

LABORATOIRE DE MÉTÉOROLOGIE DYNAMIQUE

ÉCOLE NATIONALE DE LA MÉTÉOROLOGIE

RAPPORT DE PROJET DE FIN D'ÉTUDES

Étude de la distribution tridimensionnelle des précipitations antarctiques

Auteur

Marie-Laure ROUSSEL

Encadrants

Dr. Christophe GENTHON

Dr. Jean-Louis DUFRESNE

14 AOÛT 2019



Table des matières

Avant-propos	vii
1 Contexte du stage	1
2 Généralités relatives à la formation des précipitations	3
2.1 Croissance des précipitations liquides et solides	3
2.2 Évaporation des précipitations	4
2.3 Calcul de l'humidité relative	4
2.4 Unités de mesure des précipitations	5
3 Les précipitations dans cette étude : observation et modélisation	6
3.1 Données issues d'observations <i>in-situ</i> et de télédétection	6
3.1.1 APRES3	6
3.1.2 CPR (Cloud Profiling RADAR) du satellite CloudSat	7
3.1.3 MRR (Micro Rain RADAR) <i>in-situ</i>	8
3.1.4 Pluviomètre	9
3.1.5 Radio-sondages	10
3.1.6 Observation du temps présent par l'instrumentation et l'observation humaine	10
3.2 Données issues de modèles comparés dans cette étude	11
3.2.1 CMIP : le projet d'intercomparaison de modèles	11
3.2.2 Bases de données de réanalyses ERA5 et ERA-Interim du CEPMMT	12
3.2.3 Modèles globaux	12
3.2.3.1 Modèle global LMDZ	12
3.2.3.2 Modèle global ARPEGE	13
3.2.3.3 Modèle global IFS	13
3.2.4 Modèle régional MAR	14
3.3 Cas particulier de la campagne YOPP	15
3.3.1 Origine et objectifs	15
3.3.2 Données disponibles	16

4	Analyse des résultats de la campagne YOPP	17
4.1	Contexte météorologique antarctique	17
4.2	Préliminaire : analyse de la sensibilité des sorties du modèles IFS à la vitesse de sédimentation	18
4.3	Météorologie observée et prévue pendant la période YOPP à Dumont d’Urville . .	20
4.3.1	Séries temporelles des précipitations	20
4.3.2	Occurrences des précipitations	23
4.3.3	Diagnostic de détection des événements précipitants	23
4.3.3.1	Méthode d’évaluation	23
4.3.3.2	Résultats pour les modèles utilisés	24
4.3.4	Comparaison quantitative et représentativité des résultats	26
4.4	Complément : analyse de la sensibilité des sorties du modèles LMDZ à un paramètre de dissipation	27
5	Conclusion et perspectives	30
A	Compléments d’analyse des résultats de la campagne YOPP	32
A.1	Mesures du pluviomètre à Dumont d’Urville avec et sans correction par le MRR .	32
A.2	Résultats du calcul des flux de précipitations IFS avec vitesse de sédimentation constante et variable	33
A.3	Statistiques des mesures et prévisions à Dumont d’Urville	34
A.4	Résultats du diagnostic de détection des événements en surface par le MRR . . .	35
A.5	Résultats du diagnostic de détection des événements sur la verticale par les modèles	36
A.6	Analyse de l’influence du type de surface sur les résultats du modèle LMDZ	36
B	Aspects de climatologie et analyse comparée des observations satellitales et des résultats de modèles	39
B.1	Contexte climatologique antarctique	39
B.2	Analyse du cycle saisonnier des profils verticaux de précipitations	42
B.2.1	Comparaison de la climatologie satellitale aux mesures <i>in-situ</i> à Dumont d’Urville	42
B.2.2	Comparaison à l’échelle climatologique des résultats issus des modèles . .	43
B.2.3	Comparaison des observations satellitales CloudSat et <i>in-situ</i> MRR aux résultats du modèle LMDZ sur 4 ans	45
B.3	Analyse du cycle annuel des profils verticaux de précipitations	47
B.3.1	Comparaison des observations <i>in-situ</i> MRR aux résultats du modèle LMDZ sur 4 ans	47
B.3.2	Comparaison de la climatologie satellitale aux réanalyses ERA	49
B.4	Analyse du cycle annuel des précipitations à différents niveaux verticaux	50
B.5	Conclusion de l’étude annexe	52

Table des figures

2.1	Illustration d'une virga : précipitations évaporées avant d'atteindre le sol	4
3.1	Illustration des instruments pour l'observation des précipitations à la station de Dumont d'Urville installés pendant APRES3	6
3.2	MRR à Dumont d'Urville et son radome	8
3.3	Illustration du principe de fonctionnement du RADAR	8
3.4	Instruments de mesure à la station de Dumont d'Urville : capteurs de temps présent et pluviomètre <i>Source</i> : aasnow.wordpress.com	9
3.5	Lâcher de ballon-sonde à Dumont d'Urville	10
3.6	<i>Supersites</i> de la SOP pendant la campagne YOPP	15
3.7	Grille de Gauss sur laquelle la physique du modèle ARPEGE est calculée pour la campagne YOPP en Antarctique	16
4.1	(a) Carte d'altitude de l'Antarctique issue d'un DEM (<i>Digital Elevation Model</i>) - Point vert : Dumont d'Urville.	17
4.2	(b) Statistiques des températures et des vents à Dumont d'Urville entre 2011 et 2015	17
4.3	Cumul de précipitations moyen (mm/an) en Antarctique issu de la climatologie CloudSat sur la période Août 2006- Avril 2011	18
4.4	Série temporelle de la différence relative des précipitations IFS avec une vitesse de sédimentation constante par rapport à celles avec une vitesse de sédimentation variable	19
4.5	Profil vertical moyen de précipitations IFS cumulées sur la période YOPP avec une vitesse de sédimentation constante (en traits pleins) ou variable (en tirets)	20
4.6	Profil vertical moyen de vitesse de sédimentation IFS sur la période YOPP pour différents diamètres ($0.5\mu\text{m}$ en bleu, $1\mu\text{m}$ en orange, $5\mu\text{m}$ en vert) et vitesse constante de 1m/s en rouge	20
4.7	Séries temporelles de la quantité journalière de précipitations pendant la campagne YOPP observées par (a) MRR (b) , pluviomètre (en surface) et prévues par (c) ARPEGE, (d) IFS, (e) MAR et (f) LMDZ.	21
4.8	Séries temporelles des événements précipitants pendant la campagne YOPP observés par (a) MRR et prévus par (b) ARPEGE, (c) IFS, (d) MAR et (e) LMDZ.	22
4.9	Série temporelle de détection des événements précipitants en surface par les modèles ARPEGE (a) , IFS (b) , MAR (c) et LMDZ (d)	24

4.10	Série temporelle de détection des événements précipitants sur la verticale par les modèles ARPEGE (a) , IFS (b) , MAR (c) et IFS (d) - voir code couleur figure 4.9 .	25
4.11	Profils verticaux des cumuls de précipitations sur toute la période YOPP par les différents modèles et observations	26
4.12	Séries temporelles de la quantité journalière de précipitations pendant la campagne YOPP prévues par LMDZ pour (a) $niterh = 2$ et (b) $niterh = 4$	27
4.13	Séries temporelles des événements précipitants pendant la campagne YOPP prévus par LMDZ pour (a) $niterh = 2$ et (b) $niterh = 4$	28
4.14	Profils verticaux des cumuls de précipitations sur toute la période YOPP par le modèle LMDZ pour $niterh = 2$ (traits pleins) et $niterh = 4$ (traits pointillés) et observés par le MRR	28
4.15	Profils verticaux de la température moyenne sur la période YOPP par le modèle LMDZ pour $niterh = 2$ (traits pleins) et $niterh = 4$ (traits pointillés) et observés par les radio-sondages	28
4.16	Différence des précipitations (en mm) en surface simulées par le modèle LMDZ sur le globe avec $niterh = 4$ et $niterh = 2$ sur toute la période YOPP	29
4.17	Différence de température (en K) en surface simulées par le modèle LMDZ sur le globe avec $niterh = 4$ et $niterh = 2$ moyennée sur toute la période YOPP	29
5.1	Profils verticaux du biais de température ARPEGE par rapport aux radio-sondages à Dumont d'Urville aux échéances de prévision 00H, 06H et 12H UTC	30
A.1	Séries temporelles des précipitations de la campagne YOPP issues du pluviomètre avant (a) et après (b) correction par le MRR	32
A.2	Séries temporelles des précipitations (mm/jour) IFS de la campagne YOPP calculées avec une vitesse de sédimentation constante (a) et avec une vitesse de sédimentation variable (b)	33
A.3	Nombre de jours consécutifs des événements précipitants pendant la campagne YOPP observés par (a) MRR, (b) pluviomètre et prévus par (c) ARPEGE, (d) IFS, (e) MAR et (f) LMDZ.	34
A.4	Fréquences d'observation et de prévision des événements précipitants d'intensité forte (>10mm/jour en rouge), moyenne (5-10mm/jour en bleu), faible (<5mm/jour en vert foncé) et négligeable ou nul (<0.28mm/jour en vert clair) pendant la campagne YOPP par (a) MRR, (b) pluviomètre et prévus par (c) ARPEGE, (d) IFS, (e) MAR et (f) LMDZ.	35
A.5	Série temporelle de détection des événements précipitants en surface par le niveau le plus proche de la surface du MRR	35
A.6	Scores des modèles ARPEGE (a) , IFS (b) , MAR (c) et LMDZ (d) sur la verticale pendant la campagne YOPP	36
A.7	Séries temporelles de la quantité journalière de précipitations (mm) au premier niveau pendant la campagne YOPP prévues par le modèle LMDZ – <i>gauche</i> : surface océanique, <i>droite</i> : surface terrestre, <i>milieu</i> : surface mixte	37
A.8	Séries temporelles des précipitations (mm/jour) LMDZ pendant la campagne YOPP sur la verticale – <i>gauche</i> : surface océanique, <i>droite</i> : surface terrestre, <i>milieu</i> : surface mixte	38

A.9	Profils verticaux moyens du biais de précipitations LMDZ-MRR sur la totalité de la période YOPP (traits pleins) et sur la période des jours avec précipitations (traits pointillés) observées par le MRR ou prévues par le modèle LMDZ – <i>noir</i> : latitude -66.7 (surface mixte), <i>bleu</i> : latitude -66.2 (surface océanique), <i>vert</i> : latitude -67.2 (surface terrestre)	38
B.1	Cartographie de la topographie du continent Antarctique donnée par un DEM avec délimitation des régions A (magenta) : Est du continent Antarctique , B (rouge) : Ouest du continent Antarctique, subdivisé en une région continentale (B.1) et une région de glaciers (B.2), C (vert) : Péninsule. La ligne fine noire indique l'iso-altitude 2250m, séparant les régions côtières du plateau.	39
B.2	Structures verticales de la précipitation (en pleines couleurs) et thermiques (en contours blancs) en Antarctique Est moyennées en latitude respectivement pour la période froide (a) (Avril-Septembre) et chaude (b) (Octobre-Mars). La topographie moyenne est représentée en noir et la glace de mer est représentée par des barres bleues utilisant les altitudes 0 et 1 pour indiquer la fraction de couverture moyenne à chaque latitude. Précipitations moyennes (en bleu) au premier niveau vertical disponible au dessus de la surface observées par CloudSat et températures (en rouge) issues des sorties opérationnelles du CEPMMT et leurs écarts-types (en transparence) respectivement pour la période froide (c) (Avril-Septembre) et chaude (d) (Octobre-Mars)	40
B.3	Profils verticaux moyens mensuels d'anomalies de précipitations (référence : moyenne annuelle) pour la période 1979-2017 de MAR (1 point sélectionné : 66.3°S 139.9°E) – contours pleins : variabilité inter-annuelle	41
B.4	Profils verticaux moyens mensuels d'anomalies de précipitations (référence : moyenne annuelle) pour la période 2015-2018 du MRR – contours pleins : variabilité inter-annuelle	41
B.5	Profils de précipitations moyens saisonniers observés par CloudSat (entre 2007 et 2010) en deux points considérés (respectivement longitude 139°E en trait plein et 141°E en trait pointillés) et par le MRR à Dumont d'Urville (entre 2015 et 2019). DJF : Décembre-Janvier-Février, MAM : Mars-Avril-Mai, JJA : Juin-Juillet-Août, SON : Septembre-Octobre-Novembre	42
B.6	Domaines considérés pour l'étude des profils de précipitations des modèles LMDZ, ARPEGE-CLIMAT et MAR en comparaison à la climatologie satellitale CLOUDSAT sur un grand domaine	43
B.7	Profils de précipitations moyens saisonniers des modèles MAR et ARPEGE-CLIMAT (CMIP6) respectivement sur 39 et 34 ans sur la zone considérée (a) avec les valeurs moyennes saisonnières en surface (indiquées par une croix violette) du modèle LMDZ (CMIP5) sur 31 ans et à Dumont d'Urville (b)	44
B.8	Profils verticaux saisonniers moyens de quantité de précipitation pour la période 2007-2010 : observations CloudSat et résultats des modèle LMDZ (72x96), MAR et ARPEGE-Climat sur la zone considérée	45
B.9	Profils verticaux saisonniers moyens de quantité de précipitation pour la période 2007-2010 : observations CloudSat et résultats du modèle sur la zone considérée (a) (LMDZ 72x96) et à Dumont d'Urville (b) (LMDZ 143x144)	46
B.10	Profils verticaux saisonniers moyens de (a) température (en Kelvin) et (b) humidité relative pour la période 2007-2010 sur la zone considérée par le modèle LMDZ (72x96) et utilisées dans la climatologie CloudSat	46

B.11 Profils verticaux saisonniers moyens de précipitation pour la période 2007-2010 : observations du MRR et résultats du modèle LMDz (143x144) à Dumont d’Urville	47
B.12 Profils verticaux moyens mensuels de précipitations pour la période 2015-2018 MRR en rouge et LMDZ en violet (64x64 avec zoom Antarctique – point sélectionné : 66.7°S 140.4°E). Le remplissage indique la variabilité sur les 4 années étudiées (2 x écart-type).	48
B.13 Séries temporelles des profils verticaux de précipitations sur la période 2007-2010 à DDU issues des observations CloudSat (gauche) et des réanalyses ERA (droite)	49
B.14 Profils verticaux moyens saisonniers (été : octobre à février, hiver : mars à septembre) sur la période 2007-2010 issus des réanalyses ERA (en noir) et des observations CloudSat (en bleu)	49
B.15 Profils verticaux moyens mensuels de précipitations pour la période 2007-2010 issus des réanalyses ERA (en noir) et des observations CloudSat (en bleu) – contours : variabilité inter-annuelle	50
B.16 Quantités mensuelles de précipitations des modèles MAR et ARPEGE-CLIMAT (CMIP6) respectivement sur 39 et 34 ans sur la zone considérée (a) au niveau le plus proche du sol et (b) à 1200m	51
B.17 Quantités mensuelles de précipitations CloudSat et du modèle LMDZ (72x96) pour la période 2007-2010 sur la zone considérée à 1200m	51
B.18 Profils verticaux saisonniers moyens de précipitations pour la période 2007-2010 : observations CloudSat et résultats du modèle LMDZ en haute (en tirets) et basse résolution (en traits pleins)	52

Avant-propos

Ce stage a fait l'objet de collaborations très enrichissantes qui m'ont non seulement soutenues dans mon travail mais aussi fait découvrir le monde de la recherche. En premier lieu, je remercie tout particulièrement mes responsables de stage Christophe Genthon et Jean-Louis Dufresne, pour leur écoute et disponibilité tout au long de mon stage ainsi que pour m'avoir appris certaines curiosités à propos du pôle Sud.

D'autre part, j'aimerais remercier Florentin Lemonnier et Claudio Durán-Alarcón, qui m'ont permis de travailler avec des données d'observation et des sorties de modèles essentielles et qui, malgré leurs travaux de thèse, ont répondu avec une grande pédagogie à mes nombreuses questions. Un grand merci aussi à Cécile Agosta, Gaetan Heymes, Eric Bazile, Alexis Berne, Jerome Servonnat, Etienne Vignon et Jean-Yves Grandpeix pour leurs précieuses contributions m'ayant permis de réaliser au mieux mon étude. Tout particulièrement, merci à Florentin Lemonnier et Cécile Agosta d'avoir réalisé des simulations spécialement pour mon travail.

Enfin, je souhaiterais remercier les personnels du Laboratoire de Météorologie Dynamique pour leur très sympathique accueil ainsi que pour la diversité des réunions Climat auxquelles j'ai pu assister et qui m'ont beaucoup appris.

Chapitre 1

Contexte du stage

Ce stage de fin d'études s'est déroulé au LMD (*Laboratoire de Météorologie Dynamique*) sur le site de l'Université Paris-Sorbonne, au sein de l'équipe EMC3 (*Etude et Modélisation du Climat et du Changement Climatique*). Le LMD fait partie de l'IPSL (*Institut Pierre Simon Laplace*), consortium de laboratoires étudiant les sciences de l'environnement terrestre et planétaire en Île-de-France. Les thèmes qui y sont abordés traitent des atmosphères planétaires, de la météorologie, du climat et de la pollution, aussi bien théoriquement qu'expérimentalement via des méthodes numériques et instrumentales. Le groupe EMC3 - dans lequel j'ai pu travailler - a pour objectif principal l'amélioration de la compréhension et la modélisation des processus et mécanismes physiques participant à la variabilité et au changement climatique, ainsi et que l'application de celle-ci à la prévision climatique. Dans ce but, le développement et le maintien du modèle de circulation générale atmosphérique LMDZ est une des activités majeures. Enfin, l'expertise de l'équipe est mise à contribution dans de nombreux projets internationaux, notamment dans les travaux du GIEC (*Groupe d'Experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat*).

L'Antarctique - avec une superficie de 14 millions de kilomètres carrés recouverts à 98% de glace - est une région de grand intérêt dans les études climatiques. Sa calotte constitue le plus grand réservoir continental d'eau sur Terre, directement impacté par les modifications du climat. Le bilan de masse de celle-ci est principalement alimenté par les précipitations et amoindri par divers processus tels que la sublimation et l'écoulement de la glace vers l'océan. Ainsi, l'augmentation des précipitations en Antarctique envisagée par les projections climatiques pour la fin du XXI^e siècle - de 10 à 50% selon la zone considérée d'après le dernier rapport du GIEC (Stocker et al., 2013 [23]) - se traduirait par une contribution positive à l'accumulation sur le continent (Gregory & Huybrecht, 2006 [12]) et donc négative sur le niveau moyen des océans.

À ce jour la connaissance des précipitations au pôle Sud est assez limitée, en particulier à cause du manque d'observations *in-situ* disponibles dans cette région dû aux conditions météorologiques extrêmes, rendant la présence humaine difficile selon la saison ainsi que l'instrumentation *in-situ* très complexe. La période de deux années dédiée à la recherche météorologique aux pôles YOPP (*Year of Polar Prediction*) prenant fin en ce début d'année 2019, une quantité précieuse de données récentes (issues de modèles, d'instruments *in-situ* et d'observations humaines) ont permis d'enrichir l'étude menée au cours de ce stage. Ce projet international a impliqué différents services de prévision météorologique et climatique ainsi qu'un réseau interdisciplinaire de scientifiques dans le but d'améliorer la compréhension des causes et effets du changement climatique aux pôles. Plus généralement, depuis quelques années le développement de radars embarqués sur des plateformes satellites permet d'accéder aux données de précipitations. En 2014 dans le cadre de sa thèse, Cyril Palerme [16] a produit la première climatologie 2D des précipitations en Antarctique grâce aux mesures du CPR (*Cloud Profiling*

Radar) du satellite CloudSat évalué au niveau le plus proche possible de la surface, compatible avec l'interaction de l'onde radar avec le sol. Plus récemment, ce travail a été poursuivi (Lemonnier et al., 2019 [14]) afin d'exploiter la composante verticale des données mesurées à partir de ce radar, constituant la première climatologie 3D dans cette même région. Son travail amène une nouvelle vision des données de précipitations qui n'étaient jusque-là évaluées qu'en surface. En particulier, cette climatologie joue un rôle capital dans l'évaluation - sur la verticale - des résultats de plusieurs modèles participants au projet d'intercomparaison CMIP6 (*Coupled Model Intercomparison Project*) du programme mondial de recherches sur le climat WCRP (*World Climate Research Programme*).

L'objectif de ce stage s'est donc articulé autour de la compréhension de l'apport de la connaissance de la composante verticale des précipitations - en particulier sur le continent antarctique - et de la capacité actuelle des modèles et des observations à la représenter. L'étude des données de la période YOPP a permis l'évaluation de modèles à l'échelle temporelle synoptique, ainsi que l'analyse de la sensibilité de ces derniers à certains paramètres. En complément du travail principal de ce stage, la nouvelle climatologie 3D issue de données satellitaires - suscitant un intérêt proche du sujet - a pu être confrontée aux résultats de différents modèles à l'échelle saisonnière. Ces analyses sont présentées en Annexe B.

Chapitre 2

Généralités sur la formation des précipitations

La formation des précipitations - sous forme liquide ou solide - est un mécanisme complexe faisant intervenir de nombreux processus microphysiques eux-mêmes dépendant des variables météorologiques standards telles que la température, la pression et l'humidité mais aussi de la dynamique atmosphérique à petite et moyenne échelles venant les modifier.

2.1 Croissance des précipitations liquides et solides

Les nuages se forment là où les conditions atmosphériques sont favorables à la (sur)saturation donnant lieu à la condensation de la vapeur d'eau atmosphérique (par refroidissement radiatif, détente adiabatique, apport de vapeur d'eau, mélange et/ou turbulence etc.). Néanmoins, peu de nuages donnent lieu à des précipitations. Les nuages peuvent être constitués de gouttelettes d'eau liquide ou de cristaux de glace de diamètre compris entre 0.1 et 100 μm . La condensation nécessite - en plus d'avoir atteint ou dépassé la saturation - la présence de noyaux de condensation nuageuse ou de noyaux de congélation, des particules hydrophiles d'aérosols atmosphériques d'origines diverses autour desquels les gouttes ou les cristaux se forment. La nucléation homogène - c'est-à-dire sans la présence de ces particules - peut avoir lieu en cas de forte sur-saturation. La croissance de ces gouttelettes et cristaux de nuages - notamment grâce à divers processus de diffusion - leur permet d'atteindre une masse (et une taille) suffisante (de l'ordre du μm) pour précipiter, leur vitesse de chute n'étant plus négligeable au sein du nuage. Au cours de cette chute - dont la vitesse dépend fortement du diamètre et de la forme (notamment pour les hydrométéores glacés), elles sont soumises à d'autres processus pouvant modifier leur taille, leur forme et leur type : collision, coalescence etc. (Roux, 2017 [21] ; Pruppacher et Klett, 1997 [20]).

En particulier, l'effet Bergeron est un processus qui a lieu lorsque des cristaux de glace sont en présence de gouttes d'eau (surfondue). C'est la conséquence de la pression de vapeur saturante par rapport à la glace plus faible que celle par rapport à l'eau liquide. Il y a alors croissance des cristaux de glace au détriment des gouttes d'eau liquides par évaporation des gouttes et diffusion de vapeur sur les cristaux. De façon générale, la condensation solide est favorisée par rapport à la condensation liquide : les cristaux de glace croissent plus rapidement que les gouttes d'eau liquides.

Selon les conditions rencontrées tout au long de leur chute, les précipitations peuvent prendre différentes formes : pluie, eau liquide surfondue, grésil, graupel, neige etc. En Antarctique, on trouve un autre type d'hydrométéore : le poudrin de glace ou *diamond dust*. Il s'agit de très petits

cristaux - entre 30 et 200 μm - de glace formés par la congélation de la vapeur d'eau lors d'une chute de la température. Ils tombent très lentement par ciel clair et semblent en suspension dans l'air (Gast, 2016 [6])

2.2 Évaporation des précipitations



FIGURE 2.1 – Illustration d'une virga : précipitations évaporées avant d'atteindre le sol
Source : Istock.com/bluerabbit

Enfin, les précipitations formées en altitude n'atteignent pas toujours le sol. Tous les nuages peuvent être à l'origine de ce phénomène, qui se caractérise par une traînée visible sous le nuage appelée *virga* dont une illustration est présentée sur la figure 2.1. Elle apparaît lorsque des gouttes ou cristaux s'évaporent du fait de leur chute dans une masse d'air plus sèche que celle où elles ont été formées. Des virgas composés de glace peuvent apparaître lorsque les conditions optimales pour la sublimation de l'eau solide sont remplies : la basse troposphère doit être sèche et les particules de glace petites avec une croissance faible (Durán-Alarcón et al., 2019 [4]).

