

Rapport de stage de Master 2
**Étude des précipitations à Dôme C sur le plateau
Antarctique**

—
Camille REVERCHON

M2 SCIENCES DE LA TERRE ET DES PLANÈTES, ENVIRONNEMENT
Parcours Atmosphère - Climat - Surfaces continentales



Photo du TPS-3100, station Concordia, Dôme C, Antarctique

ENCADRANT : Christophe GENTHON, directeur de recherche CNRS (IGE)

CO-ENCADRANTS : Jean-Baptiste MADELEINE, chercheur au LMD et à l'IPSL, Paris
Etienne VIGNON, doctorant à l'IGE

LABORATOIRE D'ACCUEIL : Institut des Géosciences de l'Environnement (Grenoble France)
- Université Grenoble Alpes

Attestation de non plagiat

Je soussignée Camille REVERCHON auteur du mémoire Étude des précipitations à Dôme C, le plateau Antarctique ; déclare sur l'honneur que ce mémoire est le fruit d'un travail personnel et que je n'ai ni contrefait, ni falsifié, ni copié tout ou partie de l'oeuvre d'autrui afin de la faire passer pour la mienne.

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

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

Fait à GRENOBLE, le 09/06/2017

Camille Reverchon

"L'Antarctique a cette force d'attraction des choses inaccessibles qui appellent l'Homme à s'engager avec passion. Ainsi ne revient-on jamais le même d'un long séjour sur le continent blanc. Dans cet univers sans repère, sans odeur, sans couleur autre que le bleu et le blanc, sans bruit autre que celui du vent, dans ce monde d'une infinie pauvreté sensorielle, l'Homme n'a pas d'autre issue que d'apprendre à s'approprier lui-même. Quand on a oublié qu'il fait froid, que le silence est infini, qu'on s'est défait de l'agitation du monde, quand l'indispensable se réduit à peu de choses, on sent grandir en soi le bonheur de l'harmonie, ce sentiment agréable où en toute sérénité on se sent bien là où on avait rêvé d'être."

Jean-Louis Etienne (1946 -)

Abstract - Résumé

Although antarctic precipitation has been studied for about half a century, the rate and occurrence of precipitation on the Antarctic Plateau are still unknown. During the summer campaign 2015-2016, a TPS-3100 (or Hotplate) precipitation gauge was set-up at Dome C to test the ability of such an instrument to measure precipitation in the climate conditions of the Antarctic Plateau. The TPS-3100 consists of two identical heated and thermally insulated aluminium disc plates. One of the plates faces up and measures the rate of precipitation, the other faces down and serves as a reference. The two plates are heated independently and maintained at a constant temperature of 75 ° C. An analysis of the data collected by the TPS-3100 and a characterization of the precipitation events at Dome C over the year 2016 were carried out in this study. Hotplate's measurements have been found to generally disagree with ECMWF interim analyses and reanalyses and LMDZ simulations, not only in terms of quantity but also occurrence. However, it remains difficult to disentangle between errors in the measurements and those in the other datasets since there is no benchmark data set for precipitation rates at Dome C.

KEY-WORDS : Precipitation, Antarctic Plateau, Dôme C, TPS-3100, ECMWF, LMDZ

Bien que les précipitations en Antarctique soient étudiées depuis environ un demi siècle, le taux moyen comme les statistiques des précipitations sur le haut plateau sont encore inconnus. Au cours de la campagne d'été 2015-2016, un capteur de précipitation TPS-3100 (ou Hotplate) a été installé à Dôme C afin de tester la capacité d'un tel instrument à mesurer les précipitations sur le plateau Antarctique. Le TPS-3100 se compose de deux plaques discoïdes en aluminium identiques chauffées et isolées thermiquement. L'une des plaques est tournée vers le haut et capte les précipitations l'autre, tournée vers le bas sert de référence. Les deux plaques sont chauffées indépendamment et maintenues à une température constante de 75°C. L'analyse des données récoltées par le TPS-3100 ainsi qu'une caractérisation des événements de précipitations à Dôme C sur l'année 2016 ont été réalisés au cours de cette étude. Les mesures du Hotplate se sont révélées être généralement en désaccord avec les analyses et réanalyses interim ECMWF et les simulations LMDZ, non seulement en terme de quantité mais aussi d'occurrence. Il est toutefois difficile de quantifier la part d'erreur provenant des mesures et celle provenant des autres ensembles de données puisqu'il n'existe pas de référence dans le domaine des mesures des précipitations à Dôme C.

MOTS-CLÉS : Précipitations, plateau Antarctique, Dôme C, TPS-3100, ECMWF, LMDZ

Table des matières

1	Introduction	1
2	Site d'étude, instruments, données et méthodologies	4
2.1	La station Concordia	4
2.2	Hotplate - Total Precipitation Sensor TPS3100	5
2.2.1	Description de l'instrument	5
2.2.2	Algorithme utilisé	7
2.3	Données ECMWF	9
2.4	Simulation LMDZ	11
2.5	Radiosondages	12
2.6	Données Lidar	14
3	Résultats	15
3.1	Évènement du 7 novembre	15
3.2	Echelle annuelle et synoptique	19
3.3	Comparaison des données ERA-Interim aux radiosondages	21
3.4	Données Lidar	24
4	Discussion	26
5	Conclusion	28
	Bibliographie	30

1. Introduction

Les précipitations sont un terme important, et généralement un des termes dominants, parmi ceux du bilan de masse de surface du Plateau antarctique (précipitations, sublimation/condensation et transport de neige par le vent) (*Bromwich, 1988*). Avec la condensation de vapeur à la surface, c'est le seul terme d'apport d'eau pour la calotte (*Lawson and Gettelman, 2014*). La variabilité spatiale et temporelle des précipitations est une information nécessaire pour évaluer le bilan de masse totale de l'Antarctique (*Bromwich et al., 2004*). Dans le contexte du changement climatique actuel, la réponse du bilan de masse de l'Antarctique au réchauffement peut considérablement influencer l'élévation globale du niveau des océans (*DeConto and Pollard, 2016*). Par conséquent, identifier, comprendre et quantifier les processus atmosphériques responsables de la précipitation en Antarctique est un des enjeux scientifiques majeur de ce siècle pour appréhender si la calotte perd ou gagne de la masse, et à quelle vitesse. De plus, la calotte Antarctique fournit des archives climatiques uniques. Les carottes de glace permettent de "remonter le temps" jusqu'à 800 000ans en arrière et d'établir des séries temporelles climatiques de la température ou encore de la composition de l'atmosphère. La composition isotopique de la glace permet de reconstruire la température atmosphérique. En effet, une relation quasi linéaire lie les rapports isotopiques stables annuels moyens des précipitations en Antarctique et la température moyenne annuelle de l'air au niveau du site de dépôt (*Dansgaard, 1964*). La saisonnalité des précipitations, la localisation et les conditions aux sources d'humidité ou encore les conditions le long du transport d'humidité, sont autant de facteurs qui influencent eux aussi la composition isotopique des précipitations et donc de la glace (*Schlosser, 1999*). De ce fait, les précipitations sont une variable climatique qui revêt une grande importance pour de nombreux champs de recherche, étant donné qu'elles sont à la source de la formation de cette archive qu'est la calotte Antarctique (*Bromwich et al., 2004*).

Encore aujourd'hui, les mesures permettant l'estimation du taux de chute de neige sont un vrai défi en raison de la grande variété de types de neige, de formes, de répartitions de taille et de densité des particules (*Rasmussen et al., 2011*). Cela est d'autant plus vrai en Antarctique en raison de l'éloignement et du climat extrême du continent (température et vent) qu'on ne retrouve nulle part ailleurs sur Terre. De plus, les caractéristiques des précipitations à la côte et à l'intérieur du continent Antarctique sont très différentes. En effet, la plupart des précipitations qui ont lieu en zone côtière sont épisodiques et dues à des systèmes météorologiques à l'échelle synoptique tels que des dépressions tandis que dans l'intérieur du continent, la plupart des chutes de neige pourrait être sous la forme de "diamond dust" (*Bromwich et al., 2004; King and Turner, 1997*). Il s'agit d'une retombée semi-continue de cristaux de glace pouvant provenir d'un mince voile de cirrus (*King and Turner, 1997*) ou résulter, à la suite du refroidissement radiatif des masses d'air, d'une nucléation homogène de gouttelettes liquides formées par l'humidité advectée près de la surface ou d'une nucléation hétérogène (*Hogan, 1975; Ohtake and Inoue, 1980*). La répartition spatiale des précipitations en Antarctique est principalement liée à la topographie (*Genthon et al., 2016*) et en partie à cause de l'effet "barrière" lié à la forte pente qui sépare la côte du plateau (*King and Turner, 1997*). Le taux de précipitations diminuent avec la distance des sources d'humidité (océan) et sont généralement moins importantes là où les températures sont les

plus froides (*Genthon et al.*, 2016). Par conséquent, les mesures des précipitation sur le plateau sont compliquées de par les très faibles quantités de précipitations produites dans l'air froid et sec.

Jusqu'à récemment, les informations concernant les précipitations à l'intérieur du continent étaient obtenues de manière indirecte à partir d'analyses des transports d'humidité, d'observations glaciologiques de la surface (*Bromwich*, 1990) et de réanalyses des modèles numériques de prévision météorologique (*Bromwich et al.*, 2011). À cela s'ajoute des enregistrements qualitatifs de longue durée d'observations de nuages et de précipitations, réalisées dans certaines stations scientifiques. Des recherches récentes de (*Palerme et al.*, 2014, 2017a) ont permis de proposer une première climatologie des précipitations sur une grande partie du continent sans modélisation, à l'aide d'un radar satellitaire (CloudSat). Toutefois, les mesures des précipitations par radar satellitaire restent limitées de par l'incapacité de celui-ci à réaliser des mesures à des altitudes inférieures à 1200m au dessus du sol. Dans le but de valider et améliorer les modèles et de limiter les mesures par satellite, il est nécessaire de maintenir et d'établir de ne nouveaux dites d'observation in situ, à moyen et à long terme, équipés de dispositifs de mesure des précipitations autonomes et le plus précis possible (*Grazioli et al.*, 2017). C'est dans ce sens qu'un observatoire dans le zone d'escarpement de Dronning Maud Land (*Gorodetskaya et al.*, 2015) a été installé. L'association de mesures in-situ et de mesures par télédétection a permis d'établir les toutes premières statistiques des nuages et des précipitations (*Gorodetskaya et al.*, 2014, 2015), dévoilant ainsi quelques évènements de précipitations intenses régissant le bilan de masse de surface de la région. Des combinaisons de mesures ont également permis d'évaluer la qualité des précipitations produites par satellite (CloudSat). Il a été démontré que la gamme aveugle de CloudSat (1200 premiers mètres au dessus du sol), pouvait conduire à une sous-estimation de la quantité de précipitation de l'ordre de 10% et à une sous-estimation de la fréquence d'occurrence de l'ordre de 5% (*Maahn et al.*, 2014). Cet observatoire peut donc être considéré aujourd'hui comme le premier à être bien documenté en Antarctique, en proposant entre autres des mesures précises des précipitations à partir de télédétection et d'instruments in situ. Un autre observatoire plus récent, a été installé à Dumont d'Urville (66°39'47"S, 140°00'10"E) dans le cadre du programme APRES3 (*Grazioli et al.*, 2017) Le taux d'accumulation à Dôme C est une donnée connue de par les carottes de glace (*Frezzotti et al.*, 2005) et le réseau de pieux GLACIOCLIM de *Genthon et al.* (2016). Cependant, la quantification de la contribution des différents termes de cette accumulation, dont la précipitation en premier lieu (mais aussi le sublimation ou le transport de neige par le vent) n'a pas encore été établie. la partie de l'accumulation due uniquement aux précipitation est encore inconnue. Des études comme celles de *Schlosser et al.* (2016); *Stenni et al.* (2016) ou *Ricaud et al.* (2017) apportent des mesures de précipitation en utilisant une plateforme de bois ou une ICE-CAMERA. On peut toutefois discuter de la fiabilité de telles mesures car les cristaux qui sont détectés ne sont pas nécessairement dus à des précipitations, et peuvent avoir d'autres origines telles que le dépôt de givre ou la neige transportée par le vent. En réalité, non seulement le taux mais aussi l'occurrence des précipitations à Dôme C sont inconnus des quantités inconnues. Même dans un environnement continental de moyenne latitude comme à Grenoble par exemple, la mesure continue de si faibles quantités de précipitations comme celles observées à Dôme C, serait ardue. À cela s'ajoute l'environnement et les conditions extrêmes du haut plateau antarctique (froid intense, givre fréquent), rendant les instruments traditionnels de mesure des précipitations souvent inopérants dans un tel lieu. La mesure des précipitations sur le plateau Antarctique est-elle donc irréalisable? Pour tenter de remédier à ce problème Christophe Genthon (IGE) et Jean-Baptiste Madeleine (LMD) ont

eu l'idée de déployer un nouvel instrument de mesure des précipitations à Dôme C, appelé TPS (Total Precipitation Sensor) 3100 (<https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/obs/instruments/HotPlate.pdf>) ou Hotplate. C'est un système innovant permettant de mesurer les précipitations même à des taux très faibles (0.25mm.h^{-1}) (*cf* Partie 2.2.1). Par ailleurs, le concept innovant du TPS-3100 (utilisation de deux plaques chauffantes) permet en principe de s'affranchir des problèmes de givre permettant ainsi une mesure des précipitations nettes en temps réel. Toutefois, le Hotplate est encore peu validé par rapport à d'autres instruments de mesure des précipitations comme les pluviomètres. L'objectif de ce stage est d'étudier les mesures de précipitations effectuées par le TPS-3100, afin de le valider ou au contraire le disqualifier et de caractériser (conditions synoptiques, types de neige, etc.) des événements de précipitations à Dôme C sur l'année 2016. Le matériel, les données et les méthodes utilisées ainsi que le site d'étude sont présentés dans la deuxième section de ce rapport. La troisième section présente les principaux résultats obtenus au cours de l'étude. La quatrième section discute des problèmes rencontrés avec le TPS-3100 et des questions qui en découlent : quelles sont les améliorations qui pourraient être apportées à l'instrument ? faut-il en concevoir un nouveau ? La cinquième section clôt le manuscrit par une conclusion générale et des perspectives.

2. Site d'étude, instruments, données et méthodologies

2.1. La station Concordia

Concordia est une base scientifique franco-italienne permanente située au Dôme C ($75^{\circ}06'S$, $123^{\circ}20'E$, 3233m a.s.l, heure locale = UTC+8), sur le haut plateau Antarctique à environ 1100km de la côte (cf : Figure 1). La base est opérationnelle depuis 1997 (avec la réalisation du forage EPICA) et accueille des hivernants depuis 2005, permettant la maintenance des instruments et la réalisation d'expériences, toutefois limitées, pendant l'hiver. Les activités scientifiques menées à Concordia s'étendent de la glaciologie à la physique atmosphérique en passant par l'astronomie ; l'instrumentation est déployée dans différentes installations sur une superficie de 1500m² (cf. Figure 3) (Palchetti *et al.*, 2015). La station est gérée conjointement par l'Institut Polaire Français Paul Émile Victor (IPEV) et le Programma Nazionale Ricerche in Antartide (PNRA).

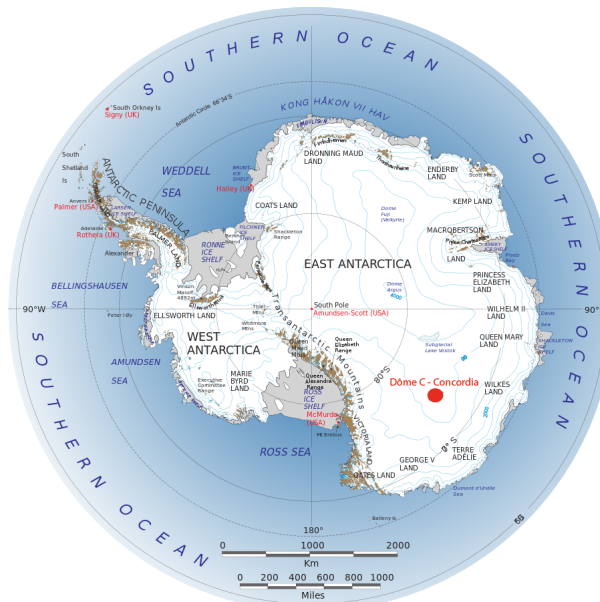


FIGURE 1 – Carte de l'Antarctique indiquant Dôme C (modifiée d'après NASA)

Dôme C est un des dômes majeurs de la calotte Est de l'Antarctique, les pentes locales y sont très faible (inférieures à 1%) et le paysage est désertique. La température à 2m au dessus du sol varie de $-28^{\circ}C$ en moyenne l'été, à $-70^{\circ}C$ en moyenne l'hiver (Genthon *et al.*, 2013), avec une moyenne annuelle de $-45^{\circ}C$ en faisant une des régions les plus froides sur Terre. Le ciel au dessus de Concordia est le plus souvent clair ou constellé de nuages fins et le taux d'accumulation de neige y est très faible : environ 8cm/an soit 25mm équivalent eau (e.e ou w.e en anglais pour water equivalent). Au court de l'hiver d'une durée de 9 mois, la station se retrouve plongée dans la nuit polaire et le soleil reste sous l'horizon durant environ 3 mois. En revanche, en été (décembre-janvier-février) le soleil ne descend pas en dessous de 8° (à minuit) au dessus de l'horizon, c'est le jour polaire. Le climat régnant à Dôme C est principalement un climat froid et sec, avec un ciel dégagé et des vents faibles. Ces conditions sont dues à un vent dominant dit "d'inversion" sec et froid, venant du sud donc des régions plus hautes du

Plateau Antarctique. Toutefois, lorsque des centres dépressionnaires situés au niveau de l'océan austral sont assez forts, ils génèrent alors des advections chaudes et humides qui pénètrent sur le plateau et parfois jusqu'à Dôme C. C'est ce que l'on appelle des événements chauds, avec des vents de nord, chauds et humides, amenant des nuages épais (*Genthon et al.*, 2010).

2.2. Hotplate - Total Precipitation Sensor TPS3100

2.2.1. Description de l'instrument

Le Hotplate est une jauge de précipitation conçue par R.Rasmussen au National Center for Atmospheric Research (NCAR) (*Rasmussen et al.*, 2011), fournissant des taux de précipitation liquide comme solide en temps réel. Pour cette étude, le modèle Total Precipitation Sensor 3100 (TPS-3100), une version commerciale du Hotplate "original" fabriquée par Yankee Environmental Systems, Inc., a été utilisé (*cf.* Figure 2). Le principe du Hotplate commercial est le même que l'originel avec quelques améliorations telles qu'un chauffage de carte électronique au lieu d'un mince "tapis" chauffant, une boîte électronique plus compacte et la capacité de mesurer des taux de précipitations jusqu'à 35mm.h^{-1} grâce à une alimentation en tension plus élevée (*Rasmussen et al.*, 2011).

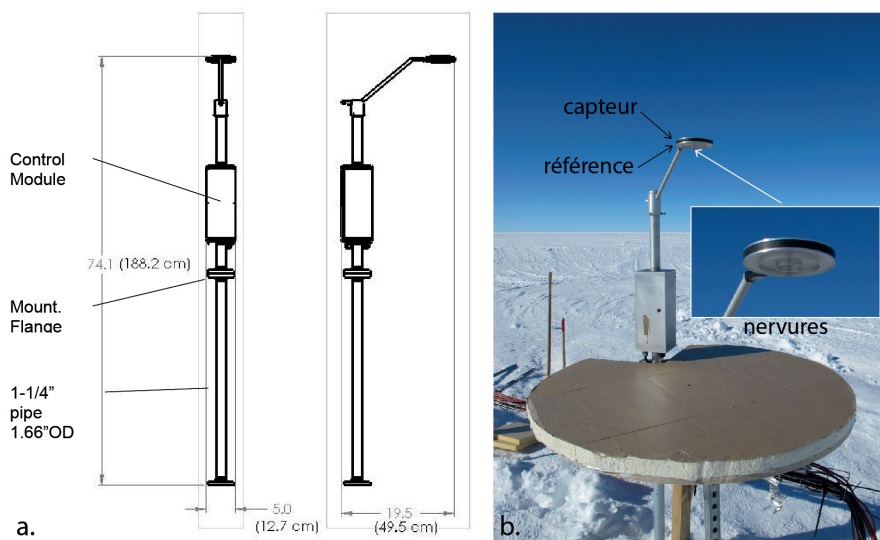


FIGURE 2 – Schéma et photo du TPS-3100 à Dôme C

Comme son nom le suggère, le principe du Hotplate ou TPS-3100 est de chauffer deux plaques discoïdes isolées en aluminium, d'environ 13cm de diamètre. Une des plaques est tournée vers le haut et reçoit les précipitations, c'est le capteur. L'autre, tournée en direction du sol, est montée sous la plaque supérieure et sert de référence. Les plaques sont chauffées à environ 75°C car c'est la température à partir de laquelle on considère que l'on peut faire fondre et évaporer de petites particules de neige en moins d'une seconde, et de large flocons en quelques secondes (*Rasmussen et al.*, 2011). Cette température est maintenue constante en augmentant ou diminuant le courant électrique dans les résistances équipant les deux plaques chauffantes. Ainsi, en conditions "normales" c'est à dire lorsqu'il n'y a ni vent ni précipitation, les plaques se refroidissent de la même manière. En revanche, en conditions de précipitation, la plaque du haut se refroidit plus que celle du bas à cause du vent, de la

fonte et de l'évaporation des précipitations. En effet, la plaque du bas n'est affectée que par le vent. La différence de puissance requise pour maintenir à la même température constante les deux plaques est ainsi proportionnelle au taux de précipitation (*Rasmussen et al.*, 2011).

