



Université Grenoble Alpes
PhITEM

Rapport de stage court

Étude des nuages en Antarctique à partir des données LIDAR à Dumont d'Urville



© Samuel Blanc
www.horizonspartages.fr

CHEMISON Alizée
Master ACSC

Encadrants :
Florentin LEMONNIER
Jean-Baptiste MADELEINE

7 mai 2018 - 15 juin 2018



Master Sciences de la Terre et de l'Environnement

Attestation de non plagiat

Je soussigné(e) (Prénom NOM)

Alizée CHEMISON

Auteur du mémoire (Titre)

Etude des nuages en Antarctique à partir des données
LIDAR à Dumont d'Urville

Déclare sur l'honneur que ce mémoire est le fruit d'un travail personnel et que je n'ai ni contrefait, ni falsifié, ni copié tout ou partie de l'œuvre d'autrui afin de la faire passer pour la mienne.

Toutes les sources d'information utilisées et les citations d'auteur ont été mentionnées conformément aux usages en vigueur.

Je suis conscient(e) que le fait de ne pas citer une source ou de ne pas la citer clairement et complètement est constitutif de plagiat, et que le plagiat est considéré comme une faute grave au sein de l'Université, pouvant être sévèrement sanctionnée par la loi.

Fait à Holt, Islande

Le 20 juillet 2017

Signature de l'étudiant(e)

A handwritten signature in black ink that reads 'Alizée Chemison'. The signature is written in a cursive style with a long horizontal stroke at the end.

Résumé

Dans un contexte de réchauffement climatique, l'Antarctique joue un rôle majeur dans la montée du niveau des océans, il apparaît nécessaire de comprendre son évolution. L'obtention de données sur le terrain est primordiale. La mission de recherche APRES3, Antarctic Precipitation : Remote Sensing from Surface and Space, financé par l'ANR a pour but de récolter des données à Dumont d'Urville afin de caractériser les précipitations et d'améliorer les modèles climatiques. Les nuages ont un rôle clé dans le bilan de masse de l'Antarctique, car ils sont à l'origine des précipitations. L'information sur la précipitation a été obtenue grâce au MRR, Micro Rain Radar, et aux données LIDAR, LIght Detection And Ranging, permettant de distinguer les nuages avec et sans précipitations. l'altitude de leur base, durant le mois de février 2017, a été déterminée à partir des maxima locaux de taux de rétrodiffusion du LIDAR. Les profils d'humidité relative des radiosondages ont permis de valider cette méthode, en effet les nuages précipitant se situent à la même altitude que les maxima d'humidité relative. Une étude statistique a mis en évidence que l'altitude de la base des nuages se situe à 75 % entre 600 m et 2 000 m d'altitude, avec une répartition différente en fonction de la présence ou non de précipitations. Les nuages précipitant ont une altitude plus basse que les nuages non précipitants. Une couverture nuageuse a été observée 64 % du mois de février 2017. La présence d'eau surfondue a été détectée pour une grande partie des nuages sans précipitation. Lorsque la dépolarisation de la période d'observation est faible, cela indique la présence de gouttelettes sphériques d'eau liquide surfondues. Elles dépendent de la quantité de noyaux glaçogènes et de la température qui contrôlent la congélation. En compilant, toutes les données obtenues, on observe des nuages moyens composés d'eau surfondue qui descendent à des altitudes avoisinant les 500 m où l'eau surfondue devient alors de la précipitation glacée. Le jeu de données est un outil supplémentaire permettant l'étude et la compréhension des processus d'évolution des nuages et de la formation de la précipitation par la modélisation climatique.

Abstract

In the context of global warming, and when it contains 90 % of the global fresh water in ice for, the Antarctic continent plays a significant role in the sea level rise. It is therefore necessary to understand the evolution of its ice-cap. For this purpose, we have to improve our knowledge of the southern polar climate and its precipitation, the only water supply in ice of the continent. The research APRES3 project (Antarctic Precipitation : Remote Sensing from Surface and Space) was founded for this aim, and collects data from the French Dumont d'Urville station to characterize precipitation and improve our understanding of Antarctic climate. Clouds, which are observed with a LIght Detection And Ranging (LIDAR), play a key role in the Antarctic mass balance because they are vectors of snowfall. Precipitation is recorded with a Micro Rain Radar (MRR) and also qualitatively detected with the LIDAR. A cloud study is made, with a distinction between precipitating and non-precipitating objects, also their base, and all this during the month of February 2017. The applied method uses local LIDAR backscatter maxima. The relative humidity profiles obtained with radiosondes validate this method by comparing them with our cloud base detection. By a statistical study, 75% of the cloud base altitude is located between 600 m and 2000 m, with a different distribution depending on the presence or absence of precipitation. Precipitating clouds have a lower altitude than non-precipitating clouds. Cloud cover was observed 64% of the period of observation. The presence of supercooled water has been detected for a large part of the non-precipitating clouds. When the LIDAR depolarization ratio is low, it indicates the presence of supercooled spherical liquid water droplets, depending on the amount of ice nucleus and temperature that controls the freezing. We observe middle-altitude clouds composed of supercooled water, which are coming down to 500 m low altitudes. After this downward evolution, the supercooled water is converted into in-cloud icy precipitation. The study of this dataset will provide us new ways to observe and analyze then understand the polar clouds and precipitation processes, which could be better modeled by climate simulations.

Remerciements

Un grand merci tout d'abord à mes deux formidables tuteurs Florentin LEMONNIER et Jean-Baptiste MADELEINE grâce à qui ce stage a été possible. Ils m'ont donné le goût de la recherche à travers ce stage passionnant et enrichissant. Ils ont toujours été disponibles pour répondre à mes questions et m'ont permis d'acquérir et d'approfondir de nombreuses connaissances et compétences. Merci à Christophe GENTHON qui a accepté d'être mon rapporteur et qui a répondu à toutes mes questions concernant ma poursuite d'étude.

Je souhaiterais également remercier toute l'équipe de la mission APRES3 et tout particulièrement Claudio DURAN-ALARCON qui m'a fourni les jeux de données nécessaires à cette étude. Je remercie également l'ANR, Agence Nationale pour la Recherche, qui finance ce projet. Merci également à toute l'équipe du LMD, Laboratoire de météorologie dynamique, pour leur accueil chaleureux, leurs réunions climat auxquelles j'ai pu assister et même participer et pour leurs très bons goûters au coin café. Merci à Karine MARQUOIS pour toute son aide informatique, sa patience et sa bonne humeur. Merci à tous mes relecteurs, Florentin LEMONNIER, Jean-Baptiste MADELEINE, mon père, Benoît URRUTY, Audrey MONSIMER et Assia KADDOUR sans qui ce rapport ne serait pas ce qu'il est. Un merci particulier à Benoît URRUTY avec qui j'ai échangé tout au long de mon stage, qui m'a aidé à apprendre à me servir de LaTeX et qui, grâce à son stage à l'IGE sur l'impact de la bathymétrie sur la fonte d'un glacier en Antarctique, m'a apporté de nouvelles connaissances sur ce continent.

Table des matières

1	Contexte	2
1.1	L'Antarctique, un enjeu pour le climat	2
1.2	La mission APRES3	3
1.3	L'importance des nuages	4
1.4	Motivations et objectifs	5
2	Données	5
2.1	LIDAR	6
2.2	MRR	7
2.3	Radiosondage	7
2.4	Les évènements étudiés	8
3	Méthodes	10
3.1	Détection des nuages	10
3.2	Détection d'eau surfondue	10
4	Résultats	12
4.1	Application aux différents évènements	12
4.2	Comparaison aux radiosondages	13
5	Analyse et discussion	14
5.1	Discussion des évènements	14
5.2	Analyse statistique du mois de février 2017	16
6	Conclusion	17
6.1	Résultats généraux	17
6.2	Perspectives	17

1 Contexte

1.1 L'Antarctique, un enjeu pour le climat

L'Antarctique est le continent où les conditions climatiques sont les plus extrêmes. Les records du monde de température les plus basses et de vents les plus forts y ont été enregistrés. C'est également la région la plus désertique. Ces conditions extrêmes rendent les expéditions sur le terrain particulièrement compliquées. Les premières observations faites sur le climat en Antarctique datent des années 1960 [Astapenko, 1964]. Le climat extrême de ce continent isolé rend les mesures difficiles à réaliser. Avant 1990, l'étude du climat en Antarctique était faite à partir d'observations in situ, seulement pour quelques localisations précises. Sur les hauts plateaux, des précipitations essentiellement par temps clair étaient enregistrées. Une différence entre des précipitations de neiges et de cristaux de glace a été notée [Church et al., 2001] [Adok, 1977]. Sur les côtes, des événements de tempête avec des précipitations uniquement solides et des vents violents ont été rapportés. La première climatologie à l'échelle du continent a été publiée en 1990 par l'étude de [Bromwich, 1990]. Une première méthode a consisté à faire le bilan de masse de l'eau au sein de l'atmosphère à partir de données de radiosondage pour en déduire le bilan net, entre 44 mm.an^{-1} et 77 mm.an^{-1} . Une seconde méthode de détermination de la précipitation a été réalisée à partir des mesures d'accumulation de glace par la méthode de "stacking", 153 mm.an^{-1} . A partir des années 90, les campagnes d'acquisition de données sur le terrain se sont multipliées.

Les premières études concernant les nuages en Antarctique ont été réalisées à partir d'observations compilées [Schwerdtfeger, 1970] ; [Warren et al., 1988] ; [Hahn and Warren, 2003]. Celles-ci restent localisées au niveau des côtes. Les premières données concernant la constitution de l'ensemble des nuages en Antarctique ont été obtenues avec le satellite CloudSat lancé en 2006 [Verlinden et al., 2011]. Ce satellite, appartenant à la NASA, est équipé principalement d'un radar de fréquence 94 GHz. Il est capable d'obtenir des données concernant la précipitation et les nuages situés au minimum à 1200 m au-dessus de la surface en Antarctique. Il a permis d'estimer des précipitations en Antarctique de 171 mm.an^{-1} sur la période de 2007 à 2010 [Palermo, 2014]. A l'heure actuelle, la prévision des précipitations reste cependant incertaine et les jeux de données in situ insuffisants.