2.3 Calcul de l'humidité relative

Dans ce travail, une distinction dans les observations et certains modèles est nécessaire entre l'humidité relative par rapport à l'eau liquide et celle par rapport à la glace. La plupart des données utilisées sont le résultat de mesures ou calculs de l'humidité relative ou spécifique par rapport à l'eau liquide - et cela même en présence de températures inférieures à 0°C par convention pour les météorologues en opérationnel. Les températures rencontrées dans cette étude étant majoritairement négatives, il est plus cohérent de s'intéresser à l'humidité relative par rapport à la glace. Une conversion est requise, impliquant le calcul des pressions de vapeur saturante par rapport à l'eau liquide et à la glace.

$$RH_l = \frac{e}{e_{s_l}(T)} \quad RH_i = \frac{e}{e_{s_i}(T)} \quad (2.1)$$

Où RH_l et $e_{s_l}(T)$ sont respectivement 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.

Pour cela de nombreuses formulations empiriques existent dont la formule de Goff-Gratch (Goff & Gratch, 1946 [9]), largement utilisée dans la littérature et prise comme référence ici.

$$e_{s_i}(T) = 10^{a*\left(\frac{373.16}{T}-1\right)+b*\log\left(\frac{373.16}{T}\right)-c*(10^{d*(1-T/373.16)}-1)+e*(10^{f*\left(\frac{T}{373.16}-1\right)}-1)+\log(g)} \quad (2.2)$$

$$e_{s_i}(T) = 10^{h*\left(\frac{273.16}{T}-1\right)-i*\log\left(\frac{273.16}{T}\right)+j*\left(1-\frac{T}{273.16}\right)+\log(k)} \quad (2.3)$$

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

2.4 Unités de mesure des précipitations

Les précipitations peuvent être évaluées de façon quantitative en terme de flux à travers une surface ou bien en terme de cumul. Ce dernier est couramment utilisé pour désigner la quantité d'hydrométéores atteignant la surface. Néanmoins, la notion de flux - davantage adaptée à la vision de la colonne atmosphérique - sera plutôt utilisée ici. Dans les deux cas, il est d'usage d'exprimer la masse des précipitations en millimètres - et le flux de précipitations en millimètres par unité de temps. Il s'agit d'une unité permettant d'exprimer la quantité de précipitations au moyen de l'épaisseur de la masse équivalente à celle des précipitations ayant pour densité celle de l'eau liquide ($\rho = 1000 \text{ kg.m}^{-3}$) sur une surface de 1 m^2 : 1 kg d'eau liquide répartie uniformément sur 1 m^2 a une hauteur de 1 mm . Ainsi $1 \text{ mm} = 1 \text{ kg.m}^{-2}$.

Chapitre 3

Les précipitations dans cette étude : observation et modélisation

3.1 Données issues d'observations *in-situ* et de télédétection

3.1.1 APRES3

APRES3 (*Antarctic Precipitation, Remote Sensing from Surface and Space*) est un programme de recherche engagé avec le support de l'ANR (*Agence Nationale de la Recherche*) et l'IPEV (*Institut Polaire Paul Emile Victor*) et réalisé par une collaboration de chercheurs français et suisses entre 2015 et 2019. L'objectif principal a été de caractériser les précipitations sur toute la calotte et en particulier à Dumont d'Urville - situé sur la côte de la Terre Adélie, point privilégié pour l'observation *in-situ* et dont la localisation est représentative de la côte Est du continent Antarctique. Pour cela des campagnes de terrain ont été réalisées - dont une campagne intensive présentée par la figure 3.1 - en complément du déploiement d'instruments sur le long terme, d'observations satellitales et de travaux de modélisation.

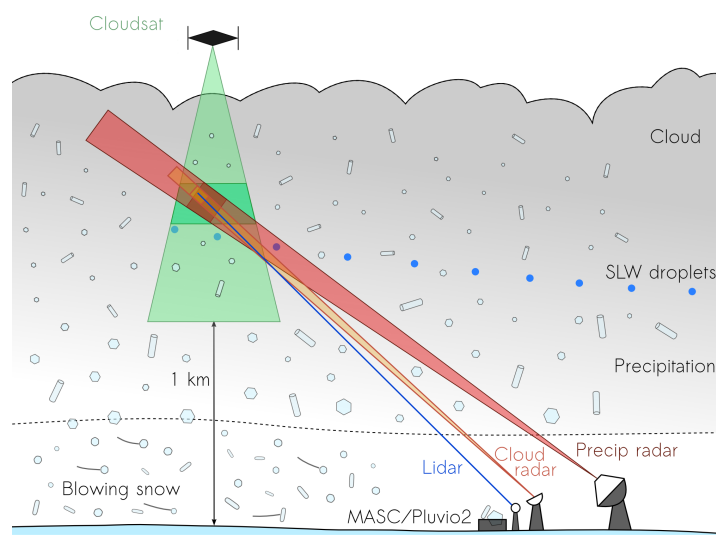


FIGURE 3.1 – Illustration des instruments pour l'observation des précipitations à la station de Dumont d'Urville installés pendant APRES3

Source : apres3.osug.fr

La première tâche de ce projet a été d'assurer un soutien logistique ainsi qu'une expertise instrumentale pour les campagnes de terrain qui se sont déroulées pendant l'été austral (de no-

vembre à février). Pour cela, de nombreux instruments ont été déployés sur place parmi lesquels certains sont toujours en opération et détaillés ci-dessous. La seconde tâche a été d'observer une grande quantité de précipitations solides dans le but de caractériser les profils verticaux d'hydrométéores en Antarctique en particulier via l'utilisation de différents capteurs mis en synergie. La troisième tâche s'est articulée autour de l'exploitation des mesures satellitales micro-ondes actives et passives permettant la détection des hydro-météores sur des couvertures spatiales étendues. Enfin, la dernière tâche a été de comparer les observations récoltées aux modèles MAR et LMDZ (zoomé sur l'Antarctique) afin d'identifier les biais à corriger et améliorer la représentation des mécanismes physiques des modèles.

Certains instruments implantés à la station de Dumont d'Urville mais dont les données n'ont pas été utilisées dans ce travail ne sont pas présentés ici, tels que le MASC (*Multi-Angle Snowflake Camera*), le LIDAR (*Light Detection And Ranging*) et le disdromètre dont les caractéristiques générales peuvent être retrouvées sur le site web tenu par Claudio Durán-Alarcón (<https://aasnow.wordpress.com/>).

3.1.2 CPR (Cloud Profiling RADAR) du satellite CloudSat

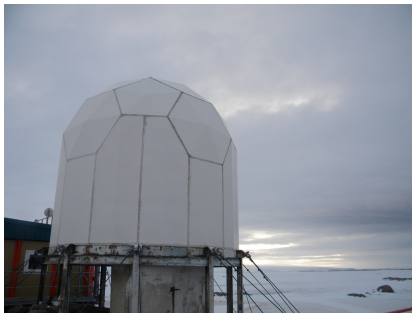
L'instrument embarqué sur la plate-forme satellite CloudSat est un RADAR à visée au nadir opérant à 94GHz. Le satellite est opérationnel depuis 2006 mais un problème technique l'empêche de réaliser des mesures de nuit depuis 2011. Le CPR (*Cloud Profiling RADAR*) mesure le signal rétro-diffusé des hydrométéores. Le profil de réflectivité mesuré contient 150 niveaux verticaux avec une résolution de 240m et une empreinte au sol d'environ 2km². Cette mesure peut être réalisée jusqu'à 82° de latitude. A partir d'hypothèses sur les paramètres micro-physiques (taille, forme etc. réalisées par Wood, 2011 [25], Wood et al., 2015 [27]) et sur les propriétés de diffusion des particules de glace, la réflectivité permet de retrouver le taux de chute de neige.

Néanmoins de nombreuses sources d'erreur sont reliées à cette mesure : les hypothèses réalisées ainsi que la fréquence de passage du satellite sur l'Antarctique induisent des résultats incertains qui ont fait l'objet de deux études. Wood et al., 2013 [26] a évalué une incertitude de 1.5 à 2.5 fois le taux de chute de neige par mesure. Lemonnier et al., 2018 [14] a ré-estimé celle-ci à partir de mesures RADAR *in-situ* à 25% au plus de la mesure, permettant d'accorder davantage de confiance à cet instrument sur la zone étudiée.

Dans le travail proposé en Annexe B, les données utilisées sont celles issues de la climatologie 3D réalisée (Lemonnier et al., 2019 [14]) sur l'Antarctique entre 2007 et 2010 à partir de la distribution verticale du taux de chute de neige avec une résolution de 1° en latitude et 2° en longitude - optimale pour la concordance avec les observations *in-situ* (Souverijns et al., 2018 [22], Palerme, 2014 [16]). En effet lorsque la résolution est affinée, les mesures de CloudSat sont en meilleur accord avec celles du MRR pour les événements ponctuels mais celle-ci induit une période de revisite plus grande ne permettant pas la détection d'un nombre suffisant d'événements intenses. À l'inverse pour une basse résolution, un sous-échantillonnage est réalisé par le CPR du satellite à cause du moyennage réalisé. Dans ces deux cas extrêmes cela génère une sous-estimation des précipitations dans la climatologie résultante.

Récemment, Palerme et al., 2019 [18] a mis en évidence la nécessité de prendre en considération l'effet des échos parasites du sol affectant la mesure du CPR même au dessus de 1200m - l'altitude minimale des profils verticaux considérés valables - en particulier dans les zones où la topographie est complexe telles que les zones de montagne et de fjords. Certaines valeurs jugées aberrantes sont ainsi ignorées dans les climatologies, réduisant la quantité de données utilisées pour les moyennes calculées.

3.1.3 MRR (Micro Rain RADAR) in-situ



Source : aasnow.wordpress.com



Source : metek.de

FIGURE 3.2 – MRR à Dumont d’Urville et son radome

Le MRR est un RADAR Doppler travaillant dans la bande K - à la fréquence de 24.3GHz - et ayant une largeur de faisceau à mi-puissance de 2° - correspondant à un diamètre de 50m à 3000m d’altitude illustré sur la figure 3.2. La mesure est réalisée avec une résolution verticale de 100m, depuis le niveau le plus bas mesurable - 300m - jusqu’à 3000m. Le fonctionnement du système RADAR (*Radio Detection and Ranging*) repose sur l’utilisation des ondes électromagnétiques pour détecter la présence d’objets et en estimer les caractéristiques. Le principe consiste à exploiter le temps de parcours de ces ondes émises depuis une source jusqu’à l’objet visé pour en déduire la distance et la vitesse relative à la source de ce dernier, ainsi que la puissance rétro-diffusée pour en extraire des propriétés particulières de l’objet (taille des hydrométéores dans le cas étudié ici). Le RADAR émet un faisceau via une antenne de transmission, puis reçoit la partie de cette onde qui a été réfléchiée par l’objet via une antenne de réception - qui peuvent constituer une seule et même antenne, comme présenté sur la figure 3.3. Le signal reçu est enregistré et traité par un système électronique. A partir de l’information reçue, la méthode pour déterminer la vitesse relative de l’objet est basée sur 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. Cette variation de fréquence peut être calculée et reliée à la vitesse de l’objet visé :

$$v_r = -\frac{c \Delta f}{2 f} \quad (3.1)$$

Où v_r est la vitesse relative de l’objet, c la vitesse des ondes électromagnétiques dans le vide, Δf la fréquence Doppler (différence entre la fréquence de l’onde émise et celle reçue) et f la fréquence de l’onde émise.

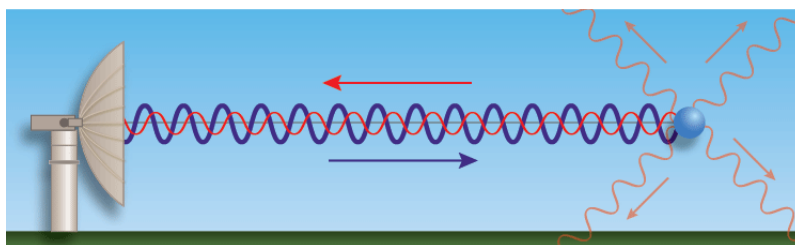


FIGURE 3.3 – Illustration du principe de fonctionnement du RADAR

Source : aasnow.wordpress.com

Le RADAR présent à la station de Dumont d’Urville était à l’origine conçu pour la mesure de la pluie (liquide) mais un logiciel de retraitement a été développé pour les chutes de neige. Après calibration de la réflectivité radar par comparaison à un second RADAR bande X Doppler

à double polarisation (appelé *MXPoI*), celle-ci est convertie en taux de chute de neige grâce à la relation 3.2.

$$Z = 76 * S^{0.91} \quad (3.2)$$

Où Z est la réflectivité RADAR en dBZ et S le taux de chute de neige en mm par heure. Le RADAR de référence n'a été utilisé que pendant la période de 3 mois nécessaire à la calibration. Grazioli et al., 2017 [10] est à l'origine des deux constantes choisies dans les intervalles de confiance à 95% respectivement de 69-83 pour le premier facteur et de 0.78-1.09 pour l'exposant. Les post-traitements et adaptations de cet instrument sont détaillés dans Durán-Alarcón et al., 2019 [4].

Les données du MRR ont été utilisées ici sur la période de la campagne YOPP - ainsi que de décembre 2015 à février 2019 (décembre 2017 exclu) pour le travail réalisé en Annexe B - avec une fréquence temporelle horaire.

3.1.4 Pluviomètre

L'instrument utilisé pour mesurer la quantité de précipitations atteignant la surface à la station météorologique de Dumont d'Urville est le pluviomètre OTT Pluvio2 dont l'installation est présentée sur la figure 3.4. Il mesure la masse de neige tombée dans un conteneur placé sur une balance détectant les changements de masse avec une grande précision. Néanmoins ce système ne permet pas de différencier l'accumulation de neige due à un événement précipitant de celle provenant de la neige soufflée en surface par le vent. Une collerette est prévue pour traiter les conséquences du changement de direction du vent et de la turbulence (*undercatch* et *overcatch*) mais les conditions à la station sont telles que cette protection est insuffisante. D'autres facteurs peuvent être à l'origine d'une augmentation de masse dans l'instrument, tels que le vent et les turbulences. En effet, lorsque le vent fort fait vibrer le conteneur, le capteur très sensible enregistre des valeurs de masse erronées.

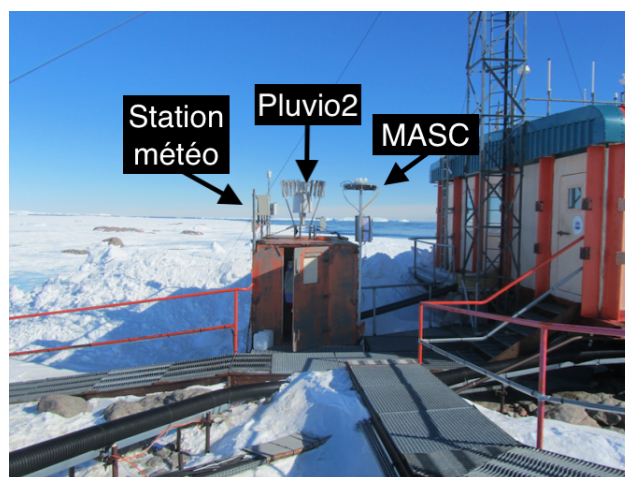


FIGURE 3.4 – Instruments de mesure à la station de Dumont d'Urville : capteurs de temps présent et pluviomètre

Source : aasnow.wordpress.com

Pour palier en partie à ces différents problèmes de l'instrument, les données sont croisées avec celles du MRR à 300 mètres d'altitude. Si le pluviomètre enregistre une accumulation alors que le MRR n'observe aucune précipitation, alors la mesure du pluviomètre est considérée

comme un artefact dû à la neige soufflée ou à la vibration de l'instrument. L'effet de cette correction sur la série temporelle des événements précipitants pendant la campagne YOPP est présentée en Annexe A.1. Néanmoins, cette méthode ne permet pas de corriger les mesures de masses supplémentaires erronées simultanément à des événements précipitants détectés par le MRR, par exemple en cas de fort vent accompagné de chute de neige.

Les données corrigées issues du Pluvio2 - fournies par Claudio Durán-Alarcón, IGE - ont été utilisées dans ce travail sur la période de la campagne YOPP (novembre 2018 - février 2019) avec une fréquence temporelle horaire.

3.1.5 Radio-sondages

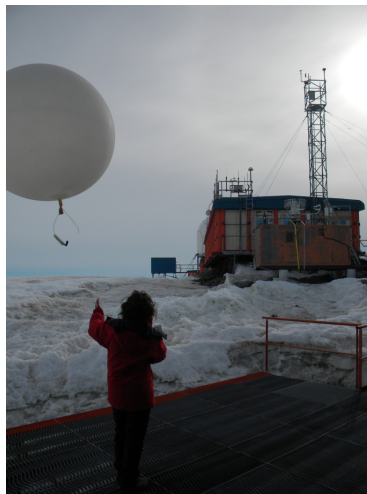


FIGURE 3.5 – Lâcher de ballon-sonde à Dumont d'Urville
Source : aasnow.wordpress.com

Des radio-sondes sont régulièrement lancées depuis certaines stations en Antarctique afin de compléter les observations comme illustré par la figure 3.5. Ils sont réalisés de façon opérationnelle par Météo-France à l'aide d'un ensemble de capteurs mesurant les variables météorologiques classiques telles que la température, l'humidité, la direction et l'intensité du vent - déduites des déplacements enregistrés par un GPS - la pression etc. Ces derniers sont contenus dans un boîtier MODEM accroché à un ballon pouvant aller jusqu'à 30km d'altitude, et les mesures récupérées toutes les 2 secondes. A Dumont d'Urville, 1 lancer est effectué chaque jour en routine mais jusqu'à 3 lancers ont été réalisés pendant la campagne YOPP décrite ci-dessous.

3.1.6 Observation du temps présent par l'instrumentation et l'observation humaine

Le poste météorologique de Dumont d'Urville est opéré par Météo-France. Sur place des instruments de mesure similaires à ceux utilisés dans le réseau français métropolitain sont implantés. Une présence humaine vient compléter ces relevés automatiques. La table 3.1 présente les différentes variables météorologiques mesurées à la station de Dumont d'Urville de façon opérationnelle.

Mnémonique	Libellé	Unité (Précision)	Pas de temps restitué
T	Température sous abri	Degrés Celsius (1/10)	Horaire
TD	Température du point de rosée	Degrés Celsius (1/10)	
PMER	Pression au niveau de la mer	hPa (1/10)	
FF	Vitesse du vent	m/s (1/10)	
DD	Direction du vent à 10m	Rose de 360	
FXI	Vitesse du vent instantané maximale	m/s (1/10)	
DXI	Direction du vent maximal instantané	Rose de 360	
FXY	Vitesse du vent moyenne sur 10 minutes	m/s (1/10)	
DXY	Direction du vent moyenne sur 10 minute	Rose de 360	
U	Humidité relative	%	

TABLE 3.1 – Paramètres météorologiques mesurés à la station de Dumont d’Urville

Un résumé de ces variables est donné dans les tableaux mensuels (TCM : *Tableaux Climatologiques Mensuels*) accompagné d’une information issue de l’observation humaine - à "l’oeil" - pour certaines permettant de compléter ces données. Jour après jour, les variables météorologiques standards sont ainsi décrites :

- par l’instrumentation : températures (valeurs tri-horaires et extrêmes, temps de gel), humidités (valeurs tri-horaires et extrêmes, durées $\leq 40\%$ et $\geq 80\%$) et vents (directions et amplitudes tri-horaires, moyennes et extrêmes)
- par l’observation et l’évaluation humaine : précipitations (chronologie, occurrence, durée et type), nébulosité et phénomènes spéciaux

Si elles sont précieuses pour confirmer ou infirmer certaines mesures, les observations humaines ne sont pas complètement objectives et peuvent aussi être entachées d’erreurs.

3.2 Données issues de modèles comparés dans cette étude

3.2.1 CMIP : le projet d’intercomparaison de modèles

CMIP (*Coupled Model Intercomparison Project*) est un projet issu du programme mondial de recherche sur le climat (WCRP : *World Climate Research Programme*) ayant pour objectif l’amélioration de la modélisation du changement climatique émanant de la variabilité naturelle ou de la réponse à la modification du forçage radiatif du système climatique, via l’étude des sorties de modèles couplés océan-atmosphère de circulation générale et des autres composantes. Pour cela diverses activités de diagnostic, validation, inter-comparaison, documentation et d’accès aux données sont menées et soutenues par une grande communauté de scientifiques dans le cadre des travaux du GIEC. La composante AMIP du projet est défini par la configuration des modèles de circulation atmosphérique générale, forcés par des températures de surface de la mer et par la glace de mer observées de 1979 à aujourd’hui. Un grand nombre de champs destinés aux diagnostics en sont issus. Cette configuration permet aux chercheurs 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.

Des instituts tels que l’IPSL, le CNRM/GAME (*Groupe d’études de l’Atmosphère Météorologique*), le MetOffice ou encore la NOAA (*National Oceanic and Atmospheric*) contribuent au projet CMIP. Depuis sa mise en place en 1995, différentes phases de ce projet se succèdent. En 2019, CMIP6 constitue la 6eme phase.

3.2.2 Bases de données de réanalyses ERA5 et ERA-Interim du CEPMMT

La construction de l'état initial de l'atmosphère dans les modèles de prévision numérique du temps ou de climat est appelé une *analyse*. Il s'agit du point de départ du modèle numérique en mode prévision, c'est pourquoi il doit s'approcher au plus de la réalité. Pour réaliser cela, les observations ne sont pas utilisées seules car elles sont - tout comme les modèles - entachées d'erreurs et complètent inégalement le domaine considéré. La méthode consiste donc à utiliser une ébauche - c'est à dire la prévision précédente - et la corriger à l'aide des observations en tenant compte de leurs erreurs dans le processus de minimisation de l'écart (que constitue la méthode d'assimilation). Talagrand, 1997 [24] décrit les principes et les méthodes d'assimilation de données utilisées dans le domaine des sciences de l'atmosphère et des océans.

ERA5 et ERA-Interim sont deux bases de données de réanalyses globales de l'atmosphère réalisées par le CEPMMT à partir de données d'observations historiques depuis 1979 avec deux versions de leur modèle de prévision du temps IFS (*Integrated Forecasting System*) et leur système d'assimilation de données. Dans ce travail, les réanalyses ERA ont été utilisées pour le guidage des modèles MAR et LMDZ (dans sa configuration zoomée), ainsi que pour la comparaison avec la climatologie CloudSat en Annexe B.3.2.

3.2.3 Modèles globaux

3.2.3.1 Modèle global LMDZ

Le modèle LMDZ est un modèle de circulation générale atmosphérique développé au LMD et utilisé dans plusieurs centres de recherche (<http://lmdz.lmd.jussieu.fr>). Ce modèle constitue la partie atmosphérique du modèle de climat de l'IPSL. Une partie de son code - reposant sur les équations de la physique, de la dynamique et thermodynamique des fluides - est commun au modèle de climat terrestre et à ses versions planétaires. De nombreuses configurations sont disponibles : zoom sur une région - c'est à dire avec une grille raffinée sur la zone souhaitée, guidage par des réanalyses d'observations etc. La version terrestre du LMDZ est couplée avec d'autres modèles pour les surfaces continentales, la chimie et les aérosols, ainsi qu'à des modèles de circulation océanique, de glace de mer et de biogéochimie continentale et marine. La physique du modèle atmosphérique pour les nuages et les précipitations est détaillée par Hourdin et al., 2013 [13]. En particulier, la microphysique de l'eau comprend l'autoconversion, la vitesse de sédimentation et la sublimation.

Comme d'autres modèles globaux de climat, le modèle LMDZ comporte un schéma de dissipation afin d'éviter l'accumulation d'énergie par celui-ci à l'échelle de la grille du modèle. Cette accumulation provient du fait que le modèle ne résout pas la turbulence atmosphérique à cette résolution. Des opérateurs de dissipation sont introduits pour représenter l'interaction entre échelles horizontales explicites et échelles sous-maille. Pour une variable ψ (pouvant représenter le tourbillon, la divergence ou la température potentielle) :

$$\left[\frac{d\psi}{dt} \right]_{dissip} = \frac{(-1)^{q+1} l_{min}^2}{\tau^\psi} \nabla^{2q} \psi \quad (3.3)$$

Où q est l'ordre de dissipation et τ le temps de dissipation associés à la variable ψ ayant pour plus petite échelle spatiale l_{min} (variant selon la résolution horizontale du modèle). τ représente le temps pour dissiper une perturbation de la variable ψ à l'échelle spatiale l_{min} . q est le nombre d'itérations de l'opérateur de dissipation agissant comme un filtre : par exemple pour $q = 1$, la dissipation est extrêmement forte pour les circulations à grande échelle tandis que pour $q = 4$, elle sera plus intense à l'échelle de la grille du modèle. q^{div} , q^{rot} et q^h ainsi que τ^{div} , τ^{rot}

et τ^h sont définis respectivement pour les opérateurs $grad(div)$, $grad(rot)$ et $div(grad)$. Les valeurs sont généralement choisies de façon empirique afin de trouver un équilibre permettant l'amortissement de l'énergie aux petites échelles tout en limitant l'impact sur les plus grandes échelles et en assurant la stabilité numérique du modèle. La configuration standard du modèle LMDZ utilise les valeurs suivantes : $q^{div} = 1$, $q^{rot} = 2$, $q^h = 2$ et $\tau^{div} = 600s$, $\tau^{rot} = 1200s$ et $\tau^h = 1200s$. Une attention particulière sera portée au paramètre q^h seulement (voir section 4.4), relatif aux perturbations diabatiques - telles que les précipitations - faisant l'objet de cette étude. En effet, une récente recherche (Lemonnier et al., 2019 [2]) souligne l'importance du choix de ces paramètres et leur influence majeure sur les résultats de précipitations simulées en Antarctique par le modèle.