À Dôme C, les plaques chauffantes du TPS-3100 sont situées à une hauteur d'environ 2m afin de minimiser le problème de la neige soufflée. De plus, grâce à leur géométrie en disque, elles ont un effet minime sur sur flux d'air qui l'entoure, par conséquent l'utilisation d'un écran pluviométrique n'est pas nécessaire. Toutefois, pour empêcher les particules de neige de glisser ou de rebondir sur la plaque supérieure lors de forts vents, 3 nervures circulaires concentriques ont été placées sur chaque plaque (*cf.* Figure 2.b). D'autre part, l'oxydation rapide en surface des plaques en aluminium donne un caractère plutôt hydrophile à celles-ci permettant ainsi à l'eau de fonte de s'étaler rapidement sur les plaques. De cette manière, les TPS-3100 sont fournis sans aucun revêtement ni adonisation. Contrairement aux jauges conventionnelles à pesée et à augets basculants, le TPS-3100 requiert peu de maintenance. En effet, sans pièces mobiles, le capteur TPS-3100 entièrement électronique est moins affecté par les problèmes liés aux pluviomètres traditionnels volumétriques ou de pesée (<https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/obs/instruments/HotPlate.pdf>). Aussi, nul besoin de glycol, huile ou autre additifs antigels puisque la neige est fondue et évaporée. Le TPS-3100 évite également les problèmes de givre.

Le TPS-3100 produit un enregistrement constant et en temps réel du taux de précipitation en équivalent eau (e.e). Pour un taux de précipitation de 0.25 (min) à 35mm.h⁻¹ (max) la précision est de $\pm 0.5\text{mm.h}^{-1}$ avec une bonne fiabilité de fonctionnement sur une plage de $\pm 50^\circ\text{C}$. À noter qu'à Dôme C, on sort de cette gamme de température, toutefois Roy M. Rasmussen a estimé que l'instrument était capable de fonctionner jusqu'à -70°C (communication personnelle). Le TPS-3100 donne aussi une estimation empirique de la vitesse du vent en m.s⁻¹ à partir de la puissance nécessaire pour garder les plaques à température constant, mais aussi de la température ambiante en °C et du rayonnement solaire et infra-rouge (*Rasmussen et al.*, 2011).

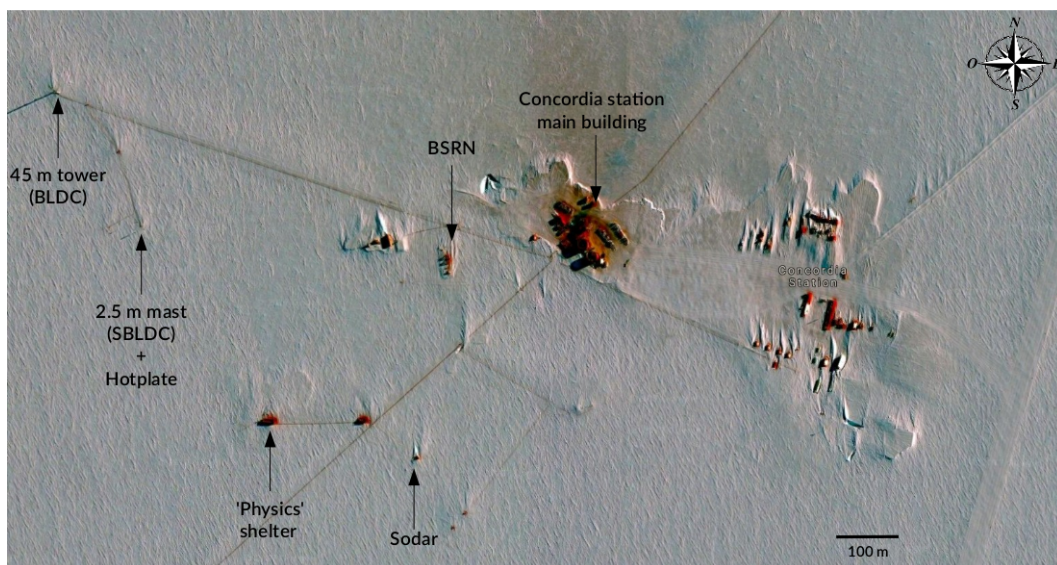


FIGURE 3 – Carte de la station Concordia indiquant la position de certains infrastructures et instruments dont le Hotplate, le mât de mesure "Shallow Boundary Layer Dome C" (SBLDC), la tour de mesure "(BLDC) et la base de mesure "Baseline Surface Radiation Network" (BSRN) - © E. Vignon

Dans un premier temps, le TPS-3100 a été installé sur le toit du shelter "chimie" situé juste à l'est du shelter "physique" (*cf.* Figure 3) afin de tester son fonctionnement. Il a ensuite été déployé définitivement à environ 650m des bâtiments principaux de la station Concordia, à côté d'un mât de mesure appelé "Shallow Boundary Layer Dome C" (SBLDC), voir Figure 3 ci-dessus. Comme on peut le voir sur la photographie de la *Figure 2.b*, une "table" a été ajoutée au TPS-3100 par rapport au schéma (*cf.* Figure 2.a). Il s'est avéré que le TPS-3100 mesurait des précipitations avec le même signal et de manière régulière tout les jours en début d'après-midi, alors qu'il n'y en avait aucune. Ce problème n'avait pas été révélé lors du test sur le toit du shelter. Plusieurs hypothèses ont alors été émises afin d'expliquer ce phénomène comme celle que le signal observé pourrait être dû à la forte émissivité de la neige dans l'infra-rouge thermique ou encore à cause du fort albédo de la neige. En effet, lors des tests sur le shelter, il n'y avait pas de neige sur le toit alors que la surface est neigeuse là où est désormais disposé le TPS-3100. La présence de neige est donc le seul facteur changeant qui pourrait expliquer le problème rencontré. L'idée a donc été d'isoler "radiativement" le capteur et la plaque de référence du TPS-3100 de la neige. Pour ce faire, une "table" en mousse rigide de polyuréthane, un isolant de couleur beige, a été fabriquée et assemblée au TPS-3100. Grâce à cette "table", le problème a été corrigé et le TPS-3100 n'a plus mesuré d'artefacts.

2.2.2. Algorithme utilisé

La sortie brute du système du TPS-3100 est la différence de puissance utilisée pour maintenir les deux plaques à température constante (*cf.* Partie 2.2.1). Cette différence de puissance est ensuite convertie en taux de précipitation en équivalent eau, au moyen d'un algorithme développé par (*Rasmussen et al.*, 2011) permettant de calculer un facteur de conversion f (mm.W⁻¹.h⁻¹). Il est calculé en supposant que 100% de la chaleur de vaporisation/sublimation est transférée au sein du TPS-3100. Le facteur de conversion est établi à partir de la surface des plaques chauffantes (A_h), la capacité calorifique de l'eau (C_p), de la densité de l'eau (ρ_w) et de la chaleur latente de sublimation (L_s) et d'évaporation (L_e), il s'exprime selon les équations suivantes :

$$f_{\text{snow}} = 1/[A_h(C_p + L_s)\rho_w] \quad (1)$$

$$f_{\text{rain}} = 1/[A_h(C_p + L_e)\rho_w] \quad (2)$$

Avec $L_s = 2.834 \times 10^6$ J.kg⁻¹ la chaleur latente de sublimation à 0°C, $L_e = 2.5 \times 10^6$ J.kg⁻¹ la chaleur latente d'évaporation à 0°C, $C_p = 4.218 \times 10^3$ J.C⁻¹.kg⁻¹ la capacité calorifique de l'eau à 0°C, 1×10^3 kg.m⁻³ pour la densité de l'eau et $A_h = 8.844 \times 10^{-3}$ m² la surface des plaques chauffantes, on obtient $f_{\text{snow}} = 0.144$ et $f_{\text{rain}} = 0.1628$.

D'après (*Rasmussen et al.*, 2011), ce facteur de conversion est en pratique inférieur de 20% en raison du transfert imparfait de chaleur (pertes vers l'air, par exemple). Les auteurs ont ainsi déterminé les taux de conversion réels en comparant le taux de précipitation prévu par le Hotplate avec les taux mesurés à partir d'une jauge de précipitation Geonor positionnée au centre d'un bouclier DFIR (Double Fence Intercomparison Reference) (pour plus de détails se référer à *Rasmussen et al.* (2011)). Les nouvelles valeurs du facteur de conversion f obtenues sont les suivantes :

— pour une température ambiante supérieure ou égale à $T_{\text{rain}} = 4^\circ\text{C}$, $f = f_{\text{rain}} = 0.1219$;

- pour une température ambiante inférieure ou égale à 0°C, $f = f_{\text{snow}} = 0.1118$;
- pour une température ambiante comprise entre 0°C et T_{rain} , f est égal à une combinaison de f_{snow} et f_{rain} .

En l'absence de précipitation, les températures du capteur et de la plaque de référence sont réglées de telle sorte que la différence de puissance (ΔP) soit en moyenne de 0W. Cette différence de puissance correspond à la puissance du capteur moins la puissance de la plaque de référence soit $P_s - P_r$. Les deux plaques ainsi que les appareils de chauffage ont été fabriqués de façon à être aussi identique que possible, dans le but de minimiser toute dépendance de ΔP à la vitesse du vent. Toutefois, il a été constaté que, dans la pratique lors de conditions sans précipitation, ΔP est souvent dépendante de la vitesse du vent. Ce phénomène est donc pris en compte dans l'équation pour calculer le taux de précipitation :

$$\text{taux de précipitation} = [\Delta P - (a + bU + cU^2)]f \quad (3)$$

Avec f le facteur de calibration, U la vitesse du vent en m.s^{-1} , a , b et c les coefficients de la régression entre ΔP et U lorsqu'il n'y a pas de précipitation.

Les valeurs moyennes sur une minute de la vitesse du vent sont calculées directement à partir du TPS-3100 en utilisant une régression entre P_r et une vitesse de vent à 10m en fonction de la température. L'équation utilisée est donnée ci-dessous :

$$U = \left[\frac{(P_r - c_1)}{c_2(c_3 - T_a)} + c_5 \right]^{c_4} \quad (4)$$

Où c_1 , c_2 , c_3 , c_4 et c_5 sont des constantes déterminées par calibration et T_a la température ambiante (°C). Les valeurs typiques des constantes sont $c_1=15$, $c_2=0.205$, $c_3=72$ et $c_4=1.25$.

La vitesse du vent U est représentative d'une vitesse de vent à 2m au dessus du sol, cette hauteur correspond environ à celle où se trouve les deux plaques chauffantes. Le calcul de vitesse du vent à 2m est inclu dans la calibration d'usine du TPS-3100.

Le taux de précipitation est estimé chaque minute en utilisant l'Eq. (3), puis une moyenne glissante de 5 minutes est calculée. Si le taux de précipitation moyen sur 5min ne dépasse pas le seuil de 2W, on considère qu'il n'y a pas de précipitation. Ce seuil de 2W est utilisé pour tenir compte des variations de vent sur les plaques et du refroidissement/réchauffement calorifique diurne du TPS-3100. Plus d'informations concernant ce seuil de 2W sont disponibles dans l'annexe A de *Rasmussen et al.* (2011). On considère que les précipitation commencent une fois que le taux de précipitation sur 5min est supérieur au seuil, et qu'elles se terminent lorsque le taux redescend à zéro.

Grâce à une étude comparative, *Rasmussen et al.* (2011) ont pu constater que le Hotplate "original" sous-estimait l'accumulation de neige lorsque les vents étaient supérieurs à 1m.s^{-1} . De plus, ils ont pu remarquer que l'efficacité de collecte diminuait linéairement avec l'augmentation de la vitesse du vent. Ainsi, la collecte des précipitation est réduite de près de 50% pour des vitesses de vent de 5m.s^{-1} et d'environ 80% pour des vitesses de vent de 10m.s^{-1} . Ils ont alors supposé que pour des vents supérieurs à 10m.s^{-1} , l'efficacité de collecte de l'instrument est maintenue à 20%. La nouvelle équation du taux

de précipitation est donnée par :

$$R_{\text{actual}} = R/E \quad (5)$$

Où R est le taux de précipitation non corrigé, R_{actual} est celui corrigé et E est l'efficacité de collecte.

E est obtenue à partir d'une régression linéaire d'après le rapport d'accumulation horaire en fonction de la vitesse du vent estimée par le Hotplate à 2m, ajustée au niveau 10m :

$$E = 1.0 - 0.08U \quad \text{for } U < 10\text{m.s}^{-1} \quad (6)$$

$$= 0.2 \quad \text{for } U > 10\text{m.s}^{-1} \quad (7)$$

Si le ratio est de 1.0 alors cela signifie que le Hotplate estime la même accumulation que celle de la jauge Geonor avec le bouclier DFIR et que part conséquent la collecte n'est pas affectée par le vent (pour plus d'information sur le rapport d'accumulation horaire voir *Rasmussen et al.* (2011)).

Grâce à cette correction qui tient compte de l'impact de la vitesse du vent sur la collecte et la correction de l'Eq.(3) qui tient compte de l'impact du vent sur ΔP , les précipitations factices lors de jours de non précipitation ont été réduites à moins de 0.25mm.h^{-1} . D'après ces résultats, l'algorithme définit à 0 tous les taux de précipitations inférieurs à 0.25mm.h^{-1} impliquant la nécessité d'un seuil de 0.25mm.h^{-1} avant que les précipitations ne soient enregistrées. Il faut toutefois noter que la vitesse du vent peut affecter ce seuil d'apparition.

En effet, comme vu précédemment l'efficacité de collecte du TPS-3100 est réduite lorsque les vitesses de vent sont élevées. Par exemple, pour une vitesse de vent de 5m.s^{-1} au niveau du capteur du TPS-3100, l'efficacité de collecte est de 50% et pour un vent de 8m.s^{-1} de 35%. Dans ces conditions, pour que les plaques chauffantes dépasse le seuil de 2W, les précipitations lorsque le vent est de 5m.s^{-1} doivent être deux fois supérieur que lorsqu'il n'y a pas de vent (0 m.s^{-1}), de même avec un vent à 8m.s^{-1} , les précipitation doivent être 2.85 fois supérieur. Ainsi, on obtient des seuils d'apparition de 0.5mm.h^{-1} pour des vents à 5m.s^{-1} et 0.7mm.h^{-1} pour des vents à 8m.s^{-1} . Il y a donc une augmentation croissante du seuil liée à l'augmentation croissante de la vitesses du vent.

2.3. Données ECMWF

Le Centre Européen pour les Prévisions Météorologiques à Moyen Terme (CEPMMT ou ECMWF en anglais) est une organisation intergouvernementale indépendante qui produit et diffuse à ses États membres des prévisions météorologiques numériques. Pour cette étude, analyses et réanalyses fournis par l'ECMWF ont été utilisées dans le but de vérifier la cohérence des précipitations mesurées par le TPS-3100 et donc valider son bon fonctionnement.

Analyses ECMWF

Un modèle même s'il était parfait ne pourrait produire des prévisions parfaites car une initialisation parfaite est impossible. En effet, les erreurs dans les conditions initiales (température, humidité, vent, etc.) s'amplifient lors des prévisions qui par la suite divergent de la réalité. Il est donc nécessaire de

connaître le plus précisément possible l'état initial de l'atmosphère afin de limiter cette divergence (Lorenz, 1965). Cet état initial est aussi appelé analyse. Les analyses opérationnelles ECMWF sont construites d'après une ébauche à l'aide de prévisions effectuées 12h auparavant (00 et 12 UTC). Cette ébauche est ensuite combinée avec des observations, afin de se rapprocher au plus près de la réalité. L'analyse produite à 00 UTC pour un jour donné requiert des observations prises entre 15 UTC le jour précédent et 03 UTC le jour actuel ; l'analyse à 12 UTC implique des observations entre 03 UTC et 15 UTC (Berrisford *et al.*, 2011). Il est à noter que les analyses ne correspondent pas entièrement aux données d'observation car une simple insertion de celles-ci pourrait aboutir à une instabilité du modèle, c'est donc une combinaison pondérée de la prévision et des observations.

L'approche utilisée par l'ECMWF est l'application de la méthode de calcul des variations afin de déterminer le meilleur compromis entre l'ébauche et les observations. Cette approche est désignée par le terme "4D-Var" car elle tient compte de l'état du modèle et des observations valides à l'heure d'analyse mais aussi de l'évolution de ces dernières sur une fenêtre temporelle. Quatre analyses sont réalisées par jour, à 00, 06, 12 et 18 UTC ainsi que deux prévisions de 10 jours par jour, initialisées à partir des analyses à 00 et 12 UTC (Berrisford *et al.*, 2011). Ces analyses couvrant la totalité du globe peuvent être téléchargées sur le site de l'ECMWF pour les personnes travaillant sur un projet approuvé par l'ECMWF.

Réanalyses ECMWF

Le Centre Européen utilise régulièrement ses modèles de prévision et ses systèmes d'assimilation de données pour "réanalyser" les observations archivées, créant ainsi rétrospectivement des ensembles de données globales décrivant l'histoire récente de l'atmosphère, de la surface terrestre et des océans. Les données de réanalyse sont utilisées principalement pour surveiller les changements climatiques et pour la recherche. De plus, les réanalyses ERA-Interim sont, parmi les réanalyses existantes, le set de données étant le plus en accord avec les mesures de précipitations par radar satellitaire (CloudSat) (Palermé *et al.*, 2017b). C'est pourquoi des données de réanalyse ERA-Interim ont été utilisées pour cette étude. ERA-Interim est une réanalyse de l'atmosphère globale couvrant la période depuis 1979 et se poursuit en temps réel (Berrisford *et al.*, 2011; Dee *et al.*, 2011).

Le projet ERA-Interim a débuté en 2006 dans le but de fournir une continuité entre la réanalyse précédente de l'ECMWF, ERA-40 (1957-2002) et la réanalyse de nouvelle génération envisagée par l'ECMWF. Les principaux objectifs du projet étaient d'améliorer certains aspects de l'ERA-40, tels que la représentation du cycle hydrologique, la qualité de la circulation stratosphérique et le traitement des biais et des changements dans le système d'observation. Ces objectifs ont amplement été atteints notamment grâce à de nombreuses améliorations du modèle, à l'utilisation d'une analyse 4D-var, ainsi qu'une analyse révisée de l'humidité et l'utilisation d'une correction de biais variationnelle pour les données satellitaires (Berrisford *et al.*, 2011; Dee *et al.*, 2011).

Le modèle atmosphérique ERA-Interim et le système de réanalyses utilisent le cycle 31r2 du Système de Prévisions Intégrées (IFS) de l'ECMWF. Contrairement aux analyses opérationnelles, les réanalyses utilisent un système numérique figé dans le temps. Comme expliqué précédemment, le système comprend une analyse variationnelle (4D-var) avec une fenêtre d'analyse de 12h. La résolution spatiale

comprend une grille Gaussienne réduite avec un espacement d'environ 80km pour les champs de surface et autres champs de grille, une représentation en harmoniques sphériques T255 pour les champs dynamiques de base et 60 niveaux verticaux de la surface à 0.1hPa (*Berrisford et al.*, 2011). Les données ERA-Interim sont librement distribuées et accessibles à tous sur le serveur de données de l'ECMWF ou sur le Meteorological Archive and Retrieval System (MARS).

2.4. Simulation LMDZ

Le modèle de circulation générale atmosphérique (MGCA) LMDZ (Laboratoire de Météorologie Dynamique Zoom) est la composante atmosphérique du modèle couplé de climat de l'IPSL (Institut Pierre Simon Laplace) qui est utilisé, avec d'autres modèles internationaux, pour réaliser des scénarios et projections climatiques pour les rapports du GIEC (*Dufresne et al.*, 2013; *Hourdin et al.*, 2013a,b).

LMDZ est un modèle global mais il est possible d'étirer la grille afin d'augmenter localement la résolution horizontale d'où le "Zoom" de LMDZ (*cf.* Figure 4). La simulation LMDZ analysée dans le présent rapport a été réalisée dans une configuration "zoomé-guidé" (*Coindreau et al.*, 2007), c'est à dire que la grille horizontale a été raffinée dans la région de Dôme C et que les champs de vent à l'extérieur du "zoom" sont guidés par les réanalyses ERA-Interim. La constante de temps choisie pour le guidage est de 6h donc le modèle est fortement contraint. La version LMDZ utilisée est la 6^{ème} du genre et est encore en développement actuellement, elle sera "figée" au cours de l'été prochain et sera utilisée pour réaliser les prévisions du 6^{ème} rapport du GIEC. Elle propose une résolution horizontale de 70km à proximité de la station et une résolution verticale à 79 niveaux le premier étant à 8m au dessus du sol. Les 79 nouveaux niveaux verticaux représentent une amélioration non négligeable du modèle si on les compare aux 39 de la version précédente (*Hourdin et al.*, 2013a).

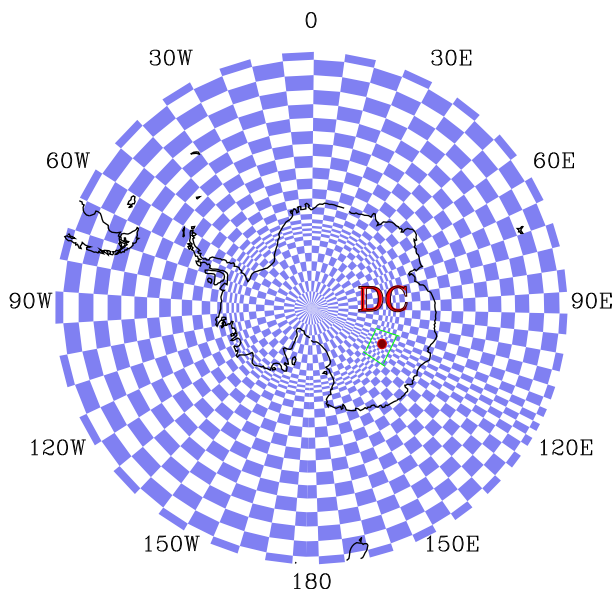


FIGURE 4 – Grille LMDZ avec Zoom au niveau de Dôme C - © E. Vignon

Le modèle atmosphérique ERA-Interim et le modèle LMDZ sont très similaires sur le plan dynamique mais différent de par la "physique". En effet, le modèle LMDZ utilise des paramétrisations sous maille différentes en ce qui concerne la micro-physique, le rayonnement et la turbulence (la physique

des nuages et des précipitations du modèle est décrite dans (*Hourdin et al.*, 2013b)). Le traitement numérique entre LMDZ et ERA-Interim diffère également mais cela n'a pas d'impact pour cette étude. L'intérêt d'utiliser des données ERA-Interim et des données LMDZ, alors que LMDZ est forcé avec ERA-interim, est que l'on peut avoir une idée de l'impact de l'utilisation d'une "physique" différente sur les différents résultats obtenus. LMDZ est utilisé pour produire un jeux de données de précipitation, fournis par Jean-Baptiste Madeleine (LMD), sur toute l'année 2016 au Dôme C.

