/10.1039/TF9363201152>.
- Koike, M., and Coauthors, 2019: Year-Round In Situ Measurements of Arctic Low-Level Clouds: Microphysical Properties and Their Relationships With Aerosols. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **124**, 1798–1822, <https://doi.org/10.1029/2018JD029802>.
- Kokhanovsky, A. A., and V. V. Rozanov, 2008: The uncertainties of satellite DOAS total ozone retrieval for a cloudy sky. *Atmospheric Research*, **87**, 27–36, <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2007.04.006>.
- Kokhanovsky, A. A., O. Jourdan, and J. P. Burrows, 2006: The Cloud Phase Discrimination From a Satellite. *IEEE Geosci. Remote Sensing Lett.*, **3**, 103–106, <https://doi.org/10.1109/LGRS.2005.858487>.
- Komurcu, M., and Coauthors, 2014: Intercomparison of the cloud water phase among global climate models. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **119**, 3372–3400, <https://doi.org/10.1002/2013JD021119>.
- Koop, T., and B. J. Murray, 2016: A physically constrained classical description of the homogeneous nucleation of ice in water. *The Journal of Chemical Physics*, **145**, 211915, <https://doi.org/10.1063/1.4962355>.
- Koptev, A. P., and A. I. Voskresenskii, 1962: On the radiation properties of clouds. *Proc Arct. Antarct. Res Inst*, **239**, 39–47.
- Korolev, A., 2007: Limitations of the Wegener–Bergeron–Findeisen Mechanism in the Evolution of Mixed-Phase Clouds. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **64**, 3372–3375, <https://doi.org/10.1175/JAS4035.1>.
- , and G. Isaac, 2003: Phase transformation of mixed-phase clouds. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **129**, 19–38, <https://doi.org/10.1256/qj.01.203>.
- , and G. A. Isaac, 2006: Relative Humidity in Liquid, Mixed-Phase, and Ice Clouds. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **63**, 2865–2880, <https://doi.org/10.1175/JAS3784.1>.
- Korolev, A., and P. R. Field, 2015: Assessment of the performance of the inter-arrival time algorithm to identify ice shattering artifacts in cloud particle probe measurements. *Atmos. Meas. Tech.*, **8**, 761–777, <https://doi.org/10.5194/amt-8-761-2015>.
- Korolev, A., E. Emery, and K. Creelman, 2013a: Modification and Tests of Particle Probe Tips to Mitigate Effects of Ice Shattering. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **30**, 690–708, <https://doi.org/10.1175/JTECH-D-12-00142.1>.
- Korolev, A., J. W. Strapp, G. A. Isaac, and E. Emery, 2013b: Improved Airborne Hot-Wire Measurements of Ice Water Content in Clouds. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **30**, 2121–2131, <https://doi.org/10.1175/JTECH-D-13-00007.1>.
- , and Coauthors, 2017: Mixed-Phase Clouds: Progress and Challenges. *Meteorological Monographs*, **58**, 5.1–5.50, <https://doi.org/10.1175/AMSMONOGRAPHIS-D-17-0001.1>.
- Korolev, A., and Coauthors, 2020: A new look at the environmental conditions favorable to secondary ice production. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **20**, 1391–1429, <https://doi.org/10.5194/acp-20-1391-2020>.
- Korolev, A. V., J. W. Strapp, G. A. Isaac, and A. N. Nevzorov, 1998: The Nevzorov Airborne Hot-Wire LWC–TWC Probe: Principle of Operation and Performance Characteristics. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **15**, 1495–1510, [https://doi.org/10.1175/1520-0426\(1998\)015<1495:TNAHWL>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0426(1998)015<1495:TNAHWL>2.0.CO;2).
- Korolev, A. V., G. A. Isaac, J. W. Strapp, and A. N. Nevzorov, 1999: In situ measurements of effective diameter and effective droplet number concentration. *J. Geophys. Res.*, **104**, 3993–4003, <https://doi.org/10.1029/1998JD200071>.
- , —, S. G. Cober, J. W. Strapp, and J. Hallett, 2003: Microphysical characterization of mixed-phase clouds. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **129**, 39–65, <https://doi.org/10.1256/qj.01.204>.

- Korolev, A. V., J. W. Strapp, G. A. Isaac, and E. Emery, 2008: Improved airborne hot-wire measurements of ice water content in clouds. Vol. Int. Comm. on Clouds and Precip. of, International Conference on Clouds and Precipitation, Cancun, Mexique.
- , E. F. Emery, J. W. Strapp, S. G. Cober, G. A. Isaac, M. Wasey, and D. Marcotte, 2011: Small Ice Particles in Tropospheric Clouds: Fact or Artifact? Airborne Icing Instrumentation Evaluation Experiment. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **92**, 967–973, <https://doi.org/10.1175/2010BAMS3141.1>.
- Kox, S., L. Bugliaro, and A. Ostler, 2014: Retrieval of cirrus cloud optical thickness and top altitude from geostationary remote sensing. *Atmos. Meas. Tech.*, **7**, 3233–3246, <https://doi.org/10.5194/amt-7-3233-2014>.
- Krämer, M., and Coauthors, 2009: Ice supersaturations and cirrus cloud crystal numbers. *Atmos. Chem. Phys.*, **9**, 3505–3522, <https://doi.org/10.5194/acp-9-3505-2009>.
- Krämer, M., and Coauthors, 2016: A microphysics guide to cirrus clouds – Part 1: Cirrus types. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **16**, 3463–3483, <https://doi.org/10.5194/acp-16-3463-2016>.
- , and Coauthors, 2020: A microphysics guide to cirrus – Part 2: Climatologies of clouds and humidity from observations. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **20**, 12569–12608, <https://doi.org/10.5194/acp-20-12569-2020>.
- Kretzschmar, J., M. Salzmann, J. Mülmenstädt, and J. Quaas, 2019: Arctic clouds in ECHAM6 and their sensitivity to cloud microphysics and surface fluxes. *Atmos. Chem. Phys.*, **19**, 10571–10589, <https://doi.org/10.5194/acp-19-10571-2019>.
- , J. Stapf, D. Klocke, M. Wendisch, and J. Quaas, 2020: Employing airborne radiation and cloud microphysics observations to improve cloud representation in ICON at kilometer-scale resolution in the Arctic. *Atmos. Chem. Phys.*, **20**, 13145–13165, <https://doi.org/10.5194/acp-20-13145-2020>.
- Krijger, J. M., M. van Weele, I. Aben, and R. Frey, 2007: Technical Note: The effect of sensor resolution on the number of cloud-free observations from space. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **7**, 2881–2891, <https://doi.org/10.5194/acp-7-2881-2007>.
- Krishfield, R. A., and D. K. Perovich, 2005: Spatial and temporal variability of oceanic heat flux to the Arctic ice pack. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **110**, <https://doi.org/10.1029/2004JC002293>.
- Kristjánsson, J. E., J. M. Edwards, and D. L. Mitchell, 2000: Impact of a new scheme for optical properties of ice crystals on climates of two GCMs. *J. Geophys. Res.*, **105**, 10063–10079, <https://doi.org/10.1029/2000JD900015>.
- Kuebbeler, M., U. Lohmann, J. Hendricks, and B. Kärcher, 2014: Dust ice nuclei effects on cirrus clouds. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **14**, 3027–3046, <https://doi.org/10.5194/acp-14-3027-2014>.
- Kuhn, T., and A. J. Heymsfield, 2016: In Situ Balloon-Borne Ice Particle Imaging in High-Latitude Cirrus. *Pure Appl. Geophys.*, **173**, 3065–3084, <https://doi.org/10.1007/s00024-016-1324-x>.
- Kwok, R., 2018: Arctic sea ice thickness, volume, and multiyear ice coverage: losses and coupled variability (1958–2018). *Environ. Res. Lett.*, **13**, 105005, <https://doi.org/10.1088/1748-9326/aae3ec>.
- Lacagnina, C., O. P. Hasekamp, and O. Torres, 2017: Direct radiative effect of aerosols based on PARASOL and OMI satellite observations. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **122**, 2366–2388, <https://doi.org/10.1002/2016JD025706>.
- Lafont, D., O. Jourdan, and B. Guillemet, 2006: Mesoscale cloud pattern classification over ocean with a neural network using a new index of cloud variability. *International Journal of Remote Sensing*, **27**, 3533–3552, <https://doi.org/10.1080/01431160500192512>.
- Lampert, A., and Coauthors, inc. O. Jourdan, 2009: Microphysical and radiative characterization of a subvisible midlevel Arctic ice cloud by airborne observations – a case study. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **9**, 2647–2661, <https://doi.org/10.5194/acp-9-2647-2009>.
- Lance, S., C. A. Brock, D. Rogers, and J. A. Gordon, 2010: Water droplet calibration of the Cloud Droplet Probe (CDP) and in-flight performance in liquid, ice and mixed-phase clouds during ARCPAC. *Atmospheric Measurement Techniques*, **3**, 1683–1706, <https://doi.org/10.5194/amt-3-1683-2010>.
- , and Coauthors, 2011: Cloud condensation nuclei as a modulator of ice processes in Arctic mixed-phase clouds. *Atmos. Chem. Phys.*, **11**, 8003–8015, <https://doi.org/10.5194/acp-11-8003-2011>.
- Lauber, A., A. Kiselev, T. Pander, P. Handmann, and T. Leisner, 2018: Secondary Ice Formation during Freezing of Levitated Droplets. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **75**, 2815–2826, <https://doi.org/10.1175/JAS-D-18-0052.1>.
- Law, K. S., and Coauthors, 2014: Arctic Air Pollution: New Insights from POLARCAT-IPY. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **95**, 1873–1895, <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-13-00017.1>.
- Lawson, R. P., and B. A. Baker, 2006: Improvement in Determination of Ice Water Content from Two-Dimensional Particle Imagery. Part II: Applications to Collected Data. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **45**, 1291–1303.
- , A. J. Heymsfield, S. M. Aulenbach, and T. L. Jensen, 1998: Shapes, sizes and light scattering properties of ice crystals in cirrus and a persistent contrail during SUCCESS. *Geophysical Research Letters*, **25**, 1331–1334, <https://doi.org/10.1029/98GL00241>.
- , B. A. Baker, C. G. Schmitt, and T. L. Jensen, 2001: An overview of microphysical properties of Arctic clouds observed in May and July 1998 during FIRE ACE. *J. Geophys. Res.*, **106**, 14989–15014, <https://doi.org/10.1029/2000JD900789>.
- , B. Baker, B. Pilon, and Q. Mo, 2006: In Situ Observations of the Microphysical Properties of Wave, Cirrus, and Anvil Clouds. Part II: Cirrus Clouds. *J. Atmos. Sci.*, **63**, 3186–3203, <https://doi.org/10.1175/JAS3803.1>.
- , E. Jensen, D. L. Mitchell, B. Baker, Q. Mo, and B. Pilon, 2010: Microphysical and radiative properties of tropical clouds investigated in TC4 and NAMMA. *J. Geophys. Res.*, **115**, D00J08, <https://doi.org/10.1029/2009JD013017>.
- Lawson, R. P., and Coauthors, 2019: A Review of Ice Particle Shapes in Cirrus formed In Situ and in Anvils. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **124**, 10049–10090, <https://doi.org/10.1029/2018JD030122>.
- Leaitch, W. R., and Coauthors, 2016: Effects of 20–100 nm particles on liquid clouds in the clean summertime Arctic. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **16**, 11107–11124, <https://doi.org/10.5194/acp-16-11107-2016>.
- Lee, D. S., and Coauthors, 2010: Transport impacts on atmosphere and climate: Aviation. *Atmospheric Environment*, **44**, 4678–4734, <https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2009.06.005>.

- Lee, S. S., and Coauthors, 2018: Effects of model resolution and parameterizations on the simulations of clouds, precipitation, and their interactions with aerosols. *Atmos. Chem. Phys.*, **18**, 13–29, <https://doi.org/10.5194/acp-18-13-2018>.
- Lefèvre, Rémi, 2007: Physique de la mesure de la sonde CPI pour la mesure des propriétés des cristaux de glace. Application aux observations réalisées durant la campagne ASTAR 2004. Université Blaise Pascal, .
- Legendre, P., and L. Legendre, 1998: Numerical Ecology, Volume 24 - 2nd Edition. <https://www.elsevier.com/books/numerical-ecology/legendre/978-0-444-89249-2> (Accessed August 24, 2022).
- Legrand, M., C. Pietras, G. Brogniez, M. Haeffelin, N. K. Abuhassan, and M. Sicard, 2000: A High-Accuracy Multiwavelength Radiometer for In Situ Measurements in the Thermal Infrared. Part I: Characterization of the Instrument. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **17**, 1203–1214, [https://doi.org/10.1175/1520-0426\(2000\)017<1203:AHAMRF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0426(2000)017<1203:AHAMRF>2.0.CO;2).
- Leinonen, J., and W. Szyrmer, 2015: Radar signatures of snowflake riming: A modeling study. *Earth and Space Science*, **2**, 346–358, <https://doi.org/10.1002/2015EA000102>.
- Leinonen, J., D. Moisseev, and T. Nousiainen, 2013: Linking snowflake microstructure to multi-frequency radar observations. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **118**, 3259–3270, <https://doi.org/10.1002/jgrd.50163>.
- Leisner, T., and T. Leisner, 2014: Secondary ice processes upon heterogeneous freezing of cloud droplets. 14th Conference on Cloud Physics/14th Conference on Atmospheric Radiation/Anthony Slingo Symposium, AMS <https://ams.confex.com/ams/14CLOUD14ATRAD/webprogram/Paper250221.html> (Accessed August 24, 2022).
- Lembo, V., V. Lucarini, and F. Ragone, 2020: Beyond Forcing Scenarios: Predicting Climate Change through Response Operators in a Coupled General Circulation Model. *Scientific Reports*, <https://doi.org/10.1038/s41598-020-65297-2>.
- Lenaerts, J. T. M., K. Van Tricht, S. Lhermitte, and T. S. L'Ecuyer, 2017: Polar clouds and radiation in satellite observations, reanalyses, and climate models: POLAR CLOUDS AND RADIATION. *Geophys. Res. Lett.*, **44**, 3355–3364, <https://doi.org/10.1002/2016GL072242>.
- , A. Gettelman, K. Van Tricht, L. van Kampenhout, and N. B. Miller, 2020: Impact of Cloud Physics on the Greenland Ice Sheet Near-Surface Climate: A Study With the Community Atmosphere Model. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **125**, e2019JD031470, <https://doi.org/10.1029/2019JD031470>.
- Leroy, D., E. Fontaine, A. Schwarzenboeck, and J. W. Strapp, 2016: Ice Crystal Sizes in High Ice Water Content Clouds. Part I: On the Computation of Median Mass Diameter from In Situ Measurements. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **33**, 2461–2476, <https://doi.org/10.1175/JTECH-D-15-0151.1>.
- , and Coauthors, 2017: Ice Crystal Sizes in High Ice Water Content Clouds. Part II: Statistics of Mass Diameter Percentiles in Tropical Convection Observed during the HAIC/HIWC Project. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **34**, 117–136, <https://doi.org/10.1175/JTECH-D-15-0246.1>.
- Levelt, P. F., and Coauthors, 2006: The ozone monitoring instrument. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **44**, 1093–1101, <https://doi.org/10.1109/TGRS.2006.872333>.
- Lewellen, D. C., and W. S. Lewellen, 2001: Effects of aircraft wake dynamics on measured and simulated NOx and HOx wake chemistry. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **106**, 27661–27672, <https://doi.org/10.1029/2001JD000531>.
- Li, J.-L. F., W.-L. Lee, D. E. Waliser, J. David Neelin, J. P. Stachnik, and T. Lee, 2014: Cloud-precipitation-radiation-dynamics interaction in global climate models: A snow and radiation interaction sensitivity experiment: LI ET AL. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **119**, 3809–3824, <https://doi.org/10.1002/2013JD021038>.
- Li, Z., K.-M. Xu, and A. Cheng, 2017: The Response of Simulated Arctic Mixed-Phase Stratocumulus to Sea Ice Cover Variability in the Absence of Large-Scale Advection. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **122**, 12,335–12,352, <https://doi.org/10.1002/2017JD027086>.
- Libbrecht, K. G., 2005: The physics of snow crystals. *Rep. Prog. Phys.*, **68**, 855–895, <https://doi.org/10.1088/0034-4885/68/4/R03>.
- Liou, K. N., 2002: *An Introduction to Atmospheric Radiation*. Academic Press, 599 pp.
- , and P. Yang, 2016: Light Scattering by Ice Crystals | Atmospheric science and meteorology. *Cambridge University Press*, <https://www.cambridge.org/us/academic/subjects/earth-and-environmental-science/atmospheric-science-and-meteorology/light-scattering-ice-crystals-fundamentals-and-applications>, <https://www.cambridge.org/us/academic/subjects/earth-and-environmental-science/atmospheric-science-and-meteorology> (Accessed April 16, 2022).
- Listowski, C., and T. Lachlan-Cope, 2017: The microphysics of clouds over the Antarctic Peninsula – Part 2: modelling aspects within Polar WRF. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **17**, 10195–10221, <https://doi.org/10.5194/acp-17-10195-2017>.
- , J. Delanoë, A. Kirchgaessner, T. Lachlan-Cope, and J. King, 2019: Antarctic clouds, supercooled liquid water and mixed phase, investigated with DARDAR: geographical and seasonal variations. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **19**, 6771–6808, <https://doi.org/10.5194/acp-19-6771-2019>.
- Liu, C., R. Lee Panetta, and P. Yang, 2012a: Application of the pseudo-spectral time domain method to compute particle single-scattering properties for size parameters up to 200. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, **113**, 1728–1740, <https://doi.org/10.1016/j.jqsrt.2012.04.021>.
- , R. L. Panetta, and P. Yang, 2014: The effective equivalence of geometric irregularity and surface roughness in determining particle single-scattering properties. *Opt. Express, OE*, **22**, 23620–23627, <https://doi.org/10.1364/OE.22.023620>.
- Liu, Q. H., 1997: The PSTD algorithm: A time-domain method requiring only two cells per wavelength. *Microwave and Optical Technology Letters*, **15**, 158–165, [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1098-2760\(19970620\)15:3<158::AID-MOP11>3.0.CO;2-3](https://doi.org/10.1002/(SICI)1098-2760(19970620)15:3<158::AID-MOP11>3.0.CO;2-3).
- Liu, X., M. J. Newchurch, R. Loughman, and P. K. Bhartia, 2004: Errors resulting from assuming opaque Lambertian clouds in TOMS ozone retrieval. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, **85**, 337–365, [https://doi.org/10.1016/S0022-4073\(03\)00231-0](https://doi.org/10.1016/S0022-4073(03)00231-0).
- Liu, Y., S. A. Ackerman, B. C. Maddux, J. R. Key, and R. A. Frey, 2010: Errors in Cloud Detection over the Arctic Using a Satellite Imager and Implications for Observing Feedback Mechanisms. *Journal of Climate*, **23**, 1894–1907, <https://doi.org/10.1175/2009JCLI3386.1>.
- , J. R. Key, S. A. Ackerman, G. G. Mace, and Q. Zhang, 2012b: Arctic cloud macrophysical characteristics from CloudSat and CALIPSO. *Remote Sensing of Environment*, **124**, 159–173, <https://doi.org/10.1016/j.rse.2012.05.006>.

- , —, —, —, and —, 2012c: Arctic cloud microphysical characteristics from CloudSat and CALIPSO. *Remote Sensing of Environment*, **124**, 159–173, <https://doi.org/10.1016/j.rse.2012.05.006>.
- , —, Z. Liu, X. Wang, and S. J. Vavrus, 2012d: A cloudier Arctic expected with diminishing sea ice: CLOUDIER ARCTIC WITH DIMINISHING SEA ICE. *Geophys. Res. Lett.*, **39**, n/a-n/a, <https://doi.org/10.1029/2012GL051251>.
- Liu, Y., J. Zhang, G. Wang, G. Wang, J. Jin, C. Liu, S. Wan, and R. He, 2020: How do natural climate variability, anthropogenic climate and basin underlying surface change affect streamflows? A three-source attribution framework and application. <https://doi.org/10.1016/J.JHER.2018.08.005>.
- Lloyd, G., and Coauthors, 2015: Observations and comparisons of cloud microphysical properties in spring and summertime Arctic stratocumulus clouds during the ACCACIA campaign. *Atmos. Chem. Phys.*, **15**, 3719–3737, <https://doi.org/10.5194/acp-15-3719-2015>.
- Locatelli, J. D., and P. V. Hobbs, 1974: Fall speeds and masses of solid precipitation particles. *Journal of Geophysical Research (1896-1977)*, **79**, 2185–2197, <https://doi.org/10.1029/JC079i015p02185>.
- Loeb, N. G., B. A. Wielicki, D. R. Doelling, G. L. Smith, D. F. Keyes, S. Kato, N. Manalo-Smith, and T. Wong, 2009: Toward Optimal Closure of the Earth's Top-of-Atmosphere Radiation Budget. *Journal of Climate*, **22**, 748–766, <https://doi.org/10.1175/2008JCLI2637.1>.
- , and Coauthors, 2018: Impact of Ice Cloud Microphysics on Satellite Cloud Retrievals and Broadband Flux Radiative Transfer Model Calculations. *Journal of Climate*, **31**, 1851–1864, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-17-0426.1>.
- Loewe, K., A. M. L. Ekman, M. Paukert, J. Sedlar, M. Tjernström, and C. Hoese, 2017: Modelling micro- and macrophysical contributors to the dissipation of an Arctic mixed-phase cloud during the Arctic Summer Cloud Ocean Study (ASCOS). *Atmos. Chem. Phys.*, **17**, 6693–6704, <https://doi.org/10.5194/acp-17-6693-2017>.
- 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**, 16305, <https://doi.org/10.1029/95JD01383>.
- Lohmann, U., and J. Feichter, 2005: Global indirect aerosol effects: a review. *Atmos. Chem. Phys.*, **23**.
- Lohmann, U., P. Spichtinger, S. Jess, T. Peter, and H. Smit, 2008: Cirrus cloud formation and ice supersaturated regions in a global climate model. *Environ. Res. Lett.*, **3**, 045022, <https://doi.org/10.1088/1748-9326/3/4/045022>.
- Lolli, S., and Coauthors, 2017: Daytime Top-of-the-Atmosphere Cirrus Cloud Radiative Forcing Properties at Singapore. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **56**, 1249–1257, <https://doi.org/10.1175/JAMC-D-16-0262.1>.
- Loyer, L., J.-C. Raut, C. Di Biagio, J. Maillard, V. Mariage, and J. Pelon, 2021: Radiative fluxes in the High Arctic region derived from ground-based lidar measurements onboard drifting buoys. *Atmospheric Measurement Techniques Discussions*, 1–29, <https://doi.org/10.5194/amt-2021-326>.
- de Lozar, A., and L. Muesle, 2016: Long-resident droplets at the stratocumulus top. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **16**, 6563–6576, <https://doi.org/10.5194/acp-16-6563-2016>.
- Lu, R.-S., G.-Y. Tian, D. Gledhill, and S. Ward, 2006: Grinding surface roughness measurement based on the co-occurrence matrix of speckle pattern texture. *Appl. Opt.*, **45**, 8839–8847, <https://doi.org/10.1364/AO.45.008839>.
- Lubin, D., and E. Morrow, 1998: Evaluation of an AVHRR Cloud Detection and Classification Method over the Central Arctic Ocean. *J. Appl. Meteor.*, **37**, 166–183, [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1998\)037<0166:EOAACD>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1998)037<0166:EOAACD>2.0.CO;2).
- Luebke, A. E., L. M. Avallone, C. Schiller, J. Meyer, C. Rolf, and M. Krämer, 2013: Ice water content of Arctic, midlatitude, and tropical cirrus – Part 2: Extension of the database and new statistical analysis. *Atmos. Chem. Phys.*, **13**, 6447–6459, <https://doi.org/10.5194/acp-13-6447-2013>.
- Luebke, A. E., and Coauthors, 2016: The origin of midlatitude ice clouds and the resulting influence on their microphysical properties. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **16**, 5793–5809, <https://doi.org/10.5194/acp-16-5793-2016>.
- Luo, Z., and W. B. Rossow, 2004: Characterizing Tropical Cirrus Life Cycle, Evolution, and Interaction with Upper-Tropospheric Water Vapor Using Lagrangian Trajectory Analysis of Satellite Observations. *Journal of Climate*, **17**, 4541–4563, <https://doi.org/10.1175/3222.1>.
- Lüpkes, Christof, Ehrlich, André, Wendisch, Manfred, Crewell, Susanne, and Mech, Mario, 2019: Master tracks in different resolutions during POLAR 5 campaign AFLUX 2019. 14 datasets, <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.902876>.
- Lynch, D. K., K. Sassen, D. O. Starr, and G. Stephens, 2002: *Cirrus*. Oxford University Press, 516 pp.
- Mace, G. G., and F. J. Wrenn, 2013: Evaluation of the Hydrometeor Layers in the East and West Pacific within ISCCP Cloud-Top Pressure–Optical Depth Bins Using Merged CloudSat and CALIPSO Data. *Journal of Climate*, **26**, 9429–9444, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00207.1>.
- , and Q. Zhang, 2014: The CloudSat radar-lidar geometrical profile product (RL-GeoProf): Updates, improvements, and selected results: CLOUDSAT RADAR-LIDAR GEOMETRICAL PROFILE. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **119**, 9441–9462, <https://doi.org/10.1002/2013JD021374>.
- , Y. Zhang, S. Platnick, M. D. King, P. Minnis, and P. Yang, 2005: Evaluation of Cirrus Cloud Properties Derived from MODIS Data Using Cloud Properties Derived from Ground-Based Observations Collected at the ARM SGP Site. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **44**, 221–240, <https://doi.org/10.1175/JAM2193.1>.
- , M. Deng, B. Soden, and E. Zipser, 2006: Association of Tropical Cirrus in the 10–15-km Layer with Deep Convective Sources: An Observational Study Combining Millimeter Radar Data and Satellite-Derived Trajectories. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **63**, 480–503, <https://doi.org/10.1175/JAS3627.1>.
- , Q. Zhang, M. Vaughan, R. Marchand, G. Stephens, C. Trepte, and D. Winker, 2009: A description of hydrometeor layer occurrence statistics derived from the first year of merged Cloudsat and CALIPSO data. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **114**, <https://doi.org/10.1029/2007JD009755>.
- Macke, A., J. Mueller, and E. Raschke, 1996: Single Scattering Properties of Atmospheric Ice Crystals. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **53**, 2813–2825, [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1996\)053<2813:SSPOAI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1996)053<2813:SSPOAI>2.0.CO;2).
- , P. N. Francis, G. M. McFarquhar, and S. Kinne, 1998: The Role of Ice Particle Shapes and Size Distributions in the Single Scattering Properties of Cirrus Clouds. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **55**, 2874–2883, [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1998\)055<2874:TROIPS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1998)055<2874:TROIPS>2.0.CO;2).

