



HAL
open science

Les précipitations au dessus de la calotte Antarctique : une approche conjointe observations et modélisation

Marie-Laure Roussel

► **To cite this version:**

Marie-Laure Roussel. Les précipitations au dessus de la calotte Antarctique : une approche conjointe observations et modélisation. Océan, Atmosphère. Institut Polytechnique de Paris, 2023. Français. NNT : 2023IPPAX061 . tel-04540632

HAL Id: tel-04540632

<https://theses.hal.science/tel-04540632>

Submitted on 10 Apr 2024

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

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



INSTITUT
POLYTECHNIQUE
DE PARIS

NNT : 2023IPPAX061

Thèse de doctorat



Les précipitations au dessus de la calotte Antarctique : une approche conjointe observations et modélisation

Thèse de doctorat de l'Institut Polytechnique de Paris
préparée à École Polytechnique

École doctorale n°626 École doctorale de l'Institut Polytechnique de Paris (EDIPP)
Spécialité de doctorat : Mécanique des fluides et des solides, acoustique

Thèse présentée et soutenue à Paris, le 01/09/2023, par

MARIE-LAURE ROUSSEL

Composition du Jury :

Francis Codron Professeur, Laboratoire d'Océanographie et du Climat	Président
Julien Delanoë Professeur, Laboratoire Atmosphères, Milieux, Observations Spatiales	Rapporteur
Yann Seity Ingénieur, Météo-France - CNRM (CNRS)	Examineur
Irina Gorodetskaya Directrice de recherche, CIIMAR - Interdisciplinary Centre of Marine and Environmental Research	Examinatrice
Eric Bazile Ingénieur, Météo-France - CNRM (CNRS)	Invité
Christophe Genthon Directeur de recherche, Laboratoire de Météorologie Dynamique (CNRS)	Directeur de thèse
Jean-Louis Dufresne Directeur de recherche, Laboratoire de Météorologie Dynamique (CNRS)	Co-directeur de thèse

Résumé

La connaissance des phénomènes mettant en jeu les précipitations atteignant la surface de la calotte Antarctique et celles traversant l'atmosphère polaire est la principale motivation de cette thèse. L'enjeu est crucial puisqu'il relève d'une nécessité à l'échelle du climat. En effet la calotte Antarctique, dont le bilan de masse de surface est principalement alimenté par les précipitations, stocke plus de 30 millions de km³ de glace (l'équivalent d'environ 60 mètres de niveau des mers). Toute perturbation de celle-ci a donc un impact direct sur le niveau global des mers. Malheureusement les processus à l'origine des chutes de neige (et de pluie) sont extrêmement difficiles à observer du fait des conditions météorologiques complexes de l'environnement antarctique, et ainsi très peu connus. Les observations in-situ, rares mais néanmoins améliorées par les progrès technologiques, sont principalement localisées à certaines stations scientifiques - ce qui nous conduit à envisager tous les moyens d'observation disponibles afin de caractériser les précipitations, dont font partie les outils de télédétection spatiale. En croisant les données issues de différents instruments - radar embarqué sur satellite, mesures in-situ et télédétection depuis la surface ainsi que les modèles météorologiques et de climat - l'objectif est d'obtenir la meilleure synthèse possible, de représenter le plus fidèlement et précisément les précipitations dans leur environnement (comprenant la dimension verticale) et la meilleure capacité à prévoir leur évolution, permettant sur le plus long terme d'améliorer les prévisions météorologiques ainsi que les prévisions climatiques dans cette zone.

Une première étude climatologique globale ainsi que régionale des précipitations cumulées en surface a été réalisée. Une évaluation des récentes avancées en modélisation (CMIP et ERA5) par rapport à l'unique jeu de données issues d'observations satellitales (CloudSat) pendant 4 années consécutives à l'échelle du continent a permis de mettre en avant la complexité et les nombreux désaccords dans la représentation des précipitations au pôle Sud. On notera principalement moins de valeurs aberrantes dans les quantités de précipitations simulées mais surtout aucune amélioration notable du biais positif des modèles, ceux-ci surestimant toujours les taux moyens de précipitations (aux échelles continentale et régionale, pendant toute l'année et indépendamment de la saison).

Puis une analyse événementielle locale des précipitations a été poursuivie dans le

cadre de la campagne YOPP, permettant d'étudier à la fois la surface et la verticale pendant une saison d'été austral complète. Un traitement important des mesures in-situ (radar et pluviomètre) et de modélisation (prévisions et sorties de modèles de circulation générale, via des simulations réalisées spécialement pour cette occasion avec les modèles ARPEGE, LMDZ et MAR) a été nécessaire pour l'exploitation et l'analyse de ces données. La divergence entre les modèles et réanalyses atmosphériques ainsi qu'avec les observations concernant les quantités de précipitations en surface et dans la colonne verticale est notable. Un biais positif doit être pris en compte lors de l'utilisation des données de modélisation, tant sur l'intensité que la fréquence d'occurrence des événements de précipitation. L'assimilation de données d'observation (variables météorologiques standards) semble apporter l'avantage de réduire ce biais ainsi que d'assurer une meilleure représentation de la chronologie des événements de précipitation.

Les deux études précédentes se sont basées sur des observations pendant des périodes de temps limitées et disjointes. L'analyse des données locales d'observation issues des instruments de la station de Dumont d'Urville qui ont été acquises pendant plusieurs années consécutives permettent de mettre la campagne YOPP dans un contexte plurianuel. Celles-ci sont comparées aux réanalyses ERA5 afin d'approfondir la comparaison entre les modèles et les observations à l'échelle climatologique. D'autre part l'étude des réanalyses ERA5 ainsi que des observations satellitales CloudSat sur la verticale aux niveaux continental et régional complète et nous permet partiellement d'extrapoler l'analyse locale à Dumont d'Urville.

En parallèle, l'exploitation de rapports météorologiques à différentes stations du continent et des réanalyses ERA5 concernant la phase des précipitations a mené à la réalisation d'une analyse à l'échelle climatologique de l'occurrence des précipitations liquides en Antarctique. Ces événements pluvieux se manifestent généralement lors de l'apparition d'une intrusion maritime chaude et humide associée à un blocage anticyclonique. Malgré les différences concernant les quantités de précipitations liquides prédites, les simulations réalisées avec de nombreux modèles (CMIP6) et dans plusieurs scénarios futurs suggèrent que le réchauffement global futur de l'Antarctique s'accompagnera d'épisodes pluvieux plus fréquents et plus intenses.

Remerciements

Tout comme il est difficile de résumer en quelques mots ce qui a été réalisé pendant ces quatre années de travail, il est particulièrement complexe de faire un bilan synthétique de toutes les choses qui ont participé positivement à cette superbe aventure qu'a été le doctorat.

En premier lieu, merci Christophe de m'avoir fait confiance depuis mon arrivée en stage au LMD et de m'avoir proposé de poursuivre avec ce sujet de thèse passionnant. J'ai découvert grâce à tout tes récits et anecdotes le monde de la recherche, et plus encore celui de l'Antarctique dont j'ignorais tout jusque là. J'ai énormément appris de tes conseils, notamment sur la pratique de l'instrumentation dans le monde réel - même sans être allée sur le terrain - qui est bien cocasse au pôle Sud pour notre plus grand bonheur.

Merci à Chantal, qui je l'espère aurait approuvé l'aboutissement de cette thèse. J'aurais aimé que tu m'accompagnes jusqu'au bout pour le voir. Nos échanges auront été moins fréquents mais toujours extrêmement riches et directs dans l'avancement de mes travaux. J'ai un immense respect pour la directrice et la femme au caractère fort et doux à la fois, que j'ai malheureusement trop peu connu.

Merci Jean-Louis, d'avoir accepté de reprendre la direction au cours de ma thèse et pour avoir été disponible à chaque fois que nécessaire pour m'aiguiller dans mes travaux. J'ai beaucoup apprécié travailler et apprendre de ta pédagogie.

Merci à mes co-bureaux, qui auront aussi vécu les périples du grand et spacieux puis petit et biscornu bureau 229 au 3e étage : Joseph, Alexis, Felix et Alban. Cela aura été une grande source de motivation de partager ce bout de parcours avec vous - même durant la rocambolesque année 2020 - et j'espère pour vous tout le meilleur pour votre fin de thèse.

Merci à Florentin et Etienne, avec qui j'ai pu échanger pendant mon stage de fin d'études puis le début de ma thèse et qui m'ont beaucoup aidée dans ma découverte du vaste sujet que représente la météorologie et le climat en Antarctique. Votre aide a été précieuse et ce fut un vrai plaisir de travailler avec vous.

Merci à Gerhard, Alexis, Claudio, Cécile, Eric, Valentin. Que ce soit pendant mon stage ou tout au long de ma thèse, j'ai eu l'occasion d'échanger avec vous pour diverses raisons et d'apprendre de vos expériences respectives.

Merci aux personnels, doctorants, administrateurs, chercheurs et ingénieurs du LMD. La bonne humeur générale qui se dégage du labo grâce à vous fait qu'il fait très bon d'y travailler, et que l'on regrette de devoir le quitter.

Enfin bien sûr, merci à mes proches, ma famille et mes amis pour le soutien malgré la distance géographique et le flou pour beaucoup d'entre-vous sur le drôle de monde dans lequel j'ai évolué ces quatre années. Sans vous, tout cela n'aurait pas été possible.

*Le miracle n'est pas que j'ai terminé.
Le miracle est que j'ai eu le courage de commencer.*

John Bingham

Accronymes

- AMIP** Atmospheric Model Intercomparison Project
- APRES3** Antarctic Precipitation, Remote Sensing from Surface and Space
- AROME** Applications de la Recherche à l'Opérationnel à Mésos-Echelle
- ARPEGE** Action de Recherche Petite Echelle Grande Echelle
- BM** Bilan de Masse (total)
- BMS** Bilan de Masse en Surface
- CALIPSO** Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observation
- CEPMMT** Centre Européen pour les Prévisions Météorologiques à Moyen Terme
- CERES** Clouds and the Earth's Radiant Energy System
- CMIP** Coupled Model Intercomparison Project
- CNES** Centre National d'Etudes Spatiales
- CNRM** Centre National de Recherches Météorologiques
- CPR** Cloud Profiling RADAR
- DECK** Diagnostic Evaluation and Characterization of Klima
- DEM** Digital Elevation Model
- DSM** Digital Surface Model
- DDU** Dumont d'Urville
- DML** Dronning Maud Land
- EBAF** Energy Balanced and Filled
- ECMWF** European Centre for Medium-range Weather Forecasts
- ENSO** El Nino Southern Oscillation
- ES-DOC** Earth System Documentation
- ESM** Earth System Model
- GCM** General Circulation Model
- GIEC** Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat
- GLACIOCLIM** les GLACiers, un Observatoire du CLIMat

GPS Global Positioning System

IFS Integrated Forecasting System

IPF Institut Polaire Français Paul-Emile Victor

IPSL Institut Pierre-Simon Laplace

LMD Laboratoire de Météorologie Dynamique

MAR Modèle Atmosphérique Régional

MIPs Model Intercomparison Projects

MRR Micro Rain RADAR

NASA National Aeronautical and Space Administration

NOAA National Oceanic and Atmospheric Administration

OCO Orbiting Carbon Observatory

OMI Organisation Météorologique Internationale

OMM Organisation Météorologique Mondiale

ONU Organisation des Nations Unies

PARASOL Polarisation et Anisotropie des Réflectances au sommet de l'Atmosphère, couplées avec un Satellite d'Observation emportant un Lidar

PE Princesse Elisabeth

PNT Prévision Numérique du Temps

PPP Polar Prediction Project

RADAR RAdio Detection And Ranging

REMA Reference Elevation Model of Antarctica

SAM Southern Annual Mode

SMT Système Mondial de Télécommunications

SNPP Suomi National Polar-Orbiting Partnership

SOP Special Observing Period

TAAF Terres Australes et Antarctiques Françaises

TCM Tableaux Climatologiques Mensuels

VMM Veille Météorologique Mondiale

WCRP World Climate Research Programme

WWRP World Weather Research Program

YOPP Year of Polar Prediction

Table des matières

Résumé	3
Remerciements	6
Accronymes	10
Chapitre 1 : Introduction générale	18
Chapitre 2 : L'étude des précipitations sur le continent Antarctique : les enjeux majeurs et les outils pour mieux les comprendre	26
2.1 Nature du climat et des précipitations sur le continent	26
2.1.1 Le climat au pôle Sud	26
2.1.2 Les précipitations : leur formation et leurs particularités en région polaire	29
2.2 L'importance des précipitations en Antarctique	31
2.3 Les moyens d'étude des précipitations	33
2.3.1 La mesure directe en surface des précipitations	33
2.3.2 La mesure par télédétection	35
2.3.2.1 La télédétection passive	35
2.3.2.2 La télédétection active	36
2.3.3 Les outils de modélisation	37
2.3.3.1 Les modèles de circulation générale	38
2.3.3.2 Le projet d'inter-comparaison de modèles Coupled Model Intercomparison Project (CMIP)	38
2.3.3.3 Les modèles de Prévision Numérique du Temps (PNT)	40
2.3.3.4 Les réanalyses météorologiques	41
Chapitre 3 : L'évaluation par la télédétection des précipitations en surface dans les modèles de climat	44
3.1 La mesure des précipitations par le CPR du satellite CloudSat	44
3.1.1 Télédétection depuis l'espace par le radar	44
3.1.2 La climatologie des précipitations antarctiques en surface	45
3.2 L'étude des performances des modèles dans la représentation des précipitations en surface	51

3.2.1	Résumé de l'article (en français) et conclusions suite à l'étude	51
3.2.2	Evaluating Antarctic precipitation in ERA5 and CMIP6 against Cloud-Sat observations, Roussel et al. [2020]	52
3.3	Le cas des précipitations liquides en Antarctique	66
3.3.1	Motivations de l'étude des précipitations liquides	66
3.3.2	Résumé de l'article (en français)	67
3.3.3	Present and Future of Rainfall in Antarctica, Vignon et al. [2021]	67
Chapitre 4 : L'évaluation des précipitations sur la verticale dans les modèles		82
4.1	Motivations de l'étude des précipitations sur la verticale	82
4.2	Les observations réalisées à Dumont d'Urville (DDU)	84
4.2.1	La base scientifique française de DDU	84
4.2.2	Les données d'observations locales (pluviomètre, Micro Rain Radar (MRR), radio-sondages)	89
4.2.2.1	Le RADAR Metek MRR	90
4.2.2.2	Le pluviomètre OTT PLUVIO2	92
4.2.2.3	Les radio-sondages	93
4.3	Le contexte de la campagne Year of Polar Prediction (YOPP)	95
4.4	Simulations de la période d'étude à DDU	97
4.5	Résultats de l'évaluation locale de différents types de modèles	99
4.5.1	Résumé de l'article (en français) et conclusions suite à l'étude	99
4.5.2	Assessing the simulation of snowfall at Dumont d'Urville, Antarctica, during the YOPP-SH special observing campaign, Roussel et al. [2023]	100
Chapitre 5 : L'étude des profils de précipitations : les apports de la dimension verticale et les moyens disponibles		118
5.1	La climatologie des précipitations antarctique étendue sur la verticale	118
5.2	La climatologie des précipitations à DDU sur la verticale	123
5.2.1	Analyse de la série temporelle des données MRR	123
5.2.2	Comparaison aux réanalyses ERA5	124
5.3	Inter-comparaison des données de télédétection	127
Conclusion et Perspectives		131

Références	153
Annexes	155
A Calcul de l'humidité relative	155
B Annexes de l'article <i>Present and Future of Rainfall in Antarctica</i>	157
C Extrait du tableau climatique mensuel à DDU pour le mois de décembre 2018	190
D Annexes de l'article <i>Assessing the simulation of snowfall at Dumont d'Urville, Antarctica, during the YOPP-SH special observing campaign</i>	192

Chapitre 1 : Introduction générale

L'étude de l'atmosphère terrestre au fil du temps : de l'observation humaine aux technologies instrumentales et de modélisation les plus récentes

Depuis l'Antiquité, la météorologie constitue un domaine de grand intérêt pour les Hommes (Javelle [2000], Fierro [1991]). En 330 avant J.-C., Aristote traite de près la physique terrestre et rédige un ouvrage nommé *Les Météorologiques* (Saint-Hilaire [1863]). Pendant longtemps, la compréhension des processus atmosphériques se limite à l'interprétation des phénomènes naturels mêlée à des croyances divines. L'observation des nuages et du temps présent ainsi que l'analyse du ciel et des conditions synoptiques se sont peu à peu développées pour répondre à différentes préoccupations, en particulier en lien avec la gestion et l'optimisation de l'agriculture, du transport maritime et des problématiques militaires. Bien que quelques moyens de mesure des paramètres météorologiques aient été recensés avant le Moyen-Âge, le début de la collecte des variables thermodynamiques basiques (température, humidité, vitesse et direction du vent) se distingue plutôt à l'époque moderne, entre le XV^e et le XVII^e siècle, par l'arrivée des premiers instruments de mesure directe (Middleton [1969]) tels que l'anémomètre en 1450 (Léon Batista Alberti), le baromètre en 1643 (Evangelista Torricelli) et le thermomètre 1654 (Ferdinand II de Médicis).

Avec l'amélioration des connaissances en physique ainsi que les évolutions techniques, les méthodes de recueillement des données se perfectionnent, se diversifient et se multiplient rapidement. Les premières mesures à haute altitude - au delà de 3000 mètres - font leur apparition grâce aux montgolfières au XVIII^e siècle, auxquelles succèdent les ballons-sondes au XIX^e siècle puis les radio-sondes au XX^e siècle. L'étude de cette nouvelle dimension - celle de la verticale - amène de nouvelles connaissances telles que la troposphère et la stratosphère - les deux couches les plus basses de l'atmosphère, s'étendant respectivement jusqu'à 13 et 50 kilomètres environ selon les zones du globe - découvertes en 1902.

La II^e guerre mondiale marque l'arrivée de nouvelles technologies, en particulier avec le système **RADAR**. Utilisé en premier lieu par l'aviation militaire, c'est une étude de la contamination du signal de ce dernier et l'analyse de la distribution du diamètre des gouttes

dans les précipitations (Atlas [1964]) qui permet de découvrir la relation liant la réflectivité mesurée par cet instrument et le flux de précipitations. Dans les années 50 les premiers RADAR pour la mesure des précipitations sont installés un peu partout en France, en Europe et dans le Monde (Whiton et al. [1998]). Pour palier au souci de déploiement de ce type de système sur de nombreuses stations terrestres - par ailleurs qui ne couvrent pas tout le globe, en particulier sur les océans et au niveau des pôles - et grâce aux avancées techniques de l'époque, les instruments de télédétection sont déployés dans l'espace. Les questions scientifiques traitées par les outils embarqués sur les premiers satellites artificiels sont principalement la géophysique et l'astrophysique. En 1960, le premier satellite météorologique TIROS-1 est mis en fonction Galibert [1961].

La météorologie moderne progresse rapidement et les besoins et enjeux contemporains - relatifs à l'énergie, au climat ou encore aux loisirs - viennent s'ajouter aux nécessités primaires à l'origine des sciences de l'atmosphère. A partir de tous les instruments de mesure déployés, des relevés météorologiques sont établis permettant le suivi, l'analyse et la prévision du temps. La grande quantité de données recueillies partout dans le monde nous permet de mieux connaître l'état actuel mais aussi passé de l'atmosphère. Cela contribue à établir des reconstitutions des conditions météorologiques du globe à un moment donné mais aussi à l'élaboration de climatologies, états moyens de l'atmosphère pendant une période donnée. Des services météorologiques naissent dans ce but tel que le Centre Européen pour les Prévisions Météorologiques à Moyen Terme (CEPMMT), créé en 1975, et sont chargés de diffuser des cartes météorologiques notamment pour la navigation et pour les armées lors de la 1^e guerre mondiale. Les premiers bulletins météorologiques sont présentés au public au XX^e siècle.

Dans le même temps, le développement des outils informatiques soutient les débuts de la prévision numérique du temps avec de nombreuses avancées en modélisation de l'atmosphère (Richardson [1922]). En 1960, les premiers programmes de prévision numérique du temps opérationnels sont lancés. En parallèle de la progression des savoirs et des techniques, de nombreux échanges voient le jour dès le XVII^e siècle, donnant lieu à la création de réseaux météorologiques. La mise en relation des stations de mesures démarre aux échelles nationales notamment grâce à la transmission des informations assurée par les nouveaux moyens de communication de l'époque tels que le télégraphe, puis la radio au XX^e siècle. Afin d'unifier les données d'observation à l'international et pour

faciliter leur partage, différents services météorologiques actifs se réunissent pour former l'Organisation Météorologique Internationale (OMI) en 1873, qui deviendra une agence spécialisée de l'Organisation des Nations Unies (ONU) après la II^e Guerre Mondiale et nommée Organisation Météorologique Mondiale (OMM) en 1951. Aujourd'hui, l'OMM permet d'assurer la Veille Météorologique Mondiale (VMM) en coordonnant à l'échelle mondiale la collecte, l'échange et la diffusion des observations et prévisions via le Système Mondial de Télécommunications (SMT).

La singularité de l'Antarctique : des premières expéditions au fonctionnement actuel

Malgré tout, les connaissances en sciences de la Terre évoluent de façon inégale selon les parties du globe concernées.



FIGURE 1 – Carte physique du continent Antarctique. Source : Encyclopædia Universalis France <https://www.universalis.fr/atlas/antarctique/#AT022204>

Au pôle Sud, le continent *imaginaire* ou *Terra australis incognita* est longtemps resté pré-supposé par les Grecs à l'Antiquité, et même dessiné sur certaines cartes. Il se dévoile peu à peu lors de diverses expéditions. En 1773, James Cook réalise la première traversée du cercle polaire antarctique. Le continent lui-même est découvert en 1820 par une expédition russe dirigée par Fabian Gottlieb Von Bellingshausen qui approche les côtes. De nombreux essais pour rallier le pôle Sud géographique seront tentés au début du XX^e siècle. L'explorateur norvégien Roald Amundsen réussira le premier en 1911. A la suite de cette découverte majeure la communauté des chercheurs continue d'appréhender ce nouveau territoire, dont une cartographie actuelle est présentée par la figure [1](#).

L'établissement de stations de recherche permanentes sur le continent débute à la fin des années 1950 avec les premières campagnes de recherche. Les États-Unis, la Russie et plusieurs pays européens construisent des bases, d'abord relativement simples puis à mesure que l'importance de la recherche antarctique grandit, les stations s'étendent et se perfectionnent. Des installations sont notamment déployées en Terre Adélie - région des Terres Australes et Antarctiques Françaises ([TAAF](#)) localisée entre 136°E et 142°E et entre 90°S et 67°S - pour l'année géophysique internationale en 1957, créant la base française de [DDU](#). Celle-ci sera finalement maintenue et occupée de façon continue, s'agrandissant au fil des hivernages. De nos jours il existe plusieurs stations de recherche permanentes ainsi que de nombreux points d'ancrage saisonniers, situés un peu partout à travers le continent mais majoritairement sur les côtes. Des chercheurs du monde entier utilisent ces installations pour mener un large éventail d'études scientifiques, notamment des recherches sur le changement climatique, l'océanographie, la glaciologie et la biologie. Afin d'assurer la liberté de recherche, la paix ainsi que d'éviter toute revendication territoriale et activité militaire, le traité sur l'Antarctique est signé en 1959 par un ensemble de pays - qui sont au nombre de 54 aujourd'hui. En France, l'Institut Polaire Français Paul-Emile Victor ([IPF](#)) est une agence gouvernementale française, créée en 1992 et renommée en 2006 en l'honneur de l'explorateur polaire français Paul-Emile Victor. L'[IPF](#) assure la logistique et le support des missions scientifiques françaises dans les régions polaires et gère les stations de recherche françaises implantées dans ces régions ([DDU](#), Concordia et les îles subantarctiques). L'[IPF](#) travaille en étroite collaboration avec d'autres organisations nationales et soutient la recherche dans le domaine polaire à l'échelle internationale en aidant à la réalisation et à la diffusion de projets scientifiques.

Les connaissances et les problématiques de l'environnement polaire aujourd'hui

Notre intérêt pour les questions environnementales est grandissant depuis le XIX^e siècle, l'impact de l'humain sur la Terre se faisant plus évident à partir des années 70 et les manifestations du changement climatique soulevant de sérieuses inquiétudes, ce qui motive de nombreuses nouvelles recherches scientifiques. En 1988, le Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat (**GIEC**) est créé afin d'enquêter sur les origines, les particularités et les répercussions de ce phénomène.

L'eau terrestre - sous toutes ces formes - et les mécanismes régissant son évolution sont bouleversés lors des perturbations du climat. En particulier, l'élévation de la température moyenne globale a pour effet une augmentation de la quantité de vapeur d'eau dans l'atmosphère - celle-ci pouvant contenir davantage d'eau - par évapo-transpiration, qui se fait de façon plus conséquente et plus rapidement. L'ensemble des processus régissant l'eau formant un cycle, ce surplus de vapeur peut conduire localement - et non pas en moyenne globale - à des précipitations extrêmes plus abondantes, mais aussi plus intenses. Dans son dernier rapport, le **GIEC** précise en effet que dans le contexte du réchauffement planétaire, tout degré Celsius supplémentaire induirait une augmentation de l'intensité des événements précipitants extrêmes de 7% (**IPCC [2021]**). Au pôle Sud, du fait des températures très faibles, celle-ci pourrait être plus importante. Les analyses régionales indiquent que tout comme les autres zones situées aux hautes latitudes l'Antarctique est à la fois plus impacté par les changements déjà en cours (la perte de masse de la calotte Antarctique a quadruplé entre 1981 et 2010) et présente un risque plus élevé que les autres continents face au changement climatique : pour une même élévation de température moyenne annuelle de la planète ces zones sont plus fortement réchauffées que celles proches de l'équateur. Aussi, même pour un changement de température moyenne annuelle planétaire simulé à seulement 1.5°C (dans un scénario *SSP2-4.5* caractérisé par la poursuite des tendances actuelles en matière de mesures politiques, sociales et économiques prises pour limiter l'évolution du réchauffement climatique, en particulier par la réduction d'émission de gaz à effet de serre) l'augmentation de précipitations moyennes annuelles pourrait atteindre près de 30% sur le continent antarctique selon les régions et plus de 40% pour une projection avec 4°C d'élévation de température (dans un scénario *SSP5-8.5* caractérisé par le développement rapide et une forte consommation d'énergies émettrices de carbone). Pour répondre à l'enjeu climatique global actuel, il semble alors

essentiel de mieux connaître les précipitations, leurs caractéristiques et leurs mécanismes dans l'environnement de l'Antarctique.

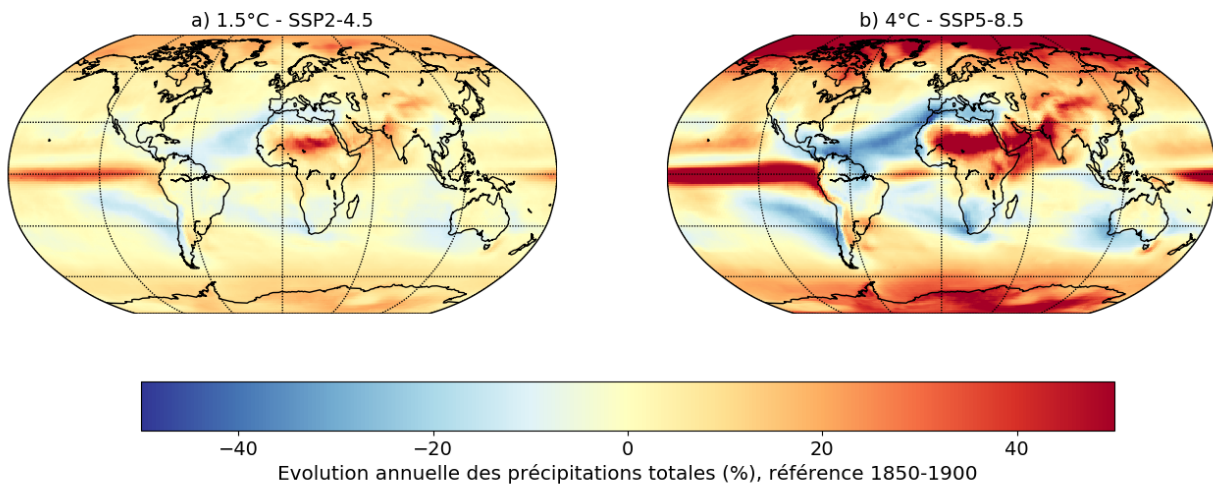


FIGURE 2 – Carte mondiale du changement relatif de température moyenne simulée par les modèles **CMIP6** dans les scénarios **(a)** avec 1.5°C (SSP2-4.5, 19 modèles) et **(b)** 4°C (SSP5-8.5, 32 modèles) de réchauffement global. Source : [Iturbide et al. \[2021\]](#), [Gutiérrez et al. \[2021\]](#), <https://interactive-atlas.ipcc.ch/permalink/79XDG3LL>

Dans le chapitre 2 nous introduirons les intérêts majeurs de l'étude des précipitations puis nous donnerons les éléments clés pour comprendre le climat de l'Antarctique ainsi que sur la formation des précipitations. Les principaux moyens utilisés dans la suite de l'étude seront présentés.

Aussi, les outils de modélisation développés dans différents instituts de recherche permettent de faciliter l'étude du climat, notamment grâce aux analyses conjointes de modèles qui sont réalisés. Les observations récentes permettent d'évaluer les connaissances et la capacité de reproduction des conditions climatiques actuelles, en vue de mieux prévoir celles du futur. Le chapitre 3 sera dédié à l'étude d'une comparaison de mesures issues de la télédétection aux modèles actuels.

Finalement, la vision des précipitations traditionnelle et privilégiée est celle qui ne considère que le cumul en surface notamment par manque de moyens techniques. Néanmoins les méthodes de télédétection se sont développées, permettant de palier à la problématique de couverture spatio-temporelle par des mesures globales et continues - y

compris dans la colonne atmosphérique - mais aussi d'apporter une nouvelle vision de cette variable. Les campagnes de mesures récemment mises en oeuvre ont permis d'acquérir de précieuses données pour améliorer les défauts de connaissances du terrain antarctique. Dans le chapitre 4 nous présenterons les caractéristiques et les apports de la connaissance des précipitations sous ce nouveau point de vue dans le contexte particulier d'une étude à l'échelle météorologique. Nous élargirons l'analyse verticale des précipitations à tout l'antarctique dans le chapitre 5 à l'aide des observations satellitales et des modèles.

Chapitre 2 : L'étude des précipitations sur le continent Antarctique : les enjeux majeurs et les outils pour mieux les comprendre

2.1 Nature du climat et des précipitations sur le continent

2.1.1 Le climat au pôle Sud

L'Antarctique, situé au pôle Sud et entouré par l'océan Austral - lui-même délimité au Nord par le 60^e parallèle - est le continent le moins peuplé sur Terre. A lui seul, il représente environ 10% de la superficie terrestre, et se voit recouvert à 98% de glace. Le climat polaire qui règne en Antarctique fait de ce continent une région propice aux conditions météorologiques extrêmes. Du point de vue des températures, celles-ci sont les plus basses de la Terre : le record mondial de température minimale enregistrée sur Terre, -89.4 °C, a été relevé à Vostok en juillet 1983 (Krause and Flood [1997]). Cela provient de différents facteurs. D'une part, la position géographique du continent au pôle Sud implique que la chaleur reçue aux pôles provenant du rayonnement solaire est limitée et l'immense couche de glace recouvrant le continent renvoie celui-ci vers le ciel et empêche la chaleur de s'accumuler en surface par son albédo très élevé. Le bilan radiatif régional est alors déficitaire d'environ -100 W.m⁻² (De Moor [2007]) illustré sur les figures 3 (a) avec le produit Clouds and the Earth's Radiant Energy System (CERES) Energy Balanced and Filled (EBAF) (Loeb et al. [2018]) issu des données d'observations des satellites Aqua, Terra, National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA)-20 et Suomi National Polar-Orbiting Partnership (SNPP) et avec les réanalyses ERA5 de rayonnement solaire net en surface (b).

D'autre part, la topographie joue un rôle majeur sur le climat du continent. L'Antarctique est composée de montagnes enneigées, de plateaux de glace ainsi que de vallées glaciaires et des fjords. Sur les côtes, on trouve également des falaises de glace et des îles rocheuses. Son altitude médiane est de 2250 mètres. Le premier modèle numérique de terrain - aussi appelé Digital Elevation Model (DEM) ou Digital Surface Model (DSM) - à haute résolution (2 mètres) a été réalisé sur l'Antarctique par Howat et al. [2019] à partir d'une très grande collection d'autres DEM et permet de connaître précisément et de façon fiable - avec une erreur absolue inférieure à 1 mètre sur la plupart du domaine - la topographie de ce continent. Ce produit, nommé Reference Elevation Model of Antarctica (REMA), est présenté sur la figure 4.

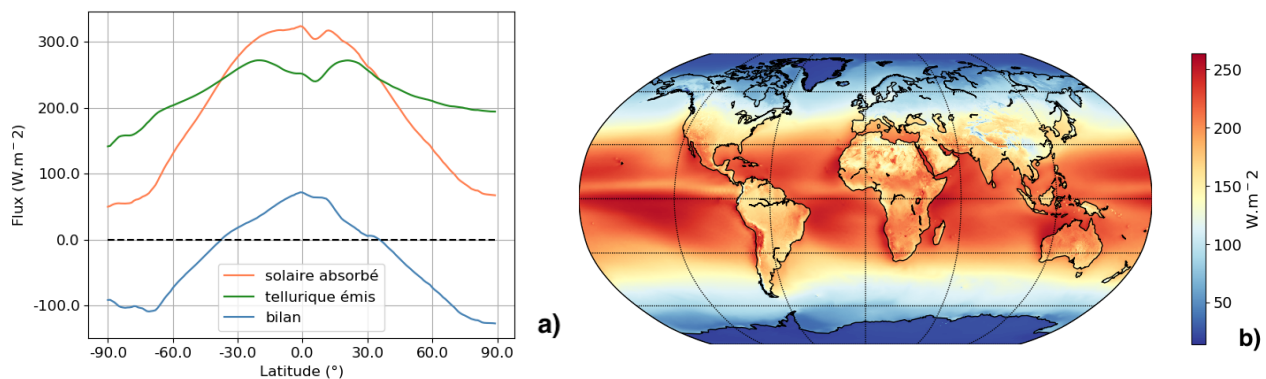


FIGURE 3 – (a) : Bilan de rayonnement au sommet de l’atmosphère en moyenne temporelle (1981-2010) et zonale - Données issues du Langley Research Center Atmospheric Science Data Center, [NASA \[2019\]](#). (b) : Cartographie du rayonnement solaire absorbé en surface en moyenne temporelle (1981-2010) - Données issues du Climate Data Store, [ECMWF](#)

Cette topographie particulière induit une différence significative de température entre l’air au-dessus du plateau et l’air au niveau de la mer près des côtes. Un gradient de pression se crée alors du pôle vers le pourtour du continent provoquant le déplacement d’une fine couche d’air froid et sec qui s’écoule rapidement le long des pentes de la calotte. Les vents formés ainsi, appelés *vents catabatiques* ([Parish and Bromwich \[2007\]](#)) sont très puissants et peuvent atteindre 300 kilomètres par heure. Une déviation sous l’effet de la force de Coriolis détermine leur direction. Sur le pourtour du continent ces vents peuvent influencer la formation de la banquise en contribuant à refroidir la surface de l’eau mais aussi sa poussée au large, créant des zones d’eau libre appelées des *polynies*. Sur le continent les principales conséquences des vents catabatiques sont les tempêtes induites par ces-derniers lorsqu’ils soufflent sur de longues périodes, la suspension de neige depuis la surface dans les basses couches de l’atmosphère réduisant fortement la visibilité - phénomène couramment appelé *neige soufflée* ou *chasse-neige* - et les accumulations ou déplacements de neige sur les reliefs. Aussi, l’air sec transporté par les vents catabatiques influence les basses couches de l’atmosphère au niveau des côtes par la sublimation des précipitations. Ce phénomène a été observé notamment grâce à l’étude des radio-sondages et des profils d’humidité dans la région de Terre Adélie ([Vignon et al. \[2019a\]](#)). Aussi, une étude d’un an a montré que ces vents sont la cause de la sublimation de 17% des précipitations solides du continent Antarctique et pouvant atteindre 35% sur la côte Est ([Grazioli et al. \[2017a\]](#)).

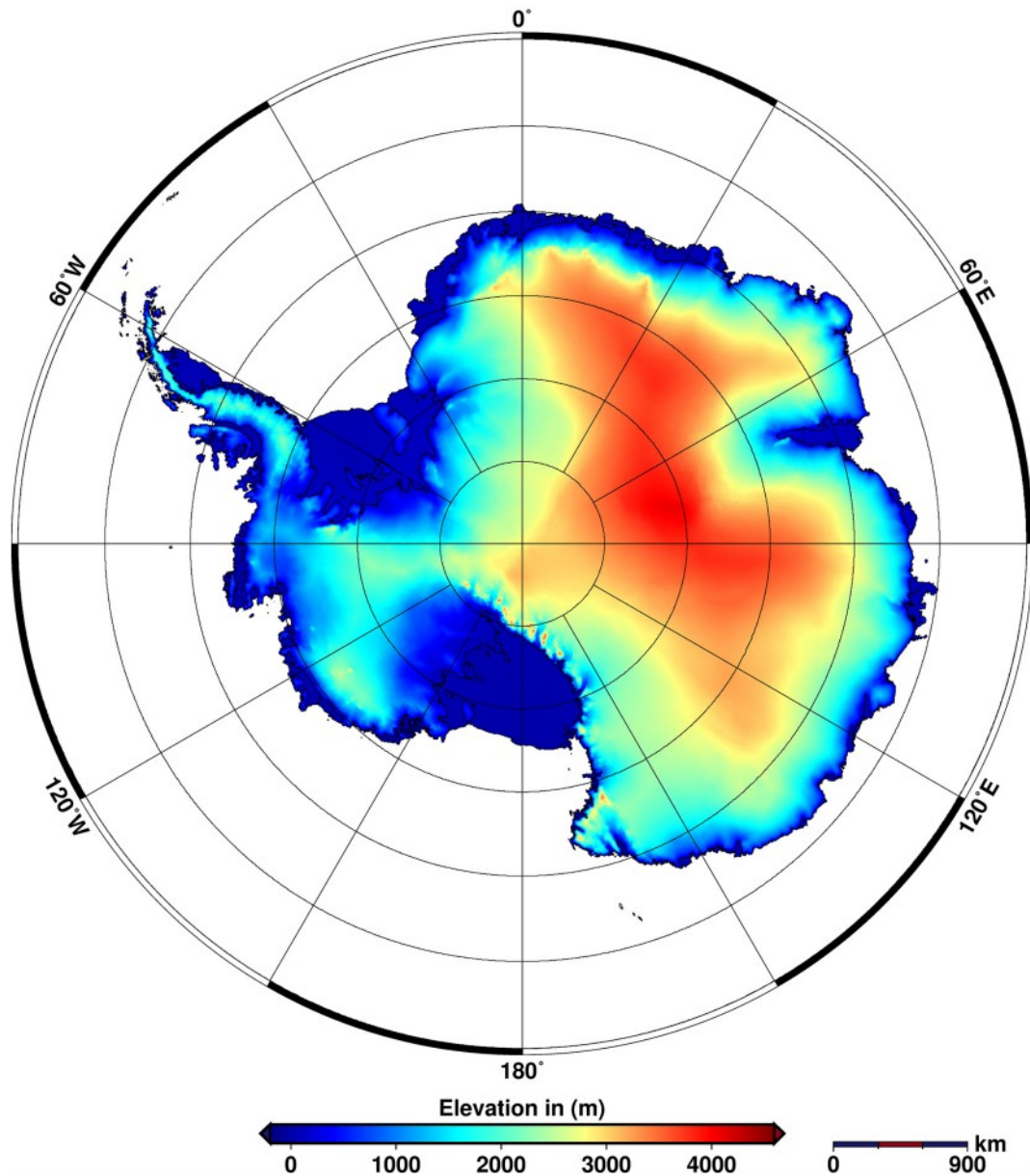


FIGURE 4 – Cartographie de la topographie du continent Antarctique. Source : Helm et al. [2014]

La glace en surface du continent provenant de l'accumulation de neige qui s'y est déposée par divers processus constitue la calotte glaciaire de l'Antarctique, dont l'épaisseur peut atteindre 4000 mètres. Au niveau des côtes, l'écoulement forme un prolongement de cette couche de glace au dessus de la mer appelé plateforme de glace. Lorsqu'une partie se détache, des icebergs se forment et se désolidarisent du continent. En hiver la

congélation de l'eau de mer donne lieu en plus à la formation de la banquise entourant le continent sur environ 20 millions de km².

Du point de vue hydrologique, l'Antarctique est un environnement très froid et sec : il reçoit une quantité moyenne annuelle de précipitations de l'ordre de celle des déserts - quasi-exclusivement sous forme de chutes de neige. Néanmoins cette quantité de précipitations est très variable selon les régions. Sur le continent, les chutes de neiges vont de moins de 20 mm dans les zones situées à l'intérieur à plus de 700 mm dans les zones côtières et même à plus de 2000 mm localement sur la Péninsule d'après les observations obtenues grâce au satellite CloudSat entre 2007 et 2010 (Palerme et al. [2014]). En comparaison avec le pôle Nord, le continent Antarctique - entouré par l'océan Austral - est davantage symétrique et est doté d'un creux barométrique plus marqué. Trois systèmes de basses pressions (en surface) semi-permanents se distinguent vers les latitudes 130°W, 100°E et 20°E aux inter-saisons (Raphael [2004], Marshall [2009]). De manière globale, le transport méridien d'humidité joue un rôle dominant dans la quantité de précipitations atteignant les différentes régions du pôle Sud. De ce fait, les événements plus intenses tels que les rivières atmosphériques - caractérisées par de longues bandes d'humidité provenant des basses latitudes vers les plus hautes latitudes - influencent fortement les cumuls de précipitations sur la calotte (Gorodetskaya et al. [2014], Nash et al. [2018]). Les indices utilisés à grande échelle pour exprimer et comprendre les phénomènes climatiques dans différentes zones, tels que l'El Nino Southern Oscillation (ENSO) ou le Southern Annual Mode (SAM), pourraient alors aussi permettre d'expliquer le climat antarctique et ses variations - dont l'intensité et la répartition des précipitations sur le continent antarctique (Marshall and Thompson [2016]).

2.1.2 Les précipitations : leur formation et leurs particularités en région polaire

Différents processus physiques et micro-physiques interviennent dans la formation des précipitations. Ces derniers dépendent fortement des conditions météorologiques ainsi que de la dynamique atmosphérique locale, régionale mais aussi à plus large échelle.

Généralement, les précipitations proviennent d'un nuage formé en altitude où la saturation de l'environnement a conduit la vapeur d'eau de l'atmosphère à se condenser, sous forme de gouttelettes microscopiques liquides ou solides - sur le continent Antarctique et plus particulièrement sur le plateau, le processus de précipitations ne correspond

pas toujours à la généralité connue car la distinction entre les précipitations et le nuage peut être impossible. Différents processus conduisent à ce phénomène (apport de vapeur d'eau, turbulence, mélange, refroidissement radiatif, détente adiabatique) conjointement à la présence d'aérosols atmosphériques - appelés noyaux de condensation ou de congélation - dans l'environnement, autour desquelles les gouttes peuvent se former. Ce mécanisme s'appelle la nucléation hétérogène. Dans le cas de sur-saturation - c'est à dire lorsque l'humidité dépasse 100% - la nucléation homogène (sans nécessité de noyaux de condensation) peut avoir lieu en théorie autour de -40°C uniquement (Gierens et al. [2012]) - mais nécessite des valeurs de sur-saturation très élevées qui ne sont presque jamais atteintes en pratique (l'Antarctique étant un cas particulier où cela peut se produire du fait de la pureté de l'air) car des noyaux de condensation sont généralement présents. En revanche, de faibles sur-saturations (de l'ordre de 1 ou 2%) sont fréquemment retrouvées dans l'atmosphère, permettant la formation de nuages. La croissance des gouttelettes et cristaux se fait ensuite par différents processus de diffusion et lorsque leur masse (liée à leur diamètre) est assez grande, leur vitesse de chute au sein du nuage dans lequel ils se trouvent ne sera plus négligeable et ils précipiteront. Lors de la chute, leur taille et leur forme ainsi que leur type peuvent changer par interaction avec le milieu rencontré : bruine, pluie, neige, neige en grains, granules de glace, neige roulée, grésil, graupel (Pruppacher and Klett [1997]).

Néanmoins il est important de noter que seule une faible partie des nuages conduit à des précipitations et que toutes les précipitations formées en altitude n'atteignent pas forcément la surface - ce qui se caractérise visuellement par une traînée sous le nuage appelée virga. Ce dernier phénomène se produit lorsque des gouttes ou cristaux s'évaporent ou se subliment (si les particules de glace sont petites et ont faible une croissance (Durán-Alarcón et al. [2019])) au contact d'un environnement plus sec que celui d'où ils viennent. Dans l'environnement polaire comme en Antarctique, ce phénomène est primordial du fait qu'une part non négligeable - environ un cinquième - des précipitations se sublime (Agosta et al. [2019]), notamment dans les régions côtières où celle-ci peut atteindre 35% (Grazioli et al. [2017a]) et plus particulièrement en Terre Adélie, à l'est du continent où les vents catabatiques sont fréquents et violents (Wendler et al. [1997], Vignon et al. [2019b]). Enfin, il est surtout important de noter que les perturbations synoptiques jouent un rôle majeur dans l'occurrence d'événements précipitants par l'advection d'humidité et le transport de nuages (Lenaerts et al. [2019]).

2.2 L'importance des précipitations en Antarctique

La calotte antarctique constitue le plus grand réservoir terrestre d'eau continentale, ce qui rend la région antarctique particulièrement importante dans l'étude du climat terrestre et des modifications anthropogéniques qui l'impactent directement.

Les précipitations sont un facteur important qui joue un rôle clé dans le fonctionnement de l'écosystème antarctique, mais aussi dans la régulation du niveau moyen mondial des mers. Les précipitations solides qui tombent sur l'Antarctique s'accumulent au fil du temps et contribuent à former la calotte glaciaire. La connaissance des quantités ainsi que la localisation des chutes de neige et la compréhension des phénomènes de sublimation qui leur sont associés sont essentiels afin de saisir la dynamique de la calotte antarctique (Agosta et al. [2019]). Il est possible d'étudier son évolution grâce au Bilan de Masse en Surface (BMS). Celui-ci est une composante du Bilan de Masse (total) (BM), qui évalue la différence entre les gains (accumulation de neige et de glace) et les pertes de glace (par fonte et par retrait de glace le plus souvent sous forme d'icebergs) de la calotte sur une période donnée.

$$BMS = P - S - T - R \quad (1)$$

Ce dernier est alimenté majoritairement par les précipitations (P) et s'amointrit par les phénomènes de sublimation (S , transformation de l'eau depuis sa forme condensé en vapeur), de ruissellement (R) d'eau liquide et de transport par le vent (T). Des changements dans les régimes de précipitations entraînent des modifications de la calotte glaciaire, ce qui peut avoir des impacts importants sur le niveau moyen mondial des mers. Alors, une augmentation des précipitations en Antarctique envisagée par les projections climatiques aurait pour conséquence une contribution positive à l'accumulation sur le continent ce qui influencerait le niveau moyen des océans en modérant son élévation (Seroussi et al. [2020], Gregory and Huybrechts [2006]).

En particulier l'étude des zones côtières - en deçà de 2250 mètres d'altitude - est primordiale, celles-ci recevant davantage de précipitations du fait de leur localisation, sujette aux intrusions d'air plus doux et humide lors du passage des perturbations. Aussi, l'augmentation de précipitations au cours du 21^e siècle sera 3 fois plus importante dans ces régions (Genthon et al. [2009]) ce qui renforce la nécessité de leur étude.

Les enregistrements des précipitations et de l'épaisseur de la calotte glaciaire peuvent

fournir des éléments clés pour comprendre l'état du climat (actuel et passé). Nous approfondissons les mesures ainsi que les méthodes pour obtenir ces données en détail dans la suite de ce manuscrit.

Pour ce qui est des mesures de l'épaisseur de la calotte glaciaire, il est possible d'avoir recours à différents procédés tels que les réseaux de Global Positioning System (GPS) installés en surface, qui permettent de mesurer la hauteur de la glace et ses variations au cours du temps, ou bien le système RADAR embarqué sur des plate-formes satellitaires. Depuis 2004, le programme les GLACiers, un Observatoire du CLIMat (GLACIOCLIM) a déployé différents réseaux de balises permettant le suivi sur de longues périodes temporelles du BMS dans la région Est de l'Antarctique (Agosta et al. [2011], Verfaillie et al. [2012]) - notamment à Cap Prud'Homme et Dôme-C - par la mesure d'accumulation et d'ablation le long de transects. Une étude à l'aide de modèles de climat régionaux a estimé en respectant une bonne représentation du gradient des données d'observations GLACIOCLIM (Wang et al. [2015]) - en particulier avec le modèle Modèle Atmosphérique Régional (MAR) - le BMS de la calotte et des plateformes de glace à 2200 Gt.an^{-1} (Agosta et al. [2019]). Une autre méthode consiste à utiliser des données de mesure de la densité de la neige, en utilisant des carottes courtes (*carottes de névé*) (Abram et al. [2013]). Ces mesures contribuent à estimer le BMS en calculant des taux d'accumulation (apport des précipitations auquel se soustrait ce qui est sublimé) ou d'ablation de la glace. Sur ces dernières années, les régions côtières antarctiques présenteraient une diminution du BMS tandis que l'intérieur du continent montre plutôt une augmentation de celui-ci (Altnau et al. [2015], Ekaykin et al. [2017], Vega et al. [2016]). En Terre Adélie, des études réalisées sur le BMS impliquant diverses méthodes sont en désaccord sur la tendance de ce dernier (Favier et al. [2017], Goursaud et al. [2019], Lenaerts et al. [2012]). Ces divergences peuvent être dues aux biais dans les modèles climatiques utilisés pour simuler les différentes composantes intervenant dans le calcul du BMS (dynamique et processus physiques) et aux données issues de mesures diverses pouvant elles-mêmes être biaisées.

2.3 Les moyens d'étude des précipitations

La nature de l'environnement dans la région antarctique limite et rend extrêmement complexe la présence humaine ainsi que l'instrumentation, nuisant grandement à la connaissance des précipitations par la rareté des observations *in-situ*.

Il est commun d'analyser quantitativement les précipitations en terme de cumul ou de *lame d'eau* désignant la quantité d'hydrométéores ayant atteint la surface, ou d'intensité de précipitations, c'est-à-dire de cumul par unité de temps. La quantité de précipitations atteignant le sol est représentée en termes de profondeur verticale d'eau qu'elle aurait si elle couvrait une projection horizontale de la surface du sol, c'est pourquoi elle s'exprime à l'aide de l'unité d'épaisseur d'après les recommandations de l'OMM. Ceci fait référence à l'épaisseur équivalent à la masse de précipitations considérée ayant pour densité $\rho = 1000 \text{ kg.m}^{-3}$ (celle de l'eau liquide) sur une surface de 1 m^2 . 1 kg d'eau liquide réparti uniformément sur 1 m^2 a une hauteur de 1 mm, donnant la correspondance $1 \text{ mm} = 1 \text{ kg.m}^{-2}$.

2.3.1 La mesure directe en surface des précipitations

La méthode *in-situ* la plus courante de mesure de la quantité de précipitations atteignant le sol est l'utilisation d'un collecteur permettant de recevoir les hydrométéores lors de leur chute associé à un contenant pour évaluer la masse ou le volume recueilli au cours d'une période donnée. L'instrument largement déployé dans le monde, notamment pour la mesure des précipitations liquides, est le pluviomètre. Différentes techniques de mesure de la masse d'hydrométéores précipitée existent. A l'origine, un simple contenant gradué, régulièrement relevé et vidé par un opérateur, permettait de connaître la quantité de précipitations tombée dans une période de temps déterminé. Aujourd'hui, les plus utilisées sont :

- le pluviomètre à *augets* : après avoir été recueillies dans le collecteur, les précipitations sont dirigées vers un balancier composé de deux petits réservoirs (nommés *augets*) dont la contenance est calibrée et dépend de la précision de l'instrument. Il y a toujours un auget en position haute par rapport à l'horizontale et un autre en position basse. Lors d'un événement précipitant, les précipitations s'accumulent dans l'auget en position haute jusqu'à atteindre la contenance maximale de celui-ci, ce

qui entraîne sa bascule en position basse et sa vidange. L'auget qui était en position basse bascule alors en même temps en position haute et prend le relais de la collecte des précipitations. La quantité de précipitations totale est déterminée par le nombre de basculements qui peut être quantifié par différents types de systèmes selon l'instrument. Il est important de noter que ce système n'est pas continu et dépend de sa résolution qui est définie par le volume d'un auget.

- le pluviomètre à balance : son fonctionnement repose sur la mesure directe de la masse d'hydrométéores précipitée dans le récipient collecteur, lui-même au-dessus d'une balance qui mesure les variations de masse. Celles-ci sont ensuite converties en quantité de précipitations par unité de temps, de façon continue.

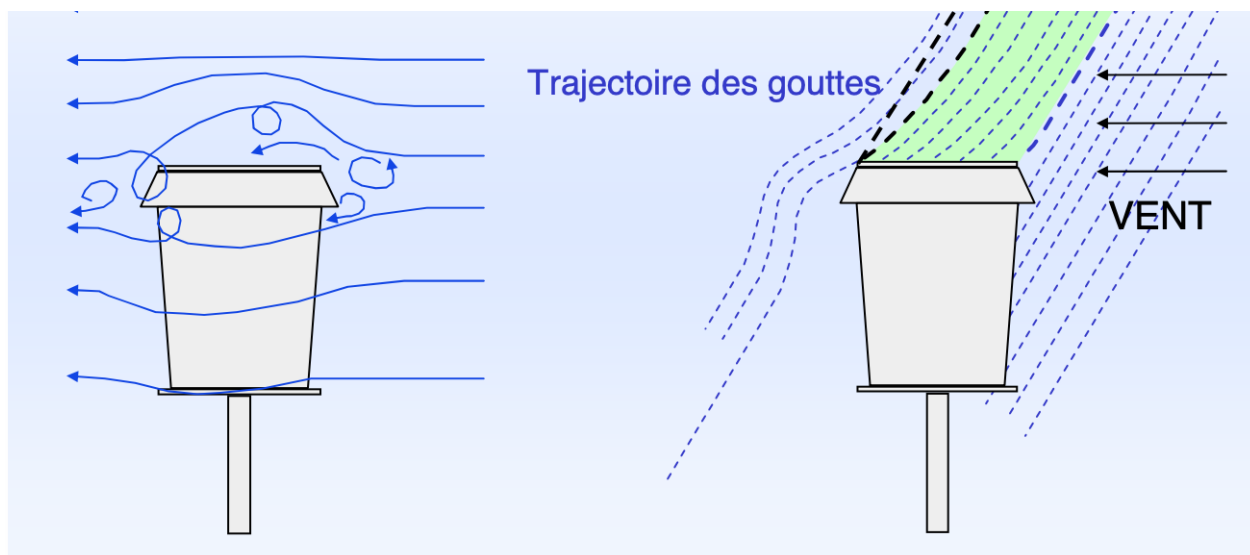


FIGURE 5 – Schéma de représentation du flux à proximité d'un pluviomètre pouvant affecter la mesure de l'intensité de la chute des hydrométéores. Source : [Cayez and Méquignon \[2016\]](#)

Les problématiques principales communes à ces instruments proviennent des conditions environnantes pouvant perturber la mesure ainsi que des caractéristiques techniques et d'installation de l'instrument.

Pour les précipitations solides, comme c'est le cas en particulier en Antarctique, le pluviomètre à auget doit être chauffé afin de transformer la neige en eau. Les faibles températures rencontrées dans les environnements polaires peuvent aussi avoir un impact sur les systèmes mécaniques tels que celui gérant la bascule des augets. A proximité du

collecteur le vent et la turbulence tels qu'illustrés sur la figure 5, entraînent un déficit de captation en perturbant la trajectoire des hydrométéores, d'autant plus important que la force du vent est intense. Ce déficit peut atteindre à une vitesse de $40\text{km}\cdot\text{h}^{-1}$ 40% pour les précipitations liquides et 60% pour les précipitations solides (Cayez and Méquignon 2016). L'évaporation des précipitations au niveau du collecteur peut aussi être favorisée par le vent, la température ainsi que l'humidité relative. Dans l'environnement antarctique ces erreurs sont d'autant plus gênantes que les conditions sont particulièrement extrêmes. Le phénomène de *neige-soufflée* (ou *chasse-neige*) produit un déplacement de neige déposée en surface pouvant entraîner une re-captation, et ainsi un surplus de masse mesuré par l'instrument qui ne peut pas être distingué d'une chute de neige. Aussi du fait de sa force, le vent à lui-seul peut provoquer une augmentation de la masse mesurée par la sonde de l'instrument en faisant vibrer le contenant, ce qui enregistre des variations de masse erronées dans le cas d'un pluviomètre à balance.

D'autres facteurs instrumentaux peuvent être source d'erreurs de mesure : la conception (forme) et la position (horizontale) de l'instrument ainsi que les diverses sources d'obstruction au niveau du collecteur.

2.3.2 La mesure par télédétection

La télédétection regroupe un ensemble de méthodes de mesure des caractéristiques d'un objet à distance. Elle peut être réalisée par des instruments installés au sol ou bien par ceux embarqués sur une plate-forme satellite envoyée dans l'espace de façon similaire. Nous nous concentrons ici sur la description des principaux modes de mesure des précipitations uniquement utilisés ou cités dans les travaux traités dans le cadre de cette thèse. Deux types de capteurs peuvent être distingués, selon si la mesure se fait par télédétection active ou passive, et illustrées par la figure 6.

2.3.2.1 La télédétection passive

La méthode de télédétection passive des précipitations repose sur la mesure d'un signal émis directement par une source externe, qui peut être le rayonnement (dans le domaine infra-rouge, visible ou micro-ondes) d'un objet lui-même ou bien la réflexion du rayonnement solaire (dans le domaine visible ou infra-rouge) sur cet objet - qui peut être

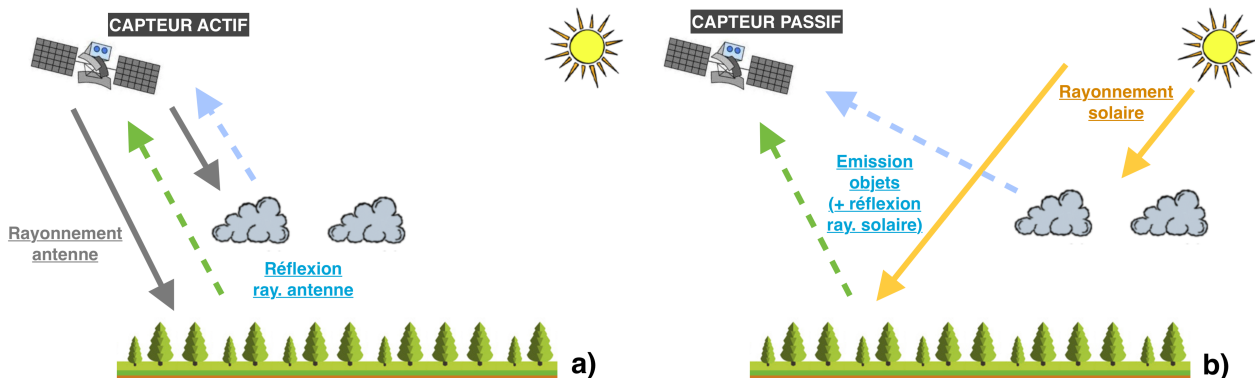


FIGURE 6 – Schéma de fonctionnement des méthodes de télédétection active (a) et passive (b)

la surface terrestre.

Dans le domaine des micro-ondes (pour des fréquences entre 300MHz et 300GHz ou des longueurs d'onde entre 1mm et 1m) la mesure par un capteur passif correspond à la température radiative de la surface de l'objet visé, aussi appelée température de brillance. Il ne s'agit pas d'une température réelle mais de celle qu'aurait un corps noir émettant une quantité d'énergie identique au corps réel visé, à la même longueur d'onde. La température de brillance d'un objet est proportionnelle à la 4^e puissance de la température réelle de cet objet ainsi que son émissivité - c'est-à-dire sa capacité à absorber l'énergie d'un rayonnement et à re-émettre celle-ci à la même fréquence. Selon la fréquence étudiée le rayonnement reçu par le capteur est impacté par l'émission de différents types d'objets présents de la surface de la Terre jusqu'à l'espace. En particulier dans les longueurs d'ondes de l'ordre du millimètres, le signal est influencé par les hydrométéores de l'atmosphère. Ces mesures étant faites dans le domaine des micro-ondes elles peuvent être réalisées indépendamment du cycle diurne.

2.3.2.2 La télédétection active

La télédétection active permet de mesurer quantitativement les précipitations via un algorithme de traitement grâce à un radar. Il met en jeu l'utilisation des ondes électromagnétiques afin de détecter les objets présents dans l'environnement et en estimer certaines caractéristiques. Son principe consiste à exploiter le temps écoulé durant le parcours d'ondes émises par le faisceau du **RADAR** - via une antenne de transmission - depuis la source jusqu'aux cibles visées - dans notre étude, il s'agit des hydrométéores de l'atmo-

sphère constituant les précipitations solides. Le signal retour que constitue la partie de l'onde émise qui a été réfléchié par la cible est reçu par une antenne de réception. L'antenne d'émission peut être identique à l'antenne de réception. Un système électronique enregistre puis traite le signal reçu. Par déduction la vitesse relative de la cible en question est obtenue à partir de l'effet Doppler. Cet effet repose sur la modification de la fréquence d'une onde par le mouvement relatif de l'objet par rapport à la source. La variation de fréquence est reliée proportionnellement à la vitesse de l'objet par la relation suivante, où c est la célérité de l'onde électromagnétique dans le vide, v_r la vitesse relative de l'objet, f la fréquence d'émission de l'onde, et δf la variation de fréquence entre l'onde émise et l'onde reçue (fréquence Doppler) :

$$v_r = -\frac{c \delta f}{2 f} \quad (2)$$

Il est aussi possible d'obtenir des informations sur les propriétés de l'objet atteint grâce à la puissance rétro-diffusée.

2.3.3 Les outils de modélisation

La modélisation consiste à construire un algorithme regroupant l'ensemble des équations mathématiques connues qui décrivent les processus physiques que l'on souhaite représenter. Celles-ci sont discrétisées afin de pouvoir les intégrer numériquement dans le temps, ce qui implique de réaliser certaines approximations et simplifications. Pour l'atmosphère, il s'agit des équations filtrées de la mécanique des fluides (équations de Navier-Stokes), de la thermodynamique qui régissent la circulation atmosphérique. Cependant ces équations n'ont pas de solution analytique. C'est pourquoi il est nécessaire de les simplifier pour pouvoir être numériquement résolues avec un coût de calcul acceptable. Les modèles les plus performants sont exécutés sur des super-calculateurs qui peuvent effectuer des calculs à haute vitesse avec une grande quantité de mémoire et de stockage. Il s'agit de clusters de plusieurs ordinateurs reliés entre eux pour augmenter la puissance de calcul, notamment en "parallélisant" les calculs sur des centaines ou milliers de processeurs à la fois.

Les simulations peuvent être réalisées à différentes échelles spatio-temporelles, des événements locaux presque instantanés aux phénomènes globaux climatiques, selon la

résolution spatiale et temporelle du modèle. La résolution spatiale est définie par la maille du modèle c'est-à-dire la taille de chaque petite boîte - dans laquelle les équations du système sont résolues - résultant du découpage horizontal et vertical de l'espace, le plus souvent exprimée en mètres ou en degrés. Elle est inversement liée à la puissance de calcul nécessaire pour réaliser les simulations. Tous les phénomènes physiques dont les échelles sont inférieures à celle de la maille doivent être paramétrisés. Différentes méthodes de discrétisation spatiale sont possibles, néanmoins un compromis entre la résolution et le coût de calcul est toujours nécessaire.

La modélisation permet de mieux appréhender les phénomènes physiques passés, actuels et futurs en synthétisant et représentant les connaissances scientifiques et en essayant de prévoir les conditions futures. Néanmoins il est important de prendre en compte les limites inhérentes à la modélisation ainsi qu'au modèle utilisé, en particulier du fait de la discrétisation spatio-temporelle des paramètres ainsi que des différents processus pris en compte ou non dans un modèle donné.

2.3.3.1 Les modèles de circulation générale

Les modèles de circulation générale (General Circulation Model (**GCM**)) sont des modèles climatiques qui représentent l'évolution de l'atmosphère, des océans, de la biosphère ou de la cryosphère et peuvent intégrer tous ces éléments à la fois dans une même simulation ainsi que leurs interactions. On parle alors aussi de *Global Climate Model*. Pouvant être développés et appliqués à différents environnements planétaires, ils peuvent en particulier aussi prendre le nom de Earth System Model (**ESM**) dans le cas précis de la Terre. Ces modèles ont pour but de représenter des périodes longues, qu'il s'agisse de reconstruire le passé (paléoclimats) ou bien de simuler le climat futur (prévisions et projections climatiques).

2.3.3.2 Le projet d'inter-comparaison de modèles **CMIP**

Dans le but d'améliorer la modélisation du changement climatique, le programme mondial de recherche sur le climat World Climate Research Programme (**WCRP**) a créé le projet **CMIP** (Meehl et al. [2000]). Depuis sa mise en place en 1995 différentes phases de ce projet se succèdent. En 2019, **CMIP6** constitue la 6^e phase du projet.

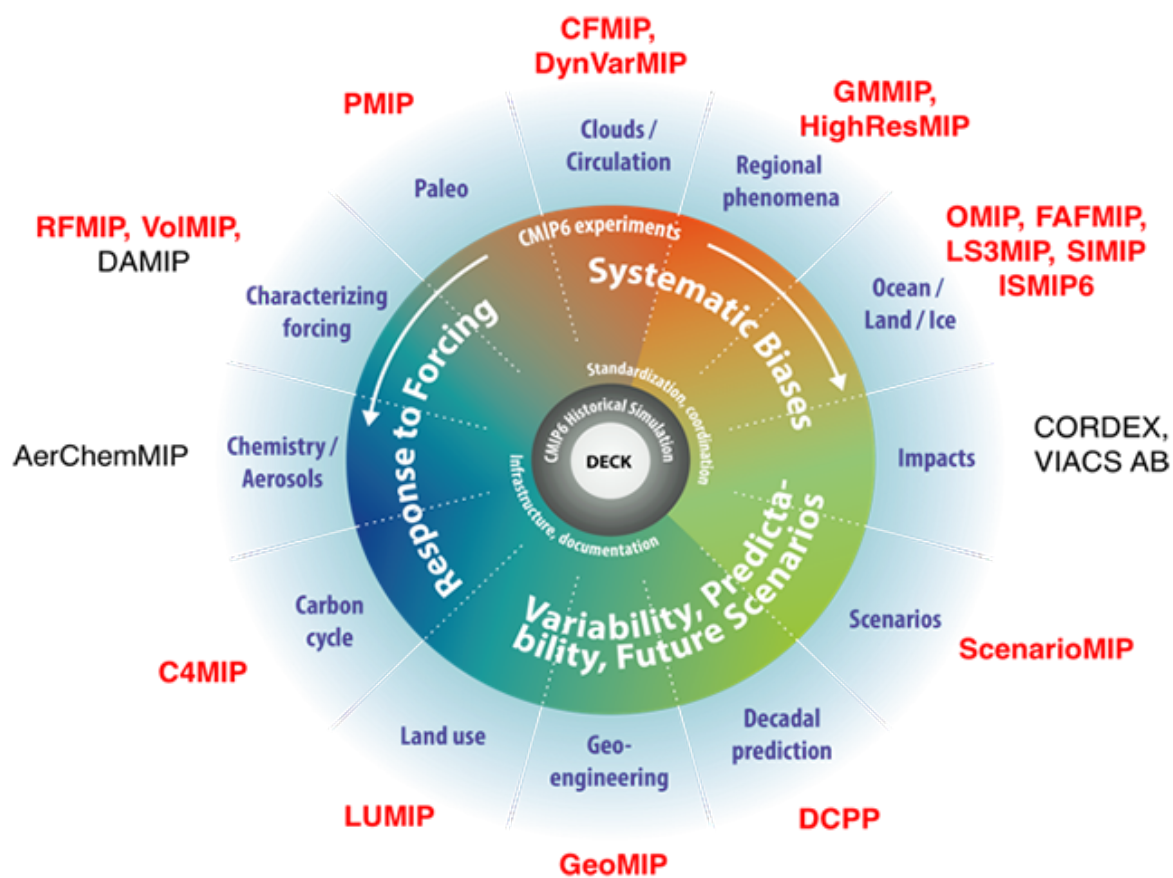


FIGURE 7 – Schéma des activités organisées dans le CMIP6. Les deux anneaux font le lien entre les sujets scientifiques et les Model Intercomparison Projects (MIPs) correspondants. Source : <https://wcrp-cmip.org/sample-page/model-intercomparison-projects-mips/>

Son mode d'action est la réalisation et l'étude des sorties de modèles de circulation générale couplés océan-atmosphère - aussi avec d'autres composantes (chimie, végétation etc.) - notamment en simulant la variabilité naturelle ainsi que la réponse à la modification du forçage radiatif du système climatique. Les résultats de ces simulations sont analysées et comparées entre elles par la communauté de scientifiques participant au projet dans le cadre des travaux du GIEC. Des instituts tels que l'Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL), le Centre National de Recherches Météorologiques (CNRM), le MetOffice ou encore la NOAA et plusieurs dizaines d'autres instituts contribuent au projet CMIP. Différentes activités sont organisées, appelées MIPs et au nombre de 23 dans CMIP6, afin de répondre à un large éventail de questions spécifiques. La liste de celles-ci et leur description précise peut être trouvée sur le site de l'Earth System Documentation (ES-DOC) (<https://search.es-doc.org/?project=cmip6&>) et dans la description du projet par Ey-

ring et al. [2016]. La figure 7 présente brièvement leurs domaines d'action.