2.5. Radiosondages

Pour cette étude, des données de température et d'humidité obtenues par radiosondages ont été utilisées et comparées aux données ECMWF sur toute l'année 2016. Le but étant de "valider" les données ECMWF grâce aux données de terrain des radiosondages même si les analyses et réanalyses ECWMF assimilent ces derniers.

Des profils verticaux de température, de l'humidité relative (par rapport à la phase glace) et de l'humidité spécifique ont été obtenus à partir des données brutes des radiosondes Vaisala, modèle RS92. Ce modèle, équipé de nouveaux capteurs (Barocap silicon, F-Thermocap and H-Humicap), mesure l'humidité relative (en %) par rapport à la phase liquide, la température (en °C), la pression (en hPa) et les vents à l'aide d'un système GPS. Aucune correction type retard temporel et/ou échauffement du capteur n'est appliquée à la mesure (*Ricaud*, 2014; *Ricaud et al.*, 2017). En effet, des corrections sur les mesures radiosonde de 2009 selon (*Miloshevich et al.*, 2006) ont montré un faible impact (4% maximum) sur la quantité d'eau intégrée (*Ricaud et al.*, 2013). On note qu'un biais froid de 1.2°C est estimé avec le RS92, de la surface jusqu'à une altitude d'environ 4km (*Tomasi et al.*, 2011, 2012). Les radiosondages sont lancés chaque jours à 12 :00 UTC (soit 20 :00 heure locale) au Dôme C depuis 2009 (*Ricaud*, 2014; *Tomasi et al.*, 2006, 2011).

L'humidité relative mesurée par les radiosonde doit être corrigée afin de tenir compte de certains aspects tels que l'âge du capteur, la contamination chimique, la dépendance à la température ou encore la température de la sonde au lancement. Comme expliquée précédemment, les données utilisées pour cette étude sont des données brutes des radiosonde type RS92, celles-ci n'étant que peu sujettes aux différents biais cités ci-dessus contrairement aux sondes plus anciennes type RS89, aucune correction n'est effectuée (*Tomasi et al.*, 2006, 2011, 2012). De plus, les données radiosondages sont utilisées afin de faire une comparaison "grossière" avec les données ECMWF, l'implémentation d'un algorithme de correction de biais n'était pas la priorité du stage.

Méthodologie pour le calcul de l'humidité spécifique par rapport au solide

Comme expliqué précédemment, des profils verticaux de température, d'humidité spécifique et d'humidité relative (phase glace) ont été obtenus avec les données des radiosondes. Étant donné que la colonne d'air au dessus de Dôme C est toujours à des températures inférieures à 0°C et même très souvent inférieures à -35°C, i.e. dans des conditions où on ne trouve plus d'eau surfondue, il est plus cohérent de s'intéresser à l'humidité relative par rapport à la phase glace qu'à l'humidité relative par rapport à la phase liquide. Les profils de température sont réalisés à partir des données brutes contrairement

à ceux de l'humidité relative et l'humidité spécifique, qui ont été calculé d'après l'humidité relative (phase liquide) :

$$RH_{liq} = \frac{e}{e_{sliq}(T)} \quad ; \quad RH_{ice} = \frac{e}{e_{sice}(T)} \quad ; \quad e = r \times P_{air} = \frac{m_{vap}}{m_{air}} \times P_{air} \quad (8)$$

Où RH_{liq} est l'humidité relative par rapport à la phase liquide et RH_{ice} par rapport à la phase solide, e est la pression partielle de vapeur, r est le rapport de mélange, P_{air} est la pression totale, m_{air} est la masse d'air totale dans un volume fixé, m_{vap} est la masse de vapeur et e_s est la pression de vapeur saturante par rapport à la phase solide (ice) et la phase liquide (liq). La pression de vapeur saturante est fonction de la température et est calculée à partir de la formule de Goff and Gratch (*Goff and Gratch, 1946*) très largement utilisée dans la littérature, c'est pourquoi on l'utilise ici.

Les équations ci-dessus sont celles de l'humidité relative de la phase liquide et solide ainsi que celle de la pression partielle de vapeur. En les combinant, on peut exprimer RH_{ice} en fonction de RH_{liq} et e_s . On obtient ainsi l'équation suivante :

$$RH_{ice} = \frac{RH_{liq} \times e_{sliq}(T)}{e_{sice}(T)} \quad (9)$$

L'humidité spécifique est calculée en parallèle aussi à l'aide de RH_{liq} :

$$q = \frac{m_{vap}}{m_{air} + m_{vap}} = \frac{r}{1 + r} = \frac{e/P_{air}}{1 + e/P_{air}} = \frac{RH_{liq} \times e_{sliq}/P_{air}}{1 + \frac{RH_{liq} \times e_{sliq}}{P_{air}}} = \frac{RH_{liq} \times e_{sliq}}{P_{air} + RH_{liq} \times e_{sliq}} \quad (10)$$

A noter que la pression de vapeur saturante pour la phase solide et la phase liquide n'est pas calculée de la même manière dans les données ERA-Interim (*Simmons et al., 1999*). En effet, la formule utilisée est celle de Tetens ou Magnus et non celle de Goff and Gratch. Toutefois, cela ne doit pas avoir un grand impact sur les valeurs de pression de vapeur saturante obtenues puisque les deux formules donnent des résultats très simliaires, voir *figure 5* ci-dessous.

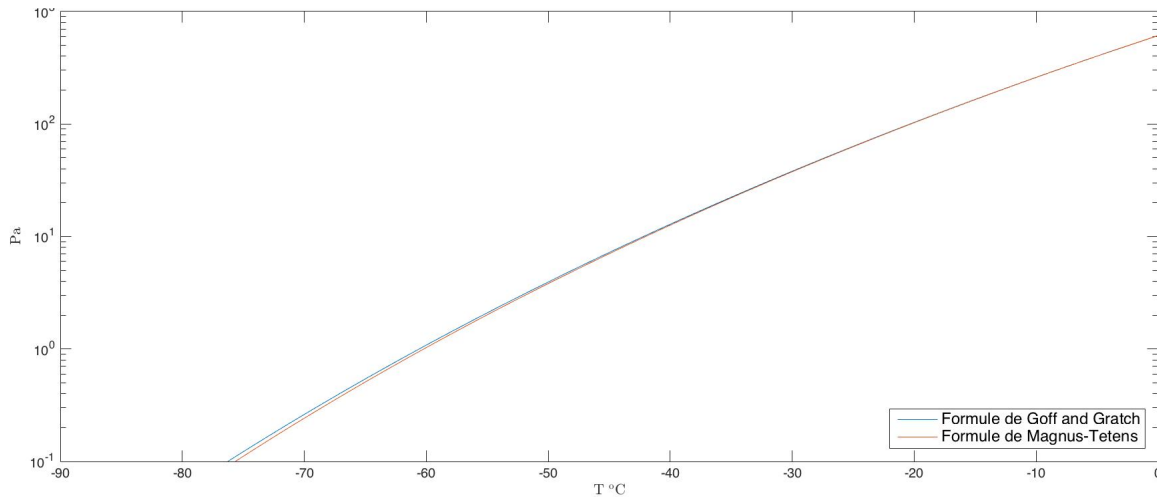


FIGURE 5 – Comparaison des pressions de vapeur saturante (phase solide) obtenus d'après la formule de Goff-Gratch et d'après celle de Magnus-Tetens

2.6. Données Lidar

Des données Lidar ont été utilisées pour cette étude afin de vérifier la cohérence entre les données du TPS-3100 et les données ECMWF et LMDZ. Comme on peut le voir dans la *Partie 3*, il arrive que le TPS-3100 ne semble pas détecter de précipitation alors que les données ECMWF/LMDZ en propose et vice versa. Le lidar est un instrument qui permet de savoir de manière qualitative s'il y a des précipitations sous forme solide ou liquide, il peut alors aider à affirmer lequel des sets de données est le plus fiables, lorsque ces derniers sont en désaccord. Les données Lidar ont été remises courtoisement par Massimo Del Guasta (Istituto Nazionale di Ottica - Consiglio Nazionale delle Ricerche).

Les données utilisées proviennent d'un Lidar troposphérique dit aérosols, en fonctionnement à la base Concordia depuis 2008. Il est installé à l'intérieur du shelter "physique" (*cf.* Figure 3), à environ 500m au sud des bâtiments principaux de la station, dans une zone dite claire du fait qu'elle est généralement en aval par rapport aux vents prédominant du sud ; permettant ainsi de minimiser la contamination de l'air due aux gaz d'échappement provenant du générateur électrique de la station Concordia (http://lidarmax.altervista.org/englidar/_Antarctic%20LIDAR.php) (*Ricaud et al.*, 2017).

Le système lidar utilise un laser Quantel (Brio) fonctionnant à 532nm pour avoir un ratio de rétrodiffusion et de dépolarisation de 30 à 12000m au-dessus du sol, avec une résolution verticale de 7.5m. La ligne de visée correspond au zénith et passe au travers d'une fenêtre à double vitrage où de l'air extérieur préchauffé y est injecté de manière à ce que le lidar puisse fonctionner dans toutes les conditions météorologiques. Des profils verticaux d'aérosols et de la structure des nuages ainsi que la caractérisation de la physique des particules sont fournis toutes les 5min, 24h/24. C'est un système entièrement automatisé, les données lidar et les plots en fausses couleurs sont envoyés en Italie pour des inspections quotidiennes. Plusieurs études scientifiques telles que celles menées par *Palchetti et al.* (2015) ou *Ricaud et al.* (2017), ont utilisés des données provenant de ce lidar.

3. Résultats

Cette partie présente les résultats selon la chronologie de mon stage afin de rendre compte du cheminement, de la démarche et du raisonnement scientifique.

3.1. Évènement du 7 novembre

Un des principaux but de ce stage est de tester et valider un nouvel instrument de mesure des précipitations, le TPS-3100. La première étape consiste donc à regarder les données brutes. Le taux de précipitation, et l'accumulation totale mesurés par les TPS-3100 sont illustrés sur la *figure 6* ci-dessous :

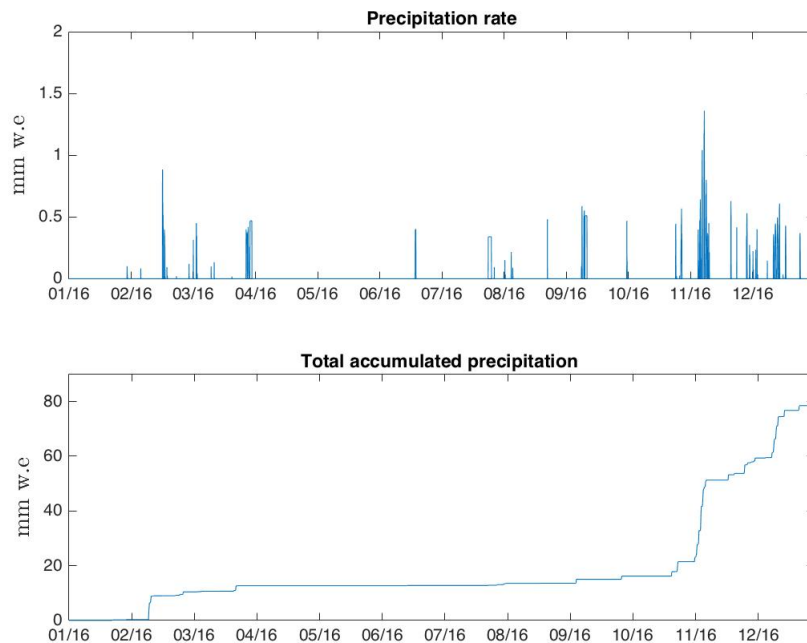


FIGURE 6 – Série temporelle du taux d'accumulation recalculé en mm w.e/h et de l'accumulation totale sur l'année 2016

D'après ces premiers résultats, l'accumulation totale de précipitations sur l'année 2016 est estimée à environ 80mm e.e, cette valeur est trois fois supérieure au taux d'accumulation annuelle à Dôme C (25mm e.e *cf* Partite 2.1). Cela indique peu être une erreur de quantification des précipitations par le TPS-3100. L'occurrence des évènements de précipitation à Dôme C paraît assez faible car le TPS-3100 ne semble détecter qu'une vingtaine d'évènements de précipitation sur l'ensemble de l'année 2016. Le taux de précipitation varie de ± 0.1 mm w.e/h à environ 1.5mm w.e/h pour l'évènement le plus important. Selon le TPS-3100, l'évènement du 7 novembre participerait à lui seul à presque le moitié de l'accumulation totale à Dôme C *cf* figure 6), c'est donc l'évènement le plus marquant et le plus fort de l'année 2016. On se propose d'étudier cet évènement plus en détail. Il convient tout d'abord de caractériser les conditions synoptiques en terme de géopotential, température et humidité spécifique qui ont conduit à un tel évènement soit possible. La *figure 7* ci-dessous illustre ces conditions synoptiques : les cartes du géopotential à 500hPa, de la température à 500hPa et de l'humidité spécifique ainsi que

leur anomalie absolue par rapport à une climatologie des mois de novembre sur 20ans, sont issues des données ERA-Interim le 7 novembre à 18 : 00 heure locale.

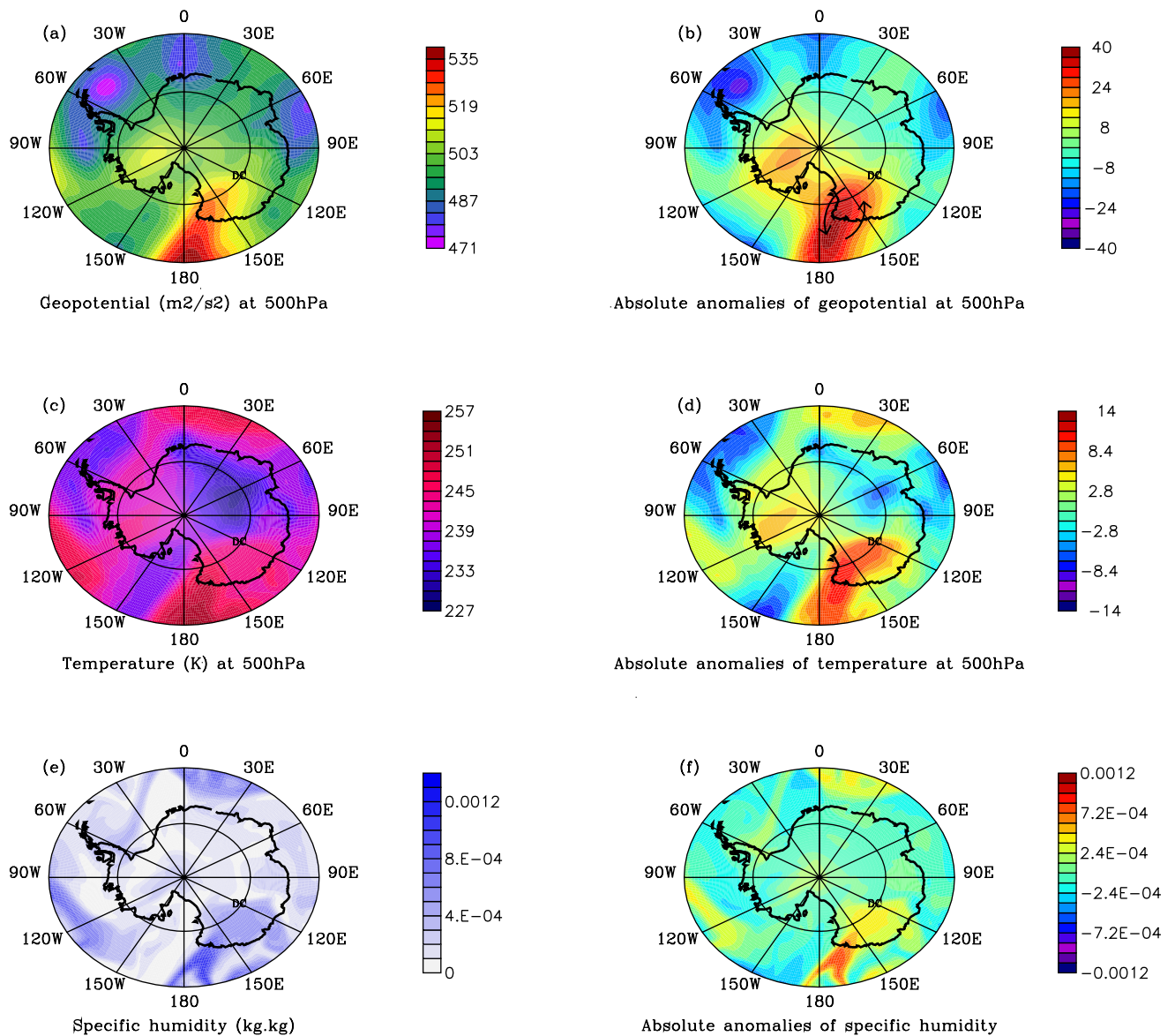


FIGURE 7 – Situation synoptique le 7 novembre à 18 :00 heure locale

L'analyse de ces cartes révèle la présence d'une intrusion marine (*Naithani et al.*, 2002) jusqu'à Dôme C, traduite par une advection d'air marin chaud et humide au niveau de la base scientifique de Dumont d'Urville ($66^{\circ}39'47''S$, $140^{\circ}00'10''E$). Cette intrusion marine est très prononcée, on peut même parler de "rivière" atmosphérique (*Gorodetskaya et al.*, 2014) c'est donc un évènement propice à la formation de nuages et par conséquent de précipitations. L'advection est visible sur les cartes de température et d'humidité spécifique à 500hPa (*cf* Figure 7.c et 7.e) et plus particulièrement sur celle de leur anomalie absolue (*cf* figure 7.d et 7.f). La forte anomalie absolue positive du géopotential (jusqu'à $+40m^2.s^{-2}$) visible à l'ouest de la mer de Ross qui conduit à des anomalies de la température (jusqu'à $+11^{\circ}K$) et de l'humidité spécifique (jusqu'à $+0.001kg.kg$), traduit du caractère particulièrement marqué d'un tel évènement pour un mois de novembre.

Grâce à ces informations sur la situation synoptique il est désormais possible de dire que lors de l'évènement du 7 novembre, les conditions étaient propices pour que des précipitations aient lieu sur le plateau. Toutefois, tombe-t-il vraiment de la neige sur le plateau et particulièrement au Dôme ? Pour répondre à cette question, il est possible de regarder la carte des chutes de neige et celle des précipitations totales et ainsi que celle de leur anomalies absolue, à l'échelle synoptique (disponibles dans l'Annexe A), issues des données ERA-Interim le 7 novembre à 18 : 00 heure locale. Toutefois, de par l'utilisation d'une échelle synoptique et du fait que les chutes neigeuses et les précipitations soient très faibles sur le plateau, il est difficile de discerner s'il y a des précipitations ou non à Dôme C sur une telle carte. Par conséquent, il convient de tracer des séries temporelles au point de grille de Dôme C pour plus de précision. Quatre séries temporelles de précipitations sont alors tracées (*cf.* Figure 8 ci-dessous), chacune représentant respectivement les chutes de neige mesurées par le TPS-3100, les chutes de neige prévues par les analyses ECMWF, les chutes de neige issues de ERA-Interim et celles obtenues par la simulation LMDZ, sur la totalité du mois de novembre 2016 au niveau de Dôme C.

