

PSL 



Département de
GÉOSCIENCES



ÉCOLE NORMALE SUPÉRIEURE DE PARIS

DÉPARTEMENT DE GÉOSCIENCES

Laboratoire de Météorologie Dynamique

Rapport de stage de recherche en laboratoire L3 Géosciences

Étude des nuages à Dumont d'Urville en Antarctique et impact sur le rayonnement en surface



JUSTINE CHARREL

Promotion 2021

Maîtres de stage : Christophe Genthon et Jean-Louis Dufresne

7 juin 2022 – 1 juillet 2022

Résumé

Face au changement climatique actuel, la prédiction de l'augmentation du niveau de la mer est essentielle pour de nombreuses îles et côtes directement impactées par ce phénomène. Si la calotte antarctique venait à fondre totalement, elle causerait une augmentation du niveau de la mer de 70 m. Il est par conséquent crucial d'étudier l'impact du changement climatique en Antarctique, sous toutes ses formes. L'une d'entre elles est particulièrement mal connue en Antarctique : les nuages. Leurs effets radiatifs refroidissant ou réchauffant impactent directement la fonte des glaces. Ils peuvent réfléchir ou transmettre le rayonnement solaire et émettre un rayonnement infrarouge vers l'atmosphère et la surface. Des instruments de mesure ont été installés lors de la campagne d'été austral 2019-2020 du projet CALVA-APRES3 sur la station de Dumont d'Urville en Antarctique pour obtenir des informations sur l'altitude des nuages et les rayonnements reçus à la surface. Une toute première étude sur les précipitations a été réalisée en 2020 [WIENER, 2020] à partir de données d'un ceilomètre mesurant l'altitude de la base des nuages. Dans le présent travail, il s'agit de traiter les données d'un radiomètre mesurant les rayonnements solaires et infrarouges incidents à la surface et de les croiser avec celles du ceilomètre. Des comparaisons entre les mois de février 2017, 2020 et 2021 ont montré une forte variabilité annuelle de l'altitude de la base des nuages et de la couverture nuageuse avec essentiellement des nuages bas observés entre 1000 et 2000 m d'altitude. L'altitude des nuages est anti-corrélée à 50 % avec le rayonnement infrarouge incident à la surface et si les nuages ont tendance à majoritairement refroidir la surface à Dumont d'Urville, une corrélation entre le flux solaire réfléchi par les nuages et les propriétés nuageuses observées n'a pu être mise en évidence.

Abstract

In the face of current climate change, predicting sea-level rise is essential for many islands and coasts directly impacted by this phenomenon. If the Antarctic ice cap were to melt completely, it would cause the sea level to rise by 70 m. It is therefore crucial to study the impact of climate change in Antarctica in all its forms. One of them is particularly poorly known in Antarctica : clouds. Their cooling or warming radiative effects directly impact the melting of the ice. They can reflect or transmit solar radiation and emit infrared radiation to the atmosphere and the surface. Measuring instruments were installed during the 2019-2020 southern summer campaign of the CALVA-APRES3 project at the Dumont d'Urville station in Antarctica to obtain information on cloud altitude and radiation received at the surface. A first ever precipitation study was carried out in 2020 [WIENER, 2020] using data from a ceilometer measuring the altitude of the cloud base. In this work, it is a question of processing the data of a radiometer measuring the incident solar and infrared radiation at the surface and of crossing them with those of the ceilometer. Comparisons between the months of February 2017, 2020 and 2021 showed a high annual variability in cloud base altitude and cloud cover with mostly low clouds observed between 1000 and 2000 m of altitude. The altitude of the clouds is 50 % anti-correlated with the incident infrared radiation at the surface and if the clouds tend to mainly cool the surface at Dumont d'Urville, a correlation between the solar flux reflected by the clouds and the observed cloud properties could not be demonstrated.

Remerciements

Dans un premier temps, j'aimerais remercier Mme Camille Risi qui a su me conseiller dans ma recherche de stage et m'a permis de contacter M. Christophe Genthon pour un sujet de stage qui a confirmé mon intention de continuer dans la recherche. Egalement un grand merci au Laboratoire de Météorologie Dynamique de m'avoir accueillie et permis d'assister à leur assemblée générale, riche en informations.

Je remercie chaleureusement M. Christophe Genthon de m'avoir proposé un sujet de stage malgré le fait que les instruments de mesures installés en 2019 sur la station de Dumont d'Urville en Antarctique n'ait encore très peu voire pas du tout été étudiés, pour les connaissances sur l'Antarctique qu'il m'a transmises ainsi que pour le temps qu'il m'a accordé à se consacrer aux données acquises au long de ces deux années. Je suis reconnaissante envers M. Jean-Louis Dufresne de m'avoir co-encadré tout au long de mon stage. Merci à M. Valentin Wiener pour les précisions qu'il m'a apportées sur son stage déjà effectué sur un sujet se rapprochant du mien et pour m'avoir guider dans la programmation en Python.

Merci à M. Frédéric Burnet et à M. Thierry Bourriane de l'équipe Microphysique des Nuages et Physico-Chimie de l'Atmosphère de Météo France avec lesquels j'ai effectué mon stage en 2021 de m'avoir permis de visiter l'avion ATR42 de Météo France qui était déployé à l'aérodrome de Cergy Pontoise dans le cadre de la campagne de mesures PANAME 2022 (PARis region urbaN Atmospheric observations and models for Multidisciplinary rEsearch). Un grand merci à M. Nicolas Maury pour son aide et son amitié depuis notre rencontre lors de mon stage effectué à Météo France et que j'ai pu retrouver au cours de ce stage au Laboratoire de Météorologie Dynamique, que le monde est petit !

Table des matières

Résumé	2
Abstract	2
Remerciements	3
1 Introduction	5
1.1 Présentation du laboratoire	5
1.2 CALVA-APRES3 : campagne d'été austral 2019-2020	5
1.3 Objectifs du stage	6
2 Etat de l'art	7
3 Instruments	8
3.1 Ceilomètre	8
3.2 Radiomètre	9
4 Méthode	10
5 Analyse des résultats	12
5.1 Statistiques sur l'altitude et la présence temporelle des bases nuageuses	12
5.2 Lien entre nébulosité et rayonnement	15
5.2.1 Infrarouge	15
5.2.2 Visible	16
5.2.3 Transmittance nuageuse	17
5.3 Etude de cas journaliers	18
6 Conclusion et perspectives	20
Annexes	21
Références	25

1 Introduction

1.1 Présentation du laboratoire

Le Laboratoire de Météorologie Dynamique (LMD) est une unité mixte de recherche créée en 1968 qui étudie les sciences environnementales et climatiques sur Terre, ainsi que les atmosphères planétaires en général. Le LMD, associé à sept autres laboratoires et deux équipes, fait partie de l'Institut Pierre-Simon-Laplace (IPSL), une fédération qui réunit les recherches en sciences de l'environnement pour étudier le climat passé, actuel et futur du système Terre et du système solaire à partir d'observations et de modélisations. Implanté à l'Ecole Polytechnique, à l'Ecole Normale Supérieure (ENS) et à Sorbonne Université sur le campus de Jussieu où j'ai réalisé mon stage, le LMD se compose de cinq équipes aux thématiques variées dont l'équipe Etude et Modélisation du climat et du changement climatique (EMC3) dans laquelle j'étais. Leurs objectifs sont de développer le Modèle de Circulation Générale (GCM), Laboratoire de Météorologie Dynamique Zoom (LMDZ), utilisé en France et à l'étranger, et d'améliorer nos connaissances sur les processus et mécanismes physiques impliqués dans la variabilité et les changements climatiques, de l'échelle locale à l'échelle globale. Leur recherche permet l'intercomparaison de plusieurs modèles climatiques en lien avec le Programme Mondial de Recherche sur le Climat de l'Organisation Mondiale de la Météorologie (PMRC), la participation aux rapports du Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat (GIEC) et le développement de paramétrisations qui sont par la suite utilisées dans des modèles de plus grande échelle.

1.2 CALVA-APRES3 : campagne d'été austral 2019-2020

Le programme de recherche scientifique In situ data for CALibration and VALIDation of meteorological and climate models and satellite retrievals - Antarctic Precipitation, Remote Sensing from Surface and Space (CALVA-APRES3) débute en 2015 avec des campagnes reconduites chaque été austral (novembre à février) en Antarctique. La campagne de l'été austral 2019-2020 avait pour objectif d'entretenir les instruments de mesures déjà mis en place et de les améliorer, de compléter les mesures avec de nouveaux instruments et enfin de récupérer les mesures obtenues pendant l'hiver qui n'ont pu être correctement envoyées à cause d'un débit internet faible. Ces campagnes devaient permettre de mesurer au mieux les précipitations neigeuses en Antarctique sur la station de Dumont d'Urville (DDU)¹ tant les mesures sont rares dans cet environnement extrême, et de les comparer avec le radar satellitaire CloudSat. CALVA-APRES3 à DDU permet l'étude des nuages, des précipitations, de la neige soufflée et des couches limites atmosphériques dynamiquement extrêmes notamment avec les vents catabatiques². Des instruments ont également été installés sur la station de dôme Charlie (Dôme C) sur le plateau continental où sont étudiés la couche limite, les températures et leurs inversions, les précipitations, les nuages et les flux avec la neige de surface. Tous ces paramètres étudiés restent peu connus, la neige soufflée n'étant par exemple toujours pas représentée dans les modèles de prévision climatique du GIEC. Ces campagnes permettent ainsi d'améliorer les paramétrisations entrées dans les modèles climatiques en comparant les observations de télédétection par satellite pour effectuer de meilleures prévisions, notamment en terme de bilan de masse neigeuse qui influence le niveau de la mer.