L'Antarctique est le continent le plus froid sur Terre. La température moyenne au niveau des côtes est de -10°C . Elle va de 0 à -30°C pour les extrêmes saisonniers. A 3000 m d'altitude les températures moyennes sont de -20°C et atteignent une valeur moyenne de -55°C à Vostock où les records de plus basses températures ont été atteints, inférieures à -90°C . Ces très basses températures sont dues aux conditions particulières de l'Antarctique. En période estivale, lorsque les rayons du soleil atteignent la surface, ils traversent l'atmosphère de manière oblique, diminuant ainsi leur intensité. Pour un même rayon de lumière, cette inclinaison fait qu'il atteindra une surface plus importante qu'à l'équateur, l'énergie disponible est donc moins concentrée. De plus, le rayonnement lumineux y est inexistant durant presque la moitié de l'année, la nuit polaire. Durant l'hiver, un vortex se met en place entraînant ainsi une forte perte de chaleur de la surface vers l'atmosphère. Enfin, l'Antarctique est recouvert à 98% de glace. Celle-ci possède un fort albédo (0,6), rapport entre l'énergie solaire incidente et réfléchie, et elle réfléchit environ 80% du rayonnement solaire lorsqu'elle est recouverte de neige. De plus, la neige a une conductivité thermique très faible, empêchant ainsi les échanges d'énergie entre l'atmosphère et la surface en-dessous. Par ailleurs, l'évolution de ce stock d'eau douce sous forme de glace impacte directement le niveau des mers et la circulation thermohaline.

Entre 1880 et 2012, la température moyenne de la Terre a augmenté de $0,85 \pm 0,2^\circ\text{C}$ [Stocker, 2014], et ce réchauffement devrait s'amplifier au cours du XXIème siècle. Si la totalité de la glace présente en Antarctique était amenée à fondre le niveau des océans augmenterait de 58 m [Fretwell et al., 2013]. Ce réchauffement entraîne la fonte des glaciers et engendre une dilatation thermique des océans entraînant la montée des mers. Le niveau des mers s'est déjà élevé de 19 ± 2 cm entre 1901 et 2010 [Stocker, 2014]. La contribution de l'Antarctique est en moyenne de $0,27 \text{ mm.an}^{-1}$ [Church et al., 2001]. L'Antarctique a déjà perdu 2720 ± 1390 milliards de tonnes de glace entre 1992 et 2017 [Shepherd et al., 2018]

Afin de comprendre l'évolution de la calotte antarctique, il est primordial de calculer son bilan de masse. La méthode utilisée pour cela est la méthode des flux [Palerme, 2014], cf partie 1.3. La différence entre l'accumulation de neige sur le continent et le flux de glace sortant permet d'obtenir le bilan de masse. De petites variations de ce bilan suffisent à impacter considérablement le niveau des océans. Le réchauffement climatique risque d'entraîner à la fois un écoulement plus rapide des glaciers en Antarctique mais également une augmentation des précipitations. Si les températures restent négatives, ceci contribuera à une augmentation de l'accumulation, réduisant ainsi la perte de masse de la calotte, et à la modération de l'élévation du niveau des mers. A l'heure actuelle, il est très difficile de quantifier l'évolution des précipitations en Antarctique, les mesures sur le terrain étant insuffisantes.

1.2 La mission APRES3

Le programme de recherche APRES3, Antarctic Precipitation Remote Sensing from Surface and Space, financé par l'ANR, Agence Nationale de la Recherche et soutenu pas l'IPEV, Institut Polaire Emile Victor, a pour but de caractériser les précipitations à Dumont d'Urville en Antarctique. Il est mené par des chercheurs de Paris, Grenoble et Lausanne de 2015 à 2018.

Ce projet se découpe en quatre étapes [Gauthier, 2016]. Tout d'abord, la logistique et l'expertise instrumentale pour les campagnes sur le terrain. Le climat extrême en Antarctique rend les mesures de terrain difficiles, c'est pourquoi il a été nécessaire de faire appel au soutien de l'IPEV, Institut polaire français, afin de pouvoir mener à bien ces campagnes de terrain.

La phase 2 correspond à la collecte de données après le déploiement des instruments sur le terrain. L'objectif est d'obtenir des mesures fiables des précipitations. Pour pouvoir obtenir des informations sur la microphysique des précipitations et des nuages, différents capteurs ont été installés. Un MXPOL, deux MRRs, Micro Rain Radar, l'un avec une résolution verticale de 100 m et le second avec une de 15 m, un pluviomètre, un MASC, Multi Angle Snowflake Camera, un LIDAR, LIght Detection And Ranging, troposphérique et un disdromètre.

La phase 3 correspond à la comparaison des données avec celles du satellite Cloud-Sat.

Enfin, la phase 4 a pour but d'améliorer les modèles climatiques en comparant les résultats obtenus pour les précipitations aux données de terrain acquises durant la phase 2.

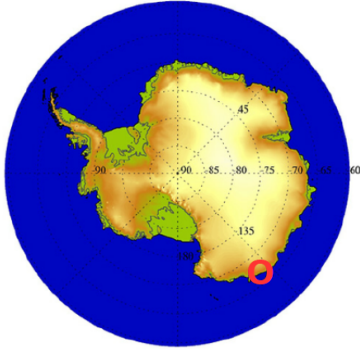


FIGURE 1 – Localisation de la station de recherche à Dumont d’Urville, cercle rouge, sur une carte de l’Antarctique. Crédits : Jean-Baptiste Madeleine

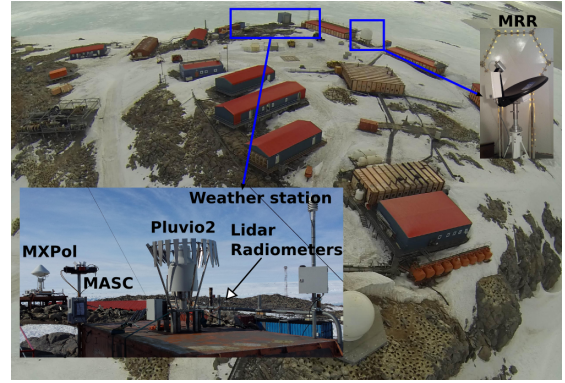


FIGURE 2 – Photographie des instruments de la mission APRES3 à Dumont d’Urville. Crédits : Jean-Baptiste Madeleine

1.3 L’importance des nuages

Bien que l’Antarctique soit recouvert à 98% de glace, très peu de précipitations sont présentes, moins de 15 cm.an^{-1} en moyenne. Ce continent est isolé du reste du globe, car il est entouré par le courant océanique et atmosphérique circumpolaire. La topographie empêche les dépressions d’atteindre le continent et les contient au niveau des côtes. Les précipitations qui ont lieu en Antarctique proviennent principalement des intrusions d’air océanique qui sont chargées en humidité et plus chaudes que les masses d’air présentes sur le continent. C’est la rencontre entre ces deux masses d’air différentes qui entraîne la formation de nuage et la chute de précipitations sur le plateau. Les nuages et les précipitations sont par conséquent plus importants sur les côtes que sur les hautes altitudes. Certaines masses d’air arrivent tout de même à atteindre le coeur du continent entraînant de légères précipitations. Afin de pouvoir comprendre et prévoir la précipitation en Antarctique, il est nécessaire de caractériser correctement les nuages qui entraînent la formation de ces hydrométéores, que se soit en termes d’altitude ou de composition.

Les nuages jouent un rôle particulier dans le réchauffement climatique, car ils engendrent des rétroactions, à la fois positives et négatives, qui sont encore mal connues. En effet, les nuages permettent d’une part de refroidir l’atmosphère, grâce à leur fort albédo ils renvoient les rayons du soleil, les empêchant ainsi de réchauffer la surface [?]. Mais d’autre part, les nuages émettent fortement dans l’infrarouge entraînant le réchauffement de la surface. La composition des nuages impacte donc sur le bilan radiatif [Sedlar et al., 2011]. Les gouttelettes d’eau liquide n’influent pas de la même manière que des cristaux de glace. Il en est de même pour la taille des gouttelettes ou des cristaux et pour l’altitude du nuage et leur albédo [Bintanja and van den Broeke, 1996].

Les nuages se forment lorsque l’air est saturé en vapeur d’eau. L’eau va alors condenser, entraînant par la suite la formation de précipitations lorsque les gouttelettes deviennent trop lourdes. Dans le calcul du bilan de masse de l’Antarctique, le seul apport vient de ces précipitations [Grazioli et al., 2017a].

$$SMB = P - SU - ER - RU \quad (1)$$

SMB est le bilan de masse de surface, et P la précipitation, seul terme positif, donc seul apport dans ce bilan de masse. SU est la sublimation, ER l’érosion éolienne, qui s’apparente à de la neige soufflée, et RU, run off, correspond à la perte de masse par la fonte et le ruissellement.

Connaître l'évolution des nuages permet d'avoir plus d'informations sur l'évolution des précipitations et donc de mieux évaluer l'évolution du bilan de masse de la calotte.