Les données utilisées dans ce travail proviennent de simulations de type AMIP du modèle forcé par ERA-Interim avec un guidage en vent et en température respectivement toutes les 3 et 12 heures, réalisées par Florentin Lemonnier, sur une grille globale dont les caractéristiques sont données par la table 3.2. Pour des raisons pratiques, différentes résolutions du modèle seront présentées dans ce travail : une basse (LMDZ 72x96) et une haute (LMDZ 143x144) sur la période 2007-2010 analysée en Annexe B, et une configuration zoomée sur Dumont d'Urville (LMDZ 64x64) pendant la campagne YOPP et sur la période 2015-2018 (voir Annexe B.2.3).

3.2.3.2 Modèle global ARPEGE

Le modèle ARPEGE (*Action de Recherche Petite Échelle Grande Échelle*) est un modèle global développé par Météo-France. Sa maille variable s'étire du point central choisi jusqu'à ses antipodes. Il est utilisé en Prévision Numérique du Temps (PNT) en opérationnel pour la métropole, l'outre-mer et les zones d'intérêts de la France jusqu'à 4 jours d'échéance. Ce modèle possède aussi une version "Climat". Il peut être couplé avec des modèles de circulation océanique, de glace de mer ou de surfaces continentales pour des simulations longues échéances de climat.

Les résultats utilisés dans ce travail sont issus de simulations réalisées avec deux configurations différentes d'ARPEGE dont les détails sont donnés par la table 3.2 :

- *ARPEGE YOPP-SH* : ARPEGE PNT entre le 15/11/2018 et le 15/02/2019 en Antarctique pour la campagne YOPP, dont la grille est centrée sur le Dome-C
- *CNRM-CM6-1 AMIP* : ARPEGE Climat entre 1979 et 2014 sur tout le globe pour CMIP6

3.2.3.3 Modèle global IFS

Le modèle IFS est un modèle global de circulation atmosphérique développé au CEPMMT. Il est utilisé en prévision opérationnelle en France en complément du modèle ARPEGE jusqu'à 10 jours d'échéance. Sa microphysique comprend de nombreux processus tels que l'auto-conversion, l'effet Bergeron ou encore l'évaporation des précipitations.

Pour ce modèle, le calcul des flux de précipitations solides instantanés (au milieu des couches verticales du modèle) a été réalisé à partir des données de contenus en eau issues des réanalyses ERA5 en appliquant les méthodes de calcul d'Etienne Vignon, EPFL (communication personnelle), ceux-ci n'étant pas archivés. La méthode utilisée est celle présente dans le modèle IFS et détaillée dans le descriptif de la microphysique du modèle (Documentation IFS CY45R1, 2018 [1]). En particulier, il est nécessaire de calculer successivement :

$$\Lambda = \left(\frac{n_{a_x} a_x \Gamma(b_x + 1)}{q_x \rho} \right)^{1/(b_x + 1 - n_{b_x})} \quad (3.4)$$

$$N_{0x}(D) = n_{a_x} \Lambda^{n_{b_x}} \quad (3.5)$$

$$N_x(D) = N_{0x}(D) \exp(-\Lambda D) \quad (3.6)$$

$$F_x = \begin{cases} \rho q_x v_x & \text{si } v_x \text{ constante} \\ \int_{D_{min}}^{D_{max}} \rho_0 v_x(D) m_x(D) N_x(D) dD & \text{si } v_x \text{ variable} \end{cases} \quad (3.7)$$

$$v_x(D) = c_x D^{d_x} \left(\frac{\rho_0}{\rho} \right)^{0.4} \quad (3.8)$$

Où F_x est le flux instantané de précipitation de la particule, v_x la vitesse de sédimentation, D le diamètre de la particule ($D_{min} = 1 \times 10^{-6} \text{m}$ et $D_{max} = 0.1 \text{m}$), m_x la masse de la particule, N_x la concentration en nombre de particules, Λ la pente de la distribution en taille, q_x le rapport de mélange, ρ la densité de l'air ($\rho_0 = 1.0 \text{kg.m}^{-3}$), Γ la fonction Gamma, n_{a_x} , n_{b_x} (2×10^6 et 0.0 pour la neige) les paramètres de la distribution en taille, a_x et b_x (0.069 et 2.0 pour la neige) les paramètres reliant la masse au diamètre et c_x et d_x (16.8 et 0.527 pour la neige) les paramètres de la vitesse de chute des hydrométéores. La notation x indique que ces formules peuvent être utilisées respectivement pour la neige et pour la pluie, permettant de calculer respectivement les flux de précipitations solides ou liquides.

Les flux de précipitations solides sont présentés dans la Section 4.2 pour les deux hypothèses possibles concernant la vitesse de sédimentation (variant selon la loi présentée par l'équation 3.7 ou bien constante égale à 1.0m/s) en tant que test de sensibilité et afin de vérifier la méthode employée dans le modèle. Le flux total de précipitations moyenné entre $t - 1$ et t (donné aux interfaces des couches du modèle) est en accord avec les résultats obtenus pour une vitesse de sédimentation constante. Pour la suite de l'étude, seules les données issues du traitement présenté sont utilisées sur la période de la campagne YOPP (de novembre 2018 à février 2019) et dont les principales caractéristiques sont données par la table 3.2.

3.2.4 Modèle régional MAR

Le modèle MAR (*Modèle Atmosphérique Régional*) est un modèle régional à aire limitée développé (Gallée, 1995 [5]) au sein de l'IGE (*Institut des Géosciences et de l'Environnement*) à Grenoble en France et à l'Université de Liège en Belgique. Il est réputé pour sa représentation fine des processus physiques propres aux régions polaires. Cette finesse est permise par sa configuration, mais nécessite un forçage aux limites du domaine. Sa microphysique de l'eau comprend un grand nombre de processus tels que l'auto-conversion, la nucléation, les effets Bergeron et de neige soufflée, l'accrétion, la ré-évaporation etc. Aussi, il s'agit d'un modèle capable de simuler avec précision les interactions entre l'air et la neige ainsi que les vents catabatiques, c'est pourquoi il est considéré dans ce travail sur la zone du continent Antarctique.

Les résultats utilisés dans cette étude sont issus de simulations forcées par les réanalyses ERA-Interim décrivant le domaine Antarctique sur une grille de $6000 \times 7000 \text{ km}$ respectivement chaque mois de 1979 à 2017 pour le travail présenté en Annexe B et chaque jour pour la campagne YOPP (novembre 2018 à février 2019), réalisées et mises à disposition par Cécile Agosta, LSCE et dont les informations générales sont données dans la table 3.2.

Résolutions	Horizontale	Verticale	Temporelle
LMDZ 72x96	2.5° x 3.75°	variable : 79 niveaux 1m - 100km	1 jour
LMDZ 143x144	1.25° x 2.5°	variable : 79 niveaux 1m - 100km	1 jour
<u>LMDZ 64x64</u>	variable zoom sur DDU	variable : 79 niveaux 1m - 100km	1 jour
<u>ARPEGE YOPP-SH</u>	variable zoom sur Dôme-C	variable : 106 niveaux 10m - 75km	1 heure
CNRM-CM6-1 AMIP	1.40625°	variable : 92 niveaux 10m - 90km	3 heures
<u>MAR ERA-Interim 35KM</u>	~35km	variable : 16 niveaux 2m - 5km	1 jour / 1 mois
<u>IFS ERA5</u>	~31km	variable : 137 niveaux 10m - 70km	3 heures

TABLE 3.2 – Résolutions des sorties de modèles utilisées dans le présent travail (si souligné dans le corps du rapport, sinon en annexe)

3.3 Cas particulier de la campagne YOPP

3.3.1 Origine et objectifs

La campagne YOPP (*Year of Polar Prediction*) s'est étendue entre 2017 et 2019. Il s'agit d'une composante du PPP (*Polar Prediction Project*) du programme de recherche météorologique mondial (*WWRP : World Weather Research Program*) initié par l'OMM (*Organisation Météorologique Mondiale*). L'objectif au cours de cette période est d'augmenter et d'améliorer les moyens d'observation et de modélisation aux pôles afin de mieux comprendre les processus et interactions physiques au sein de ces régions et avec le reste de la Terre. Pour cela, une SOP (*Special Observing Period*) sur chacun des pôles a été engagée, et en particulier sur certains *Supersites* - dont les situations géographiques sont illustrées sur la figure 3.6 - dont fait partie la base Dumont d'Urville présentée ci-dessous. Ces missions ont pour principal but d'augmenter la fréquence et la quantité des observations puis de les mettre à disposition des centres de recherche et de prévision météorologique. D'autres activités de recherche et formation ont été menées et sont détaillées sur le site web <https://www.polarprediction.net/>.



FIGURE 3.6 – *Supersites* de la SOP pendant la campagne YOPP
Source : yopp.met.no

3.3.2 Données disponibles

Les moyens d'observations renforcés pendant la SOP en Antarctique ont compris le lancement d'une plus grande quantité de radio-sondes dans l'atmosphère mais aussi de bouées dans l'océan. Par exemple à Dumont d'Urville, 3 radio-sondages ont été réalisés par jour (à 5, 11 et 24H UTC pour couvrir - avec une durée moyenne de 2H - les heures synoptiques standards 6, 12 et 24H).

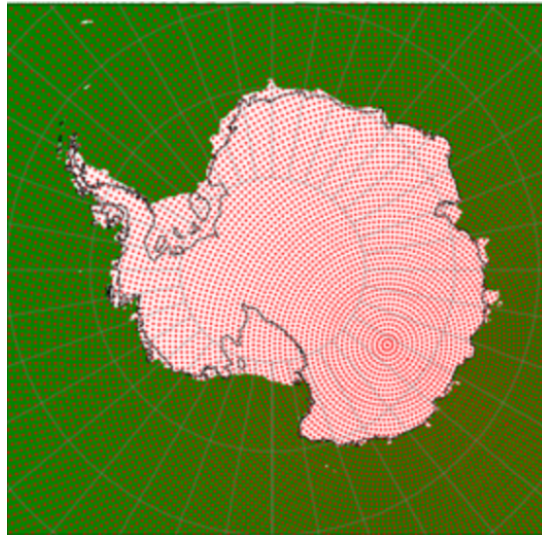


FIGURE 3.7 – Grille de Gauss sur laquelle la physique du modèle ARPEGE est calculée pour la campagne YOPP en Antarctique

Les centres de prévision numérique du temps ont aussi été mis à contribution : des simulations particulières de modèles atmosphériques ont été lancées et les résultats concernant les *Supersites* ont été pourvus. En particulier cela est le cas pour le modèle ARPEGE de Météo-France avec une configuration particulière centrée sur le Dome-C (où la résolution de 7.5km est maximale, contre 37km aux antipodes) et dont la grille est illustrée par la figure 3.7.

Chapitre 4

Analyse des résultats de la campagne YOPP

4.1 Contexte météorologique antarctique

La station de recherche scientifique de Dumont d'Urville - dont la situation géographique est référencée sur la carte topographique de la figure 4.1 - a été l'objet d'une attention particulière dans ce travail. Le climat au niveau de cette base - située à 66°S 140°E sur une île à environ 5 kilomètres de la côte - est plus doux que sur le continent mais tout aussi venteux. Les températures y tombent rarement sous -30°C et les maxima peuvent dépasser 0°C mais le vent majoritairement de type catabatique - provenant de l'intérieur du continent - y est très violent (environ 180-200km/h) atteignant parfois la force des tempêtes. Des statistiques de la météorologie à la station de Dumont d'Urville sont présentées sur la figure 4.2.

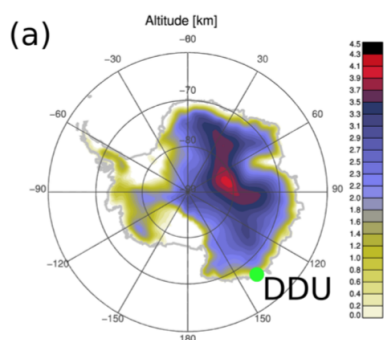


FIGURE 4.1 – (a) Carte d'altitude de l'Antarctique issue d'un DEM (*Digital Elevation Model*) - Point vert : Dumont d'Urville.

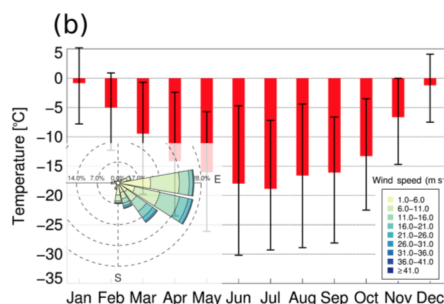


FIGURE 4.2 – (b) Statistiques des températures et des vents à Dumont d'Urville entre 2011 et 2015

Reproduit de : Grazioli et al. [10]

Les précipitations en Antarctique comme partout ailleurs dépendent fortement de l'humidité, elle-même liée à la température de l'air ainsi qu'à la dynamique atmosphérique. Le continent est globalement sec par rapport au reste du Monde : la climatologie produite en 2014 par Palermé et al., [17] a estimé à partir de mesures réalisées sur la période 2006-2011 le taux de précipitations moyen du continent à 171 mm par an. Aussi, de fortes disparités existent entre les régions antarctiques dues aux conditions météorologiques très différentes. A l'intérieur du continent, où l'altitude dépasse 2250 mètres et les systèmes dépressionnaires n'entrent que rarement, les

températures sont très froides et les taux de précipitation très faibles bien que les précipitations puissent être fréquentes : environ 36 mm par an selon cette même étude. A l’opposé sur les côtes - dont l’altitude est proche du niveau de la mer - influencées par le passage régulier de perturbations et réchauffées par l’océan, elles peuvent atteindre 303 mm par an. Le maximum est atteint en péninsule où les valeurs peuvent dépasser 1m par an du fait des effets topographiques. La climatologie issue du satellite CloudSat sur tout le continent est présentée sur la figure 4.3.

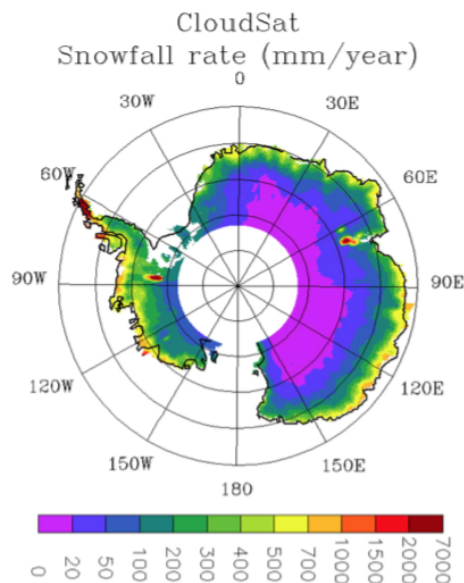


FIGURE 4.3 – Cumul de précipitations moyen (mm/an) en Antarctique issu de la climatologie CloudSat sur la période Août 2006- Avril 2011
Source : Palerme et al., 2014 [17]

Le vent catabatique est un vent fort de pente dû à la fine couche d’air très froid issue du plateau Antarctique - d’altitude supérieure à 2500m - s’écoulant vers les côtes jusqu’à l’océan. La direction - de Sud Est à Sud à la station de Dumont d’Urville - est déterminée par la pente et déviée sous l’effet de la force de Coriolis - et éventuellement canalisé par la topographie. Il est plus fréquent lors des inter-saisons et lorsque la situation synoptique est favorable - notamment après le passage d’une dépression au Nord de la Terre Adélie.

L’air sec qu’un vent catabatique transporte influence de façon significative les basses couches de l’atmosphère au niveau des côtes notamment par la sublimation des précipitations. Une étude réalisée en 2017 par Grazioli et al. [11] sur 1 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.

4.2 Préliminaire : analyse de la sensibilité des sorties du modèles IFS à la vitesse de sédimentation

Le calcul du flux de précipitations permet d’évaluer l’influence de la prise en compte d’une vitesse de sédimentation constante sur les résultats du modèle. Ces derniers sont présentés dans cette partie pour la campagne YOPP. Les séries temporelles respectives des précipitations pour deux calculs sont données en Annexe A.2. Une comparaison de ces résultats permet d’observer que l’utilisation d’une vitesse de sédimentation constante semble accentuer la quantité de précipitation des événements. La série temporelle de la différence relative des précipitations

journalières calculées avec une vitesse de sédimentation constante par rapport à celles obtenues avec une vitesse de sédimentation variable est présentée sur la figure 4.4. Les points où la quantité de précipitation journalière est nulle pour une vitesse de sédimentation variable sont masqués sur le graphe, et l'échelle est choisie avec une différence relative maximale à 10 par souci de lisibilité (les valeurs en rouge peuvent être supérieures). On remarque que l'utilisation d'une vitesse de sédimentation constante augmente les quantités de précipitations simulées engendrant fréquemment une erreur supérieure à 200% (en bleu clair sur la figure) de la quantité de précipitations obtenue avec une vitesse de sédimentation variable. En particulier il est intéressant d'observer que la différence relative entre les deux a tendance à être plus forte entre 750 et 1500 mètres (voir figure 4.5).

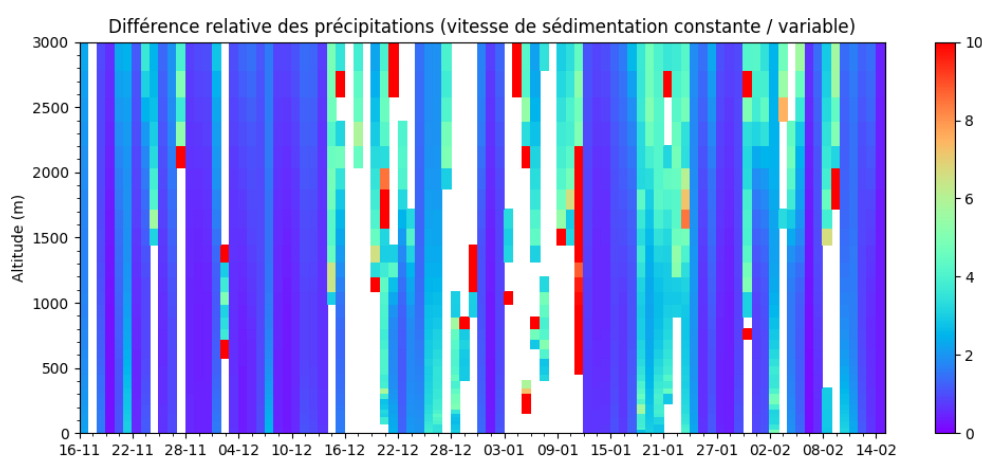


FIGURE 4.4 – Série temporelle de la différence relative des précipitations IFS avec une vitesse de sédimentation constante par rapport à celles avec une vitesse de sédimentation variable

Les statistiques réalisées sur les 92 jours étudiés pour les deux méthodes de calcul sont données dans la table 4.1. Globalement, on retrouve bien que l'utilisation d'une vitesse de sédimentation constante semble augmenter le nombre d'événements précipitants de forte intensité au détriment des événements de faible intensité.

Vitesse de sédimentation	Quantité de précipitations	>10mm/j	5-10mm/j	<5mm/j (nulles incluses)
Constante	Nombre de jours	4 (4%)	5 (5%)	83 (91%)
Variable		2 (2%)	5 (5%)	85 (93%)

TABLE 4.1 – Occurrences de précipitations par le modèle IFS selon la vitesse de sédimentation considérée pendant la période YOPP (fréquence sur 92 jours)

Sur la totalité de la période, le profil des précipitations cumulées présenté sur la figure 4.5 permet d'observer l'influence de la méthode de calcul de la vitesse de sédimentation sur le profil vertical simulé. Le choix d'une vitesse constante ou variable ne semble pas modifier la forme du profil : le pic d'intensité de précipitations se situe aux alentours de 800 mètres dans les deux cas. Néanmoins, en considérant que la vitesse de sédimentation variable est la référence on constate que le biais en surface atteint environ 40mm, ce qui pourrait occasionner une surestimation de la quantité de précipitations d'environ 160mm par an au moins (en supposant que la période simulée de 92 jours est représentative d'une année de précipitations - il est montré dans la suite de ce travail qu'il s'agit d'une période sèche impliquant une estimation basse ici).

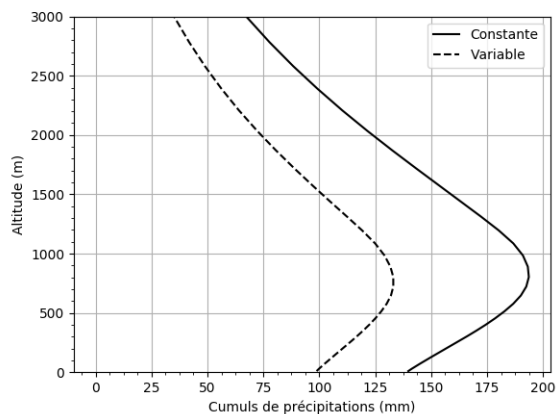


FIGURE 4.5 – Profil vertical moyen de précipitations IFS cumulées sur la période YOPP avec une vitesse de sédimentation constante (en traits pleins) ou variable (en tirets)

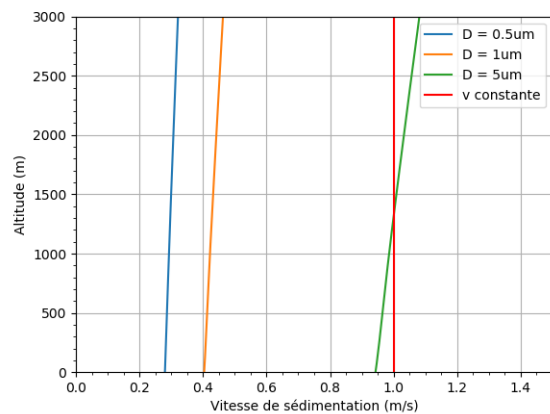


FIGURE 4.6 – Profil vertical moyen de vitesse de sédimentation IFS sur la période YOPP pour différents diamètres ($0.5\mu\text{m}$ en bleu, $1\mu\text{m}$ en orange, $5\mu\text{m}$ en vert) et vitesse constante de 1m/s en rouge

Il est intéressant de souligner que la vitesse de sédimentation est calculée dans le modèle en fonction du diamètre des hydrométéores - comme l'illustre la figure 4.6 - mais aussi en fonction de la densité de l'air. La vitesse varie peu en fonction de l'altitude, ce qui pourrait expliquer le biais constant entre les profils de précipitations moyens obtenus : l'erreur commise sur la vitesse de sédimentation est indépendante de l'altitude. Le diamètre correspondant à la vitesse de sédimentation constante choisie est de l'ordre de $5\mu\text{m}$.

Malgré ces résultats, les résultats obtenus avec une vitesse de sédimentation constante sont utilisés pour la suite de cette étude afin de respecter la méthode utilisée dans le modèle du CEPMMT.

4.3 Météorologie observée et prévue pendant la période YOPP à Dumont d'Urville

La campagne YOPP constitue une occasion rare pour analyser à l'échelle synoptique la météorologie à Dumont d'Urville. Les nombreuses observations réalisées permettent de présenter ici l'évaluation de modèles et l'étude des phénomènes précipitants à petite échelle.

4.3.1 Séries temporelles des précipitations

Afin d'analyser les événements observés et prévus pendant la campagne YOPP, les valeurs cumulées journalières sont étudiées dans un premier temps en surface puis sur la verticale.

Dans cette partie, les résultats utilisés du modèle LMDZ sont issus d'une simulation réalisée avec une configuration zoomée sur Dumont d'Urville et avec une grille de dimension $64 \times 64 \times 79$. La figure A.7 présente les quantités de précipitations cumulées au niveau le plus proche de la surface (300m pour le MRR, 10m pour les modèles ARPEGE et IFS, 125m pour le modèle LMDZ, 8m pour le modèle régional pour lequel il s'agit du 3e niveau choisi par souci de pertinence - bien que n'ayant pas de différence notable pour le résultat analysé avec son premier niveau à 2m) au cours de chacune des journées de la période YOPP, respectivement observées par le pluviomètre et le MRR et prévues par les modèles ARPEGE, IFS et LMDZ.

