

Université de REIMS CHAMPAGNE-ARDENNE

U.F.R. Sciences Exactes et Naturelles

Ecole Doctorale : Sciences Technologies Santé

THÈSE

Pour obtenir le grade de
Docteur de l'Université de Reims Champagne-Ardenne
Spécialité : Physique de l'Atmosphère

par

LIU Xiaoman

le 17/12/2010

Vapeur d'eau dans la haute troposphère et la basse
stratosphère tropicale - impact des overshoots africains
pendant SCOUT-AMMA

Directeur de thèse : Georges Durry

Co-direction : Emmanuel Rivière

Soutenue publiquement le 17 décembre 2010 devant la commission d'examen

- Pr. Sylvie CAUTENET, Professeur à l'université Blaise Pascal Clermont II, Rapporteur
- Dr. Franck LEFEVRE, Directeur de recherche au LATMOS (Paris), Rapporteur
- Pr. Georges DURRY, Professeur à l'URCA, GSMA, Directeur de thèse
- Dr. Emmanuel RIVIÈRE, Maître de conférences, GSMA, Co-directeur de thèse
- Dr. Virginie MARÉCAL, Chargée de recherche à Météo-France CNRM (Toulouse), Examinatrice
- Pr. Valéry CATOIRE, Professeur à l'université d'Orléans, LPC2E, Examineur
- Dr. Federico FIERLI, Chercheur à l'ISAC/CNR, Italie, Examineur

N° attribué par la bibliothèque

| 1 | 0 | R | E | I | S | | | |

Remerciements

Ces travaux ont été effectués à l'Université de Reims Champagne Ardenne, au sein du Groupe de Spectrométrie Moléculaire et Atmosphérique (UMR CNRS 6089). J'ai découvert pendant ces trois dernières années le travail de recherche scientifique. Cette activité demande des efforts mais s'avère passionnante en particulier lorsque l'on est bien encadré, c'est pourquoi mes premiers remerciements iront vers Emmanuel Rivière qui par sa rigueur, ses idées et sa patience font de lui un excellent encadrant de thèse. Merci à lui.

Ensuite, merci à tout ceux qui ont rendu possible ces trois ans. Je remercie donc :

La région Champagne-Ardenne pour avoir financé cette thèse.

Pr. Alain Barbe et Pr. Georges Durré en tant que directeur de GSMA pour m'avoir accueilli.

Pr. George Durré pour m'avoir dirigé tout au long de ce travail et pour m'avoir donné l'opportunité de découvrir le monde de la recherche.

Mme. Virginie Maréchal pour m'avoir fourni les données TRMM et pour ses interactions.

Les autres membres du laboratoire pour leur accueil, leurs aides et leurs conseils.

Je remercie les membres du jury pour avoir accepté d'évaluer mon travail en particulier Pr. Sylvie Cautenet et Pr. Franck Lefèvre pour l'attention portée à la lecture de ma thèse.

Enfin, je tiens à remercier Madame le Pr. Kui ZHANG pour m'avoir permis de venir poursuivre mes études en France.

Résumé

L'eau est un composé essentiel du système climatique et chimique de la stratosphère. Le but principal de ma thèse était d'étudier l'impact des systèmes convectifs tropicaux intenses, qui pénètrent dans la stratosphère (overshoot) sur le bilan de l'eau stratosphérique à l'échelle locale. Le rôle des overshoots à l'échelle du globe est encore très débattu. Pour cela, j'ai étudié deux cas d'observation issus de la campagne SCOUT-AMMA en Afrique de l'ouest. Je les ai modélisés avec le modèle atmosphérique 3D méso-échelle BRAMS. On peut ainsi quantifier leur rôle sur le bilan de l'eau stratosphérique. On peut résumer les principaux résultats de la manière suivante. Pour une simulation avec microphysique à double moment, on estime que l'overshoot observé au sud du Tchad injecte irréversiblement entre 330 t et 507 t d'eau dans la stratosphère, en accord avec les très rares estimations de ce type par les modèles. On confirme que les mesures élevées de vapeur d'eau, au-dessus de Niamey pendant SCOUT-AMMA 30 h plus tard dans la même masse d'air, semblent être liées à ce cas. Un autre cas a été étudié au-dessus de l'Aïr et il est montré que ce cas hydrate moins la stratosphère : une valeur maximum typique de 230 t d'eau est estimée, montrant ainsi une variabilité des overshoots sur l'hydratation de la stratosphère. Cette différence entre les deux cas est principalement due à des conditions plus humides pour l'Aïr : les particules de glace injectées dans la stratosphère par l'overshoot subliment moins efficacement, ce qui au contraire favorise leur sédimentation. Afin d'étudier l'incertitude des estimations des modèles sur l'hydratation de la stratosphère, j'ai effectué des tests de sensibilité sur les réglages du modèle, en particulier les réglages microphysiques du modèle. Une simulation du cas tchadien a été réalisée avec un schéma microphysique simple moment. On montre alors une hydratation bien plus importante, de l'ordre de 750 t ~ 950 t, que pour la simulation avec microphysique à double moment. La différence est essentiellement due à des tailles et natures différentes des hydrométéores glacés dans la stratosphère pour chaque cas. Enfin un autre test microphysique a été réalisé en changeant, pour une simulation à double moment, le paramètre de forme de la distribution en taille des hydrométéores. Cette dernière simulation montre un impact beaucoup plus faible sur l'hydratation de la stratosphère (~ 150 t). Tous ces résultats indiquent donc une grande variabilité des estimations des modèles selon le cas étudié et selon les réglages de la simulation. Mieux cerner cette variabilité sera nécessaire avant de pouvoir déduire un impact des overshoots à plus grande échelle. Ce volet sera appréhendé dans un futur projet du laboratoire.

Abstract

Water is a key component of the stratosphere climate and chemistry. The main goal of my thesis was to study the impact of overshooting tropical deep convection (convection which penetrates the stratosphere) on the water stratospheric water budget at local scale. The role of the overshoots at the global scale is still highly debated. To do this, I have studied two observational cases from the SCOUT-AMMA campaign in West Africa. I have modeled them by using the 3D mesoscale model BRAMS. Then the role of overshoots on the stratospheric water budget can be estimated. The main results of this work can be summarized as follows. With a two moment microphysical scheme simulation (S2M), I estimated that an overshoot observed above southern Chad has injected irreversibly 330 to 507 tons of water in the stratosphere, in agreement with the very seldom estimations with this type of models. I have confirmed that the high water vapor amount measured from balloon-borne hygrometer above Niamey during SCOUT-AMMA, 30h later in the same air mass seems to be linked to this overshoot. Another overshoot case above Air was studied and it is shown that this case hydrate less the stratosphere (~ 230 tons) than the Chad case. This highlights a potential variability of overshooting convection on the lower stratosphere hydration. This difference between both cases is mainly due to moister conditions for the Air case: the particles injected by the overshoot in the stratosphere sublimate less efficiently and inversely tend to sediment. In order to study the uncertainties of model estimation of stratosphere hydration by overshoots, several sensitivity tests have been carried out in this work, in particular the microphysical setting. First a single moment simulation of the Chad case was performed. It was computed a much higher hydration, from 750 to 950 tons, than from the S2M simulation. The difference is mainly due to the size and the nature of the ice particles for each case. Finally, another double moment simulation of the Chad case was performed with a new shape parameter of the hydrometeor's size distribution. This simulation shows a weaker impact on the stratosphere hydration (~ 150 tons). All these results indicate a high variability of model estimation among the case studied of the model setting. A better understanding and knowledge of this setting will be necessary before the impact of overshooting convection at global scale can be estimating. This issue will be addressed in an upcoming project of the institute.

Table des matières

Remerciements	2
Résumé	3
Abstract	4

I Introduction

Chapitre 1 Introduction

1.1 Eau dans l'atmosphère	11
1.2 Régions tropicales et TTL (généralités et spécificité de l'eau)	12
1.3 Vapeur d'eau dans la TTL, piège froid et rôle des overshoots	16
1.4 Introduction du sujet	18

II Description

Chapitre 2 Description des principaux outils et des programmes de recherches

2.1 Présentation des Projets SCOUT-O3 et AMMA	23
2.2 Modèle BRAMS	23
2.2.1 Introduction	25
2.2.2 Méthode de discrétisation	26
2.2.2.1 Discrétisation spatiale	26
2.2.2.2 Imbrication de grilles	28
2.2.3 Descriptions des différents modules	28
2.2.3.1 Module microphysique	28
2.2.3.2 Conditions initiales et forçage aux limites	31
2.3 Outils instrumentaux pour la validation des simulations.....	32
2.3.1 Instruments Mico/Pico SDLA et Flash- β	32
2.3.2 SEVIRI/MétéoSat Second Generation (MSG)	33
2.3.3 CALIOP/CALIPSO	34
2.3.4 TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission)	34

Chapitre 3 Spectroscopie/Inversion

3.1 Mesure in situ de H ₂ O stratosphérique par la sonde laser PicoSDLA	36
3.1.1 Méthodologie de mesure	36

Tableau des matières

3.1.2 Hygromètre laser PicoSDLA	39
3.1.3 Méthode de détection	41
3.2 Modèle d'inversion	42
3.2.1 Modèle atmosphérique	43
3.2.1.1 Structure du programme	43
3.2.1.2 Validation sur des spectres simulés	45
3.2.2 Estimation avec le modèle de différentes sources d'erreur	47
3.2.2.1 Rapport signal à bruit	47
3.2.2.2 Estimation de l'erreur sur la pression	48
3.2.2.3 Estimation avec l'erreur de la température	49
3.2.3 Inversion de spectres réels	50
3.2.3.1 Test sur des données in situ au sol	50
3.2.3.2 Traitement des vols de 2007 et 2008	53

III Modélisation

Chapitre 4 Cas de l'overshoot du 4 août 2006 (Cas du Tchad)

4.1 Description, observation et justification du cas du Tchad	58
4.1.1 Justification du cas d'étude	58
4.1.2. Observations du cas d'étude	60
4.2 Paramètres de la simulation du cas du Tchad	66
4.3 Validation de la simulation	69
4.3.1 Comparaison des taux de précipitation TRMM et BRAMS	69
4.3.2 Répartition spatio-temporelle de l'overshoot	72
4.3.3 Structure verticale de l'overshoot	73
4.3.4 Autres caractéristiques de l'overshoot	76
4.4 Bilan d'eau de l'overshoot modélisé	78
4.4.1 Evolution du rapport de mélange en eau dans la TTL	79
4.4.2 Flux à travers la tropopause	81
4.4.3 Masse d'eau stratosphérique	87
4.4.4 Evolution du signal hydraté	89
4.5 Comparaison et conclusion	94
4.5.1 Comparaison avec d'autres études	95
4.5.2 Autres conclusions et discussion	96

Tableau des matières

Chapitre 5 Cas de l'overshoot du 5 août 2006 (Cas de l'Air)	
5.1 Description, observation et justification du cas de l'Air	99
5.2 Préparation de la simulation du cas de l'Air	102
5.3 Validation de la simulation	104
5.3.1 Comparaison des taux de précipitations TRMM et BRAMS	104
5.3.2 Répartition spatio-temporelle de l'overshoot	106
5.3.3 Structure verticale de l'overshoot	107
5.4 Bilan d'eau de l'overshoot modélisé	111
5.4.1 Flux à travers la tropopause	111
5.4.2 Masse d'eau stratosphérique	113
5.4.3 Evolution du signal hydraté	114
5.5 Comparaison et conclusion	115
5.5.1 Comparaison avec le cas du Tchad	115
5.5.2 Conclusion du cas de l'Air	119
Chapitre 6 Tests de sensibilité microphysiques sur les overshoots modélisés	
6.1 Motivation des tests de sensibilité	122
6.2 Test sur le schéma microphysique simple moment	122
6.2.1 Paramètres de la simulation du cas du Tchad simple moment	122
6.2.2 Validation de la simulation	125
6.2.2.1 Comparaison des taux de précipitation TRMM et BRAMS	125
6.2.2.2 Structure verticale de l'overshoot	128
6.2.2.3 Autres caractéristiques de l'overshoot	130
6.2.3 Bilan d'eau de l'overshoot modélisé	131
6.2.3.1 Evolution du rapport de mélange en eau dans la TTL	131
6.2.3.2 Flux à travers la tropopause	134
6.2.3.3 Masse d'eau stratosphérique	137
6.2.3.4 Evolution du signal hydraté	140
6.2.4 Synthèse de la comparaison entre S1M et S2	143
6.3 Impact du paramètre de forme sur une simulation à deux moments	145
6.3.1 Paramètre de la simulation	145
6.3.2 Evaluation de la simulation	146
6.3.2.1 Comparaison des taux de précipitation TRMM et BRAMS	146

Tableau des matières

6.3.2.2 Structure verticale de l'overshoot -----	149
6.3.2.3 Autres caractéristiques de l'overshoot -----	150
6.3.3 Bilan d'eau de l'overshoot modélisé -----	153
6.3.3.1 Flux d'eau à travers les niveaux isentrope -----	153
6.3.3.2 Masse d'eau stratosphérique restante après l'overshoot -----	156
6.3.3.3 Suivi de la bulle hydratée -----	157
6.3.3.4 Conclusion de la simulation S2v4 -----	159
6.4 Comparaison du chapitre -----	160

IV Conclusions et perspectives

Chapitre 7 Conclusions et perspectives

7.1 Résumé des principaux résultats et conclusion -----	165
7.2 Perspective -----	168

Bibliographie

Bibliographie -----	170
---------------------	-----

Annexes

A1 : LIU, X. M., E. D. Rivière, V. Marécal, G. Durry, A. Hamdouni. Stratospheric water vapour budget and convection overshooting the tropopause: modeling study from SCOUT-AMMA. <i>Atmospheric Chemistry and Physics</i> , 2010, 10, 8267:8286.	182
A2 : Liste des publications et posters	203

I Introduction

Chapitre 1

Introduction

1.1 L'eau dans l'atmosphère

L'eau est un composant essentiel du système climatique. Elle est présente dans l'atmosphère terrestre sous ses trois phases : vapeur, liquide et glace; elle est le constituant principal des nuages. Élément primordial de la météorologie, elle joue un rôle essentiel dans l'équilibre thermique de la terre pour plusieurs raisons :

- 1) Par les changements de phase de l'eau dans l'atmosphère il y a libération de chaleur latente, ce qui influe sur le gradient thermique dans la troposphère.
- 2) Les nuages ont un pouvoir réfléchissant qui renvoie une partie du rayonnement solaire vers la haute atmosphère. Ce rayonnement n'est plus disponible à la surface de la terre et influe donc sur le bilan radiatif de la terre.
- 3) La vapeur d'eau est un gaz à effet de serre (ci-après GES) important de l'atmosphère terrestre. C'est d'ailleurs le gaz qui contribue le plus à l'effet de serre sur terre, à hauteur de 55%. Ces gaz ont pour caractéristique commune d'absorber une partie du rayonnement infrarouge émis par la surface de la Terre. Ils réémettent une partie du rayonnement infrarouge reçu vers la surface de la Terre qui reçoit donc plus d'énergie qu'en l'absence de GES. La terre est donc plus chaude en présence de GES.

Alors que l'immense majorité de l'eau atmosphérique se trouve dans la troposphère, l'eau joue également un rôle important dans la stratosphère. Il est à la fois radiatif, mais également chimique. C'est d'abord une source importante du radical OH dont la durée de vie de beaucoup de composés chimiques dépend. L'eau est également le constituant principal des nuages stratosphériques polaires (PCS) connus pour jouer un rôle essentiel dans la destruction d'ozone. Les PCS transforment en effet des composés chlorés peu réactifs en des composés qui détruisent l'ozone stratosphérique. De plus l'augmentation de certain gaz à effet de serre a tendance à refroidir la stratosphère (l'essentiel du flux d'énergie dû à l'effet de serre étant piégé dans la troposphère). Ce refroidissement favorise encore la formation des PCS et devrait favoriser donc la destruction d'ozone stratosphérique.

On le comprend donc, les échanges d'eau entre la troposphère et la stratosphère sont capitaux pour l'équilibre radiatif de la terre et l'équilibre chimique de la stratosphère, et leur évolution dans un contexte de changement climatique. Mon travail de thèse s'insère dans cette thématique générale. Elle vise à mieux comprendre les échanges rapides d'eau entre la troposphère et la stratosphère en région tropicale. Je décris dans le paragraphe suivant, l'ensemble des mécanismes moteur pour le transport de la troposphère vers la stratosphère (ci-

après TTS) en région tropicale, reconnue comme la porte d'entrée principale des espèces chimique vers la stratosphère.

1.2 Régions tropicales et TTL (généralités et spécificité de l'eau)

De manière générale, à toute latitude, les échanges de la troposphère vers la stratosphère sont limités par les gradients verticaux de température dans chacune de ces couches, montrés sur la **Figure 1.1**. Dans la troposphère règne en moyenne un gradient de température constant de $-6,5 \text{ K.km}^{-1}$. Dans une atmosphère sèche, l'atmosphère est stable pour un gradient vertical supérieur à -10 K.km^{-1} : c'est le gradient adiabatique sec. Dans une atmosphère humide, ce critère de stabilité peut varier et est supérieur, avec une valeur qui au maximum peut atteindre -4 K.km^{-1} dans les régions chaudes et humides de la basse troposphère et de l'ordre de -6 K.km^{-1} à -7 K.km^{-1} dans la troposphère moyenne (Holton, 1992). A partir de la tropopause qui est la limite entre la troposphère et la stratosphère, le gradient change radicalement : il est quasi nul dans la basse stratosphère puis devient positif. Ceci confère à la stratosphère une grande stabilité verticale, puisque le gradient vertical de température est bien supérieur au critère de stabilité verticale le plus grand pour une atmosphère humide (-4 K.km^{-1}). A cause du changement de gradient à la tropopause vers un gradient plus stable, celle-ci peut être vue comme un couvercle quasi imperméable aux échanges verticaux. Il existe en fait deux définitions de la tropopause. (1) La tropopause du point froid correspondant au minimum de température (Selkirk, 1993), généralement vers 17 km. (2) La tropopause du gradient de température (ou tropopause thermique) qui selon l'Organisation Mondiale de Météorologie (WMO en anglais), correspond à l'altitude la plus basse pour laquelle le gradient de température est supérieur à -2 K.km^{-1} sur une épaisseur de 2 km. L'altitude de la tropopause varie selon la latitude : Elle est typiquement de l'ordre de 10 km en région polaire et de 16 ~ 17 km aux tropiques, la convection profonde tropicale expliquant cette disparité. Selon la définition que l'on utilise, l'altitude de la tropopause en région tropicale est d'environ 17 km d'altitude pour le point froid (soit 380 K de température potentielle ou encore 90 hPa de pression) et environ 16,5 km ou 100 hPa pour la tropopause thermique. Cette différence d'altitude entre les deux définitions est reporté dans Highwood and Hoskins (1998), Seidel et al. (2001), et Schmidt et al. (2004).

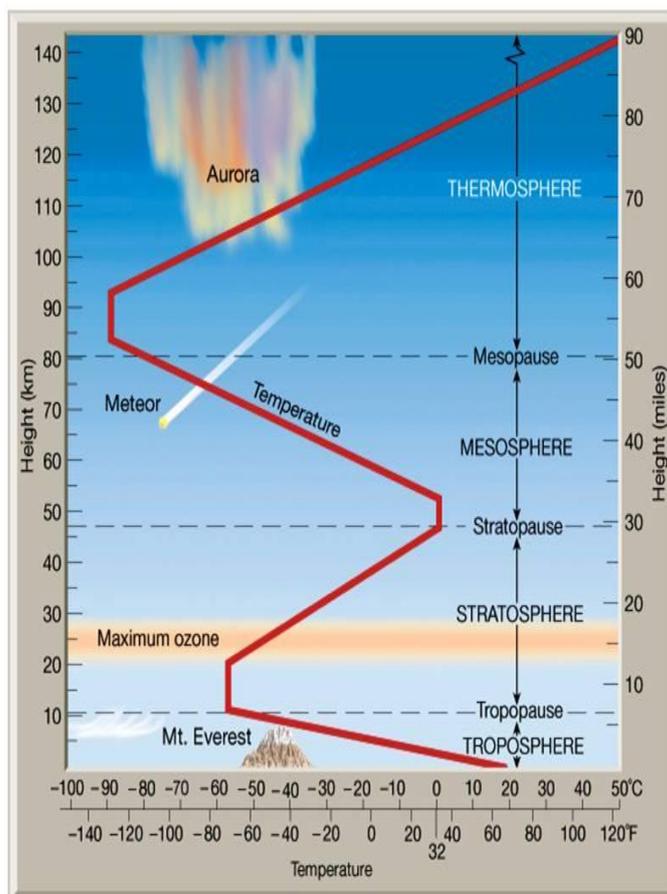


Figure 1.1 : Gradient vertical de température dans les différentes couches de l'atmosphère. (Lutgens and Tarbuck, « *The Atmosphere* », 2001.)

La spécificité des régions tropicales fait que ces échanges ont tout de même lieu dans certaines conditions. Ils peuvent être de deux types : rapides et locaux, ou lent à l'échelle globale. La **Figure 1.2**, d'après Holton (1995) et Fugliester et al. (2009), issue de Rivière (2010), synthétise un ensemble de mécanismes qui gèrent le TTS en régions tropicales. La convection profonde joue un rôle moteur dans ce transport. Elle permet le transport des constituants atmosphériques de la basse troposphère vers la haute troposphère jusqu'au niveau de déentraînement moyen des systèmes convectifs (typiquement 13 ~ 14 km). Ce niveau constitue la base d'une couche aux propriétés intermédiaires entre celles de la troposphère et celles de la stratosphère. Elle est appelée couche de la tropopause tropicale ou selon l'acronyme anglais, TTL (Tropical Tropopause Layer). Selon le niveau local de pénétration de la convection profonde, les composés atmosphériques vont pouvoir ou non pénétrer dans la stratosphère. En effet, à partir d'une altitude d'environ 15 km, donc dans la TTL, le chauffage radiatif net devient positif et s'accompagne d'un mouvement ascendant lent, mais inexorable vers la stratosphère. En dessous de ce niveau dans la TTL, les parcelles d'air au contraire,

peuvent subir un mouvement lent subsident. Du point de vue des mouvements horizontaux, la dynamique de la TTL est marquée par des mouvements confinés latitudinalement par les jets subtropicaux, mais est présente à toutes les longitudes (Haynes and Shuckburgh, 2000). Verticalement, Il existe également des cas de convection particulièrement intenses qui localement traversent la tropopause et injectent donc directement des espèces chimiques dans la stratosphère. On parle alors d'overshoot stratosphérique. Plus généralement, on nomme par overshoot toute pénétration convective au-dessus du niveau de flottabilité moyen c'est-à-dire au-dessus de la base de la TTL. Dans ce mémoire de thèse néanmoins, je n'utiliserai le terme d'overshoot que pour désigner les overshoots stratosphériques. Le sommet de la TTL est situé à environ 19 km, donc dans la basse stratosphère. Il correspond au niveau pour lequel le flux de masse vertical est constant, ou encore au niveau le plus haut atteint par les overshoots. Depuis Folkins et al. (1999) décrivant la base de la TTL comme le niveau de la haute troposphère où la concentration d'ozone est minimum (chemopause) et Sherwood and Dessler (2000) où le terme de TTL apparaît pour la première fois, la définition de la TTL s'est affinée et précisée. La synthèse de ces définitions est proposée par Fueglistaler et al. (2009), en accord avec la description faite plus haut.

Suivant que la pénétration convective a lieu sous ou au-dessus de la tropopause tropicale, la vitesse du transport et les espèces concernées sont très différentes. Les overshoots stratosphériques permettent le transport vers la stratosphère d'espèces dont le temps de vie est de l'ordre de l'heure, comparable à celui d'un épisode convectif local. Un transport en deux temps (convection profonde, puis ascension lente dans la TTL) implique une durée bien plus importante. Seules les espèces chimiques à durée de vie de quelques semaines au moins peuvent alors espérer pénétrer efficacement dans la stratosphère. Notons que les ondes générées par la convection profonde peuvent faciliter les échanges entre troposphère et stratosphère (dans les deux sens) si ces dernières déferlent : cela a tendance à éroder les barrières dynamiques, dont la tropopause. Je ne développerai pas dans ce paragraphe le rôle que peut jouer la chimie hétérogène dans les nuages ou les phénomènes électriques dans le bilan d'espèces chimiques autour de la tropopause tropicale. La **Figure 1.2** illustre également le cas particulier de l'eau. La particularité de l'eau est que dans cette gamme d'altitude, elle est présente sous phase vapeur et sous forme de glace. D'un côté, les overshoots stratosphériques peuvent injecter de l'eau (vapeur et glace) directement dans la basse stratosphère. D'un autre côté, les masses d'air dans la TTL au-dessus de $Q_{\text{net}} = 0$ subissent une lente ascension. Lors de cette ascension, elles rencontrent des températures de plus en plus froide jusqu'à la tropopause tropicale du point froid, une des régions les plus froides de

l'atmosphère basse et moyenne. Ces températures sont propices à la formation de cristaux de glace et de cirrus, omniprésents dans la ceinture tropicale (voir par exemple Chepfer et al., 2007). Les cristaux de taille suffisamment grande vont sédimenter. Il en résulte une perte d'eau pour la haute troposphère. Ainsi l'air qui rentre dans la stratosphère par ascension lente est très sec. Ce phénomène de congélation suivi de sédimentation, appelé également « piège froid » (Holton and Gettelman, 2001; Randel et al., 2001; Gettelman et al., 2002; Fueglistaler et al., 2004; Fueglistaler et al., 2005), explique en grande partie les très faibles teneurs en vapeur d'eau dans la basse stratosphère tropicale (selon les régions entre 3,5 ppmv et 5,5 ppmv au minimum).

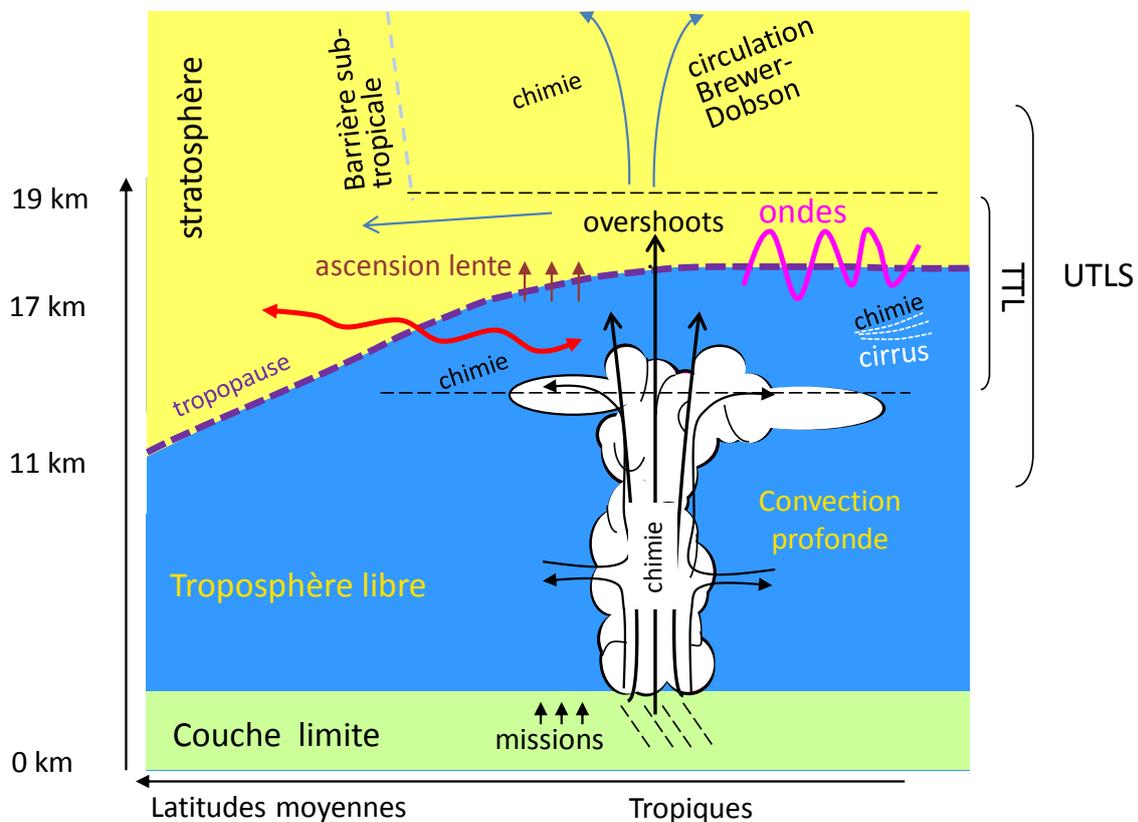


Figure 1.2 : Processus dynamiques, microphysiques et chimiques qui gouvernent la composition de l'UTLS tropicale. Voir dans le texte pour plus de détails.

Une fois au-dessus de la tropopause, les espèces chimiques dont la vapeur d'eau peuvent être exportées à toute autre latitude du globe, soit dans la partie stratosphérique de la TTL en direction des latitudes subtropicales, soit au-dessus de la TTL par un mouvement ascendant de grande échelle qui redescend aux pôles : c'est la circulation de Brewer-Dobson.

1.3 Vapeur d'eau dans la TTL, piège froid et rôle des overshoots

Le rôle radiatif et chimique de l'eau dans la haute troposphère et la basse stratosphère (ci-après UTLS selon l'acronyme anglais) fait de la vapeur d'eau un sujet d'étude prioritaire en région tropicale. Il l'est d'autant plus depuis la mise en évidence d'une tendance à l'augmentation de la vapeur d'eau stratosphérique de 1% dans la dernière moitié du 20^{ème} siècle (Oltmans et al., 2000; Rosenlof et al., 2001) que l'on croit être en partie due au transport à travers la tropopause tropicale. Cette tendance sur les dernières années est encore controversée puisque Scherer et al. (2008) estiment une augmentation de 0,7% seulement mais Randel et al. (2006), Jones et al. (2009) et Solomon et al. (2010) concluent à une diminution après 2000. La compréhension et la prédiction de la distribution de la vapeur d'eau dans la haute troposphère tropicale (UT) et la basse stratosphère (LS) est actuellement une question clé, car cette région est susceptible de contrôler l'entrée de la vapeur d'eau dans la stratosphère. Nous l'avons vu dans le paragraphe précédent, deux phénomènes vont déterminer l'abondance de la vapeur d'eau dans la basse stratosphère tropicale : l'ascension lente suivie de congélation de cristaux de glace qui sédimente et assèche la TTL, et les overshoots d'autre part qui injectent directement et rapidement de l'eau dans la basse stratosphère. On sait aujourd'hui à partir d'études de multiples trajectoires à travers la tropopause que le transport lent au-dessus du niveau de chauffage radiatif net nul explique l'essentiel de la distribution d'eau ou ces caractéristiques principales dans la basse stratosphère tropicale (Fueglistaller et al., 2005; James et al., 2008; Schiller et al., 2009) ainsi que sa variabilité saisonnière (James et al., 2008). La conclusion qualitative sur la prédominance du piège froid est due au fait que ses analyses lagrangiennes, souvent basées sur la dernière saturation rencontrée le long de la trajectoire, ne tient pas compte des overshoots. Notons que ces estimations sont souvent validées par des observations satellite, souvent entachées d'erreurs significatives. Inversement, grâce et des études assez récentes, on connaît mieux l'impact des overshoots à l'échelle locale. Alors qu'une des premières études sur le rôle des overshoots concluaient à un pouvoir déshydratant (Danielsen, 1982), des études plus récentes, qu'elles soient basées sur des simulations numériques ou des observations, vont toutes vers un consensus : celui de l'hydratation (Jensen et al., 2007; Nielsen et al., 2007; Chaboureaud et al., 2007; Pommerehne and Held, 2007; Grosvenor et al., 2007; Corti et al., 2008; Chemel et al., 2009; Iwasaki et al., 2010). Danielsen (1982) conclut à un rôle de déshydratation par un processus proche de celui du piège froid : les particules de glaces injectées dans la stratosphère grossissent par condensation de vapeur d'eau stratosphérique, éliminées par sédimentation de la glace dans la troposphère. Ceci est possible par une saturation locale due

aux très basses températures dans les tourelles convectives, malgré un environnement sous saturé dans la basse stratosphère. Au contraire, avec les progrès sur les instruments d'observation et également de la fréquence d'échantillonnage dans l'UTLS tropicale, ainsi que les progrès informatiques permettant des simulations à haute résolution, de meilleures estimations de l'impact des overshoots et de leur distribution géographique peuvent être réalisées. Des études à l'échelle globale à partir des observations satellitales de TRMM (Liu and Zipser, 2005; Zipser et al., 2006) montrent que ces événements se déroulent en majorité plutôt au-dessus des continents, avec des régions privilégiées telles que le l'Amérique du sud, l'Afrique et l'Indonésie ou le nord de l'Australie. Ils montrent également que les sommets des nuages atteignant la tropopause représentent une fréquence d'environ 0,5% des systèmes convectifs observés. Cette relativement faible fréquence peut en partie expliquer que le piège froid joue un rôle important. A partir d'une analyse des observations de la constellation de satellite A-TRAIN (Cloud Sat et CALIPSO) Iwasaki et al. (2010) montrent que la fréquence des overshoots n'est pas si rare. Elle est au-dessus de 380 K de $7 \cdot 10^6$ fois par an entre 20°S et 20°N. Quantitativement, les études concluent à des résultats qui ne sont pas toujours comparables entre eux, car la façon de quantifier l'hydratation est différente d'une étude à l'autre. Chaboureau et al. (2007) calculent à partir d'une simulation du modèle méso-échelle Méso-NH, des flux verticaux de vapeur d'eau à travers la tropopause, de l'ordre de quelques tonnes par seconde pour un cas d'étude au Brésil pendant la campagne du projet TROCCINOX. D'autres études de modèle méso-échelle (Grosvenor et al., 2007, pour un cas idéalisé d'un overshoot brésilien dans le cadre du projet HIBISCUS ; Chemel et al., 2009, pour un cas d'observation de la campagne SCOUT-O3 en Australie) montrent également des hydratations par l'augmentation du rapport de mélange en eau stratosphérique dans le plus petit domaine de simulation à grilles imbriquées. La taille de ces domaines étant différente d'une étude à l'autre, la comparaison est indirecte et seulement qualitative. Par observation satellitale, Iwasaki et al. (2010) concluent à une hydratation de l'ordre de 100 t pour un événement du continent maritime. Ce chiffre avait été donné par Peter et al. (2008, Travail non publié), lors d'une conférence à partir de cas d'observation dans le continent maritime décrit dans Corti et al. (2008). La dernière étude de modélisation en date apporte tout de même un bémol au pouvoir hydratant des overshoots : par un test de sensibilité sur l'humidité environnante, Hassim et Lane (2010) concluent dans certains cas à une hydratation, dans d'autres cas, plus humide, à une déshydratation.

Ce qui est totalement inconnu à ce jour, c'est le rôle des overshoots à l'échelle globale. Une des raisons pour cela est qu'ils sont de durée limitée (typiquement quelques dizaines de

minutes) et surtout de faible taille (aire de 10 km à 20 km de côté), tant est si bien qu'ils ne peuvent être pris en compte explicitement dans les modèles globaux de type chimie-transport ou chimie-climat. Aucune paramétrisation de l'impact des overshoots n'existe aujourd'hui. On sait sans doute que les overshoots jouent un rôle moins important que le piège froid dans la distribution de vapeur d'eau dans l'UTLS tropicale, néanmoins, personne ne peut dire que ce rôle est négligeable. Un des arguments pour dire que l'impact des overshoots à l'échelle globale est sans doute sensible vient de l'analyse des tendances de vapeur d'eau stratosphérique et de la température de la tropopause. Une baisse de la température de la tropopause est observée à la fin du XX^{ème} siècle. Ceci devrait donc correspondre à un accroissement du piège froid donc de la déshydratation. Au contraire pendant cette période, c'est une augmentation de la vapeur d'eau qui est observée de l'ordre de 1% (Oltmans et al., 2000; Rosenlof et al., 2001) ou de 0,7% (Randel et al., 2006). Pour connaître l'impact global des overshoot, il faut d'abord connaître la fréquence des overshoots à l'échelle globale. Le travail de Liu and Zipser (2005) répond en partie à ce besoin. De plus, il faut connaître l'impact typique d'un overshoot, selon la région d'étude. Nous ne savons pas encore à ce jour si le pouvoir hydratant d'un overshoot est plus ou moins reproductible ou s'il est soumis à une grande variabilité dans une région donnée. En effet, trop peu d'estimations sont disponibles à ce jour pour en déduire une tendance significative pour l'échelle globale. Même si certaines études ont été menées sur le continent sud-américain (Grosvenor et al., 2007; Chaboureau et al., 2007), et d'autres en Océanie (Corti et al., 2008; Chemel et al., 2009; Iwasaki et al., 2010), peu d'informations sont disponibles sur la variabilité géographique de l'impact des overshoots, qui pourraient par exemple être dues à des concentrations différentes en vapeur d'eau dans l'UTLS. Notons qu'à ma connaissance, aucune estimation n'était disponible pour le continent africain par le biais d'outil de modélisation. L'étude de Khaykin et al. (2009) dans le cadre du projet SCOUT-O3 fait le lien entre des augmentations locales de vapeur d'eau dans la basse stratosphère nigérienne et des overshoots stratosphériques en amont. Elle conclut donc également sur le pouvoir hydratant des overshoots.