En Antarctique les précipitations sont solides. Les nuages sont, la plupart du temps, composés de glace, mais l'étude de [Bromwich et al., 2012] évoque également la présence d'eau surfondue dans les nuages, malgré des températures négatives. Une fois l'air à saturation, de la condensation a lieu. Pour former de la glace, les gouttelettes d'eau liquide doivent contenir ou rencontrer un noyau glaçogène. En Antarctique la concentration de ces derniers est très faible. Ce sont des particules planes contrairement aux noyaux de nucléation liquide qui peuvent avoir des formes différentes. Il est donc possible d'avoir des gouttelettes d'eau liquide à des températures négatives. C'est en dessous de -40°C que l'eau congèle instantanément, il s'agit de la nucléation homogène [Bromwich et al., 2012]. En revanche lorsqu'un noyau glaçogène est disponible, un cristal de glace se forme. S'il y a présence d'eau liquide, cela signifie que l'air est sursaturé par rapport à la glace dès qu'il va y avoir de la condensation solide, c'est-à-dire que la vapeur d'eau va passer à l'état solide, faisant ainsi grossir les cristaux de glace. L'eau surfondue va alors s'évaporer, maintenant l'air à sursaturation jusqu'à disparition totale de l'eau surfondue. Il s'agit de l'effet Bergeron.

1.4 Motivations et objectifs

L'objectif de ce stage a été de déterminer l'altitude de la base des nuages à Dumont d'Urville en février 2017 à partir des données LIDAR, ainsi que de détecter la présence d'eau surfondue dans les nuages. Ceci a pour but d'étudier les processus de microphysique des nuages dans les milieux polaires. L'analyse de ces processus permet de mieux comprendre les observations afin d'améliorer les modèles climatiques, en comparant leurs résultats avec les données de terrain, pour prévoir l'évolution des précipitations.

2 Données

Les données utilisées proviennent du projet de recherche APRES3 qui organise des campagnes de terrain chaque été austral. De nombreux instruments ont été installés tels qu'un LIDAR acronyme anglais de "LIght Detection And Ranging" à rétrodiffusion et un MRR qui signifie " Micro Rain Radar " sur la base de Dumont d'Urville en Antarctique. Ceci permet de pouvoir obtenir des données pour de nombreux événements de nuages et de précipitations. De plus, des radiosondages sont effectués tous les jours permettant d'obtenir des jeux de données variés pour le mois de février 2017.

2.1 LIDAR

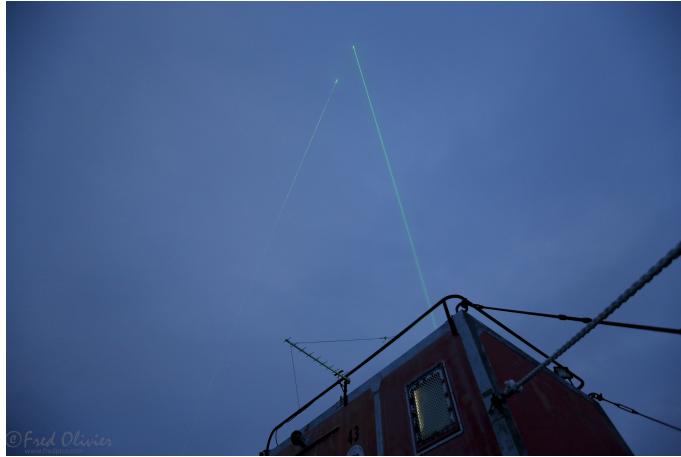


FIGURE 3 – Photographie du LIDAR et de son laser à Dumont d’Urville. Crédits : Jean-Baptiste Madeleine

Le LIDAR, utilisé à Dumont d’Urville, émet un faisceau lumineux d’une longueur d’onde de 532 nm, soit une lumière visible verte, en direction du ciel, cf figure 3. Il est en mesure de détecter des nuages contenant au minimum $0,001 \text{ g.kg}^{-1}$ d’eau condensée. Il a été installé pendant l’été austral 2016-2017, et devrait rester en activité au moins jusqu’en 2019. Certaines difficultés ont été rencontrées sur le terrain avec cet instrument, c’est pourquoi l’on s’intéressera uniquement au mois de Février 2017, correspondant à la dernière campagne estivale où le LIDAR était entretenu tous les jours.

Un tir par minute est enregistré faisant la moyenne de nombreux tirs. La résolution spatiale est de 11,5 m et le signal peut atteindre au maximum 8 km d’altitude, mais cela dépend de la présence ou non et de l’altitude de la couverture nuageuse. Le signal est perdu lorsque la quasi-totalité du signal envoyé a été rétrodiffusée par l’atmosphère et donc lorsque le récepteur reçoit un signal trop faible qui s’apparente alors à du bruit. Le bruit a été retiré des données, mais il reste la rétrodiffusion moléculaire, faite par les gaz présents dans l’atmosphère, ce qui explique le fait que des valeurs de rétrodiffusion élevées sont visibles même par ciel clair. De plus, l’intensité du signal s’ajuste à celle du signal reçu. Lorsque le signal reçu est faible, par exemple lors de la rétrodiffusion moléculaire, l’intensité envoyée augmente, augmentant ainsi celle du signal reçu. Deux types de signaux sont envoyés, l’un parallèle, σ_{\parallel} , qui représente 90% de l’énergie totale et l’autre perpendiculaire, σ_{\perp} , correspondant à 10%. À partir de ces données un taux de dépolarisation, $DeRa$, a été obtenu grâce au rapport du taux de la rétrodiffusion perpendiculaire sur celui du parallèle.

$$\frac{\sigma_{\perp}}{\sigma_{\parallel}} = DeRa \quad (2)$$

Ce taux de dépolarisation met en évidence la présence d’eau sous forme solide correspondant à des cristaux de glace, de l’eau sous forme liquide correspondant à des gouttelettes sphériques d’eau surfondue. Si le laser rencontre des gouttelettes liquides, les signaux parallèle et perpendiculaire seront rétrodiffusés de manière équivalente. En revanche, les cristaux de glace renvoient la lumière dans toutes les directions entraînant ainsi des valeurs de rétrodiffusion différentes pour les deux composantes et donc un fort taux de dépolarisation.

2.2 MRR

Le MRR, cf. figure 2, est un radar permettant de détecter la présence de précipitations en fonction de l'altitude ainsi que la quantité en mm.h^{-1} . Cet instrument permet initialement de mesurer la précipitation liquide. Afin de pouvoir l'utiliser en Antarctique, un ajustement a été nécessaire. Les données obtenues avec le MRR ont été comparées à celle obtenue avec le MXPOL, ce qui a permis d'en déduire une relation simple permettant de passer de la mesure de précipitation liquide à solide [Grazioli et al., 2017a]. Ceci a été nécessaire, car le MXPOL n'a été installé que le temps de la campagne estivale 2015 contrairement au MRR qui enregistre des mesures sans interruption depuis l'été 2015. Les mesures deviennent exploitables à partir de 300 m d'altitude et le rapport signal sur bruit est suffisamment élevé jusqu'à 3 km [Grazioli et al., 2017a]. Le MRR ne permet donc pas de connaître la précipitation en surface, mais donne des indications sur les précipitations à l'intérieur et sous les nuages si on connaît leur altitude. De plus, un pluviomètre à pesée a été installé à Dumont d'Urville permettant de connaître la précipitation au sol, qui diffère parfois de celle à 300 m d'altitude. Le MRR a un pas de temps de l'ordre de la minute et une résolution verticale de 100 m.

2.3 Radiosondage



FIGURE 4 – Photographie d'un lâché de radiosondage. Crédits : Doris THUILLIER

Un ballon-sonde est envoyé tous les jours à Dumont d'Urville à 23 heures UTC soit 9 h le jour suivant, heure locale. Celui-ci est équipé d'un capteur de température, d'humidité. Il permet également de connaître la vitesse et l'origine du vent. La résolution spatiale est très haute grâce à un système GPS intégré. Des mesures régulières sont faites sur la colonne à des altitudes variables en fonction de la vitesse de montée du ballon. Les données peuvent être obtenues jusqu'à 30 km d'altitude.

2.4 Les évènements étudiés

Les données LIDAR ont été observées en parallèle des radiosondages et des données issues du MRR, figure 5.