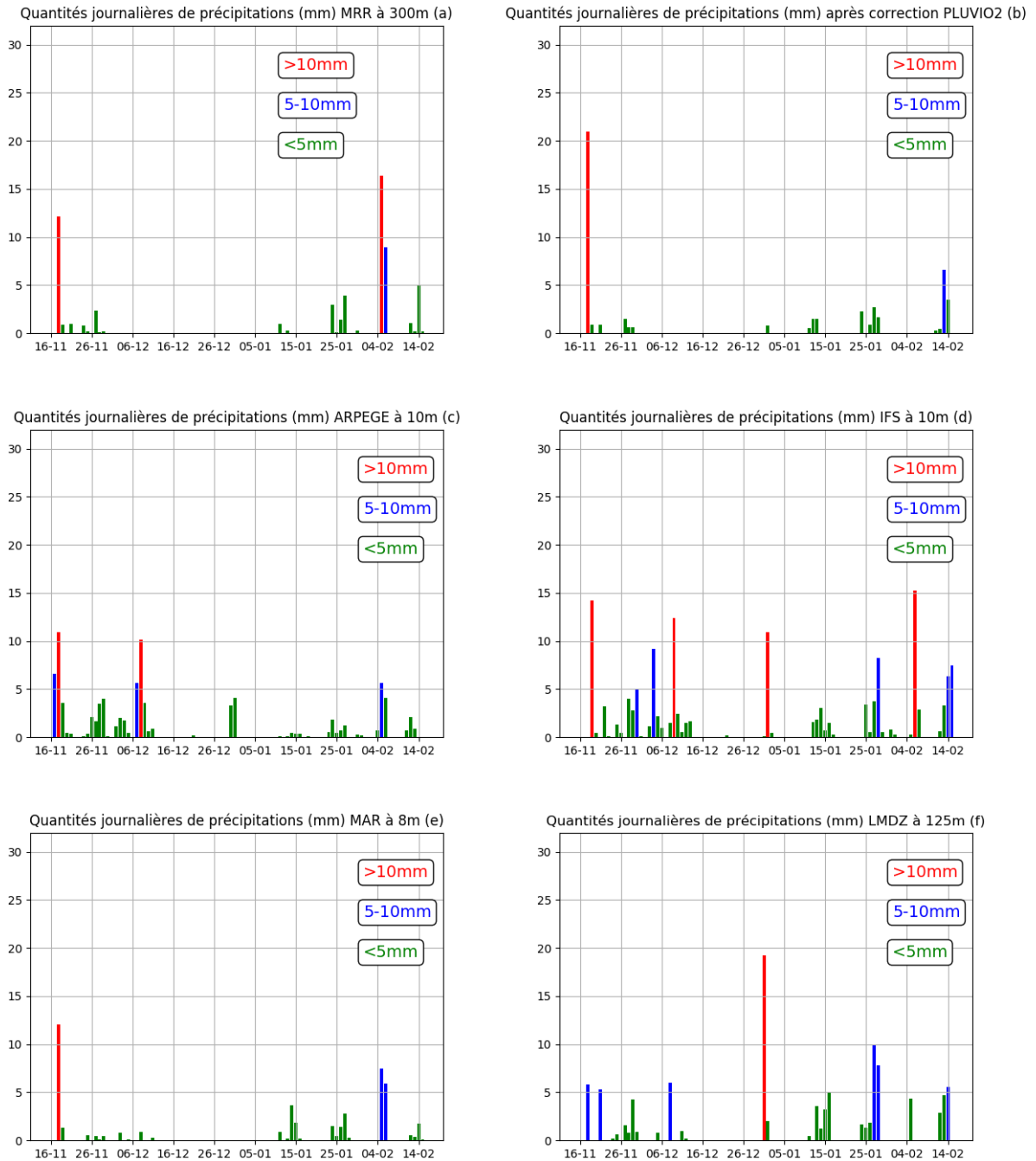


FIGURE 4.7 – Séries temporelles de la quantité journalière de précipitations pendant la campagne YOPP observées par (a) MRR (b), pluviomètre (en surface) et prévues par (c) ARPEGE, (d) IFS, (e) MAR et (f) LMDZ.

Les modèles reproduisent assez fidèlement la succession des événements observés. Notamment, la longue période sans précipitation est bien prévue malgré quelques événements - entre le 4 et le 10 décembre par exemple - non observés. Les événements vus par le MRR et le pluviomètre sont similaires sur la majorité de la période aussi bien pour la quantité que pour la durée. Les différences de quantité peuvent s'expliquer par les défauts propres aux méthodes de mesure. La quantité du premier événement de la période est plus intense pour le pluviomètre (plus de 20mm) que pour le MRR (12mm) : l'effet du vent sur le pluviomètre pourrait en être la cause. A l'inverse, l'événement du 2 février est plus intense d'après les mesures du MRR (plus de 15mm)

que par le pluviomètre (moins de 1mm) : une forte quantité de précipitations présente à 300m puis évaporée avant d'atteindre la surface pourrait expliquer cette différence.

Néanmoins les quantités prévues et la durée des événements précipitants semblent surestimées par les modèles globaux (contrairement au modèle régional qui est en très bon accord avec le pluviomètre). Une comparaison de la durée des événements observés et prévus est donnée en Annexe A.3. Les modèles ARPEGE et IFS prévoient des événements précipitants plus long que ceux observés. Sur la période considérée, le pluviomètre n'a pas enregistré d'événement de plus de 4 jours successifs tandis que les modèles prévoient des occurrences de précipitation d'une durée allant jusqu'à 6 ou 7 jours. Ces événements de longue durée sont prévus au moins autant que les événements plus courts.

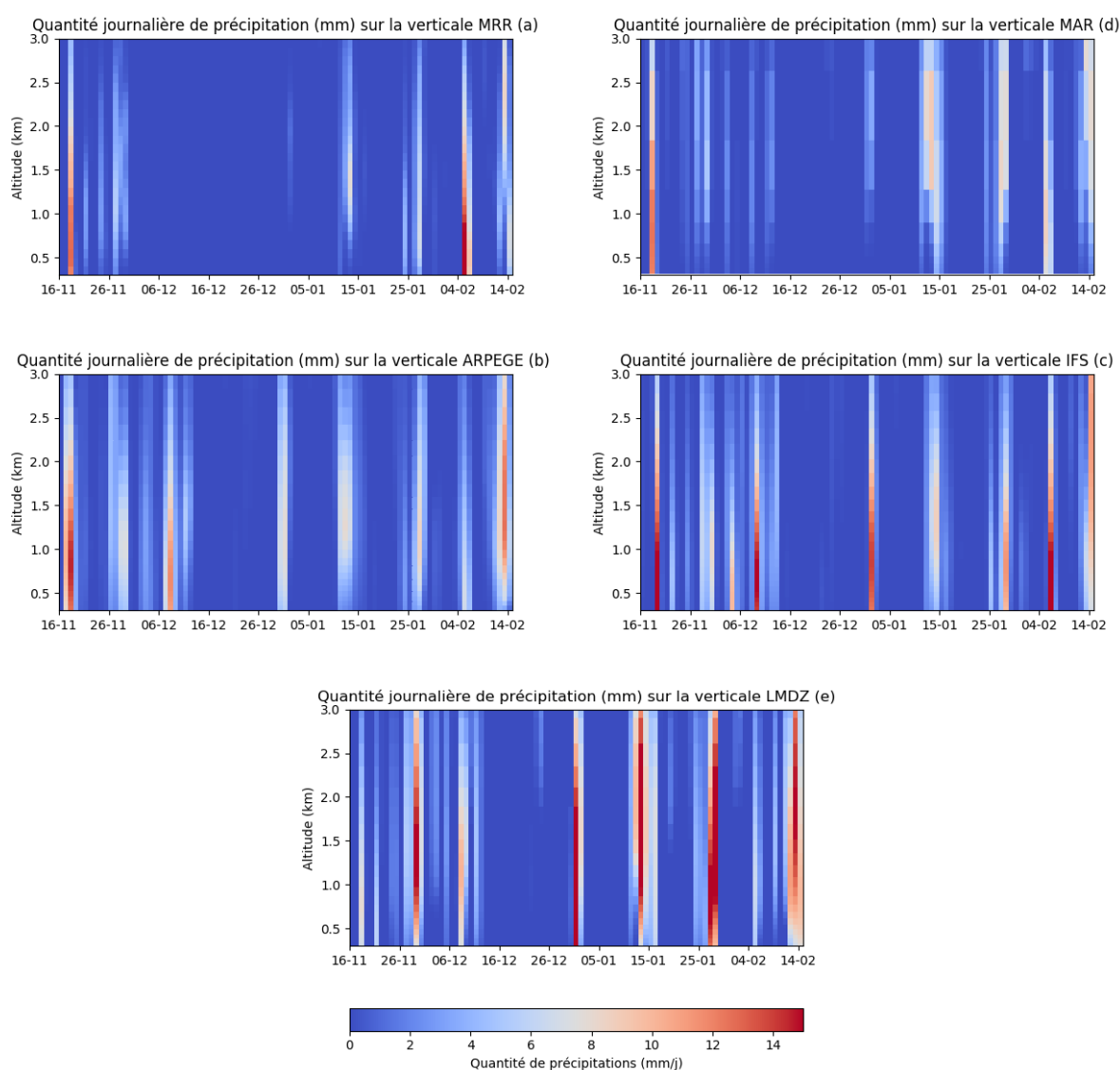


FIGURE 4.8 – Séries temporelles des événements précipitants pendant la campagne YOPP observés par (a) MRR et prévus par (b) ARPEGE, (c) IFS, (d) MAR et (e) LMDZ.

Les séries temporelles des observations et prévisions sur la verticale sont illustrées sur la figure 4.8. Le MRR ne permettant une comparaison qu'entre 300 et 3000 mètres, les résultats des modèles sont uniquement présentés sur cette gamme d'altitudes. Les modèles globaux semblent prévoir davantage d'événements - et en quantité supérieure - que le modèle MAR. Tous

réussissent néanmoins à recréer des événements avec des conditions d'évaporation, comme notamment le 15 janvier 2019 où l'on observe la présence d'un maximum de précipitation entre 1000 et 1500 mètres qui n'atteint pas le sol pour les trois modèles. Les quantités simulées par le modèle MAR paraissent davantage proche des observations, mais celui-ci ne présente aucun événement fort comme observé au début du mois de février 2019.

4.3.2 Occurrences des précipitations

Source	Quantité de précipitations	>10mm/j	5-10mm/j	<5mm/j (nulles incluses)	Nulle
PLUVIO2	Nombre de jours	1 (1%)	1 (1%)	90 (98%)	75 (82%)
MRR		2 (2%)	1 (1%)	89 (97%)	78 (85%)
ARPEGE		2 (2%)	3 (3%)	87 (95%)	56 (61%)
IFS		4 (4%)	5 (5%)	83 (90%)	53 (58%)
MAR		1 (1%)	2 (2%)	89 (97%)	72 (78%)
LMDZ		1 (1%)	6 (7%)	85 (92%)	66 (72%)

TABLE 4.2 – Occurrences de précipitations prévues et observées pendant la période YOPP (fréquence sur 92 jours).

La catégorie *Nulle* comporte tous les événements dont le cumul de précipitations sur 24h est inférieur à 0.28mm, correspondant au seuil de 0.07mm/6h choisi par Palerme et al. [17]. Les statistiques d'occurrence de précipitation selon leur intensité sont données par la table 4.2, permettant une étude globale de la campagne YOPP. Parmi les événements précipitants de la période prévus par les modèle ARPEGE, IFS, MAR et LMDZ la majorité d'entre eux sont de faible intensité (respectivement 86%, 77%, 85% et 73% des cas neigeux avec moins de 5mm/j). Cela correspond bien aux observations réalisées par le pluviomètre et le MRR (respectivement 88% et 79% des cas neigeux avec moins de 5mm/j). Les événements de moyenne et forte intensités représentent quant à eux des cas plus exceptionnels (respectivement 8%, 13%, 10% et 23% des cas neigeux avec entre 5 et 10mm/j et 6%, 10%, 5% et 4% des cas avec plus de 10mm/j), eux aussi très peu observés pendant la période (respectivement 6% et 14% des cas avec plus de 10mm/j et 6% et 7% des cas entre 5 et 10mm/j par le pluviomètre et le MRR).

4.3.3 Diagnostic de détection des événements précipitants

4.3.3.1 Méthode d'évaluation

Afin d'évaluer quantitativement les prévisions du modèle sur la période observée, la table de diagnostic 4.3 est utilisée. Le seuil minimal de précipitations précédemment défini est utilisé pour évaluer la détection d'un événement précipitant quelconque.

		Observation	
		Oui	Non
Prévision	Oui	Succès (S)	Fausse alerte (FA)
	Non	Manqué (M)	Rejet correct (RC)

TABLE 4.3 – Table de contingence pour la comparaison des prévisions aux observations

A partir des résultats obtenus, des scores généraux sont calculés afin d'analyser les comportements du modèle :

- Biais (B) : rapport de la fréquence des événements prévus sur les événements observés. Le modèle sur-prévoit (sous-prévoit) si $B > 1$ ($B < 1$). Le score parfait est 1.
- Probabilité de détection (POD) : proportion de succès parmi les événements prévus. Il est plus sensible aux succès mais ignore les fausses alertes. Le score parfait est 1.
- Ratio des fausses alertes (FAR) : fraction des prévisions qui ne se sont pas produites. Le score parfait est 0.

$$B = \frac{S + FA}{S + M} \quad POD = \frac{S}{S + M} \quad FAR = \frac{FA}{S + FA} \quad (4.1)$$

4.3.3.2 Résultats pour les modèles utilisés

La figure 4.9 et le tableau 4.4 présentent les résultats obtenus pour le diagnostic de détection des événements par les modèles ARPEGE, IFS, MAR et LMDZ en surface. La référence utilisée est le pluviomètre corrigé et le seuil est conservé à 0.28mm/jour. Pour les différents modèles, on retrouve la longue période sans occurrence de précipitation correctement prévue. Les scores des modèles globaux sont similaires : leurs biais sont supérieurs à 1 indiquant que les trois modèles globaux ont eu tendance à sur-prévoir les événements de la campagne YOPP, davantage que le modèle MAR. Néanmoins, le biais du modèle LMDZ est plus faible et proche de celui du modèle régional. Tous les modèles ont une probabilité de détection assez élevée - en particulier LMDZ, meilleur que MAR - cependant de nombreuses fausses alertes sont prévues par ARPEGE et IFS.

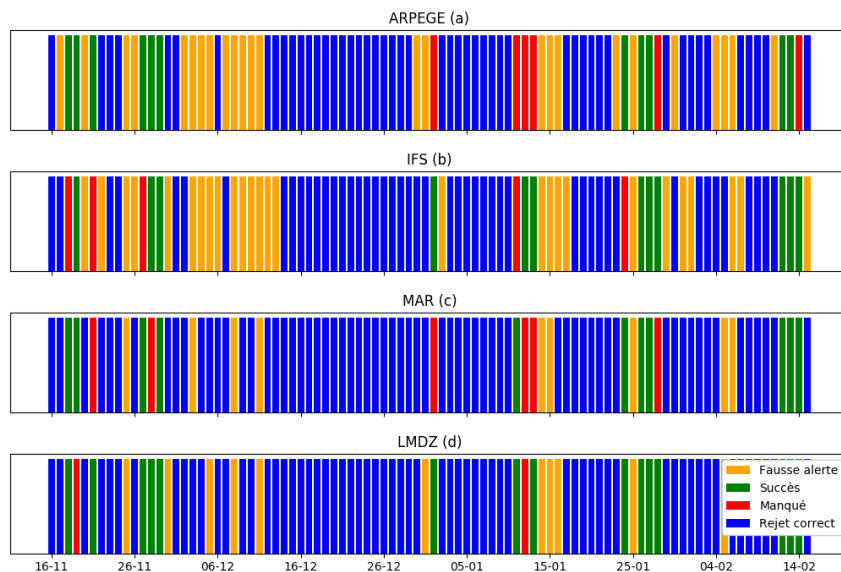


FIGURE 4.9 – Série temporelle de détection des événements précipitants en surface par les modèles ARPEGE (a), IFS (b), MAR (c) et LMDZ (d)

Scores	B	POD	FAR
ARPEGE	2.1	0.7	0.7
IFS	2.3	0.7	0.7
MAR	1.2	0.7	0.5
LMDZ	1.5	0.9	0.4

TABLE 4.4 – Scores des modèles ARPEGE, IFS, MAR et LMDZ pendant la période YOPP en surface

Sur la verticale, la référence utilisée est le MRR de la station de Dumont d'Urville avec le même seuil de 0.28mm/jour. Les scores obtenus par le MRR au premier niveau le plus proche du sol avec pour référence le pluviomètre sont donnés en Annexe A.4 pour comparaison aux trois modèles présentés : le MRR a tendance à sous-observer les événements en surface (probablement à cause de la différence d'altitude) mais a l'avantage de détecter correctement les précipitations sans provoquer de nombreuses fausses alertes. Les quantités de précipitations des trois modèles sont comparées aux valeurs mesurées par le MRR. Pour tous les niveaux verticaux - au nombre de 28 allant de 300 mètres à 3000 mètres - de celui-ci, le niveau le plus proche de chacun des modèles est choisi pour réaliser la comparaison. Les résultats de la détection des événements pendant la campagne YOPP sur la verticale sont présentés sur la figure 4.10, et les scores de chacun des modèles sont donnés dans la table 4.5.

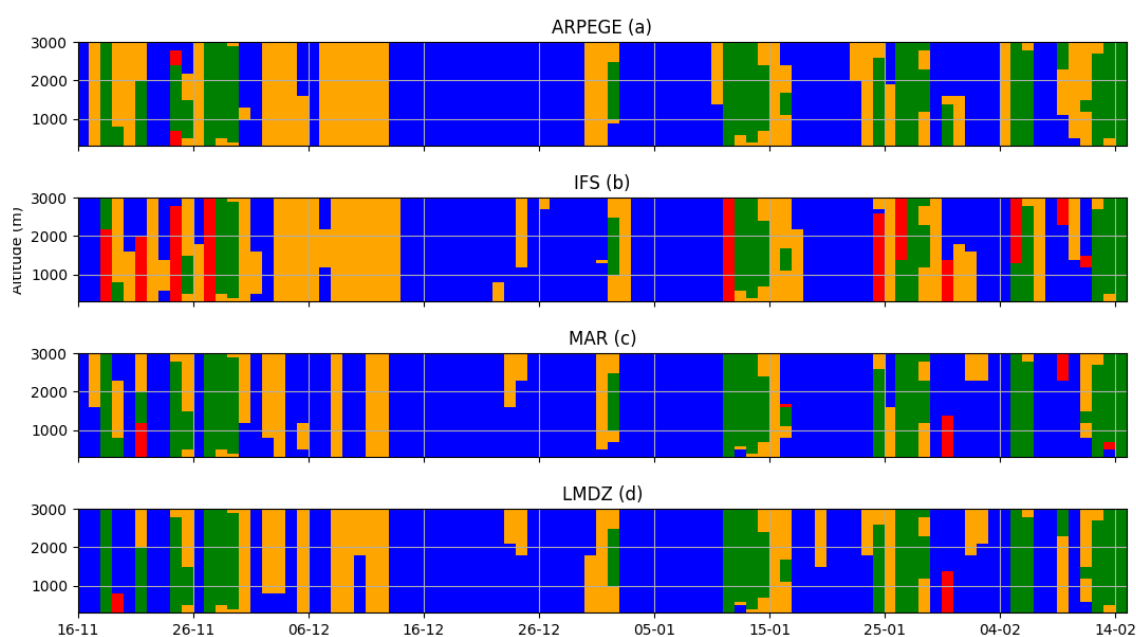


FIGURE 4.10 – Série temporelle de détection des événements précipitants sur la verticale par les modèles ARPEGE (a), IFS (b), MAR (c) et IFS (d) - voir code couleur figure 4.9

Scores	B	POD	FAR
ARPEGE	2.4	0.99	0.6
IFS	2	0.6	0.7
MAR	1.7	0.92	0.4
LMDZ	2	0.96	0.5

TABLE 4.5 – Scores des modèles ARPEGE, IFS, MAR et LMDZ pendant la période YOPP sur la verticale

Les scores des modèles ont été calculés à chaque niveau vertical et une analyse est présentée en Annexe A.5, permettant de compléter la série temporelle de détection. La comparaison des tables 4.4 et 4.5 permet de constater que les modèles sur-prévoient davantage sur toute la colonne qu'en surface. De manière générale les biais indiquent une sur-prévision, plus importante pour les modèles globaux que le modèle régional, en particulier en très basses couches. Les modèles MAR et IFS présentent un biais global inférieur à celui du modèle ARPEGE. Ceci provient en partie du fait que le modèle ARPEGE a peu "manqué" des événements durant la période - contrairement au modèle IFS. Les probabilités de détection indiquent que le modèle ARPEGE comme le modèle MAR réussissent à détecter plus souvent les événements précipitants

sur la verticale que le modèle IFS. Néanmoins, les modèles ARPEGE et IFS simulent de nombreuses fausses alertes. La série temporelle permet de constater que les mêmes événements de la catégorie fausse-alerte sont créés par les trois modèles.

4.3.4 Comparaison quantitative et représentativité des résultats

La période de la campagne YOPP s'étant déroulée de mi-novembre 2018 à mi-février 2019, celle-ci couvre une saison classique d'été austral. Il est alors important de voir si les mesures réalisées et les résultats des simulations des divers modèles étudiés sont représentatifs d'une telle saison en Antarctique. Pour cela, et afin d'avoir un aperçu de la comparaison quantitative des différentes sources d'information, les profils verticaux des cumuls pour toute la campagne YOPP sont présentés en figure 4.11, à la fois calculés pour les modèles et les observations (en altitude pour le MRR et en surface pour le pluviomètre).

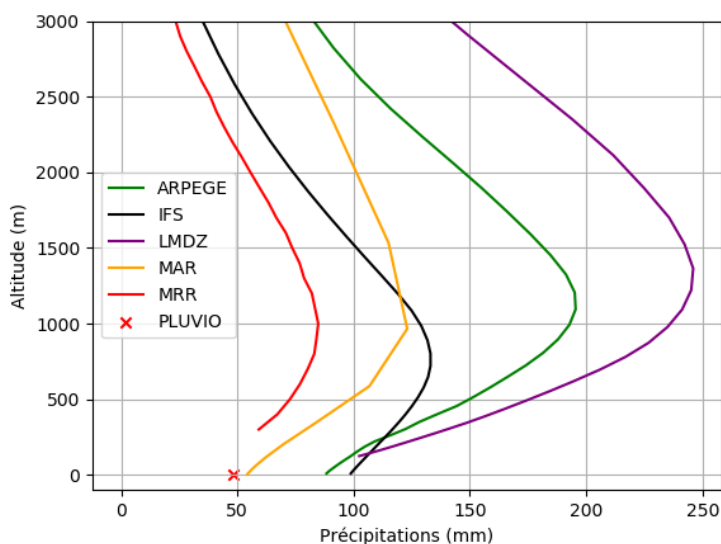


FIGURE 4.11 – Profils verticaux des cumuls de précipitations sur toute la période YOPP par les différents modèles et observations

L'analyse présentée en Annexe B a permis de souligner certaines caractéristiques du climat - en particulier de la côte Est - antarctique : la période *DJF* (Décembre-Janvier-Février) s'inscrit dans une période sèche, en particulier pour les mois de décembre et janvier pour lesquels les précipitations atteignent environ 500mm/an au maximum sur le profil vertical moyen. La quantité maximale attendue de précipitations cumulées sur la période de 92 jours est donc d'environ 125mm. Ce maximum de précipitations doit être atteint entre 500 et 1000 mètres d'altitude et décroître de façon modérée jusqu'au niveau du sol, les processus d'évaporation étant moins forts durant la pleine saison. Il est intéressant de noter que malgré la proximité de leurs résultats près de la surface, les 4 modèles étudiés présentent des profils de précipitations nettement différents. En particulier, le modèle LMDZ indique une quantité environ 5 fois plus élevée au niveau du maximum en altitude, mais seulement 2 fois supérieur à la valeur mesurée en surface par le pluviomètre. Cela semble indiquer un comportement trop humide en altitude, compensé par une forte évaporation en basses couches. Le modèle MAR est celui s'approchant le plus du profil mesuré par le MRR, celui-ci indiquant un cumul de 75mm environ pour la période YOPP. De plus, le profil observé par le MRR semble être cohérent avec la mesure du pluviomètre indiquant environ 50mm au sol. Il est alors important de souligner que cette saison d'observation a été assez sèche en comparaison avec les climatologies de la région proposées en Annexe B.

4.4 Complément : analyse de la sensibilité des sorties du modèles LMDZ à un paramètre de dissipation

Le schéma de dissipation présent dans le modèle LMDZ peut être contrôlé à l'aide de plusieurs paramètres, présentés dans la section 3.2.3.1. Dans cette partie, par souci de simplicité, la sensibilité du modèle au paramètre q^h ou $niterh$ (nom de la variable dans la configuration du modèle) est étudiée uniquement. L'objectif est d'analyser les événements précipitants prévus par le modèle pendant la campagne YOPP en fonction de ce paramètre, dont la valeur par défaut est 2. Des simulations ont été réalisées avec la même configuration (résolution, guidage ERA et zoom sur Dumont d'Urville) que pour les précédents résultats présentés, à partir du mois d'août 2018 et jusqu'à la fin du mois de février 2019. Les données de la campagne YOPP ont été extraites et les résultats sont présentés sur les figures 4.12 et 4.13 illustrant respectivement les précipitations au premier niveau (à 125m) et sur toute la colonne atmosphérique pour chaque journée de la période étudiée au point le plus proche de Dumont d'Urville (66.7°S, 140.4°E). La table 4.6 présente les statistiques d'occurrence de précipitations en surface obtenus avec ces deux tests. On peut noter qu'un test supplémentaire pour $niterh = 1$ a été réalisée mais sans succès dû à une erreur de stabilité du modèle (celui-ci n'arrivant pas à dissiper l'énergie, en particulier aux petites échelles).