Le but de mon travail de thèse, détaillé ci-dessous, vise à combler certaines lacunes dans la connaissance de l'impact des overshoots et de leur variabilité.

1.4 Introduction du sujet

Dans le contexte décrit plus haut, il convient d'effectuer d'autres études d'estimation de l'impact des overshoots à l'échelle locale. Ces études doivent être menées de manière à

permettre des éléments de comparaison avec les estimations précédentes. Des études supplémentaires doivent permettre de mieux saisir la variabilité des overshoots et de leur impact pour, à moyen terme, pouvoir extrapoler l'impact des overshoots à plus grande échelle, notamment grâce au développement de paramétrisation pour les modèles globaux. Le travail présenté dans ce mémoire va dans ce sens. Il vise également à étudier une région convective peu étudiée vis-à-vis des overshoots : l'Afrique. La campagne SCOUT-AMMA qui s'est déroulée en juillet-août 2006 au Niger pour la partie ballon et au Burkina Faso pour la partie avion (Cairo et al., 2009) offre un cadre privilégié pour améliorer nos connaissances dans ces domaines. Il s'agit du volet africain des campagnes du projet européen SCOUT-O3 en régions tropicales, après la campagne de Darwin en Australie, et avant la campagne de Teresina au Brésil équatorial. SCOUT-AMMA s'est déroulé en parallèle avec le projet international AMMA (Redelsperger et al., 2006) visant à étudier la mousson africaine sous différents angles. Le volet commun à AMMA et à SCOUT-O3 était les études dans la haute troposphère et la TTL. Le GSMA a participé à la campagne ballon de SCOUT-AMMA via des mesures de vapeur d'eau dans l'UTLS par l'hygromètre laser micro-SDLA les 5 et 23 août 2006. La technique de mesure in situ par spectrométrie d'absorption permet une mesure précise de ce composé dans une zone critique d'altitude où sa concentration est minimale. Or la quantité mesurée donne des indications précieuses sur la façon dont les échanges d'eau se font à travers la tropopause tropicale. Ce travail de thèse étudie deux cas d'overshoot pendant la campagne SCOUT-AMMA, dont l'un d'entre eux correspond à un cas d'observation par l'instrument micro-SDLA. Alors que les informations données par les mesures sont précieuses, elle ne permet pas à elle seules d'étudier un ensemble de processus aussi complexes que ceux impliqués dans les overshoots. L'outil de modélisation peut, une fois que la simulation numérique est validée par le jeu de mesures, offrir une large gamme d'analyse et de quantification des processus impliqués. C'est la démarche que j'ai utilisée lors de ces trois ans de thèse. Le modèle numérique choisi est le modèle méso-échelle BRAMS que j'ai utilisé à fine résolution. Ce travail comporte également une partie instrumentale pour l'observation des composés minoritaires tels que la vapeur d'eau dans l'UTLS. La part du travail instrumental initialement prévu devait être plus importante dans le cadre d'une campagne de mesures au Brésil, également dédiée à l'étude des overshoots, mais qui a été différée. Ainsi, le travail de modélisation des overshoots africains a représenté la majeure partie de mon travail. Ce manuscrit s'organise comme suit :

La deuxième partie décrit les principaux outils utilisés dans ce travail de thèse. La troisième partie est dédiée aux études de spectrométrie, pour l'application à des mesures dans l'UTLS.

I Introduction - Chapitre 1 Introduction

La troisième, divisée en trois chapitres, est consacrée à la modélisation de deux cas d'overshoot pendant SCOUT-AMMA et à la quantification de l'impact de ceux-ci. Le premier chapitre est dédié à l'étude du cas du 4 août 2006 dans le sud du Tchad. Le deuxième est consacré au cas du 5 août au centre du Niger et à la comparaison de l'impact de cet événement avec celui du cas du sud Tchad. Enfin, le troisième chapitre de cette partie étudie l'impact des paramétrisations microphysiques sur le pouvoir hydratant de l'overshoot modélisé. Je finis ce manuscrit en synthétisant les principaux résultats et en donnant la perspective de ce travail.

II Description

Chapitre 2

**Description des principaux outils
et des programmes de recherches**

II Description

Chapitre 2 Description des principaux outils et des programmes de recherches

2.1 Présentation des Projets SCOUT-O3 et AMMA

Dans cette partie, nous présentons les projets AMMA et SCOUT-O3 dans lesquels s'insère mon travail.

L'objectif du projet SCOUT-O3 (Stratospheric-Climate Links with Emphasis on the UTLS) est de prédire l'évolution du système stratosphérique à la fois sur la chimie et le climat, et ses influences sur l'ozone et le rayonnement ultra-violet de notre planète. Une de ses objectifs spécifiques est de comprendre les raisons possibles de l'augmentation de la vapeur d'eau dans la stratosphère et ses conséquences sur la chimie et le climat, le transport convectif rapide ou radiatif, les fontaines stratosphériques (c'est-à-dire les sources régionales d'eau stratosphérique) et les échanges entre les régions tropicales et extra-tropicales.

Pour effectuer des observations dans l'UTLS du continent africain, une campagne de mesures par plusieurs types de plateformes (avions et ballons) a eu lieu en Afrique de l'ouest entre le 26 Juillet et le 25 août 2006, en parallèle et en coordination avec la campagne du projet AMMA (Analyse Multi-disciplinaire de la Mousson Africaine <http://science.amma-international.org>, Redelsperger et al., 2006) et sa période d'observation spéciale. AMMA a pour objectif général de mieux comprendre la mousson africaine, à différentes échelles et par différents aspects, de la chimie, de la météorologie au climat. Ce volet commun entre AMMA et SCOUT-O3 a été baptisé SCOUT-AMMA.

Pour mieux comprendre et modéliser les mécanismes dans l'UTLS, une série de vols avions dans l'UTLS a été menée depuis Ouagadougou au Burkina Faso, et une série de vols ballons stratosphériques et les vols sonde ont été menés depuis Niamey (13,5°N, 2,0°E), au Niger. Ces mesures étaient destinées à fournir des preuves expérimentales pour une meilleure compréhension du transport à grande échelle et d'étudier l'impact des systèmes convectifs méso-échelle intense sur l'eau, des aérosols, les poussières et les espèces chimiques dans l'UTLS. Ces expériences ont permis une meilleure caractérisation de l'UTLS en régions tropicales. Elle nous donne l'occasion unique d'étudier la caractérisation de l'atmosphère de la couche limite à la basse stratosphère, au cours de la période convective de la mousson.

2.2 Modèle BRAMS

Le modèle BRAMS (Brazilian Regional Atmospheric Modelling System) est un modèle à méso-échelle adaptée aux régions tropicales. C'est la version Brésilienne du modèle RAMS (Cotton et al., 2003), qui est un modèle météorologique 2D/3D méso-échelle à aire limitée, non-hydrostatique, développé par l'Université d'Etat du Colorado en collaboration avec les

II Description

Chapitre 2 Description des principaux outils et des programmes de recherches

chercheurs du laboratoire Mission Research Corporation (MRC)/ASTeR (Pielke et al., 1992 ; Cotton et al., 2003). Il est issu de la fusion d'un modèle de couche limite sèche (Pielke, 1974) et d'un modèle de nuage (Cotton et al., 1982). Ce modèle a été validé à de nombreuses reprises (Cotton et al., 2003) et est actuellement utilisé par de nombreux groupes dans le monde entier (<http://www.atmet.com>).

BRAMS (Freitas et al., 2009) a été développé au CPTEC (<http://brams.cptec.inpe.br/>). Il est conçu pour simuler les circulations atmosphériques à différentes échelles, de simulation de grand ensemble régionaux jusqu'aux simulations des grandes échelles, mais il est particulièrement dédié à des études en région tropicale. C'est pour cette raison que nous utilisons BRAMS dans ce travail plutôt que la version RAMS. Il comprend un ensemble complet de paramétrisation de processus sous-maille de surface, de schéma radiatif, de dynamique, de convection. BRAMS diffère de RAMS par des améliorations concernant la paramétrisation de cumulus convection, l'initialisation d'humidité du sol et de l'économie de surface. BRAMS/RAMS offrent la possibilité d'utiliser des grilles imbriquées pour mieux cerner et reproduire les processus de moyenne et petite échelle. La convection profonde est typiquement un processus qui nécessite une résolution fine de quelques kilomètres de résolution horizontale au plus. BRAMS a été validé dans plusieurs études atmosphériques (Freitas et al., 2007; Longo et al., 2007). Il est également utilisé pour simuler la distribution de la vapeur d'eau dans l'UTLS tropicale en période de convection profonde sur le Brésil (Marécal et al., 2007), et pour l'étude microphysique du sommet des systèmes convectifs (Pénide et al., 2010) en Afrique de l'ouest. Cet outil est donc particulièrement adapté à mon étude.

Dans cette thèse, deux cas de convection profonde (et quatre simulations différentes) sont présentés en utilisant le modèle BRAMS. Un ensemble de grilles imbriquées (introduction : **Partie 2.2.2.2**) est utilisé pour reproduire la convection profonde (Grell et al., 2002). Dans les simulations présentées, nous utiliserons le schéma microphysique à double moment (Meyers et al., 1997) puis également le schéma microphysique à simple moment (Walko et al., 1995) pour simuler un même cas d'overshoot. Ces deux schémas, ainsi que les bases sont décrits plus en détail ci-dessous.

II Description

Chapitre 2 Description des principaux outils et des programmes de recherches

2.2.1 Introduction

Les équations primitives résolues par le modèle sont les équations non-hydrostatiques pour les fluides compressibles. Elles regroupent les lois de conservation de la quantité de mouvement, de l'énergie et de la masse :

- Equation du mouvement:

$$\begin{aligned}\frac{\partial u}{\partial t} &= -u \frac{\partial u}{\partial x} - v \frac{\partial u}{\partial y} - w \frac{\partial u}{\partial z} - \theta \frac{\partial \pi'}{\partial x} + fv + \left(\frac{\partial u}{\partial t}\right)_{\text{turb}} \\ \frac{\partial v}{\partial t} &= -u \frac{\partial v}{\partial x} - v \frac{\partial v}{\partial y} - w \frac{\partial v}{\partial z} - \theta \frac{\partial \pi'}{\partial y} - fu + \left(\frac{\partial v}{\partial t}\right)_{\text{turb}} \\ \frac{\partial w}{\partial t} &= -u \frac{\partial w}{\partial x} - v \frac{\partial w}{\partial y} - w \frac{\partial w}{\partial z} - \theta \frac{\partial \pi'}{\partial z} - \frac{g\theta'_v}{\theta_0} + \left(\frac{\partial w}{\partial t}\right)_{\text{turb}}\end{aligned}$$

- Equation thermodynamique :

$$\frac{\partial \theta_{il}}{\partial t} = -u \frac{\partial \theta_{il}}{\partial x} - v \frac{\partial \theta_{il}}{\partial y} - w \frac{\partial \theta_{il}}{\partial z} + \left(\frac{\partial \theta_{il}}{\partial t}\right)_{\text{turb}} + \left(\frac{\partial \theta_{il}}{\partial t}\right)_{\text{rad}} + S + P$$

Equation de continuité pour le rapport de mélange pour chaque catégorie n d'hydrometeores¹ (¹ Les hydrométéores sont les particules d'eau liquides ou solides présentes dans l'atmosphère.) :

$$\frac{\partial r_n}{\partial t} = -u \frac{\partial r_n}{\partial x} - v \frac{\partial r_n}{\partial y} - w \frac{\partial r_n}{\partial z} + \left(\frac{\partial r_n}{\partial t}\right)_{\text{turb}} + \left(\frac{\partial r_n}{\partial t}\right)_{\text{sedim}} + S + P$$

- Equation de conservation de la masse :

$$\frac{\partial \pi'}{\partial t} = -\frac{R\pi_0}{c_v \rho_0 \theta_0} \left(\frac{\partial(\rho_0 \theta_0 u)}{\partial x} + \frac{\partial(\rho_0 \theta_0 v)}{\partial y} + \frac{\partial(\rho_0 \theta_0 w)}{\partial z} \right)$$

Avec :

- u : composante ouest-est du vent
- v : composante sud-nord du vent
- w : composante verticales du vent
- f : paramètre de Coriolis
- R : constante des gaz parfaits
- θ : température potentielle
- ρ_0 : densité de l'air de référence
- θ_0 : température potentielle de référence
- θ_{il} : température potentielle de l'eau liquide et solide

II Description

Chapitre 2 Description des principaux outils et des programmes de recherches

- r_n : Rapport de mélange pour l'une des catégories suivantes, l'eau total², la pluie, les petits cristaux de glace, les agérates, la neige, le grésil ou la grêle (² L'eau totale représente la quantité totale d'eau présente quelle que soit son état.)
- g : accélération de la pesanteur
- θ'_v : température potentielle virtuelle
- π_0 : fonction d'Exner (pression réduite) de référence
- π' : perturbation de la fonction d'Exner
- S : terme générique pour désigner les sources
- P : terme générique pour désigner les puits
- c_v : capacité thermique à volume constant

La fonction d'Exner, également appelée pression réduite, est définie par :

$$\pi = \left(\frac{P}{P_0}\right)^{\frac{R}{c_p}}$$

Où P est la pression utilisée, P_0 la pression de référence (1000 hPa) et c_p la capacité calorifique de l'air sec à pression constante. L'indice $_{turb}$ correspond au transport turbulent, l'indice $_{sedim}$ correspond à la sédimentation des hydrométéores par précipitation et l'indice $_{rad}$ correspond aux tendances provenant des processus radiatifs. Les variables dans ces équations représentent des quantités moyennées sur le volume d'une cellule de la maille de calcul. Ces équations étant écrites pour des fluides compressibles, elles sont valides jusqu'à une cinquantaine de kilomètres d'altitude. L'approche utilisée pour le calcul de l'évolution de l'atmosphère est une approche par tendances. Les tendances dues à la dynamique puis aux termes sources et puits sont calculées, puis une fois toutes les contributions additionnées, les tendances sont appliquées aux scalaires.

2.2.2 Méthode de discrétisation

Dans ce paragraphe on présente la méthode de discrétisation spatiale, l'imbrication de grilles et les options temporelles dans le modèle BRAMS.

2.2.2.1 Discrétisation spatiale

Pour décrire le domaine couvert lors de la simulation, il est nécessaire d'utiliser une grille de points de résolution fixée par l'utilisateur. Dans le modèle, la grille utilisée est de type Arakawa-C (Mesinger and Arakawa, 1976). Les variables thermodynamiques sont calculées au centre de chaque maille, tandis que les composantes du vent le sont sur chaque face,

II Description

Chapitre 2 Description des principaux outils et des programmes de recherches

comme le décrit la **Figure 2.1**. Afin de réduire les distorsions géométriques dues à la projection du centre du domaine d'étude, le modèle utilise les coordonnées stéréo-polaires pour la grille horizontale.

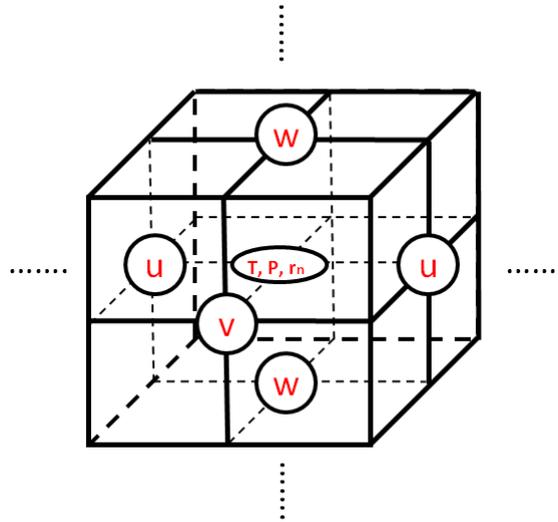


Figure 2.1 : Schéma d'une maille de la grille utilisée par le modèle. u , v et w sont les trois composantes du vent et T , P et r_n sont respectivement la température, la pression et le rapport de mélange en hydrométéores.

Verticalement, le relief est pris en compte par l'utilisation du système de coordonnées σ_z (Gal-Chen and Somerville, 1975; Clark, 1977; Tripoli and Cotton, 1982) dans lequel la composante verticale z^* est définie par :

$$z^* = H \left(\frac{z - z_g}{H - z_g} \right)$$

Où H est la hauteur maximale de la grille et z_g la topographie. La **Figure 2.2** montre un exemple de niveaux verticaux utilisant cette coordonnée. Ainsi, les niveaux proches du sol suivent la topographie tandis que le niveau le plus élevé est plat. L'utilisation de ces coordonnées offre l'avantage d'éviter le traitement des conditions aux limites nécessaires en cas d'intersection de la topographie par la grille du modèle.

II Description

Chapitre 2 Description des principaux outils et des programmes de recherches

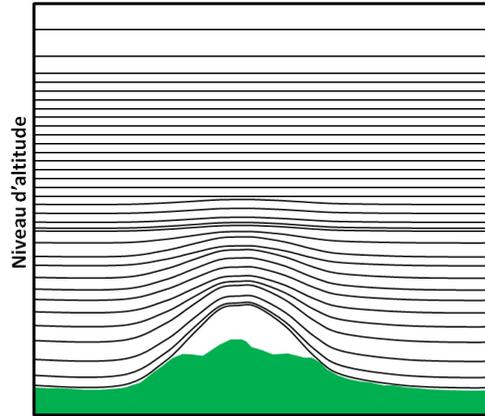


Figure 2.2 : Représentation des coordonnées σ_z . Les différents niveaux verticaux sont représentés en noir.

2.2.2.2 Imbrication des grilles

Une option fréquemment utilisée est la possibilité d'imbriquer une ou plusieurs grille(s) au sein d'une grille mère, chaque grille fille a sa propre résolution, plus fine spatialement et temporellement que celle de la grille mère. Ceci permet de détailler les phénomènes se déroulant sur un domaine cible tout en ayant une information sur l'extérieur venant du même modèle, assurant ainsi une cohérence des champs simulés. Dans mon travail de thèse, 3 grilles imbriquées sont utilisées pour atteindre une résolution fine de 1 km, qui permet de bien reproduire les systèmes convectifs d'une part, mais également de bien résoudre les tourelles convectives qui pénètre dans la basse stratosphère. Notons que le pas de temps Δt doit s'adapter à la résolution spatiale utilisée : Plus la résolution spatiale est fine, plus le pas de temps doit être court. En général, la variation du pas de temps avec la grille varie dans une proportion plus petite que le changement de résolution spatiale.

2.2.3 Descriptions des différents modules

2.2.3.1 Module microphysique

Comme nous l'avons rappelé en introduction, l'eau est un élément important de l'atmosphère. Elle a un fort impact sur le bilan radiatif et elle influe sur la température de l'air via la libération ou l'absorption de chaleur latente lors de ses changements de phase. A ces changements d'état ou de phase sont associées la formation, la croissance ou la décroissance des hydrométéores. Ces hydrométéores interagissent entre eux lors de collisions et peuvent ainsi évoluer. L'ensemble de ces phénomènes (changements d'états, formation, croissance et décroissance des hydrométéores) est représenté par le module microphysique de BRAMS.

II Description

Chapitre 2 Description des principaux outils et des programmes de recherches

Sept types d'hydrométéores sont pris en compte dans le modèle : eau nuageuse (non précipitante), pluie, cristaux de glace primitive, neige, agrégat, grésil, et grêle.

Nuage (diamètre variant de 1 à 40 μm) et pluie (diamètre variant de 40 μm à 1 cm) sont constitués d'eau liquide, avec possibilité de surfusion. La glace primaire, la neige et les agrégats sont supposés être complètement gelé, tandis que le grésil et la grêle sont des catégories de phase mixte, pouvant être composée uniquement de glace ou d'un mélange de glace et de liquide.

Les gouttelettes de nuages sont supposés assez petites pour ne pas tomber, alors que toutes les autres catégories peuvent sédimenter. Les nuages et de la glace primaire sont les seules catégories à se former à partir de vapeur d'eau. Toutes les autres catégories sont créées à partir d'hydrométéores existants, mais une fois formées, peuvent également se développer par le dépôt de vapeur. La glace primaire peut aussi poursuivre sa croissance par le dépôt de vapeur, mais ne peut croître par d'autres procédés.

La définition de la glace primaire (diamètre entre 1 et 120 μm) est limitée aux cristaux de taille relativement faible, les cristaux de glace primaire de grande taille sont classés comme neige.

La catégorie neige (diamètre entre 0,12 et 10 mm, et masse volumique entre 0,01 et 0,2 $\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$) est définie ici comme étant constituée de cristaux de glace relativement large qui ont grandi par dépôt de vapeur et de givrage. Les cristaux de glace se décomposent en deux catégories : celle de la glace primaire et celle de la neige.

Les agrégats (diamètre entre 1 μm et 1 cm) sont définis comme des particules de glace qui ont été formés par collision et coalescence (collision de gouttelettes ou particules de glace entre elles pour former un élément plus gros) de glace primaire, de neige ou d'autres agrégats.

Glace primaire, neige et agrégats sont tous à faible densité de glace, ayant une masse et une vitesse de chute relativement faible par rapport à leurs diamètres.

Le grésil (diamètre entre 1 μm et 5 mm, et masse volumique entre 0,05 et 0,9 $\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$) est un hydrométéore de densité intermédiaire. Il est supposé approximativement de forme sphérique, et se forme par un givrage modéré ou fort et / ou par une fonte partielle de la glace primaire, de la neige ou des agrégats. Le grésil ne peut contenir qu'un faible pourcentage de liquide, si ce pourcentage devient plus élevé, par fonte ou givrage, cette particule est reclassée comme grêle.

La grêle (diamètre entre 1 μm et 1 cm et masse volumique supérieure à 0,8 $\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$) est un hydrométéore de haute densité, considéré de forme sphérique. Il est supposé être formé par la

II Description

Chapitre 2 Description des principaux outils et des programmes de recherches

congélation des gouttes de pluie ou par givrage (les particules givrées, plus denses, se forment lorsque des cristaux de glace ou de la neige heurtent des gouttelettes ou des gouttes d'eau surfondues) ou fusion partielle du grésil. Notez que la définition du grésil et de la grêle met l'accent sur leur composition et leur densité et non sur leur mode de formation.

Par exemple, un flocon de neige ou agrégat fondant progressivement va devenir premièrement du grésil, puis de la grêle, pour finalement se transformer en pluie. La grêle se forme généralement par givrage d'eau en noyau de glace, mais aussi par refroidissement d'eau de pluie. L'un des objectifs de cette approche est de mieux modéliser la vitesse de chute d'un hydrométéore et les taux de ventilation et de collision puisque subissant des transformations à différentes vitesses.

Un autre objectif, en vue des transferts de glace fondue vers la grêle est que si le re-congélation se produit, l'hydrométéore obtenu devrait être de la grêle plutôt que de la glace en basse densité ou de la pluie surfondue.

Connaissant le rapport de mélange en eau totale et pour ces différents types d'hydrométéores, les rapports de mélange pour la vapeur d'eau et les particules nuageuses liquides sont calculés par :

$$r_v + r_c = r_t - \sum_n r_n$$

r_n est le rapport de mélange en vapeur d'eau, r_c est le rapport de mélange en particules nuageuses liquides et r_t est en eau total. N correspond aux catégories d'hydrométéores à l'exclusion des particules nuageuses liquides. La partition entre r_v et r_c est faite à partir du rapport de mélange à saturation en vapeur d'eau par rapport à l'eau liquide : par défaut, lorsque le rapport de mélange en vapeur d'eau dépasse la saturation, l'excès est transformé en particules nuageuses liquides. Il est possible d'introduire dans le code microphysique une sursaturation possible avant transformation en phase condensée (Marécal et al., 2007).

Pour chacune des variables microphysiques pronostiques, le rapport de mélange est donné par l'expression suivante :

$$\frac{\partial r_n}{\partial t} = -u \frac{\partial r_n}{\partial x} - v \frac{\partial r_n}{\partial y} - w \frac{\partial r_n}{\partial z} + \left(\frac{\partial r_n}{\partial t} \right)_{turb} + \left(\frac{\partial r_n}{\partial t} \right)_{sedim} + S + P$$

r_n est le rapport de mélange pour la catégorie n et les termes adv , $turb$, $sedim$, S et P correspondent respectivement aux termes d'advection, de diffusion turbulente, de sédimentation, de sources et de puits.

II Description

Chapitre 2 Description des principaux outils et des programmes de recherches

Dans le schéma microphysique du modèle, la distribution en taille de chacun des types d'hydrométéores est supposée suivre une fonction gamma généralisée (Flatau et al., 1989; Verlinde et al., 1990) :

$$f_{\text{gam}}(D) = \frac{1}{\Gamma(\nu)} \left(\frac{D}{D_n}\right)^{\nu-1} \frac{1}{D_n} e^{-\frac{D}{D_n}}$$

Où $\Gamma(\nu)$ représente une constante de normalisation, D est le diamètre de l'hydrométéore (en m), D_n est le diamètre caractéristique de la fonction gamma modifiée, (en m) et ν est la paramètre de forme de la fonction gamma (sans dimension). Connaissant le nombre total N_t (en m^{-3}) de particules pour une catégorie, on obtient la distribution dimensionnelle des particules $n(D)$ par la formule suivante :

$$n(D) = N_t f_{\text{gam}}(D)$$

Le rapport de mélange massique ($\text{g}_{\text{eau}}/\text{kg}_{\text{air}}$) pour cette catégorie est alors donné par :

$$r_n = \int \frac{m(D)}{\rho_a} n(D) dD = \frac{N_t}{\rho_a} \alpha_m D_n^{\beta_m} \frac{\Gamma(\nu + \beta_m)}{\Gamma(\nu)}$$

Dans cette expression, la masse en fonction du diamètre est donnée par $m(D) = \alpha_m D^{\beta_m}$, ou α_m et β_m sont deux paramètres dépendants de la catégorie d'hydrométéore considérée, avec α_m en $\text{kg} \cdot \text{m}^{-\beta_m}$. ρ_a est la masse volumique de l'air sec ($\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$).

Avec ces équations communes, il existe deux schémas microphysiques possibles dans BRAMS. Un schéma à simple moment (Walko et al., 1995) et un schéma à double moment (Meyers et al., 1997), dont j'expose les caractéristiques propres ci-dessous.

Le schéma à un moment utilise le rapport de mélange de l'eau et des hydrométéores ($\text{kg}_{\text{eau}}/\text{kg}_{\text{air}}$) comme variable pronostique pour chaque catégorie d'eau. Le schéma à deux moments utilise une variable pronostique supplémentaire : la concentration des hydrométéores (m^{-3}). Dans le cas du schéma à simple moment, une seule équation est résolue pour chaque type d'hydrométéores, ce qui implique de fixer deux paramètres de la fonction gamma. Ici, ce sont les paramètres ν et D_n qui sont fixés. Les petits cristaux de glace (glace primitive) constituent la catégorie d'entrée pour les hydrométéores glacés et sont décrits de manière plus détaillée en utilisant également l'équation pour la concentration pour cette catégorie. Dans le cas du schéma à double moment, le paramètre de forme est fixé.

$$\frac{\partial}{\partial t}(n) = \text{ADV}(n) + \text{TURB}(n) + \text{SEDIM}(n) + \text{SOURCE}(n)$$

Le schéma double moment offre une meilleure capacité de détection à distance des comparaisons (comme le radar multi-paramètre) par rapport au schéma simple moment

II Description

Chapitre 2 Description des principaux outils et des programmes de recherches

(Meyers et al., 1997). Des tests dans un environnement convectif idéalisé ont montré que le régime à deux moments permet plus de liberté sur la distribution de la taille en prédisant à la fois le rapport de mélange et la concentration de chaque hydrométéores et permettant le diamètre moyen d'évoluer de façon plus réaliste à la différence du schéma simple moment (Meyers et al., 1997).

Les avantages additionnels du schéma double moment incluent l'utilisation de la collection stochastique pour l'évolution de la concentration; rupture de gouttes de pluie traduite dans l'efficacité de collection, l'évaporation et la fonte de chaque espèce en supposant que les plus petites particules disparaissent complètement en premier ; formulations plus complexes des chutes qui tiennent compte de la masse d'eau sur les hydrométéores coalescés. Des tests de sensibilité sur ce schéma microphysique à deux moments dans une simulation de convection idéalisée montre que le schéma à deux moments permet une plus grande flexibilité sur la distribution puisqu'il rend possible l'évolution du diamètre moyen par rapport au simple moment. (Meyers et al., 1997)

Dans nos études, les deux schémas microphysiques sont testés en utilisant le cas du Tchad (**Chapitre 4 et Partie 6.2**).

2.2.3.2 Conditions initiales et forçage aux limites

Pour toute simulation, qu'elle corresponde à un cas idéalisé ou un cas d'observation, il est nécessaire de fournir au modèle un état initial de l'atmosphère au début de la simulation. Il en est de même pour les conditions aux limites au sol, les conditions latérales et au sommet de la grille de calcul. Afin d'améliorer le réalisme de la simulation lors de l'étude de cas réels, on applique un forçage au modèle au cours de la simulation. Ce forçage, appelé « nudging » est utilisé en plus des conditions aux limites. Il s'agit d'un cas simple d'assimilation de données météorologiques.

Dans le cadre d'une simulation de cas réels, en plus des conditions aux limites correspondantes, il est possible d'appliquer une contrainte : elle est localisée, en général principalement aux bords et au sommet du domaine. Ce forçage utilise des analyses similaires à celle utilisées pour l'initialisation pour forcer le modèle aux limites au cours de la simulation. Dans notre cas d'étude les analyses utilisées sont les réanalyses d'ECMWF (ou en français CEPMMT Centre Européen de Prévision Météorologique à Moyen Terme), données toutes les 6 heures utilisant les radiosondages assimilés de la campagne AMMA en Afrique de l'ouest (Agusti-Panareda et al., 2009). Le choix de ces réanalyses plutôt que les analyses

II Description

Chapitre 2 Description des principaux outils et des programmes de recherches

opérationnelles classiques a été pris après avoir réalisé plusieurs tests de sensibilités sur des cas de simulations présentés plus loin dans ce manuscrit. Ces tests ont montré que l'utilisation des réanalyses permettait des progrès significatifs en terme de formation des systèmes convectifs, d'intensité, de durée de vie et de propagation. Pour ce forçage, un terme de rappel est introduit dans les équations avec un poids τ défini par l'utilisateur. Ce dernier spécifie le temps de relaxation pour trois régions différentes : les limites latérales, le haut, et le centre du domaine. Plus le terme de relaxation est faible, plus le forçage est fort. Ce terme de rappel est défini par la relation suivante :

$$\frac{\partial \phi}{\partial t} = \frac{(\phi_{\text{obs}} - \phi_{\text{m}})}{\tau}$$

Où ϕ est une variable pronostique du modèle et ϕ_{obs} et ϕ_{m} représentent respectivement les valeurs des analyses et les valeurs prédites par le modèle. Ce forçage est en général nul ou très faible au centre du domaine afin de permettre à la physique du modèle d'évoluer par elle-même.

2.3 Outils instrumentaux pour la validation des simulations

2.3.1 Instruments Mico/Pico SDLA et Flash- β

Micro-SDLA et pico-SDLA (Spectrométrie par Diode Laser Accordable) sont des spectromètres embarqués sous ballon qui fonctionnent par absorption de la lumière infrarouge émise par laser. Ils ont été développés sous la maîtrise d'œuvre de la division technique de l'Institut National des Sciences de L'univers (DT-INSU) sous la direction scientifique de Georges Durry au Service d'Aéronomie puis au GSMA. Alors que pico-SDLA est un instrument qui, dans la version étudiée dans mon début de thèse, ne mesure que la vapeur d'eau (alors qu'une version mesurant le méthane et une version mesurant le CO₂ était en cours de développement), micro-SDLA mesure en même temps la vapeur d'eau, le méthane et de dioxyde de carbone (Durry et al., 2004). Trois diodes laser de type télécommunication InGaAs sont connectées par fibres optiques à une cellule optique multi-passage pour un parcours optique de 28 mètres. Le rayon laser est absorbé par les molécules du gaz ambiant alors qu'il est réfléchi dans les deux sens entre les deux miroirs de la cellule optiques. Le méthane est mesuré à la longueur d'onde de 1,65 μm , le dioxyde de carbone est mesuré à 1,60 μm alors que la vapeur d'eau est mesurée à 1,39 μm par la technique de détection différentielle. L'instrument permet également la mesure de température et de pression. Notons

II Description

Chapitre 2 Description des principaux outils et des programmes de recherches

que la précision de l'instrument est de l'ordre de 5% pour une résolution temporelle de 160 ms. Avant SCOUT-AMMA, Micro-SDLA avait déjà volé en région tropicale pendant la campagne HIBISCUS au Brésil. (Marécal et al., 2007).

Pico-SDLA (voir **Partie 3.1.2** pour plus de détails) auquel une partie de mon travail de spectrométrie était dédié, est une version miniaturisée de micro-SDLA.

L'instrument FLASH-B (FLuorescence Advanced Stratospheric Hygrometer for Balloon), développé à l'Observatoire Centrale d'Aérologie en Russie, est également dédié à la mesure de vapeur d'eau dans la haute troposphère et dans la stratosphère. Le principe de l'instrument est la fluorescence Lyman- α : elle utilise la photodissociation de la molécule d'eau pour des longueurs d'onde < 137 nm suivi de la mesure de la fluorescence du radical OH excité. La source Lyman- α utilisée de longueur d'onde 121,6 nm est une lampe à décharge d'hydrogène. Le détecteur de la fluorescence d'OH à 308 ~ 316 nm est un photomultiplicateur comptant les photons sur une étroite bande spectrale correspondant à la fluorescence. En raison d'une forte absorption Lyman- α dans la basse troposphère, les mesures de FLASH-B ne peuvent se faire que pour des pressions inférieures à 300 ~ 400 hPa.

2.3.2 SEVIRI/MétéoSat Second Generation (MSG)

Les satellites géostationnaires sont des instruments très précieux pour suivre l'évolution dans le temps des systèmes nuageux dans une région donnée. Les systèmes convectifs africains étudiés dans cette thèse ont été mis en évidence par les images infrarouges du radiomètre SEVIRI (Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager) à bord du satellite Meteosat Second Generation (MSG). SEVIRI comporte 4 canaux dans le visible et proche infrarouge (0,4 ~ 1,6 μm) et 8 canaux dans l'infrarouge (de 3,9 ~ 13,4 μm , dont un canal, dit « vapeur d'eau » à 6,2 μm et un canal à 10,8 μm utilisé pour obtenir la température du sommet des nuages). Sa fréquence d'échantillonnage est de 15 minutes et sa résolution horizontale est de 3 km dans l'infrarouge. L'évolution temporelle des systèmes convectifs étudiés dans cette thèse a été suivie par les images infrarouge à 10,8 μm : la température de brillance au sommet des nuages donne en effet une indication du sommet des nuages et dans le cas des systèmes convectifs, une idée de l'intensité de la convection.

Pour identifier l'activité des overshoots stratosphériques au sein des systèmes convectifs étudiés, le radiomètre SEVIRI est également utilisé via la méthode décrite par Schmetz et al. (1997). Elle est basée sur les différences de températures de brillance (DTB) positive entre les canaux à 6,2 μm et à 10,8 μm de SEVIRI. Cette différence est due au contraste entre la

II Description

Chapitre 2 Description des principaux outils et des programmes de recherches

l'émission par la vapeur d'eau dans la stratosphère plus chaude que les températures au sein des tourelles convectives de l'overshoot, traduite par la température de brillance à 10,8 μm , refroidies selon une adiabatique humide. Le seuil de DTB de 3 K utilisé dans mon travail pour la détection des overshoots est similaire à celle utilisée dans Chaboureau et al. (2007), et Khaykin et al. (2009). Elle est inférieure à la valeur empirique de 5 K utilisé par Roca et al. (2002) pour analyser la convection profonde sur l'Océan Indien. Notons tout de même que d'après Luo et al. (2008) selon le type de système convectif étudié, la présence d'overshoot se traduit parfois par des BTB négatives. Le critère de BTB > 3K a néanmoins été vérifié dans l'étude de Chaboureau et al. (2007) grâce à une approche modèle-satellite où les températures de brillance sont calculées par le modèle à partir des champs microphysiques et thermodynamiques simulés. Le choix du critère de 3 K dans mon travail se justifie également par le fait que pour un cas d'observation de SCOUT-AMMA, le 23 août 2006, pour lequel nous disposons de mesures du radar du M.I.T à Niamey (Massachusetts Institute of Technology) une pénétration convective jusqu'à 18 km d'altitude vue par le radar, donc bien au-dessus de la tropopause, correspondait à une DTB de 3,2 K. Cela tend à prouver que ce critère de DTB > 3 K, dans cette région d'Afrique, est réaliste.