- Magee, N., and Coauthors, 2021: Captured cirrus ice particles in high definition. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **21**, 7171–7185, <https://doi.org/10.5194/acp-21-7171-2021>.
- Magee, N. B., A. Miller, M. Amaral, and A. Cumiskey, 2014: Mesoscopic surface roughness of ice crystals pervasive across a wide range of ice crystal conditions. *Atmos. Chem. Phys.*, **14**, 12357–12371, <https://doi.org/10.5194/acp-14-12357-2014>.
- Magono, C., and C. Lee, 1966: Meteorological classification of natural snow crystals. *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Ser.*, **7**, 321–335.
- Maillard, J., F. Ravetta, J.-C. Raut, V. Mariage, and J. Pelon, 2021: Characterisation and surface radiative impact of Arctic low clouds from the IAOS field experiment. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **21**, 4079–4101, <https://doi.org/10.5194/acp-21-4079-2021>.
- Marchand, R., G. G. Mace, T. Ackerman, and G. Stephens, 2008: Hydrometeor Detection Using Cloudsat—An Earth-Orbiting 94-GHz Cloud Radar. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **25**, 519–533, <https://doi.org/10.1175/2007JTECHA1006.1>.
- Marelle, L., J. -C. Raut, K. S. Law, and O. Duclaux, 2018: Current and Future Arctic Aerosols and Ozone From Remote Emissions and Emerging Local Sources—Modeled Source Contributions and Radiative Effects. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **123**, <https://doi.org/10.1029/2018JD028863>.
- Mariage, V., and Coauthors, 2017: IAOS microlidar-on-buoy development and first atmospheric observations obtained during 2014 and 2015 arctic drifts. *Opt. Express*, **25**, A73, <https://doi.org/10.1364/OE.25.000A73>.
- Martin, S. T., 2000: Phase Transitions of Aqueous Atmospheric Particles. *Chem. Rev.*, **100**, 3403–3454, <https://doi.org/10.1021/cr990034t>.
- 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, <https://doi.org/10.1029/2010JD014519>.
- Mason, B. J., 1954: Snow Crystals. Ukichiro Nakaya. Harvard University Press, 1954, 510 pages, 514 text-figures, 188 plates. \$10.00. *J. Glaciol.*, **2**, 444–444, <https://doi.org/10.3189/S0022143000016956>.
- Mason, R. H., and Coauthors, 2016: Size-resolved measurements of ice-nucleating particles at six locations in North America and one in Europe. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **16**, 1637–1651, <https://doi.org/10.5194/acp-16-1637-2016>.
- Massie, S. T., J. Gille, C. Craig, R. Khosravi, J. Barnett, W. Read, and D. Winker, 2010: HIRDLS and CALIPSO observations of tropical cirrus. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **115**, <https://doi.org/10.1029/2009JD012100>.
- Masson-Delmotte, V., and Coauthors, eds., 2021: *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press,.
- Matricardi, M., F. Chevallier, G. Kelly, and J.-N. Thépaut, 2004: An improved general fast radiative transfer model for the assimilation of radiance observations. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **130**, 153–173, <https://doi.org/10.1256/qj.02.181>.
- Maturilli, M., and M. Kayser, 2017: Arctic warming, moisture increase and circulation changes observed in the Ny-Ålesund homogenized radiosonde record. *Theor Appl Climatol*, **130**, 1–17, <https://doi.org/10.1007/s00704-016-1864-0>.
- Matus, A. V., and T. S. L'Ecuyer, 2017: The role of cloud phase in Earth's radiation budget: CLOUD PHASE IN EARTH'S RADIATION BUDGET. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **122**, 2559–2578, <https://doi.org/10.1002/2016JD025951>.
- McCluskey, C. S., and Coauthors, 2017: A Dynamic Link between Ice Nucleating Particles Released in Nascent Sea Spray Aerosol and Oceanic Biological Activity during Two Mesocosm Experiments. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **74**, 151–166, <https://doi.org/10.1175/JAS-D-16-0087.1>.
- McConnell, J. R., and Coauthors, 2007: 20th-Century Industrial Black Carbon Emissions Altered Arctic Climate Forcing. *Science*, **317**, 1381–1384, <https://doi.org/10.1126/science.1144856>.
- McCoy, D. T., D. L. Hartmann, M. D. Zelinka, P. Ceppi, and D. P. Grosvenor, 2015: Mixed-phase cloud physics and Southern Ocean cloud feedback in climate models. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **120**, 9539–9554, <https://doi.org/10.1002/2015JD023603>.
- McFarquhar, G. M., G. Zhang, M. R. Poellot, G. L. Kok, R. McCoy, T. Tooman, A. Fridlind, and A. J. Heymsfield, 2007: Ice properties of single-layer stratocumulus during the Mixed-Phase Arctic Cloud Experiment: 1. Observations. *J. Geophys. Res.*, **112**, D24201, <https://doi.org/10.1029/2007JD008633>.
- , and Coauthors, 2011: Indirect and Semi-direct Aerosol Campaign: The Impact of Arctic Aerosols on Clouds. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **92**, 183–201, <https://doi.org/10.1175/2010BAMS2935.1>.
- , and Coauthors, 2017: Processing of Ice Cloud In Situ Data Collected by Bulk Water, Scattering, and Imaging Probes: Fundamentals, Uncertainties, and Efforts toward Consistency. *Meteorological Monographs*, **58**, 11.1–11.33, <https://doi.org/10.1175/AMSMONOGRAPH5-D-16-0007.1>.
- McFiggans, G., and Coauthors, 2006: The effect of physical and chemical aerosol properties on warm cloud droplet activation. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **6**, 2593–2649, <https://doi.org/10.5194/acp-6-2593-2006>.
- McIlhattan, E. A., T. S. L'Ecuyer, and N. B. Miller, 2017: Observational Evidence Linking Arctic Supercooled Liquid Cloud Biases in CESM to Snowfall Processes. *Journal of Climate*, **30**, 4477–4495, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0666.1>.
- , J. E. Kay, and T. S. L'Ecuyer, 2020: Arctic Clouds and Precipitation in the Community Earth System Model Version 2. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **125**, e2020JD032521, <https://doi.org/10.1029/2020JD032521>.
- Mech, M., L.-L. Kliensch, A. Anhäuser, T. Rose, P. Kollias, and S. Crewell, 2019: Microwave Radar/radiometer for Arctic Clouds (MiRAC): first insights from the ALOUD campaign. *Atmospheric Measurement Techniques*, **12**, 5019–5037, <https://doi.org/10.5194/amt-12-5019-2019>.
- Mech, M., and Coauthors, inc. O. Jourdan, 2022: MOSAiC-ACA and AFLUX : Arctic airborne campaigns characterizing the exit area of MOSAiC, *Earth Syst. Sci. Data*, **9**, 790, <https://doi.org/10.1038/s41597-022-01900-7>.
- Mellat, M., and Coauthors, 2021: Hydroclimatic Controls on the Isotopic ($\delta^{18}O$, δ^2H , d-excess) Traits of Pan-Arctic Summer Rainfall Events. *Front. Earth Sci.*, **9**, 651731, <https://doi.org/10.3389/feart.2021.651731>.
- Meyers, M. P., P. J. DeMott, and W. R. Cotton, 1992: New Primary Ice-Nucleation Parameterizations in an Explicit Cloud Model. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **31**, 708–721, [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1992\)031<0708:NPINPI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1992)031<0708:NPINPI>2.0.CO;2).
- Middlemas, E. A., J. E. Kay, B. M. Medeiros, and E. A. Maroon, 2020: Quantifying the Influence of Cloud Radiative Feedbacks on Arctic Surface Warming Using Cloud Locking in an Earth System Model. *Geophys. Res. Lett.*, **47**, <https://doi.org/10.1029/2020GL089207>.

- Mie, G., 1908: Beiträge zur Optik trüber Medien, speziell kolloidaler Metallösungen. *Ann. Phys.*, **330**, 377–445, <https://doi.org/10.1002/andp.19083300302>.
- Miller, N. B., M. D. Shupe, C. J. Cox, V. P. Walden, D. D. Turner, and K. Steffen, 2015: Cloud Radiative Forcing at Summit, Greenland. *Journal of Climate*, **28**, 6267–6280, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0076.1>.
- Miller, S. D., Y.-J. Noh, and A. K. Heidinger, 2014: Liquid-top mixed-phase cloud detection from shortwave-infrared satellite radiometer observations: A physical basis: Liquid-top mixed-phase cloud detection. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **119**, 8245–8267, <https://doi.org/10.1002/2013JD021262>.
- Miltenberger, A. K., P. R. Field, A. A. Hill, P. Rosenberg, B. J. Shipway, J. M. Wilkinson, R. Scovell, and A. M. Blyth, 2018: Aerosol–cloud interactions in mixed-phase convective clouds – Part 1: Aerosol perturbations. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **18**, 3119–3145, <https://doi.org/10.5194/acp-18-3119-2018>.
- Min, M., P. Wang, J. R. Campbell, X. Zong, and Y. Li, 2010: Midlatitude cirrus cloud radiative forcing over China. *J. Geophys. Res.*, **115**, D20210, <https://doi.org/10.1029/2010JD014161>.
- Minnis, P., D. F. Young, D. P. Garber, L. Nguyen, W. L. Smith, and R. Palikonda, 1998: Transformation of contrails into cirrus during SUCCESS. *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 1157–1160, <https://doi.org/10.1029/97GL03314>.
- Mioche, G., and O. Jourdan, 2018: Chapter 6 - Spaceborne Remote Sensing and Airborne In Situ Observations of Arctic Mixed-Phase Clouds. *Mixed-Phase Clouds*, C. Andronache, Ed., Elsevier, 121–150.
- , D. Josset, J.-F. Gayet, J. Pelon, A. Garnier, A. Minikin, and A. Schwarzenboeck, 2010: Validation of the CALIPSO-CALIOP extinction coefficients from in situ observations in midlatitude cirrus clouds during the CIRCLE-2 experiment. *J. Geophys. Res.*, **115**, D00H25, <https://doi.org/10.1029/2009JD012376>.
- Mioche, G., O. Jourdan, M. Ceccaldi, and J. Delanoë, 2015: Variability of mixed-phase clouds in the Arctic with a focus on the Svalbard region: a study based on spaceborne active remote sensing. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **15**, 2445–2461, <https://doi.org/10.5194/acp-15-2445-2015>.
- Mioche, G., O. Jourdan, and Coauthors, 2017: Vertical distribution of microphysical properties of Arctic springtime low-level mixed-phase clouds over the Greenland and Norwegian seas. *Atmos. Chem. Phys.*, **17**, 12845–12869, <https://doi.org/10.5194/acp-17-12845-2017>.
- Mioche, Guillaume, 2010: Validation des produits d'inversion des observations satellitaires CALIPSO et CloudSat pour la caractérisation des propriétés optiques et microphysiques des nuages de glace et en phase mixte. Université Blaise Pascal, .
- Mishchenko, M. I., and A. Macke, 1998: Incorporation of physical optics effects and computation of the Legendre expansion for ray-tracing phase functions involving δ -function transmission. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **103**, 1799–1805, <https://doi.org/10.1029/97JD03121>.
- , and L. D. Travis, 1998: Capabilities and limitations of a current FORTRAN implementation of the T-matrix method for randomly oriented, rotationally symmetric scatterers. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, **60**, 309–324, [https://doi.org/10.1016/S0022-4073\(98\)00008-9](https://doi.org/10.1016/S0022-4073(98)00008-9).
- , and A. Macke, 1999: How big should hexagonal ice crystals be to produce halos? *Appl. Opt.*, **38**, 1626, <https://doi.org/10.1364/AO.38.001626>.
- Mishchenko, M. I., W. B. Rossow, A. Macke, and A. A. Lacis, 1996a: Effect of particle nonsphericity on bidirectional reflectance of cirrus clouds. USDOE Office of Energy Research, Washington, DC (United States). Environmental Sciences Div., <https://www.osti.gov/biblio/263538-effect-particle-nonsphericity-bidirectional-reflectance-cirrus-clouds> (Accessed June 1, 2022).
- Mishchenko, M. I., L. D. Travis, and D. W. Mackowski, 1996b: T-matrix computations of light scattering by nonspherical particles: A review. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, **55**, 535–575, [https://doi.org/10.1016/0022-4073\(96\)00002-7](https://doi.org/10.1016/0022-4073(96)00002-7).
- , J. M. Dlugach, E. G. Yanovitskij, and N. T. Zakharova, 1999: Bidirectional reflectance of flat, optically thick particulate layers: an efficient radiative transfer solution and applications to snow and soil surfaces. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, **63**, 409–432, [https://doi.org/10.1016/S0022-4073\(99\)00028-X](https://doi.org/10.1016/S0022-4073(99)00028-X).
- Mitchell, D. L., 1996: Use of Mass- and Area-Dimensional Power Laws for Determining Precipitation Particle Terminal Velocities. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **53**, 1710–1723, [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1996\)053<1710:UOMAAD>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1996)053<1710:UOMAAD>2.0.CO;2).
- , R. P. d'Entremont, and R. P. Lawson, 2010: Inferring Cirrus Size Distributions through Satellite Remote Sensing and Microphysical Databases. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **67**, 1106–1125, <https://doi.org/10.1175/2009JAS150.1>.
- Möhler, O., 2005: Effect of sulfuric acid coating on heterogeneous ice nucleation by soot aerosol particles. *J. Geophys. Res.*, **110**, D11210, <https://doi.org/10.1029/2004JD005169>.
- , and Coauthors, 2003: Experimental investigation of homogeneous freezing of sulphuric acid particles in the aerosol chamber AIDA. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **3**, 211–223, <https://doi.org/10.5194/acp-3-211-2003>.
- , and Coauthors, 2006: Efficiency of the deposition mode ice nucleation on mineral dust particles. *Atmos. Chem. Phys.*, **6**, 3007–3021, <https://doi.org/10.5194/acp-6-3007-2006>.
- Moisseev, D., A. von Lerber, and J. Tiira, 2017: Quantifying the effect of riming on snowfall using ground-based observations. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **122**, 4019–4037, <https://doi.org/10.1002/2016JD026272>.
- Morrison, A. L., J. E. Kay, H. Chepfer, R. Guzman, and V. Yettella, 2018: Isolating the Liquid Cloud Response to Recent Arctic Sea Ice Variability Using Spaceborne Lidar Observations. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **123**, 473–490, <https://doi.org/10.1002/2017JD027248>.
- Morrison, H., and J. Pinto, 2005: Mesoscale modeling of springtime Arctic mixed-phase stratiform clouds using a new two-moment bulk microphysics scheme. <https://doi.org/10.1175/JAS3564.1>.
- , and J. O. Pinto, 2006: Intercomparison of Bulk Cloud Microphysics Schemes in Mesoscale Simulations of Springtime Arctic Mixed-Phase Stratiform Clouds. *Monthly Weather Review*, **134**, 1880–1900, <https://doi.org/10.1175/MWR3154.1>.
- , J. A. Curry, and V. I. Khvorostyanov, 2005: A New Double-Moment Microphysics Parameterization for Application in Cloud and Climate Models. Part I: Description. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **62**, 1665–1677, <https://doi.org/10.1175/JAS3446.1>.

- Morrison, H., and Coauthors, 2009a: Intercomparison of model simulations of mixed-phase clouds observed during the ARM Mixed-Phase Arctic Cloud Experiment. II: Multilayer cloud. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **135**, 1003–1019, <https://doi.org/10.1002/qj.415>.
- Morrison, H., G. Thompson, and V. Tatarskii, 2009b: Impact of Cloud Microphysics on the Development of Trailing Stratiform Precipitation in a Simulated Squall Line: Comparison of One- and Two-Moment Schemes. *Monthly Weather Review*, **137**, 991–1007, <https://doi.org/10.1175/2008MWR2556.1>.
- Morrison, H., G. de Boer, G. Feingold, J. Harrington, M. D. Shupe, and K. Sulia, 2012: Resilience of persistent Arctic mixed-phase clouds. *Nature Geosci*, **5**, 11–17, <https://doi.org/10.1038/ngeo1332>.
- Moser, M., and Coauthors, nc. O. Jourdan, 2023: Microphysical and thermodynamic phase analyses of Arctic low-level clouds measured above the sea ice and the open ocean in spring and summer. *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions*, 1–27, <https://doi.org/10.5194/acp-2023-44>.
- Muhlbauer, A., T. P. Ackerman, J. M. Comstock, G. S. Diskin, S. M. Evans, R. P. Lawson, and R. T. Marchand, 2014: Impact of large-scale dynamics on the microphysical properties of midlatitude cirrus. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **119**, 3976–3996, <https://doi.org/10.1002/2013JD020035>.
- Murphy, D. M., and T. Koop, 2005: Review of the vapour pressures of ice and supercooled water for atmospheric applications. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **131**, 1539–1565, <https://doi.org/10.1256/qj.04.94>.
- Murray, B. J., D. O'Sullivan, J. D. Atkinson, and M. E. Webb, 2012: Ice nucleation by particles immersed in supercooled cloud droplets. *Chem. Soc. Rev.*, **41**, 6519–6554, <https://doi.org/10.1039/C2CS35200A>.
- Murray, B. J., K. S. Carslaw, and P. R. Field, 2021: Opinion: Cloud-phase climate feedback and the importance of ice-nucleating particles. *Atmos. Chem. Phys.*, **21**, 665–679, <https://doi.org/10.5194/acp-21-665-2021>.
- National Center For Atmospheric Research, 1982: *Cloud Particle Measurement Symposium: Summaries and Abstracts*. UCAR/NCAR,.
- Nazaryan, H., M. P. McCormick, and W. P. Menzel, 2008: Global characterization of cirrus clouds using CALIPSO data. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **113**, <https://doi.org/10.1029/2007JD009481>.
- Nelson, J., and B. D. Swanson, 2019: Lateral facet growth of ice and snow – Part 1: Observations and applications to secondary habits. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **19**, 15285–15320, <https://doi.org/10.5194/acp-19-15285-2019>.
- Neshyba, S. P., B. Lowen, M. Benning, A. Lawson, and P. M. Rowe, 2013: Roughness metrics of prismatic facets of ice. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **118**, 3309–3318, <https://doi.org/10.1002/jgrd.50357>.
- Neubauer, D., U. Lohmann, C. Hoose, and M. G. Frontoso, 2014: Impact of the representation of marine stratocumulus clouds on the anthropogenic aerosol effect. *Atmos. Chem. Phys.*, **14**, 11997–12022, <https://doi.org/10.5194/acp-14-11997-2014>.
- Nicolaus, M., and Coauthors, 2022: Overview of the MOSAiC expedition: Snow and sea ice. *Elementa: Science of the Anthropocene*, **10**, 000046, <https://doi.org/10.1525/elementa.2021.000046>.
- Noguchi, K., A. Richter, H. Bovensmann, A. Hilboll, J. P. Burrows, H. Irie, S. Hayashida, and Y. Morino, 2011: A feasibility study for the detection of the diurnal variation of tropospheric NO₂ over Tokyo from a geostationary orbit. *Advances in Space Research*, **48**, 1551–1564, <https://doi.org/10.1016/j.asr.2011.06.029>.
- Noguchi, T., M. Nakatani, Y. Minatogawa, E. Okuno, and R. Kido, 1975: Cerebral aromatic aminotransferase. *J Neurochem*, **25**, 579–582, <https://doi.org/10.1111/j.1471-4159.1975.tb04371.x>.
- Nomokonova, T., K. Ebell, U. Löhnert, M. Maturilli, C. Ritter, and E. O'Connor, 2019: Statistics on clouds and their relation to thermodynamic conditions at Ny-Ålesund using ground-based sensor synergy. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **19**, 4105–4126, <https://doi.org/10.5194/acp-19-4105-2019>.
- , —, —, —, and —, 2020: The influence of water vapor anomalies on clouds and their radiative effect at Ny-Ålesund. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **20**, 5157–5173, <https://doi.org/10.5194/acp-20-5157-2020>.
- Nousiainen, T., and G. M. McFarquhar, 2004: Light Scattering by Quasi-Spherical Ice Crystals. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **61**, 2229–2248, [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(2004\)061<2229:LSBQIC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(2004)061<2229:LSBQIC>2.0.CO;2).
- , and K. Muinonen, 2007: Surface-roughness effects on single-scattering properties of wavelength-scale particles. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, **106**, 389–397, <https://doi.org/10.1016/j.jqsrt.2007.01.024>.
- Nygård, T., T. Valkonen, and T. Vihma, 2014: Characteristics of Arctic low-tropospheric humidity inversions based on radio soundings. *Atmos. Chem. Phys.*, **14**, 1959–1971, <https://doi.org/10.5194/acp-14-1959-2014>.
- Ogi, M., K. Yamazaki, and J. M. Wallace, 2010: Influence of winter and summer surface wind anomalies on summer Arctic sea ice extent. *Geophysical Research Letters*, **37**, <https://doi.org/10.1029/2009GL042356>.
- O'Neill, N. T., and Coauthors, 2008: Occurrence of weak, sub-micron, tropospheric aerosol events at high Arctic latitudes. *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L14814, <https://doi.org/10.1029/2008GL033733>.
- Ørbæk, J. B., V. Hisdal, and L. E. Svaasand, 1999: Radiation climate variability in Svalbard: surface and satellite observations. *Polar Research*, **18**, 127–134, <https://doi.org/10.1111/j.1751-8369.1999.tb00284.x>.
- Oshchepkov, S., H. Isaka, J.-F. Gayet, A. Sinyuk, F. Auriol, and S. Havemann, 2000: Microphysical properties of mixed-phase & Ice clouds retrieved from *In Situ* airborne “polar nephelometer” measurements. *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 209–212, <https://doi.org/10.1029/1999GL010784>.
- O'Sullivan, D., B. J. Murray, J. F. Ross, T. F. Whale, H. C. Price, J. D. Atkinson, N. S. Umo, and M. E. Webb, 2015: The relevance of nanoscale biological fragments for ice nucleation in clouds. *Sci Rep*, **5**, 8082, <https://doi.org/10.1038/srep08082>.
- Ovarlez, J., J.-F. Gayet, K. Gierens, J. Ström, H. Ovarlez, F. Auriol, R. Busen, and U. Schumann, 2002: Water vapour measurements inside cirrus clouds in Northern and Southern hemispheres during INCA: SUPERSATURATION INSIDE NH AND SH CIRRUS. *Geophys. Res. Lett.*, **29**, 60-1-60–64, <https://doi.org/10.1029/2001GL014440>.
- Ovchinnikov, M., A. Korolev, and J. Fan, 2011: Effects of ice number concentration on dynamics of a shallow mixed-phase stratiform cloud. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **116**, <https://doi.org/10.1029/2011JD015888>.