Les expériences Diagnostic Evaluation and Characterization of Klima (DECK) et *historical* sont dites *standard*, c'est-à-dire que de nouveaux modèles peuvent être inclus dans le projet en se joignant seulement à ces deux MIPs. Elles permettent de documenter les caractéristiques de base des modèles à travers les différentes phases du projet. L'expérience Atmospheric Model Intercomparison Project (AMIP) se distingue par le forçage des modèles de circulation atmosphérique générale par des températures de surface de la mer et par la glace de mer observées de 1979 à aujourd'hui. Ces variables sont donc prescrites de la même façon pour tous les modèles. Cette configuration permet de se concentrer sur les modèles atmosphériques en retirant la complexité des rétro-actions océan-atmosphère ainsi que les incertitudes des autres composantes du système climatique. C'est un jeu d'expérience central pour comparer les capacités des modèles d'atmosphère seule entre eux.

2.3.3.3 Les modèles de PNT

Le point de départ d'un modèle, en particulier pour la prévision numérique du temps (PNT), est l'état initial du système considéré c'est à dire l'ensemble des conditions initiales (à l'instant t) d'une simulation dans l'environnement considéré. Il est nommé *analyse* et doit s'approcher le plus possible de l'état réel du système. L'objectif est donc de déterminer les valeurs initiales de façon homogène sur le domaine de travail via des mesures physiques.

Les mesures issues de diverses sources d'observations telles que les stations de surface, les systèmes spatiaux, les radio-sondages etc. dont l'on dispose sont alors utilisées pour le construire (voir figure 8). Néanmoins toutes les conditions initiales ne sont jamais parfaitement connues, car ces observations sont incomplètes et in-homogènes dans le temps (de façon non synchrone avec les pas de temps du modèle) et dans l'espace (de façon ponctuelle par stations de mesure ou en tronçons par les satellites). Aussi, elles peuvent contenir des erreurs. La prévision ou simulation à l'échéance précédente - appelée *ébauche* - est alors utilisée et corrigée à l'aide des observations et en prenant en compte leurs éventuelles erreurs. Cette méthode utilise les principes de l'assimilation de données (Talagrand [1997]).

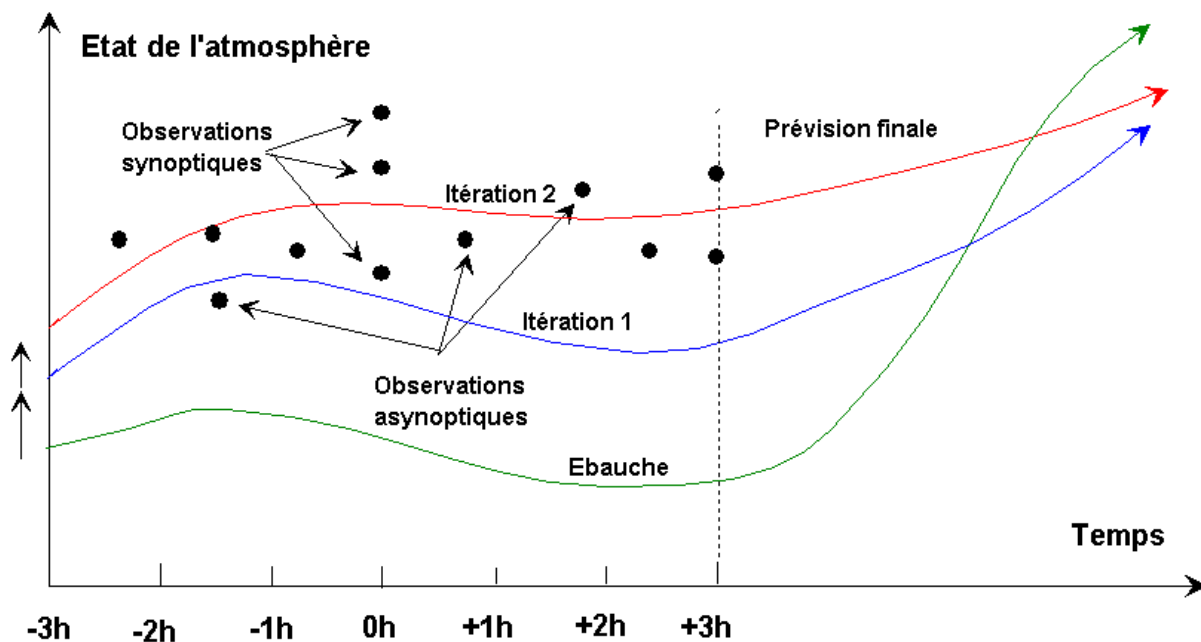


FIGURE 8 – Schéma du principe de fonctionnement de l'analyse dans les modèles. L'état de l'atmosphère en ordonnée est déterminé soit par les observations (points noirs) soit par le modèle (lignes continues). Le temps représenté en abscisse est découpé à intervalles réguliers correspondant aux pas de temps du modèle. Les observations synoptiques et asynoptiques correspondent respectivement aux mesures réalisées conjointement aux pas de temps du modèle ou non. Les trois lignes continues, verte pour l'ébauche puis bleue pour la première itération et rouge pour la seconde itération correspondent aux sorties successives du modèle après chaque étape d'assimilation des données. Source : European Centre for Medium-range Weather Forecasts (ECMWF)

Des conditions aux limites (supérieures, inférieures et latérales pour les modèles à aire limitée) doivent aussi être définies. La qualité de la prévision numérique dépend donc fortement de la précision des conditions initiales, des conditions aux limites ainsi que des approximations des équations d'évolution des différents paramètres d'état caractérisant l'atmosphère.

2.3.3.4 Les réanalyses météorologiques

Les réanalyses météorologiques sont des produits de données météorologiques qui consistent en une reconstitution cohérente de l'état de l'atmosphère sur une période de temps donnée, généralement plusieurs décennies. Elles sont produites en réalisant à posteriori les analyses des modèles de PNT, permettant d'utiliser davantage et d'une meilleure façon des observations. Les réanalyses météorologiques sont produites par plu-

sieurs centres météorologiques nationaux et internationaux, tels que le **CEPMMT** et la **NOAA**. Les réanalyses météorologiques sont continuellement améliorées et mises à jour à mesure que de nouvelles données d'observation sont disponibles et que les modèles informatiques et les techniques d'assimilation de données sont améliorés. Les réanalyses météorologiques sont très utiles pour vérifier et améliorer les modèles climatiques, car elles fournissent une estimation de haute qualité des différentes variables décrivant le climat.

Pour le cadre de notre étude, il est important de rappeler qu'aucune analyse météorologique des précipitations n'est réalisée dans les modèles, car les observations de précipitations (stations pérennes avec des mesures au sol) ne sont pas assimilées - contrairement à d'autres variables telles que la température ou l'humidité. Nous parlerons donc par abus de langage de *réanalyses de précipitations*, en faisant référence aux prévisions météorologiques ultérieures de cette variable initialisées par les réanalyses.

Chapitre 3 : L'évaluation par la télédétection des précipitations en surface dans les modèles de climat

3.1 La mesure des précipitations par le CPR du satellite CloudSat

3.1.1 Télédétection depuis l'espace par le radar

Le satellite CloudSat, lancé en 2006, fait partie de la constellation A-Train, gérée par la National Aeronautical and Space Administration (**NASA**) et le Centre National d'Etudes Spatiales (**CNES**). Il s'agit d'un groupe de satellites en orbite à 705 kilomètres autour de la Terre qui se déplacent en formation. Elle est nommée d'après le premier satellite de la constellation, Aqua, lancé en 2002. Les autres satellites de la constellation sont, dans l'ordre chronologique de leur franchissement de l'équateur (illustré par la figure 9) : CloudSat, Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observation (**CALIPSO**), Polarisation et Anisotropie des Réflectances au sommet de l'Atmosphère, couplées avec un Satellite d'Observation emportant un Lidar (**PARASOL**), Aura et Orbiting Carbon Observatory (**OCO**)-2.

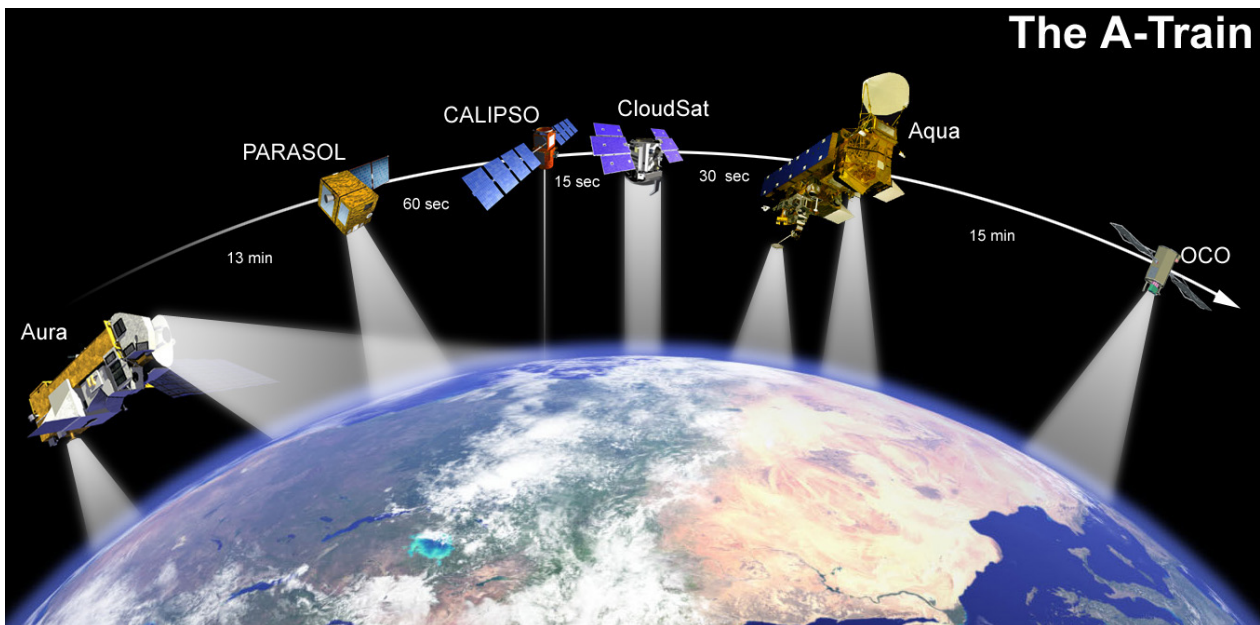


FIGURE 9 – Schéma de la constellation de satellites A-Train. Source : http://www.nasa.gov/mission_pages/cloudsat/multimedia/a-train.html

Ces satellites ont été conçus pour surveiller différents aspects de l'environnement ter-

restre, notamment l'atmosphère via l'observation des nuages, des précipitations, des gaz à effet de serre, des hydrométéores et aérosols ainsi que de la température de l'océan et des écosystèmes. Les données recueillies par ces satellites sont utilisées pour comprendre les changements environnementaux à long terme et pour améliorer les modèles de climat ainsi que les prévisions météorologiques. La constellation A-train est particulièrement utile car les satellites se déplacent en formation, ce qui signifie qu'ils peuvent mesurer les mêmes caractéristiques de l'environnement presque en même temps et au même endroit. De plus, son orbite quasi-polaire a l'avantage de permettre l'observation de toutes les latitudes de 82°N à 82°S. Cela permet d'obtenir des données cohérentes sur les processus environnementaux à l'échelle du climat terrestre.

Le satellite CloudSat dispose d'un Cloud Profiling RADAR (CPR) à visée au nadir - c'est-à-dire pointant verticalement vers le bas - et opérant à 94 GHz, permettant ainsi de mesurer la rétro-diffusion par les hydrométéores de l'atmosphère tels que ceux constituant les chutes de neige. Son empreinte au sol est de 1.7 km x 1.4 km. Le profil de réflectivité mesuré est composé de 150 niveaux verticaux de la surface jusqu'à 30 kilomètres d'altitude et dispose d'une résolution de 240 mètres. Néanmoins il est nécessaire de prendre en compte l'effet des échos du sol parasitant la mesure du CPR jusqu'à 1200 mètres d'altitude au dessus du sol et parfois au dessus. Cette altitude est considérée comme l'altitude minimale des valeurs utilisables dans les profils mesurés. Ceci est le cas en particulier dans les régions dont la topographie est complexe (montagnes, fjords etc.). Des valeurs aberrantes sont alors ignorées dans les mesures, réduisant le nombre de données utilisées pour calculer les taux de précipitation moyens. Dans l'étude des précipitations, cette zone dite *aveugle* pose problème car les hydrométéores peuvent évoluer en traversant cette zone jusqu'à la surface et en particulier subir une évaporation.

Malheureusement un souci technique impactant ses batteries rend la mesure de nuit impossible depuis 2011, ce qui réduit la série temporelle continue de ses mesures à la période 2007-2010, permettant une exploitation totale pour la réalisation d'une climatologie complète.

3.1.2 La climatologie des précipitations antarctiques en surface

Les flux de précipitations ne peuvent être calculés uniquement avec les profils de réflectivité mesurés par le CPR car ils dépendent des différentes caractéristiques des hydromé-

téores de l'atmosphère. Pour cela, un algorithme de conversion basé sur de nombreuses hypothèses supplémentaires a été développé pour traiter les données CloudSat (Haynes et al. [2009], Mitrescu et al. [2010], Wood [2011], Wood et al. [2015]). Ces hypothèses portent sur les paramètres micro-physiques tels que les distributions de taille et de masse des hydrométéores et les propriétés de diffusion des particules. Celles-ci sont déterminées par des modèles micro-physiques (Hudak et al. [2008]) dont certains paramètres ont été calibrés et validés spécialement pour l'instrument du satellite CloudSat lors de campagnes de mesure.

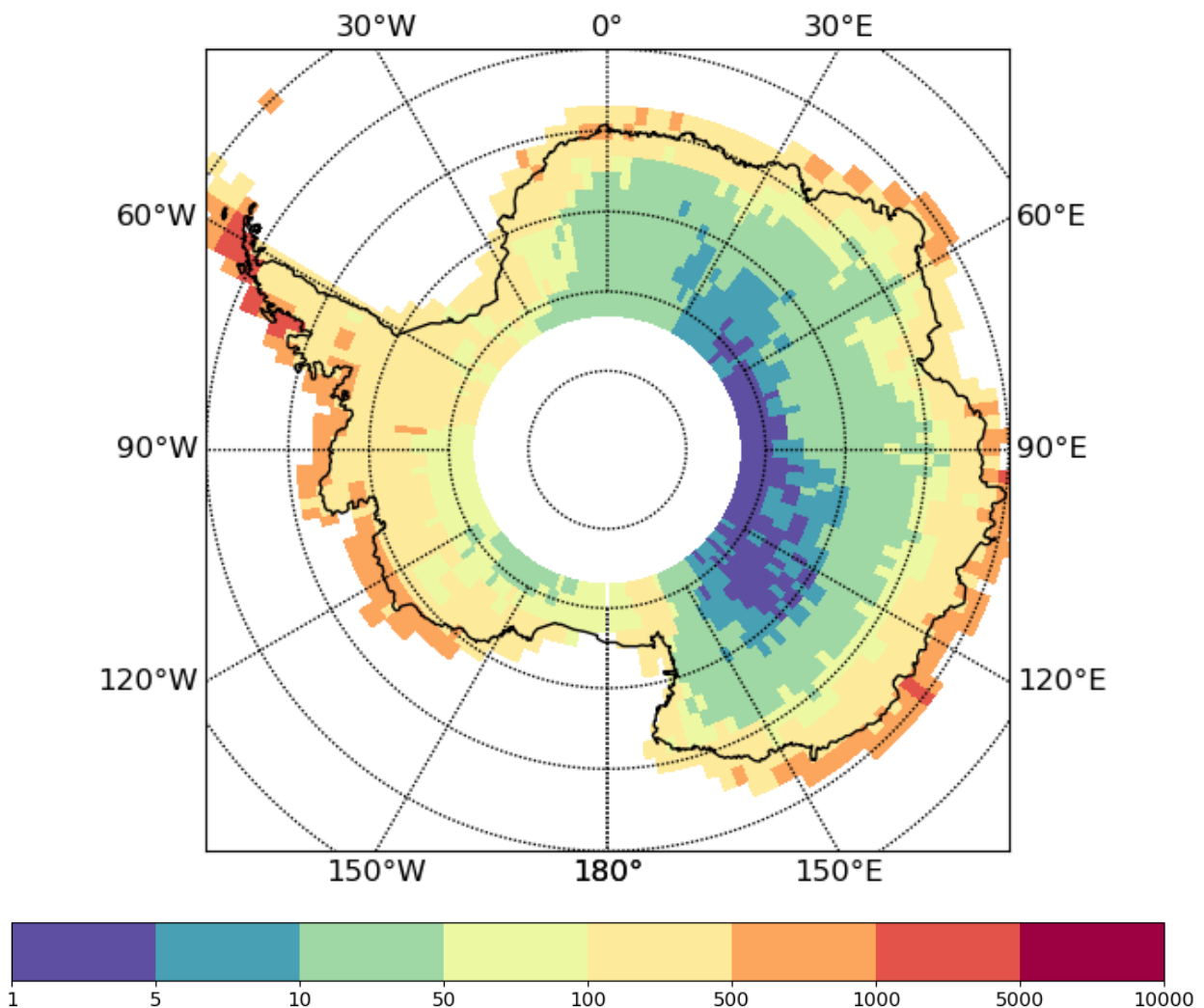


FIGURE 10 – Quantités de précipitations solides moyennes mesurées par le CPR du satellite CloudSat pendant la période 2007-2010 (en mm/an)

Malgré les incertitudes liées aux hypothèses réalisées et aux erreurs de mesures possibles notamment en Antarctique où la fréquence de passage du satellite au dessus d'une même région est plus faible que dans d'autres zones et où les hydrométéores peuvent différer de ceux à nos latitudes car la micro-physique y est inédite, des études ont évalué qu'une confiance suffisante pouvait être accordée à cet instrument au pôle Sud (Wood et al. [2013], Lemonnier et al. [2019]). Les précipitations solides en surface sur le continent peuvent alors être estimées à l'aide de la climatologie en surface produite par Palerme et al. [2014] - qui correspond au premier niveau du profil vertical mesuré par le CPR du satellite CloudSat, c'est-à-dire à 1200 mètres au dessus du niveau du sol. Dans la section suivante, ces données sont utilisées comme référence pour l'évaluation des modèles de CMIP5 et CMIP6 ainsi que des réanalyses ERA5. En moyenne annuelle, les précipitations solides reçues sur le continent sont extrêmement variables d'une zone géographique à l'autre, comme l'illustre la figure 10, présentant les résultats de la climatologie des précipitations antarctiques issue des données du CPR du satellite CloudSat. Les côtes et la péninsule sont touchées par des précipitations plus intenses localement de plus de 1000mm/an tandis que le plateau, en particulier à l'Est du continent, ne reçoit qu'une dizaine de millimètres par an.

Pour analyser les résultats obtenus une segmentation régionale du continent antarctique a été réalisée, illustrée sur la figure 12 et dont les caractéristiques sont présentées dans la figure 11. Ce découpage permet d'isoler en premier lieu les plateformes de glace, Ross et Filchner, étant à des latitudes élevées mais à une altitude faible. La péninsule est aussi séparée du fait de sa latitude plus basse. Enfin la région Est plutôt touchée par les perturbations circulant autour du continent est séparée de l'Ouest où les conditions météorologiques sont mauvaises. Le plateau constitue l'ultime région au centre du continent, à des altitudes et latitudes plus élevées.

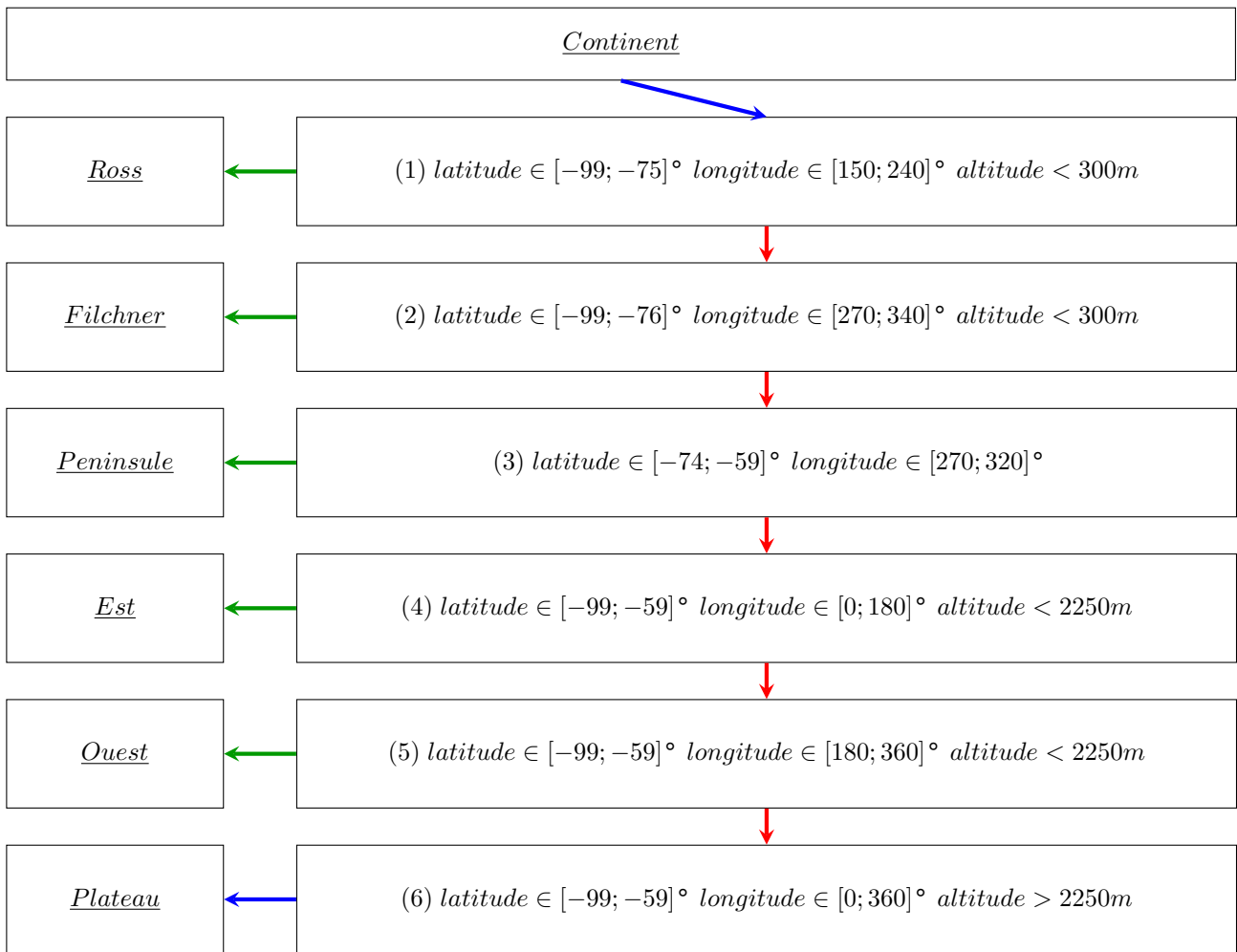


FIGURE 11 – Schéma de segmentation du continent antarctique en régions, en fonction des coordonnées géographiques et de l'altitude des points de grille. Pour chaque étape, les points de grille respectant les conditions sont attribués à la région correspondante, et les points restants sont soumis à la condition suivante.

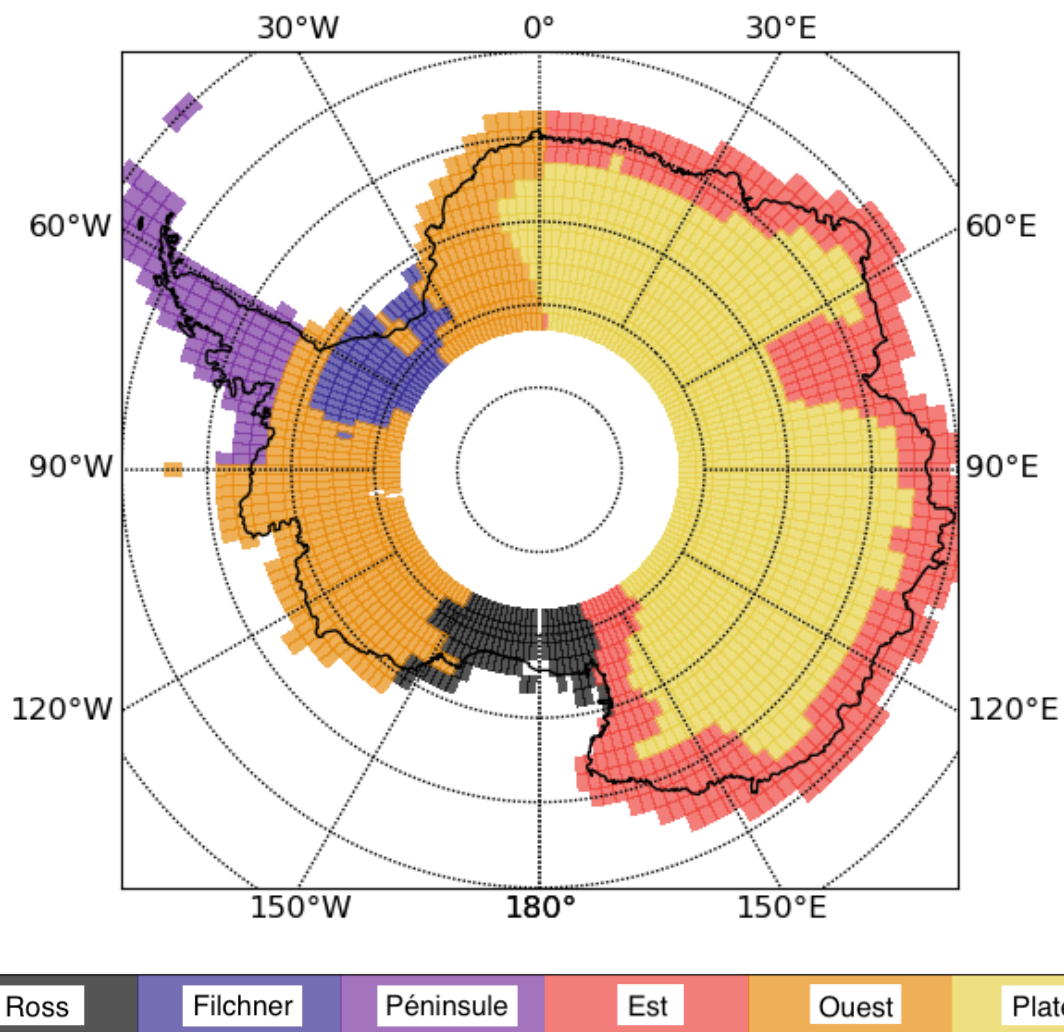


FIGURE 12 – Carte du découpage régional du continent antarctique avec la grille de la climatologie CloudSat

Des variations inter-annuelles sont surtout notables à l'échelle régionale (voir les valeurs numériques dans le tableau [1](#)). En moyenne annuelle, les inter-saisons sont plus humides, en particulier les mois de Septembre et d'Avril, avec d'importantes disparités de quantités de précipitations entre les régions, comme illustré sur la figure [13](#).

Region	Ross	Filchner	Péninsule	Est	Ouest	Plateau	Continent
Moyenne	127	147	692	297	237	29.2	186
(extrêmes)	(82.7-151)	(121-193)	(601-777)	(281-336)	(222-250)	(24.4-39.8)	(180-197)

TABLE 1 – Quantités de précipitations solides (en mm) par région et pour le continent entier, calculées sur les observations du satellite CloudSat sur la période 2007-2010

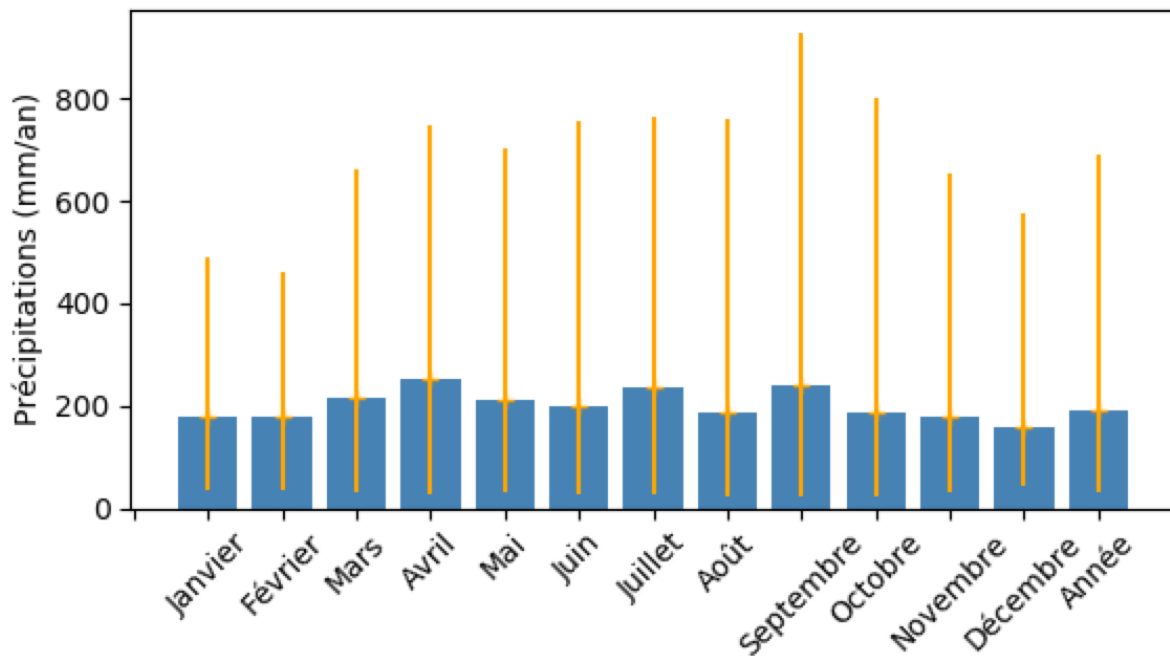


FIGURE 13 – Précipitations solides moyennes mensuelles (en mm/an) obtenues grâce aux observations du CPR du satellite CloudSat pendant la période 2007-2010. Les variations (extrêmes) inter-régionales sont indiquées par les traits jaunes pour chacun des mois.

3.2 L'étude des performances des modèles dans la représentation des précipitations en surface

3.2.1 Résumé de l'article (en français) et conclusions suite à l'étude

Les précipitations antarctiques dans les modèles CMIP5, CMIP6 et les réanalyses ERA5 sont évaluées par rapport aux données CloudSat.

Aux échelles continentale et régionale, ERA5 et la médiane des modèles CMIP ont un biais positif, avec une amélioration non-significative des modèles CMIP5 aux modèles CMIP6. Les progrès dans les modèles de CMIP5 à CMIP6 étant limités, il y a encore place à l'amélioration pour les versions futures. Cependant, il y a moins de valeurs aberrantes positives dans les modèles CMIP6. Les configurations AMIP sont plus performantes que les configurations couplées et les erreurs relatives dans les zones de topographie complexe sont plus élevées (jusqu'à 50%) dans les cinq modèles qui ont la plus haute résolution. Le cycle saisonnier est bien reproduit par la médiane des modèles CMIP, mais pas par les réanalyses ERA5.

Cette analyse implique une comparaison des observations dont l'altitude exploitable la plus proche de la surface est 1200 mètres à des sorties de modèles de climat en surface. Nous faisons l'hypothèse qu'en dessous de cette altitude, et ainsi d'autant plus en surface, la quantité de précipitations mesurée par le satellite - s'il n'y avait pas de zone aveugle pour l'instrument - devrait être plus faible, du fait de la sublimation des précipitations dans les basses couches de l'atmosphère. L'étude menée avec les données CloudSat au niveau 1200 mètres permet alors d'avoir une première évaluation des modèles de climat.

Les pistes d'améliorations dans les modèles sont variées, car les erreurs pourraient être dues à la physique de ces derniers (c'est à dire à la représentation des processus liés aux précipitations) mais aussi à la circulation de grande échelle induisant par exemple des biais de température ou de transport de la vapeur d'eau ou encore aux interactions avec la topographie qui n'est pas toujours correctement représentée.

Les biais des modèles semblent plus importants sur le plateau, ce qui peut s'expliquer par l'origine des rares précipitations dans cette région. Celles ci sont issues soit d'événements extrêmes réussissant à s'introduire jusque dans l'intérieur du continent, soit de processus micro-physiques complexes. Ces deux situations sont encore mal connues et difficiles à modéliser correctement. Les incertitudes liées à la référence choisie pour les

mesures - la climatologie issue des données de CloudSat - et qui sont traitées dans la littérature (Lemonnier et al. [2019]) ne sont pas mises en lumière dans l'article, étant donné que les résultats des modèles dans la plupart des analyses réalisées sont suffisamment biaisés (positivement) pour dépasser les valeurs des observations en prenant en compte leur marge d'erreur maximale.

3.2.2 Evaluating Antarctic precipitation in ERA5 and CMIP6 against CloudSat observations, Roussel et al. [2020]



Brief communication: Evaluating Antarctic precipitation in ERA5 and CMIP6 against CloudSat observations

Marie-Laure Roussel¹, Florentin Lemonnier¹, Christophe Genthon¹, and Gerhard Krinner²

¹Laboratoire de Météorologie Dynamique, Institut Pierre-Simon Laplace, Sorbonne Université/CNRS/École Normale Supérieure – PSL Research University/École Polytechnique – IPP, Paris, France

²Institut des Géosciences de l'Environnement, CNRS, Univ. Grenoble Alpes, 38000 Grenoble, France

Correspondence: Marie-Laure Roussel (marie-laure.roussel@lmd.polytechnique.fr)

Received: 30 December 2019 – Discussion started: 12 February 2020

Revised: 18 May 2020 – Accepted: 30 June 2020 – Published: 27 August 2020

Abstract. CMIP5, CMIP6, and ERA5 Antarctic precipitation is evaluated against CloudSat data. At continental and regional scales, ERA5 and the median CMIP models are biased high, with insignificant improvement from CMIP5 to CMIP6. However, there are fewer positive outliers in CMIP6. AMIP configurations perform better than the coupled ones, and, surprisingly, relative errors in areas of complex topography are higher (up to 50 %) in the five higher-resolution models. The seasonal cycle is reproduced well by the median of the CMIP models, but not by ERA5. Progress from CMIP5 to CMIP6 being limited, there is still room for improvement.

Over the last decades, numerous technical developments have led to an increased number of meteorological measurements. In this study, precipitation over almost the entire Antarctic continent is analyzed at a climatological timescale using a large-scale snowfall dataset that is independent from climate models, allowing objective evaluation. The reference for snowfall rate used here is the map produced by Palerme et al. (2014) based on the CloudSat satellite radar, which provided the first 4-year surface snowfall climatology for Antarctica. It has recently been followed by its complete three-dimensional version (Lemonnier et al., 2020). We use these satellite observations to assess the Antarctic precipitation rates simulated by the CMIP6 models in various setups, at continental and regional spatial scales, and at the annual and seasonal timescales. We further assess progress with respect to the preceding CMIP Phase 5 (Taylor et al., 2012). ERA5 reanalyses are also used and evaluated in this comparison, because outputs are often used as a reference, particularly in less monitored areas, and because of its foreseeable use as a driver for regional climate models, the continental and climatological precipitation rates of which are strongly determined by the driving global model (e.g., Di Luca et al., 2012). Using new reanalyses and output of the most recent CMIP exercise, this work provides a brief update of the analysis by Palerme et al. (2017), which focused on CMIP5 and ERA-Interim.

1 Introduction

Antarctica is the largest freshwater reservoir on Earth. Because of its sea-level equivalent of 57.9 ± 0.9 m (Morlighem et al., 2019), even minor changes of the ice sheet mass balance can have important consequences for global sea level. Apart from a small contribution from ice deposition, precipitation is by far the dominant positive term in the ice sheet mass balance. At equilibrium it is compensated for by meltwater drainage and ice discharge (e.g., Favier et al., 2017). Precipitation is the main source of interannual mass balance variability of the ice sheet (e.g., Boening et al., 2012) and is projected to increase in a warmer future (e.g., Frieler et al., 2015). Therefore, an evaluation of the most recent CMIP6 (World Climate Research Programme (WCRP) Coupled Model Intercomparison Project Phase 6) coordinated climate model simulations (Eyring et al., 2016) is timely. 53

2 Data and methods

2.1 Data

2.1.1 Snowfall: CloudSat radar

The instrument on the CloudSat satellite platform is a RADAR operating at 94GHz and looking at nadir. The Cloud Profiling Radar (CPR) measures the back-scattered signal of hydrometeors. Based on microphysical parameters (Wood et al., 2015) and the diffusion properties of the ice particles, the snowfall rate can be computed. Constrained by the satellite orbit, this measurement can be performed up to 82° S. Many sources of error are related to this measurement: the various assumptions as well as the low frequency of passage of the satellite over the Antarctic induce uncertainties. The study of Lemonnier et al. (2019a) allowed improved confidence in the CPR snowfall retrieval over peripheral areas by a comparison with in situ measurements (within maximum 25 % error). In this work, we use data from the 2007–2010 three-dimensional Antarctic climatology (Lemonnier et al., 2020) yielding the vertical distribution of the snowfall rate with a resolution of 1° latitude and 2° longitude – optimizing the agreement with in situ observations (Souverijns et al., 2018; Palerme et al., 2014). Recently the need to take into consideration the effect of soil echoes has been highlighted (Palerme et al., 2019), because it affects the measurement of CPR in particular in the areas of complex topography, such as mountains and fjords. Some abnormal values are ignored in this dataset, but do not highly impact averages. Here we consider the radar information at the level of 1200 m above ground level to assess the surface snowfall rate.

2.1.2 CMIP5 and CMIP6 global climate models

The Coupled Model Intercomparison Project (CMIP; Taylor et al., 2012; Eyring et al., 2016) is coordinated by the World Climate Research Programme (WCRP). Its main objective is to improve modeling and future predictions, combining the natural variability of the climate system and its response to modification of the radiative forcing in coordinated experiments (see <https://es-doc.org/cmip6-experiments/>, last access: 9 December 2019). The available model outputs taken into account in this study are listed in Table A1 of Appendix A. CMIP, which started in 1995, is currently in its sixth phase.

Here we evaluate CMIP5 and CMIP6 model output from the “amip” and “historical” experiments. In the amip configuration, an atmospheric circulation model uses observed sea surface temperatures (SSTs) and sea ice (from 1979 to 2014) as prescribed boundary conditions. The so-called historical simulations are coupled ocean–atmosphere experiments. In both setups, observed time-varying atmospheric composition (anthropogenic, natural, and volcanic influences), solar forcing, land use, etc. based on observations are prescribed.

In addition, *highresSST-present*, defined in the framework of HighResMIP (Haarsma et al., 2016), is a configuration available in the CMIP6 archive similar to amip with forced SST, but with a higher horizontal resolution. The experiment is designed to allow evaluation of the sensitivity of climate model output to spatial resolution and to help understand the origins of model biases. The historical CMIP6 model outputs, driven by observed boundary conditions, end in 2014, while the observational period ended in 2005 in the earlier CMIP5 exercise. We therefore preferentially restrain the CMIP5 output to before 2005, complementing them by output from the RCP8.5 scenario run until 2014 where appropriate (see Fig. C1), because the realized CO₂ emissions between 2006 and 2014 closely follow those of that high-emission scenario (Hayhoe et al., 2017). The start of our analysis period is 1979, corresponding to the beginning of the satellite period. We use all available CMIP5 and CMIP6 models, although it is well known (e.g., Masson and Knutti, 2011) that models managed by the same group or sharing a common development history yield very similar output, potentially biasing multi-model means. We preferentially use median model output, which is less sensitive to such effects, and quantify inter-model dispersion by the 25th and 75th percentiles, which are insensitive to outliers. Furthermore, although the *highresSST-present* multi-model ensemble of opportunity contains several versions of most models at low and high resolution, we do not restrain our choice to the high-resolution model versions; nevertheless, on average, the *highresSST-present* ensemble of opportunity used here has, on average, a substantially higher resolution than the amip and historical CMIP6 ensembles.

2.1.3 ERA5 reanalyses

ERA5 (Copernicus Climate Change Service, C3S) is the latest global reanalysis of the atmosphere made by the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) based on historical observation data since 1979 with the Integrated Forecasting System (IFS) model and its data assimilation system. Outputs from these reanalyses have high horizontal and vertical spatial resolutions (30 km, 137 vertical levels). In this work, the monthly averages of the ERA5 reanalyses are used for the 40 years from 1979 to 2018.

2.2 Methods

For precipitation, we consider the entire Antarctic ice sheet, including ice shelves, where CloudSat satellite observations are available (i.e., north of 82° S). In order to evaluate the performances of the models in reproducing the various precipitation regimes of Antarctica, we examine both regional and seasonal averages. We consider the four standard meteorological seasons that are December–January–February (DJF), March–April–May (MAM), June–July–August (JJA),

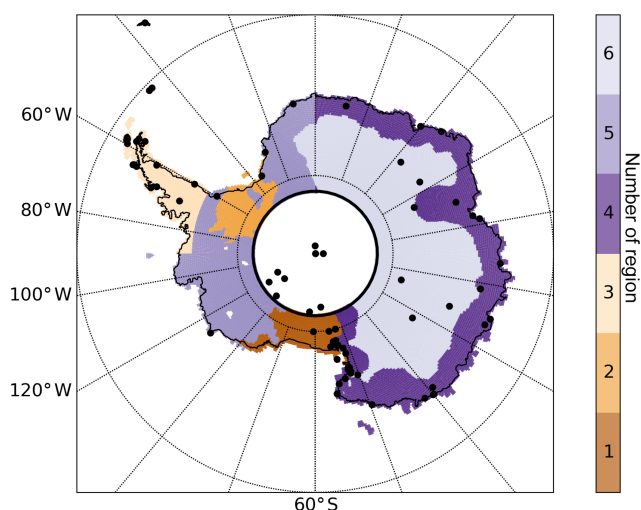


Figure 1. Map of the studied regions on the ERA5 grid. Numbers refer to the regions defined in Table B1. Black dots indicate SCAR READER temperature measurement stations (AWS and manned stations). The black line indicates the 82° S latitude circle.

and September–October–November (SON). These are studied separately on the plateau (all areas above 2250 m) and several peripheral and intermediate regions (defined by latitude and longitude, and an altitude below 2250 m), as there are some seasonal signature differences mostly due to the sea ice and the circumpolar current variations during the year with significant impact on precipitation patterns on the ice sheet margin (Palerme et al., 2017). Six regions have been selected based on latitude, longitude, and altitude to distinguish the main geographical patterns: Plateau, East Antarctic Coast, the Peninsula, the Filchner–Ronne and Ross ice shelves, and the remaining part of the West Antarctic Ice Sheet. These are shown in Fig. 1 and described in Appendix B.

To test the sensitivity of our conclusions concerning ERA and the CMIP outputs to the relatively short 4-year CloudSat period, we compare the CloudSat 4-year time series with multiple time periods of the same length extracted from the 40-year climatology of ERA5 and with the average of the 2007–2010 CloudSat period. We made 20 draws of 4 random years to process the samples for the evaluation against the 2007–2010 CloudSat period. This number of 20 samples has been chosen because there is no significant difference in the results with more samples. As we will show below (see Sect. 2.3.1), our conclusions are not very sensitive to these choices.

Furthermore, as historical CMIP5 outputs are only available for years up to 2005, a direct comparison from 2007 to 2010 is not possible between CMIP5 and CloudSat. Annual mean snowfall (averaged over the whole Antarctic continent north of 82° S) starting in 1979 is available until 2005 for CMIP5, until 2014 for CMIP6, and until 2018 for ERA5.

Over this period, there is a slight positive mean precipitation trend in the CMIP ensembles (strongest, about 2 % per decade, in the CMIP5 and CMIP6 historical simulations), but the variations induced by this trend over the model periods are substantially weaker than the absolute differences between the model means and the CloudSat observational average. Therefore, and because our results are not particularly sensitive to the choice of model years, CMIP output is averaged over the entire respective simulation period for comparison with CloudSat.

A more detailed statistical analysis using the Welch t test, presented in Appendix D, demonstrates that the greatest confidence is attached to the ice shelves, the peninsula, and the east coast (Ross, Filchner, Peninsula, and LowEast regions) when comparing the snowfall means from CloudSat to ERA5 and the CMIP (both 5 and 6) datasets. However, some uncertainties remain in areas of complex topography, due to sublimation of snow below the first level of CloudSat, which is likely to influence the total snowfall amount taken into account here. In the interior of the Antarctic continent, the comparison has to be treated with caution as the snowfall means from CloudSat, ERA5, and the CMIP datasets are significantly different. This may be mainly due to the CPR of CloudSat that underestimates snowfall means, as a major part of it comes from microphysical processes occurring below the first CloudSat level in this region. Therefore, the comparison is focused on the differences between CMIP5 and CMIP6, while the CloudSat results are kept for information purposes only as the single source of observation over these areas. In addition, the test points out that there is no major reduction of the reliability of the comparison between CloudSat and the CMIP experiments when the whole temporal coverage is considered (instead of a 4-year time series). Conversely, there is a more significant influence of the selected years of the ERA5 dataset, which is more sensitive to the interannual variability.

2.3 Results

2.3.1 Continent-wide climatological snowfall rates

Figure 2 displays the annual precipitation for the entire continent (“All”) and the defined regions for CloudSat, ERA5 (both the 2007–2010 period and the average of 20 draws of 4 random years with associated standard deviation), and the various CMIP5 and CMIP6 ensembles. For all CMIP experiments, the ensemble median of the continental mean precipitation is above the 2007–2010 CloudSat average of 186 mm w.e. yr⁻¹. Following Palerme et al. (2017) who compared CMIP5 models to CloudSat snowfall measurements, we have identified CMIP5 and CMIP6 models that have continent-wide mean snowfall rates within 20 % of the CloudSat average value of 186 mm w.e. yr⁻¹, that is, between 150 and 223 mm yr⁻¹. Not a single CMIP5 and CMIP6 model falls below this lower bound. Conversely, a

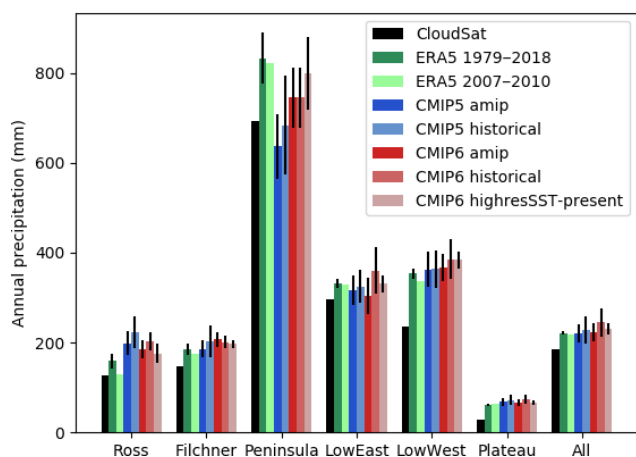


Figure 2. Average snowfall rate per region and for the entire continent north of 82° S for CloudSat (black, 2007–2010), ERA5 (computed on 20 draws of 4 random years between 1979 and 2018, with standard deviation, and the 2007–2010 average), and the various CMIP ensembles. For CMIP, the ensemble medians and the 25th and 75th percentiles are indicated.

substantial fraction of CMIP models, in both CMIP5 and CMIP6, exceed the upper bound of 223 mm yr⁻¹. As a result, only 58 % of the CMIP6 amip models fall within the ± 20 % range around the CloudSat value, and this number decreases to 38 % for CMIP6 highresSST-present, the other ensembles lying between these extreme values. The atmosphere-only amip runs less frequently exceed the ± 20 % bound (56 % and 58 % within the 20 % range for CMIP5 and CMIP6, respectively) than the coupled historical runs (43 % and 48 % within the 20 % range for CMIP5 and CMIP6, respectively). We must note that the median model precipitation rate shows no improvement from CMIP5 to CMIP6; if anything, compared to CMIP5, there is even a degradation in the CMIP6 median historical simulation with respect to CloudSat.

There is therefore a systematic high bias, exacerbated higher spatial resolution, and no substantial improvement obvious on the continental scale from CMIP5 to CMIP6; prescribed observed oceanic boundary conditions (SST and sea ice) in the amip runs lead, unsurprisingly, to more realistic simulated precipitation rates than in the corresponding coupled runs.

From CMIP5 to CMIP6, one can note, on the positive side, that the number of models with extreme positive precipitation biases is reduced. In the CMIP5 historical ensemble, for example, four models exceed (in one case very substantially) the maximum of the CMIP6 ensemble at 353 mm, which is almost twice the observed 2007–2010 rate.

Interestingly, ERA5 similarly exhibits a positive mean precipitation bias of about 30 mm yr⁻¹ and is therefore not better, at least compared to the CloudSat climatology, than the CMIP5 and CMIP6 median models.

2.3.2 Regional averages

Figure 2 shows that ERA5 and the CMIP6-highresSST models, which have higher horizontal resolutions that should enable a better spatial representation of the small-scale processes, particularly those induced by topography, do not exhibit reduced errors in the Peninsula region and in West Antarctica (regions named LowWest, Filchner, and Ross). Relative errors with respect to the CloudSat measurement can exceed 50 % in these regions, compared to the lower regions of East Antarctica (LowEast) where it is as low as a few percent.

All CMIP ensembles and ERA5 exhibit positive biases with respect to CloudSat in all regions. The strongest relative biases are located in the Plateau region, that is, above 2250 m, where the CloudSat mean is about 29 mm w.e. yr⁻¹, while the ERA mean for the same period is 65 mm yr⁻¹, and the CMIP ensembles have even stronger biases. In most regions, the amip simulations exhibit lower biases than the coupled historical simulations in the CMIP5 and CMIP6 ensembles, as already seen for the continental mean values.

There is no clear overall improvement in the performance of the CMIP6 ensemble over the CMIP5 ensemble. There is degradation in some regions (for example the Peninsula) and improvement in others, such as the Plateau region, where the improvement in the amip configuration is modest (see also Fig. 3) but important because of the large spatial extent of the East Antarctic Plateau, and on the Ross Ice Shelf. In these plateau and ice shelf areas, the highresSST-present runs consistently perform better than the other CMIP6 runs. This is contrary to expectations that higher spatial resolution, by leading to a better representation of topographical effects, would in principle allow better representation of precipitation rates in regions with steep topography, that is, mostly coastal areas.

2.3.3 Seasonal averages

Figure 3 displays the observed and simulated seasonal variations in precipitation separately for the high (> 2250 m) and low (< 2250 m) regions of the continent. The CMIP ensembles capture the weak annual cycle in the plateau regions, characterized by a maximum in DJF and a minimum in SON, but, as reported above, they overestimate the average precipitation rate substantially. ERA5 does not capture this seasonality and simulated maximum precipitation rates in MAM and JJA. In the lower reaches of the continent, the CMIP ensembles and ERA5 do capture the observed seasonality, with maximum precipitation rates typically in MAM. This is very probably linked to the availability of oceanic moisture, driven by sea ice around the continent and the delayed annual temperature cycle in the Southern Ocean, and to the seasonality of meridional atmospheric circulation (Genthon and Krinner, 1998).

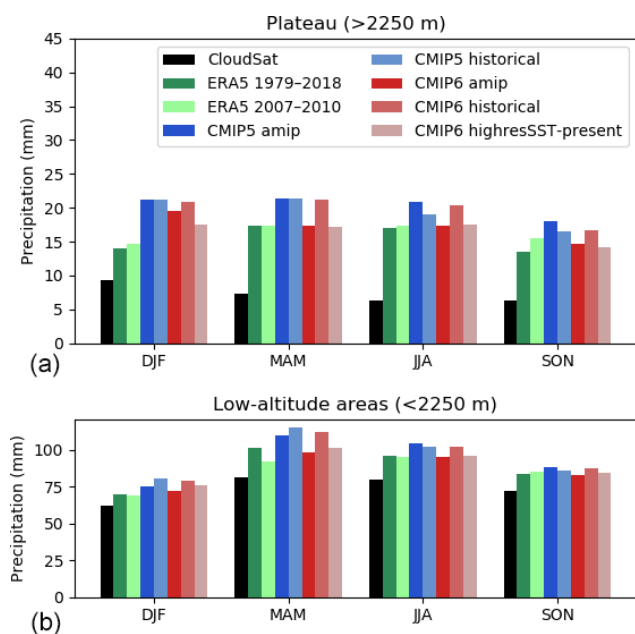


Figure 3. Seasonal averages of the observed mean 2007–2010 CloudSat, mean ERA5 (random and 2007–2010 averages), and ensemble median long-term average CMIP5 and CMIP6 snowfall rates per season for the plateau areas (a) and the low-lying reaches of the continent (b).

3 Discussion and conclusion

The CloudSat precipitation climatology provides the possibility to evaluate climate models and reanalyses against model-independent satellite-derived data. By comparing ERA5 reanalysis output from multiple random 4-year periods against output for the 4-year observational period (2007–2010) and the satellite-derived data, we have shown that on regional scales, a 4-year period is long enough to draw robust conclusions about misfits between the models and the satellite dataset.

The main results of this short study are as follows.

1. All CMIP model ensemble medians and ERA5 overestimate the continental mean precipitation rates.
2. The positive biases are particularly strong in the plateau regions.
3. There is no measurable improvement, in terms of continental and regional mean precipitation rates and their seasonality, from CMIP5 to CMIP6.
4. The seasonal cycle of precipitation, both on the plateau and in lower (coastal) regions, is reasonably well captured by the median CMIP models.
5. Median precipitation rates tend to be better reproduced in the atmosphere-only amip configurations than in the coupled historical setups.

6. Positive precipitation biases in particular in the Peninsula region are exacerbated at higher resolution in the highresSST-present ensemble.
7. The CMIP6 ensemble suffers less than CMIP5 from outliers with very strong positive precipitation biases.

We note that although there is no progress in the representation of large-scale mean precipitation and of its seasonality from CMIP5 to CMIP6, there is a concomitant slight progress in the representation of surface air temperature. Regional-scale multi-model median root-mean-square errors are reduced by typically 5 % to 10 % between these successive CMIP generations (see Fig. E1 in the Appendix). This indicates that in spite of a clear physical link between temperature and precipitation changes on long timescales (e.g., Frieler et al., 2015), precipitation errors in current-generation atmospheric general circulation models (AGCMs) are not dominated by the first-order physical link between temperature and water vapor saturation pressure but by errors in the representation of other processes such as atmospheric circulation and cloud microphysics.

Appendix A: CMIP5 and CMIP6 version models

Table A1. CMIP5 and CMIP6 models considered in this study.

CMIP5	
amip	ACCESS1-0, ACCESS1-3, bcc-csm1-1-m, bcc-csm1-1, BNU-ESM, CCSM4, CESM1-CAM5, CMCC-CM, CNRM-CM5, CSIRO-Mk3-6-0, EC-EARTH, FGOALS-g2, FGOALS-s2, GFDL-CM3, GISS-E2-R, inmcm4, IPSL-CM5A-LR, IPSL-CM5A-MR, IPSL-CM5B-LR, MIROC-ESM, MIROC5, MPI-ESM-LR, MPI-ESM-MR, MRI-CGCM3, NorESM1-M
historical	ACCESS1-0, ACCESS1-3, bcc-csm1-1-m, bcc-csm1-1, BNU-ESM, CanCM4, CanESM2, CCSM4, CESM1-BGC, CESM1-CAM5, CESM1-FASTCHEM, CESM1-WACCM, CMCC-CESM, CMCC-CMS, CNRM-CM5-2, CNRM-CM5, CSIRO-Mk3-6-0, CSIRO-Mk3L-1-2, EC-EARTH, FGOALS-g2, FGOALS-s2, FIO-ESM, GFDL-CM2p1, GFDL-CM3, GFDL-ESM2G, GFDL-ESM2M, GISS-E2-H-CC, GISS-E2-H, GISS-E2-R-CC, GISS-E2-R, HadCM3, HadGEM2-AO, HadGEM2-CC, HadGEM2-ES, inmcm4, IPSL-CM5A-LR, IPSL-CM5A-MR, IPSL-CM5B-LR, MIROC-ESM-CHEM, MIROC-ESM, MIROC4h, MIROC5, MPI-ESM-LR, MPI-ESM-MR, MPI-ESM-P, MRI-CGCM3, MRI-ESM1, NorESM1-M, NorESM1-ME
CMIP6	
amip	BCC-CSM2-MR, BCC-ESM1, CAMS-CSM1-0, CanESM5, CESM2-WACCM, CESM2, CNRM-CM6-1, CNRM-ESM2-1, E3SM-1-0, EC-Earth3-Veg, EC-Earth3, FGOALS-f3-L, GFDL-CM4, GFDL-ESM4, GISS-E2-1-G, HadGEM3-GC31-LL, INM-CM5-0, IPSL-CM6A-LR, MIROC6, MRI-ESM2-0, NESM3, NorCPM1, NorESM2-LM, SAM0-UNICON, UKESM1-0-LL
historical	BCC-CSM2-MR, BCC-ESM1, CAMS-CSM1-0, CanESM5, CESM2-WACCM, CESM2, CNRM-CM6-1-HR, CNRM-CM6-1, CNRM-ESM2-1, E3SM-1-0, EC-Earth3-Veg, EC-Earth3, FGOALS-g3, GFDL-CM4, GFDL-ESM4, IPSL-CM6A-LR, GISS-E2-1-G, GISS-E2-1-H, HadGEM3-GC31-LL, INM-CM4-8, MIROC-ES2L, MIROC6, MRI-ESM2-0, NESM3, NorCPM1, NorESM2-LM, SAM0-UNICON, UKESM1-0-LL
highresSST	CMCC-CM2-HR4, CMCC-CM2-VHR4, CNRM-CM6-1-HR, CNRM-CM6-1, ECMWF-IFS-HR, ECMWF-IFS-LR, FGOALS-f3-H, FGOALS-f3-L, GFDL-CM4C192, HadGEM3-GC31-HM, HadGEM3-GC31-LM, HadGEM3-GC31-MM, INM-CM5-H, IPSL-CM6A-ATM-HR, IPSL-CM6A-LR, MPI-ESM1-2-HR, MPI-ESM1-2-XR, MRI-AGCM3-2-H, MRI-AGCM3-2-S, NICAM16-7S, NICAM16-8S

Appendix B: Geographical delimitations for the regional analysis

Table B1. Selection criteria applied to define the studied regions.

Regions	1: Ross	2: Filchner	3: Peninsula	4: LowEast	5: LowWest	6: Plateau
Latitude	$-99^{\circ}, -75^{\circ}$	$-99^{\circ}, -76^{\circ}$	$-74^{\circ}, -59^{\circ}$	$-99^{\circ}, -59^{\circ}$	$-99^{\circ}, -59^{\circ}$	$-99^{\circ}, -59^{\circ}$
Longitude	$150^{\circ}, 240^{\circ}$	$270^{\circ}, 340^{\circ}$	$270^{\circ}, 320^{\circ}$	$0^{\circ}, 180^{\circ}$	$180^{\circ}, 360^{\circ}$	$0^{\circ}, 360^{\circ}$
Altitude	< 300 m	< 300 m	–	< 2250 m	< 2250 m	> 2250 m
Number of stations	15	1	19	39	30	9

Appendix C: CMIP5, CMIP6, ERA5, and CloudSat time series of mean annual surface precipitation rates

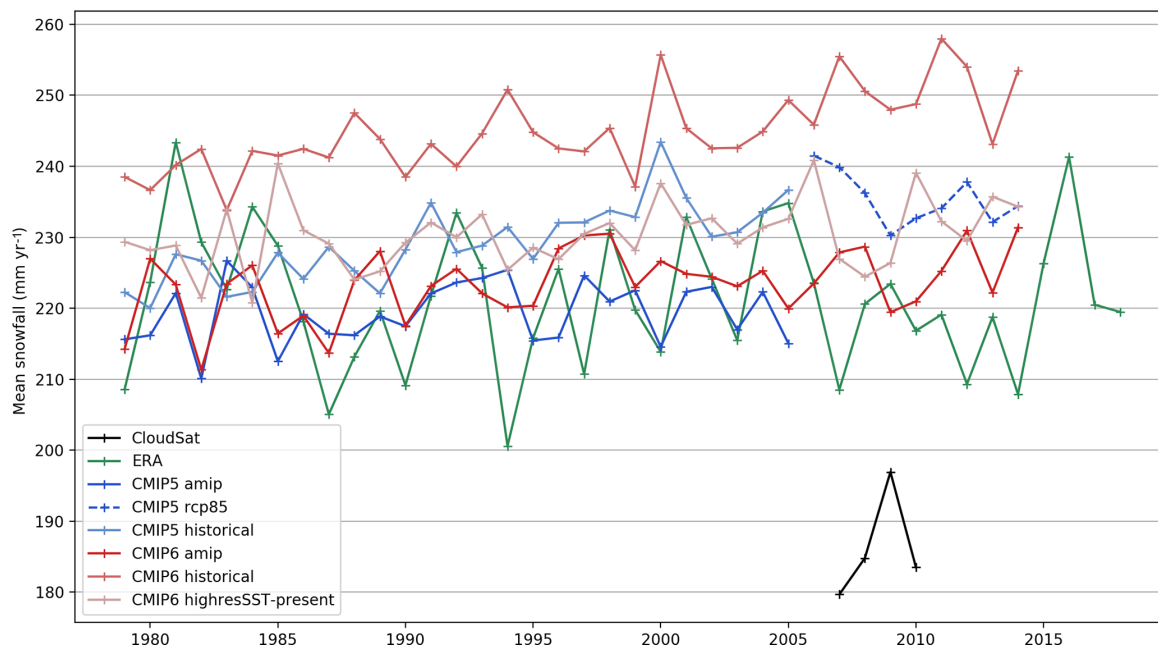


Figure C1. The 1979 to 2018 time series of mean annual snowfall rate over the entire Antarctic continent. The median values for all the models of each CMIP (5 and 6) and the mean values for CloudSat and ERA5 are plotted.

Appendix D: Statistical significance of the 4-year CloudSat snowfall climatology

Snowfall means of the CloudSat dataset have been compared to ERA5 ones and to the median of each of the CMIP (5 and 6) experiments with Welch's t test. This statistical tool is used to assess the difference between the mean of two independent groups that have normal distributions with unequal variances. Those assumptions have been verified by all the datasets at the continent scale and for the whole year. The hypothesis tested (null hypothesis) is that the means of the two groups are equal. We performed the two-tailed test and analyzed the p value (rounded down to one hundredth) – in comparison with the 0.05 threshold – for each region (defined in the Table B1) and each season. Three methods have been carried out to choose the time series of the datasets used in this test, illustrated by Fig. D1:

- whole temporal coverage – the entire time series available (1979–2018 for ERA5, 1979–2005 for CMIP5, and 1979–2015 for CMIP6),
- correct years – the exact years of the CloudSat climatology (only for ERA5 and the three CMIP6 experiments),
- random years – draws of 4 non-consecutive years (tested from 1 to 10 000 draws and limited to 20 draws in the main work).

The p values are generally higher for the first four regions (Ross, Filchner, Peninsula, and LowEast) for any season and for both ERA5 and CMIP (5 and 6). The choice of the time series has no major impact on the result of the test for each of the CMIP experiments. On the contrary, ERA5 and CloudSat are in a much better agreement when considering a 4-year time series. Figure D2 presents the detailed results considering the whole time coverage for each of the CMIP experiments and for the three time series considered for ERA5. The red color indicates when the null hypothesis has to be rejected and the blue color when it can not be rejected. One can note that the snowfall mean is significantly different at the continent scale for any season, as well as on the plateau and the west coast. Higher p values are mainly on ice shelves, the peninsula, and the east coast.

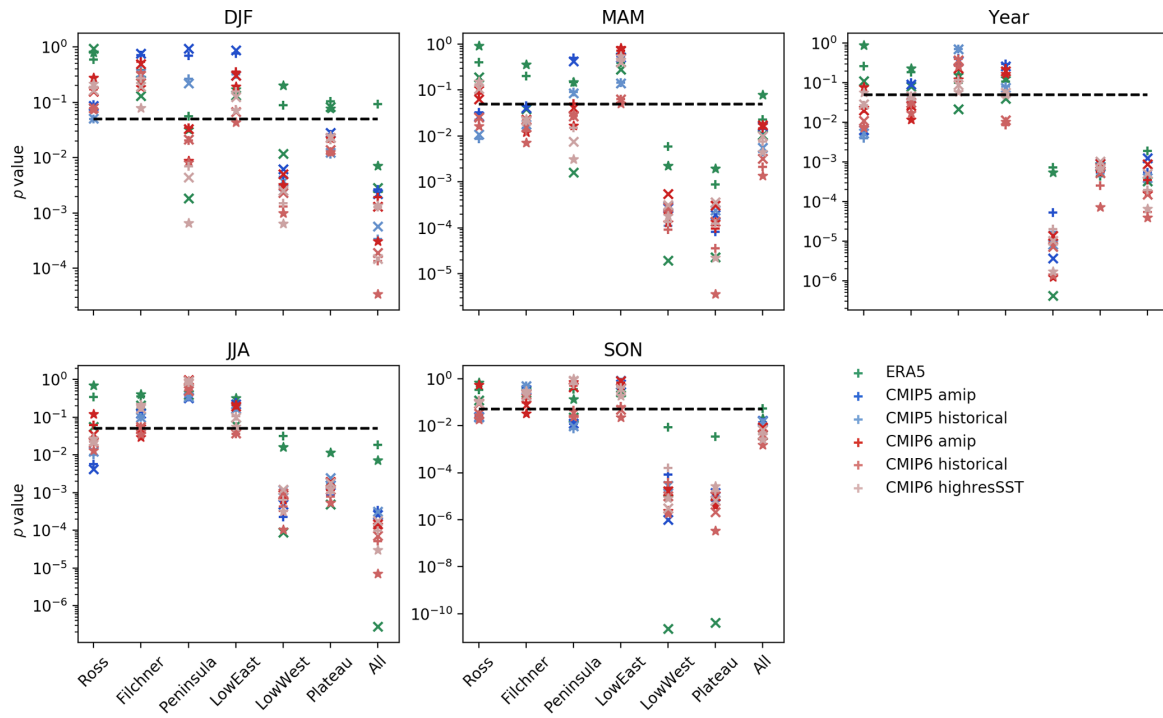


Figure D1. The p values of the Welch t test comparing the snowfall means from CloudSat to ERA5 and each of the CMIP (5 and 6) experiments for various seasons and the whole year in each of the regions considered. The black dashed line shows the 0.05 threshold to decide whether the hypothesis is rejected or not. “x” crosses indicate results considering the whole temporal coverage, “+” crosses the random 4 years, and stars the correct 4 years of the CloudSat climatology.

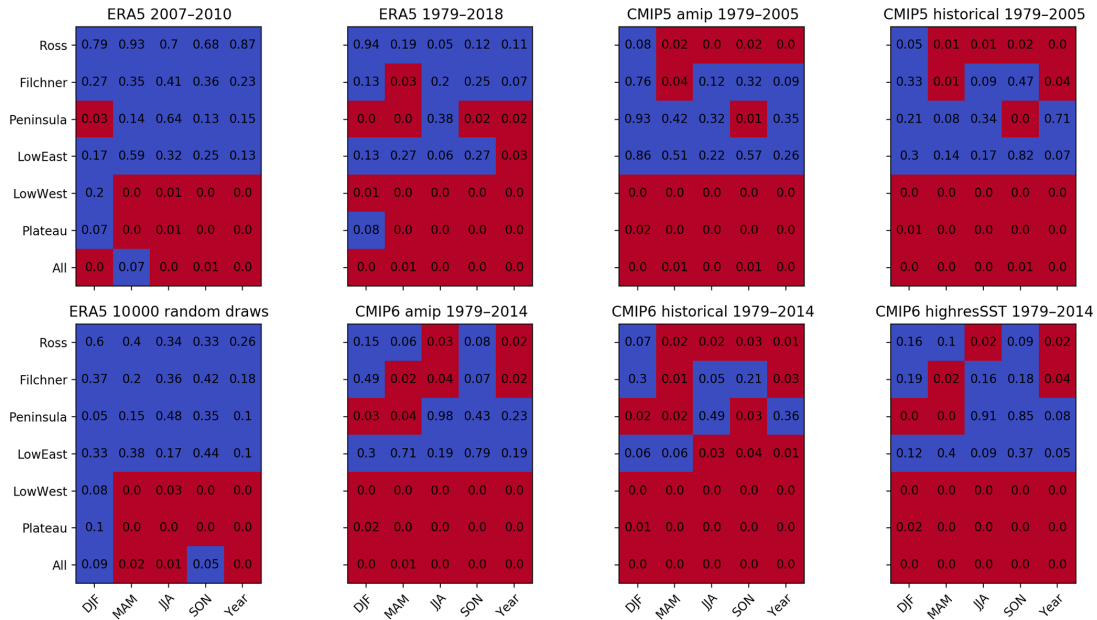


Figure D2. The p values of the Welch t test comparing the snowfall means from CloudSat to ERA5 and each of the CMIP (5 and 6) experiments for various seasons and the whole year in each of the regions considered, considering the whole temporal coverage. Blue color indicates that the p value is greater than the 0.05 threshold (null hypothesis can not be rejected); red color indicates that the p value is lower than the threshold (null hypothesis rejected).