2.3.3 CALIOP/CALIPSO

CALIPSO (Cloud Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations) est un satellite lancé en 2006 dont la principale mission est d'améliorer la modélisation de l'évolution du climat. CALIPSO est conçu pour travailler en synergie avec le satellite CloudSat qui possède un radar embarqué, au sein d'une constellation de satellites, l'A-Train, consacrée à l'observation des nuages, des aérosols et du cycle de l'eau. L'instrument principal de CALIPSO est CALIOP (Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization, Winker et al., 2007) un lidar qui permet de mesurer avec précision les caractéristiques des différentes couches de l'atmosphère, et en particulier les nuages. Il donne une information précise sur leur sommet et leur épaisseur. CALIOP comprend un laser émettant de courtes impulsions lumineuses (à 532 nm et 1064 nm) de forte intensité (110 mJ.canal⁻¹) et un télescope qui permet de collecter la lumière renvoyée.

Ce type d'instrument contraste avec l'instrument passif, moins précis, qui se contente d'analyser la lumière réfléchiée par les nuages.

2.3.4 TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission)

II Description

Chapitre 2 Description des principaux outils et des programmes de recherches

Afin de valider les simulations météorologiques présentées dans cette thèse (évolution de l'activité convectives et de la position des systèmes convectifs, nous avons utilisé les produits satellitaires de TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission, voir par exemple Simpson et al., 1998; Kummerow et al., 1998). En l'occurrence, j'ai utilisé des produits de pluie cumulée sur trois heures à comparer à leur équivalent calculés à partir des champs simulés de BRAMS. Plus précisément, le produit de TRMM que j'ai utilisé est le produit 3B42 (Huffman et al., 2007). Il s'agit d'une combinaison des estimations du radiomètre micro-onde TMI de TRMM complétées spatialement par des estimations basées sur des mesures de radiances infrarouges de plusieurs autres satellites. Cette combinaison permet de fournir des champs de taux de pluie accumulée en surface toutes les trois heures sur une grille de 0.25° de longitude et de 0.25° de latitude dans la zone $50^\circ\text{S} \sim 50^\circ\text{N}$.

Chapitre 3

Spectroscopie/Inversion

3.1 Mesure in situ de H₂O stratosphérique par la sonde laser Pico-SDLA

Au début de mon travail de thèse il était prévu que je travaille sur l'inversion des données de l'hygromètre laser Pico-SDLA pendant une campagne de mesure au Brésil. Il s'agissait du projet « TroPico » destiné à l'étude de l'impact de la convection tropicale sur la vapeur d'eau stratosphérique. Malheureusement, ce projet n'a pas été financé au début de ma thèse et cette campagne de ballons aura finalement lieu pendant la période 2011-2012. Je présente ici les aspects fondamentaux de la technique de mesure et ma contribution au développement d'un code d'inversion. Ce noyau de code a été utilisé pour traiter le vol de test de PicoSDLA pendant l'été 2007, puis il a été par la suite repris et développé par d'autres membres de l'équipe pour les mesures de PicoSDLA (H₂O, CH₄, CO₂, etc.) et pour TDLAS-Mars. Je ne présente ici que des résultats très préliminaires, car suite à la non-sélection en 2007/2008 de Tropic, je me suis totalement réorientée sur la modélisation méso-échelle qui est l'essentiel de mon travail.

3.1.1 Méthodologie de mesure

La spectrométrie d'absorption par laser consiste à utiliser un laser monomode dont la fréquence d'émission correspond à une transition de rotation-vibration de la molécule à étudier. Le faisceau laser se propage ensuite dans l'air sur un parcours d'absorption adéquat et est absorbé in situ par les molécules ambiantes (**Figure 3.1**). Les spectres d'absorption sont alors enregistrés par le détecteur.

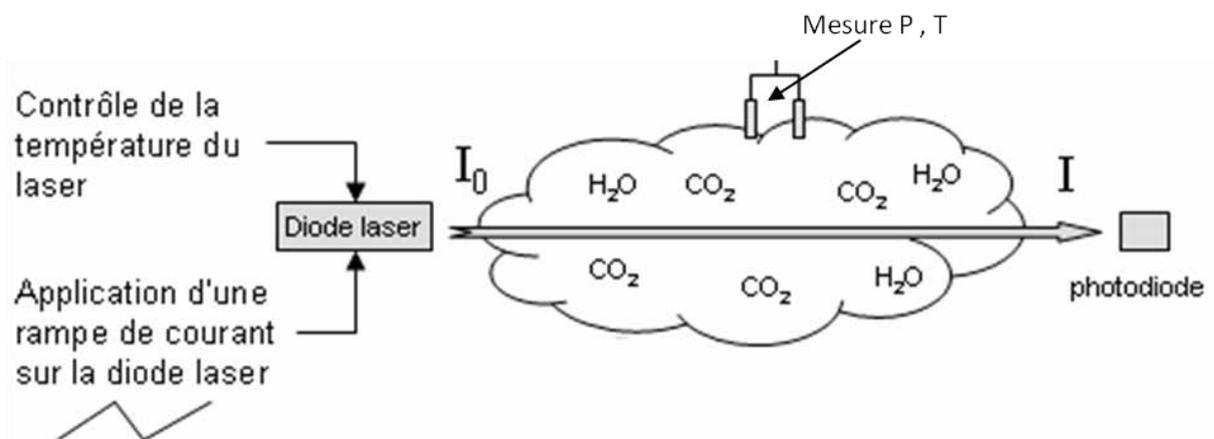


Figure 3.1 : La spectroscopie d'absorption par diode laser.

L'absorption de l'énergie laser est reliée à l'absorption moléculaire par la loi de Beer-Lambert donnée ci-dessous (Durry and Megie, 1999):

$$T(\sigma_{laser}) = \frac{I(\sigma_{laser})}{I_0(\sigma_{laser})} = \exp\{-\rho_{mol} \times N(T_{atm}, P_{atm}) \times L \times \sum_{raies} k_v^N(T_{atm}) \times \Phi(T_{atm}, P_{atm}, \sigma_{laser})\}$$

$T(\sigma_{laser})$ est la transmission moléculaire (c'est-à-dire le rapport entre l'intensité lumineuse après le parcours d'absorption et celle avant); ρ_{mol} est le rapport de mélange de la molécule étudiée; P_{atm} et T_{atm} sont les pressions et températures atmosphériques; $N(T_{atm}, P_{atm})$ est le nombre total de molécules par unité de volume qui est calculé par la loi de Marriotte; L est la longueur du parcours d'absorption; k_v^N est l'intensité de la raie de transition de rotation-vibration qui est donnée par la base moléculaire HITRAN; Φ est le profil de raie (qui tient compte de l'agitation thermique des molécules et des collisions entre molécules); σ_{mol} est la position centre de la raie, E_b et E_a sont les niveaux d'énergie de la transition considérées.

Dans les conditions de pression faible, c'est-à-dire dans la haute atmosphère (au dessus de 25 km), il n'y a pas beaucoup de molécules et les collisions sont faibles : le profil moléculaire qui représente la probabilité pour un photon d'être absorbé même si sa fréquence ne correspond pas exactement à la résonance moléculaire, est purement Doppler lié au mouvement Brownien des molécules. Dans ces conditions, le profil moléculaire est gaussien et son expression est donnée ci-dessous, en notant γ_D la demi largeur a mi-hauteur :

$$\Phi_D(\sigma, T) = \frac{1}{\gamma_D} \left(\frac{\ln 2}{\pi}\right)^{\frac{1}{2}} \exp\{-\ln 2 \left(\frac{\sigma - \sigma_{mol}}{\gamma_D}\right)^2\}$$

$$\sigma_{mol} = \frac{E_b - E_a}{hc}$$

$$\gamma_D = \left(\sqrt{2 \ln 2} \frac{\ln T}{mc^2}\right) \sigma_{mol} = 3.58 \times 10^{-7} \sqrt{\frac{T}{M}} \sigma_{mol}$$

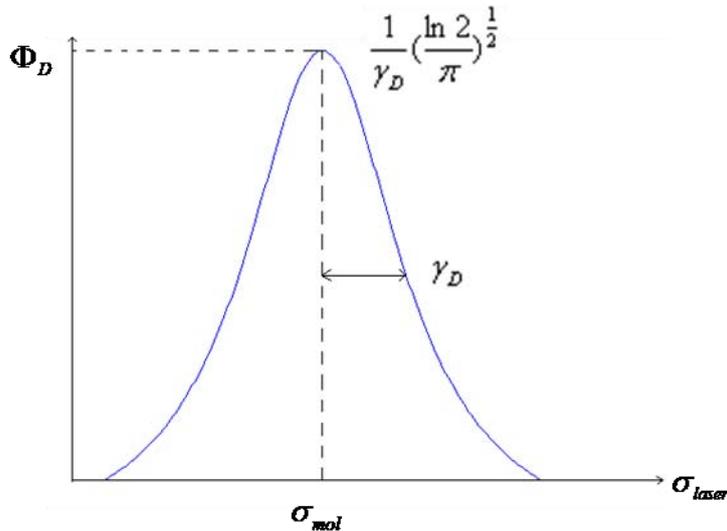


Figure 3.2 : Le profil Doppler.

II Description - Chapitre 3 Spectroscopie/Inversion

Dans les conditions de pression plus forte, c'est-à-dire dans la basse atmosphère (au sol et dans la basse troposphère), il y a beaucoup de molécules et le profil moléculaire est dominé par les collisions entre molécules. Le profil moléculaire est alors Lorentzien et son expression est donnée par :

$$\Phi_L(\sigma, T, P) = \frac{1}{\pi} \left\{ \frac{\gamma_L}{(\sigma - \sigma_{mol})^2 + \gamma_L^2} \right\}$$

$$\sigma_{mol} = \frac{E_b - E_a}{hc}$$

$$\gamma_L = \gamma^{mol-mol} P_{mol} + \gamma^{mol-air} P_{air} = \gamma^{mol-mol} \rho_{mol} P + \gamma^{mol-air} \rho_{air} P$$

$$\gamma^{mol-mol}(T) \approx \gamma^{mol-mol}(T_{ref}) \times \left(\frac{T_{ref}}{T} \right)^n$$

$$\gamma^{mol-air}(T) \approx \gamma^{mol-air}(T_{ref}) \times \left(\frac{T_{ref}}{T} \right)^n$$

$$T_{ref} = 296 K$$

$\gamma^{mol-air}$ et $\gamma^{mol-mol}$ sont donnés par HITRAN (banque de données moléculaires internationale qui regroupe les travaux de différents laboratoires de spectroscopie).

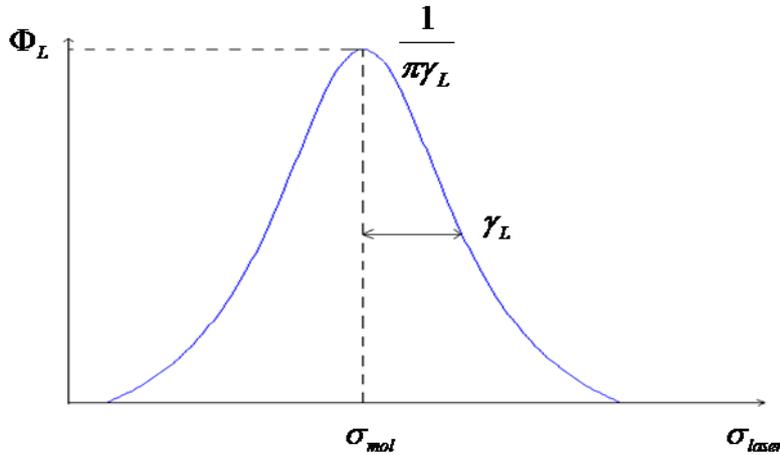


Figure 3.3 : Le profil Collisionnel.

Dans le cas le plus général, dans la moyenne atmosphère (troposphère et moyenne stratosphère), le modèle de Voigt permet de tenir compte des deux effets : collisions et agitation thermique des molécules. Le profil est donné par le produit de convolution de $\Phi_D(\sigma, T)$ et $\Phi_L(\sigma, T, P)$: Il est calculé numériquement par la méthode de Humlicek (Humlicek, 1982).

La spectrométrie laser consiste à déduire la concentration du spectre d'absorption en utilisant la loi de Beer-Lambert et les formules du profil moléculaire données ci-dessus. En pratique un

programme de moindres carrés non-linéaires de type Levenberg-Marquardt est utilisé dont l'un des paramètres est la concentration à mesurer. En plus du spectre d'absorption, il est nécessaire également de mesurer in situ la pression et la température atmosphériques pour tenir compte de la dépendance avec P et T de l'intensité et du profil moléculaire.

3.1.2 Hygromètre laser PicoSDLA

La sonde PicoSDLA utilise une diode laser émettant vers 2,6 micron pour mesurer in situ H₂O dans la moyenne atmosphère. Cette sonde laser a été développée par le GSMA et la Division Technique de l'INSU avec le soutien du CNES. Dans la région spectrale de 3,6 micron, il y a des transitions de la vapeur d'eau qui sont disponibles pour la mesure (**Figure 3.4**) et la quantité d'énergie absorbée varie de quelques dizaines de pourcents dans la troposphère à environs 1% dans la stratosphère pour un parcours d'absorption de l'ordre du mètre. Le faisceau laser se propage sur une distance de 1 mètre comme expliqué sur la **Figure 3.5**; les spectres d'absorption sont alors enregistrés chaque seconde ainsi que la température et la pression atmosphériques. La concentration est alors obtenue par inversion des spectres moléculaires. PicoSDLA fonctionne sous des ballons stratosphériques ouverts mis en œuvre par le CNES. A terme, il devrait voler sous des ballons météo.

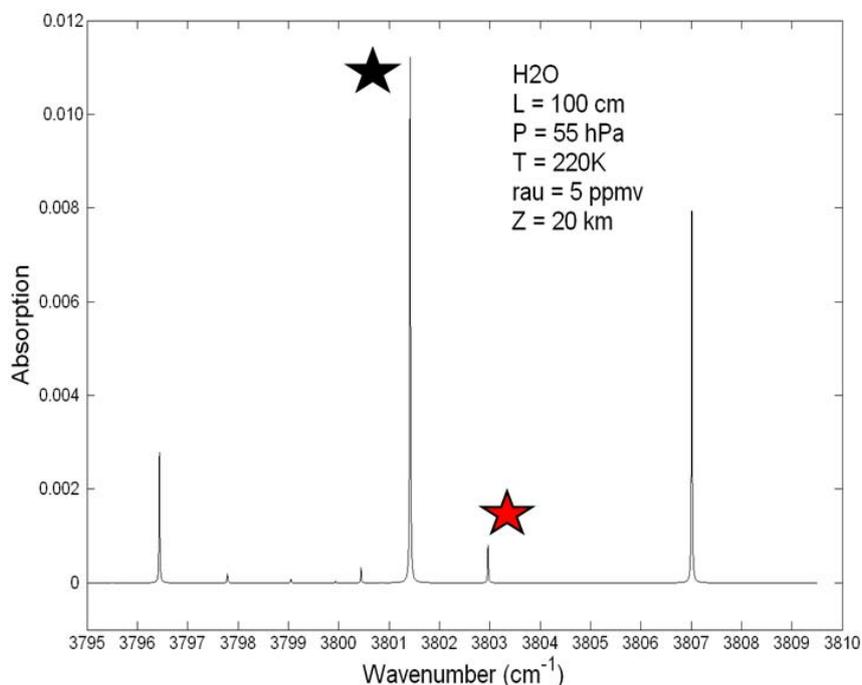


Figure 3.4 : Simulation de l'absorption moléculaire dans la région spectrale sélectionnée (2,63 micron). En rouge, la transition utilisée dans la basse atmosphère (beaucoup de vapeur d'eau) , en noir dans la stratosphère (région très déshydratée).

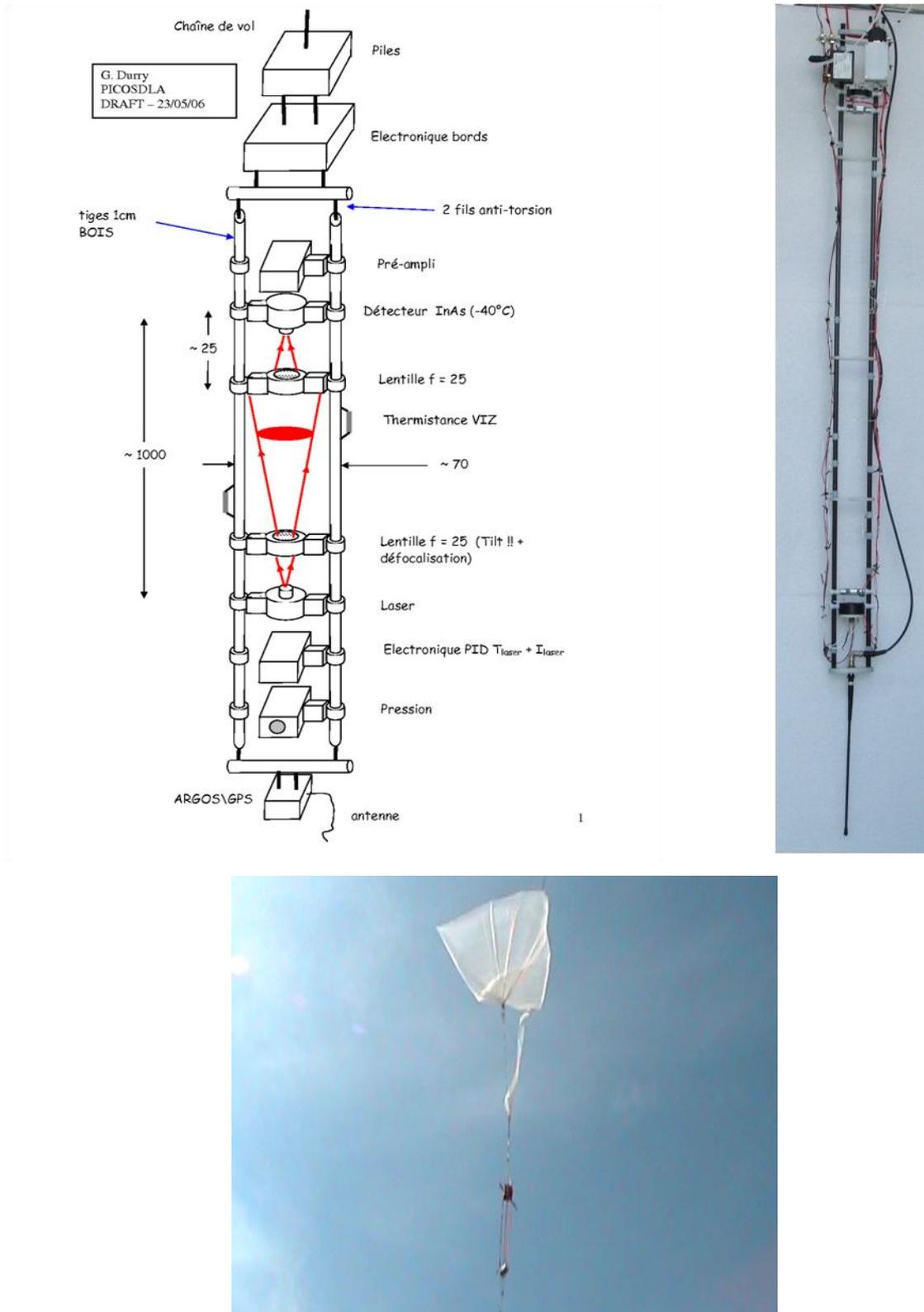


Figure 3.5 : La sonde PicoSDLA lors de son vol de test sous ballons à Aire sur Adour à l'été 2007.

3.1.3 Méthode de détection

En fonction de la quantité de vapeur d'eau, deux techniques de détection sont utilisées. Dans la basse atmosphère où les quantités de vapeur d'eau sont importantes, la technique de détection directe est utilisée. Les spectres sont enregistrés à l'aide du détecteur et le signal obtenu s'écrit :

$$S = A_0 T(\sigma)$$

A_0 est le signal en l'absence d'absorbant moléculaire et $T(\sigma)$ est la transmission moléculaire donnée par la loi de Beer-Lambert. Pour le processus d'inversion, il faut déterminer A_0 et cette opération s'appelle « la détermination de la ligne de base ». A basse pression, cette opération est simple car les raies sont fines (profil Doppler) et l'on trouve de part et d'autre du profil moléculaire des zones sans absorption, il suffit alors de faire une interpolation polynomiale sur ces zones pour obtenir A_0 . A forte pression, cette opération est très délicate car les raies sont très élargies par collision et l'on ne trouve pas de zone sans absorption sur le spectre. Pour cela, j'ai développé une technique d'estimation de A_0 pour les fortes pressions qui est décrite plus loin.

A plus haute altitude, la profondeur d'absorption est plus faible (environ 1% de l'énergie seulement est absorbée) et une technique de détection différentielle est utilisée. Le principe consiste à soustraire du spectre un signal de référence (la rampe utilisée pour moduler le courant du laser) avant de digitaliser le signal ; ceci permet de soustraire du spectre le fond (la rampe qui est la réponse en puissance du laser à la modulation du courant) et d'appliquer toute la dynamique de mesure (16 bits) sur le faible signal d'absorption (Durry et al., 2000). Dans le cas de la détection différentielle, le signal s'exprime de la façon suivante :

$$S = G[A_0 T(\sigma) - B_0]$$

B_0 est le signal de référence et G un gain qui permet de maintenir le niveau du signal avant digitalisation. La **Figure 3.6** est un exemple de spectre de vapeur d'eau obtenu avec picoSDLA : chaque seconde, on enregistre simultanément le spectre direct et le spectre différentiel ainsi que le signal de référence.

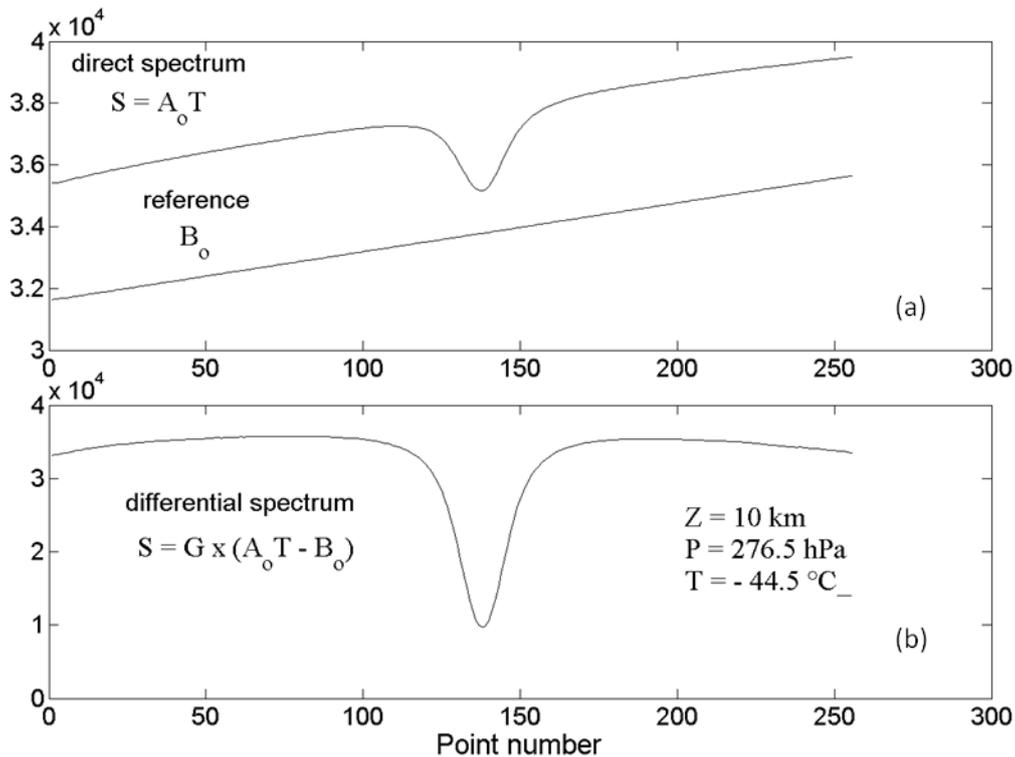


Figure 3.6 : Spectre in situ de H₂O obtenu dans la tropopause lors du vol de test sous ballon stratosphérique de la sonde picoSDLA, le 8 juin 2007 à Aire sur l’Adour. Le laser balaye la transition à 3801 cm⁻¹. Une mesure consiste en un spectre direct (a) et un spectre différentiel (b) enregistrés simultanément en une seconde.

3.2 Modèle d’inversion

J’ai développé un modèle d’inversion dont l’objectif est d’obtenir à partir du spectre d’absorption et des mesures d’inversion correspondantes de pression et de température, la concentration en vapeur d’eau. Le programme repose sur l’utilisation des moindres-carrés non linéaires pour plusieurs paramètres, dont la concentration est ajustée de façon à ce que le spectre simulé corresponde au spectre expérimental.

Le développement s’est déroulé en plusieurs étapes. D’abord, je me suis familiarisé avec les techniques mathématiques d’optimisation: j’ai développé un programme de type Levenberg Marquardt avec le formalisme mathématique complet et un estimateur de type χ^2 .

Pour inverser des spectres simulés. Ceci m’a permis de me familiariser avec les outils mathématiques d’optimisation, notamment les moindres-carrés non linéaires. Ensuite, j’ai développé le modèle atmosphérique pour Pico-SDLA. Ce modèle a été utilisé pour estimer l’influence de différents paramètres (rapport signal sur bruit des spectres, erreur sur la mesure de pression et de température). Finalement, ce code a été utilisé pour obtenir les données préliminaires de l’inversion du vol de test de PicoSDLA pendant l’été 2007 (Durry et al., 2008) et également du second vol de test à Teresina en 2008. Par la suite, mon code a été

repris par d'autres membres de l'équipe et développé pour traiter les mesures de PicoSDLA (CO₂, CH₄, etc.) et adapté également à d'autres projets comme le senseur laser TDLAS (Durry et al., 2010).

3.2.1 Modèle atmosphérique

3.2.1.1 Structure du programme

Le diagramme ci-dessous donne l'organisation générale du programme atmosphérique que j'ai développé dans le but de traiter les spectres pico-SDLA.

Le modèle physique repose cette fois sur la loi de Beer-Lambert complète non-linéarisée avec une dizaine de paramètres variables en plus de la concentration que l'on cherche à mesurer.

Etape 1 : Lecture du spectre (spectre direct et différentiel).

Lecture de la mesure de P et T atmosphériques.

Lecture des informations GPS.

Etape 2 : Extraction des données moléculaires.

La transition balayée par le laser (au sol, spectres traités dans ce rapport) est représentée par une étoile rouge dans la **Figure 3.4**. Dans le modèle, on tient compte également de transitions moléculaires intenses qui ne sont pas balayées par le laser mais qui contribuent fortement à la transmission totale (en tout, trois raies) particulièrement à fortes pressions, dû à l'élargissement collisionnel. Les données HITRAN, puis les données spectroscopiques de H₂O remesurées au GSMA ont été utilisées (Durry et al., 2008).

Fréquence	Intensité	position	$\gamma_{\text{H}_2\text{O-AIR}}$	$\gamma_{\text{H}_2\text{O-H}_2\text{O}}$	énergie départ	n (HITRAN)
3801,418630	2,312E-19	3,299E+01	0,1060	0,4350	23,79400	0,780
3802,965610	1,142E-20	4,515E+00	0,0959	0,5200	224,83840	0,730
3807,013570	1,585E-19	2,483E+01	0,0970	0,4600	42,37170	0,780

Tableau 3.1 : L'information moléculaire donnée par HITRAN.

Etape 3 : Recherche du pic d'absorption.

Une routine simple est utilisée pour déterminer la position du pic d'absorption et le numéro des points correspondants à la largeur à mi-hauteur. La connaissance du pic (du maximum)

d'absorption permet à partir de la loi de Beer-Lambert d'avoir une estimation simple de la concentration de vapeur d'eau ; cette estimation peut être utilisée comme valeur de départ du fit non-linéaire.

Etape 4 : Calibration rapide de l'axe des fréquences.

Les spectres sont constitués de 256 points discrets, il faut associer à chaque point une valeur de fréquence. Pour cela, on utilise la mesure de la pression atmosphérique ; la pression étant connue, on peut calculer théoriquement la largeur à mi-hauteur en cm^{-1} du profil moléculaire à partir des formules données ci-dessus. En pratique, on calcule avec le modèle de Voigt, le profil moléculaire en prenant une concentration de H_2O moyenne pour l'altitude considérée (ex. 10000 ppmv au sol) ou en prenant la valeur estimée à partir de la méthode du pic d'absorption (voir étape 3). On en déduit, connaissant la position des points à mi-hauteur dans le spectre expérimental, la valeur en fréquence entre deux points consécutifs. La position de la fréquence de résonance de la transition moléculaire donne alors la fréquence absolue. Dans le fit, on laisse ensuite varier comme paramètres, la premier point de fréquence et le pas de fréquence du spectre pour ajuster finement le profil moléculaire ; cette technique marche bien sur des profils très élargis par collision.

Etape 5 : Détermination de la ligne de base (100% de transmission).

Pour extraire le zéro de transmission de spectres Lorentziens très élargis par la pression, on procède de la façon suivante : on calcule une transmission avec le modèle moléculaire en prenant P et T mesurés et une concentration estimée de vapeur d'eau (profil standard atmosphérique ou valeur estimée par la méthode du pic d'absorption) $T^{\text{simu}}(\sigma)$. On divise le spectre expérimental par cette transmission simulée pour récupérer une estimation de A_0 ; on effectue ensuite une interpolation par un polynôme de degré 3 en s'éloignant de la zone où se trouve le résidu d'absorption :

$$A_0^{\text{est}} = \frac{A_0 T(\sigma)}{T^{\text{simu}}(\sigma)}$$

Par la suite, les quatre coefficients du polynôme d'interpolation de la ligne de base seront utilisés comme coefficients du moindres-carrés non linéaire.

Etape 6 : Début du fit.

Les paramètres du fit sont :

A1, A2 : pour l'échelle de fréquence du spectre

A3 : concentration de vapeur d'eau

A4, A5, A6, A7 : ligne de base

Le modèle physique s'écrit pour l'absorption directe :

$$\text{Spectre}(\sigma) = A_0^{\text{est}}(A4, A5, A6, A7) \times T(\sigma(A1, A2), A3)$$

La transmission est calculée par la formule de Beer-Lambert et les formules moléculaires données dans l'introduction.

3.2.1.2 Validation sur des spectres simulés

Pour valider le programme, dans un premier temps j'ai commencé à inverser des spectres simulés dont on connaît la concentration de départ. Par exemple la **Figure 3.7** présente un spectre simulé au sol pour une pression de 1013 hPa, une température de 27°C, un parcours d'absorption de 1m et une concentration moyenne de vapeur d'eau de 10000 ppmv. Pour cela, j'ai utilisé le modèle moléculaire pour calculer la transmission atmosphérique, puis j'ai généré sous Matlab une rampe qui représente la réponse en puissance du laser à la modulation du courant utilisée pour balayer la fréquence d'émission. Les **Figure 3.7** décrivent les différentes étapes de l'inversion du spectre. La valeur d'initialisation du fit pour la vapeur d'eau est de 8000 ppmv. Lors de la division du spectre expérimental par la transmission simulée (en bleu), il reste un résidu car la concentration réelle est de 10000 ppmv.

II Description - Chapitre 3 Spectroscopie/Inversion

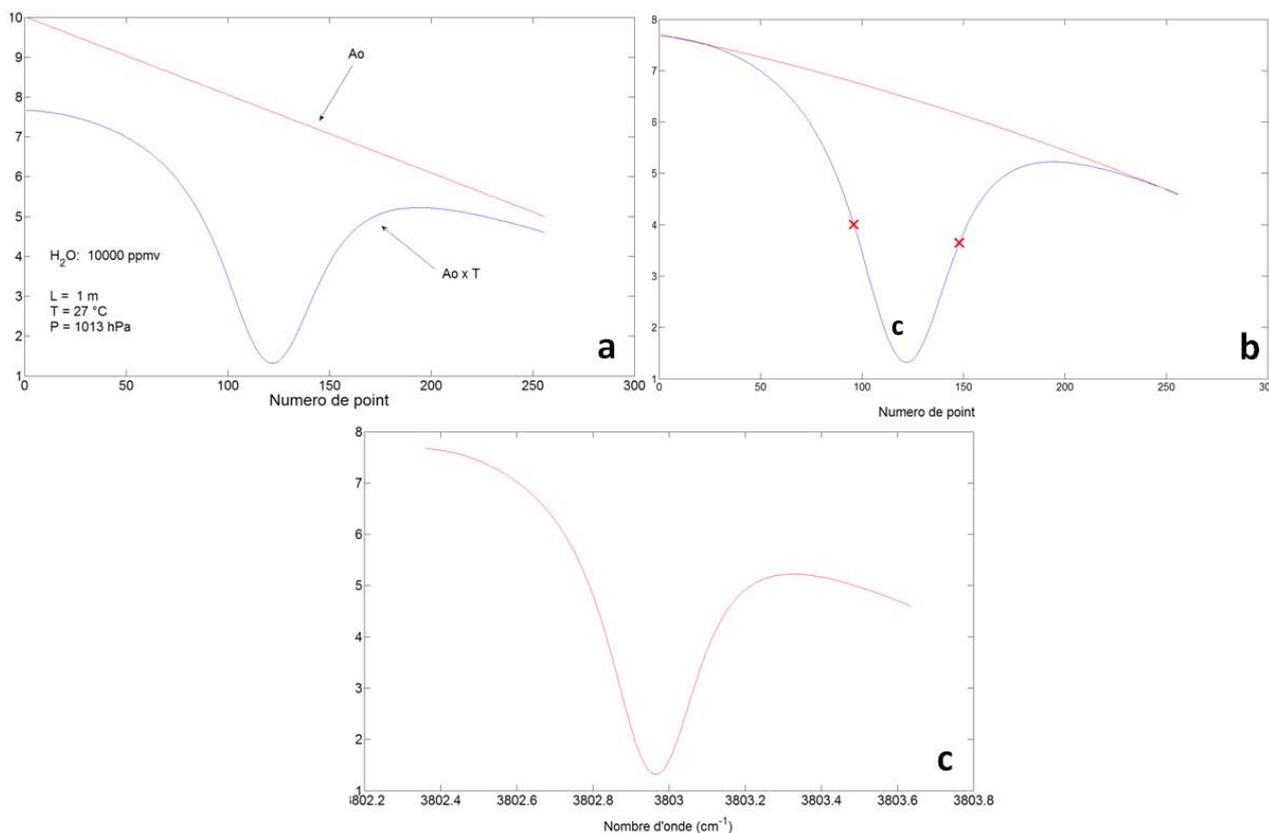


Figure 3.7 : (a) Le spectre simulé au sol pour une pression de 1013 hPa, une température de 27°C, un parcours d'absorption de 1m et une concentration moyenne de vapeur d'eau de 10000 ppmv. (b) Détermination du pic d'absorption et de la largeur à mi-hauteur (étape 3). (c) Estimation rapide de l'axe des fréquences (étape 4).

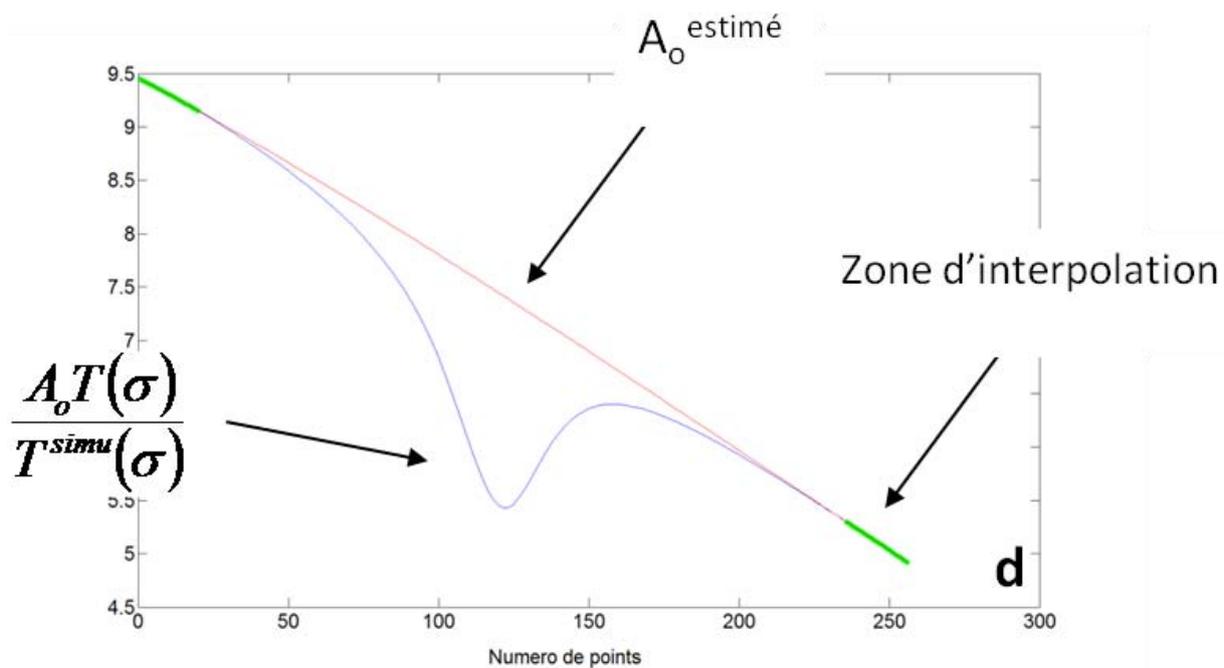


Figure 3.7d : Détermination de la ligne de base (étape 5).