- , and Coauthors, 2014: Intercomparison of large-eddy simulations of Arctic mixed-phase clouds: Importance of ice size distribution assumptions. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, **6**, 223–248, <https://doi.org/10.1002/2013MS000282>.
- Overland, J., and Coauthors, 2019: The urgency of Arctic change. *Polar Science*, **21**, 6–13, <https://doi.org/10.1016/j.polar.2018.11.008>.
- Paramonov, M., and Coauthors, 2015: A synthesis of cloud condensation nuclei counter (CCNC) measurements within the EUCAARI network. *Atmos. Chem. Phys.*, **15**, 12211–12229, <https://doi.org/10.5194/acp-15-12211-2015>.
- Paramonov, M., R. O. David, R. Kretzschmar, and Z. A. Kanji, 2018: A laboratory investigation of the ice nucleation efficiency of three types of mineral and soil dust. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **18**, 16515–16536, <https://doi.org/10.5194/acp-18-16515-2018>.
- Pavolonis, M. J., A. K. Heidinger, and T. Uttal, 2005: Daytime Global Cloud Typing from AVHRR and VIIRS: Algorithm Description, Validation, and Comparisons. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **44**, 804–826, <https://doi.org/10.1175/JAM2236.1>.
- Perovich, D. K., and Coauthors, 1999: Year on ice gives climate insights. *Eos Trans. AGU*, **80**, 481, <https://doi.org/10.1029/EO080i041p00481-01>.
- Persson, P. O. G., 2010: Summary of meteorological conditions during the Arctic mechanisms for the interaction of the surface and atmosphere (AMISA) intensive observation periods.
- Petzold, A., and Coauthors, 1997: Near-field measurements on contrail properties from fuels with different sulfur content. *J. Geophys. Res.*, **102**, 29867–29880, <https://doi.org/10.1029/97JD02209>.
- Pfalzgraff, W. C., R. M. Hulscher, and S. P. Neshyba, 2010: Scanning electron microscopy and molecular dynamics of surfaces of growing and ablating hexagonal ice crystals. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **10**, 2927–2935, <https://doi.org/10.5194/acp-10-2927-2010>.
- Philipp, D., M. Stengel, and B. Ahrens, 2020: Analyzing the Arctic Feedback Mechanism between Sea Ice and Low-Level Clouds Using 34 Years of Satellite Observations. *Journal of Climate*, **33**, 7479–7501, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-19-0895.1>.
- Pincus, R., and B. Stevens, 2013: Paths to accuracy for radiation parameterizations in atmospheric models. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, **5**, 225–233, <https://doi.org/10.1002/jame.20027>.
- Ping Yang, Lei Zhang, Gang Hong, S. L. Nasiri, B. A. Baum, Hung-Lung Huang, M. D. King, and S. Platnick, 2007: Differences Between Collection 4 and 5 MODIS Ice Cloud Optical/Microphysical Products and Their Impact on Radiative Forcing Simulations. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, **45**, 2886–2899, <https://doi.org/10.1109/TGRS.2007.898276>.
- Pinto, J. O., 1998: Autumnal Mixed-Phase Cloudy Boundary Layers in the Arctic. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **55**, 2016–2038, [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1998\)055<2016:AMPCBL>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1998)055<2016:AMPCBL>2.0.CO;2).
- , J. A. Curry, and J. M. Intrieri, 2001: Cloud-aerosol interactions during autumn over Beaufort Sea. *J. Geophys. Res.*, **106**, 15077–15097, <https://doi.org/10.1029/2000JD900267>.
- Pithan, F., and T. Mauritsen, 2014: Arctic amplification dominated by temperature feedbacks in contemporary climate models. *Nature Geosci.*, **7**, 181–184, <https://doi.org/10.1038/ngeo2071>.
- , B. Medeiros, and T. Mauritsen, 2014: Mixed-phase clouds cause climate model biases in Arctic wintertime temperature inversions. *Clim Dyn.*, **43**, 289–303, <https://doi.org/10.1007/s00382-013-1964-9>.
- , and Coauthors, 2016: Select strengths and biases of models in representing the Arctic winter boundary layer over sea ice: the Larcform 1 single column model intercomparison. *J Adv Model Earth Syst*, **8**, 1345–1357, <https://doi.org/10.1002/2016MS000630>.
- , and Coauthors, 2018: Role of air-mass transformations in exchange between the Arctic and mid-latitudes. *Nature Geosci.*, **11**, 805–812, <https://doi.org/10.1038/s41561-018-0234-1>.
- Pitter, R. L., 1977: A reexamination of riming on thin ice plates. *J. Atmos. Sci.*, **34**, 684–685.
- Platnick, S., M. D. King, S. A. Ackerman, W. P. Menzel, B. A. Baum, J. C. Riedi, and R. A. Frey, 2003a: The MODIS cloud products: algorithms and examples from Terra. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **41**, 459–473, <https://doi.org/10.1109/TGRS.2002.808301>.
- , —, —, —, —, —, and —, 2003b: The MODIS cloud products: algorithms and examples from Terra. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **41**, 459–473, <https://doi.org/10.1109/TGRS.2002.808301>.
- Platnick, S., and Coauthors, 2017: The MODIS Cloud Optical and Microphysical Products: Collection 6 Updates and Examples From Terra and Aqua. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **55**, 502–525, <https://doi.org/10.1109/TGRS.2016.2610522>.
- Platt, U., and J. Stutz, 2008: *Differential optical absorption spectroscopy: principles and applications*. Springer Verlag,.
- Porter, G. C. E., and Coauthors, 2022: Highly Active Ice-Nucleating Particles at the Summer North Pole. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **127**, e2021JD036059, <https://doi.org/10.1029/2021JD036059>.
- Prenni, A. J., and Coauthors, 2007: Can Ice-Nucleating Aerosols Affect Arctic Seasonal Climate? *Bulletin of the American Meteorological Society*, **88**, 541–550, <https://doi.org/10.1175/BAMS-88-4-541>.
- Protat, A., and Coauthors, 2004: Le projet Rali - Combinaison d'un radar et d'un lidar pour l'étude des nuages faiblement précipitants. *La Météorologie*, **2004**, 23–33, <https://doi.org/10.4267/2042/36076>.
- Protat, A., J. Delanoë, D. Bouniol, A. J. Heymsfield, A. Bansemmer, and P. Brown, 2007: Evaluation of Ice Water Content Retrievals from Cloud Radar Reflectivity and Temperature Using a Large Airborne In Situ Microphysical Database. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **46**, 557–572, <https://doi.org/10.1175/JAM2488.1>.
- , and Coauthors, 2016: The Measured Relationship between Ice Water Content and Cloud Radar Reflectivity in Tropical Convective Clouds. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **55**, 1707–1729, <https://doi.org/10.1175/JAMC-D-15-0248.1>.
- Protat, A., E. Schulz, L. Rikus, Z. Sun, Y. Xiao, and M. Keywood, 2017: Shipborne observations of the radiative effect of Southern Ocean clouds: Southern Ocean Cloud Radiative Effects. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **122**, 318–328, <https://doi.org/10.1002/2016JD026061>.
- Pruppacher, H. R., and J. D. Klett, 1978: *Microphysics of Clouds and Precipitation*. Springer Netherlands,.
- Purcell, E. M., and C. R. Pennypacker, 1973: Scattering and Absorption of Light by Nonspherical Dielectric Grains. *The Astrophysical Journal*, **186**, 705–714, <https://doi.org/10.1086/152538>.

- Qiu, S., X. Dong, B. Xi, and J.-L. F. Li, 2015: Characterizing Arctic mixed-phase cloud structure and its relationship with humidity and temperature inversion using ARM NSA observations. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **120**, 7737–7746, <https://doi.org/10.1002/2014JD023022>.
- Quennehen, B., A. Schwarzenboeck, A. Matsuki, J. F. Burkhart, A. Stohl, G. Ancellet, and K. S. Law, 2012: Anthropogenic and forest fire pollution aerosol transported to the Arctic: observations from the POLARCAT-France spring campaign. *Atmos. Chem. Phys.*, **12**, 6437–6454, <https://doi.org/10.5194/acp-12-6437-2012>.
- Quinn, P. K., T. L. Miller, T. S. Bates, J. A. Ogren, E. Andrews, and G. E. Shaw, 2002: A 3-year record of simultaneously measured aerosol chemical and optical properties at Barrow, Alaska: CHEMICAL AND OPTICAL PROPERTIES AT BARROW, ALASKA. *J. Geophys. Res.*, **107**, AAC 8-1-AAC 8-15, <https://doi.org/10.1029/2001JD001248>.
- Rabe, B., and Coauthors, 2022: Overview of the MOSAiC expedition: Physical oceanography. *Elementa: Science of the Anthropocene*, **10**, 00062, <https://doi.org/10.1525/elementa.2021.00062>.
- Räisänen, P., A. Kokhanovsky, G. Guyot, O. Jourdan, and T. Nousiainen, 2015: Parameterization of single-scattering properties of snow. *The Cryosphere*, **9**, 1277–1301, <https://doi.org/10.5194/tc-9-1277-2015>.
- Ramanathan, V., R. D. Cess, E. F. Harrison, P. Minnis, B. R. Barkstrom, E. Ahmad, and D. Hartmann, 1989: Cloud-Radiative Forcing and Climate: Results from the Earth Radiation Budget Experiment. *Science*, **243**, 57–63, <https://doi.org/10.1126/science.243.4887.57>.
- Rangno, A. L., and P. V. Hobbs, 2001: Ice particles in stratiform clouds in the Arctic and possible mechanisms for the production of high ice concentrations. *J. Geophys. Res.*, **106**, 15065–15075, <https://doi.org/10.1029/2000JD900286>.
- Raschke, E., S. Kinne, W. B. Rossow, P. W. Stackhouse, and M. Wild, 2016: Comparison of Radiative Energy Flows in Observational Datasets and Climate Modeling. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **55**, 93–117, <https://doi.org/10.1175/JAMC-D-14-0281.1>.
- Rauber, R. M., and A. Tokay, 1991: An Explanation for the Existence of Supercooled Water at the Top of Cold Clouds. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **48**, 1005–1023, [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1991\)048<1005:AEFTEO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1991)048<1005:AEFTEO>2.0.CO;2).
- Raut, J.-C., and Coauthors, 2017: Cross-polar transport and scavenging of Siberian aerosols containing black carbon during the 2012 ACCESS summer campaign. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **17**, 10969–10995, <https://doi.org/10.5194/acp-17-10969-2017>.
- Richter, A., J. P. Burrows, H. Nüß, C. Granier, and U. Niemeier, 2005: Increase in tropospheric nitrogen dioxide over China observed from space. *Nature*, **437**, 129–132, <https://doi.org/10.1038/nature04092>.
- Richter-Menge, J., and Coauthors, 2017: Arctic Report Card 2020: Executive Summary. NOAA,.
- Riedi, J., and Coauthors, 2010: Cloud thermodynamic phase inferred from merged POLDER and MODIS data. *Atmos. Chem. Phys.*, **10**, 11851–11865, <https://doi.org/10.5194/acp-10-11851-2010>.
- Rienecker, M. J., and Coauthors, 2008: *The GEOS-5 Data Assimilation System—Documentation of Versions 5.0.1, 5.1.0, and 5.2.0*. <https://ntrs.nasa.gov/citations/20120011955> (Accessed December 10, 2021).
- Riskilä, E., H. Lindqvist, and K. Muinonen, 2021: Light scattering by fractal roughness elements on ice crystal surfaces. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, **267**, 107561, <https://doi.org/10.1016/j.jqsrt.2021.107561>.
- Rodgers, C. D, 2000: *Inverse Methods for Atmospheric Sounding: Theory and Practice*. World Scientific Pub Co Inc.,.
- Rogers, R. R., and M. K. Yau, 1989: *A short course in cloud physics*. 3rd ed. Pergamon Press, 293 pp.
- Roiger, A., and Coauthors, 2015: Quantifying Emerging Local Anthropogenic Emissions in the Arctic Region: The ACCESS Aircraft Campaign Experiment. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **96**, 441–460, <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-13-00169.1>.
- Rossow, W. B., and L. C. Garder, 1993: Cloud Detection Using Satellite Measurements of Infrared and Visible Radiances for ISCCP. *J. Climate*, **6**, 2341–2369, [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1993\)006<2341:CDUSMO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1993)006<2341:CDUSMO>2.0.CO;2).
- , and R. A. Schiffer, 1999: Advances in Understanding Clouds from ISCCP. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **80**, 2261–2288, [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1999\)080<2261:AIUCFI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1999)080<2261:AIUCFI>2.0.CO;2).
- Rozanov, A., V. Rozanov, M. Buchwitz, A. Kokhanovsky, and J. P. Burrows, 2005: SCIATRAN 2.0 – A new radiative transfer model for geophysical applications in the 175–2400nm spectral region. *Advances in Space Research*, **36**, 1015–1019, <https://doi.org/10.1016/j.asr.2005.03.012>.
- Ruiz-Donoso, E., and Coauthors, 2020a: Small-scale structure of thermodynamic phase in Arctic mixed-phase clouds observed by airborne remote sensing during a cold air outbreak and a warm air advection event. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **20**, 5487–5511, <https://doi.org/10.5194/acp-20-5487-2020>.
- , and Coauthors, 2020b: Small-scale structure of thermodynamic phase in Arctic mixed-phase clouds observed by airborne remote sensing during a cold air outbreak and a warm air advection event. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **20**, 5487–5511, <https://doi.org/10.5194/acp-20-5487-2020>.
- Sandvik, A., M. Biryulina, N. G. Kvamstø, J. J. Stamnes, and K. Stamnes, 2007: Observed and simulated microphysical composition of arctic clouds: Data properties and model validation. *J. Geophys. Res.*, **112**, D05205, <https://doi.org/10.1029/2006JD007351>.
- Sassen, K., and Z. Wang, 2012: The Clouds of the Middle Troposphere: Composition, Radiative Impact, and Global Distribution. *Surv Geophys*, **33**, 677–691, <https://doi.org/10.1007/s10712-011-9163-x>.
- , L. Wang, D. O. Starr, J. M. Comstock, and M. Quante, 2007: A Midlatitude Cirrus Cloud Climatology from the Facility for Atmospheric Remote Sensing. Part V: Cloud Structural Properties. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **64**, 2483–2501, <https://doi.org/10.1175/JAS3949.1>.
- , Z. Wang, and D. Liu, 2008: Global distribution of cirrus clouds from CloudSat/Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations (CALIPSO) measurements. *J. Geophys. Res.*, **113**, D00A12, <https://doi.org/10.1029/2008JD009972>.
- , —, and —, 2009: Cirrus clouds and deep convection in the tropics: Insights from CALIPSO and CloudSat. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **114**, <https://doi.org/10.1029/2009JD011916>.
- Saunders, C., J. Rimmer, P. Jonas, J. Arathoon, and C. Liu, 1998: Preliminary laboratory studies of the optical scattering properties of the crystal clouds. *Ann. Geophys.*, **16**, 618–627, <https://doi.org/10.1007/s00585-998-0618-4>.

- Saunders, R., M. Matricardi, and P. Brunel, 1999: An improved fast radiative transfer model for assimilation of satellite radiance observations. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **125**, 1407–1425, <https://doi.org/10.1002/qj.1999.49712555615>.
- Savre, J., and A. M. L. Ekman, 2015a: Large-eddy simulation of three mixed-phase cloud events during ISDAC: Conditions for persistent heterogeneous ice formation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **120**, 7699–7725, <https://doi.org/10.1002/2014JD023006>.
- , and —, 2015b: A theory-based parameterization for heterogeneous ice nucleation and implications for the simulation of ice processes in atmospheric models: A CNT-BASED ICE NUCLEATION MODEL. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **120**, 4937–4961, <https://doi.org/10.1002/2014JD023000>.
- , —, G. Svensson, and M. Tjernström, 2015: Large-eddy simulations of an Arctic mixed-phase stratiform cloud observed during ISDAC: sensitivity to moisture aloft, surface fluxes and large-scale forcing. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **141**, 1177–1190, <https://doi.org/10.1002/qj.2425>.
- Schäfer, M., E. Bierwirth, A. Ehrlich, E. Jäkel, F. Werner, and M. Wendisch, 2017: Directional, horizontal inhomogeneities of cloud optical thickness fields retrieved from ground-based and airborne spectral imaging. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **17**, 2359–2372, <https://doi.org/10.5194/acp-17-2359-2017>.
- , K. Loewe, A. Ehrlich, C. Hoese, and M. Wendisch, 2018: Simulated and observed horizontal inhomogeneities of optical thickness of Arctic stratus. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **18**, 13115–13133, <https://doi.org/10.5194/acp-18-13115-2018>.
- Schäfer, S. A. K., R. J. Hogan, C. Klinger, J. C. Chiu, and B. Mayer, 2016: Representing 3-D cloud radiation effects in two-stream schemes: 1. Longwave considerations and effective cloud edge length: 3-D CLOUD-RADIATION EFFECTS: LONGWAVE. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **121**, 8567–8582, <https://doi.org/10.1002/2016JD024876>.
- Schäuble, D., and Coauthors, 2009: Airborne measurements of the nitric acid partitioning in persistent contrails. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **9**, 8189–8197, <https://doi.org/10.5194/acp-9-8189-2009>.
- Schiller, C., M. Krämer, A. Afchine, N. Spelten, and N. Sitnikov, 2008: Ice water content of Arctic, midlatitude, and tropical cirrus. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **113**, <https://doi.org/10.1029/2008JD010342>.
- Schmale, J., P. Zieger, and A. M. L. Ekman, 2021: Aerosols in current and future Arctic climate. *Nat. Clim. Chang.*, **11**, 95–105, <https://doi.org/10.1038/s41558-020-00969-5>.
- Schmidt, G. A., and Coauthors, 2006: Present-Day Atmospheric Simulations Using GISS ModelE: Comparison to In Situ, Satellite, and Reanalysis Data. *Journal of Climate*, **19**, 153–192, <https://doi.org/10.1175/JCLI3612.1>.
- Schmitt, C. G., and A. J. Heymsfield, 2007: On the Occurrence of Hollow Bullet Rosette- and Column-Shaped Ice Crystals in Midlatitude Cirrus. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **64**, 4514–4519, <https://doi.org/10.1175/2007JAS2317.1>.
- Schmitt, C. G., and A. J. Heymsfield, 2014: Observational quantification of the separation of simple and complex atmospheric ice particles. *Geophys. Res. Lett.*, **41**, 1301–1307, <https://doi.org/10.1002/2013GL058781>.
- , M. Stuefer, A. J. Heymsfield, and C. K. Kim, 2013: The microphysical properties of ice fog measured in urban environments of Interior Alaska. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **118**, 11,136–11,147, <https://doi.org/10.1002/jgrd.50822>.
- , M. Schnaiter, A. J. Heymsfield, P. Yang, E. Hirst, and A. Bansemer, 2016: The Microphysical Properties of Small Ice Particles Measured by the Small Ice Detector-3 Probe during the MACPEX Field Campaign. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **73**, 4775–4791, <https://doi.org/10.1175/JAS-D-16-0126.1>.
- Schnaiter, M., S. Büttner, O. Möhler, J. Skrotzki, M. Vragel, and R. Wagner, 2012: Influence of particle size and shape on the backscattering linear depolarisation ratio of small ice crystals – cloud chamber measurements in the context of contrail and cirrus microphysics. *Atmos. Chem. Phys.*, **12**, 10465–10484, <https://doi.org/10.5194/acp-12-10465-2012>.
- Schnaiter, M., and Coauthors, inc. O. Jourdan, 2016: Cloud chamber experiments on the origin of ice crystal complexity in cirrus clouds. *Atmos. Chem. Phys.*, **16**, 5091–5110, <https://doi.org/10.5194/acp-16-5091-2016>.
- Schröder, F., and Coauthors, 2000: On the Transition of Contrails into Cirrus Clouds. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **57**, 464–480, [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(2000\)057<0464:OTTOCI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(2000)057<0464:OTTOCI>2.0.CO;2).
- Schumann, U., 1996: On conditions for contrail formation from aircraft exhausts. *Meteorologische Zeitschrift*, 4–23, <https://doi.org/10.1127/metz/5/1996/4>.
- Schumann, U., and P. Wendling, 1990: Determination of Contrails from Satellite Data and Observational Results. *Air Traffic and the Environment – Background, Tendencies and Potential Global Atmospheric Effects*, U. Schumann, Ed., *Lecture Notes in Engineering*, Berlin, Heidelberg, Springer, 138–153.
- Schumann, U., and K. Graf, 2013: Aviation-induced cirrus and radiation changes at diurnal timescales: AVIATION-INDUCED CIRRUS AND RADIATION. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **118**, 2404–2421, <https://doi.org/10.1002/jgrd.50184>.
- , and A. J. Heymsfield, 2017: On the Life Cycle of Individual Contrails and Contrail Cirrus. *Meteorological Monographs*, **58**, 3.1–3.24, <https://doi.org/10.1175/AMSMONOGRAPH5-D-16-0005.1>.
- , R. Busen, and M. Plohr, 2000: Experimental Test of the Influence of Propulsion Efficiency on Contrail Formation. *Journal of Aircraft*, **37**, 1083–1087, <https://doi.org/10.2514/2.2715>.
- Schumann, U., B. Mayer, K. Gierens, S. Unterstrasser, P. Jessberger, A. Petzold, C. Voigt, and J.-F. Gayet, 2011: Effective Radius of Ice Particles in Cirrus and Contrails. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **68**, 300–321, <https://doi.org/10.1175/2010JAS3562.1>.
- Schumann, U., K. Graf, H. Mannstein, and B. Mayer, 2012: Contrails: Visible Aviation Induced Climate Impact. *Atmospheric Physics*, U. Schumann, Ed., *Research Topics in Aerospace*, Springer Berlin Heidelberg, 239–257.
- , P. Jeßberger, and C. Voigt, 2013: Contrail ice particles in aircraft wakes and their climatic importance. *Geophys. Res. Lett.*, **40**, 2867–2872, <https://doi.org/10.1002/grl.50539>.
- Schumann, U., J. E. Penner, Y. Chen, C. Zhou, and K. Graf, 2015: Dehydration effects from contrails in a coupled contrail–climate model. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **15**, 11179–11199, <https://doi.org/10.5194/acp-15-11179-2015>.