1. 66°40'00" Sud, 140°00'00" Est

2. Vents forts créés par une masse d'air froide sur le plateau continental, se dirigeant vers les côtes et s'écoulant le long des pentes. Ils peuvent dépasser les 200-250 km/h.

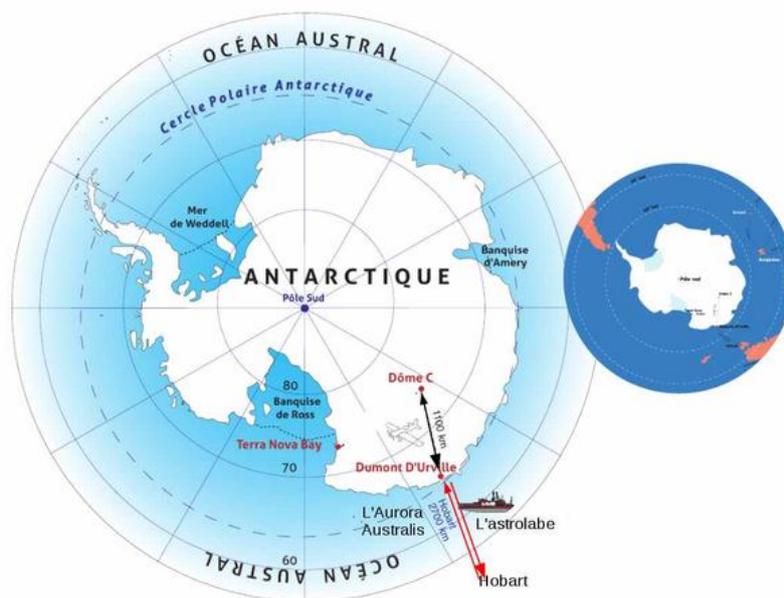


FIGURE 1 – Carte de l’Antarctique avec les stations de DDU et Dôme C et les trajets effectués lors de la campagne d’été 2019-2020. *Source de l’image : site de l’IPSL*

1.3 Objectifs du stage

Le changement climatique aura certainement une forte influence sur l’Antarctique [GENTHON, KRINNER et CASTEBRUNET, 2009], notamment avec l’augmentation des précipitations, mais il reste à déterminer clairement l’intensité et la rapidité de ce changement. En effet, l’Antarctique étant majoritairement recouvert de calotte de glace, le changement climatique pourrait avoir une influence sur son bilan de masse et sur le niveau de la mer, ce qui aurait des conséquences au niveau mondial. Dans ce contexte il est particulièrement important d’étudier les flux de rayonnement en surface, qui réchauffent plus ou moins la glace et la font fondre. La présence des nuages, bloquant ou laissant passer ces flux a une importance cruciale dans ce bilan.

Si les observations de la campagne d’été 2019-2020 ont débuté à la fin de 2019 et, si la qualité des données a été surveillée, aucune étude systématique n’a été encore menée. L’objectif du stage pour une première exploration est de mettre en relation les deux premières années d’observation des nuages et du rayonnement en surface sur la station de DDU. Une comparaison à des études similaires grâce à de la bibliographie a permis de faire ressortir des caractéristiques de la station de DDU, liées à l’alternance des jours et nuits polaires, à l’exposition aux systèmes dépressionnaires circum-antarctiques ou encore à l’influence des vents catabatiques fréquents issus de l’intérieur du continent. Cette étude a permis d’élaborer des conclusions préliminaires sur l’impact de la nébulosité sur le rayonnement en surface à DDU.

2 Etat de l'art

Les nuages troposphériques (0-15km d'altitude) représentent la majeure partie des nuages, dont ceux qui participent à la circulation générale de l'atmosphère et qui régulent le climat. STEPHENS et GREENWALD (1991) montrent que leur effet est impacté par des variations régionales et saisonnières et participent à refroidir ou réchauffer le système Terre. Conséquemment au changement climatique actuel qui prévoit des changements dans la phase des nuages, leur altitude et leur répartition géographique, il est crucial d'améliorer les modèles de circulation globale qui ont besoin de nombreuses données d'observation valides pour fournir des prévisions les plus précises possibles, dont des données sur les nuages tant leurs impacts radiatifs constituent une incertitude importante dans la représentation climatique.

En effet, les nuages ont un fort impact radiatif en Antarctique, notamment lorsqu'ils sont en phase mixte (phase liquide et glacée) et qu'il y a des précipitations. Il est important de déterminer leur occurrence et leurs propriétés macroscopiques et microphysiques pour établir un bilan énergétique et de masse des calottes glaciaires. Les observations climatiques en Antarctique ont débuté à partir des années 1960 seulement [ASTAPENKO, 1964] du fait des conditions extrêmes par rapport au reste des terres. Le premier atlas climatique des nuages [WARREN, 1988] donnant des informations sur leur type et leur occurrence sur les côtes antarctiques date de 1988. En 1993, l'étude de DEL GUASTA et al. (1993) à partir d'un Laser Imaging Detection And Ranging (LIDAR)³ et de radiosondages montre que les nuages hauts sont plus épais à DDU qu'aux moyennes latitudes, avec en moyenne leur sommet sous les 8000 m d'altitude sauf en hiver où il peut dépasser la tropopause. Les nuages bas de type stratiforme atteignent eux les 2500 m. Jusque dans les années 2000, ce sont surtout des nuages bas et de moyenne altitude qui ont été observés. En 2006, le satellite CloudSat a permis d'élargir spatialement les observations pour des nuages situés à plus de 1200 m d'altitude. Puis l'étude de FITZPATRICK et WARREN (2007) a permis de déterminer les effets radiatifs solaires des nuages et de la glace dans l'océan Austral. Au-dessus de la glace de mer, la différence d'albédo⁴ entre la glace et le nuage est faible puisqu'ils ont tout deux un albédo élevé. Dans ce cas, le nuage refroidit peu. Au-dessus de l'eau de mer, la différence d'albédo est élevée entre l'eau et le nuage, il refroidit davantage. Ainsi, en été lorsque la glace de mer fond, les nuages provoquent un refroidissement. Si la glace de mer vient à diminuer avec le changement climatique, les nuages auront alors une rétroaction négative. A partir d'un LIDAR et d'un Micro Rain Radar (MRR)⁵, CHEMISON (2018) a observé sur DDU une couverture nuageuse de 64 % en février 2018 avec 75 % des nuages ayant leur altitude comprise entre 600 m et 2000 m d'altitude, dont des nuages précipitants plus bas que les non précipitants. En 2019, un ceilomètre et un radiomètre ont été installés à DDU par l'équipe EMC3 du LMD et si les données du ceilomètre ont été regardées pour les précipitations [WIENER, 2020], ce n'est pas encore le cas pour celles du radiomètre qu'il reste encore à étudier.

3. Les particules de l'atmosphère rétrodiffusent le rayonnement optique dont sa puissance est mesuré par l'appareil. Si le LIDAR est polarisé, il fournit des informations sur la microphysique et sur la phase des particules rencontrées.

4. L'albédo est le rapport du rayonnement solaire incident sur celui réfléchi par une surface.

5. Instrument de mesure détectant des précipitations en fonction de l'altitude.

3 Instruments

Parmi les instruments installés sur DDU pendant la campagne CALVA-APRES3, trois serviront à notre étude : un ceilomètre mesurant la hauteur de la base des nuages, un pyranomètre et un pyr-géomètre mesurant respectivement les rayonnements solaires et infrarouge (IR) incidents à la surface. Le rayonnement solaire appartient au domaine des longueurs d'onde courtes allant de 300 à 4000 nm, comprenant le visible et l'ultraviolet. Les molécules d'air, les aérosols et les nuages peuvent diffuser, réfléchir et absorber ce rayonnement puis le ré-emettre sous forme de rayonnement IR de grande longueur d'onde allant de 4,5 μm à plus de 40 μm absorbé par la surface, conduisant à son réchauffement.

3.1 Ceilomètre



FIGURE 2 – Ceilomètre déployé à DDU dans l'abri Chantal, visant le ciel à travers un hublot dans le toit.

Le ceilomètre est un appareil de télédétection par LIDAR conçu pour mesurer la hauteur de la base des nuages. Il émet un faisceau lumineux verticalement avec une longueur d'onde de 910 nm qui sera rétrodiffusé par les particules rencontrées. La longueur d'onde choisie est grande pour que seulement les gouttelettes et cristaux de glace réfléchissent le faisceau, et non les gaz atmosphériques de plus petite taille. La détermination de la hauteur des nuages correspond au temps qu'il a fallu au faisceau pour faire un aller-retour entre son émission et sa réception multiplié par la vitesse de l'onde. Outre un nuage, l'appareil peut détecter des précipitations, de la neige soufflée⁶ ou des embruns marins sous la base d'un nuage, localisant parfois une base nuageuse alors qu'il n'en existe pas ou trop basse par rapport à la réalité. A DDU le ceilomètre CL31 fabriqué par Vaisala émet chaque 30 secondes jusqu'à 7700 m d'altitude avec une résolution verticale de 10 m. Ainsi, il ne peut pas détecter les nuages de haute altitude comme les cirrus. Il est également doté d'un algorithme permettant de localiser trois différentes couches nuageuses. Cependant, la première couche nuageuse atténuant déjà les faisceaux lumineux, il est difficile de se fier aux deuxième et troisième couches. A partir des données, on peut également calculer la nébulosité en regardant sur une heure ou plus la présence de couche nuageuse. Le ceilomètre ayant fonctionné correctement dès son installation, les données sont disponibles depuis janvier 2020 jusqu'à la date actuelle de ce stage avec quelques demi-journées manquantes.