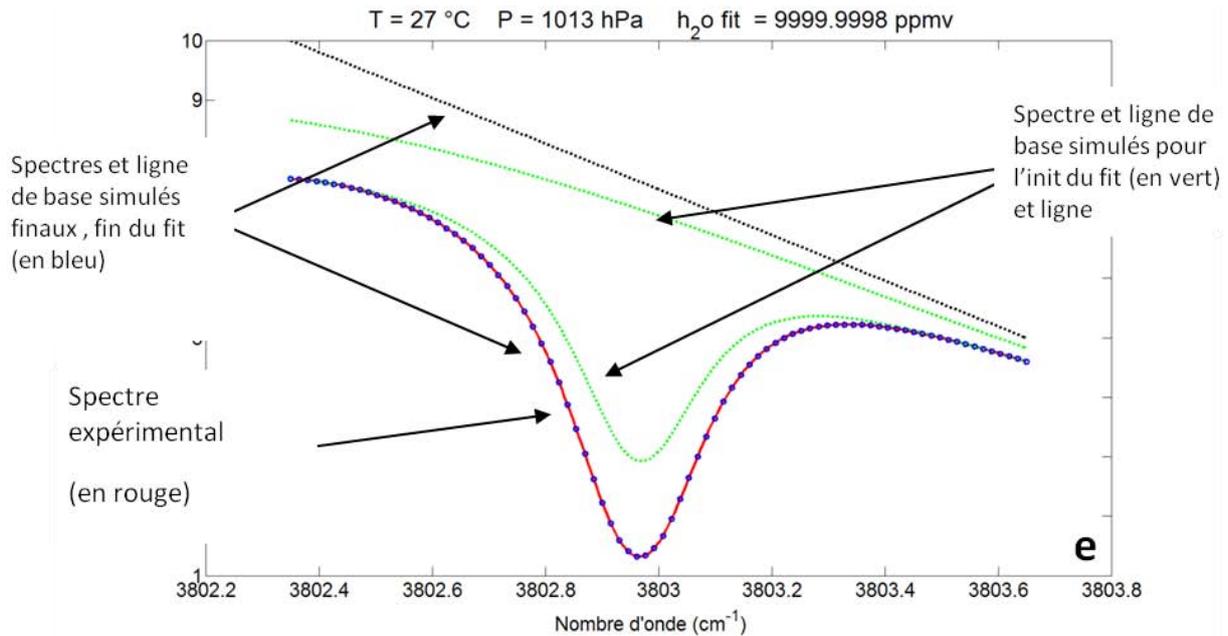


Figure 3.7e : Procédure de fit (étape 6).

Dans la figure ci-dessus, la valeur d'initialisation de la vapeur d'eau a été volontairement portée à 5000 ppmv, très éloignée de la valeur vraie de 10000 ppmv. La méthode d'optimisation est très robuste car en trois itérations, la valeur vraie est retrouvée au bruit numérique près (valeur issue du fit 9999,999 ppmv). Il est à noter également que la ligne de base est parfaitement reconstituée et que l'on retrouve bien la rampe de la figure ci-dessus.

3.2.2 Estimation avec le modèle de différentes sources d'erreur

Le modèle a ensuite été utilisé pour étudier la propagation de diverses erreurs, comme une erreur sur la mesure de température ou de pression, ainsi que l'impact du rapport signal à bruit sur la restitution de concentration.

3.2.2.1 Rapport signal à bruit

Les spectres simulés ont été bruités par rajout d'un bruit blanc. Le modèle d'inversion est ensuite utilisé et l'erreur sur la restitution est tracée en fonction du rapport signal à bruit dans le spectre.

Le rapport signal à bruit est défini dans la figure ci-dessous (dans ce cas, on a un rapport S/B d'environ 5).

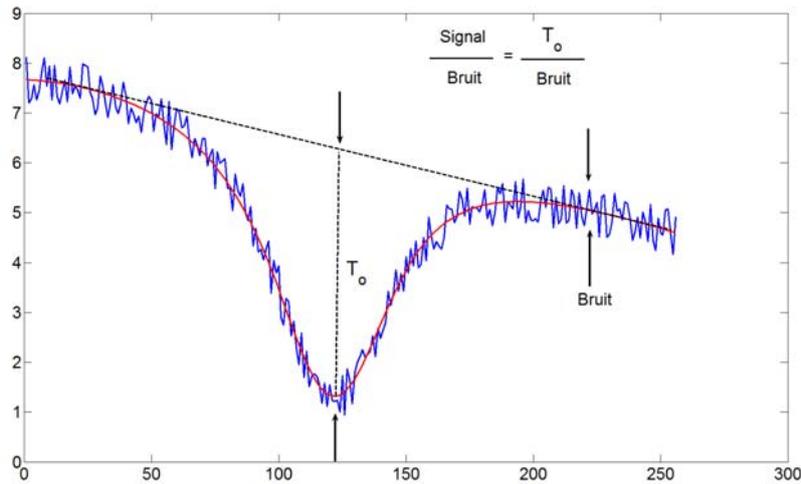


Figure 3.8 : Les spectres simulés ont été bruités par rajout d'un bruit blanc.

On reprend le spectre simulé au sol de la partie précédente (10000 ppmv, 27 °C, 1013 hPa) et on rajoute un bruit blanc (généré sous Matlab avec la fonction rand) pour divers rapport signal à bruit. On utilise ensuite le programme d'inversion pour estimer la propagation de l'erreur sur la concentration de vapeur d'eau. Le fit est initialisé à 8000 ppmv. On effectue pour un S/B donné, une cinquantaine d'inversions et l'on reporte l'erreur la plus forte observée comme cas le plus défavorable.

S_B	$\rho_{\text{H}_2\text{O_fit}}(\text{ppmv})$	$(\rho_{\text{H}_2\text{O}} - \rho_{\text{H}_2\text{O_fit}}) / \rho_{\text{H}_2\text{O}} (\%)$
5	10430	4,3
10	10207	2
100	10034	0,34
1000	9998	0,02

Tableau 3.2 : Propagation de l'erreur sur la concentration de vapeur d'eau avec le signal sur bruit.

Dans la pratique, la technique de détection directe-différentielle assure un rapport signal sur bruit dans les spectres pico-SDLA entre 100 et 1000 et dans ces conditions, on voit que l'erreur liée au S/B reste inférieure à 0,3% ce qui est cohérent avec ce qui est observé en laboratoire.

3.2.2.2 Estimation de l'erreur sur la pression

A forte pression, une erreur sur la mesure in situ de pression pourrait induire une erreur sur la concentration. Pour tester l'influence de cette erreur, on utilise le spectre simulé au niveau du sol (100000 ppmv, 1013 hPa) et lors de l'inversion, on rajoute une erreur sur la mesure de

II Description - Chapitre 3 Spectroscopie/Inversion

pression. On regarde ce qui se passe à forte pression car dans ces conditions l'erreur de pression se retrouve aussi dans la largeur du profil moléculaire; dans la haute atmosphère, le profil est purement Doppler et dans ce cas l'erreur de pression se répercute directement sur le maximum d'absorption.

P (hPa)	δP (hPa)	$\rho_{\text{H}_2\text{O_fit}}$ (ppmv)	$(\rho_{\text{H}_2\text{O}} - \rho_{\text{H}_2\text{O_fit}})/\rho_{\text{H}_2\text{O}}$ (%)
1013	0	10 000	0
1018	5	9998	0,01
1023	10	9997	0,027
1033	20	9994	0,056

Tableau 3.3 : La relation entre une erreur sur la mesure in situ de pression et l'erreur sur la concentration correspond.

L'influence de l'erreur de pression (au niveau du sol !) reste négligeable, même dans des cas extrême de 20 hPa (erreur de calibration du baratron) et inférieure à 0.1%.

3.2.2.3 Estimation de l'erreur sur la température

La mesure in situ de température est très délicate dans la haute atmosphère. Une erreur de 1 à 2 °C est tout à fait réaliste.

On utilise le spectre simulé au sol (10000 ppmv, 27°C, 1013 hPa) et l'on fait varier la température en rajoutant une erreur de +/-3 °C.

Une erreur de 3°C induit dans les conditions de haute pression une erreur inférieure à 1% sur la mesure de concentration.

T (°C)	δT (°C)	$\rho_{\text{H}_2\text{O_fit}}$ (ppmv)	$(\rho_{\text{H}_2\text{O}} - \rho_{\text{H}_2\text{O_fit}})/\rho_{\text{H}_2\text{O}}$ (%)
24	-3	9925	0,74
25	-2	9950	0,49
26	-1	9975	0,24
27	0	10 000	0
28	1	10 025	0,25
29	2	10 050	0,5
30	3	10 075	0,75

Tableau 3.5 : La relation entre une erreur sur la mesure in situ de température et l'erreur sur la concentration correspond.

3.2.3 Inversion de spectres réels

3.2.3.1 Test sur des données in situ au sol

Ce modèle d'inversion a été testé dans un premier temps sur des mesures in situ obtenues à l'extérieur avec l'instrument placé au milieu d'un champ ; PicoSDLA a effectué des mesures pendant plusieurs heures au rythme d'un spectre par seconde. Ce sont des conditions d'inversion difficiles puisque les spectres sont très élargis par collisions.



Figure 3.9 : La sonde PicoSDLA à l'extérieur pour des mesures in situ

La figure ci-dessous donne un exemple de spectre mesuré au niveau du sol : la mesure comprend deux spectres, le spectre direct et le spectre différentiel comme expliqué dans le chapitre décrivant picoSDLA ; dans le cas des spectres dans la basse atmosphère, les quantités de vapeur d'eau sont importantes et les absorptions fortes (plusieurs dizaines de pourcents) et les spectres sont traités par la méthode directe. On va donc traiter essentiellement les spectres directs. Cependant les spectres différentiels seront considérés pour valider la chaîne de détection et les différents gains automatiques utilisés.

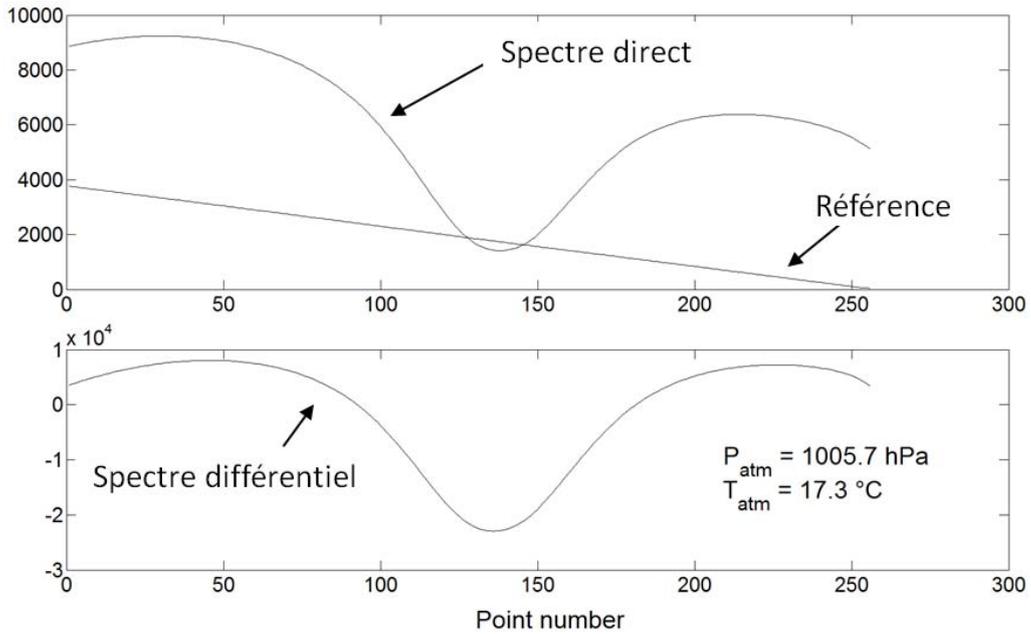


Figure 3.10 : Le spectre direct et le spectre différentiel.

Les rapports signaux à bruit sont très élevés de l'ordre de 1000. Le temps de mesure est de 300 ms. Un spectre est pris chaque seconde, simultanément avec les mesures de pression et de température. Le modèle d'inversion décrit au chapitre précédent a donc été utilisé pour inverser les milliers de mesures in situ obtenues ; pour cela il a fallu que j'automatise le modèle d'inversion. La figure ci-dessous présente un exemple de spectre inversé :

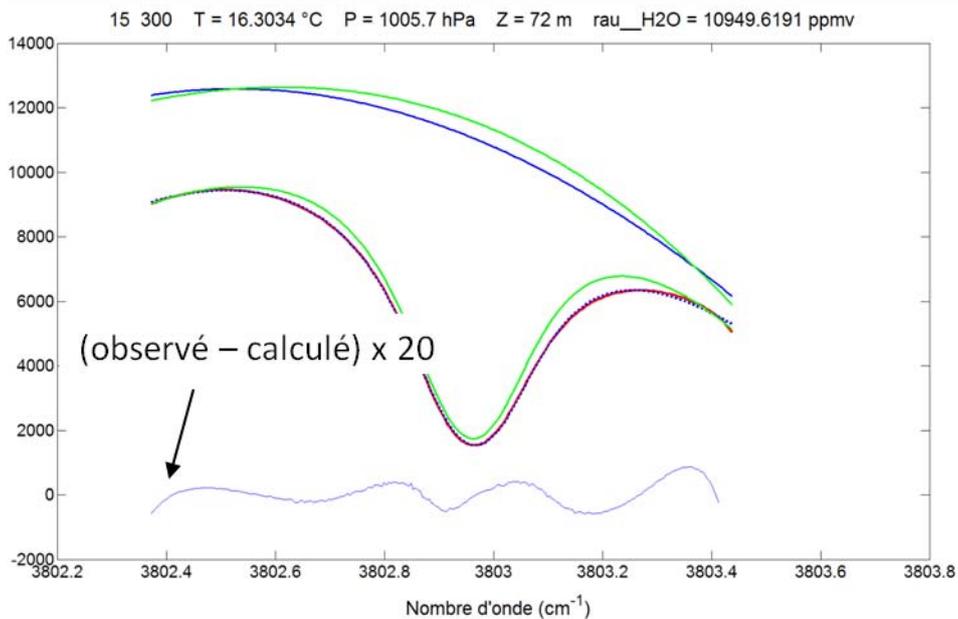


Figure 3.11 : Le résultat de spectre inversé.

II Description - Chapitre 3 Spectroscopie/Inversion

Les deux bosses centrales sur le résidu sont classiques d'un fit avec le modèle de Voigt et traduisent l'insuffisance du modèle moléculaire à reproduire finement les ailes de raie : il faudrait essayer des modèles moléculaires plus évolués comme le modèle de Rautian, ce qui sera essayé dans le futur.

La figure ci-dessous donne le résultat de l'inversion d'environ 8000 spectres in situ ; l'instrument a fonctionné pendant trois heures. Le rapport de mélange moyen est de l'ordre de 10000 ppmv et la dispersion des mesures de l'ordre de 300ppmv ; l'erreur de mesure est de l'ordre de $300/10000 \sim 3\%$, ce qui correspond bien aux performances auxquelles on s'attend pour ce premier prototype de la sonde.

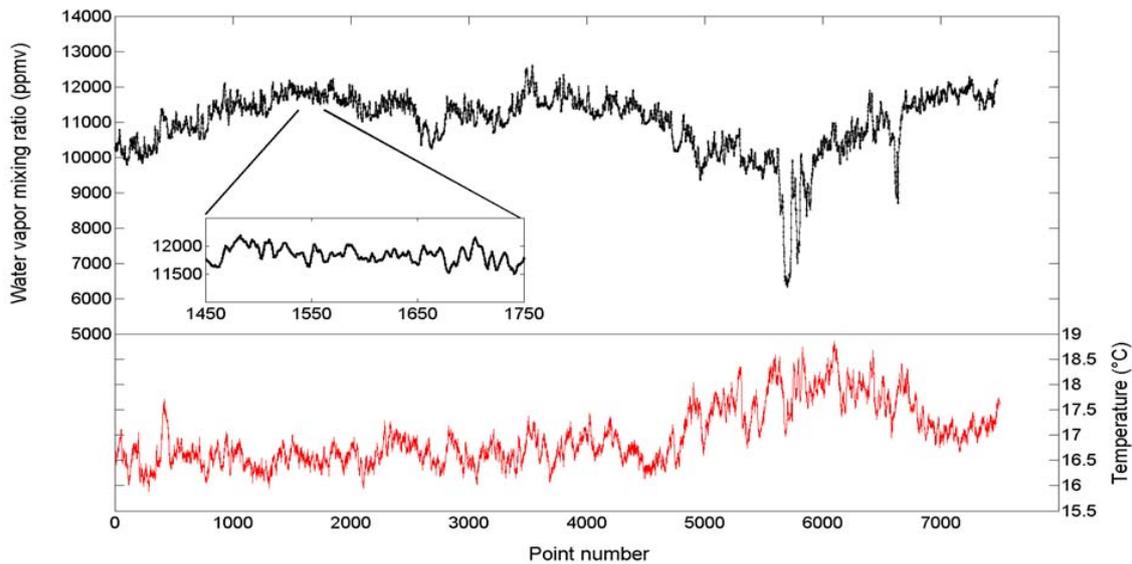


Figure 3.12 : Le résultat de l'inversion d'environ 8000 spectres in situ

J'ai recalculé les spectres in situ de la **Figure 3.12** en utilisant cette fois le spectre différentiel et ceci dans le but de valider l'ensemble des gains de cette chaîne de détection. En effet, le spectre différentiel s'écrit :

$$S_{\text{différentiel}} = G_{\text{auto}} \times (S_{\text{direct}} - G_{\text{ref}} * \text{Reference})$$

G_{auto} et G_{ref} sont des gains automatiques qui permettent un bon équilibre de la différence et une mise à niveau du signal différentiel avant digitalisation. Ces gains doivent être parfaitement connus pour pouvoir extraire la concentration du spectre différentiel. Pour vérifier que les gains enregistrés simultanément aux spectres par picoSDLA sont corrects, l'idée consiste à recalculer les concentrations de vapeur d'eau en utilisant cette fois les spectres différentiels. En effet, on peut écrire :

$$S_{\text{direct}} = S_{\text{différentiel}}/G_{\text{auto}} + G_{\text{ref}} \times \text{Reference}$$

On peut donc générer un « faux » spectre direct en utilisant le spectre différentiel, la référence et les différents gains, et le traiter avec le modèle ci-dessus. Si l'ensemble de la chaîne différentielle de la sonde picoSDLA et notamment les gains sont corrects, les valeurs de concentration doivent être exactement les mêmes. C'est bien ce qui est observé sur la **Figure 3.13**, validant ainsi les différents gains automatiques de la chaîne.

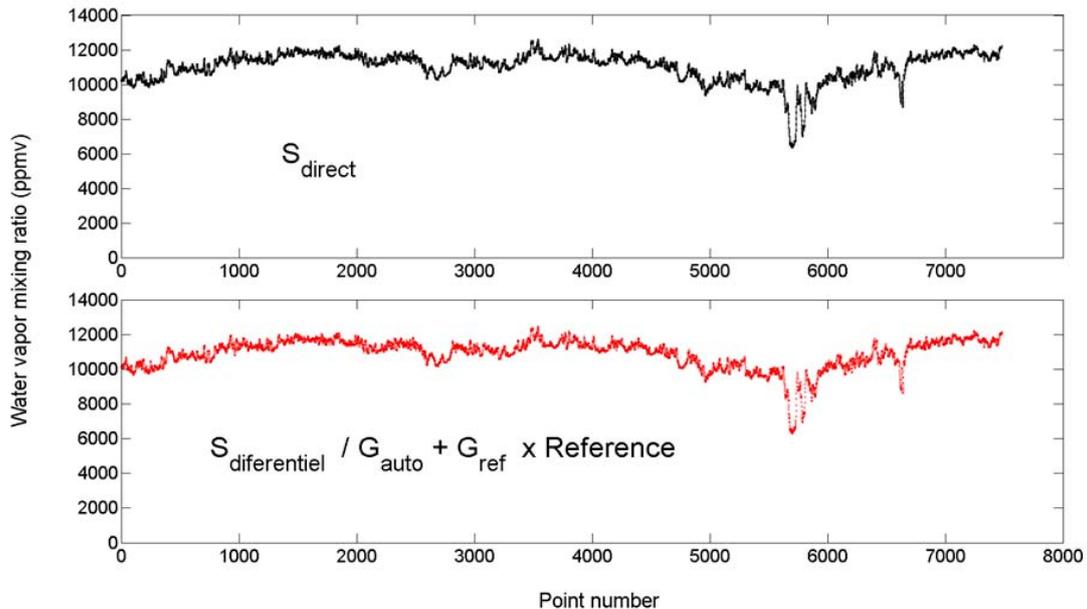


Figure 3.13 : Les résultats de concentration mesurés par les deux méthodes

3.2.3.2 Traitement des vols de 2007 et 2008

Ce noyau d'inversion a été utilisé pour traiter à posteriori les données de vapeur d'eau du vol de test de juin 2007 à Aire sur Adour et pour inverser le profil du vol de pico-SDLA à Teresina au Brésil équatorial le 1^{er} Juin 2008. La **Figure 3.14** présente des résultats d'inversion de données du vol de test de 2007. Le profil obtenu au Brésil est montré sur la **Figure 3.15** Les mesures effectuées au Brésil n'ayant malheureusement pas de relation directe avec la convection profonde, je n'ai pas travaillé sur l'interprétation de ces mesures.

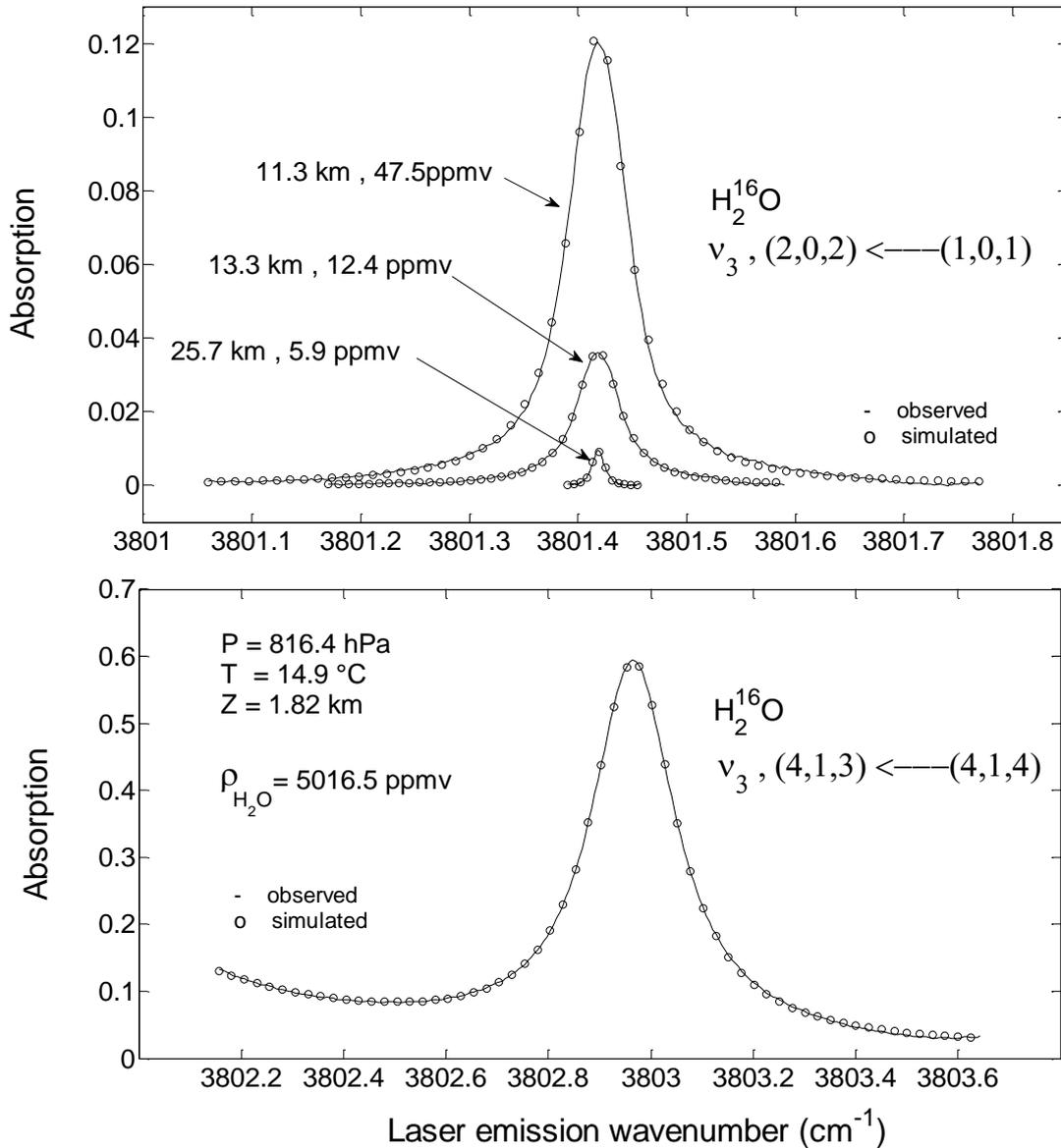


Figure 3.14 : exemples de spectres atmosphériques obtenus avec PicoSDLA dans la basse et la haute atmosphère lors du vol de test de 2007 à Aire sur Adour et inversés avec le code développé dans ce travail.

Etant donné que le projet Tropico n'avait pas été sélectionné à temps pour ma thèse, comme je l'ai déjà dit, j'ai arrêté de travailler sur l'inversion atmosphérique pour me concentrer sur la modélisation atmosphérique méso-échelle. Le noyau de code que j'avais développé a été repris par d'autres membres de l'équipe qui l'ont développé pour le traitement des données de laboratoire, de l'ensemble des vols de PicoSDLA qui ont eu lieu depuis 2007/2008 ainsi que pour la version spatiale de PicoSDLA.

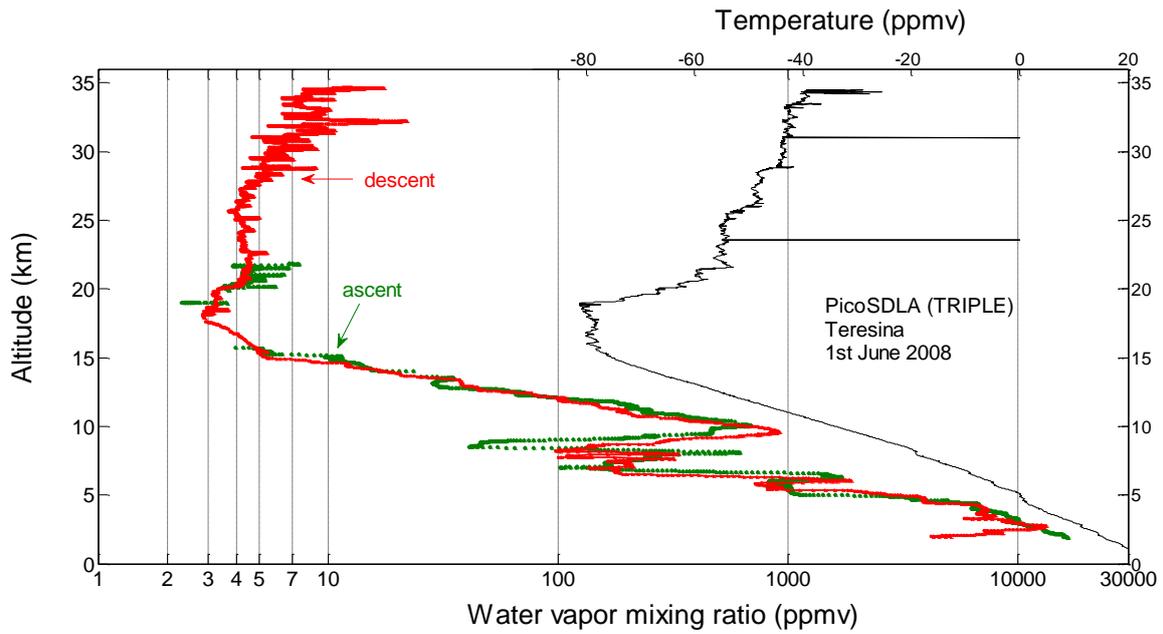


Figure 3.15 : Profil de vapeur d'eau obtenu à Teresina par Pico-SDLA le 1^{er} Juin 2008. En rouge : profil à la descente du ballon. En vert : profil à la montée. En noir : profil de température en °C.

III Modélisation

Chapitre 4

Cas de l'overshoot du 4 août 2006

(Cas du Tchad)

Une partie des résultats de ce chapitre ont fait l'objet d'une publication à *Atmospheric Chemistry and Physics*, issue spéciale SCOUT-AMMA (Liu et al., 2010)

4.1 Description, observation et justification du cas du Tchad

4.1.1 Justification du cas d'étude

L'étude du cas du 4 août 2006 voit sa justification dans les mesures de FLASH-B et de micro-SDLA le soir du 5 août 2006 depuis Niamey au Niger, dans le cadre de la campagne SCOUT-AMMA en Afrique de l'ouest. Le vol de la nacelle « water vapour #1 » de la campagne ballon de SCOUT-AMMA, à bord duquel micro-SDLA était embarqué a été lancé à 18:40 TU. La sonde FLASH-B a été lancée quelques minutes plus tard à 18:52 TU. On peut donc considérer que les deux instruments ont sondé la même masse d'air. La **Figure 4.1** montre ces mesures dans la haute troposphère et dans la basse stratosphère. Les deux profils montrent des structures fines tout à fait similaires et parallèles. Néanmoins, les valeurs de vapeur d'eau pour Micro-SDLA sont significativement inférieures à celles de FLASH. Les mesures de FLASH étant proches d'autres mesures de vapeur d'eau ou d'eau totale pendant la campagne AMMA (voir par exemple les mesures de FISH à bord du Geophysica pendant la campagne AMMA, Schiller et al., 2009), on a conclu à une sous-estimation des mesures de micro-SDLA. Un travail postérieur à la campagne SCOUT-AMMA semble indiquer que cette sous-estimation était due à un mauvais ajustement des miroirs changeant ainsi la longueur du parcours optique et donc d'absorption.

L'élément marquant de la **Figure 4.1** est le maximum local de vapeur d'eau entre 17 km et 17,5 km d'altitude, c'est-à-dire au-dessus de la tropopause (typiquement 16,5 km ce jour là). L'augmentation de la vapeur d'eau par rapport à la valeur de fond de cette couche est d'environ 2 ppmv pour les deux instruments, et les rapports de mélange correspondants sont de 8 ppmv pour FLASH et 7 ppmv pour les micro-SDLA. Dans une étude d'interprétation des mesures des sondes FLASH pendant la campagne SCOUT-AMMA, Khaykin et al. (2009), ci-après K2009, montrent que les mesures du 5 août 2006 sont liées à un épisode convectif très intense au-dessus du sud du Tchad 30 heures plus tôt (le 4 août vers 14:00 TU). L'air stratosphérique au-dessus de cette convection intense a été advectée jusqu'au-dessus de la région de Niamey, comme le montre la **Figure 4.2**, issue de la **Figure 3** de K2009, pour les niveaux isentropes 395 K (en bleu) et 400 K (en vert). En image de fond de la **Figure 4.2**, les températures de brillance infrarouge de SEVIRI à 14 :00 TU indique la position de l'amas convectif. Les couleurs les plus rouge correspondent à des températures de brillance plus froide, et donc à des sommets de nuage plus haut. L'analyse des températures de brillance du radiomètre SEVIRI à bord des satellites MSG à 14:00 TU montre des différences de

températures de brillance (ci-après DTB) entre les canaux à 6,2 μm et à 10,8 μm supérieures à 3 K. Cette analyse, basée sur les travaux de Schmets et al. (1997) semble indiquer la présence d'un overshoot stratosphérique au-dessus de l'amas convectif sud-tchadien. K2009 concluent donc que c'est ce système convectif qui est responsable de la couche hydratée observée par les mesures ballon au-dessus de Niamey. C'est donc l'analyse de Khaykin et al. (2009) qui a motivé la modélisation de ce cas. Nous voulons ainsi quantifier plus précisément l'impact de cet amas convectif sur le bilan de l'eau dans la basse stratosphère, et comparer nos résultats de modélisation aux observations. Comme nous le verrons dans le paragraphe suivant, ce cas de convection est plutôt désorganisé par rapport aux systèmes convectifs à méso-échelle (MCS) typiques de l'Afrique de l'ouest. Nous étudierons un MCS organisé dans le chapitre suivant et nous le comparerons au cas du sud-tchadien.

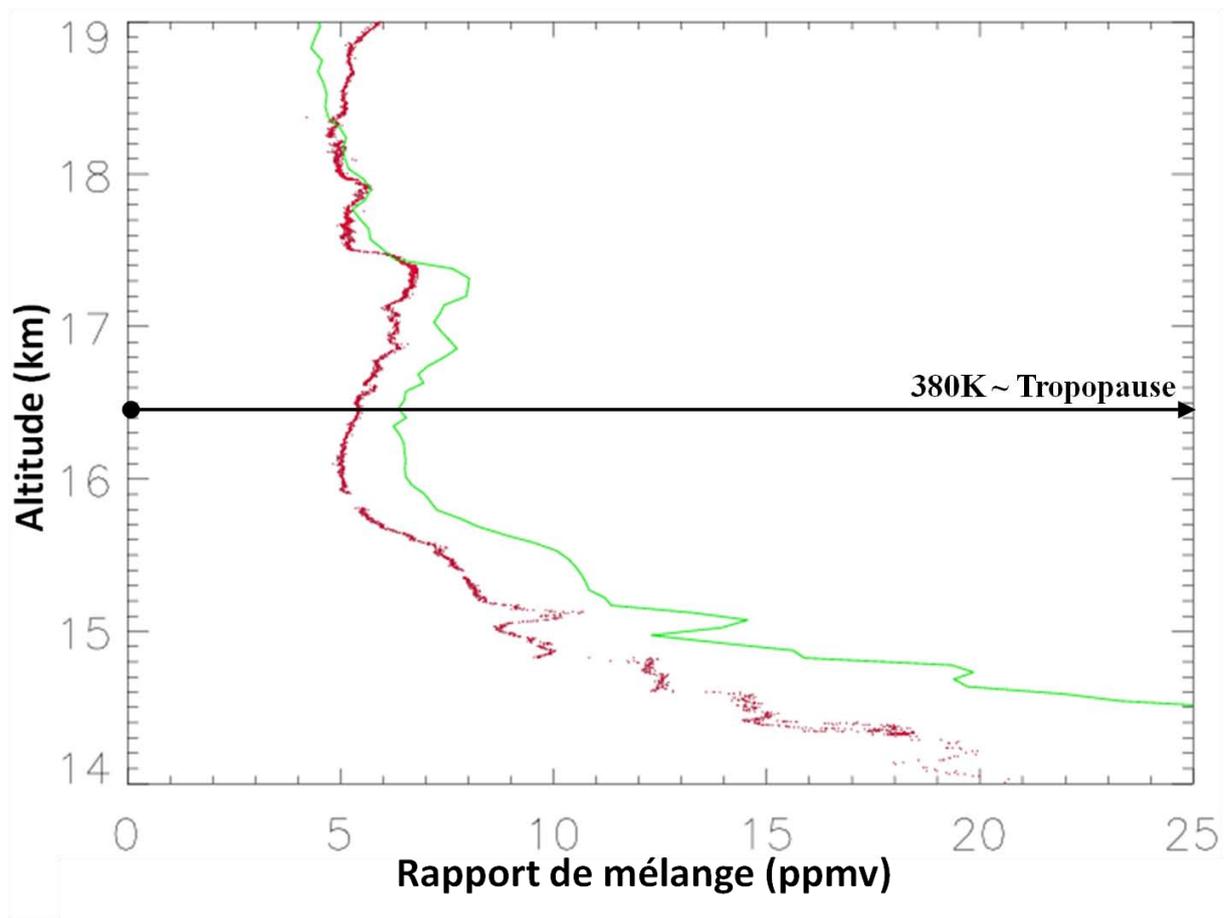


Figure 4.1 : Profils de vapeur d'eau dans UTLS obtenus par les instruments sous ballon micro-SDLA (ligne rouge) et par FLASH-B (ligne verte) le 5 août 2006 depuis Niamey à 18:40 TU et 18:52 TU, respectivement. Ligne noire : position de la tropopause thermique à l'heure des vols.