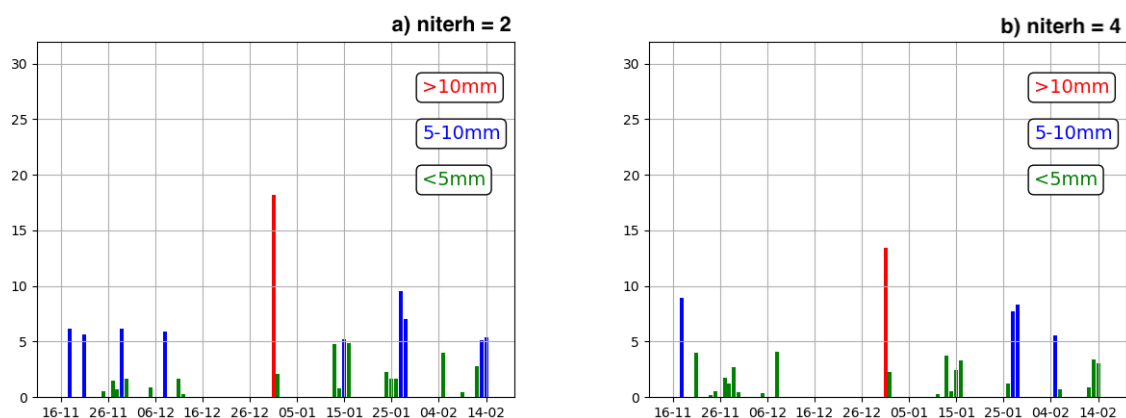


FIGURE 4.12 – Séries temporelles de la quantité journalière de précipitations pendant la campagne YOPP prévues par LMDZ pour (a) $niterh = 2$ et (b) $niterh = 4$

Valeur du paramètre	Quantité de précipitations	> 10mm/j	5-10mm/j	<5mm/j	Nulle
$niterh = 2$	Nombre de jours	1 (1%)	9 (10%)	17 (18%)	65 (71%)
$niterh = 4$		1 (1%)	4 (4%)	19 (21%)	68 (74%)

TABLE 4.6 – Occurrences de précipitations par le modèle LMDZ selon la valeur du paramètre $niterh$ considéré pendant la période YOPP (fréquence sur 92 jours)

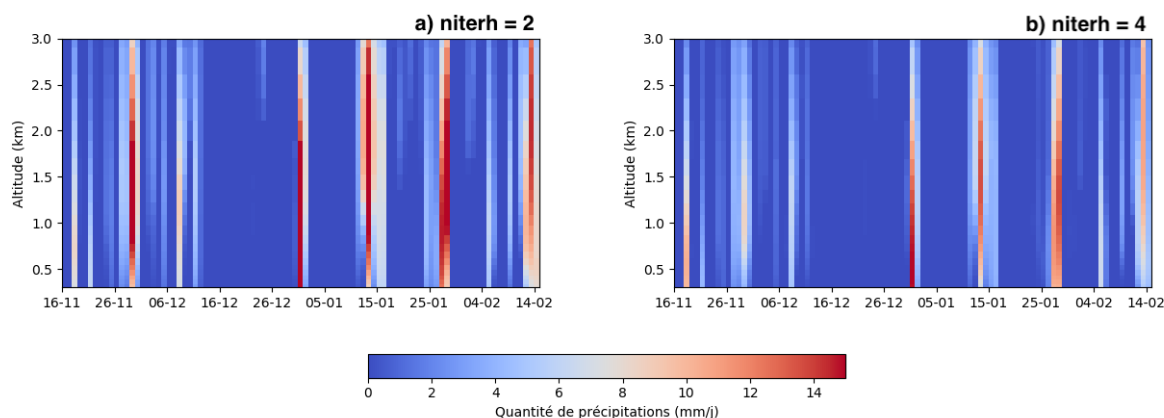


FIGURE 4.13 – Séries temporelles des événements précipitants pendant la campagne YOPP prévus par LMDZ pour (a) $niterh = 2$ et (b) $niterh = 4$

L'augmentation du paramètre $niterh$ (ici doublé par rapport à la valeur par défaut) entraîne sur la période une atténuation des événements précipitants, en particulier ceux de moyenne intensité, réduits de moitié au profit d'événements de faible intensité ou nuls. La figure 4.13 permet d'observer un léger rétrécissement et un abaissement du maximum de précipitations. Celui-ci est aussi visible sur la figure 4.14 présentant les profils verticaux (cumulés pour toute la période YOPP) obtenus avec LMDZ et observé par le MRR (pris comme référence). Le pic de précipitations est non seulement simulé légèrement plus bas dans l'atmosphère mais aussi de façon moins intense (passant de 240 à 155mm - contre 75mm pour le MRR). La différence est moins importante en surface (passant de 105 à 80mm).

Bien qu'il y ait une nette réduction du biais sur le profil de précipitations (voir figure 4.14), le profil de température moyen à Dumont d'Urville est peu impacté par la modification de ce paramètre (voir figure 4.15).

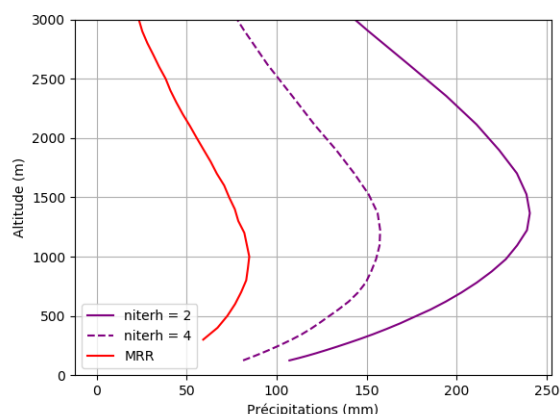


FIGURE 4.14 – Profils verticaux des cumuls de précipitations sur toute la période YOPP par le modèle LMDZ pour $niterh = 2$ (traits pleins) et $niterh = 4$ (traits pointillés) et observés par le MRR

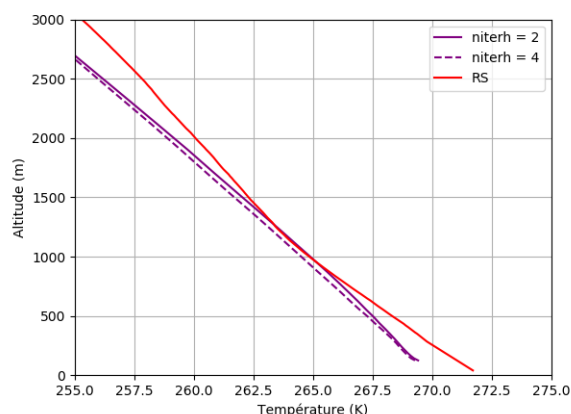


FIGURE 4.15 – Profils verticaux de la température moyenne sur la période YOPP par le modèle LMDZ pour $niterh = 2$ (traits pleins) et $niterh = 4$ (traits pointillés) et observés par les radio-sondages

Néanmoins, une vérification de l'impact global sur la cohérence des résultats du modèle semble nécessaire - bien que de récentes recherches montrent l'amélioration des résultats de

précipitations dans la région du pôle Sud grâce à la modification de ce paramètre. En effet, les précipitations et les températures globales moyennes (sur la période étudiée) de surface ont été analysées (voir figures 4.16 et 4.17) et présentent des modifications non négligeables. En particulier, refroidissement en Arctique (de l'ordre de 1 degré) est à signaler. La modification de ce paramètre et les résultats des simulations en découlant sont donc à considérer avec prudence.

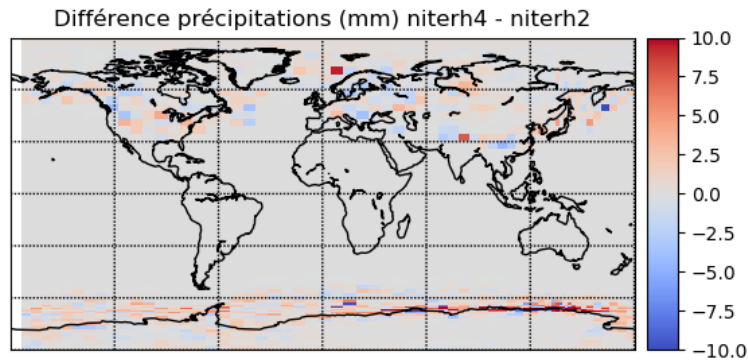


FIGURE 4.16 – Différence des précipitations (en mm) en surface simulées par le modèle LMDZ sur le globe avec $niterh = 4$ et $niterh = 2$ sur toute la période YOPP

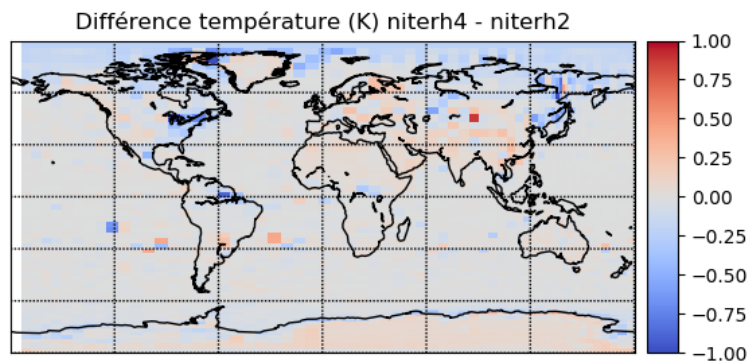


FIGURE 4.17 – Différence de température (en K) en surface simulées par le modèle LMDZ sur le globe avec $niterh = 4$ et $niterh = 2$ moyennée sur toute la période YOPP

Chapitre 5

Conclusion et perspectives

L'étude à l'échelle temporelle synoptique présentée dans ce rapport a été menée afin d'analyser les précipitations dans une perspective tridimensionnelle innovante, en particulier à la station scientifique de Dumont d'Urville en Antarctique, où les conditions météorologiques sont complexes. Là où une approche traditionnelle se limite à la prise en compte de la surface, il s'agit de l'ensemble de la colonne atmosphérique qui a été considérée ici à notre connaissance pour la première fois à l'échelle temporelle d'un événement précipitant.

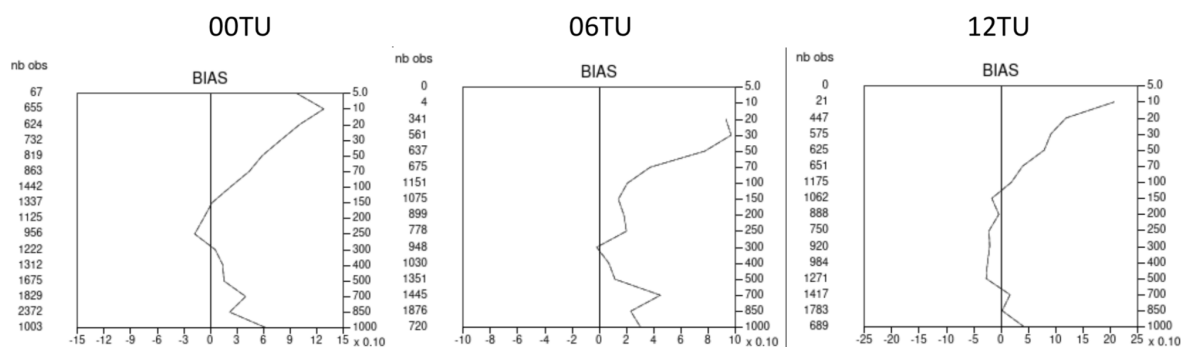


FIGURE 5.1 – Profils verticaux du biais de température ARPEGE par rapport aux radio-sondages à Dumont d'Urville aux échéances de prévision 00H, 06H et 12H UTC
Source : Eric Bazile et Vincent Guidard (Communication personnelle)

Bien que l'instrumentation soit une tâche particulièrement délicate sur le continent Antarctique, une grande quantité d'observations *in-situ* a pu être réalisée au cours de la période YOPP. Les données recueillies tout au long de la campagne ont permis de réaliser un diagnostic pour différents modèles sur la verticale. Celui-ci a mis en évidence une surestimation des quantités de précipitation et des fréquences d'occurrence des événements précipitants par les modèles globaux. Cette surestimation pourrait être mise en relief avec l'analyse des variables météorologiques standards (température, humidité, direction et force du vent etc.) afin d'en expliciter l'origine. D'une part, l'analyse des séries temporelles a montré la présence de certains processus plus complexes (notamment la ré-évaporation des précipitations en basses couches) dans les sorties de ces modèles pendant la période. Néanmoins, cela serait intéressant d'évaluer plus finement la représentation ceux-ci - en particulier le vent catabatique dont l'impact non négligeable a été montré (Grazioli et al., 2017 [11]) sur les précipitations. D'autre part, Eric Bazile et Vincent Guidard (Météo-France, communication personnelle) ont pu mettre en avant un biais chaud plus important aux échéances de prévision 00H et 06H UTC qu'à 12H UTC - illustré par la figure 5.1 - de température entre le modèle ARPEGE et les radio-sondages réalisés pendant la campagne, pouvant jouer un rôle dans cette surestimation des précipitations.

Malgré la grande richesse d'informations qu'a permis d'apporter cette campagne, sa limite temporelle empêche d'extrapoler sur le long terme les résultats obtenus. Une récente climatologie des précipitations antarctiques a été développée (Lemonnier et al., 2018 [14]) et celle-ci a constituée la base d'un second travail - présenté en Annexe B.

Au delà de l'analyse comparée dans ce travail, l'intérêt de l'évaluation des profils de précipitations sur la verticale réside dans l'amélioration de la représentation des processus physiques dans les modèles sur toute la colonne atmosphérique. Les cumuls de précipitations en surface traditionnellement étudiés ne suffisent pas pour analyser les mécanismes qui ont lieu sur la verticale et qui jouent un rôle majeur dans l'accumulation globale sur la totalité du continent Antarctique. Le développement des techniques de mesure et l'augmentation de la fréquence des observations seraient des atouts majeurs pour améliorer sa compréhension actuelle. En particulier, la prochaine mission EarthCARE du programme Living Planet de l'ESA *European Space Agency* pourrait être déterminante pour poursuivre l'évaluation de la distribution de l'eau sur la verticale simulée par les modèles.

Annexe A

Compléments d'analyse des résultats de la campagne YOPP

A.1 Mesures du pluviomètre à Dumont d'Urville avec et sans correction par le MRR

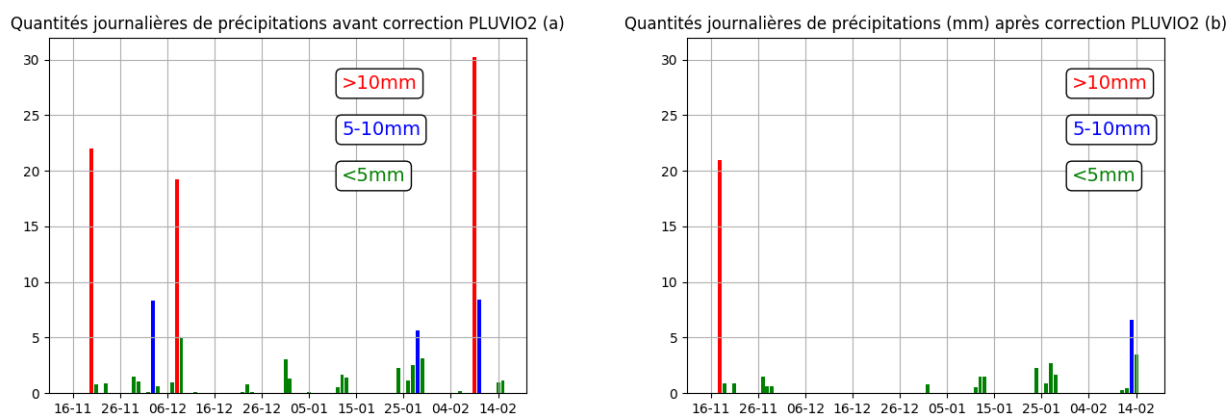


FIGURE A.1 – Séries temporelles des précipitations de la campagne YOPP issues du pluviomètre avant (a) et après (b) correction par le MRR

Les quantités de précipitation mesurées par le pluviomètre (PLUVIO2 OTT) avant (a) et après (b) correction par le MRR sont données pour chaque jour de la période YOPP en mm sur la figure A.1. Des événements de forte et moyenne intensités ont été retirés de la série temporelle par la correction car ils n'ont pas été détectés par le MRR au premier niveau.

A.2 Résultats du calcul des flux de précipitations IFS avec vitesse de sédimentation constante et variable

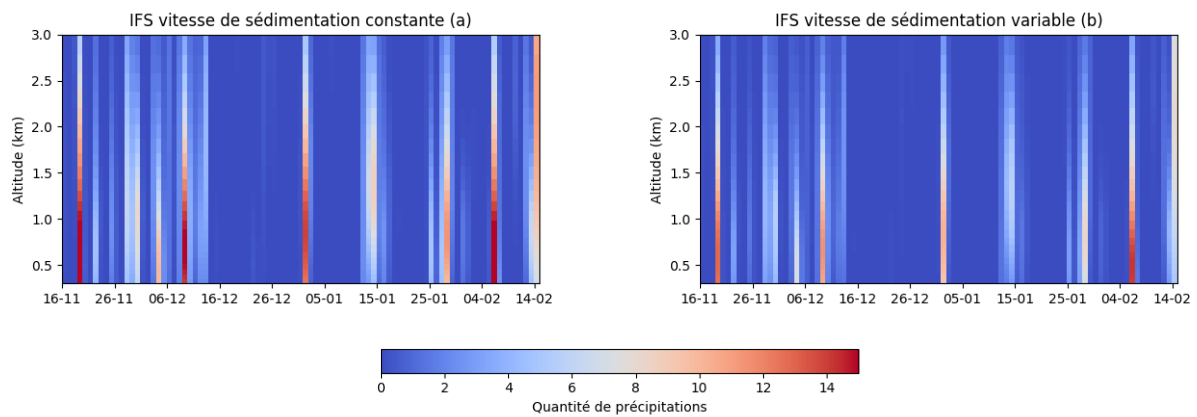


FIGURE A.2 – Séries temporelles des précipitations (mm/jour) IFS de la campagne YOPP calculées avec une vitesse de sédimentation constante **(a)** et avec une vitesse de sédimentation variable **(b)**

Les résultats des flux de précipitations calculés pour la période YOPP à partir des données de contenus en eau ERA5 avec l'algorithme présent dans le modèle IFS, et pour les deux hypothèses concernant la vitesse de sédimentation ((**a**) constante ou (**b**) variable) sont illustrées sur la verticale par la figure A.2. Une différence en termes de quantités de précipitations simulées est présente entre les deux calculs : une vitesse de sédimentation constante surestime les valeurs par rapport à une vitesse de sédimentation variable.

A.3 Statistiques des mesures et prévisions à Dumont d'Urville

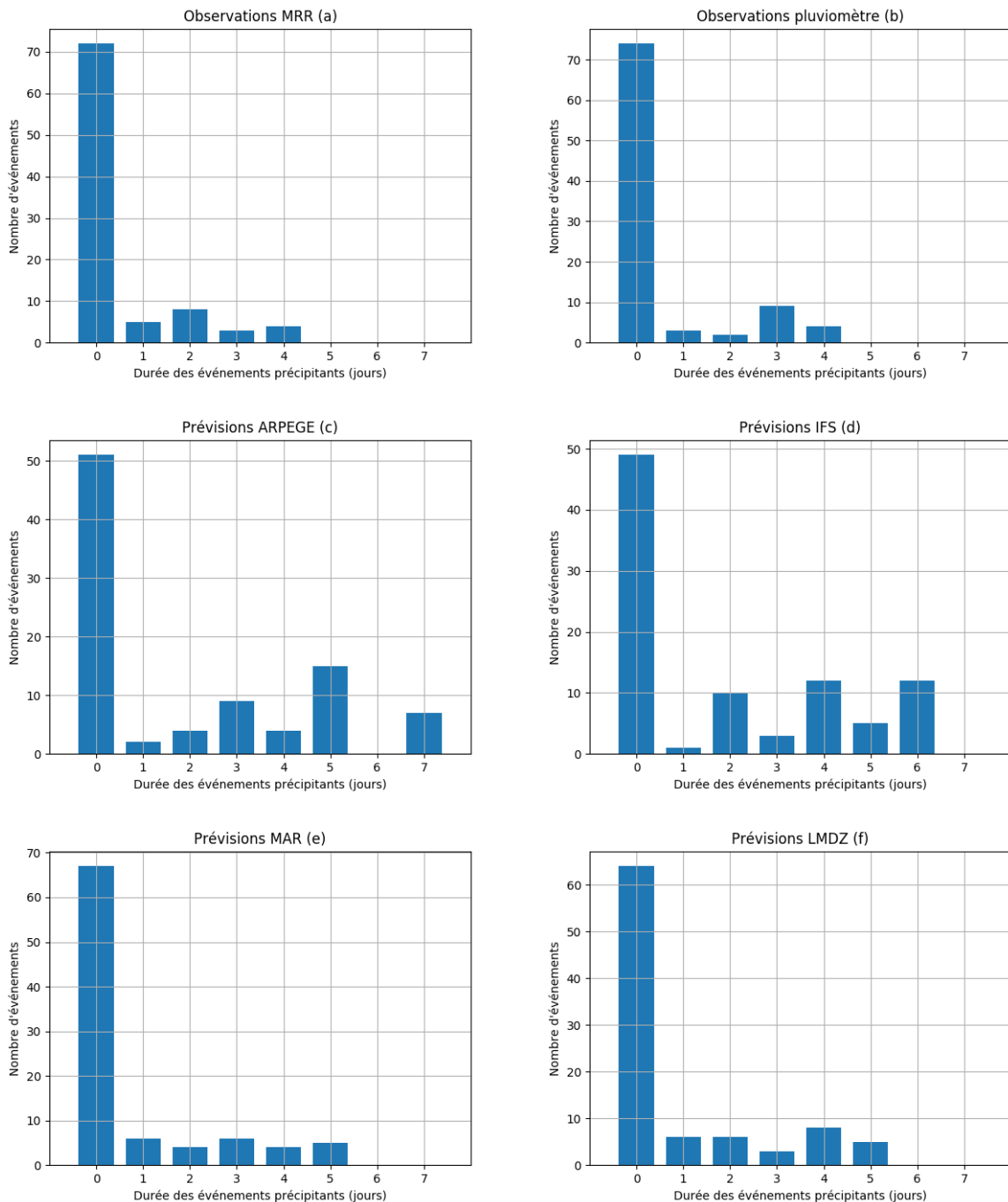


FIGURE A.3 – Nombre de jours consécutifs des événements précipitants pendant la campagne YOPP observés par (a) MRR, (b) pluviomètre et prévus par (c) ARPEGE, (d) IFS, (e) MAR et (f) LMDZ.

Les périodes sans précipitations et les événements précipitants de la période YOPP observés par les moyens de mesure *in-situ* (MRR (a) et pluviomètre (b)) à la station de Dumont d'Urville et simulés par les modèles (ARPEGE (c), IFS (d) et MAR (e)) sont présentées sur la figure A.3. Une majorité des jours de la période a été sans précipitation. Les modèles - en particulier globaux - simulent des événements légèrement plus longs et avec de plus fortes fréquences que celles observées pendant la campagne, illustrées par la figure A.4.

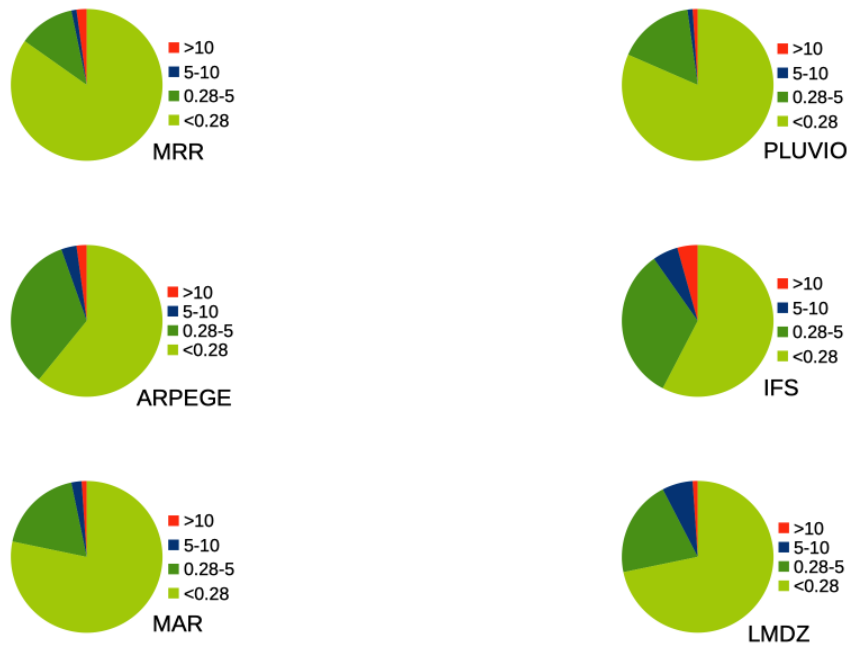


FIGURE A.4 – Fréquences d’observation et de prévision des événements précipitants d’intensités forte (>10mm/jour en rouge), moyenne (5-10mm/jour en bleu), faible (<5mm/jour en vert foncé) et négligeable ou nul (<0.28mm/jour en vert clair) pendant la campagne YOPP par (a) MRR, (b) pluviomètre et prévus par (c) ARPEGE, (d) IFS, (e) MAR et (f) LMDZ.