6. De la neige déposée sur le sol qui est remise en suspension dans l'air sous l'action du vent.

3.2 Radiomètre

L'instrument visible sur la figure de la page de garde du rapport est un radiomètre qui regroupe le pyranomètre, en forme de coupole mesurant le rayonnement solaire de courte longueur d'onde incident à la surface, noté SW_{\downarrow} (SW pour Short Wave) et le pyrgéomètre plat, mesurant le rayonnement IR de grande longueur d'onde également incident à la surface, noté LW_{\downarrow} (LW pour Long Wave). La coupelle du pyrgéomètre étant recouverte par un matériau spécial, elle est rendue opaque au rayonnement SW_{\downarrow} et transparente au rayonnement LW_{\downarrow} . Tout corps émettant un rayonnement IR, l'instrument retire le rayonnement émis par le pyrgéomètre lui-même. Dans notre étude nous nous intéresserons à l'impact des nuages sur le rayonnement SW_{\downarrow} et LW_{\downarrow} . Le radiomètre mesure chaque minute depuis juillet 2020, n'ayant pas fonctionné correctement entre les mois de janvier à juillet 2020, qui ne seront pas comptabilisés dans l'analyse de ce rapport.

Dès lors, la comparaison des données des deux instruments se fera de juillet 2020 à décembre 2021. Le détail des données est disponible en annexe, table 1.

4 Méthode

Dans un premier temps, les données des instruments sont comparées aux observations de SHIOBARA, YABUKI et KOBAYASHI (2003), MAHESH, CAMPBELL et SPINHIRNE (2005) et de CHEMISON (2018) notamment en terme d'altitude de base nuageuse, qui sera notée cloud base height (cbh) dans ce rapport.

Ensuite, pour étudier l'impact de la nébulosité sur le rayonnement en surface, on examine les données en établissant des corrélations et d'autres formes d'analyse croisée des jeux de données. D'abord en étudiant l'effet radiatif des nuages sur le rayonnement LW incident noté LW_{\downarrow} , puis en étudiant l'effet radiatif des nuages sur le rayonnement SW, SWCRE⁷. La définition standard du SWCRE est la différence entre le rayonnement SW reçu en ciel nuageux et celui reçu en ciel clair. Dans ce rapport, on considère le SWCRE comme étant la différence entre le rayonnement SW reçu en toutes conditions, $SW_{\downarrow\text{mesuré}}$ et celui reçu en conditions de ciel clair, $SW_{\downarrow\text{théorique}}$:

$$SWCRE = SW_{\downarrow\text{mesuré}} - SW_{\downarrow\text{théorique}} \quad (1)$$

On peut calculer le rayonnement reçu au sommet de l'atmosphère au-dessus de DDU de la manière suivante :

$$SW_{\downarrow\text{théorique}} = I^* \cos(\theta) \quad (2)$$

Avec :

- La constante solaire $I^* = 1361 \text{ W.m}^{-2}$
- θ l'angle zénithal, soit l'angle entre la verticale locale et la direction du Soleil :

$$\cos(\theta) = \cos(\phi) \cos(h) \cos(\delta) + \sin(\phi) \sin(\delta) \quad (3)$$

- ϕ la latitude, $66^{\circ}40'00''$
- h l'angle horaire gagnant 15° par heure depuis minuit, partant de -180° . h est négatif avant midi, nul à midi et positif après midi.
- δ la déclinaison, soit l'angle entre le méridien magnétique et le méridien géographique à une latitude donnée :

$$\delta = 0.38 + 23.26 \sin\left(\frac{2\pi n}{365.24} - 1.395\right) + 0.375 \sin\left(\frac{4\pi n}{365.24} - 1.47\right) \quad (4)$$

Dans ces calculs, on néglige les effets limités de l'atmosphère sans nuage sur la quantité de rayonnement théoriquement reçue en surface.

7. Short-Wave Cloud Radiative Effect.

Par la suite, on s'intéressera à la transmittance nuageuse Tr , qui est le rapport entre le rayonnement SW reçu en toutes conditions, $SW_{\downarrow mesuré}$ et celui reçu en conditions de ciel clair, $SW_{\downarrow théorique}$:

$$Tr = \frac{SW_{\downarrow mesuré}}{SW_{\downarrow théorique}} \quad (5)$$

La transmittance est sans unité. Lorsqu'elle est nulle, le nuage ne transmet pas le rayonnement SW_{\downarrow} , on dit qu'il est opaque au rayonnement visible. Lorsqu'elle vaut 1, le nuage transmet complètement le rayonnement SW_{\downarrow} , il est transparent au rayonnement visible. Des valeurs supérieures à 1 peuvent être observées si la surface reçoit plus de rayonnement visible que théoriquement possible, ce qui correspond à un phénomène particulier pouvant se produire lorsque le ciel est nuageux avec des éclaircies permettant la situation schématisée par la figure 3. Du rayonnement visible arrive directement sur le pyranomètre, en plus du rayonnement SW_{\downarrow} transmis par le nuage.

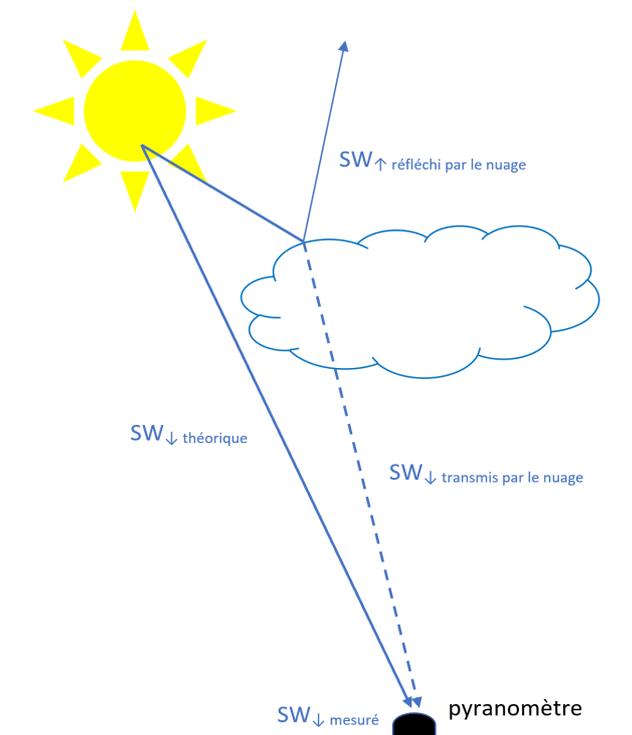


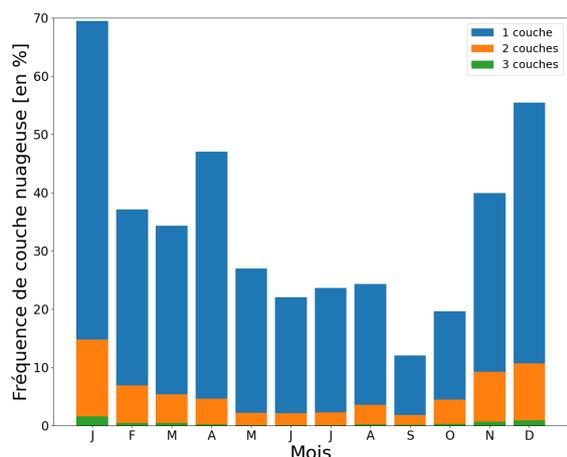
FIGURE 3 – Situation où le rayonnement SW incident mesuré par le pyranomètre est supérieur à celui théorique.

Enfin, une étude de cas journalier sera faite sur plusieurs journées pour mettre en évidence les observations réalisées, les confirmer ou les discuter.