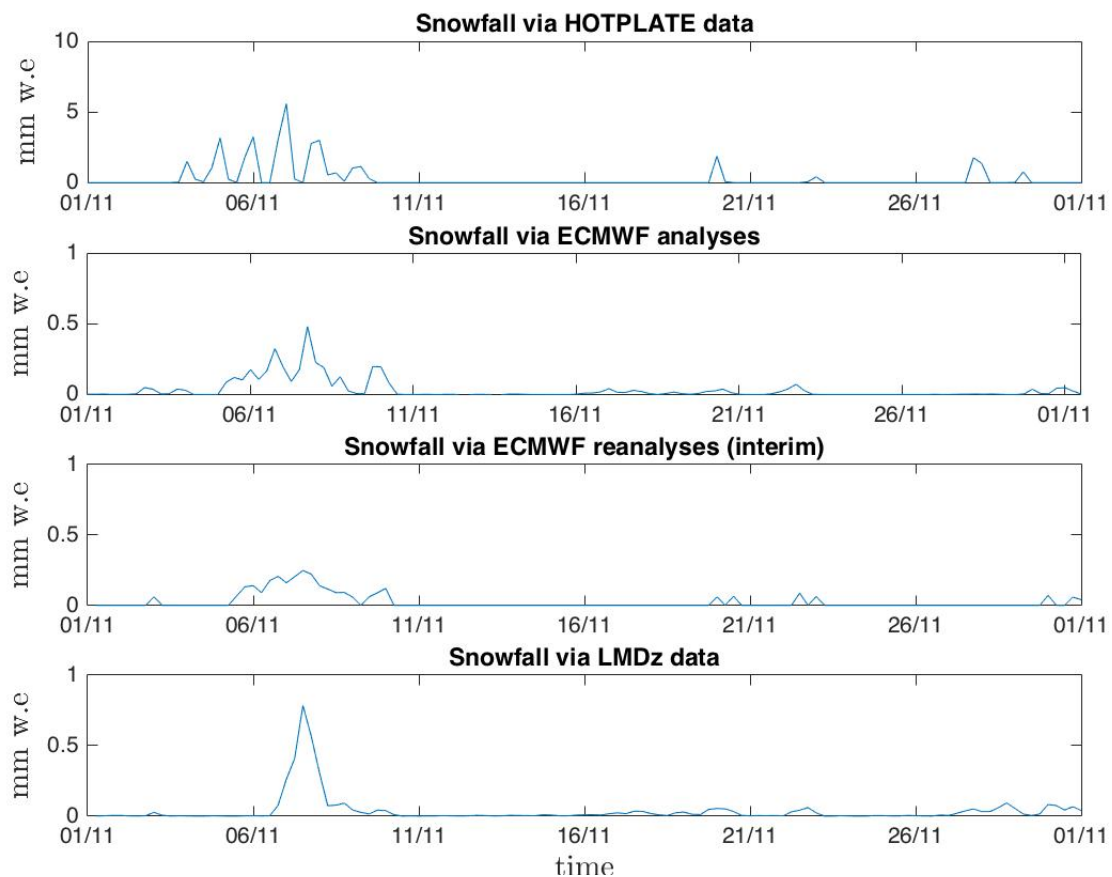


FIGURE 8 – Chutes de neige du mois de novembre 2016. Afin de pouvoir comparer les analyses et réanalyses ECMWF qui sont des données cumulées sur 6h. Les chutes de neige mesurées par le TPS-3100 moyennées sur 10min sont sommées sur 6h afin d'obtenir une moyenne cumulée. Il en est de même pour les données LMDZ qui sont normalement moyennées sur 3h et dans le cas présent sur 6h

La première observation notable que l'on peut faire sur ces graphiques est que l'évènement de précipitation du 7 novembre est clairement identifiable, que ce soit dans les données ECMWF (analyses et réanalyses) ou dans les données LMDZ. La durée de l'évènement semble être équivalente, environ 5 jours, entre les mesures du TPS-3100 et les analyses et réanalyses ECMWF. Cependant, les premières

précipitations sont détectées un jour plus tôt avec les mesures du Hotplate. En ce qui concerne les résultats de la simulation LMDZ, l'évènement semble débuter deux jours plus tard et ne durer que 4 jours. Pour ce qui est de la quantité de neige, il y a un facteur 10 entre les mesures du TPS-3100 et les données ECMWF et LMDZ. Effectivement, à l'apogée de l'évènement le Hotplate mesure un taux de précipitation supérieur à 5mm w.e sur 6h, c'est environ dix fois plus que ce que montrent les analyses ECMWF avec un peu plus de 0.5mm w.e sur 6h et que les données LMDZ avec environ 0.75mm w.e sur 6h. Les réanalyses estiment un taux de précipitation plus faible, environ 0.25mm w.e sur 6h. Il est à noter que la quantité intégrée de précipitations est comparable dans les données ECMWF et LMDZ car la plus courte durée de l'évènement proposée par les données LMDZ et compensée par l'intensité plus importante des précipitation et dans le sens inverse pour les données ECMWF.

Comment expliquer que l'estimation du taux de précipitation diffère complètement entre les mesures du Hotplate et les autres sets de données ? Est-ce que le TPS-3100 surestime largement les précipitations ? Ou au contraire, est-ce que ce sont les données du Centre Européen et du modèle LMDZ qui les sous-estime ? On encore est-ce qu'il s'agit d'une combinaison des deux c'est les deux ? Pour répondre à ces questions, il faut étendre la comparaison à plusieurs cas. Pour ce faire, l'ensemble des données de chute de neige sur l'année 2016 a été examiné.

Pour information, afin de répondre à ces questions sur la différence d'estimation du taux de précipitation, des données laser scan obtenues par communications personnelles avec Romain Caneill (Caneill, 2017), ont été testées. L'étude de ces données n'a pas été concluante car le laser scan mesure surtout les évènements de transport de neige par le vent comme il est possible de constater sur la *figure 9* ci-dessous.

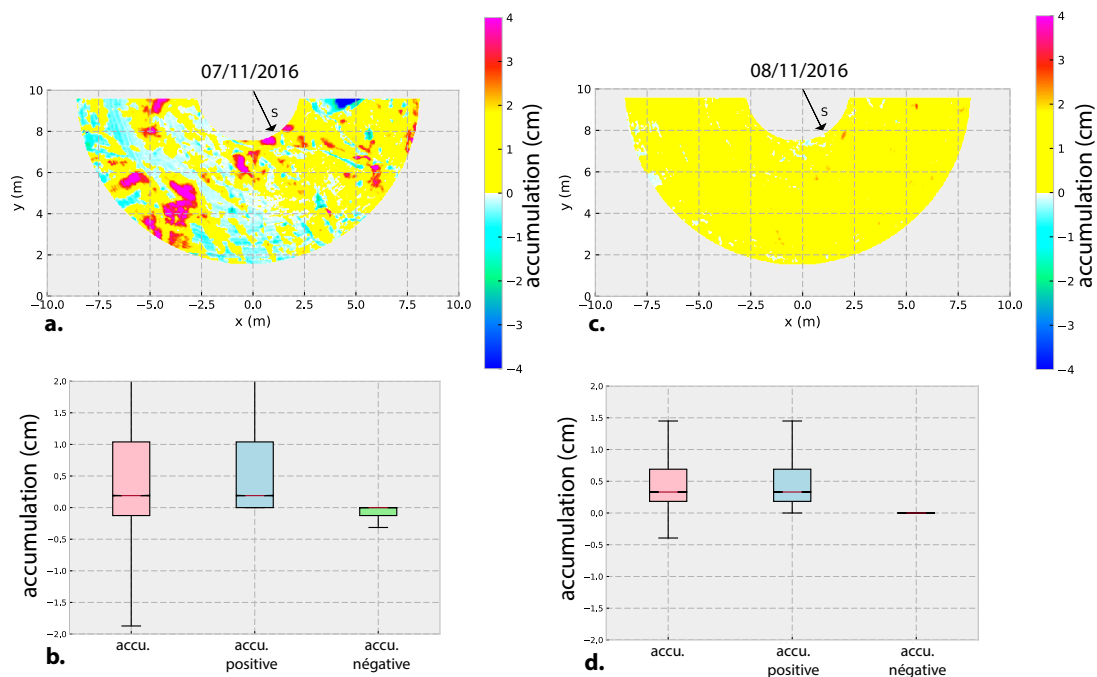


FIGURE 9 – Illustration des résultats des données laser scan : a. et c. sont des cartes d'accumulation de neige déposée ou érodée entre le 06/11/16 et le 07/11/16 (a.) et entre le 07/11/16 et le 08/11/16 (c.); b. et d. sont des "boîtes à moustache" de l'accumulation en indiquant la part d'accumulation positive et la part d'accumulation négative - communication personnelle Caneill, R. (2017)

Sur la *figure* 9.a, on peut voir des patches d'accumulation (jaune-rose) mais aussi des patches d'érosion (vert-bleu). L'accumulation n'est pas uniforme et on peut aussi le constater dans la *figure* 9.b car la boîte à moustache indiquant une faible couche de dépôt (entre 0 et 1cm), est très dispersée. L'accumulation ayant lieu entre le 06/11/16 et le 07/11/16 n'est a priori pas due aux précipitations mais au vent (*Libois et al.*, 2014). Pour ce qui est de la *figure* 9.c et d., l'accumulation moyenne est en dessous de 0.5cm et il ne semble avoir aucune trace d'érosion laissant supposer qu'une fine couche de neige a pu se déposer entre le 07/11/16 et le 08/11/16. Toutefois, cette valeur d'accumulation se situe en dessous de la précision du laser scan (*Caneill*, 2017) par conséquent on ne peut pas dire si elle résulte de précipitations ou si ce n'est que le bruit du laser scan.

3.2. Echelle annuelle et synoptique

Afin de répondre à la question comment expliquer que l'estimation du taux de précipitation diffère complètement entre les mesures du Hotplate et les autres sets de données, seules les données de mesures du TPS-3100 sont dans un premier temps étudiées (*cf* Figure 6 et Figure ??). Ainsi, dix évènements "majeurs", en plus de celui du 7 novembre, ayant un taux de précipitation de l'ordre de et supérieur à 2mm w.e sur 6h, sont identifiés. Ces dix évènements sont répartis tout au long de l'année : le 15/02, le 03/03, le 30/03, le 18/06, le 09/09, le 30/09, le 12/10, le 25/10, le 20/11 et le 28/11 ; et leur durée peut varier de quelques heures (3h30 pour le plus court (20/11)) à un peu plus de trois jours (69h pour le plus long (30/03)). De même que pour l'évènement du 7 novembre, il convient de déterminer quelles sont les conditions synoptiques en terme de géopotentiel, température et humidité spécifique sont réunis pour que ces dix évènements soient possibles. L'analyse de ces différentes cartes révèle que les conditions étaient favorables pour que des précipitations associées à des advections humides de grande échelle aient lieux, pour chacun des évènements. Toutefois, il est impossible d'identifier une situation synoptique "typique" pour les évènements de précipitation avec un jeu de données sur une seule année et sans l'aide d'une analyse composite (ou régime de temps) poussée. Un jeux de données sur plusieurs années serait nécessaire afin de faire abstraction des variations saisonnières. Il est à signaler que des méthodes de rétrotrajectoires ont été tentées pour caractériser plus finement l'origine des masses d'air en utilisant le modèle en ligne HYSPLIT (http://www.ready.noaa.gov/HYSPLIT_traj.php). Un exemple de rétrotrajectoire est mis à disposition dans l'Annexe B, toutefois les résultants obtenus n'étant pas concluant, ils ne sont pas présentés dans ce rapport .

Toujours en suivant la même méthode que pour l'évènement du 7 novembre, quatre séries temporelles de précipitations à Dôme C à partir des quatre différents sets de données sur l'ensemble de l'année 2016, sont tracées (*cf* Figure 10 ci-dessous).

Un examen des ces graphiques révèle que, comme pour le 7 novembre, tous les évènements de précipitations détectés pour le TPS-3100 sont aussi représentés dans les jeux de données ECMWF et LMDZ. Le même problème, concernant l'estimation du taux de précipitation, est lui aussi rencontré pour les dix évènements de précipitation sélectionnés, il semble donc s'appliquer à l'ensemble des données. Toutefois, lorsque l'on regarde les différents sets de données, on remarque qu'il y a des différences en terme d'occurrence des précipitations entre les mesures du TPS-3100 et les données ECMWF et LMDZ. En effet, des chutes de neige, parmi les plus importantes sur l'ensembles des données, sont présentes dans

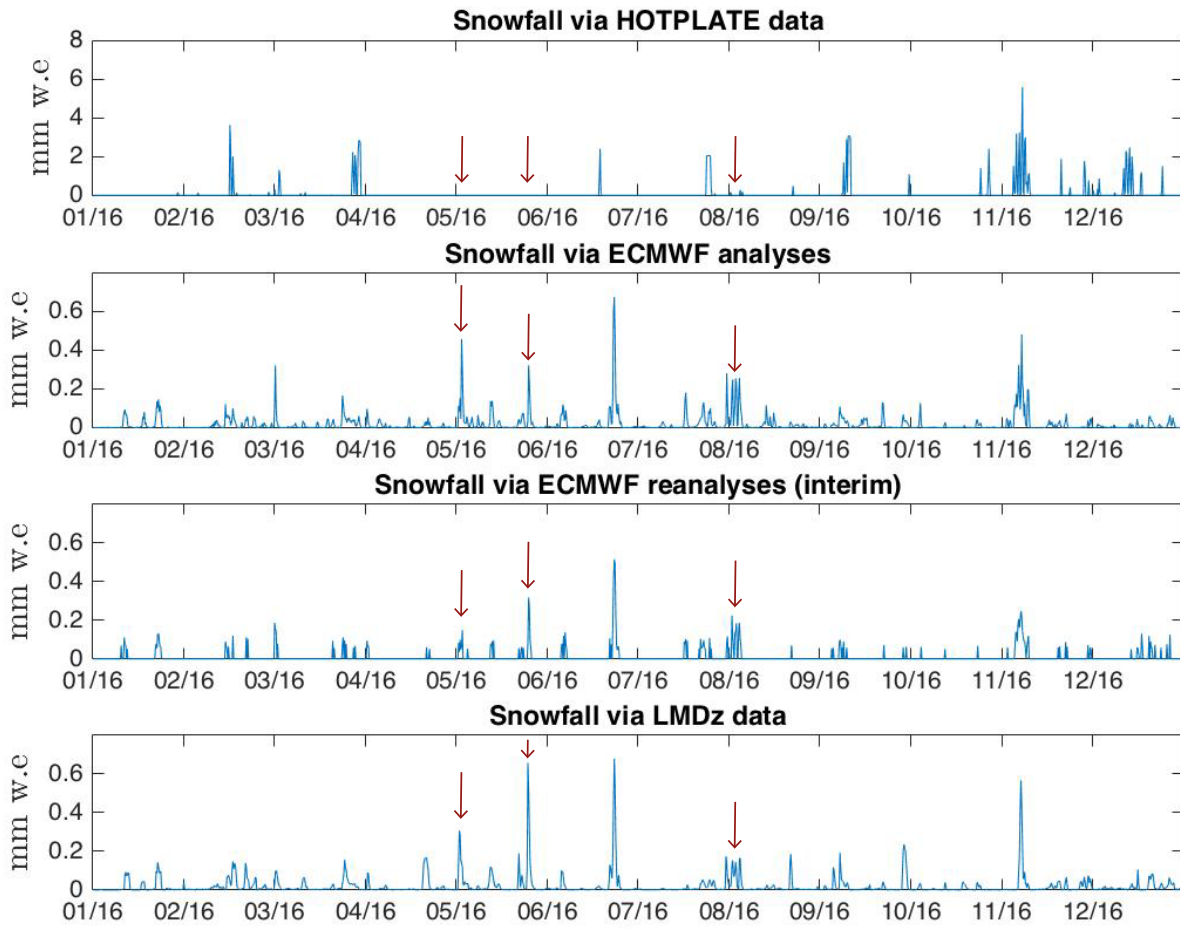


FIGURE 10 – Séries temporelles des précipitations à Dôme C dans quatre sets de données. Attention à l'axe des ordonnées de la série temporelle des données du TPS-3100 qui est gradué de 0 à 8mm w.e alors que les trois autres sont gradués de 0 à 0.8mm w.e; les flèches rouges représentent respectivement l'évènement du 03/05, 25/05 et du 02/08

les analyses ECMWF, dans les données ERA-Interim et dans la simulation LMDZ alors que le Hotplate ne semble détecter aucune précipitation. Un autre phénomène intéressant est observable autour du 2 août, un évènement avec un faible taux de précipitations semble être détecté par le TPS-3100, il se trouve que cet évènement est aussi présent dans les autres sets de données et semble même être un des évènements avec le plus de précipitation. Toutefois, en zoomant sur le graphique des précipitations du TPS-3100, on se rend compte que pour cet évènement l'estimation du taux de précipitation est du même ordre de grandeurs tout sets de données confondus, soit autour de 0.2-0.4mm w.e sur 6h. C'est cependant le seul cas où l'estimation du taux de précipitations est en accord entre tous les sets de données.

Finalement, l'analyse de l'année 2016 entière n'a pas vraiment permis de répondre à la question comment expliquer que l'estimation du taux de précipitation diffère complètement entre les mesures du Hotplate; mais elle a permis caractériser et mettre en évidence des biais entre les différents sets de données. En effet, les estimations du taux de précipitations par le TPS-3100 sont généralement plus élevées par rapport aux réanalyses (pour chacun des évènements "commun"). Une nouvelle question est apparue : comment expliquer des différences en terme d'occurrence et de quantité des précipitations entre les différents sets de données? Afin de répondre aux premières questions encore sans réponse, des

données de radiosondages sont utilisées afin de comparer d'autres paramètres liés aux précipitations, tel que l'eau précipitable, avec les données ERA-Interim.

3.3. Comparaison des données ERA-Interim aux radiosondages

Comme évoqué dans la *Partie 2.5*, des données de température, d'humidité relative (phase glace) et d'humidité spécifique sont comparées à celles des réanalyses ECMWF à l'aide de profils verticaux. Dans un premier temps, ces profils (*cf* Figure 11, ci-dessous) sont tracés seulement pour l'évènement du 7 novembre puisque c'est l'évènement le plus marquant dans les données du TPS-3100 (*cf* Partie 3.1). Les données du radiosondage du 7 et du 10/11 ne sont pas disponibles, les données du 5,6,8,9 et 11/11 sont disponibles, permettant ainsi d'avoir une vue d'ensemble de celui-ci.

Parmi ces 10 profils verticaux allant du sol jusqu'à 10hPa, 5 représentent l'humidité spécifique mesurée par radiosondage et produite par les réanalyses pour 5 jours donnés ; et les 5 autres représentent, selon les mêmes sources, la température et l'humidité relative (phase glace) pour ces 5 mêmes jours.

Après une simple observation, une différence très importante entre les valeurs d'humidité spécifiques obtenus avec les radiosondages et celles avec les réanalyses est mise en évidence entre le sol et 200hPa. En effet, l'humidité spécifique enregistrée par les radiosondages du 6 et le 8 novembre, est cinq fois supérieure à celle obtenues dans les réanalyses. Cette différence, certes moins importante, est aussi observable au niveau des profils d'humidité relative. Un écart de 10K est visible du sol jusqu'à environ 300hPa entre les deux sets de données, cet écart de 10K est visible tout au long du profils du 11 novembre.

L'analyse des profils pour l'ensemble de l'évènement, révèle que la troposphère est plus froide de -10K dans les données ERA-Interim indiquant que la masse d'air provenant du nord n'était initialement pas assez chaude et ne contenait pas assez de vapeur d'eau ou que celle-ci a été "distillée" trop tôt en amont. Cet écart de 10K est surprenant d'autant plus que les données de radiosondage sont prise en compte dans les réanalyses. Étant donnée que la pression partielle de vapeur à saturation varie non linéairement avec la température, un tel écart de 10K peut avoir un impact très important sur les quantités d'eau condensées et donc l'estimation des précipitations par ERA-Interim.

A première vue, en se cantonnant à l'évènement du 7 novembre, il semblerait que se soit les réanalyses guidées par les données ERA-Interim qui sous-estiment le taux de précipitations et part conséquent les analyses et les données LMDZ aussi. Toutefois, il est nécessaire de produire des profils verticaux de température, d'humidité relative (phase glace) et d'humidité spécifique pour tous les autres évènements cités précédemment car l'évènement du 7 novembre pourrait être un cas à part. Les profils sont tracés pour treize évènements : dix évènements "majeurs" de précipitations, les deux évènements exemples que le Hotplate ne semble pas détecter (le 3 et 25 mai) et finalement pour l'évènement du 8 août où le taux de précipitations semble être du même ordre pour tous les sets de données confondus. Ces profils sont tous disponibles dans l'Annexe C.