A.4 Résultats du diagnostic de détection des événements en surface par le MRR

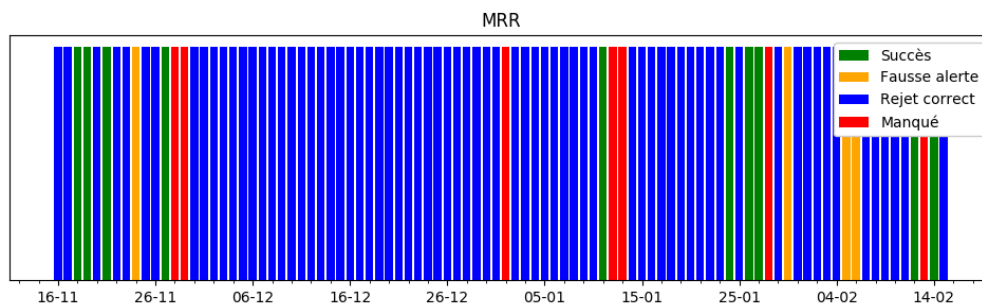


FIGURE A.5 – Série temporelle de détection des événements précipitants en surface par le niveau le plus proche de la surface du MRR

Scores	B	POD	FAR
MRR	0.8	0.6	0.3

TABLE A.1 – Scores du MRR pendant la période YOPP évalué au niveau le plus proche de la surface

Les résultats de la détection des événements précipitants pendant la période YOPP par le premier niveau (à 300m) du MRR - en prenant le pluviomètre pour référence - sont présentés sur la figure A.5. Le MRR a peu observé d’événements non mesurés par le pluviomètre (seulement 4

cas de fausse alerte) et a omis seulement 7 événements sur les 92 jours considérés (correspondant à une détection de précipitation par le MRR sous le seuil choisi - tandis que le pluviomètre détecte une précipitation supérieure au seuil). Les scores calculés à partir de ces résultats sont présentés sur la table A.1. Le biais indique que le MRR sous-prévoit légèrement par rapport au pluviomètre, ce qui peut s'expliquer par le fait que l'altitude de mesure du MRR est plus élevée que le pluviomètre. Ces scores permettent de confirmer la bonne représentativité de la surface par le MRR au premier niveau et donnent une indication pour la comparaison de celui-ci avec les modèles sur la verticale.

A.5 Résultats du diagnostic de détection des événements sur la verticale par les modèles

La figure A.6 présente les scores obtenus pour la détection des événements précipitants sur la verticale par les modèles globaux ARPEGE (a) et IFS (b) et le modèle régional MAR (c). Les modèles globaux présentent un fort biais aux extrémités de la gamme d'altitudes de mesure du MRR (sous 500m et au delà de 2500m), avec un ratio de fausses-alertes plus fort et une probabilité de détection plus faible. Le modèle régional MAR présente la plus faible sur-prévision jusqu'à environ 2000m où le modèle IFS lui est comparable. Pour les modèles MAR et ARPEGE, le biais augmente avec l'altitude, tandis qu'il reste constant pour le modèle IFS.

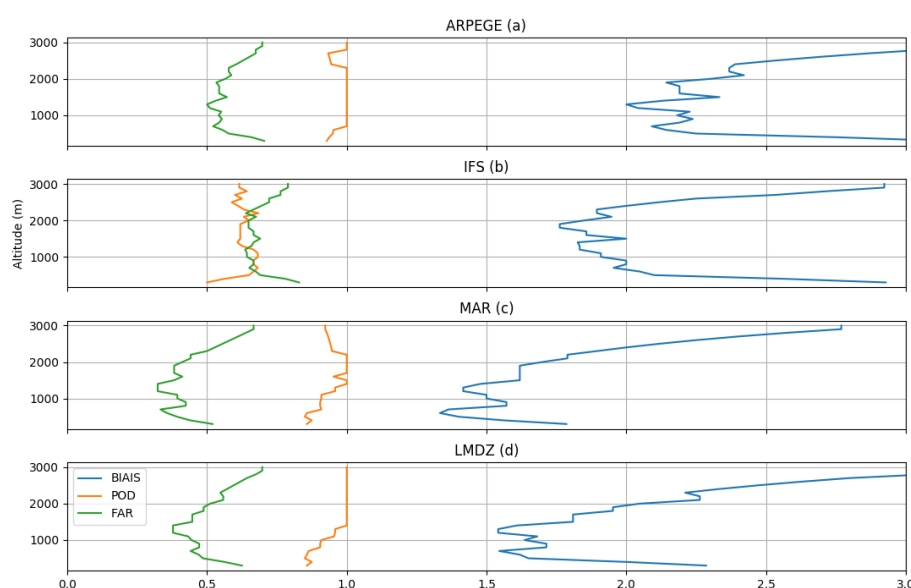


FIGURE A.6 – Scores des modèles ARPEGE (a), IFS (b), MAR (c) et LMDZ (d) sur la verticale pendant la campagne YOPP

A.6 Analyse de l'influence du type de surface sur les résultats du modèle LMDZ

Les figures ci-dessous présentent les séries temporelles 1D et 2D des précipitations prévues par le modèle LMDZ 64x64x79 (zoom sur DDU) pendant la période YOPP. Trois points de grille sont distingués : le point de référence à 66.7°S 140.4°E, situé sur une surface mixte - 57% terrestre - et les deux points respectivement au Nord (à 66.2°S 140.4°E situé sur une surface océanique - 11% terrestre) et au Sud (à 67.2°S 140.4°E situé sur une surface terrestre - 100%

terrestre). Au premier niveau proche du sol, on repère davantage d'événements intenses sur les points de type océanique et continental. Néanmoins, la comparaison des profils verticaux est moins nette. S'il paraît clair que les événements sont plus ponctuels (temporellement) sur ces deux points que sur le point de type mixte (où ils sont plus étendus), différents cas sont observés : les événements précipitants peuvent être aussi bien plus intenses côté océan (voir événements après le 25 janvier) ou bien côté terre (voir événement après le 16 novembre) de la côte.

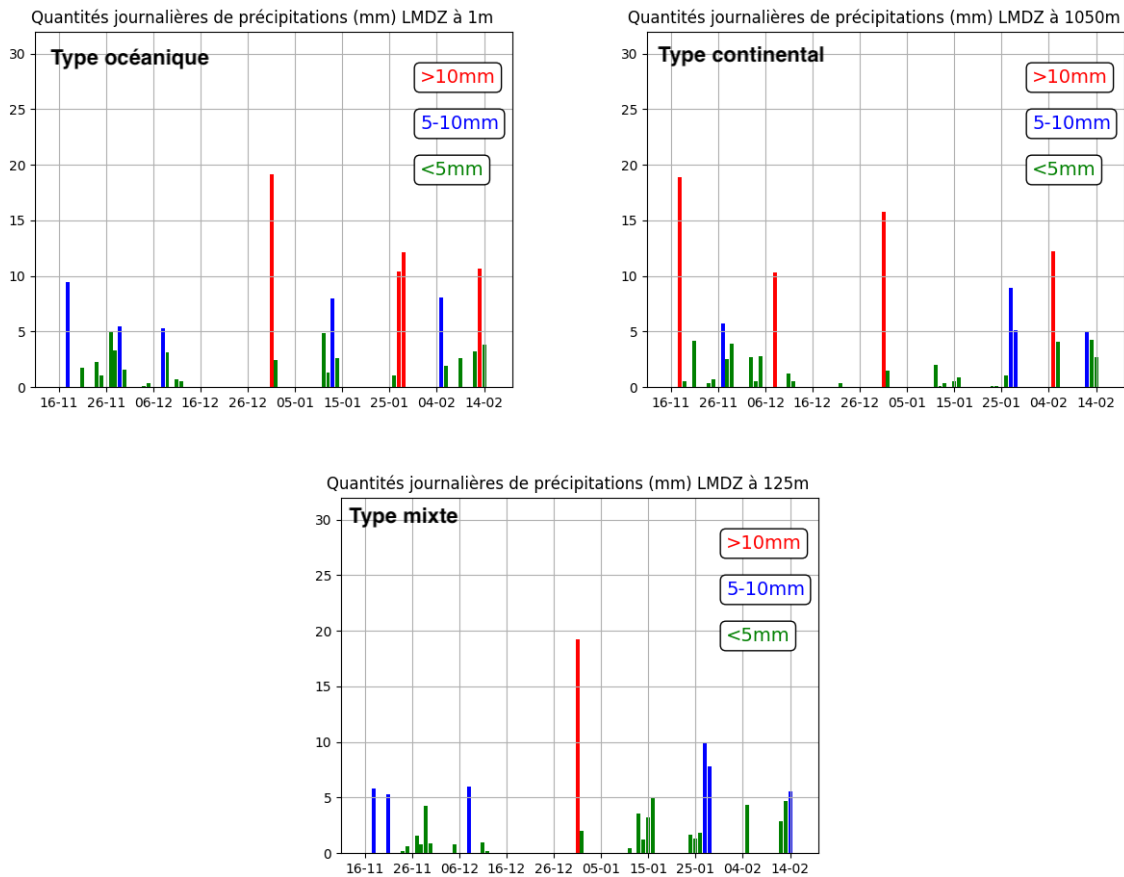
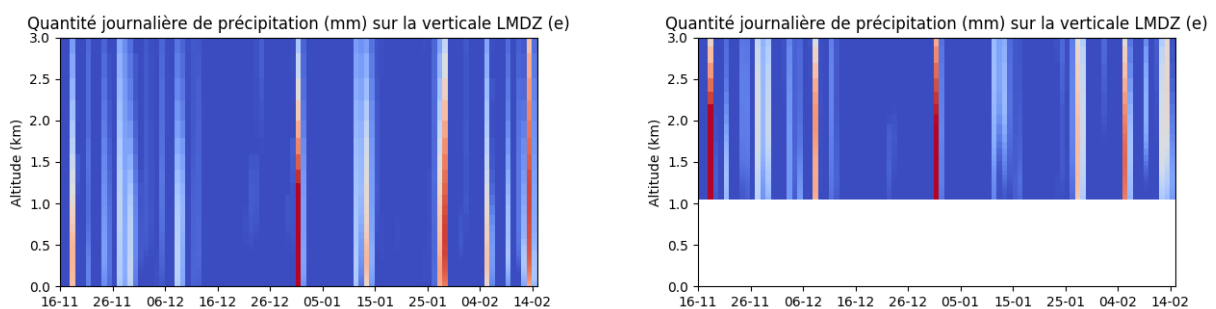


FIGURE A.7 – Séries temporelles de la quantité journalière de précipitations (mm) au premier niveau pendant la campagne YOPP prévues par le modèle LMDZ – *gauche* : surface océanique, *droite* : surface terrestre, *milieu* : surface mixte



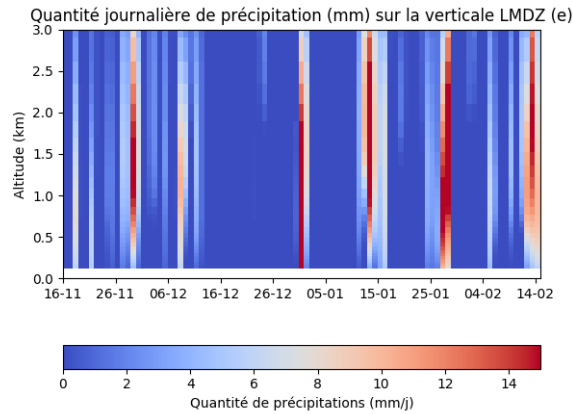


FIGURE A.8 – Séries temporelles des précipitations (mm/jour) LMDZ pendant la campagne YOPP sur la verticale – *gauche* : surface océanique, *droite* : surface terrestre, *milieu* : surface mixte

Il est important de noter que le premier niveau du modèle en ces trois points n'est pas situé à la même altitude : 125m pour le point de référence, 1m pour le point de type océanique et 1050m pour le point de type terrestre.

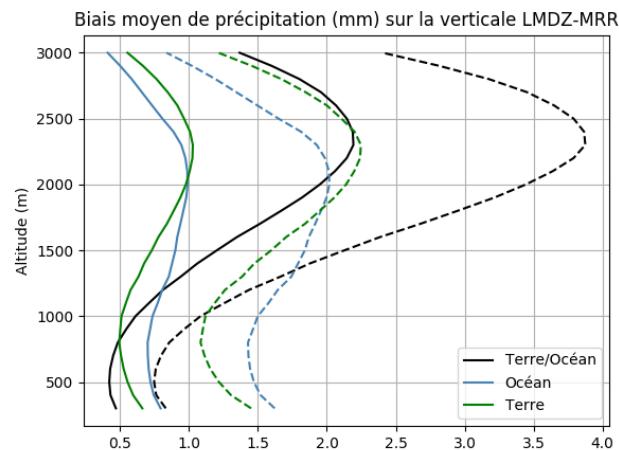


FIGURE A.9 – Profils verticaux moyens du biais de précipitations LMDZ-MRR sur la totalité de la période YOPP (traits pleins) et sur la période des jours avec précipitations (traits pointillés) observées par le MRR ou prévues par le modèle LMDZ – *noir* : latitude -66.7 (surface mixte), *bleu* : latitude -66.2 (surface océanique), *vert* : latitude -67.2 (surface terrestre)

La figure ci-dessus présente les différents profils moyens d'anomalies de précipitations prévues par le modèle LMDZ selon le point de grille considéré. Le MRR est pris comme référence et le niveau le plus proche des sorties du modèle est utilisé pour la différence. Deux comparaisons sont effectuées : pour tous les jours de la période YOPP (92 jours, en trait pleins) et pour tous les jours précipitants - c'est-à-dire pour lesquels la mesure du MRR ou la prévision du modèle LMDZ est supérieure au seuil de 0.28mm/jour (en traits pointillés). En surface, les mesures du MRR sont en meilleur accord avec les données simulées sur le point de type mixte par le modèle, néanmoins en altitude (notamment à partir de 800m), la mesure du MRR serait plus représentative d'un point de type terrestre.

Annexe B

Aspects de climatologie et analyse comparée des observations satellitales et des résultats de modèles

La récente climatologie 3D des précipitations antarctiques présentée par Lemonnier et al., 2019 [15] est un outil précieux pour l'évaluation des modèles dont la composante verticale des précipitation se dévoile tout juste dans CMIP6. L'objectif de cette étude par rapport à la section précédente concentrée sur la campagne YOPP est d'analyser de longues périodes afin d'en extraire d'éventuels cycles saisonniers ou annuels ainsi que de comprendre les mécanismes à grande échelle dans cette région.

B.1 Contexte climatologique antarctique

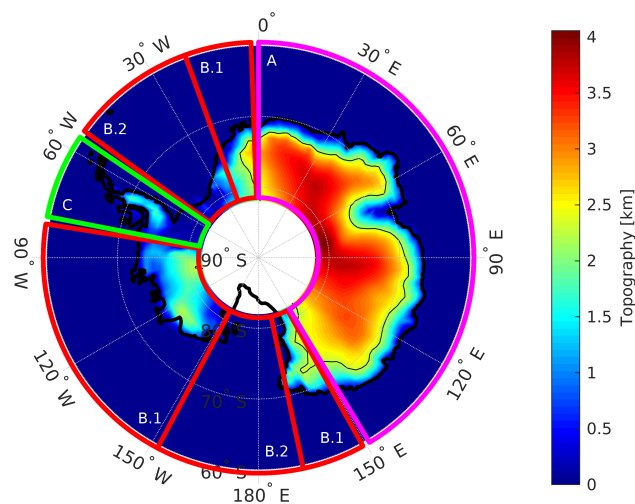


FIGURE B.1 – Cartographie de la topographie du continent Antarctique donnée par un DEM avec délimitation des régions **A** (magenta) : Est du continent Antarctique, **B** (rouge) : Ouest du continent Antarctique, subdivisé en une région continentale (B.1) et une région de glaciers (B.2), **C** (vert) : Péninsule. La ligne fine noire indique l'iso-altitude 2250m, séparant les régions côtières du plateau.

Reproduit de : Lemonnier et al., 2019 [15]

A plus grande échelle temporelle, il est possible de distinguer deux régimes de précipitations en Antarctique selon la zone considérée. Sur le plateau à l'intérieur du continent, les précipitations sont majoritairement issues du refroidissement radiatif et prennent la forme de très fins cristaux de glace en suspension dans l'air. Les advections d'air chaud et humide maritime y pénètrent rarement. A l'opposé sur la côte, là où les précipitations sont plus importantes, celles-ci sont principalement dues à l'effet orographique - par refroidissement de l'air soulevé lors du franchissant des reliefs en périphérie du continent - contraint par le passage des perturbations au niveau du cercle polaire. La plupart de ces précipitations sont de type stratiforme.

Pour l'étude climatologique des précipitations antarctiques, une délimitation des différentes zones d'intérêt est communément réalisée, comme présenté sur la figure B.1. La figure B.2 présente la variabilité saisonnière moyenne observée par le satellite CloudSat sur la région Est du continent Antarctique respectivement à gauche pour la période froide (de Avril à Septembre) et à droite pour la période chaude (de Octobre à Mars).

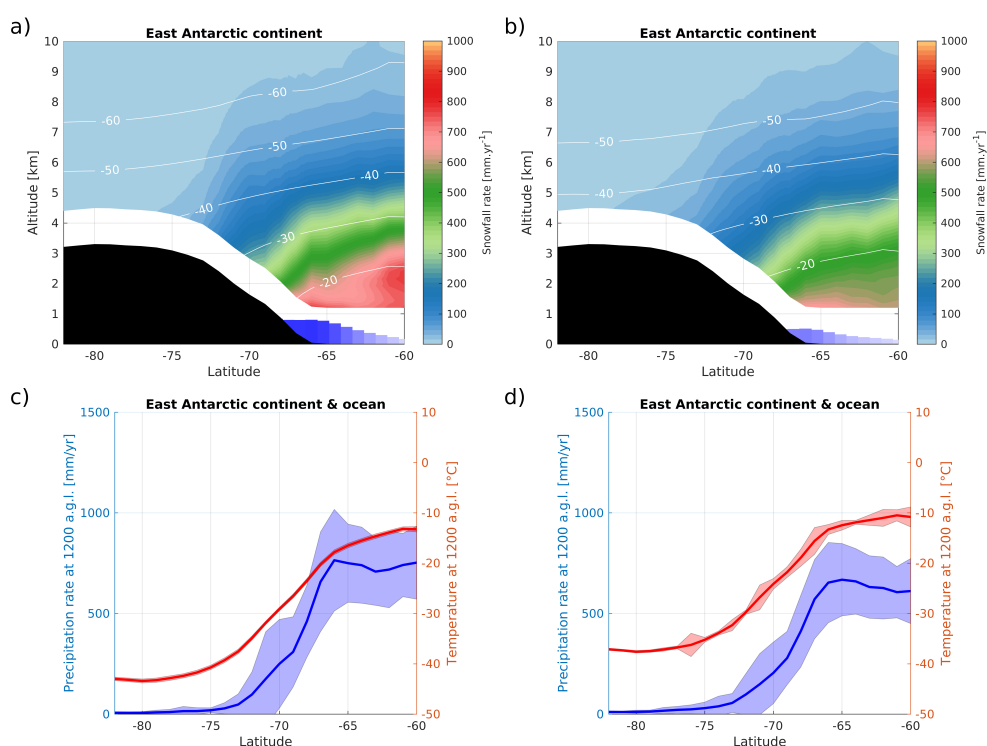


FIGURE B.2 – Structures verticales de la précipitation (en pleines couleurs) et thermiques (en contours blancs) en Antarctique Est moyennées en latitude respectivement pour la période froide (a) (Avril-Septembre) et chaude (b) (Octobre-Mars). La topographie moyenne est représentée en noir et la glace de mer est représentée par des barres bleues utilisant les altitudes 0 et 1 pour indiquer la fraction de couverture moyenne à chaque latitude. Précipitations moyennes (en bleu) au premier niveau vertical disponible au dessus de la surface observées par CloudSat et températures (en rouge) issues des sorties opérationnelles du CEPMMT et leurs écarts-types (en transparence) respectivement pour la période froide (c) (Avril-Septembre) et chaude (d) (Octobre-Mars)

Reproduit de : Lemonnier et al., 2019 [15]

D'après Lemonnier et al. [15] deux mécanismes peuvent être observés : en hiver, on trouve un maximum de précipitations en amont de la glace de mer - qui est maximale pendant cette période - dû au blocage des dépressions par celle-ci. En été, le maximum de précipitation - plus faible en raison d'une plus faible quantité de dépressions - est localisé plus près de la côte du continent car la glace de mer est amoindrie. Ainsi, en hiver lorsque la banquise protège

la côte, l'atmosphère n'est plus alimentée en eau par évaporation de l'océan et le régime de précipitations suit la tendance générale du continent antarctique. En été, en absence de la glace de mer l'évaporation à la surface de l'océan charge l'atmosphère d'humidité et le passage de fronts chauds perturbe le régime classique antarctique au niveau des côtes.

Néanmoins, il faut noter que les saisons sur la côte Est en Antarctique et à Dumont d'Urville sont particulières. Deux saisons principales se distinguent, un long hiver et un court été, décrites par Pettré & Périard, 1996 [19]. Une analyse climatologique des résultats du modèle MAR - à priori le plus fin sur la zone étudiée - est réalisée afin de repérer cette variabilité annuelle des précipitations. La figure B.3 présente les profils verticaux mensuels moyens d'anomalies de précipitations prévues par le modèle MAR sur la période allant de 1979 à 2017. Les anomalies sont calculées par rapport à la moyenne annuelle des précipitations. Une période humide de mars à septembre - avec un maximum de précipitations atteint en juillet - et une période sèche d'octobre à février - avec un minimum de précipitations en novembre sont bien retrouvées.

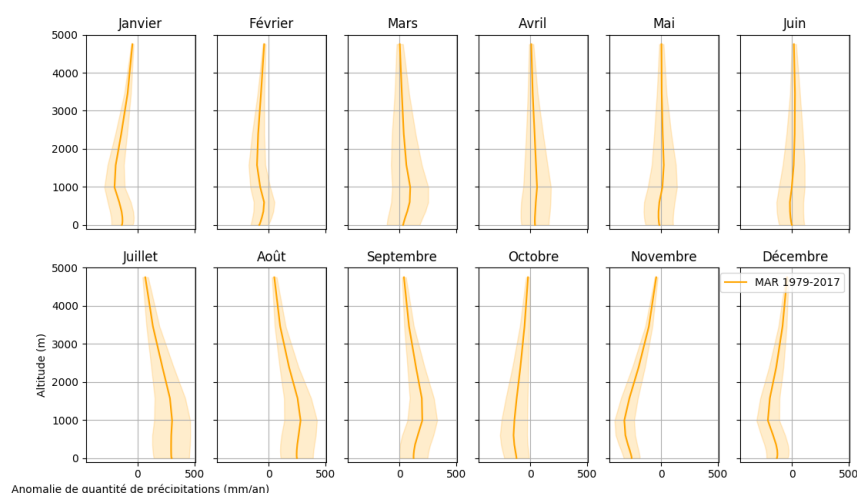


FIGURE B.3 – Profils verticaux moyens mensuels d'anomalies de précipitations (référence : moyenne annuelle) pour la période 1979-2017 de MAR (1 point sélectionné : 66.3°S 139.9°E) – contours pleins : variabilité inter-annuelle

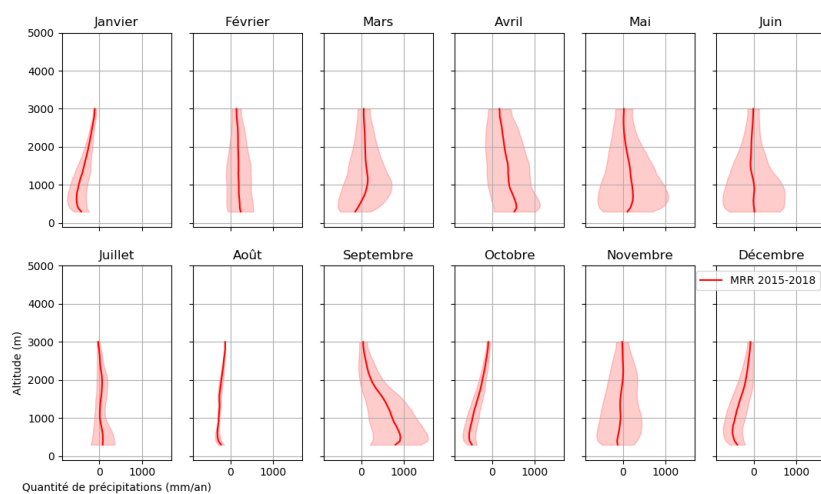


FIGURE B.4 – Profils verticaux moyens mensuels d'anomalies de précipitations (référence : moyenne annuelle) pour la période 2015-2018 du MRR – contours pleins : variabilité inter-annuelle

Enfin, il est intéressant de voir si cette variabilité annuelle des précipitations est correctement représentée par les instruments de mesure. En particulier, les anomalies mensuelles sont calculées pour les données du MRR - instrument de référence à Dumont d'Urville - sur toute sa période de disponibilité. On retrouve la période plus sèche à partir d'octobre et jusqu'à mars. Cependant la période humide d'avril à septembre est moins marquée que pour le modèle MAR : les mois de juin et juillet présentent des précipitations peu différentes de la moyenne annuelle, et le mois d'août a été en moyenne sec pour les 4 années d'observations.