- Schumann, U., and Coauthors, 2017: Properties of individual contrails: a compilation of observations and some comparisons. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **17**, 403–438, <https://doi.org/10.5194/acp-17-403-2017>.
- Schwarzenboeck, A., G. Mioche, A. Armetta, A. Herber, and J.-F. Gayet, 2009a: Response of the Nevzorov hot wire probe in clouds dominated by droplet conditions in the drizzle size range. *Atmospheric Measurement Techniques*, **2**, 779–788, <https://doi.org/10.5194/amt-2-779-2009>.
- , V. Shcherbakov, R. Lefevre, J.-F. Gayet, Y. Pointin, and C. Duroire, 2009b: Indications for stellar-crystal fragmentation in Arctic clouds. *Atmospheric Research*, **92**, 220–228, <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2008.10.002>.
- Schweiger, A. J., and J. R. Key, 1992: Arctic Cloudiness. Comparison of ISCCP-C2 and Nimbus-7 Satellite-derived Cloud Products with a Surface-based Cloud Climatology. *J. Climate*, **5**, 1514–1527, [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1992\)005<1514:ACCOIC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1992)005<1514:ACCOIC>2.0.CO;2).
- , R. W. Lindsay, J. R. Key, and J. A. Francis, 1999: Arctic clouds in multiyear satellite data sets. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 1845–1848, <https://doi.org/10.1029/1999GL900479>.
- Screen, J. A., and I. Simmonds, 2010: The central role of diminishing sea ice in recent Arctic temperature amplification. *Nature*, **464**, 1334–1337, <https://doi.org/10.1038/nature09051>.
- , and Coauthors, 2018: Consistency and discrepancy in the atmospheric response to Arctic sea-ice loss across climate models. *Nature Geosci.*, **11**, 155–163, <https://doi.org/10.1038/s41561-018-0059-y>.
- Seber, G. A. F., ed., 1984: *Multivariate Observations*. John Wiley & Sons, Inc.,.
- Sedlar, J., and M. Tjernström, 2009: Stratiform Cloud—Inversion Characterization During the Arctic Melt Season. *Boundary-Layer Meteorol.*, **132**, 455–474, <https://doi.org/10.1007/s10546-009-9407-1>.
- , M. D. Shupe, and M. Tjernström, 2012: On the Relationship between Thermodynamic Structure and Cloud Top, and Its Climate Significance in the Arctic. *Journal of Climate*, **25**, 2374–2393, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00186.1>.
- , and Coauthors, 2020: Confronting Arctic Troposphere, Clouds, and Surface Energy Budget Representations in Regional Climate Models With Observations. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **125**, e2019JD031783, <https://doi.org/10.1029/2019JD031783>.
- Seifert, A., J. Leinonen, C. Siewert, and S. Kneifel, 2019: The Geometry of Rimed Aggregate Snowflakes: A Modeling Study. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, **11**, 712–731, <https://doi.org/10.1029/2018MS001519>.
- Sellegrì, K., 2003: Size-dependent scavenging efficiencies of multicomponent atmospheric aerosols in clouds. *J. Geophys. Res.*, **108**, 4334, <https://doi.org/10.1029/2002JD002749>.
- Sellegrì, K., and Coauthors, 2021: Surface ocean microbiota determine cloud precursors. *Sci Rep*, **11**, 281, <https://doi.org/10.1038/s41598-020-78097-5>.
- Sellegrì, K., and Coauthors, inc. O. Jourdan, 2023: Sea2Cloud: from biogenic emission fluxes to cloud properties in the South West Pacific. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **1**, <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-21-0063.1>.
- Serreze, M. C., and R. G. Barry, 2011: Processes and impacts of Arctic amplification: A research synthesis. *Global and Planetary Change*, **77**, 85–96, <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2011.03.004>.
- , and —, 2014: *The Arctic Climate System*. 2nd ed. Cambridge University Press.,.
- , A. P. Barrett, and J. Stroeve, 2012: Recent changes in tropospheric water vapor over the Arctic as assessed from radiosondes and atmospheric reanalyses. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **117**, <https://doi.org/10.1029/2011JD017421>.
- Shaw, G. E., 1995: The Arctic Haze Phenomenon. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **76**, 2403–2414, [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1995\)076<2403:TAHP>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1995)076<2403:TAHP>2.0.CO;2).
- Shcherbakov, V., J.-F. Gayet, O. Jourdan, A. Minikin, J. Ström, and A. Petzold, 2005: Assessment of Cirrus Cloud Optical and Microphysical Data Reliability by Applying Statistical Procedures. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **22**, 409–420, <https://doi.org/10.1175/JTECH1710.1>.
- , —, B. Baker, and P. Lawson, 2006a: Light Scattering by Single Natural Ice Crystals. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **63**, 1513–1525, <https://doi.org/10.1175/JAS3690.1>.
- Shcherbakov, V., J.-F. Gayet, O. Jourdan, J. Ström, and A. Minikin, 2006b: Light scattering by single ice crystals of cirrus clouds. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L15809, <https://doi.org/10.1029/2006GLO26055>.
- Shcherbakov, V., O. Jourdan, and Coauthors, 2016: Porous aerosol in degassing plumes of Mt. Etna and Mt. Stromboli. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **16**, 11883–11897, <https://doi.org/10.5194/acp-16-11883-2016>.
- Shonk, J. K. P., R. J. Hogan, J. M. Edwards, and G. G. Mace, 2010: Effect of improving representation of horizontal and vertical cloud structure on the Earth's global radiation budget. Part I: Review and parametrization. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **136**, 1191–1204, <https://doi.org/10.1002/qj.647>.
- Shupe, M. D., and J. M. Intrieri, 2004: Cloud Radiative Forcing of the Arctic Surface: The Influence of Cloud Properties, Surface Albedo, and Solar Zenith Angle. *Journal of Climate*, **17**, 616–628, [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2004\)017<0616:CRFOTA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2004)017<0616:CRFOTA>2.0.CO;2).
- , T. Uttal, and S. Y. Matrosov, 2005: Arctic Cloud Microphysics Retrievals from Surface-Based Remote Sensors at SHEBA. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **44**, 1544–1562, <https://doi.org/10.1175/JAM2297.1>.
- , S. Y. Matrosov, and T. Uttal, 2006: Arctic Mixed-Phase Cloud Properties Derived from Surface-Based Sensors at SHEBA. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **63**, 697–711, <https://doi.org/10.1175/JAS3659.1>.
- , V. P. Walden, E. Eloranta, T. Uttal, J. R. Campbell, S. M. Starkweather, and M. Shiobara, 2011: Clouds at Arctic Atmospheric Observatories. Part I: Occurrence and Macrophysical Properties. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **50**, 626–644, <https://doi.org/10.1175/2010JAMC2467.1>.
- Shupe, M. D., and Coauthors, inc. O. Jourdan, 2022: Overview of the MOSAIC expedition: Atmosphere. *Elementa: Science of the Anthropocene*, **10**, 00060, <https://doi.org/10.1525/elementa.2021.00060>.

- Simmonds, I., and I. Rudeva, 2012: The great Arctic cyclone of August 2012. *Geophysical Research Letters*, **39**, <https://doi.org/10.1029/2012GL054259>.
- Skamarock, W., J. Klemp, J. Dudhia, D. Gill, D. Barker, W. Wang, X.-Y. Huang, and M. Duda, 2008: A Description of the Advanced Research WRF Version 3. UCAR/NCAR,.
- Solomon, A., H. Morrison, O. Persson, M. D. Shupe, and J.-W. Bao, 2009: Investigation of Microphysical Parameterizations of Snow and Ice in Arctic Clouds during M-PACE through Model–Observation Comparisons. *Monthly Weather Review*, **137**, 3110–3128, <https://doi.org/10.1175/2009MWR2688.1>.
- Solomon, A., M. D. Shupe, P. O. G. Persson, and H. Morrison, 2011: Moisture and dynamical interactions maintaining decoupled Arctic mixed-phase stratocumulus in the presence of a humidity inversion. *Atmos. Chem. Phys.*, **11**, 10127–10148, <https://doi.org/10.5194/acp-11-10127-2011>.
- , G. Feingold, and M. D. Shupe, 2015: The role of ice nuclei recycling in the maintenance of cloud ice in Arctic mixed-phase stratocumulus. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **15**, 10631–10643, <https://doi.org/10.5194/acp-15-10631-2015>.
- Solomon, A., G. de Boer, J. M. Creamean, A. McComiskey, M. D. Shupe, M. Maahn, and C. Cox, 2018: The relative impact of cloud condensation nuclei and ice nucleating particle concentrations on phase partitioning in Arctic mixed-phase stratocumulus clouds. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **18**, 17047–17059, <https://doi.org/10.5194/acp-18-17047-2018>.
- Sotiropoulou, G., M. Tjernström, J. Savre, A. M. L. Ekman, K. Hartung, and J. Sedlar, 2018: Large-eddy simulation of a warm-air advection episode in the summer Arctic. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **144**, 2449–2462, <https://doi.org/10.1002/qj.3316>.
- Sourdeval, O., L. C. Labonnote, G. Brogniez, O. Jourdan, J. Pelon, and A. Garnier, 2013: A variational approach for retrieving ice cloud properties from infrared measurements: application in the context of two IIR validation campaigns. *Atmos. Chem. Phys.*, **13**, 8229–8244, <https://doi.org/10.5194/acp-13-8229-2013>.
- Sourdeval, O., E. Gryspeerdt, M. Krämer, T. Goren, J. Delanoë, A. Afchine, F. Hemmer, and J. Quaas, 2018: Ice crystal number concentration estimates from lidar–radar satellite remote sensing – Part 1: Method and evaluation. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **18**, 14327–14350, <https://doi.org/10.5194/acp-18-14327-2018>.
- Spangenberg, D. A., P. Minnis, S. T. Bedka, R. Palikonda, D. P. Duda, and F. G. Rose, 2013: Contrail radiative forcing over the Northern Hemisphere from 2006 Aqua MODIS data. *Geophysical Research Letters*, **40**, 595–600, <https://doi.org/10.1002/grl.50168>.
- Spath, H., 1985: *The Cluster Dissection and Analysis Theory FORTRAN Programs Examples*. Prentice-Hall, Inc.,.
- Stachlewska, I. S., G. Wehrle, B. Stein, and R. Neuber, 2004: Airborne Mobile Aerosol Lidar for measurements of Arctic aerosol. *Proceeding of the 22nd International Laser Radar Conference*, Vol. SP-561 of, 22nd International Laser Radar Conference, ESA, ESA, 87–89.
- Stammes, P., M. Sneep, J. F. de Haan, J. P. Veefkind, P. Wang, and P. F. Levelt, 2008: Effective cloud fractions from the Ozone Monitoring Instrument: Theoretical framework and validation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **113**, <https://doi.org/10.1029/2007JD008820>.
- Stamnes, K., S. C. Tsay, W. Wiscombe, and K. Jayaweera, 1988: Numerically stable algorithm for discrete-ordinate-method radiative transfer in multiple scattering and emitting layered media. *Appl Opt*, **27**, 2502–2509, <https://doi.org/10.1364/AO.27.002502>.
- Stein, A. F., R. R. Draxler, G. D. Rolph, B. J. B. Stunder, M. D. Cohen, and F. Ngan, 2015: NOAA's HYSPLIT Atmospheric Transport and Dispersion Modeling System. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **96**, 2059–2077, <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-14-00110.1>.
- Stephens, G., D. Winker, J. Pelon, C. Trepte, D. Vane, C. Yuhas, T. L'Ecuyer, and M. Lebsock, 2018: CloudSat and CALIPSO within the A-Train: Ten Years of Actively Observing the Earth System. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **99**, 569–581, <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-16-0324.1>.
- Stephens, G. L., and C. D. Kummerow, 2007: The Remote Sensing of Clouds and Precipitation from Space: A Review. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **64**, 3742–3765, <https://doi.org/10.1175/2006JAS2375.1>.
- , and Coauthors, 2010: Dreary state of precipitation in global models: MODEL AND OBSERVED PRECIPITATION. *J. Geophys. Res.*, **115**, <https://doi.org/10.1029/2010JD014532>.
- , and Coauthors, 2019: Cloud physics from space. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **145**, 2854–2875, <https://doi.org/10.1002/qj.3589>.
- Stevens, B., and S. Bony, 2013: What Are Climate Models Missing? *Science*, **340**, 1053–1054, <https://doi.org/10.1126/science.1237554>.
- , and Coauthors, 2013: Atmospheric component of the MPI-M Earth System Model: ECHAM6. *J. Adv. Model. Earth Syst.*, **5**, 146–172, <https://doi.org/10.1002/jame.20015>.
- Stevens, R. G., and Coauthors, 2018: A model intercomparison of CCN-limited tenuous clouds in the high Arctic. *Atmos. Chem. Phys.*, **18**, 11041–11071, <https://doi.org/10.5194/acp-18-11041-2018>.
- Stith, J. L., J. E. Dye, A. Bansemir, A. J. Heymsfield, C. A. Grainger, W. A. Petersen, and R. Cifelli, 2002: Microphysical Observations of Tropical Clouds. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **41**, 97–117, [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(2002\)041<0097:MOOTC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(2002)041<0097:MOOTC>2.0.CO;2).
- Stith, J. L., and Coauthors, 2014: Ice particles in the upper anvil regions of midlatitude continental thunderstorms: the case for frozen-drop aggregates. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **14**, 1973–1985, <https://doi.org/10.5194/acp-14-1973-2014>.
- Stocker, T. F., and Coauthors, 2013: *IPCC, 2013: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.*, Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, p. 1535 p.
- Stohl, A., 2006: Characteristics of atmospheric transport into the Arctic troposphere. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **111**, <https://doi.org/10.1029/2005JD006888>.
- Stohl, A., C. Forster, A. Frank, P. Seibert, and G. Wotawa, 2005: Technical note: The Lagrangian particle dispersion model FLEXPART version 6.2. *Atmos. Chem. Phys.*, **14**.
- Stohl, A., and Coauthors, 2007: Arctic smoke – record high air pollution levels in the European Arctic due to agricultural fires in Eastern Europe in spring 2006. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **7**, 511–534, <https://doi.org/10.5194/acp-7-511-2007>.

- Storelvmo, T., J. E. Kristjánsson, U. Lohmann, T. Iversen, A. Kirkevåg, and Ø. Seland, 2008: Modeling of the Wegener–Bergeron–Findeisen process—implications for aerosol indirect effects. *Environ. Res. Lett.*, **3**, 045001, <https://doi.org/10.1088/1748-9326/3/4/045001>.
- Stroeve, J., M. M. Holland, W. Meier, T. Scambos, and M. Serreze, 2007: Arctic sea ice decline: Faster than forecast: ARCTIC ICE LOSS-FASTER THAN FORECAST. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, <https://doi.org/10.1029/2007GL029703>.
- Stroeve, J. C., M. C. Serreze, M. M. Holland, J. E. Kay, J. Malanik, and A. P. Barrett, 2012: The Arctic's rapidly shrinking sea ice cover: a research synthesis. *Climatic Change*, **110**, 1005–1027, <https://doi.org/10.1007/s10584-011-0101-1>.
- Ström, J., and Coauthors, 2003: Cirrus cloud occurrence as function of ambient relative humidity: a comparison of observations obtained during the INCA experiment. *Atmos. Chem. Phys.*, **3**, 1807–1816, <https://doi.org/10.5194/acp-3-1807-2003>.
- Ström, J., A. C. Engvall, F. Delbart, R. Krejci, and R. Treffeisen, 2009: On small particles in the Arctic summer boundary layer: observations at two different heights near Ny-Ålesund, Svalbard. *Tellus B: Chemical and Physical Meteorology*, **61**, 473–482, <https://doi.org/10.1111/j.1600-0889.2009.00412.x>.
- Stubenrauch, C., W. Rossow, and S. Kinne, 2012: Assessment of Global Cloud Data Sets from Satellites A Project of the World Climate Research Programme Global Energy and Water Cycle Experiment (GEWEX) Radiation Panel Lead Authors:
- Stubenrauch, C. J., A. Chédin, G. Rädcl, N. A. Scott, and S. Serrar, 2006: Cloud Properties and Their Seasonal and Diurnal Variability from TOVS Path-B. *Journal of Climate*, **19**, 5531–5553, <https://doi.org/10.1175/JCLI3929.1>.
- , S. Cros, A. Guignard, and N. Lamquin, 2010: A 6-year global cloud climatology from the Atmospheric InfraRed Sounder AIRS and a statistical analysis in synergy with CALIPSO and CloudSat. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **10**, 7197–7214, <https://doi.org/10.5194/acp-10-7197-2010>.
- , and Coauthors, 2013: Assessment of Global Cloud Datasets from Satellites: Project and Database Initiated by the GEWEX Radiation Panel. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **94**, 1031–1049, <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-12-00117.1>.
- Stubenrauch, C. J., A. G. Feofilov, S. E. Protopapadaki, and R. Armante, 2017: Cloud climatologies from the infrared sounders AIRS and IASI: strengths and applications. *Atmos. Chem. Phys.*, **17**, 13625–13644, <https://doi.org/10.5194/acp-17-13625-2017>.
- , G. Caria, S. E. Protopapadaki, and F. Hemmer, 2021: 3D radiative heating of tropical upper tropospheric cloud systems derived from synergistic A-Train observations and machine learning. *Atmos. Chem. Phys.*, **21**, 1015–1034, <https://doi.org/10.5194/acp-21-1015-2021>.
- Sulia, K. J., and J. Y. Harrington, 2011: Ice aspect ratio influences on mixed-phase clouds: Impacts on phase partitioning in parcel models: ICE ASPECT INFLUENCES ON CLOUDS. *J. Geophys. Res.*, **116**, <https://doi.org/10.1029/2011JD016298>.
- Sun, M., D. R. Doelling, N. G. Loeb, R. C. Scott, J. Wilkins, L. T. Nguyen, and P. Mlynarczyk, 2022: Clouds and the Earth's Radiant Energy System (CERES) FluxByCldTyp Edition 4 Data Product. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **39**, 303–318, <https://doi.org/10.1175/JTECH-D-21-0029.1>.
- Sun, W., N. G. Loeb, and Q. Fu, 2002: Finite-difference time-domain solution of light scattering and absorption by particles in an absorbing medium. *Appl. Opt.*, **41**, 5728–5743, <https://doi.org/10.1364/AO.41.005728>.
- Sussmann, R., and K. M. Gierens, 2001: Differences in early contrail evolution of two-engine versus four-engine aircraft: Lidar measurements and numerical simulations. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **106**, 4899–4911, <https://doi.org/10.1029/2000JD900533>.
- Szczap, F., H. Isaka, M. Saute, B. Guillemet, and A. Ioltukhovski, 2000: Effective radiative properties of bounded cascade nonabsorbing clouds: Definition of the equivalent homogeneous cloud approximation. *J. Geophys. Res.*, **105**, 20617–20633, <https://doi.org/10.1029/2000JD900146>.
- Szczap, F., Y. Gour, T. Fauchez, C. Cornet, T. Faure, O. Jourdan, G. Penide, and P. Dubuisson, 2014: A flexible three-dimensional stratocumulus, cumulus and cirrus cloud generator (3DCLLOUD) based on drastically simplified atmospheric equations and the Fourier transform framework. *Geosci. Model Dev.*, **7**, 1779–1801, <https://doi.org/10.5194/gmd-7-1779-2014>.
- Szczap, F., and Coauthors, inc. O. Jourdan, 2021: McRAL: a Monte Carlo high-spectral-resolution lidar and Doppler radar simulator for three-dimensional cloudy atmosphere remote sensing. *Atmos. Meas. Tech.*, **14**, 199–221, <https://doi.org/10.5194/amt-14-199-2021>.
- Taflove, A., and K. R. Umashankar, 1990: The Finite-Difference Time-Domain Method for Numerical Modeling of Electromagnetic Wave Interactions. *Electromagnetics*, **10**, 105–126, <https://doi.org/10.1080/02726349008908231>.
- Takahashi, T., 1993: High ice crystal production in winter cumuli over the Japan Sea. *Geophys. Res. Lett.*, **20**, 451–454, <https://doi.org/10.1029/93GL00613>.
- Takahashi, T., T. Endoh, G. Wakahama, and N. Fukuta, 1991: Vapor Diffusional Growth of Free-Falling Snow Crystals between -3 and -23°C. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, **69**, 15–30, https://doi.org/10.2151/jmsj1965.69.1_15.
- Takahashi, T., Y. Nagao, and Y. Kushiyama, 1995: Possible High Ice Particle Production during Graupel–Graupel Collisions. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **52**, 4523–4527, [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1995\)052<4523:PHIPPD>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1995)052<4523:PHIPPD>2.0.CO;2).
- Takano, Y., and K.-N. Liou, 1989: Solar Radiative Transfer in Cirrus Clouds. Part I: Single-Scattering and Optical Properties of Hexagonal Ice Crystals. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **46**, 3–19, [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1989\)046<0003:SRTICC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1989)046<0003:SRTICC>2.0.CO;2).
- Tan, I., and T. Storelvmo, 2016: Sensitivity Study on the Influence of Cloud Microphysical Parameters on Mixed-Phase Cloud Thermodynamic Phase Partitioning in CAM5. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **73**, 709–728, <https://doi.org/10.1175/JAS-D-15-0152.1>.
- , and —, 2019: Evidence of Strong Contributions From Mixed-Phase Clouds to Arctic Climate Change. *Geophys. Res. Lett.*, **46**, 2894–2902, <https://doi.org/10.1029/2018GL081871>.
- , —, and M. D. Zelinka, 2018: Chapter 10 - The Climatic Impact of Thermodynamic Phase Partitioning in Mixed-Phase Clouds. *Mixed-Phase Clouds*, C. Andronache, Ed., Elsevier, 237–264.
- Tang, G., R. L. Panetta, P. Yang, G. W. Kattawar, and P. W. Zhai, 2017: Effects of ice crystal surface roughness and air bubble inclusions on cirrus cloud radiative properties from remote sensing perspective. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, **195**, 119–131, <https://doi.org/10.1016/j.jqsrt.2017.01.016>.
- Tang, I. N., and H. R. Munkelwitz, 1991: Simultaneous Determination of Refractive Index and Density of an Evaporating Aqueous Solution Droplet. *Aerosol Science and Technology*, **15**, 201–207, <https://doi.org/10.1080/02786829108959527>.