Ce qu'il est important de retenir de l'analyse de tous ces profils verticaux de température, humidité spécifique et humidité relative est qu'il n'y a pas une claire tendance des biais entre ERA-Interim et les radiosondages pour les 13 évènements . En effet, pour certains évènements (02/08, 09/09, 20/11, 28/11) la situation est la même que celle rencontré pour l'évènement du 7 novembre, les données ERA-

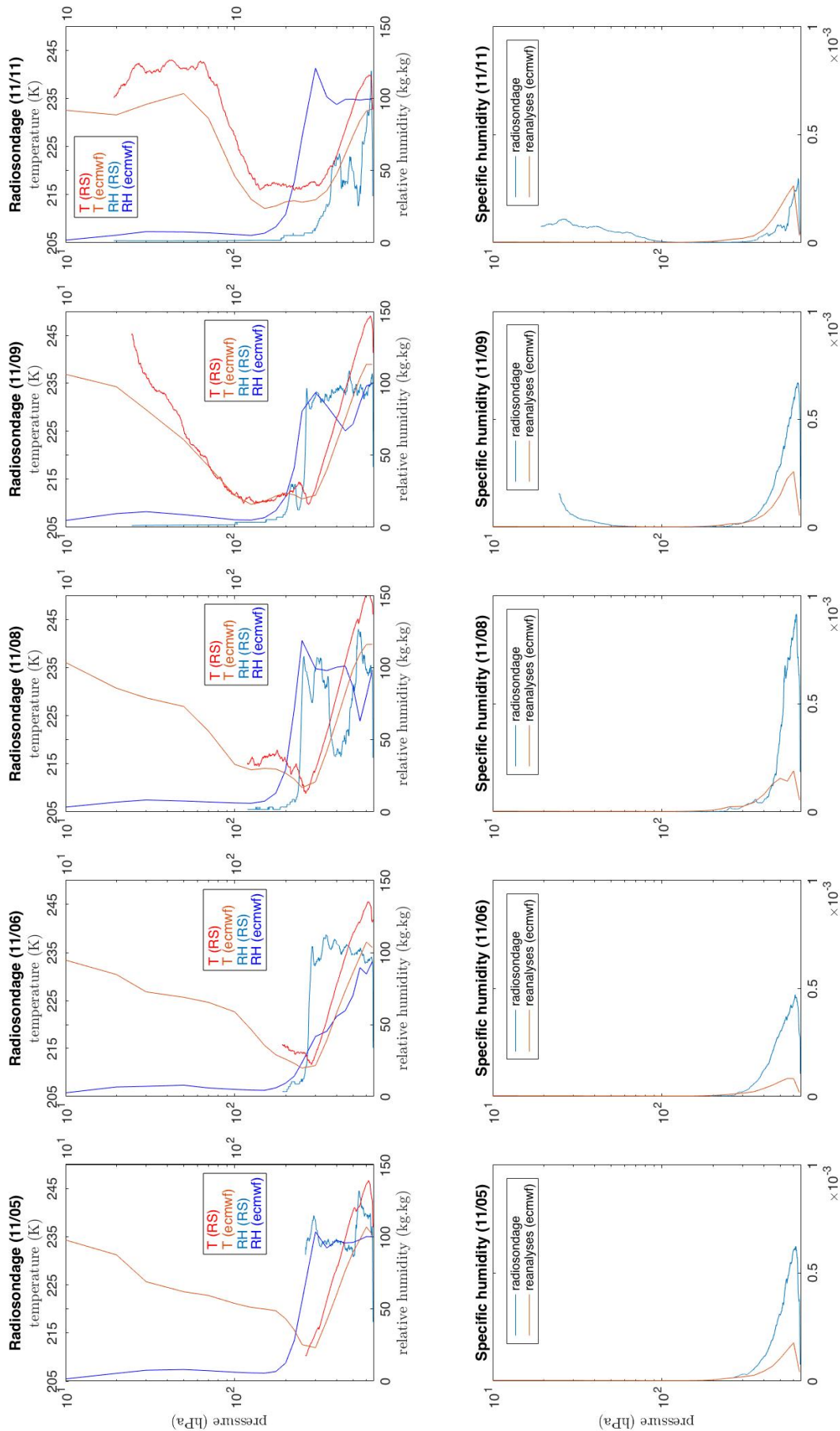


FIGURE 11 – Radiosondages de l'évènement du 7 novembre où figurent la température (K), l'humidité relative (kg.kg) et l'humidité spécifique (kg.kg)

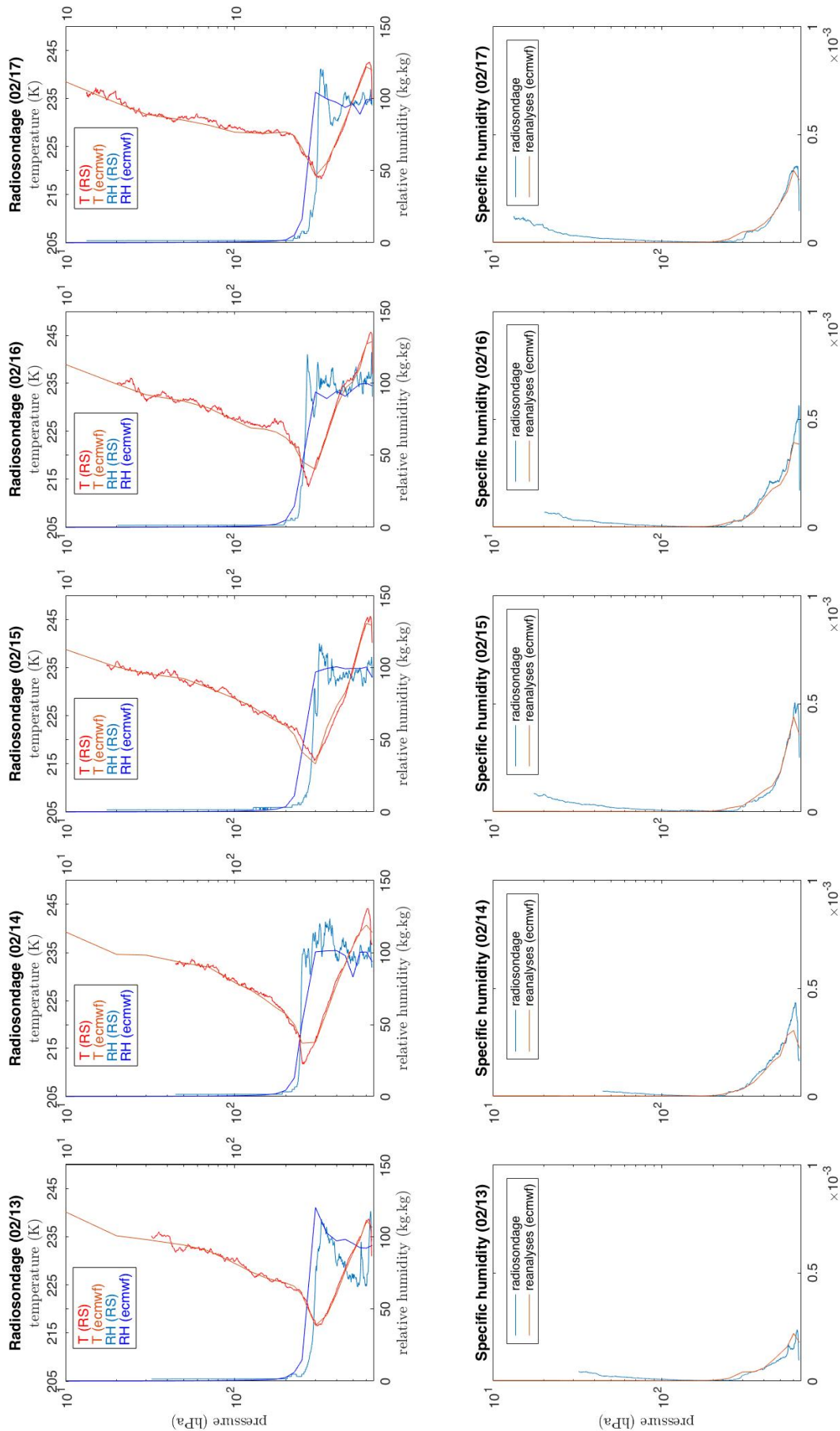


FIGURE 12 – Radiosondages de l'évènement du 5 février où figurent la température (K), l'humidité relative (kg.kg) et l'humidité spécifique (kg.kg)

Interim ne sont pas en bon accord avec celles des radiosondages. Au contraire, pour certains évènements (03/03, 30/03, 03/05, 25/05, 18/06) et notamment celui du 15 février (*cf* Figure 12, ci-dessous) les données ERA-Interim sont en très bonne adéquation avec les données des radiosondages. Il existe des cas "entre-deux" (30/09, 12/10, 25/10) où les réanalyses et radiosondages sont à peu près en accord et en désaccord en même temps.

On sait désormais qu'il y a de fortes probabilités pour que les réanalyses et par conséquent les analyses ECMWF et les données LMDZ, sous-estiment le taux de précipitation lors d'évènement comme celui du 7 novembre (*cf* Figure 11), de par les écarts entre les données observés et décrits ci-dessus. Toutefois, cela n'est valable que pour certains cas puisqu'il a aussi été constaté que pour certains évènements, comme celui du 15 février (*cf* Figure 12), les données radiosondages et les réanalyses sont en très bon accord par conséquent il est impossible de dire si le taux de précipitation a été sous-estimé ou non pour ces cas là.

Il est important de noter que les biais observés dans les profils ERA-Interim ne semblent pas venir de la "physique" du modèle mais plutôt de la "dynamique". En effet, la température, l'humidité spécifique et l'humidité relative ont des valeurs semblables dans les données LMDZ et ECMWF (ces valeurs ne sont pas présentées dans ce rapport). Cela laisse donc penser que les masses d'air chaud et humide, aussi bien dans le modèle ECMWF que dans LMDZ, ne pénètrent pas assez au niveau de plateau ou qu'ils "distillent" leur eau trop tôt en amont.

On ne sait toujours pas si les estimations du taux de précipitations faites par le Hoptale sont valables. Cependant, les profils verticaux de température, d'humidité relative (phase glace) et d'humidité spécifique obtenus pour les évènements du 3 et du 25 mai (voir Annexe C) laissent supposer des précipitations potentielles de par une humidité relative supérieure à 100%. Pour rappel, ces deux évènements illustrent les différences d'occurrence entre les mesures du TPS-3100 et les données ECMWF et LMDZ. Afin de vérifier si ces évènements ont bien lieu, des données Lidar sont utilisées.

3.4. Données Lidar

Les profils lidar permettent de savoir de manière qualitative s'il y a des précipitations, et si oui si elle sont sous forme solide ou liquide (*cf* Partie 3.4). Les profils Lidar fournis vont permettre de confirmer si l'occurrence des précipitations mesurée par le TPS-3100 est correcte. La *figure* 13 ci-dessous présente les profils Lidar du 2 et 3/05 et du 25 et 26/05; ces jours ont été choisis car ils sont au coeur des évènements du 3 et du 25 mai. L'échelle des profils Lidar n'étant pas disponible, les précipitations ne peuvent être qualifiées d'intenses ou faibles, elles peuvent uniquement être signalées.

L'analyse des profils Lidar du 2 et 3/05 indique que des précipitations de nuages à environ 2000m d'altitude ont lieu le 2/05 de 10 :00 UTC à 16 : 00 UTC puis de 22 : 30 UTC à environ 03 : 00 UTC et finalement de 13 : 20 au jour suivant dont le profils Lidar n'est pas disponible. L'analyse des profils Lidar du 25 et 26/05 indique eux aussi des précipitations de nuage, cette fois ci à environ 3500m d'altitude. Les nuages semblent apparaître vers 17 : 24 UTC mais les précipitations elles ne sont visibles qu'à partir de 23 : 24 UTC le 25/05, elles se poursuivent plus ou moins en continue jusqu'à 12 : 25 UTC le 26/05 puis continuent se poursuivent jusqu'au lendemain mais de manière plus disparate. Ces

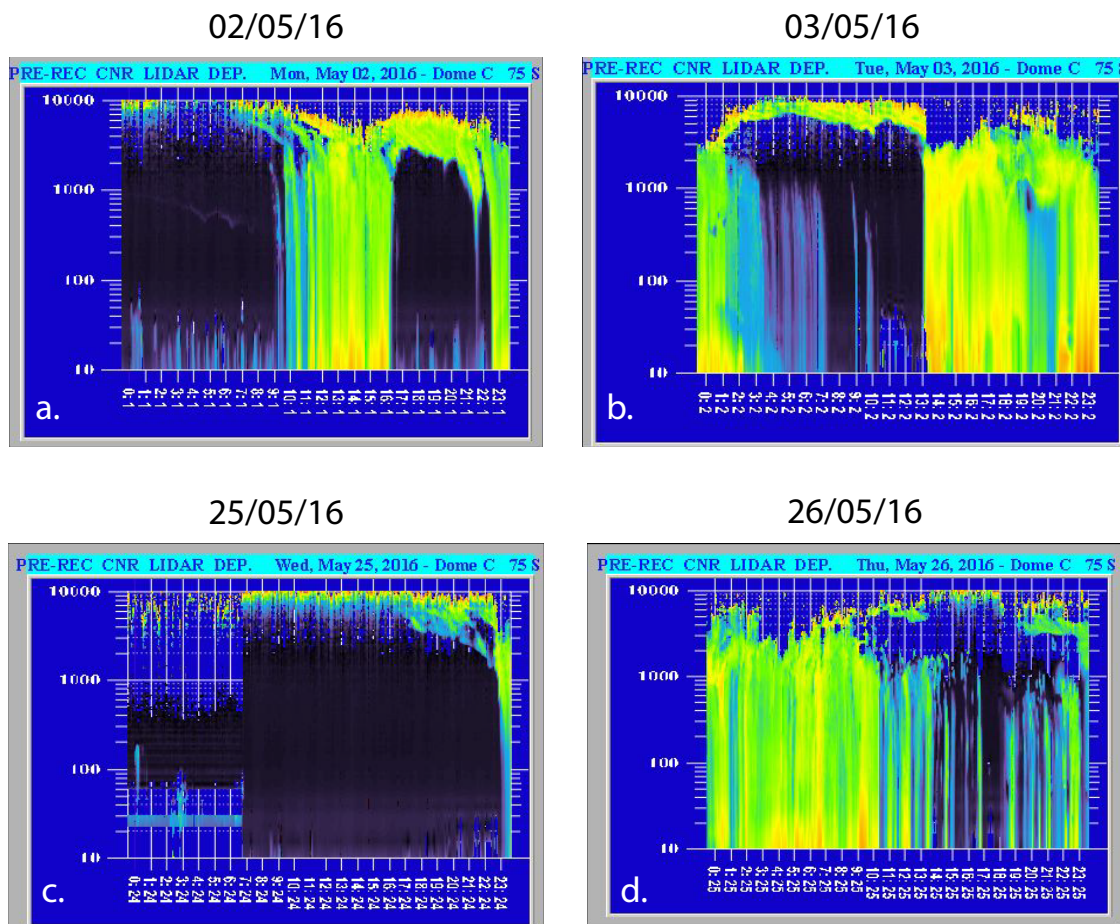


FIGURE 13 – Profils lidar du 02/05, 03/05, 25/05 et 26/05 ; signification du code couleur : bleu foncé/noir = air pure, bleu claire = phase liquide, vert/orange = glace - projet 2013 / AC3.05 PNRA

résultats permettent d'affirmer que des précipitations ont eu lieu lors des évènements du 3 et du 25 mai et que le TPS-3100 ne les a pas détectés.

Comment expliquer que le Hotplate n'ait pas réussi à détecter ces deux évènements ? Des profils Lidar d'autres évènements, comme celui du 15 février ou celui du 7 novembre, ont été examinés afin de voir s'il était possible de déterminer s'il existe des conditions spécifiques de précipitations dans lesquelles le Hotplate n'arrive pas à détecter des précipitations, comme par exemple un épisode de diamond dust. Cependant rien de tel n'a pu être déduit de ces profils.

4. Discussion

Il convient désormais de discuter certaines différences majeures entre les différents sets de données.

Tout d'abord, les désaccords en termes de profils d'humidité et de température entre les réanalyses et les radiosondages à Dôme C sont un problème très intrigant. En effet, les analyses et réanalyses ECWMF sont supposées assimiler les données des radiosondages. Par conséquent des telles différences entre ces trois sets de données ne devraient pas exister ou du moins, ne devrait pas être de cette ampleur. J'ai donc pris contact avec plusieurs personnes du Centre Européen afin de leur faire part de mes résultats. Il s'est avéré que eux aussi avaient bien les mêmes écarts entre les données des radiosondages et les réanalyses. Une possible hypothèse serait un problème d'assimilation des données satellite dont le poids relatif dans l'assimilation serait beaucoup plus fort que celui des radiosondages dans cette région du monde. Cependant, cela ne semble pas être le cas. La cause du biais n'est donc pas encore connue à ce jour.

Finalement, ces résultats n'apportent pas vraiment d'élément de réponse et au contraire nous amène à nous poser de nouvelles questions sur la raison du problème d'assimilation de données ? Une examination plus fine des profils verticaux laissent penser que ces problèmes sont rencontrés plutôt dans en deuxième partie de l'année, à partir du mois d'août. Les variations saisonnières auraient-elles donc un impact ?

Pour ce qui est du problème de la non détection de certains évènements par le Hotplate, une hypothèse consisterait à relier les défaillances de l'instrument à certaines conditions météorologiques particulières. Afin de vérifier cette nouvelle hypothèse, une série temporelle de la température à 2m issue des mesures du Hotplate et des mesures d'un thermomètre à 3m ainsi qu'une série temporelle de la vitesse des vents mesurée par un anémomètre à 3m, sont tracés et illustrés dans la Figure 14 ci-dessous.

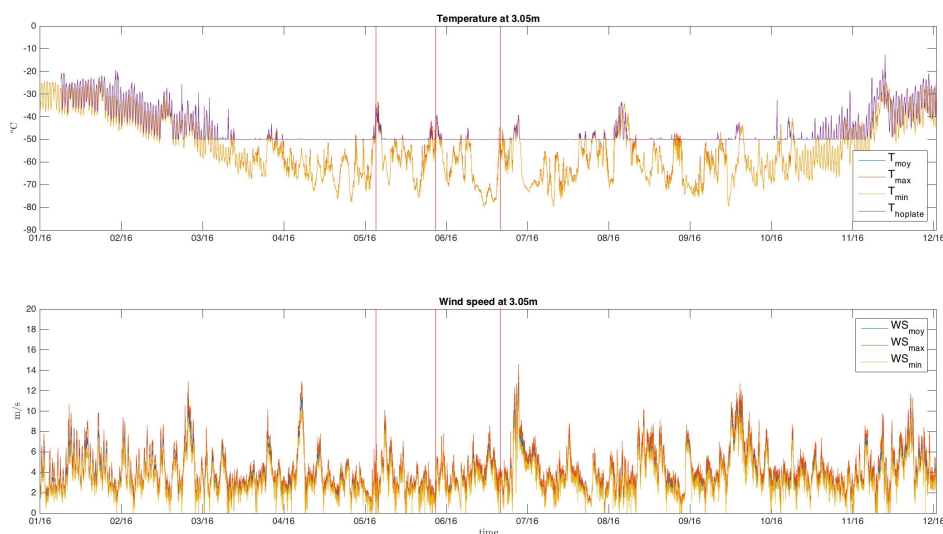


FIGURE 14 – Séries temporelles de la température et de la vitesse du vent à 3m, sur l'année 2016 ; les trois lignes verticales rouges représentent respectivement l'évènement du 02/05, 25/05 et du 18/06

En regardant le graphique des températures, on remarque que lorsque les température descendent en dessous de -50°C (principalement pendant l'hiver), le Hotplate reste "bloqué" à cette température. Est-ce que cela pourrait affecter la capacité du Hotplate à détecter les précipitations lorsque les températures sont trop extrêmes? Toujours en observant le graphique de température, on constate que l'évènement du 2 mai, tout comme celui du 25 mai, semble avoir lieu pendant une période de "redoux" avec des température supérieur à -45°C visible dans les mesures du TPS-3100. De plus, l'évènement du 18 juin a lieu également pendant une période de redoux (*cf* Figure 14) mais il est détecté par le Hotplate contrairement aux deux évènements précédents (*cf* Figure ??). D'après ces résultats, il est donc difficile de conclure sur la dépendance à la température des mesures de précipitation du Hotplate.

Si ce n'est pas la température, est-ce que la vitesse de vent a un impact sur la capacité du Hotplate à détecter les précipitations? En examinant le graphique de la vitesse des vents, on s'aperçoit que les deux évènements du 3 et 25 mai ont lieu lorsque la vitesse des vents est plutôt faible ($<5\text{m.s}^{-1}$). La vitesse des vents ne semble pas non plus être le facteur permettant au problème de la capacité du Hoplate à détecter des évènements de précipitations?

On peut ajouter à cette discussion que dans la *Partie 3.1*, il est remarqué que l'accumulation totale de précipitations sur l'année 2016 est estimée à environ 80mm e.e. Bien que les précipitations ne sont pas responsable à 100% de l'accumulation, celle-ci est estimée à environ 25mm e.e à Dôme C ce qui est trois fois moins que l'accumulation totale mesuré par le TPS-3100. Cela voudrait dire qu'environ un tiers des précipitations ne s'accumule pas au niveau du sol ou en tout cas pas à Dôme C. Cela pourrait peu être s'expliquer par un transport très important par le vent, toutefois, comme on peut le constater sur la *Figure 14* la vitesse du vent à Dôme C est en moyenne assez faible, rarement supérieur à 5m.s^{-1} , un tel transport de neige n'est donc pas envisageable. On peut donc supposer que le TPS-3100 surestime en partie le taux de précipitation.

5. Conclusion

Les objectifs du stage qui étaient d'étudier les mesures de précipitations par le TPS-3100 sur le plateau Antarctique et de les valider ou au contraire les disqualifier et également de caractériser les événements de précipitations à Dôme C sur l'année 2016. Au total quatorze événements de précipitations (15/02, 03/03, 30/03, 03/05, 25/05, 18/06, 02/08, 09/09, 30/09, 12/10, 25/10, 07/11, 20/11, 28/11) ont été finement étudiés.

L'analyse de ces quatorze événements a permis de mettre en évidence qu'ils étaient tous associées à des advections humides de grande échelle. En particulier l'évènement du 7 novembre est associé à l'occurrence d'une "rivière" atmosphérique très prononcée, partant de l'océan à l'ouest de la mer de Ross jusqu'au plateau Antarctique à Dôme C. Il a été toutefois impossible d'identifier une situation synoptique "typique" pour les événements de précipitations car le jeu de données sur une seule année n'était pas suffisant. Le taux de précipitation mesuré par le Hotplate est d'un ordre de grandeur plus grand que ceux des données ECWMF et LMDZ. Des différences en terme d'occurrence de précipitation entre les mesures du TPS-3100 et les autres sets de données ont été également identifiées. La comparaison des données de température, d'humidité relative (phase glace) et d'humidité spécifique ERA-Interim et celles des radiosondages, a révélé qu'il y a de fortes probabilités pour que les réanalyses ERA-Interim, les analyses ECMWF et les simulations LMDZ guidées sous-estiment le taux de précipitations lors d'évènement comme celui du 7 novembre. En effet, on a pu constater qu'il existait des biais entre les données ERA-Interim et les données radiosondages alors qu'elles sont assimilées par ces derniers. L'analyse de profils lidar a permis d'expliquer les différences en terme d'occurrence des précipitations entre les mesures du TPS-3100 et les autres sets de données. En effet, il s'avère que le Hotplate n'arrive pas à détecter certains événements de précipitations ayant lieu à Dôme C mais la cause reste inexplicée à ce jour.

On peut donc conclure que le TPS-3100 n'est finalement pas l'instrument idéal pour mesurer les précipitation à Dôme C. Pour ma part, je trouve que le concept du Hotplate est innovant et bien pensé, il serait donc intéressant de réussir à remédier au problème des précipitations et à la très probable surestimation de celles-ci.