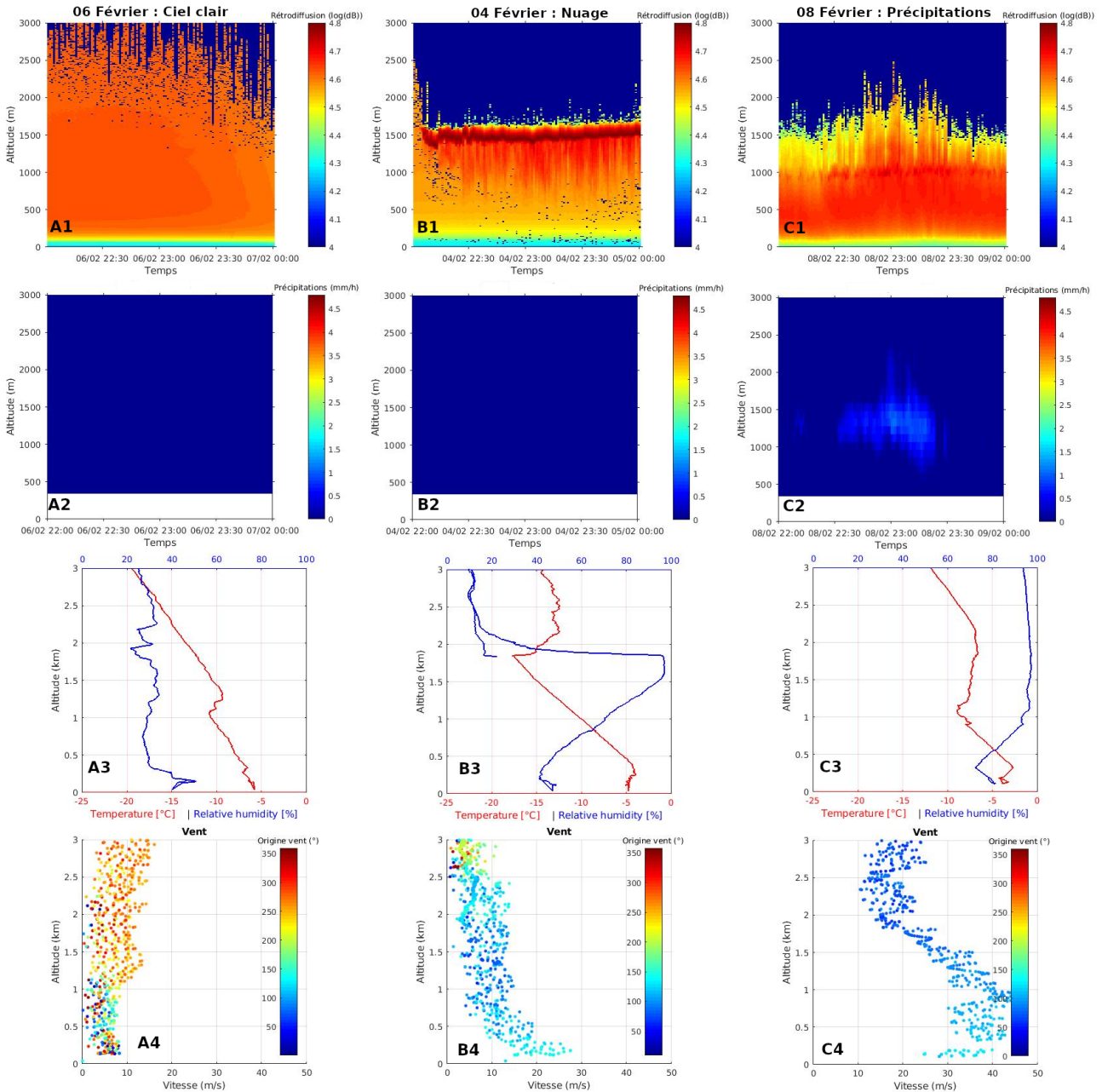


FIGURE 5 – Les différents évènements étudiés, A correspond à la journée du 6 février, B à celle du 4 février et C à celle du 8 février 2017. Les images 1 sont les données LIDAR, 2 celles du MRR, 3 et 4 celles des radiosondages avec respectivement la température et l’humidité pour les 3 et l’origine et la vitesse du vent pour les 4. Toutes les données sont entre 22 h et 00 h UTC et entre 0 et 3000 m d’altitude.

Le radiosondage a lieu à 23 h UTC. Afin d’observer des données comparables, les données du MRR et du LIDAR sont prises entre 22 h et 00 h UTC, elles encadrent l’heure du lâché de la radiosonde. Ce qui correspond en heure locale à 8 h et 10 h. Les données LIDAR permettent de savoir si le ciel est clair ou nuageux en fonction des valeurs de rétrodiffusion. Le MRR permet de mettre en évidence la présence ou non de précipitations, le radiosondage d’avoir des informations sur la température, l’hu-

midité relative, l'origine et la direction des vents. Les humidités relatives représentées sur les figures 5 3, sont en fonction de l'eau liquide et non de la glace. La saturation est atteinte pour de la glace à environ 90% de l'humidité relative pour de l'eau liquide.

Trois cas ont été étudiés afin d'avoir des informations sur les différentes conditions météorologiques possibles. Le premier correspond à un évènement de ciel clair, le deuxième à la présence de nuages sans précipitation et le dernier à la présence de précipitations détectables par le MRR.

Le 6 février correspond à un cas de ciel clair. Aucune précipitation n'est visible sur le MRR, figure 5 A2. Le signal LIDAR atteint plus de 3000 m d'altitude et les valeurs de rétrodiffusion sont similaires sur toute la colonne, en moyenne $4,6 \log(\text{dB})$, cf. figure 5 A1, il n'y a donc pas de nuage. La rétrodiffusion visible est uniquement moléculaire, car les valeurs sont uniformes sur toute la série temporelle. Ce sont les gaz présents dans l'atmosphère qui renvoient le signal. Lorsqu'il s'agit de rétrodiffusion moléculaire, les valeurs de celle-ci sont très basses c'est pourquoi l'intensité est augmentée et donc que des données sont obtenues jusqu'à 3000 m d'altitude. l'humidité relative du radiosondage sur la figure 5 A3, n'est pas très élevée, 30% en moyenne, ceci confirme l'absence de nuage. La figure 5 A4 indique l'absence de vent fort. Le 6 février entre 22 h et 00 h le ciel était clair sans nuage et sans vent.

Le 4 février, le MRR ne montre aucune précipitation, cf. figure 5 B2. Le signal LIDAR est perdu après 1700 m, ce qui signifie que la quasi-totalité du signal est rétrodiffusée à des altitudes plus faibles, cf. figure 5 B1. Un pic moyen de rétrodiffusion ($4,8 \log(\text{dB})$) est visible proche de 1500 m. Il indique la présence d'un nuage. Lorsque le signal rencontre la base du nuage, celui-ci est renvoyé de manière beaucoup plus forte que lorsqu'il y a seulement les gaz de l'atmosphère. Cela vient du fait qu'à cette longueur d'onde, le nuage apparaît opaque. La lumière est alors réfléchi de manière plus importante qu'en présence des gaz contenus dans l'atmosphère. Le radiosondage correspondant (figure 5 B3) permet également de voir la présence d'un nuage. l'humidité relative est maximale légèrement au-dessus de 1500 m d'altitude. À cette altitude l'air devient saturé en vapeur d'eau, ce qui entraîne la formation d'un nuage. L'humidité reste constante jusqu'à environ 1800 m, un nuage est donc présent entre 1500 et 1800 m. L'inversion de température visible à 1800 m confirme la base supérieure du nuage.

Le 8 février, le MRR met en évidence des précipitations, figure 5 C2. Le signal LIDAR ne dépasse pas 2000 m, cf. figure 5 C1, ce qui signifie que tout est rétrodiffusé avant. Il est plus difficile d'identifier la base du nuage, car les précipitations renvoient une forte partie du signal. Cependant un pic moyen de rétrodiffusion est enregistré ($4,7 \log(\text{dB})$) à 1000 m, confirmé par l'humidité relative qui est maximale à cette altitude, figure 5 C3. Le MRR montre des précipitations entre 600 m et 2500 m. Elles sont donc présentes à l'intérieur et sous le nuage, mais n'atteignent pas la surface. Ceci peut s'expliquer par la présence de vents catabatiques, si l'humidité relative est plus faible proche de la surface qu'en altitude [Grazioli et al., 2017b]. La figure 5 C4 montre des vents forts en surface entre 30 et 50 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ provenant du sud-sud-est. Le profil d'humidité relative de la figure 5 C3 diminue entre 0 et 300 m et est bien plus faible que dans les altitudes supérieures, en moyenne 75% à 300 m contre 90% à partir de 1000 m. De plus une inversion de température en surface sur les mêmes altitudes que la diminution d'humidité relative est visible.

3 Méthodes

3.1 Détection des nuages

Les données LIDAR permettent de mettre en évidence la présence des nuages. Lorsque le taux de rétrodiffusion atteint une valeur très élevée avec un fort gradient, le signal a été fortement rétrodiffusé. Le laser rencontre une surface nuageuse qui, à cette longueur d'onde, apparaît opaque. Ce pic de rétrodiffusion est visible lorsqu'un profil vertical du signal est tracé. Afin de détecter automatiquement l'altitude de la base du nuage, un algorithme a été développé. Il a permis de déterminer les coordonnées du pic en altitude et en décibel (dB), en se basant sur son paramètre d'amplitude et sur sa largeur à mi-hauteur, comme indiqué sur la figure 6. Des paramètres empiriques ont été ajoutés afin de ne garder que les valeurs de pic suffisamment importantes pour qu'elles correspondent à la présence d'un nuage. Les valeurs inférieures à ce critère prennent la valeur 0, indiquant l'absence de nuage. Cette détection a été faite pour le signal parallèle et perpendiculaire. Le signal parallèle représentant 90% du signal, seuls les résultats de celui-ci sont présentés dans ce rapport, car le rapport signal sur bruit est plus élevé.

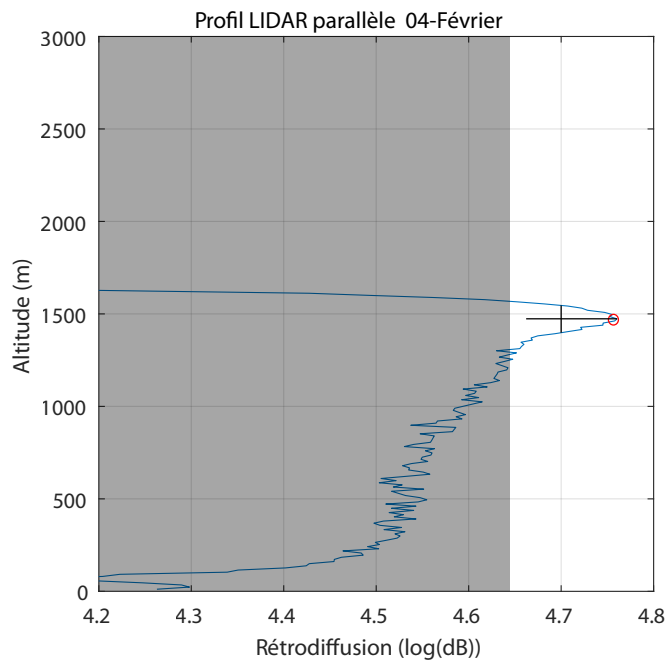


FIGURE 6 – Profil vertical de rétrodiffusion LIDAR. Le cercle rouge correspond au pic détecté à l'aide d'un algorithme basé sur son amplitude et sa largeur à mi-hauteur, ici les traits noirs. La zone grisée est le seuil empirique qui permet de ne garder que les pics dont la valeur de rétrodiffusion est suffisamment élevée pour être assimilée à de la rétrodiffusion par des particules nuageuses.

La figure 6 montre la méthode de détection pour chaque profil vertical de rétrodiffusion LIDAR. Si le pic se situe dans la zone grisée alors l'altitude est ramenée à zéro, car la valeur de rétrodiffusion ne correspond pas à celle d'un nuage.