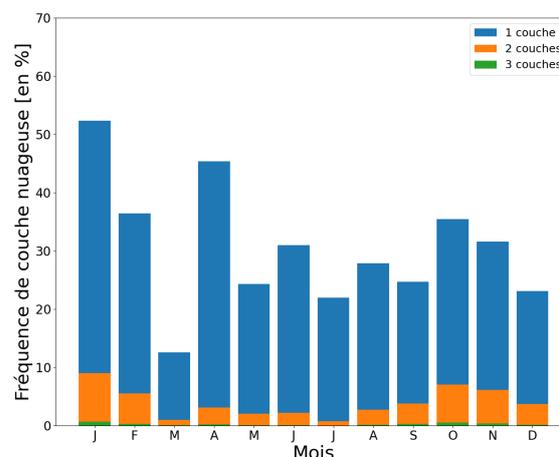
5 Analyse des résultats

5.1 Statistiques sur l'altitude et la présence temporelle des bases nuageuses

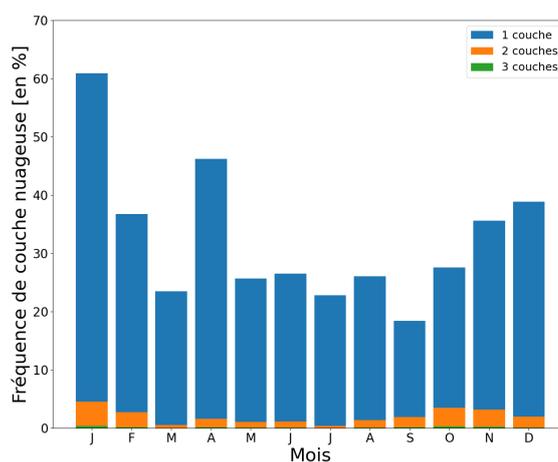
La figure 4 présente la fréquence de la présence nuageuse pour l'année 2020 en (a), 2021 en (b) et la moyenne des deux années en (c) pour une détection par le ceilomètre d'une, de deux ou de trois couches nuageuses. Comme indiqué dans la section 3.1, le ceilomètre est très précis pour détecter une seule couche nuageuse mais sa seule présence peut impacter la détection des couches supérieures. Les statistiques de ces couches sont à prendre avec précaution. En conditions neigeuses, la neige peut elle aussi perturber l'instrument, dans ce cas même la détection d'une seule couche nuageuse peut être erronée.



(a) 2020



(b) 2021



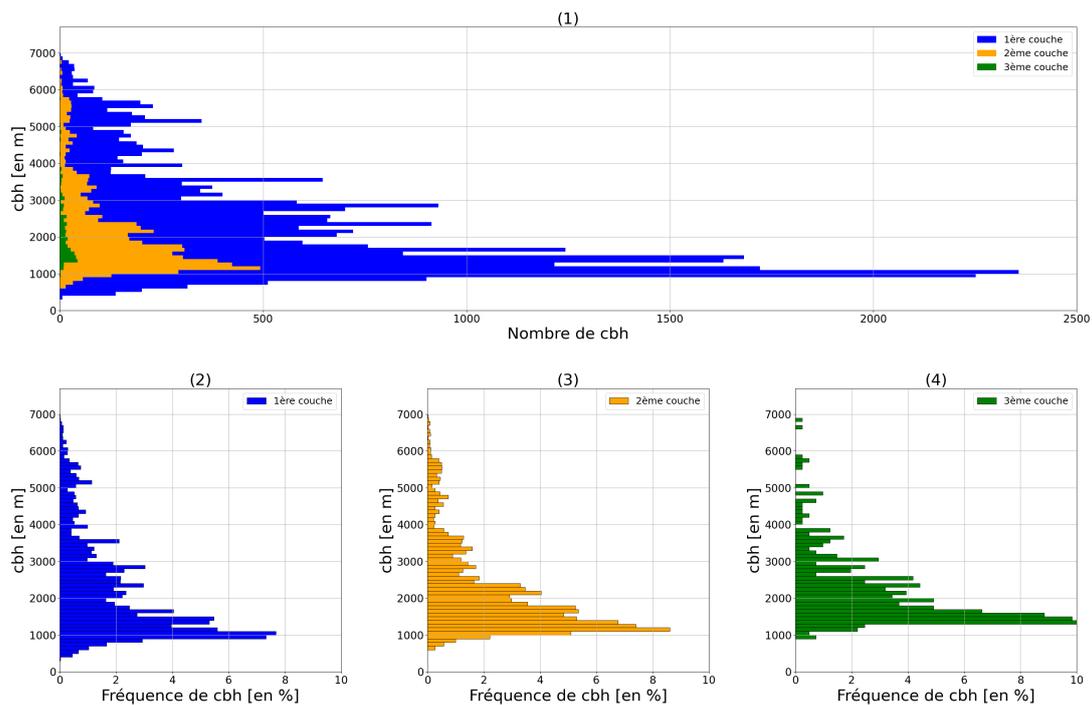
(c) 2020 et 2021

FIGURE 4 – Présence de couche nuageuse en 2020 (a), 2021 (b) et en moyenne sur les deux années (c). Détection par le ceilomètre d'une couche nuageuse (bleu), de deux couches nuageuses (orange) et de trois couches nuageuses (vert). Histogrammes réalisés à partir des données brutes qui comportent des minutes manquantes mais ne changeant que de moins de 1 % si on rapporte les données à des mois complets.

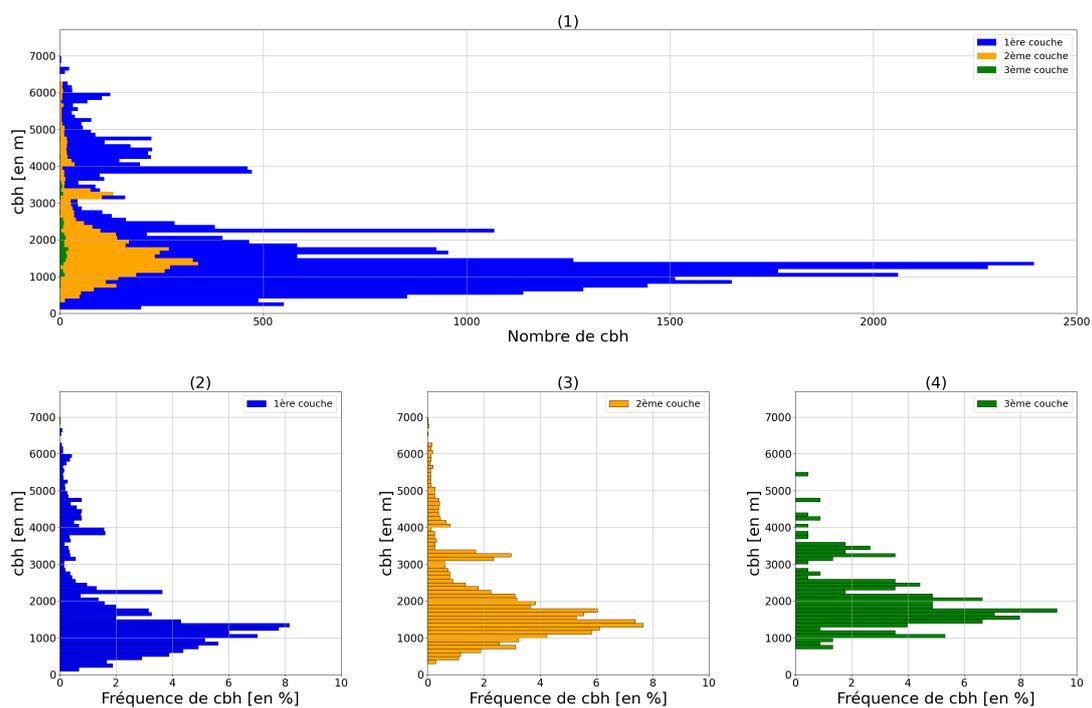
En février 2020, il y avait 37 % du temps une couche nuageuse sur DDU (figure 4a) et 36 % du temps en février 2021 (figure 4b), contre 72 % du temps en février 2001 [SHIOBARA, YABUKI et KOBAYASHI, 2003] sur la station de Syroba côtière comme DDU et 64 % en février 2017 [CHEMISON, 2018] à DDU. On semble donc observer une forte variabilité selon les années, les valeurs de 2020 et 2021 étant même plus basses que les 40 % [MAHESH, CAMPBELL et SPINHIRNE, 2005] observés en moyenne sur la station de South Pole située sur le plateau continental à l'intérieur des terres antarctiques, rarement influencée par les intrusions d'air océanique qui humidifient l'air et apportent des noyaux de condensation permettant la formation des nuages. On peut dans ce cas supposer que ces intrusions sur les côtes de DDU étaient moins importantes en 2020 et 2021. On peut aussi remarquer le mois de mars bien plus nuageux en 2020 (34 %) qu'en 2021 (12 %), renforçant le fait que la variabilité de la couverture nuageuse est particulièrement importante d'année en année. L'été de 2020 a été nettement plus nuageux que l'été 2021. En moyenne sur les deux années (figure 4c), il semble se dessiner un cycle annuel nuageux (avec un maximum en été austral) mais une conclusion ne peut être faite sur deux années en terme d'analyse climatologique. Il faudrait faire cette analyse sur plusieurs années. En 2020 et 2021, la présence de deux couches nuageuses est nettement plus fréquente en été qu'en hiver. Le même résultat semble être observé pour trois couches nuageuses, mais leur occurrence est particulièrement faible (moins de 3 % du temps). Le ceilomètre ne semble détecter que très rarement une troisième couche nuageuse : soit il n'y en a pas, soit son rayonnement est trop atténué.

La figure 5 regroupe des statistiques de l'altitude des bases nuageuses sur février 2020 en (a) et février 2021 en (b). Pour chaque cas, il y a en (1) la distribution du nombre de bases nuageuses en fonction de l'altitude pour chaque couche puis la fréquence de bases nuageuses détectées par le ceilomètre en fonction de l'altitude pour en (2) une couche nuageuse, en (3) deux couches et en (4) trois couches.

En 2001, la fraction la plus importante de nuage, 8 %, a été détectée à 1500 m d'altitude [SHIOBARA, YABUKI et KOBAYASHI, 2003]. On observe ce maximum à des altitudes différentes pour 2020 (1000-1100 m) et 2021 (1300-1400 m), qui restent proches de celles de 2001. En février 2020, les deuxièmes couches nuageuses sont majoritairement détectées entre 1100-1200 m (1300-1400m en février 2021) et les troisièmes entre 1300-1400 m (1700-1800 m en février 2021).