Appendix E: CMIP5 and CMIP6 surface air temperature comparison to SCAR READER stations

Changes in the quality of the representation of observed precipitation rates are briefly assessed in light of temperature biases with respect to SCAR READER (Reference Antarctic Dataset for Environmental Research) AWS (automatic weather station) and manned station data (Turner et al., 2004). For each station and model, we identified the nearest grid point and used a spatial regression (based on the neighboring grid points) of surface temperature against surface altitude in order to correct for altitude differences between the model and the observations. SCAR READER data were used only when at least 10 years of observations were available, and the model output was averaged over the number of years of available observations, centered around the mean year of these observations between 1979 and 2005 (in order to evaluate progress from CMIP5 to CMIP6).

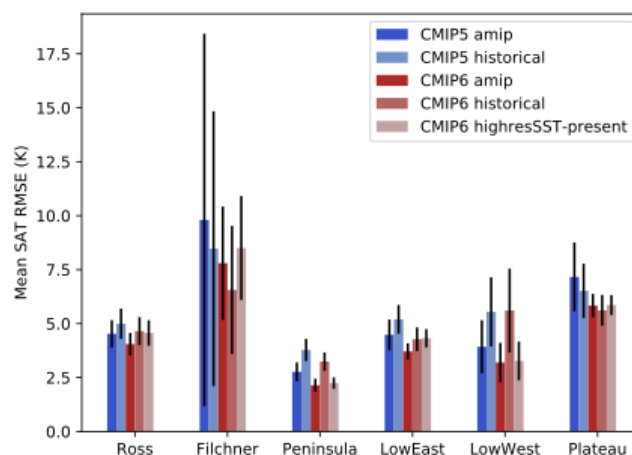


Figure E1. Multi-model mean of the multi-station mean root-mean-square error (RMSE, in kelvin) of simulated monthly surface air temperatures against SCAR READER stations (AWS and manned), for the different regions. The regional mean inter-model standard deviation is shown as black error bars, indicating, for some regions, reduced inter-model spread in CMIP6 compared to CMIP5 and modest overall improvement.

Data availability. All datasets are open access and have been extracted from official public repositories. Data processed from the CloudSat radar (Lemonnier et al., 2020) that have been involved in this research are available at <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.909434> (Lemonnier et al., 2019b). The ERA5 dataset used in this work have been generated using Copernicus Climate Change Service Information (Copernicus Climate Change Service, C3S). The CMIP5 datasets have been also generated using C3S. The CMIP6 have been obtained on the Earth System Grid Federation (ESGF) portal (<https://esgfnode.llnl.gov/>, last access: 9 December 2019, Cinquini et al., 2014). Only basic processing has been carried out (temporal and spatial averages).

Author contributions. This research was designed by all authors. MLR and GK carried out the data analysis. MLR wrote the initial draft and all coauthors contributed to the writing.

Competing interests. The authors declare that they have no conflict of interest.

Acknowledgements. This paper is a contribution to the CALVA project supported by the French Polar Institute IPEV. This research was carried out in the framework and with support of the French space agency CNES/CNRS GDR EECLAT. We acknowledge the World Climate Research Programme, which, through its Working Group on Coupled Modelling, coordinated and promoted CMIP5 and CMIP6. We thank the climate modeling groups for producing and making available their model output, the Earth System Grid Federation (ESGF) for archiving the data and providing access, and the multiple funding agencies who support CMIP6 and ESGF.

Financial support. This research was carried out in the framework and with support of the French space agency CNES/CNRS GDR EECLAT.

Review statement. This paper was edited by Alexander Robinson and reviewed by John King and one anonymous referee.

References

- Boening, C., Lebsack, M., Landerer, F., and Stephens, G.: Snowfall-driven mass change on the East Antarctic ice sheet, *Geophys. Res. Lett.*, 39, L21501, <https://doi.org/10.1029/2012GL053316>, 2012.
- Cinquini, L., Crichton, D., Mattmann, C., Harney, J., Shipman, G., Wang, F., Ananthakrishnan, R., Miller, N., Denvil, S., Morgan, M., Pobre, Z., Bell, G. M., Doutriaux, C., Drach, R., Williams, D., Kershaw, P., Pascoe, S., Gonzalez, E., Fiore, S., and Schweitzer, R.: The Earth System Grid Federation: An open infrastructure for access to distributed geospatial data, *Future Generation Computer Systems*, 36, 400–417, [doi:10.1016/j.future.2013.07.002](https://doi.org/10.1016/j.future.2013.07.002), 2014.
- Copernicus Climate Change Service (C3S): ERA5: Fifth generation of ECMWF atmospheric reanalyses of the global climate, dataset available at <https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp> (9 December 2019), 2017.
- Di Luca, A., de Elia, R., and Laprise, R.: Potential for added value in precipitation simulated by high-resolution nested regional climate models and observations, *Clim. Dynam.*, 38, 1229–1247, 2012.
- Eyring, V., Bony, S., Meehl, G. A., Senior, C. A., Stevens, B., Stouffer, R. J., and Taylor, K. E.: Overview of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) experimental design and organization, *Geosci. Model Dev.*, 9, 1937–1958, <https://doi.org/10.5194/gmd-9-1937-2016>, 2016.
- Favier, V., Krinner, G., Amory, C., Gallée, H., Beaumet, J., and Agosta, C.: Antarctica-regional climate and surface mass budget, *Current Climate Change Reports*, 3, 303–315, 2017.
- Frieler, K., Clark, P. U., He, F., Buizert, C., Reese, R., Ligtenberg, S. R., Van Den Broeke, M. R., Winkelmann, R., and Levermann, A.: Consistent evidence of increasing Antarctic accumulation with warming, *Nat. Clim. Change*, 5, 348–352, <https://doi.org/10.1038/nclimate2574>, 2015.
- Genthon, C. and Krinner, G.: Convergence and Disposal of Energy and Moisture on the Antarctic Polar Cap from ECMWF Reanalyses and Forecasts, *J. Climate*, 11, 1703–1716, [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1998\)011<1703:CADOEA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1998)011<1703:CADOEA>2.0.CO;2), 1998.
- Haarsma, R. J., Roberts, M. J., Vidale, P. L., Senior, C. A., Bellucci, A., Bao, Q., Chang, P., Corti, S., Fučkar, N. S., Guemas, V., von Hardenberg, J., Hazeleger, W., Kodama, C., Koenigk, T., Leung, L. R., Lu, J., Luo, J.-J., Mao, J., Mizielinski, M. S., Mizuta, R., Nobre, P., Satoh, M., Scoccimarro, E., Semmler, T., Small, J., and von Storch, J.-S.: High Resolution Model Intercomparison Project (HighResMIP v1.0) for CMIP6, *Geosci. Model Dev.*, 9, 4185–4208, <https://doi.org/10.5194/gmd-9-4185-2016>, 2016.
- Hayhoe, K., Edmonds, J., Kopp, R., LeGrande, A., Sanderson, B., Wehner, M., and Wuebbles, D.: Climate models, scenarios, and projections, in: *ClimateScience Special Report: A Sustained Assessment Activity of the U.S. Global Change Research Program*, edited by: Wuebbles, D., Fahey, D., Hibbard, K., Dokken, D. J., Stewart, B., and Maycock, T., U.S. Global Change Research Program, Washington, DC, USA, 589, 186–227, available at: <https://digitalcommons.unl.edu/usdeptcommercepub/589> (last access: 9 December 2019), 2017.
- Lemonnier, F., Madeleine, J.-B., Claud, C., Genthon, C., Durán-Alarcón, C., Palerme, C., Berne, A., Souverijns, N., van Lipzig, N., Gorodetskaya, I. V., L'Ecuyer, T., and Wood, N.: Evaluation of CloudSat snowfall rate profiles by a comparison with in situ micro-rain radar observations in East Antarctica, *The Cryosphere*, 13, 943–954, <https://doi.org/10.5194/tc-13-943-2019>, 2019a.
- Lemonnier, F., Madeleine, J.-B., Claud, C., Palerme, C., Genthon, C., L'Ecuyer, T., and Wood, N. B.: CloudSat-inferred vertical structure of precipitation over the Antarctic continent, *PANGAEA*, <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.909434>, 2019b.
- Lemonnier, F., Madeleine, J.-B., Claud, C., Palerme, C., Genthon, C., L'Ecuyer, T., and Wood, N. B.: CloudSat-inferred vertical structure of precipitation over the Antarctic continent, *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 125, e2019JD031399, <https://doi.org/10.1029/2019JD031399>, 2020.

- Masson, D. and Knutti, R.: Climate model genealogy, *Geophys. Res. Lett.*, 38, L08703, <https://doi.org/10.1029/2011GL046864>, 2011.
- Morlighem, M., Rignot, E., Binder, T., Blankenship, D., Drews, R., Eagles, G., Eisen, O., Ferraccioli, F., Forsberg, R., Fretwell, P., Goel, Vikram, Greenbaum, J. S., Gudmundsson, H., Guo, J., Helm, V., Hofstede, C., Howat, I., Humbert, A., Jokat, W., Karlsson, N. B., Lee, W. S., Matsuoka, K., Millan, R., Mouginit, J., Paden, J., Pattyn, F., Roberts, J., Rosier, S., Ruppel, A., Seroussi, H., Smith, E. C., Steinhage, D., Sun, B., Van Den Broeke, M. R., Van Ommen, T. D., Van Wesseem, M., and Young, D. A.: Deep glacial troughs and stabilizing ridges unveiled beneath the margins of the Antarctic ice sheet, *Nat. Geosci.*, 13, 132–137, <https://doi.org/10.1038/s41561-019-0510-8>, 2019.
- Palermé, C., Kay, J. E., Genthon, C., L'Ecuyer, T., Wood, N. B., and Claud, C.: How much snow falls on the Antarctic ice sheet?, *The Cryosphere*, 8, 1577–1587, <https://doi.org/10.5194/tc-8-1577-2014>, 2014.
- Palermé, C., Genthon, C., Claud, C., Kay, J. E., Wood, N. B., and L'Ecuyer, T.: Evaluation of current and projected Antarctic precipitation in CMIP5 models, *Clim. Dynam.*, 48, 225–239, 2017.
- Cryosphere, 12, 3775–3789, <https://doi.org/10.5194/tc-12-3775-2018>, 2018.
- Palermé, C., Claud, C., Wood, N. B., L'Ecuyer, T., and Genthon, C.: How does ground clutter affect CloudSat snowfall retrievals over ice sheets?, *IEEE Geosci. Remote S.*, 16, 342–346, 2019.
- Souverijns, N., Gossart, A., Lhermitte, S., Gorodetskaya, I. V., Grazioli, J., Berne, A., Duran-Alarcon, C., Boudevillain, B., Genthon, C., Scarchilli, C., and van Lipzig, N. P. M.: Evaluation of the CloudSat surface snowfall product over Antarctica using ground-based precipitation radars, *The*
- Taylor, K. E., Stouffer, R. J., and Meehl, G. A.: An overview of CMIP5 and the experiment design, *B. Am. Meteorol. Soc.*, 93, 485–498, 2012.
- Turner, J., Colwell, S. R., Marshall, G. J., Lachlan-Cope, T. A., Carleton, A. M., Jones, P. D., Lagun, V., Reid, P. A., and Iagovkina, S.: The SCAR READER project: toward a high-quality database of mean Antarctic meteorological observations, *J. Climate*, 17, 2890–2898, 2004.
- Wood, N. B., L'Ecuyer, T. S., Heymsfield, A. J., and Stephens, G. L.: Microphysical Constraints on Millimeter-Wavelength Scattering Properties of Snow Particles, *J. Appl. Meteorol. Clim.*, 54, 909–931, <https://doi.org/10.1175/JAMC-D-14-0137.1>, 2015.

3.3 Le cas des précipitations liquides en Antarctique

3.3.1 Motivations de l'étude des précipitations liquides

A l'échelle temporelle du climat, il est primordial de chercher à prédire au mieux l'état de l'atmosphère et des surfaces terrestres dans le futur selon nos connaissances de la physique ainsi que des reconstitutions passées dont nous possédons, mais aussi de déterminer les facteurs clés, les caractéristiques ainsi que les conséquences de l'évolution des tendances passées. Les prémices du changement climatique doivent donc être observées avec précision afin de tenter de les modéliser de façon fidèle aujourd'hui et de pouvoir envisager de les prévoir au mieux dans les années à venir. Parmi les problématiques liées au réchauffement global terrestre, celles spécifiques au continent antarctique sont inhérentes au climat polaire. Comment l'élévation de température impactera le pôle Sud, sa calotte, ses glaciers, sa banquise etc. ? Quelles en seront les aboutissants sur la météorologie ainsi que la biodiversité locale ? Des événements encore exceptionnels voire inexistantes - seulement 2 occurrences notables de pluie ont été recensées dans les carottes de glace en Terre Adélie avant 2014 (Goursaud et al. [2017]) - sur le continent doivent être surveillés dans les mesures, et envisagés dans les modèles.

La stabilité du continent est donc un intérêt majeur dans l'étude des précipitations en phase liquide, celles-ci pouvant perturber de façon désastreuse l'environnement antarctique. Au niveau de la calotte, l'écoulement de la pluie pourrait accroître significativement l'écoulement d'eau douce dans l'océan (Kirchgäßner [2011]) et engendrer l'érosion de la glace en surface. Du point de vue de la faune locale, un événement de précipitations liquides observé le 1^{er} janvier 2014 semble avoir été la cause du décès de tous les poussins de la colonie de manchots présente à DDU lors cet été austral (Ropert-Coudert et al. [2015]). En effet, le pelage de ces derniers n'est pas adapté à l'eau liquide, provoquant leur mort.

Note : Dans la chronologie des travaux réalisés au cours de cette thèse, les questionnements autour des précipitations liquides en Antarctique ont été soulevés à la suite de l'évaluation des modèles de CMIP réalisée à l'échelle climatologique grâce aux observations satellitales. Ainsi la contribution majeure dans l'article présenté ci-dessous s'est portée sur l'extraction et l'analyse des données de précipitations (phase, intensité et répartition) issues des outils de modélisation (simulations historiques et différents scénarios

futurs).

3.3.2 Résumé de l'article (en français)

Alors que la plupart des précipitations en Antarctique tombent sous forme de neige, on sait peu de choses sur les précipitations liquides, bien qu'elles puissent avoir des impacts écologiques et climatiques. Cette étude combine les rapports météorologiques de 10 stations et les réanalyses ERA5 pour fournir une caractérisation climatologique de l'occurrence des précipitations liquides sur l'Antarctique.

Le long de la côte Est de l'Antarctique, les précipitations liquides se produisent au maximum 22 jours par an et coïncident avec des intrusions maritimes et des situations anticycloniques de blocage. Sur le nord-ouest de la péninsule antarctique, les précipitations se produisent plus de 50 jours par an en moyenne et le récent refroidissement estival s'est accompagné d'une diminution de 35 jours de pluie annuels par décennie entre 1998 et 2015 à Faraday-Vernadsky. Les projections de sept modèles climatiques de dernière génération révèlent que les côtes antarctiques subiront un réchauffement ainsi que des précipitations - en particulier liquides - plus fréquentes et plus intenses d'ici la fin du siècle. Les précipitations devraient toucher de nouvelles régions du continent, augmentant leur vulnérabilité à la fonte du fait d'un pré-conditionnement de la neige de surface par les précipitations liquides.

3.3.3 Present and Future of Rainfall in Antarctica, [Vignon et al. \[2021\]](#)

Geophysical Research Letters

RESEARCH LETTER

10.1029/2020GL092281

Key Points:

- First climatological characterization of rainfall occurrence in Antarctica based on meteorological reports and atmospheric reanalyses
- Rain events generally coincide with a warm and moist maritime intrusion and a blocking anticyclone
- CMIP6 scenarios suggest that the overall future warming of Antarctica will be accompanied by more frequent and more intense rainfall events

Supporting Information:

Supporting Information may be found in the online version of this article.

Correspondence to:

É. Vignon,
etienne.vignon@lmd.ipsl.fr

Citation:

Vignon, É., Roussel, M.-L., Gorodetskaya, I. V., Genthon, C., & Berne, A. (2021). Present and future of rainfall in Antarctica. *Geophysical Research Letters*, 48, e2020GL092281. <https://doi.org/10.1029/2020GL092281>

Received 23 DEC 2020
Accepted 18 MAR 2021

Present and Future of Rainfall in Antarctica

É. Vignon^{1,2} , M.-L. Roussel² , I. V. Gorodetskaya³ , C. Genthon² , and A. Berne¹ 

¹Environmental Remote Sensing Laboratory (LTE), École Polytechnique Fédérale de Lausanne, Lausanne, Switzerland, ²Laboratoire de Météorologie Dynamique/IPSL/Sorbonne Université/CNRS, UMR 8539, Paris, France, ³Centre for Environmental and Marine Studies (CESAM), Department of Physics, University of Aveiro, Aveiro, Portugal

Abstract While most precipitation in Antarctica falls as snow, little is known about liquid precipitation, although it can have ecological and climatic impacts. This study combines meteorological reports at 10 stations with the ERA5 reanalysis to provide a climatological characterization of rainfall occurrence over Antarctica. Along the East Antarctic coast, liquid precipitation occurs 22 days per year at most and coincides with maritime intrusions and blocking anticyclones. Over the north-western Antarctic Peninsula, rainfall occurs more than 50 days per year on average and the recent summer cooling was accompanied by a decrease of -35 annual rainy days per decade between 1998 and 2015 at Faraday-Vernadsky. Projections from seven latest-generation climate models reveal that Antarctic coasts will experience a warming and more frequent and intense rainfall by the end of the century. Rainfall is expected to impact new regions of the continent, increasing their vulnerability to melting by the preconditioning of surface snow.

Plain Language Summary Given the cold temperatures prevailing across the continent, most precipitation over Antarctica falls as snow. Nonetheless, infrequent rainfall events have already been observed causing serious damage to penguin colonies and facilitating the melting of the snow on the ground surface. Here, we provide the first climatological characterization of rainfall occurrence over Antarctica by examining reports of visual meteorological observations at 10 Antarctic stations. We can evidence the contrast between the coasts of East and West Antarctica that experience a few days per year with liquid precipitation and the western part of the Antarctic Peninsula where rainfall occurs more than 50 days per year on average. The latter region also experienced a significant decrease in rainfall occurrence during the first 15 years of the 21st century. Simulations with latest generation numerical climate models further reveal that the Antarctic continent is projected to undergo an overall warming accompanied by more frequent and more intense rainfall events at the end of century. Rainfall is also expected to impact regions of the continent that currently do not receive rainfall, making them vulnerable to intense events of surface snow melting preceded by liquid precipitation.

1. Introduction

During the austral summer 2013–2014, an Adélie penguin colony near Dumont d'Urville (DDU) station, coastal Adélie Land, Antarctica, experienced a complete reproductive failure, a so-called “zero” year. Among the main reasons for this disaster was an unusual and dramatic rainfall event that occurred on January 1, 2014, and that was responsible for the death of all chicks, whose downy plumage has little waterproofing ability (Ropert-Coudert et al., 2015). According to ice-core records in which water from rainfall and melting manifests as clear frozen layers, two occurrences of heavy liquid precipitation and/or melt could be detected in the decade preceding 2014 in coastal Adélie Land (Goursaud et al., 2017).

At a distance of about 1,500 km to the South-East, the Ross Ice Shelf underwent an extensive, intense, and prolonged surface melt event in January 2016 (Nicolas et al., 2017). Such an event was caused by a strong and sustained advection of warm oceanic air. During the first days of the event, rainfall significantly preconditioned the snowpack by increasing its temperature due to latent heat release from water freezing and hence, contributed to extend the melting. Such a phenomenon has been frequently observed over Greenland (Doyle et al., 2015) but is quite rare in Antarctica.

The phase of Antarctic precipitation can directly impact the surface mass balance of the ice sheet through modulation of the surface albedo (Kirchgäßner, 2011). Liquid precipitation can also accelerate the retreat

of glaciers by physically eroding the ice or through hydrofracturing when associated with intense surface melting (Pollard et al., 2015). Moreover, non-frozen precipitation falling on frozen surfaces or rocks can directly run off, increasing the fresh water influx into the ocean or into lakes and ponds such as in the Schirmacher Oasis in Queen Maud Land (Kaur et al., 2013). Albeit infrequent, liquid precipitation events can therefore have serious impacts on the fauna and ecosystems, on the climate, and on the mass balance of the Antarctic.

In the Arctic, the largest contribution to the future precipitation increase is predicted to come from rainfall (Bintanja, 2018; Bintanja & Andry, 2017). In the Antarctic, the total precipitation amount over the ice sheet is expected to increase in the coming century (Palermo et al., 2017), but we do not know if and how much the phase of precipitation will change. Overall, very little is known about rainfall occurrence and amount in Antarctica as well as its future evolution.

Our knowledge gap regarding Antarctic rain primarily lies in the technical difficulties in measuring precipitation in the harsh meteorological conditions prevailing on the remote Antarctic continent. Insights might be gained from remotely sensed measurements at stations where radars have been deployed (e.g., Gorodetskaya et al., 2015; Grazioli et al., 2017; Jullien et al., 2020). Preliminary analyses of radar vertical profiles at DDU suggest that during rain events, the melting layer is found in the first hundreds of meters above the ground (Vignon, Besic, et al., 2019). This raises the need for specific high-vertical resolution configurations to detect rainfall from radar observations.

From a satellite perspective, the characterization of rainfall could be possible by means of the W-band cloud profiling radar (CPR) onboard the polar-orbiting CloudSat satellite. The CPR reveals occurrences of “mixed” precipitation over the Antarctic coast, but it does not capture any rainfall events above the ice sheet (Behrangi et al., 2016; Palermo et al., 2014). However, the reliability of those estimations is rather low since (a) the phase of the sampled precipitation is determined by the 2-m temperature predicted by the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) weather analysis and a coarse model of melting layer; (b) CPR data are contaminated by ground-clutter below 1200-m a.g.l., that is, where the melting layer is expected to form at high latitudes; (c) the revisit time of Cloudsat is about 5 days over the coastal margins of the ice sheet (when considering a $1^\circ \times 2^\circ$ grid, Palermo et al., 2014), which questions the ability of the CPR to capture sporadic rainfall events; and (d) over regions with abrupt topography such as the Antarctic Peninsula or the coastal margins, the CPR may receive backscatter from ice surfaces at high altitudes, which can be misinterpreted as being intense near-surface rain rate (Behrangi et al., 2016; Palermo et al., 2019). Other satellite estimations of rainfall occurrences can be obtained from infrared and microwave imager products through the Global Precipitation Climatology Project (GPCP) data set for instance (Adler et al., 2018). However, the determination of the precipitation phase is very indirect since it is based on a look-up table for probability of liquid precipitation as a function of near-surface wet-bulb temperature from atmospheric reanalyses.

Hence, the most reliable information about the Antarctic precipitation phase available so far remains the visual observation by meteorologists that are reported every day at Antarctic stations. Here, we provide the first statistical characterization of rainfall events in Antarctica using a combination of visual meteorological records at 10 Antarctic stations with the ECMWF latest generation atmospheric reanalysis ERA5. Analyzing the recent scenarios from the sixth Coupled Model Intercomparison Project (CMIP6), we further stress that the occurrence and intensity of Antarctic rainfall are expected to significantly increase—and to affect a larger fraction of the continent—during the next century, suggesting that rainfall may be an important meteorological factor to consider for assessing the future of the Antarctic climate and ecosystems.

2. Data and Methods

2.1. Precipitation Observation at 10 Antarctic Stations and Identification of Rainy Days

Visual observations at 10 stations (see Figure 1)—namely DDU, Halley, Neumayer, Rothera, Mawson, Davis, Casey, Syowa, Amundsen-Scott South-Pole, and Vernadsky (ex station Faraday)—have been used to characterize the occurrence of rainfall in Antarctica. These 10 stations have the advantage of (a) being permanent stations so that meteorological observations are therefore available for all seasons, (b) being geographically distributed along the Antarctic periphery (except South Pole) where rainfall is expected to

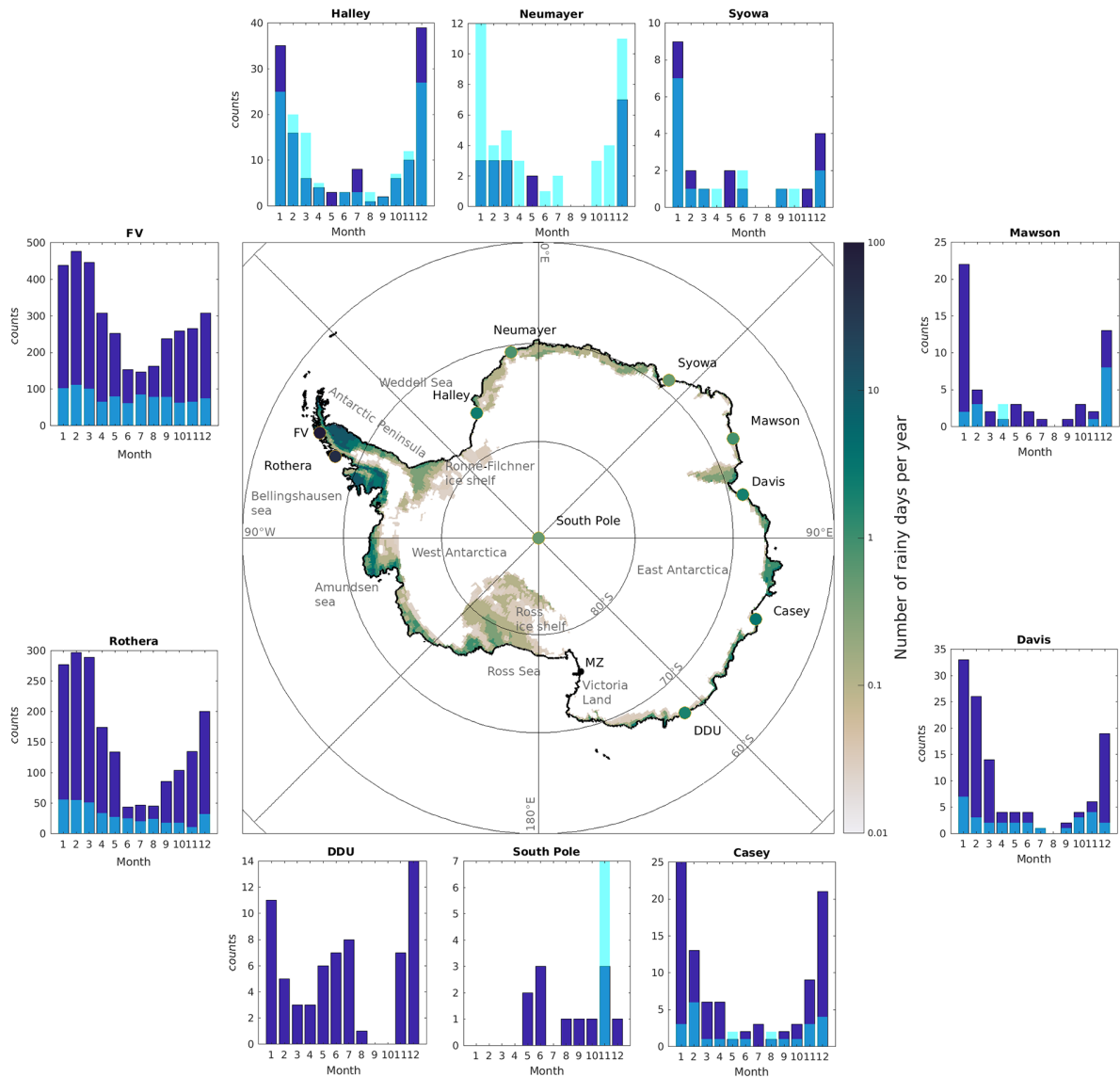


Figure 1. Central panel: Map of the mean annual number of rainy days in the ERA5 reanalysis between 1979 and 2017. Values within circles correspond to the mean annual number of rainy days identified from visual observations at Antarctic stations. Exact numerical values and observation periods for each station are given in Table S1. Days with drizzle are not taken into account in the previous statistics for better consistency with ERA5 which is unable to simulate supercooled drizzle (see supporting information). Note the logarithmic color bar. External panels: Monthly distributions of the number of days with rain (blue) or drizzle (cyan or light-blue when the two overlaps) at 10 Antarctic stations over the respective observation periods (see Table S1). Note that rain-drizzle distinction is not possible from meteorological reports at DDU.

be the most frequent, and (c) containing multi-decadal archives of weather reports that include information on precipitation occurrence and phase at the daily or hourly scale.

At these stations, meteorologists report “present weather”—referring to any weather phenomenon at the time of the observation—and “past weather”—that is, any weather phenomenon that has occurred since the last report—observations. Details on meteorological observations and on the analysis period at each station are given in Section S1. Importantly, it is notable that such observations only allow statements on the occurrence and character of precipitation events, but not on the precipitated amount. Following Turner et al. (2005), we define a rainy day as any day during which there is at least one report of rain or shower in the past or present synoptic weather reports. Days with drizzle are identified with a similar method and we

consider a day with precipitation as any day during which rainfall and/or snowfall is observed. The details on the identification of rainy days at each station are given in Section S1.

2.2. ERA5 Reanalysis

ERA5 is the latest global reanalysis product from the ECMWF (Hersbach et al., 2020). Here, we have used ERA5 data at the standard $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ resolution over the 1979–2017 period. ERA5 physics is based on the Cy41r2 version of the Integrated Forecast System. Cloud and large-scale precipitation processes are parameterized with a set of five prognostic equations for the mass mixing ratios of cloud liquid water, cloud ice water, rain, snow, and water vapor (Forbes & Ahlgrimm, 2014; Forbes & Tompkins, 2011). Liquid precipitation is formed by autoconversion and accretion of cloud droplets (Khairoutdinov & Kogan, 2000), or by snowfall melting. Drizzle production through collision-coalescence of supercooled liquid water droplets is not allowed. Forbes et al. (2014) developed a diagnostic algorithm that combines the vertical profiles of temperature, rainfall and snowfall to give the prevailing precipitation type—amongst seven categories—at the surface at a given time. In our study, a day is qualified as “rainy” if the surface precipitation during at least 1 h within the day is classified as either “rain,” “freezing rain” or “mixed”. As the “mixed” category is somewhat ambiguous, we have verified that our conclusions involving ERA5 still hold when disregarding this category in the identification of rainy days. In Section 3.1, we evaluate the ability of ERA5 to capture Antarctic rain events.

2.3. CMIP6 Global Climate Model Simulations

Future of Antarctic rainfall will be discussed based on the analysis of recent global simulations from seven models—namely IPSL-CM6-LR, CNRM-CM6-1, CanESM5, INM-CM5-0, MIROC6, MRI-ESM2, and GFDL-CM4 - involved in ScenarioMip intercomparison (Eyring et al., 2016; O'Neill et al., 2016) of CMIP6. Details on the cloud and precipitation parameterization in each model are provided in Section S2. We consider two future Shared Socioeconomic Pathways (SSPs) each of them integrating a specific scenario of future climate and societal change (Bauer et al., 2017). The SSP2-4.5 represents the medium part of the range of future forcing pathways and updates the previously used Representative Concentration 4.5 Pathway (RCP 4.5). It envisions a future forcing pathway stabilizing at $+4.5 \text{ W m}^{-2}$ in which trends continue their historical patterns without substantial deviations. The SSP5-8.5 is an update of the previous RCP 8.5 and assumes an energy intensive, fossil fuel-based economy with a radiative forcing stabilizing at $+8.5 \text{ W m}^{-2}$. So-called “Historical” simulations, in which coupled climate models are forced by past atmospheric composition from the middle of the nineteenth century to the early 21st century, have been used to assess models performance. Simulations from the Atmospheric Model Intercomparison Project (AMIP) experiment in which global atmospheric models are forced by observed sea surface temperature and sea ice concentration have been analyzed to assess possible influence of simulated ocean surface conditions by the coupled models. In all models, liquid precipitation is estimated as the difference between total and solid precipitation. Monthly and annual liquid precipitation was calculated for all models, whereas daily amounts could be calculated only for IPSL-CM6A-LR and CNRM-CM6-1.

3. Results

3.1. Antarctic Rainfall at Present

Although visual observations do not allow any quantification of the amount of liquid precipitation, they make possible the characterization of the occurrence of liquid precipitation, namely rain, and drizzle. Figure 1 shows the mean annual number of rainy days from year-round visual observations at 10 stations and from ERA5 that includes diagnostics for the dominant precipitation type. At stations in East and West Antarctica, liquid precipitation occurs between 0 and 4.3 days per year on average over the respective observation periods or 0–3.2 days if considering only rainfall (Table S1). In the north-western sector of the Antarctic Peninsula, Rothera and Faraday/Vernadsky (FV) experience on average 55 and 105 days with liquid precipitation per year (i.e., 22% and 39% of precipitation days), respectively. Although most rainy days occur during the austral summer season—that is, when the temperature during precipitation events is the highest—rain and drizzle also sporadically occur in winter at all stations (Figure 1). Similar conclusions

can be drawn in terms of amount of liquid precipitation in ERA5 for all the Antarctic sectors while the total precipitation rate is generally the lowest in summer (Table S2).

Visual observations reveal that a few liquid precipitation events occurred even at South Pole station between 1992 and 2017 (Table S1). One of the recorded rainy days (24 December 2011) corresponds to the warm intrusion that led to the absolute maximum temperature record at the South Pole on December 25, 2011: -12.3°C (Lazzara et al., 2012). However, provided that cold near-surface temperatures prevail at South Pole (always much below 0°C with an annual mean of -49.5°C , Turner et al., 2020), observations of rain or drizzle at this station very likely correspond to supercooled drizzle events. Given the low concentration of aerosols that can serve as ice nuclei in the Antarctic atmosphere, Silber et al. (2019) show that supercooled liquid drizzle can form and persist at very low temperatures, even below -25°C , in the Ross Ice Shelf sector. The observation of supercooled drizzle at the South Pole and over the Ross Ice Shelf suggests that similar supercooled drizzle events may occur in other regions of the Antarctic continent, even over the high and cold Plateau (especially in summer).

Over the West and East Antarctic margins, ERA5 suggests that rain occurs at most up to 10 days per years and that the annual number of rainy days sharply decreases inland owing to the abrupt temperature gradients imposed by topography and latitude (Figure 1). ERA5 also suggests that rain never occurs in the Ross Sea coast part of Victoria Land along the Transantarctic Mountains. At the Mario Zucchelli (MZ) summer station, this result concurs with the absence of rainfall observation in the meteorological reports (see Section S1.7) and with the study of Scarchilli et al. (2020). The climate of southern Victoria Land is characterized by strong katabatic winds that flow through narrow—and sometimes dry (i.e., ice-free)—valleys down to the coast. The Transantarctic Mountains range together with those strong katabatic winds impede the penetration of warm oceanic air masses to the ice sheet interior (Bromwich, 1989; Turner et al., 2019). The near-surface temperature during precipitation events is therefore too low for snowfall melting to occur (Scarchilli et al., 2020). Occasional rain events nonetheless occur over the northern part of Victoria Land as well as over the Ross Ice Shelf, concurring with the observations of Nicolas et al. (2017) during an extreme melting event in this region.

ERA5 results should, however, be interpreted with caution since the reanalysis shows insufficient performances in capturing rainy days at Antarctic stations. This point is illustrated for four of them with confusion matrices in Figures S1e–S1h. For most stations such as Davis, Halley, and FV, ERA5 underestimates rainfall occurrences. Note that confusion matrices are very similar when considering the nearest fully oceanic model ERA5 grid point instead of the closest grid point (not shown). The rain occurrence underestimation in the reanalysis, therefore, cannot be attributed to differences in altitude between the station and the closest-to-station grid point. It is rather explained by an underestimation of the near-surface temperature (Vignon, Traullé, & Berne, 2019)—that does not exceed 0°C often enough—during precipitation days. This cold bias is noticeable not only at the closest-to-station grid point but also at the nearest fully oceanic model grid point (see red histograms in Figures S1a–S1d). At Casey (Figures S1a and S1e) and Syowa (not shown), ERA5 shows too many rainy days. Such an overestimation compared to visual observations does not necessarily reflect a bias in the reanalysis since meteorologists cannot report all the rain events. Indeed, in cases when rainfall occurs in between observation times or during local night, or when the precipitation rate is very weak, visual observations are less reliable and rainfall occurrences can be missed. Nonetheless, ERA5 was also shown to be overly warm in the coastal Antarctic boundary layer during infrequent but strong heat and moisture transport events when the temperature approaches 0°C (Gorodetskaya, Silva, et al., 2020). This can occasionally induce spurious rain or “mixed-type precipitation” events in the reanalysis.

Rainfall events at most stations correspond to particular synoptic circulation patterns. Along the East Antarctic coast—such as DDU, Syowa, or Neumayer (Figure 2), they coincide with an anticyclonic anomaly (blocking) to the east of the stations (see also Figure S2). Those stations are thereby affected by a pronounced warm and moist maritime intrusion from the north-east sector with strong positive anomalies in tropospheric integrated water vapor (Figure S3) lying within broader regions of warm temperature anomalies (Figure S2). The blocking anticyclone is significantly more intense than during solid precipitation events (Figure 2), which generally correspond to the poleward transit of an extratropical cyclone over the Southern Ocean (Sinclair & Dacre, 2019; Uotila et al., 2011). The Southern Annular Mode (SAM) is the primary mode of climate variability at high southern latitudes whose positive (respectively negative) values

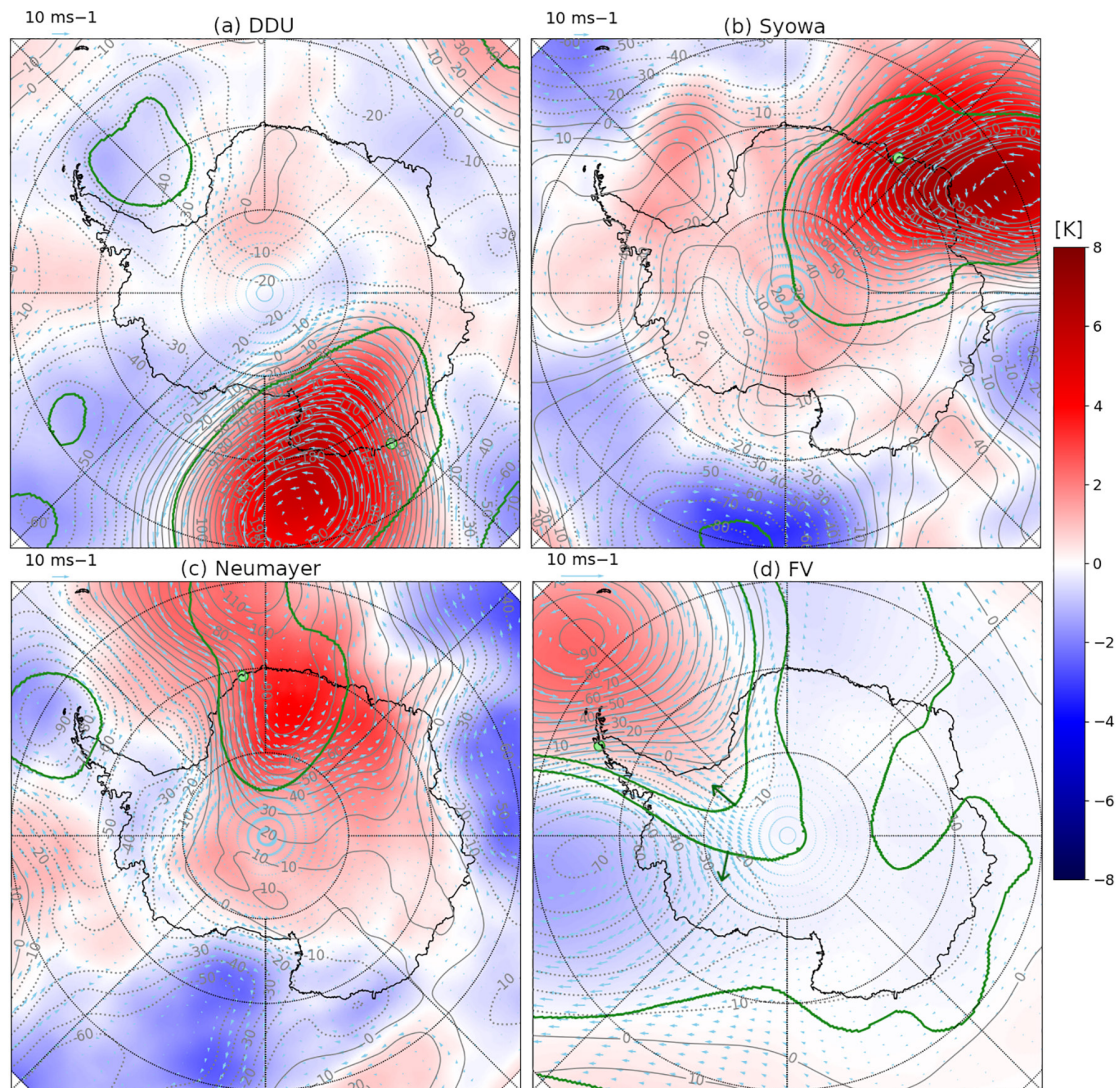


Figure 2. Composite maps of the synoptic circulation from ERA5 during rainy days at four Antarctic stations. Gray contours, color shading, and vectors show the anomaly with respect to the monthly mean of the 500 hPa geopotential height [m], 500 hPa temperature [K], and 500 hPa wind [m s^{-1}], respectively. Dark green outlines show regions where the geopotential height anomaly at each pixel is significantly different from the composite of solid precipitation days (p -value from a statistical non-parametric Wilcoxon-Mann-Whitney test $\leq 1\%$). Green arrows in panel (d) indicate regions inside contours.

are linked to a stronger (respectively weaker) circumpolar zonal flow above the Southern Ocean and less (respectively more) precipitation over East Antarctica (Genthon et al., 2003; Marshall et al., 2017; Van den Broeke & Van Lipzig, 2004). Negative SAM values generally favor blockings and warm maritime intrusions (Servetaz et al., 2020), explaining why the annual number of rainy days at East Antarctic stations generally negatively correlates with the yearly and summer—when rainfall is the most frequent—SAM indices even though significant correlation is found only for Casey, Mawson, and Syowa (see Table S1). Over the north-western sector of the Antarctic Peninsula, rainfall events are associated with a clear dipole anomaly with a warm ridge to the north-east of the Peninsula's tip and a cold trough over the Bellingshausen sea (Figures 2 and S2) corresponding to strong moist and dry anomalies, respectively (Figure S3). Such a synoptic pattern results in a north-westerly advection of heat and moisture along the western flank of the cyclone toward the Antarctic Peninsula, typically within the warm conveyor belt of the system.

The meteorological report archives also allow us to draw conclusions about the interannual variability of rainfall occurrences at the different stations. When looking at the 1992–2015 period which corresponds to

the longest measurement period common to all stations (except Rothera, see Section S1), Casey and Mawson stations exhibit a moderate but statistically significant (at a 5% level) decrease of -1.74 and -0.83 days per year with rain per decade respectively and of -0.93% and -1.25% of rainy days with respect to the annual number of days with precipitation per decade. A statistically significant increase (at a 5%-level) of $+0.38$ rainy days per decade is also noticeable at Neumayer station (see Table S1). The most prominent trends are the decrease in the yearly number of days with rain at Rothera (-16.2 days per decade) and FV (-24.2 days per decade). The trend is significant only at a 10% level at Rothera but it is significant at a 1% level at FV even when considering the full measurement period at the station (1979–2015, see Table S1). When looking at the evolution from 1979 to 2015, one can notice that the decrease in the annual number of rainy days at Rothera and FV mostly occurred during the first 15 years of the 21st century. At FV, the decrease reached -35.1 days per decade over the 1998–2015 period (with a 1% level significance) and ERA5 captures it only qualitatively (Figure S4). During the second half of the 20th century, the western sector of the Antarctic Peninsula has been experiencing an increase in precipitation (Lenaerts et al., 2018; Medley & Thomas, 2019; Turner et al., 2005) in response to a significant positive trend in the SAM index in autumn and summer (Marshall, 2003; Marshall et al., 2017) that led to enhanced westerly winds and moisture advections. The surface temperature dramatically increased over the western part of the Antarctic Peninsula (Jones et al., 2019), and particularly at FV ($+2.8^{\circ}\text{C}$) between 1951 and 1999 (Turner et al., 2005). Consequently, the occurrence of liquid precipitation at FV station also increased during this period as can be seen in Figure S4a for the number of rainy days between 1979 and 2015 and in Figure 3 of Kirchgäßbner (2011) for the number of liquid precipitation events between 1960 and 2000. However, since the end of 1998—beginning of 1999, while the western sector of the Antarctic Peninsula still exhibits an autumn warming (Bozkurt et al., 2020), the Antarctic Peninsula as a whole has been experiencing a marked summer cooling trend (Jones et al., 2019) particularly pronounced in the northern parts (Oliva et al., 2017) owing to the high natural variability of the climate in this region (Turner et al., 2016). Between 1998 and 2015, ERA5 exhibits an overall negative trend of liquid precipitation amount at FV station ($-56 \text{ mm y}^{-1} \text{ dec}^{-1}$), Rothera station ($-4.0 \text{ mm y}^{-1} \text{ dec}^{-1}$) and even at the scale of the whole Antarctic Peninsula ($-4.2 \text{ mm y}^{-1} \text{ dec}^{-1}$, see Table S2). In summer, when rainfall is more frequent, the sea level pressure has been increasing (respectively decreasing) over the Bellingshausen sea (respectively South Atlantic sector) (Turner et al., 2016), disfavoring the circulation pattern associated with liquid precipitation over the north-western part of the Peninsula (Figure 2). Therefore, the regional cooling and the associated synoptic circulation changes during the last two decades may explain the decrease in rainy days at FV and Rothera as well as the pronounced decrease in rainfall amount over the Antarctic Peninsula in ERA5 (Table S2).

Climate models involved in CMIP6 exhibit large differences in their simulation of the total precipitation (Roussel et al., 2020) and of the liquid precipitation amount over Antarctica in the past decades (Figure S6 and Table S3). In particular, the mean amount of liquid precipitation at the continental scale ranges between 0.90 and 10.21 mm y^{-1} between 1979 and 2014 depending on the model. Such differences between models are related to the intrinsic differences in large scale atmospheric circulations and simulated oceanic conditions (Bracegirdle et al., 2015; Krinner et al., 2019), to their horizontal and vertical resolution as well as to their specific subgrid parameterizations of cloud and precipitation (see Section S2). It is worth noting that the dominant precipitation type at each grid cell is not a variable of CMIP6 models' outputs. It is therefore not possible to directly compare rainfall occurrences in CMIP6 simulations with ERA5 without introducing an arbitrary and very sensitive definition of rainy days—based, for instance, on criteria related to liquid precipitation quantity or near-surface temperature—even when we have access to the simulated daily liquid precipitation amount. In terms of liquid precipitation amount estimated as the difference between total precipitation and snowfall from monthly outputs, IPSL-CM6-LR, INM-CM5-0, and MRI-ESM2 are showing quite similar rainfall geographical patterns with respect to the reanalysis despite a lower resolution, with liquid precipitation restricted to coastal areas and the Antarctic Peninsula, particularly the northern part. However, all models but MRI-ESM2 show higher—up to eight times at the continental scale for MIROC6 (see Figures S2 and S3)—rainfall amount compared to ERA5. Nonetheless, one should bear in mind that as ERA5 misses occurrences of rainy days compared to visual observations at most stations, its amount of liquid precipitation in Antarctica may also be underestimated. The true amount is likely in between ERA5 and the CMIP6 models. When prescribing oceanic boundary conditions (so-called AMIP experiments), the overall geographical distribution of rainfall is similar to the Historical simulations for

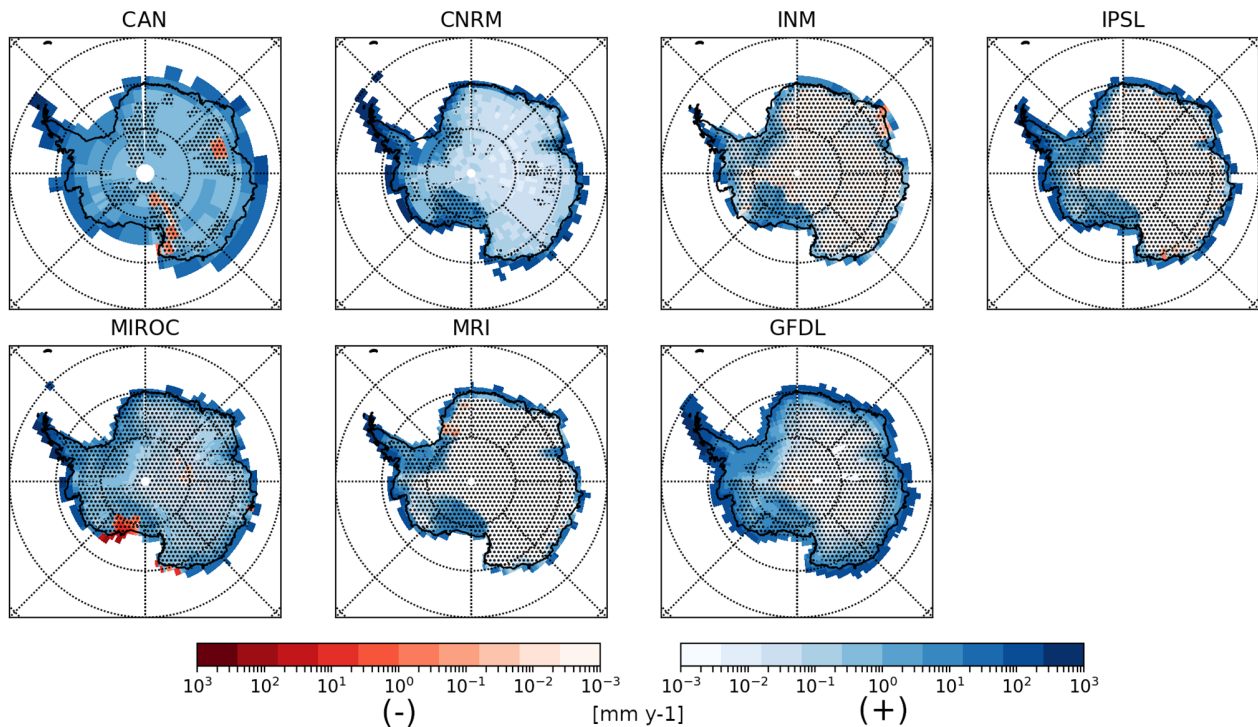


Figure 3. Difference in mean annual liquid precipitation between the 2081–2100 period and the 2015–2034 period in SSP5-8.5 scenarios from seven CMIP6 models. Regions where the difference is not statistically significant—considered here as regions where the 2015–2034 and 2081–2100 liquid precipitation means \pm one standard deviation overlap—are shaded with black dots. IPSL, CNRM, CAN, INM, MIROC, MRI, and GFDL acronyms refer to the IPSL-CM6-LR, CNRM-CM6-1, CanESM5, INM-CM5-0, MIROC6, MRI-ESM2, and GFDL-CM4 models, respectively.

each model (Figure S7) but albeit reduced compared to the Historical experiment, significant differences between models persist. The simulated amount of liquid precipitation at the continental scale ranges between 0.67 and 5.65 mm y⁻¹ (see Table S4). These large uncertainties regarding the present-day climatology of Antarctic rain from models compel us to be extremely cautious when interpreting the future rain amounts predicted by the CMIP6 scenarios. However, investigating how much more or less liquid precipitation is simulated by a given model in a warming climate, and doing this exercise for all models, permits us to assess the future *relative* evolution of rainfall in Antarctica. In particular, identifying areas where similar and significant trends emerge across models allows us to draw robust conclusions about the vulnerability of some Antarctic regions to future rainfall.

3.2. Future Antarctic Rainfall

Under the high-emissions scenario SSP5-8.5, the seven models analyzed here suggest that Antarctica will experience a warming comprised between 2.5 and 6 K by the end of the century (see Bracegirdle et al., 2020) which will be accompanied by an increase in total precipitation between +27 and +70 mm y⁻¹, consistent with the fact that the saturation vapor pressure air increases with temperature according to the Clausius-Clapeyron relation (Figure S8 and Table S5). Figure 3 shows that models also predict an overall increase in liquid precipitation between the 2081–2100 and 2015–2034 periods. At the continental scale, the averaged liquid precipitation increment equals +7.6 mm y⁻¹ (values comprised between +4.6 and +11.3 mm y⁻¹, see Table S5) which corresponds to an averaged relative increase of +240% (relative increments comprised between +74% and +471%). Unlike total precipitation, there is no correlation between the liquid precipitation increase and the surface temperature increment at the continental scale (Figure S8) and similar conclusions hold when conditioning the analysis to different sectors and seasons. As rain events mostly correspond to extreme weather situations and as phase change from snow to rain is a threshold process, this absence of linear correlation is unsurprising. ⁷⁵

While the net value of the liquid precipitation increment and its geographical distribution differ between models, all models show an increase in liquid precipitation over almost the entire continent, and a statistically significant increase can be noticed in all simulations over the coastal margins of East Antarctica as well as above the northern and western parts of the Antarctic Peninsula (Figure 3). In addition, the positive trends in liquid precipitation and in liquid precipitation ratio, that is, ratio between liquid precipitation over total precipitation, over the 2015–2100 period are significant at the 1% level for the East Antarctic, West Antarctic, Ross Ice Shelf, Ronne, Filchner Ice Shelves, and Antarctic Peninsula regions in all models (Figure S9 and Table S5). While liquid precipitation corresponds to 0.5%–3.9% of the current total precipitation amount, the increment in liquid precipitation between the 2015–2034 and the 2081–2100 period is expected to explain 15.3% (on average between models; values range in the [8.4%–28.6%] interval) of the increase in total precipitation at the continental scales (Table S5). This value even reaches 56.9% (28.3%–84.1%) when considering the Antarctic Peninsula. Overall, the contribution of liquid precipitation to total precipitation over Antarctica is expected to increase by a factor of 2–5 by the end of the 21st century.

It is worth noting that under an intermediate-emissions scenario (so-called SSP2-4.5), the overall increase in total precipitation is projected to be more limited, but qualitatively similar conclusions regarding the liquid phase can be drawn with a significant positive trend in rainfall during the next century at the continental scale (Figure S10, Table S6) and similar geographical patterns even though some models exhibit local decreases, particularly in West Antarctica (Figure S11).

Examination of the distributions of temperature during precipitation days at particular grid points (corresponding to stations' location) in SSP5-8.5 scenarios from two models (IPSL-CM6A-LR and CNRM-CM6-1) for which we had access to daily outputs of liquid precipitation—shows that the increase in liquid precipitation at the end of the century consistently corresponds to more frequent occurrences of mean daily temperatures above 0°C (Figure S12). Along with the increase in the rain events frequency in the future, the two models also project larger rainfall intensities at all stations (Figure S13). More frequent and more intense rainfall events that generally concur with positive near-surface temperatures may amplify future surface melting events through snowpack preconditioning by water refreezing. In addition to the increase in rainfall frequency and intensity, CMIP6 scenarios also suggest that the areas experiencing days with a mean daily temperature above 0°C and substantial liquid precipitation—so prone to rainfall and snowpack preconditioning and thus enhanced melting (Nicolas et al., 2017)—will expand in the future (Figure 4). The continental areas undergoing more than one day per year with positive temperature and a liquid precipitation amount $>1 \text{ mm d}^{-1}$ are expected to increase by $1.2 \times 10^6 \text{ km}^2$ —that is, by a factor of 2.6—according to the IPSL-CM6A-LR and by $1.8 \times 10^6 \text{ km}^2$ —that is, by a factor of 3.3—according to the CNRM-CM6-1 model by the end of the century. The Ronne, Filchner, and Ross Ice Shelves regions are projected to be particularly affected. Sensibly similar conclusions—in terms of geographical distribution—can be drawn from the SSP2-4.5 scenarios (Figure S14). It is thus likely that the vulnerability of the Antarctic margins and main Ice Shelves to rainfall and intense melting events will increase in the next decades, even if the climate follows a trajectory close to an intermediate-emissions scenario.

4. Conclusions

Given the cold temperatures prevailing in Antarctica, most precipitation over the ice sheet falls as snow which accumulates and contributes to its mass balance. Rain events have been frequently reported in the north-western part of the Antarctic Peninsula and more sporadically on the coasts and shelves of East and West Antarctica. Some of these rain events caused serious ecological damages and another important impact of rain over the ice sheet is the snowpack preconditioning to melting. However, little is known about the occurrence and amount of non-frozen precipitation, namely drizzle and rain, over Antarctica. By combining several decades of meteorological reports at 10 Antarctic stations with atmospheric reanalyses, this paper has provided the first climatological characterization of rainfall occurrence in Antarctica. Stations on the East Antarctic coast have reported between 0 and 22 days per year with liquid precipitation that mostly occurs in summer and that generally coincides with a warm intrusion associated with a blocking anticyclone. On the other hand, there is between 50 and 93 rainy days per year on average over the north-western edge of the Antarctic Peninsula. In the latter region, the annual number of rainy days significantly decreased during the summer cooling period at the beginning of the 21st century and the trend reached

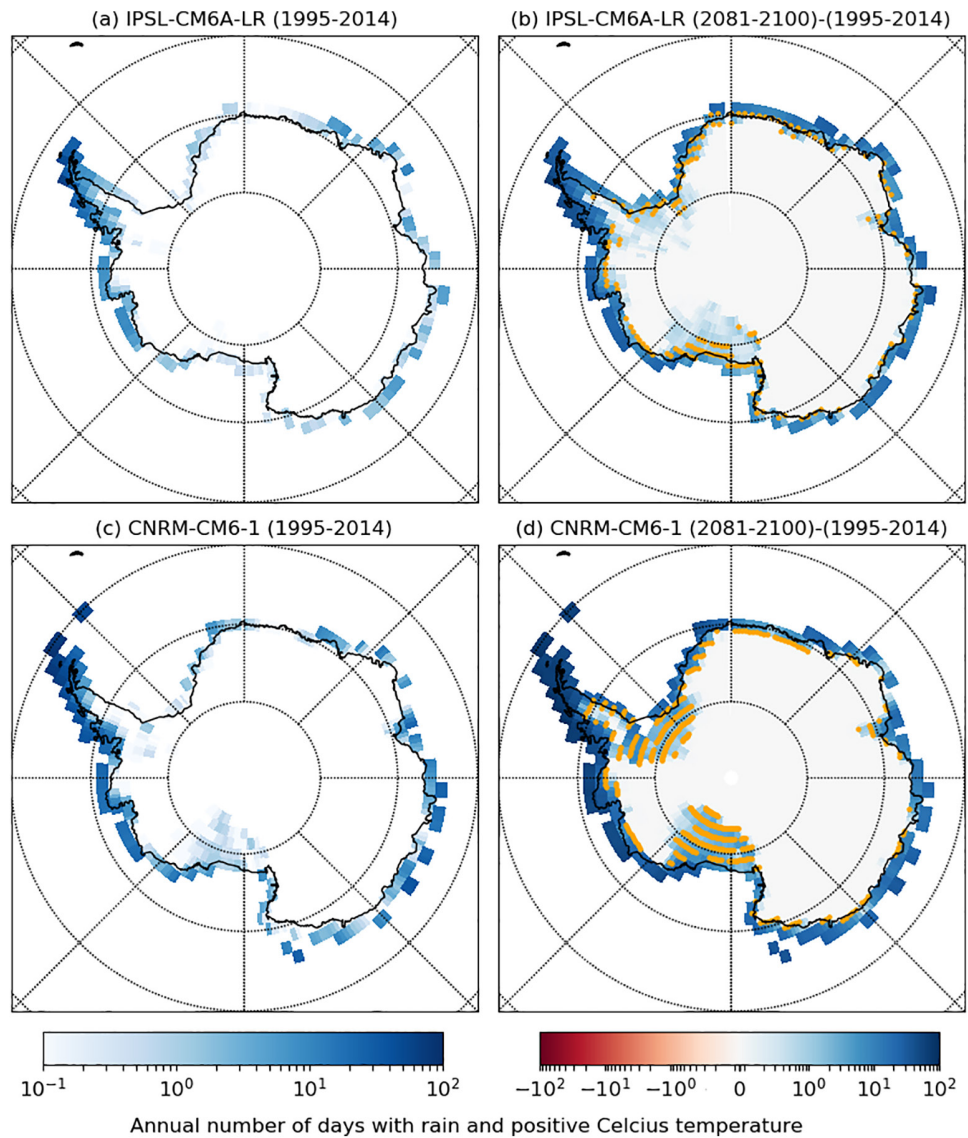


Figure 4. Panels (a and c): Map the annual number of days with substantial rainfall ($>1 \text{ mm d}^{-1}$) and temperature $>0^\circ\text{C}$ in historical simulations (1995–2014 period) with the IPSL-CM6A-LR (a) and CNRM-CM6-LR (c) models. Panels (b and d): Corresponding difference between the SSP5-8.5 scenarios (2081–2100 period) and the historical simulation (1995–2014 period). Orange dots indicate pixels where the threshold of 1 day of significant rainfall and temperature $>0^\circ\text{C}$ within a year is exceeded.

–35.1 days per decade over the 1998–2015 period at FV station. The analysis of scenarios from seven state-of-the-art climate models has revealed that the overall future warming of Antarctica will be accompanied by more frequent and more intense rainfall events. In the high-emissions SSP5.85 scenario, the difference in liquid precipitation between the 2081–2100 and 2015–2034 periods equals $+7.6 \text{ mm y}^{-1}$ on average over the whole Antarctic continent. Liquid precipitation explains on average 15% of the total precipitation increment at the continental scale and almost 57% when considering the region of the Antarctic Peninsula. A deeper analysis of projection using the IPSL-CM6A-LR and CNRM-CM6-1 models suggests that continental areas that can experience temperatures greater than 0°C together with significant liquid precipitation amount will increase by a factor of about 3 by the end of the century, expanding particularly over the Ronne, Filchner, and Ross Ice Shelves. Those regions will therefore be exposed to a higher risk of melting by the preconditioning of surface snow. However, there is a large difference in the liquid precipitation amount predicted

by the different CMIP6 models. Given the expected increasing importance of rainfall for the Antarctic climate, those differences call for further attention to the evaluation and improvement of the representation of precipitation microphysics and phase in climate models over Antarctica.

Data Availability Statement

Data from Mario Zucchelli station were obtained with the help of Claudio Scarchilli. This research project was fostered and initiated in the framework of the APRES3 program (<http://apres3.osug.fr/>) with the support of the French Polar Institute (IPEV).

Acknowledgments

The authors thank Météo France, and in particular, Olivier Traullé and Pascal Herrera for providing access to the in situ measurements and observations at Dumont d'Urville. The Japan meteorological agency, the Alfred Wegener Institute, the British Antarctic Survey, the Australian Bureau of Meteorology, the Antarctic Meteorological Research Center (AMRC), Automatic Weather Station (AWS) programs, and the National Antarctic Scientific Center of Ukraine are gratefully acknowledged for maintaining and distributing meteorological observations in Antarctica. Irina Gorodetskaya thanks FCT/MCTES for the financial support to CESAM (UIDP/50017/2020+UIDB/50017/2020) and project ATLACE (CIRCNA/CAC/0273/2019) through national funds. The authors thank two anonymous reviewers for their careful evaluation of the manuscript and thoughtful comments as well as Monika Feldmann for her help with English editing.