3.2 Détection d'eau surfondue

La figure 7 montre un cas de nuage non précipitant assimilé à des stratus. La figure 7A met en évidence la base de nuage avec une valeur maximale moyenne de 4,8 log(dB) sur une bande très fine

et la présence de fines précipitations sous le nuage avec des valeurs de 4,7 log(dB) entre 1000 m et 1500 m. La figure 7B montre la présence de cristaux de glace avec des valeurs de dépolariation élevée, à partir de 10. Pour un point donné, si la rétrodiffusion (σ_{\parallel}) est élevée et le taux de dépolariation ($DeRa$) est faible alors cela indique la présence de gouttelettes d'eau surfondue. Afin de les détecter automatiquement la formule suivante a été appliquée :

$$\sigma_{\parallel} - DeRa = X \quad (3)$$

Si un nuage composé de gouttelettes d'eau surfondue est présent, la valeur de rétrodiffusion sera élevée et le taux de dépolariation faible, X sera donc élevé. En revanche si c'est un nuage composé de cristaux de glace, les valeurs de rétrodiffusion et de dépolariation seront élevées et X sera faible. Si le ciel est dégagé, les deux termes seront faibles et X sera faible. Ce calcul permet de mettre en évidence les gouttelettes d'eau surfondues. Un critère empirique a été défini permettant de sélectionner l'eau surfondue. Il a été déterminé en observant la rétrodiffusion, la dépolariation et le résultat de ce calcul pour des événements avec des météorologies différentes et en faisant varier ce critère empirique. La figure 7C correspond aux résultats de l'équation 3 vue précédemment, ne sont visibles que les poches d'eau surfondues.

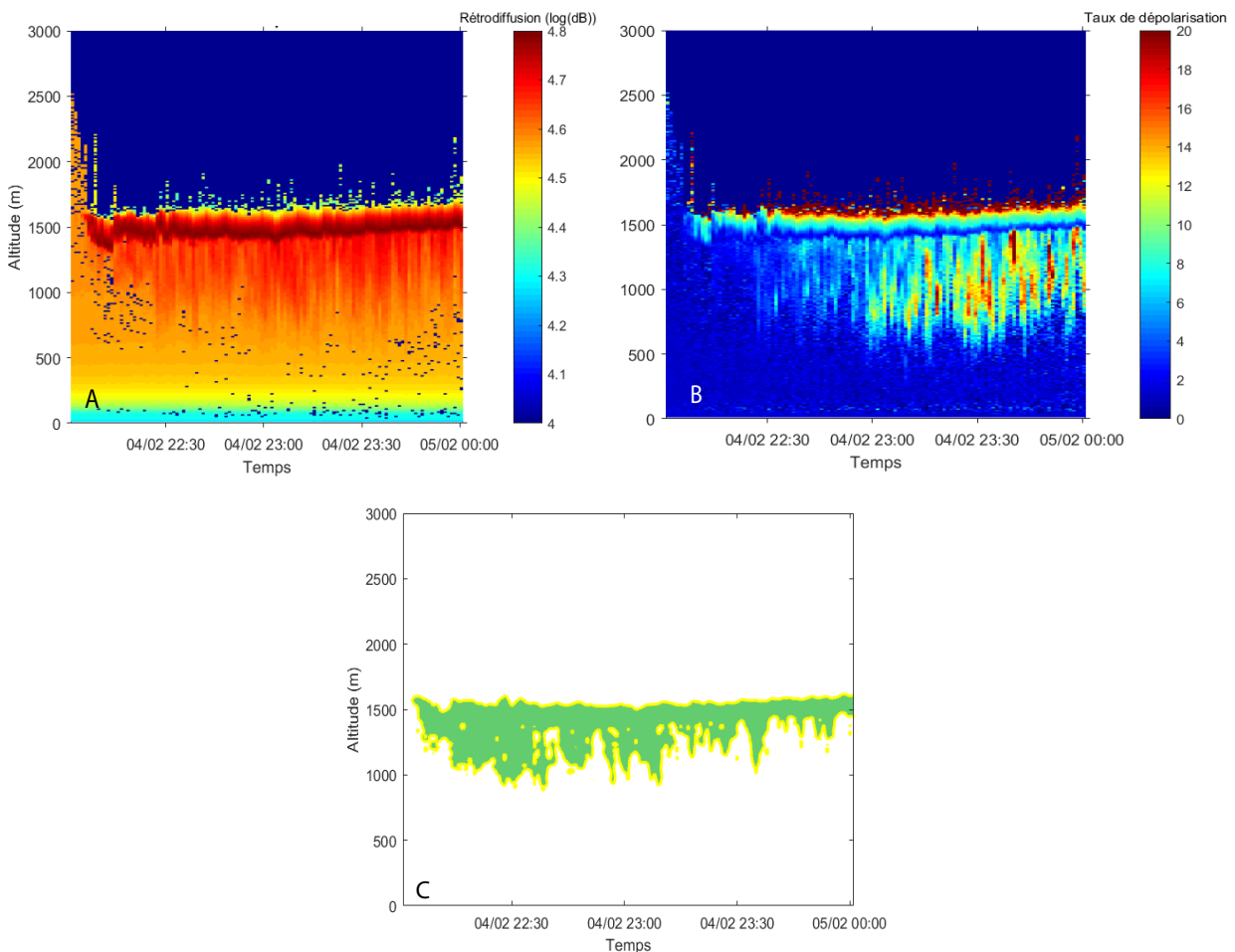


FIGURE 7 – Evènement du 4 février, la figure A montre les données LIDAR, B les données de dépolariation et C le résultat de la détection d'eau surfondue.

4 Résultats

4.1 Application aux différents évènements

Les résultats des détections sont présentés sur la figure 8, pour les évènements du 4 février et du 8 février. Le cas de ciel clair du 6 février n'est pas représenté, car rien n'est détecté.

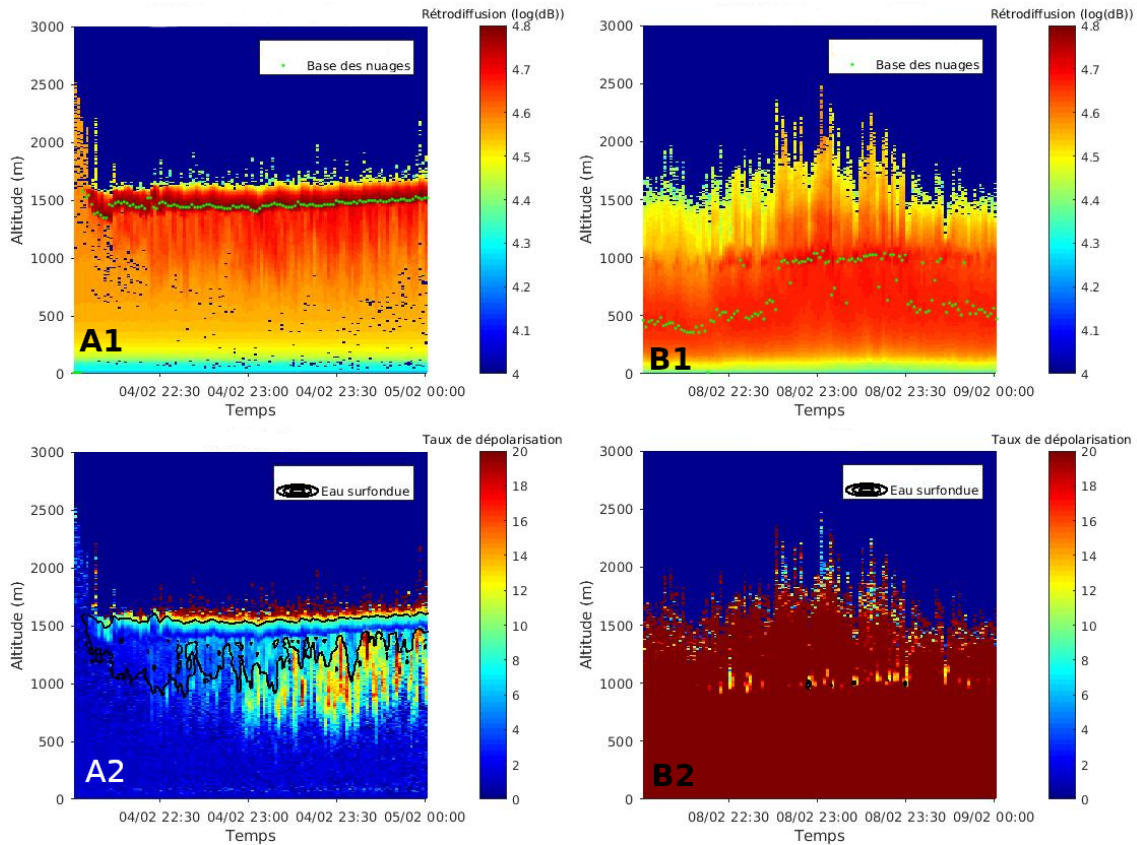


FIGURE 8 – Résultats des méthodes de détections de la base des nuages superposée aux données LIDAR (1) et de la présence d'eau surfondue superposée aux données de dépolarisation (2) pour les évènements du 4 février (A) et du 8 février (B).

La figure 8 A1 montre que la superposition des séries temporelles LIDAR et des résultats de l'algorithme de détection de la base des nuages est quasi parfaite. La figure 8 A2 met en évidence la présence d'eau surfondue au niveau de la base du nuage et sous le nuage. À partir de 23 h, la poche d'eau liquide s'amincit et des précipitations solides apparaissent en dessous. Le taux de dépolarisation est entre 8 et 20 alors que pour l'eau liquide il est entre 0 et 8. La figure 8 B1 montre qu'en présence de précipitations la détection de la base du nuage est légèrement moins précise. Les précipitations sont uniquement solides, cf. figure 8 B2. Néanmoins, de petites poches d'eau surfondue apparaissent proches de 1000 m d'altitude. Le taux de dépolarisation est saturé à la valeur de 20 durant tout l'évènement de la surface jusqu'à la perte complète du signal.