(a) Février 2020



(b) Février 2021

FIGURE 5 – Distribution en nombre (1) pour une couche (bleu), deux couches (orange) et trois couches (vert) et en fréquence des bases nuageuses en fonction de l'altitude pour une couche (2), deux couches (3) et trois couches (4), en (a) février 2020 et (b) février 2021.

La figure 6 présente des statistiques des altitudes des bases nuageuses pour février 2020 (a) et février 2021 (b), pour une, deux et trois couches nuageuses détectées par le ceilomètre.

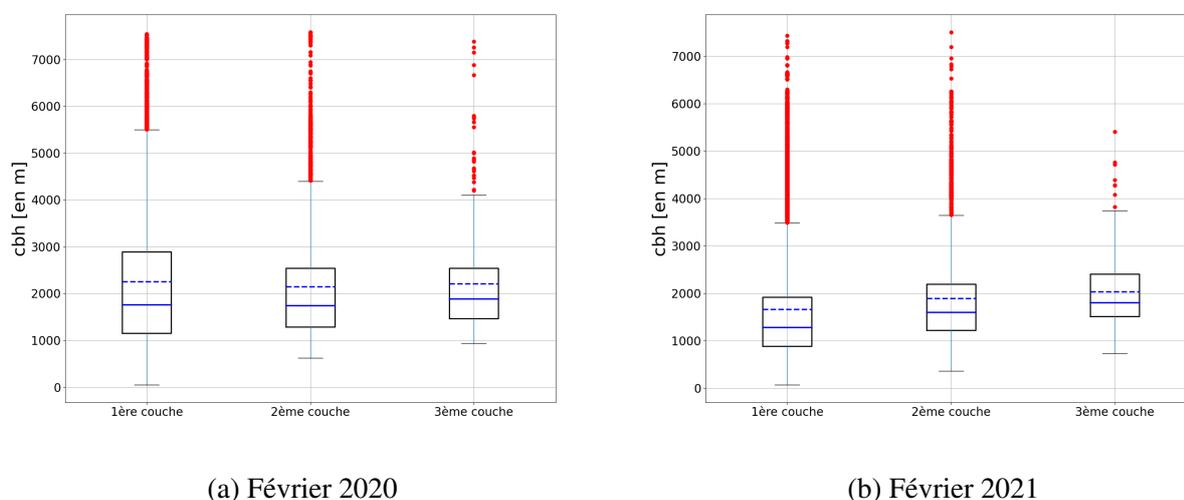


FIGURE 6 – Boîtes à moustaches des altitudes des bases nuageuses en février 2020 (a) et février 2021 (b). La partie basse de chaque boîte représente le quartile à 25 %, la partie haute le quartile à 75 %, la médiane est en trait plein bleu, la moyenne en trait en pointillé bleu, les moustaches sont en bleu clair et montrent l'étendue de la plage de données. Les points rouges représentent des valeurs aberrantes (observations numériquement éloignées du reste des données), déterminées par une méthode qui est fonction de l'intervalle interquartile.

En février 2017, 75 % des nuages avaient une altitude entre 900 et 2000 m [CHEMISON, 2018]. En février 2020, une couche nuageuse est observée entre 1150 et 2900 m, deux couches entre 1300 et 2550 m et trois couches entre 1450 et 2550 m. En février 2021, une couche nuageuse est observée entre 900 et 1900 m, deux couches entre 1200 et 2200m, trois couches entre 1500 et 2400 m. L'année 2021 est donc semblable à 2017 tandis que 2020 a connu des couches nuageuses globalement plus hautes.

5.2 Lien entre nébulosité et rayonnement

5.2.1 Infrarouge

La loi de Planck indique que plus un corps est chaud, plus il émet du rayonnement IR. On peut alors supposer qu'un nuage plus bas en altitude et plus chaud, émettrait plus de rayonnement IR qu'un nuage qui serait situé plus haut en altitude.

Afin d'observer s'il existe effectivement une corrélation entre l'altitude de la base des nuages et le rayonnement IR qu'ils émettent vers la surface, un point à chaque temps donné représentant la valeur de l'altitude de la base nuageuse et la valeur du rayonnement IR mesuré au sol a été tracé sur la figure 7. On remarque que ces paramètres sont anti-corrélés à 50 % puisque plus la base d'un nuage est basse, plus le nuage émet du rayonnement IR. On s'attendait bien à ce résultat, néanmoins, la régression linéaire obtenue ne permet d'expliquer que 27 % de la variance, ce qui est assez faible. La fraction nuageuse joue aussi probablement un rôle.

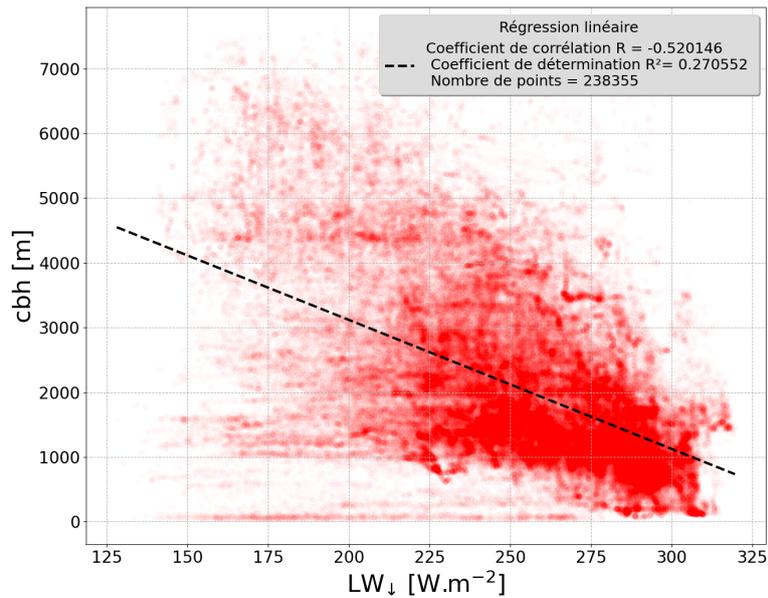


FIGURE 7 – Corrélation entre l’altitude de la base nuageuse et le rayonnement IR incident.

5.2.2 Visible

Pour étudier la corrélation entre l’altitude de la base des nuages et le rayonnement solaire, il a fallu éliminer l’influence du cycle solaire sur les mesures en utilisant la méthode présentée en section 4. La figure 8 représente le SWCRE minute par minute sur 2020 et 2021. En moyenne, les nuages bloquent le rayonnement visible en le renvoyant vers le sommet de l’atmosphère sauf sur la période d’hiver où DDU est plongé dans la nuit polaire. On observe aussi des pics instantanés où le pyranomètre reçoit plus de rayonnement visible que théoriquement prévu. C’est la situation présentée sur la figure 3 de la section 4.

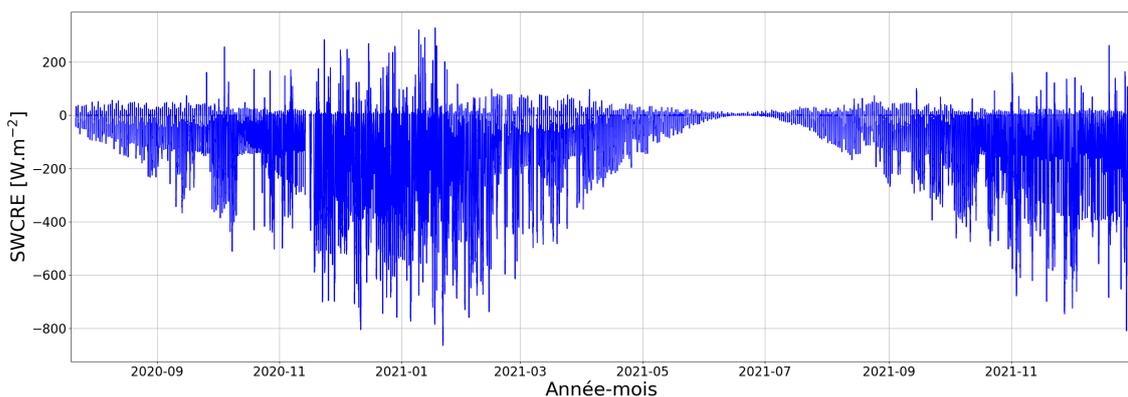
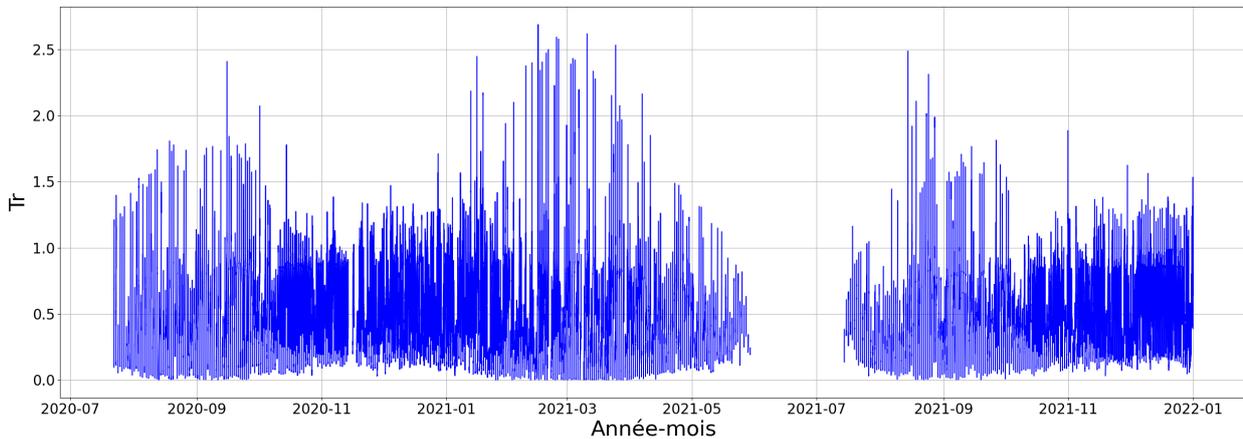