References

- Adler, R., Sapiano, M., Huffman, G., Wang, J.-J., Gu, G., Bolvin, D., et al. (2018). The global precipitation climatology project (GPCP) monthly analysis (new version 2.3) and a review of 2017 global precipitation. *Atmosphere*, 9(4), 138. <https://doi.org/10.3390/atmos9040138>
- Bauer, N., Calvin, K., Emmerling, J., Fricko, O., Fujimori, S., Hilaire, J., et al. (2017). Shared socio-economic pathways of the energy sector – Quantifying the narratives. *Global Environmental Change*, 42, 316–330. <https://doi.org/10.1016/j.gloenvcha.2016.07.006>
- Behrangi, A., Christensen, M., Richardson, M., Lebsock, M., Stephens, G., Huffman, G. F., et al. (2016). Status of high-latitude precipitation estimates from observations and reanalyses. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 121(9), 4468–4486. <https://doi.org/10.1002/2015JD024546>
- Bintanja, R. (2018). The impact of arctic warming on increased rainfall. *Scientific Reports*, 8(1), 1–6. <https://doi.org/10.1038/s41598-018-34450-3>
- Bintanja, R., & Andry, O. (2017). Towards a rain-dominated arctic. *Nature Climate Change*, 7(4), 263–267. <https://doi.org/10.1038/nclimate3240>
- Bozkurt, D., Bromwich, D. H., Carrasco, J., Hines, K. M., Maureira, J. C., & Rondanelli, R. (2020). Recent near-surface temperature trends in the Antarctic Peninsula from observed, reanalysis and regional climate model data. *Advances in Atmospheric Sciences*, 37, 477–493. <https://doi.org/10.1007/s00376-020-9183-x>
- Bracegirdle, T. J., Krinner, G., Tonelli, M., Haumann, F. A., Naughten, K. A., Rackow, T., et al. (2020). Twenty first century changes in antarctic and southern ocean surface climate in CMIP6. *Atmospheric Science Letters*, 21, e984. <https://doi.org/10.1002/asl.984>
- Bracegirdle, T. J., Stephenson, D. B., Turner, J., & Phillips, T. (2015). The importance of sea ice area biases in 21st century multi-model projections of antarctic temperature and precipitation. *Geophysical Research Letters*, 42(24), 10832–10839. <https://doi.org/10.1002/2015GL067055>
- Bromwich, D. H. (1989). An extraordinary katabatic wind regime at Terra Nova Bay, Antarctica. *Monthly Weather Review*, 117(3), 688–695. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1989\)117<0688:AEKWRA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1989)117<0688:AEKWRA>2.0.CO;2)
- Doyle, S. H., Hubbard, A., Van De Wal, R. S. W., Box, J. E., Van As, D., Scharrer, K., et al. (2015). Amplified melt and flow of the Greenland ice sheet driven by late-summer cyclonic rainfall. *Nature Geoscience*, 8(8), 647–653. <https://doi.org/10.1038/ngeo2482>
- Eyring, V., Bony, S., Meehl, G. A., Senior, C. A., Stevens, B., Stouffer, R. J., & Taylor, K. E. (2016). Overview of the coupled model intercomparison project phase 6 (CMIP6) experimental design and organization. *Geoscientific Model Development*, 9(5), 1937–1958. <https://doi.org/10.5194/gmd-9-1937-2016>
- Forbes, R. M., & Ahlgrim, M. (2014). On the representation of high-latitude boundary layer mixed-phase cloud in the ECMWF global model. *Monthly Weather Review*, 142, 3425–3445. <https://doi.org/10.1175/mwr-d-13-00325.1>
- Forbes, R., & Tompkins, A. (2011). An improved representation of cloud and precipitation. *ECMWF Newsletter*, 129, 13–18.
- Forbes, R., Tsonevsky, I., Hewson, T., & Leutbecher, M. (2014). Toward predicting high-impact freezing rain events. *ECMWF Newsletter*, 41, 15–21.
- Gentson, C., Krinner, G., & Sacchettini, M. (2003). Interannual Antarctic tropospheric circulation and precipitation variability. *Climate Dynamics*, 21, 289–307. <https://doi.org/10.1007/s00382-003-0329-1>
- Gorodetskaya, I. V., Kneifel, S., Maahn, M., Van Tricht, K., Thiery, W., Schween, J. H., et al. (2015). Cloud and precipitation properties from ground-based remote-sensing instruments in east Antarctica. *The Cryosphere*, 9(1), 285–304. <https://doi.org/10.5194/tc-9-285-2015>
- Gorodetskaya, I. V., Silva, T., Schmithüsen, H., & Hirasawa, N. (2020). Atmospheric River signatures in radiosonde profiles and reanalyses at the Dronning Maud Land Coast, East Antarctica. *Advances in Atmospheric Sciences*, 37(5), 455–476. <https://doi.org/10.1007/s00376-020-9221-8>
- Goursaud, S., Masson-Delmotte, V., Favier, V., Preunkert, S., Fily, M., Gallée, H., et al. (2017). A 60-year ice-core record of regional climate from Adélie Land, coastal Antarctica. *The Cryosphere*, 11(1), 343–362. <https://doi.org/10.5194/tc-11-343-2017>
- Grazioli, J., Gentson, C., Boudevillain, B., Duran-Alarcon, C., Del Guasta, M., Madeleine, J.-B., & Berne, A. (2017). Measurements of precipitation in Dumont d'Urville, Adélie Land, East Antarctica. *The Cryosphere*, 11, 1797–1811. <https://doi.org/10.5194/tc-11-1797-2017>
- Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Hirahara, S., Horányi, A., Muñoz-Sabater, J., et al. (2020). The ERA5 global reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 146, 1999–2049. <https://doi.org/10.1002/qj.3803>
- Jones, M. E., Bromwich, D. H., Nicolas, J. P., Carrasco, J., Plavcová, E., Zou, X., & Wang, S.-H. (2019). Sixty years of widespread warming in the southern middle and high latitudes (1957–2016). *Journal of Climate*, 32(20), 6875–6898. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-18-0565.1>
- Jullien, N., Vignon, É., Sprenger, M., Aemisegger, F., & Berne, A. (2020). Synoptic conditions and atmospheric moisture pathways associated with virga and precipitation over coastal Adélie Land in Antarctica. *The Cryosphere*, 14(5), 1685–1702. <https://doi.org/10.5194/tc-14-1685-2020>
- Kaur, R., Dutta, H. N., Deb, N. C., Gajananda, K., Srivastav, M. K., & Lagun, V. E. (2013). Investigation of unusual atmospheric warming over the Schirmacher oasis, East Antarctica. *International Journal of Science and Technology*, 2(7).
- Khairoutdinov, M., & Kogan, Y. (2000). A new cloud physics parameterization in a large-eddy simulation model of marine stratocumulus. *Monthly Weather Review*, 128(1), 229–243. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2000\)128<0229:ANCPPI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2000)128<0229:ANCPPI>2.0.CO;2)
- Kirchgäßner, A. (2011). An analysis of precipitation data from the antarctic base Faraday/Vernadsky. *International Journal of Climatology*, 31(3), 404–414. <https://doi.org/10.1002/joc.2083>

- Krinner, G., Beaumet, J., Favier, V., Déqué, M., & Brutel-Vuilmet, C. (2019). Empirical run-time bias correction for antarctic regional climate projections with a stretched-grid AGCM. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, *11*(1), 64–82. <https://doi.org/10.1029/2018MS001438>
- Lazzara, M. A., Keller, L. M., Markle, T., & Gallagher, J. (2012). Fifty-year Amundsen-Scott South Pole station surface climatology. *Atmospheric Research*, *118*, 240–259. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2012.06.027>
- Lenaerts, J. T., Fyke, J., & Medley, B. (2018). The signature of ozone depletion in recent antarctic precipitation change: A study with the community earth system model. *Geophysical Research Letters*, *45*(23), 12–931. <https://doi.org/10.1029/2018gl078608>
- Marshall, G. J. (2003). Trends in the southern annular mode from observations and reanalyses. *Journal of Climate*, *16*(24), 4134–4143. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2003\)016<4134:TTSAM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2003)016<4134:TTSAM>2.0.CO;2)
- Marshall, G. J., Thompson, D. W. J., & Broeke, M. R. (2017). The signature of Southern Hemisphere atmospheric circulation patterns in Antarctic precipitation. *Geophysical Research Letters*, *44*, 580–611. <https://doi.org/10.1002/2017GL075998>
- Medley, B., & Thomas, E. R. (2019). Increased snowfall over the antarctic ice sheet mitigated twentieth-century sea-level rise. *Nature Climate Change*, *9*(1), 34–39. <https://doi.org/10.1038/s41558-018-0356-x>
- Nicolas, J. P., Vogelmann, A. M., Scott, R. C., Wilson, A. B., Cadeddu, M. P., Bromwich, D. H., et al. (2017). January 2016 extensive summer melt in West Antarctica favored by strong El Niño. *Nature Communications*, *8*, 15799. <https://doi.org/10.1038/ncomms15799>
- Oliva, M., Navarro, F., Hrbáček, F., Hernández, A., Nývlt, D., Pereira, P., et al. (2017). Recent regional climate cooling on the Antarctic Peninsula and associated impacts on the cryosphere. *The Science of the Total Environment*, *580*, 210–223. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2016.12.030>
- O'Neill, B. C., Tebaldi, C., van Vuuren, D. P., Eyring, V., Friedlingstein, P., Hurtt, G., et al. (2016). The Scenario Model Intercomparison Project (ScenarioMIP) for CMIP6. *Geoscientific Model Development*, *9*(9), 3461–3482. <https://doi.org/10.5194/gmd-9-3461-2016>
- Palermé, C., Claud, C., Wood, N. B., L'Ecuyer, T., & Genthon, C. (2019). How does ground clutter affect CloudSat snowfall retrievals over ice sheets? *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, *16*(3), 342–346. <https://doi.org/10.1109/lgrs.2018.2875007>
- Palermé, C., Genthon, C., Claud, C., Kay, J. E., Wood, N. B., & L'Ecuyer, T. (2017). Evaluation of current and projected antarctic precipitation in CMIP5 models. *Climate Dynamics*, *48*(1), 225–239. <https://doi.org/10.1007/s00382-016-3071-1>
- Palermé, C., Kay, J. E., Genthon, C., L'Ecuyer, T., Wood, N. B., & Claud, C. (2014). How much snow falls on the Antarctic ice sheet? *The Cryosphere*, *8*, 1577–1587. <https://doi.org/10.5194/tc-8-1577-2014>
- Pollard, D., DeConto, R. M., & Alley, R. B. (2015). Potential Antarctic Ice Sheet retreat driven by hydrofracturing and ice cliff failure. *Earth and Planetary Science Letters*, *412*, 112–121. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.12.035>
- Ropert-Coudert, Y., Kato, A., Meyer, X., Pellé, M., MacIntosh, A. J. J., Angelier, F., et al. (2015). A complete breeding failure in an Adélie penguin colony correlates with unusual and extreme environmental events. *Ecography*, *38*(2), 111–113. <https://doi.org/10.1111/ecog.01182>
- Roussel, M.-L., Lemonnier, F., Genthon, C., & Krinner, G. (2020). Brief communication: Evaluating antarctic precipitation in ERA5 and CMIP6 against CloudSat observations. *The Cryosphere*, *14*(8), 2715–2727. <https://doi.org/10.5194/tc-14-2715-2020>
- Sarchilli, C., Ciardini, V., Grigioni, P., Iaccarino, A., De Silvestri, L., Proposito, M., et al. (2020). Characterization of snowfall estimated by in situ and ground-based remote-sensing observations at Terra Nova Bay, Victoria Land, Antarctica. *Journal of Glaciology*, *66*(260), 1006–1023. <https://doi.org/10.1017/jog.2020.70>
- Servettaz, A. P. M., Orsi, A. J., Curran, M. A. J., Moy, A. D., Landais, A., Agosta, C., et al. (2020). Snowfall and water stable isotope variability in East Antarctica controlled by warm synoptic events. *Journal of Geophysical Research - D: Atmospheres*, *125*, e2020JD032863. <https://doi.org/10.1029/2020JD032863>
- Silber, I., Fridlind, A. M., Verlinde, J., Ackerman, A. S., Chen, Y. S., Bromwich, D. H., et al. (2019). Persistent supercooled drizzle at temperatures below -25°C observed at McMurdo Station, Antarctica. *Journal of Geophysical Research - D: Atmospheres*, *124*(20), 10878–10895. <https://doi.org/10.1029/2019JD030882>
- Sinclair, V. A., & Dacre, H. F. (2019). Which extratropical cyclones contribute most to the transport of moisture in the Southern Hemisphere? *Journal of Geophysical Research - D: Atmospheres*, *124*(5), 2525–2545. <https://doi.org/10.1029/2018JD028766>
- Turner, J., Lachlan-Cope, T., Colwell, S., & Marshall, G. J. (2005). A positive trend in western antarctic peninsula precipitation over the last 50 years reflecting regional and antarctic-wide atmospheric circulation changes. *Annals of Glaciology*, *41*, 85–91. <https://doi.org/10.3189/172756405781813177>
- Turner, J., Lu, H., White, I., King, J. C., Phillips, T., Hosking, J. S., et al. (2016). Absence of 21st century warming on Antarctic Peninsula consistent with natural variability. *Nature*, *535*, 411–415. <https://doi.org/10.1038/nature18645>
- Turner, J., Marshall, G. J., Clem, K., Colwell, S., Phillips, T., & Lu, H. (2020). Antarctic temperature variability and change from station data. *International Journal of Climatology*, *40*(6), 2986–3007. <https://doi.org/10.1002/joc.6378>
- Turner, J., Phillips, T., Thamban, M., Rahaman, W., Marshall, G. J., Wille, J. D., et al. (2019). The dominant role of extreme precipitation events in antarctic snowfall variability. *Geophysical Research Letters*, *46*(6), 3502–3511. <https://doi.org/10.1029/2018GL081517>
- Uotila, P., Vihma, T., Pezza, A. B., Simmonds, I., Keay, K., & Lynch, A. H. (2011). Relationships between antarctic cyclones and surface conditions as derived from high-resolution numerical weather prediction data. *Journal of Geophysical Research*, *116*(D7). <https://doi.org/10.1029/2010JD015358>
- Van den Broeke, M., & Van Lipzig, N. (2004). Changes in antarctic temperature, wind and precipitation in response to the antarctic oscillation. *Annals of Glaciology*, *39*, 19–27. <https://doi.org/10.3189/172756404781814654>
- Vignon, É., Besic, N., Jullien, N., Gehring, J., & Berne, A. (2019). Microphysics of snowfall over coastal east antarctica simulated by polar WRF and observed by radar. *Journal of Geophysical Research - D: Atmospheres*, *124*(21), 11452–11476. <https://doi.org/10.1029/2019JD031028>
- Vignon, É., Traullé, O., & Berne, A. (2019). On the fine vertical structure of the low troposphere over the coastal margins of East Antarctica. *Atmospheric Chemistry and Physics*, *19*(7), 4659–4683. <https://doi.org/10.5194/acp-19-4659-2019>

References From the Supporting Information

- Boucher, O., Servonnat, J., Albright, A. L., Aumont, O., Balkanski, Y., Bastrikov, V., et al. (2020). Presentation and evaluation of the IPSL-CM6A-LR climate model. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, *12*(7), e2019MS002010. <https://doi.org/10.1029/2019MS002010>
- Hajima, T., Watanabe, M., Yamamoto, A., Tatebe, H., Noguchi, M. A., Abe, M., et al. (2020). Development of the MICRO-ES21 earth system model and the evaluation of biogeochemical processes and feedbacks. *Geoscientific Model Development*, *13*(5), 2197–2244. <https://doi.org/10.5194/gmd-13-2197-2020>

- Hourdin, F., Rio, C., Grandpeix, J.-Y., Madeleine, J.-B., Cheruy, F., Rochetin, N., et al. (2020). LMDZ6A: The atmospheric component of the IPSL climate model with improved and better tuned physics. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, *12*(7), e2019MS001892. <https://doi.org/10.1029/2019MS001892>
- Kawai, H., Yukimoto, S., Koshiro, T., Oshima, N., Tanaka, T., Yoshimura, H., & Nagasawa, R. (2019). Significant improvement of cloud representation in the global climate model MRI-ESM2. *Geoscientific Model Development*, *12*(7), 2875–2897. <https://doi.org/10.5194/gmd-12-2875-2019>
- Lohmann, U., & Roeckner, E. (1996). Design and performance of a new cloud microphysics scheme developed for the ECHAM general circulation model. *Climate Dynamics*, *12*(8), 557–572.
- Lopez, P. (2002). Implementation and validation of a new prognostic large-scale cloud and precipitation scheme for climate and data-assimilation purposes. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *128*(579), 229–257. <https://doi.org/10.1256/00359000260498879>
- Madeleine, J.-B., Hourdin, F., Grandpeix, J.-Y., Rio, C., Dufresne, J.-L., Konsta, D., et al. (2020). Improved representation of clouds in the LMDZ6A global climate model. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, *12*. <https://doi.org/10.1029/2020MS002046>
- Rimbu, N., Lohmann, G., König-Langlo, G., Necula, C., & Ionita, M. (2012). 30 years of synoptic observations from Neumayer Station with links to datasets [data set]. In *Daily to intraseasonal oscillations at Antarctic research station Neumayer*. *Antarctic Science* (Vol. 26, pp. 193–204). <https://doi.org/10.1017/S0954102013000540>
- Roehrig, R., Beau, I., Saint-Martin, D., Alias, A., Decharme, B., Guérémy, J.-F., et al. (2020). The CNRM global atmosphere model ARPEGE-Climate 6.3: Description and evaluation. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, *12*(7), e2020MS002075. <https://doi.org/10.1029/2020MS002075>
- Rotstajn, L. D. (1997). A physically based scheme for the treatment of stratiform clouds and precipitation in large-scale models. I: Description and evaluation of the microphysical processes. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *123*(541), 1227–1282. <https://doi.org/10.1002/qj.49712354106>
- Swart, N. C., Cole, J. N. S., Kharin, V. V., Lazare, M., Scinocca, J. F., Gillett, N. P., et al. (2019). The Canadian Earth System Model version 5 (CanESM5.0.3). *Geoscientific Model Development*, *12*(11), 4823–4873. <https://doi.org/10.5194/gmd-12-4823-2019>
- Tatebe, H., Ogura, T., Nitta, T., Komuro, Y., Ogochi, K., Takemura, T., et al. (2019). Description and basic evaluation of simulated mean state, internal variability, and climate sensitivity in MICRO6. *Geoscientific Model Development*, *12*(7), 2727–2765. <https://doi.org/10.5194/gmd-12-2727-2019>
- Tiedtke, M. (1993). Representation of clouds in large-scale models. *Monthly Weather Review*, *121*(11), 3040–3061.
- Voldoire, A., Saint-Martin, D., Sénési, S., Decharme, B., Alias, A., Chevallier, M., et al. (2019). Evaluation of CMIP6 deck experiments with CNRM-C6-1. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, *11*(7), 2177–2213. <https://doi.org/10.1029/2019MS001683>
- Volodin, E., Mortikov, E., Kostrikin, S., Galin, V. Y., Lykossov, V., Gritsun, A., et al. (2017). Simulation of the present-day climate with the climate model INMCM5. *Climate Dynamics*, *49*(11–12), 3715–3734.
- Volodin, E. M., Mortikov, E. V., Kostrikin, S. V., Galin, V. Y., Lykossov, V. N., Gritsun, A. S., et al. (2018). Simulation of the modern climate using the INM-CM48 climate model. *Russian Journal of Numerical Analysis and Mathematical Modelling*, *33*(6), 367–374.
- Watanabe, S., Hajima, T., Sudo, K., Nagashima, T., Takemura, T., Okajima, H., et al. (2011). MICRO-ESM 2010: Model description and basic results of CMIP5-20c3m experiments. *Geoscientific Model Development*, *4*(4), 845–872. <https://doi.org/10.5194/gmd-4-845-2011>
- Zhao, M., Golaz, J.-C., Held, I. M., Guo, H., Balaji, V., Benson, R., et al. (2018). The GFDL global atmosphere and land model AM4.0/LM4.0: 1. Simulation characteristics with prescribed SSTs. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, *10*(3), 691–734. <https://doi.org/10.1002/2017MS001208>

Chapitre 4 : L'évaluation des précipitations sur la verticale dans les modèles

4.1 Motivations de l'étude des précipitations sur la verticale

Étudier les précipitations sur la verticale revient à évaluer les précipitations à différentes hauteurs de la colonne atmosphérique, des basses couches proches de la surface aux niveaux plus hauts dans l'atmosphère.

Cette dimension est primordiale pour comprendre la formation des précipitations qui a lieu en altitude ainsi que leur évolution avant d'atteindre la surface. En étudiant toutes les couches de l'atmosphère, on cherche à identifier les conditions de l'environnement où chutent les précipitations et qui influencent la donnée résultante en surface. Il s'agit d'informations précieuses qui renseignent sur les processus de la dynamique et de la microphysique, permettant aussi de manière plus globale d'améliorer les prévisions météorologiques et la modélisation du climat.

En Antarctique, la dimension verticale est d'autant plus nécessaire dans l'étude des précipitations car elle permet de mieux connaître des phénomènes mal connus dans cette région. En particulier, la sublimation des précipitations - en lien avec la présence d'air sec et de vents catabatiques - et la présence de neige soufflée dans les couches les plus basses de l'atmosphère sont deux problématiques majeures dans l'étude des cumuls de précipitation en surface.

Malheureusement, les observations permettant de nous renseigner sur les variables tout le long de la colonne atmosphérique sont éparées notamment du fait de la complexité de la mesure et du manque de moyens techniques déployés. De nombreuses études ont été menées pour étudier les variables météorologiques standards telles que la température et l'humidité en altitude (et sur plusieurs niveaux) impliquant une tour instrumentée (Vignon et al. [2017]), un drone (Cassano et al. [2021]) ou encore des mesures par télédétection via une sonde, radiosonde ou depuis un satellite (Ganeshan and Yang [2019], Wang et al. [2013]), mais la donnée de précipitation sur la verticale reste encore peu analysée. A la station Princesse Elisabeth (PE) - située dans la région Dronning Maud Land (DML) - un premier radar permettant de mesurer la structure verticale des précipitations en Antarctique a été installé (Gorodetskaya et al. [2015]), suivi par celui à DDU (Gra-

zioli et al. [2017b]) et celui à la station Mario-Zuchelli - située dans la région Terra Nova Bay - (Scarchilli et al. [2020]). D'autres mesures ont été réalisées en montagne (Ferrone et al. [2022]) et plus récemment aux stations Vernadsky et King Sejong en Péninsule.

4.2 Les observations réalisées à **DDU**

4.2.1 La base scientifique française de **DDU**



FIGURE 14 – Photographie aérienne de la base scientifique de **DDU** en 2016. Source : **IPF**

La station de **DDU**, illustrée sur la figure 14, est une base de recherche située en Terre Adélie - faisant partie des **TAAF** - sur l'île des Péterles en Antarctique à environ 5 kilomètres de la côte Est de la calotte de glace à 40 mètres d'altitude au dessus du niveau de la mer, elle-même éloignée d'environ 1200 kilomètres de la Tasmanie. Elle fait partie des stations françaises gérées par l'**IPF**. Elle a été créée en 1956 et nommée en l'honneur de l'explorateur français Jules Dumont d'Urville. Elle est utilisée pour des études scientifiques dans de nombreux domaines tels que la météorologie, l'océanographie, la géologie, l'ornithologie, la biologie marine, la glaciologie etc. Les activités de recherche à la base de **DDU** sont menées par les chercheurs de différentes institutions scientifiques françaises et internationales. Cette base dispose d'une infrastructure scientifique moderne - illustrée sur la figure 14 - comprenant des logements pour les hivernants et les saisonniers (chercheurs et personnels de station) ainsi qu'un hélicoptère pour les déplacements locaux

et un quai pour l'accostage du navire ravitailleur. Pour les déplacements plus lointains sur le continent Antarctique, une piste située à environ 10 kilomètres a été aménagée sur la calotte pour des avions équipés de skis.

La station de **DDU** dispose d'un poste opérationnel Météo-France où sont présents des ingénieurs et techniciens météorologues en charge du support des instruments de mesures, de rapports de temps présent ainsi que de la réalisation de radio-sondages. Ces données d'observation et les variables météorologiques standards horaires recueillies par Météo-France ont été analysées pour la période allant de 2015 à 2019 afin d'établir les statistiques présentées ici.

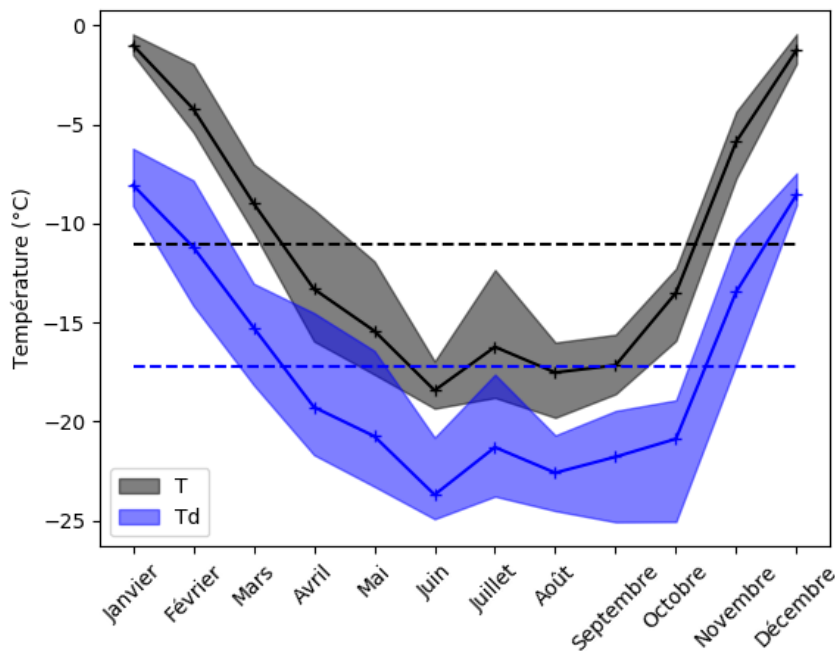


FIGURE 15 – Statistiques mensuelles des températures (T) et températures du point de rosée (Td) moyennes journalières relevées par les instruments de Météo-France à **DDU** pendant la période 2015-2019. Les pointillés représentent les moyennes annuelles des températures et températures du point de rosée respectivement en noir et en bleu.

Du point de vue météorologique, le climat est plus doux qu'à l'intérieur du continent en particulier du fait de sa proximité à l'océan. Les températures journalières moyennes - illustrées sur la figure **15** - varient entre -1°C en été et -17°C pendant l'hiver. Les vents peuvent y être extrêmement violents, les rafales atteignant parfois jusqu'à $250\text{km}\cdot\text{h}^{-1}$, tel qu'illustré par la figure **16**. Le vent maximal en Antarctique a été relevé à l'Est de **DDU** à

plus de $300\text{km}\cdot\text{h}^{-1}$. Ces derniers proviennent majoritairement du continent (voir la figure rose des vents à la station **17**) et déferlent le long de la pente jusqu'à la station sous l'effet de la couche d'air froid et sec en surface.

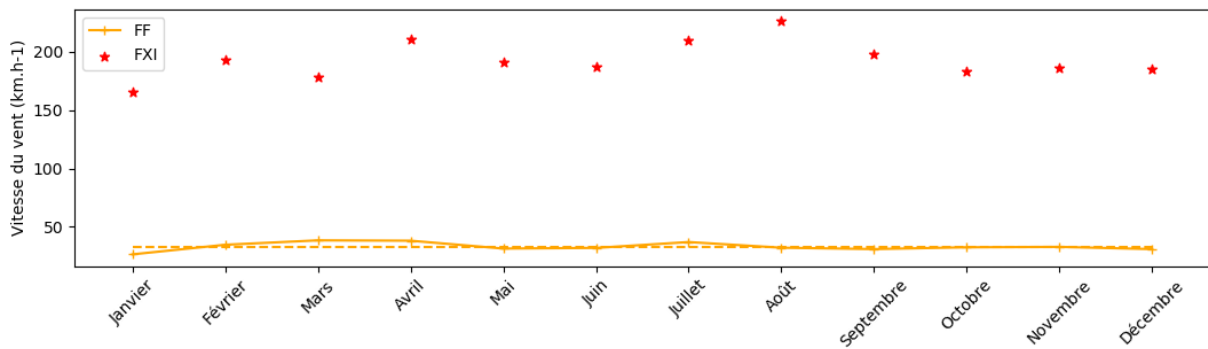


FIGURE 16 – Statistiques mensuelles de la force du vent (FF) moyenne et des rafales (FXI) maximales journalières (en $\text{km}\cdot\text{h}^{-1}$) relevée par les instruments de Météo-France à **DDU** pendant la période 2015-2019

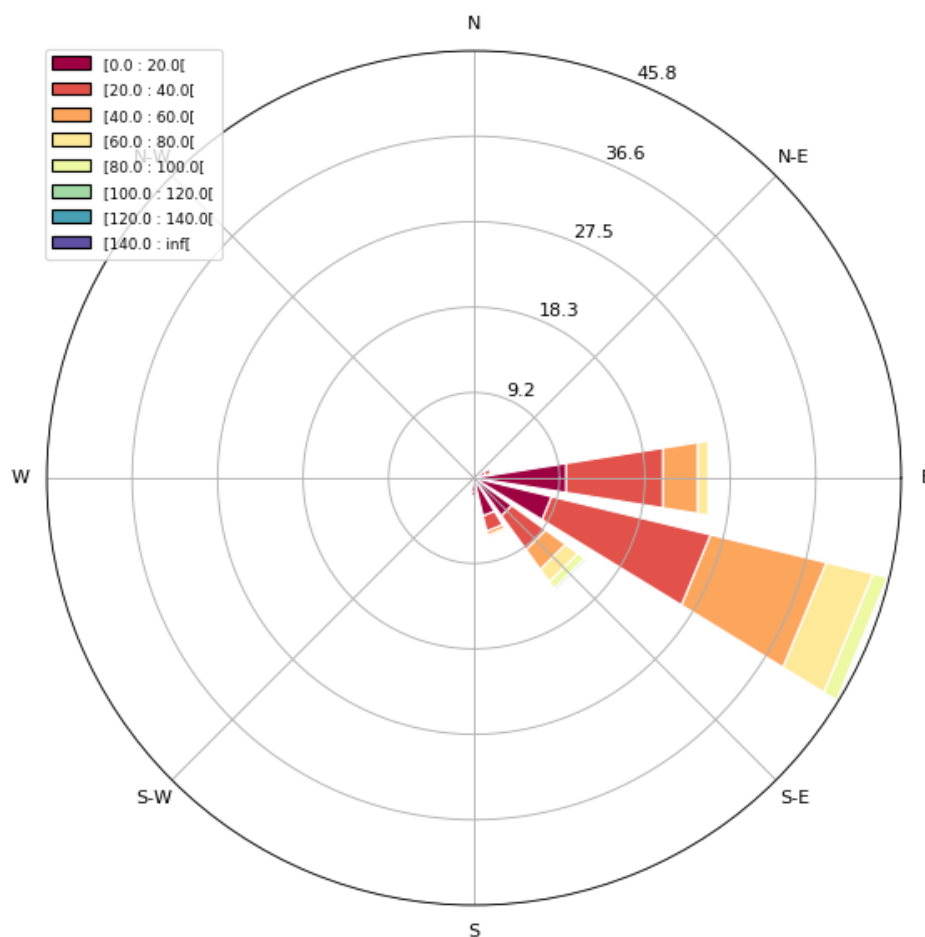


FIGURE 17 – Statistiques de la répartition de la direction et de la force du vent moyenne journalières (en $\text{km}\cdot\text{h}^{-1}$) relevée par les instruments de Météo-France à DDU pendant la période 2015-2019

En plus du relevé automatique des variables standards - telles que la température, l'humidité, la pression - une information concernant le temps observé à la station est renseignée plusieurs fois par jour par un code respectant la codification présentée dans le tableau 2. Deux règles de codage sont essentielles :

- le code le plus fort est toujours en premier sans distinction de la chronologie
- si un phénomène et un seul persiste sur la période de référence, il est indiqué deux fois (doublé dans le codage)

Code	Signification
de 3 à 9	temps présent
3	phénomènes liés au vent (sable ou chasse-neige)
4	brouillard
5	bruine
6	pluie
7	neige (précipitation solide)
8	averse
9	orage
de 0 à 2	évolution de la nébulosité

TABLE 2 – Signification des codes météorologiques utilisés pour décrire le temps présent à la station **DDU**
Source : communication personnelle des opérateurs Météo-France

En particulier cela est utile pour connaître les occurrences de phénomènes météorologiques importants à la logistique de la station (expéditions et manipulations scientifiques) ainsi que pour vérifier les modèles de prévision du temps ou valider les mesures réalisées par d’autres instruments de la station. Cette information étant issue de l’observation visuelle uniquement, il est néanmoins possible que certains événements soient manqués lorsque les opérateurs ne peuvent pas surveiller le temps (par exemple la nuit). Toutes ces informations concernant la situation météorologique détaillée à la station sont compilées dans des Tableaux Climatologiques Mensuels (**TCM**), permettant de réaliser à posteriori l’analyse d’un événement ou bien des statistiques.

Exemple du 29 décembre 2018 :

- dans les TCM (présenté en annexe **C**) : *Couvert toute la journée. Neige et chasse-neige élevée le matin. Visibilité médiocre à moyenne. Vent de SE à E tempétueux à fort.*
- dans le codage : à 6h et 9h locales, 7 indique la neige puis à 12h et 15h locales, 3 renseigne sur l’arrivée de chasse-neige

Les données d’observation et les variables météorologiques standards horaires recueillies par Météo-France ont été analysées pour la période allant de 2015 à 2019 afin d’établir les statistiques présentées ici. Il y a en moyenne 93.6 jours d’occurrence de précipitations par an à **DDU**, avec des variations mensuelles notables allant de 0 à 17 jours par mois - et avec une fréquence d’occurrence moyenne de 7.8 jours par mois. L’été austral est la saison la plus sèche, avec seulement 6.6 jours de précipitations par mois. Le mois le plus humide semble être le mois de septembre, avec 11.6 jours de précipitations

en moyenne, comme illustré par la figure 18.

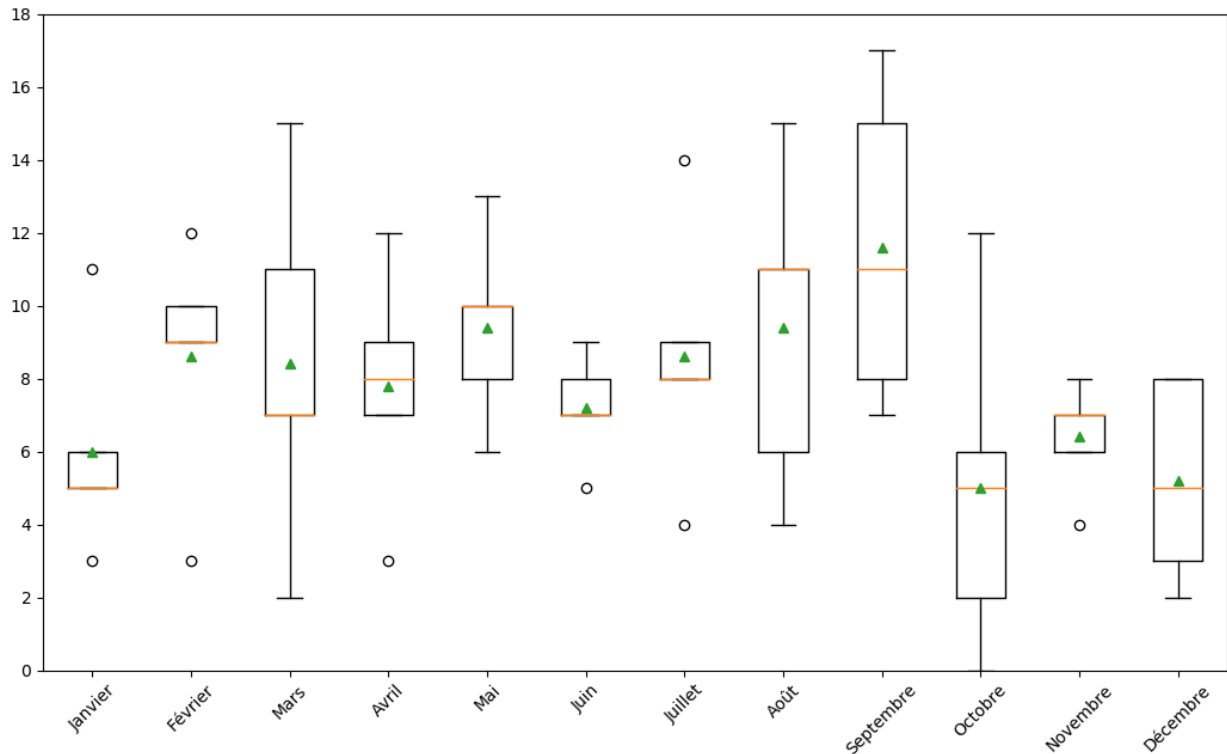


FIGURE 18 – Statistiques du nombre d'occurrences par mois des précipitations vues et rapportées par les opérateurs Météo-France à DDU pendant la période 2015-2019. Les boîtes représentent les valeurs limites du premier et dernier quartile, la barre orange la moyenne et le triangle vert la médiane. Les traits horizontaux en dehors des boîtes vont jusqu'aux valeurs les plus extrêmes dans la limite de 1.5 fois la hauteur de la boîte. Les ronds représentent les points isolés de la série de données.

4.2.2 Les données d'observations locales (pluviomètre, MRR, radio-sondages)

La station DDU, entre 2015 et 2019, a bénéficié d'une attention particulière grâce au projet Antarctic Precipitation, Remote Sensing from Surface and Space (APRES3), visant à améliorer l'observation des chutes de neige en Antarctique pour mieux comprendre leur formation et plus globalement mieux saisir le climat antarctique pour faire évoluer les modèles météorologiques et climatiques au niveau de la paramétrisation des nuages et des précipitations solides. Différents efforts ont été fournis au niveau des moyens instrumentaux déployés sur place à la station pour réaliser des mesures au sol, dans l'atmosphère (Grazioli et al. [2017b], Genthon et al. [2018]) et depuis l'espace en mobilisant des données variées (Lemonnier et al. [2019], Palerme et al. [2019]). Parmi les instruments

installés, certains sont toujours maintenus tels que le **MRR** et le pluviomètre présentés ci-dessous, dont les données sont toujours récupérées et exploitées.

4.2.2.1 Le **RADAR** Metek **MRR**



FIGURE 19 – Photographie du **MRR** installé dans son radôme à la station **DDU**, été austral 2022. Source : Valentin Wiener, Laboratoire de Météorologie Dynamique (**LMD**)

Installé à la base scientifique de **DDU** en 2015, le **MRR** - illustré sur la figure 19 - est un **RADAR** profileur Doppler fonctionnant en bande K, à la fréquence de 24.3 GHz. Son faisceau pointé verticalement a une largeur à mi-puissance de 2°, ce qui correspond à un diamètre de 50 mètres à 3000 mètres d'altitude. Sa résolution verticale est ajustable et a été réglée lors de son installation à **DDU** à 100 mètres. Ainsi, les mesures s'étendent sur 31 niveaux de 300 mètres pour le niveau le plus bas exploitable (**Souverijns et al. (2017)**) à 3000 mètres au niveau le plus haut. L'instrument permet de réaliser depuis la surface un profilage vertical de la teneur en eau condensée ainsi que de la vitesse de chute des précipitations via les spectres Doppler de la diffusion des hydrométéores, et de calculer la distribution de la taille des particules grâce à l'intensité rétro-diffusée.

Le **MRR** est destiné à l'origine pour l'obtention de flux de précipitations liquides. Néanmoins, une méthode décrite par **Maahn and Kollias (2012)** permet de traiter les mesures

pour les adapter aux précipitations solides et a été développée dans l'algorithme de traitement des données brutes du **MRR** de **DDU** par **Grazioli et al. [2017b]** et révisé par **Durán-Alarcón et al. [2019]** pour obtenir une conversion en flux de précipitations solides. Une calibration de la réflectivité a été réalisée à l'aide d'un deuxième **RADAR** Doppler (MXPol) opérant en bande X scannant et à double polarisation installé à **DDU** pendant une période de 3 mois entre 2015 et 2016, nécessaire à la comparaison des 2 instruments afin d'affiner la relation Z-S présentée ci-dessous (**Grazioli et al. [2017b]**). La réflectivité Z est la celle mesurée par le **RADAR** en dBZ peut ainsi être reliée au taux de chute de neige S exprimé en mm.h^{-1} :

$$Z = a * S^b \quad (3)$$

Les deux constantes $a = 76$ et $b = 0.91$ ont été sélectionnées avec des intervalles de confiance à 95% - 69-83 pour le facteur a et 0.78-1.09 pour le facteur b en exposant (**Grazioli et al. [2017a]**).

Les avantages du **MRR** sont multiples. Il ne requiert qu'une maintenance assez limitée et permet de réaliser des mesures de rétrodiffusion à une résolution temporelle très fine (réglée à 60 secondes à **DDU**, fixe pour toutes les données analysées par la suite) permettant de détecter de très faibles quantités de précipitations (de l'ordre de 0.01mm.h^{-1}) et n'étant pas impacté par les effets du vent.

Néanmoins différentes erreurs de mesures sont à considérer, majoritairement induites par la non-homogénéité des précipitations et de la variabilité de la loi liant la réflectivité (Z) au taux de chute de neige (S) - appelée aussi loi Z-S - et des hypothèses réalisées pour la déterminer ainsi que par les échos en surface fixes et phénomènes d'atténuation du faisceau et de surestimation des précipitations en cas d'évaporation comme lorsque cela se produit dans le cas de *virgas* si cela se produit sous le niveau le plus bas du profil mesuré (300 mètres).

Dans la partie **5.2.1**, une étude de la série temporelle des fichiers contenant les profils verticaux de précipitations chaque minute pour toute la période de fonctionnement de l'instrument à **DDU** est présentée. Celle-ci a pour but d'évaluer la proportion de données exploitables sur la totalité de celles issues de l'algorithme de traitement du **MRR**.

4.2.2.2 Le pluviomètre OTT PLUVIO2



FIGURE 20 – Photographies du pluviomètre installé sur le toit d'un abri à la station [DDU](#), lors de l'été austral 2022. Source : Valentin Wiener, [LMD](#)

L'instrument utilisé à la station de [DDU](#) pour mesurer les précipitations en surface est le OTT PLUVIO2, installé en 2015 et illustré sur la figure [20](#). Une protection sous forme de collerette a été installée pour contrer les méfaits des variations du vent ainsi que de la turbulence. En effet celles-ci provoquent des perturbations du flux de précipitations affectant la mesure correcte du cumul en surface. Ces phénomènes de sous-estimation et sur-estimation des précipitations recueillies sont couramment appelés *undercatch* (sous-échantillonnage) et *overcatch* (sur-échantillonnage) ([Nitu et al. \[2018\]](#)).

Une première méthode de correction a été développée afin de résoudre en partie ces soucis de mesure. Les données brutes du pluviomètre sont comparées à celles du [MRR](#) au niveau exploitable le plus proche de la surface, c'est-à-dire à l'altitude de 300 mètres. Lorsque le pluviomètre enregistre une masse positive tandis que le [MRR](#) ne détecte pas de précipitation à cette altitude alors la mesure du pluviomètre est considérée comme une erreur instrumentale pouvant être attribuée par exemple à l'occurrence de neige soufflée ou bien de vibrations dues au vent. Cette méthode est efficace pour retirer les artefacts dûs aux événements météorologiques les plus simples dans la série temporelle du pluviomètre mais elle ne permet pas de corriger les erreurs dues à des situations complexes telles que des épisodes de vent fort ou de chasse-neige synchrones avec des précipitations - induisant dans ce cas précis un surplus de masse mesuré par le pluviomètre.

Néanmoins, il est difficile d'estimer les erreurs liées à la mesure des précipitations solides en surface par cet instrument à cause du manque d'autres mesures pouvant servir de référence.

4.2.2.3 Les radio-sondages

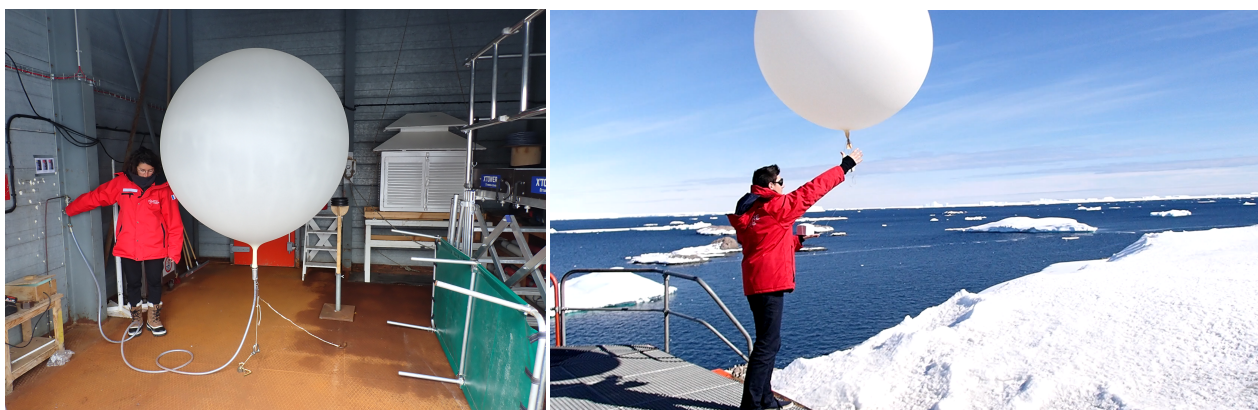


FIGURE 21 – Photographies de la préparation et du lancer d'un radio-sondage à **DDU**, lors de l'été austral 2022. Source : Valentin Wiener, **LMD**

De manière générale le système de radio-sondages peut être déployé au sol ou embarqué - sur un bateau par exemple. Il permet de réaliser une mesure du profil vertical des variables standards météorologiques que sont la température, l'humidité et le vent (force et direction) depuis la surface jusqu'à 20 ou 30 kilomètres d'altitude. La sonde est composée de différents capteurs et entourée d'un matériau isolant pour la protéger. Elle est attachée au bout d'un long fil à un ballon gonflé à l'hélium comme sur les photographies présentées sur la figure **21**. Une fois le ballon lancé, les données des capteurs sont transmises par radio à un banc de collecte au sol pourvu d'une antenne réceptrice. Ces paramètres essentiels sont diffusés sur le **SMT**, permettant d'alimenter l'assimilation d'observations par les modèles, la calibration des satellites, la prévision expertisée et les climatologies. Les radiosondages sont réalisés un peu partout dans le monde aux heures standards, déterminées par l'**OMM**, et les données sont rassemblées et utilisées en temps quasi réel par les centres de **PNT** partout dans le monde.

A **DDU** les lancers de radio-sondes (RS) ou *ballons-sondes* font partie des relevés météorologiques réalisés par les opérateurs de Météo-France entre 1 et 3 fois par jour,

comme dans les autres stations en métropole ou en outre-mer où cela est fait jusqu'à 4 fois par jour. **DDU** est une station faisant partie du réseau mondial de radio-sondages, mais elle distingue par son caractère assez unique. En effet il s'agit du seul poste de lancer de radio-sondages à plus de 1000 kilomètres à la ronde, la faible densité de présence sur le continent induisant une faible densité de radio-sondages au pôle Sud. Les données obtenues par ces lancers sont alors cruciales pour la météo de la région antarctique.

4.3 Le contexte de la campagne **YOPP**

YOPP est une activité faisant partie du Polar Prediction Project (**PPP**), organisé dans le cadre du World Weather Research Program (**WWRP**) dirigé par l'**OMM** en collaboration avec de nombreux partenaires internationaux visant à améliorer la connaissance ainsi que la prévision des conditions météorologiques et climatiques polaires. **YOPP** s'est étendue initialement entre 2017 et 2019, avec deux périodes d'observations intenses ou Special Observing Period (**SOP**) distinctes dédiées à chacun des pôles. En Antarctique, la **SOP** - disponible au moment de ce travail - a été effective durant l'été austral de novembre 2018 à février 2019.

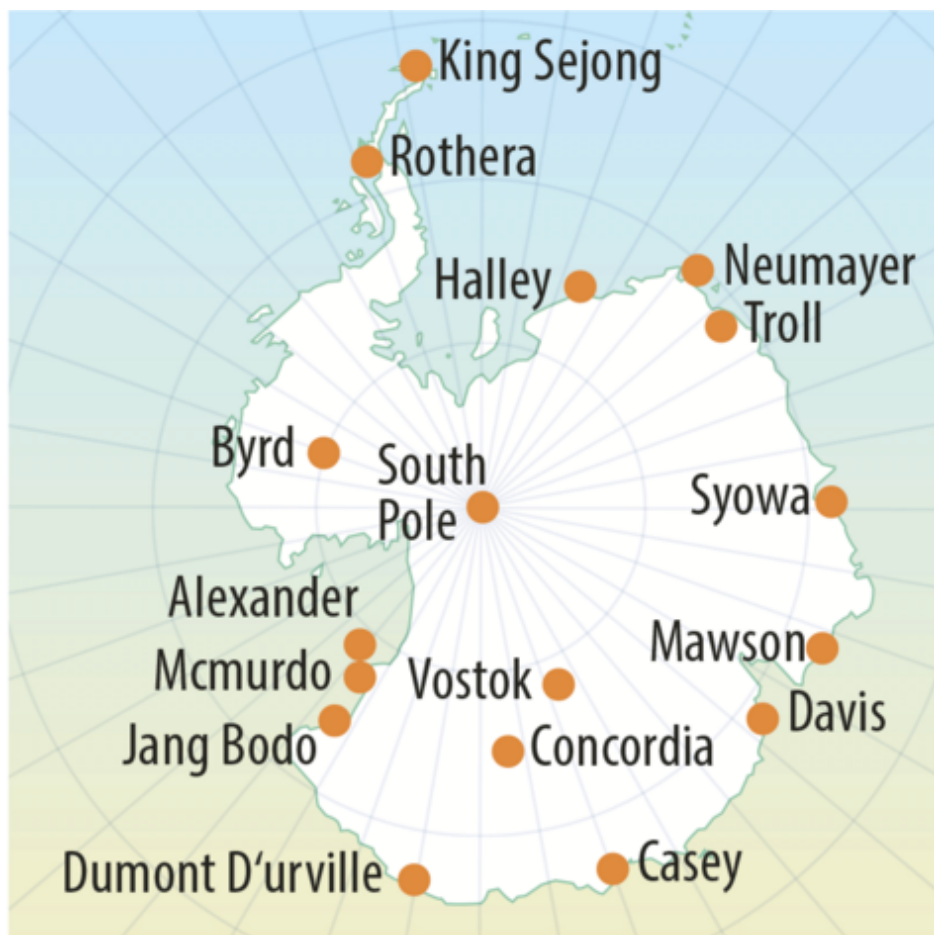


FIGURE 22 – Carte géographique des *Supersites* pendant la **SOP** au pôle Sud. Source : <https://www.polarprediction.net/>

L'objectif principal de cette campagne a été de tester les systèmes de prévision et

d'améliorer la compréhension des processus physiques dans les régions polaires ainsi que les interactions avec le reste du globe, en utilisant un grand nombre d'observations *in-situ* ainsi que des données satellitales disponibles et de simulations numériques réalisées spécialement pour l'occasion de façon additionnelle. Certains sites particuliers - appelés *Supersites*, répertoriés pour le cas du pôle Sud dans le tableau 3 et illustrés sur la figure 22 - ont été pris comme référence afin d'y réaliser des mesures supplémentaires ainsi que des analyses de sorties de modèles localisées aux points de grille voisins.

Nom	Coordonnées	Altitude
Alexander	79.01 °S, 170.72 °E	55m
Casey	66.28 °S, 110.53 °E	30m
Davis	68.58 °S, 77.97 °E	
Dome-C	75.08 °S, 123.34 °E	3233m
Dumont d'Urville	66.66 °S, 140.01 °E	0-50m
Halley IV	75.58 °S, 26.66 °W	130m
King Sejong	62.22 °S, 58.79 °W	10m
Georg von Neumayer	70.65 °S, 8.25 °W	42m
Mawson	67.60 °S, 62.87 °E	15m
Syowa	69.00 °S, 39.59 °E	18-29m
Jang Bogo	74.62 °S, 164.23 °E	26m
Amundsen-Scott South Pole	90 °S, 0 °E	2835m
Byrd	80.01 °S, 119.44 °W	1539m
Rothera	67.57 °S, 68.13 °W	4m
Vostok	78.46 °S, 106.84 °E	3489m
McMurdo	77.85 °S, 166.67 °E	10m
Troll	72.01 °S, 2.54 °E	1275m

TABLE 3 – Liste des *Supersites* pendant la **SOP** au pôle Sud. Source : <https://www.polarprediction.net/>

4.4 Simulations de la période d'étude à DDU

Relativement à la campagne menée au pôle Nord (YOPP-NH), la SOP sur le continent antarctique (YOPP-SH) a été l'objet de peu de travaux (Bromwich et al. [2020]) en particulier dans le domaine de l'atmosphère (Ricaud et al. [2020], González et al. [2021], Bromwich et al. [2022]) et plus spécifiquement des précipitations (Gorodetskaya et al. [2020], Scarchilli et al. [2020]).

Néanmoins, des simulations dédiées à la période ont été réalisées de façon spécifique pour les pôles par certains centres de prévision.

Le CEPMMT a généré des données globales entre mai 2017 et décembre 2020 pour soutenir le projet. Des prévisions ont été réalisées avec le modèle de PNT Integrated Forecasting System (IFS) sur la grille originale du modèle et dans différentes configurations. Un grand nombre de paramètres et de variables additionnelles normalement non archivés, permettant l'étude de la météorologie et du climat, ont été mis à disposition sur un portail en ligne. Une description complète des données publiées est donnée par Bauer et al. [2020].

D'autre part, le CNRM/Météo-France a aussi contribué aux travaux de modélisation du projet en réalisant des simulations spécifiques aux pôles et en produisant des sorties aux points de grille correspondant aux différents *supersites*. Pour le pôle Sud, les modèles de PNT Action de Recherche Petite Echelle Grande Echelle (ARPEGE) et Applications de la Recherche à l'Opérationnel à Mésos-Echelle (AROME) - dont les grilles sont respectivement centrée et limitée sur la France métropolitaine en mode opérationnel - ont été utilisés pour des simulations dans des configurations particulières :

- pour ARPEGE (configuration appelée ARPEGE-SH) : fonctionnement identique au modèle opérationnel, mais avec sa grille centrée sur Dôme-C, présentée par la figure 23 (résolution variable, minimale de 7.5km sur le continent Antarctique)
- AROME : adaptation dynamique de ARPEGE-SH, grille localisée sur le continent Antarctique (résolution fixe de 1.3km)

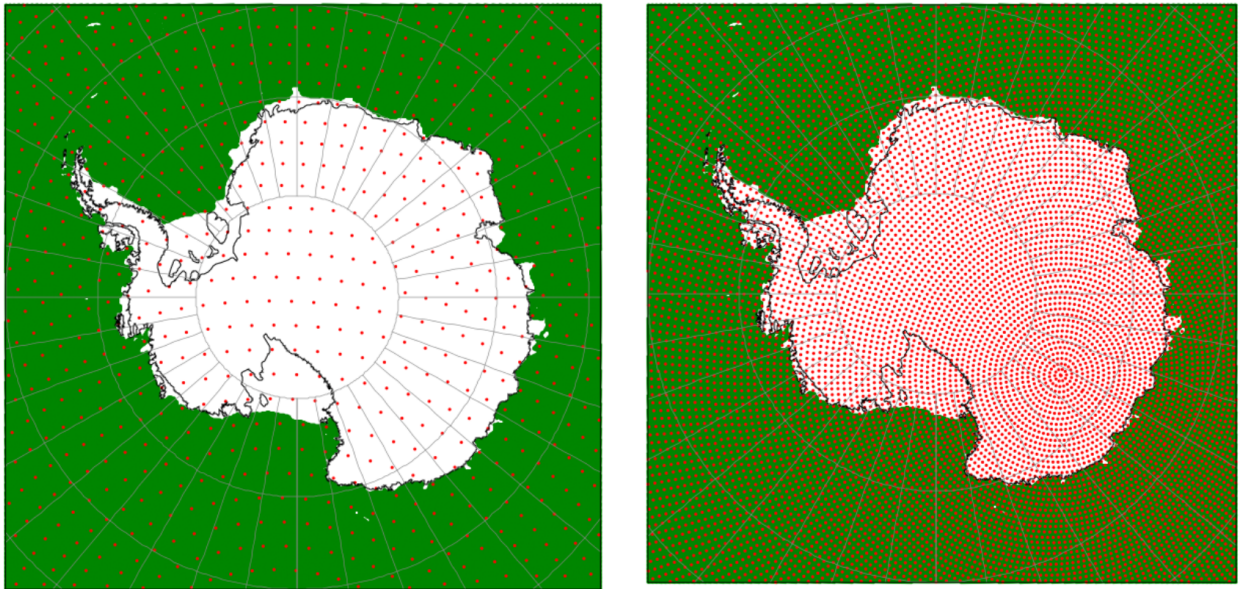


FIGURE 23 – Cartes de la grille utilisée pour les simulations avec le modèle **ARPEGE**, en opérationnel pour les prévisions du temps en France (à gauche) et dans la configuration spécifique utilisée pour la période **YOPP** centrée sur le continent Antarctique. Source : Météo-France

Afin d’enrichir la comparaison entre les modèles et les observations disponibles pendant la campagne **YOPP**, des simulations additionnelles ont été réalisées dans le cadre de cette thèse avec des modèles orientés pour la recherche, **LMDZ!** (**LMDZ!**) (Hourdin et al. [2012], Madeleine et al. [2020]) et **MAR** (Gallée [1995], Kittel et al. [2021]).

4.5 Résultats de l'évaluation locale de différents types de modèles

4.5.1 Résumé de l'article (en français) et conclusions suite à l'étude

*Les capacités de représentation des précipitations journalières en Antarctique dans un ensemble de modèles atmosphériques et de réanalyses météorologiques sont évaluées à l'aide d'observations au sol telles qu'un pluviomètre et un **MRR** pendant la **SOP** de la période **YOPP** à **DDU** (novembre 2018 - février 2019) sur la côte Est de l'Antarctique.*

L'occurrence des précipitations est globalement bien prédite mais le nombre de jours et l'intensité des chutes de neige sont surestimés par les modèles. Cela se traduit par des valeurs élevées de biais, de probabilité de détection et de taux de fausses alarmes, en particulier pour les réanalyses, dues à une fréquence trop importante du nombre de jours de précipitation. L'indice de performance Heidke montre la contribution importante globale des modèles dans la prévision des jours de précipitations, et les meilleures performances sont obtenues par les modèles numériques de prévision météorologique du temps. La chronologie est mieux représentée lorsque les modèles bénéficient de l'assimilation des données d'observations in-situ, comme dans les modèles de réanalyses ou de prévision météorologique du temps par rapport à d'autres formes de contraintes (nudging, conditions aux limites latérales). Les quantités de précipitations à la surface sont surestimées par la plupart des modèles.

De plus, les données d'un radar au sol permettent d'évaluer la représentation des profils verticaux de taux de chute de neige. Nous montrons qu'une sublimation excessive dans la couche limite atmosphérique peut compenser des flux de précipitations trop forts dans la moyenne et la basse troposphère et conduire à de bons résultats en surface pour des raisons erronées. C'est pourquoi nous mettons en évidence la nécessité d'étendre la mesure des précipitations à travers la colonne atmosphérique à l'aide de radars, en particulier en Antarctique où la microphysique des nuages froids est mal connue et les observations particulièrement rares.

Cet article donne l'occasion, en plus d'exploiter des jeux de données uniques obtenus pendant la campagne, d'observer à une échelle spatio-temporelle réduite les précipitations sous un nouveau point de vue. L'importance de la donnée verticale prend tout son sens en Antarctique où des processus physiques en basses couches tels que la subli-

mation et le transport de neige par le vent impactent les cumuls en surface. L'exploitation de simulations issues de différents modèles permet d'évaluer si ce biais positif détecté en surface est présent dans toute la colonne atmosphérique ainsi que de saisir quelques axes d'amélioration dans le but de réduire la surestimation des précipitations en surface que nous avons remarquée dans les modèles et soulignée dans la conclusion du chapitre 3.

En particulier, il semble que l'assimilation de données d'observation soit cruciale pour la bonne représentation de la chronologie d'occurrence des événements de précipitation. Les modèles de prévision numérique du temps ([ARPEGE](#), [IFS](#)) présentent aussi des profils verticaux plus proches des observations. Bien que leur résolution soit plus fine (respectivement 7.5km et 18km - contre 30km et 50km pour les réanalyses ERA5 et MERRA2), celle-ci n'est pas toujours un facteur déterminant. En effet, le modèle [MAR](#) ayant la plus fine des résolutions sur l'Antarctique n'est pas le moins biaisé en surface ni celui dont le profil est le plus similaire aux mesures. Les cas très différents des modèles [LMDZ](#) et [MAR](#) (respectivement trop humide et trop sec), tous les deux forcés par les réanalyses ERA5 dans les simulations utilisées pour l'étude de la campagne [YOPP](#), permettent d'éliminer certains problèmes liés à la circulation atmosphérique de grande échelle pouvant impacter les résultats (par des biais de température, de contenus en eau erronés).



Aussi l'étude des événements journaliers de précipitations a soulevé la surestimation de l'occurrence des événements de faible intensité dans les modèles (inférieurs à 1mm/jour). Ceci pourrait en partie contribuer à la surestimation des quantités totales cumulées de précipitations en surface et ce malgré un seuil de 0.28mm/jour choisi dans la littérature pour optimiser la concordance entre les observations et les modèles (issu de l'étude avec les données CloudSat de [Palerme \[2014\]](#) et appliqué ici par cohérence aux données du [MRR](#), comme réalisé par [Grazioli et al. \[2017b\]](#)). Cela pourrait être dû à du bruit numérique ou bien à une mauvaise représentation de la sublimation des précipitations dans les basses couches de l'atmosphère.

Enfin nous avons souligné l'importance des événements les plus intenses dans les cumuls de précipitations totaux en surface. Ces derniers sont probablement dûs à des intrusions rapides de vapeur d'eau provoquant des précipitations fortes et localisées - appelés des rivières atmosphériques.

4.5.2 Assessing the simulation of snowfall at Dumont d'Urville, Antarctica, during the YOPP-SH special observing campaign, [Roussel et al. \[2023\]](#)

RESEARCH ARTICLE

Assessing the simulation of snowfall at Dumont d'Urville, Antarctica, during the YOPP-SH special observing campaign

Marie-Laure Roussel¹  | Valentin Wiener¹ | Christophe Genthon¹ |
Etienne Vignon¹ | Eric Bazile² | Cécile Agosta³ | Alexis Berne⁴ |
Claudio Durán-Alarcón⁵ | Jean-Louis Dufresne¹  | Chantal Claud¹

¹Laboratoire de Météorologie Dynamique, Institut Pierre-Simon Laplace, Sorbonne Université/CNRS/École Polytechnique – IPP, Paris, France

²Centre National de Recherches Météorologiques, GMAP, Météo-France, Toulouse, France

³Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, IPSL, CEA-CNRS-UVSQ, Université Paris-Saclay, Gif-sur-Yvette, France

⁴Environmental Remote Sensing Laboratory, Swiss Federal Institute of Technology in Lausanne, Lausanne, Switzerland

⁵CESAM – Centre for Environmental and Marine Studies, Department of Physics, University of Aveiro, Aveiro, Portugal

Correspondence

M-L. Roussel, Laboratoire de Météorologie Dynamique, Ecole Polytechnique, Palaiseau, 91128, France.
Email: marie-laure.roussel@lmd.polytechnique.fr

Funding information

Centre National de la Recherche Scientifique, EECLAT, CNES; Institut Polaire Français Paul Emile Victor CALVA, Grant/Award Number: 103

Abstract

The performance of a set of atmospheric models and meteorological reanalyses in the representation of precipitation days in Antarctica is assessed using ground-based observations such as a precipitation gauge and a Micro Rain Radar during the Year Of Polar Prediction Special Observing Period at Dumont d'Urville (November 2018–February 2019), East Antarctic coast. The occurrence of precipitation is overall well predicted, but the number of days and intensity with snowfall are overestimated by the models. This is reflected by high values of bias, probability of detection, and false alarm ratios, in particular for reanalyses, due to too frequent simulated precipitating days. The Heidke skill score shows the overall great contribution of the models in the forecasting of precipitating days, and the best performances are achieved by numerical weather prediction models. The chronology is better represented when the models benefit from the data assimilation of in-situ observations, such as in reanalysis or weather forecasting models. Precipitation amounts at the surface are overestimated by most of the models. In addition, data from a ground-based radar make it possible to evaluate the representation of the vertical profiles of snowfall rate. We can show that an excessive sublimation in the atmospheric boundary layer can compensate for overly strong precipitation flux in the mid and low troposphere. Therefore, the need to expand the measurement of precipitation across the atmospheric column using radars is highlighted, in particular in Antarctica where the cold cloud microphysics is poorly known and observations are particularly rare.

KEYWORDS

Antarctica, meteorology, observations, precipitation radar, snowfall, YOPP

1 | INTRODUCTION

The Antarctic continent – 14×10^6 km² wide and almost totally covered by ice – is the largest continental reservoir of fresh water on Earth. Assessing the future evolution of the Ice-sheet mass balance is therefore critical in the context of climate change. The surface mass balance (SMB) of the Antarctic ice sheet is the net snow accumulation at its surface. The SMB is mainly fed by precipitation, whereas surface loss is due to surface – and drifting – snow sublimation and runoff of melted water to the ocean. The main focus of this study is the Antarctic precipitation, which is expected to increase by the end of the century according to climate scenarios from the Coupled Model Intercomparison Project (CMIP) (Palermo *et al.*, 2017; Vignon *et al.*, 2021). When it comes to precipitation in Antarctica, the different climate models are in great disagreement for present climate. Though there was no significant improvement between the CMIP5 and CMIP6 results (Roussel *et al.*, 2020), the reliability of the precipitation change in future scenarios is questionable and there is an urgent need to evaluate and improve the models. The evaluation of models requires reference observational data and a well-defined evaluation set-up. Satellite data are very useful to study the atmospheric column; thanks to the measurements from the Cloud Profiling RADAR (CPR) onboard the CloudSat satellite, the first model-free surface snowfall climatology over Antarctica has been constructed (Palermo *et al.*, 2014, 2019) then further expanded by adding the vertical component in Lemonnier *et al.* (2020). These datasets make it possible to assess some spatial and temporal characteristics of the vertical distribution of Antarctic precipitation. However, they have important limitations, such as the long revisit time, a short period of operation (from 2007 to 2010), and the absence of measurements below 1,200 m (the so-called blind zone; Maahn and Kollias, 2012), where the most intense snowfall occurs and where the sublimation by katabatic winds takes place (Grazioli *et al.*, 2017b; Durán-Alarcón *et al.*, 2019; Vignon *et al.*, 2019b).

The Year Of Polar Prediction in the Southern Hemisphere (YOPP-SH) campaign, which took place between 2017 and 2019, is a unique opportunity to carry out an in-depth evaluation of models thanks to the large amount of observational data collected and the simulations provided by climate and weather prediction centers. The YOPP was part of the Polar Prediction Project of the World Weather Research Program initiated by the World Meteorological Organization (WMO), the main objectives of which were (i) to improve the meteorological observations at the Poles, (ii) to enhance the prediction capabilities of numerical weather prediction (NWP) models at high-latitudes, (iii) to advance our understanding of

the dynamical and physical processes that govern the polar climates and their interactions with mid and low latitudes (Bromwich *et al.*, 2020). In the context of the YOPP-SH campaign, our work supports the first objective, but since the measurements we used are continuous it will also contribute to the second objective over a longer term – applying the same method of study to this longer dataset. A special observation period (SOP) took place at both Poles, with a particular focus at so-called supersites – that is, specific points of interest with an enhanced observational system – such as the French scientific station Dumont d'Urville (DDU) in coastal Adélie Land, East Antarctica (see Section 2.1 for the description of the site). At this station, the frequency of observations was increased, and dedicated simulations have been run to cover the campaign for the period from November 2018 to February 2019. This study is then a good indicator of the quality of the models and reanalyses, which are involved in the SMB analyses. Beyond WMO standards, the station is also equipped with a micro rain radar (MRR), which is very useful for evaluating the vertical structure of precipitation. Although the ground-based MRR data only make it possible to evaluate the precipitation modeled at a specific location, they provide information along the vertical and, in particular, on the lower layers of the atmosphere, and with a very fine temporal resolution (Lemonnier *et al.*, 2021; Vignon *et al.*, 2019a). Although it is common practice to evaluate the surface precipitation as simulated by models, this approach misses the relative importance of certain physical processes in the atmospheric column, such as precipitation sublimation – which takes place above the surface and impacts substantially the final result at the ground – especially in the case of the katabatic winds (Grazioli *et al.*, 2017b) that prevail at DDU. Thus, the MRR data make possible an analysis of the vertical profile of precipitation.

Beyond an NWP model assessment, all the observational data acquired during the YOPP-SH SOP make it possible to carry out a process-oriented evaluation of climate models and atmospheric reanalyses and to frame the results from the perspective of the SMB estimates over coastal Antarctica from those models. We focus on two operational analyses, two reanalyses, and two climate models, including a global atmospheric model and a regional one in the vicinity of the DDU station: the Action de Recherche Petite Echelle Grande Echelle (ARPEGE) outputs of the operational NWP model with a zoom focused on Dome-C (about 1,000 km from DDU), the Integrated Forecast System (IFS) outputs of the operational NWP model, Laboratoire de Météorologie Dynamique Zoom (LMDZ) zoomed on DDU, the Regional Atmosphere Model (MAR), the fifth-generation European Centre for Medium-range Weather Forecasts (ECMWF)

atmospheric reanalysis (ERA5), and the Modern-Era Retrospective analysis for Research and Applications, Version 2 (MERRA2) reanalysis (see Section 2.3 for a complete description of the models). The objective is to carry out an in-depth evaluation of the performances of the different types of models. To this end, a comparison with the observational data of the occurrences and quantities of snowfall flux at the surface and along the vertical is carried out. A detailed presentation of the observations and model output data used in this article is given in Section 2. Section 3 presents the meteorological conditions at DDU station during the YOPP campaign, with a particular focus on days with snowfall. Then, the results of the evaluation of the models are given in Section 4. Section 5 closes the article with a general discussion and conclusions.

2 | DATA AND METHODS

2.1 | Presentation of the DDU station

The DDU station is located at latitude 66.663° S and longitude 140.0° E (local time: UTC + 10 hr) on Petrel's Island at about 5 km off the coast of Adélie Land (see Figure 1). This is a privileged point for observation, in particular thanks to the many instruments that are deployed there. DDU is located in a region affected by katabatic winds that are very frequent on the East Antarctic coast. It is a coastal site that receives a significant amount of precipitation, estimated at about 667 mm·year⁻¹ in Jullien *et al.* (2020). Thus, its location and the presence of its operational meteorological station (König-Langlo *et al.*, 1998) since 1956 have motivated various studies and have led to some field campaigns concerning the study of precipitation, such as the Antarctic Precipitation, Remote Sensing from Surface and Space project that ran from 2015 to 2019 and during which instruments (including an MRR and a precipitation gauge) were deployed at the station to measure snowfall quantities (Genthon *et al.*, 2018) (in millimeters of liquid water equivalent). During the YOPP-SH campaign from November of 2018 to February of 2019, DDU was chosen to be a supersite.

2.2 | Ground-based observations and satellite remote-sensing measurements

2.2.1 | Snow gauge

Surface snow precipitation is measured using an OTT Pluvio² precipitation gauge (Grazioli *et al.*, 2017a; Genthon *et al.*, 2018). The gauge measures the mass of precipitation falling in a bucket installed on a scale that detects mass

changes. It is worth emphasizing that this system cannot distinguish between the accumulation of snow due to snowfall and accumulation due to blowing snow. A wind shield reduces the undercatch of airborne falling particles but the weather conditions at DDU are so extreme (severe gusts occasionally reaching 50 m·s⁻¹, wind direction changes and turbulences) that recorded measurements may be affected by artifacts. Here, phantom events due to vibration and blowing snow were removed with MRR data using the method of Grazioli *et al.* (2017a). However, phantom mass measurements due to strong wind events that occurred simultaneously with snowfall (both measured by the snow gauge and the MRR) cannot be corrected because it is difficult to filter only the component due to turbulence in the measured signal.

2.2.2 | MRR

The METEK MRR is a 24.3 GHz K-band radar and its half-power beamwidth is 2°, corresponding to a radius of 50 km at 3,000 m above ground level (a.g.l.). It was installed in a radome in November 2015 and since then has provided vertical profiles of reflectivity Z and Doppler velocity with a vertical resolution of 100 m up to 3,000 m. Data have been processed following the processing chain for snow hydrometeors developed by Maahn and Kollias (2012). Snowfall rates S are computed every 10 s using the Z - S relationship derived in Grazioli *et al.* (2017a) for DDU conditions, which was also calibrated during an austral summer season (in 2015–2016). The first valid range gate is at 300 m a.g.l., which can be compared with the measurements of snowfall at the surface by the precipitation gauge. It is worth noting that this Z - S relationship has been developed at the lowest available radar gate (300 m), which has an impact on the parameters chosen because they are calibrated for certain types of particles that vary with altitude, from 1,000 m and in particular above 2,000 m, because of the different properties of hydrometeors. The confidence interval of the parameters of the law given in Grazioli *et al.* (2017a) then makes it possible to evaluate an uncertainty range on the snowfall profile (see Figure 8).

2.2.3 | Weather sensors and monthly climatological tables

The scientific station at DDU is instrumented with an operational meteorological station operated by the French weather service Météo-France according to the WMO standards. Standard measurements of meteorological variables (2 m temperature and humidity, 10 m wind, and surface pressure) are collected all year long at a 1 min

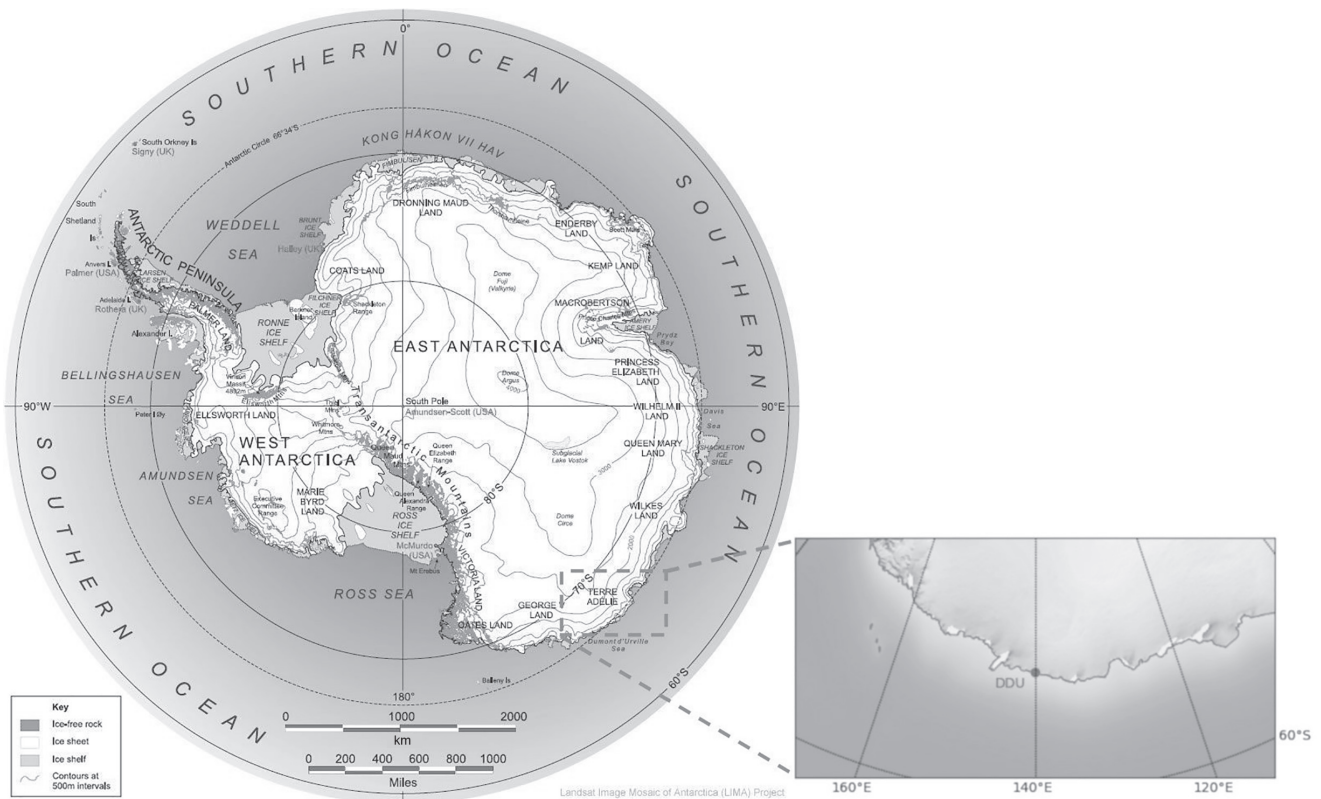


FIGURE 1 Map of Antarctica and the Southern Ocean produced by the Landsat Image Mosaic of Antarctica Project (left) zoomed on the east coast (right) (USGS, 2022). The Dumont d'Urville (DDU) station is indicated by a dot.

temporal resolution. Radiosondes are launched daily and up to three times a day during the YOPP SOP. Visual observations of present weather (cloud cover, cloud type, precipitation type) are also made every day at 0000, 0300, 0600, 0900, and 2100 UTC (no observation during local “night”). Daily summaries are reported in monthly climatological tables. It is worth noting that visual observations are not completely objective and may also be tainted by errors. Present weather information is also available in the automatic weather report (see Supporting Information Table S.4). It is particularly interesting because it informs about the type of precipitation that is visually observed during the past hour.