B.2 Analyse du cycle saisonnier des profils verticaux de précipitations

B.2.1 Comparaison de la climatologie satellitale aux mesures *in-situ* à Dumont d'Urville

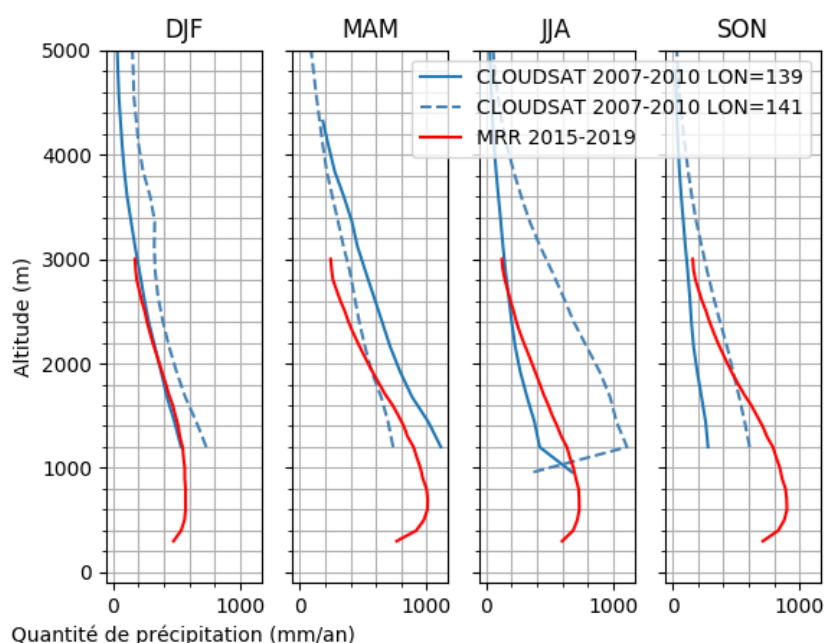


FIGURE B.5 – Profils de précipitations moyens saisonniers observés par CloudSat (entre 2007 et 2010) en deux points considérés (respectivement longitude 139°E en trait plein et 141°E en trait pointillés) et par le MRR à Dumont d'Urville (entre 2015 et 2019). **DJF** : Décembre-Janvier-Février, **MAM** : Mars-Avril-Mai, **JJA** : Juin-Juillet-Août, **SON** : Septembre-October-Novembre

La résolution de la climatologie CloudSat est de 2° en longitude par 1° en latitude. Celle-ci a l'avantage de moyennner un plus grand nombre de passages du satellite permettant de réduire l'incertitude de la mesure - comme décrit dans la Section 3.1.2. Néanmoins, la position de la base de Dumont d'Urville se situe entre deux points de grille, c'est pourquoi - dans cette partie seulement - deux résultats (pour les longitudes 139°E et 141°E - et pour la latitude -66.5°) sont présentés. La climatologie sur 4 années est comparée à toute la période de données disponible pour le MRR situé à la station. L'hypothèse sera faite ici que la mesure du MRR peut être représentative de la région située à plusieurs dizaines de kilomètres autour de la station de Dumont d'Urville, du fait de la nature du régime des précipitations.

Pendant les saisons DJF et JJA il y a un meilleur accord entre les deux types de mesures

radar qu'aux inter-saisons. En particulier, CloudSat observe jusqu'à moins de la moitié des précipitations mesurées par le MRR à la saison SON.

Il est aussi intéressant de remarquer que le profil vertical observé par le MRR est beaucoup plus marqué - avec un pic de précipitations plus intense entre 600 et 700 mètres - durant les inter-saisons (MAM et SON) alors qu'il est plus plat aux saisons DJF et JJA - avec une faible variation de la quantité de précipitations sur la verticale et en particulier en basses couches. Ceci peut s'expliquer par les processus de ré-évaporation vus par le MRR, qui semblent plus forts aux inter-saisons MAM et SON - mais dans la zone aveugle de CloudSat.

Un surplus de précipitations est constaté pour la longitude la plus à l'Est, en particulier en hiver, sauf à la saison MAM où il s'agit de la longitude la plus à l'Ouest qui présente des quantités plus importantes et supérieures à celles mesurées par le MRR. Cette sur-estimation de CloudSat peut être expliquée par sa fréquence d'onde de travail plus élevée que le MRR qui le rend sensible aux particules de plus petite taille contribuant à augmenter la réflectivité mesurée. Dans la suite de l'analyse, le point de grille de longitude 139° sera choisi pour situer la station de Dumont d'Urville.

B.2.2 Comparaison à l'échelle climatologique des résultats issus des modèles

Les différentes sorties de modèles utilisées dans cette analyse sont décrites sur des grilles définies très inégalement sur le domaine d'étude. En particulier, il est difficile de localiser précisément la base de Dumont d'Urville à partir d'un seul point de grille. Néanmoins, il est plus pertinent de réaliser des comparaisons inter-modèles sur des régions de taille similaires. C'est pourquoi une zone plus étendue est ici considérée dans un premier temps pour approcher une représentation partielle de la côte Est Antarctique. Dans un deuxième temps, une évaluation similaire des modèles est présentée pour chacun des modèles - pris avec une meilleure résolution pour d'obtenir des zones de même taille - au point le plus proche de la station, afin d'observer l'influence de ce choix.

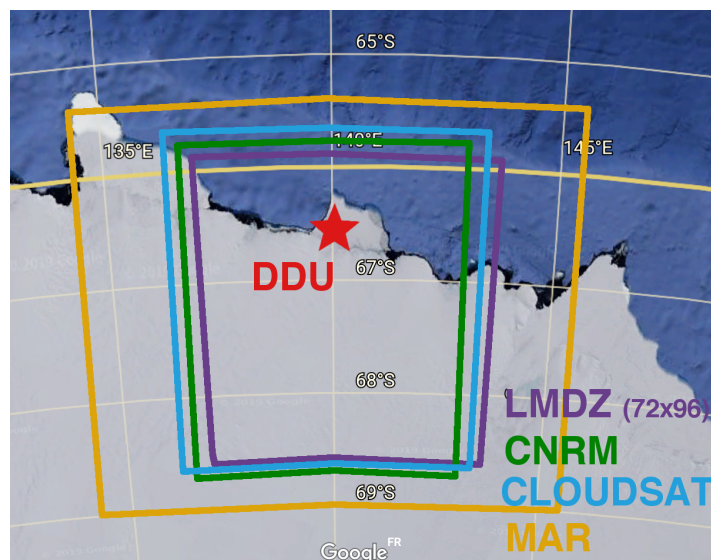


FIGURE B.6 – Domaines considérés pour l'étude des profils de précipitations des modèles LMDZ, ARPEGE-CLIMAT et MAR en comparaison à la climatologie satellitale CLOUDSAT sur un grand domaine

Les zones sur lesquelles les données des modèles utilisés sur la verticale ont été moyennées sont illustrées par les cadres de la figure B.6. Pour cette première analyse comparée, le choix

de la zone a été déterminée par la résolution la plus faible (de 2.5° en latitude par 3.75° en longitude) des simulations du modèle LMDZ (72x96). Deux points en longitude sur un point en latitude ont été choisis afin de centrer la position de la station. Ce choix a nécessité la sélection d'une zone de 5 (en longitude) par 2 (en latitude) points de grille du modèle ARPEGE-Climat, 13 par 10 points pour le modèle MAR et 4 par 2 points pour les données CloudSat. La zone considérée recouvre ainsi 2 à 3° en latitude et 7 à 8° en longitude.

La localisation ponctuelle de la station de Dumont d'Urville pour la seconde analyse comparée a été choisie aux points de coordonnées 66.5°S 139°E, 65.9°S (ou 67.2°S pour la distinction terre/océan présentée dans la section suivante) 140°E, 66.5°S 140.6°E respectivement pour les grilles de CloudSat, du modèle LMDZ (143x144) - dont les simulations sont choisies avec une plus haute résolution dans ce cas - et du CNRM. Seul les résultats du modèle MAR ont été moyennés sur une zone de 4 par 4 points de grille autour de la station afin de respecter la taille de la zone considérée (ici réduite à 1 à 1.5° de latitude sur 1.5 à 2.5° de longitude).

Les profils de précipitations - moyennés sur plus de 30 ans - par saison sont présentés sur la figure B.7. Les valeurs moyennées en surface par saison issues du modèle LMDZ (avec une configuration dans le cadre du projet CMIP5 légèrement différente de celle présentée ci-dessus : 1.8° en latitude et 3.75° en longitude de résolution) sont ajoutées afin de souligner l'importance de l'information sur la verticale. Il est par exemple intéressant de constater sur le profil de la saison JJA que la valeur en surface de l'ordre de 500mm/an pourrait aussi bien correspondre au profil de précipitation décrit par le modèle MAR (extrapolé jusqu'au niveau de la surface) que par le modèle du CNRM - alors que ces deux modèles présentent des résultats très différents sur la verticale, témoignant de leurs inégales représentations des processus physiques. On illustre donc ici très bien la valeur ajoutée de la composante verticale des précipitations pour l'évaluation des modèles : un assez bon accord en surface (par une approche traditionnelle) ne signifie pas nécessairement un bon accord global entre les modèles.

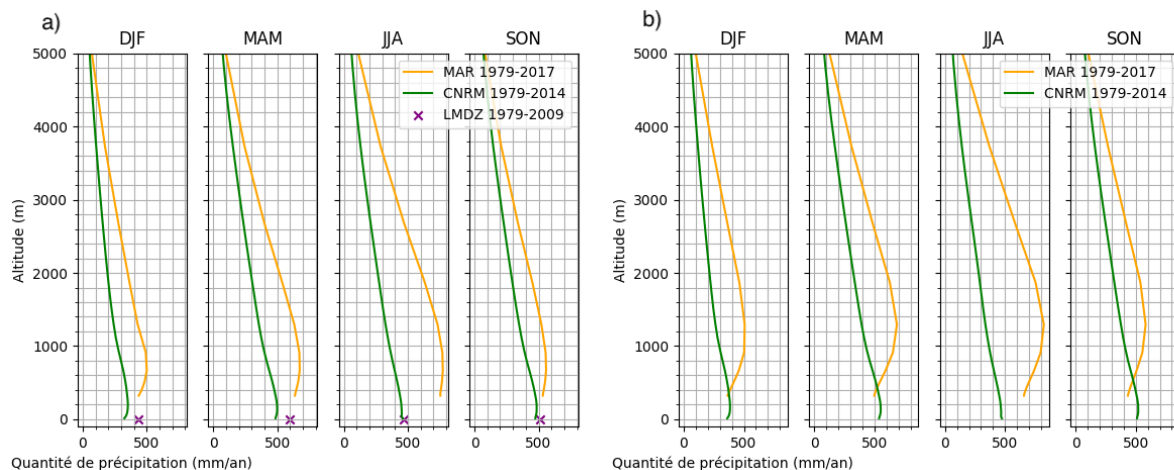


FIGURE B.7 – Profils de précipitations moyens saisonniers des modèles MAR et ARPEGE-CLIMAT (CMIP6) respectivement sur 39 et 34 ans sur la zone considérée (a) avec les valeurs moyennes saisonnières en surface (indiquées par une croix violette) du modèle LMDZ (CMIP5) sur 31 ans et à Dumont d'Urville (b)

En particulier, le maximum de précipitations sur la verticale n'est pas situé au même niveau par les deux modèles. Le modèle MAR présente une altitude du pic peu dépendante de la saison (aux alentours de 700 mètres) tandis que le modèle du CNRM la représente très proche - voire au niveau même - de la surface. La sous-estimation des précipitations par le modèle du CNRM est davantage marquée en altitude, et les deux modèles sont en meilleur accord en surface : la croissance des précipitations par le modèle ARPEGE-Climat semble plus lente sur la verticale

que celle du modèle régional, induisant une position de ce maximum sous-estimée par rapport au modèle MAR.

Aussi, les quantités semblent peu varier avec la saison pour le modèle du CNRM (de 300 à 500mm/an au niveau du maximum), tandis que le modèle MAR présente une variation saisonnière plus marquée et avec des quantités plus importantes (de 400 à 800mm/an au niveau du maximum). Les deux modèles sont davantage en accord pendant l'été que pendant l'hiver où leur écart sur un niveau donné peut atteindre plus de 200% (pour la saison JJA).

Enfin, l'analyse des profils verticaux de ces modèles au point de grille le plus proche de la station de Dumont d'Urville - présentés sur la figure B.7.b) - montre peu de différences majeures par rapport à la précédente comparaison, permettant de confirmer que la situation de la station est représentative d'une zone étendue près de la côte Est antarctique, à l'échelle climatologique.

La figure B.8 présente la comparaison de la climatologie CloudSat aux trois modèles présentés pour chacune des saisons sur la période 2007-2010 (sur une zone étendue).

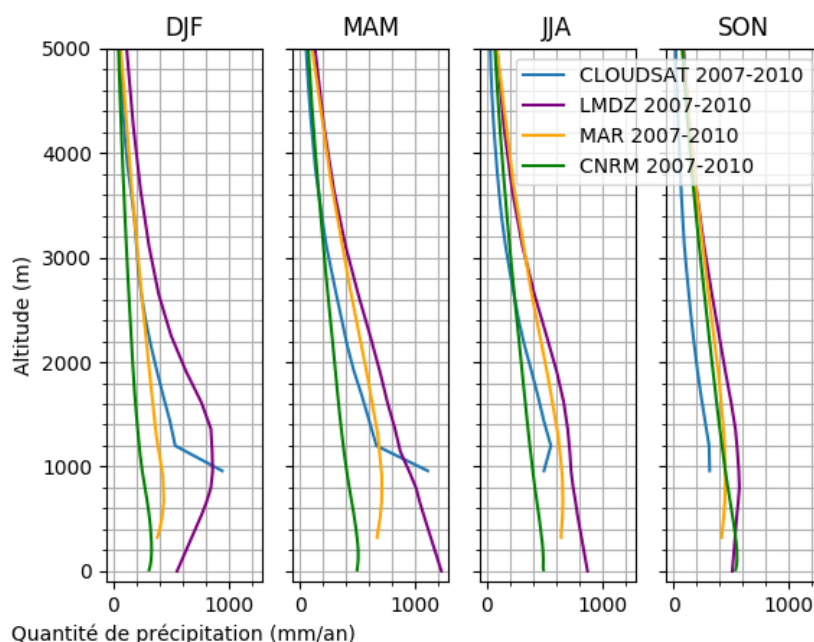


FIGURE B.8 – Profils verticaux saisonniers moyens de quantité de précipitation pour la période 2007-2010 : observations CloudSat et résultats des modèle LMDZ (72x96), MAR et ARPEGE-Climat sur la zone considérée

En prenant les résultats du satellite CloudSat comme référence, il est intéressant de remarquer que les trois modèles sont en meilleur accord avec les mesures de la période 2007-2010 à la saison froide qu'à la saison chaude. De manière générale, le modèle LMDZ (72x96) sur-prévoit les quantités de précipitations sur toute la verticale tandis que le modèle du CNRM les sous-prévoit (sauf à la saison SON). Le modèle MAR semble être le modèle le plus en accord sur toute la verticale avec les observations.

B.2.3 Comparaison des observations satellitales CloudSat et *in-situ* MRR aux résultats du modèle LMDZ sur 4 ans

Pour la période 2007-2010 de la climatologie CloudSat, une comparaison est réalisée en particulier avec le modèle LMDZ. La figure B.9 illustre les résultats obtenus avec le modèle

LMDZ (72x96) par rapport à la climatologie CloudSat, moyennés sur toute la zone présentée ci-dessus **(a)**, puis localement avec les simulations du modèle LMDZ (143x144) dont la grille plus résolue (1.25° en latitude par 2.5° en longitude) est de taille similaire à celle des données satellitales sélectionnées en un point **(b)**.

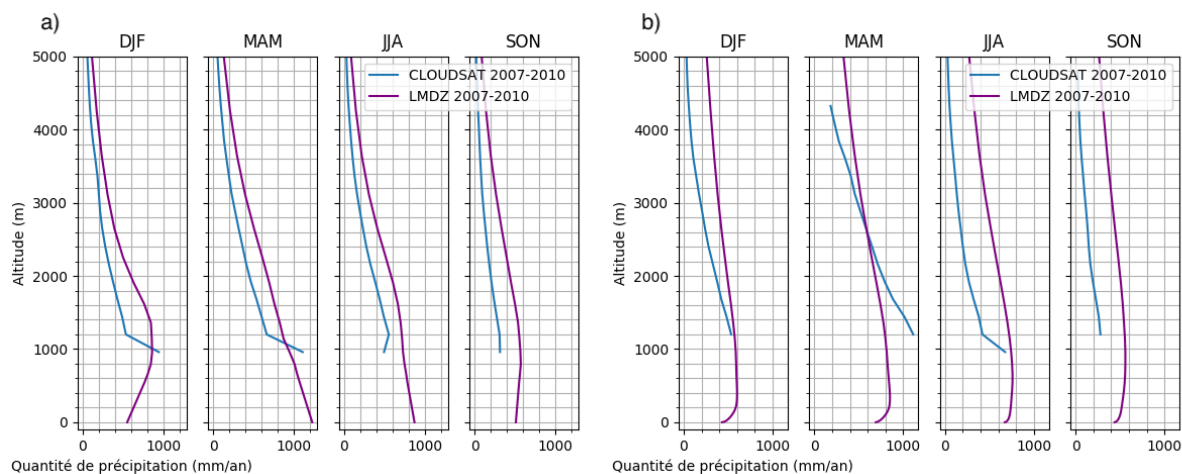


FIGURE B.9 – Profils verticaux saisonniers moyens de quantité de précipitation pour la période 2007-2010 : observations CloudSat et résultats du modèle sur la zone considérée **(a)** (LMDZ 72x96) et à Dumont d’Urville **(b)** (LMDZ 143x144)

Il est intéressant de remarquer que le biais positif du modèle LMDZ (quelque soit la résolution) semble constant avec les saisons (sauf pour la saison MAM où le modèle LMDZ 143x144 sous-estime les valeurs sous 2500m car le résultat de la climatologie CloudSat choisi pour la comparaison est surestimé).

Aussi, il faut noter que le maximum de précipitations sur la verticale n’est pas représenté par le modèle de la même façon selon les deux cas considérés. Dans le cas où les simulations réalisées à plus basse résolution ont été moyennés, le profil présente un maximum aux alentours de 1000m en été mais pas en hiver - où il n’y a pas d’inversion du profil jusqu’en surface. Les températures et les humidités relatives analysées sont présentées sur la figure B.10.

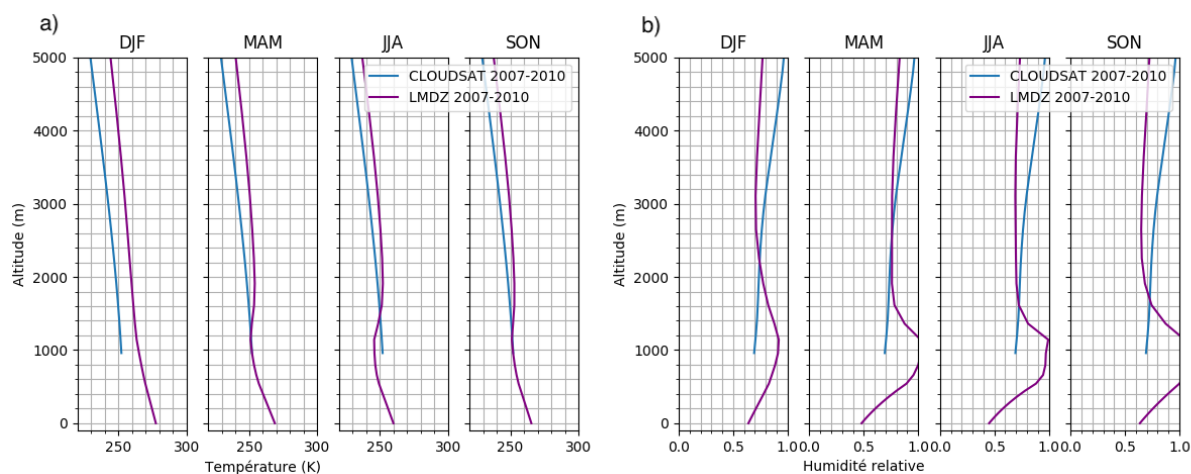


FIGURE B.10 – Profils verticaux saisonniers moyens de **(a)** température (en Kelvin) et **(b)** humidité relative pour la période 2007-2010 sur la zone considérée par le modèle LMDZ (72x96) et utilisées dans la climatologie CloudSat

Le pic de précipitations simulé par le modèle en été aux alentours de 1000 mètres correspond à une zone de saturation (indépendamment de la saison) ainsi qu'à un refroidissement qui semble être plus marqué en particulier en hiver, pouvant impacter la ré-évaporation en basses couches. Dans le cas où un seul point de grille a été considéré à partir des simulations avec une plus haute résolution, le profil vertical est similaire à ceux du modèle ARPEGE-Climat précédemment étudié : il présente une faible variation sur la verticale et un pic de précipitations très proche de la surface. Lorsque la résolution est affinée, un processus mieux pris en compte dans le modèle modifierait ce résultat.

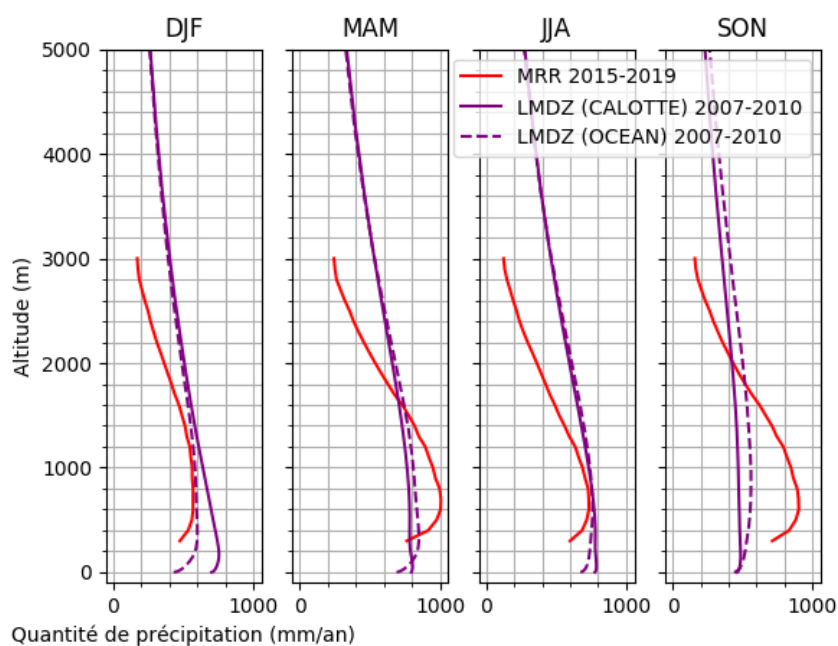


FIGURE B.11 – Profils verticaux saisonniers moyens de précipitation pour la période 2007-2010 : observations du MRR et résultats du modèle LMDz (143x144) à Dumont d’Urville

Enfin, il est possible d’observer sur la figure B.11 l’influence de représentation du type de surface dans le modèle sur les profils saisonniers. En choisissant un point de type continental (90% de terre gelée à la latitude 67.2°S) plutôt qu’un point de type océanique (90% d’océan gelé à la latitude 65.9°S), les quantités de précipitations en surface sont légèrement supérieures, notamment à la saison DJF. Surtout, il semble que le pic du profil de précipitations soit davantage marqué sur le point océanique.