- Taylor, J. R., W. J. Randel, and E. J. Jensen, 2011: Cirrus cloud-temperature interactions in the tropical tropopause layer: a case study. *Atmos. Chem. Phys.*, **11**, 10085–10095, <https://doi.org/10.5194/acp-11-10085-2011>.
- Taylor, P. C., M. Cai, A. Hu, J. Meehl, W. Washington, and G. J. Zhang, 2013: A Decomposition of Feedback Contributions to Polar Warming Amplification. *Journal of Climate*, **26**, 7023–7043, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00696.1>.
- Tetzlaff, A., C. Lüpkes, and J. Hartmann, 2015: Aircraft-based observations of atmospheric boundary-layer modification over Arctic leads. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **141**, 2839–2856, <https://doi.org/10.1002/qj.2568>.
- Thoman, R. L., and Coauthors, 2020: Arctic Report Card 2020: Executive Summary. <https://doi.org/10.25923/MN5P-T549>.
- Tjernström, M., J. Sedlar, and M. D. Shupe, 2008: How Well Do Regional Climate Models Reproduce Radiation and Clouds in the Arctic? An Evaluation of ARCMIP Simulations. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **47**, 2405–2422, <https://doi.org/10.1175/2008JAMC1845.1>.
- Tjernström, M., and Coauthors, 2014: The Arctic Summer Cloud Ocean Study (ASCOS): overview and experimental design. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **14**, 2823–2869, <https://doi.org/10.5194/acp-14-2823-2014>.
- Tjernström, M., G. Svensson, L. Magnusson, I. M. Brooks, J. Prytherch, J. Vüllers, and G. Young, 2021: Central Arctic weather forecasting: Confronting the ECMWF IFS with observations from the Arctic Ocean 2018 expedition. *Q J R Meteorol Soc*, **147**, 1278–1299, <https://doi.org/10.1002/qj.3971>.
- Trueblood, J. V., and Coauthors, 2021: A two-component parameterization of marine ice-nucleating particles based on seawater biology and sea spray aerosol measurements in the Mediterranean Sea. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **21**, 4659–4676, <https://doi.org/10.5194/acp-21-4659-2021>.
- Tsay, S.-C., and K. Jayaweera, 1984: Physical Characteristics of Arctic Stratus Clouds. *J. Climate Appl. Meteor.*, **23**, 584–596, [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1984\)023<0584:PCOASC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1984)023<0584:PCOASC>2.0.CO;2).
- Tunved, P., J. Ström, and R. Krejci, 2013: Arctic aerosol life cycle: linking aerosol size distributions observed between 2000 and 2010 with air mass transport and precipitation at Zeppelin station, Ny-Ålesund, Svalbard. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **13**, 3643–3660, <https://doi.org/10.5194/acp-13-3643-2013>.
- Twohy, C. H., M. D. Petters, J. R. Snider, B. Stevens, W. Tahnk, M. Wetzel, L. Russell, and F. Burnet, 2005: Evaluation of the aerosol indirect effect in marine stratocumulus clouds: Droplet number, size, liquid water path, and radiative impact. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **110**, <https://doi.org/10.1029/2004JD005116>.
- Twomey, S., 1977: The Influence of Pollution on the Shortwave Albedo of Clouds. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **34**, 1149–1152, [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1977\)034<1149:TIOPOT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1977)034<1149:TIOPOT>2.0.CO;2).
- Ulanowski, Z., E. Hesse, P. H. Kaye, and A. J. Baran, 2006: Light scattering by complex ice-analogue crystals. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, **100**, 382–392, <https://doi.org/10.1016/j.jqsrt.2005.11.052>.
- Ulanowski, Z., P. H. Kaye, E. Hirst, R. S. Greenaway, R. J. Cotton, E. Hesse, and C. T. Collier, 2014: Incidence of rough and irregular atmospheric ice particles from Small Ice Detector 3 measurements. *Atmos. Chem. Phys.*, **14**, 1649–1662, <https://doi.org/10.5194/acp-14-1649-2014>.
- Um, J., and G. M. McFarquhar, 2009: Single-scattering properties of aggregates of plates. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **135**, 291–304, <https://doi.org/10.1002/qj.378>.
- Um, J., and G. M. McFarquhar, 2011: Dependence of the single-scattering properties of small ice crystals on idealized shape models. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **11**, 3159–3171, <https://doi.org/10.5194/acp-11-3159-2011>.
- , —, Y. P. Hong, S.-S. Lee, C. H. Jung, R. P. Lawson, and Q. Mo, 2015: Dimensions and aspect ratios of natural ice crystals. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **15**, 3933–3956, <https://doi.org/10.5194/acp-15-3933-2015>.
- Untersteiner, N., A. S. Thorndike, D. A. Rothrock, and K. L. Hunkins, 2009: AIDJEX Revisited: A Look Back at the U.S.-Canadian Arctic Ice Dynamics Joint Experiment 1970–78. *ARCTIC*, **60**, 327–336, <https://doi.org/10.14430/arctic233>.
- Unterstrasser, S., K. Gierens, I. Sölch, and M. Lainer, 2017: Numerical simulations of homogeneously nucleated natural cirrus and contrail-cirrus. Part 1: How different are they? *metz*, **26**, 621–642, <https://doi.org/10.1127/metz/2016/0777>.
- Urrego-Blanco, J. R., E. C. Hunke, and N. Urban, 2019: Emergent Relationships Among Sea Ice, Longwave Radiation, and the Beaufort High Circulation Exposed Through Parameter Uncertainty Analysis. *J. Geophys. Res. Oceans*, **124**, 9572–9589, <https://doi.org/10.1029/2019JC014979>.
- Uttal, T., and Coauthors, 2002: Surface Heat Budget of the Arctic Ocean. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **83**, 255–275, [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(2002\)083<0255:SHBOTA>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(2002)083<0255:SHBOTA>2.3.CO;2).
- , and Coauthors, 2016: International Arctic Systems for Observing the Atmosphere: An International Polar Year Legacy Consortium. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **97**, 1033–1056, <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-14-00145.1>.
- Vaillant de Guélis, T., A. Schwarzenböck, V. Shcherbakov, C. Gourbeyre, B. Laurent, R. Dupuy, P. Coutris, and C. Durooure, 2019: Study of the diffraction pattern of cloud particles and the respective responses of optical array probes. *Atmospheric Measurement Techniques*, **12**, 2513–2529, <https://doi.org/10.5194/amt-12-2513-2019>.
- Vali, G., and J. R. Snider, 2015: Time-dependent freezing rate parcel model. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **15**, 2071–2079, <https://doi.org/10.5194/acp-15-2071-2015>.
- Van Tricht, K., and Coauthors, 2016: Clouds enhance Greenland ice sheet meltwater runoff. *Nature Communications*, **7**, 10266, <https://doi.org/10.1038/ncomms10266>.
- Várnai, T., and A. Marshak, 2001: Statistical Analysis of the Uncertainties in Cloud Optical Depth Retrievals Caused by Three-Dimensional Radiative Effects. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **58**, 1540–1548, [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(2001\)058<1540:SAOTUI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(2001)058<1540:SAOTUI>2.0.CO;2).
- , and —, 2002: Observations of Three-Dimensional Radiative Effects that Influence MODIS Cloud Optical Thickness Retrievals. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **59**, 1607–1618, [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(2002\)059<1607:OOTDRE>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(2002)059<1607:OOTDRE>2.0.CO;2).
- Vaughan, M. A., and Coauthors, 2009: Fully Automated Detection of Cloud and Aerosol Layers in the CALIPSO Lidar Measurements. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **26**, 2034–2050, <https://doi.org/10.1175/2009JTECHA1228.1>.

- Vavrus, S. J., U. S. Bhatt, and V. A. Alexeev, 2011: Factors Influencing Simulated Changes in Future Arctic Cloudiness. *Journal of Climate*, **24**, 4817–4830, <https://doi.org/10.1175/2011JCLI4029.1>.
- Vázquez-Navarro, M., H. Mannstein, and S. Kox, 2015: Contrail life cycle and properties from 1 year of MSG/SEVIRI rapid-scan images. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **15**, 8739–8749, <https://doi.org/10.5194/acp-15-8739-2015>.
- Vergara-Temprado, J., and Coauthors, 2018: Strong control of Southern Ocean cloud reflectivity by ice-nucleating particles. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, **115**, 2687–2692, <https://doi.org/10.1073/pnas.1721627115>.
- Verlinde, J., and Coauthors, 2007: The Mixed-Phase Arctic Cloud Experiment. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **88**, 205–222, <https://doi.org/10.1175/BAMS-88-2-205>.
- , B. D. Zak, M. D. Shupe, M. D. Ivey, and K. Stamnes, 2016: The ARM North Slope of Alaska (NSA) Sites. *Meteorological Monographs*, **57**, 8.1–8.13, <https://doi.org/10.1175/AMSMONOGRAPH-D-15-0023.1>.
- Viceto, C., I. V. Gorodetskaya, A. Rinke, M. Maturilli, A. Rocha, and S. Crewell, 2022: Atmospheric rivers and associated precipitation patterns during the ALOUD and PASCAL campaigns near Svalbard (May–June 2017): case studies using observations, reanalyses, and a regional climate model. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **22**, 441–463, <https://doi.org/10.5194/acp-22-441-2022>.
- Vidot, J., R. Bennartz, C. W. O'Dell, R. Preusker, R. Lindstrot, and A. K. Heidinger, 2009: CO₂ Retrieval over Clouds from the OCO Mission: Model Simulations and Error Analysis. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **26**, 1090–1104, <https://doi.org/10.1175/2009JTECHA1200.1>.
- Vidot, J., O. Jourdan, A. A. Kokhanovsky, F. Szczap, V. Giraud, and V. V. Rozanov, 2010: Retrieval of tropospheric NO₂ columns from satellite measurements in presence of cirrus: A theoretical sensitivity study using SCIATRAN and prospect application for the A-Train. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, **111**, 586–601, <https://doi.org/10.1016/j.jqsrt.2009.10.015>.
- , A. J. Baran, and P. Brunel, 2015: A new ice cloud parameterization for infrared radiative transfer simulation of cloudy radiances: Evaluation and optimization with IIR observations and ice cloud profile retrieval products: ICE CLOUD PARAMETERIZATION FOR IR RTM. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **120**, 6937–6951, <https://doi.org/10.1002/2015JD023462>.
- Vihma, T., J. Jaagus, E. Jakobson, and T. Palo, 2008: Meteorological conditions in the Arctic Ocean in spring and summer 2007 as recorded on the drifting ice station Tara. *Geophysical Research Letters*, **35**, <https://doi.org/10.1029/2008GL034681>.
- Vihma, T., and Coauthors, 2014: Advances in understanding and parameterization of small-scale physical processes in the marine Arctic climate system: a review. *Atmos. Chem. Phys.*, **14**, 9403–9450, <https://doi.org/10.5194/acp-14-9403-2014>.
- de Villiers, R. A., G. Ancellet, J. Pelon, B. Quennehen, A. Schwarzenboeck, J. F. Gayet, and K. S. Law, 2010: Airborne measurements of aerosol optical properties related to early spring transport of mid-latitude sources into the Arctic. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **10**, 5011–5030, <https://doi.org/10.5194/acp-10-5011-2010>.
- Vochezer, P., E. Järvinen, R. Wagner, P. Kupiszewski, T. Leisner, and M. Schnaiter, 2016: In situ characterization of mixed phase clouds using the Small Ice Detector and the Particle Phase Discriminator. *Atmos. Meas. Tech.*, **9**, 159–177, <https://doi.org/10.5194/amt-9-159-2016>.
- Voigt, C., and Coauthors, 2010: In-situ observations of young contrails – overview and selected results from the CONCERT campaign. *Atmos. Chem. Phys.*, **10**, 9039–9056, <https://doi.org/10.5194/acp-10-9039-2010>.
- , and Coauthors, 2011: Extinction and optical depth of contrails. *Geophysical Research Letters*, **38**, <https://doi.org/10.1029/2011GL047189>.
- , and Coauthors, 2014: Evolution of CO₂, SO₂, HCl, and HNO₃ in the volcanic plumes from Etna. *Geophys. Res. Lett.*, **41**, 2196–2203, <https://doi.org/10.1002/2013GL058974>.
- Voigt, C., and Coauthors, 2017: ML-CIRRUS: The Airborne Experiment on Natural Cirrus and Contrail Cirrus with the High-Altitude Long-Range Research Aircraft HALO. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **98**, 271–288, <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-15-00213.1>.
- Voigtländer, J., and Coauthors, 2018: Surface roughness during depositional growth and sublimation of ice crystals. *Atmos. Chem. Phys.*, **18**, 13687–13702, <https://doi.org/10.5194/acp-18-13687-2018>.
- Vüllers, J., P. Achtert, I. M. Brooks, M. Tjernström, J. Prytherch, A. Burzik, and R. Neely III, 2021: Meteorological and cloud conditions during the Arctic Ocean 2018 expedition. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **21**, 289–314, <https://doi.org/10.5194/acp-21-289-2021>.
- Wagner, R., C. Linke, K.-H. Naumann, M. Schnaiter, M. Vragel, M. Gangl, and H. Horvath, 2009: A review of optical measurements at the aerosol and cloud chamber AIDA. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, **110**, 930–949, <https://doi.org/10.1016/j.jqsrt.2009.01.026>.
- Wagner, R., O. Möhler, H. Saathoff, M. Schnaiter, and T. Leisner, 2010: High variability of the heterogeneous ice nucleation potential of oxalic acid dihydrate and sodium oxalate. *Atmos. Chem. Phys.*, **10**, 7617–7641, <https://doi.org/10.5194/acp-10-7617-2010>.
- , —, —, —, and —, 2011: New cloud chamber experiments on the heterogeneous ice nucleation ability of oxalic acid in the immersion mode. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **11**, 2083–2110, <https://doi.org/10.5194/acp-11-2083-2011>.
- Waliser, D. E., and Coauthors, 2009: Cloud ice: A climate model challenge with signs and expectations of progress. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **114**, <https://doi.org/10.1029/2008JD010015>.
- Wall, C. J., D. L. Hartmann, M. M. Thieman, W. L. Smith, and P. Minnis, 2018: The Life Cycle of Anvil Clouds and the Top-of-Atmosphere Radiation Balance over the Tropical West Pacific. *J. Climate*, **31**, 10059–10080, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-18-0154.1>.
- Walsh, J. E., 2014: Intensified warming of the Arctic: Causes and impacts on middle latitudes. *Global and Planetary Change*, **117**, 52–63, <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2014.03.003>.
- Wang, D., and Coauthors, 2020: Temperature Inversion and Clouds Over the Arctic Ocean Observed by the 5th Chinese National Arctic Research Expedition. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **125**, e2019JD032136, <https://doi.org/10.1029/2019JD032136>.
- Wang, P., P. Stammes, and K. F. Boersma, 2006: Impact of effective cloud fraction assumption on tropospheric NO₂ retrievals. *European Space Agency*, 2006:SP-628:72.1.,.
- Wang, T., and A. E. Dessler, 2012: Analysis of cirrus in the tropical tropopause layer from CALIPSO and MLS data: A water perspective. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **117**, <https://doi.org/10.1029/2011JD016442>.

- Wang, X., and J. R. Key, 2005: Arctic Surface, Cloud, and Radiation Properties Based on the AVHRR Polar Pathfinder Dataset. Part I: Spatial and Temporal Characteristics. *Journal of Climate*, **18**, 2558–2574, <https://doi.org/10.1175/JCLI3438.1>.
- Wang, Z., and X. Zeng, 2010: Evaluation of Snow Albedo in Land Models for Weather and Climate Studies. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **49**, 363–380, <https://doi.org/10.1175/2009JAMC2134.1>.
- Wang, Z., K. Sassen, D. N. Whiteman, and B. B. Demoz, 2004: Studying Altocumulus with Ice Virga Using Ground-Based Active and Passive Remote Sensors. *J. Appl. Meteor.*, **43**, 449–460, [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(2004\)043<0449:SAWIVU>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(2004)043<0449:SAWIVU>2.0.CO;2).
- Wang, Z., D. Vane, G. Stephens, and Reinke, D., 2013: CloudSat Project: Level 2 combined radar and lidar cloud scenario classification product process description and interface control document.
- Waterman, P. C., 1971a: Symmetry, Unitarity, and Geometry in Electromagnetic Scattering. *Phys. Rev. D*, **3**, 825–839, <https://doi.org/10.1103/PhysRevD.3.825>.
- , 1971b: Symmetry, Unitarity, and Geometry in Electromagnetic Scattering. *Phys. Rev. D*, **3**, 825–839, <https://doi.org/10.1103/PhysRevD.3.825>.
- Wegener, A., 1911: *Thermodynamik der Atmosphäre*. 331 pp.
- Wendisch, M., D. Müller, D. Schell, and J. Heintzenberg, 2001: An Airborne Spectral Albedometer with Active Horizontal Stabilization. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **18**, 1856–1866, [https://doi.org/10.1175/1520-0426\(2001\)018<1856:AASAWA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0426(2001)018<1856:AASAWA>2.0.CO;2).
- , and Coauthors, 2004: Airborne measurements of areal spectral surface albedo over different sea and land surfaces. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **109**, <https://doi.org/10.1029/2003JD004392>.
- , P. Yang, and A. Ehrlich, 2013: *Amplified climate changes in the Arctic: role of clouds and atmospheric radiation*; [Vortrag gehalten in der Sächsischen Akademie der Wissenschaften zu Leipzig am 12. Oktober 2012]. Sächsische Akad. der Wiss. zu Leipzig, 34 pp.
- , and Coauthors, 2016: ACRIDICON–CHUVA Campaign: Studying Tropical Deep Convective Clouds and Precipitation over Amazonia Using the New German Research Aircraft HALO. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **97**, 1885–1908, <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-14-00255.1>.
- , and Coauthors, 2017: Understanding Causes and Effects of Rapid Warming in the Arctic. *Eos*, <https://doi.org/10.1029/2017EO064803>.
- Wendisch, M., and Coauthors inc. O. Jourdan, 2019: The Arctic Cloud Puzzle: Using ALOUD/PASCAL Multiplatform Observations to Unravel the Role of Clouds and Aerosol Particles in Arctic Amplification. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **100**, 841–871, <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-18-0072.1>.
- Wendisch, M., and Coauthors inc. O. Jourdan, 2023: Atmospheric and Surface Processes, and Feedback Mechanisms Determining Arctic Amplification: A Review of First Results and Prospects of the (AC)³ project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **104**, E208–E242, <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-21-0218.1>.
- Wernli, H., M. Boettcher, H. Joos, A. K. Miltenberger, and P. Spichtinger, 2016: A trajectory-based classification of ERA-Interim ice clouds in the region of the North Atlantic storm track: LAGRANGIAN ICE CLOUD CLASSIFICATION. *Geophys. Res. Lett.*, **43**, 6657–6664, <https://doi.org/10.1002/2016GL068922>.
- Westbrook, C. D., and A. J. Heymsfield, 2011: Ice Crystals Growing from Vapor in Supercooled Clouds between –2.5° and –22°C: Testing Current Parameterization Methods Using Laboratory Data. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **68**, 2416–2429, <https://doi.org/10.1175/JAS-D-11-017.1>.
- , and A. J. Illingworth, 2013: The formation of ice in a long-lived supercooled layer cloud: Ice Formation in Altocumulus. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, **139**, 2209–2221, <https://doi.org/10.1002/qj.2096>.
- Westbrook, C. D., R. J. Hogan, and A. J. Illingworth, 2008: The Capacitance of Pristine Ice Crystals and Aggregate Snowflakes. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **65**, 206–219, <https://doi.org/10.1175/2007JAS2315.1>.
- Wex, H., and Coauthors, 2019: Annual variability of ice-nucleating particle concentrations at different Arctic locations. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **19**, 5293–5311, <https://doi.org/10.5194/acp-19-5293-2019>.
- Willis, M. D., and Coauthors, 2016: Growth of nucleation mode particles in the summertime Arctic: a case study. *Atmos. Chem. Phys.*, **16**, 7663–7679, <https://doi.org/10.5194/acp-16-7663-2016>.
- 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. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **26**, 2310–2323, <https://doi.org/10.1175/2009JTECHA1281.1>.
- Winker, D. M., and Coauthors, 2010: The CALIPSO Mission: A Global 3D View of Aerosols and Clouds. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **91**, 1211–1230, <https://doi.org/10.1175/2010BAMS3009.1>.
- Wirth, M., A. Fix, P. Mahnke, H. Schwarzer, F. Schrandt, and G. Ehret, 2009: The airborne multi-wavelength water vapor differential absorption lidar WALES: system design and performance. *Appl. Phys. B*, **96**, 201, <https://doi.org/10.1007/s00340-009-3365-7>.
- Wise, M. E., K. J. Baustian, T. Koop, M. A. Freedman, E. J. Jensen, and M. A. Tolbert, 2012: Depositional ice nucleation onto crystalline hydrated NaCl particles: a new mechanism for ice formation in the troposphere. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **12**, 1121–1134, <https://doi.org/10.5194/acp-12-1121-2012>.
- Wolf, V., T. Kuhn, and M. Krämer, 2019: On the Dependence of Cirrus Parametrizations on the Cloud Origin. *Geophysical Research Letters*, **46**, 12565–12571, <https://doi.org/10.1029/2019GL083841>.
- Wong, H.-W., and R. C. Miake-Lye, 2010: Parametric studies of contrail ice particle formation in jet regime using microphysical parcel modeling. *Atmos. Chem. Phys.*, **10**, 3261–3272, <https://doi.org/10.5194/acp-10-3261-2010>.
- Woods, C., and R. Caballero, 2016: The Role of Moist Intrusions in Winter Arctic Warming and Sea Ice Decline. *Journal of Climate*, **29**, 4473–4485, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0773.1>.
- , —, and G. Svensson, 2017: Representation of Arctic Moist Intrusions in CMIP5 Models and Implications for Winter Climate Biases. *Journal of Climate*, **30**, 4083–4102, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0710.1>.