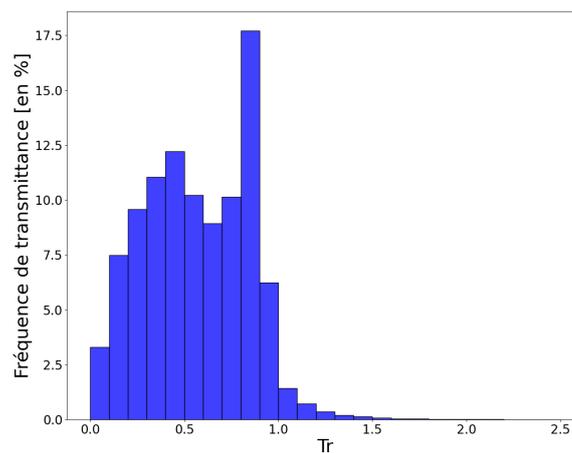
FIGURE 8 – Contribution nuageuse au rayonnement visible. Une valeur de -200 W.m^{-2} indique que les nuages renvoient 200 W.m^{-2} de rayonnement visible vers le sommet de l’atmosphère, refroidissant la surface.

5.2.3 Transmittance nuageuse

La figure 9 présente en (a) l'évolution chaque minute de l'atmosphère incluant l'effet des nuages entre juillet 2020 et décembre 2021 et en (b) l'histogramme de cette transmittance. On rappelle que la transmittance, rapport entre le rayonnement SW reçu en toutes conditions, $SW_{\downarrow\text{mesuré}}$ et celui reçu en conditions de ciel clair, $SW_{\downarrow\text{théorique}}$, est sans unité et indique à quel point un nuage est transparent au rayonnement SW_{\downarrow} .



(a)



(b)

FIGURE 9 – Evolution temporelle (a) et histogramme (b) de la transmittance nuageuse en 2020-2021.

En hiver la transmittance nuageuse est nulle puisque, comme DDU se trouve en nuit polaire, le rayonnement visible incident mesuré est nul. Des pics de transmittance supérieure à 1 apparaissent ponctuellement et attestent d'une situation nuageuse avec des éclaircies présentée en section 4. On observe des transmittances allant de 0 à 1 avec 17,5 % du temps une valeur comprise entre 0.8 et 0.9. Ceci indique que 17,5 % du temps, les nuages transmettent 80 à 90 % du rayonnement visible incident vers la surface ou bien que cette situation correspond à du ciel clair, la faible part (10 à 20 %) du rayonnement manquant étant absorbé ou diffusé par l'atmosphère elle-même. Les valeurs supérieures à 1 attestant d'un réchauffement sont très faibles et représentent moins de 5 % du temps, donc le reste du temps les nuages transmettent encore moins le rayonnement visible et ont un effet refroidissant. Par exemple, les nuages ne transmettent que 40 à 50 % du rayonnement visible incident 12 % du temps, ce qui n'est clairement pas insignifiant. Les nuages les plus fréquents sont finalement

optiquement fins mais des nuages plus opaques ne sont pour autant pas négligeables.

Une tentative pour trouver une corrélation entre l'altitude de la base des nuages et le rayonnement visible a été entreprise mais n'a pas donné de résultat concluant avec une régression linéaire donnant des coefficients de corrélation et de détermination très faibles, même après avoir pris en compte seulement des couches nuageuses présentes à plus de 75 %, 90 % et 95 % du temps. Les résultats obtenus sont en annexe, figure 13. Il n'a par conséquent pas été possible de relier simplement l'altitude du nuage à son épaisseur optique, le lien semblant plus compliqué.

5.3 Etude de cas journaliers

Afin d'observer l'évolution des différents paramètres étudiés dans les parties précédentes, comme l'impact sur le rayonnement IR incident de l'apparition ou d'une différence d'altitude d'une couche nuageuse, trois journées ont été utilisées dans les figures suivantes. Elles présentent pour une journée chacune en heure de temps universel coordonné (UTC)⁸, les rayonnements visible et IR incidents à la surface mesurés respectivement par le pyranomètre et le pyrgéomètre et la rétrodiffusion mesurée par le ceilomètre. Un algorithme dans le ceilomètre détermine l'altitude de la base des nuages sous forme de points noirs à partir de l'intensité de la rétrodiffusion. Ces points indiquent bien la base et non l'épaisseur de la couverture nuageuse. Des zones claires autour de ces points peuvent être observés et correspondent à des précipitations sur lesquelles on ne peut pas avoir d'informations plus précises puisque le ceilomètre n'émet qu'un seul faisceau lumineux de 910 nm. Ces précipitations peuvent perturber l'algorithme et rendre l'altitude de la base des nuages moins distincte.

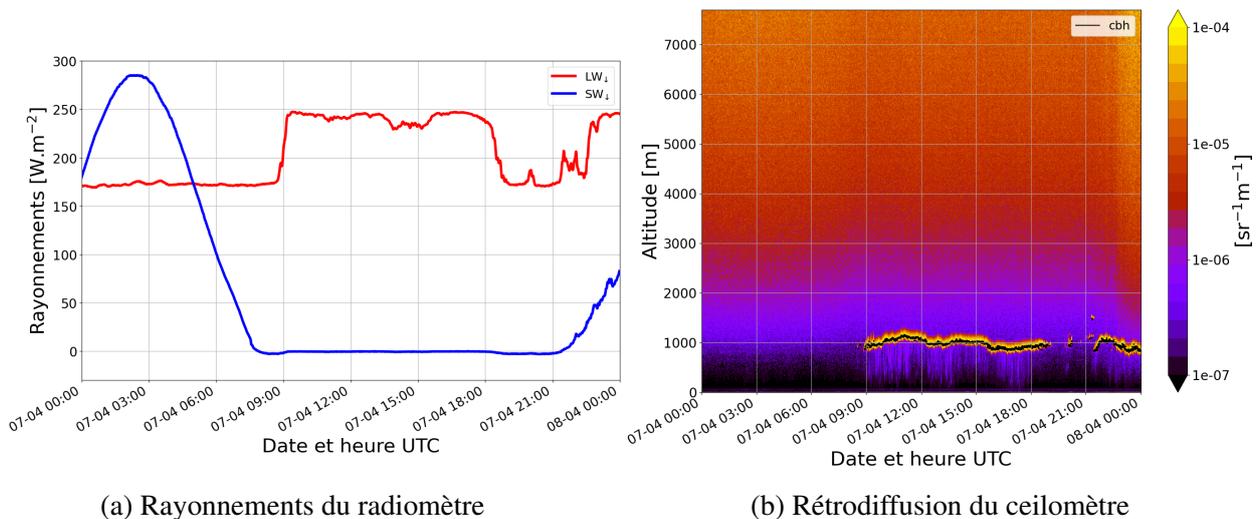


FIGURE 10 – 7 avril 2021. A gauche, les rayonnements visible (en bleu) et IR (en rouge) incidents à la surface en $W \cdot m^{-2}$. A droite, la rétrodiffusion mesurée par le ceilomètre avec des valeurs croissantes du noir au jaune en $sr^{-1} \cdot m^{-1}$. L'altitude de la base des nuages est désignée par des points noirs. Les zones claires autour représentent les précipitations.

Pour la journée du 7 avril 2021 (figure 10) à 9 h UTC, le rayonnement IR reçu augmente de 170 à 250 $W \cdot m^{-2}$ en quelques minutes (figure 10a), ce qui correspond à l'apparition de nuages avec une base située à 1000 m d'altitude (figure 10b), émettant du rayonnement LW_{\downarrow} vers le sol. Pour bien observer l'influence de l'altitude de cette base, on peut regarder la figure 11 le 12 septembre 2020 entre 15 h et 0 h UTC où l'altitude de la base des nuages diminue progressivement (figure 11b),

8. Pour passer de l'heure UTC à l'heure locale à DDU, il faut rajouter 10 h.

avec un rayonnement IR reçu qui à l'inverse augmente heure après heure (figure 11a) sous l'effet des nuages plus bas et plus chauds qui émettent plus de rayonnement IR vers le sol.