Les détections de la base des nuages et de l'eau surfondue ont été superposées aux données de MRR, figure 9.

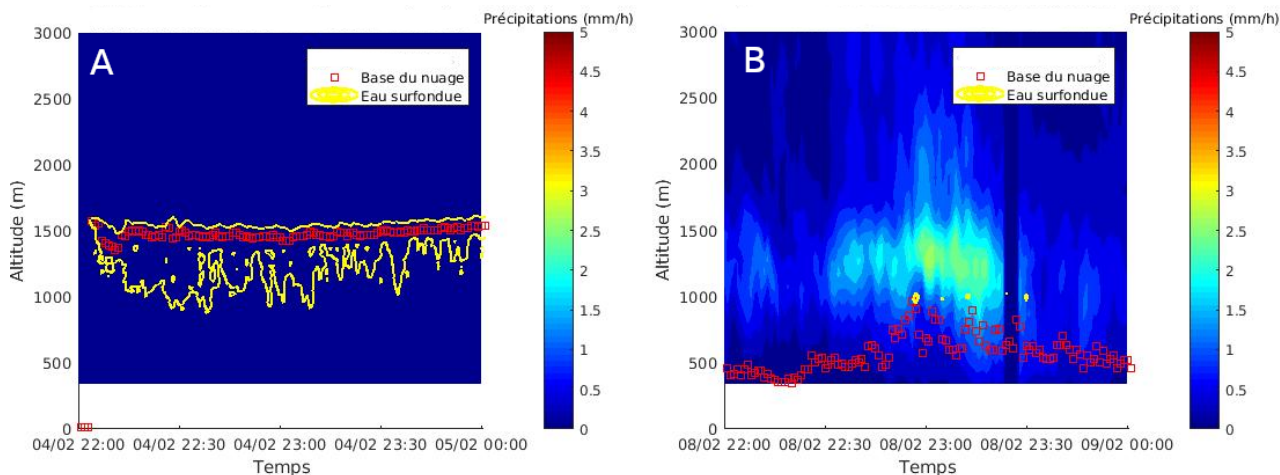


FIGURE 9 – Résultats de la détection de la base des nuages et de l’eau surfondue superposés aux données MRR pour les évènements du 4 février (A) et du 8 février (B).

Les deux premières figures 9 A et 9 B, correspondent respectivement aux épisodes nuageux et de précipitations du 4 février et du 8 février. La première montre une altitude de la base des nuages à 1500 m et la présence d’eau surfondue, du nuage jusqu’à 800 m en dessous. Cette eau liquide n’est pas détectée par le MRR. Sur la seconde, l’altitude du nuage est entre 500 et 1000 m. Des précipitations sont majoritairement dans le nuage et il a très peu d’eau surfondue, seulement de toutes petites poches.

4.2 Comparaison aux radiosondages

Afin de vérifier l’exactitude de la méthode de détection de l’altitude de la base du nuage, celle-ci a été comparée avec l’humidité relative des radiosondages, et ce pour la détection faite à partir du signal parallèle et perpendiculaire, figure 10. Elle correspond au diagramme de densité des radiosondages en fonction de l’altitude et de l’humidité relative. Pour une altitude et une humidité données, on connaît la fraction en pourcentage des radiosondages qui sont passés par ce point dans une grille de résolution de $25\text{ m} \times 1\%$. Ceci est comparé à la détection de l’altitude de la base des nuages. La série temporelle LIDAR où la détection des nuages a été réalisée est établie sur une période d’une heure encadrant chaque radiosondage. C’est-à-dire que seules les altitudes de base de nuage détectées 30 min avant et 30 min après le lâché du radiosondage sont prises en compte.

La figure 10 montre deux tendances. La première, délimitée par des traits rouges, correspond aux passages des radiosondes pour des humidités faibles, entre 10 et 40%. L’air n’est pas saturé, il n’y a pas de nuage. Une seconde tendance, encadrée par des traits blancs, est visible lorsque l’humidité est élevée, entre 80 et 100%. L’air atteint la saturation, un nuage se forme. La densité des radiosondages avec cette forte humidité est maximale à 1500 m d’altitude. La base supposée des nuages d’après les radiosondages est donc à 1500 m. La détection de la base des nuages à partir du LIDAR a également pour moyenne une altitude de 1500 m. La méthode utilisée est donc en concordance avec les observations faites grâce aux radiosondages. La figure 10 permet également de voir que l’altitude détectée pour le signal parallèle et perpendiculaire sont très proches. La densité des radiosondages est plus importante lorsque l’humidité relative est très élevée, jusqu’à 12% contre au maximum 7% lorsque l’humidité est faible, ce qui signifie que la présence des nuages est majoritaire sur les temps de ciel clair en ne considérant que les radiosondages.

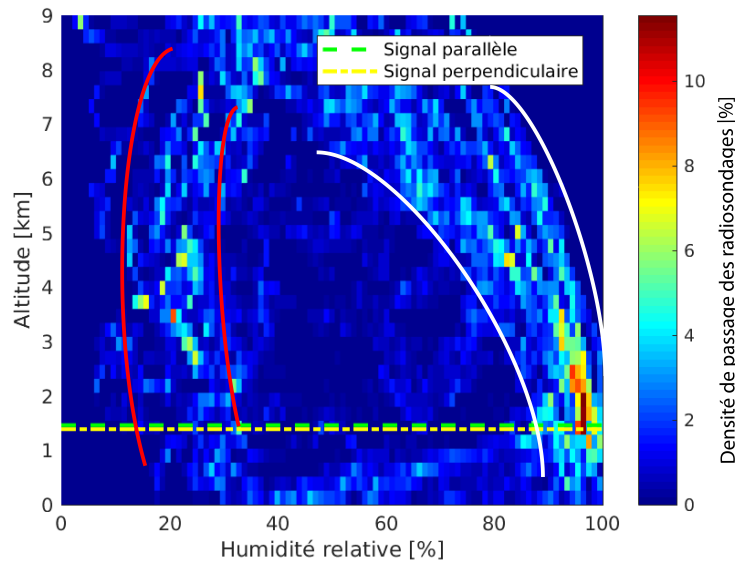


FIGURE 10 – Densité de passage des radiosondages en fonction de l’humidité relative et de l’altitude et altitude de la base des nuages détectée pour les données parallèles et perpendiculaires. Les traits rouges et blancs délimitent respectivement deux grandes tendances, pour de faibles et de fortes valeurs d’humidité relative.

5 Analyse et discussion

5.1 Discussion des évènements

Afin de comprendre le comportement des nuages, une distinction a été faite entre précipitant et non-précipitant à partir des données du MRR. La figure 11, correspondant à l’évènement nuageux, met toutefois en évidence les limites de la détection des précipitations par le MRR.

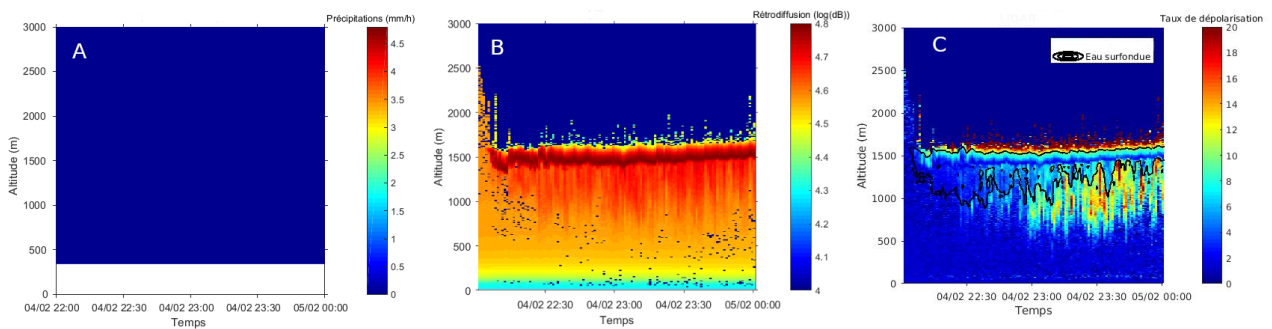


FIGURE 11 – Comparaison de la précipitation avec les données MRR (A), LIDAR de rétrodiffusion (B) et de dépolarisation (C) pour l’évènement du 4 février.

Les données du MRR ne présentent aucune précipitation, figure 11A, contrairement aux données LIDAR, figure 11B. Lorsqu’il y a de la précipitation, les valeurs de rétrodiffusion sont élevées, comme on peut le voir sous la base du nuage avec des valeurs proches de 4,7 log(dB). On ne voit pas de pic distinct, mais un faible gradient de rétrodiffusion allant de 4,6 log(dB) à partir de 500 m jusqu’à l’extinction du signal LIDAR à 1500 m avec des valeurs maximales d’environ 4,8 log(dB). Ce n’est pas un nuage, car la base des nuages a pour valeur de rétrodiffusions 4,8 log(dB) avec un fort gradient. Le taux de dépolarisation, figure 11C, confirme la présence de précipitations solides avec un taux

élevé, 20, sous le nuage, contrairement à la surface où le taux est nul, indiquant une absence de particule. Il y a donc de fines précipitations non détectables par le MRR. Néanmoins, ces précipitations fines n'influent pas sur la détection de la base du nuage contrairement aux précipitations détectées par le MRR. En revanche, elles peuvent impacter sur le bilan de masse de la calotte. Il serait intéressant de pouvoir les quantifier afin d'ajuster notre connaissance sur les précipitations en Antarctique.