- Woods, S., R. P. Lawson, E. Jensen, T. P. Bui, T. Thornberry, A. Rollins, L. Pfister, and M. Avery, 2018: Microphysical Properties of Tropical Tropopause Layer Cirrus. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **123**, 6053–6069, <https://doi.org/10.1029/2017JD028068>.
- Wylie, D., D. L. Jackson, W. P. Menzel, and J. J. Bates, 2005: Trends in Global Cloud Cover in Two Decades of HIRS Observations. *Journal of Climate*, **18**, 3021–3031, <https://doi.org/10.1175/JCLI3461.1>.
- , E. Eloranta, J. D. Spinhirne, and S. P. Palm, 2007: A Comparison of Cloud Cover Statistics from the GLAS Lidar with HIRS. *Journal of Climate*, **20**, 4968–4981, <https://doi.org/10.1175/JCLI4269.1>.
- Wylie, D. P., and P.-H. Wang, 1997: Comparison of cloud frequency data from the high-resolution infrared radiometer sounder and the Stratospheric Aerosol and Gas Experiment II. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **102**, 29893–29900, <https://doi.org/10.1029/97JD02360>.
- , and W. P. Menzel, 1999: Eight Years of High Cloud Statistics Using HIRS. *Journal of Climate*, **12**, 170–184, [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1999\)012<0170:EYOHCS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1999)012<0170:EYOHCS>2.0.CO;2).
- Wyser, K., 1998: The Effective Radius in Ice Clouds. *Journal of Climate*, **11**, 1793–1802, [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1998\)011<1793:TERIIC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1998)011<1793:TERIIC>2.0.CO;2).
- Xie, Y., P. Yang, B.-C. Gao, G. W. Kattawar, and M. I. Mishchenko, 2006: Effect of ice crystal shape and effective size on snow bidirectional reflectance. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, **100**, 457–469, <https://doi.org/10.1016/j.jqsrt.2005.11.056>.
- , —, G. W. Kattawar, P. Minnis, and Y. X. Hu, 2009: Effect of the inhomogeneity of ice crystals on retrieving ice cloud optical thickness and effective particle size. *J. Geophys. Res.*, **114**, D11203, <https://doi.org/10.1029/2008JD011216>.
- Xu, G., M. Schnaiter, and E. Järvinen, 2022: Accurate Retrieval of Asymmetry Parameter for Large and Complex Ice Crystals From In-Situ Polar Nephelometer Measurements. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **127**, e2021JD036071, <https://doi.org/10.1029/2021JD036071>.
- Yang, P., and K. N. Liou, 1996a: Finite-difference time domain method for light scattering by small ice crystals in three-dimensional space. *J. Opt. Soc. Am. A*, **13**, 2072, <https://doi.org/10.1364/JOSAA.13.002072>.
- , and —, 1996b: Geometric-optics–integral-equation method for light scattering by nonspherical ice crystals. *Appl. Opt.*, **AO**, **35**, 6568–6584, <https://doi.org/10.1364/AO.35.006568>.
- Yang, P., and K. Liou, 1998: Single-scattering properties of complex ice crystals in terrestrial atmosphere. *Contributions to atmospheric physics*, **71**, 223–248.
- Yang, P., K. N. Liou, K. Wyser, and D. Mitchell, 2000: Parameterization of the scattering and absorption properties of individual ice crystals. *J. Geophys. Res.*, **105**, 4699–4718, <https://doi.org/10.1029/1999JD900755>.
- , B. A. Baum, A. J. Heymsfield, Y. X. Hu, H.-L. Huang, S.-C. Tsay, and S. Ackerman, 2003: Single-scattering properties of droxtals. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, **79–80**, 1159–1169, [https://doi.org/10.1016/S0022-4073\(02\)00347-3](https://doi.org/10.1016/S0022-4073(02)00347-3).
- , H. Wei, H.-L. Huang, B. A. Baum, Y. X. Hu, G. W. Kattawar, M. I. Mishchenko, and Q. Fu, 2005: Scattering and absorption property database for nonspherical ice particles in the near- through far-infrared spectral region. *Appl. Opt.*, **44**, 5512, <https://doi.org/10.1364/AO.44.005512>.
- , G. W. Kattawar, G. Hong, P. Minnis, and Y. Hu, 2008: Uncertainties Associated With the Surface Texture of Ice Particles in Satellite-Based Retrieval of Cirrus Clouds—Part I: Single-Scattering Properties of Ice Crystals With Surface Roughness. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **46**, 1940–1947, <https://doi.org/10.1109/TGRS.2008.916471>.
- , L. Bi, B. A. Baum, K.-N. Liou, G. W. Kattawar, M. I. Mishchenko, and B. Cole, 2013: Spectrally Consistent Scattering, Absorption, and Polarization Properties of Atmospheric Ice Crystals at Wavelengths from 0.2 to 100 μm . *Journal of the Atmospheric Sciences*, **70**, 330–347, <https://doi.org/10.1175/JAS-D-12-039.1>.
- , K.-N. Liou, L. Bi, C. Liu, B. Yi, and B. A. Baum, 2015: On the radiative properties of ice clouds: Light scattering, remote sensing, and radiation parameterization. *Adv. Atmos. Sci.*, **32**, 32–63, <https://doi.org/10.1007/s00376-014-0011-z>.
- , S. Hioki, M. Saito, C.-P. Kuo, B. Baum, and K.-N. Liou, 2018: A Review of Ice Cloud Optical Property Models for Passive Satellite Remote Sensing. *Atmosphere*, **9**, 499, <https://doi.org/10.3390/atmos9120499>.
- Yi, B., P. Yang, B. A. Baum, T. L'Ecuyer, L. Oreopoulos, E. J. Mlawer, A. J. Heymsfield, and K.-N. Liou, 2013: Influence of Ice Particle Surface Roughening on the Global Cloud Radiative Effect. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **70**, 2794–2807, <https://doi.org/10.1175/JAS-D-13-020.1>.
- , —, Q. Liu, P. van Delst, S.-A. Boukabara, and F. Weng, 2016: Improvements on the ice cloud modeling capabilities of the Community Radiative Transfer Model. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **121**, 13,577–13,590, <https://doi.org/10.1002/2016JD025207>.
- Yoon, Y. J., and Coauthors, inc. O. Jourdan, 2007: Seasonal characteristics of the physicochemical properties of North Atlantic marine atmospheric aerosols. *J. Geophys. Res.*, **112**, D04206, <https://doi.org/10.1029/2005JD007044>.
- Yoshida, R., H. Okamoto, 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. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **115**, <https://doi.org/10.1029/2009JD012334>.
- Young, G., and Coauthors, 2016: Observed microphysical changes in Arctic mixed-phase clouds when transitioning from sea ice to open ocean. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **16**, 13945–13967, <https://doi.org/10.5194/acp-16-13945-2016>.
- , P. J. Connolly, H. M. Jones, and T. W. Choularton, 2017: Microphysical sensitivity of coupled springtime Arctic stratocumulus to modelled primary ice over the ice pack, marginal ice, and ocean. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **17**, 4209–4227, <https://doi.org/10.5194/acp-17-4209-2017>.
- Young, S. A., and M. A. Vaughan, 2009: The Retrieval of Profiles of Particulate Extinction from Cloud-Aerosol Lidar Infrared Pathfinder Satellite Observations (CALIPSO) Data: Algorithm Description. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **26**, 1105–1119, <https://doi.org/10.1175/2008JTECHA1221.1>.
- Yun, Y., and J. E. Penner, 2012: Global model comparison of heterogeneous ice nucleation parameterizations in mixed phase clouds: ICE NUCLEATION IN MIXED PHASE CLOUDS. *J. Geophys. Res.*, **117**, n/a–n/a, <https://doi.org/10.1029/2011JD016506>.
- Yurkin, M. A., and A. G. Hoekstra, 2011: The discrete-dipole-approximation code ADDA: Capabilities and known limitations. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, **112**, 2234–2247, <https://doi.org/10.1016/j.jqsrt.2011.01.031>.

- Zahn, M., M. Akperov, A. Rinke, F. Feser, and I. I. Mokhov, 2018: Trends of Cyclone Characteristics in the Arctic and Their Patterns From Different Reanalysis Data. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **123**, 2737–2751, <https://doi.org/10.1002/2017JD027439>.
- Zamora, L. M., R. A. Kahn, S. Eckhardt, A. McComiskey, P. Sawamura, R. Moore, and A. Stohl, 2017: Aerosol indirect effects on the nighttime Arctic Ocean surface from thin, predominantly liquid clouds. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **17**, 7311–7332, <https://doi.org/10.5194/acp-17-7311-2017>.
- Zanatta, M., S. Merter, O. Jourdan, and Coauthors, 2023: Airborne investigation of black carbon interaction with low-level, persistent, mixed-phase clouds in the Arctic summer. *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions*, 1–39, <https://doi.org/10.5194/acp-2023-30>.
- Zelinka, M. D., T. A. Myers, D. T. McCoy, S. Po-Chedley, P. M. Caldwell, P. Ceppi, S. A. Klein, and K. E. Taylor, 2020: Causes of Higher Climate Sensitivity in CMIP6 Models. *Geophysical Research Letters*, **47**, e2019GL085782, <https://doi.org/10.1029/2019GL085782>.
- Zhang, C., and J. Y. Harrington, 2014: Including Surface Kinetic Effects in Simple Models of Ice Vapor Diffusion. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **71**, 372–390, <https://doi.org/10.1175/JAS-D-13-0103.1>.
- Zhang, J., R. Lindsay, A. Schweiger, and M. Steele, 2013: The impact of an intense summer cyclone on 2012 Arctic sea ice retreat: CYCLONE IMPACT ON 2012 ARCTIC SEA ICE. *Geophys. Res. Lett.*, **40**, 720–726, <https://doi.org/10.1002/grl.50190>.
- Zhang, K., and Coauthors, 2012: The global aerosol-climate model ECHAM-HAM, version 2: sensitivity to improvements in process representations. *Atmos. Chem. Phys.*, **12**, 8911–8949, <https://doi.org/10.5194/acp-12-8911-2012>.
- Zhang, M. H., and Coauthors, 2005: Comparing clouds and their seasonal variations in 10 atmospheric general circulation models with satellite measurements. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **110**, <https://doi.org/10.1029/2004JD005021>.
- Zhang, Y., 2004: Calculation of radiative fluxes from the surface to top of atmosphere based on ISCCP and other global data sets: Refinements of the radiative transfer model and the input data. *J. Geophys. Res.*, **109**, D19105, <https://doi.org/10.1029/2003JD004457>.
- Zhang, Y., A. Macke, and F. Albers, 1999: Effect of crystal size spectrum and crystal shape on stratiform cirrus radiative forcing. *Atmospheric Research*, **52**, 59–75, [https://doi.org/10.1016/S0169-8095\(99\)00026-5](https://doi.org/10.1016/S0169-8095(99)00026-5).
- Zhang, Z., P. Yang, G. W. Kattawar, S.-C. Tsay, B. A. Baum, Y. Hu, A. J. Heymsfield, and J. Reichardt, 2004: Geometrical-optics solution to light scattering by droxtal ice crystals. *Appl. Opt.*, **43**, 2490, <https://doi.org/10.1364/AO.43.002490>.
- Zhao, M., and Z. Wang, 2010: Comparison of Arctic clouds between European Center for Medium-Range Weather Forecasts simulations and Atmospheric Radiation Measurement Climate Research Facility long-term observations at the North Slope of Alaska Barrow site. *J. Geophys. Res.*, **115**, D23202, <https://doi.org/10.1029/2010JD014285>.
- Zhao, W., Y. Peng, B. Wang, B. Yi, Y. Lin, and J. Li, 2018: Comparison of three ice cloud optical schemes in climate simulations with community atmospheric model version 5. *Atmospheric Research*, **204**, 37–53, <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2018.01.004>.
- Zhao, X., and X. Liu, 2022: Primary and secondary ice production: interactions and their relative importance. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **22**, 2585–2600, <https://doi.org/10.5194/acp-22-2585-2022>.
- , Y. Lin, Y. Peng, B. Wang, H. Morrison, and A. Gettelman, 2017: A single ice approach using varying ice particle properties in global climate model microphysics. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, **9**, 2138–2157, <https://doi.org/10.1002/2017MS000952>.
- Zhao, Y., G. G. Mace, and J. M. Comstock, 2011: The Occurrence of Particle Size Distribution Bimodality in Midlatitude Cirrus as Inferred from Ground-Based Remote Sensing Data. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **68**, 1162–1177, <https://doi.org/10.1175/2010JAS3354.1>.
- Zhu, S., X. Guo, G. Lu, and L. Guo, 2015: Ice Crystal Habits and Growth Processes in Stratiform Clouds with Embedded Convection Examined through Aircraft Observation in Northern China. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **72**, 2011–2032, <https://doi.org/10.1175/JAS-D-14-0194.1>.
- Zuidema, P., E. R. Westwater, C. Fairall, and D. Hazen, 2005: Ship-based liquid water path estimates in marine stratocumulus. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **110**, <https://doi.org/10.1029/2005JD005833>.
- Zygmuntowska, M., T. Mauritsen, J. Quaas, and L. Kaleschke, 2012: Arctic Clouds and Surface Radiation – a critical comparison of satellite retrievals and the ERA-Interim reanalysis. *Atmos. Chem. Phys.*, **12**, 6667–6677, <https://doi.org/10.5194/acp-12-6667-2012>.

Annexe A : Liste des acronymes - Tables des figures et des tableaux

A.1 Liste des acronymes utilisés

Général

AC	Aged Contrail
ACP	Analyse en Composantes Principales
AF	Aspherical Fraction - fraction d'asphéricité
AFM	Analyse Factorielle Multiple
AMF	Air Mass Factor
ASC/ASI	Angular Scattering Coefficients / Intensities - fonction de phase non normalisée ($\mu\text{m}^{-1} \text{Sr}^{-1}$)
ASD	Argentinian Soil Dust
ATB	Total Attenuated Backscatter
ATD	Arizona Test Dust
BC	Black Carbon - Carbone suie
BF	Relation Masse - Diamètre de Brown et Francis [1995]
BN	cractère Bocca Nova de l'Etna
BRDF	Bidirectional Reflectance Distribution Function
CAO	Cold Air Outbreak - Intrusion d'air très froid venu des pôles
CC	Cloud Cover i.e couverture nuageuse
CCN	Cloud Condensation Nuclei - noyaux de condensation
Chl-a	Chlorophylle - a
CRE	Cloud Radiative Effect - Effet radiatif des nuages (W/m^2)
CSEM	Cryoscopic Scanning Electron Microscopy
DOAS	Differential Optical Absorption Spectroscopy
FPES	Footprint Potential Emission Sensitivity
GCM/MCG	Global Circulation/Climate Model - Modèle de Circulation Générale
IN/INP	Ice Nucleus / Ice Nucleating Particle - noyau glaçogène
IPA	Independent Pixel Approximation
IR	Infrarouge, $0.75 \mu\text{m} < \lambda < 100 \mu\text{m}$
IWC	Ice Water Content - Contenu en glace (mg/m^3)
IWP	Ice Water Path - Contenu intégré en glace (g/m^2)
LR	Lidar Ratio - rapport lidar (Sr)
LTS	Lower Tropospheric Stability
LUT	Look-up Tables - Tables d'interpolation
LW	Longwave = infrarouge thermique ou lointain, longueurs d'ondes entre $4 \mu\text{m}$ et $100 \mu\text{m}$
LWC	Liquid Water Content - Contenu en eau liquide (g/m^3)
LWF	Liquid Water Fraction - Fraction d'eau liquide ou surfondue
LWP	Liquid Water Path - Contenu intégré en eau liquide (g/m^2)
MIZ	Marginal Ice Zone - zone de transition entre la banquise et l'eau libre
MPC	Mixed Phase Cloud - Nuage en phase mixte
MPC-IB	Mixed Phase Cloud with Ice Below i.e. Nuage en phase mixte simple couche
nano	nanophytoplankton cell abundances
NEC	North East Crater, Etna
Ni	Concentration en nombre de cristaux (L^{-1})
NIR	Near Infrared - proche infrarouge, $0.75 \mu\text{m} < \lambda < 4 \mu\text{m}$
NH	Northern Hemisphere - Hémisphère Nord
Nw/Nd	Concentration en nombre de gouttelettes d'eau (cm^{-3})
OAP	Optical Array Probe
PC	Polluted Cirrus
PDF	Probability Density Function
POC	Particulate Organic Carbon

PSD	Particle Size Distribution – distribution dimensionnelle du nombre d'hydrométéores
PW	Primary Wake – Sillage primaire
RH	Relative Humidity – Humidité Relative (en %) par rapport à l'eau liq. RHw et la glace RHi
SIP	Secondary Ice Production – production secondaire de cristaux de glace
SA	Sulfuric Acid
SAC	Schmidt-Appleman criteria
SH	Southern Hemisphere – Hémisphère Sud
SO	Southern Oceans
SS	Super Saturation – sursaturation par rapport à la glace
SSRGA	Self-Similar Rayleigh-Gans Approximation
SST	Sea Surface Temperature – Température de surface des océans
SV	Cratère du Stromboli
SW	Shortwave : Ultraviolet+Visible+Proche Infra-rouge, longueurs d'ondes entre 0.1µm et 4µm
TWC	Total Water Content - Contenu total en eau condensée (liquide+ glace) (g/m ³)
USLC	Unglaciated Supercooled Liquid Cloud – nuage constitué uniquement d'eau surfondue
UV	Longueurs d'onde de l'ultraviolet - $0.1 \mu\text{m} < \lambda < 0.38 \mu\text{m}$
VIS	Longueurs d'onde du visible - $0.38 \mu\text{m} < \lambda < 0.75 \mu\text{m}$
WAI	Warm Air Intrusions – Intrusions d'air chaud
WBF	Processus de Wegener-Bergeron-Findeisen
YC	Young Contrail
ZCIT/ITCZ	Zone de Convergence Inter Tropicale

Instruments *in situ*, de télédétection et Modèles

2D-C	Imageur bidimensionnel OAP de cristaux de taille entre 25 et 800 µm
2D-S	Two Dimensions Stereo Imager. Imageur OAP d'hydrométéores de taille entre 10-1280 µm
3DMCPOL	Three-dimensional polarized Monte Carlo atmospheric radiative transfer mode
AATSR	Advanced Along Track Scanning Radiometer (embarqué sur ENVISAT)
ADM	Atmospheric Dynamics Mission
AIDA	Aerosol Interaction and Dynamics in the Atmosphere, Karlsruhe
AMALi	Airborne Mobile Aerosol Lidar de l'AWI
AMSR-2	Advanced Microwave Scanning Radiometer 2 (embarqué sur GCOM-W1)
AOS	Atmosphere Observing System, Mission NASA
AVHRR	Advanced Very High Resolution Radiometer (embarqué sur NOAA 19)
CALIOP	Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization (embarqué sur CALIPSO)
CALIPSO	Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observation
CAMS	Community Atmosphere Model
CAS	Cloud and Aerosol Spectrometer. Spectromètre de taille entre 0.6 et 50 µm
CAS-DPOL	Cloud Aerosol Spectrometer–Depolarization Option. Spectromètre de taille 0.6 et 50 µm
CCP	Cloud Combination Probe (CDP + CIP: PSD des hydrométéores de 2-50 µm et 25-1550 µm)
CDP	Cloud Droplet Probe. Spectromètre de taille des gouttelettes de taille entre 2 et 50 µm
CERES	Clouds and the Earth's Radiant Energy System
CIP	Cloud Imaging Probe. Sonde imageur d'hydrométéores de taille entre 15/25µm et 1.55mm
CLIMAT-AV	Conveyable Low-noise Infrared radiometer for Measurements of Atmosphere and ground surface Targets-Airborne Version
CPI	Cloud Particle Imager. Sonde imageur d'hydrométéores de taille entre 2.3 µm et 2.3 mm
CPC	Condensation Particle Counter. Compteur optique d'aérosols de taille supérieur à 3 nm
CPR	Cloud Profiling Radar (embarqué sur CloudSat)
CPSPD	Cloud Particle Spectrometer with Polarization Detection, spectromètre de taille des hydrométéores entre 0.5 et 50 µm et mesure de dépolarisation arrière

DARDAR	Produit raDAR/liDAR issu de la synergie CALIOP/CPR
DDA	Discrete-Dipole Approximation
DESCAM	Detailed SCAvenging Model
DMPS	Differential Mobility Particle Sizer (PSD des aérosols entre 25 et 810 nm)
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
ECHAM-HAM	Hambourg Aerosol Module du modèle de circulation générale ECHAM
ENVISAT	ENVIronment SATellite
FDTD	Finite-Difference Time Domain
FSSP-100	Forward Scattering Spectrometer Probe-100, PSD des gouttelettes de 3 à 45 μm
FSSP-300	Forward Scattering Spectrometer Probe-300, spectromètre de taille entre 0.35 à 20 μm
GOCCP	GCM Oriented Calipso Cloud Product
HVPS	High Volume Precipitation Spectrometer (OAP, hydrométéores de taille 150 μm – 19 mm)
HSI	High Speed Imaging Flight Probe. Imageur d'hydrométéores de taille 10 - 1500 μm
HYSPLIT	Hybrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory model
IASI	Infrared Atmospheric Sounding Interferometer (embarqué sur MetOp)
IIR	Infrared imaging Radiometer (embarqué sur CALIPSO)
IGOM	Improved Geometric Optics Model
IHM	Inhomogeneous Hexagonal Monocrystal Model
ISCCP	International Satellite Cloud Climatology Project
KU	Kyushu University CALIPSO Product
LES	Large Eddy Simulations
LNG	Leandre Nouvelle Génération - lidar Doppler à haute résolution spectrale du LATMOS
McRALI	Monte Carlo Radar Lidar simulator
MINIMIR	MINI Middle Infrared Radiometer
MODIS	MODerate resolution Imaging Spectroradiometer (sur Aqua ou Terra)
NIXE-CAPS	Novel Ice Experiment-Cloud and Aerosol Particle Spectrometer
OAP	Optical Array Probe
OHC	Optimal Habbit Combination
OMI	Ozone Monitoring Instrument, embarqué sur AURA
PHIPS	Particle Habit Imaging and Polar Scattering (néphélomètre + imageur)
PIP	Precipitation Imaging Probe. OAP imageur d'hydrométéores de taille entre 0.1 – 6.2 mm
PN	Polar Nephelometer (néphélomètre pour la mesure des indicatrices de diffusion)
POLDER	POLarization and Directionality of the Earth Reflectance (sur Parasol)
PPD-2K	Particle Phase Discriminator (figure de diffusion des particules de taille entre 7 et 70 μm)
PSTD	Pseudo-Spectral Time Domain
RALI	Radar RASTA et Lidar LNG
RASTA	RAdar SysTEM Airborne - radar nuage Doppler aéroporté du LATMOS
RTTOV	Radiative Transfer code for TIROS Operational Vertical sounder
SCIAMACHY	Scanning Imaging Absorption Spectrometer for Atmospheric Chartography (sur ENVISAT)
SID-3	Small Ice Detector Mark-3 (figure de diffusion des hydrométéores de taille entre 3 et 50 μm)
SIMONE	Streulichtintensitätsmessungen zum Optischen Nachweis von Eisparkeln - diffusion 2°, 178°
SMART	Spectral Modular Airborne Radiation measurement sysTem
SMPS	Scanning Mobility Particle Sizer (PSD aérosols entre 10 nm et 500 nm)
SOCP	Southern Ocean Cloud Phase algorithm
ST	Science Team CALIPSO product
TDL	Tunable diode laser
TIROS	Television and infrared observation satellite (NOAA)
TOVS	TIROS Operational Vertical Sounder (embarqué sur TIROS)
UHSAS	Ultra-High-Sensitivity Aerosol Spectrometer (PSD des aérosols entre 80 nm et 1 μm)
WRF	Weather Research and Forecasting model