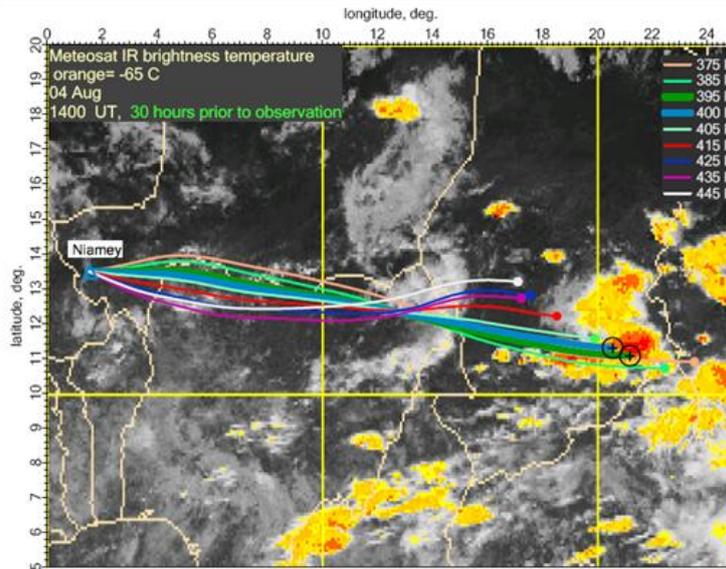


Figure 4.2 : Figure 3 de K2009 : Trajectoires arrière pour les niveaux isentropes variant entre 375 K et 445 K arrivant 20 :00 TU le 5 août au-dessus de Niamey, avec en fond, l'image de température de brillance MSG/SEVIRI à 10,8 μm à 14:00 TU le 4 août 2006. Les trajectoires arrière pour 395 K et 400 K sont montrées en trait plus épais (ligne bleu en 395 K et vert en 400 K).

4.1.2. Observations du cas d'étude

La **Figure 4.3** montre une succession d'images satellite infrarouges de SEVIRI/MSG dans la région 10°E à 30°E en longitude et 0°N à 20°N en latitude, incluant le sud du Tchad pour le 4 août 2006, de 10:30 TU à 23:30 TU. Elle traduit l'évolution temporelle de la convection dans cette région. La convection apparaît à 10:30 TU aux frontières Tchad/Soudan et Tchad/République centrafricaine (**Figure 4.3a**). Trois amas nuageux se développent petit à petit au sud-est du Tchad (**Figure 4.3b**). L'amas le plus au nord semble déjà relativement intense (températures de brillance très froides par ces couleurs rouges). La **Figure 4.4** montre vers 12:14 TU, l'instrument CALIOP à bord de CALISPO qui a sondé cette zone comme le montre la **Figure 4.4 (a et b)**. Les mesures CALIOP montrent que le sommet du nuage convectif est d'environ 16,5 km à 10°N to 13°N latitude. Quelques endroits de ce domaine sont classés comme « éléments stratosphériques » par la version 2.0.1 des « feature mask products » (**Figure 4.4b**), même si le classement en « élément stratosphérique » n'est pas toujours sans ambiguïté (voir « CALIPSO Quality Statement Lidar level 2 vertical feature mask » sur http://eosweb.larc.nasa.gov/PRODOCS/calipso/Quality_Summaries/CALIOP_L2VFMPProducts_2.01.html). Quoiqu'il en soit, les mesures de CALIPSO confirment qu'à environ 12:14 TU, le sommet des nuages à 16,5 km est très proche de la tropopause. Ces mesures semblent corroborer le fait que K2009 interprètent les DTB à 14:00 TU comme la présence d'overshoots stratosphériques. A 14:00 TU (**Figure 4.3c**), le système

convectif est composé par une bande de nuage orientée est-ouest (de 22°E à 16°E longitude; à environ 11°N latitude). Il y a un autre système nuageux au nord-est qui rejoint le premier pendant sa décomposition. En même temps, à la frontière du Tchad et du Soudan, plusieurs amas nuageux se forment et grossissent. C'est à peu près l'heure à laquelle K2009 soulignent la présence d'un overshoot stratosphérique par le système convectif orienté est-ouest, mis en évidence par l'analyse des DTB et qui aurait hydraté la basse stratosphère au-dessus de Niamey (**Figure 4.1**). A 17:00 TU (**Figure 4.3d**), la bande est-ouest à 11°N de longitude s'étale à la fois vers le sud et vers le nord pendant que l'activité convective se développe d'est au nord-ouest. A 20:30 TU (**Figure 4.3e**), l'activité convective est plutôt centrée autour de 17°E longitude, et 12,5°N de latitude, provenant à la fois de l'amas nuageux du nord-est et de la bande formée à 11°N qui la rejoint après. A 23:30 TU (**Figure 4.3f**), le système se déplace plus à l'ouest et commence à se décomposer.

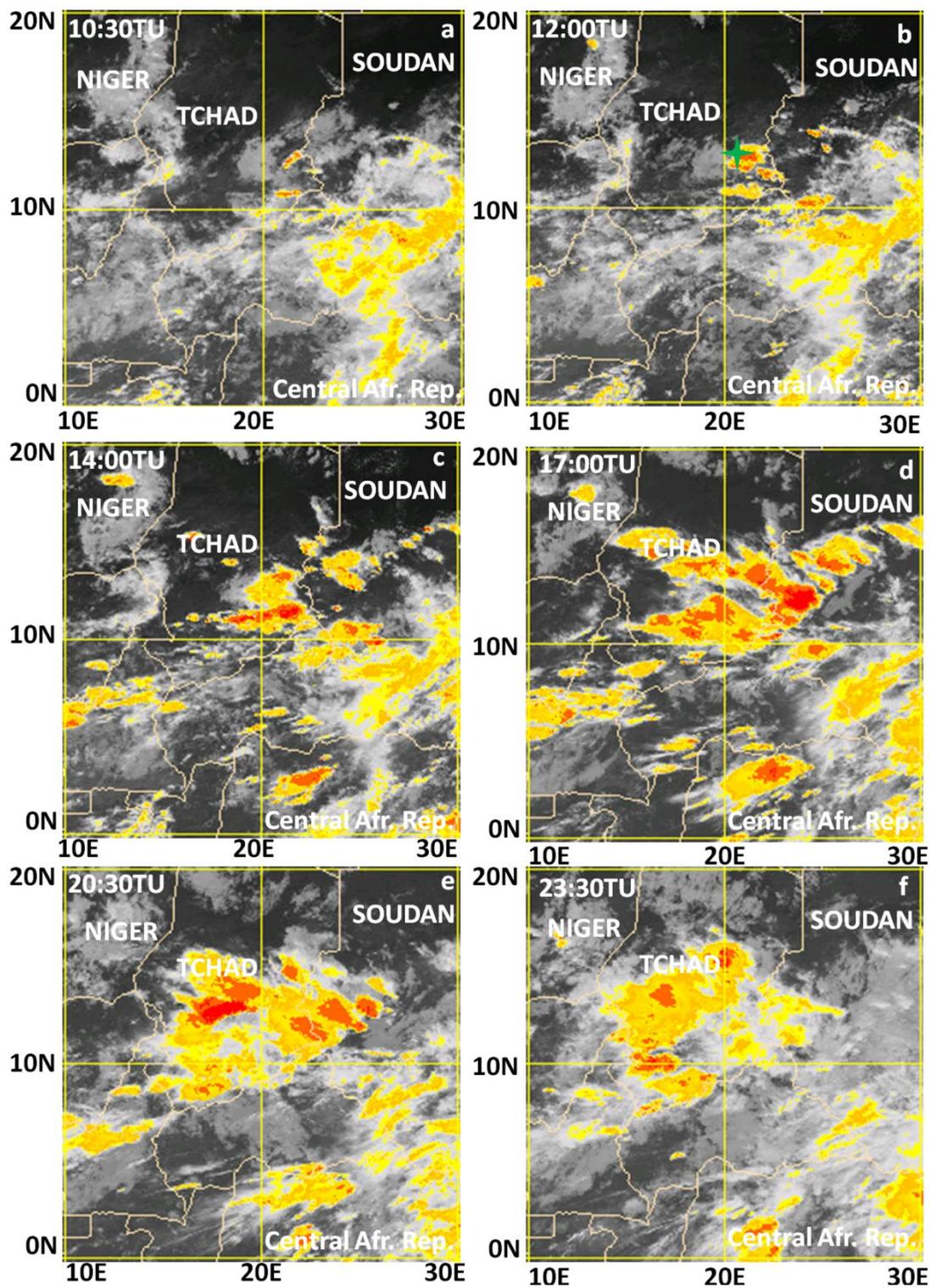


Figure 4.3 : Images infrarouges du satellite MSG (Meteosat Second Generation), de 10°E à 30°E en longitude et de 0°N à 20°N en latitude, englobant la partie sud du Tchad, le 4 août 2006 à : (a) 10:30 TU, (b) 12:00 TU (c), 14:00 TU (d), 17:00 TU (e), 20:30 TU et (f) 23:30 TU. La croix verte sur le panneau b montre la position de CALIPSO à l'heure correspondante.

III Modélisation - Chapitre 4 Cas du Tchad

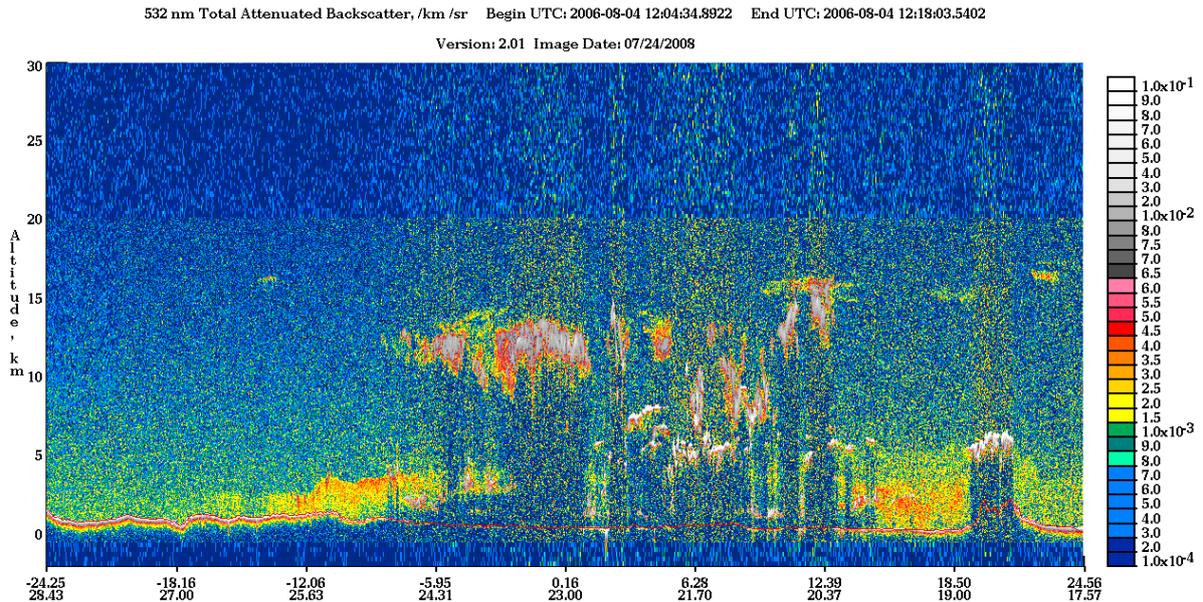


Figure 4.4a : Coupe verticale du rapport de rétrodiffusion de CALIOP/CALIPSO le long d'une orbite le 4 août 2006 incluant une partie de l'amas convectif étudié vers 12:04 TU ~ 12:18 TU. En abscisse figurent la longitude (première ligne) et la latitude (2^{ème} ligne).

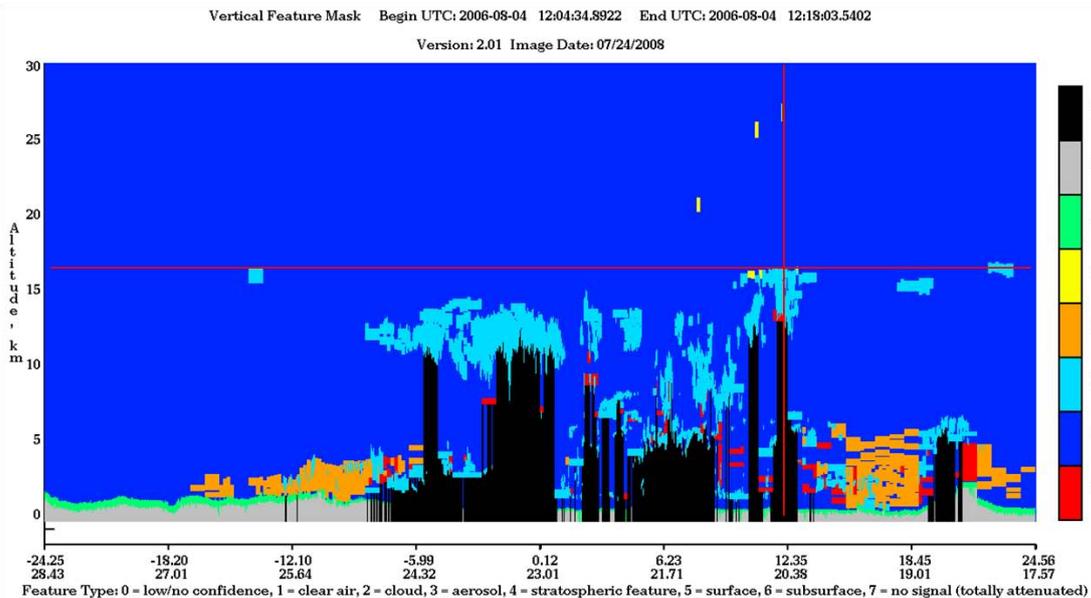


Figure 4.4.b : Même orbite que la **Figure 4.4a** mais pour le produit « feature mask ». Les éléments stratosphériques sont en jaunes, les nuages sont en bleu ciel, les aérosols en orange.

Pour identifier l'évolution dans le temps de l'activité d'overshoot associée au système du sud-tchadien, nous avons utilisé la méthode de Schmetz et al. (1997) basé sur les différences de températures de brillance (DTB) entre deux canaux (6,2 μm et 10,8 μm) du radiomètre SEVIRI à bord de MSG. Cette méthode est décrite plus tôt dans la partie « outil » de ce mémoire de thèse. Rappelons qu'un critère de DTB de 3 K a été utilisé par Chaboureau et al. (2007) et K2009 pour mettre en évidence des overshoots. C'est ce critère que nous utilisons

dans ce travail. Il se justifie par le fait que pour un cas d'observation de SCOUT-AMMA, le 23 août 2006, pour lequel nous disposons de mesures du radar du M.I.T à Niamey (Massachusetts Institute of Technology) une pénétration convective jusqu'à 18 km d'altitude vue par le radar, donc bien au-dessus de la tropopause, correspondait à une DTB de 3,2 K. Cela tend à prouver que ce critère de $DTB > 3$ K, dans cette région d'Afrique, est réaliste.

La **Figure 4.5** présente les pixels de MSG pour lesquels la DTB est supérieure à 3 K entre 12:15 TU et 19:15 TU, avec une résolution temporelle de 15 minutes. On les appellera dans la suite de ce manuscrit, les pixels d'overshoots. Cette Figure montre que l'activité d'overshoot se produit principalement le long du système nuageux à 11°N de latitude et que cette activité se déplace vers l'ouest avec le temps. À 14:30 TU, K2009 identifie 23 pixels d'overshoot (points) dans ce domaine dans la même masse d'air que celle échantillonnée par FLASH 30 heures après au-dessus de Niamey. A partir de 15:45 TU, des pixels d'overshoot sont présents au nord de cette bande (généralement 12°N longitude, 20,5°E latitude). A partir de 17:00 TU, une zone d'overshoot à l'ouest du Soudan (12°N en longitude, 23°E en latitude) est vue par MSG l'observation de MSG. Cette zone correspond au grand domaine rouge présent sur la **Figure 4.3d**. A partir de 19:00 TU, une autre série de pixels d'overshoot est détectée autour de 12,3°N de longitude et 17,8°E de latitude. Cela correspond à l'activité convective intense présentée sur la **Figure 4.3e**, provenant à la fois de l'étirement de la bande de nuage est-West et de l'amas nuageux au nord. Le **Tableau 4.1** présente l'évolution temporelle (de 12:30 TU à 16:00 TU, par pas de temps de 15 minutes) de la taille des overshoots exprimés en pixels correspondant à la **Figure 4.5**.

Pour résumer, la période après 12:00 TU le 4 août 2006 au sud du Tchad est une période de convection intense, des overshoots se formant dans quelques sous domaines : La bande nuageuse orientée est-ouest à 11°N de longitude à 14:30 TU, la région de l'ouest du Soudan près de la frontière avec le Tchad en 17:00 TU, et plus tard une zone au nord-ouest à 20:00 TU. Les images des satellites Infrarouge de SEVIRI/MSG (**Figure 4.3**) montrent que les différents amas nuageux interagissent les uns avec les autres pour enfin créer un plus gros nuage.

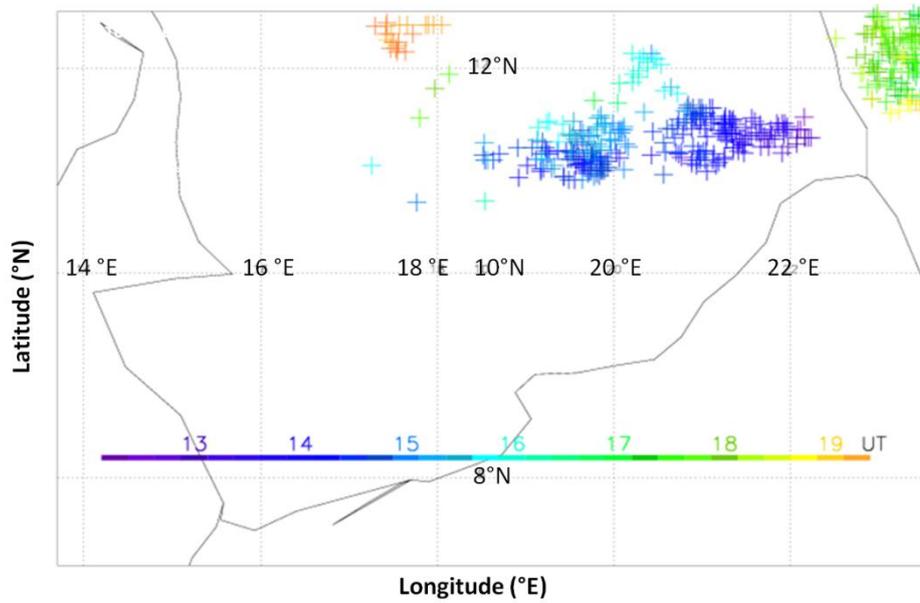


Figure 4.5 : Pixels de MSG/SEVIRI avec une différence de température brillance (DTB) supérieur à 3 K entre les canaux à 6,2 μm et à 10,8 μm dans le sud Tchad de 12:30 TU à 19:30 TU, le 4 août 2006. La résolution temporelle est de 15 minutes pour les données MSG.

Heure de l'overshoot (TU)	Taille de l'overshoot (nombre de pixels)	Valeur Maximum de DTB (K)
12:30, 4 août	4	3,62
12:45, 4 août	4	3,32
13:00, 4 août	7	3,81
13:15, 4 août	10	4,1
13:30, 4 août	14	4,86
13:45, 4 août	19	4,14
14:00, 4 août	20	4,40
14:15, 4 août	29	3,93
14:30, 4 août	23	4,69
14:45, 4 août	26	3,64
15:00, 4 août	19	3,19
15:15, 4 août	27	4,81
15:30, 4 août	19	4,23
15:45, 4 août	24	3,85
16:00, 4 août	66	5,24

Tableau 4.1 : Evolution temporelle de la Taille des pixels d'overshoot MSG pour le cas du Tchad, de 12:30 TU à 16:00 TU. Le maximum de DTB est présenté pour chaque pas de temps.

Pour tenter d'estimer l'impact de ce cas convectif sur le bilan de l'eau dans l'UTLS, et en particulier dans la basse stratosphère, nous avons utilisé le modèle BRAMS et effectué une simulation de ce cas. Une bonne résolution est nécessaire pour pouvoir reproduire la présence d'overshoot. Dans la partie suivante, je détaille les paramètres utilisés pour la simulation du cas du sud-tchadien.

4.2 Paramètres de la simulation du cas du Tchad

La simulation que j'ai choisi de réaliser comprend trois grilles imbriquées, permettant de descendre à une résolution suffisante dans le plus petit domaine pour pouvoir simuler un overshoot. Les trois grilles sont montrées sur la **Figure 4.6**. Les champs de topographie dans chaque domaine y sont également reportés. Les paramètres de chaque grille sont détaillés dans le **Tableau 4.2a**.

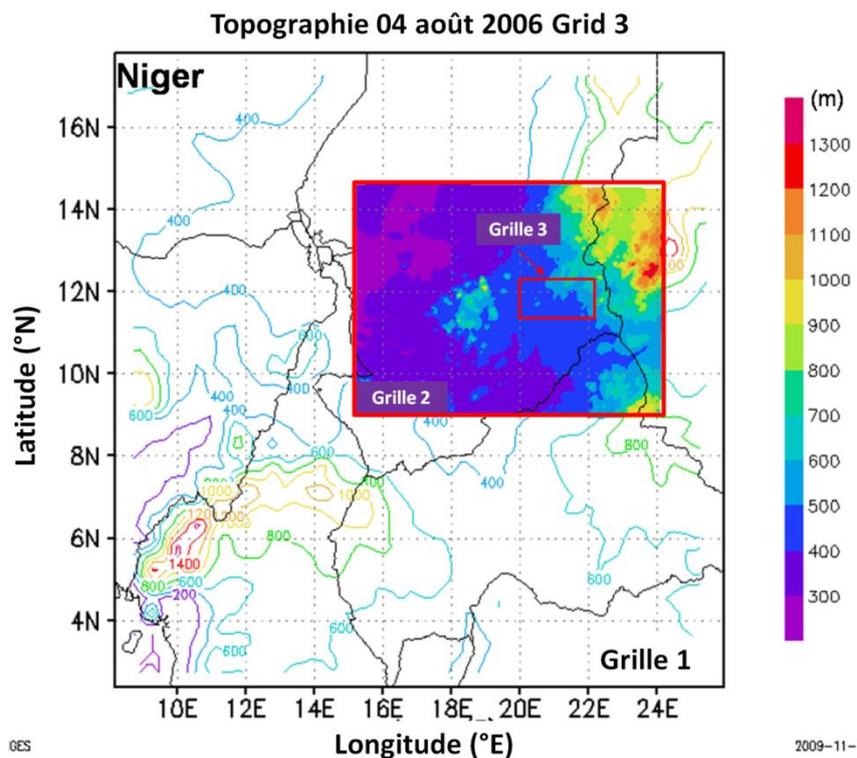


Figure 4.6 : Grilles imbriquées choisies pour la simulation BRAMS du cas du 4 août 2006. La topographie y est indiquée (iso-lignes pour la Grille 1, contour pour la Grille 2 et la Grille 3).

La Grille 1 couvre la grande partie de l'Afrique de l'hémisphère nord, et inclut également dans la partie sud-ouest une partie de l'Océan atlantique. L'inclusion d'une partie océanique dans la Grille 1 permet une meilleure prise en compte du flux de mousson. C'est le flux de mousson qui apporte l'humidité nécessaire plus au nord pour favoriser la convection. La

III Modélisation - Chapitre 4 Cas du Tchad

mousson ne pourrait néanmoins pas avoir lieu sans le flux sec d'Harmatan, qui provient du Sahara, plus au nord. La Grille 1 s'étend sur un domaine de 8,20°E à 25,94°E en longitude et de 2,39°N à 17,78°N en latitude, avec une résolution horizontale (maillage horizontal) de 20 km en x et en y. Les reliefs culminant à plus de 1400 m d'altitude sont présents au sud-ouest de la Grille 1 juste à côté de la mer. Le pas de temps choisi pour cette grille est de 30 secondes. La Grille 2 est choisie de manière à couvrir le domaine où la convection profonde a été observée. Elle s'étend de 15,18°E à 24,28°E en longitude et de 8,88°N to 14.68°N en latitude, avec une résolution plus fine de 4 km en x et en y. Les plus hauts reliefs de la Grille 2 dépassent 1300 m d'altitude : ils sont présents à l'est de la Grille 2 près de la limite au Soudan. Le pas de temps sur cette grille est de 10 s. Ces reliefs pourront éventuellement jouer un rôle dans le déclenchement de la convection à l'est de la zone d'intérêt. La Grille 3 couvre un domaine de 214 km × 110 km qui s'étend en longitude de 19,98°E à 21,93°E et en latitude de 11,15°N à 12,19°N, avec une résolution de 1 km en x et en y. Cette résolution fine doit permettre de simuler des overshoots stratosphériques. La topographie de la Grille 3 comporte des reliefs plus bas que dans la Grille 2, culminant à 800 m typiquement. Le pas de temps pour cette grille est de 2 s. Cette grille est centrée sur la zone où la bande nuageuse orientée est-ouest comporte son maximum de convection, en accord avec les observations présentée dans K2009. La position de la Grille 3 a été déduite d'une simulation à deux grilles uniquement : elle a été positionnée au maximum de convection dans la bande nuageuse est-ouest simulée.

Grille	Résolution horizontale (km)	Nombre de points de grille (NX, NY, NZ)	heure de départ de la simulation (TU)
G1	20 × 20	93, 83, 68	
G2	4 × 4	242, 157, 68	18:00 TU 3 août 2006
G3	1 × 1	214, 110, 68	

Tableau 4.2a : Paramètres spatiaux utilisés pour la simulation du Tchad (4 août 2006). Taille, résolution et heure de départ de la simulation pour chaque grille sont présentées dans ce tableau.

Le **Tableau 4.2b** présente les paramètres et les sources de données choisis pour le forçage, l'humidité du sol, le type de cordonnée initial météorologique et le schéma microphysique et radiatif. Comme cela a été expliqué dans le **Partie 2.2.3.2**, les valeurs choisies pour le forçage permettent au modèle plus de liberté dans le centre du domaine. Les données météorologiques sont initialisées avec les nouvelles analyses (re-analyses : celles ci prennent en compte

III Modélisation - Chapitre 4 Cas du Tchad

l'ensemble des sondages de la campagne AMMA en Afrique de l'ouest) du Centre Européen de Prévision Météorologique à Moyenne Echelle (ECMWF). Il est démontré par nos études (sur le cas de l'Aïr) qu'il peut aider à mieux reproduire le système observé, de par la taille, la vitesse de propagation et la durée de vie et l'heure de déclenchement. Les données de l'humidité du sol sont de type GPNR (issue des données TRMM dont la résolution est proche de celle de la Grille 1 de BRAMS) et de type homogène. Des test de sensibilités ont en effets montré des problèmes de stabilité en utilisant le type hétérogène de prise en compte de l'humidité des sols. Pour cette simulation, on a utilisé un schéma microphysique à deux moments (les variables pronostiques du nuages sont à la fois la concentration des particules le rapport de mélange) qui peut améliorer notre simulations, et induire un bilan d'eau à travers la tropopause plus précis que dans des schémas plus simple où seul le rapport de mélange est prédit, moyennant des hypothèses sur la taille des particules (Chaboureau et al., 2007). Le schéma radiatif est celui de Harrington.

Nombre de points nudgés aux limites latérales	5 s
Echelle de temps pour nudging latéral (s)	900 s
Echelle de temps pour nudging centre du domaine	0 s
Echelle de temps pour nudging au sommet	900 s
Altitude pour nudging au sommet	22 km
Analyses météorologiques	ECMWF re-analyses (AMMA)
Humidité des sols	Homogène (GPNR)
Schéma microphysique	Double moment
Paramètre de forme microphysique ν	2
Schéma radiatif	Harrington

Tableau 4.2b: paramètres et sources des données choisis pour le forçage, l'humidité du sol, les analyses météorologiques, les schémas microphysique et radiatif.

Pour toutes ces grilles, les mêmes niveaux verticaux, de type σ ou « suivant le terrain » ont été choisis, avec 68 niveaux, du sol jusqu'à 30 km. Dans la couche limite, la résolution verticale est de 100 m. Dans le domaine d'UTLS nous choisissons une résolution verticale de 300 m. dans la stratosphère, au-dessus de la TTL, la résolution passe de 0,5 km à 1 km au sommet du domaine.

Sur toutes les grilles, l'archivage des sorties du modèle est d'abord fait à une fréquence horaire à partir de 18:00 TU du 3 août jusqu'au 12:00 TU du 5 août, et puis pendant la période

la plus intense de la convection, de 12:00 TU à 20:00 TU le 4 août, l'archivage a été enregistré toutes les cinq minutes, pour suivre plus précisément l'évolution de l'overshoot.

Afin d'amortir les ondes de gravité dans le haut du domaine, une couche absorbante d'épaisseur de 5 km a été prescrite à la limite supérieure. Le choix de la configuration du modèle a été un compromis entre la résolution et les coûts élevés de calcul.

4.3 Validation de la simulation

Dans cette section, je compare les résultats du cas du Tchad avec les observations disponibles. Nous nous concentrons sur la capacité du modèle à reproduire les systèmes/amas convectifs observés à l'échelle régionale dans lesquelles les overshoots sont intégrés, ainsi que les overshoots observés localement. Je compare les résultats de BRAMS avec des estimations de taux de précipitations de surface par TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission). L'ensemble de données TRMM utilisé a été produit par l'algorithme 3B42 (Huffman et al. 2007, <http://trmm.gsfc.nasa.gov>). La résolution temporelle des données est de 3 heures, et la résolution spatiale est de $0,25^\circ \times 0,25^\circ$, soit typiquement $27 \text{ km} \times 28 \text{ km}$. La comparaison se fait en utilisant les résultats de la Grille 1 qui incluent les systèmes convectifs à méso-échelle qui affectent la zone d'overshoot. En effet la résolution de la Grille 1 est la plus proche des produits de TRMM (20 km pour la Grille 1 et $0,25^\circ$ pour TRMM). Nous comparons également les résultats du modèle aux signatures d'overshoot observées par MSG. Ceci est fait en utilisant les sorties de simulation de la grille à la résolution la plus fine (Grille 3 à 1 km de résolution horizontale). Les overshoots ne peuvent être correctement simulés qu'avec les champs dynamiques explicitement résolus dans le modèle, c'est à dire en utilisant une résolution $\leq 1 \text{ km}$, comme indiqué dans les études précédentes (Grosvenor et al., 2007, Chaboureau et al. 2007). Notez que les overshoots observés sont loin de la zone de la campagne AMMA/SCOUT-AMMA. Par conséquent, il n'était pas possible de faire des comparaisons avec des mesures sous ballon ou des mesures aéroportées à l'endroit proche de l'overshoot.

4.3.1 Comparaison des taux de précipitation TRMM et BRAMS

La **Figure 4.7** montre la comparaison des taux de précipitations de surface (exprimées en mm.h^{-1}) entre TRMM (**Figure 4.7a, c, e**) et les sorties du modèle BRAMS (**Figure 4.7b, d, f**) pour 15:00 TU (entre 13:30 TU et 16:30 TU), 18:00TU (entre 16:30 TU et 19:30 TU), et pour 21:00 TU (entre 19:30 TU et 22:30 TU), le 4 août 2006. Ainsi les taux précipitant sont

accumulées sur trois heures. Afin de nous concentrer sur le cas d'overshoot observé, j'ai choisi d'afficher les taux précipitant modélisés et observés dans un sous-domaine de la Grille 1, comprenant les amas convectifs qui sont susceptibles d'affecter le système dont une partie pénètre la stratosphère. Notez que ce sous-domaine est plus grand que la Grille 2 en surface et inclut l'ensemble de Grille 2. Pendant la période d'intérêt, plusieurs systèmes convectifs se développent et interagissent pendant leur advection, comme cela est illustré par l'évolution temporelle des nombreuses caractéristiques figurant dans les champs de précipitations de surface TRMM (**Figure 4.7a, c, e**), et déjà discuté lors de la description des observations de MSG (voir **Partie 4.1**). Les éléments caractéristiques de précipitation ont été identifiés sur les **Figure 4.7a, c, e** par des contours de couleur bleu et vert.

Le premier est mis en évidence par l'ellipse verte correspondant à une zone de précipitation dans le nord-est du domaine près de la frontière Soudan-Tchad. Cette zone de pluie se déplace très peu entre 13:30 TU à 22:30 TU. Seule l'intensité des cellules convectives individuelles varie avec le temps. Elle correspond d'ailleurs à une zone de relief significatif, indiquant qu'il est probable que l'orographie joue un rôle important dans le déclenchement de ces précipitations, localement BRAMS simule assez bien la position de cette zone de pluie (**Figure 4.7b**). Néanmoins, BRAMS surestime l'intensité de cette zone de pluie avec des maximums de plus de 10 mm.h^{-1} , tandis que les maxima de TRMM sont généralement compris entre 5 mm.h^{-1} et 10 mm.h^{-1} .

La deuxième zone importante des précipitations est entourée d'un contour bleu. A 15:00 TU à la fois BRAMS et TRMM montrent une bande est-ouest de précipitations à environ $11 \sim 11,5^\circ\text{N}$ avec la même intensité une distribution comparable. Cette zone correspond à la zone des pixels d'overshoot qui a été mise en évidence dans l'étude de K2009, correspondant aux pixels violets à bleus sur la **Figure 4.5**. Au sud de cette bande, BRAMS simule un maximum local de même intensité que l'estimation TRMM. BRAMS est moins performant seulement dans le nord du domaine où une cellule isolée à faible précipitation vue par TRMM est simulé par BRAMS beaucoup plus à l'ouest dans une zone plus vaste. Plus tard, autour de 18:00 TU, les produits TRMM montrent que la zone des précipitations s'étale vers le nord et vers le sud (**Figure 4.7c**). Cette tendance, en localisation et en intensité, est également bien reproduite par BRAMS (**Figure 4.7d**). La cellule au nord-ouest de la Figure, mise en évidence par TRMM, s'intensifie. C'est également le cas pour la cellule équivalente située plus à l'ouest dans la simulation BRAMS, à la limite ouest de la Grille 2. A 21:00 TU la zone de précipitation dans le centre du domaine à (11°N , 19°E) pour TRMM et ($11,5^\circ\text{N}$, 20°E) pour BRAMS perd en activité. Parallèlement, plus à l'ouest, tant pour TRMM que pour BRAMS, il y a une

intensification des précipitations du nord vers le sud. Une zone de convection très intense dans le nord-ouest est vue par TRMM (**Figure 4.7e**) et correspond aux pixels orange d'overshoot sur la **Figure 3.5**. Une analyse détaillée des images infrarouges MSG montre que cette zone est formée initialement d'une interaction entre les cellules de précipitation du nord et la bande précipitation à 11°N. Dans la simulation BRAMS correspondante (**Figure 4.7f**), l'intensification des précipitations du nord au sud est également calculée, même si la localisation des précipitations est trop à l'ouest.