2.3 | Data from atmospheric models and meteorological reanalyses

This section presents the different models involved in the evaluation. Detailed information concerning the horizontal, vertical, and temporal resolutions of the datasets used is given in Supporting Information Table S.1. We have analyzed output from individual weather forecasting models (two), atmospheric circulation models (two), and reanalyses (two) that were freely accessible for

the time period of our study. Since we simultaneously study outputs of forecasting models (with a forecasting time step), quantities calculated from analyses of forecasting models, as well as models nudged towards continuous reanalyses, we must pay attention to the temporal dimension of the data compared. The daily totals of the different models (computed using UTC times) will be analyzed and precipitation occurrences will be seen as forecast hereinafter, whether they are predictions from weather forecasting models or outputs from nudged climate models. For forecasting models, the daily average will be computed with all the time steps from the run of 0000 h (UTC + 10 hr) this day. However, for climate models and reanalyses there is no forecasting time step. The daily average is therefore calculated respectively from all the hourly (or tri-hourly) results of the simulation and analysis of the day.

2.3.1 | Simulations from NWP models: ARPEGE and IFS

ARPEGE-SH

ARPEGE is a global hydrostatic model of NWP (e.g., Pailleux *et al.*, 2014). It is developed by Météo-France and used for weather forecasting. The model has sometimes

been used for Antarctic studies (Ricaud *et al.*, 2020). The cloud microphysics of ARPEGE has four prognostic variables for precipitation (cloud ice and water, solid and liquid precipitation). ARPEGE-SH is the dedicated configuration built for the YOPP-SH campaign. This specific configuration of the operational model is used with a higher resolution (around 7.5 km) over Antarctica (with a zoom centered on Dome-C, 123.3° E 75.1° S, East Antarctic Plateau) than for the NWP operational version over France (see Supporting Information Table S.1). A four-dimensional variational assimilation was performed every 6 hr with the in-situ (radiosondes, aircraft, ground-based stations, buoys, and ships datasets) and satellite observations used by the operational version of ARPEGE. We focused only on the first 24 hr (over 78 hr) of the forecasts initialized at 0000 UTC (1000 h local time) every day for the DDU supersite for which two nearest grid points have been extracted for ARPEGE (one point is over sea and one is over land).

IFS

The IFS model is a global NWP model developed at the ECMWF. Its cloud microphysics scheme is described in ECMWF (2021). The ECMWF contribution to the YOPP dataset archive consists of two different products that have been made available for the whole campaign: one operational ensemble medium-range forecast, performed at around 18 km resolution with hourly outputs of selected meteorological fields from IFS; and one dedicated short-range research run that is similar to the operational control forecast of the ensemble run. In this study we evaluate the second product, for which we could access only the daily averages from the original forecasts. The YOPP dataset can be founded on the ECMWF website (ECMWF, 2017) and it is presented thoroughly in Bauer *et al.* (2020).

2.3.2 | Reanalyses datasets: ERA5 and MERRA2

ERA5

ERA5 is a global reanalysis of the atmosphere produced by the ECMWF based on the IFS model (version CY41R2) and its data assimilation system (Hersbach *et al.*, 2020). Numerous atmospheric, land, and oceanic variables are computed on a 30 km resolution grid. Since 2019, ERA5 has superseded the previous ERA-Interim reanalyses dataset – for the whole time period since 1979. For this reanalysis, we computed the instantaneous solid precipitation fluxes by applying the methods used in line in the IFS model – detailed in the description of the model (see Supporting Information Table S.3).

MERRA2

MERRA is a global reanalysis based on the Goddard Earth Observing System Version 5 Earth System Model – which is a set of atmospheric, ocean, and land model components developed by the Global Modeling and Assimilation Office (GMAO) of the National Aeronautics and Space Administration (NASA) – and with an advanced assimilation system, including several in-situ and space-based meteorological observations. Since 2016, the second version, MERRA2 (Gelaro *et al.*, 2017), has superseded the original MERRA dataset, providing data from 1980 on a 50 km resolution grid. The dataset used in this study can be found on the NASA Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center website (GMAO, 2015).

2.3.3 | Simulations from climate models: LMDZ and MAR

LMDZ

The LMDZ general circulation model is the atmospheric component of the Institut Pierre Simon Laplace system coupled model (Boucher *et al.*, 2020), historically and still actively used in CMIP. LMDZ has been long used for Antarctic climate studies (e.g., Genthon *et al.*, 2002; Krinner *et al.*, 2019), and its physics has been evaluated and improved for Antarctic conditions, especially regarding boundary-layer (Vignon *et al.*, 2017) and precipitation processes (Lemonnier *et al.*, 2021). The sixth and most recent version of the model that is used in this article is presented in Hourdin *et al.* (2020), and the cloud and precipitation parametrization is thoroughly described in Madeleine *et al.* (2020). For this study, we have carried out LMDZ simulations with the zooming capability of the model (see Supporting Information Table S.1) in a nudged mode, as described in Vignon *et al.* (2018). The zoom consists of stretching the horizontal Arakawa-C 64 × 64 grid in both latitude and longitude in order to obtain a refined domain of 62 km × 62 km centered on DDU (see Supporting Information Figure S.1). A nudging on the temperature, humidity, and zonal and meridional wind components with ERA-Interim reanalyses is applied outside the zoom region with a time-scale of 6 hr. Therefore, the subcomponents of the physics of the model can be evaluated apart from likely deficiencies in the representation of the large-scale atmospheric dynamics and makes it possible to perform a chronologic comparison with in-situ data from the DDU observatory.

MAR

The MAR is a limited-area regional model (Gallée, 1995). It has been specifically developed for polar regions and is thoroughly used for Antarctic studies (Agosta *et al.*, 2019;

Kittel *et al.*, 2021; Amory *et al.*, 2021). In this study, we used MAR version 3.11, as in Kittel *et al.* (2021), solving conservation equations for five water species: snow particles, cloud ice crystals, rain drops, cloud droplets, and water vapor (Kessler, 1995; Gallée, 1995). Airborne particles can be advected vertically from one atmospheric layer to another and contribute through sublimation to the heat and moisture budget of the atmosphere (Agosta *et al.*, 2019; Le Toumelin *et al.*, 2021). The limited area requires forcing at the limits of the domain. MAR simulations used in this study are made with ERA5 nudging (from mid-troposphere to the top) on a grid of $6,000 \times 7,000 \text{ km}^2$ (see Supporting Information Table S.1 for details) around the Antarctic continent.

2.4 | Evaluation methodology

To assess the prediction quality of the six simulations and reanalyses, we evaluated both the accuracy of the timing of the precipitation occurrences and that of the amount of snowfall during the campaign. At the ground surface, the reference used for total snowfall is the data from the OTT Pluvio² snow-gauge. The surface solid precipitation was extracted from modeling datasets to perform the surface comparison. Along the vertical, the reference observational dataset is that from the MRR, which is compared with the profiles of solid precipitation fluxes from the simulations and reanalyses. As all the simulations and reanalyses are not available with hourly time steps, we chose to make the comparison at the daily time-scale. We also choose to consider Pluvio² as the daily surface reference to keep a single framework between comparisons of occurrences and quantities. Thus, daily observed snowfall accumulations – according to the reference selected (Pluvio² for surface snowfall or MRR for snowfall on the vertical column) – are considered as individual events and compared with those that have been predicted.

2.4.1 | Grid point selection

Three grid points (see Supporting Information Table S.2 – note that non-zero altitudes on the ocean surface are due to the spectral representation of the surface geopotential; and see Figure 2 – note that some points are overlapping) were selected for each model studied: the closest to the real coordinates of the DDU station, the closest fully oceanic grid point (i.e., the closest with 100% of type “sea”), and the closest fully terrestrial grid point (i.e., the closest with 100% of type “land”). For ARPEGE and MAR, only two points are extracted because the closest point is already fully oceanic or terrestrial. A preliminary

comparison of the three grid points, based on surface and vertical snowfall amounts (see Supporting Information Table S.3), made it possible to assess that the most accurate representation of snowfall amounts is that of the closest grid point regardless of the surface type for most of the outputs. Therefore, we only analyze the detailed comparison between the simulations or reanalyses and the observations for the closest grid point whatever the nature of surface.

2.4.2 | Thresholding and classification of days with snowfall

Precipitation events are considered at the daily time-scale. In order to filter the instrumental noise and spurious numerical precipitation in models, it is necessary to determine precipitating days that are considered as significant or non-negligible. With the snow-gauge having already been filtered out using data from the lowermost MRR gate data, it is considered that any precipitating day with more than 0 mm is not negligible. Also, the manufacturer’s manual indicates that a native threshold of 0.1 mm per hour is already taken into account in the raw results of the snow-gauge. Across the vertical atmospheric column, it can happen that values measured by the MRR are masked. They are echoes filtered out by the processing algorithm depending on a threshold set to distinguish if the reflectivity is strong enough to be considered. We then choose to consider that these cases of undefined values are non-precipitating days – given that there are no zero values in the MRR dataset – except for the cases where the quality variable indicates an absence of data. It is also necessary to consider that the sensitivity of the MRR decreases vertically, because electronic and thermal noise increase with altitude. By construction, the minimum reflectivity detectable by the MRR increases with the square of the distance from the instrument. To take this into account, we choose to filter out the data according to the value of the signal-to-noise ratio, which guarantees that a clearly visible signal is kept. Thus, a minimal value of signal-to-noise ratio is considered in order to remove precipitation measurements that are strongly impacted by noise before any comparisons. The choice of this threshold, as well as its impact on the observations, is detailed in Supporting Information Figure S.4–S.7. In the model comparison (not in models statistics), we choose a threshold of 0.28 mm per day. This criterion was established by Palerme *et al.* (2014) to optimize the agreement between observations – CloudSat in Palerme *et al.* (2014), MRR here – and the numerical simulations, based on a comparison between ERA-Interim and CloudSat datasets. We choose to use this threshold for consistency with the

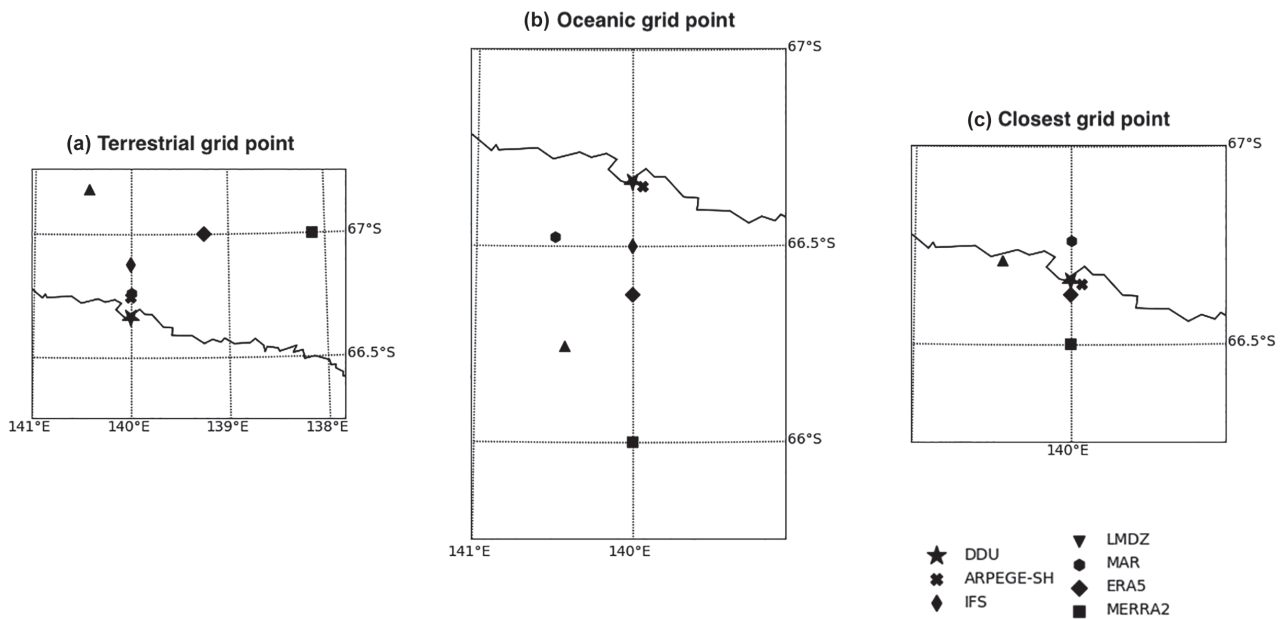


FIGURE 2 Location of the models grid points. Figure a, b and c respectively indicate the terrestrial, oceanic and nearest grid points. Some points are overlapping, see Supporting Information Table S.2 for grid points information. The real coordinates of Dumont d’Urville (DDU) are indicated by a black star. The black line represents the actual coastline.

previous studies and in order to be able to extend this study thereafter to a comparison of the reanalyses of the ECMWF with instruments such as that carried on board CloudSat (during its operating period) or the one planned for the future EarthCare satellite platform.

We apply this threshold on the whole vertical by considering that the numerical error in the models does not depend on the altitude. In order to analyze their occurrence, we further classify days with snowfall at the surface into six quantitative classes: intense with 10 mm or more per day, medium with 5–10 mm per day, small with 1–5 mm per day, very small with 0.28 to 1 mm per day, negligible with less than 0.28 mm per day, and null event with exactly 0 mm per day. The latter category has very different results depending on the model conventions to treat the absence of precipitation (see Figure 5) or low precipitation values – some models may have non-zero values due to numerical accuracy and rounding errors.

2.4.3 | Evaluation of the detection of snowfall occurrence

A contingency table is used to assess the quality of the simulations and reanalyses results about daily occurrence of snowfall regardless of quantity, except the minimal threshold of 0.28 mm per day for daily snowfall that is chosen to distinguish days with precipitation from those without (or negligible) precipitation in the measurements or numerical outputs. A dichotomous result based on

the aforementioned threshold is attributed for each day and at each level (for the comparison with the MRR dataset – considering the closest model level to the level of the MRR). In the special case of the intercomparison between observations (see Supporting Information Figure S.3), the minimum threshold retained to consider precipitating days is 0 mm per day. An additional comparison has been made between visual and instrumental observations of surface snowfall occurrences (see Supporting Information Figure S.2) showing a good agreement between human observations and data from the snow-gauge. In this study, the following basic scores are analyzed to investigate the quality of the predicted precipitation occurrence, with H , FA , M , and CR being respectively hits, false alarms, misses, and correct rejects:

– Bias (B):

$$B = \frac{H + FA}{H + M}$$

This is the ratio of forecasted days with snowfall over observed ones. If $B > 1$ (respectively $B < 1$), then the model overestimates (respectively underestimates) the occurrence. The perfect score is 1.

– Probability of detection (POD):

$$POD = \frac{H}{H + M}$$

This is the proportion of hits among forecasted days with snowfall. It is sensitive to hits but ignores false alarm. The perfect score is 1.

- False-alarm ratio (FAR):

$$\text{FAR} = \frac{\text{FA}}{H + \text{FA}}$$

This is the ratio of predicted days with snowfall on unobserved ones. The perfect score is 0.

- Heidke skill score (HSS):

$$\text{HSS} = \frac{2(H \times \text{CR} - \text{FA} \times M)}{(H + M)(M + \text{CR}) + (H + \text{FA})(\text{FA} + \text{CR})}$$

This measures the performance of forecasting against a random forecast. A negative value indicates that the random forecast is better. A value of 0 means that the model has no particular skill. The perfect value is 1.

3 | METEOROLOGICAL CONDITIONS IN ANTARCTICA AND AT DDU DURING THE YOPP CAMPAIGN

3.1 | Standard meteorological variables during the YOPP campaign

The climate at DDU station is milder than inland but very windy. As it is located on the east coast, where the altitude is close to sea level, the site is strongly influenced by synoptic systems transiting over the Southern Ocean as well as the warming by the ocean (König-Langlo *et al.*, 1998). The temperatures rarely fall below -30°C

and the maximum can exceed 0°C . Winds at DDU are mostly katabatic winds forming on the slope of the continent with an easterly direction (Vignon *et al.*, 2019b). Their strength can be particularly strong when the synoptic conditions favor a plateau-to-ocean pressure gradient force (Bromwich and Parish, 1998). The direction, from southeast to south at DDU, is determined by the slope and deviated by the Coriolis force. The main direction of the winds at DDU during YOPP-SH is between 90 and 130° , which corresponds to katabatic winds. This type of wind is typical of the off-seasons and when the synoptic situation is favorable – especially after the passage of a low pressure to the north of Terre Adélie. The dry air carried by a katabatic wind significantly influences the lower layers of the atmosphere at the coasts, notably through the sublimation of precipitation. Snowfall at DDU is mostly associated with the passage of a warm front of an extratropical cyclone transiting over the Southern Ocean (Jullien *et al.*, 2020). Dry katabatic winds sublimate a substantial part of the precipitation (Grazioli *et al.*, 2017b), especially during the pre-frontal and post-frontal phase of the precipitation event (Jullien *et al.*, 2020). As summer temperature can sometimes exceed 0°C , rainfall occasionally occurs (Vignon *et al.*, 2021), especially when a strong blocking anticyclone forms to the northeast of the station. A study carried out by Grazioli *et al.* (2017a) over 1 year has shown that the annual precipitation amount at DDU would be between 740 and 989 mm. The evolution of the temperature and wind-force variables recorded during the YOPP campaign

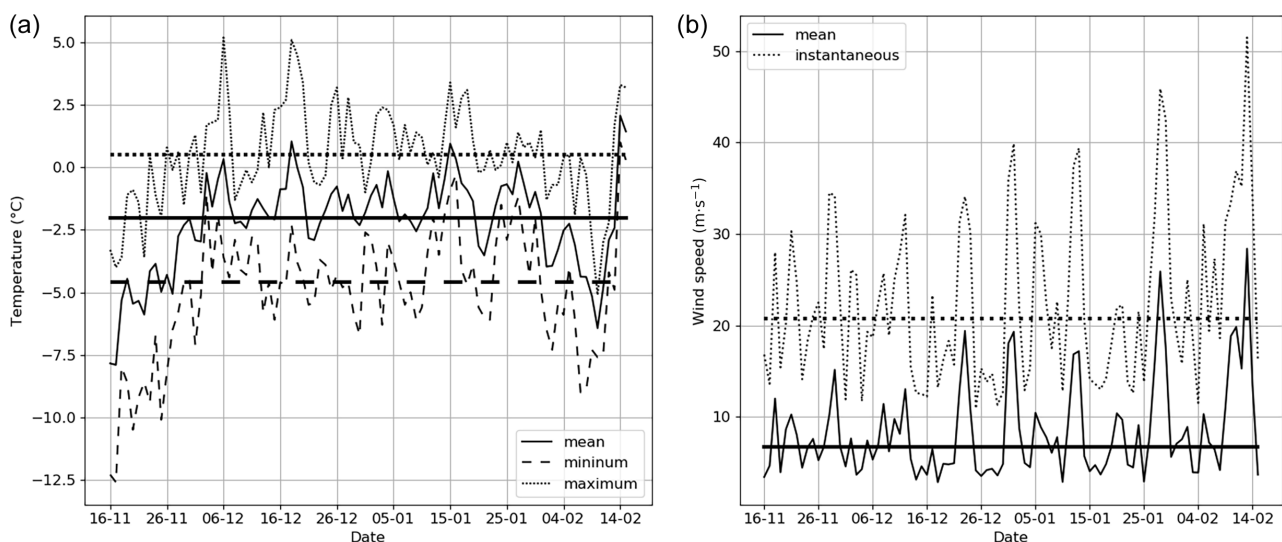


FIGURE 3 (a) Time series of the daily mean of hourly 2 m temperature in degrees Celsius (minimum, maximum, and mean temperatures are respectively in dashed, dotted, and solid black lines). (b) Time series of the daily mean of hourly 10 m wind speed in meters per second on the right (mean and instantaneous wind speed are respectively in solid and dotted black lines) during the Year Of Polar Prediction in the Southern Hemisphere campaign measured by the Météo-France sensors at the Dumont d'Urville station (November 2018–February 2019). Median values are shown as thick lines.

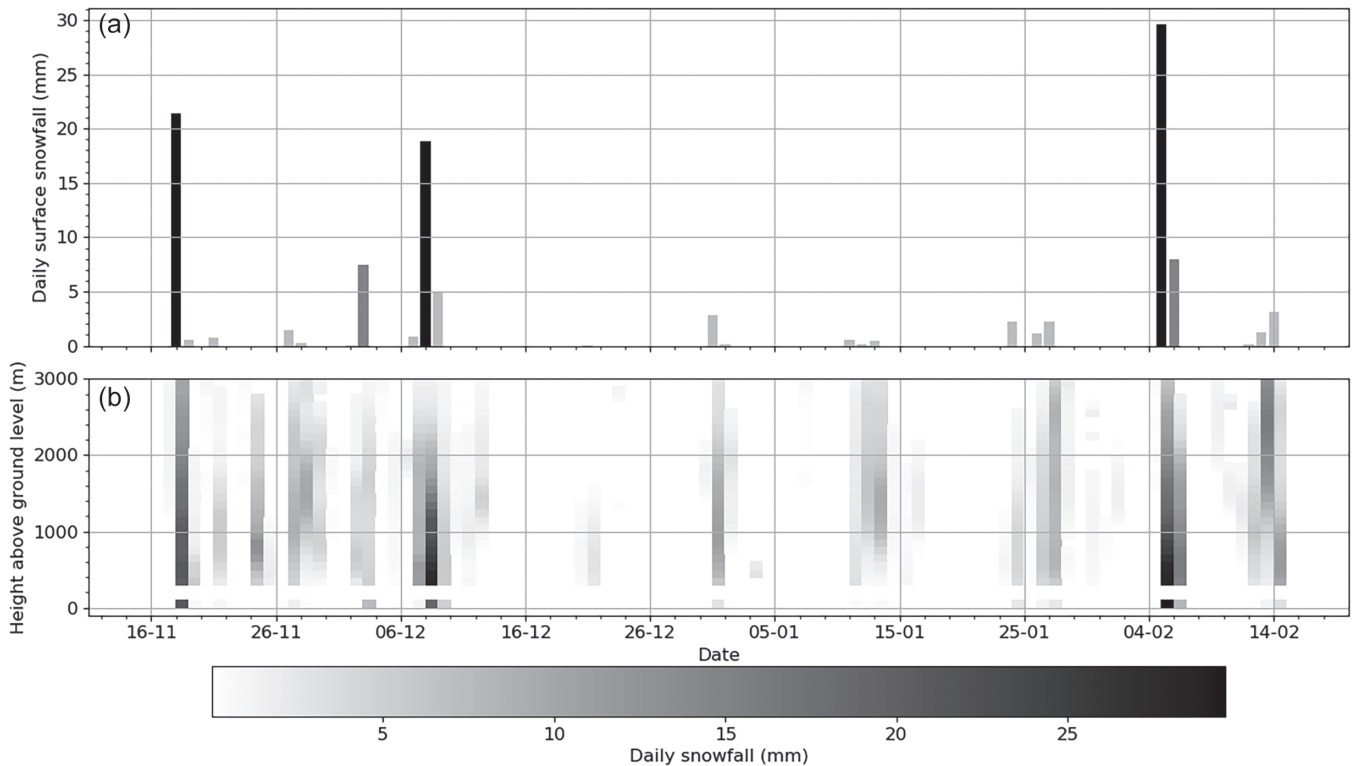


FIGURE 4 (a) Time series (November 2018–February 2019) of the surface snowfall measured by the snow-gauge during the Year Of Polar Prediction (YOPP) period (black: days with intense snowfall; grey: medium; silver: small and very small). (b) Time series (November 2018–February 2019) of the vertical snowfall flux measured by the micro rain radar (MRR) during the YOPP period (white: no or negligible precipitation) and the surface snowfall measured by the snow-gauge.

and the statistics are presented in Figure 3. During the YOPP campaign, the daily average of the hourly maximum temperature was 0.5°C , with only 8 days of positive daily mean temperature. The daily averages of the hourly minimum and mean temperatures were respectively -4.6 and -2.0°C . Over 92 days, the daily average of hourly maximum temperature remained below 0°C for 34 days, and the daily average of hourly minimum temperature did not exceed -5°C for 38 days (see Figure 3). Most of the wind blowing at the station is easterly or southeasterly and ranges between 7 and $14\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (not shown). The daily average of the hourly mean wind speed and hourly instant wind speed during the campaign are $6\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ and $21\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ respectively. The strength of the hourly gusts averaged over the day exceeded $28\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ for 25 days out of the 92-day campaign.

3.2 | Days with snowfall observed during the YOPP campaign

Considering the previously mentioned threshold of 0.28 mm per day, the snow-gauge has detected 24109 non-negligible days with snowfall during the 92-day

campaign. Figure 4 shows the daily time series of the snowfall measured by the instrument at the surface. During the summer campaign, there were respectively 3 days, 2 days, and 19 days of high, medium, and low or very low snowfall intensity. The time series of surface precipitation, as well as that on the vertical, show a drier period from December 10 to February 3. Figure 4 shows a very good agreement between the occurrences observed by the MRR (at its first level) and those of the snow-gauge. It is worth noting that the precipitation formed aloft does not always reach the ground surface. So-called virga events can indeed occur at DDU when the precipitation is relatively weak and the low-level sublimation of snowflakes is particularly intense. During the YOPP campaign, 16 days presented a non-zero precipitation measurement by the MRR at the first level while the snow-gauge indicated no precipitation at the surface. We will refer to these events as ‘potential near-surface sublimation days’. The snow-gauge signal and the standard meteorological variables have been verified to confirm the accuracy of the measurements. All these days have a zero mass balance (precipitation minus evaporation) that can be explained by favorable conditions at the surface (low relative humidity, strong wind from the east).

TABLE 1 Total surface accumulation for model outputs and observations.

	Total surface snowfall (mm)
ARPEGE-SH	101
ECMWF-OPER	130
LMDZ	125
MAR	85.1
ECMWF-ERA5	198
MERRA2	175
Pluvio	109
MRR	182

Abbreviations: ARPEGE-SH, Action de Recherche Petite Echelle Grande Echelle, Southern Hemisphere configuration; ECMWF-OPER, European Centre for Medium-Range Weather Forecasts operational model; LMDZ, Laboratoire de Météorologie Dynamique Zoom; MAR, Regional Atmosphere Model; ECMWF-ERA5, fifth-generation European Centre for Medium-Range Weather Forecasts atmospheric reanalysis; MERRA2, Modern-Era Retrospective analysis for Research and Applications, Version 2; Pluvio, precipitation gauge; MRR, micro rain radar.

4 | EVALUATION OF THE MODEL PRECIPITATION OCCURRENCE AND AMOUNTS

4.1 | Evaluation at the surface

At the surface, regarding precipitation amounts, the model outputs with best agreement with observations are those from ARPEGE-SH with a global underestimation of 7% of the total accumulation (see Table 1) and LMDZ with an overestimation of 15%. MAR is underestimating it with an error of 24%. The two reanalyses are overestimating the quantity with larger errors: 61% for MERRA5 and 82% for ERA5. When considering days with snowfall by intensity class, LMDZ reproduces the best distribution of day types with the smallest standard deviation compared with surface observation data (not shown). The repartition of different contributions is illustrated in Figure 5. ARPEGE and MERRA2 have the most dissimilar repartition from the snow-gauge, especially due to a major overestimation of negligible snowfall daily amounts. None of the models represent days with exactly 0 mm or with a negligible amount of snowfall (0–0.28 mm per day) the same way. However, we investigated days with little accumulation considering small (1–5 mm per day) and very small (0.28–1 mm per day) snowfall amounts: the analysis of the contribution of those days with snowfall shows that their occurrences are predominant and that they are generally well represented in all the models. Regarding the total accumulation, the contribution of days with very weak snowfall is negligible

(see Figure 5), and the major part of the overall surface snowfall originates from days with intense, and medium or small snowfall. The time series of accumulated precipitation shown in Figure 6 shows that reanalyses are well representing the days with intense snowfall but overestimate some medium and small ones. ARPEGE underestimates all strong and medium days with snowfall, and MAR overestimates the number of days with negligible snowfall and does not simulate enough intense ones. Finally, ARPEGE, IFS, and LMDZ do not always simulate intense and moderate daily snowfall amounts well, but the total accumulation over the whole period is within 21 mm of the value recorded at the snow-gauge (see Table 1).

For all models, the contribution to the total surface precipitation bias increases with the intensity of the precipitation event. However, the strongest relative errors come from the weakest events: the bias of the weakest events reaches up to 10% for reanalyses, whereas it does not exceed 1% in the case of very intense events whatever the model (not shown). The HSS value for the models is close, but major differences between them are highlighted by the other scores (see Table 2): ERA5, MERRA2, and IFS have a perfect POD, and ARPEGE also has a very high value for this score, which is most probably a result of optimal assimilation of observed standard variables at the surface (as temperature, wind speed, and humidity), whereas the other models are merely nudged at boundaries. The time series of the results of the comparison of the models to the snow-gauge observations at the surface (see Figure 6) shows that ERA5, MERRA2, and IFS do not miss a day with snowfall at the surface during the YOPP campaign, and ARPEGE only misses a single day with snowfall. ERA5, MERRA2, and IFS have higher bias and FAR due to too many precipitating days. MAR and LMDZ have the lowest bias, slightly overestimating the number of days with snowfall. However, the higher number of missed days with snowfall of these models contributes to lower values of POD. MAR has the lowest FAR because of its underrepresentation of the number of days with significant snowfall, which may be due to too small intensities of snowfall events. MAR and LMDZ have the same missed days with snowfall (around the 20th day of the campaign – see Figure 6). During ‘potential near-surface sublimation days’, all the models are only in agreement with the precipitation detection of the rain-gauge for 1 day (out of 16 days). Ruling out these cases makes it possible to improve the average error of the models of 10 mm.

4.2 | Evaluation of the vertical profiles

To perform the comparison between the MRR and the various model outputs, model data have been vertically

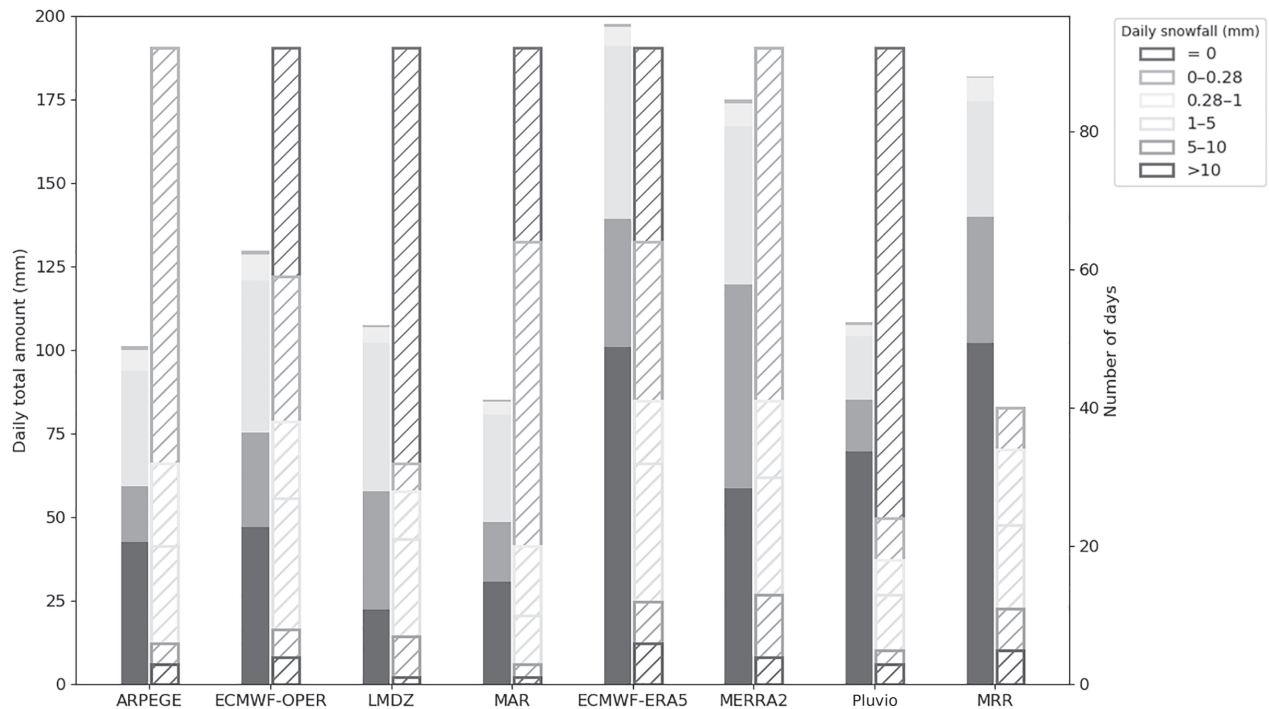


FIGURE 5 Left bars: total amount of surface snowfall over the Year Of Polar Prediction campaign for model outputs and observations classified by daily surface snowfall amount classes. Right bars: number of days classified by daily surface snowfall amount classes for model outputs and observations (for the MRR, there is no day with a null daily snowfall because no zero value is present in the dataset). ARPEGE, Action de Recherche Petite Echelle Grande Echelle; ECMWF-OPER, European Centre for Medium-Range Weather Forecasts operational model; LMDZ, Laboratoire de Météorologie Dynamique Zoom; MAR, Regional Atmosphere Model; ECMWF-ERA5, fifth-generation European Centre for Medium-Range Weather Forecasts atmospheric reanalysis; MERRA2, Modern-Era Retrospective analysis for Research and Applications, Version 2; Pluvio: precipitation gauge; MRR, micro rain radar.

interpolated (using linear interpolation) on MRR levels. Along the vertical, each score is computed with the daily results of every level of the whole vertical column for each model. The analysis of the total precipitation flux profiles modeled during the period (see Figures 7 and 8) shows

that the result closest to the observation by the MRR is that of the ARPEGE model, with the smallest standard deviation (computed with absolute values) compared with the observed profile. IFS has the closest values of quantity and height of the maximum value on the vertical compared

TABLE 2 Scores (bias, probability of detection, and ratio of false alarm) of model outputs for the occurrence of surface and vertical snowfall during the Year Of Polar Prediction campaign compared with observations.

Model	Score							
	Surface				Vertical			
	<i>B</i>	POD	FAR	HSS	<i>B</i>	POD	FAR	HSS
ARPEGE-SH	1.78	0.94	0.47	0.57	1.05	0.87	0.17	0.74
ECMWF-OPER	2.11	1.00	0.53	0.51	1.10	0.89	0.19	0.74
LMDZ	1.50	0.78	0.48	0.51	1.13	0.81	0.29	0.57
MAR	1.28	0.89	0.30	0.72	1.20	0.86	0.29	0.60
ECMWF-ERA5	2.28	1.00	0.56	0.46	1.15	0.90	0.21	0.71
MERRA2	2.28	1.00	0.56	0.46	1.14	0.89	0.22	0.71

Note: Italic and bold respectively indicate the best and worst scores among all models.

Abbreviations: *B*, bias; POD, Probability of detection; FAR, false-alarm ratio; HSS, Heidke skill score; ARPEGE-SH, Action de Recherche Petite Echelle Grande Echelle, Southern Hemisphere configuration; ECMWF-OPER, European Centre for Medium-Range Weather Forecasts operational model; LMDZ, Laboratoire de Météorologie Dynamique Zoom; MAR, Regional Atmosphere Model; ECMWF-ERA5, fifth-generation European Centre for Medium-Range Weather Forecasts atmospheric reanalysis; MERRA2, Modern-Era Retrospective analysis for Research and Applications, Version 2.

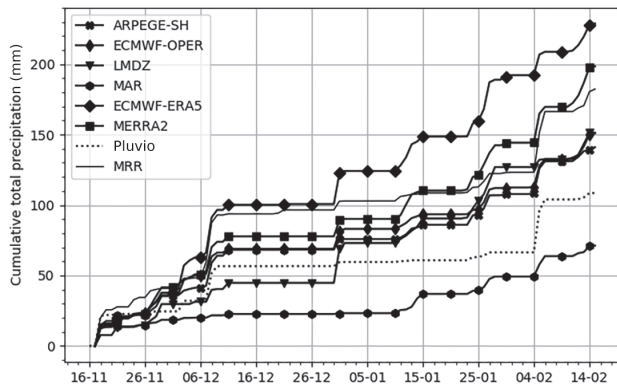


FIGURE 6 Time series (November 2018–February 2019) of the cumulative surface (or at the lowest available gate; i.e., at 300 m above ground level for MRR) snowfall for model outputs and observations. ARPEGE-SH, Action de Recherche Petite Echelle Grande Echelle, Southern Hemisphere configuration; ECMWF-OPER, European Centre for Medium-Range Weather Forecasts operational model; LMDZ, Laboratoire de Météorologie Dynamique Zoom; MAR, Regional Atmosphere Model; ECMWF-ERA5, fifth-generation European Centre for Medium-Range Weather Forecasts atmospheric reanalysis; MERRA2, Modern-Era Retrospective analysis for Research and Applications, Version 2; Pluvio: precipitation gauge; MRR, micro rain radar.

with the MRR. Despite a small bias in the value of surface snowfall (and all along the atmospheric column), the ERA5 reanalyses have a good representation of the observed distribution as well as a close maximum snowfall flux on the vertical to the MRR one. In contrast, the LMDZ and MAR models have a less consistent shape of vertical distribution with the observation, respectively overestimating and underestimating maximum snowfall flux (see Tables 3 and 4).

In particular, the profiles with relative snowfall values show that the sublimation of precipitation is too strong with respect to the maximum in the profile for all the models in the lower layers of the atmosphere. It should be noted that the quantitative comparison of precipitation modeled by the different models is done with the precipitation values obtained from the reflectivity measurements of the MRR. The uncertainty due to the reflectivity–snowfall conversion ranges from 5% of the measured snowfall quantity at the bottom (lowest available gate; i.e., at 300 m a.g.l.) to 2% at the top. All the models have a $B > 1$, meaning a slight overestimation of occurrence of days with snowfall. The ARPEGE and IFS models have the biases closest to 1, as well as high POD values, which indicates a good representation of snowfall occurrence. This interpretation is confirmed by the greatest values of HSS. The two reanalyses, MERRA2 and ERA5, have the best POD, which can be explained by a higher number of hits. However, they

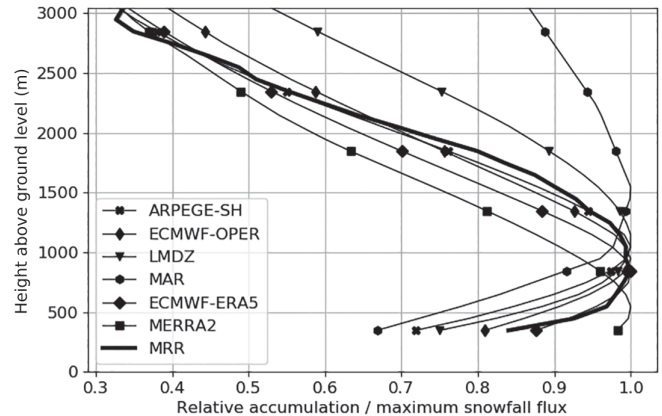


FIGURE 7 Vertical profiles of cumulative snowfall during the Year Of Polar Prediction campaign normalized by the maximum snowfall flux in the column for model outputs and MRR observations. ARPEGE-SH, Action de Recherche Petite Echelle Grande Echelle, Southern Hemisphere configuration; ECMWF-OPER, European Centre for Medium-Range Weather Forecasts operational model; LMDZ, Laboratoire de Météorologie Dynamique Zoom; MAR, Regional Atmosphere Model; ECMWF-ERA5, fifth-generation European Centre for Medium-Range Weather Forecasts atmospheric reanalysis; MERRA2, Modern-Era Retrospective analysis for Research and Applications, Version 2; MRR, micro rain radar.

suffer from higher biases due to a higher number of excess predicted days with snowfall due to an overestimation of the precipitation occurrences at DDU, concurring with the results of Jullien *et al.* (2020). For the particular case of ‘potential near-surface sublimation days’, all the models detect a precipitation event in 7 out of 16 cases, and the majority of them agree with the MRR in more than half of the cases. The scores for these days are excellent (see Supporting Information Table S.7), confirming that models are particularly efficient at detecting the precipitation in the vertical column. The vertical analysis shows a precipitation flux tending towards zero at the surface for the MRR as well as for the models, reproducing very well this typical profile of the sublimation phenomenon, which is also confirmed by the very low standard deviations (see Supporting Information Figure S.8 and Table S.6).

5 | DISCUSSION AND CONCLUSION

Model–observation intercomparisons along the vertical are rare for precipitation, as precipitation from models is generally evaluated at ground level, because surface observations are the primary source of data available as a reference for calibration or validation activities. Although accurate knowledge of average, but also extremes of, surface

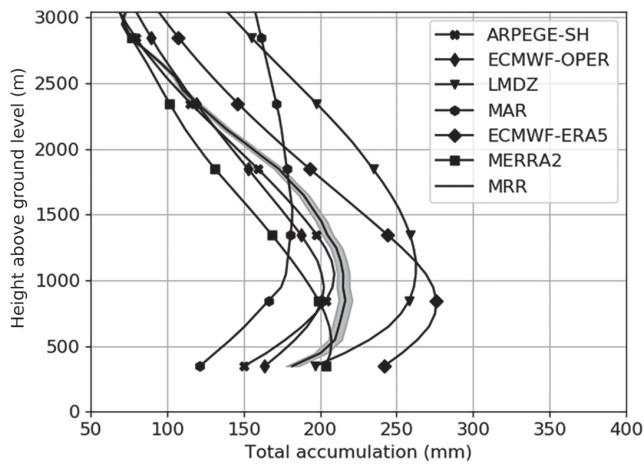


FIGURE 8 Vertical profiles of cumulative snowfall during the Year Of Polar Prediction campaign for model outputs and MRR observations (with the centered uncertainty associated at each vertical level in gray color). ARPEGE-SH, Action de Recherche Petite Echelle Grande Echelle, Southern Hemisphere configuration; ECMWF-OPER, European Centre for Medium-Range Weather Forecasts operational model; LMDZ, Laboratoire de Météorologie Dynamique Zoom; MAR, Regional Atmosphere Model; ECMWF-ERA5, fifth-generation European Centre for Medium-Range Weather Forecasts atmospheric reanalysis; MERRA2, Modern-Era Retrospective analysis for Research and Applications, Version 2; MRR, micro rain radar.

precipitation is our main goal, it is also important to verify that these precipitations are the result of the right physical processes. The vertical profile offers the possibility to distinguish the altitudes where precipitation forms by condensation from those where it is sublimated, and thus to evaluate these two processes separately. Ideally, a good model is able to represent it across the entire atmospheric column in terms of quantity and occurrence. It is important for weather prediction that a model manages well the timing and, therefore, indirectly the precipitation detection thresholds – because this is what defines whether precipitation occurs or not.

Despite the short time of available data, during the YOPP-SH SOP at DDU the comparison performed in this study between models illustrates the potential of vertical information for model evaluation. YOPP-SH offers a good opportunity to comparatively evaluate the performance of several meteorological and climate models and reanalyses in both weather prediction and nudged mode in the polar environment. Here, models have been evaluated at the DDU YOPP-SH supersite during the YOPP austral summer SOP for their capabilities with respect to precipitation thanks to ground-based radar data that are now available.

Even though we cannot indubitably ensure that better performances are due to data assimilation in these products, weather prediction models and reanalyses that

TABLE 3 Cumulative maximum snowfall in the column during the Year Of Polar Prediction campaign across all vertical levels for model outputs and MRR observations.

	Maximum snowfall in the column (mm)
ARPEGE-SH	209
ECMWF-OPER	203
LMDZ	263
MAR	182
ECMWF-ERA5	276
MERRA2	207
MRR	217

Abbreviations: ARPEGE-SH, Action de Recherche Petite Echelle Grande Echelle, Southern Hemisphere configuration; ECMWF-OPER, European Centre for Medium-Range Weather Forecasts operational model; LMDZ, Laboratoire de Météorologie Dynamique Zoom; MAR, Regional Atmosphere Model; ECMWF-ERA5, fifth-generation European Centre for Medium-Range Weather Forecasts atmospheric reanalysis; MERRA2, Modern-Era Retrospective analysis for Research and Applications, Version 2; MRR, micro rain radar.

TABLE 4 Standard deviation of the vertical distribution of total snowfall during the Year Of Polar Prediction campaign for model outputs.

	Standard deviation (mm)
ARPEGE-SH	9.67
ECMWF-OPER	11.67
LMDZ	24.69
MAR	49.41
ECMWF-ERA5	17.57
MERRA2	17.22

Abbreviations: ARPEGE-SH, Action de Recherche Petite Echelle Grande Echelle, Southern Hemisphere configuration; ECMWF-OPER, European Centre for Medium-Range Weather Forecasts operational model; LMDZ, Laboratoire de Météorologie Dynamique Zoom; MAR, Regional Atmosphere Model; ECMWF-ERA5, fifth-generation European Centre for Medium-Range Weather Forecasts atmospheric reanalysis; MERRA2, Modern-Era Retrospective analysis for Research and Applications, Version 2.

benefit from the assimilation of observations better represent the occurrences of precipitation. The ERA5 and MERRA2 reanalyses faithfully reproduce the chronology of surface precipitation, allowing one, for example, to characterize the water cycle in the region. However, their positive bias must be taken into account to make a surface precipitation climatology. The weather prediction models IFS and ARPEGE are reliable in predicting accumulations of surface precipitation at DDU with less than 20% error on the accumulation measured during the campaign. We

are fairly confident that the weather forecast models and the reanalyses reproduce the precipitation profiles well. The ARPEGE and IFS models have a correct vertical gradient, testifying to their good representation of hydrometeor growth mechanisms. Contrary to the reanalyses, the MAR model underestimate the total cumulative precipitation at the surface, which can be explained by its less accurate representation of the snowfall profile or by its underestimation of days with intense surface snowfall amounts. The LMDZ model produces too much precipitation at altitude, but this is compensated by strong sublimation towards the surface so that it has a good estimate of surface accumulation. Regarding the precipitation occurrences, the calculated scores indicate a better success of all the models on all the vertical levels compared with the surface only, especially in case of a near-surface sublimation event. This makes it possible to account for the differences in the vertical distribution of precipitation. This vertical aspect is particularly critical for DDU because of the evaporation near the surface, but we can assume that this is also the case for all of Antarctica.

Even if the important information is what remains on the surface, in particular in the contribution to the calculation of the SMB, the vertical is crucial to examine the deficiencies of a model in terms of representation of the processes – for the Antarctic it is particularly important for the parameters of cold microphysics by which water vapor (advected from the ocean) condenses (forming clouds) and whose particles grow by different processes until they fall and become precipitation. Since we show here how important the information along the vertical is to properly evaluate a model in Antarctica, and that now we can obtain observations of precipitation profile from in-situ radar, we recommend deploying instruments of the same type as the MRR as well as favoring the passage of satellites capable of profiling precipitation above the polar regions, such as CloudSat did and as EarthCare will soon do.

AUTHOR CONTRIBUTIONS

Marie-Laure Roussel: conceptualization; data curation; formal analysis; investigation; methodology; project administration; resources; validation; visualization; writing – original draft; writing – review and editing. **Valentin Wiener:** resources; visualization; writing – review and editing. **Christophe Genthon:** investigation; project administration; supervision; validation; writing – review and editing. **Etienne Vignon:** investigation; resources; validation; writing – review and editing. **Eric Bazile:** resources; validation; writing – review and editing. **Cécile Agosta:** investigation; resources; validation; writing – review and editing. **Alexis Berne:** investigation; methodology; resources; validation; writing – review and

editing. **Claudio Durán-Alarcón:** investigation; methodology; resources; software; visualization; writing – review and editing. **Jean-Louis Dufresne:** investigation; resources; validation; visualization; writing – review and editing. **Chantal Claud:** funding acquisition; methodology; project administration; supervision; writing – review and editing. **Marie-Laure Roussel** carried out the data analysis and wrote the initial draft. **Christophe Genthon** is in charge of the program that carries out observations and supervises her thesis. **Eric Bazile** carried out the ARPEGE simulations and contributed to the modeling aspects of the article. **Valentin Wiener** performed the LMDZ simulations with the help of Etienne Vignon and of Cécile Agosta with MAR. **Claudio Durán-Alarcón** provided the raw radar data-processing algorithm and contributed to the analysis of the results. All coauthors contributed to the writing.

ACKNOWLEDGEMENTS

We would like to dedicate this article to Chantal Claud, who unfortunately passed away while this work was being carried out, in gratitude for her support and her experienced advice. This paper is a contribution to the CALVA project supported by the French Polar Institute (IPEV project 1013) and to the YOPP, a flagship activity of the Polar Prediction Project, initiated by the World Weather Research Program of the WMO. This research was carried out in the framework and with support of the French space agency CNES/CNRS GDR EECLAT. CDA thanks FCT/MCTES for the financial support from CESAM (UIDP/50017/2020 and UIDB/50017/2020) through national funds and support to project ATLACE (CIRCNA/CAC/0273/2019) funded by FEDER, through COMPETE2020-Programa Operacional Competitividade e Internacionalização (POCI). We thank the MAR team, who made the model outputs available, as well agencies (F.R.S.–FNRS, CÉCI, and the Walloon Region) that provided computational resources for MAR simulations. MLR is supported by a grant of the Ecole Polytechnique–IPP, Paris, France.

CONFLICT OF INTEREST STATEMENT

The authors declare that they have no conflict of interest.

ORCID

Marie-Laure Roussel  <https://orcid.org/0000-0002-8667-3729>

Jean-Louis Dufresne  <https://orcid.org/0000-0003-4764-9600>

REFERENCES

- 114 Agosta, C., Amory, C., Kittel, C., Orsi, A., Favier, V., Gallée, H., van den Broeke, M.R., Lenaerts, J.T.M., van Wessem, J.M.,

- van de Berg, W.J. and Fettweis, X. (2019) Estimation of the Antarctic surface mass balance using the regional climate model MAR (1979–2015) and identification of dominant processes. *The Cryosphere*, 13, 281–296. <https://tc.copernicus.org/articles/13/281/2019/>.
- Amory, C., Kittel, C., Le Toumelin, L., Agosta, C., Delhasse, A., Favier, V. and Fettweis, X. (2021) Performance of MAR (v3.11) in simulating the drifting-snow climate and surface mass balance of Adélie Land East Antarctica. *Geoscientific Model Development*, 14, 3487–3510. <https://gmd.copernicus.org/articles/14/3487/2021/>.
- Bauer, P., Sandu, I., Magnusson, L., Mladek, R. and Fuentes, M. (2020) ECMWF global coupled atmosphere, ocean and sea-ice dataset for the year of polar prediction 2017–2020. *Scientific Data*, 7, 427–434.
- Boucher, O., Servonnat, J., Albright, A.L., Aumont, O., Balkanski, Y., Bastrikov, V., Bekki, S., Bonnet, R., Bony, S., Bopp, L., Brannon, P., Brockmann, P., Cadule, P., Caubel, A., Cheruy, F., Codron, F., Cozic, A., Cugnet, D., D'Andrea, F., Davini, P., de Lavergne, C., Denvil, S., Deshayes, J., Devilliers, M., Ducharne, A., Dufresne, J.-L., Dupont, E., Éthé, C., Fairhead, L., Falletti, L., Flavoni, S., Foujols, M.-A., Gardoll, S., Gastineau, G., Ghattas, J., Grandpeix, J.-Y., Guenet, B., Guez, L., Guilyardi, E., Guimberteau, M., Hauglustaine, D., Hourdin, F., Idelkadi, A., Jousaume, S., Kageyama, M., Khodri, M., Krinner, G., Lebas, N., Levassasseur, G., Lévy, C., Li, L., Lott, F., Lurton, T., Luysaert, S., Madec, G., Madeleine, J.-B., Maignan, F., Marchand, M., Marti, O., Mellul, L., Meurdesoif, Y., Mignot, J., Musat, I., Ottlé, C., Peylin, P., Planton, Y., Polcher, J., Rio, C., Rochetin, N., Rousset, C., Sepulchre, P., Sima, A., Swingedouw, D. and Thiéble, R. (2020) Presentation and evaluation of the IPSL-CM6A-LR climate model. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 12, e2019MS002010. <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2019M%SO02010>.
- Bromwich, D.H. and Parish, T.R. (1998) Meteorology of the Antarctic. *American Meteorological Society*, 27, 175–200.
- Bromwich, D.H., Werner, K., Casati, B., Powers, J.G., Gorodetskaya, I.V., Massonnet, F., Vitale, V., Heinrich, V.J., Liggett, D., Arndt, S., Barja, B., Bazile, E., Carpentier, S., Carrasco, J.F., Choi, T., Choi, Y., Colwell, S.R., Cordero, R.R., Gervasi, M., Haiden, T., Hirasawa, N., Inoue, J., Jung, T., Kalesse, H., Kim, S.-J., Lazzara, M.A., Manning, K.W., Norris, K., Park, S.-J., Reid, P., Rigor, I., Rowe, P.M., Schmithusen, H., Seifert, P., Sun, Q., Uttal, T., Zannoni, M. and Zou, X. (2020) The year of polar prediction in the southern hemisphere (YOPP-SH). *Bulletin of the American Meteorological Society*, 101, E1653–E1676. <https://journals.ametsoc.org/view/journals/bams/101/10/bamsD1%90255.xml>.
- Durán-Alarcón, C., Boudevillain, B., Genthon, C., Grazioli, J., Souverijns, N., van Lipzig, N.P.M., Gorodetskaya, I.V. and Berne, A. (2019) The vertical structure of precipitation at two stations in East Antarctica derived from micro rain radars. *The Cryosphere*, 13, 247–264. <https://www.the-cryosphere.net/13/247/2019/>.
- ECMWF. (2017) Data archive of global meteorological fields from ECMWF integrated forecast system for the year of polar prediction. <https://apps.ecmwf.int/datasets/data/yopp>.
- ECMWF. (2021) *IFS Documentation CY47R3-Part IV Physical processes*. No. 4 in IFS Documentation. Reading: ECMWF. <https://www.ecmwf.int/node/20198>.
- Gallée, H. (1995) Simulation of the mesocyclonic activity in the ross sea. *Antarctica. Monthly Weather Review*, 123, 2051–2069.
- Gelaro, R., McCarty, W., Suárez, M.J., Todling, R., Molod, A., Takacs, L., Randles, C.A., Darmenov, A., Bosilovich, M.G., Reichle, R., Wargan, K., Coy, L., Cullather, R., Draper, C., Akella, S., Buchard, V., Conaty, A., da Silva, A.M., Gu, W., Kim, G.-K., Koster, R., Lucchesi, R., Merkova, D., Nielsen, J.E., Partyka, G., Pawson, S., Putman, W., Rienecker, M., Schubert, S.D., Sienkiewicz, M. and Zhao, B. (2017) The modern-era retrospective analysis for research and applications, Version 2 (MERRA-2). *Journal of Climate*, 30, 5419–5454. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0758.1>.
- Genthon, C., Berne, A., Grazioli, J., Durán Alarcón, C., Praz, C. and Boudevillain, B. (2018) Precipitation at Dumont d'Urville, Adélie Land, East Antarctica: the APRES3 field campaigns dataset. *Earth System Science Data*, 10, 1605–1612. <https://www.earth-syst-sci-data.net/10/1605/2018/>.
- Genthon, C., Krinner, G. and Cosme, E. (2002) Free and laterally nudged Antarctic climate of an atmospheric general circulation model. *Monthly Weather Review*, 130, 1601–1616. https://journals.ametsoc.org/view/journals/mwre/130/6/1520-04%93_2002_130_1601_falnac_2.0.co_2.xml.
- GMAO. (2015) MERRA-2 tavg3_3d_mst_ne: 3d,3-hourly,time-averaged,model-level edge, assimilation, moist processes diagnostics v5.12.4. Tech. rep. In: *Earth Sciences Data and Information Services Center (GES DISC)*. Greenbelt, MD, USA: Goddard. <https://doi.org/10.5067/JRUZ3S3ZJ72>.
- Grazioli, J., Genthon, C., Boudevillain, B., Durán-Alarcón, 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, 1797–1811. <https://www.the-cryosphere.net/11/1797/2017/>.
- Grazioli, J., Madeleine, J.-B., Gallée, H., Forbes, R., 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, 10858–10863. <https://www.pnas.org/content/114/41/10858>.
- Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Hirahara, S., Horanyi, A., Muñoz-Sabater, J., Nicolas, J., Peubey, C., Radu, R., Schepers, D., Simmons, A., Soci, C., Abdalla, S., Abellan, X., Balsamo, G., Bechtold, P., Biavati, G., Bidlot, J., Bonavita, M., De Chiara, G., Dahlgren, P., Dee, D., Diamantakis, M., Dragani, R., Flemming, J., Forbes, R., Fuentes, M., Geer, A., Haimberger, L., Healy, S., Hogan, R., Holm, E., Janiskova, M., Keeley, S., Laloyaux, P., Lopez, P., Lupu, C., Radnoti, G., De Rosnay, P., Rozum, I., Vamborg, F., Villaume, S. and Thepaut, J.-N. (2020) The ERA5 global reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 146, 1999–2049. <https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/qj.3803>.
- Hourdin, F., Rio, C., Grandpeix, J.-Y., Madeleine, J.-B., Cheruy, F., Rochetin, N., Jam, A., Musat, I., Idelkadi, A., Fairhead, L., Foujols, M.-A., Mellul, L., Traore, A.-K., Dufresne, J.-L., Boucher, O., Lefebvre, M.-P., Millour, E., Vignon, E., Jouhaud, J., Diallo, F.B., Lott, F., Gastineau, G., Caubel, A., Meurdesoif, Y. and Ghattas, J. (2020) LMDZ6A: The atmospheric component of the IPSL climate model with improved and better tuned physics. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 12, e2019MS001892. <https://hal.archives-ouvertes.fr/hal-02903162>.
- Jullien, N., Vignon, E., Sprenger, M., Aemisegger, F. and Berne, A. (2020) Synoptic conditions and atmospheric moisture pathways associated with virga and precipitation over coastal Adélie

- Land in Antarctica. *The Cryosphere*, 14, 1685–1702. <https://tc.copernicus.org/articles/14/1685/2020/>.
- Kessler, E. (1995) On the continuity and distribution of water substance in atmospheric circulations. *Atmospheric Research*, 38, 109–145. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S016980959400090Z>.
- Kittel, C., Amory, C., Agosta, C., Jourdain, N.C., Hofer, S., Delhasse, A., Doutreloup, S., Huot, P.-V., Lang, C., Fichet, T. and Fettweis, X. (2021) Diverging future surface mass balance between the Antarctic ice shelves and grounded ice sheet. *The Cryosphere*, 15, 1215–1236. <https://tc.copernicus.org/articles/15/1215/2021/>.
- König-Langlo, G., King, J.C. and Pettré, P. (1998) Climatology of the three coastal Antarctic stations Dumont d'Urville, Neumayer, and Halley. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 103, 10935–10946. <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/97JD00527>.
- Krinner, G., Beaumet, J., Favier, V., Déqué, M. and Brutel-Vuilmet, C. (2019) Empirical run-time bias correction for Antarctic regional climate projections with a stretched-grid AGCM. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 11, 64–82.
- Le Toumelin, L., Amory, C., Favier, V., Kittel, C., Hofer, S., Fettweis, X., Gallée, H. and Kayetha, V. (2021) Sensitivity of the surface energy budget to drifting snow as simulated by MAR in coastal Adelie land, Antarctica. *The Cryosphere*, 15, 3595–3614. <https://tc.copernicus.org/articles/15/3595/2021/>.
- Lemonnier, F., Chemison, A., Krinner, G., Madeleine, J., Claud, C. and Genthon, C. (2021) Evaluation of coastal Antarctic precipitation in LMDZ6 global atmospheric model using ground-based radar observations. *Arctic and Antarctic Research*, 67, 147–164.
- Lemonnier, F., Madeleine, J.-B., Claud, C., Palerme, C., Genthon, C., L'Ecuyer, T. and Wood, N.B. (2020) CloudSat-inferred vertical structure of snowfall over the Antarctic continent. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 125, e2019JD031399. <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2019JD031399>.
- Maahn, M. and Kollias, P. (2012) Improved micro rain radar snow measurements using doppler spectra post-processing. *Atmospheric Measurement Techniques*, 5, 2661–2673. <https://amt.copernicus.org/articles/5/2661/2012/>.
- Madeleine, J.-B., Hourdin, F., Grandpeix, J.-Y., Rio, C., Dufresne, J.-L., Vignon, E., Boucher, O., Konsta, D., Cheruy, F., Musat, I., Idelkadi, A., Fairhead, L., Millour, E., Lefebvre, M.-P., Melvil, L., Rochetin, N., Lemonnier, F., Touzé-Peiffer, L. and Bonazzola, M. (2020) Improved representation of clouds in the atmospheric component LMDZ6A of the IPSL-CM6A earth system model. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 12, e2020MS002046. <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2020MS002046>.
- Pailleux, J., Geleyn, J.-F., Hamrud, M., Courtier, P., Thépaut, J.-N., Rabier, F., Andersson, E., Burridge, D., Simmons, A., Salmond, D., El Khatib, R. and Fischer, C. (2014) *Twenty-five years of IFS/ARPEGE*, ECMWF Newsletter (online), pp. 22–30. <https://www.ecmwf.int/node/17335>.
- Palerme, C., Claud, C., Wood, N.B., L'Ecuyer, T. and Genthon, C. (2019) How does ground clutter affect CloudSat snowfall retrievals over ice sheets? *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, 16, 342–346.
- Palerme, C., Genthon, C., Claud, C., Kay, J.E., Wood, N.B. and L'Ecuyer, T. (2017) Evaluation of current and projected Antarctic precipitation in CMIP5 models. *Climate Dynamics*, 48, 225–239. <https://doi.org/10.1007/s00382-016-3071-1>.
- Palerme, C., Kay, J.E., Genthon, C., L'Ecuyer, T., Wood, N.B. and Claud, C. (2014) How much snow falls on the Antarctic ice sheet? *The Cryosphere*, 8, 1577–1587. <https://www.the-cryosphere.net/8/1577/2014/>.
- Ricaud, P., Del Guasta, M., Bazile, E., Azouz, N., Lupi, A., Durand, P., Attié, J.-L., Veron, D., Guidard, V. and Grigioni, P. (2020) Supercooled liquid water cloud observed, analysed, and modelled at the top of the planetary boundary layer above Dome-C, Antarctica. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 20, 4167–4191. <https://acp.copernicus.org/articles/20/4167/2020/>.
- Roussel, M.-L., Lemonnier, F., Genthon, C. and Krinner, G. (2020) Brief communication: Evaluating Antarctic precipitation in ERA5 and CMIP6 against CloudSat observations. *The Cryosphere*, 14, 2715–2727. <https://tc.copernicus.org/articles/14/2715/2020/>.
- USGS. (2022) Antarctica overview map. Accessed February, 27 2022, https://lima.usgs.gov/documents/LIMA_overview_map.pdf.
- Vignon, E., Besic, N., Jullien, N., Gehring, J. and Berne, A. (2019a) Microphysics of snowfall over coastal East Antarctica simulated by polar WRF and observed by radar. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 124, 11452–11476.
- Vignon, E., Hourdin, F., Genthon, C., Gallée, H., Bazile, E., Lefebvre, M.-P., Madeleine, J.-B. and Van de Wiel, B.J.H. (2017) Antarctic boundary layer parametrization in a general circulation model: 1-d simulations facing summer observations at Dome C. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 122, 6818–6843. <https://www.agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/2017JD026802>.
- Vignon, E., Hourdin, F., Genthon, C., Van de Wiel, B.J.H., Gallée, H., Madeleine, J.-B. and Beaumet, J. (2018) Modeling the dynamics of the atmospheric boundary layer over the Antarctic plateau with a general circulation model. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 10, 98–125. <https://hal.sorbonne-universite.fr/hal-01727467>.
- Vignon, E., Roussel, M.-L., Gorodetskaya, I.V., Genthon, C. and Berne, A. (2021) Present and future of rainfall in Antarctica. *Geophysical Research Letters*, 48, e2020GL092281.
- Vignon, E., Traullé, O. and Berne, A. (2019b) On the fine vertical structure of the low troposphere over the coastal margins of East Antarctica. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 19, 4659–4683. <https://acp.copernicus.org/articles/19/4659/2019/>.

SUPPORTING INFORMATION

Additional supporting information can be found online in the Supporting Information section at the end of this article.

How to cite this article: Roussel, M.-L., Wiener, V., Genthon, C., Vignon, E., Bazile, E., Agosta, C. *et al.* (2023) Assessing the simulation of snowfall at Dumont d'Urville, Antarctica, during the YOPP-SH special observing campaign. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 1–16. Available from: <https://doi.org/10.1002/qj.4463>

Chapitre 5 : L'étude des profils de précipitations : les apports de la dimension verticale et les moyens disponibles

Par continuité avec le travail présenté jusqu'ici et en raison de son caractère original, l'étude dans ce chapitre propose une approche plus large (temporellement - en considérant plusieurs années de données acquises par les outils d'observation et simulées par les outils de modélisation - et spatialement - en prenant en compte plus globalement tout le continent Antarctique) de la vision des précipitation sur la verticale. Néanmoins un souci de cohérence entre les données ERA5 utilisées dans les études précédentes (dans un premier temps exploitées en surface seulement et à l'échelle climatologique, puis sur toute la colonne verticale et à l'échelle locale à **DDU**) et celles acquises pour cette partie nous conduit à limiter leur utilisation et l'interprétation des résultats de comparaison avec les autres sources de données. En particulier, il a été choisi de ne pas utiliser les réanalyses ERA5 pour évaluer la différence des profils verticaux moyens obtenus entre 2007 et 2010 par CloudSat et ceux obtenus à **DDU** entre 2016 et 2021 par le **MRR**.

5.1 La climatologie des précipitations antarctique étendue sur la verticale

La première climatologie 3D des précipitations antarctiques a été réalisée par **Lemonnier et al. [2020]** pour la période de fonctionnement optimal du satellite CloudSat entre 2007 et 2010 à partir de la méthode mise en oeuvre par **Wood [2011]** pour calculer la distribution verticale du taux de chute de neige grâce aux mesures du **CPR** embarqué.

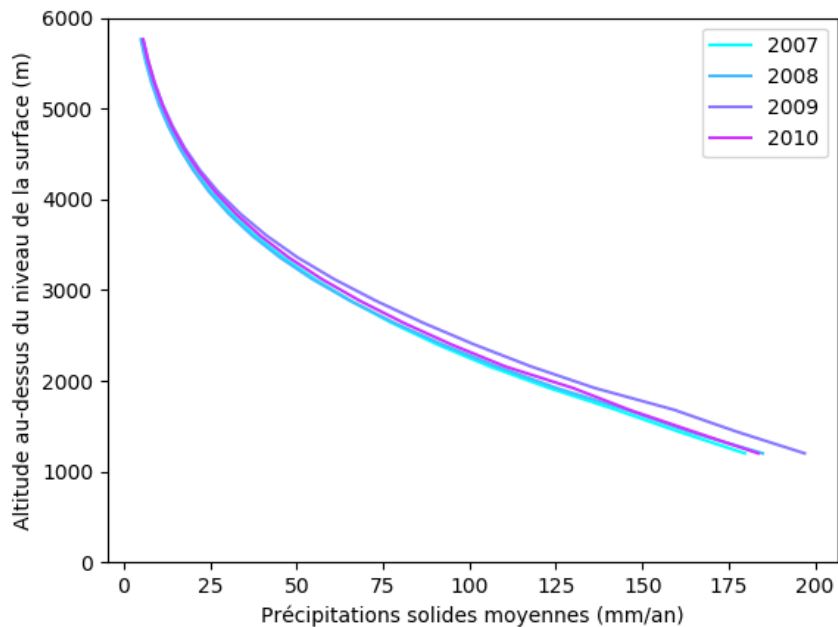


FIGURE 24 – Profils verticaux de précipitations solides moyennes annuelles (en mm par an) pour les années 2007 et 2010, d’après les données de la climatologie CloudSat, en moyenne sur l’Antarctique

Celle-ci est construite avec une résolution de 1° en latitude et 2° en longitude - optimale pour la concordance avec les observations in-situ (Souverijns et al. [2018], Palermo [2014]), pour toutes les longitudes et toutes les latitudes jusqu’à 80°S. Avec une résolution plus fine, un meilleur accord est trouvé entre les mesures du CPR de CloudSat et celles du MRR lors d’événements ponctuels observés à DDU. Néanmoins, cette résolution raffinée induit une période de re-visite plus grande qui ne permettrait pas la détection d’un nombre suffisant d’événements intenses. A l’opposé, une résolution plus lâche implique un sous-échantillonnage à cause du moyennage spatial réalisé. Dans ces deux cas cela génère une sous-estimation des précipitations dans la climatologie résultante.