Dans un avenir proche, il y a de fortes probabilités qu'un programme de recherche soit lancé pour étudier les précipitations au Dôme C puisqu'elles représentent une des composantes majeures du bilan de masse de surface de l'Antarctique. Un programme des programmes envisagés est le programme APRES3 (Antarctic Precipitation Remote Sensing from Surface and Space), ou du moins la phase 2 de ce programme. En effet, la première phase du programme est encore active consiste en une campagne intensive de mesure des précipitations sur la côte à Dumont d'Urville. Une fois cette première phase achevée, l'idée est de poursuivre le programme sur le plateau à Dôme C. Le programme YOPP, Year of Polar Prediction, dont le but est de permettre une amélioration significative des capacités de prédictions prévisions météorologiques et climatiques dans les régions polaires, en coordonnant une période d'observation intensive fin 2018 et des simulations numériques (<http://www.polarprediction.net/yopp/>), proposera peut-être aussi de nouvelles observations à Dôme C.

Remerciements

Je tiens tout d'abord à remercier Christophe Genthon et Jean-Baptiste Madeleine pour m'avoir permis d'effectuer ce stage et pour m'avoir formé à l'étude des précipitations en Antarctique. Je suis également très reconnaissante envers Étienne Vignon, qui m'a lui aussi encadrée en plus de Christophe et Jean-Baptiste, pour sa patience, les nombreux conseils qu'il a pu me donner et l'intérêt qu'il a porté à mon travail. Je remercie Massimo Del Guaste pour m'avoir fourni les données Lidar, Romain Caneill et Ghislain Picard pour m'avoir permis d'utiliser des données laser-scan ainsi que Hubert Gallée pour m'avoir transmis quotidiennement des données MAR au niveau de Dôme C. Je tiens enfin à exprimer mes sincères remerciements à l'IGE pour m'avoir accueilli et à tous les chercheurs et étudiants pour leur convivialité qui a fait de ce stage une expérience agréable et enrichissante.

Bibliographie

- Berrisford, P., D. Dee, P. Poli, R. Brugge, K. Fielding, M. Fuentes, P. Kållberg, S. Kobayashi, S. Uppala, and A. Simmons (2011), The era-interim archive version 2.0, Shinfield Park, Reading, 23 pp.
- Bromwich, D. H. (1988), Snowfall in high southern latitudes, *Reviews of Geophysics*, *26*(1), 149–168.
- Bromwich, D. H. (1990), Estimates of antarctic precipitation, *Nature*, *343*(6259), 627.
- Bromwich, D. H., Z. Guo, L. Bai, and Q.-s. Chen (2004), Modeled antarctic precipitation. part i : Spatial and temporal variability, *Journal of Climate*, *17*(3), 427–447.
- Bromwich, D. H., J. P. Nicolas, and A. J. Monaghan (2011), An assessment of precipitation changes over antarctica and the southern ocean since 1989 in contemporary global reanalyses, *Journal of Climate*, *24*(16), 4180–4209.
- Caneill, R. (2017), Analysis of elevation maps measured by laser scanning at dome c, antarctica. investigation of snow accumulation processes., Master’s thesis, École Normale Supérieure de Lyon - Université Claude Bernard Lyon I.
- Coindreau, O., F. Hourdin, M. Haeffelin, A. Mathieu, and C. Rio (2007), Assessment of physical parameterizations using a global climate model with stretchable grid and nudging, *Monthly weather review*, *135*(4), 1474–1489.
- Dansgaard, W. (1964), Stable isotopes in precipitation, *Tellus*, *16*(4), 436–468, doi :10.3402/tellusa.v16i4.8993.
- DeConto, R. M., and D. Pollard (2016), Contribution of antarctica to past and future sea-level rise, *Nature*, *531*(7596), 591–597.
- Dee, D. P., S. M. Uppala, A. J. Simmons, P. Berrisford, P. Poli, S. Kobayashi, U. Andrae, M. A. Balmaseda, G. Balsamo, P. Bauer, P. Bechtold, A. C. M. Beljaars, L. van de Berg, J. Bidlot, N. Bormann, C. Delsol, R. Dragani, M. Fuentes, A. J. Geer, L. Haimberger, S. B. Healy, H. Hersbach, E. V. Hólm, L. Isaksen, P. Kållberg, M. Köhler, M. Matricardi, A. P. McNally, B. M. Monge-Sanz, J.-J. Morcrette, B.-K. Park, C. Peubey, P. de Rosnay, C. Tavolato, J.-N. Thépaut, and F. Vitart (2011), The era-interim reanalysis : configuration and performance of the data assimilation system, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *137*(656), 553–597, doi :10.1002/qj.828.
- Dufresne, J.-L., M.-A. Foujols, S. Denvil, A. Caubel, O. Marti, O. Aumont, Y. Balkanski, S. Bekki, H. Bellenger, R. Benshila, S. Bony, L. Bopp, P. Braconnot, P. Brockmann, P. Cadule, F. Cheruy, F. Codron, A. Cozic, D. Cugnet, N. de Noblet, J.-P. Duvel, C. Ethé, L. Fairhead, T. Fichefet, S. Flavoni, P. Friedlingstein, J.-Y. Grandpeix, L. Guez, E. Guilyardi, D. Hauglustaine, F. Hourdin, A. Idelkadi, J. Ghattas, S. Joussaume, M. Kageyama, G. Krinner, S. Labetoulle, A. Lahellec, M.-P. Lefebvre, F. Lefevre, C. Levy, Z. X. Li, J. Lloyd, F. Lott, G. Madec, M. Mancip, M. Marchand, S. Masson, Y. Meurdesoif, J. Mignot, I. Musat, S. Parouty, J. Polcher, C. Rio, M. Schulz, D. Swingedouw, S. Szopa, C. Talandier, P. Terray, N. Viovy, and N. Vuichard (2013), Climate change projections using the ipsl-cm5 earth system model : from cmip3 to cmip5, *Climate Dynamics*, *40*(9), 2123–2165, doi :10.1007/s00382-012-1636-1.
- Frezzotti, M., M. Pourchet, O. Flora, S. Gandolfi, M. Gay, S. Urbini, C. Vincent, S. Becagli, R. Gragnani, M. Proposito, et al. (2005), Spatial and temporal variability of snow accumulation in east antarctica from traverse data, *Journal of Glaciology*, *51*(172), 113–124.
- Genthon, C., M. S. Town, D. Six, V. Favier, S. Argenti, and A. Pellegrini (2010), Meteorological atmospheric boundary layer measurements and ecmwf analyses during summer at dome c, antarctica, *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, *115*(D5), n/a–n/a, doi :10.1029/2009JD012741, d05104.
- Genthon, C., D. Six, H. Gallée, P. Grigioni, and A. Pellegrini (2013), Two years of atmospheric boundary layer observations on a 45-m tower at dome c on the antarctic plateau, *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, *118*(8), 3218–3232, doi :10.1002/jgrd.50128.

- Genthon, C., D. Six, C. Scarchilli, V. Ciardini, and M. Frezzotti (2016), Meteorological and snow accumulation gradients across dome c, east antarctic plateau, *International Journal of Climatology*, *36*(1), 455–466, doi : 10.1002/joc.4362.
- Goff, J. A., and S. Gratch (1946), Low-pressure properties of water from-160 to 212 f, *Trans. Amer. Soc. Heat. Vent. Eng*, *51*, 125–164.
- Gorodetskaya, I., S. Kneifel, M. Maahn, K. Van Tricht, W. Thiery, J. Schween, A. Mangold, S. Crewell, and N. Van Lipzig (2015), Cloud and precipitation properties from ground-based remote-sensing instruments in east antarctica, *The Cryosphere*, *9*(1), 285–304.
- Gorodetskaya, I. V., M. Tsukernik, K. Claes, M. F. Ralph, W. D. Neff, and N. P. M. Van Lipzig (2014), The role of atmospheric rivers in anomalous snow accumulation in east antarctica, *Geophysical Research Letters*, *41*(17), 6199–6206, doi :10.1002/2014GL060881.
- Grazioli, J., C. Genthon, B. Boudevillain, C. Duran-Alarcon, M. Del, J.-B. M. Guasta, and A. Berne (2017), Measurements of precipitation in dumont d’urville, terre adélie, east antarctica, *The Cryosphere Discussions*.
- Hogan, A. W. (1975), Summer ice crystal precipitation at the south pole, *Journal of Applied Meteorology*, *14*(2), 246–249.
- Hourdin, F., M.-A. Foujols, F. Codron, V. Guemas, J.-L. Dufresne, S. Bony, S. Denvil, L. Guez, F. Lott, J. Ghattas, P. Braconnot, O. Marti, Y. Meurdesoif, and L. Bopp (2013a), Impact of the lmdz atmospheric grid configuration on the climate and sensitivity of the ipsl-cm5a coupled model, *Climate Dynamics*, *40*(9), 2167–2192, doi :10.1007/s00382-012-1411-3.
- Hourdin, F., 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 (2013b), Lmdz5b : the atmospheric component of the ipsl climate model with revisited parameterizations for clouds and convection, *Climate Dynamics*, *40*(9), 2193–2222, doi :10.1007/s00382-012-1343-y.
- King, J., and J. Turner (1997), Antarctic meteorology and climatology, cambridge atmospheric and space sciences serie, *Cambridge : Cambridge Univer-sity Press, UK*, *409*.
- Lawson, R. P., and A. Gettelman (2014), Impact of antarctic mixed-phase clouds on climate, *Proceedings of the National Academy of Sciences*, *111*(51), 18,156–18,161.
- Libois, Q., G. Picard, L. Arnaud, S. Morin, and E. Brun (2014), Modeling the impact of snow drift on the decameter-scale variability of snow properties on the antarctic plateau, *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, *119*(20), 11,662–11,681, doi :10.1002/2014JD022361.
- Lorenz, E. N. (1965), A study of the predictability of a 28-variable atmospheric model, *Tellus*, *17*(3), 321–333, doi :10.1111/j.2153-3490.1965.tb01424.x.
- Maahn, M., C. Burgard, S. Crewell, I. V. Gorodetskaya, S. Kneifel, S. Lhermitte, K. Van Tricht, and N. P. Lipzig (2014), How does the spaceborne radar blind zone affect derived surface snowfall statistics in polar regions?, *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, *119*(24).
- Miloshevich, L. M., H. Vömel, D. N. Whiteman, B. M. Lesht, F. J. Schmidlin, and F. Russo (2006), Absolute accuracy of water vapor measurements from six operational radiosonde types launched during awex-g and implications for airs validation, *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, *111*(D9), n/a–n/a, doi : 10.1029/2005JD006083, d09S10.
- Naithani, J., H. Gallée, and G. Schayes (2002), Marine air intrusion into the adélie land sector of east antarctica : A study using the regional climate model (mar), *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, *107*(D11), ACL 6–1–ACL 6–16, doi :10.1029/2000JD000274.
- Ohtake, T., and M. Inoue (1980), Formation mechanism of ice crystal precipitation in the antarctic atmosphere, *Proc. 8th Int. Conf. on Cloud Physics*, pp. 221–224.
- Palchetti, L., G. Bianchini, G. Di Natale, and M. Del Guasta (2015), Far-infrared radiative properties of water vapor and clouds in antarctica, *Bulletin of the American Meteorological Society*, *96*(9), 1505–1518.
- Palerme, C., J. E. Kay, C. Genthon, T. L’Ecuyer, N. B. Wood, and C. Claud (2014), How much snow falls on the antarctic ice sheet?, *The Cryosphere*, *8*(4), 1577–1587.

- Palerme, C., C. Genthon, C. Claud, J. E. Kay, N. B. Wood, and T. L'Ecuyer (2017a), Evaluation of current and projected antarctic precipitation in cmip5 models, *Climate Dynamics*, *48*(1), 225–239, doi :10.1007/s00382-016-3071-1.
- Palerme, C., C. Claud, A. Dufour, C. Genthon, N. B. Wood, and T. L'Ecuyer (2017b), Evaluation of antarctic snowfall in global meteorological reanalyses, *Atmospheric Research*, *190*, 104–112, doi :https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2017.02.015.
- Rasmussen, R. M., J. Hallett, R. Purcell, S. D. Landolt, and J. Cole (2011), The hotplate precipitation gauge, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, *28*(2), 148–164.
- Ricaud, P. (2014), Variabilités de la vapeur d'eau et de la température troposphérique au dôme c (station concordia), antarctique. partie i : l'instrument hamstrad, *La Météorologie*, (84), 15–28.
- Ricaud, P., F. Carminati, J. L. Attié, Y. Courcoux, T. Rose, C. Genthon, A. Pellegrini, P. Tremblin, and T. August (2013), Quality assessment of the first measurements of tropospheric water vapor and temperature by the hamstrad radiometer over concordia station, antarctica, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, *51*(6), 3217–3229.
- Ricaud, P., E. Bazile, M. d. Guasta, C. Lanconelli, P. Grigioni, and A. Mahjoub (2017), Genesis of diamond dust, ice fog and thick cloud episodes observed and modelled above dome c, antarctica, *Atmospheric Chemistry and Physics*, *17*(8), 5221–5237.
- Schlosser, E. (1999), Effects of seasonal variability of accumulation on yearly mean $\delta^{18}O$ values in antarctic snow, *Journal of Glaciology*, *45*(151), 463–468.
- Schlosser, E., B. Stenni, M. Valt, A. Cagnati, J. G. Powers, K. W. Manning, M. Raphael, and M. G. Duda (2016), Precipitation and synoptic regime in two extreme years 2009 and 2010 at dome c, antarctica – implications for ice core interpretation, *Atmospheric Chemistry and Physics*, *16*(8), 4757–4770.
- Simmons, A. J., A. Untch, C. Jakob, P. Källberg, and P. Undén (1999), Stratospheric water vapour and tropical tropopause temperatures in ecmwf analyses and multi-year simulations, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *125*(553), 353–386, doi :10.1002/qj.49712555318.
- Stenni, B., C. Scarchilli, V. Masson-Delmotte, E. Schlosser, V. Ciardini, G. Dreossi, P. Grigioni, M. Bonazza, A. Cagnati, D. Karlicek, et al. (2016), Three-year monitoring of stable isotopes of precipitation at concordia station, east antarctica, *The Cryosphere*, *10*(5), 2415.
- Tomasi, C., B. Petkov, E. Benedetti, V. Vitale, A. Pellegrini, G. Dargaud, L. De Silvestri, P. Grigioni, E. Fossat, W. L. Roth, and L. Valenziano (2006), Characterization of the atmospheric temperature and moisture conditions above dome c (antarctica) during austral summer and fall months, *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, *111*(D20), n/a–n/a, doi :10.1029/2005JD006976, d20305.
- Tomasi, C., B. Petkov, E. Benedetti, L. Valenziano, and V. Vitale (2011), Analysis of a 4 year radiosonde data set at dome c for characterizing temperature and moisture conditions of the antarctic atmosphere, *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, *116*(D15), n/a–n/a, doi :10.1029/2011JD015803, d15304.
- Tomasi, C., B. H. Petkov, and E. Benedetti (2012), Annual cycles of pressure, temperature, absolute humidity and precipitable water from the radiosoundings performed at dome c, antarctica, over the 2005–2009 period, *Antarctic Science*, *24*(6), 637–658.

Annexe A

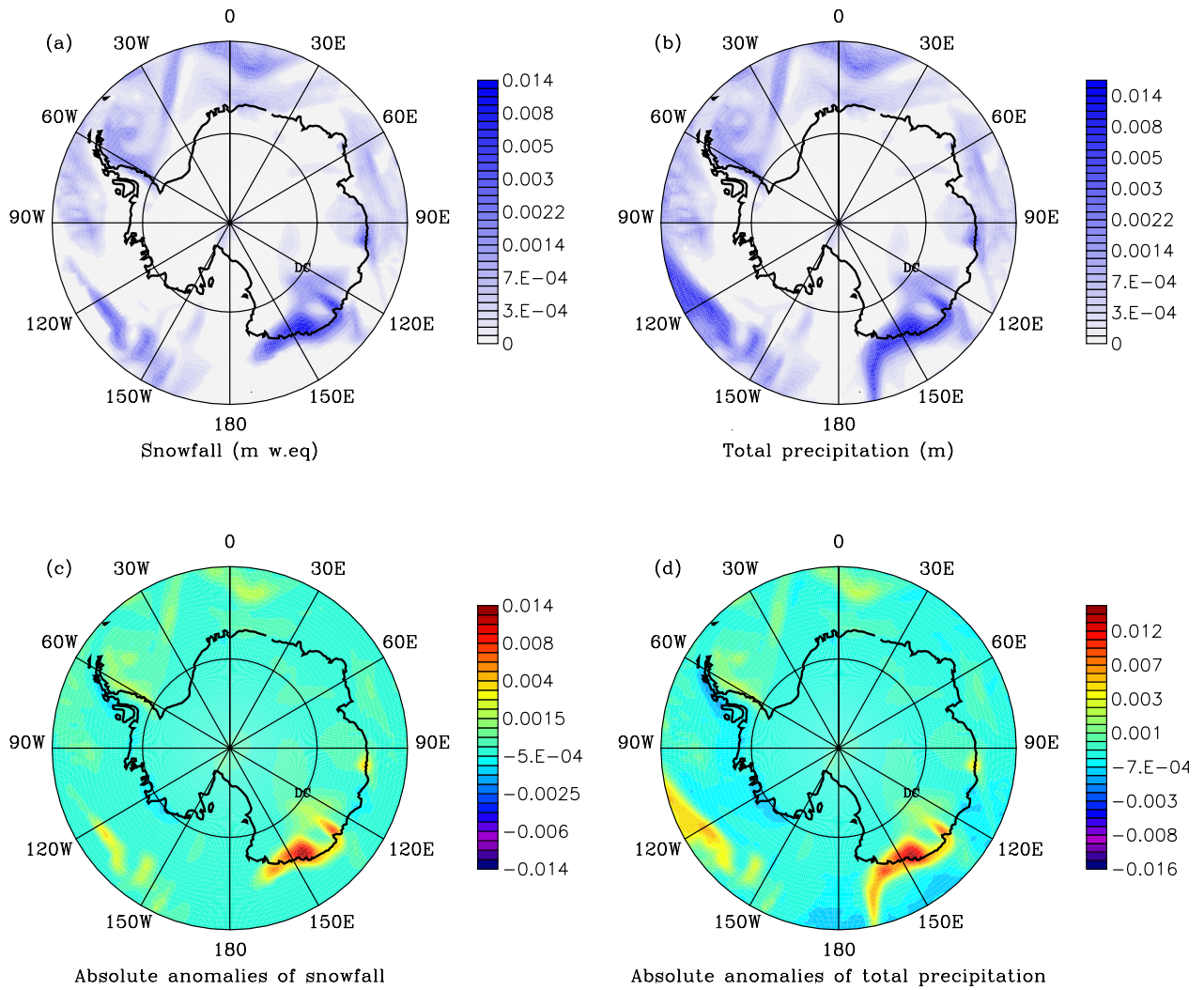


FIGURE 15 – Situation synoptique le 7 novembre à 18 :00 heure locale

Annexe B

NOAA HYSPLIT MODEL
Backward trajectories ending at 1300 UTC 07 Nov 16
CDC1 Meteorological Data

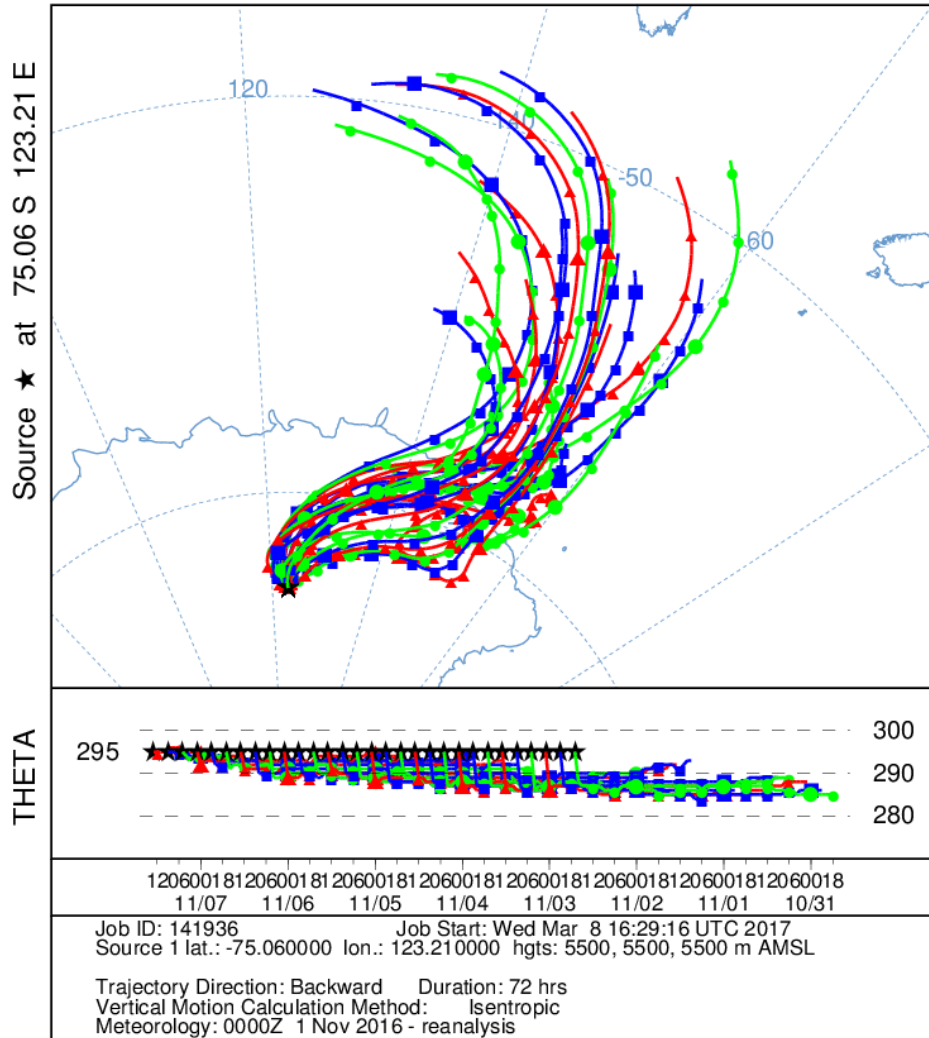


FIGURE 16 – Exemple de rétrotrajectoire effectuée depuis Dôme C le 16/11/17 à 13h, total run time = 168h et start new trajectorie every 4h