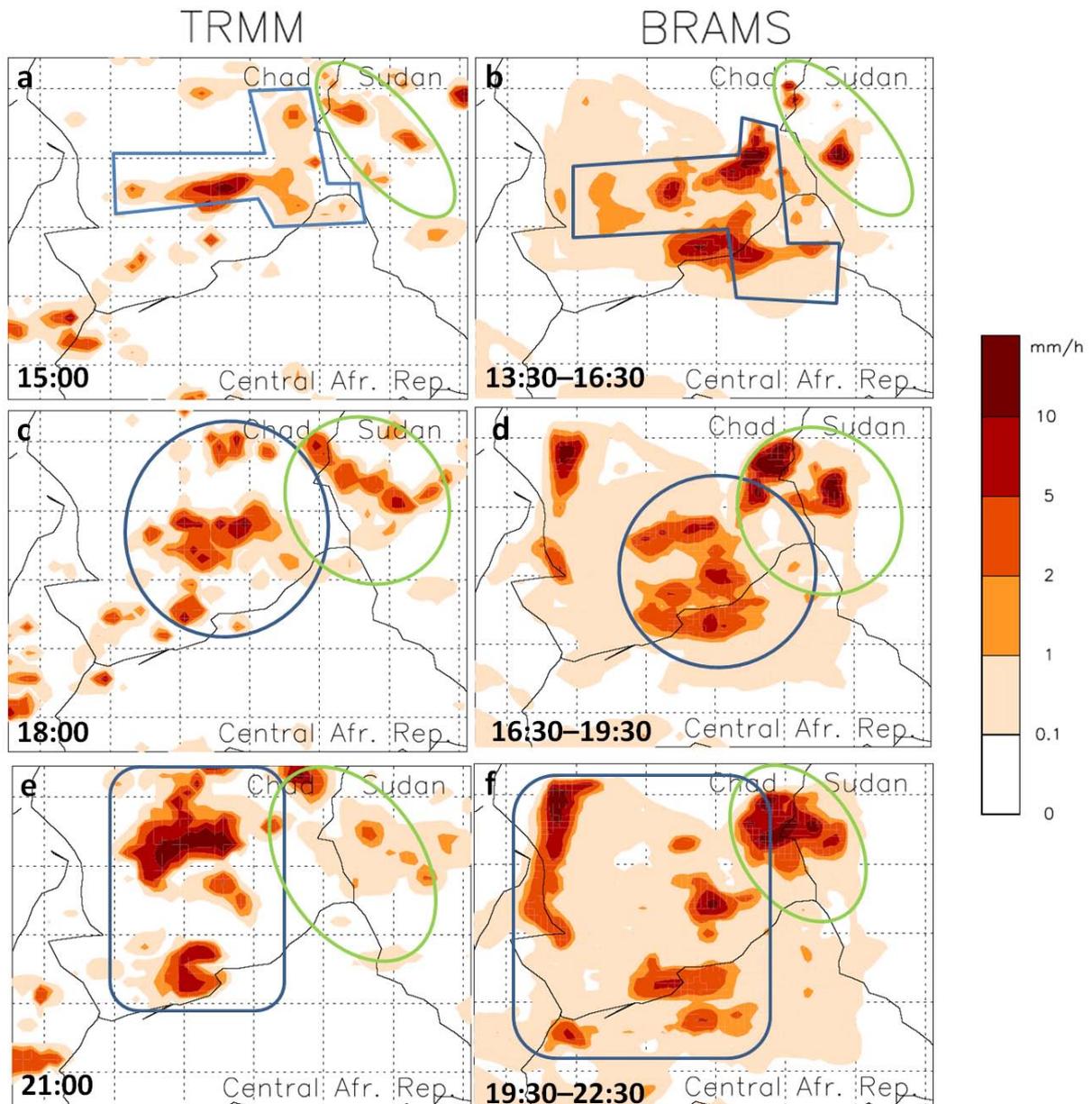


Figure 4.7 : Taux de précipitations accumulées sur une période de trois heures déduites des observations TRMM (a, c, e) et de la simulation BRAMS (b, d, f), pour le cas du Tchad. (a) et (b) de 13:30 TU à 16:30 TU. (c) et (d) de 16:30 TU à 19:30 TU. (e) et (f) de 19:30 TU à 22:30 TU, 4 août 2006.

4.3.2 Répartition spatio-temporelle de l'overshoot

Pour valider l'activité d'overshoot de BRAMS par rapport aux observations de DTB par SEVIRI/MSG, j'ai tracé sur la **Figure 4.8a** une carte des points de la Grille 3 de BRAMS pour lesquels il existe un rapport de mélange en glace supérieur à $0,05 \text{ g.kg}^{-1}$ au-dessus de la tropopause, prise comme le niveau isentrope 380 K (Holton et al., 1995). La dépendance temporelle est indiquée par une échelle de couleurs identique à celle de la **Figure 4.5** pour faciliter la comparaison. Pour les mêmes raisons, j'ai choisi de reproduire la **Figure 4.5** dans la **Figure 4.8b**. Elle montre que pour la simulation BRAMS, il existe une quantité de glace significative au-dessus de la tropopause pendant la durée des overshoots dans le domaine de la Grille 3. Notez que la résolution horizontale du modèle dans la Grille 3 (1 km) est supérieure à la résolution MSG (environ 3,3 km). La **Figure 4.8** montre que l'activité d'overshoot commence à environ 13:15 TU et fini à 14:45 TU. A part quelques points d'overshoot à $11,6^\circ\text{N}$, la plupart des points de grille contenant de la glace stratosphérique se situent selon la latitude 12°N et se déplacent dans le temps d'est en l'ouest (de 13:15 à 14:15 TU). Cette tendance à la fois en temps et en espace est en bon accord avec les pixels de DTB > 3 K montrés sur la **Figure 4.5**, bien que les pixels d'overshoot observés soit situés selon la latitude $11,1^\circ\text{N}$ et non selon 12°N pour la modélisation. Ce bon accord entre observations et modélisation doit cependant être modéré par le fait que la glace stratosphérique est calculée à partir d'une injection par l'overshoot à 14:00 TU, puis est advectée vers l'ouest dans la basse stratosphère avant qu'elle ne sublime ou ne sédimente pour disparaître totalement. Ainsi, les points tracés avec un rapport mélange de la glace supérieur à $0,05 \text{ g.kg}^{-1}$ devraient être considérés comme des points de Grille dont la glace a pour origine un overshoot, plutôt qu'uniquement un point de grille correspondant à un overshoot. D'une autre côté, il est possible que la signature d'overshoot par DTB soit également sensible à l'advection de la glace injecté par l'overshoot qui est en train de sublimer lorsque le système nuageux juste en dessous reste très actif et très épais : la température de brillance à $10,8 \mu\text{m}$ reste froide, mais le contraste avec le canal à $6,2 \mu\text{m}$ du à l'émission IR dans la basse stratosphère de la vapeur d'eau peut rester important. En raison de la taille limitée de la Grille 3 pour garder un temps de calcul raisonnable, l'activité globale d'overshoot observée par MSG dans toute la partie sud du Tchad ne peut pas être reproduite intégralement par BRAMS. Nous avons choisi de restreindre notre objectif à la bonne reproduction des overshoots dans la plage spatio-temporelle signalé par K2009, afin de montrer l'influence possible de cet overshoot sur les mesures de FLASH/ μ -SDLA.

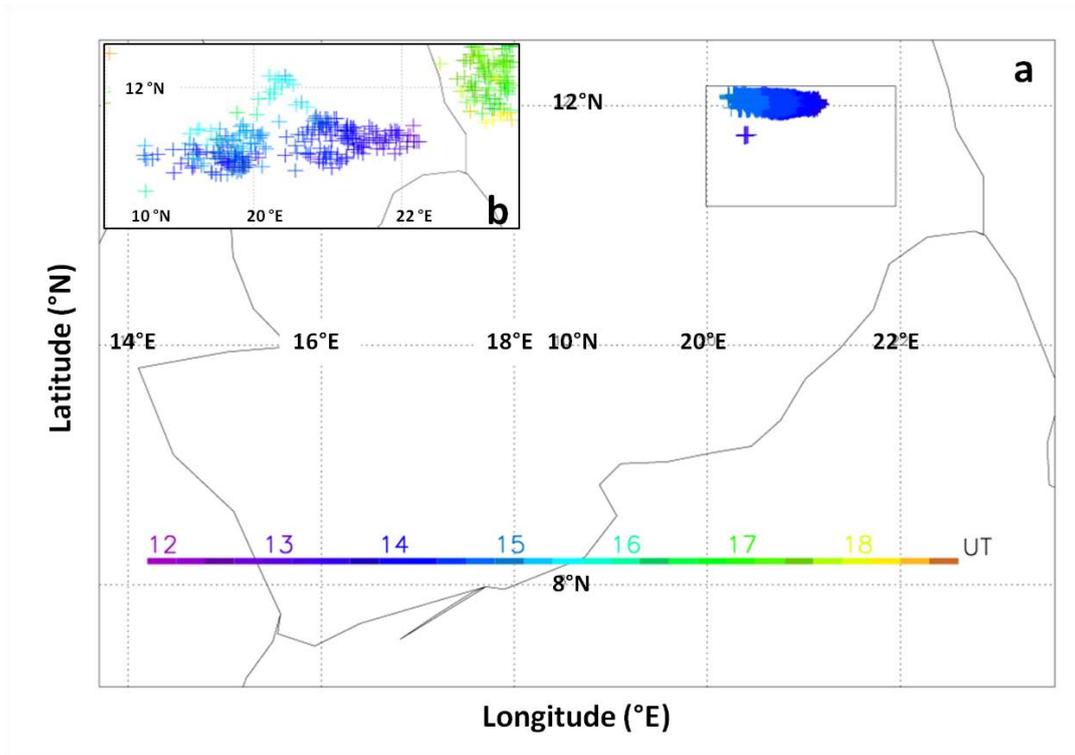


Figure 4.8 : (a) Simulation BRAMS du cas du sud Tchad : evolution temporelle des points de la Grille 3 qui présentent un rapport de mélange en glace supérieur à $0,05 \text{ g.kg}^{-1}$ au-dessus de la tropopause (niveau isentrope 380 K). L'échelle temporelle est prise identique à la **Figure 4.5**. (b) **Figure 4.5** reproduite pour permettre une comparaison directe (pixels d'overshoot vus par MSG/SEVIRI correspondant à une DTB $> 3\text{K}$).

4.3.3 Structure verticale de l'overshoot

Dans le paragraphe précédent, j'ai montré le bon accord entre observations et simulation pour la répartition spatiales et temporelle des pénétrations convectives au-dessus de la tropopause. Dans le présent paragraphe, nous montrons plus en détail la structure verticale des overshoots. La **Figure 4.9** montre deux coupes verticales de l'eau condensée selon la latitude 12°N dans le domaine de la Grille 3 de la simulation BRAMS pour deux instants différents. A 14:15 TU (**Figure 4.9a**), la simulation reproduit bien un overshoot par le système convectif qui traverse la tropopause (niveau isentrope 380 K) pour atteindre une altitude maximum de 17,8 km. Un peu plus tard, à 14:25 TU, le sommet de l'overshoot atteint 18,1 km (**Figure 4.9b**). Dans les deux cas, la pénétration convective dépasse le niveau isentrope 400 K. Une analyse plus détaillée des sorties du modèle montre que BRAMS simule la présence de glace au-delà du niveau isentrope 415 K, comme nous le montrerons plus tard sur la **Figure 4.10**. Cela correspond assez bien à l'analyse de K2009 qui estiment que deux pénétrations convectives au-delà des niveaux isentropes 395 K et 400 K dans cette région influence le profil de vapeur de FLASH-B le 5 août au-dessus de Niamey pour les niveaux isentropes pré-cités. De plus, la

position en longitude et l'heure des l'overshoots modélisés est aussi en bon accord celles des overshoots sud-tchadiens décrits dans K2009.

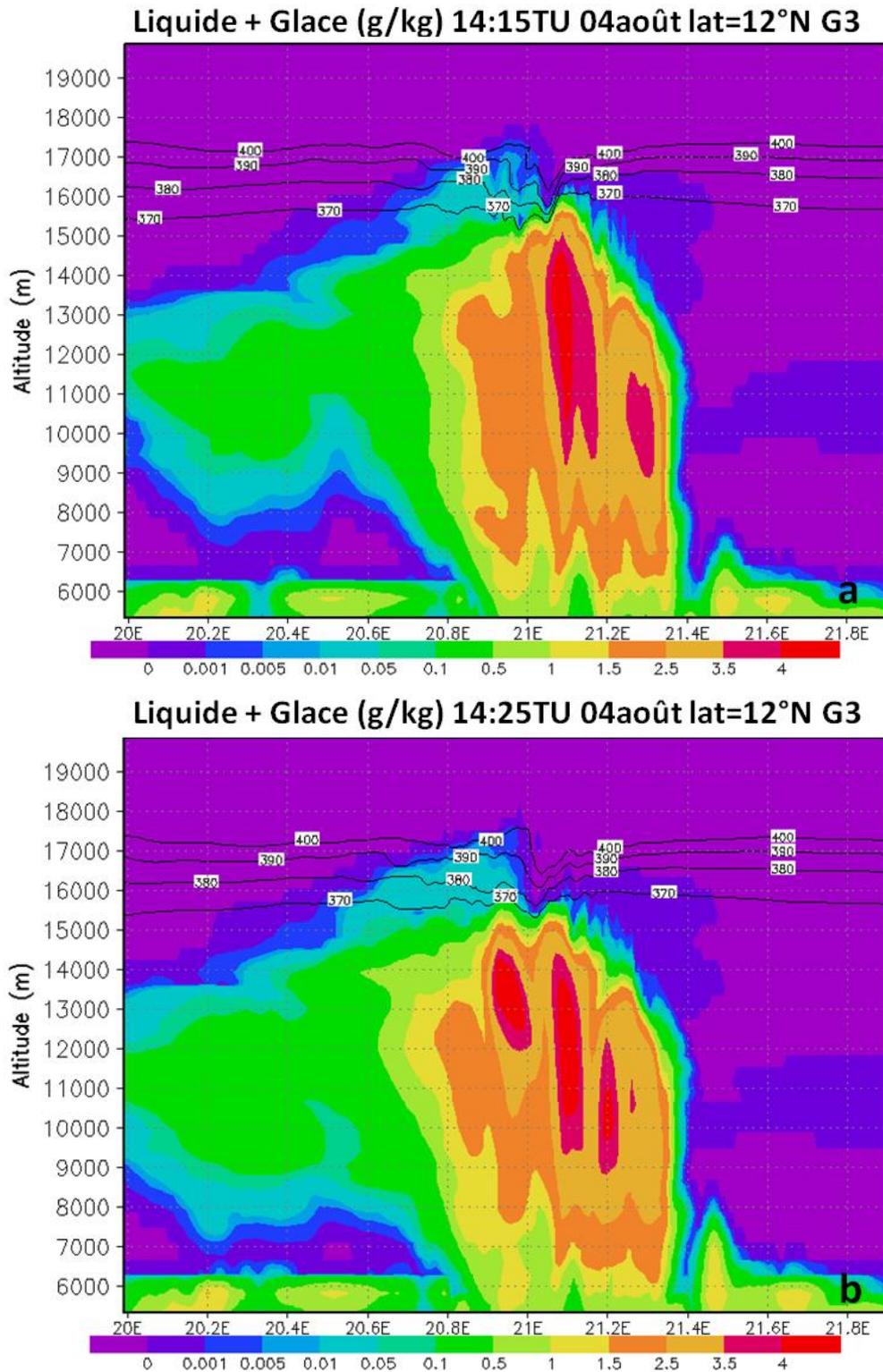


Figure 4.9 : Coupe verticale de l'eau condensée ($\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$) selon la latitude 12°N dans la Grille 3 de la simulation BRAMS à (a) 14:15 TU, (b) 14:25 TU, 4 août 2006, le cas du Tchad.

Afin de valider le réalisme de l'overshoot du point de vue microphysique, j'ai également calculé la concentration en glace (**Figure 4.10**) dans le domaine de la Grille 3 entre 14:00 TU à 16:00 TU le 4 août 2006, et je l'ai comparé à des mesures aéroportées de glace stratosphérique au cours de campagnes précédentes sur d'autres continents. Ces mesures sont celles présentées sur la Figure 1 de Corti et al. (2008) qui compile des mesures de glace stratosphérique lors de la campagne TROCCINOX au Brésil en 2005 et lors de SCOUT-O3 au nord de l'Australie, à bord de l'avion M55 Geophysica. Sur la **Figure 4.10** j'ai tracé les ordres de grandeurs typiques montrés par Corti et al. (2008) pour faciliter la comparaison.

A 390 K, le modèle BRAMS présente des concentrations en glace dans la gamme $1.10^{-3} \sim 3.10^{-3} \text{ g.m}^{-3}$, tandis que Corti et al. (2008) ont rapporté des mesures de glace avec au maximum des concentrations de l'ordre de $1,5 \cdot 10^{-3} \sim 2.10^{-3} \text{ g.m}^{-3}$, c'est-à-dire comparable à la simulation BRAMS. A environ 400 K, la simulation du cas du Tchad présente des concentrations en glace à $1.10^{-3} \sim 2.10^{-3} \text{ g.m}^{-3}$, alors que Corti et al. (2008) montrent des mesures avec des maximums variant entre $1.10^{-3} \sim 3.10^{-3} \text{ g.m}^{-3}$. À ce niveau, plus de cas ont été échantillonnés que pour le niveau 390 K. Là encore, les mesures aéroportées et la simulation BRAMS montrent des concentrations typiques comparables. Entre 400 K et 410 K, la plupart des mailles de la Grille 3 de BRAMS contenant de la glace montre des concentrations entre 10^{-4} et 10^{-3} g.m^{-3} . Corti et al. (2008), dans la gamme de 400 ~ 420 K, rapportent des valeurs également comparables, mais les valeurs maximales y sont généralement plus élevés que pour BRAMS, surtout au-dessus du niveau 410 K. De cela, il peut être conclu que, même si les mesures aéroportées montrées dans Corti et al. (2008) sont effectuées dans d'autres continents que l'Afrique et que ces mesures ne peuvent donc pas être comparées directement avec notre simulation, le contenu en glace stratosphérique calculé par BRAMS est du même ordre de grandeur. Cela confirme que notre simulation d'overshoot est réaliste.

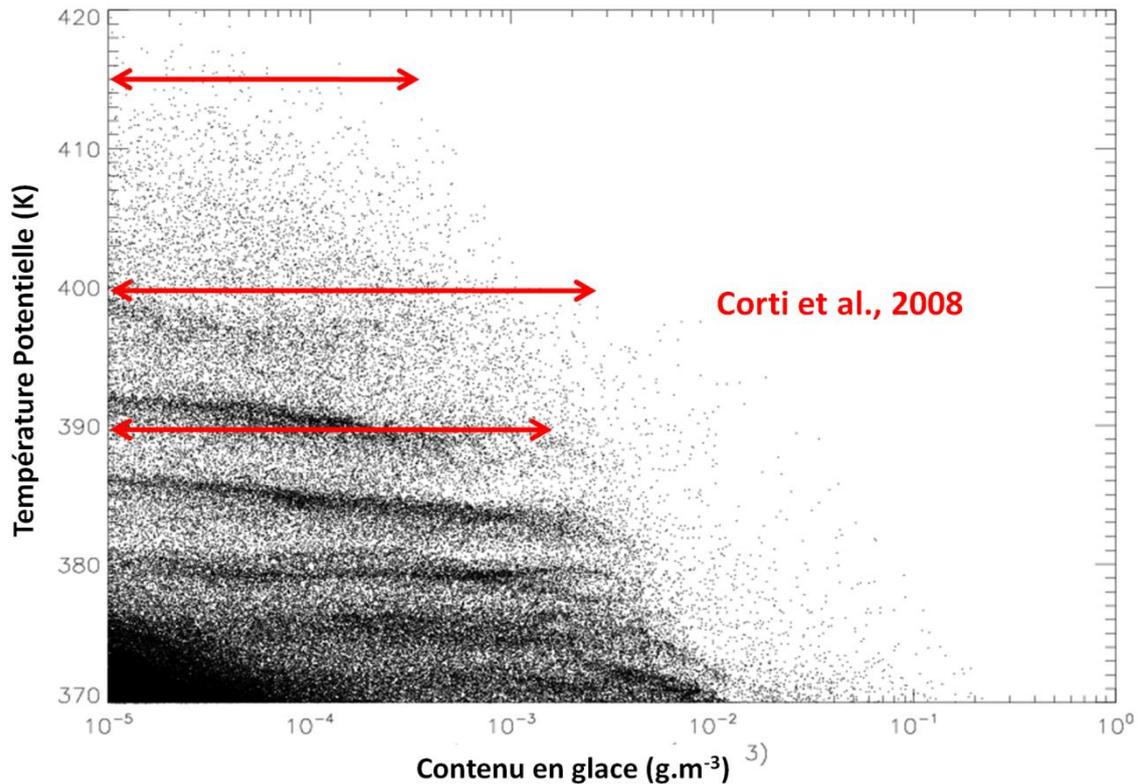


Figure 4.10 : Contenu en glace dans la Grille 3 de la simulation du modèle BRAMS entre 14:00 TU et 16:00 TU dans la TTL le 4 août 2006. La coordonnée verticale choisie est la température potentielle. Chaque point correspond à un point de grille contenant de la glace. Pour indication, des valeurs typiques de mesures aéroportées de glace au Brésil (TROCCINOX) et en Australie (SCOUT-O3) issue de la Figure 1 de Corti et al. (2008) sont également reportés en rouge pour des niveaux isentropes particuliers (390 K, 400 K, 415 K).

Pour résumer cette **Partie 4.3**, BRAMS parvient à reproduire les principales caractéristiques des précipitations observées, sauf dans la partie ouest du domaine à partir de 18:00 TU où BRAMS calcule des précipitations vues par le satellite beaucoup plus à l'est. Le modèle fournit de bons résultats de précipitation dans le centre du domaine pour la bande nuageuse est-ouest où l'overshoot sud-tchadien est mis en évidence par K2009. L'activité convective modélisée pénétrant la stratosphère entre 12:00 TU et 15:00 TU est en bon accord avec les observations. Enfin, le contenu en glace modélisé dans la basse stratosphère est comparable à des mesures de glace à bord du Géophysica dans la basse stratosphère tropicale d'autres régions du globe.

4.3.4 Autres caractéristiques de l'overshoot

Dans cette partie, nous nous focalisons sur d'autres propriétés de l'overshoot modélisé qui ne peuvent pas être comparées à des mesures. En particulier, nous examinons la composition en

glace du sommet du nuage qui pénètre la stratosphère. En effet, le type de glace injecté et sa répartition en taille va déterminer son potentiel hydratant pour la basse stratosphère. De grosses particules vont avoir tendance à resédimer dans la troposphère avant de sublimer totalement. Le **Tableau 4.3** montre le pourcentage de « glace primitive » en « neige » et en « agrégats » dans la composition en glace du sommet du système nuageux pour des niveaux isentropes typiques de la TTL et pour deux instants différents : à 14:15 TU où la pénétration convective apparaît, et à 14:45 TU où la glace stratosphérique advectée par les vents arrive en frontière du domaine de la Grille 3. Ce tableau montre que la glace injectée dans la stratosphère par l'overshoot est essentiellement composée de neige et de glace primitive et d'agrégat, le grésil et la grêle étant négligeables et non montré dans le tableau. Dans la basse stratosphère, au moment de l'overshoot, la composition est à peu près équilibrée entre glace primitive, neige et agrégats, même si la glace primitive a un pourcentage légèrement inférieur. Cela peut indiquer que la congélation très récente n'est pas le processus majoritaire dans ce type d'évènement. Néanmoins, la neige, qui se forme dans RAMS ou BRAMS par croissance de cristaux de glace primaire, et qui représente un peu plus d'un tiers des particules de glace dans la stratosphère montre que ces cristaux sont relativement jeunes, et de taille encore assez faible comme l'illustre également le **Tableau 4.3**. Les agrégats, espèce majoritaire sous la tropopause, voit décroître son abondance relative avec l'altitude au profit de la neige : Les agrégats ont des tailles et une densité plus importante que la neige et sont transportés moins facilement au sommet de la tourelle convective que la neige ou la glace primitive. Un des éléments marquant du tableau est également l'évolution relative de la composition en glace avec le temps. A tous les niveaux, l'abondance relative des agrégats diminue pour être négligeable dans la basse stratosphère. Il est probable que cette espèce plus dense soit éliminée par sédimentation. La neige et la glace deviennent d'importance presque égale, sauf à 400 K où seules les particules les plus petites (glace primaire) peuvent subsister efficacement, les autres finissant par sédimenter. Notons qu'il peut y avoir conversion de neige en glace primaire quand la taille passe en dessous d'un certain seuil (Walko et al., 1995). Ainsi, l'augmentation de l'abondance relative en glace primaire peut être également due à la sublimation de la neige.

Température Potentielle	Glace primaire (%)		Neige (%)		Agrégats (%)	
	14:15 TU	14:45 TU	14:15 TU	14:45 TU	14:15 TU	14:45 TU
360 K	25,22	40,98	32,38	41,13	41,88	17,82
370 K	30,63	54,74	31,27	41,25	37,67	4,01
380 K	28,55	44,15	32,38	55,46	38,69	0,39
390 K	25,25	53,65	37,51	53,65	37,05	0,05
400 K	24,00	70,61	52,34	29,38	23,66	4,07e-05

Tableau 4.3 : Composition en glace (en pourcentage de la glace totale) pour différents niveaux isentropes de l'UTLS dans la Grille 3 de BRAMS pour la simulation du système convectif sud-tchadien à 14:15 TU (heure de l'overshoot) et 14:45 TU (quand la glace stratosphérique commence à sortir de la Grille 3).

4.4 Bilan d'eau de l'overshoot modélisé

Dans la **Partie 4.3**, nous avons montré que la simulation réalisée pour l'overshoot du cas du Tchad est en assez bon accord avec diverses observations. Ceci nous a permis de montrer que cette simulation était réaliste. Elle peut donc être utilisée pour tenter de quantifier l'impact d'un overshoot sur les changements d'eau dans la basse stratosphère. Avec un tel outil de modélisation utilisée en mode « Cloud Resolving Model », nous pouvons notamment étudier l'impact d'un tel évènement sur les changements de concentration ou de rapport de mélange en vapeur d'eau. Nous pouvons également calculer les flux de masse d'eau qui traversent les différents niveaux, notamment celui de la tropopause. Enfin, après l'overshoot, cet outil devrait nous permettre d'estimer la masse d'eau restante ou perdue dans la basse stratosphère. Rappelons que ce type d'évaluation, n'a jamais été réalisé sur un overshoot Africain avec un tel outil de modélisation. Cette étude doit nous permettre de compléter les rares estimations disponibles dans la littérature, sur d'autres régions du globe à l'aide de simulation CRM (Chaboureau et al., 2007; Chemel et al., 2009; Grosvenor et al., 2007; Hissam and Lane, 2010) ou à partir d'observation (Iwasaki et al., 2010).

Afin de comparer ces résultats aux estimations précédentes, des bilans d'eau totale ou vapeur s'effectueront sous plusieurs formes :

- Evolution du rapport de mélange en eau pour comparaison avec Chemel et al. (2009) et Grosvenor et al. (2007).
- Calcul de flux d'eau à traverser des niveaux isentropes pour comparer la présente étude à celle de Chaboureau et al. (2007).

- Calcul de la masse d'eau restante dans la stratosphère après l'overshoot, ce qui est l'évaluation cruciale pour pouvoir in fine pouvoir estimer le rôle des overshoots à plus grande échelle.

4.4.1 Evolution du rapport de mélange en eau dans la TTL

Pour estimer l'impact de l'overshoot sur la variation l'eau à moyenne échelle, la **Figure 4.11** montre les résultats simulés de la dispersion de la composition en eau totale (vapeur, liquide et glace) dans l'UTLS dans le domaine de la Grille 3. Différents instants sont montrés : l'état initial (le 3 août à 18:00 TU), la période d'overshoot (le 4 août à 14:15 TU), un instant juste après la période d'overshoot (le 4 août à 15:55 TU), et un autre instant après la convection (le 4 août à 21:00 TU). A 14:15 TU (**Figure 4.11b**), la gamme des valeurs d'eau totale s'étendent largement au-dessus du niveau 380 K, avec quelques valeurs supérieures à 100 ppmv. De si fortes valeurs s'expliquent en partie par la très basse altitude du niveau 380 K à certains endroits de la Grille 3 immédiatement en aval de l'overshoot comme cela a été montré sur la **Figure 4.9** qui correspond au même pas de temps que la **Figure 4.11b**. Des valeurs aussi élevées que 50 ppmv ont aussi été observées par l'instrument FISH (mesures d'eau totale) à bord de l'avion Geophysika M55 au niveau 400 K au-dessus du système convectif "Hector" dans le continent maritime (Corti et al., 2008; Chemel et al., 2009), le 30 Novembre 2005. Au cours de la campagne aéroporté d'AMMA en Afrique, des valeurs inférieures sont signalées, mais elles atteignent parfois 10 ppmv dans la basse stratosphère (Schiller et al., 2009).

Comme nous l'avons vu dans la **Partie 4.3.3**, j'ai également montré que pour la basse stratosphère, le contenu en glace dans le modèle était compatible avec des mesures de glace dans la basse stratosphère sur d'autres continents. Dans la **Figure 4.11**, les croix violettes mettent en évidence les points de grille dans la zone où le système convectif pénètre la basse stratosphère (latitude de 11,95°N à 12,06°N et longitude de 20,9°E à 21,1°E). Ceci montre que la plupart des rapports de mélange d'eau élevés dans la stratosphère sont dus à cet overshoot, qui conduit à une augmentation de la quantité d'eau de 2 ppmv à 3 ppmv au-dessus du niveau 400 K.

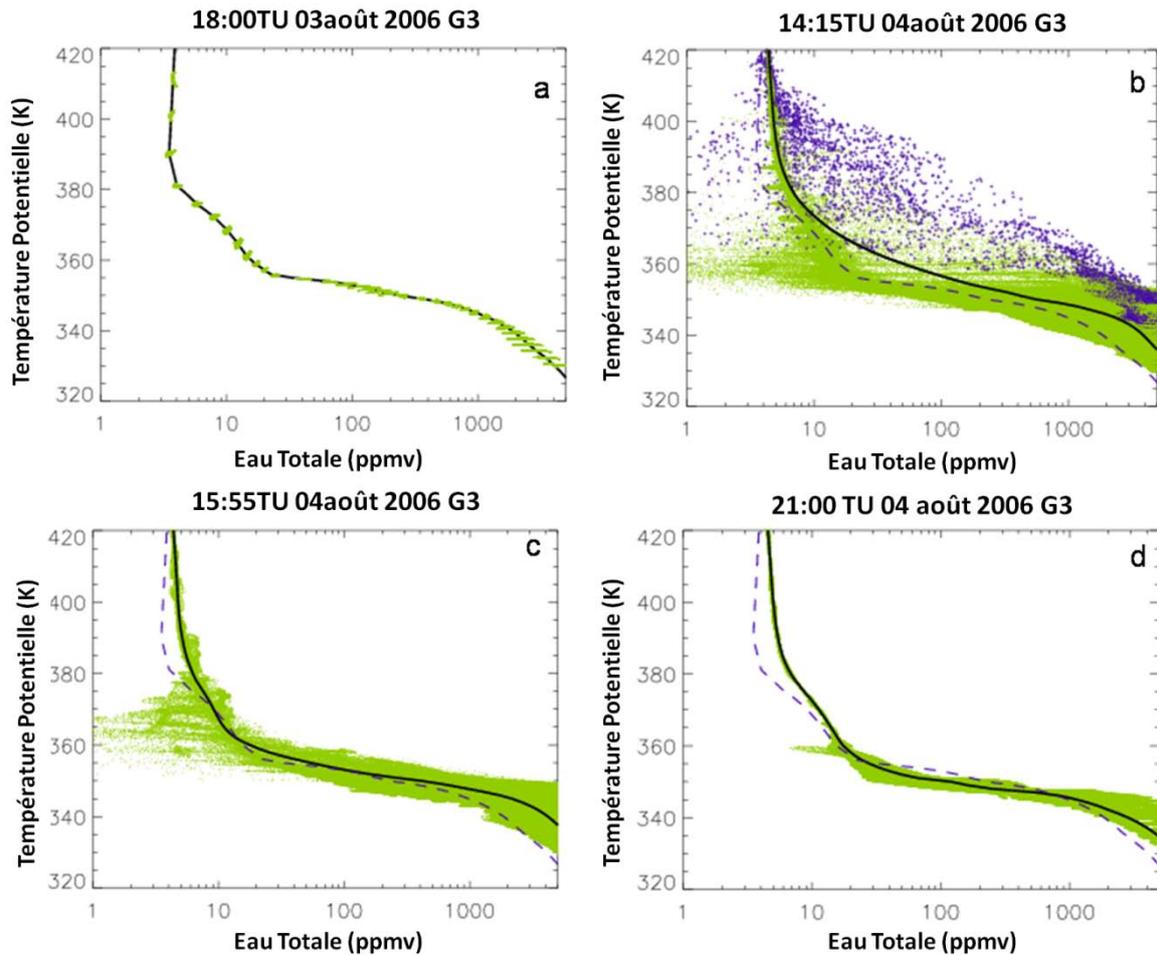


Figure 4.11 : Profil de la distribution de l'eau totale en fonction de la température potentielle dans le domaine de la Grille 3 de BRAMS. (a) Etat initial à 18:00 TU le 3 août 2006. (b) A un instant de l'overshoot, à 14:15 TU le 4 août. (c) à 15:55 TU après l'overshoot et (d) à 21:00 TU après la convection. La ligne noire est la moyenne du rapport de mélange dans la Grille 3 calculée par pas de 2K de température potentielle. La ligne bleu pointillée est le profil initial du rapport de mélange en eau.

Il est important de noter que le profil moyen à 14:15 TU est supérieur à toutes les altitudes au profil initial, montrant une hydratation moyenne à tous les niveaux. La même conclusion est obtenue lorsque l'on compare le profil avant l'overshoot à 12:00 TU 4 août (non montré sur la Figure) et le profil moyen à 14:15 TU. Après l'overshoot (**Figure 4.11c**), les valeurs d'eau sont moins dispersées que pendant l'overshoot. Mais il y a encore une augmentation de 2 ppmv par rapport au profil moyen entre 380 K et 390 K. Une caractéristique des panneaux **b** et **c** est la dispersion du rapport de mélange de l'eau vers de faibles valeurs dans la TTL au-dessous de la tropopause, montrant que la convection profonde peut aussi conduire à une déshydratation dans la haute troposphère. Cette tendance est visible dans le profil moyen à 15:55 TU (panneau **c**), où le rapport de mélange est inférieur à l'état initial entre les niveaux 360 K et 370 K. Cette tendance n'est pas visible à 14:15 TU parce que la convection profonde

conduit à une hydratation locale importante qui influe sur le profil moyen. Une fois la convection disparue de la Grille 3 (21:00 TU), il n'y a presque aucune variation de la quantité d'eau dans la stratosphère par rapport à 15:55 TU, même si le profil moyen reste sensiblement plus élevé que le profil initial. Au-dessus de la tropopause, le profil moyen est typiquement 0,21 ppmv à 400 K et 0,67 ppmv à 380 K. Ces valeurs sont supérieures à celle du profil moyen obtenu avant l'overshoot à 12:00 TU entre 380 K et 400 K. Dans l'étude de modélisation d'overshoot au-dessus du système nuageux Hector (Continent Maritime) en utilisant le modèle ARW (version recherche de WRF), Chemel et al. (2009) ont rapporté une estimation de l'augmentation de 0,12 ppmv sur l'eau dans la gamme des niveaux verticaux 405 ~ 410 K. Cette valeur de 0,12 ppmv correspond au maximum de l'augmentation moyenne par pas de 5 K de température potentielle jusqu'à 425 K. Ce nombre n'est pas directement comparable avec celle donnée dans ce travail de thèse, car la taille du domaine de la simulation ARW est de 341 km × 341 km, soit 4,94 fois la taille de notre domaine (214 km × 110 km). Ainsi, le nombre relativement faible de Chemel et al. (2009) est compensé par un plus grand domaine. Dans Grosvenor et al. (2007) un cas d'overshoot idéalisé au Brésil est étudié. Ils rapportent une moyenne d'hydratation d'environ 0,3 ppmv au-dessus de la tropopause dans la gamme de 16 ~ 17 km pour le cas le plus vigoureux avec une taille de domaine de simulation de 150 km × 150 km, ce qui est très proche de la taille de la présente étude. Ainsi, cette augmentation de 0,3 ppmv est comparable à l'augmentation du rapport de mélange présenté dans ce travail. Notez que la simulation d'Hector avec un autre modèle ("Unified Model") également présentée dans Chemel et al. (2009) qui met en évidence une augmentation de 5,6 ppmv dans la gamme de 410 ~ 415 K pour un domaine plus vaste (240 km × 240 km). Cette estimation est donc nettement plus élevée que dans le cas du Tchad présenté dans cette thèse.

4.4.2 Flux à travers la tropopause

Dans ce paragraphe, nous souhaitons estimer la masse d'eau qui a traversé la tropopause lors de l'overshoot. Elle nous permettra une comparaison avec les flux calculés par Chaboureau et al. (2007) pour une simulation d'un overshoot Brésilien.

Lorsque la hauteur de la tropopause est localement perturbée par la convection profonde, en particulier d'événements convectifs alors que les ondes générées par convection peuvent influencer sur la hauteur de la tropopause, calculer le flux d'eau qui traverse la tropopause doit tenir compte de cette variation. Cette variation de hauteur de la tropopause à cause de l'activité est illustrée sur la **Figure 4.9**. Par conséquent, il est préférable d'utiliser la

coordonnée verticale isentrope plutôt que l'altitude pour localiser la tropopause. Ici, nous utilisons le niveau $\theta = 380$ K (Holton et al., 1995).

Pour calculer le flux d'eau entre les différents niveaux isentropes qui se déplacent verticalement, la vitesse verticale du niveau θ doit être déterminée, de manière à ce que la vitesse relative du vent vertical par rapport au déplacement de l'iso- θ puisse être utilisée.