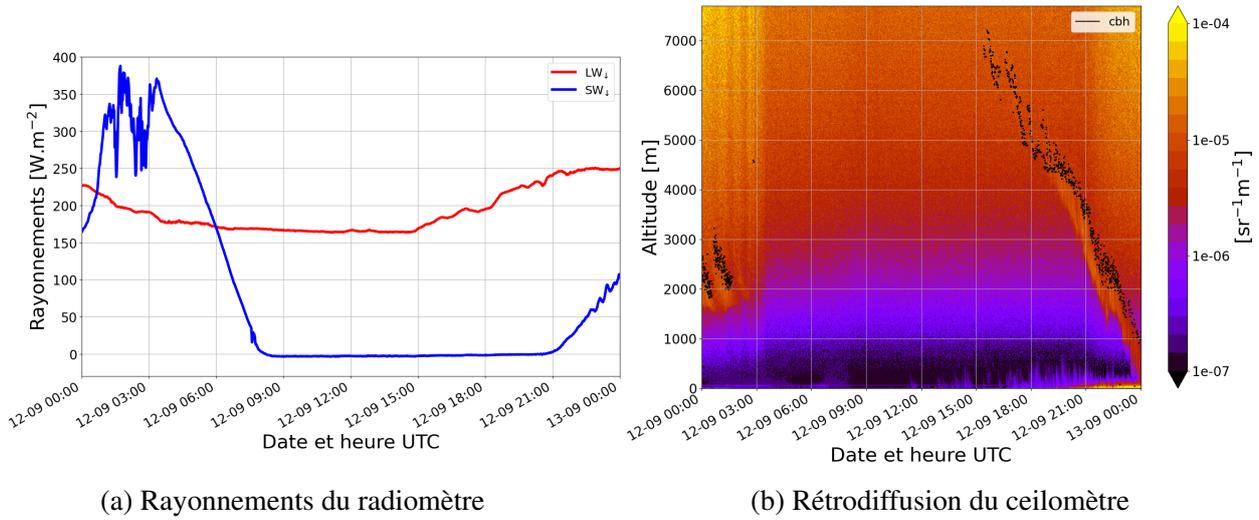


FIGURE 11 – 12 septembre 2020

Une situation un peu plus particulière peut être observée sur la figure 12 le 20 août 2020 entre 14 h et 22 h UTC où sur la figure 12b le nuage observé semble être frontal, dû à l'approche d'un front chaud. On remarque que l'altitude de la base des nuages diminue progressivement (figure 12b), avec une augmentation du rayonnement IR reçu au début, puis une diminution à 20 h UTC (figure 12a) alors que le rayonnement IR reçu devrait continuer à augmenter puisque les nuages sont plus bas et plus chauds. A la même heure, on peut remarquer des précipitations apparaître sur le ceilomètre (figure 12b) et se demander si elles sont responsables de cette observation. Le pyrgéomètre mesurant le rayonnement IR étant plat, l'eau qui s'y dépose lors des précipitations absorbe le rayonnement IR et modifie le thermique de l'instrument, il se peut alors que les mesures de ce rayonnement soient erronées et que la diminution observée soit tout autre en réalité.

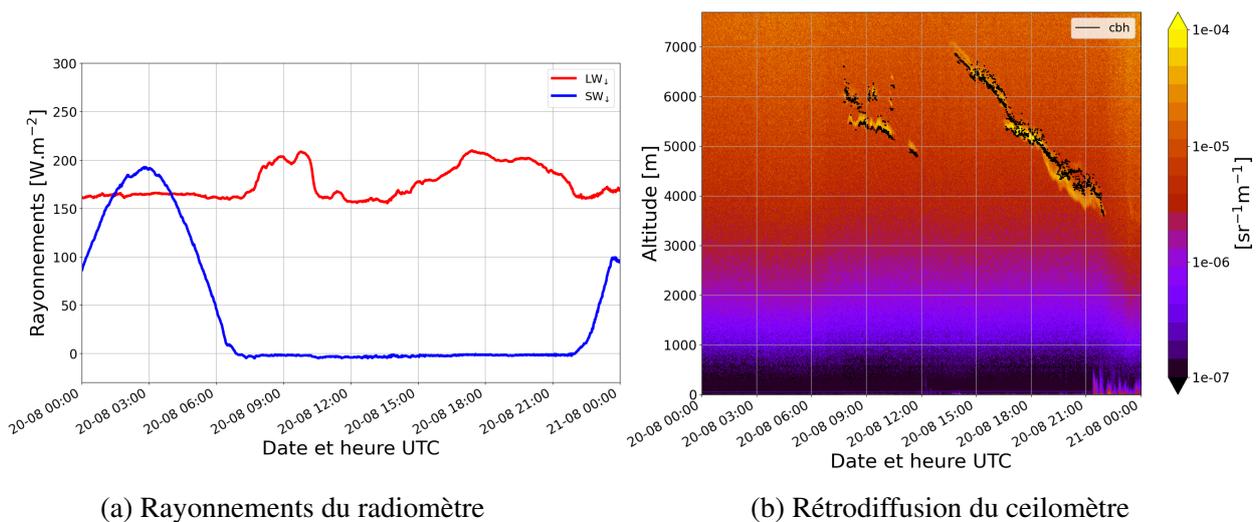


FIGURE 12 – 20 août 2020

6 Conclusion et perspectives

La comparaison entre le mois de février 2017 d'une étude antérieure et nos mois de février 2020 et 2021 attestent d'une forte variabilité dans la couverture nuageuse au fil des années, avec une altitude de base nuageuse majoritairement située entre 1000 et 2000 m variant elle aussi d'année en année. Une tendance semble tout de même se dessiner, avec une couverture nuageuse plus importante en été qu'en hiver à Dumont d'Urville.

L'altitude des nuages est à 50 % anti-corrélée au rayonnement infrarouge incident à la surface pour les années 2020 et 2021. Les nuages ont un effet majoritairement refroidissant dans le visible sauf ponctuellement dans des conditions nuageuses avec éclaircies.

La corrélation entre l'altitude des nuages et le rayonnement visible incident n'a pu être mise en évidence et nécessitera des essais de corrélations et de croisement de données plus poussés, à moins qu'il n'existe réellement aucun lien simple entre les deux.

Une diminution du rayonnement infrarouge lors de la baisse d'altitude d'un nuage a pu être observée lors de l'apparition de précipitations et atteste soit d'un dysfonctionnement du pyrgéomètre dans cette situation, soit d'un lien entre précipitations et rayonnement infrarouge qu'il restera à déterminer dans une étude postérieure, soit d'un changement de phase du nuage, soit de sa disparition progressive par des précipitations ou des conditions thermodynamiques de l'atmosphère spécifiques, soit de plusieurs de ces hypothèses à la fois. Pour déterminer l'influence des précipitations sur le rayonnement incident, il faudrait consacrer une étude à part entière sur les profils de température et d'humidité relative fournis par exemple par un radiosondage pour déterminer le flux descendant. L'épaisseur optique du nuage est également importante puisque qu'il peut contenir des cristaux de glace et de l'eau liquide surfondue, n'influençant pas le rayonnement de la même manière.

Ce stage n'ayant duré que un mois, il n'a pas été possible de pousser les analyses statistiques sur chaque mois et chaque saison des périodes étudiées. Il serait intéressant de le faire par la suite, avec également un jeu de données sur plus d'années pour établir une statistique climatique des nuages observés sur la station de Dumont d'Urville. Les données du satellite CloudSat pourraient également servir de comparaison.

Annexes

Table des figures

1	Carte de l'Antarctique avec les stations de DDU et Dôme C et les trajets effectués lors de la campagne d'été 2019-2020. <i>Source de l'image : site de l'IPSL</i>	6
2	Ceilomètre déployé à DDU dans l'abri Chantal, visant le ciel à travers un hublot dans le toit.	8
3	Situation où le rayonnement SW incident mesuré par le pyranomètre est supérieur à celui théorique.	11
4	Présence de couche nuageuse en 2020, 2021 et en moyenne sur les deux années. . . .	12
5	Distribution en nombre et en fréquence des bases nuageuses en fonction de l'altitude pour chaque couche en février 2020 et février 2021.	14
6	Boîtes à moustaches des altitudes des bases nuageuses en février 2020 et février 2021.	15
7	Corrélation entre l'altitude de la base nuageuse et le rayonnement IR incident.	16
8	Contribution nuageuse au rayonnement visible.	16
9	Evolution temporelle et histogramme de la transmittance nuageuse en 2020-2021. . .	17
10	7 avril 2021	18
11	12 septembre 2020	19
12	20 août 2020	19
13	Corrélation entre l'altitude de la base nuageuse et le rayonnement visible incident. . .	24

Table des tableaux

1	Données des instruments. <i>Rad 01 mn est le radiomètre et CL31 est le ceilomètre.</i> . . .	22
---	--	----

Acronymes

Campagnes et programmes internationaux

- CALVA-APRES3 : In situ data for CALibration and VALidation of meteorological and climate models and satellite retrievals - Antarctic Precipitation, Remote Sensing from Surface and Space
- PMRC : Programme Mondial de Recherche sur le Climat de l'Organisation Mondiale de la Météorologie

Laboratoires et institutions

- EMC3 : Etude et Modélisation du climat et du changement climatique
- ENS : Ecole Normale Supérieure
- GIEC : Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat
- IPSL : Institut Pierre-Simon-Laplace
- LMD : Laboratoire de Météorologie Dynamique

Lieux

- DDU : Dumont d'Urville
- Dôme C : dôme Charlie

Noms météorologiques et unités

- IR : Infra-Rouge
- LW : Long Wave
- SW : Short Wave
- UTC : Temps Universel Coordonné