Campagnes – Projets

(AC)³	Arctic Amplification : Climate relevant Atmospheric and surface processes and feedback mechanisms : projet collaboratif trans-régional Allemand
ACCACIA	Aerosol-Cloud Coupling and Climate Interactions in the Arctic (Mars-Avril, Juillet 2013)
ACCESS	Arctic Climate Change, Economy, and Society aircraft campaign (Juillet 2012)
ACLOUD	Arctic Cloud Observations Using airborne measurements during polar Day (Mai-Juin 2017)
ACTRIS	Aerosols, Clouds and Trace gases Research Infrastructure network
ACRIDICON	Aerosol, Cloud, Precipitation, and Radiation Interactions and Dynamics of Convective Cloud Systems (Manaus, 2014)
AFLUX	Airborne measurements of radiative and turbulent FLUXes of energy and momentum in the arctic boundary layer (Mars – Avril 2019)
AIDJEX	Arctic Ice Dynamics Joint Experiment (1970-1978)
ARCPAC	Aerosol, Radiation, and Cloud Processes affecting Arctic Climate (Avril 2008)
ARCTAS	Arctic Research of the Composition of the Troposphere from Aircraft and Satellites (2008)
ASTAR	Arctic Study of Tropospheric cloud, Aerosol and Radiation (Mai-Juin 2004 et Avril 2007)
AO2018	Arctic Ocean expedition (2018)
ARISTO	Airborne Research Instrumentation Testing Opportunity (Fevrier – Mars 2017)
ARM	Atmospheric Radiation Measurement mobile facility
ASCOS	Arctic Summer Cloud Ocean Study (Aout – Septembre, 2008)
CAICOP	Coupling Aerosol and Ice Cloud Optical Properties, projet ACCENT (2007)
CIRCLE-2	CIRrus CLoud Experiment (Mai 2007)
CLIMSLIP	Climate impacts of short-lived pollutants and methane in the Arctic
CLIMSLIP-NyA	Climate impacts of short-lived pollutants and methane in the Arctic in Ny Alesund (2012)
CONCERT	CONtrail and Cirrus Experiments 1 et 2 , (Octobre -Novembre 2008 et Aout -Sept. 2011)
CYCLONICE	Interactions between Arctic cyclones dynamics, cloud microphysics and sea ice (2022-2024)
DAMOCLES	Developing Arctic Modelling and Observing Capabilities for Long-Term Environmental Studies (2006)
EECLAT	Expecting Earth-Care, Learning from A-Train, projet TOSCA/LEFE (2013-2023)
FIRE-ACE	First International Satellite Cloud Climatology Project Regional Experiment : Arctic Clouds Experiment (Avril-Juillet, 1998)
FRENCH/DIRAC	Field Radiation Experiment on Natural Cirrus and High-level clouds (Octobre, 2001)
GEWEX	Global Energy and Water cycle Experiment
HALO-(AC)³	Arctic Air Mass Transformations During Warm Air Intrusions and Marine Cold Air Outbreaks (Mars – Avril 2022)
IAOOS	Ice Atmosphere Ocean Observing System (2014 - 2020)
IASOA	International Arctic Systems for Observing the Atmosphere
IN11	Ice Nucleation campaign n°11, chambre AIDA du KIT (Novembre 2007)
INCA	INterhemispheric differences in Cirrus properties from Anthropogenic emission (Mars-Avril, Septembre – Octobre, 2000)
ISDAC	Indirect and Semi-direct Aerosol Campaign (Avril 2008)
KABEG	KAtabatic wind and Boundary-layer front Experiment around Greenland (Avril 1997)
MACPEX	Mid-latitude Airborne Cirrus Properties Experiment (Mars – Avril 2011)
ML-CIRRUS	Formation, Lifetime, Properties and Radiative Impact of Mid-Latitude Cirrus Clouds (2014)
MONUMEP	Modélisation/Observation des NUages à Multi-Echelles pour l'Etude de Processus Nuages faiblement précipitant, projet LEFE (2007-2008)
MOSAIC	Multi-disciplinary drifting Observatory for the Study of Arctic Climate programme (Sept. 2019 - Oct. 2020)
MOSAIC-ACA	MOSAIC-Airborne observations in the Central Arctic (Août - Septembre 2020)
M-PACE	Mixed-Phase Arctic Cloud Experiment (Septembre - Octobre, 2004)
(MPC)²	Microphysical Process Characterization of Mixed Phase Clouds in the European Arctic

N-ICE2015	Norwegian Young Sea Ice expedition (2015)
PARCS	Pollution in the ARctic System, projet du Chantier Arctique Français de l'INSU (2015-2017)
PASCAL	Physical Feedbacks of Arctic Boundary Layer, Sea Ice, Cloud and Aerosol (Mai -Juin 2017)
PAZI/LAUNCH	Particles and Cirrus Clouds, 2005
PMA	Plateforme de Mesures Aéroportées, Instrument National d'Excellence
POLARCAT	Polar Study using Aircraft, Remote Sensing, Surface Measurements and Models, of Climate, Chemistry, Aerosols, and Transport (Mars-Avril et Été 2008)
RACEPAC	Radiation-Aerosol-Cloud Experiment in the Arctic Circle (Mai 2014)
RICE-03	Rough Ice Experiment n°3, chambre AIDA du KIT (Décembre 2014)
ROSEA	Réseau d'Observatoires pour l'Etude et la Surveillance de l'Eau Atmosphérique, SOERE
SHEBA	Surface Heat Budget of the Arctic ocean experiment (1998)
SOCRATES	Southern Ocean Clouds, Radiation, Aerosol Transport Experimental Study (Jan-Fev 2018)
SORPIC	Solar Radiation and Phase Discrimination of Arctic Clouds experiment (Mai 2010)
SPARTICUS	Small Particles in Cirrus, Oklahoma (2010)
VERDI	Study of Vertical Distribution of Ice in Arctic clouds (Mai 2012)

Laboratoires, Instituts et Organismes

ANR	Agence Nationale de la Recherche
AWI	Alfred-Wegener-Institut, Leibniz-Institut Helmholtz-Zentrum für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven et Potsdam
CMS	Centre de Météorologie Spatiale, Lannion
CNES	Centre National d'Études Spatiales
CNRM	Centre National de recherches météorologiques, CNRS/Météo-France, Toulouse
DLR	Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt, Oberpfaffenhofen
ERC	European Research Council, Financement Européen
ETH	Eidgenössische Technische Hochschule, Zürich
EUPI	Ecole Universitaire de Physique et d'Ingénierie, Université Clermont Auvergne
FMI	Finnish Meteorological Institute, Helsinki
GIEC/IPCC	Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat
IASC	International Arctic Science Committee
ICARE	Cloud-Aerosol-Water-Radiation Interactions, Centre de données et services CNES/Univ. Lille
IGE	Institut des Géosciences de l'environnement, CNRS / Université Grenoble Alpes
IGM	Institut für Geophysik und Meteorologie, Université de Cologne
INSU	Institut National des Sciences de l'Univers - Institut du CNRS
IEK-7	Forschungszentrum, Jülich
IPEV	Institut polaire français Paul-Emile Victor
IPSL	Institut Pierre-Simon-Laplace
ITM	Department of Applied Environmental Science, Université de Stockholm
IUP	Institut für Umweltphysik, Université de Brême
KIT	Karlsruhe Institute of Technology (KIT), Karlsruhe
LAERO	Laboratoire d'aérodynamique, CNRS / Université Paul Sabatier, Toulouse III
LaMP	Laboratoire de Météorologie Physique, CNRS/ Université Clermont Auvergne
LATMOS	Laboratoire Atmosphères, Milieux, Observations Spatiales, CNRS / Université Versailles Saint Quentin et Sorbonne Université
LEFE	Les Enveloppes Fluides et l'Environnement - programme national de l'INSU
LMD	Laboratoire de Météorologie Dynamique, CNRS / Sorbonne Université
LOA	Laboratoire d'Optique Atmosphérique, CNRS / Université de Lille
LOV	Laboratoire d'Océanographie de Villefranche, CNRS / Sorbonne Université
LIM	Leipziger Institut für Meteorologie / Université de Leipzig
NCAR	National Center for Atmospheric Research, Boulder

NIWA	National Institute of Water and Atmospheric research, Wellington NZ
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
NUIG	National University of Ireland Galway
ONR	Office of Naval Research
PNTS	Programme National de Télédétection Spatiale – programme de l'INSU
UQAM	Université du Québec à Montréal
UMIST	School of Earth, Atmospheric and Environmental Sciences, Manchester
TOSCA	Terre solide, Océan, Surfaces Continentales, Atmosphère, programme du CNES
TROPOS	Leibniz-Institut für Troposphärenforschung, Leipzig
WCRP	World Climate Research Programme
WGA	Working Group Atmosphere de IASC

A.2 Table des figures et tableaux

Partie I – Chapitre 0

Figure I.0.1 : Illustration des différents mécanismes et processus associés de nucléation primaire des hydrométéores dans un nuage. D'après *Kanji et al.*, [2017]. **Page 10**

Figure I.0.2 : Diagramme simplifié, dit de «Nakaya» [*Nakaya*, 1954], de la morphologie des cristaux de neige majoritairement «pristine». **Page 12**

Partie I – Chapitre 1

Figure I.1.1 : Formation et évolution d'un nuage en phase mixte à -18°C lors de l'expérience IN11_01. D'après *Jourdan et al.*, in prep. **Page 19**

Figure I.1.2 : Formation et évolution d'un cirrus à -43°C lors de l'expérience IN11_10. D'après *Jourdan et al.*, in prep. **Page 20**

Figure I.1.3 : Sélection de cristaux de glace mesurés par le CPI lors de l'expérience IN11_01 à une température initiale de -18°C. D'après *Jourdan et al.*, in prep. **Page 22**

Figure I.1.4 : Evolution temporelle des fonctions de phase (normalisées) dérivées des mesures du PN lors de l'expérience IN11_01. D'après *Jourdan et al.*, in prep. **Page 24**

Figure I.1.5 : Analyse en composante principale des indicatrices de diffusion mesurées par le PN lors des expériences IN11_01 et IN11_10. D'après *Jourdan et al.*, in prep. **Page 27**

Figure I.1.6 : Formes idéalisées typiques de cristaux utilisées dans les modèles d'optique géométriques. Adapté de *Liou et Yang* [2016]. **Page 30**

Figure I.1.7 : Fonction de phase modélisées ou mesurées par le PN lors de la campagne IN11. D'après *Jourdan et al.*, in prep. **Page 32**

Figure I.1.8 : Analyse en composante principale des indicatrices de diffusion modélisées pour différents hydrométéores de forme idéalisées. Adaptée du *stage de M1 de David Lepen* (2006). **Page 34**

Partie I – Chapitre 2

Figure I.2.1 : Exemples de complexité morphologique observés dans des cristaux de glace. D'après *Järvinen et al.*, [2022]. **Page 39**

Figure I.2.2 : Paramètre de complexité k_g dérivé des mesures du SID-3 et impact sur les propriétés de diffusion. Adaptée de *Järvinen et al.*, [2022]. **Page 42**

Figure I.2.3 : Exemples de fractions des particules nuageuses non sphériques dérivés par le PPD-2K, le NIXE-CAPS, le PHIPS_HALO et le CAS-DPOL lors de RICE-03. D'après *Järvinen et al.*, [2016]. **Page 46**

Figure I.2.4 : Modèle morphologique des déformations subies par une particule nuageuse au cours de son cycle de vie dans un nuage convectif d'origine liquide et fonctions de phase associées. **Page 48**

Figure I.2.5 : Exemple de séries temporelles obtenues lors d'expériences de recroissance dans la chambre AIDA durant RICE-03. D'après *Schnaiter et al.*, [2016]. **Page 50**

Figure I.2.6 : Indicatrices de diffusion mesurées et variation de la complexité morphologique des cristaux en fonction du rapport de mélange de vapeur d'eau disponible. D'après *Schnaiter et al.*, [2016]. **Page 52**

Figure I.2.7 : Influence de la rugosité de surface des cristaux sur les indicatrices de diffusion. Adapté du stage de M1 de *F. Imkhoulfen*, (2015). **Page 54**

Figure I.2.8 : Résultats de l'analyse factorielle multiple appliquée aux observations de RICE-03. d'après le Stage de M2 de *F. Imkhoulfen*, (2016). **Page 55**

Partie II – Chapitre 0

Figure II.0.1 : Estimation de la fréquence d'occurrence de nuages cirriformes dont la pression au sommet est inférieure à 440 hPa. D'après Sun et al., in preparation. **Page 62**

Figure II.0.2 : Simulations de l'effet radiatif net des nuages hauts ($T < -35^{\circ}\text{C}$) au sommet de l'atmosphère par le modèle de circulation générale ECHAM6. Adaptée de *Gasparini et Lohmann*, [2016]. **Page 64**

Partie II – Chapitre 1

Figure II.1.1 : Représentation schématique des cirrus *in situ* et d'origine liquide dans un diagramme (IWC, T) selon *Krämer et al.*, [2016]. Exemples d'images CPI de cristaux glace dans différents types de cirrus. Adaptée de *Lawson et al.*, [2006, 2019]. **Page 67**

Tableau II.1 : Propriétés microphysiques, optiques et thermodynamiques médianes des cirrus échantillonnés lors de 6 campagnes de mesures. **Page 72**

Figure II.1.2 : Distributions des valeurs médianes du diamètre effectif et de la concentration en nombre des cristaux dans des cirrus lors des campagnes INCA et CIRCLE-2. **Page 74**

Figure II.1.3 : Distribution des valeurs médianes du contenu en glace des cristaux en fonction de la température et de l'humidité relative. **Page 77**

Figure II.1.4 : Distribution des valeurs médianes du coefficient d'extinction et du facteur d'asymétrie lors des campagnes INCA et CIRCLE-2. Réutilisée dans *Järvinen et al.*, [2022]. **Page 79**

Figure II.1.5 : Fonctions de phase médianes de nuages en phase glace obtenues lors des campagnes INCA, CIRRUS'98, ASTAR et CONCERT à partir des mesures du PN. Adaptée de *Järvinen et al.*, [2018b]. **Page 80**

Tableau II.2 : Propriétés microphysiques, optiques et thermodynamiques médianes des différents types de cirrus échantillonnés lors des campagnes INCA NH, SH et CIRCLE-2. **Page 83**

Figure II.1.6 : Distributions dimensionnelles moyennes des particules nuageuses mesurées dans les cirrus lors des campagnes INCA SH, INCA NH et CIRCLE-2. **Page 84**

Tableau II.3 : Relations IWC - extinction obtenues pour différents types de cirrus et pour différentes gammes de températures lors des campagnes INCA NH, SH et CIRCLE-2. **Page 87**

Figure II.1.7 : Propriétés morphologiques et optiques des cristaux de glace observées lors de la campagne CIRCLE-2. **Page 90**

Figure II.1.8 : Profils verticaux médians des propriétés microphysiques et optiques de champs de cirrus observés le 16/05/2007 et le 26/05/2007 lors de la campagne CIRCLE-2. **Page 93**

Partie II – Chapitre 2

Figure II.2.1 : Images et photos de différents types de contrails observés dans la haute troposphère. D'après *Schumann et Heymsfield*, [2017]. **Page 98**

Figure II.2.2 : Représentation, dans l'espace des composantes principales, des indicatrices de diffusion mesurées lors des vols 16b et 19b des campagnes CONCERT. D'après le [stage de M2 d' Aurélien Chauvigné](#) (2013). **Page 102**

Figure II.2.3 : Résultats de la classification de la base de référence des indicatrices de diffusion mesurées lors des vols de référence, par la méthode de clustering k-means. D'après [Chauvigné et al., \[2018\]](#). **Page 104**

Figure II.2.4 : Propriétés des différents types de contrails et des cirrus échantillonnés lors des campagnes CONCERT. D'après [Chauvigné et al., \[2018\]](#). **Page 105**

Figure II.2.5 : Distributions dimensionnelles, propriétés optiques et microphysiques des contrails ou cirrus. D'après [Chauvigné et al., \[2018\]](#). **Page 107**

Figure II.2.6 : Propriétés des panaches volcaniques de dégazage du cratère Nord-Est et du cratère Bocca Nuova de l'Etna. D'après [Shcherbakov et al., \[2016\]](#). **Page 109**

Figure II.2.7 : Résultats de l'analyse en composantes principales appliquée aux mesures d'indicatrice de diffusion du PN lors des vols du 30/09/2011 et du 16/09/2011 durant CONCERT-2. Adaptée de [Shcherbakov et al., \[2016\]](#). **Page 110**

Partie II – Chapitre 3

Figure II.3.1 : Comparaisons des restitutions de phase thermodynamique des nuages entre 4 produits satellitaires et des mesures *in situ* co-localisées (PN) pour deux situations de cirrus lors de la campagne CIRCLE-2. Adaptée de [Cesana et al., \[2016\]](#) et [Mioche et al., in prep.](#) **Page 116**

Figure II.3.2 : Comparaisons entre les produits DARDAR-CLOUD (v2.1.1) et les mesures *in situ* du FSSP-300, 2D-C et CPI. D'après [Tridon et al., in prep.](#) **Page 119**

Figure II.3.3 : Comparaisons des diamètres effectifs et des coefficients d'extinction restitués à partir des observations du radiomètre CLIMAT-AV avec ceux mesurés *in situ* pendant CIRCLE-2. D'après [Sourdeval et al., \[2013\]](#). **Page 122**

Figure III.3.4 : Impact des hétérogénéités microphysiques sous pixel sur la restitution du diamètre effectif et de l'épaisseur optique par IIR/CALIPSO. Adaptée de [Fauchez et al., \[2015\]](#). **Page 123**

Figure II.3.5 : Illustration de l'influence des cirrus sur la restitution des colonnes verticales troposphériques de NO₂ dans la gamme spectrale d'OMI. D'après [Vidot et al., \[2010\]](#). **Page 127**

Figure II.3.6 : Estimations des erreurs relatives de restitution de la colonne verticale troposphérique de NO₂ lorsque la présence d'un cirrus n'est pas détectée par OMI. D'après [Vidot et al., \[2010\]](#). **Page 128**

Figure II.3.7 : Distribution globale annuelle des colonnes troposphériques de NO₂ restituées par OMI lorsque CALIOP détecte un nuage non identifié par OMI et sous estimations consécutives. **Page 130**

Figure II.3.8 : Analyses des observations aéroportées pour l'étude de l'impact de la complexité des cristaux sur les propriétés optiques de nuages de glace. D'après [Järvinen et al., \[2018b et 2022\]](#). **Page 132**

Figure II.3.9 : Fonctions de phase observées lors des différentes campagnes aéroportées exploitées pour l'étude de la complexité des cristaux. D'après [Järvinen et al., \[2018b\]](#). **Page 133**

Figure II.3.10 : Impact global de la complexité de forme des cristaux sur les propriétés radiatives des nuages dans le rayonnement solaire. D'après [Järvinen et al., \[2018b et 2022\]](#). **Page 134**

Partie III – Chapitre 0

Figure III.0.1 : Séries temporelles des moyennes zonales et méridionales des anomalies de la température de surface en Arctique. D'après [Wendisch et al., \[2023\]](#). **Page 139**

Figure III.0.2 : Illustration des mécanismes intervenant dans l'amplification des températures observées en Arctique. Adaptée par [Jourdan et al., \[2017\]](#). **Page 140**

Partie III – Chapitre 1

Figure III.1.1 : Fréquences d'occurrence des nuages en Arctique. Adaptée de [Mioche et al., \[2015\]](#). **Page 145**

Figure III.1.2 : Couverture nuageuse et forçage radiatif des nuages au sommet de l'atmosphère et à la surface dérivés des observations CALIPSO et CloudSat au dessus des océans. d'après [Kay et l'Ecuyer, \[2013\]](#). **Page 148**

Tableau III.1 : Compilation des estimations de l'effet radiatif annuel des nuages à la surface à partir d'instruments de télédétection déployés lors de campagne de mesures ou sur des supersites de mesures. **Page 149**

Figure III.1.3 : Illustration de la méthodologie d'identification de la phase thermodynamique ou «type» des nuages à partir des produits DARDAR-MASK. D'après [stage de M2 de C. Bazantay \(2021\)](#). **Page 155**

Figure III.1.4 : Fraction saisonnière et distribution mensuelle des nuages en phase mixte par rapport à l'ensemble des nuages détectés par CALIPSO et CloudSat (produits DARDAR-MASK). Adaptée de [Mioche et Jourdan, \[2018\]](#). **Page 157**

Figure III.1.5 : Variabilité saisonnière de la fraction de nuages en phase mixte et des MPC-IB sur tout l'Arctique et dans la région du Svalbard. D'après [Mioche et al., \[2015\]](#). **Page 158**

Figure III.1.6 : Evolution mensuelle des fréquences d'occurrence de plusieurs types de nuages bas observés entre 2007 et 2016 par CALIPSO et CloudSat (DARDAR-MASK v2). D'après le [stage de M1 de Aymeric Dziduch \(2022\)](#). **Page 160**

Figure III.1.7 : Fréquences d'occurrence des nuages et des MPCs en fonction de la concentration en glace de mer. D'après [Mioche et al., \[2015\]](#). **Page 161**

Partie III – Chapitre 2

Tableau III.2 : Principales campagnes de mesures aéroportées au cours desquelles des observations *in situ* des propriétés microphysiques des MPCs ont été réalisées en Arctique. **Page 166**

Figure III.2.1 : Réseau d'interactions entre les processus et propriétés physiques mis en jeu dans l'évolution des MPCs. Adapté par [Jourdan et al., \[2017\]](#). **Page 169**

Figure III.2.2 : Illustration incomplète des principaux processus, facteurs et forçages impliqués dans le cycle de vie des nuages bas en phase mixte en Arctique. Inspirée et adaptée de [Morrison et al., \[2012\]](#). **Page 172**

Figure III.2.3 : Profils verticaux de la température et localisation des vols dans des MPCs durant les campagnes aéroportées ASTAR, POLARCAT et SORPIC. D'après [Mioche et al., \[2017\]](#). **Page 176**

Figure III.2.4 : Structure verticale caractéristique de nuages stratiformes en phase mixte observée par le lidar CALIOP et le radar CPR, le 7 Avril pendant la campagne aéroportée ASTAR 2007. **Page 178**

Figure III.2.5 : Distributions verticales des propriétés microphysiques et optiques des MPC-IB observées *in situ* au dessus des mers de Norvège et du Groenland. D'après [Mioche et al., \[2017\]](#). **Page 179**

Figure III.2.6 : Classification CPI de la forme des hydrométéores de taille supérieure à 100 μm . Adaptée de [Mioche et al., \[2017\]](#) et [Mioche et Jourdan \[2018\]](#). **Page 181**

Figure III.2.7 : Paramétrisations de la fraction d'eau surfondue dans des MPC-IB, établies à partir des observations aéroportées ASTAR, POLARCAT et SORPIC au dessus des mers de Norvège et du Groenland. D'après [Mioche et al., \[2017\]](#). **Page 185**

Figure III.2.8 : Concentration maximale du nombre de cristaux de glace en fonction de la température du sommet des MPC-IB. D'après [Mioche et al., \[2017\]](#). **Page 186**

Figure III.2.9 : Illustrations des observations des propriétés microphysiques des MPCs observés durant la campagne CLIMSLIP-NyA au sommet du mont Zeppelin. Adaptée de la [thèse de Gwenolé Guyot \(2016\)](#). **Page 190**

Figure III.2.10 : Observations des interactions aérosols-nuages lors de deux cas d'études pendant la campagne au sol CLIMSLIP-NyA à la station du Mont Zeppelin. D'après la [thèse G. Guyot, \(2016\)](#) et [Guyot et al., \[2017\]](#). **Page 192**

Figures III.2.11 : Profils verticaux des propriétés de l'eau surfondue mesurées par le CDP-2 et le SID-3 et des propriétés des cristaux par le CIP durant la campagne ACLOUD (Mai-Juin 2017). Adaptée de [Dupuy et al., \[2018\]](#). **Page 195**

Tableau III.3 : Propriétés moyennes des MPCs échantillonnés lors de la campagne ACLOUD pendant les périodes «chaudes» et «normales» pour trois types de surface. D'après le [stage de M2 d'Antoine Baudoux \(2022\)](#). **Page 196**

Figure III.2.12 : Distributions du partitionnement de phase dans des nuages en phase mixte. D'après la [Thèse de G. Guyot, \(2016\)](#) et le [Stage de M2 de J. Fonteneau, \(2021\)](#). **Page 199**

Partie III - Chapitre 3

Figure III.3.1 : Profils verticaux des propriétés microphysiques, optiques et de la température dans un Nimbostratus en phase mixte observé le 21 Mai lors de la campagne ASTAR 2004. D'après [Jourdan et al., \[2010\]](#). **Page 206**

Figure III.3.2 : Résultats d'une série d'analyses en composantes principales appliquées aux indicatrices de diffusion mesurées par le PN lors du vol du 21 Mai pendant la campagne ASTAR 2004. D'après [Jourdan et al., \[2010\]](#). **Page 207**

Figure III.3.3 : Impact des propriétés morphologiques des hydrométéores sur les propriétés de diffusion simple. D'après [Jourdan et al., \[2010\]](#). **Page 210**

Figure III.3.4 : Comparaisons entre les indicatrices de diffusion mesurées par le PN et celles restituées à partir d'un algorithme d'inversion. D'après [Jourdan et al., \[2010\]](#). **Page 212**