Annexe C

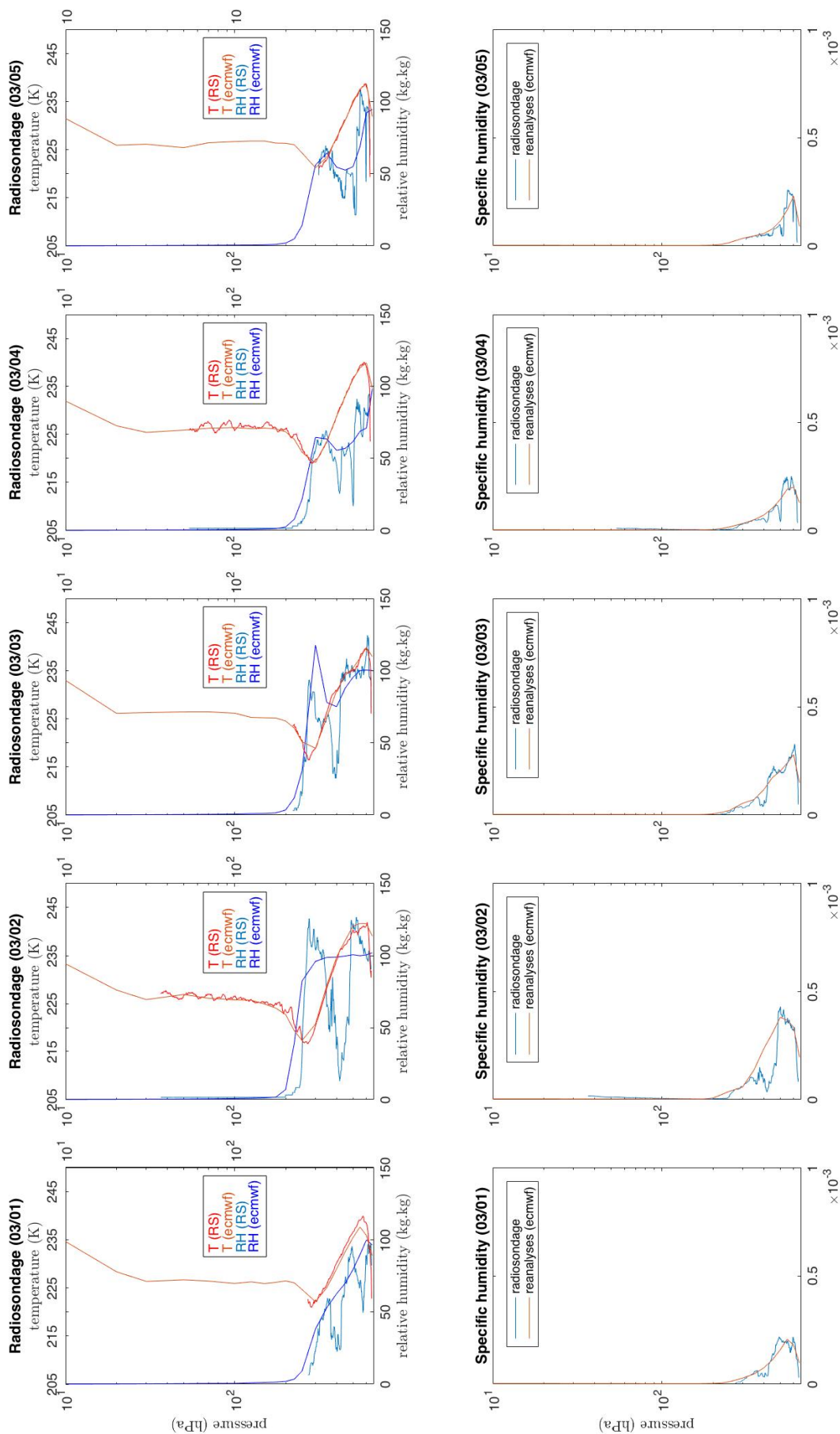


FIGURE 17 – Radiosondages de l'évènement du 3 mars où figurent la température (K), l'humidité relative (kg.kg) et l'humidité spécifique (kg.kg)

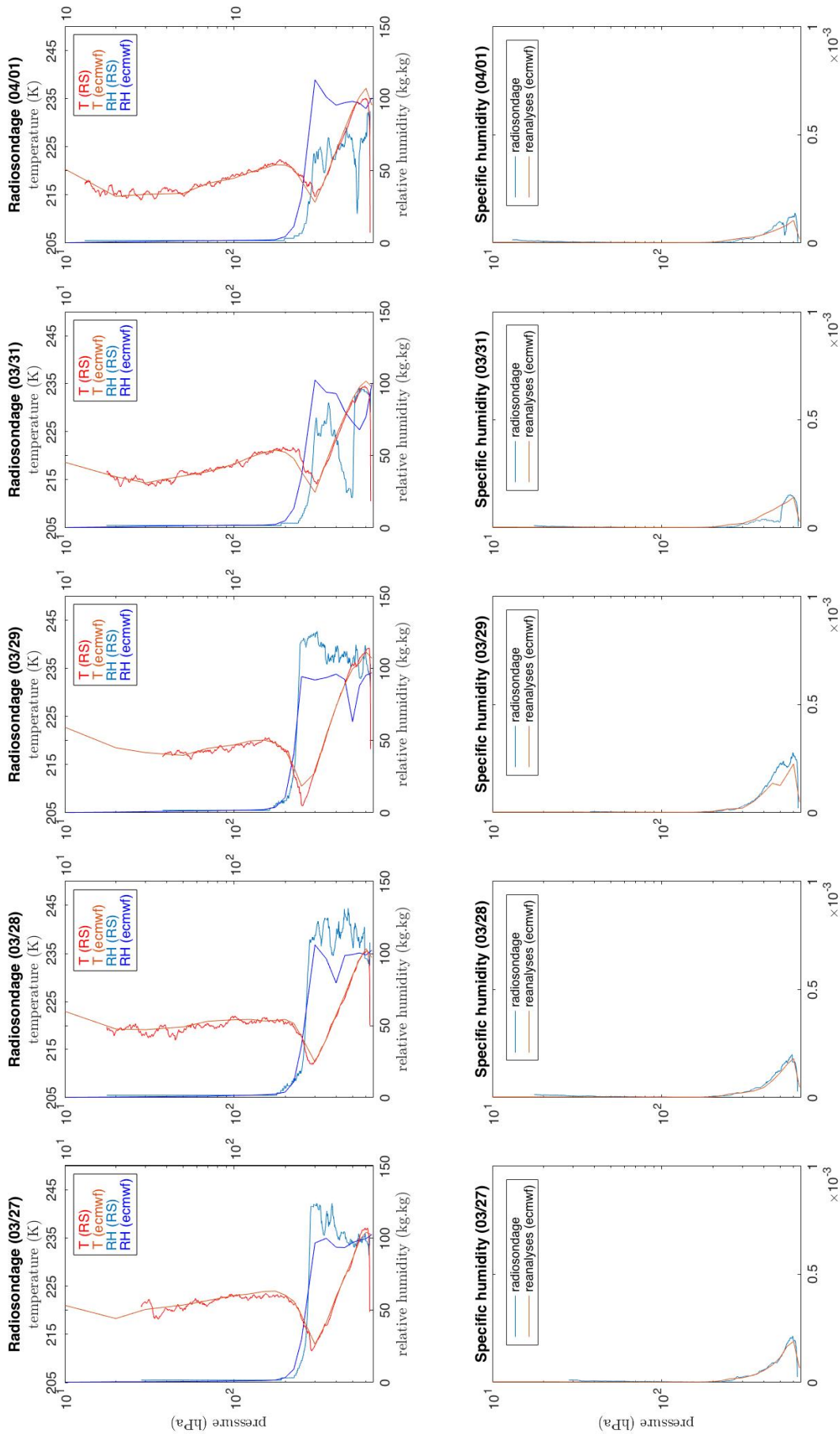


FIGURE 18 – Radiosondages de l'évènement du 30 mars où figurent la température (K), l'humidité relative (kg.kg) et l'humidité spécifique (kg.kg)

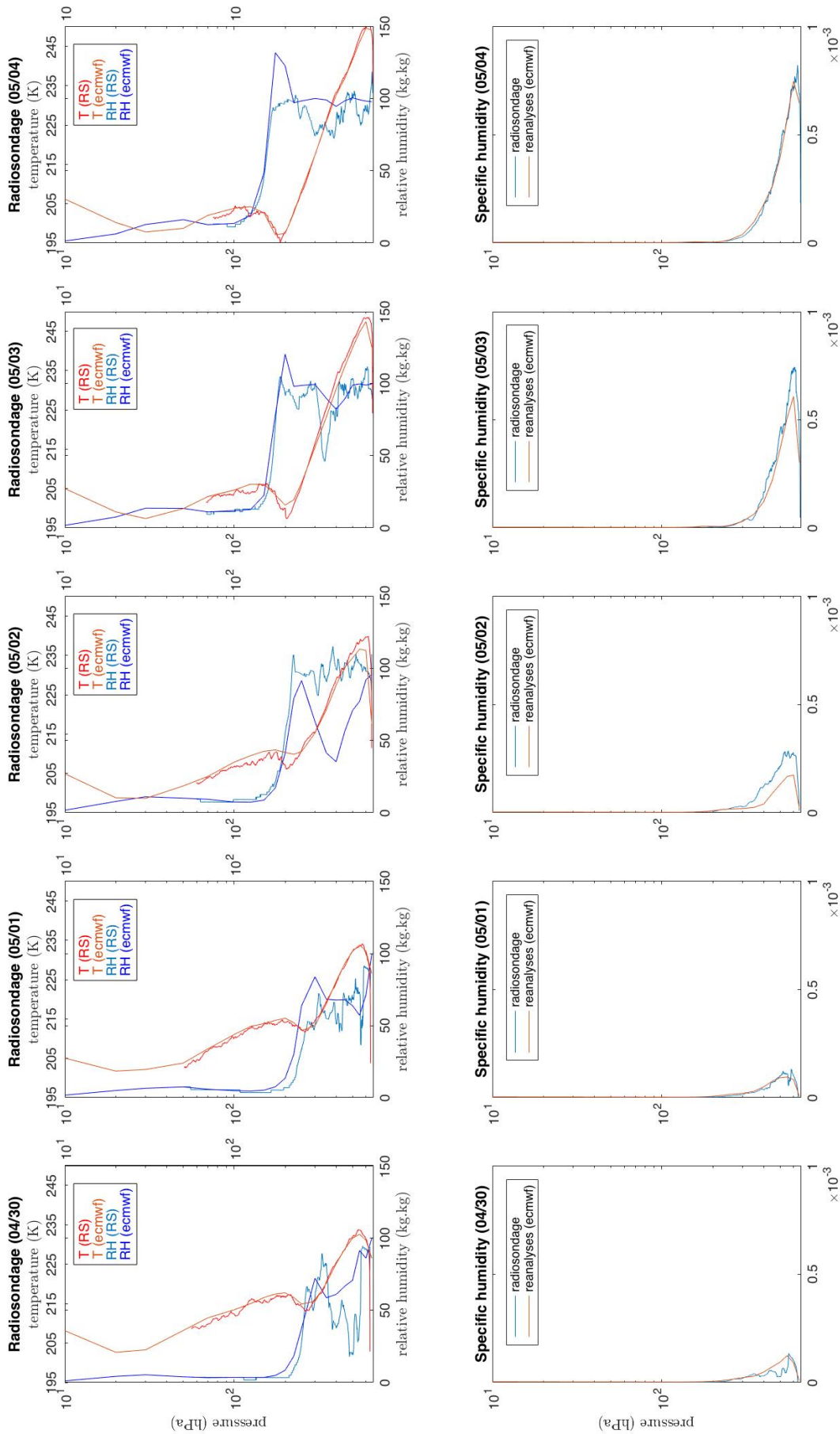


FIGURE 19 – Radiosondages de l'évènement du 3 mai où figurent la température (K), l'humidité relative (kg.kg) et l'humidité spécifique (kg.kg)

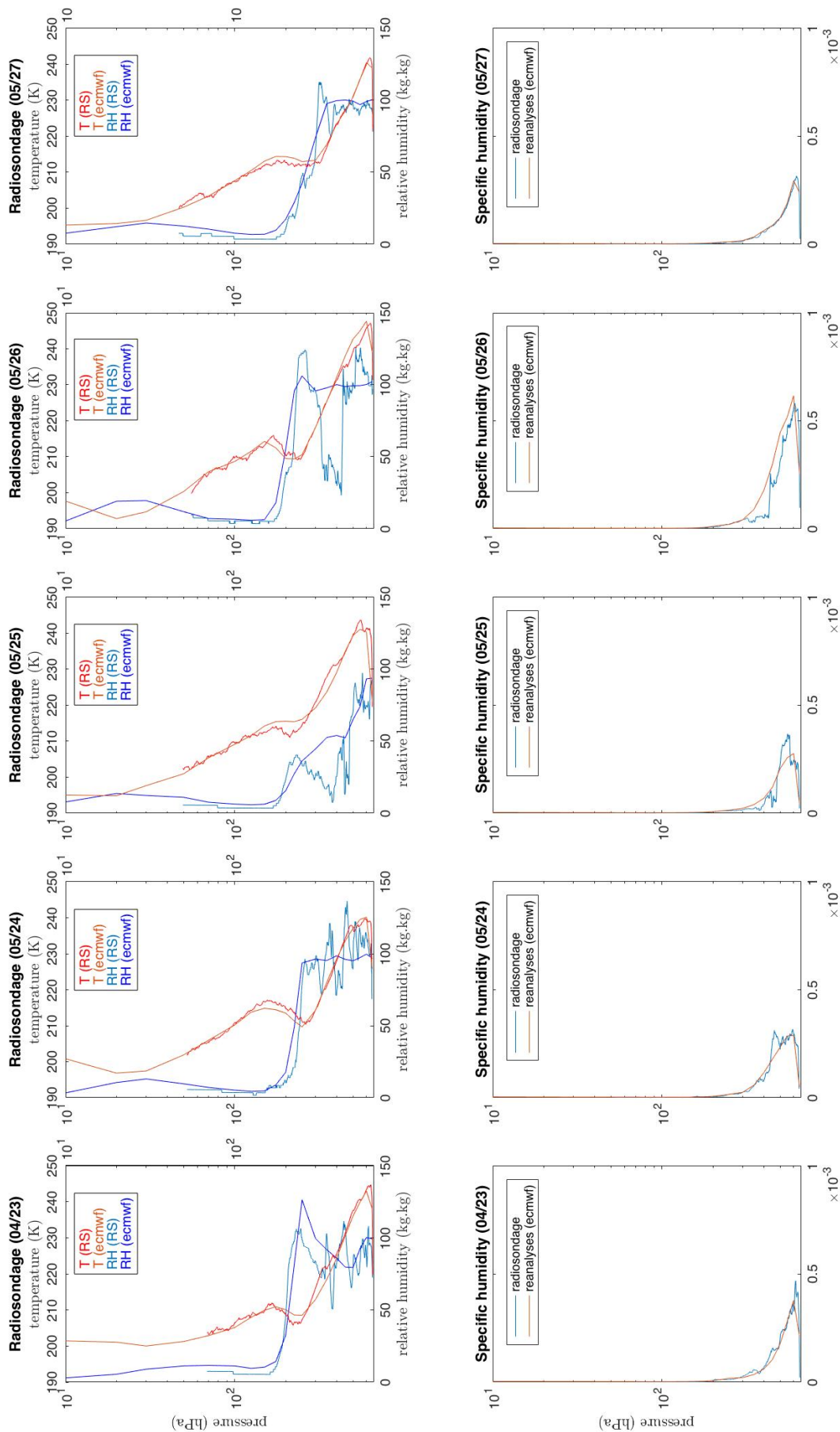


FIGURE 20 – Radiosondages de l'évènement du 25 mai où figurent la température (K), l'humidité relative (kg.kg) et l'humidité spécifique (kg.kg)

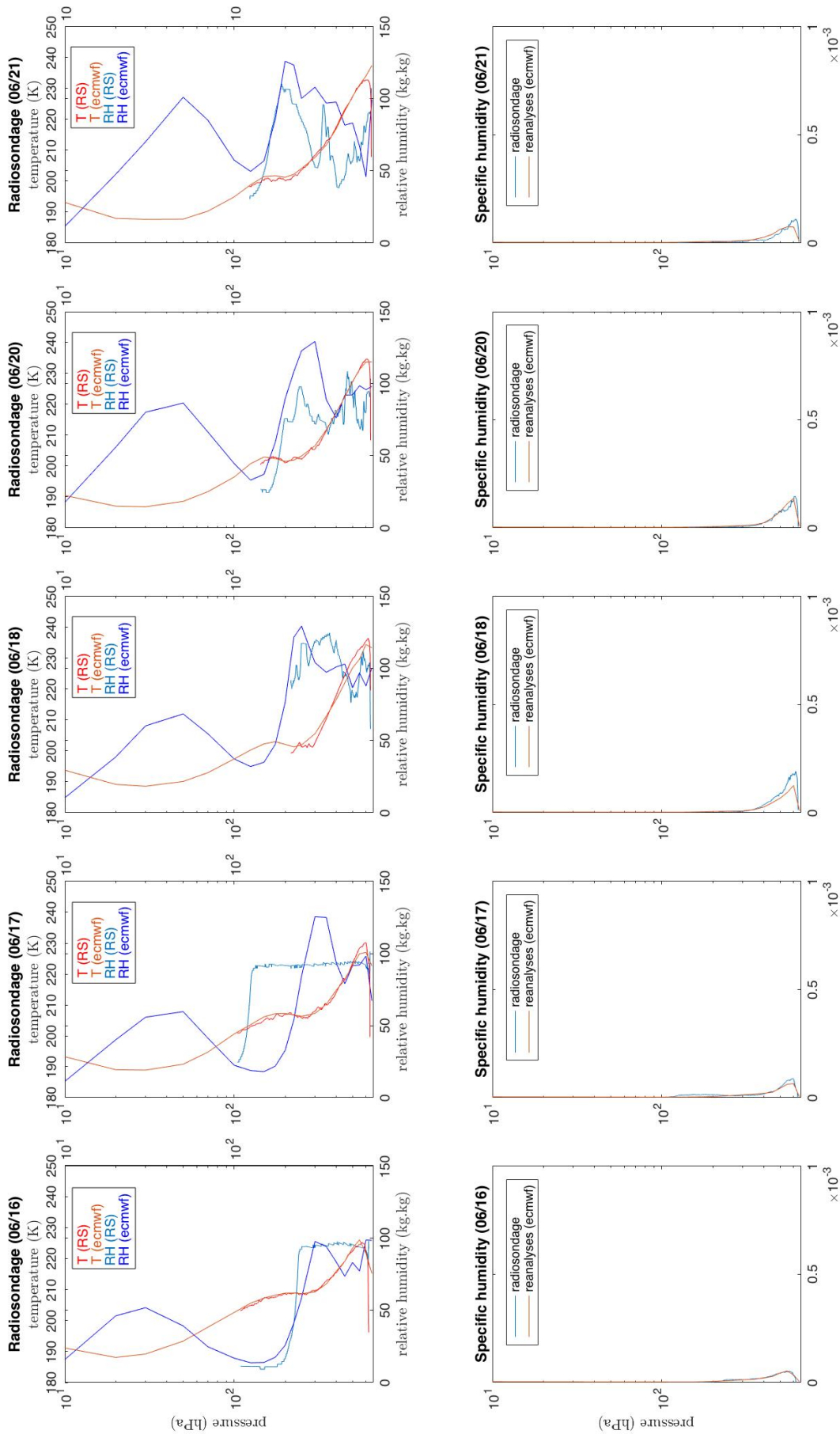


FIGURE 21 – Radiosondages de l'évènement du 18 juin où figurent la température (K), l'humidité relative (kg.kg) et l'humidité spécifique (kg.kg)