Instruments de mesure et modèles

- CL31 : Ceilomètre 31
- GCM : General Circulation Model
- LIDAR : Laser Imaging Detection And Ranging
- LMDZ : Laboratoire de Météorologie Dynamique Zoom
- MRR : Micro Rain Radar
- Rad 01 mn : Radiomètre 01 minute

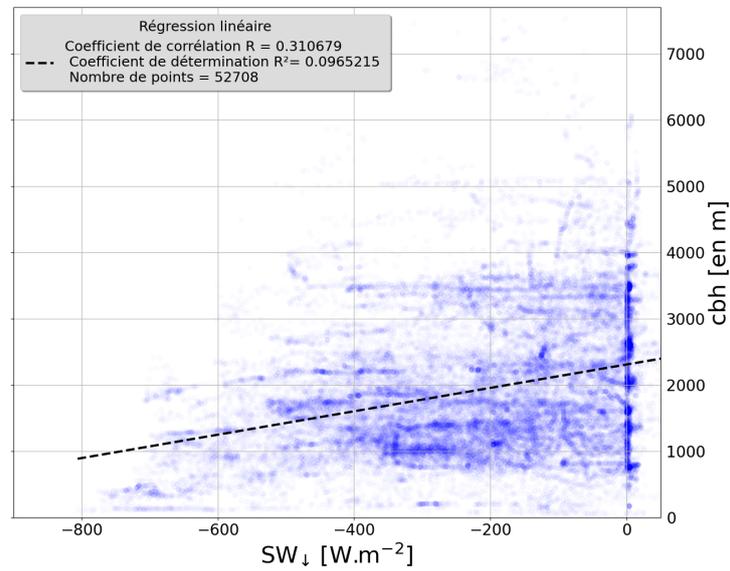
Notations

- cbh : cloud base height, l'altitude de la base nuageuse
- SWCRE : Short Wave Cloud Radiative Effect, l'effet radiatif des nuages sur le rayonnement SW
- SW_{\downarrow} : rayonnement SW incident
- LW_{\downarrow} : rayonnement LW incident
- $SW_{\downarrow mesuré}$: rayonnement SW reçu en toutes conditions
- $SW_{\downarrow théorique}$: rayonnement SW reçu en conditions de ciel clair
- I^* : la constante solaire
- θ : l'angle zénithal
- ϕ : la latitude de Dumont d'Urville
- h : l'angle horaire
- δ : la déclinaison
- Tr : transmittance nuageuse

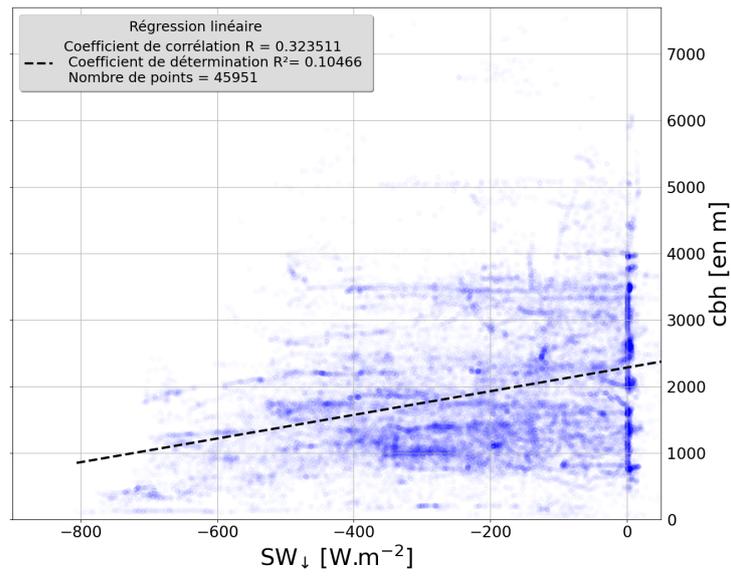
Figures

	Mois	Données disponibles		
		Rad 01 mn	∇ toutes, ∇ \ toutes sauf	
2020	1		∇	
	2		∇	
	3		∇	
	4		∇	
	5		∇	
	6		∇	
	7	22-31		∇
	8	∇		∇
	9	∇		∇ \ 28 : 12h
	10	∇		∇
	11	1-13, 16, 18-30		∇ \ 18 : 12h, 19 : 00h, 19 : 12h
	12	∇		∇ \ 9 : 00h, 18 : 12h, 21 : 00h
2021	1	∇	∇	
	2	∇	∇	
	3	1-7, 9-31		∇
	4	∇		∇
	5	∇		∇
	6	∇		∇
	7	∇		∇
	8	∇		∇
	9	∇		∇
	10	∇		∇
	11	∇		∇
	12	∇		∇ \ 1 : 00h

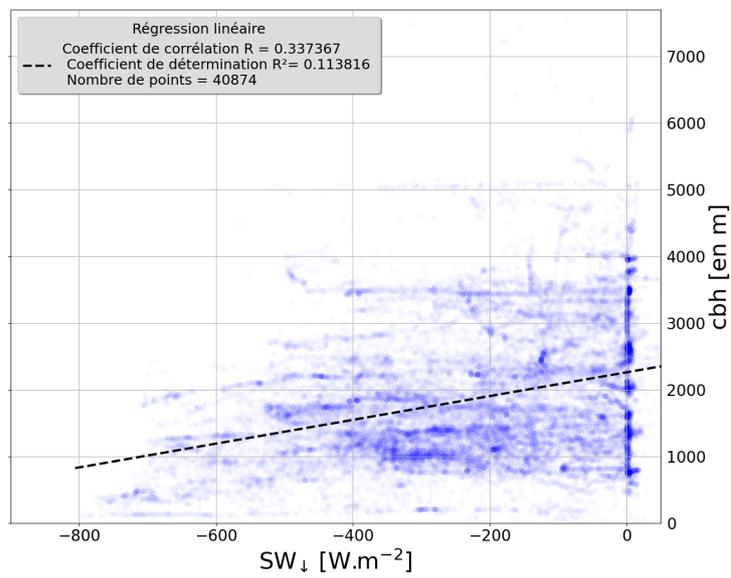
TABLE 1 – Données des instruments. *Rad 01 mn est le radiomètre et CL31 est le ceilomètre.*



(a) 75 %



(b) 90 %



(c) 95 %

FIGURE 13 – Corrélation entre l'altitude de la base nuageuse et le rayonnement visible incident.

Références

- 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, U.S. Department of Commerce, Washington].
- CHEMISON, Alizée (2018). *Étude des nuages en Antarctique à partir des données LIDAR à Dumont d'Urville*. Rapport de stage. Université Grenoble Alpes, PhITEM.
- DEL GUASTA, Massimo et al. (1993). « One Year of Cloud Lidar Data from Dumont d'Urville (Antarctica) : 1. General Overview of Geometrical and Optical Properties ». In : *Journal of Geophysical Research : Atmospheres* 98.D10, p. 18575-18587. ISSN : 2156-2202. DOI : [10.1029/93JD01476](https://doi.org/10.1029/93JD01476).
- FITZPATRICK, Melanie F. et Stephen G. WARREN (mars 2007). « The Relative Importance of Clouds and Sea Ice for the Solar Energy Budget of the Southern Ocean ». In : *Journal of Climate* 20.6, p. 941-954. ISSN : 0894-8755, 1520-0442. DOI : [10.1175/JCLI4040.1](https://doi.org/10.1175/JCLI4040.1).
- GENTHON, Christophe, Gerhard KRINNER et H. CASTEBRUNET (mars 2009). « Antarctic Precipitation and Climate-Change Predictions : Horizontal Resolution and Margin vs Plateau Issues ». In : *Annals of Glaciology* 50, p. 55-60. DOI : [10.3189/172756409787769681](https://doi.org/10.3189/172756409787769681).
- MAHESH, Ashwin, James R. CAMPBELL et James D. SPINHIRNE (2005). « Multi-Year Measurements of Cloud Base Heights at South Pole by Lidar ». In : *Geophysical Research Letters* 32.9. ISSN : 1944-8007. DOI : [10.1029/2004GL021983](https://doi.org/10.1029/2004GL021983).
- SHIOBARA, Masataka, Masanori YABUKI et Hiroshi KOBAYASHI (2003). « A Polar Cloud Analysis Based on Micro-pulse Lidar Measurements at Ny-Alesund, Svalbard and Syowa, Antarctica ». In : *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C* 28.28, p. 1205-1212. ISSN : 1474-7065. DOI : [10.1016/j.pce.2003.08.057](https://doi.org/10.1016/j.pce.2003.08.057).
- STEPHENS, Graeme L. et Thomas J. GREENWALD (1991). « The Earth's Radiation Budget and Its Relation to Atmospheric Hydrology : 1. Observations of the Clear Sky Greenhouse Effect ». In : *Journal of Geophysical Research : Atmospheres* 96.D8, p. 15311-15324. ISSN : 2156-2202. DOI : [10.1029/91JD00973](https://doi.org/10.1029/91JD00973).
- WARREN, Stephen G. (1988). *Global Distribution of Total Cloud Cover and Cloud Type Amounts Over the Ocean*. National Center for Atmospheric Research.
- WIENER, Valentin (2020). *Nuages et Précipitations sur la côte Antarctique : Observations in situ et Modélisation*. Rapport de stage. Sorbonne Université, Laboratoire de Météorologie Dynamique.