Figure III.3.5 : Indicatrices de diffusion moyennes mesurées et restituées durant ASTAR 2007, et séries temporelles de l'épaisseur optique déterminée pour plusieurs estimations du rapport lidar. D'après [Lampert et al., \[2009\]](#). **Page 215**

Figure III.3.6 : Propriétés morphologiques, microphysiques et optiques de la neige soufflée mesurées lors de la campagne CLIMSLIP-NyA. Adaptée de la [Thèse de Gwenolé Guyot, \(2016\)](#). **Page 217**

Figure III.3.7 : Comparaisons de fonctions de phase modélisées par rapport aux observations de référence de neige soufflée. D'après [Räisänen et al., \[2015\]](#). **Page 218**

Figure III.3.8 : Comparaisons des produits CALIPSO de détection nuageuse et de phase thermodynamique avec des mesures *in situ* réalisées dans des MPCs en Arctique. D'après [Cesana et al., \[2016\]](#). **Page 221**

Figure III.3.9 : Illustrations de masques DARDAR obtenus dans des MPCs en Arctique lors de vols co-localisés avec CALIPSO et CloudSat. **Page 223**

Figure III.3.10 : Exemples de comparaisons entre les produits de «phase» DARDAR-MASK et les mesures *in situ* du PN. Adaptée de [Mioche et Jourdan, \[2018\]](#). **Page 224**

Tableau III.4 : Statistiques des détections de la phase thermodynamique des nuages, en terme de fractions d'accord et de désaccord entre les produits DARDAR et les mesures *in situ* co-localisées. D'après [Mioche et al., in prep.](#) **Page 225**

Figure III.3.11 : Restitutions des propriétés microphysiques et optiques par la méthode Varcloud appliquées à RALI lors d'un cas d'étude pendant la campagne POLARCAT. D'après [Delanoë et al., \[2013\]](#). **Page 228**

Figure III.3.12 : Comparaisons entre les IWCs des produits CloudSat, CALIPSO et DARDAR-CLOUD avec les restitutions RALI, pour un cas d'étude de POLARCAT. D'après [Delanoë et al., \[2013\]](#). **Page 229**

Figure III.3.13 : Variabilités latitudinale et verticale des produits DARDAR dans un champ de stractocumulus en phase mixte de la campagne ASTAR. D'après [Tridon et al., in prep.](#) **Page 231**

Figure III.3.14 : Comparaisons des réflectivités et contenus en glace de DARDAR-CLOUD avec ceux calculés à partir des mesures *in situ*. D'après [Tridon et al., in prep.](#) **Page 232**

Partie IV

Figure IV.1 : Illustration du dispositif instrumental et des observations menées durant la campagne ACLOUD en 2017. D'après [Wendisch et al., \[2019\]](#). **Page 239**

Figure IV.2 : Structuration et organisation du Projet (MPC)². **Page 240**

Figure IV.3 : Fréquences d'occurrence de différents types de nuages bas dérivées des produits DARDAR-MASKv2.23 de 2007 à 2010 entre 40°S et 82°S. D'après [Bazantay et al., \[en révision, 2023\]](#). **Page 244**

Figure IV.4 : Corrélations entre l'occurrence des nuages et des traceurs biologiques dans les différentes régions d'intérêt identifiées entre 40°S et 82°S. D'après [Bazantay et al., \[en révision, 2023\]](#). **Page 245**

Annexe B : Tableaux récapitulatifs des instruments, campagnes et projets

B.1 Tableaux des sondes microphysiques *in situ*

Instrument	Fabricant	Caractéristiques	
Néphélomètres : Fonction de phase - Facteur d'asymétrie - Coefficient d'extinction			
PN1 / PN2	Néphélomètre Polaire 1 et 2	LaMP	Intensité lumineuse diffusée entre 3.5° et 172.5° (56 détecteurs) d'un ensemble d'hydrométéores de taille entre 3 µm et 1 mm ($\lambda = 804$ nm)
*PHIPS / *PHIPS-HALO	Particle Habit Imaging and Polar Scattering	KIT	Intensité lumineuse diffusée entre 18° et 170° (20 détecteurs) d'un ensemble d'hydrométéores de taille entre 3 µm et 1 mm ($\lambda = 532$ nm) - Imageur de particules à une résolution de 2.3 µm
Spectromètres de taille : PSD - Concentration - Contenu en eau - Diamètres			
FSSP-100	Forward Scattering Spectrometer Probe - version 100	PMS	Compteur optique de gouttelettes individuelles sur 15 classes de taille entre 2 et 47 µm, résolution 3 µm
SPP-100	Fast Forward Scattering Spectrometer Probe	DMT	Compteur optique de gouttelettes individuelles sur 40 classes de taille entre 2 et 47 µm, résolution 1-3 µm
CDP - 1 et 2	Cloud Droplet Probe	DMT	Compteur optique de gouttelettes individuelles sur 30 classes de taille entre 2-50 µm, résolution 1-2 µm, embouts anti-fragmentation (CDP-2)
*CAS / *CAS-DPOL	Cloud Aerosol Spectrometer / with Detector for Polarization	DMT	Compteur optique de gouttelettes et aérosols individuels sur 30 classes de taille entre 0.35 et 50 µm, résolution 0.1-5 µm, embouts anti-fragmentation / dépolarisation arrière (estimation asphéricité)
FM-100	Fog Monitor	DMT	Compteur optique de gouttelettes individuelles sur 20 classes de taille entre 2 et 50 µm
FSSP-300	Forward Scattering Spectrometer Probe - version 300	PMS	Compteur optique de cristaux de glace et de particules d'aérosols individuels sur 15 classes de taille entre 0.35 et 20 µm

Tableau B.1.1 : Néphélomètres et spectromètres de taille *in situ* déployés lors des différentes campagnes de terrain. Les propriétés nuageuses déduites des mesures de ces sondes ont été exploitées pour obtenir les résultats présentés dans ce document. L'acquisition et le traitement des données ont été réalisés par le LaMP (principalement par l'équipe de la PMA), hormis pour les instruments précédés d'un astérisque (*). Le code couleur traduit l'origine d'appartenance des instruments et le vecteur d'observation :

PMA - LaMP	KIT ou DLR	CNRM et IPSL
Sondes aéroportées ou déployées au sol	Sondes aéroportées ou en chambre	Sondes déployées au sol

Instrument		Fabricant	Caractéristiques
Imageurs : PSD - Concentration -Contenu en eau - Diamètres - forme des hydrométéores			
2D-C	Two dimensional cloud probe	PMS	OAP, 32 photodiodes, résolution 25 µm. Images 2D N&B des hydrométéores de taille entre 25 et 800 µm
2D-P	Two dimensional precipitation probe	PMS	OAP, 32 photodiodes, résolution 200 µm. Images 2D N&B des hydrométéores de taille entre 200 et 6400 µm
CPI	Cloud Particle Imager	SPEC Inc.	CCD 1024*1024 pixels, 2.3 µm de résolution. Images en 256 niveaux de gris des hydrométéores de 2.3 µm à 2.3 mm. Classification morphologique
2D-S	Two Dimensions Stereo Imager	SPEC Inc.	OAP, 2x128 photodiodes, résol. 10 µm. Images 2D N&B des hydrométéores de taille entre 10 et 1280 µm, embouts anti-fragmentation
CIP	Cloud Imaging Probe	DMT	OAP, 64 photodiodes, résolution 25 µm. Images 2D N&B des hydrométéores de taille entre 25 et 1550 µm, embouts anti-fragmentation
PIP	Precipitation Imaging Probe	DMT	OAP, 64 photodiodes, résol. 100 µm. Images 2D N&B des hydrométéores de taille entre 100 et 6200 µm, embouts anti-fragmentation
HVPS	High Volume Precipitation Spectrometer	SPEC Inc.	OAP, 128 photodiodes, résol. 150 µm. Images 2D N&B des hydrométéores de taille entre 150 µm et 19mm, embouts anti-fragmentation
HSI	High-Speed Imaging Flight Probe	ARTIUM Tech.	CMOS 2048 x 896 pixels, résolution 2 µm. Images N&B des hydrométéores de taille entre 2 µm et 1500 µm, embouts anti-fragmentation
*SID-3 / *PPD-2K	Small Ice Detector Mark 3	Université Hertforshire	Distribution azimutale de la lumière diffusée vers l'avant (5°-26°) pour des hydrométéores de taille entre 5 et 45µm. PSD et Classification morphologique
NIXE-CAPS / *CAPS	Novel Ice Experiment-Cloud Aerosol and Precipitation Spectrometer	DMT	CAS-DPOL + CIP de résolution 15 µm et images en 3 niveaux de gris + LWC-100
*CCP	Cloud Combination Probe	DMT	CDP + CIP

Tableau B.1.2 : Identique à Table B.1.1. mais pour les sondes imageurs ou les sondes combinant imageurs et spectromètres de taille (CAPS et CCP)

PMA - LaMP Sondes aéroportées ou déployées au sol	SAFIRE ou KIT ou DLR Sondes aéroportées ou en chambre	- Sondes déployées au sol
--	--	------------------------------

Instrument		Fabricant	Caractéristiques
Contenus en eau «bulk»			
PVM-100	Particle Volume Monitor	Gerber Scientific ,Inc.	Lumière diffusée vers l'avant d'un ensemble de gouttelettes. Densité de volume et de surface, LWC, Reff, extinction
PWD22	Present Weather Dectector	Vaisala	Visibilimètre à diffusion avant. Visibilité (MOR), extinction
Nevzorov	Nevzorov Probe		Fil chaud, courants électriques reliés au LWC et TWC

Tableau B.1.3 : Identique à Table B.1.1. mais pour les instruments permettant une mesure «bulk» (intégrée) du LWC et/ou TWC

PMA - LaMP Sondes aéroportées ou déployées au sol	AWI ou SAFIRE Sondes aéroportées ou au sol	OPGC - LaMP ou IPSL Sondes déployées au sol
--	---	--

Instrument		Fabricant	Caractéristiques
<i>Aérosols : PSD – Concentration - Diamètres – Coefficient de diffusion</i>			
UHSAS	Ultra-High-Sensitivity Aerosol Spectrometer	DMT	Distribution dimensionnelle des particules d'aérosols sur 100 classes de taille entre 60 et 1000 nm, Résolution de 2 à 30 nm.
DMPS	Differential Mobility Particle Sizer	TSI	Distribution dimensionnelle des aérosols de diamètre compris entre 25 et 810 nm sur 22 classes de taille.
CPC-3015A	Condensation Particle Counter	TSI	Compteur optique pour la mesure de la concentration totale des aérosols de taille supérieure à 3nm
Nephelometer	Néphélomètre aérosol TSI	TSI	Coefficient de diffusion totale et hémisphérique des aérosols pour 3 longueurs d'ondes ($\lambda = 450, 550, 700$ nm)
CVI	Counter Flow Virtual Impoactor	TROPOS / LaMP	Veine de prélèvement nuage, extraction de particules résiduelles (CCN et INP)

Tableau B.1.4 : Identique à Table B.1.1. mais pour les instruments permettant une mesure des aérosols

PMA - LaMP (ou TROPOS) Sonde aéroportée	AWI ou SAFIRE Sondes aéroportées	ITM Sondes déployées au sol
--	-------------------------------------	--------------------------------

B.2 Tableaux des campagnes de mesures

Projet	Lieu / Date	Vecteur	Sondes <i>in situ</i>	Financier
Campagnes aéroportées en Arctique – Nuages en phase mixte				
ASTAR 2004	Longyearbyen (Svalbard) Mai-Juin 2004	Polar 2 (AWI)	PN1, CPI, 2D-C, FSSP-100, Nevzorov	AWI
ASTAR 2007	Longyearbyen (Svalbard) Avril 2007	Polar 2 / Polar 4 (AWI)	CPI, FSSP-100, PN1, Nevzorov	AWI, DFG
POLARCAT - Spring	Kiruna (Suède) Mars – Avril 2008	ATR-42 (SAFIRE)	PN1, CPI, FSSP-100, 2DC, 2DP, CVI, Nevzorov, OPC	ANR
SORPIC	Longyearbyen (Svalbard) Mai 2010	Polar 5 (AWI)	PN1, CPI, FSSP-100, Nevzorov	AWI, DFG / IPEV
RACEPAC	Inuvik (NWT, Canada) Mai 2014	Polar 6 / Polar 5 (AWI)	PN1, CCP, NIXE-CAPS, HALO-HOLO, PHIPS, SID-3	AWI, DFG / IPEV
ACLOUD	Longyearbyen (Svalbard) Mai-Juin 2017	Polar 6 / Polar 5 (AWI)	CDP-2, CIP, PIP, SID-3, PHIPS, UHSAS, CVI, CPC Nevzorov	AWI, AC3, DFG / CNES, INSU
AFLUX	Longyearbyen (Svalbard) Mars-Avril 2019	Polar 5 (AWI)	PN1, 2D-S, CAPS, PIP, Nevzorov	AWI, DGF, AC3 / IPEV, CNES
MOSAic-ACA	Longyearbyen (Svalbard) Août-Septembre 2020	Polar 5 (AWI)	PN1, 2D-S, CCP, PIP, Nevzorov	AWI, AC3, DFG / IPEV, CNES
HALO-AC3	Longyearbyen (Svalbard) Kiruna (Suède) Mars-Avril 2022	Polar 6 / Polar 5 (AWI) HALO (DLR)	PN1, 2D-S, PIP, CCP, Nevzorov, UHSAS, CVI, CPC	AWI, AC3, DFG DLR / IPEV
RALI-Thinice	Longyearbyen (Svalbard) Août 2022	ATR-42 (SAFIRE)	PN1, PN2, CDP-2, HVPS, 2D-S, HSI, Nevzorov, UHSAS	ONR, CNES

Tableau B.2.1 : Campagnes aéroportées dans la région Arctique dans lesquelles la PMA – LaMP était impliquée et qui ont été partiellement exploitées dans le cadre de ce document. Seuls les principaux instruments *in situ* «microphysiques» ou aérosols sont mentionnés. Ils étaient déployés sur l'**avion noté en gras**. Les **instruments de la PMA et les projets finançant la participation des équipes du LaMP** sur le terrain sont indiqués en **bleu foncé**. Le personnel de la PMA a participé aux campagnes mentionnées sur fond gris clair. J'ai participé aux campagnes repérées par un fond jaune clair.

B.2 Tableaux des campagnes de mesures

Projet	Lieu / Date	Vecteur	Sondes <i>in situ</i>	Financier
Campagnes aéroportées aux moyennes latitudes – Nuages de la haute troposphère				
CIRRUS'98	Tarbes-Ossun Janvier - Février 1998	TBM-700 (EADS/SOCATA)	PN1, 2D-C	SOCATA, ONERA
INCA SH	Punta Arenas (Chili) Mars - Avril 2000	FALCON 20 (DLR)	PN1, 2D-C, FSSP-300, AIMS- H ₂ O, CR-2, FISH	FP5, DLR, INSU
INCA NH	Prestwick (Écosse) Sept. - Octobre 2000	FALCON 20 (DLR)	PN1, 2D-C, FSSP-300	FP5, DLR, INSU
FRENCH-DIRAC	Tarbes-Ossun Sept. - Octobre 2001	TBM700 /Mystere 20 (EADS, SOCATA /IGN INSU)	PN1, 2D-C	DGA, INSU
CIRCLE-2	Oberpfaffenhofen / Creil Mai 2007	FALCON 20 (DLR et SAFIRE)	PN1, CPI, 2D-C, FSSP-300, CR-2, OPC	DLR, CNES, INSU
CONCERT-1	Oberpfaffenhofen Octobre - Nov. 2008	FALCON 20 (DLR)	PN1, 2D-C, CPI, FSSP-300, AIMS, CR-2, FISH , NO	DLR, DFG, INSU
CONCERT-2	Oberpfaffenhofen Août - Septembre 2011	FALCON 20 (DLR)	PN1, 2D-C, FSSP-300, AIMS, CR-2, FISH , NO, OPC	DLR, DFG, INSU

Tableau B.2.2 : Campagnes aéroportées dans des nuages hauts (nuages cirriformes, contrails) aux moyennes latitudes dans lesquelles la PMA – LaMP était impliquée et qui ont été partiellement exploitées dans le cadre de ce document. Seuls les principaux instruments *in situ* «microphysiques» sont mentionnés. Ils étaient déployés sur l'**avion noté en gras**. Les instruments de la PMA et les projets finançant la participation des équipes du LaMP sur le terrain sont indiqués en **bleu foncé**. Le personnel de la PMA a participé aux campagnes mentionnées sur fond gris clair. J'ai participé aux campagnes repérées par un fond jaune clair.

B.2 Tableaux des campagnes de mesures

Projet	Lieu / Date	Vecteur	Sondes <i>in situ</i>	Financier
Campagnes depuis des observatoires ou en chambre de simulation				
IN-11	Karlsruhe Novembre 2007	Chambre AIDA	PN1, CPI, HOLIMO, WELAS, SMPS, OPC, MBW, TDL	KIT / REX ACCENT FP6
CLIMSLIP-NyA	Ny-Alesund (Svalbard) Mars - Mai 2012	Station : Mont Zeppelin	PN1, FSSP-100, CPI, Nevzorov, DMPS, CPC, Nephelometer TSI, SP2	ANR, IPEV
ROSEA	puy de Dôme Mai 2013	Station PUY Soufflerie	PN1, CDP-2, FSSP-100, PVM-100, CDP-1, FM-100, PWD22	INSU, ACTRIS, ANR
RICE-03	Karlsruhe Décembre 2014	Chambre AIDA	PN1, SID-3, PDD-2K, NIXE- CAPS, CAS-DPOL, OPC, MBW, TDL	KIT / CNES

Tableau B.2.3 : Campagnes depuis des observatoires de recherche (stations du puy de Dôme ou du Mont Zeppelin) ou dans la chambre à nuages AIDA dans lesquelles la PMA – LaMP était impliquée et qui ont été partiellement exploitées dans le cadre de ce document. Les nuages échantillonnés étaient des nuages en phase mixte (IN-11, CLIMSLIP-NyA), des nuages de type cirrus (IN-11, RICE-03) ou d'eau liquide (ROSEA). Les [instruments de la PMA et les projets finançant la participation des équipes du LaMP](#) sur le terrain sont indiqués en **bleu foncé**. J'ai participé aux campagnes repérées par un fond jaune clair en collaboration avec le personnel de la PMA.

B.3 Tableaux des projet financés

Projet	Période	Organisme	Implication
Thème : Caractérisation des propriétés optiques des cristaux de glace			
Hétérogénéités des nuages dans les algorithmes d'inversion satellitaires:Développement de 3DCLOUD	2006-2008	INSU PNTS	Participant (PI F. Szczap)
MONUMEP Modélisation/Observation des NUages à Multi-Echelles pour l'Etude de Processus Nuages faiblement précipitant	2006-2008	INSU LEFE	Participant (PI V. Giraud)
CAICOP Coupling Aerosol and Ice Cloud Optical Properties	2007	REX ACCENT FP6	Co-Coordinateur
Cirrus-NO2 Vers une meilleure prise en compte des nuages de type cirrus dans la restitution satellitaire des colonnes troposphériques de NO ₂ par OMI	2008-2011	INSU PNTS	Coordinateur
Évaluation des effets 3D des nuages sur les quantités radiatives mesurées par les capteurs de l'A-Train	2009-2011	INSU PNTS	Participant (PI F. Szczap)
NuMat Effet radiatif des Nuages hétérogènes sur les Mesures des capteurs Polder, IIR et CALIOP de l'A-Train	2012-2013	INSU PNTS	Participant (PI F. Szczap)
TC2 Trainées de Condensation et Climat	2012-2015	DGAC	Participant (PI D. Cariolle, CERFACS)
EECLAT GDR EECLAT Expecting Earth-Care, Learning from A-Train	2013-2022 depuis 2020	CNES TOSCA INSU LEFE	Responsable WP (PI V. Noël ,LAERO et J. Delanoë, LATMOS) Responsable WP
RICE-03 Rough Ice Crystal Experiment 3	2014	KIT	Participant (PI M. Schnaiter, KIT)
CHAIN CHaracterisation of Atmospheric Ice Nuclei	2015-2019	ANR JC-JC	Participant (PI E. Freney)
MORECALVAL Mobile Radar-Lidar-Radiometer EarthCARE CAL/VAL	2017	ESA	Participant (PI. J. Delanoë, LATMOS)

Projet	Période	Organisme	Implication
Thème : Microphysique des nuages en phase mixte			
Validation des produits CALIPSO nuages et CloudSat au cours des expériences ASTAR 2007, CIRCLE-2 et SoRPIC	2006-2011	CNES TOSCA	Participant (PI J.F Gayet et A. Schwarzenböck)
POLARCAT Polar Study using Aircraft, Remote Sensing, Surface Measurements and Models, of Climate, Chemistry, Aerosols, and Transport	2007-2009	ANR	Participant (PI K. Law, LATMOS)
SoRPIC - LaMP Solar Radiation and Phase Discrimination of Arctic Clouds	2009-2010	IPEV	Participant (PI J.F Gayet et A. Schwarzenböck)
PMA Plateforme de Mesures Aéroportées : Instrument National puis INE	2008-2022	CNES, INSU	Participant (PIs actuels G. Mioche et A. Schwarzenböck)
CLIMSLIP Climate impacts of short-lived pollutants and methane in the Arctic	2011-2015	ANR	Co-Responsable WP (PI K. Law, LATMOS)
CLIMSLIP-NyA Climate impacts of short-lived pollutants and methane in Ny-Alesund	2012-2013	IPEV	Co-Coordinateur
EECLAT Expecting Earth-Care, Learning from A-Train	2013-2022	CNES TOSCA	Responsable WP (PI V. Noël, LAERO et J. Delanoë, LATMOS)
RACEPAC-LaMP Radiation-Aerosol-Cloud Experiment in the Arctic Circle	2014-2015	IPEV	Coordinateur
PARCS Pollution in the ARctic System	2015-2017	Chantier Arctique Français de l'INSU	Co-Responsable WP
(AC)³ Arctic Amplification : Climate relevant Atmospheric and surface processes and feedback mechanisms	2017-2023	DFG	Partenaire associé
(MPC)²-EA Microphysical Process Characterization of Mixed Phase Clouds in the European Arctic	2018-2022	IPEV	Coordinateur

Projet	Période	Organisme	Implication	
Thème : Microphysique des nuages en phase mixte (suite)				
Sea2Cloud- CNES	Are Marine Micro-organisms influencing Clouds ?	2020-2023	TOSCA CNES	Co-Responsable WP (PI K. Sellegri)
RALI-Thinice	Interactions between Arctic cyclones, topopause polar vortices, clouds and sea ice	2021-2022	ONR	Participant (PI G. Rivière, LMD et J. Delanoë, LATMOS)
ACME	Aerosol-Cloud interactions in contrasted Marine Environments	2022-2025	ANR JC-JC	Participant (PI C. Planche)
CYCLONICE	Interactions between Arctic cyclones dynamics, cloud microphysics and sea ice	2022-2024	LEFE INSU	Participant (PI G. Rivière, LMD)
(MPC)²	Microphysical Process Characterization of Mixed Phase Clouds in the european arctic	2023-2026	ANR PRC	Co-Coordinateur

Tableaux B.3.1 : Projets de recherche dans lesquels je suis impliqué. Les projets portés par le LaMP sont indiqués en bleu foncé. Les projets ayant contribué au financement des campagnes ou des missions de terrain sont repérés par un fond grisé.

Annexe C : Curriculum Vitae – Activités, projets, responsabilités

Disponible sur demande (Olivier.Jourdan@uca.fr) ou sur la version papier originale mais franchement pas nécessaire à la compréhension du manuscrit.