B.3 Analyse du cycle annuel des profils verticaux de précipitations

B.3.1 Comparaison des observations *in-situ* MRR aux résultats du modèle LMDZ sur 4 ans

Il est possible d’effectuer une comparaison mensuelle à l’échelle spatiale réduite entre les observations et les résultats du modèle LMDZ sur une période similaire à celle précédemment étudiée de 4 années successives. Pour cela, les mesures du MRR sont choisies pour référence (sur laquelle les données ont été pratiquement sans discontinuité) et comparées (voir figure B.12) aux résultats du modèle LMDZ en configuration zoomée sur Dumont d’Urville.

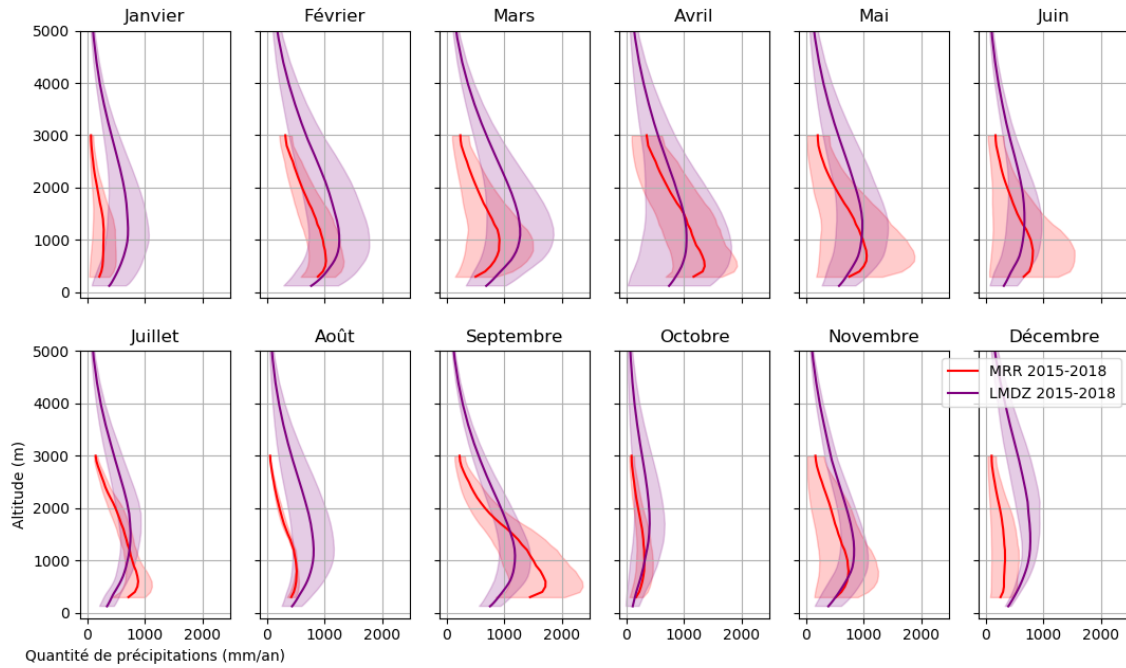


FIGURE B.12 – Profils verticaux moyens mensuels de précipitations pour la période 2015-2018 MRR en rouge et LMDZ en violet (64x64 avec zoom Antarctique – point sélectionné : 66.7°S 140.4°E). Le remplissage indique la variabilité sur les 4 années étudiées (2 x écart-type).

Le biais du modèle est positif quel que soit le mois de l'année sauf en septembre. Le modèle repère bien l'évolution annuelle du profil : par exemple les mois d'octobre et de décembre présentent une évaporation plus faible tandis qu'elle est plus marquée en février et en mars. De février à mai, le modèle LMDZ présente davantage de variabilité inter-annuelle.

B.3.2 Comparaison de la climatologie satellitale aux réanalyses ERA

La climatologie CloudSat peut être comparée aux résultats des réanalyses ERA sur la période 2007-2010. Celles-ci ont l'avantage de combiner modélisation et observations, et sont considérées très fiables. Les séries temporelles des profils verticaux de précipitations moyens par mois sont présentées sur la figure B.13. Bien que les valeurs mesurées par CloudSat soient plus extrêmes que celles des réanalyses ERA, on retrouve une chronologie et une évolution des intensités des précipitations similaires pendant la période de 4 ans. Par exemple, on remarque que le mois de mars 2007 est particulièrement intense et le mois de novembre 2009 pratiquement nul pour les deux sources.

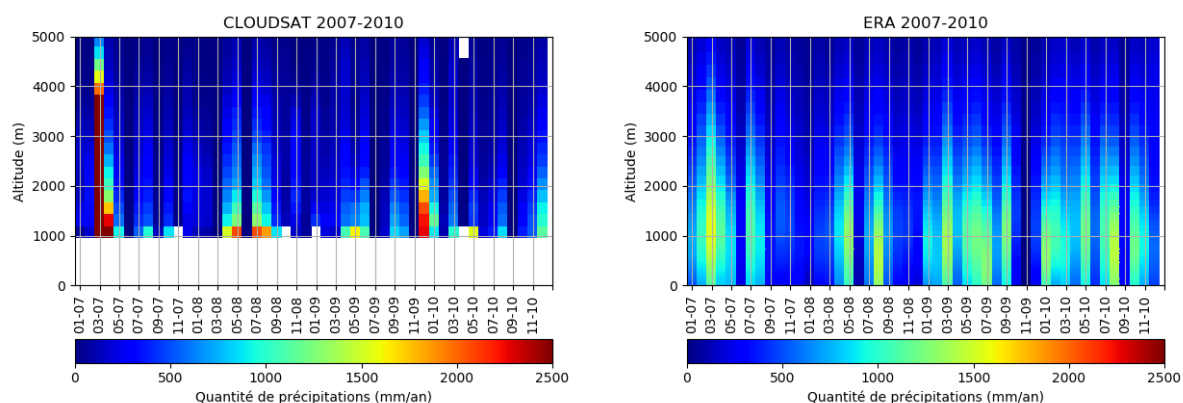


FIGURE B.13 – Séries temporelles des profils verticaux de précipitations sur la période 2007-2010 à DDU issues des observations CloudSat (gauche) et des réanalyses ERA (droite)

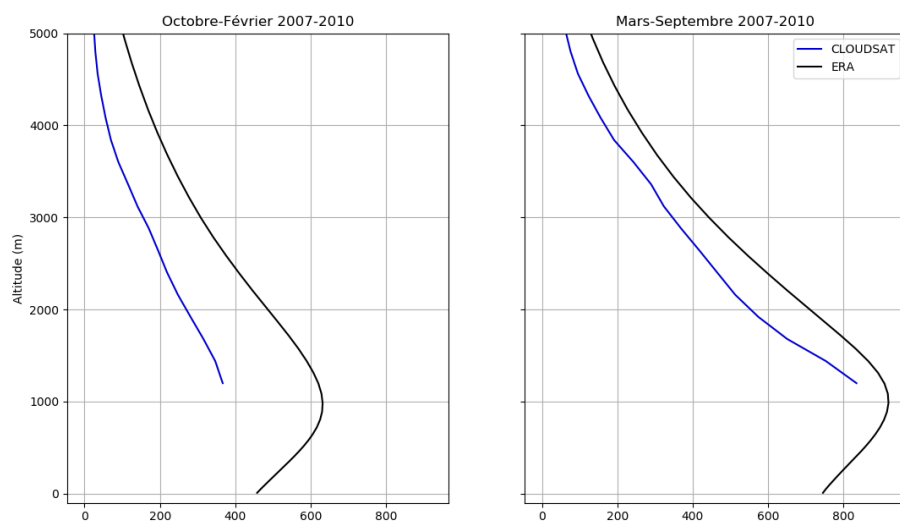


FIGURE B.14 – Profils verticaux moyens saisonniers (été : octobre à février, hiver : mars à septembre) sur la période 2007-2010 issus des réanalyses ERA (en noir) et des observations CloudSat (en bleu)

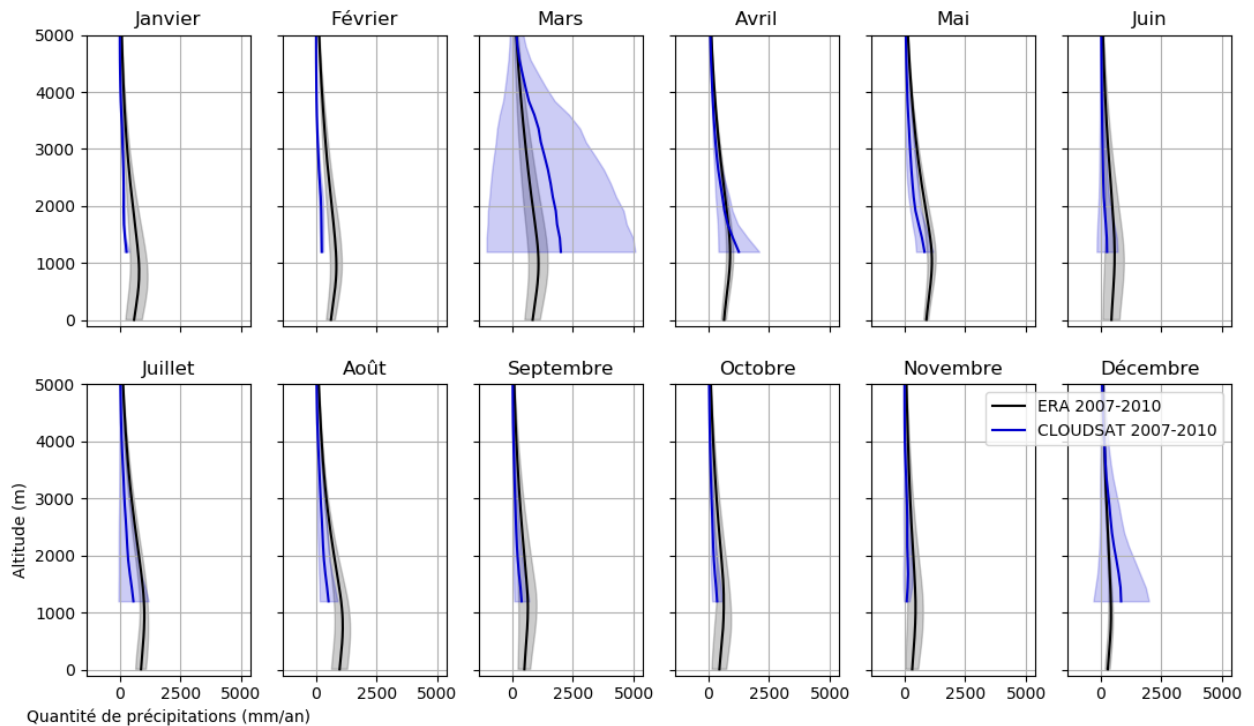


FIGURE B.15 – Profils verticaux moyens mensuels de précipitations pour la période 2007-2010 issus des réanalyses ERA (en noir) et des observations CloudSat (en bleu) – contours : variabilité inter-annuelle

La figure B.15 présente les profils moyens mensuels obtenus pour ERA et CloudSat sur la période 2007-2010. On peut y remarquer que les mesures satellitales sont - malgré la remarque précédente - en moyenne moins importantes que les résultats issus de ERA. Cela pourrait être la conséquence d'une mesure partielle erronée des précipitations de faible intensité - représentant la majorité du cumul en Antarctique. On retrouve néanmoins une forte variabilité au mois de mars, probablement due à la valeur extrême relevée pour l'année 2007. En observant les moyennes par période (figure B.14), on repère que CloudSat et ERA sont en meilleur accord à la période humide tandis qu'on relève une différence de 50% au niveau 1200m entre la mesure CloudSat et les résultats des réanalyses ERA. Ce résultat soutiendrait l'hypothèse d'une difficulté de CloudSat à mesurer les intensités plus faibles, tandis que les événements plus importants de la période humide sont mieux représentés.

B.4 Analyse du cycle annuel des précipitations à différents niveaux verticaux

En considérant la zone étendue présentée dans la section précédente, les séries annuelles des précipitations à différents niveaux (en particulier à proximité du sol et au premier niveau de la climatologie CloudSat) des modèles MAR et ARPEGE-Climat sont présentées sur la figure B.16. La longue échelle temporelle d'étude de ces deux modèles permet de confirmer que celui du CNRM sous-estime les précipitations toute l'année par rapport au modèle MAR. Ce biais est d'autant plus important en hiver pendant lequel le modèle régional présente un maximum de précipitations atteignant environ 800mm/an à chacun des deux niveaux analysés. En été, les deux modèles sont en accord sur une nette diminution de la quantité des précipitations. L'amplitude de variation annuelle en surface est assez différente pour les deux modèles

et semble être aussi marquée en altitude : le modèle MAR simule des précipitations allant de 400mm/an à 850mm/an tandis que le modèle ARPEGE-Climat propose des valeurs comprises entre 350mm/an et 500mm/an.

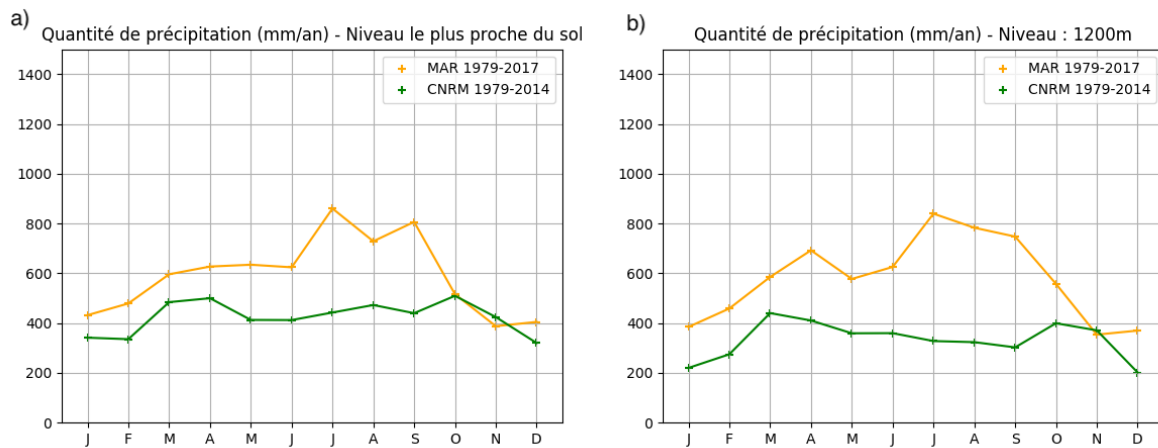


FIGURE B.16 – Quantités mensuelles de précipitations des modèles MAR et ARPEGE-CLIMAT (CMIP6) respectivement sur 39 et 34 ans sur la zone considérée (a) au niveau le plus proche du sol et (b) à 1200m

Pour la période d'étude propre à la climatologie CloudSat, les séries annuelles des observations satellitales et des sorties du modèle LMDZ sur la zone considérée sont présentées sur la figure B.17. Le premier niveau (à 1200m) des données du satellite est analysé, permettant d'évaluer le modèle LMDZ à un niveau donné. Il est intéressant de remarquer que le biais positif du modèle est nettement plus faible en hiver, où il est en très bon accord avec les observations. Le reste de l'année, le modèle surestime les précipitations jusqu'à près de 400mm/an, en particulier en été. Néanmoins, le tracé des cycles annuels permet d'accentuer la correspondance entre les variations prévues par le modèles et celles observées par le radar pendant cette période.

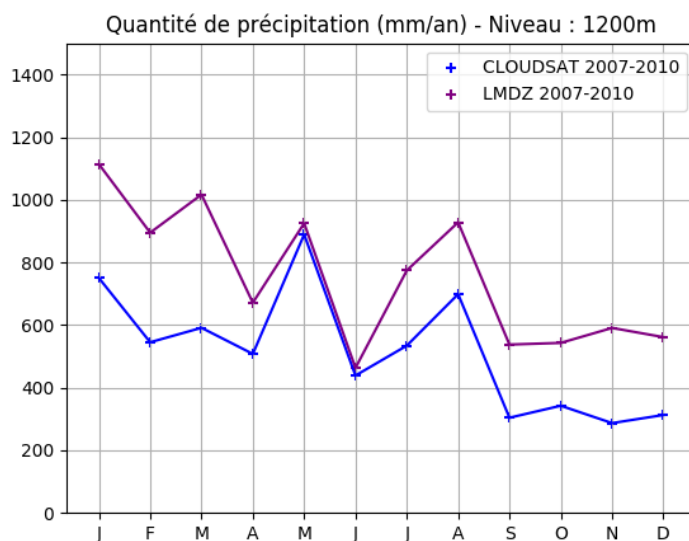


FIGURE B.17 – Quantités mensuelles de précipitations CloudSat et du modèle LMDZ (72x96) pour la période 2007-2010 sur la zone considérée à 1200m

B.5 Conclusion de l'étude annexe

La nouvelle base de données d'observations CloudSat a permis l'évaluation de modèles à l'échelle saisonnière à partir de longues séries temporelles disponibles, mettant en avant la qualité de la représentation des cycles saisonniers sur la côte Est Antarctique par les modèles globaux. Néanmoins, de grandes disparités existent entre ces derniers au niveau de la représentation de la distribution des précipitations sur la verticale et une surestimation globale est à noter. Différents facteurs semblent jouer un rôle primordial dans ce résultat. La résolution horizontale du modèle - comme cela a été testé pour le modèle LMDZ et illustré par la figure B.18 - permet d'affiner la représentation des processus en basses couches, ayant une influence majeure sur la structure du profil vertical de précipitations. Aussi, la représentation de la nature de la surface dans les modèles ne doit pas être négligée : elle pourrait être à l'origine de divers processus (ré-évaporation, vents etc.) en basses couches, différents selon que le domaine considéré soit océanique ou terrestre.

Enfin, une influence notable de la résolution spatiale sur les quantités de précipitations de la climatologie CloudSat a été montrée (Souverijns et al., 2018 [22]) modifiant nettement sa concordance avec les observations radar *in-situ* par le MRR en particulier à Dumont d'Urville.

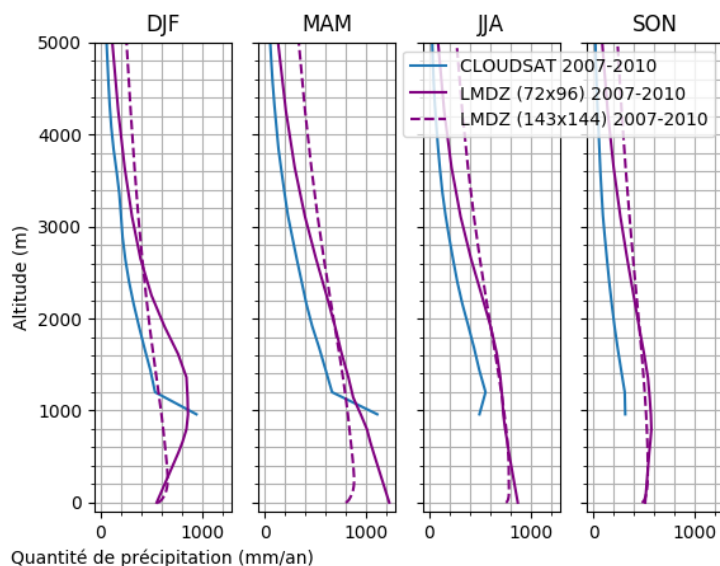


FIGURE B.18 – Profils verticaux saisonniers moyens de précipitations pour la période 2007-2010 : observations CloudSat et résultats du modèle LMDZ en haute (en tirets) et basse résolution (en traits pleins)

Liste des sigles et acronymes

ANR	<i>Agence National de la Recherche</i>
APRES3	<i>Antarctic Precipitation, Remote Sensing from Surface and Space</i>
AROME	<i>Applications de la Recherche à l'Opérationnel à Méso-Echelle</i>
ARPEGE	<i>Action de Recherche Petite Échelle Grande Échelle</i>
CEPMMT	<i>Centre Européen pour les Prévisions Météorologiques à Moyen Terme</i>
CPR	<i>Cloud Profiling Radar</i>
CNRM	<i>Centre National de Recherche Météorologique</i>
DEM	<i>Digital Elevation Model</i>
ECMWF	<i>European Center for Medium-range Weather Forecasts</i>
EMC3	<i>Étude et Modélisation du Climat et du Changement Climatique</i>
EPFL	<i>Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne</i>
ESA	<i>European Space Agency</i>
GAME	<i>Groupe d'études de l'Atmosphère Météorologique</i>
GIEC	<i>Groupe d'Experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat</i>
IGE	<i>Institut des Géosciences et de l'Environnement</i>
IFS	<i>Integrated Forecasting System</i>
IPCC	<i>Intergovernment Panel on Climate Change</i>
IPEV	<i>Institut Polaire Paul Emile Victor</i>
IPSL	<i>Institut Pierre Simon Laplace</i>
LSCE	<i>Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement</i>
LIDAR	<i>Light Detection And Ranging</i>
LMD	<i>Laboratoire de Météorologie Dynamique</i>
MAR	<i>Modèle Atmosphérique Régional</i>
MASC	<i>Multi-Angle Snowflake Camera</i>
MRR	<i>Micro-Rain Radar</i>
OMM	<i>Organisation Météorologique Mondiale</i>
PPP	<i>Polar Prediction Project</i>
RADAR	<i>Radio Detection And Ranging</i>
SOP	<i>Special Observing Period</i>
TCM	<i>Tableau Climatique Mensuel</i>
WWRP	<i>World Weather Research Program</i>
YOPP	<i>Year Of Polar Prediction</i>

Bibliographie

- [1] *Part IV : Physical processes, Chapter 7 : Clouds and large-scale precipitation, Section 7.2.3 : Microphysical assumptions*. Number 4 in IFS Documentation. ECMWF, 2018. URL <https://www.ecmwf.int/node/18714>.
- [2] Evaluation of two climate models by a comparison with in-situ micro rain radar observations in east antarctica. *In preparation*, 2019.
- [3] H. Barral, C. Genthon, A. Trouvilliez, C. Brun, and C. Amory. Blowing snow in coastal adélie land, antarctica : three atmospheric-moisture issues. *The Cryosphere*, 8(5) :1905–1919, 2014. doi : 10.5194/tc-8-1905-2014. URL <https://www.the-cryosphere.net/8/1905/2014/>.
- [4] 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/>.
- [5] H. Gallée. Simulation of the mesocyclonic activity in the ross sea, antarctica. *Monthly Weather Review*, (123) :2051–2069, 1995.
- [6] J.P Gast. Cours d’observation, 2016.
- [7] C. Genthon, G. Krinner, and H. Casteb Brunet. 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.
- [8] 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://www.earth-syst-sci-data.net/10/1605/2018/>.
- [9] 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.
- [10] 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, 2017. doi : 10.5194/tc-11-1797-2017. URL <https://www.the-cryosphere.net/11/1797/2017/>.
- [11] J. Grazioli, J.-B. Madeleine, H. Gallée, R. Forbes, C. Genthon, G. Krinner, and A. Berne. Katabatic winds diminish precipitation contribution to the antarctic ice mass balance. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 114(41) :10858–10863, 2017. ISSN 0027-8424. doi : 10.1073/pnas.1707633114. URL <https://www.pnas.org/content/114/41/10858>.

- [12] 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>.
- [13] F. Hourdin, J.Y. Grandpeix, C. Rio, S. Bony, A. Jam, F. Cheruy, N. Rochetin, L. Fairhead, A. Idelkadi, I. Musat, J.L. Dufresne, A. Lahellec, M.P. Lefebvre, and R. Roehrig. Lmdz5b : the atmospheric component of the ipsl climate model with revisited parameterizations for clouds and convection. *Climate Dynamics*, 40(9) :2193–2222, May 2013. ISSN 1432-0894. doi : 10.1007/s00382-012-1343-y. URL <https://doi.org/10.1007/s00382-012-1343-y>.
- [14] 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. URL <https://www.the-cryosphere.net/13/943/2019/>.
- [15] F. Lemonnier, J.B. Madeleine, C. Claud, C. Genthon, C. Palerme, N.B. Wood, and T. L'Ecuyer. Cloudsat-inferred antarctic vertical structure of precipitation over the antarctic continent. *In preparation*, 2019.
- [16] 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>.
- [17] 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://www.the-cryosphere.net/8/1577/2014/>.
- [18] C. Palerme, C. Claud, N. B. Wood, T. L'Ecuyer, and C. Genthon. How does ground clutter affect cloudsat snowfall retrievals over ice sheets? *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, 16(3) :342–346, March 2019. ISSN 1545-598X. doi : 10.1109/LGRS.2018.2875007.
- [19] P. Pettré and C. Périard. Aspects du climat de dumont d'urville et de l'antarctique. *La Météorologie, 8e série*, (13) :55–62, 1996.
- [20] 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.
- [21] F. Roux. Cours de microphysique des nuages, 2017.
- [22] 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/>.
- [23] T.F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex, and Midgley P.M. *Climate Change 2013 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2013.
- [24] 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.

- [25] 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>.
- [26] 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.
- [27] 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. URL <https://doi.org/10.1175/JAMC-D-14-0137.1>.