Pour calculer la vitesse verticale de chaque niveau isentrope, la variation de hauteur de chaque niveau θ par unité de temps est calculée. Pour ce faire, un pas de temps de 5 minutes est utilisé pendant la période de convection intense englobant l'overshoot, ce qui justifie la fréquence d'archivage des sorties BRAMS. Le flux total de l'eau qui traverse les niveaux θ est calculé dans la troisième grille dans la simulation dans chaque maille de Grille où la vitesse relative est positive. La même technique a été utilisée par Chaboureau et al. (2007), mais ces auteurs ont utilisé un pas de temps pour les sorties du modèle de 10 minutes au lieu de 5 minutes dans notre cas. Toutes les variables nécessaires au calcul de flux sont interpolées dans un nouveau système de grille en utilisant la température potentielle en coordonnée verticale.

La vitesse verticale de déplacement des niveaux isentropes est déterminée par la formule suivante :

$$\left(\frac{\partial z}{\partial t}\right)_\theta = -\left(\frac{\partial z}{\partial \theta}\right)_t \times \left(\frac{\partial \theta}{\partial t}\right)_z \quad (\text{E 3.1})$$

Les flux de masse d'eau totale et de vapeur sont calculés pendant la période convective la plus active dans la Grille 3, c'est-à-dire de 12:00 TU à 16:00 TU, le 4 août 2006. La **Figure 4.12** présente l'évolution temporelle du flux totale montant de l'eau à traverser différente surface isentrope de 375 K à 400 K. Pour tous les niveaux sauf le 400 K, plusieurs pics sont présent à 13:50 TU, 14:00 TU et 14:15 TU. Ils correspondent bien aux tourelles convectives présentes pendant la période d'overshoot dans la Grille 3, comme montre dans la **Figure 4.9** pour 14:15 TU. Le signal d'overshoot n'est pas évident pour le niveau 400 K. Cela peut s'expliquer par le fait que la tourelle convective d'overshoot montrée sur la **Figure 4.9** traverse le niveau 400 K sur une surface horizontale plus limitée, et que les rapports de mélange de glace sont plus faibles, contrairement aux niveaux θ inférieurs. Au niveau de la tropopause (380 K), le flux instantané maximal est de $3,77 \text{ t.s}^{-1}$, ce qui est 3 fois moins que pour le niveau 370 K (non présenté) et 1,66 fois moins que pour le niveau 375 K. En même temps, on note le flux instantané qui traverse le niveau de 395 K est de plus de 1 t.s^{-1} . Après 14:15 TU, les flux instantanés diminuent rapidement pour tendre vers la même valeur que celle à 375 K. Lorsque

l'air stratosphérique issu de l'overshoot est sorti de la Grille 3 et que la convection profonde à tendance à disparaître dans cette même grille, les valeurs tendent ensuite vers zéro.

Afin de comparer ces résultats avec ceux de Chaboureau et al. (2007) pour lesquels seuls les flux de vapeur sont comptés, j'ai également calculé les flux montant de vapeur d'eau seule pour les niveaux 380 K et 390 K. Ils sont également montrés sur la **Figure 4.12** en lignes pointillées. Au maximum de l'overshoot, le flux vapeur d'eau qui traverse la tropopause est de $1,75 \text{ t.s}^{-1}$ et soit 2,15 fois moins que le flux d'eau totale à 380 K. Cela confirme que l'injection de glace au-dessus de la tropopause est un élément important pour la quantité d'eau entrant dans la stratosphère. Toutefois, la contribution de la vapeur d'eau est loin d'être négligeable.

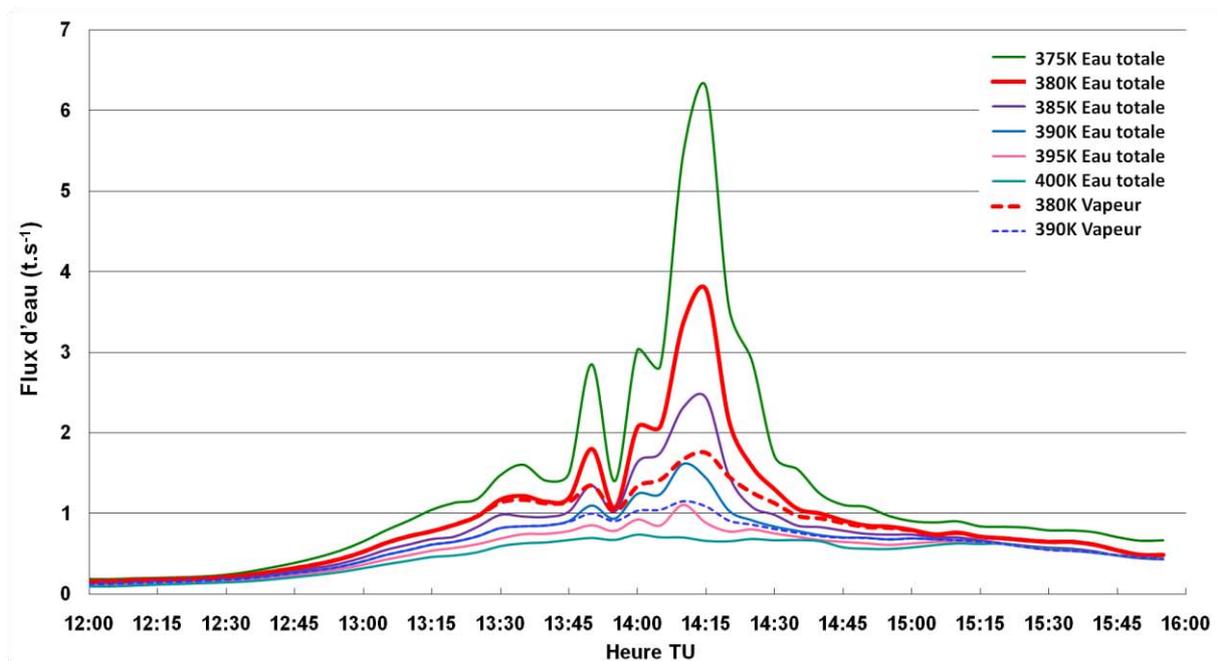


Figure 4.12 : Flux verticaux ascendants d'eau totale et de vapeur d'eau à travers différents niveaux isentropes dans le domaine de la Grille 3, calculés entre 12:00 TU et 15:55 TU pour le cas du Tchad. Eau totale (traits pleins) entre 375 K et 400 K. Vapeur d'eau (traits tiretés) : 380 K et 390 K.

Le chiffre de $1,75 \text{ t.s}^{-1}$ de flux de vapeur d'eau qui traversent la tropopause (380 K) au maximum de l'overshoot est à comparer aux de 9 t.s^{-1} rapportées par Chaboureau et al. (2007) pour le même niveau. A 390 K ces derniers signalent un flux d'environ 8 t.s^{-1} alors qu'il est de $1,14 \text{ t.s}^{-1}$ dans mon travail. Il faut cependant modérer ces différences si l'on tient compte du fait que dans Chaboureau et al. (2007), le domaine de calcul est 2,66 fois plus grand que dans mon cas. Exprimés sur une surface identique à la nôtre, le flux de Chaboureau et al. (2007) pourrait être de $3,38 \text{ t.s}^{-1}$ à 380 K et de 3 t.s^{-1} à 390 K. Nos calculs sont compatibles

avec ceux de Chaboureau et al. (2007) avec le même ordre de grandeur de flux de vapeur d'eau, typiquement de quelques tonnes par seconde en flux instantané. Mais la valeur de notre estimation maximale reste cependant plus petite ($1,75 \text{ t.s}^{-1}$ et $1,14 \text{ t.s}^{-1}$). Plusieurs pistes sont possibles pour expliquer ces différences. Cela peut être dû à l'utilisation d'un schéma microphysique différent pour les deux simulations : nous utilisons un schéma microphysique à double moment alors que Chaboureau et al. (2007) utilisent dans méso-NH un schéma microphysique de type simple moment. Marécal et al. (2010) ont montré dans une simulation de cellule convective de type « bulle chaude », que le rapport de mélange en glace dans le cœur de la cellule était plus grand en utilisant un schéma microphysique à simple moment que dans le cas d'un schéma double moment (voir **Chapitre 6** pour plus de détails sur les tests de sensibilité sur les schémas microphysiques). Une autre raison possible est l'utilisation de pas de temps de 5 minutes pour effectuer les calculs dans notre cas, alors qu'il est le double dans l'étude de Chaboureau et al. (2007). Nous avons effectué des calculs similaires avec un pas de temps de 10 minutes, et nous avons noté que de petites différences apparaissaient. Néanmoins, elles ne permettent pas de réduire significativement les écarts entre les deux estimations. Une autre explication possible est enfin la différence dans les vitesses verticales calculées dans chaque simulation. Au cours de l'overshoot, le modèle BRAMS a calculé des vitesses maximales de vent vertical de l'ordre de 25 m.s^{-1} avec la valeur maximum de 29 m.s^{-1} , par rapport aux valeurs beaucoup plus grandes de 60 m.s^{-1} par Méso-NH avec une valeur maximum de 75 m.s^{-1} dans Chaboureau et al. (2007), qui peuvent ne pas être réalistes. La **Figure 4.13** montre deux coupes verticales de vent vertical au sein du système convectif pendant l'overshoot.

Intégrée sur une période de 4 heures englobant l'overshoot et sur la superficie de la Grille 3, la masse totale d'eau traversant vers le haut les niveaux est donnée dans le **Tableau 4.3**. Les chiffres correspondants par unité de temps sont également donnés. Pour le niveau de 380 K qui correspond à la tropopause, une masse totale d'eau d'environ 13 kt a traversé ce niveau au cours de la période de 4 heures. Cela correspond à une valeur moyenne d'environ 3300 t.h^{-1} ou $0,91 \text{ t.s}^{-1}$. Ce calcul ne tient pas compte la perte éventuelle de cristaux de glace par sédimentation. Ce sujet sera abordé un peu plus tard dans ce chapitre. Toutefois, l'humidité relative de l'eau totale par rapport à la glace calculée par BRAMS est généralement non saturée (moins de 80%) dans la basse stratosphère, sauf un maximum local de 110% à entre 380 K et 390 K comme cela est montré sur **Figure 4.14**. Ces conditions doivent permettre une sublimation de cristaux de glace avant que ceux-ci ne soient intégralement éliminés de la basse stratosphère par sédimentation. Néanmoins, nous ne pouvons pas exclure que ce mécanisme

III Modélisation - Chapitre 4 Cas du Tchad

conduit à une perte significative d'eau (voir par exemple Corti et al., 2008) dans la basse stratosphère car les cristaux ne peuvent sublimer instantanément. Le budget calculé ici doit être considérée comme une limite supérieure.

Eau totale							
Niveau isentrope (K)	370 K	375 K	380 K	385 K	390 K	395 K	400 K
Flux intégré (kt)	29,6	18,2	13,1	10,6	9,0	7,7	6,8
Par unité de temps (kt.h ⁻¹)	7,39	4,54	3,28	2,65	2,24	1,93	1,71
Par unité de temps (t.s ⁻¹)	2,1	1,3	0,9	0,7	0,6	0,5	0,5
Vapeur d'eau							
Niveau isentrope (K)	370 K	375 K	380 K	385 K	390 K	395 K	400 K
Flux intégré (kt)	18,7	13,6	10,9	9,5	8,5	7,6	6,8
Par unité de temps (kt.h ⁻¹)	4,67	3,39	2,74	2,36	2,12	1,89	1,70
Par unité de temps (t.s ⁻¹)	1,3	0,9	0,8	0,7	0,6	0,5	0,5

Tableau 4.3 : Bilan d'eau et de vapeur d'eau associés à l'overshoot pour le cas du Tchad à travers différents niveaux isentropes. Le flux intégré est la masse totale d'eau traversant vers le haut les niveaux au cours de la période d'intégration de l'overshoot (4 heures pour le cas du Tchad). On trouvera également les mêmes résultats, divisés par la période d'intégration.

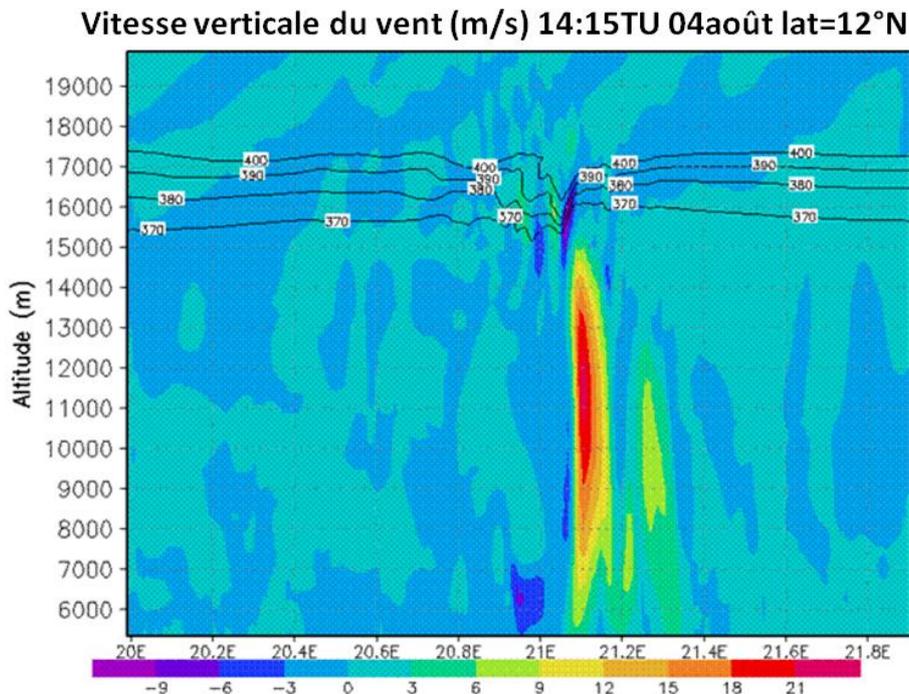


Figure 4.13 : Coupe verticale de la vitesse verticale du vent (m.s⁻¹) selon la latitude 12°N dans le domaine de la Grille 3 à 14:15 TU, 4 août 2006, cas du Tchad. Maximum de la vitesse du vent vertical: 29,1 m.s⁻¹.

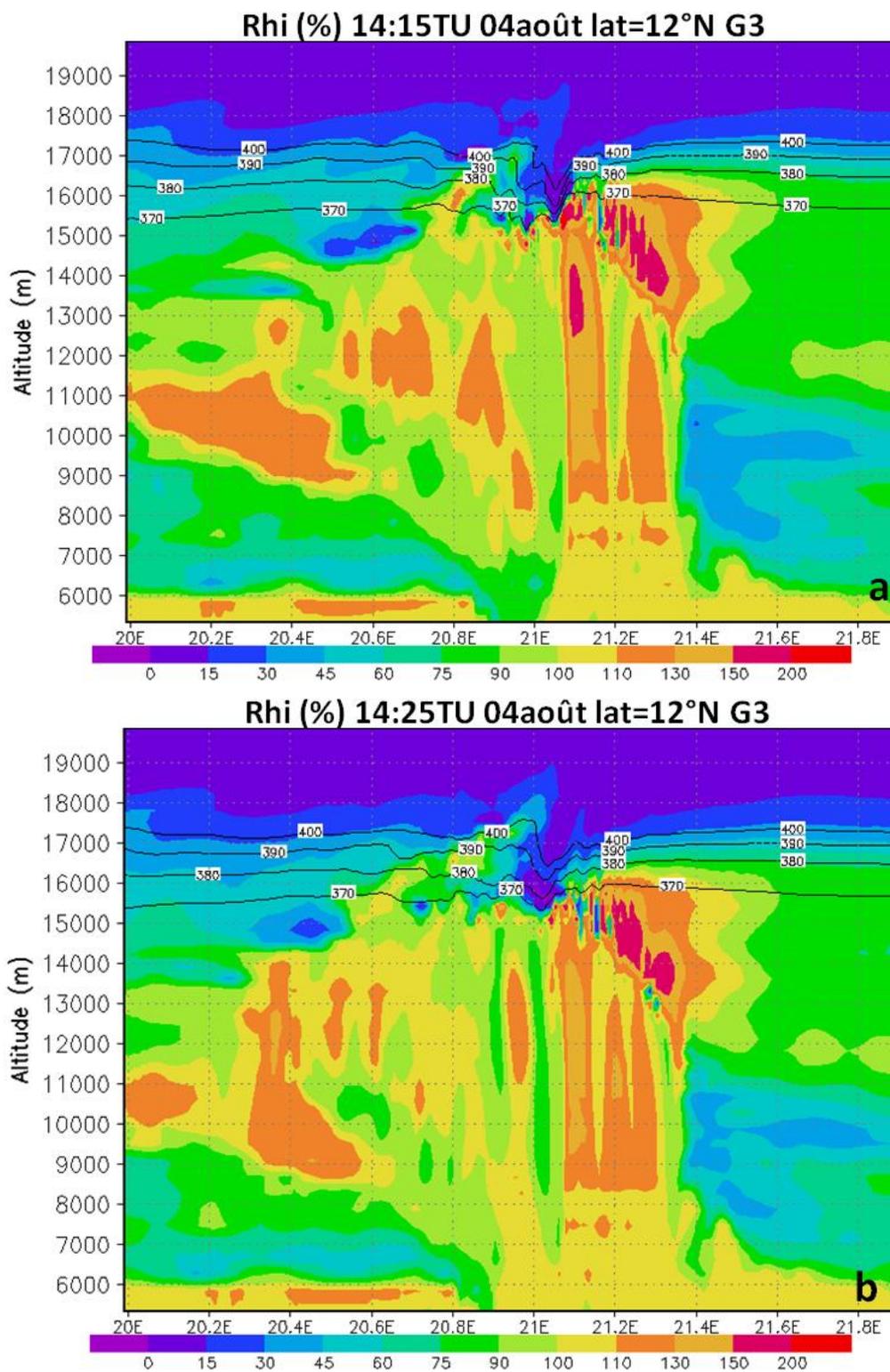


Figure 4.14 : Coupe verticale d'humidité relative par rapport à la glace (RHi %) pour le cas du Tchad selon la latitude 12°N dans la Grille 3 de BRAMS. (a) à 14:15 TU (b) à 14:25 TU, le 4 août 2006.

Ce calcul permet tout de même une comparaison avec un autre cas d'overshoot. Mais il faut aller plus loin dans notre analyse de cette overshoot : la question fondamentale à laquelle il

faut répondre est : quelle quantité d'eau injectée par l'overshoot reste dans la stratosphère ? Nous tentons de répondre dans le paragraphe suivant.

4.4.3 Masse d'eau stratosphérique

Pour estimer la quantité d'eau transportée par l'overshoot et qui reste dans la stratosphère, j'ai calculé la masse totale d'eau contenue entre les niveaux isentropes de 380 K et 410 K (le niveau le plus élevé où la glace a pénétré) en vertical, et sur les limites de la Grille 3 en horizontal. J'ai calculé l'évolution temporelle de cette masse entre 12:00 TU et 16:00 TU (voir **Figure 4.15**). Une valeur de référence de zéro (voir point rouge sur la **Figure 4.15**) a été fixée au moment où la glace commence à apparaître dans la Grille 3, puisque le but est de caractériser les changements de la masse d'eau stratosphérique dus à l'overshoot seul et non à l'ensemble du système convectif. La **Figure 4.15** montre une augmentation régulière de la vapeur d'eau suivie d'une forte augmentation de la masse de glace stratosphérique à partir de 13:30 TU. Un maximum local est atteint à 14:00 TU en raison d'un maximum de rapport de mélange en glace. La masse totale d'eau correspondant à la quantité d'eau injectée est alors d'environ 600 t. Elle est suivie par une baisse sur une période courte, essentiellement due à la sédimentation de la glace qui vient d'être injectée, la quantité de vapeur d'eau restant constante. La masse d'eau injectée par l'overshoot atteint son maximum (environ 800 t) à 14:20 TU, juste après la convection la plus sévère. A partir de ce moment là, la quantité de glace diminue alors que la vapeur d'eau augmente légèrement : il est probable qu'il y ait de la sublimation de la glace dans un environnement sous-saturé. La perte de glace est donc due à la fois à la sédimentation et sublimation. A partir de 14:50 TU le panache stratosphérique hydraté commence à sortir horizontalement de la Grille 3 comme cela sera montré un peu plus tard dans ce chapitre (**Figure 4.17**). La masse d'eau supplémentaire due à l'overshoot diminue plus fortement. Cela ne signifie pas nécessairement une perte de masse pour la stratosphère mais pour le domaine du calcul, limité latéralement par les limites de la Grille 3. A partir de cet instant, plusieurs hypothèses sont faites pour estimer la quantité d'eau qui reste dans la stratosphère une fois que toute la glace a disparu. Notons que la stratosphère est sous-saturée par rapport à la glace aux endroits où la glace reste, il est donc peu probable que d'importantes pertes de vapeur d'eau se produisent par la condensation solide sur la glace. On note tout de même que, dans un sous-domaine de la Grille 2, de surface égale à la Grille 3 mais décalé vers le nord-ouest, qui prend en compte l'overshoot et la partie nord-ouest de la Grille 3, la quantité de glace, dont l'unique source est l'overshoot, décroît relativement lentement pour atteindre une valeur quasi-nulle à 16:00 TU (trait tireté-pointillé épais sur la **Figure 3.15**).

Cela montre que la perte de glace dans la Grille 3 (trait tireté-pointillé fin) à partir de 14:50 TU est en partie due à une perte latérale et non pas à de la sédimentation ou sublimation. La quantité d'eau injectée par l'overshoot et qui reste dans la stratosphère devrait être comprise entre deux cas. (1) en supposant une concentration de vapeur d'eau constante à partir de 14:50 TU comme c'est le cas dans les 15 minutes qui précèdent, nous supposons que toute la glace restante sédimente sans sublimer. Ceci est illustré par des lignes épaisses sur la **Figure 4.15**. Cette hypothèse conduit à une masse restante d'eau d'environ 330 t (voir le point vert sur la **Figure 4.15**) et constitue l'hypothèse basse. (2) Contrairement à 1, nous supposons que toute la glace se sublime sans avoir le temps de sédimer. Ceci est illustré par des lignes épaisses avec des symboles "+" sur la **Figure 4.15**. Elle conduit à une quantité d'eau de 507 t (voir point violet dans la **Figure 4.15**). Aucune de ces hypothèses n'est réaliste mais il est probable que la masse restante d'eau injectée par l'overshoot soit dans la gamme donnée par ces deux hypothèses, soit de 330 t à 507 t. Ce type d'information est très rare dans la littérature.

Ces valeurs sont compatibles avec les valeurs données par Grosvenor (2010) à partir des simulations idéalisées d'overshoot brésilien rapportés dans Grosvenor et al. (2007) : son estimation est comprise entre 100 t (pour un cas peu violent d'overshoot) et 1100 t (pour le cas le plus violent) en fonction de la force de l'overshoot. Son estimation est également basée sur l'augmentation du rapport de mélange en vapeur d'eau à partir de laquelle il calcule l'augmentation de masse correspondante. Ceci est possible dans son cas idéalisé car les conditions aux limites sont cycliques, c'est-à-dire que ce qui sort du domaine de simulation d'un côté rentre par l'autre limite latérale. Ceci permet de s'affranchir des problèmes de conditions aux limites que nous avons entre la Grille 3 et Grille 2 dans notre cas. Ainsi notre méthode de calcul est différente, basé sur un changement de masse dans un volume déterminé. On remarque néanmoins que l'estimation faite dans mon travail est dans la gamme de ce qui est calculé par Grosvenor et al. (2007). Récemment, basée sur des mesures de la constellation de satellite A-Train au-dessus de la « warm pool region » dans le continent maritime, Iwasaki et al. (2010) ont estimé que la quantité d'eau qui restait dans la stratosphère après un overshoot était d'environ 100 t. C'est un résultat du même ordre de grandeur que pour mon étude, qui est tout de même au moins 3 fois plus élevée. Un chiffre identique est donné par Peter et al. (2008) dans une étude non publiée, à partir du travail de Corti et al. (2008), toujours dans le continent maritime. Il faut cependant rappeler que ces estimations sont rares dans la littérature, et il n'est pas encore possible de dire quelle est l'estimation est la plus représentative d'un overshoot. Il faut également rappeler que ces autres estimations ont eu lieu dans d'autres régions du globe.

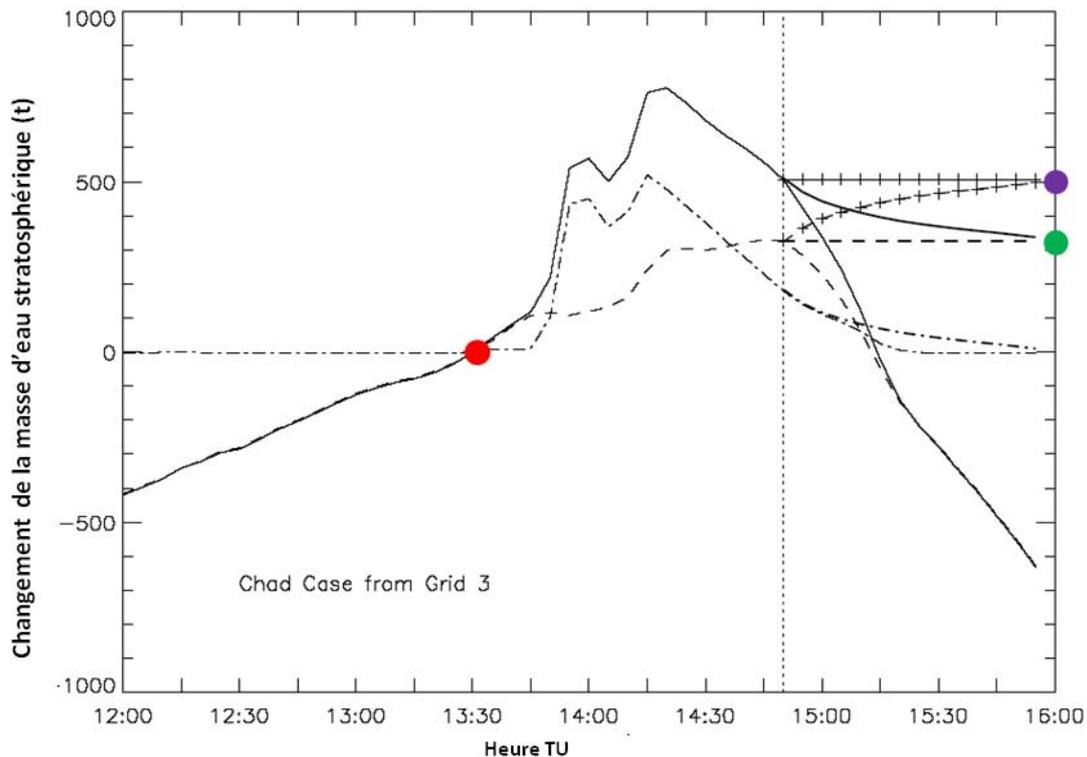


Figure 4.15 : Changements de la masse d'eau stratosphérique associés à l'overshoot pour le cas du Tchad calculés dans le domaine de la Grille 3 (traits fins) entre les niveaux isentropes 380 K et 410 K. L'eau totale (trait plein), la vapeur d'eau (en ligne tireté), et la glace (en ligne tireté-pointillé) sont montrées sur la figure. La valeur de référence est fixée à zéro au moment où la glace commence à apparaître dans la stratosphère. La ligne verticale en pointillés à 14:50 TU indique que le signal hydraté dans la stratosphère commence à la sortir de la Grille 3. A partir de cet instant, plusieurs hypothèses sont utilisées et présentées en traits épais : La ligne pointillée-tiretée présente la variation de masse de glace calculée dans un sous-domaine de la Grille 2 (voir texte). Le trait épais tireté suppose une quantité de vapeur constante à partir 14:50 TU. La ligne épaisse continue est la somme des deux lignes de vapeur et de glace. Les lignes épaisses avec des symboles "+" suppose que toute la glace sublimé en vapeur sans aucune perte par sédimentation.

4.4.4 Evolution du signal hydraté

Dans ce paragraphe j'appellerai bulle hydratée, l'accroissement locale d'eau totale stratosphérique dû à l'overshoot. Ce maximum va se déplacer avec le vent stratosphérique, indépendamment de la propagation du système convectif en dessous. Ceci est illustré par la **Figure 4.16**. Cette figure montre pour deux niveaux d'altitude (**a** : un dans la haute troposphère, **b** : un dans la basse stratosphère) en fonction de la longitude l'évolution temporelle du maximum d'eau condensée pour une latitude fixée à 12°N. Alors que dans la stratosphère (panneau **b**), le signal se propage clairement vers les longitudes ouest, dans la troposphère, le signal est double car le système convectif reste intense vers les latitudes 21°E, ce qui n'est pas visible dans la stratosphère après l'overshoot.

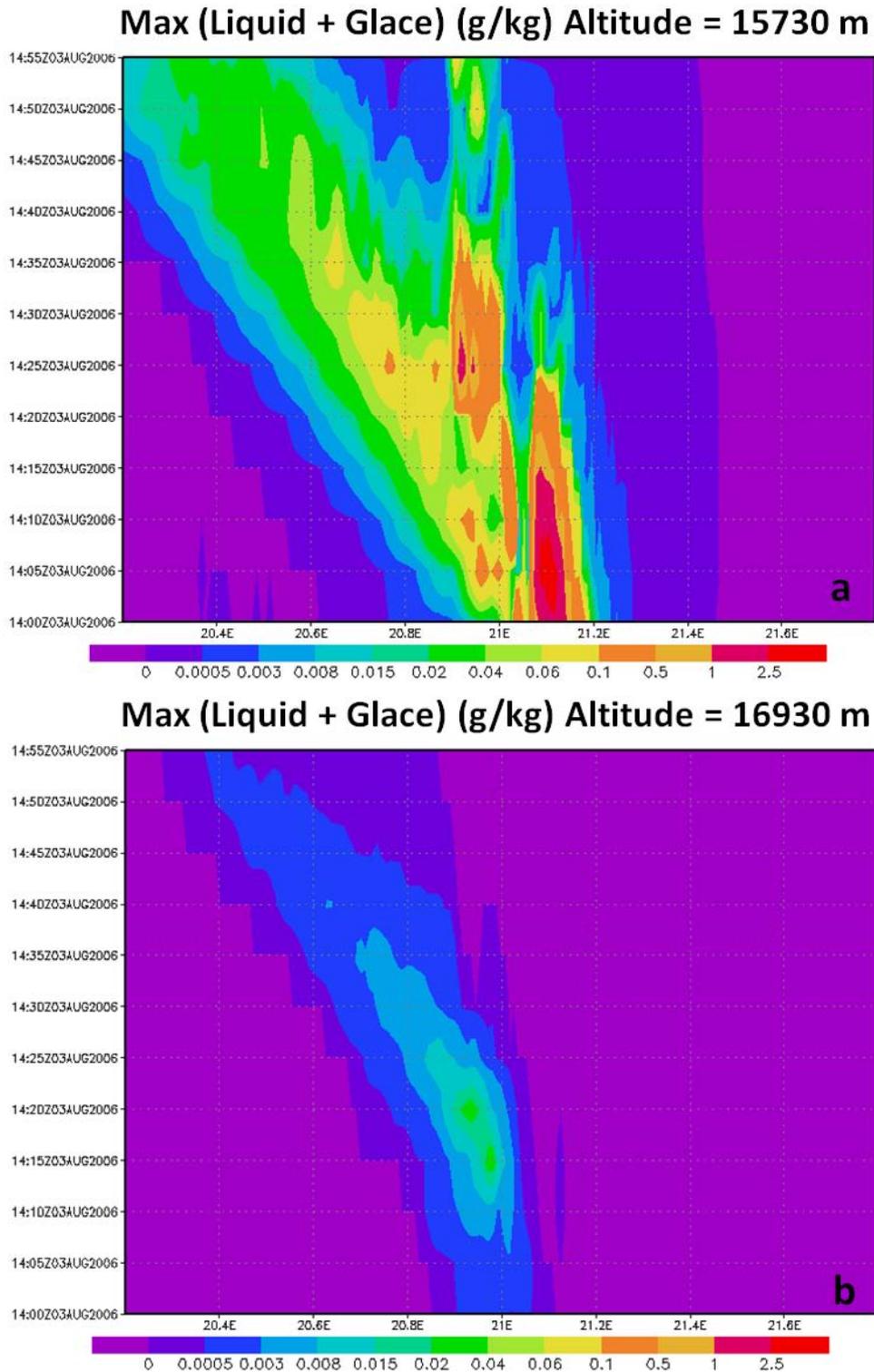


Figure 4.16 : Diagramme longitude/temps du maximum de rapport de mélange en eau condensée pour une bande de latitude entre 11,8°N et 12,16°N pour (a) 15,7 km et (b) 16,9 km.

Tant que la valeur de l'eau totale est significativement supérieure à la valeur ambiante, on peut suivre alors l'évolution du signal hydraté par la bulle qui se déplace. Nous voulons étudier ici sur quelle distance nous pouvons suivre le signal hydraté dû à l'overshoot simulé

du Tchad, afin de voir si l'hypothèse de K2009 selon laquelle les accroissements locaux de vapeur d'eau mesurée au-dessus de Niamey (Niger) pourrait s'expliquer par l'advection d'une bulle hydratée par un overshoot au-dessus du Tchad.

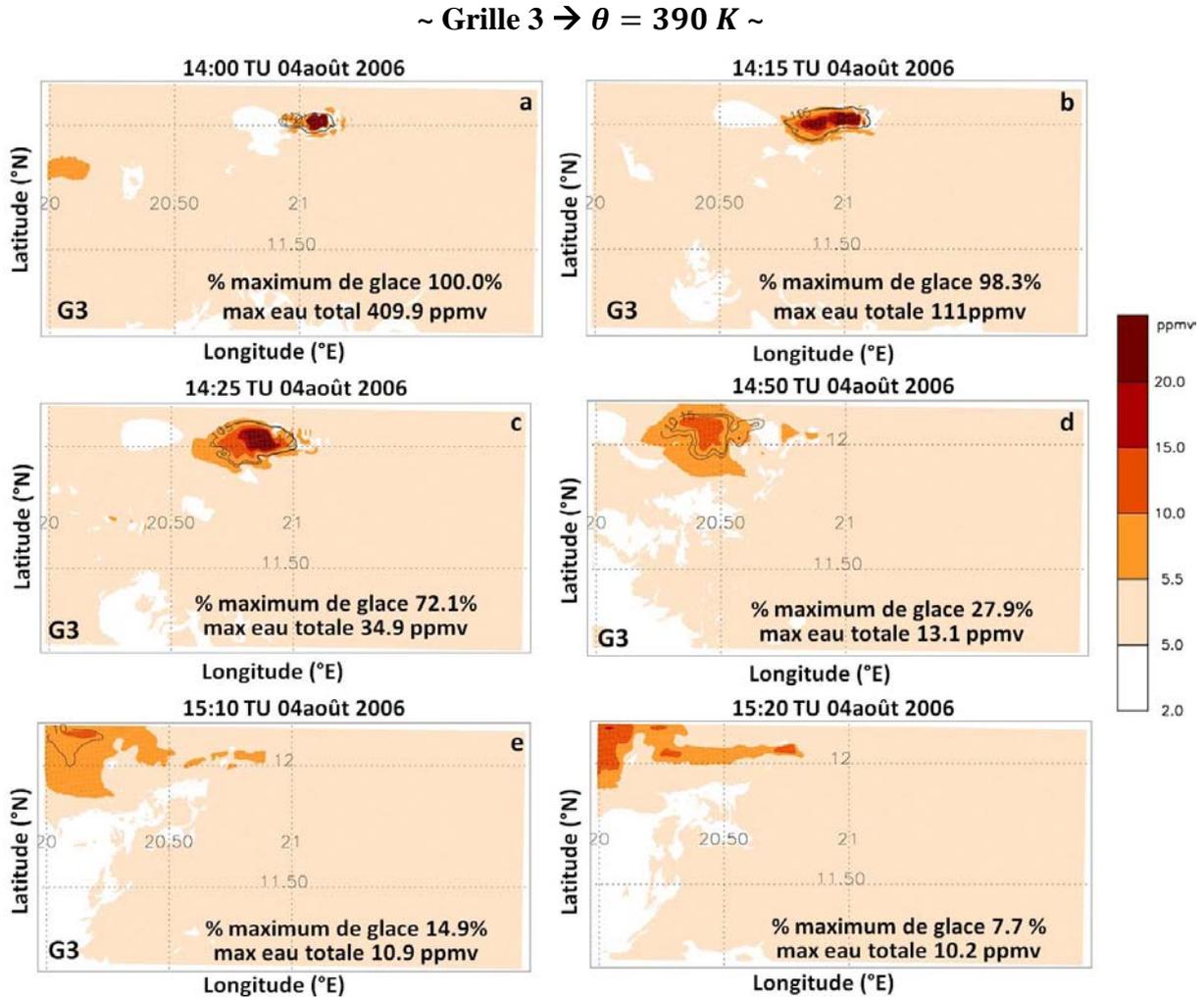


Figure 4.17 (a ~ f) : Eau totale au niveau isentrope 390 K dans la Grilles 3 de BRAMS suivant l'advection de la bulle hydratée de 14:00 TU (a) à 15:20 TU (f). On trouvera également des contours de pourcentage de glace par rapport de l'eau totale dans le domaine de la Grille 3 (lignes noires continues). Le rapport de mélange maximum d'eau totale ainsi que le pourcentage maximum de glace par rapport à l'eau totale sont indiqués dans chaque panneau.