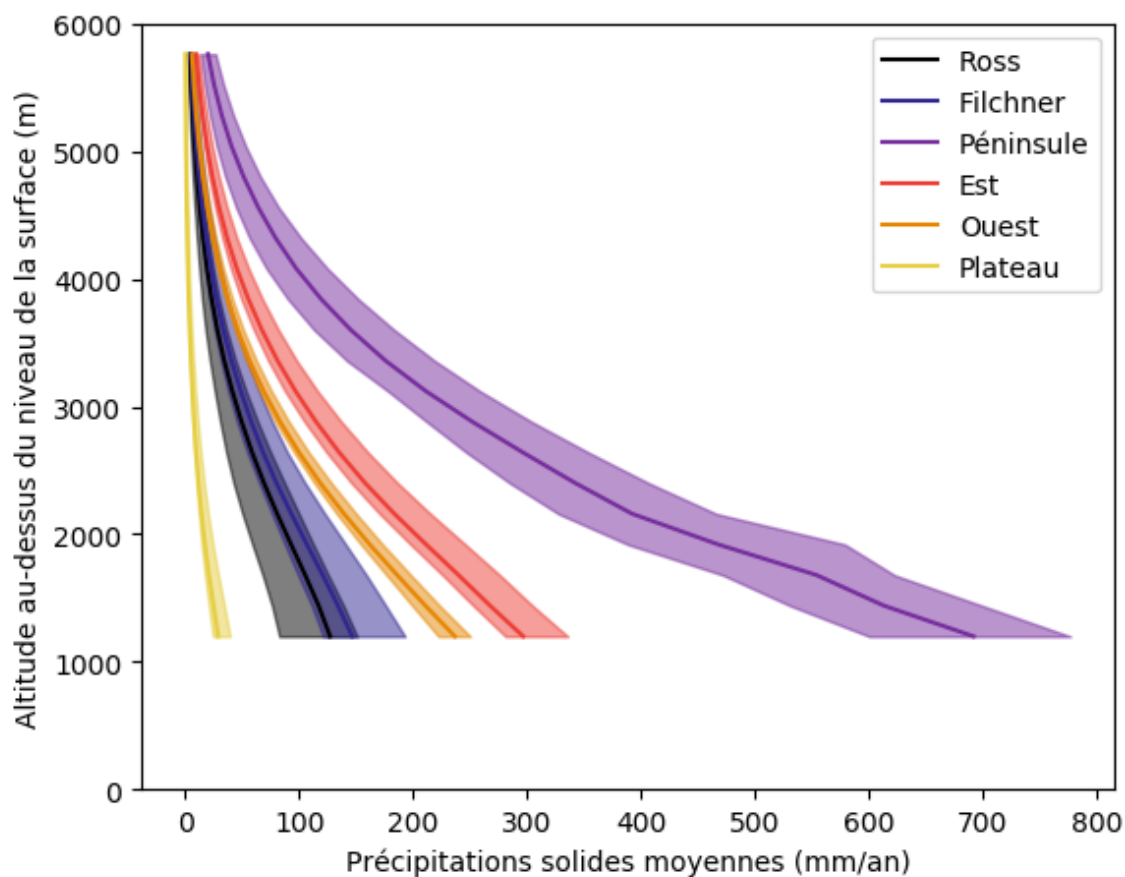


FIGURE 25 – Profils verticaux de précipitations solides moyennes annuelles (en mm par an) pour les différentes régions entre les années 2007 et 2010, d’après les données de la climatologie CloudSat. Chacune des enveloppe pour chaque région indique les extrêmes (minimum et maximum) annuels.

Des profils verticaux moyennés pour chaque mois sont donnés de 1200 mètres à 10000 mètres avec une résolution verticale de 240 mètres. Les valeurs de précipitations à haute altitude étant très faibles et notamment négligeables par rapport à celles observées dans les couches les plus proches de la surface (grâce au **MRR** notamment), nous réduirons l’affichage de ces données à 6000 mètres - comme sur la figure **24** présentant les profils verticaux de précipitations solides moyens pour chaque année de 2007 à 2010 - (puis à 3000 mètres dans la section suivante). Cela permettra d’autant plus de mieux visualiser la forme des profils analysés là où l’étude est la plus pertinente.

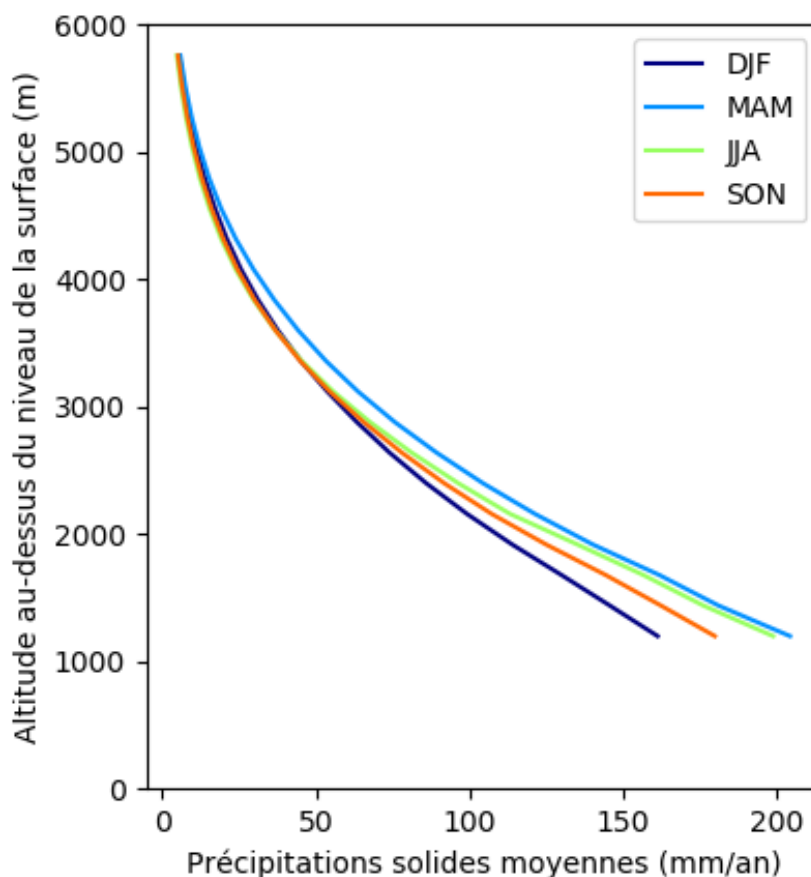


FIGURE 26 – Profils verticaux de précipitations solides moyennes par saison (en mm par an) pour tout le continent entre les années 2007 et 2010, d'après les données de la climatologie CloudSat. **DJF** : Décembre-Janvier-Février, **MAM** : Mars-Avril-Mai, **JJA** : Juin-Juillet-Août, **SON** : Septembre-Octobre-Novembre

Les figures 25 et 26 présentent les résultats annuels principaux par région et par saison. La péninsule est la région présentant la plus forte croissance des précipitations solides sur la verticale atteignant en moyenne près de $700\text{mm}\cdot\text{an}^{-1}$ à 1200m, ce qui est en accord avec la localisation et le relief de la zone. A l'inverse, le plateau qui est caractérisé par des conditions extrêmement froides et sèches et largement en retrait du passage des perturbations y présente moins de $50\text{mm}\cdot\text{an}^{-1}$. Aussi, sur les 4 années d'observations par le satellite CloudSat, la variabilité inter-annuelle semble moins toucher le plateau et la région ouest en comparaison avec les plateformes dont les cumuls annuels pourraient varier de 50%. Du point de vue saisonnier, l'été austral est la période la plus sèche d'environ

25% par rapport à l'hiver austral, avec une différence notable entre les profils verticaux en dessous de 3000m.

5.2 La climatologie des précipitations à **DDU** sur la verticale

5.2.1 Analyse de la série temporelle des données **MRR**

Le traitement des données brutes du **MRR** (identique dans toutes les travaux présentés dans cette thèse) permet de générer des fichiers de données contenant les profils verticaux de précipitations chaque minute.

Néanmoins sur les 6 années de fonctionnement de l'instrument (2016-2021), il est primordial d'évaluer la proportion de données traitées pouvant être utilisée pour l'étude des profils de précipitations. En effet, de nombreuses raisons sont à l'origine de profils non-utilisables ou ne fournissant pas d'information pertinente pour l'analyse des événements de précipitation. Parmi elles, nous retrouvons les soucis techniques - provenant de l'instrument ou de l'algorithme de traitement des données brutes - mais aussi plus simplement les conditions météorologiques - lorsque celles-ci sont favorables, que le temps est clair et donc qu'aucune précipitation n'est à mesurer.

Notons que lors des différents traitements (algorithme initial puis post-traitement avant la comparaison aux données de modélisation), nous entendrons par "donnée non-complète", "absente" ou "vide" toute information indisponible ou manquante dont la valeur est identifiée par un nombre non pertinent dans la série de données (exemple : -9999) ou non inexistant (NaN).

Nous faisons alors la distinction entre différents cas particuliers rencontrés dans le jeu de données, dont les statistiques pour la série temporelle complète sont données dans la table **4** :

- **(A)** des profils vides ajoutés pour compléter la série temporelle (après le traitement initial - lorsque des pas de temps sont manquants dans la chronologie, à cause d'un souci de mesure ou d'enregistrement)
- **(B)** des profils sans données (détectés durant le traitement initial, correspondant à du ciel clair)
- **(C)** des profils totalement complétés sur tous les niveaux verticaux
- **(D)** des profils dont toutes les données sont vides (détectés durant le traitement initial, ne correspondant pas à du ciel clair)

Sur la série temporelle de 2190 jours (entre 2016 et 2021), 387 jours sont concernés par l'ajout d'au moins un profil vide temporellement dont 119 pour lesquels des profils vides ont été ajoutés pour tous les pas de temps (soit 5% des jours). 650 jours sont concernés par la présence d'au moins un profil totalement complété et 1799 jours sont

Type de données	Nombre moyen de profils par jour (ou nombre de minutes par jour)	Nombre total de profils (ou de minutes)
A	98.05	214728
B	1082	2370610
C	82.06	179713
D	32.80	71824

TABLE 4 – Nombre de cas particuliers rencontrés dans le jeu de données **MRR** sur la série temporelle de 2016 à 2021

concernés par au moins un profil vide qui n'est pas dû à un cas de ciel clair (soit plus de 82% des jours). Il semble donc important de prendre en compte dans l'analyse des données que les erreurs instrumentales ou algorithmiques sont fréquentes mais suffisamment espacées temporellement pour permettre un traitement sur la journée donnant des résultats pertinents. Enfin, 2186 jours sont concernés par l'occurrence de ciel clairs dont 548 pour lesquels la totalité de la journée est dans ce cas (soit 25% des jours).

5.2.2 Comparaison aux réanalyses ERA5

Les données des réanalyses ERA5 ont été récupérées et traitées entre janvier 2016 et décembre 2021 au pas de temps horaire. Cette extraction a été réalisée dans la même configuration que pour l'étude de la campagne **YOPP**, en utilisant les mêmes paramètres pour choisir les données de sortie. En l'occurrence il s'agit des variables issues des réanalyses, au pas de temps horaire, sur une grille $0.125^\circ \times 0.125^\circ$, et sur les 137 niveaux verticaux du modèle. Néanmoins, entre la première extraction réalisée en 2020 pour l'étude de la campagne **YOPP** et celle réalisée en 2022 pour l'analyse présentée ici, nous constatons une modification des valeurs de contenus en neige récupérés dans les archives. Ceci explique une différence dans les résultats présentés dans cette partie par rapport à ceux donnés dans la partie **4.5**, notamment le fait que les profils verticaux provenant de ERA5 présentent en moyenne des valeurs de précipitations solides plus faibles que ceux mesurés par le MRR. Les profils de précipitations ont été recalculés avec la méthode présentée en annexe **D**, et les altitudes déterminées à l'aide des variables température, pression et humidité.

Le profil ERA5 est à la fois trop faible en intensité moyenne (avec un déficit moyen de $370\text{mm}\cdot\text{an}^{-1}$ (soit 27%) par rapport aux observations du **MRR**), mais présente aussi un maximum à une altitude trop élevée de 404m en moyenne (soit 67%) par rapport aux me-

Données	Valeur moyenne du maximum (minimum-maximum)	Altitude médiane du maximum (minimum-maximum)
ERA5	984.0 (877.8-1168)	1004 (907.9-1108)
MRR	1354 (986.2-1862)	600 (600-1200)

TABLE 5 – Amplitude (en mm) et hauteur (en m) moyennes du maximum de précipitations solides pour les profils observés par le MRR et issus des réanalyses ERA5, et les valeurs extrêmes entre 2016 et 2021

sures in-situ. Les valeurs moyennes et extrêmes pour la période étudiée sont présentées dans la table 5. Au point le plus proche de la surface pour le MRR - correspondant au 127^e niveau dans le profil vertical des réanalyses, les niveaux étant comptés de haut en bas pour ERA5 - le déficit en précipitations pour ERA5 n'est plus que de 164mm.an⁻¹ (soit 17%). On remarque aussi que les réanalyses semblent reproduire qualitativement la variabilité inter-annuelle, notamment pour les années 2016 et 2020 qui sont respectivement les plus humides et sèches de la période, comme l'illustre la figure 27, bien que l'amplitude des valeurs prises par le profil ERA5 soit moins importante que par celui mesurée par le MRR - ce qui se répercute sur les quantités de précipitations en basses couches peu différentes d'une année sur l'autre 6. Du point de vue des observations, il est néanmoins important de noter que l'année 2020 a été marquée par de nombreux soucis instrumentaux pour le MRR, dont la continuité des données n'a pas été parfaite (du fait de problèmes de branchement et de sauvegarde des données), ce qui a pu engendrer une sous-estimation des cumuls de précipitations.

Données	Valeur moyenne à 300m (minimum-maximum)
ERA5	792.1 (687.3-949.2)
MRR	956.3 (655.2-1352)

TABLE 6 – Amplitude (en mm) moyennes de précipitations solides observés par le MRR et issus des réanalyses ERA5 à 300 mètres, et les valeurs minimales et maximales annuelles entre 2016 et 2021

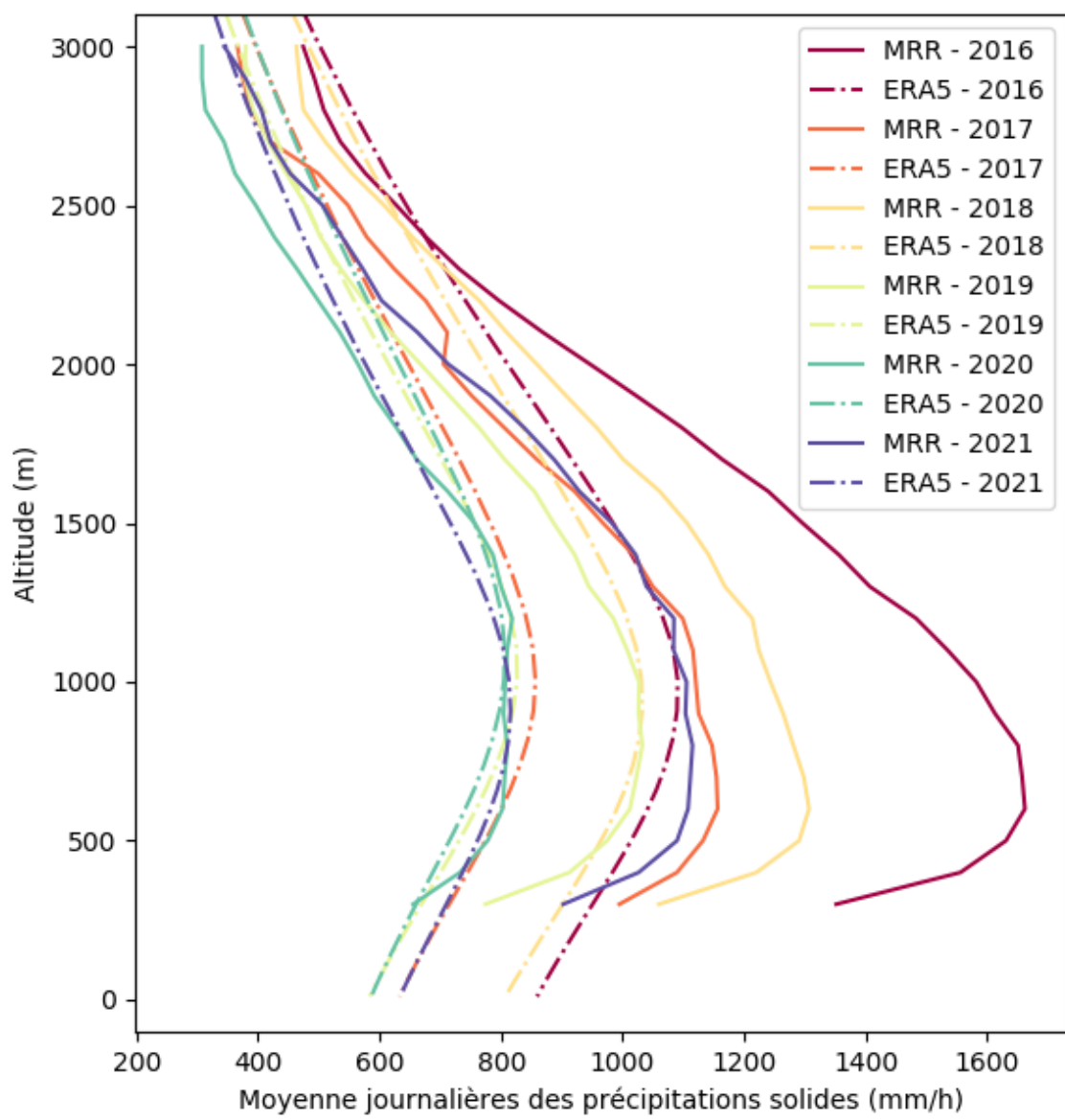


FIGURE 27 – Profils verticaux annuels de précipitations moyennes journalières pour toutes les années de 2016 à 2021, simulées par les réanalyses ERA5 au point de grille le plus proche (66.625°S 140°E) et mesurées par le **MRR** à **DDU**

5.3 Inter-comparaison des données de télédétection

Bien que leurs années de fonctionnement ne soient pas similaires, nous cherchons à évaluer les observations depuis l'espace du **CPR** du satellite CloudSat par rapport aux mesures in-situ du **MRR** à **DDU**. Les précipitations solides obtenues grâce à ces deux instruments peuvent être comparées pour les altitudes allant de 1200m à 3000m. La grille de la climatologie CloudSat ayant une résolution de 2° en longitude, nous choisissons de prendre pour référence ici la moyenne des précipitations des points de grille de latitude la plus proche 66.5°S et de longitudes 139°E et 141°E.

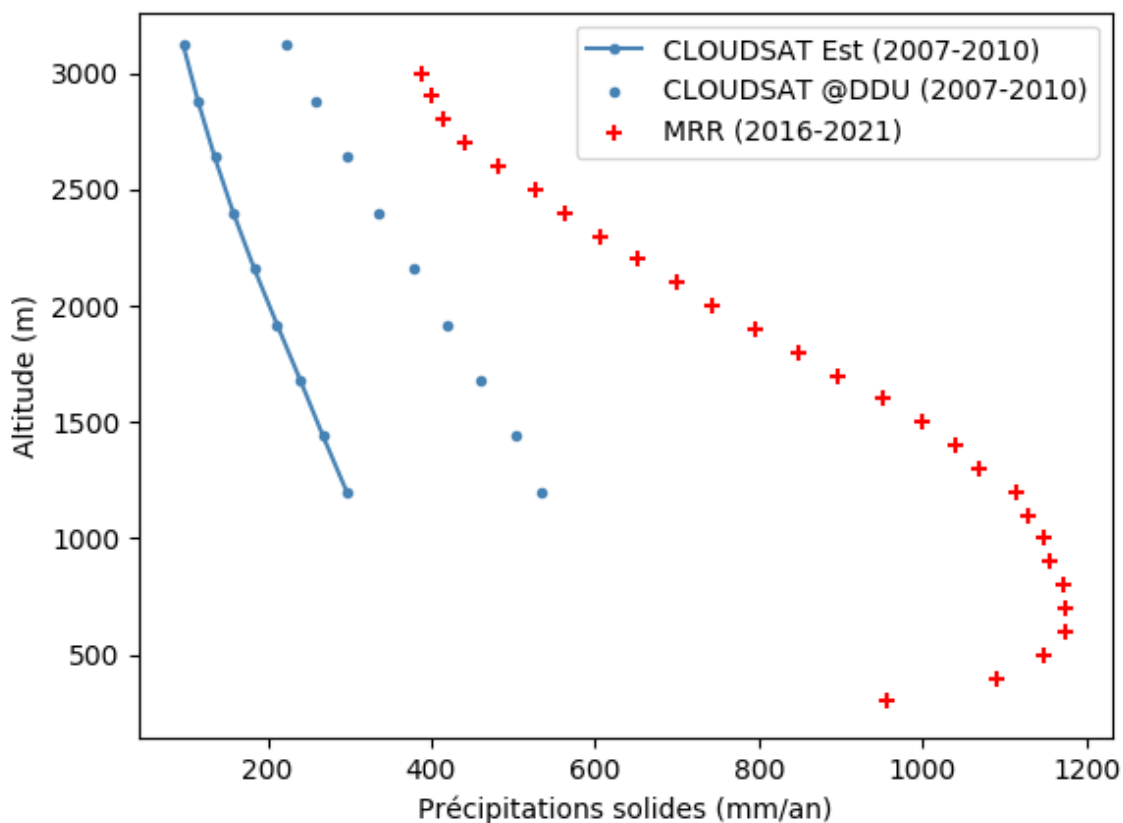


FIGURE 28 – Profils verticaux de précipitations solides moyens annuels observés respectivement par le **CPR** du satellite CloudSat (en bleu) sur la période 2007-2010 et par le **MRR** à **DDU** (en rouge) sur la période 2016-2021. Les valeurs mesurées par le **CPR** au point de grille le plus proche de **DDU** (66.5°S 139°E) sont indiqués par des points seuls, et la moyenne sur tous les points de grille correspondant à la région Est de l'Antarctique est indiquée par des points reliés.

En moyenne annuelle, la climatologie CloudSat sous-estime l'amplitude du profil vertical de précipitations solides. A 1200m, ce biais négatif s'élève à 578.3mm (soit 52%). On remarque néanmoins que sur la région Est du continent, les précipitations solides mesurées par l'instrument de CloudSat sont moins élevées en moyenne qu'au point de grille le plus proche de **DDU**. La figure **28** présente ces résultats. On peut supposer qu'il est difficile pour des mesures moyennées temporellement et spatialement sur une grille de 1° x 2° de correspondre tout à fait à celles réalisées localement comme c'est le cas pour le **MRR**. Aussi, vis à vis des résultats obtenus au chapitre 3, il est important de souligner que ces derniers ont été obtenus en moyennant spatialement toutes les données sur la totalité du continent Antarctique : nous pouvons nous attendre à des biais encore plus importants des modèles si ces derniers étaient étudiés localement. Du point de vue saisonnier, les résultats de la climatologie CloudSat sont en meilleur accord aux pleines saisons **DJF** (Décembre - Janvier - Février) et **JJA** (Juin - Juillet - Août) dont les biais respectifs sont de 12% et 18% par rapport aux mesures du **MRR**, ce qui est illustré par la figure **29**. Aux inter-saisons **MAM** (Mars - Avril - Mai) et **SON** (Septembre - Octobre - Novembre), les tendances observées par le **CPR** sont mêmes inversées par rapport à celles du **MRR**, sans raison diagnostiquée. Il en résulte une sur-estimation de 387mm pour la saison MAM (soit 85%) et une sous-estimation de 706mm pour SON (soit 71%).

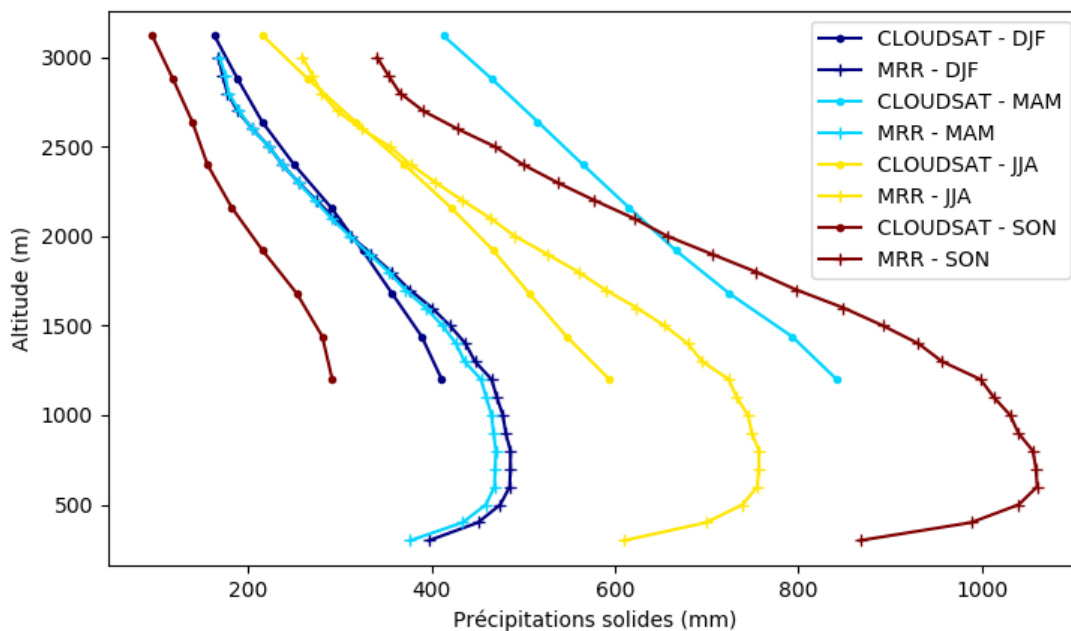


FIGURE 29 – Profils verticaux de précipitations solides moyens par saison (en mm par an) observés respectivement par le CPR du satellite CloudSat au point de grille le plus proche de DDU et par le MRR

Conclusion et Perspectives

L'étude approfondie des précipitations en Antarctique a permis de dresser un état des lieux des connaissances actuelles et de mettre en évidence plusieurs résultats significatifs. Les observations du satellite CloudSat et du radar à la station de **DDU** ont joué un rôle essentiel dans notre analyse, en nous permettant d'évaluer les performances des différents modèles et réanalyses disponibles grâce aux séries temporelles des précipitations solides que ces instruments fournissent.

Aux échelles continentale et régionale, nous avons constaté un biais positif en surface dans les réanalyses ERA5 et les modèles CMIP, indiquant une surestimation des précipitations en Antarctique. Les modèles CMIP semblent toutefois bien représenter le cycle saisonnier des précipitations, notamment dans les configurations AMIP, contrairement aux réanalyses ERA5. Malgré une réduction des valeurs extrêmes, les modèles CMIP6 n'ont montré aucune amélioration significative par rapport aux modèles CMIP5. Des progrès supplémentaires sont nécessaires pour les versions futures, et en particulier dans les zones de topographie complexe davantage touchées par des erreurs relatives plus élevées.

En ce qui concerne les projections futures, nous avons examiné les précipitations liquides au pôle Sud, en nous appuyant sur les observations recueillies jusqu'à ce jour à différentes stations. Nous avons constaté que le long de la côte Est de l'Antarctique, les précipitations liquides se produisent principalement lors d'intrusions maritimes et de situations anticycloniques de blocage. Sur le nord-ouest de la péninsule antarctique, les précipitations surviennent plus fréquemment mais ont montré une diminution dans les 2 dernières décennies. Il est important de noter que les projections futures - basées sur sept modèles climatiques de dernière génération - indiquent un réchauffement des côtes antarctiques ainsi qu'une augmentation de la fréquence et de l'intensité des précipitations, en particulier des précipitations liquides, d'ici la fin du siècle. De plus, ces précipitations liquides devraient toucher de nouvelles régions du continent, augmentant ainsi leur vulnérabilité à la fonte en raison du préconditionnement de la neige de surface par les précipitations liquides.

En nous concentrant sur l'aspect peu étudié des précipitations, à savoir les profils ver-

ticaux, nous avons analysé les résultats sur une station à l'Est de l'Antarctique d'une campagne d'observations et de modélisation. Nos résultats ont montré que les modèles surestiment le nombre de jours et l'intensité des chutes de neige, ce qui se traduit par des biais élevés et de nombreuses fausses alarmes - c'est-à-dire de prévisions erronées d'événements de précipitations, non observées par les moyens de mesure - en particulier pour les réanalyses météorologiques. Les modèles numériques de prévision météorologique du temps se sont révélés plus performants dans la prévision des jours de précipitations, tandis que les modèles bénéficiant de l'assimilation des données d'observations in-situ ont montré une meilleure représentation de la chronologie des précipitations illustrant l'apport de l'assimilation. Nous avons également souligné l'importance d'étendre la mesure des précipitations à travers la colonne atmosphérique en utilisant des radars, en particulier en Antarctique où la microphysique des nuages froids est mal connue et les observations rares. Les données d'un radar au sol ont permis d'évaluer la représentation des profils verticaux de taux de chute de neige, et nous avons constaté que dans les modèles la sublimation excessive dans la couche limite atmosphérique peut compenser des flux de précipitations trop forts dans la moyenne et la basse troposphère, ce qui conduit artificiellement à des résultats satisfaisants en surface.

En conclusion, nos résultats soulignent la nécessité d'améliorer les modèles de précipitations en Antarctique, en particulier en ce qui concerne les projections futures et la représentation des profils verticaux. Des progrès significatifs doivent être réalisés pour réduire les biais et améliorer la précision des modèles, en prenant en compte les caractéristiques spécifiques de l'environnement polaire particulier à l'Antarctique pour la paramétrisation de l'évolution des hydrométéores sur la verticale. De plus, le déploiement d'instruments de mesure des variables météorologiques à travers la colonne atmosphérique, notamment à l'aide de radars est essentielle pour une meilleure compréhension des précipitations dans cette région. Ces avancées sur le long terme permettront d'affiner nos connaissances sur le cycle hydrologique en Antarctique et d'évaluer plus précisément son impact sur la fonte des glaces et le changement climatique global. Prochainement, le satellite EarthCare - dont le lancement a été décalé à 2024 suite à divers retards de développement - doté d'un radar opérant à la même fréquence que le **CPR** de CloudSat, pourra être exploité à l'aide des mêmes méthodes de traitement.

Afin de mieux comprendre les processus météorologiques et de développer des outils

plus précis pour l'observation et la prédiction des précipitations en Antarctique, différentes perspectives d'étude pourraient être suivies à l'avenir. La première consiste à construire un algorithme permettant de reconstruire le profil vertical du radar à **DDU** jusqu'à la surface en utilisant les données d'un second radar de même type - mais permettant de réaliser des mesures entre 40 et 450 mètres d'altitude - déployé entre 2018 et 2019, par exemple à l'aide de méthode d'intelligence artificielle. Ces données, dont deux cas journaliers sont présentés sur la figure **30** offriraient une opportunité unique de compléter les informations manquantes dans les profils de précipitations solides du **MRR** déployé de façon continue depuis 2015. L'élaboration de cet algorithme pourrait permettre une meilleure caractérisation des précipitations près de la surface.

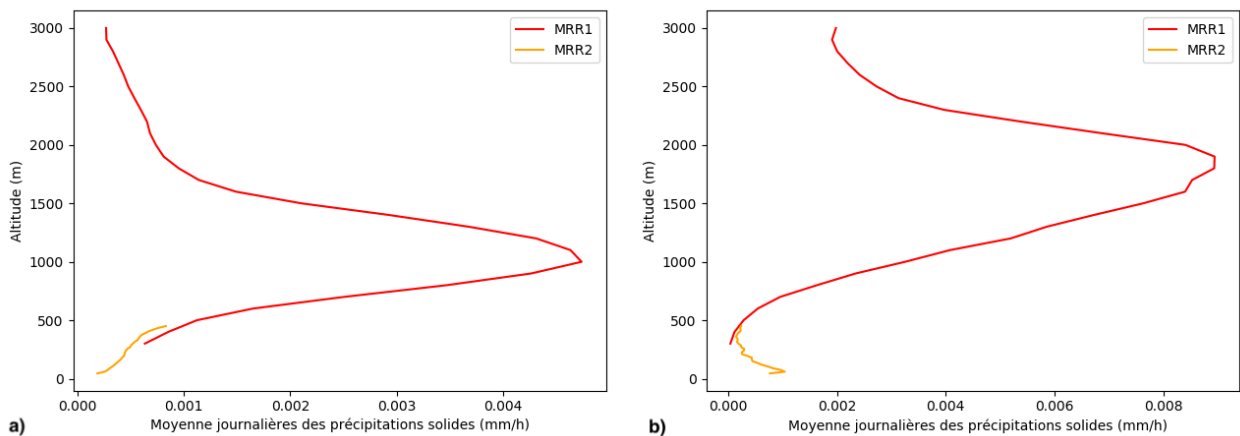


FIGURE 30 – Profils de précipitations solides moyens journaliers (en mm/h) mesurés le 10 novembre 2018 **a)** et le 31 juillet 2018 **(b)** par les deux **MRR** à **DDU**. En rouge, les données du **MRR** "1" de 300 à 3000 mètres. En orange, celles du **MRR** "2" de 45 à 450 mètres. Les mesures du second **MRR** nous permettent de différencier près de la surface ces deux cas de profils assez similaires en altitude. Dans le cas du 10/11/2018, la sublimation des précipitations est totale et le cumul de précipitations en surface est négligeable. Dans le cas du 31/07/2018, les mesures du **MRR** "2" indiquent la présence de précipitations solides proche de la surface qui ne pouvaient pas être distinguées par les mesures seules du **MRR** "1".

Une seconde perspective intéressante viserait l'exploiter des données de la campagne **YOPP** lancée durant l'hiver 2022 - qui n'ont pas encore été distribuées au moment de la rédaction de ce manuscrit. Ces données inédites pourraient fournir des informations précieuses sur les caractéristiques des précipitations hivernales et leur variabilité spatiale et temporelle. Leur analyse permettrait d'améliorer notre compréhension des phénomènes météorologiques hivernaux et d'enrichir les bases de données existantes.

Aussi, l'analyse de la série temporelle du pluviomètre - dont l'élaboration d'un algorithme de post-traitement est en cours (Wiener et al. [2023]) - permettra d'améliorer la qualité et la précision des données pluviométriques. Cela permettra d'identifier d'éventuels biais ou erreurs dans les mesures.

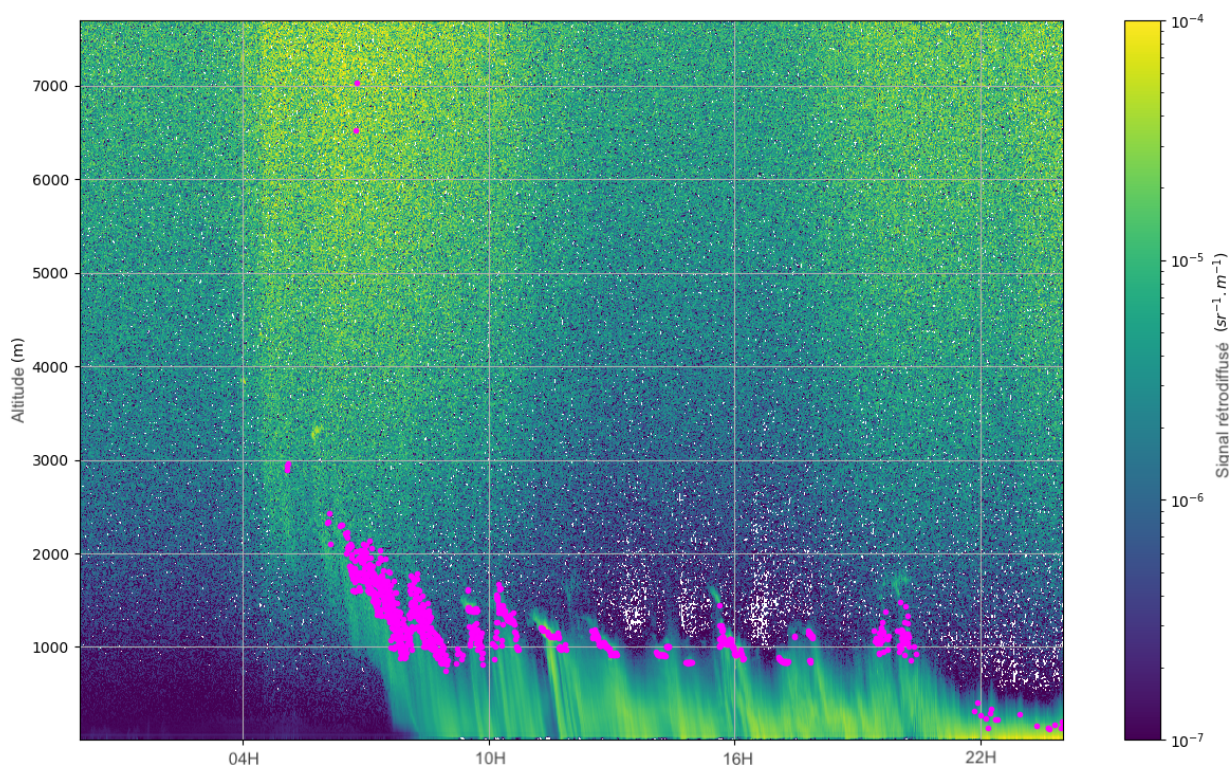


FIGURE 31 – Profils de l'intensité du signal rétrodiffusé mesurés par le ceilomètre à **DDU** le 17 janvier 2020. Les lissérés roses indiquent la hauteur de la base des nuages calculée par l'algorithme de traitement des données de l'instrument. Dans les **TCM**, les opérateurs Météo-France décrivent le temps de la journée par : *Le ciel très nuageux en début de journée laisse la place à quelques heures de soleil dans une "belle" douceur, avant de se recouvrir dans l'après-midi avec reprise d'une faible neige en soirée.* Cela correspond à l'absence de détection de nuage en première partie de journée, puis l'apparition progressive d'une intensité du signal plus forte en basses couches. Les traînées en vert clair/jaune pourraient correspondre aux précipitations sous les nuages.

Enfin la mise en commun d'autres données relatives aux hydrométéores présents dans la colonne atmosphérique, tels que celles des radio-sondages (donnant accès à diverses

mesures dans la colonne atmosphérique dont l'humidité) ou des mesures du ceilomètre - dont un exemple est illustré par la figure 31 - permettant la détection de nuages et de phénomènes particuliers tels que la présence de neige soufflée ou de brouillard, ouvre de nouvelles perspectives de recherche. En effet l'analyse des mesures d'un instrument tel que le ceilomètre installé à DDU, croisées avec d'autres données de pluviométrie ainsi que les prévisions de différents modèles météorologiques pourrait donner lieu à un projet de recherche passionnant, avec pour objectif d'obtenir davantage d'informations sur les précipitations. Il permettrait par la suite, par exemple, d'étudier des situations météorologiques spéciales ainsi que d'évaluer la capacité des modèles à les prévoir et de déterminer l'efficacité des instruments de mesure à les capturer.

En combinant l'exploitation des données récentes disponibles issus de différents instruments et de modèles intégrant ces informations, il est possible de faire avancer significativement notre compréhension des phénomènes météorologiques et climatiques et d'accroître la fiabilité des prévisions et prévisions futures dans un environnement aussi sensible que complexe tel que le pôle Sud.

Liste des figures

1	Carte physique du continent Antarctique. Source : Encyclopædia Universalis France https://www.universalis.fr/atlas/antarctique/#AT022204 .	20
2	Carte mondiale du changement relatif de température moyenne simulée par les modèles CMIP6 dans les scénarios (a) avec 1.5°C (SSP2-4.5, 19 modèles) et (b) 4°C (SSP5-8.5, 32 modèles) de réchauffement global. Source : Iturbide et al. [2021], Gutiérrez et al. [2021], https://interactive-atlas.ipcc.ch/permalink/79XDG3LL	23
3	(a) : Bilan de rayonnement au sommet de l'atmosphère en moyenne temporelle (1981-2010) et zonale - Données issues du Langley Research Center Atmospheric Science Data Center, NASA [2019]). (b) : Cartographie du rayonnement solaire absorbé en surface en moyenne temporelle (1981-2010) - Données issues du Climate Data Store, ECMWF	27
4	Cartographie de la topographie du continent Antarctique. Source : Helm et al. [2014]	28
5	Schéma de représentation du flux à proximité d'un pluviomètre pouvant affecter la mesure de l'intensité de la chute des hydrométéores. Source : Cayez and Méquignon [2016]	34
6	Schéma de fonctionnement des méthodes de télédétection active (a) et passive (b)	36
7	Schéma des activités organisées dans le CMIP6 . Les deux anneaux font le lien entre les sujets scientifiques et les MIPs correspondants. Source : https://wcrp-cmip.org/sample-page/model-intercomparison-projects-mips/	39
8	Schéma du principe de fonctionnement de l'analyse dans les modèles. L'état de l'atmosphère en ordonnée est déterminé soit par les observations (points noirs) soit par le modèle (lignes continues). Le temps représenté en abscisse est découpé à intervalles réguliers correspondant aux pas de temps du modèle. Les observations synoptiques et asynoptiques correspondent respectivement aux mesures réalisées conjointement aux pas de temps du modèle ou non. Les trois lignes continues, verte pour l'ébauche puis bleue pour la première itération et rouge pour la seconde itération correspondent aux sorties successives du modèle après chaque étape d'assimilation des données. Source : ECMWF	41

9	Schéma de la constellation de satellites A-Train. Source : http://www.nasa.gov/mission_pages/cloudsat/multimedia/a-train.html	44
10	Quantités de précipitations solides moyennes mesurées par le CPR du satellite CloudSat pendant la période 2007-2010 (en mm/an)	46
11	Schéma de segmentation du continent antarctique en régions, en fonction des coordonnées géographiques et de l'altitude des points de grille. Pour chaque étape, les points de grille respectant les conditions sont attribués à la région correspondante, et les points restants sont soumis à la condition suivante.	48
12	Carte du découpage régional du continent antarctique avec la grille de la climatologie CloudSat	49
13	Précipitations solides moyennes mensuelles (en mm/an) obtenues grâce aux observations du CPR du satellite CloudSat pendant la période 2007-2010. Les variations (extrêmes) inter-régionales sont indiquées par les traits jaunes pour chacun des mois.	50
14	Photographie aérienne de la base scientifique de DDU en 2016. Source : IPF	84
15	Statistiques mensuelles des températures (T) et températures du point de rosée (Td) moyennes journalières relevées par les instruments de Météo-France à DDU pendant la période 2015-2019. Les pointillés représentent les moyennes annuelles des températures et températures du point de rosée respectivement en noir et en bleu.	85
16	Statistiques mensuelles de la force du vent (FF) moyenne et des rafales (FXI) maximales journalières (en km.h ⁻¹) relevée par les instruments de Météo-France à DDU pendant la période 2015-2019	86
17	Statistiques de la répartition de la direction et de la force du vent moyenne journalières (en km. ⁻¹) relevée par les instruments de Météo-France à DDU pendant la période 2015-2019	87
18	Statistiques du nombre d'occurrences par mois des précipitations vues et rapportées par les opérateurs Météo-France à DDU pendant la période 2015-2019. Les boîtes représentent les valeurs limites du premier et dernier quartile, la barre orange la moyenne et le triangle vert la médiane. Les traits horizontaux en dehors des boîtes vont jusqu'aux valeur les plus extrêmes dans la limite de 1.5 fois la hauteur de la boîte. Les ronds représentent les points isolés de la série de données.	89

19	Photographie du MRR installé dans son radôme à la station DDU , été austral 2022. Source : Valentin Wiener, LMD	90
20	Photographies du pluviomètre installé sur le toit d'un abri à la station DDU , lors de l'été austral 2022. Source : Valentin Wiener, LMD	92
21	Photographies de la préparation et du lancer d'un radio-sondage à DDU , lors de l'été austral 2022. Source : Valentin Wiener, LMD	93
22	Carte géographique des <i>Supersites</i> pendant la SOP au pôle Sud. Source : https://www.polarprediction.net/	95
23	Cartes de la grille utilisée pour les simulations avec le modèle ARPEGE , en opérationnel pour les prévisions du temps en France (à gauche) et dans la configuration spécifique utilisée pour la période YOPP centrée sur le continent Antarctique. Source : Météo-France	98
24	Profils verticaux de précipitations solides moyennes annuelles (en mm par an) pour les années 2007 et 2010, d'après les données de la climatologie CloudSat, en moyenne sur l'Antarctique	119
25	Profils verticaux de précipitations solides moyennes annuelles (en mm par an) pour les différentes régions entre les années 2007 et 2010, d'après les données de la climatologie CloudSat. Chacune des enveloppe pour chaque région indique les extrêmes (minimum et maximum) annuels.	120
26	Profils verticaux de précipitations solides moyennes par saison (en mm par an) pour tout le continent entre les années 2007 et 2010, d'après les données de la climatologie CloudSat. DJF : Décembre-Janvier-Février, MAM : Mars-Avril-Mai, JJA : Juin-Juillet-Août, SON : Septembre-Octobre-Novembre	121
27	Profils verticaux annuels de précipitations moyennes journalières pour toutes les années de 2016 à 2021, simulées par les réanalyses ERA5 au point de grille le plus proche (66.625°S 140°E) et mesurées par le MRR à DDU . . .	126
28	Profils verticaux de précipitations solides moyens annuels observés respectivement par le CPR du satellite CloudSat (en bleu) sur la période 2007-2010 et par le MRR à DDU (en rouge) sur la période 2016-2021. Les valeurs mesurées par le CPR au point de grille le plus proche de DDU (66.5°S 139°E) sont indiqués par des points seuls, et la moyenne sur tous les points de grille correspondant à la région Est de l'Antarctique est indiquée par des points reliés.	127

29	Profils verticaux de précipitations solides moyens par saison (en mm par an) observés respectivement par le CPR du satellite CloudSat au point de grille le plus proche de DDU et par le MRR	128
30	Profils de précipitations solides moyens journaliers (en mm/h) mesurés le 10 novembre 2018 a) et le 31 juillet 2018 (b) par les deux MRR à DDU. En rouge, les données du MRR "1" de 300 à 3000 mètres. En orange, celles du MRR "2" de 45 à 450 mètres. Les mesures du second MRR nous permettent de différencier près de la surface ces deux cas de profils assez similaires en altitude. Dans le cas du 10/11/2018, la sublimation des précipitations est totale et le cumul de précipitations en surface est négligeable. Dans le cas du 31/07/2018, les mesures du MRR "2" indiquent la présence de précipitations solides proche de la surface qui ne pouvaient pas être distinguées par les mesures seules du MRR "1".	133
31	Profils de l'intensité du signal rétrodiffusé mesurés par le ceilomètre à DDU le 17 janvier 2020. Les lissérés roses indiquent la hauteur de la base des nuages calculée par l'algorithme de traitement des données de l'instrument. Dans les TCM, les opérateurs Météo-France décrivent le temps de la journée par : <i>Le ciel très nuageux en début de journée laisse la place à quelques heures de soleil dans une "belle" douceur, avant de se recouvrir dans l'après-midi avec reprise d'une faible neige en soirée.</i> Cela correspond à l'absence de détection de nuage en première partie de journée, puis l'apparition progressive d'une intensité du signal plus forte en basses couches. Les traînées en vert clair/jaune pourraient correspondre aux précipitations sous les nuages.	134

Liste des tableaux

1	Quantités de précipitations solides (en mm) par région et pour le continent entier, calculées sur les observations du satellite CloudSat sur la période 2007-2010	50
2	Signification des codes météorologiques utilisés pour décrire le temps présent à la station DDU . Source : communication personnelle des opérateurs Météo-France	88
3	Liste des <i>Supersites</i> pendant la SOP au pôle Sud. Source : https://www.polarprediction.net/	96
4	Nombre de cas particuliers rencontrés dans le jeu de données MRR sur la série temporelle de 2016 à 2021	124
5	Amplitude (en mm) et hauteur (en m) moyennes du maximum de précipitations solides pour les profils observés par le MRR et issus des réanalyses ERA5, et les valeurs extrêmes entre 2016 et 2021	125
6	Amplitude (en mm) moyennes de précipitations solides observés par le MRR et issus des réanalyses ERA5 à 300 mètres, et les valeurs minimales et maximales annuelles entre 2016 et 2021	125

Références

- M.-L. Roussel, F. Lemonnier, C. Genthon, and G. Krinner. Brief communication : Evaluating antarctic precipitation in era5 and cmip6 against cloudsat observations. *The Cryosphere*, 14(8) :2715–2727, 2020. doi : 10.5194/tc-14-2715-2020. URL <https://tc.copernicus.org/articles/14/2715/2020/>.
- É. Vignon, M.-L. Roussel, I. V. Gorodetskaya, C. Genthon, and A. Berne. Present and future of rainfall in antarctica. *Geophysical Research Letters*, 48(8) : e2020GL092281, 2021. doi : <https://doi.org/10.1029/2020GL092281>. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2020GL092281>. e2020GL092281 2020GL092281.
- M.-L. Roussel, V. Wiener, C. Genthon, E. Vignon, E. Bazile, C. Agosta, A. Berne, C. Durán-Alarcón, J.-L. Dufresne, and C. Claud. Assessing the simulation of snowfall at dumont d’urville, antarctica, during the yopp-sh special observing campaign. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 2023. doi : <https://doi.org/10.1002/qj.4463>.
- Jean-Pierre Javelle. *La météorologie, Du Baromètre au satellite : Mesurer l’atmosphère et Prévoir Le Temps*. Delachaux et Niestlé, 2000.
- Alfred Fierro. *Histoire de la Météorologie*. Denoël, 1991.
- J. Barthelemy Saint-Hilaire. *Météorologie d’Aristote avec le petit traité apocryphe du monde*. A. Durand, 1863. URL <https://books.google.fr/books?id=pzS1I3Cyc5UC>.
- Auteur William Edgar Knowles Middleton. *Invention of the Meteorological Instruments*. Johns Hopkins Press, 1969. ISBN 0608147079, 9780608147079.
- David Atlas. Advances in radar meteorology. volume 10 of *Advances in Geophysics*, pages 317–478. Elsevier, 1964. doi : [https://doi.org/10.1016/S0065-2687\(08\)60009-6](https://doi.org/10.1016/S0065-2687(08)60009-6). URL <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0065268708600096>.
- Roger C. Whiton, Paul L. Smith, Stuart G. Bigler, Kenneth E. Wilk, and Albert C. Harbuck. History of operational use of weather radar by u.s. weather services. part i : The pre-nexrad era. *Weather and Forecasting*, 13(2) :219 – 243, 1998. doi : 10.1175/1520-0434(1998)013<0219:HOOUOW>2.0.CO;2. URL https://journals.ametsoc.org/view/journals/wefo/13/2/1520-0434_1998_013_0219_hoouow_2_0_co_2.xml.

- G. Galibert. *Premiers renseignements fournis par le satellite météorologique*, pages 197–199. Sud-Ouest Européen, 1961.
- L. F. Richardson. *Weather Prediction by Numerical Process*. Cambridge Mathematical Library. Cambridge University Press, 1922.
- IPCC. *Climate Change 2021 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, volume In Press. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2021. doi : 10.1017/9781009157896.
- M. Iturbide, J. Fernández, J.M. Gutiérrez, J. Bedia, E. Gimadevilla, J. Díez-Sierra, R. Manzananas, A. Casanueva, J. Baño-Medina, J. Milovac, S. Herrera, A.S. Cofiño, D. San Martín, M. García-Díez, M. Hauser, D. Huard, and Ö. Yelekci. Repository supporting the implementation of fair principles in the ipcc-wg1 atlas, 2021. URL <https://github.com/IPCC-WG1/Atlas>.
- J.M. Gutiérrez, R.G. Jones, G.T. Narisma, L.M. Alves, M. Amjad, I.V. Gorodetskaya, M. Grose, N.A.B. Klutse, S. Krakovska, J. Li, D. Martínez-Castro, L.O. Mearns, S.H. Mernild, T. Ngo-Duc, B. van den Hurk, and J.-H. Yoon. Interactive atlas. in climate change 2021 : The physical science basis. contribution of working group i to the sixth assessment report of the intergovernmental panel on climate change [masson-delmotte, v., p. zhai, a. pirani, s.l. connors, c. péan, s. berger, n. caud, y. chen, l.goldfarb, m.i. gomis, m. huang, k. leitzell, e. lonnoy, j.b.r. matthews, t.k.maycock, t. waterfield, o. yelekçi, r. yu, and b. zhou (eds.)], 2021. URL <http://interactive-atlas.ipcc.ch/>.
- P. Krause and K. Flood. *Weather and climate extremes, us army corps of engineers topographic engineering centerpp*. 1997.
- Gérard De Moor. *Le transfert radiatif en météorologie dynamique*. La Documentation Française, 2007.
- Norman G. Loeb, David R. Doelling, Hailan Wang, Wenying Su, Cathy Nguyen, Joseph G. Corbett, Lusheng Liang, Cristian Mitrescu, Fred G. Rose, and Seiji Kato. Clouds and the earth's radiant energy system (ceres) energy balanced and filled (ebaf) top-of-atmosphere (toa) edition-4.0 data product. *Journal of Climate*, 31(2) :895 – 918, 2018. doi : 10.1175/JCLI-D-17-0208.1. URL <https://journals.ametsoc.org/view/journals/clim/31/2/jcli-d-17-0208.1.xml>.

- NASA. Ceres energy balanced and filled (ebaf) toa monthly means data in netcdf edition4.1. https://doi.org/10.5067/TERRA-AQUA/CERES/EBAF-TOA_L3B004.1, 2019.
- ECMWF. Era5 monthly averaged data on single levels from 1959 to present. <https://doi.org/10.24381/cds.f17050d7>.
- Ian M. Howat, Claire Porter, Benjamin E. Smith, Myoung-Jong Noh, and Paul Morin. The reference elevation model of antarctica. *The Cryosphere*, 13(2) :665–674, 2019. doi : 10.5194/tc-13-665-2019.
- Thomas R. Parish and David H. Bromwich. Reexamination of the near-surface airflow over the antarctic continent and implications on atmospheric circulations at high southern latitudes. *Monthly Weather Review*, 135(5) :1961 – 1973, 2007. doi : 10.1175/MWR3374.1. URL <https://journals.ametsoc.org/view/journals/mwre/135/5/mwr3374.1.xml>.
- É. Vignon, O. Traullé, and A. Berne. On the fine vertical structure of the low troposphere over the coastal margins of east antarctica. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 19(7) : 4659–4683, 2019a. doi : 10.5194/acp-19-4659-2019. URL <https://acp.copernicus.org/articles/19/4659/2019/>.
- Jacopo Grazioli, Jean-Baptiste Madeleine, Hubert Gallée, Richard M. Forbes, Christophe Genthon, Gerhard Krinner, and Alexis Berne. Katabatic winds diminish precipitation contribution to the antarctic ice mass balance. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 114(41) :10858–10863, 2017a. doi : 10.1073/pnas.1707633114. URL <https://www.pnas.org/doi/abs/10.1073/pnas.1707633114>.
- V. Helm, A. Humbert, and H. Miller. Elevation and elevation change of greenland and antarctica derived from cryosat-2. *The Cryosphere*, 8(4) :1539–1559, 2014. doi : 10.5194/tc-8-1539-2014. URL <https://tc.copernicus.org/articles/8/1539/2014/>.
- C. Palerme, J. E. Kay, C. Genthon, T. L'Ecuyer, N. B. Wood, and C. Claud. How much snow falls on the antarctic ice sheet? *The Cryosphere*, 8(4) :1577–1587, 2014. doi : 10.5194/tc-8-1577-2014. URL <https://tc.copernicus.org/articles/8/1577/2014/>.
- M. N. Raphael. A zonal wave 3 index for the southern hemisphere. *Geophysical Research Letters*, 31(23), 2004. doi : <https://doi.org/10.1029/2004GL020365>. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2004GL020365>.
- Gareth J. Marshall. On the annual and semi-annual cycles of precipitation across antarctica. *International Journal of Climatology*, 29(15) :2298–2308, 2009. doi : <https://doi.org/10.1002/joc.1811>.

//doi.org/10.1002/joc.1810. URL <https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/joc.1810>.

Irina V. Gorodetskaya, Maria Tsukernik, Kim Claes, Martin F. Ralph, William D. Neff, and Nicole P. M. Van Lipzig. The role of atmospheric rivers in anomalous snow accumulation in east antarctica. *Geophysical Research Letters*, 41(17) :6199–6206, 2014. doi : <https://doi.org/10.1002/2014GL060881>. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/2014GL060881>.

Deanna Nash, Duane Waliser, Bin Guan, Hengchun Ye, and F. Martin Ralph. The role of atmospheric rivers in extratropical and polar hydroclimate. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 123(13) :6804–6821, 2018. doi : <https://doi.org/10.1029/2017JD028130>. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2017JD028130>.

Gareth J. Marshall and David W. J. Thompson. The signatures of large-scale patterns of atmospheric variability in antarctic surface temperatures. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 121(7) :3276–3289, 2016. doi : <https://doi.org/10.1002/2015JD024665>. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/2015JD024665>.

Klaus Gierens, Peter Spichtinger, and Ulrich Schumann. *Ice Supersaturation*, pages 135–150. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, 2012. ISBN 978-3-642-30183-4. doi : 10.1007/978-3-642-30183-4_9. URL https://doi.org/10.1007/978-3-642-30183-4_9.

H.R. Pruppacher and J.D. Klett. *Microphysics of Clouds and Precipitation*. Kluwer Academic Publishers, 2e edition, 1997. ISBN 0-7923-4211-9. doi : 10.1007/978-0-306-48100-0.

C. Durán-Alarcón, B. Boudevillain, C. Genthon, J. Grazioli, N. Souverijns, N. P. M. van Lipzig, I. V. Gorodetskaya, and A. Berne. The vertical structure of precipitation at two stations in east antarctica derived from micro rain radars. *The Cryosphere*, 13(1) :247–264, 2019. doi : 10.5194/tc-13-247-2019. URL <https://www.the-cryosphere.net/13/247/2019/>.

C. Agosta, C. Amory, C. Kittel, A. Orsi, V. Favier, H. Gallée, M. R. van den Broeke, J. T. M. Lenaerts, J. M. van Wessem, W. J. van de Berg, and X. Fettweis. Estimation of the antarctic surface mass balance using the regional climate model mar (1979–2015) and

- identification of dominant processes. *The Cryosphere*, 13(1) :281–296, 2019. doi : 10.5194/tc-13-281-2019. URL <https://tc.copernicus.org/articles/13/281/2019/>.
- Gerd Wendler, Charles Stearns, George Weidner, Guillaume Dargaud, and Thomas Parish. On the extraordinary katabatic winds of adélie land. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 102(D4) :4463–4474, 1997. doi : <https://doi.org/10.1029/96JD03438>. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/96JD03438>.
- É. Vignon, N. Besic, N. Jullien, J. Gehring, and A. Berne. Microphysics of snowfall over coastal east antarctica simulated by polar wrf and observed by radar. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 124(21) :11452–11476, 2019b. doi : <https://doi.org/10.1029/2019JD031028>. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2019JD031028>.
- Jan T. M. Lenaerts, Brooke Medley, Michiel R. van den Broeke, and Bert Wouters. Observing and modeling ice sheet surface mass balance. *Reviews of Geophysics*, 57(2) : 376–420, 2019. doi : <https://doi.org/10.1029/2018RG000622>. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2018RG000622>.
- H. Seroussi, S. Nowicki, A. J. Payne, H. Goelzer, W. H. Lipscomb, A. Abe-Ouchi, C. Agosta, T. Albrecht, X. Asay-Davis, A. Barthel, R. Calov, R. Cullather, C. Dumas, B. K. Galton-Fenzi, R. Gladstone, N. R. Golledge, J. M. Gregory, R. Greve, T. Hattermann, M. J. Hoffman, A. Humbert, P. Huybrechts, N. C. Jourdain, T. Kleiner, E. Larour, G. R. Leguy, D. P. Lowry, C. M. Little, M. Morlighem, F. Pattyn, T. Pelle, S. F. Price, A. Quiquet, R. Reese, N.-J. Schlegel, A. Shepherd, E. Simon, R. S. Smith, F. Straneo, S. Sun, L. D. Trusel, J. Van Breedam, R. S. W. van de Wal, R. Winkelmann, C. Zhao, T. Zhang, and T. Zwinger. Ismip6 antarctica : a multi-model ensemble of the antarctic ice sheet evolution over the 21st century. *The Cryosphere*, 14(9) :3033–3070, 2020. doi : 10.5194/tc-14-3033-2020. URL <https://tc.copernicus.org/articles/14/3033/2020/>.
- J.-M. Gregory and P. Huybrechts. Ice-sheet contributions to future sea-level change. *Philosophical Transactions of the Royal Society, A : Mathematical, Physical and Engineering Sciences* :364, 2006. doi : 10.1098/rsta.2006.1796. URL <https://royalsocietypublishing.org/doi/full/10.1098/rsta.2006.1796>.
- C. Genthon, G. Krinner, and H. Castebrunet. Antarctic precipitation and climate-change

predictions : horizontal resolution and margin vs plateau issues. *Annals of Glaciology*, 50(50) :55–60, 2009. doi : 10.3189/172756409787769681.

Cécile Agosta, Vincent Favier, Christophe Genthon, Hubert Gallée, Gerhard Krinner, Jan T. Lenaerts, and Michiel R. van den Broeke. A 40-year accumulation dataset for adélie land, antarctica and its application for model validation. *Climate Dynamics*, 38 (1-2) :75–86, 2011. doi : 10.1007/s00382-011-1103-4.

D. Verfaillie, M. Fily, E. Le Meur, O. Magand, B. Jourdain, L. Arnaud, and V. Favier. Snow accumulation variability derived from radar and firn core data along a 600 km transect in adélie land, east antarctic plateau. *The Cryosphere*, 6(6) :1345–1358, 2012. doi : 10.5194/tc-6-1345-2012. URL <https://tc.copernicus.org/articles/6/1345/2012/>.

Yetang Wang, Shugui Hou, Weijun Sun, Jan T. Lenaerts, Michiel R. van den Broeke, and J. M. van Wessem. Recent surface mass balance from syowa station to dome f, east antarctica : Comparison of field observations, atmospheric reanalyses, and a regional atmospheric climate model. *Climate Dynamics*, 45(9–10) :2885–2899, 2015. doi : 10.1007/s00382-015-2512-6.

N. J. Abram, R. Mulvaney, E. W. Wolff, J. Triest, S. Kipfstuhl, L. D. Trusel, F. Vimeux, L. Fleet, and C. Arrowsmith. Acceleration of snow melt in an antarctic peninsula ice core during the twentieth century. *Nature Geoscience*, 6(5) :404–411, 2013. doi : 10.1038/ngeo1787. URL <https://doi.org/10.1038/ngeo1787>.

S. Altnau, E. Schlosser, E. Isaksson, and D. Divine. Climatic signals from 76 shallow firn cores in dronning maud land, east antarctica. *The Cryosphere*, 9(3) :925–944, 2015. doi : 10.5194/tc-9-925-2015. URL <https://tc.copernicus.org/articles/9/925/2015/>.

A. A. Ekaykin, D. O. Vladimirova, V. Y. Lipenkov, and V. Masson-Delmotte. Climatic variability in princess elizabeth land (east antarctica) over the last 350 years. *Climate of the Past*, 13(1) :61–71, 2017. doi : 10.5194/cp-13-61-2017. URL <https://cp.copernicus.org/articles/13/61/2017/>.

C. P. Vega, E. Schlosser, D. V. Divine, J. Kohler, T. Martma, A. Eichler, M. Schwikowski, and E. Isaksson. Surface mass balance and water stable isotopes derived from firn cores on three ice rises, fimbul ice shelf, antarctica. *The Cryosphere*, 10(6) :2763–2777, 2016. doi : 10.5194/tc-10-2763-2016. URL <https://tc.copernicus.org/articles/10/2763/2016/>.

- V. Favier, G. Krinner, C. Amory, H. Gallée, J. Beaumet, and C. Agosta. Antarctica-regional climate and surface mass budget. *Current Climate Change Reports*, 3(4) : 303–315, 2017. doi : 10.1007/s40641-017-0072-z. URL <https://doi.org/10.1007/s40641-017-0072-z>.
- S. Goursaud, V. Masson-Delmotte, V. Favier, S. Preunkert, M. Legrand, B. Minster, and M. Werner. Challenges associated with the climatic interpretation of water stable isotope records from a highly resolved firn core from adélie land, coastal antarctica. *The Cryosphere*, 13(4) :1297–1324, 2019. doi : 10.5194/tc-13-1297-2019. URL <https://tc.copernicus.org/articles/13/1297/2019/>.
- J. T. M. Lenaerts, M. R. van den Broeke, W. J. van de Berg, E. van Meijgaard, and P. Kuipers Munneke. A new, high-resolution surface mass balance map of antarctica (1979–2010) based on regional atmospheric climate modeling. *Geophysical Research Letters*, 39(4), 2012. doi : <https://doi.org/10.1029/2011GL050713>. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2011GL050713>.
- Grégoire Cayez and Arnaud Méquignon. Cours de mesure et capteurs de l'école nationale de la météorologie, météo-france, 2016.
- Gerald A. Meehl, George J. Boer, Curt Covey, Mojib Latif, and Ronald J. Stouffer. The Coupled Model Intercomparison Project (CMIP). *Bulletin of the American Meteorological Society*, 81(2) :313–318, February 2000. doi : 10.1175/1520-0477(2000)081<0313:TCMIPC>2.3.CO;2.
- V. Eyring, S. Bony, G. A. Meehl, C. A. Senior, B. Stevens, R. J. Stouffer, and K. E. Taylor. Overview of the coupled model intercomparison project phase 6 (cmip6) experimental design and organization. *Geoscientific Model Development*, 9(5) :1937–1958, 2016. doi : 10.5194/gmd-9-1937-2016. URL <https://gmd.copernicus.org/articles/9/1937/2016/>.
- C. Talagrand. Assimilation of observations, an introduction (special issue - data assimilation in meteorology and oceanography : Theory and practice). *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, 75(1B) :191–209, 1997. doi : 10.2151/jmsj1965.75.1B_191.
- John M. Haynes, Tristan S. L'Ecuyer, Graeme L. Stephens, Steven D. Miller, Cristian Mitrescu, Norman B. Wood, and Simone Tanelli. Rainfall retrieval over the ocean with spaceborne w-band radar. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 114(D8), 2009.

doi : <https://doi.org/10.1029/2008JD009973>. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2008JD009973>.

Cristian Mitrescu, Tristan L'Ecuyer, John Haynes, Steven Miller, and Joseph Turk. Cloudsat precipitation profiling algorithm—model description. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 49(5) :991 – 1003, 2010. doi : <https://doi.org/10.1175/2009JAMC2181>.

1. URL <https://journals.ametsoc.org/view/journals/apme/49/5/2009jamc2181.1.xml>.

N.B. Wood. *Estimation of snow microphysical properties with application to millimeter-wavelength radar retrievals for snowfall rate*. PhD thesis, 2011. URL <https://mountainscholar.org/handle/10217/48170>.

Norman B. Wood, Tristan S. L'Ecuyer, Andrew J. Heymsfield, and Graeme L. Stephens. Microphysical constraints on millimeter-wavelength scattering properties of snow particles. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 54(4) :909–931, 2015. doi : [10.1175/JAMC-D-14-0137.1](https://doi.org/10.1175/JAMC-D-14-0137.1). URL <https://doi.org/10.1175/JAMC-D-14-0137.1>.

David Hudak, Peter Rodriguez, and Norman Donaldson. Validation of the cloudsat precipitation occurrence algorithm using the canadian c band radar network. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 113(D8), 2008. doi : <https://doi.org/10.1029/2008JD009992>. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2008JD009992>.

NB. Wood, T. L'Ecuyer, DG. Vane, GL. Stephens, and P. Partain. *Level 2C Snow Profile process description and interface control document*, 2013. URL http://www.cloudsat.cira.colostate.edu/sites/default/files/products/files/2C-SNOW-PROFILE_PDICD.P_R04.20130210.pdf.

F. Lemonnier, J.-B. Madeleine, C. Claud, C. Genthon, C. Durán-Alarcón, C. Palerme, A. Berne, N. Souverijns, N. van Lipzig, I. V. Gorodetskaya, T. L'Ecuyer, and N. Wood. Evaluation of cloudsat snowfall rate profiles by a comparison with in situ micro-rain radar observations in east antarctica. *The Cryosphere*, 13(3) :943–954, 2019. doi : [10.5194/tc-13-943-2019](https://doi.org/10.5194/tc-13-943-2019). URL <https://www.the-cryosphere.net/13/943/2019/>.