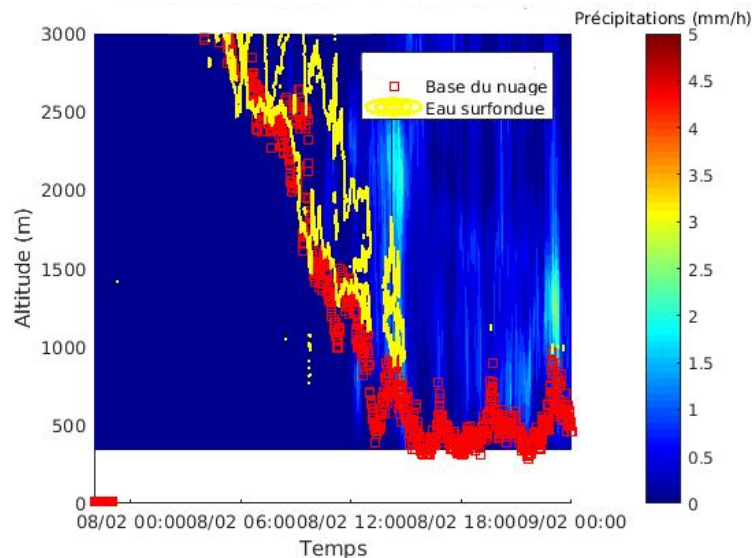


FIGURE 12 – Résultats des méthodes de détections de l'altitude de la base des nuages, carrés rouges, et de l'eau surfondue, tracé jaune, superposés aux données du MRR pour la journée du 8 février.

La figure 9, présentée dans les résultats partie 4.1, montre un cas de nuage avec la présence d'eau surfondue sans précipitation et un cas de nuage avec précipitations sans eau surfondue. Pour comprendre le passage d'un évènement à l'autre, la journée complète du 8 février a été étudiée, les résultats sont présentés sur la figure 12. Cette figure montre que les nuages se forment à plus de 3000 m d'altitude. Ils sont alors composés de gouttelettes d'eau surfondue qui ne sont pas détectées par le MRR. Le nuage descend ensuite, des précipitations solides se forment à l'intérieur du nuage, détectables par le MRR. La quantité d'eau surfondue diminue. Le nuage se stabilise à environ 500 m au-dessus de la surface, il n'y a alors plus que des précipitations solides. Les précipitations solides proviennent donc en partie de la présence des gouttelettes surfondues qui, lorsqu'elles contiennent ou rencontrent un noyau glaçogène, congèlent. Très vite, une fois la première particule solide formée, l'effet Bergeron se met en place. La vapeur d'eau cristallise autour des flocons déjà formés, les gouttelettes d'eau surfondues s'évaporent pour maintenir l'équilibre. Les cristaux grossissent rapidement, deviennent plus lourds et précipitent, l'eau surfondue quant à elle s'évapore jusqu'à disparaître complètement.

Lors de l'évènement de précipitation du 8 février, les hydrométéores ne sont plus visibles en dessous de 600 m, cf. figure 5 C2, ils sont ré-évaporés avant d'atteindre la surface. Ce phénomène peut être expliqué par la présence de vents catabatiques. Ce sont des vents violents dévalant la calotte au sud de Dumont d'Urville. Ces vents sont très secs ce qui entraîne l'évaporation des précipitations avant qu'elles n'atteignent la surface. Cette hypothèse est confirmée grâce aux données du radiosondage. Sur la figure 5 C4, qui correspond aux données du radiosondage, les vents ont des vitesses très élevées proche de la surface, plus de 40m/s et ont une origine de 150 ° ce qui correspond au sud-sud-est. Ces

données sont caractéristiques des vents catabatiques à Dumont d’Urville [Grazioli et al., 2017b]. Enfin, lors de cet évènement de précipitation, de légères poches d’eau surfondues sont détectées. Or, dans un cas comme celui-ci, on ne s’attend pas à trouver de l’eau surfondue. Ceci nous amène à penser que le signal LIDAR, suite à ces fortes précipitations, est légèrement biaisé, entraînant ainsi une fausse détection d’eau surfondue. Une autre explication possible peut être que le critère empirique choisi pour déterminer la valeur correspondant à de l’eau surfondue est légèrement trop bas.

5.2 Analyse statistique du mois de février 2017

D’une manière générale, une couverture nuageuse était présente 64% du mois de février 2017, ce qui est plus qu’à la station South Pole où la présence de nuage est de 40% du temps comme expliqué dans l’article [Mahesh et al., 2005]. Cela s’explique par le fait que cette station se situe sur un plateau continental, au coeur du continent et très éloignée des côtes. Les intrusions de masses d’air océaniques sont plus rares qu’à Dumont d’Urville où la station est sans cesse balayée par des jets océaniques. L’air à South Pole est très froid et très sec et il y a très peu de noyaux de condensation. Les nuages se forment plus difficilement qu’à Dumont d’Urville. Trouver une couverture nuageuse de 64% à Dumont d’Urville est donc cohérent. L’étude de [Shiobara et al., 2003] s’intéresse à l’analyse des nuages polaires grâce à des données obtenues par des mesures de micro pulse LIDAR à Syoba sur les côtes Antarctique pour l’année 2001. Les résultats de celle-ci donnent un couverture nuageuse présente 72% du temps pour le mois de février 2001. La station de Syoba, comme celle de Dumont d’Urville, se situe sur la côte du continent, les intrusions de masses d’air océanique sont donc très présentes entraînant un taux de couverture nuageuse important, proche de celui trouvé dans notre étude.

Une analyse statistique a été réalisée sur la hauteur de la base des nuages qui a été détectée. Les résultats sont présentés sur la figure 13.

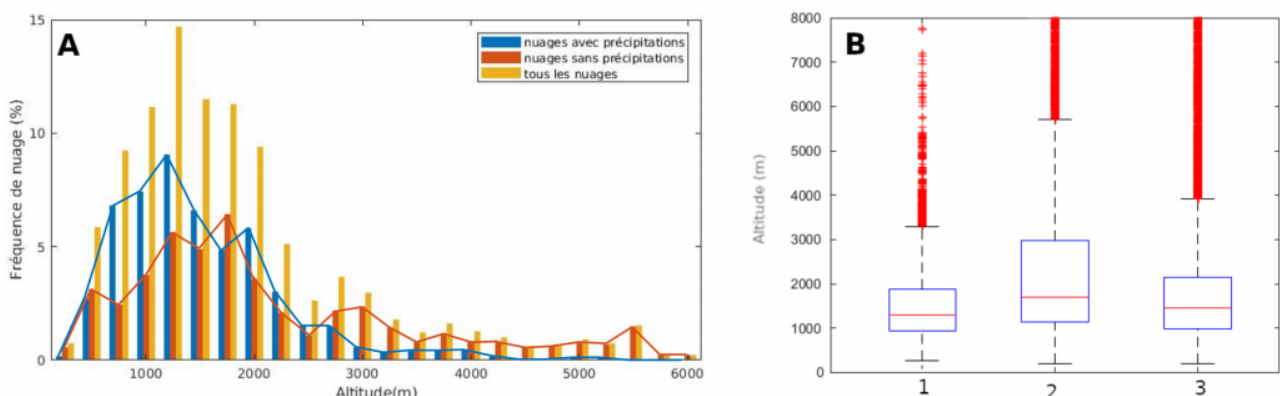


FIGURE 13 – Résultats de l’analyse statistique réalisée sur l’altitude de la base des nuages sous forme d’histogrammes (A) et de boîtes à moustache (B), avec tous les nuages (B1), les nuages sans précipitations (B2) et les nuages avec précipitations (B3).

La majorité des nuages (75%) ont une altitude entre 900 m et 2000 m, figure 13 B1 . Les nuages précipitant ont une base plus basse que les nuages non-précipitants, figure 13A. Cela concorde avec la figure 7 où l’on voit un nuage sans précipitation qui descend et précipite à de plus faibles altitudes. Les nuages non-précipitants se situent entre 800 m et 2000 m et ne sont plus présents au-dessus de 4000 m. Les nuages non-précipitants ont leur base à 75% entre 1000 m et 3000 m d’altitude, figure 13 B2. Les

nuages se forment à des altitudes élevées puis descendent et c'est une fois en dessous de 1500 m que les précipitations se forment, cf. figure 12. L'étude de [Del Guasta et al., 1993] portant sur les données LIDAR obtenues à Dumont d'Urville durant un an entre 1989 et 1990 met en évidence une base des nuages majoritairement entre 600 et 1800 m. Ces résultats concernent une année entière d'étude de base des nuages, contrairement à notre étude qui ne concerne que le mois de février, néanmoins les résultats sont similaires. L'étude de [Shiobara et al., 2003] présente des résultats de détection de base des nuages séparément pour chaque mois. Au mois de février 2001, la fraction la plus importante de nuage détectée, 8%, a une altitude de 1500 m, ce qui est assimilable à nos résultats. D'une manière plus générale, plus de 40% des nuages ont une altitude détectée entre 500 m et 4000 m, le reste des nuages ayant une altitude entre 4000 m et 12000 m d'altitude. Les résultats trouvés dans notre étude sont donc en concordance avec les résultats trouvés par différentes études en différentes localisations.

6 Conclusion

6.1 Résultats généraux

Dans un contexte de réchauffement climatique, l'étude de la calotte polaire Antarctique est primordiale, car son bilan de masse impacte directement sur la montée des eaux. L'étude des précipitations, qui constituent le seul apport du bilan de masse, passe par une étude approfondie de l'altitude et de la composition des nuages. Celle-ci a été réalisée dans le cadre du projet de recherche APRES3, à Dumont d'Urville pour le mois de février 2017, à partir des données de rétrodiffusion LIDAR et des données issues du MRR. D'après notre méthode de détection, des nuages étaient présents 64% du mois de février 2017 à Dumont d'Urville. L'altitude des nuages non-précipitants est plus élevée (entre 1000 m et 3000 m) que celle des nuages précipitant (entre 800 m et 2000 m). Les nuages se forment en altitude, à plus de 3 000 m et descendent avant de former de la précipitation aux alentours de 1500 m, altitude de la majorité des nuages. Ces résultats sont en accord avec les études de [Shiobara et al., 2003] [Del Guasta et al., 1993] et [Mahesh et al., 2005]. Lorsque les nuages se forment, des gouttelettes d'eau liquide sont présentes puis disparaissent avec la formation des précipitations suite à l'effet de Bergeron. La présence d'eau surfondue dans les nuages en Antarctique est un phénomène très important, car elle caractérise la composition des nuages et impacte sur le climat et sur la compréhension que nous en avons.