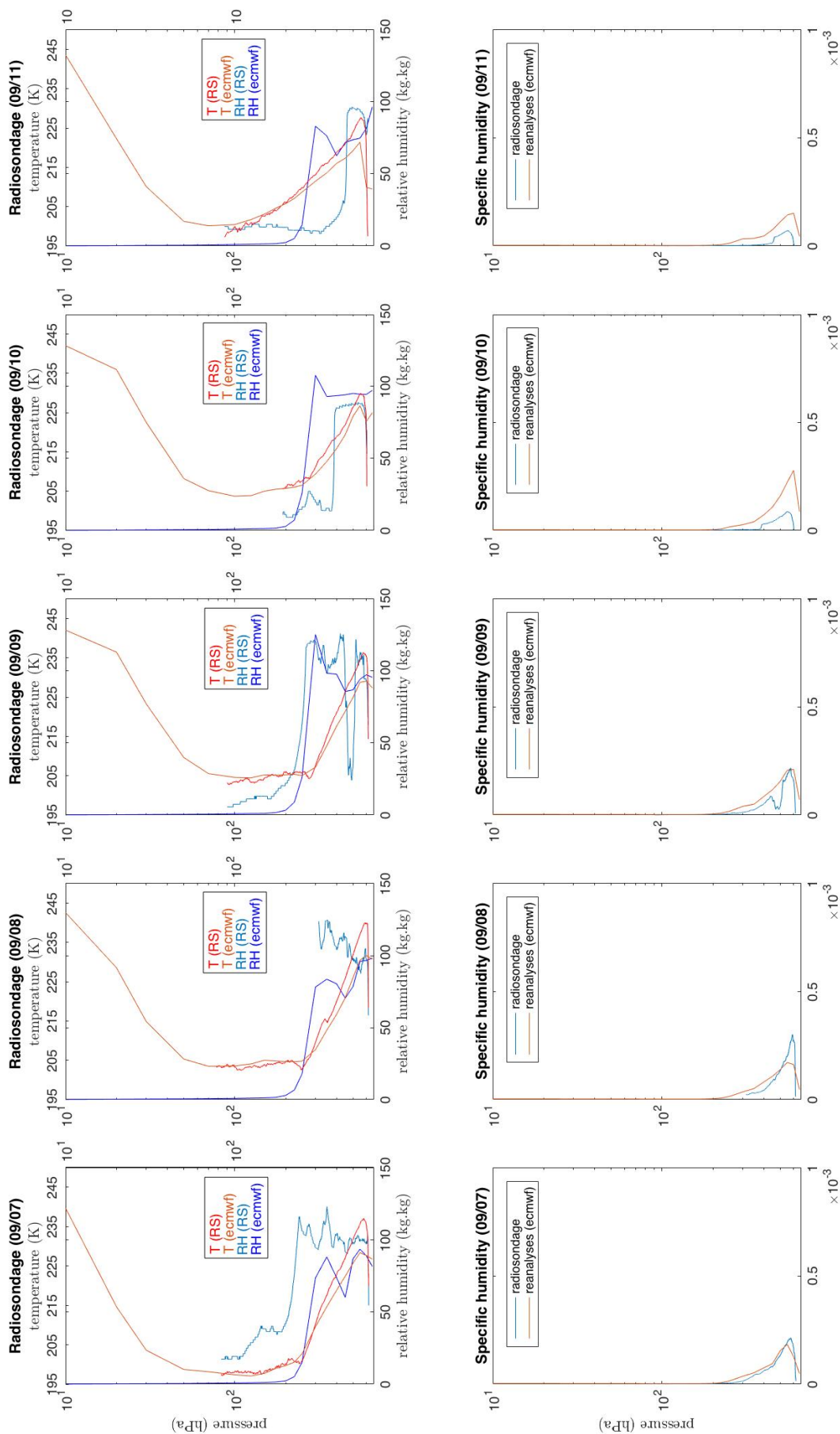


FIGURE 22 – Radiosondages de l'évènement du 9 septembre où figurent la température (K), l'humidité relative (kg.kg) et l'humidité spécifique (kg.kg)

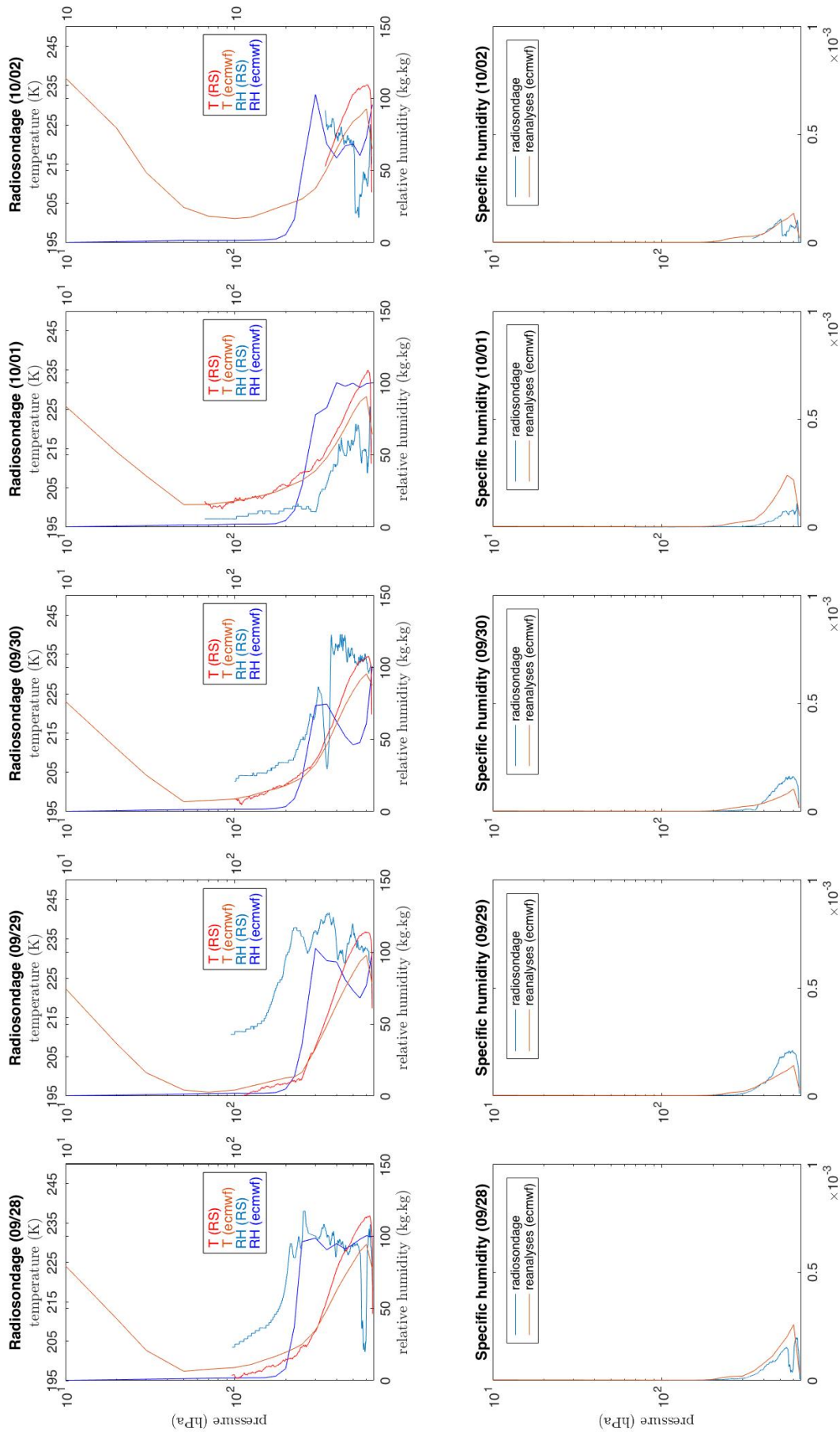


FIGURE 23 – Radiosondages de l'évènement du 30 septembre où figurent la température (K), l'humidité relative (kg.kg) et l'humidité spécifique (kg.kg)

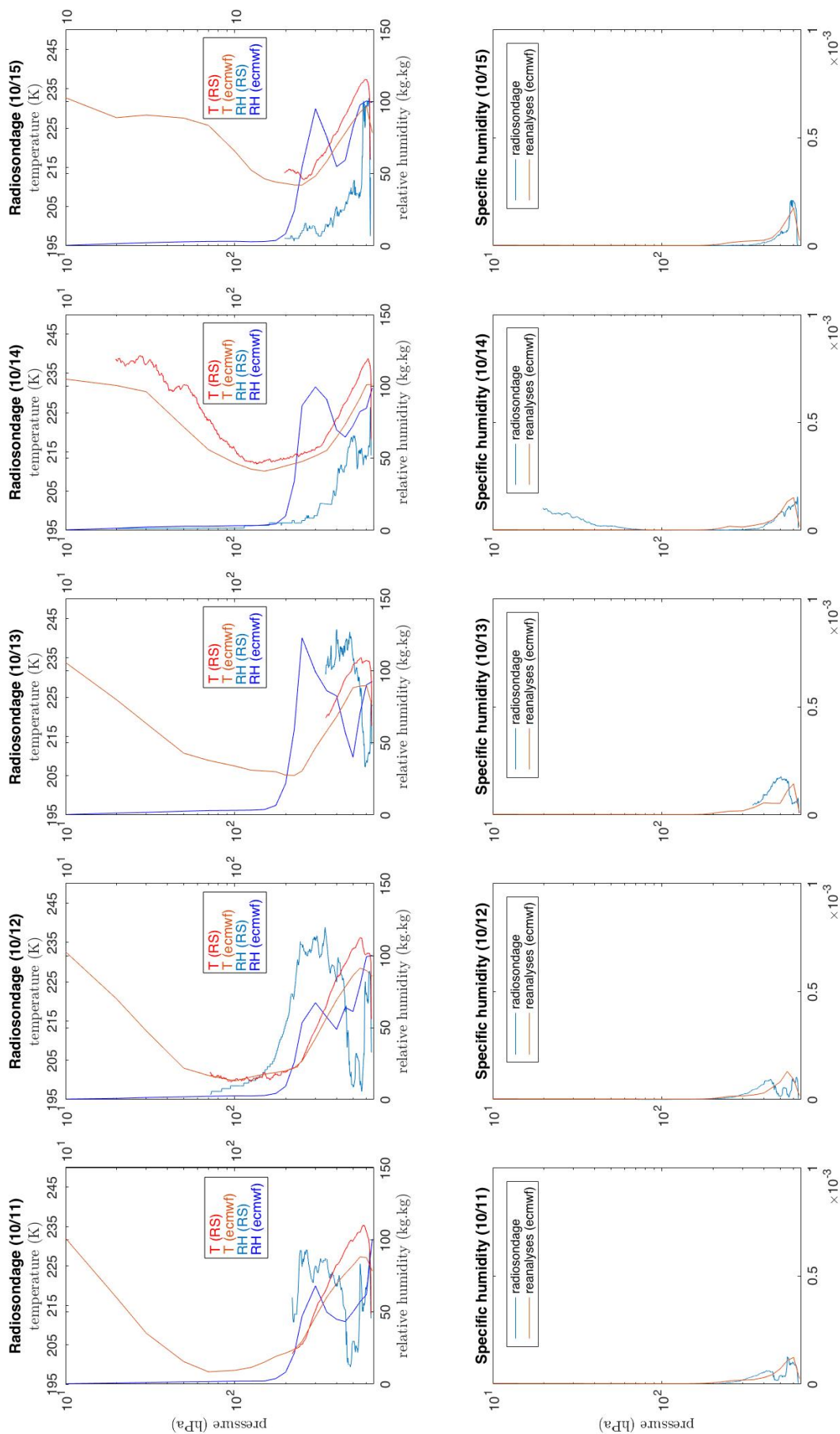


FIGURE 24 – Radiosondages de l'évènement du 12 octobre où figurent la température (K), l'humidité relative (kg.kg) et l'humidité spécifique (kg.kg)

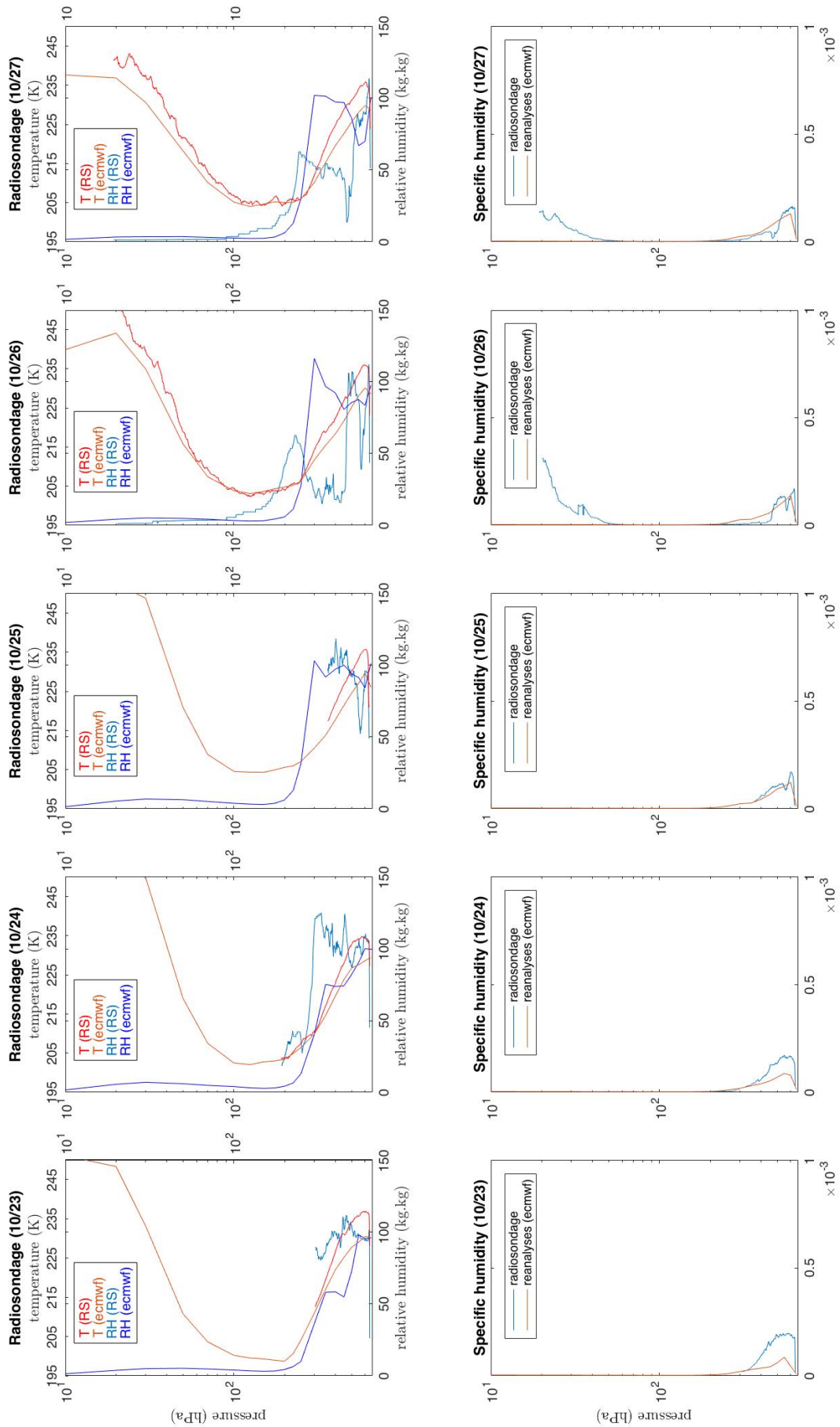


FIGURE 25 – Radiosondages de l'évènement du 25 octobre où figurent la température (K), l'humidité relative (kg.kg) et l'humidité spécifique (kg.kg)

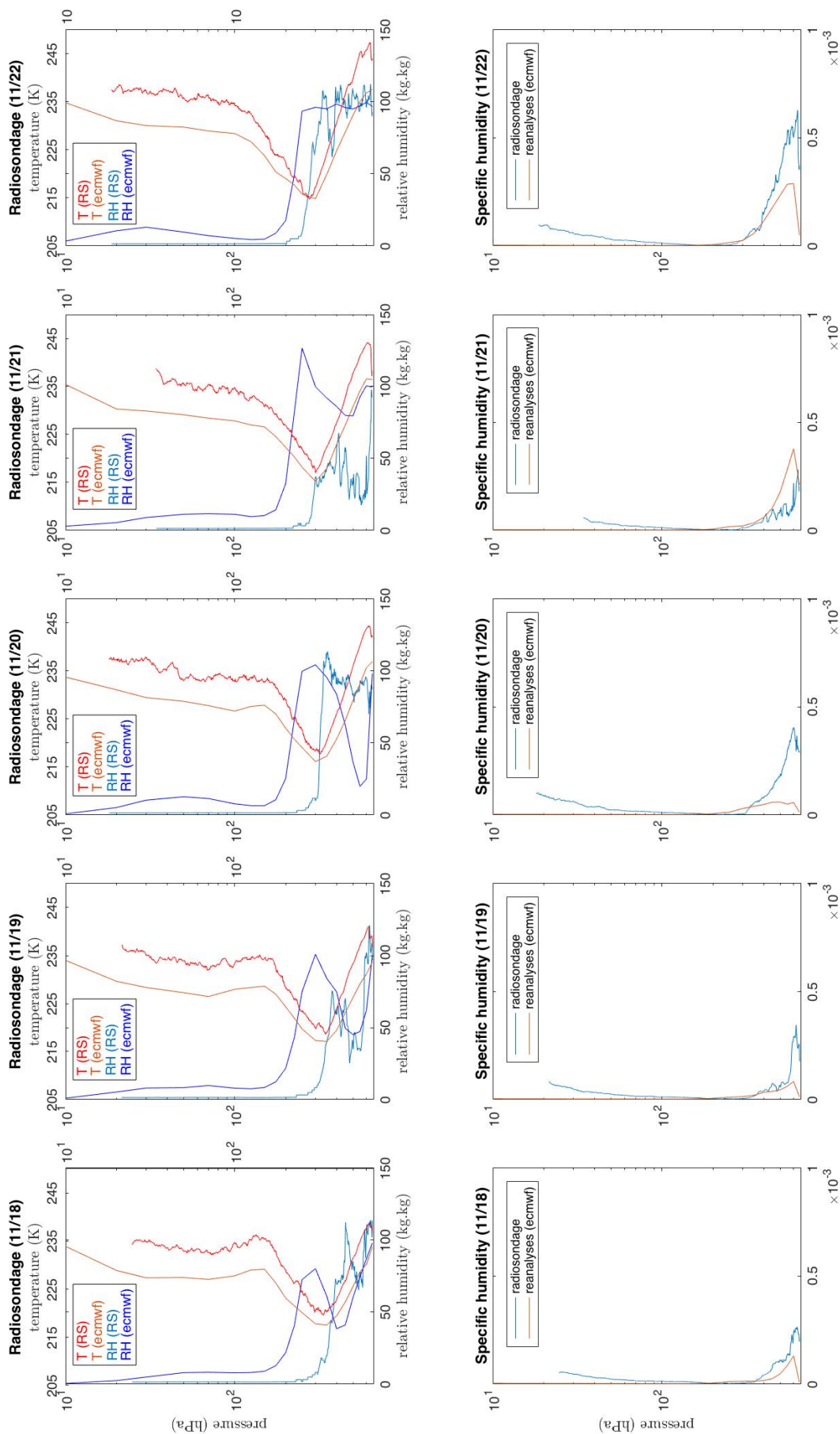


FIGURE 26 – Radiosondages de l'évènement du 20 novembre où figurent la température (K), l'humidité relative (kg.kg) et l'humidité spécifique (kg.kg)

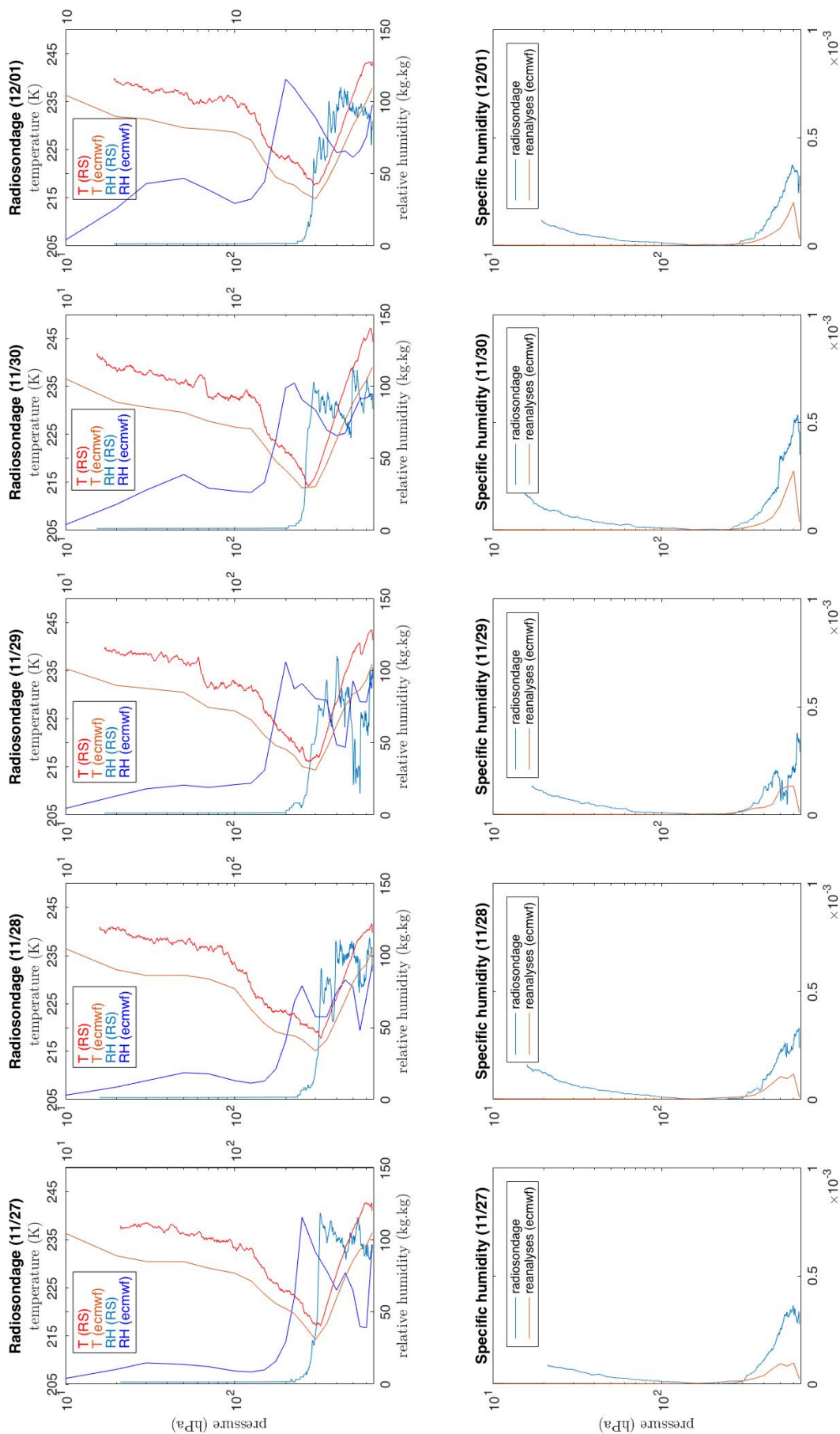


FIGURE 27 – Radiosondages de l'évènement du 28 novembre où figurent la température (K), l'humidité relative (kg.kg) et l'humidité spécifique (kg.kg)