S. Goursaud, V. Masson-Delmotte, V. Favier, S. Preunkert, M. Fily, H. Gallée, B. Jourdain, M. Legrand, O. Magand, B. Minster, and M. Werner. A 60-year ice-core record of regional

- climate from adélie land, coastal antarctica. *The Cryosphere*, 11(1) :343–362, 2017. doi : 10.5194/tc-11-343-2017.
- Amélie Kirchgäßner. An analysis of precipitation data from the antarctic base faraday/vernadsky. *International Journal of Climatology*, 31(3) :404–414, 2011. doi : 10.1002/joc.2083.
- Yan Ropert-Coudert, Akiko Kato, Xavier Meyer, Marie Pellé, Andrew J. J. MacIntosh, Frédéric Angelier, Olivier Chastel, Michel Widmann, Ben Arthur, Ben Raymond, and Thierry Raclot. A complete breeding failure in an adélie penguin colony correlates with unusual and extreme environmental events. *Ecography*, 38(2) :111–113, 2015. doi : 10.1111/ecog.01182.
- Etienne Vignon, Bas Wiel, Ivo van Hooijdonk, Christophe Genthon, Steven van der Linden, Antoon van Hooft, Peter Baas, William Maurel, Olivier Traulle, and Giampietro Casasanta. Stable boundary layer regimes at dome c, antarctica : observation and analysis : Stable boundary layer regimes at dome c. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 143, 04 2017. doi : 10.1002/qj.2998.
- J. J. Cassano, M. A. Nigro, M. W. Seefeldt, M. Katurji, K. Guinn, G. Williams, and A. DuVivier. Antarctic atmospheric boundary layer observations with the small unmanned meteorological observer (sumo). *Earth System Science Data*, 13(3) :969–982, 2021. doi : 10.5194/essd-13-969-2021. URL <https://essd.copernicus.org/articles/13/969/2021/>.
- Manisha Ganeshan and Yuekui Yang. Evaluation of the antarctic boundary layer thermodynamic structure in merra2 using dropsonde observations from the concordiasi campaign. *Earth and Space Science*, 6(12) :2397–2409, 2019. doi : <https://doi.org/10.1029/2019EA000890>. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2019EA000890>.
- Junhong Wang, Terry Hock, Stephen A. Cohn, Charlie Martin, Nick Potts, Tony Reale, Bomin Sun, and Frank Tilley. Unprecedented upper-air dropsonde observations over antarctica from the 2010 concordiasi experiment : Validation of satellite-retrieved temperature profiles. *Geophysical Research Letters*, 40(6) :1231–1236, 2013. doi : <https://doi.org/10.1002/grl.50246>. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/grl.50246>.

- I. V. Gorodetskaya, S. Kneifel, M. Maahn, K. Van Tricht, W. Thiery, J. H. Schween, A. Mangold, S. Crewell, and N. P. M. Van Lipzig. Cloud and precipitation properties from ground-based remote-sensing instruments in east antarctica. *The Cryosphere*, 9(1) :285–304, 2015. doi : 10.5194/tc-9-285-2015. URL <https://tc.copernicus.org/articles/9/285/2015/>.
- J. Grazioli, C. Genthon, B. Boudevillain, C. Duran-Alarcon, M. Del Guasta, J.-B. Madeleine, and A. Berne. Measurements of precipitation in dumont d'urville, adélie land, east antarctica. *The Cryosphere*, 11(4) :1797–1811, 2017b. doi : 10.5194/tc-11-1797-2017. URL <https://www.the-cryosphere.net/11/1797/2017/>.
- Claudio Scarchilli, Virginia Ciardini, Paolo Grigioni, Antonio Iaccarino, Lorenzo De Silvestri, Marco Proposito, Stefano Dolci, Giuseppe Camporeale, Riccardo Schioppo, Adriano Antonelli, and et al. Characterization of snowfall estimated by in situ and ground-based remote-sensing observations at terra nova bay, victoria land, antarctica. *Journal of Glaciology*, 66(260) :1006–1023, 2020. doi : 10.1017/jog.2020.70.
- A. Ferrone, A.-C. Billault-Roux, and A. Berne. Eruo : a spectral processing routine for the micro rain radar pro (mrr-pro). *Atmospheric Measurement Techniques*, 15(11) : 3569–3592, 2022. doi : 10.5194/amt-15-3569-2022. URL <https://amt.copernicus.org/articles/15/3569/2022/>.
- C. Genthon, A. Berne, J. Grazioli, C. Durán Alarcón, C. Praz, and B. Boudevillain. Precipitation at dumont d'urville, adélie land, east antarctica : the apres3 field campaigns dataset. *Earth System Science Data*, 10(3) :1605–1612, 2018. doi : 10.5194/essd-10-1605-2018. URL <https://essd.copernicus.org/articles/10/1605/2018/>.
- Cyril Palerme, Chantal Claud, Norman B. Wood, Tristan L'Ecuyer, and Christophe Genthon. How does ground clutter affect cloudsat snowfall retrievals over ice sheets? *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, 16(3) :342–346, 2019. doi : 10.1109/LGRS.2018.2875007.
- Niels Souverijns, Alexandra Gossart, Stef Lhermitte, Irina Gorodetskaya, Stefan Kneifel, Maximilian Maahn, L. Bliven, and N.P.M. Lipzig. Estimating radar reflectivity - snowfall rate relationships and their uncertainties over antarctica by combining disdrometer and radar observations. *Atmospheric Research*, 196, 06 2017. doi : 10.1016/j.atmosres.2017.06.001.

- M. Maahn and P. Kollias. Improved micro rain radar snow measurements using doppler spectra post-processing. *Atmospheric Measurement Techniques*, 5(11) :2661–2673, 2012. doi : 10.5194/amt-5-2661-2012. URL <https://amt.copernicus.org/articles/5/2661/2012/>.
- Rodica Nitu, Yves-Alain Roulet, Mareile Wolff, M. Earle, A.Reverdin, Craig Smith, Samuel Morin, R. Rasmussen, K.Wong, J.Alastruè, L.Arnold, Bruce Baker, Samuel Buisan, José Luis Collado Aceituno, M. Colli, B.Collins, A. Gaydos, Henna-Reetta Hannula, J.Hoover, and Katsuya Yamashita. Wmo solid precipitation intercomparison experiment (spice), 01 2018.
- David H. Bromwich, Kirstin Werner, Barbara Casati, Jordan G. Powers, Irina V. Gorodetskaya, François Massonnet, Vito Vitale, Victoria J. Heinrich, Daniela Liggett, Stefanie Arndt, Boris Barja, Eric Bazile, Scott Carpentier, Jorge F. Carrasco, Taejin Choi, Yonghan Choi, Steven R. Colwell, Raul R. Cordero, Massimo Gervasi, Thomas Haiden, Naohiko Hirasawa, Jun Inoue, Thomas Jung, Heike Kalesse, Seong-Joong Kim, Matthew A. Lazzara, Kevin W. Manning, Kimberley Norris, Sang-Jong Park, Phillip Reid, Ignatius Rigor, Penny M. Rowe, Holger Schmithüsen, Patric Seifert, Qizhen Sun, Taneil Uttal, Mario Zannoni, and Xun Zou. The year of polar prediction in the southern hemisphere (yopp-sh). *Bulletin of the American Meteorological Society*, 101(10) :E1653 – E1676, 2020. doi : <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-19-0255.1>. URL <https://journals.ametsoc.org/view/journals/bams/101/10/bamsD190255.xml>.
- P. Ricaud, M. Del Guasta, E. Bazile, N. Azouz, A. Lupi, P. Durand, J.-L. Attié, D. Veron, V. Guidard, and P. Grigioni. Supercooled liquid water cloud observed, analysed, and modelled at the top of the planetary boundary layer above dome c, antarctica. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 20(7) :4167–4191, 2020. doi : 10.5194/acp-20-4167-2020. URL <https://acp.copernicus.org/articles/20/4167/2020/>.
- Sergi González, Francisco Vasallo, Pablo Sanz, Antonio Quesada, and Ana Justel. Characterization of the summer surface mesoscale dynamics at dome f, antarctica. *Atmospheric Research*, 259 :105699, 2021. ISSN 0169-8095. doi : <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2021.105699>. URL <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0169809521002556>.
- David H. Bromwich, Jordan G. Powers, Kevin W. Manning, and Xun Zou. Antarctic data impact experiments with polar wrf during the yopp-sh summer special observing period.

- Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 148(746) :2194–2218, 2022. doi : <https://doi.org/10.1002/qj.4298>. URL <https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/qj.4298>.
- Irina V. Gorodetskaya, Tiago Silva, Holger Schmithüsen, and Naohiko Hirasawa. Atmospheric river signatures in radiosonde profiles and reanalyses at the dronning maud land coast, east antarctica. *Advances in Atmospheric Sciences*, 37(5) :455–476, 2020. doi : 10.1007/s00376-020-9221-8.
- Peter Bauer, Irina Sandu, Linus Magnusson, Richard Mladek, and Manuel Fuentes. Ecmwf global coupled atmosphere, ocean and sea-ice dataset for the year of polar prediction 2017–2020. *Nature*, 7 :427, 2020. doi : 10.1038/s41597-020-00765-y.
- Frédéric Hourdin, Jean-Yves Grandpeix, Catherine Rio, Sandrine Bony, Arnaud Jam, Frédérique Cheruy, Nicolas Rochetin, Laurent Fairhead, Abderrahmane Idelkadi, Ionela Musat, and et al. Lmdz5b : The atmospheric component of the ipsl climate model with revisited parameterizations for clouds and convection. *Climate Dynamics*, 40(9–10) : 2193–2222, 2012. doi : 10.1007/s00382-012-1343-y.
- Jean-Baptiste Madeleine, Frédéric Hourdin, Jean-Yves Grandpeix, Catherine Rio, Jean-Louis Dufresne, Etienne Vignon, Olivier Boucher, Dimitra Konsta, Frédérique Cheruy, Ionela Musat, Abderrahmane Idelkadi, Laurent Fairhead, Ehouarn Millour, Marie-Pierre Lefebvre, Lidia Mellul, Nicolas Rochetin, Florentin Lemonnier, Ludovic Touzé-Peiffer, and Marine Bonazzola. Improved representation of clouds in the atmospheric component lmdz6a of the ipsl-cm6a earth system model. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 12(10) :e2020MS002046, 2020. doi : <https://doi.org/10.1029/2020MS002046>. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2020MS002046>. e2020MS002046 10.1029/2020MS002046.
- Hubert Gallée. Simulation of the mesocyclonic activity in the ross sea, antarctica. *Monthly Weather Review*, 123(7) :2051 – 2069, 1995. doi : [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1995\)123<2051:SOTMAI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1995)123<2051:SOTMAI>2.0.CO;2). URL https://journals.ametsoc.org/view/journals/mwre/123/7/1520-0493_1995_123_2051_sotmai_2_0_co_2.xml.
- C. Kittel, C. Amory, C. Agosta, N. C. Jourdain, S. Hofer, A. Delhasse, S. Doutreloup, P.-V. Huot, C. Lang, T. Fichet, and X. Fettweis. Diverging future surface mass balance between the antarctic ice shelves and grounded ice sheet. *The Cryosphere*, 15(3) :

1215–1236, 2021. doi : 10.5194/tc-15-1215-2021. URL <https://tc.copernicus.org/articles/15/1215/2021/>.

C. Palerme. *Study of Antarctic precipitation by radar remote sensing, in-situ measurements, and intercomparison of climate models*. Theses, Université de Grenoble, November 2014. URL <https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-01229382>.

F. Lemonnier, J.-B. Madeleine, C. Claud, C. Palerme, C. Genthon, T. L'Ecuyer, and N. B. Wood. CloudSat-inferred vertical structure of snowfall over the antarctic continent. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 125(2), jan 2020. doi : 10.1029/2019jd031399.

N. Souverijns, A. Gossart, S. Lhermitte, I. V. Gorodetskaya, J. Grazioli, A. Berne, C. Duran-Alarcon, B. Boudevillain, C. Genthon, C. Scarchilli, and N. P. M. van Lipzig. Evaluation of the cloudsat surface snowfall product over antarctica using ground-based precipitation radars. *The Cryosphere*, 12(12) :3775–3789, 2018. doi : 10.5194/tc-12-3775-2018. URL <https://www.the-cryosphere.net/12/3775/2018/>.

Valentin Wiener, Marie-Laure Roussel, Christophe Genthon, Etienne Vignon, Jacopo Grazioli, and Alexis Berne. A 7-year record of vertical profiles of radar measurements and precipitation estimates at dumont d'urville, adélie land, east antarctica. *Earth System Science Data*, 2023. doi : <https://doi.org/10.5194/essd-2023-301>.

JA Golff and S Gratch. Low-pressure properties of water from–160 to 212 deg f. *Trans Am Soc Heat Vent*, 52 :95–122, 1946.

D. M. Murphy and T. Koop. Review of the vapour pressures of ice and supercooled water for atmospheric applications. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 131 (608) :1539–1565, 2005. doi : <https://doi.org/10.1256/qj.04.94>. URL <https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1256/qj.04.94>.

Annexes

A Calcul de l'humidité relative

Dans un environnement polaire tel que l'Antarctique où les températures sont essentiellement négatives il est nécessaire de faire attention au calcul de l'humidité relative. En effet, celle-ci peut être évaluée par rapport à l'eau liquide ou bien par rapport à la glace. Les données recueillies par convention et en dehors d'indication contraire - même en présence de températures négatives - des humidités relatives par rapport à l'eau liquide. La conversion étant requise dans le contexte des travaux présentés ici, voici en premier lieu le calcul des pressions de vapeur saturante par rapport à l'eau liquide et par rapport à la glace qui sont nécessaires :

$$RH_l = \frac{e}{e_{s_l}(T)} \quad RH_i = \frac{e}{e_{s_i}(T)} \quad (4)$$

Avec RH_l et $e_{s_l}(T)$ l'humidité relative et la pression de vapeur saturante par rapport à l'eau liquide, RH_i et $e_{s_i}(T)$ l'humidité relative et la pression de vapeur saturante par rapport à la glace, e la pression partielle de vapeur d'eau et T la température de l'air en Kelvin.

Différentes formules établies de façon empirique existent dans la littérature. Nous choisissons la formule de Goff-Gratch ([Goff and Gratch \[1946\]](#)), largement utilisée dans le domaine de la météorologie.

$$e_{s_l}(T) = 10^{a*\left(\frac{373.16}{T}-1\right)+b*\log\left(\frac{373.16}{T}\right)-c*(10^{d*(1-T/373.16)}-1)+e*(10^{f*\left(\frac{T}{373.16}-1\right)}-1)+\log(g)} \quad (5)$$

$$e_{s_i}(T) = 10^{h*\left(\frac{273.16}{T}-1\right)-i*\log\left(\frac{273.16}{T}\right)+j*\left(1-\frac{T}{273.16}\right)+\log(k)} \quad (6)$$

Avec $a = -7.90298$; $b = 5.02808$; $c = 1.3816e - 7$; $d = 11.344$; $e = 8.1328e - 3$; $f = -3.49149$; $g = 1013.246$; $h = -9.09718$; $i = 3.56654$; $j = 0.876793$; $k = 6.1061$.

La formule de Goff-Gratch, largement utilisée dans le passé, provient d'ajustement empiriques aux observations de laboratoire. D'autres formulations ont été décrites par différents auteurs ([Murphy and Koop \[2005\]](#)) et validées, néanmoins leurs écarts à celle de Goff-Gratch dans le domaine des températures rencontrées à [DDU](#) sont très faibles.

B Annexes de l'article *Present and Future of Rainfall in Antarctica*

Supporting Information for: Present and Future of Rainfall in Antarctica

É. Vignon^{1,2}, M-L. Roussel²,

I. V. Gorodetskaya³, C. Genthon², A. Berne¹

¹Environmental Remote Sensing Laboratory (LTE), École Polytechnique Fédérale de Lausanne (EPFL), Lausanne, Switzerland

²Laboratoire de Météorologie Dynamique/IPSL/Sorbone Université/CNRS, UMR 8539, Paris, France

³Centre for Environmental and Marine Studies (CESAM), Department of Physics, University of Aveiro, Aveiro, 3810-193, Portugal

Contents of this file

1. Further information on precipitation observation at Antarctic stations and identification of rainy days

2. Precipitation phase parameterizations in CMIP6 models

3. Supplementary tables S1 to S6

4. Supplementary figures S1 to S14

1. Further information on precipitation observation at Antarctic stations and identification of rainy days

At the considered Antarctic stations, present and weather observations are reported using the World Meteorological Organization 4677 and 4561 code conventions (<https://www.nodc.noaa.gov/archive/arc0021/0002199/1.1/data/0-data/HTML/WMO-CODE>). For each station our rainy day identification method consists in searching any day during which there is at least one report of rain or shower in the past or present synoptic weather reports i.e. if at least one amongst the present or past weather observations during this day belongs to the following list of code (black: present weather, red: past weather):

- 19 ● 21: Rain (not freezing)
- 20 ● 23: Rain and snow or ice pellets
- 21 ● 24: Freezing drizzle or freezing rain
- 22 ● 25: Showers of rain
- 23 ● 58: Drizzle and rain, slight
- 24 ● 59: Drizzle and rain, moderate or heavy
- 25 ● 60: Rain, not freezing, intermittent, slight at time of observation
- 26 ● 61: Rain, not freezing, continuous, slight at time of observation
- 27 ● 62: Rain, not freezing, intermittent, moderate at time of observation
- 28 ● 63: Rain, not freezing, continuous, moderate at time of observation
- 29 ● 64: Rain, not freezing, intermittent, heavy at time of observation
- 30 ● 65: Rain, not freezing, continuous, heavy at time of observations
- 31 ● 66: Rain, freezing, slight
- 32 ● 67: Rain, freezing, moderate or heavy (dense)
- 33 ● 68: Rain or drizzle and snow, slight
- 34 ● 69: Rain or drizzle and snow, moderate or heavy
- 35 ● 80: Rain shower(s), slight
- 36 ● 81: Rain shower(s), moderate or heavy
- 37 ● 82: Rain shower(s), violent
- 38 ● 83: Shower(s) of rain and snow mixed, slight
- 39 ● 84: Shower(s) of rain and snow mixed, moderate or heavy
- 40 ● 91: Slight rain at time of observation
- 41 ● 92: Moderate or heavy rain at time of observation

- **6: Rain**

Drizzle events are identified with the same method when the present or past weather observation code belongs to the following list of codes:

- 20: Drizzle (not freezing) or snow grains
- 50: Drizzle, not freezing, intermittent, slight at time of observation
- 51: Drizzle, not freezing, continuous, slight at time of observation
- 52: Drizzle, not freezing, intermittent, moderate at time of observation
- 53: Drizzle, not freezing, continuous, moderate at time of observation
- 54: Drizzle, not freezing, intermittent, heavy (dense) at time of observation
- 55: Drizzle, not freezing, continuous, heavy (dense) at time of observation
- 56: Drizzle, freezing, slight
- 57: Drizzle, freezing, moderate or heavy (dense)
- **5: Drizzle**

One exception in this methodology concerns Dumont d'Urville station for which the occurrence of liquid and solid precipitation for each day is explicitly indicated in daily weather reports.

In the following subsections, we provide further details on weather observations and on how we identified rainy days from meteorological reports at each station.

1.1. Dumont d'Urville (DDU, 66.66°S, 140.00°E)

At DDU, visual observations of cloud cover and precipitation occurrence and type are made every day at 00, 03, 06, 09 and 21 UTC (no observation during local night). In this study, we use the historical register from the 22 November 1981 to the 31 December 2017. Even though meteorologists can report weather phenomena that occur between the official hours of observation, rain events may be missed because liquid precipitation is

65 hardly visible from inside the station (O. Traullé, P Herrera, personal communication).
66 Importantly, occurrences of snowfall and rainfall/drizzle are reported only in daily reports
67 hence no information about the exact time of the precipitation within the day is available.

1.2. Rothera (67.57°S, 68.12°W), Halley (75.6°S, 26.18°E) and Faraday/Vernadsky (65.24°S, 64.25°W)

68 SYNOP reports from Rothera, Halley and Faraday -until 1995 - / Vernadsky -
69 from 1996 - (FV) stations are available on the British Antarctic Survey Met Ora-
70 cle database [https://legacy.bas.ac.uk/cgi-bin/metdb-form-1.pl?table_prefix=U](https://legacy.bas.ac.uk/cgi-bin/metdb-form-1.pl?table_prefix=U_WMC,U_MET&acct=cmet)
71 [_WMC,U_MET&acct=cmet](https://legacy.bas.ac.uk/cgi-bin/metdb-form-1.pl?table_prefix=U_WMC,U_MET&acct=cmet). For the three stations, present weather and past weather syn-
72 optic observations are made at 00, 03, 06, 09, 12, 15, 18, 21 UTC and they are reported
73 using the World Meteorological Organization code 4677 conventions. For Halley station,
74 we used the archive from 1 January 1957 to 31 December 2016. For Faraday/Verndasky,
75 we used observations from 01/01/1979 to 31/12/2015. For Rothera station, we used the
76 archive from 1 January 1977 to 31 December 2008 (we did not consider the years after
77 2008 because they contain less than 250 days with weather observation). The 1994 data
78 have also been removed due to insufficient number of observations during this year.

1.3. Neumayer (70.67°S, 8.27°W)

79 Synoptic observation reports at Neumayer station for the period 1 January 1983 - 31
80 December 2017 have been made freely available on the PANGEA data portal (Rimbu et
81 al., 2012). They include present and past weather observations up to 8 times a day (00,
82 03, 06, 09, 12, 15, 18, 21 UTC). The weather is reported using the World Meteorological
83 Organization code 4677 conventions. To identify rain events, we used the same method as
84 for Halley, Rothera and FV stations. To calculate statistics, data for the year 1990 have
85 been removed due to insufficient number of observations during this period (less than 250
86 days of weather observation).

1.4. Syowa (69.00°S, 39.57°E)

87 Visual synoptic weather observation is performed at 00, 03, 06, 09, 12, 15, 18 and 21
88 UTC. These observations are freely available on the Japan Meteorological Agency webpage
89 (<http://www.data.jma.go.jp/antarctic/datareport/index-e.html>). In this study
90 we have used the archive from the 1 January 1976 to the 31 December 2016. The present
91 and past weather is reported using the World Meteorological Organization code 4677
92 conventions. To identify rain events, we used the same method as for Halley, Rothera and
93 FV.

1.5. South Pole (90.0°S, 0.0°E)

94 Synoptic observations are performed at Amundsen-Scott South Pole station at 00, 03,
95 06, 09, 12, 15, 18, 21 UTC. Data from 1992 to 2017 are available at ([http://amrc.ssec](http://amrc.ssec.wisc.edu/usap/southpole/)
96 [.wisc.edu/usap/southpole/](http://amrc.ssec.wisc.edu/usap/southpole/)). Present and past weather observations are reported using
97 the World Meteorological Organization code 4677 and 4561 conventions. To identify rain
98 events, we use the same method as for Halley, Rothera and Faraday/Vernadski stations.

1.6. Casey (66.27°S, 110.52°E), Mawson (67.60°S, 62.87°E) and Davis (68.57°S, 77.97°E)

99 Near surface temperature data and present weather observations for Casey, Davis
100 and Mawson stations were provided on request to the Australian Bureau of Meteorol-
101 ogy (<http://www.bom.gov.au/>). Present and past weather reports are written 6 or 8
102 times each day during the 01/01/1954-31/12/2017, 01/01/1957-31/12/2017, 01/01/1989-
103 31/12/2017 periods for Mawson, Davis and Casey station respectively. Present and past
104 weather observations are reported using the World Meteorological Organization code 4677
105 convention. Rainy days are identified using the same method as for Halley, Rothera and
106 FV. In the statistics calculation for Mawson station (resp. Davis station), 2007 data (resp.

107 965, 1966, 1967, 1968 and 2007 data) have been ruled out due to insufficient number of
108 observations during these years (less than 250 days of weather observation).

1.7. Complementary summer observations at Mario Zucchelli (74.69°S, 164.1°E)

109 In addition to the annual meteorological observations at the previous 10 stations, we
110 inspected meteorological reports at the Mario Zucchelli summer station, coastal Victoria
111 Land. These reports were obtained from the Operational Meteorology Infrastructure
112 of ENEA – UTA (www.uta.enea.it) through the ‘Meteo-Climatological Observator’ of
113 PNRA (www.climantartide.it). They consist in weather observations in November and
114 December 2015, January February November and December 2016 and 2017 as well as in
115 January and February 2018. Weather observations are available in average 12 times per
116 day (mostly during local day) and they are reported in METAR WX codes.

2. Precipitation phase parameterizations in CMIP6 models

117 Simulations from seven different CMIP6 climate models have been used. While discrep-
118 ancies in Antarctic rainfall occurrence, amount and distribution can come from intrinsic
119 differences in the simulated atmospheric dynamics, ocean surface conditions and model
120 resolution, the parameterization of large-scale (in contrast to small-scale boundary-layer
121 or convective) cloud and precipitation plays an essential role to determine precipitation
122 phase.

123 In the IPSL-CM6 model (Boucher et al., 2020), large scale clouds are parameterized with
124 a semi-prognostic macrophysical scheme (Hourdin et al., 2020; Madeleine et al., 2020).
125 Precipitation is diagnostic and its phase at the surface depends on the 0°C threshold at
126 the first model level.

163

127 In the CNRM-CM6 model (Voldoire et al., 2019; Roehrig et al., 2020), cloud and precip-
128 itation are parameterized with an updated version of the microphysical scheme (Lopez,

129 2002). While the liquid fraction in cloud follows a deterministic increasing function of
130 temperature, precipitation is treated prognostically and rain is created by collision and
131 coalescence of cloud droplets or by melting of snowfall in positive temperature layers.

132 In MIROC6 (Tatebe et al., 2019; Hajima et al., 2020), cloud fraction and phase as well
133 as precipitation are diagnosed at each time step (Watanabe et al., 2011). The phase of
134 precipitation at the surface is determined by temperature at the first model level, with
135 rainfall diagnosed for temperatures ≥ 0 °C.

136 In INM-CM5 (E. Volodin et al., 2017; E. M. Volodin et al., 2018), the mesh fraction
137 occupied by clouds and the water content of clouds are prognostic variables and evolve
138 following (Tiedtke, 1993). Precipitation is diagnosed at each time step.

139 In MRI-ESM2 (Kawai et al., 2019) cloud fraction in each mesh is diagnosed at each time
140 step and cloud phase is determined with a more realistic function of temperature com-
141 pared to previous versions of the model. Melting of cloud ice and snow occurs just below
142 the zero-degree level altitude.

143 In the CanESM5 model from the Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis
144 (Swart et al., 2019), cloud fraction is estimated with a statistical cloud scheme and a full
145 microphysical treatment of cloud and precipitation is parameterized (Lohmann & Roeck-
146 ner, 1996). In particular the fraction of rain and snow at the surface results from the
147 integration of microphysical processes - among which snowfall melting - along the atmo-
148 spheric column.

149 In GFDL-CM4 (Zhao et al., 2018), clouds and precipitation are treated with a single
150 moment microphysical scheme that corresponds to an updated version of the Rotstayn et
151 al. (1997)'s scheme (Rotstayn, 1997). The fraction of rain and snow at the surface thus
152 depends on the sequence of microphysical processes - among which snowfall melting - that
153 occur in the atmospheric column.

References

- 154 Boucher, O., Servonnat, J., Albright, A. L., Aumont, O., Balkanski, Y., Bastrikov, V.,
155 ... Vuichard, N. (2020). Presentation and evaluation of the ipsl-cm6a-lr climate
156 model. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 12(7), e2019MS002010.
157 doi: 10.1029/2019MS002010
- 158 Hajima, T., Watanabe, M., Yamamoto, A., Tatebe, H., Noguchi, M. A., Abe, M., ...
159 Kawamiya, M. (2020). Development of the miroc-es2l earth system model and the
160 evaluation of biogeochemical processes and feedbacks. *Geoscientific Model Develop-*
161 *ment*, 13(5), 2197–2244. Retrieved from [https://www.geosci-model-dev.net/13/](https://www.geosci-model-dev.net/13/2197/2020/)
162 [2197/2020/](https://www.geosci-model-dev.net/13/2197/2020/) doi: 10.5194/gmd-13-2197-2020
- 163 Hourdin, F., Rio, C., Grandpeix, J.-Y., Madeleine, J.-B., Cheruy, F., Rochetin, N., ...
164 Ghattas, J. (2020). Lmdz6a: the atmospheric component of the ipsl climate model
165 with improved and better tuned physics. *Journal of Advances in Modeling Earth*
166 *Systems*. doi: 10.1029/2019MS001892
- 167 Kawai, H., Yukimoto, S., Koshiro, T., Oshima, N., Tanaka, T., Yoshimura, H., & Na-
168 gasawa, R. (2019). Significant improvement of cloud representation in the global
169 climate model mri-esm2. *Geoscientific Model Development*, 12(7), 2875–2897. doi:
170 10.5194/gmd-12-2875-2019
- 171 Lohmann, U., & Roeckner, E. (1996). Design and performance of a new cloud micro-
172 physics scheme developed for the echam general circulation model. *Climate Dynam-*
173 *ics*, 12(8), 557–572.
- 174 Lopez, P. (2002). Implementation and validation of a new prognostic large-scale
175 cloud and precipitation scheme for climate and data-assimilation purposes. *Quar-*
176 *terly Journal of the Royal Meteorological Society*, 128(579), 229-257. doi: 10.1256/
177 00359000260498879

- 178 Madeleine, J.-B., Hourdin, F., Grandpeix, J.-Y., Rio, C., Dufresne, J.-L., Konsta, D.,
179 ... Bonazzola, M. (2020). Improved representation of clouds in the lmdz6a global
180 climate model. *J Adv Model Earth Sys*, 12. doi: 10.1029/2020MS002046
- 181 Marshall, G. J. (2003, 12). Trends in the Southern Annular Mode from Observations and
182 Reanalyses. *Journal of Climate*, 16(24), 4134-4143. doi: 10.1175/1520-0442(2003)
183 016<4134:TITSAM>2.0.CO;2
- 184 Rimbu, N., Lohmann, G., König-Langlo, G., Necula, C., & Ionita, M. (2012). *30 years*
185 *of synoptic observations from Neumayer Station with links to datasets* [data set].
186 PANGAEA. (Supplement to: Rimbu, N et al. (2013): Daily to intraseasonal oscil-
187 lations at Antarctic research station Neumayer. *Antarctic Science*, 26(02), 193-204,
188 <https://doi.org/10.1017/S0954102013000540>) doi: 10.1594/PANGAEA.804156
- 189 Roehrig, R., Beau, I., Saint-Martin, D., Alias, A., Decharme, B., Guérémy, J.-F., ...
190 Sénési, S. (2020). The cnrm global atmosphere model arpege-climat 6.3: description
191 and evaluation. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, n/a(n/a). doi:
192 10.1029/2020MS002075
- 193 Rotstayn, L. D. (1997). A physically based scheme for the treatment of stratiform clouds
194 and precipitation in large-scale models. i: Description and evaluation of the micro-
195 physical processes. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 123(541),
196 1227-1282. doi: 10.1002/qj.49712354106
- 197 Roussel, M.-L., Lemonnier, F., Genthon, C., & Krinner, G. (2020). Brief communication:
198 Evaluating antarctic precipitation in era5 and cmip6 against cloudsat observations.
199 *The Cryosphere*, 14(8), 2715–2727. doi: 10.5194/tc-14-2715-2020
- 200 Swart, N. C., Cole, J. N. S., Kharin, V. V., Lazare, M., Scinocca, J. F., Gillett, N. P.,
201 ... Winter, B. (2019). The canadian earth system model version 5 (canesm5.0.3).
202 *Geoscientific Model Development*, 12(11), 4823–4873. doi: 10.5194/gmd-12-4823

203 -2019

204 Tatebe, H., Ogura, T., Nitta, T., Komuro, Y., Ogochi, K., Takemura, T., ... Kimoto, M.
205 (2019). Description and basic evaluation of simulated mean state, internal variability,
206 and climate sensitivity in miroc6. *Geoscientific Model Development*, 12(7), 2727–
207 2765. doi: 10.5194/gmd-12-2727-2019

208 Tiedtke, M. (1993). Representation of clouds in large-scale models. *Monthly Weather*
209 *Review*, 121(11), 3040–3061.

210 Turner, J., Lu, H., White, I., King, J. C., Phillips, T., Hosking, J. S., ... Deb, P. (2016).
211 Absence of 21st century warming on Antarctic Peninsula consistent with natural
212 variability. *Nature*, 535, 411-415. (doi:10.1038/nature18645)

213 Voldoire, A., Saint-Martin, D., Sénési, S., Decharme, B., Alias, A., Chevallier, M.,
214 ... Waldman, R. (2019). Evaluation of cmip6 deck experiments with cnrm-
215 cm6-1. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 11(7), 2177-2213. doi:
216 10.1029/2019MS001683

217 Volodin, E., Mortikov, E., Kostykin, S., Galin, V. Y., Lykossov, V., Gritsun, A., ...
218 Iakovlev, N. (2017). Simulation of the present-day climate with the climate model
219 inmcm5. *Climate dynamics*, 49(11-12), 3715–3734.

220 Volodin, E. M., Mortikov, E. V., Kostykin, S. V., Galin, V. Y., Lykossov, V. N., Gritsun,
221 A. S., ... Emelina, S. V. (2018). Simulation of the modern climate using the
222 inm-cm48 climate model. *Russian Journal of Numerical Analysis and Mathematical*
223 *Modelling*, 33(6), 367-374.

224 Watanabe, S., Hajima, T., Sudo, K., Nagashima, T., Takemura, T., Okajima, H., ...
225 Kawamiya, M. (2011). Miroc-esm 2010: model description and basic results of
226 cmip5-20c3m experiments. *Geoscientific Model Development*, 4(4), 845–872. doi:
227 10.5194/gmd-4-845-2011

228 Zhao, M., Golaz, J.-C., Held, I. M., Guo, H., Balaji, V., Benson, R., . . . Xiang, B.
229 (2018). The gfdl global atmosphere and land model am4.0/lm4.0: 1. simulation
230 characteristics with prescribed ssts. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*,
231 *10*(3), 691-734. doi: 10.1002/2017MS001208

3. Supplementary tables

station	period	% obs.	Np	Nr	Trend 92-15	Trend % 92-15	Trend period	Trend % period	Corr. SAM
DDU	01/01/1982-31/12/2015	99.7	101.8 (75,147)	1.8 (0, 7)	0.88	0.80	-0.51	-0.47	-0.21 -0.23
Casey	01/01/1989-31/12/2017	99.9	171.5 (121, 209)	3.9 (0, 12) 3.2 (0, 11)	-1.99** -1.74**	-1.09** -0.93**	-1.64** -1.22**	-0.86** -0.63	-0.43** -0.14
Davis	01/01/1958-31/12/2017‡	92.7	143.4 (108, 202)	2.5 (0, 12) 2.0 (0, 12)	-0.87 -1.04	-0.63 -0.71	-0.02 0.13	0.00 0.08	-0.02 0.14
Mawson	01/01/1955-31/12/2017‡	99.8	55.8 (25, 111)	1.1 (0, 7) 0.9 (0, 4)	-0.77** -0.83**	-1.11 -1.25**	-0.20** -0.11	-0.30 -0.13	-0.10 -0.25**
Syowa	01/01/1976-31/12/2016	99.9	184.5 (119, 224)	0.9 (0, 4) 0.5 (0, 3)	0.09 0.2	0.03 0.09	-0.21 -0.13	-0.14 -0.10	-0.38** -0.24
Neumayer	01/01/1983-31/12/2017	80.0	164.1 (104, 238)	1.8 (0, 8) 0.5 (0, 3)	1.37 0.38**	0.69 0.21**	0.16 -0.35	-0.04 -0.27**	-0.13 -0.07
Halley	01/01/1957-31/12/2016	89.4	203 (108, 279)	4.3 (0, 22) 2.3 (0, 21)	-1.89 0.68	-0.66 0.47	0.18 0.01	0.09 0.01	0.01-0.08
FV	01/01/1979-31/12/2015	86.6	270 (213, 303)	105.2 (40, 169) 93.3 (34, 150)	-23.70*** -24.20***	-6.24*** -6.83***	-11.81*** -10.87***	-2.88*** -2.77**	0.02 -0.24
Rothera	01/01/1977-31/12/2008‡	86.3	249.8 (184, 292)	55.6 (19, 113) 50.7 (19, 109)	-12.85 -16.24	-3.63 -5.44	7.21 3.64	2.44 0.97	0.37** 0.09
South Pole	01/01/1992-31/12/2017	93.4	293.4 (188, 344)	0.7 (0, 5) 0.5 (0, 5)	-0.21 0.06	-0.07 0.02	0.23 0.39	0.09 0.13	0.20 0.26

Table S1. Characteristics of rainy days from visual meteorological reports. ‘Period’ refers to the time period of the dataset. ‡ indicates that entire years have been discarded owing to insufficient number of observations (see Sect. 2 of the main manuscript). ‘% obs’ is the percentage of days with available precipitation observation. Np (resp. Nr) is the annual number of days with precipitation (resp. liquid precipitation) over the respective measurement period for each station. Mean (minimum, maximum) values are provided. Black numbers refer to the total non-frozen precipitation (rain + drizzle). Blue numbers refer to the rain type only. Note that rain and drizzle distinction is not possible at DDU. ‘Trend 92-15’ refers to the annual trend in days per decade over the 1992-2015 period, namely the longest measurement period common to all stations but Rothera for which the reliable observation period extends to 2008 only. ‘Trend % 92-15’ shows the corresponding trend per decade of the annual percentage of days with liquid precipitation with respect to the annual number of days with precipitation. ‘Trend period’ and ‘Trend % period’ show trends over the whole measurement period indicated in the second column for each station. ‘Corr. SAM’ shows the Pearson correlation coefficients between the annual number of rainy days and the yearly mean (black number) or December-January-February mean (grey number) Marshall’s SAM index (Marshall, 2003) over the measurement period. ** and *** indicate trends and correlations significant at a 5 % and 1%-level respectively.

232

233

234

235

236

237

sector	Mean precipitation in mm y ⁻¹ (DJF, MAM, JJA, SON, year)	Mean rainfall in mm y ⁻¹ (DJF, MAM, JJA, SON, year)	Rainfall trend in mm y ⁻¹ dec ⁻¹	Ratio of liquid precipitation trend in % dec ⁻¹
Peninsula	684.5 (677.3, 695.2), 907.6 (881.8, 958.5), 842.1 (855.2, 828.0), 883.9 (871.9, 898.8), 829.5 (821.5, 845.1)	26.38 (29.99, 24.13), 12.11 (10.93, 14.39), 0.90 (0.94, 0.87), 3.66 (3.63, 3.60), 10.76 (11.37, 10.75)	-0.404 (2.272, -4.200)	-0.055 (0.275, -0.398)
Ronne-Filchner	153.9 (145.0, 164.5), 191.4 (184.5, 202.4), 182.6 (184.5, 179.0), 199.8 (188.3, 214.1), 181.9 (175.6, 190.0)	0.11 (0.10, 0.12), 0.01 (0.00, 0.02), 0.00 (0.00, 0.00), 0.00 (0.00, 0.00), 0.01 (0.01, 0.01)	0.003 (0.013, -0.018)	0.002 (0.010, -0.009)
Ross	129.3 (133.9, 123.8), 195.2 (211.9, 178.5), 166.2 (167.9, 161.4), 133.8 (127.6, 135.8), 156.1 (160.3, 149.9)	0.36 (0.41, 0.29), 0.04 (0.01, 0.08), 0.00 (0.00, 0.00), 0.01 (0.00, 0.01), 0.07 (0.07, 0.06)	-0.003 (-0.001, 0.029)	0.007 (0.003, 0.029)
West Antarctica	245.7 (246.1, 246.0), 415.1 (415.0, 420.3), 386.5 (393.8, 376.2), 351.3 (347.2, 352.9), 349.7 (350.5, 348.9)	0.50 (0.67, 0.42), 0.11 (0.13, 0.08), 0.00 (0.00, 0.00), 0.01 (0.01, 0.00), 0.13 (0.18, 0.10)	-0.034 (0.052, -0.087)	-0.009 (0.014, -0.024)
East Antarctic	299.0 (294.4, 303.0), 377.2 (385.4, 370.3), 377.3 (385.3, 371.8), 284.9 (286.5, 283.6), 334.6 (337.9, 332.2)	0.63 (0.58, 0.67), 0.00 (0.01, 0.00), 0.00 (0.00, 0.00), 0.00 (0.00, 0.00), 0.13 (0.12, 0.14)	0.013 (-0.044, 0.129)	0.004 (-0.013, 0.041)
Plateau	55.7 (53.7, 57.7), 68.5 (68.4, 68.7), 71.4 (73.0, 70.0), 53.7 (52.0, 55.5), 62.3 (61.8, 63.0)	0.00 (0.00, 0.00), 0.00 (0.00, 0.00), 0.00 (0.00, 0.00), 0.00 (0.00, 0.00), 0.00 (0.00, 0.00)	0.000 (0.000, 0.000)	0.000 (0.000, 0.000)
whole continent	181.2 (178.8, 183.6), 251.9 (253.1, 253.3), 243.3 (247.9, 238.4), 208.5 (206.1, 210.6), 221.2 (221.5, 221.5)	1.27 (1.44, 1.17), 0.39 (0.35, 0.47), 0.00 (0.00, 0.00), 0.07 (0.07, 0.07), 0.41 (0.44, 0.40)	-0.025 (0.080, -0.161)	-0.012 (0.036, -0.068)

Table S2. Characteristics of precipitation and rainfall in the ERA5 reanalysis according to different Antarctic sectors and seasons. Mean precipitation rate and trends are given over the 1979-2014 (1979-1998 and 1998-2014) period. None of the trend is significant at a 5 %-level or 1%-level. See Fig. S5 for the geographical definition of the sectors.

sector	IPSL	CNRM	CAN	INM	MIROC	MRI	GFDL
Peninsula	733.6, 24.65, -0.399, -0.087	699.2, 39.14, 2.622, 0.103	538.7, 11.31, 0.915***, 0.18***	682.7, 62.73, 7.285***, 0.766***	720.3, 124.69, 4.675, 0.406	748.0, 15.58, 1.687, 0.202	748.3, 54.93, 3.157, 0.337
Ronne-Filchner	190.9, 0.22, 0.068, 0.032	127.3, 0.54, -0.029, -0.024	192.1, 1.9, 0.235**, 0.117**	154.8, 0.7, -0.022, -0.01	186.3, 4.91, -0.208, -0.119	193.1, 0.7, 0.034, 0.018	195.5, 2.75, 0.141, 0.07
Ross	216.4, 0.91, -0.08, -0.033	190.7, 3.1, 0.518, 0.277	179.2, 3.86, 0.043, -0.047	334.3, 4.63, -0.24, -0.078	321.4, 20.75, -1.422, -0.327	197.1, 3.07, -0.95, -0.38	178.0, 4.99, -0.061, -0.073
Low West Antarctica	406.4, 1.03, -0.068, -0.021	362.2, 2.56, -0.018, -0.015	324.9, 3.0, 0.264**, 0.071**	357.1, 1.86, 0.192, 0.034	430.2, 12.72, 0.217, 0.009	419.1, 0.52, -0.041, -0.009	332.0, 7.26, 0.42, 0.073
Low East Antarctica	376.9, 0.61, -0.139, -0.036	315.8, 1.34, 0.195**, 0.05**	246.7, 3.0, 0.041, 0.022	314.3, 0.33, 0.068, 0.018	437.5, 4.37, -0.248, -0.067	353.3, 0.34, 0.001, -0.003	301.1, 7.03, 0.487**, 0.13**
Plateau	66.3, 0.0, -0.0, -0.0	81.4, 0.03, 0.001, 0.001	61.2, 0.43, 0.046***, 0.072***	69.3, 0.0, 0.0, 0.0	109.1, 0.06, -0.001, -0.001	68.9, 0.0, -0.0, -0.0	51.2, 0.03, 0.004, 0.007
whole continent	242.5, 1.36, -0.062, -0.03	214.6, 2.1, 0.136, 0.039	192.0, 2.33, 0.136***, 0.067***	224.1, 2.85, 0.296**, 0.106**	291.0, 10.21, 0.129, 0.009	240.5, 0.90, 0.021, 0.006	203.6, 5.47, 0.321**, 0.11**

Table S3. Characteristics of precipitation and rainfall in CMIP6 Historical experiments according to different Antarctic sectors. IPSL, CNRM, CAN, INM, MIROC, MRI and GFDL acronyms refer to the IPSL-CM6-LR, CNRM-CM6-1, CanESM5, INM-CM5-0, MIROC6, MRI-ESM2, and GFDL-CM4 models respectively. For each model, four numbers are given in the following order: Mean precipitation rate in mm y⁻¹ between 1979 and 2014 (gray), Mean rainfall rate in mm y⁻¹ between 1979 and 2014 (cyan), Rainfall trend between 1979 and 2014 in mm y⁻¹ dec⁻¹ (red), liquid precipitation percentage trend between 1979 and 2014 in % dec⁻¹ (magenta). ** and *** indicate trends significant at a 5 %-level and 1%-level respectively.

sector	IPSL	CNRM	CAN	INM	MIROC	MRI	GFDL
Peninsula	769.0, 13.83, -1.195, -0.142	677.7, 14.26, -0.536, -0.101	570.5, 15.04, 0.365, -0.001	715.7, 34.7, 1.518, -0.03	729.2, 35.29, -0.121, -0.073	837.1, 15.34, 2.807**, 0.236**	796.8, 57.81, -2.611**, -0.356**
Ronne-Filchner	189.4, 0.15, 0.024, 0.013	129.8, 0.48, 0.098***, 0.066***	208.5, 2.45, 0.25, 0.121	184.1, 0.72, 0.132, 0.048	205.5, 1.77, 0.008, -0.008	212.4, 0.74, 0.17, 0.061	215.7, 3.56, 0.347, 0.045
Ross	228.7, 0.49, -0.097, -0.03	183.4, 1.47, -0.065, -0.072	172.4, 4.59, 0.192**, 0.294**	254.2, 1.84, -0.343, -0.108	193.2, 3.06, -0.353, -0.161	180.1, 2.06, -0.286, -0.083	166.8, 4.88, 0.128, 0.094
Low West Antarctica	400.7, 0.35, -0.097, -0.019	338.6, 0.63, 0.017, 0.004	345.0, 3.53, -0.077, -0.031	326.1, 0.48, -0.007, -0.006	346.5, 1.61, -0.018, -0.011	437.7, 0.42, 0.008, 0.001	354.8, 8.05, -0.172, -0.049
Low East Antarctica	346.1, 0.15, -0.013, -0.005	285.7, 0.65, 0.008, 0.008	257.4, 3.17, 0.023, 0.002	303.4, 0.42, -0.059, -0.022	302.5, 0.82, 0.077, 0.023	371.0, 0.29, 0.04, 0.012	295.8, 6.53, -0.139, -0.045
Plateau	61.3, 0.0, -0.0, -0.0	79.5, 0.03, -0.0, 0.0	61.2, 0.46, -0.009, -0.024	66.5, 0.0, 0.001, 0.001	76.8, 0.05, 0.003, 0.003	70.8, 0.0, 0.0, 0.0	51.6, 0.04, 0.003, 0.005
whole continent	233.9, 0.67, -0.072, -0.029	201.3, 0.77, -0.01, -0.003	200.4, 2.74, 0.027, 0.003	212.1, 1.5, 0.024, -0.002	224.0, 2.29, -0.003, -0.013	252.7, 0.83, 0.112**, 0.042**	209.3, 5.65, -0.142, -0.076

Table S4. Same as Tab. S4 but for AMIP experiments.

sector	IPSL	CNRM	CAN	INM	MIROC	MRI	GFDL
Peninsula	765.6, 934.9, 42.27, 124.74, 12.265***, 1.184***, 48.7	789.1, 1034.1, 66.7, 216.74, 22.439***, 1.823***, 61.2	568.6, 712.4, 14.06, 54.69, 6.296***, 0.803***, 28.3	710.5, 792.0, 73.49, 142.05, 10.065***, 1.088***, 84.1	748.9, 923.7, 143.24, 258.44, 16.633***, 1.266***, 65.9	743.5, 936.7, 20.05, 93.93, 11.003***, 1.087***, 38.2	779.6, 929.1, 61.12, 167.38, 16.251***, 1.563***, 71.1
Ronne-Filchner	192.3, 256.2, 0.42, 5.49, 0.73***, 0.291***, 7.9	148.3, 184.6, 1.1, 14.76, 2.035***, 1.087***, 37.6	224.9, 295.2, 2.7, 9.66, 1.089***, 0.326***, 9.9	167.2, 186.3, 0.72, 2.39, 0.256***, 0.126***, 8.8	194.8, 256.0, 4.87, 8.32, 0.54**, 0.119**, 5.6	193.6, 252.9, 0.94, 5.5, 0.723***, 0.284***, 7.7	197.2, 246.7, 3.09, 11.0, 1.125***, 0.413***, 15.9
Ross	244.7, 292.0, 1.73, 11.59, 1.398***, 0.467***, 20.9	215.7, 231.4, 7.68, 25.86, 2.632***, 1.142***, 115.5	173.3, 242.9, 4.04, 11.29, 1.101***, 0.355***, 10.4	340.5, 345.6, 4.47, 14.76, 1.58***, 0.45***, 201.2	317.7, 257.5, 21.11, 19.99, -0.409, 0.093, 1.9	210.9, 243.6, 3.46, 14.57, 1.786***, 0.706***, 33.9	169.3, 194.5, 3.93, 10.75, 0.822***, 0.393***, 27.1
Low West Antarctica	428.1, 534.6, 2.17, 11.17, 1.365***, 0.239***, 8.5	395.7, 527.9, 5.81, 24.27, 2.877***, 0.494***, 14.0	333.4, 457.8, 3.39, 12.77, 1.456***, 0.272***, 7.5	375.0, 433.3, 1.83, 6.96, 0.747***, 0.159***, 8.8	421.4, 462.0, 12.91, 22.3, 1.279***, 0.245***, 23.2	419.9, 524.5, 0.59, 6.63, 0.915***, 0.169***, 5.8	331.0, 397.4, 6.69, 19.06, 1.73***, 0.386***, 18.6
Low East Antarctica	400.8, 503.5, 1.08, 7.31, 0.948***, 0.18***, 6.1	329.1, 422.1, 2.29, 11.56, 1.412***, 0.314***, 10.0	270.6, 371.4, 3.63, 11.7, 1.188***, 0.266***, 8.0	320.2, 384.2, 0.52, 3.12, 0.393***, 0.099***, 4.1	437.4, 468.3, 5.33, 10.73, 0.83***, 0.163***, 17.5	378.1, 457.9, 0.49, 3.99, 0.536***, 0.113***, 4.4	311.3, 368.8, 7.73, 19.47, 1.759***, 0.408***, 20.4
Plateau	72.0, 100.0, 0.0, 0.0, 0.0, 0.0, 0.0	86.7, 118.5, 0.04, 0.08, 0.007***, 0.004***, 0.1	67.5, 107.7, 0.5, 1.16, 0.098***, 0.051***, 1.6	73.2, 90.5, 0.0, 0.0, 0.0, 0.0, 0.0	111.3, 125.5, 0.06, 0.16, 0.014***, 0.01***, 0.7	73.9, 103.4, 0.0, 0.0, -0.0, -0.0, -0.0	53.3, 66.8, 0.04, 0.11, 0.009***, 0.011***, 0.5
whole continent	257.3, 325.9, 2.43, 9.51, 1.059***, 0.297***, 10.3	231.1, 302.8, 3.97, 15.3, 1.719***, 0.506***, 15.8	205.3, 284.2, 2.79, 9.57, 1.033***, 0.307***, 8.6	232.5, 271.5, 3.25, 7.81, 0.674***, 0.217***, 11.7	291.6, 321.0, 11.31, 19.73, 1.205***, 0.325***, 28.6	249.1, 312.8, 1.14, 6.51, 0.813***, 0.244***, 8.4	207.6, 249.2, 5.72, 15.52, 1.445***, 0.511***, 23.6

Table S5. Characteristics of precipitation and rainfall in CMIP6 SSP5-8.5 scenarios according to different Antarctic sectors. IPSL, CNRM, CAN, INM, MIROC, MRI and GFDL acronyms refer to the IPSL-CM6-LR, CNRM-CM6-1, CanESM5, INM-CM5-0, MIROC6, MRI-ESM2, and GFDL-CM4 models respectively. For each model, six numbers are given in the following order: Mean precipitation rate in mm y^{-1} between 2015 and 2034 (gray), mean precipitation rate in mm y^{-1} between 2081 and 2100 (black), Mean rainfall rate in mm y^{-1} between 2015 and 2034 (cyan), mean rainfall rate in mm y^{-1} between 2081 and 2100 (blue), Rainfall trend between 2015 and 2100 in $\text{mm y}^{-1} \text{dec}^{-1}$ (red), liquid precipitation percentage trend between 2015 and 2100 in $\% \text{dec}^{-1}$ (magenta), and percentage of the total precipitation increment between the 2015-2034 and 2081-2100 periods due to liquid precipitation (green). ** and *** indicate trends significant at a 5 %-level and 1%-level respectively.

sector	IPSL	CNRM	CAN	INM	MIROC	MRI	GFDL
Peninsula	757.2, 830.3, 29.99, 60.98, 3.957***, 0.437***, 42.4	779.0, 874.8, 63.51, 116.05, 8.361***, 0.782***, 54.9	557.7, 641.5, 13.27, 71.54, 27.14, 1.98***, 0.271***, 16.5	698.2, 684.4, 13.27, 71.54, 85.55, 2.709***, 0.381***, -101.8	749.3, 805.8, 140.92, 163.45, 3.164, 0.185, 39.9	747.4, 844.3, 17.57, 45.36, 3.779***, 0.405***, 28.7	749.2, 817.1, 58.49, 100.96, 6.289***, 0.657***, 62.5
Ronne-Filchner	186.5, 209.1, 0.22, 0.83, 0.086***, 0.04***, 2.7	137.4, 150.6, 1.29, 4.15, 0.439***, 0.27***, 21.7	201.4, 241.3, 2.4, 4.66, 0.331***, 0.107***, 5.7	167.6, 169.6, 1.01, 1.86, 0.111**, 0.062**, 42.4	201.1, 220.6, 5.39, 5.06, -0.065, -0.079, -1.7	194.2, 217.7, 0.76, 1.95, 0.219***, 0.093***, 5.0	204.6, 217.9, 3.72, 6.64, 0.39***, 0.171***, 22.0
Ross	233.8, 260.2, 1.14, 4.22, 0.426***, 0.161***, 11.7	192.6, 216.9, 5.27, 13.69, 1.296***, 0.57***, 34.7	177.1, 201.6, 4.28, 5.25, 0.169, 0.034, 3.9	325.5, 379.1, 4.64, 8.88, 0.528***, 0.124***, 7.9	308.6, 284.2, 19.16, 22.04, 0.542**, 0.285**, -11.8	198.1, 221.5, 2.96, 5.24, 0.317, 0.132, 9.7	173.6, 188.1, 5.36, 7.84, 0.382***, 0.182***, 17.1
Low West Antarctica	415.0, 462.0, 1.5, 3.6, 0.275***, 0.057***, 4.4	403.7, 451.2, 4.65, 10.53, 0.917***, 0.19***, 12.4	330.2, 381.5, 3.55, 5.59, 0.302***, 0.058***, 4.0	384.8, 391.3, 2.28, 3.95, 0.232***, 0.055***, 25.9	438.3, 442.6, 13.34, 15.34, 0.314**, 0.065**, 46.9	428.3, 461.0, 0.87, 2.31, 0.21***, 0.044***, 4.4	346.5, 360.0, 7.61, 11.73, 0.602***, 0.153***, 30.6
Low East Antarctica	397.5, 460.7, 0.82, 3.15, 0.341***, 0.07***, 3.7	329.9, 376.9, 2.3, 4.87, 0.408***, 0.098***, 5.5	261.0, 296.2, 3.23, 5.01, 0.259***, 0.064***, 5.0	328.3, 359.5, 0.48, 1.27, 0.115***, 0.031***, 2.5	441.1, 451.9, 4.55, 7.34, 0.431***, 0.091***, 26.0	370.9, 422.7, 0.38, 1.29, 0.145***, 0.032***, 1.8	308.5, 337.4, 8.26, 12.0, 0.571***, 0.125***, 12.9
Plateau	71.0, 86.1, 0.0, 0.0, 0.0, 0.0, 0.0	86.2, 100.1, 0.04, 0.05, 0.002***, 0.001***, 0.1	66.3, 80.3, 0.47, 0.75, 0.042***, 0.035***, 2.0	72.9, 81.7, 0.0, 0.0, -0.0, -0.0, -0.0	111.6, 115.7, 0.06, 0.08, 0.003***, 0.002***, 0.4	71.9, 89.1, 0.0, 0.0, -0.0, -0.0, -0.0	52.2, 60.4, 0.03, 0.05, 0.004***, 0.005***, 0.3
whole continent	252.5, 288.1, 1.72, 4.05, 0.31***, 0.096***, 6.5	231.1, 262.0, 3.56, 7.27, 0.585***, 0.198***, 12.0	200.2, 231.5, 2.65, 4.46, 0.265***, 0.088***, 5.8	235.3, 250.3, 3.28, 4.51, 0.196***, 0.065***, 8.2	296.0, 303.4, 11.05, 13.22, 0.326***, 0.092***, 29.2	247.9, 279.7, 1.05, 2.72, 0.237***, 0.077***, 5.2	209.0, 225.8, 6.02, 9.52, 0.52***, 0.195***, 20.8

Table S6. Same as Tab. S5 but for SSP2-4.5 scenarios.

4. Supplementary figures

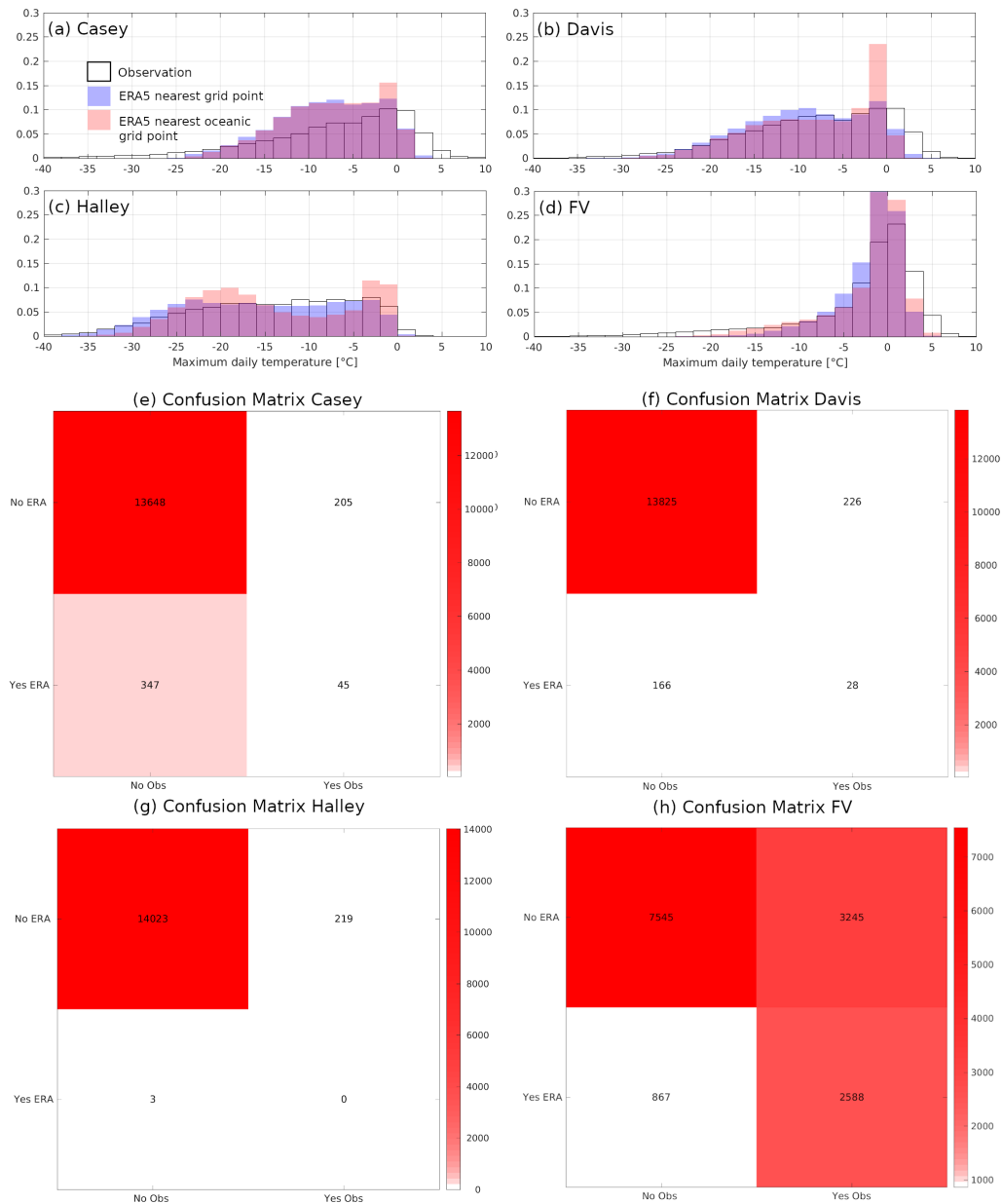
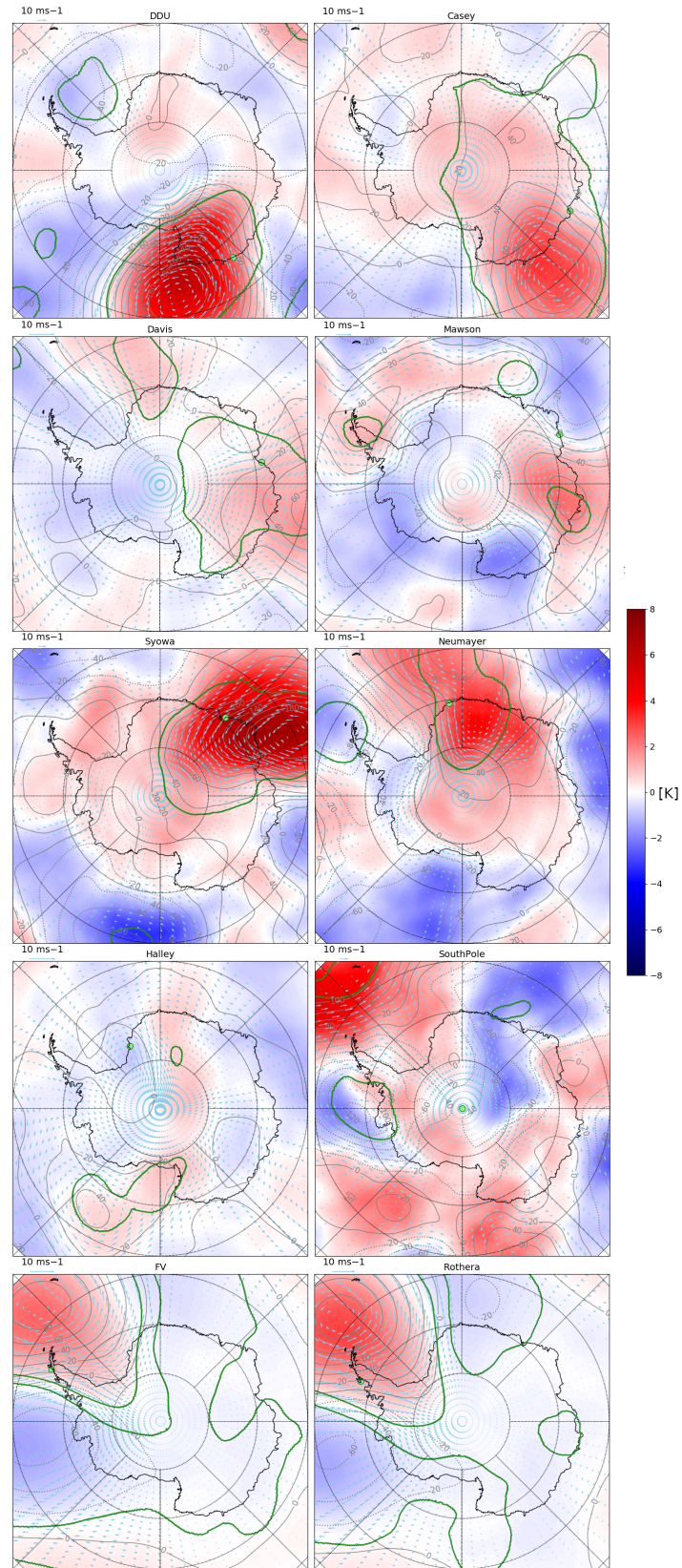


Figure S1. a-d: Normalized distributions of the daily maximum temperature during precipitation days identified with visual observations from in situ measurements (grey), and from the ERA5 reanalysis (nearest grid point in blue and nearest fully oceanic grid point in red) at four Antarctic stations. To account for the fact that past weather observations at 00 UTC actually correspond to the weather occurring in the previous day, the daily maximum temperature for each day is estimated in the time range between the previous day at 21 UTC and the actual day at 21 UTC. e-h: confusion matrices of rainy day occurrence between visual observations at four Antarctic stations and the ERA5 reanalysis (nearest grid point) during the observational periods in Table S1 (starting in 1979 for Davis and Halley). Owing to possible time shift in the representation of the precipitation dynamics in ERA5, a ± 1 day of tolerance is allowed when defining a match between ERA5 and observations. The Heidke Skill score in panels e, f, g and h are 0.12, 0.11, 0.00 and 0.36 respectively.



177

Figure S2. Same as Fig. 2 for the 10 Antarctic stations considered in the paper. Note that the rain composite size for South Pole is quite small (12 rain events), making the statistics less robust.

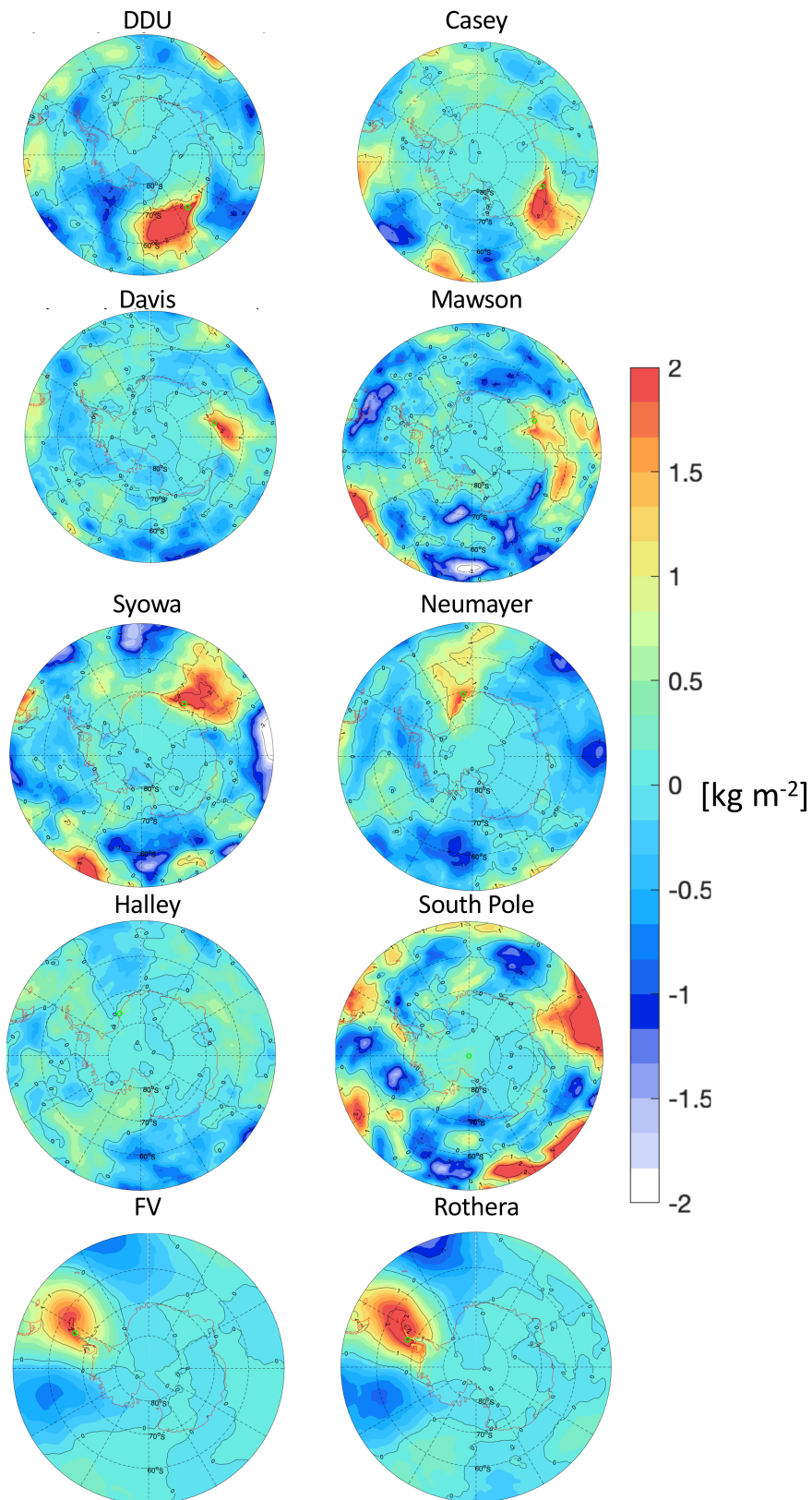


Figure S3. Composite maps of the integrated water vapor (IWV) anomaly with respect to the monthly mean during rainy days at the 10 Antarctic stations over the 1980-2017 period. Data are from the ERA5 reanalysis. Green circles show corresponding station positions. Note that the rain composite size for South Pole is quite small (12 rain events), making the statistics less robust.