6.2 Perspectives

Les résultats de cette étude permettent de mieux comprendre les processus de microphysique en Antarctique, mais la série temporelle est courte. Il serait intéressant de pouvoir effectuer ces détections sur une année complète pour établir une climatologie des nuages à Dumont d'Urville. Ces résultats permettent d'ajuster les modèles climatiques. Afin de pouvoir évaluer l'impact du réchauffement climatique sur les décennies à venir, des modèles climatiques sont réalisés avec différentes simulations. Afin que les résultats de ces modèles soient corrects, il est nécessaire qu'ils soient tout d'abord en mesure de représenter le climat actuel. À l'heure actuelle, la plupart des modèles climatiques surestiment les précipitations en Antarctique. Un premier biais a été trouvé, il vient du fait qu'une partie de la précipitation en Antarctique n'atteint pas la surface, car elle est ré-évaporée par les vents catabatiques qui sont des vents très secs dévalant les pentes des dômes à des vitesses très importantes [Grazioli et al., 2017b]. Même une fois ce phénomène pris en compte dans les modèles un biais sur les précipitations perdure. Une des hypothèses pouvant expliquer cette surestimation serait la mauvaise représentation

des nuages, que ce soit en termes d'altitude ou de composition. Il est donc intéressant de comparer les sorties de modèles avec les résultats que nous avons obtenus, c'est ce que représente la figure 14.

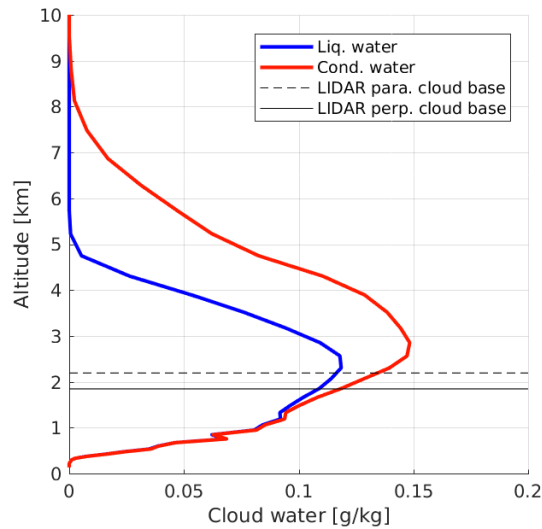


FIGURE 14 – Comparaison de l'altitude des nuages donnée par notre méthode de détection, pour le signal parallèle et perpendiculaire, avec les profils d'eau totale nuageuse (courbe rouge) et d'eau liquide nuageuse (courbe bleue) obtenus avec le modèle climatique LMDz.

Les profils sont obtenus à partir du modèle LMDz avec une simulation zoomée sur Dumont d'Urville dont la résolution est de 25 km. La simulation est guidée avec les champs de températures, de vents et d'humidités de ERA-Interim. ERA-Interim est un produit de réanalyse obtenu à partir des simulations et des observations produites par le centre européen ECMWF. Le modèle simule les nuages par le biais d'eau liquide et solide nuageuse. D'après la figure 14, le modèle simule un nuage dès 300 m d'altitude, ce qui est plus bas que notre détection, en moyenne 1500 m d'altitude, cf. figure 13. Lorsque le profil d'eau liquide apparaît, le modèle simule de l'eau surfondue. Lors de cette simulation l'eau liquide nuageuse est bien présente comme dans nos résultats, mais elle apparaît dès 300 m d'altitude, cf. 14, ce qui est bien plus bas que ce que nous détectons. Le modèle LMDz simule des nuages et de l'eau surfondue bien trop bas, il comporte donc un biais. Il apparaît nécessaire de comprendre l'origine de ce biais et de développer une paramétrisation des nuages polaires dans le modèle plus proche de la réalité.

Références

- [Adok, 1977] Adok, U. (1977). Snow drift. *Journal of Glaciology*, 19(81) :123–139.
- [Astapenko, 1964] Astapenko, P. (1964). *Atmospheric processes in the high latitudes of the Southern Hemisphere*. Israel Program for Scientific Translations ;[available from the Office of Technical Services, US Dept. of Commerce, Washington].
- [Bintanja and van den Broeke, 1996] Bintanja, R. and van den Broeke, M. R. (1996). The influence of clouds on the radiation budget of ice and snow surfaces in antarctica and greenland in summer. *International Journal of Climatology : A Journal of the Royal Meteorological Society*, 16(11) :1281–1296.
- [Bromwich, 1990] Bromwich, D. H. (1990). Estimates of antarctic precipitation. *Nature*, 343(6259) :627.
- [Bromwich et al., 2012] Bromwich, D. H., Nicolas, J. P., Hines, K. M., Kay, J. E., Key, E. L., Lazzara, M. A., Lubin, D., McFarquhar, G. M., Gorodetskaya, I. V., Grosvenor, D. P., et al. (2012). Tropospheric clouds in antarctica. *Reviews of Geophysics*, 50(1).
- [Church et al., 2001] Church, J., Gregory, J. M., Huybrechts, P., Kuhn, M., Lambeck, K., Nhuan, M., Qin, D., and Woodworth, P. (2001). Changes in sea level. In , in : *JT Houghton, Y. Ding, DJ Griggs, M. Noguer, PJ Van der Linden, X. Dai, K. Maskell, and CA Johnson (eds.) : Climate Change 2001 : The Scientific Basis : Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel*, pages 639–694.
- [Del Guasta et al., 1993] Del Guasta, M., Morandi, M., Stefanutti, L., Brechet, J., and Piquad, J. (1993). One year of cloud lidar data from dumont d’urville (antarctica) : 1. general overview of geometrical and optical properties. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 98(D10) :18575–18587.
- [Fretwell et al., 2013] Fretwell, P., Pritchard, H. D., Vaughan, D. G., Bamber, J., Barrand, N., Bell, R., Bianchi, C., Bingham, R., Blankenship, D., Casassa, G., et al. (2013). Bedmap2 : improved ice bed, surface and thickness datasets for antarctica.
- [Gauthier, 2016] Gauthier, E. (2015-2016). Les 4 volets d’apres3. <http://apres3.osug.fr>.
- [Grazioli et al., 2017a] Grazioli, J., Genthon, C., Boudevillain, B., Duran-Alarcon, C., Del Guasta, M., Madeleine, J.-B., and Berne, A. (2017a). Measurements of precipitation in dumont d’urville, adélie land, east antarctica. *The Cryosphere*, 11(4) :1797–1811.
- [Grazioli et al., 2017b] Grazioli, J., Madeleine, J.-B., Gallée, H., Forbes, R. M., Genthon, C., Krinner, G., and Berne, A. (2017b). Katabatic winds diminish precipitation contribution to the antarctic ice mass balance. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 114(41) :10858–10863.
- [Hahn and Warren, 2003] Hahn, C. and Warren, S. (2003). Cloud climatology for land stations worldwide, 1971–1996. *Numerical Data Package NDP-026D, Carbon Dioxide Information Analysis Center, Department of Energy, Oak Ridge, TN*.
- [Mahesh et al., 2005] Mahesh, A., Campbell, J. R., and Spinhirne, J. D. (2005). Multi-year measurements of cloud base heights at south pole by lidar. *Geophysical research letters*, 32(9).
- [Palerme, 2014] Palerme, C. (2014). *Étude des précipitations en Antarctique par télédétection radar, mesures in-situ, et intercomparaison de modèles de climat*. PhD thesis, Université de Grenoble.
- [Schwerdtfeger, 1970] Schwerdtfeger, W. (1970). Climate of the antarctic, climates of the polar regions, world surv. of climatol., 14 s. orvig, 253–355.
- [Sedlar et al., 2011] Sedlar, J., Tjernström, M., Mauritsen, T., Shupe, M. D., Brooks, I. M., Persson, P. O. G., Birch, C. E., Leck, C., Sirevaag, A., and Nicolaus, M. (2011). A transitioning arctic surface energy budget : the impacts of solar zenith angle, surface albedo and cloud radiative forcing. *Climate dynamics*, 37(7-8) :1643–1660.
- [Shepherd et al., 2018] Shepherd, A., Ivins, E., Rignot, E., Smith, B., van den Broeke, M., Velicogna, I., Whithouse, P., Briggs, K., Joughin, I., Krinner, G., et al. (2018). Mass balance of the antarctic ice sheet from 1992 to 2017. *Nature*, 556 :pages219–222.

- [Shiobara et al., 2003] Shiobara, M., Yabuki, M., and Kobayashi, H. (2003). A polar cloud analysis based on micro-pulse lidar measurements at ny-alesund, svalbard and syowa, antarctica. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 28(28-32) :1205–1212.
- [Stocker, 2014] Stocker, T. (2014). *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.
- [Verlinden et al., 2011] Verlinden, K. L., Thompson, D. W., and Stephens, G. L. (2011). The three-dimensional distribution of clouds over the southern hemisphere high latitudes. *Journal of Climate*, 24(22) :5799–5811.
- [Warren et al., 1988] Warren, S. G., Hahn, C. J., London, J., Chervin, R. M., and Jenne, R. L. (1988). Global distribution of total cloud cover and cloud type amounts over the ocean. Technical report, USDOE Office of Energy Research, Washington, DC (USA). Carbon Dioxide Research Div. ; National Center for Atmospheric Research, Boulder, CO (USA).