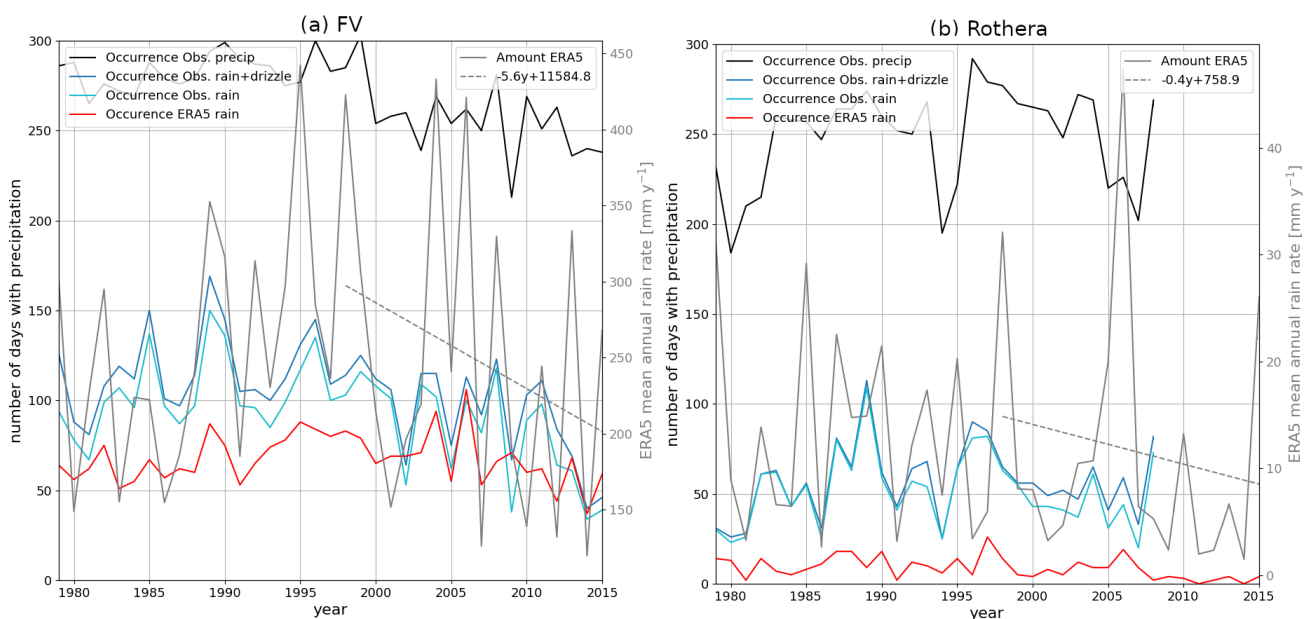


Figure S4. 1979-2015 time series of the annual number of days with precipitation (black line), with rain and drizzle (blue line) and with rain (cyan line) from visual observations at FV (panel a) and Rothera (panel b) stations. Red lines also shows the annual number of rainy days from ERA5 and the mean annual rainfall rate from ERA5 is plotted in grey line. The dashed grey line is a linear fit on the ERA5 annual rainfall rate time series since 1998 (year from which Turner et al. 2016 (Turner et al., 2016) identify a reversed trend in Antarctic Peninsula’s temperatures). All lines refer to the left y-axis axis except the grey ones which refer to the right axis.

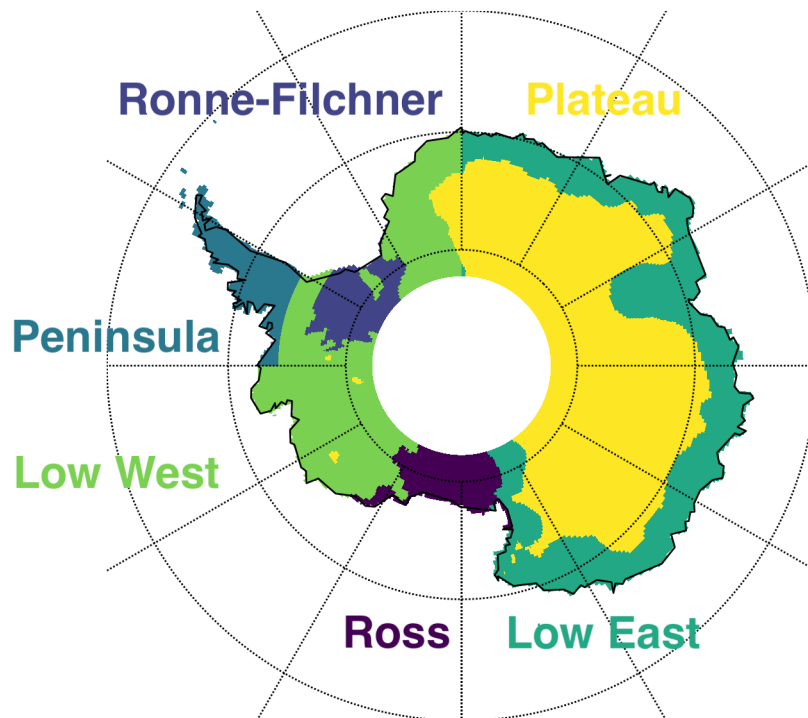


Figure S5. Map of the different Antarctic sectors used for the regional analyses. See Roussel et al. (2020) for the exact geographical definition of each sector.

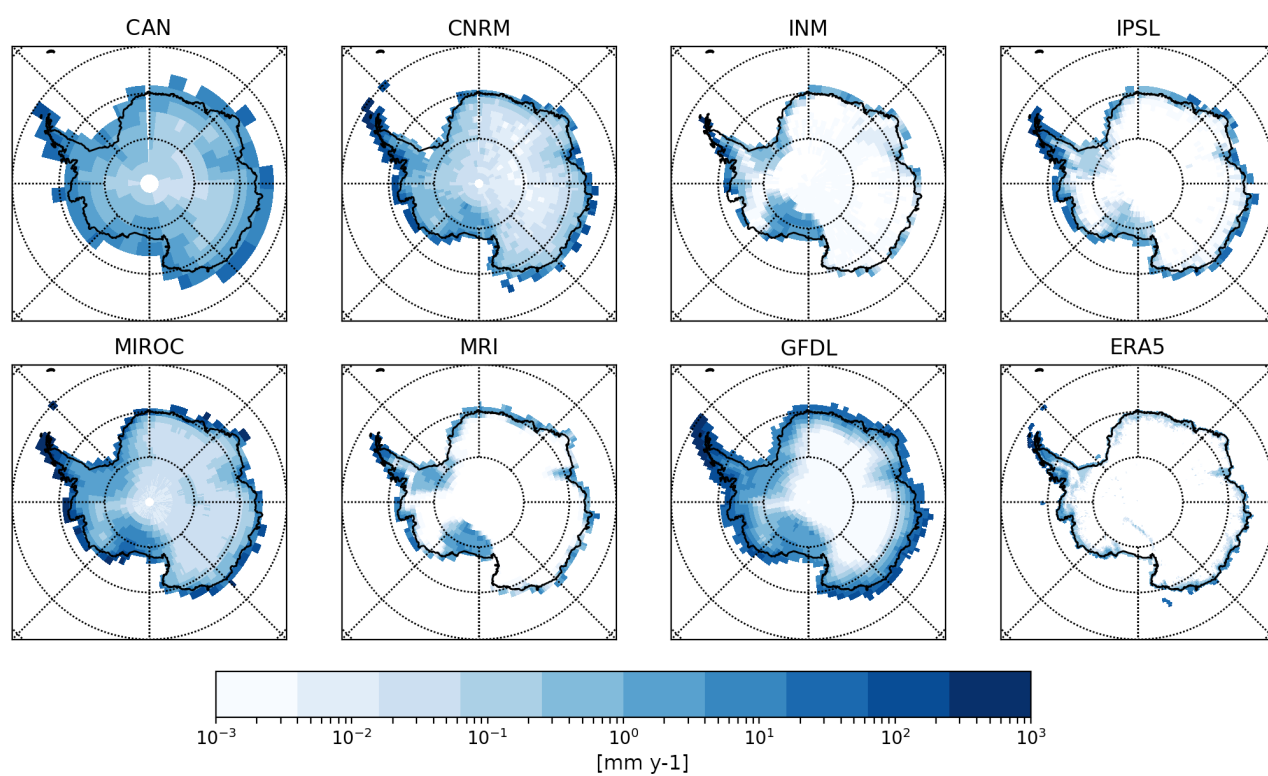


Figure S6. Maps of the mean annual rainfall rate over the 1979-2014 period in Historical simulations with different models and in the ERA5 reanalysis. IPSL, CNRM, CAN, INM, MIROC, MRI and GFDL acronyms refer to the IPSL-CM6-LR, CNRM-CM6-1, CanESM5, INM-CM5-0, MIROC6, MRI-ESM2, and GFDL-CM4 models respectively.

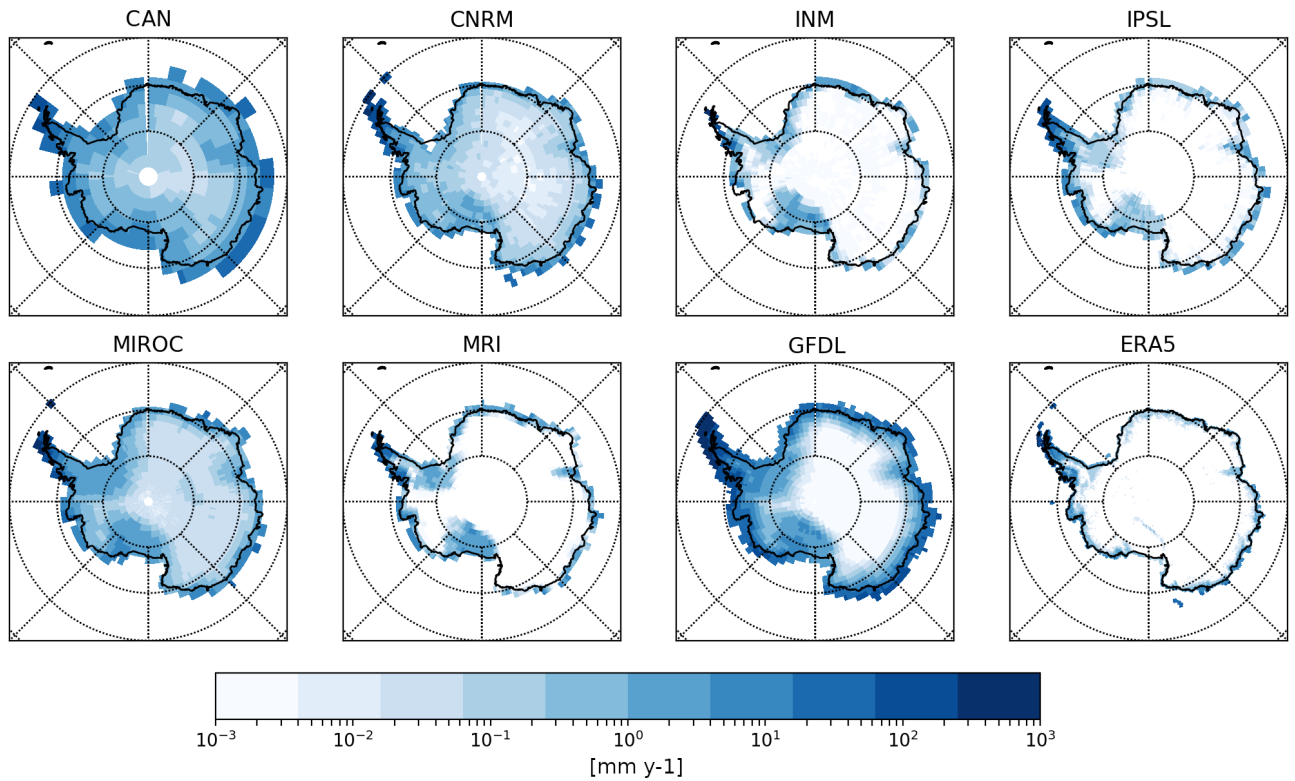


Figure S7. Same as Fig. S7 but for AMIP simulations with prescribed sea surface temperature and sea ice concentration.

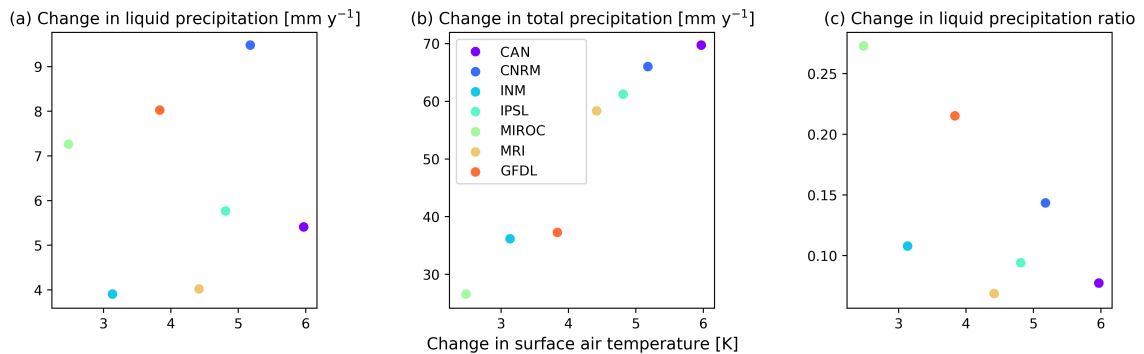


Figure S8. Scatter plot of the mean precipitation difference (panel a), mean liquid precipitation difference (panel b) and mean liquid precipitation ratio difference (panel c) versus the mean surface temperature difference between the 2081-2100 and 2015-2034 periods and at the Antarctic scale. IPSL, CNRM, CAN, INM, MIROC, MRI and GFDL acronyms refer to the SSP5-8.5 scenarios from the IPSL-CM6-LR, CNRM-CM6-1, CanESM5, INM-CM5-0, MIROC6, MRI-ESM2, and GFDL-CM4 models respectively.

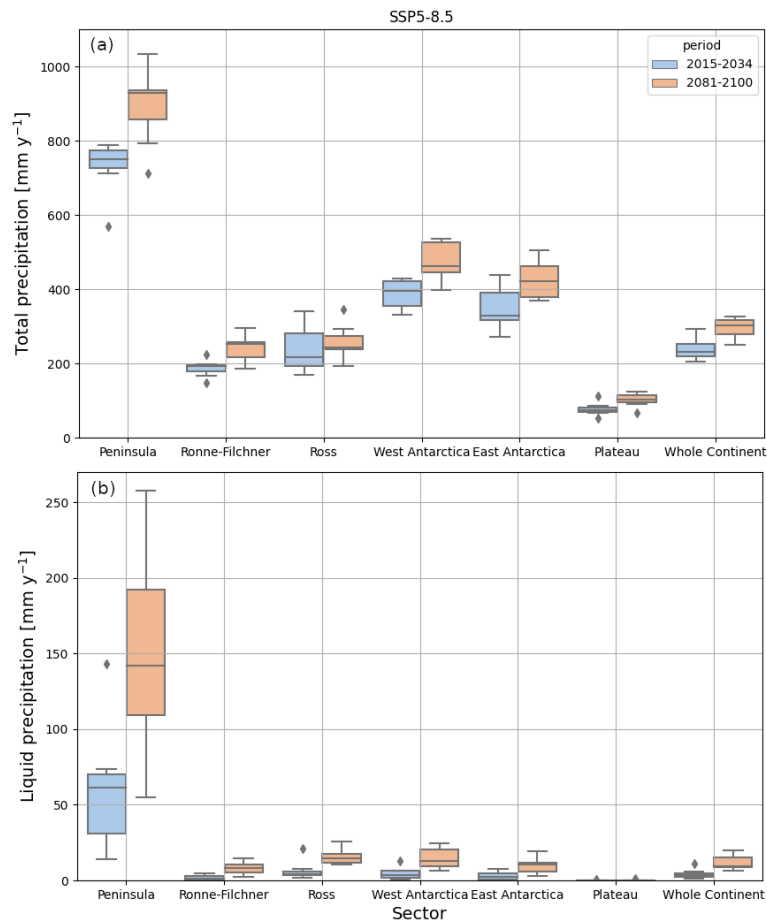


Figure S9. Boxplots of the total precipitation (top row) and liquid precipitation (bottom row) for the different Antarctic sectors from the seven SSP5-8.5 scenarios considered in the study. Blue (resp. red) boxes refer to the 2015-2034 (resp. 2081-2100) averages. Detailed values for each models are provided in Tab. S5.

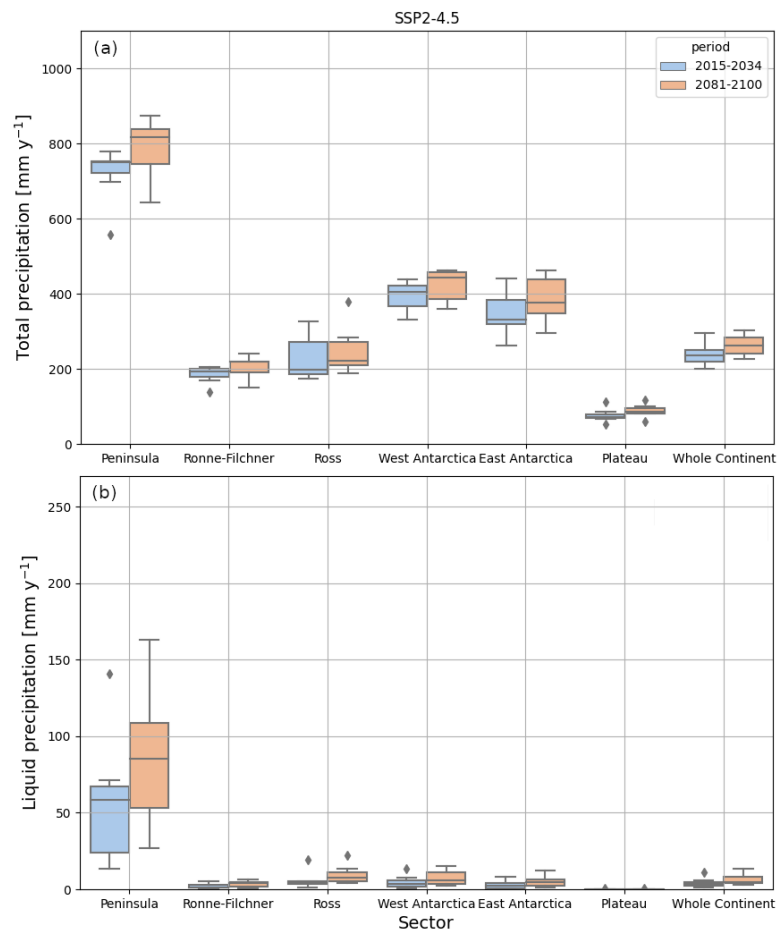


Figure S10. Same as Fig. S9 for the SSP2-4.5 scenarios. Detailed values for each models are provided in Tab. S6.

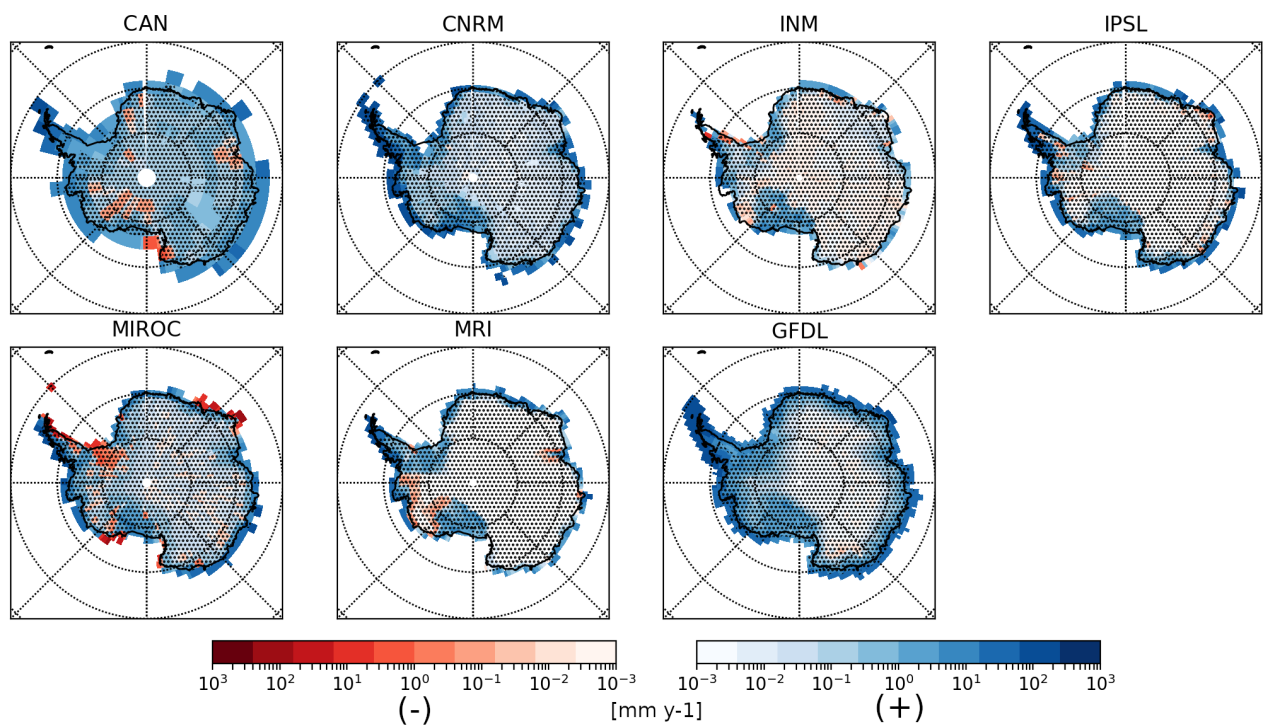


Figure S11. Difference in mean annual rainfall between the 2081-2100 period and the 2015-2031 period in SSP2-4.5 scenario from 7 CMIP6 models. Regions where the difference is not statistically significant are shaded with black dots. IPSL, CNRM, CAN, INM, MIROC, MRI and GFDL acronyms refer to the IPSL-CM6-LR, CNRM-CM6-1, CanESM5, INM-CM5-0, MIROC6, MRI-ESM2, and GFDL-CM4 models respectively.

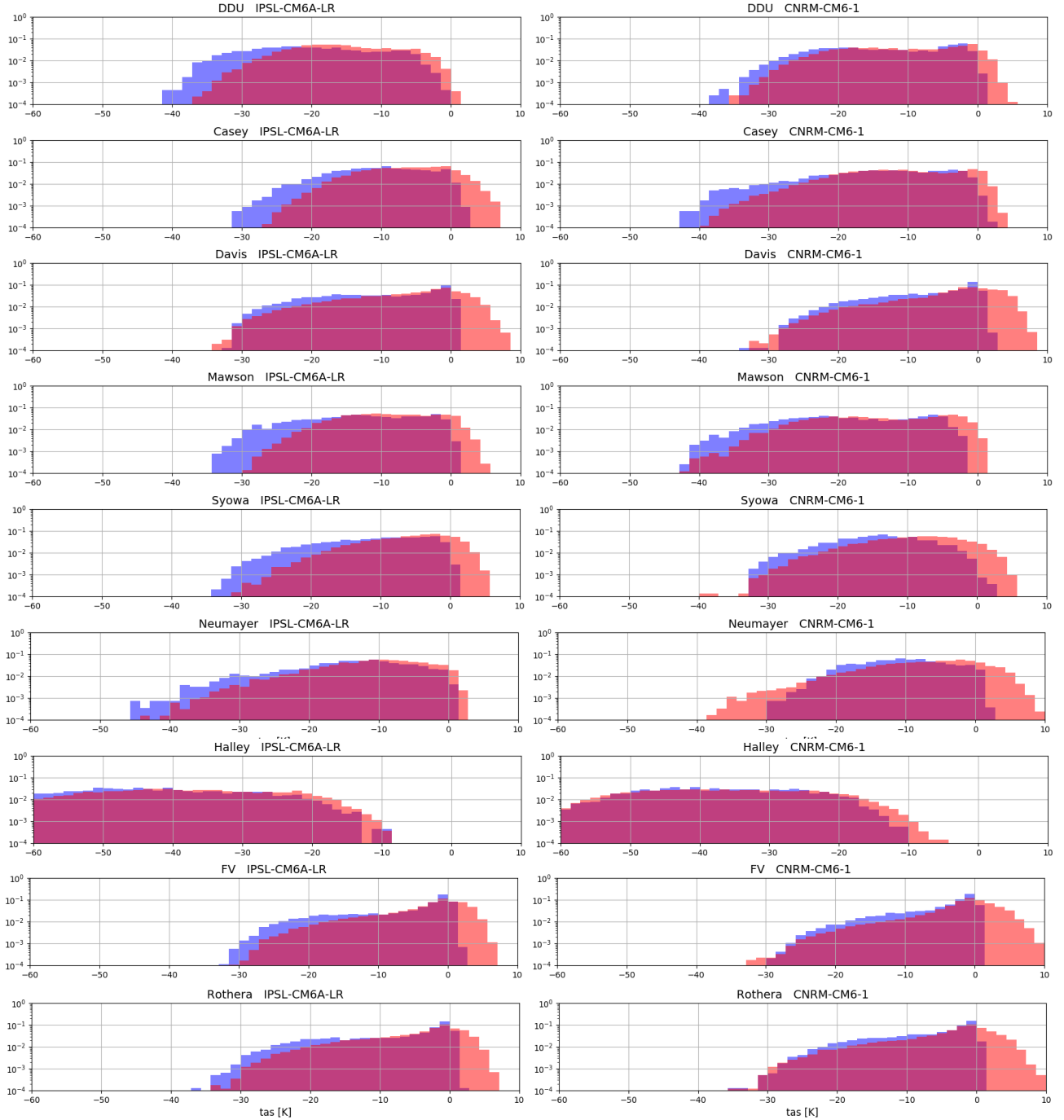


Figure S12. Histograms of the mean daily temperature during days with significant precipitation ($> 0.1 \text{ mm d}^{-1}$) at different Antarctic stations (nearest model grid point) during the 1995-2014 period in Historical simulations (blue color) and during the 2081-2100 period in SSP5-8.5 scenarios (red color) with the IPSL-CM6A model (left column) and with the CNRM-CM6 model (right column). Note the logarithmic y-axes.

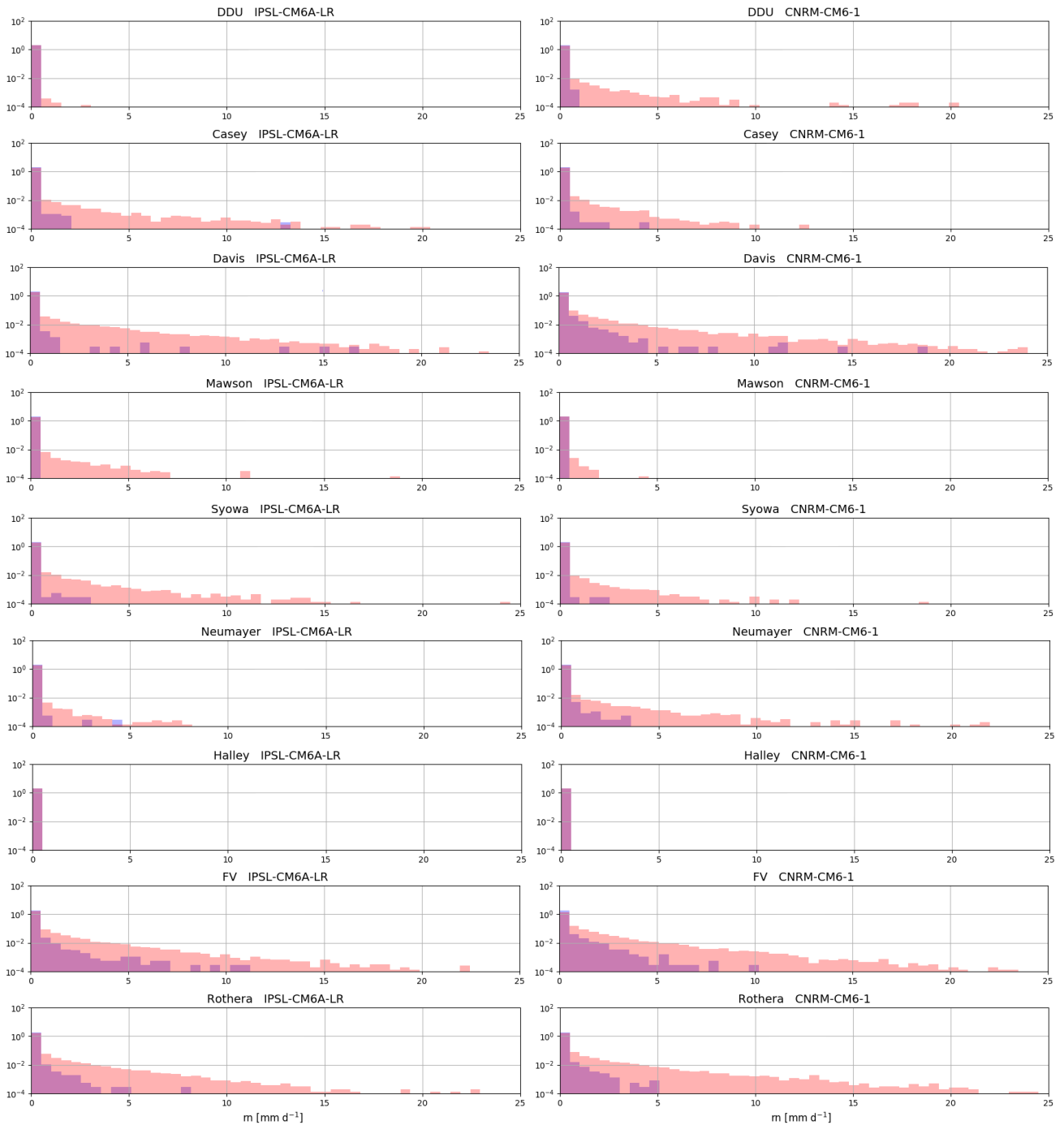


Figure S13. Histograms of the daily accumulated liquid precipitation (rn) at different Antarctic stations (nearest model grid point) during the 1995-2014 period in Historical simulations (blue color) and during the 2081-2100 period in SSP5-8.5 scenarios (red color) with the IPSL-CM6A model (left column) and with the CNRM-CM6 model (right column). Note the logarithmic y-axes.

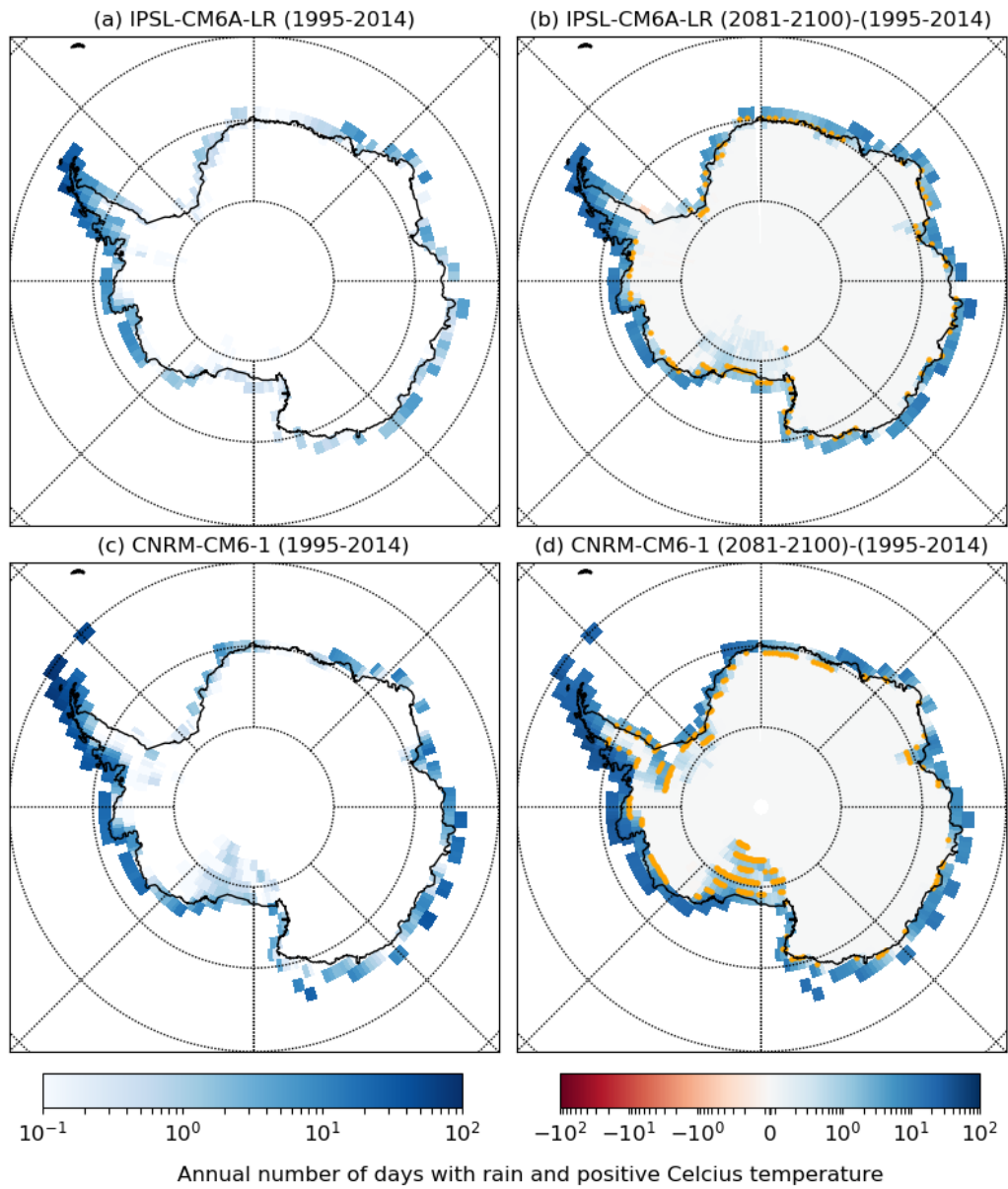


Figure S14. Same as Fig.4 for the SSP2-4.5 scenario.

C Extrait du tableau climatique mensuel à **DDU** pour le mois de décembre 2018

DUMONT D'URVILLE (984)

Indicatif : 98404003, alt : 43 m., lat : 66°39'42"S, lon : 140°00'00"E

	Phénomènes, éléments ou paramètres remarquables
dim. 16	Visibilité très bonne et ciel clair toute la journée. Vent de Sud modéré à faible, à Ouest modéré à faible.
lun. 17	Visibilité très bonne toute la journée. Ciel clair à peu nuageux. Vent d'Est modéré à Ouest faible dans la journée, à assez fort de S-E dans la nuit.
mar. 18	ciel clair à peu nuageux le matin, nuageux l'après-midi vent modéré à assez fort de secteur est le matin, faible de direction variable ensuite visibilité bonne à très bonne
mer. 19	ciel pngx à nugx vent E à NE faible à modéré le matin, faible de direction variable l'après-midi puis SE modéré le soir. Très bonne visibilité
jeu. 20	Visibilité bonne à très bonne. Ciel clair à peu nuageux. Vent Est modéré à Ouest faible.
ven. 21	très nuageux à couvert le matin avec neige faible peu nuageux l'après-midi très bonne visibilité vent est assez fort le matin tournant ouest faible l'après-midi
sam. 22	ciel peu nuageux visibilité très bonne vent d'est modéré à assez fort
dim. 23	ciel nuageux visibilité bonne vent d'est à sud-est fort le matin, tempétueux le soir
lun. 24	Visibilité moyenne à très bonne. Ciel couvert à voilé. Vent de Sud-Est tempête à Est assez fort.
mar. 25	Visibilité bonne à très bonne. Ciel voilé se couvrant dans l'après-midi. Vent d'Est assez fort à Ouest faible.
mer. 26	ciel clair à peu nuageux vent modéré d'est le matin, faible de direction variable ensuite très bonne visibilité
jeu. 27	ciel clair temporairement peu nuageux le soir vent secteur est faible à modéré très bonnevisibilité
ven. 28	Visibilité bonne à très bonne. Ciel clair à peu nuageux. Vent faible d'E et d'O à N-O.
sam. 29	Visibilité très bonne. Ciel clair puis couvert en matinée, se découvrant en fin d'après-midi. Vent d'Est modéré à Ouest faible.
dim. 30	ciel clair très bonne visibilité vent s'établissant ouest modéré
lun. 31	ciel couvert avec neige faible continue le soir visibilité bonne à moyenne en journée vent de sud modéré à assez fort le matin devenant fort le matin et tempétueux le soir

D Annexes de l'article *Assessing the simulation of snowfall at Dumont d'Urville, Antarctica, during the YOPP-SH special observing campaign*

ORIGINAL ARTICLE

Assessing the simulation of snowfall at Dumont d'Urville, Antarctica, during the YOPP-SH special observing campaign : Supplementary information

Marie-Laure Roussel¹ | Valentin Wiener¹ | Christophe Genthon¹ | Etienne Vignon¹ | Eric Bazile² | Cécile Agosta³ | Alexis Berne⁴ | Claudio Durán-Alarcón⁵ | Jean-Louis Dufresne¹ | Chantal Claud¹

S.1 | INFORMATION ON MODEL OUTPUTS

TABLE S.1 Characteristics of models outputs used in this work. Daily outputs (averages or cumulative values for precipitation) are used in the analysis to match the various models resolutions. For the vertical description, the number of levels and the altitude of center of the first and the last levels are given.

Model (reference)	Horizontal resolution	Vertical resolution	Temporal resolution of the output
ARPEGE-SH (Pailleux et al. [2014])	variable (zoom on Dome-C) near DDU : 10km	106 levels 10-75000m	1 hour (instantaneous)
ECMWF-OPER (ECMWF [2021])	18km	91 levels 9-80000m	1 day (average)
LMDZ + ERA-Interim nudging (Hourdin et al. [2020])	variable (zoom on DDU) near DDU : 50km	95 levels 9-87000m	1 hour / 1 day (average)
MAR + ERA5 nudging (Kittel et al. [2021])	35km	24 levels 2-15000m	1 day (average)
ECMWF-ERA5 (Hersbach et al. [2020])	18km	137 levels 9-80000m	1 hour (instantaneous)
MERRA2 (Gelaro et al. [2017])	55km	73 levels 100-80000m	3 hours (average)

S.2 | ZOOMED GRID USED FOR LMDZ SIMULATIONS

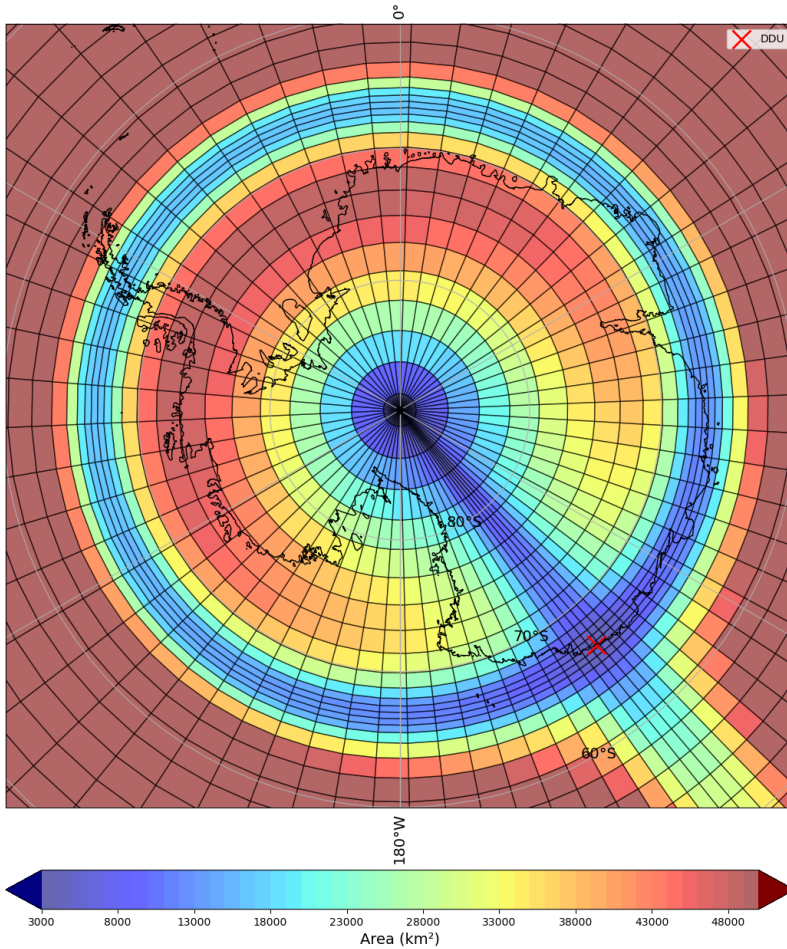


FIGURE S.1 Map of the area (in km²) of the zoomed grid on DDU used for LMDZ simulations during the YOPP campaign. The location of DDU is indicated by a red cross.

S.3 | CALCULATION OF VERTICAL SOLID PRECIPITATION FLUX PROFILES IN REANALYSES

Not being archived, the instantaneous solid precipitation fluxes (in the middle of the vertical layers of the model) were recalculated from the data from the ERA5 archived data. Recalculation is necessary because the results of snowfall rates in the atmospheric column have not been saved in the reanalyses archives while being calculated in line. The following variables have been extracted over the entire atmospheric column: temperature, specific humidity and water content, as well as the pressure at the surface. The method used is detailed in the description of the cloud scheme of the IFS model (ECMWF [2018]). We compute successively the following quantities :

$$\Lambda = \left(\frac{n_{a_x} a_x \Gamma(b_x + 1)}{q_x \rho 195} \right)^{1/(b_x + 1 - n_{b_x})} \quad (1)$$

$$N_{0x}(D) = n_{ax} \Lambda^{nbx} \quad (2)$$

$$N_x(D) = N_{0x}(D) \exp(-\Lambda D) \quad (3)$$

$$F_x = \begin{cases} \rho q_x v_x & \text{si } v_x \text{ constante} \\ \int_{D_{min}}^{D_{max}} \rho_0 v_x(D) m_x(D) N_x(D) dD & \text{si } v_x \text{ variable} \end{cases} \quad (4)$$

$$v_x(D) = c_x D^{d_x} \left(\frac{\rho_0}{\rho} \right)^{0.4} \quad (5)$$

Where F_x is the instantaneous precipitation flux of the particle, v_x the sedimentation velocity, D the diameter of the particle ($D_{min} = 1 \times 10^{-6} \text{m}$ and $D_{max} = 0.1 \text{m}$), m_x the mass of the particle, N_x the concentration in number of particles, Λ the slope of the size distribution, q_x the mixing ratio, ρ the air density ($\rho_0 = 1.0 \text{kg.m}^{-3}$), Γ the Gamma function, n_{ax} , n_{bx} (2×10^6 and 0.0 for the snow) the size distribution parameters, a_x and b_x (0.069 and 2.0 for snow) the parameters linking the mass to the diameter and c_x and d_x (16.8 and 0.527 for the snow) the parameters of the falling speed of hydrometeors. The notation x indicates that these formulas can be used respectively for snow and for rain, allowing the calculation of solid or liquid precipitation fluxes respectively.

5.4 | DEFINITION AND SELECTION OF MODELS GRID POINTS

For each model, we have selected the three closest points with the following conditions : the closest point in distance and the two other closest points whose surface type is respectively fully oceanic and continental (i.e for which the landsea mask value is respectively 0 and 1). The comparison is only based on snowfall amount. We investigate both surface snowfall and vertical profiles of snowfall. For the former, we use the total snow gauge accumulation as a reference. For the latter, we computed the standard deviation of the precipitation distribution on the vertical compared to the chosen reference which is that of the MRR. The two reanalyses as well as the IFS model in its operational version show an overestimation of the quantity of surface precipitation which is less important on the terrestrial grid point. This better result over land can be explained by the fact that less water is available once on land because it has already been discharged upstream. Conversely, the MAR model underestimates the amount of surface precipitation. Its oceanic-type point therefore has a less significant bias. For four models (ARPEGE, MAR, ERA5 and MERRA2) out of six, the most accurate representation of the snowfall profile is the one of the closest grid point. At the surface, the error in snowfall accumulation is lower on the terrestrial grid point for three models (ECMWF-OPER, ERA5 and MERRA2) out of six. On the closest point to DDU, only two models have the best result of snow accumulated on the ground. Nevertheless for two other models (IFS and MAR), the difference in bias between the grid point giving the best result of accumulated snow on the ground (respectively the land point and the ocean point) and the grid point closest to DDU is negligible (respectively 2 and 3mm). Thus it seems that the amount of

precipitation at DDU on the surface and on the atmospheric column is generally better represented by the models at the grid point closest to the real coordinates of DDU, independently of its surface type. We have therefore chosen to consider the point closest to DDU for the comparisons with all the models, this choice making it possible to optimize the results both on the surface and on the vertical in terms of precipitation amount.

TABLE S.2 Grid points information (coordinates, distance from DDU and altitude) of modeling datasets

Model / Grid point	Nearest	Nearest fully oceanic	Nearest fully terrestrial
ARPEGE-SH	Fully oceanic	66.652° S 139.9° E 3km, 91m	66.743° S 140.004° E 9km, 1617m
ECMWF-OPER	66.625° S 140.0° E 4km, 108m (28% land)	66.5° S 140.0° E 18km, -16m	66.875° S 140.0° E 24km, 603m
LMDZ	66.711° S 140.433° E 20km, 207m (57% land)	65.756° S 140.433° E 103km, 0m	67.180° S 140.433° E 60km, 10796m
MAR	Fully terrestrial	66.523° S 140.492° E 34km, 0m	66.760° S 139.994° E 11km, 321m
ECMWF-ERA5	66.625° S 140.0° E 4km, 118m (43% land)	66.375° S 140.0° E 50km, -18m	67.0° S 139.25° E 32km, 1063m
MERRA2	66.5° S 140.0° E 18km, 193m (34% land)	66.0° S 140.0° E 74km, 0m	67.0° S 138.125° E 90km, 11184m

TABLE S.3 Comparison of grid points results : red is the closest grid point, blue is the closest oceanic grid point and black is the closest terrestrial grid point - (1) : the surface error is the relative difference between the total surface snowfall predicted by the models and measured by the snow gauge in percentage, (2) : the standard deviation measures the dispersion of the vertical distribution of precipitation in the models compared to that observed by the MRR.

Model	Surface accumulation error ⁽¹⁾	Vertical standard deviation ⁽²⁾
ARPEGE-SH	-7.3, -7.3, -27	11, 11, 25
ECMWF-OPER	19, 31, 17	13, 11, 16
LMDZ	-2, 72, 19	29, 27, 26
MAR	-23.9, -20.9, -23.9	49, 51, 49
ECMWF-ERA5	82, 113, 69	15, 18, 23
MERRA2	61, 91, 39	17, 22, 25

S.5 | EVALUATION OF SNOWFALL OCCURENCES WITH RESPECT TO VISUAL WEATHER OBSERVATIONS

Each day we compared the information about the precipitation occurrence given by the "WW" code - which is a one or two digits code that indicates if precipitation is visually observed or not and its type (detailed in the table S.4) to that of the snow gauge - which is derived from the precipitation quantity information. We take into account the fact that measurements are missing in the snow gauge time series. Thus a precipitating day corresponds to a daily surface accumulation higher than a threshold value, a non precipitating day corresponds to a daily surface accumulation lower than this threshold but with at least one measurement during the day, and an undetermined day corresponds to a complete day without any measurement.

TABLE S.4 WMO (World Meteorological Organization) WW present weather code reported from manned weather station, informing about precipitation types visually observed. See WMO [2011] for detailed information about each code.

WW code	Meaning
5 to 9	drizzle, rain, snow, showers or thunderstorms
20 to 29	drizzle, rain, snow, ice pellets, snow and rain
38 and 39	blowing snow
60 to 69	rain
70 to 79	solid precipitation (not showers)
80 to 99	snowery precipitation

Some tests of the threshold used to consider a precipitating day in the dataset of the snow gauge were carried out. The Figure S.2 shows the results of the comparison with the precipitation occurrences indicated in the WW code. With a higher threshold, the number of hits and false alarms decreases while the number of correct rejects and misses increases. For the same threshold value of 0.28mm per day considered for the comparison between the snow gauge and the models at the surface the bias is 0.86 which means an underestimation of precipitation occurrence by the snow gauge, and a low POD (0.52) that can be explained by a high number of missed days with snowfall (10). However the HSS of 0.15 indicates that the detection of days with snowfall by the snow gauge is still better than chance. When no threshold is considered, the bias is higher (1.14) and the POD better (0.66) because there is less missed days with snowfall and more hits.

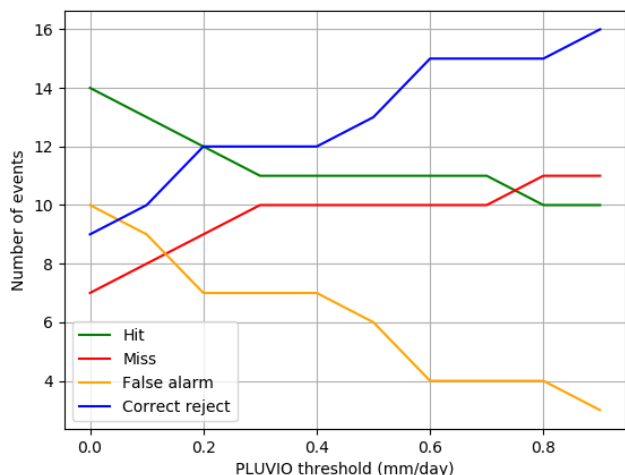


FIGURE S.2 Comparison of the occurrences of snowfall measured by the snow gauge to the present weather observation

S.6 | EVALUATION OF DAILY SNOWFALL OCCURENCES OBSERVED

A comparison between the surface snow gauge observations and the MRR measurements at the lowest level is made to assess the ability of MRR to detect occurrences of surface precipitation. For this comparison, the precipitation detection threshold for the score calculation is set to 0 mm per day. Two tests were carried out: one by ignoring the cases where the values in the MRR dataset are undefined, and the other by considering that all these cases are non-precipitating days. In both situations, we clearly see the fact that the MRR does not miss any day with snowfall observed by the snow gauge. This is consistent with the fact that the rain gauge was corrected by the MRR. The time series for this comparison are shown in Figure S.3, and the numerical results are given in the Table S.5. Adding additional cases of non-precipitating days by taking into account undefined values in the MRR time series only changes the number of correct rejects. Thus, the bias (2.22), the probability of detection (1) and the false alarm ratio (0.55) are unchanged between the two tests. Only the precision increases, going from 0.45 to 0.76 when the additional non-precipitating cases are considered.

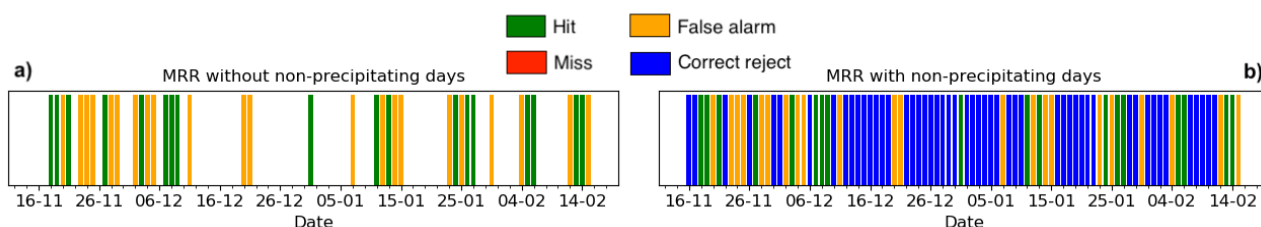


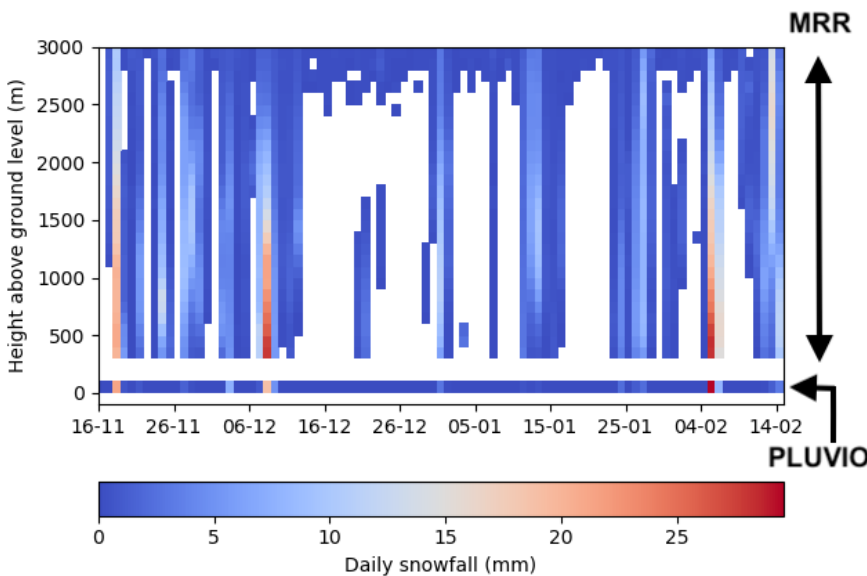
FIGURE S.3 Time series of the qualitative evaluation of the observed occurrences of surface snowfall by the MRR, considering (b) or not (a) no precipitation conditions at the surface, comparing to PLUVIO2 observations

TABLE S.5 Results for the surface snowfall evaluation of the MRR during the YOPP campaign

	Hits	Correct rejects	False alarms	Misses
MRR - without non-precipitating days	18	0	22	0
MRR - with non-precipitating days	18	52	22	0

5.7 | CHOICE AND IMPACT OF THRESHOLDING THE MRR DATASET

Here we present the method of filtering the MRR snowfall dataset to discard data with a too low signal-to-noise ratio. The Figure S.4 shows the time serie of daily precipitation measured by the MRR and PLUVIO during YOPP without filtering. The blue layer at the top of the vertical area could make think of precipitation of the virga type, nevertheless the repetitive character of this pattern as well as its weak intensity would be rather related to instrumental noise. This could also be due to interference or a failure to estimate the noise level by the raw data processing algorithm. In any case, these are too frequent unrealistic values that need to be eliminated. The purpose of the filtering is to remove the parasitic part of the signal in order to keep only that of high intensity compared to the noise. For this it is necessary to filter the data when the SNR (which is a variable calculated by the raw data processing algorithm at each time step and at each available level that represents the level of intensity of the desired signal compared to that of the background noise) is too low. However, the snowfall rate is calculated from the MRR reflectivity, so it is also important to ensure that the threshold imposed on the SNR only impacts low reflectivity values (below -5dB for the study of precipitation).

**FIGURE S.4** Time serie of the vertical snowfall flux measured by the MRR during the YOPP period (white = no precipitation) without applying SNR threshold and the surface snowfall measured by the snowgauge OTT PLUVIO2

The histogram of reflectivity values versus SNR values displayed in the Figure S.5 shows an almost linear correlation between the two. Thus, in order not to overly affect the reflectivity values beyond -5dB, the SNR should not be

thresholded beyond -10dB. With regard to the values taken by the SNR, a thresholding test was performed for values ranging from -20dB to 0dB from 5db to 5dB. The Figure S.6 shows the result of the MRR reflectivity distributions in these different cases. With the -20dB threshold there is almost no change on the distribution. At -15dB, some Z values between -15dB and -5dB are filtered but the shape of the distribution remains similar. From -10dB, almost all reflectivity values respectively below -5dB are lost, and the reflectivity distribution is distorted. The SNR threshold is therefore chosen at -15dB.

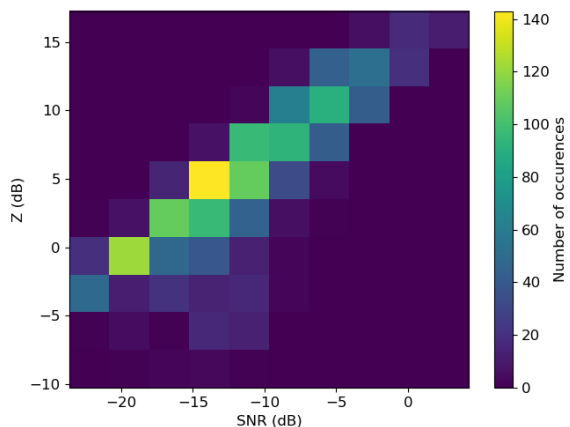


FIGURE S.5 Histogram of reflectivity values of the MRR as a function of the signal to noise ratio (in dB)

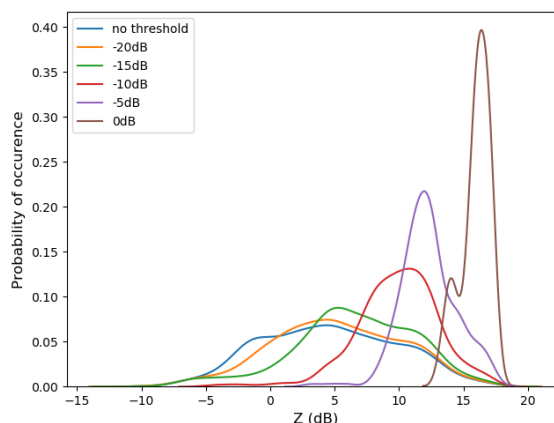


FIGURE S.6 Distributions of reflectivity values of the MRR according to different SNR thresholds

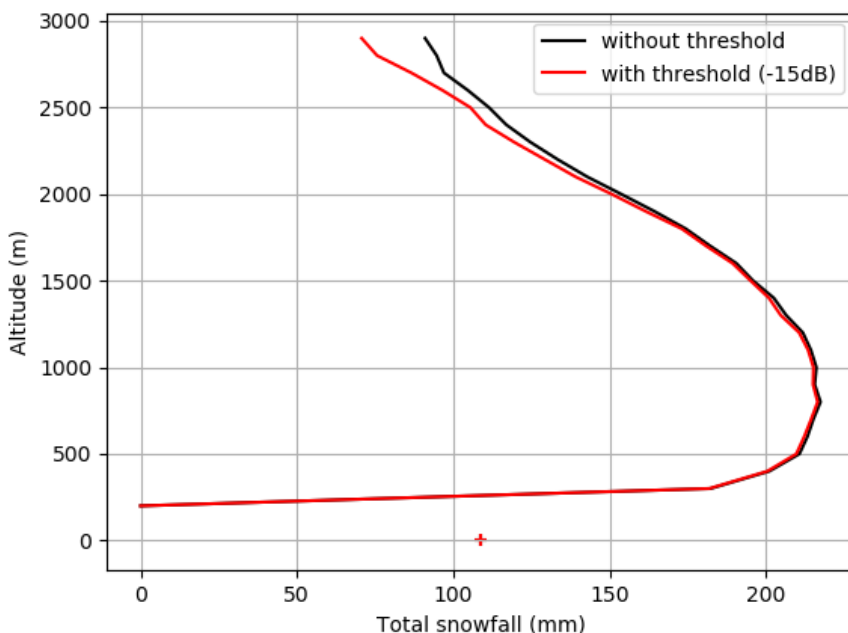


FIGURE S.7 Vertical profile of cumulated snowfall flux over the YOPP campaign measured by the MRR before and after SNR thresholding

A comparison of vertical precipitation profiles before and after SNR thresholding is shown in the Figure S.7. The

influence of filtering is negligible for most of the altitudes, in particular up to 2000 m a.g.l.. The difference in cumulative precipitation per level is on average 3% and reaches a maximum of 22% at the last level. At the surface, the thresholding does not have a significant impact on the accumulation as it only decreases by 0.2%. Also, it is important to note that the addition of the threshold on the SNR only modifies the number of very weak precipitating days (between 0 and 0.28mm per day) at the surface, going from 10 to 6.

S.8 | RESULTS OF THE EVALUATION OF THE VERTICAL PROFILES OF THE POTENTIAL LOW-LEVEL SUBLIMATION DAYS

TABLE S.6 Standard deviation of the vertical distribution of total snowfall during the YOPP campaign for model outputs in millimeters

	Standard deviation
ARPEGE-SH	2.67
ECMWF-OPER	5.22
LMDZ	7.06
MAR	9.62
ECMWF-ERA5	4.69
MERRA2	6.93

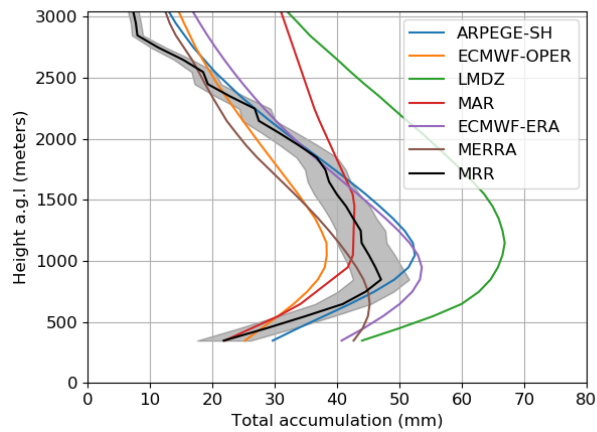


FIGURE S.8 Vertical profiles of cumulative snowfall during the YOPP campaign on potential low-level sublimation days only for model outputs and MRR observations (with the centered uncertainty associated at each vertical level in grey color)

TABLE S.7 Scores (Bias, Probability Of Detection and Ratio of False Alarm) of model outputs for the occurrence of surface and vertical snowfall during the YOPP campaign respectively compared to observations. Green and red respectively indicates the best and worst score among all models

Model / Score	Vertical			
	BIAS	POD	FAR	HSS
ARPEGE-SH	1.00	0.82	0.18	0.79
ECMWF-OPER	1.02	0.85	0.17	0.82
LMDZ	1.03	0.76	0.26	0.72
MAR	1.06	0.81	0.23	0.76
ECMWF-ERA5	1.08	0.88	0.19	0.82
MERRA2	1.13	0.90	0.20	0.82

references

- ECMWF (2018) *Part IV : Physical processes, Chapter 7 : Clouds and large-scale precipitation, Section 7.2.3 : Microphysical assumptions*. No. 4 in IFS Documentation. ECMWF. URL: <https://www.ecmwf.int/node/18714>.
- ECMWF (2021) *IFS Documentation CY47R3 - Part IV Physical processes*. No. 4 in IFS Documentation. ECMWF. URL: <https://www.ecmwf.int/node/20198>.
- Gelaro, R., McCarty, W., Suárez, M. J., Todling, R., Molod, A., Takacs, L., Randles, C. A., Darmenov, A., Bosilovich, M. G., Reichle, R., Wargan, K., Coy, L., Cullather, R., Draper, C., Akella, S., Buchard, V., Conaty, A., da Silva, A. M., Gu, W., Kim, G.-K., Koster, R., Lucchesi, R., Merkova, D., Nielsen, J. E., Partyka, G., Pawson, S., Putman, W., Rienecker, M., Schubert, S. D., Sienkiewicz, M. and Zhao, B. (2017) The Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications, Version 2 (MERRA-2). *Journal of Climate*, **30**, 5419–5454. URL: <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0758.1>.
- Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Hirahara, S., Horanyi, A., Muñoz-Sabater, J., Nicolas, J., Peubey, C., Radu, R., Schepers, D., Simmons, A., Soci, C., Abdalla, S., Abellan, X., Balsamo, G., Bechtold, P., Biavati, G., Bidlot, J., Bonavita, M., De Chiara, G., Dahlgren, P., Dee, D., Diamantakis, M., Dragani, R., Flemming, J., Forbes, R., Fuentes, M., Geer, A., Haimberger, L., Healy, S., Hogan, R., Holm, E., Janiskova, M., Keeley, S., Laloyaux, P., Lopez, P., Lupu, C., Radnoti, G., De Rosnay, P., Rozum, I., Vamborg, F., Villaume, S. and Thepaut, J.-N. (2020) The ERA5 global reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **146**, 1999–2049. URL: <https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/qj.3803>.
- Hourdin, F., Rio, C., Grandpeix, J.-Y., Madeleine, J.-B., Cheruy, F., Rochetin, N., Jam, A., Musat, I., Idelkadi, A., Fairhead, L., Foujols, M.-A., Mellul, L., Traore, A.-K., Dufresne, J.-L., Boucher, O., Lefebvre, M.-P., Millour, E., Vignon, E., Jouhaud, J., Diallo, F. B., Lott, F., Gastineau, G., Caubel, A., Meurdesoif, Y. and Ghattas, J. (2020) LMDZ6A: The Atmospheric Component of the IPSL Climate Model With Improved and Better Tuned Physics. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, **12**, e2019MS001892. URL: <https://hal.archives-ouvertes.fr/hal-02903162>.
- Kittel, C., Amory, C., Agosta, C., Jourdain, N. C., Hofer, S., Delhase, A., Doutreloup, S., Huot, P.-V., Lang, C., Fichet, T. and Fettweis, X. (2021) Diverging future surface mass balance between the antarctic ice shelves and grounded ice sheet. *The Cryosphere*, **15**, 1215–1236. URL: <https://tc.copernicus.org/articles/15/1215/2021/>.
- Pailleux, J., Geleyn, J.-F., Hamrud, M., Courtier, P., Thépaut, J.-N., Rabier, F., Andersson, E., Burridge, D., Simmons, A., Salmond, D., El Khatib, R. and Fischer, C. (2014) Twenty-five years of IFS/ARPEGE. 22–30. URL: <https://www.ecmwf.int/node/17335>.
- WMO (2011) *Manual on Codes. international codes*. Secretariat of the World Meteorological Organization.

Titre : Les précipitations au dessus de la calotte Antarctique : une approche conjointe observations et modélisation

Mots clés : Antarctique, atmosphère, précipitations, observations, télédétection, modélisation

Résumé : Le bilan de masse de surface de la calotte antarctique, principalement alimenté par les précipitations, a un impact direct sur le niveau global des mers lorsqu'il est perturbé. Malheureusement les processus à l'origine des précipitations sont difficiles à observer du fait des conditions météorologiques complexes de l'environnement antarctique, très peu connus. En croisant différentes données – satellitaires, in-situ et issues de la modélisation – l'objectif est d'obtenir la meilleure synthèse et de représenter le plus fidèlement les précipitations dans leur environnement (comprenant la dimension verticale) pour améliorer la prévision de leur évolution. Une étude climatologique globale ainsi que régionale des précipitations cumulées en surface a été réalisée. Une évaluation des récentes avancées en modélisation (CMIP et ERA5) par rapport à l'unique jeu de données d'observations satellitaires (CloudSat) pendant 4 années consécutives à l'échelle du continent a permis de mettre en avant la complexité et les nombreux désaccords dans la représentation des précipitations au pôle Sud. Il y a moins de valeurs aberrantes dans les quantités de précipitations simulées mais aucune amélioration dans le biais positif des modèles déjà connu. Alors, analyse événementielle locale des précipitations a été poursuivie dans le cadre de la campagne YOPP, permettant d'étudier à la fois la surface

et la verticale pendant une saison d'été austral complète. La divergence entre les modèles, les réanalyses et les observations est notable. Le biais positif concerne à la fois l'intensité et la fréquence d'occurrence des événements de précipitation. L'analyse des données locales d'observation de Dumont d'Urville acquises pendant plusieurs années consécutives permettent de mettre la campagne YOPP dans un contexte pluriannuel. D'autre part l'étude des réanalyses ERA5 ainsi que des observations satellitaires CloudSat sur la verticale nous permet partiellement d'extrapoler l'analyse locale au continent Antarctique. En parallèle, l'exploitation de rapports météorologiques à différentes stations et des réanalyses ERA5 concernant la phase des précipitations a mené à la réalisation d'une analyse à l'échelle climatologique de l'occurrence des précipitations liquides en Antarctique. Ces événements pluvieux se manifestent généralement lors de l'apparition d'une intrusion maritime chaude et humide associée à un blocage anticyclonique. Malgré les différences concernant les quantités de précipitations liquides prédites, les simulations réalisées avec de nombreux modèles (CMIP6) et dans plusieurs scénarios futurs suggèrent que le réchauffement global futur de l'Antarctique s'accompagnera d'épisodes pluvieux plus fréquents et plus intenses.

Title : Precipitation over the Antarctic Ice Sheet: A Combined Approach of Observations and Modeling

Keywords : Antarctic, atmosphere, precipitation, observation, remote sensing, modeling

Abstract : The surface mass balance of the Antarctic ice sheet is primarily driven by precipitation. Any disturbance to this ice sheet has a direct impact on the global sea level. Unfortunately, the processes responsible for precipitation are challenging to observe due to the complex weather conditions in the Antarctic environment, so they are not well understood. By combining various datasets – from satellite, in-situ measurements and modeling - the objective is to obtain the best possible synthesis, accurately representing precipitation in its environment (including the vertical dimension) and improving the ability to forecast its evolution. A preliminary global and regional climatological study of cumulative surface precipitation has been conducted. An evaluation of recent modeling advancements (CMIP and ERA5) compared to the single dataset derived from satellite observations (CloudSat) over four consecutive years at the continental scale has highlighted the complexity and significant discrepancies in representing precipitation at the South Pole. There are fewer outliers in the simulated precipitation amounts, but there is no notable improvement in the positive bias of the models. Subsequently, a local event-based analysis of precipitation was pursued as part of the YOPP campaign, allowing for the study of both surface and vertical aspects

during a complete austral summer season. The divergence between models, reanalyses, and observations concerning precipitation amounts is noteworthy. A positive bias needs to be considered when using modeling data, affecting both the intensity and frequency of precipitation events. The analysis of local observational data from Dumont d'Urville, acquired over multiple consecutive years, provides a multi-year context for the YOPP campaign. Additionally, studying ERA5 reanalyses and CloudSat satellite observations throughout the vertical dimension partially enables extrapolation of the local analysis to the Antarctic continent. Concurrently, the utilization of meteorological reports from various stations and ERA5 reanalyses regarding the precipitation phase has led to a climatological scale analysis of liquid precipitation occurrence in Antarctica. These rainy events typically occur during the arrival of a warm and moist maritime intrusion associated with anticyclonic blocking. Despite differences in predicted amounts of liquid precipitation, simulations conducted with numerous models (CMIP6) and under multiple future scenarios suggest that future global warming in Antarctica will be accompanied by more frequent and intense rainy episodes.