~ Grille 2 → $\theta = 390 K$ ~

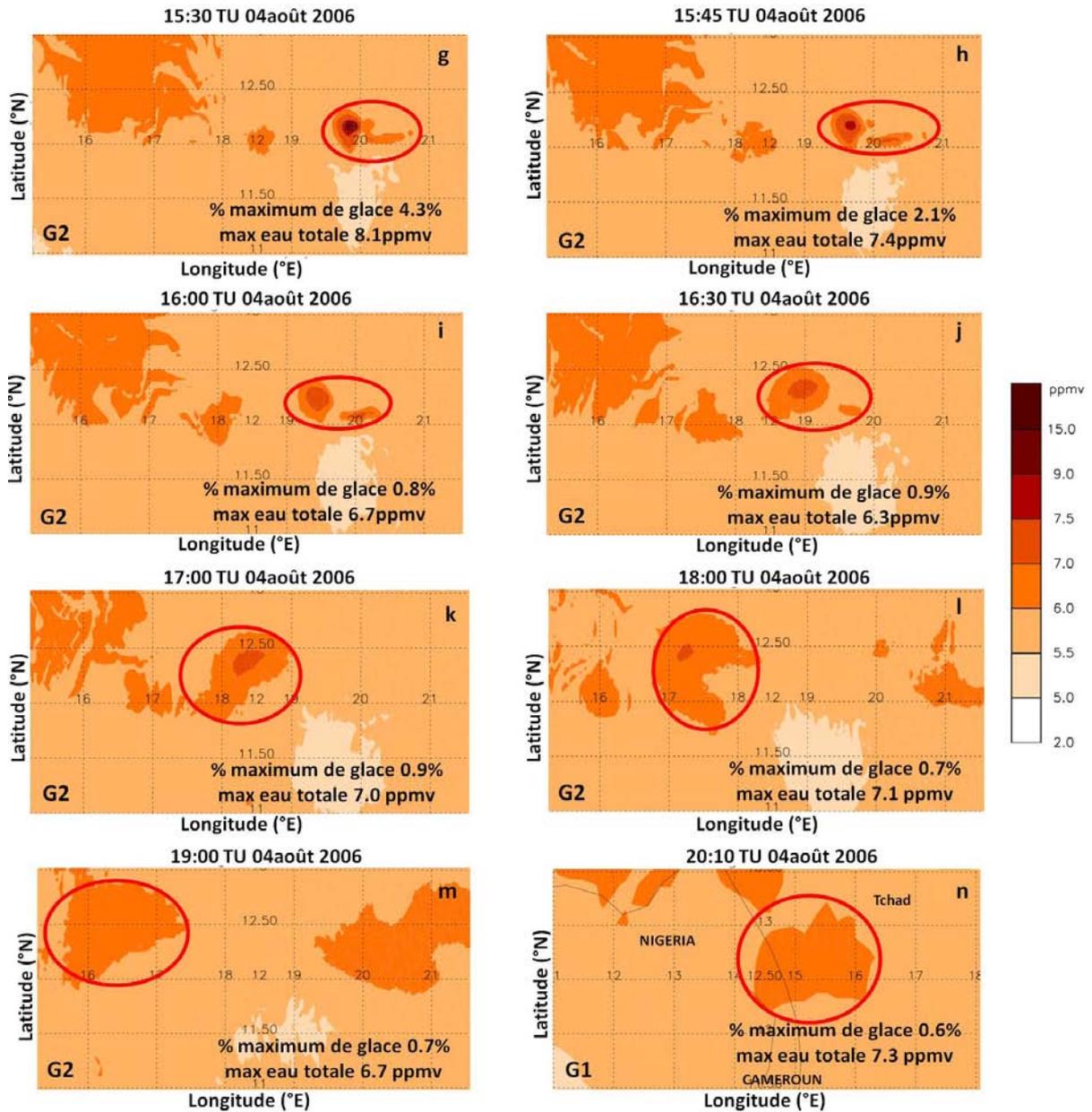


Figure 4.17 (g ~ n) : Eau totale au niveau isentrope 390 K dans le domaine des Grilles 2 et 1 de BRAMS suivant l'advection de la bulle hydratée de 15:30 TU (g, Grille 2) à 20:10 TU (n, Grille 1).

La **Figure 4.17** montre l'évolution temporelle de la quantité d'eau totale au niveau isentrope de 390 K dans le domaine de la Grille 3 à partir de l'instant où la pénétration convective est la plus intense (14:15 TU). Elle montre que le signal hydraté est advecté par le vent pendant une heure dans la Grille 3. En se déplaçant vers l'ouest, le signal s'étale sur une aire plus grande au nord et au sud et le maximum de l'eau totale diminue en raison de la diffusion horizontale du signal hydraté, et éventuellement de sa diffusion verticale et de la

sédimentation des particules de glace les plus grandes. La **Figure 4.17** montre également que le ratio de glace à l'eau totale diminue avec le temps tandis que la bulle hydratée se déplace vers l'ouest. Le rapport varie au maximum d'environ 98% à 14:15 TU (**Figure 4.17a**) au centre de la bulle, à environ 15% à 15:10 TU (**Figure 4.17e**), en montrant que, malgré des conditions légèrement sous-saturées par rapport à la glace, des particules de glace subsistent dans la basse stratosphère plus d'une heure après l'overshoot. Toutefois, avant de sortir de la Grille 3, la bulle hydratée contient toujours des valeurs d'eau de 2 ppmv supérieure à la teneur de fond de l'eau au maximum (10,2 ppmv à 15:20 TU, **Figure 4.17f**), 1 heure et 5 minutes après l'overshoot, à environ 100 km de là. Notez que le maximum d'eau totale diminue avec le temps depuis le moment d'overshoot au moment où la bulle hydratée sort de la Grille 3. Malgré un changement de la résolution horizontale de 1 km à 4 km dans le modèle, le signal est encore visible lors de l'advection de la bulle dans la Grille 2 jusqu'à 19:30 TU (**Figure 4.17m**). Dans la Grille 2, la décroissance de l'eau totale avec le temps est relativement lente après l'overshoot. Cela indique que le signal d'une augmentation locale de l'eau stratosphérique en raison d'un overshoot peut voyager relativement loin de l'endroit d'overshoot. La valeur maximale de l'eau totale à 16:30 TU est légèrement inférieure mais proche de 1,3 ppmv au-dessus du niveau de fond (**Figure 4.17j**). Cela est compatible avec l'hypothèse K2009 qui explique que l'augmentation locale de la vapeur d'eau au-dessus de Niamey est due à un système convectif (overshoot) du Tchad. Cette masse d'air hydratée a également été suivie dans le domaine de la Grille 1 avec la plus basse résolution horizontale (20 km). Lorsque la simulation se termine, le signal hydraté est au-dessus de la frontière du Tchad/Cameroun/Nigeria avec une valeur maximale de l'eau totale d'environ 0,7 ppmv supérieur à l'environnement (**Figure 4.17n**). Cette valeur est relativement faible par rapport à la couche hydratée observées par micro-SDLA et Flash d'environ 2 ppmv au-dessus des valeurs de fond. Cependant, nous ne pouvons pas exclure un effet de la dégradation de la résolution horizontale au cours de l'advection.

A la fin, on va tester l'influence de la résolution sur les valeurs maximales de l'eau totale dans la bulle hydratée selon les trois domaines (**Figure 4.18**). La Figure montre, pour les parties communes aux grilles 3 et 2, puis aux grille 2 et 1, que les tendances sont identiques, mais qu'il y a néanmoins une diminution de la valeur maximum avec la baisse de la résolution (Grille 3 : 1km, Grille 2 : 4km, Grille 1 : 20km). Ceci peut en partie expliquer le fait que le signal hydraté est relativement faible à la frontière Tchad/Cameroun/Nigeria. Avec cette résolution de 20 km au-dessus du Niger, il est difficile dans la présente simulation de suivre le devenir du signal jusqu'au-dessus de la région de Niamey. Une résolution supérieure serait

sans doute nécessaire mais pour des raisons de coût de calcul, il n'a pas été possible d'avoir une telle résolution sur un si grand domaine.

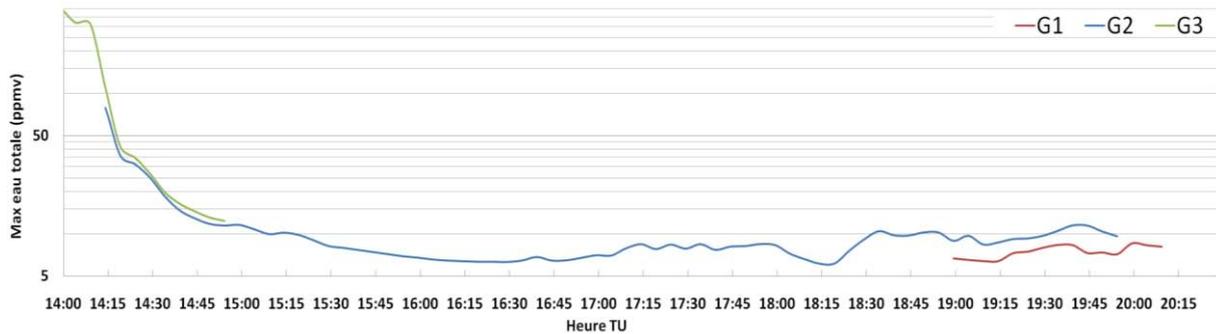


Figure 3.18 : Comparaison du maximum d'eau totale dans les trois grilles de BRAMS de 14:00 TU à 20:10 TU. Grilles 3 en vert, Grille 2 en bleu et Grille 1 en rouge.

4.5 Comparaison et conclusion

Dans ce chapitre, nous avons étudié et modélisé un cas d'overshoot observé dans le sud du Tchad pendant la campagne SCOUT-AMMA : ce cas du 4 août 2006 a été mis en évidence par K2009 pour expliquer l'augmentation locale de vapeur d'eau (typiquement 2 ppmv) dans la basse stratosphère au-dessus de Niamey au Niger mesurée par les instruments FLASH-B et micro-SDLA 30 heures plus tard. Afin de quantifier l'impact d'un tel événement sur l'hydratation ou la déshydratation de la basse stratosphère, ce cas a été simulé avec le modèle méso-échelle BRAMS par une simulation avec trois grilles imbriquées et une résolution maximum de type « Cloud Resolving Model » soit 1 km de résolution horizontale dans notre cas. La simulation météorologique a été validée par les observations satellitales de précipitations (TRMM) et le sommet des nuages par CALIOP à bord de CALIPSO. L'activité d'overshoot a été validée en comparant l'évolution temporelle et spatiale des DTB de SEVIRI à bord de MSG et la présence de glace dans la stratosphère pour le modèle. Cette simulation en bon accord ou accord acceptable avec les observations m'a permis d'évaluer cette simulation comme étant réaliste pour le cas d'overshoot étudié. Ceci nous a permis de pouvoir quantifier l'impact d'un tel overshoot sur le bilan de l'eau dans la TTL et la basse stratosphère. Je résume ci-dessous les principaux résultats que je compare à d'autres études.

4.5.1 Comparaison avec d'autres études

J'ai montré que dans le domaine de la Grille 3 dans la simulation (214 km × 110 km), après l'overshoot, on calcule au-dessus de la tropopause une augmentation du rapport de mélange

d'eau totale de 0,21 ppmv à 400 K et 0,67 ppmv à 380 K. Ce résultat est directement comparable à celui de Grosvenor et al. (2007) d'un cas idéalisé d'overshoot brésilien simulé sur un domaine simulé (150km × 150km). Ces derniers rapportent une moyenne d'hydratation d'environ 0,3 ppmv compatible avec mes résultats. La comparaison est moins directe avec l'étude de Chemel et al. (2009) où une hydratation d'un overshoot par le nuage Hector au nord de l'Australie est calculée par deux modèles différents. En effet, le domaine de simulation est plus grand que le nôtre et dilue donc l'augmentation de l'hydratation par l'overshoot. Chemel et al. (2009) rapporte une valeur de 0,12 ppmv entre 405 K et 410 K pour la simulation avec le modèle WRF, inférieure à notre estimation mais sans doute compatible, compte tenu des différences de taille de domaine. Pour l'autre simulation par le modèle UM du même cas, Chemel et al. (2009) rapportent des valeurs bien supérieures aux nôtres (plusieurs ppmv d'hydratation), même avec une taille de domaine supérieure à la nôtre.

Pour une comparaison avec le cas d'étude de Chaboureau et al. (2007), d'un overshoot brésilien modélisé avec le modèle Mésos-NH pendant la campagne TROCCINOX, j'ai calculé le flux montant d'eau totale et de vapeur d'eau à travers différents niveaux isentropes dans la stratosphère. Au maximum de l'overshoot, le flux d'eau totale est de $3,77 \text{ t}\cdot\text{s}^{-1}$ à travers la tropopause. Pour la vapeur d'eau seule, les flux instantanés sont respectivement de $1,75 \text{ t}\cdot\text{s}^{-1}$ à 380 K et de $1,14 \text{ t}\cdot\text{s}^{-1}$ à travers le niveau 390 K. Ces valeurs sont à comparer aux résultats de Chaboureau et al. (2007) normalisés par une surface de calcul comparable à la nôtre, soit $3,38 \text{ t}\cdot\text{s}^{-1}$ à 380 K et $3 \text{ t}\cdot\text{s}^{-1}$ à 390 K. Mon estimation est donc du même ordre de grandeur, mais inférieure à celle de l'overshoot modélisé de la campagne TROCCINOX.

Enfin, l'estimation la plus importante de cette étude est, hormis la quantité qui rentre dans la stratosphère, la quantité qui reste dans la stratosphère. A cause des conditions aux limites entre la Grille 3 et la Grille 2, il est difficile de suivre le devenir précis de la quantité d'eau injectée. Néanmoins, une gamme entre 330 t et 507 t a pu être donnée. Cette valeur est à comparer avec l'estimation de Grosvenor (2010) issu du travail de Grosvenor et al. (2007) : il donne une estimation entre 100 t et 1100 t dans laquelle mon estimation est comprise. Les rares autres estimations sont issues de mesures et de calculs microphysiques (Iwazaki et al., 2010; Peter et al., 2008). Ces deux études, à partir d'observation en Océanie, concluent à une contribution de 100 t, soit moins que mon estimation, même si l'ordre de grandeur est respecté.

4.5.2 Autres conclusions et discussion

Outre les principaux résultats rappelés ci-dessus, cette étude a également montré l'importance entre la phase glace et la phase vapeur dans le transport d'eau à travers la tropopause. La contribution de la phase vapeur est proche de 50% de l'eau totale au moment du maximum de l'overshoot, donc également de celle de la glace. Parmi les différents types de glace pris en compte dans le modèle BRAMS, 3 d'entre elles contribuent à l'injection d'eau dans la stratosphère : il s'agit de la glace primitive, la neige et les agrégats. Les agrégats étant les plus denses ou lourdes, ils ont une durée de vie limitée dans la stratosphère. En une demi-heure, après le maximum de l'overshoot, ils ont presque été totalement éliminés. Seul la neige et la glace primaire subsistent alors et subliment progressivement. J'ai également montré que le signal de la bulle hydratée pouvait être visible relativement loin de l'overshoot dans le modèle, malgré la dégradation de la résolution du modèle en passant de la Grille 3 à la Grille 2, puis du domaine 2 à la Grille 1 en se déplaçant en direction de l'ouest. La valeur maximum du rapport de mélange en eau de la bulle hydratée modélisée est cependant inférieure à l'augmentation locale de vapeur d'eau mesurée par FLASH et micro-SDLA au-dessus de Niamey dans une masse d'air en aval de l'overshoot. La résolution du modèle est la cause probable de cette sous-estimation.

Les bilans intégrés de flux montants sur une durée de quatre heures montrent également de très grandes quantités d'eau transportée dans la stratosphère (13 kt) à comparer à un maximum de 507 t qui reste dans la stratosphère (soit un rapport de 1/26). Ainsi les flux descendants et la sédimentation de particules éliminent une grande partie de ce qui est injecté. Cela montre que ce flux intégré vers le haut n'est pas la quantité la plus pertinente pour étudier le bilan de l'eau dans l'UTLS tropicale. Il est difficile dans notre mode de calcul de discriminer la contribution du flux descendant et de la sédimentation, la sédimentation pouvant être prise en compte indirectement dans le calcul du flux descendant, et menant donc à des erreurs dans le calcul direct. Cependant, cette quantité peut servir d'estimation pour comparer l'intensité de différents overshoots, et pourrait à l'avenir éventuellement aider au développement de paramétrisation de l'impact d'overshoot sur l'hydratation de la basse stratosphère.

Alors que la comparaison des résultats de la simulation du cas du Tchad avec les résultats d'autres études publiés montrent que ce travail est réaliste et dans la gamme des valeurs déjà publiées, les différences soulignées soulèvent d'autres questions :

- Alors que les études de modélisation récentes concluent toutes à une hydratation de la basse stratosphère par les overshoots, les différences entre les estimations sont-elles le fruit de différences entre les modèles (résolution, module microphysique, etc...) ?

- Sont-elles le fruit de différences géographiques et de conditions thermodynamiques associées différentes ?
- Sont-elles juste le fruit d'une variabilité locale de l'impact des overshoots sur l'hydratation de la basse stratosphère ?

Répondre à ces questions est très important pour pouvoir à terme quantifier l'impact des overshoots à plus grande échelle. Dans le chapitre suivant, j'étudie un autre cas d'overshoot Africain pendant SCOUT-AMMA, afin de mettre en évidence (ou non), la variabilité de l'impact des overshoots dans une même région, avec le même outil d'estimation.

Chapitre 5

Cas de l'overshoot du 5 août 2006

(Cas de l'Aïr)

Une partie des résultats de ce chapitre ont fait l'objet d'une publication à Atmospheric Chemistry and Physics issue spéciale SCOUT-AMMA (Liu et al., 2010)

5.1 Description, observation et justification du cas de l'Aïr

Alors que le vol ballon « water vapor # 1 » de SCOUT-AMMA avait lieu le 5 août 2006 vers 18:40 TU, un système convectif à méso-échelle, MCS selon l'acronyme anglais, s'était formé plus tôt dans l'après-midi dans l'Aïr, centre du Niger et se dirigeait vers l'ouest-sud-ouest en direction de Niamey. La série de **Figure 5.1** présente l'évolution temporelle du MCS vue par SEVIRI/MSG dans l'infra-rouge. La convection se déclenche dans la zone du massif de l'Aïr à environ 13:30 TU, 8,5°E de longitude, et de 17°N à 19°N en latitude (**Figure 5.1a**). Un système nuageux déjà actif est observé près de la frontière Niger/Nigeria/Tchad. Le système nuageux grossit et se propage vers le sud ouest (15°N longitude et 7°E latitude) à 16:00 TU (**Figure 5.1b**) et devient un système organisé de type MSC. Ce MCS continue à se développer et se déplace vers l'ouest jusqu'à 18:00 TU (**Figure 5.1c**), moment où le MSC est à son maximum d'activité. Dans le même temps, l'amas nuageux de la frontière Niger/Nigeria/Tchad s'est dégradé et divisé en deux parties différentes : la première reste à la frontière du Tchad/Niger, et la deuxième, à la frontière du Niger/Nigéria (10°E), et continue à se propager vers l'ouest. Il rejoint ensuite le MCS du centre du Niger qui se propage à l'ouest/sud-ouest en direction de Niamey (**Figure 5.1d**). Le système ainsi formé arrivera à Niamey le matin du 6 août 2006 et se décomposera au-dessus du Burkina Faso (**Figure 5.1e**).

En utilisant la même technique de différence de température de brillance que pour le cas du Tchad (4 août 2006), nous avons voulu vérifier la présence potentielle d'overshoot pour le MCS de l'Aïr. La **Figure 5.2** montre les pixels de SEVIRI/MSG pour lesquelles les DTB sont supérieures à 3 K entre les canaux à 6.2 μm et 10.8 μm , au centre du Niger pour la période de 14:45 TU à 17:30 TU. Elle montre que la région de l'Aïr est liée à une activité d'overshoot par le MCS au cours de cette période. La zone de DTB > 3 K se déplace vers l'ouest (légèrement vers le nord) avec le temps, ce qui est compatible avec la propagation vers l'ouest du MCS au cours de son maximum d'activité. A 15:30 TU, 16:15 TU et 16:30 TU, les nombres de pixels avec des DTB > 3 K est de 13, 14 et 16, respectivement. Ces chiffres sont plus petits que pour le cas du Tchad: à 14:30 TU, K2009 a rapporté un total de 23 pixels avec DTB > 3 K (voir Tableau de K2009 pour les détails sur les DTB du cas du Tchad). Le **Tableau 5.1** récapitule l'évolution temporelle de la taille des overshoots exprimés en pixels. Il montre qu'au niveau des overshoots, l'activité la plus intense est entre 15:30 TU et 16:30 TU avec un maximum de DTB de 4,8 K, ce qui est proche du critère de 5 K proposé par Roca et al. (2002) pour la convection indienne.

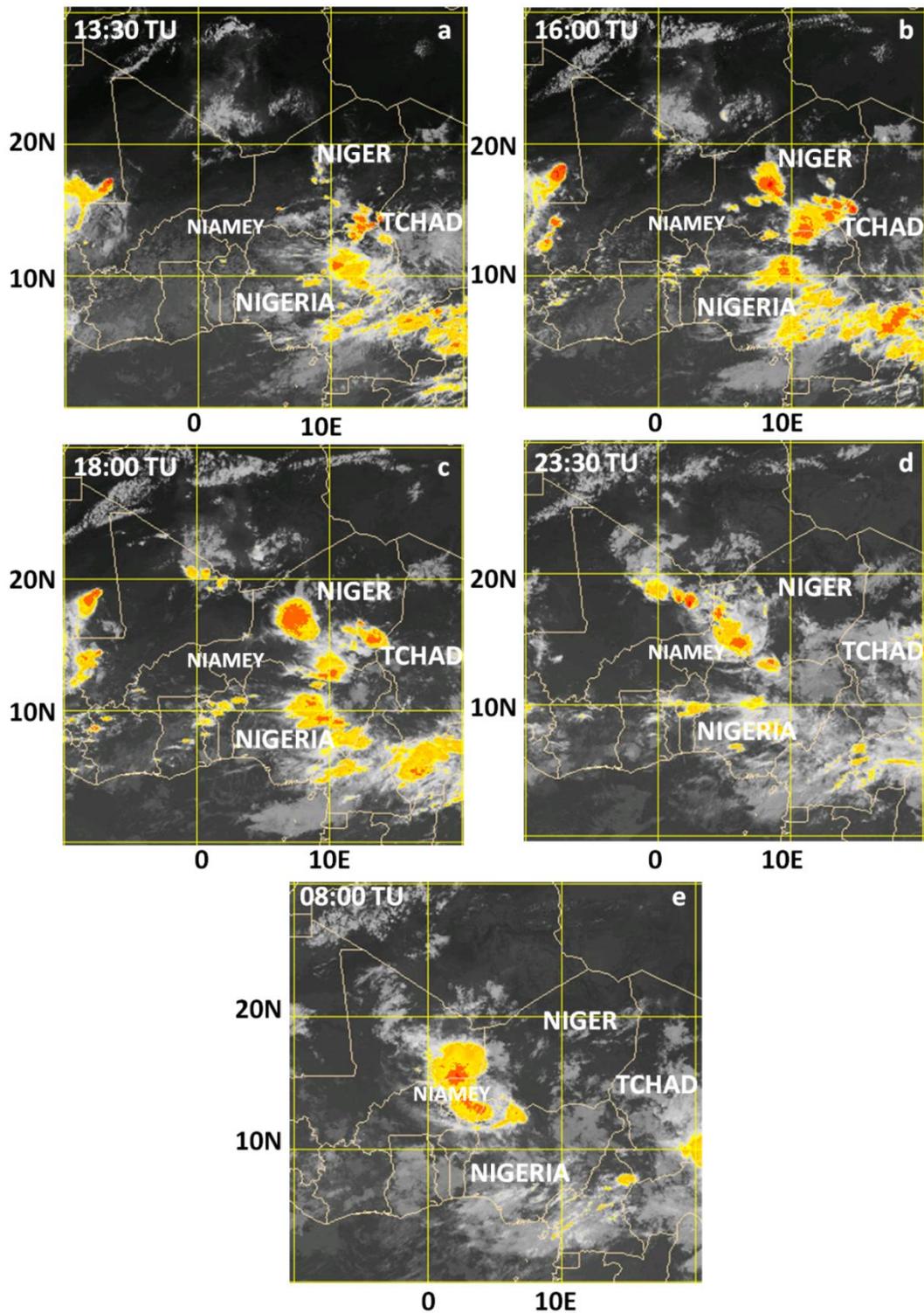


Figure 5.1 : Images infrarouge de SEVIRI/MSG (Meteosat Second Generation) de 10°W à 20°E en longitude et de 0°N à 30°N en latitude, centrées sur le Niger. (a) 13:30 TU (b) 16:00 TU (c) 18:00 TU (d) 23:30 TU le 5 août 2006 et (e) 08:00 TU le 06 août 2006.

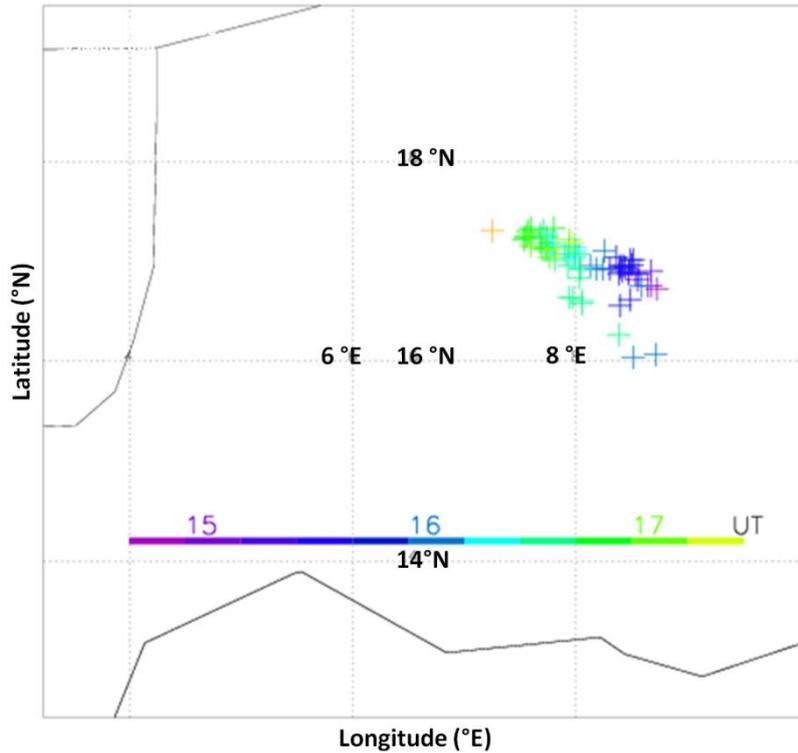


Figure 5.2 : Comme la **Figure 3.5** mais pour le cas d'Aïr, de 14:45 TU à 17:30 TU 5 août 2006.

Heure de l'overshoot (TU)	Taille de l'overshoot (nombre de pixels)	Valeur Maximum de DTB d'overshoot (K)
14:45, 5 août	3	3,49
15:00, 5 août	3	3,06
15:15, 5 août	3	3,27
15:30, 5 août	13	4,8
15:45, 5 août	5	3,87
16:00, 5 août	8	3,52
16:15, 5 août	14	3,87
16:30, 5 août	16	3,89
16:45, 5 août	11	3,87
17:00, 5 août	6	3,59
17:15, 5 août	3	3,79
17:30, 5 août	2	3,92

Tableau 5.1 : Evolution dans le temps du nombre de pixels SEVIRI/MSG pour lesquels les DTB > 3 K pour le cas du MCS de l'Aïr le 5 août 2006, de 14:45 TU à 17:30 TU. Le maximum de DTB est présenté pour chaque pas de temps.

Ce système est donc un cas de convection organisé qui vraisemblablement pénètre dans la stratosphère. Il diffère du cas du Tchad, qui lui est moins organisé, et avec une faible propagation vers l'ouest. Etudier et modéliser le MCS de l'Aïr donneront l'occasion de comparer l'impact des différents types de système sur l'hydratation de la basse stratosphère

par les overshoots de chaque système convectif. La section suivante décrit les réglages et les paramétrages du modèle BRAMS nécessaires à la simulation de ce cas.

5.2 Préparation de la simulation du cas de l'Air

La simulation du cas étudié est une simulation à trois grilles imbriquées pour permettre une résolution horizontale suffisante pour pouvoir modéliser les overshoots. Les domaines choisis pour chaque grille ainsi que les champs de topographie correspondants sont montrés sur la **Figure 5.3**. Les informations sur chaque grille sont résumées dans le **Tableau 5.2**.

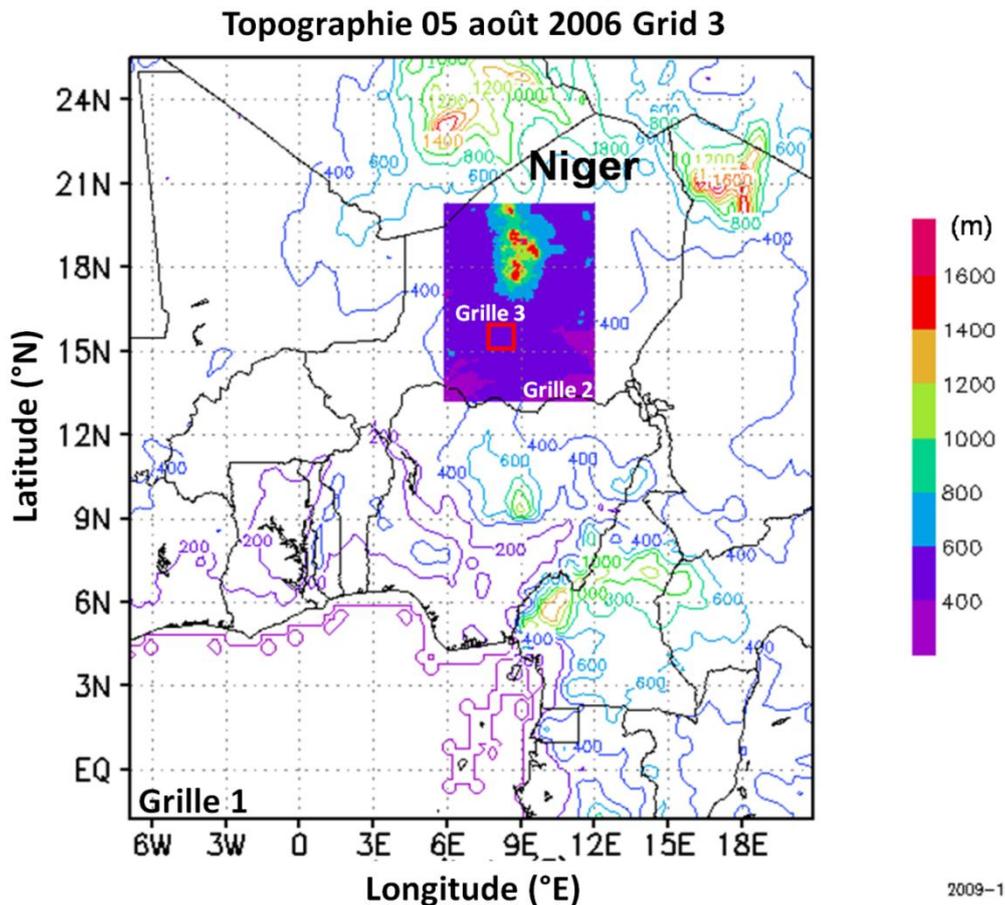


Figure 5.3 : Domaine des 3 grilles imbriquées utilisées dans la simulation BRAMS pour le cas de l'Air avec la topographie correspondante (iso-lignes pour la Grille 1, contours remplis pour les grilles 2 et 3). La grille 3 est délimitée par la ligne rouge.

La Grille 1 s'étend d'environ 7,942°W à 22,05°E en longitude et de 2,02°S à 26,10°N en latitude, avec une résolution de 20 km en x et en y. Elle couvre une grande partie de l'Afrique de l'ouest, et inclut une partie de l'Océan Atlantique pour mieux compter l'influence du flux de la mousson. Les reliefs culminant à plus de 1500 m d'altitude sont présents au nord-est de la Grille 1. Le pas de temps sur cette grille est de 30 s.

III Modélisation - Chapitre 5 Cas de l'Aïr

Le domaine de la Grille 2 inclut le massif d'Aïr au centre du Niger, avec une altitude de plus de 1600 m. C'est aussi le domaine où le déclenchement de la convection profonde a été observé. La Grille 2 s'étend de 5,80°E à 12,14°E en longitude et de 13,16°N à 20,36°N en latitude, avec une résolution relativement fine de 4 km en x et en y. Le pas de temps sur cette grille est de 10 s.

La Grille 3 est localisée au sud des montagnes de l'Aïr et couvre un domaine de 106 km × 118 km qui s'étend de 7,84°E à 8,83°E en longitude et de 15,36°S à 16,45°N en latitude, avec une résolution de 1 km en x et en y. Le pas de temps sur cette grille est de 2 s. Le choix de la position cette grille a été décidé à partir d'une simulation avec les grilles 1 et 2 seulement : La Grille 3 a été ajoutée à l'endroit où la convection de la Grille 2 était la plus violente afin de se donner les meilleures chances de reproduire les overshoots observés.

Grille	Résolution horizontale (km)	Nombre de points par grille (NX, NY, NZ)	heure de départ de la simulation (TU)
G1	20 × 20	152, 154, 68	
G2	4 × 4	162, 197, 68	00:00 TU 5 août 2006
G3	1 × 1	106, 118, 68	

Tableau 5.2 : Réglages des grilles du modèle utilisées pour la simulation de l'Aïr (5 août 2006). La taille, la résolution et l'heure de départ pour chaque grille sont présentées dans ce tableau.

Les paramètres et les sources des données pour le forçage, l'humidité du sol, le type d'analyse météorologique et les schémas microphysiques sont tous identiques aux cas du Tchad, comme cela a déjà été montré sur le **Tableau 4.2b**.

Les coordonnées verticales et la résolution temporelle sont les mêmes que dans la simulation du Tchad. Sur toutes les grilles, l'archivage des sorties du modèle est d'abord faite à une fréquence horaire à partir de 00:00 TU le 5 août jusqu'à 00:00 TU le 7 août, et à une fréquence de 5 minutes sur la période entre 18:00 TU et 19:55 TU le 5 août pour suivre l'évolution détaillée de l'overshoot.

5.3 Validation de la simulation

5.3.1 Comparaison des taux de précipitations TRMM et BRAMS

Pour le cas de l'Aïr, nous validons la simulation en comparant les résultats du modèle aux taux de précipitation obtenus par TRMM, et indirectement aux signatures d'overshoots par les DTB de SEVIRI/MSG. La **Figure 5.4** montre la comparaison des précipitations de surface (exprimée en mm.h^{-1}) obtenues par TRMM d'une part (**Figures.5.4a, c, e**), à 15 TU (entre 13:30 TU et 16:30 TU) 18 TU (entre 16:30 et 19:30 TU) et 21 TU (entre 19:30 TU et 22:30 TU), respectivement, et celles obtenues par les sorties du modèle BRAMS (**Figures.5.4b, d, f**) pour les créneaux horaires 14 ~ 17 TU, 17 ~ 20 TU, et 20 ~ 23 TU respectivement, donc décalées d'une demi-heure par rapport aux produits TRMM. Les résultats de BRAMS sont exprimés avec la résolution de la Grille 1 dans tout le domaine géographique afin d'être comparables à la résolution des produits TRMM. La **Figure 5.4a** montre une vaste zone de précipitation dans le centre du Niger avec un maximum à environ 17°N en longitude, et $8,5^\circ\text{N}$ en latitude. Un autre domaine de précipitations est échantillonné dans le sud-est du domaine présenté, à la frontière du Niger avec le Nigéria. La simulation correspondante de BRAMS (**Figure 5.4b**) montre une zone plus petite de précipitations dans le centre du Niger, car le système convectif dans BRAMS se développe plus tard que les observations. Pourtant, le maximum de précipitations est situé au même endroit avec la même intensité. Il est intéressant de remarquer que la convection se déclenche dans une région de montagnes comme le montre la **Figure 5.3**. Des tests de sensibilité sur les paramètres de relief utilisés pour la préparation de la simulation (mode « make surface » du modèle qui génère tous les fichiers de surfaces nécessaires à la simulation) semblent montrer que l'orographie joue un rôle important dans le déclenchement de la convection. La zone de précipitations près de la frontière avec le Nigeria est également reproduite par BRAMS, bien qu'elle soit située à plus à l'ouest que les observations.

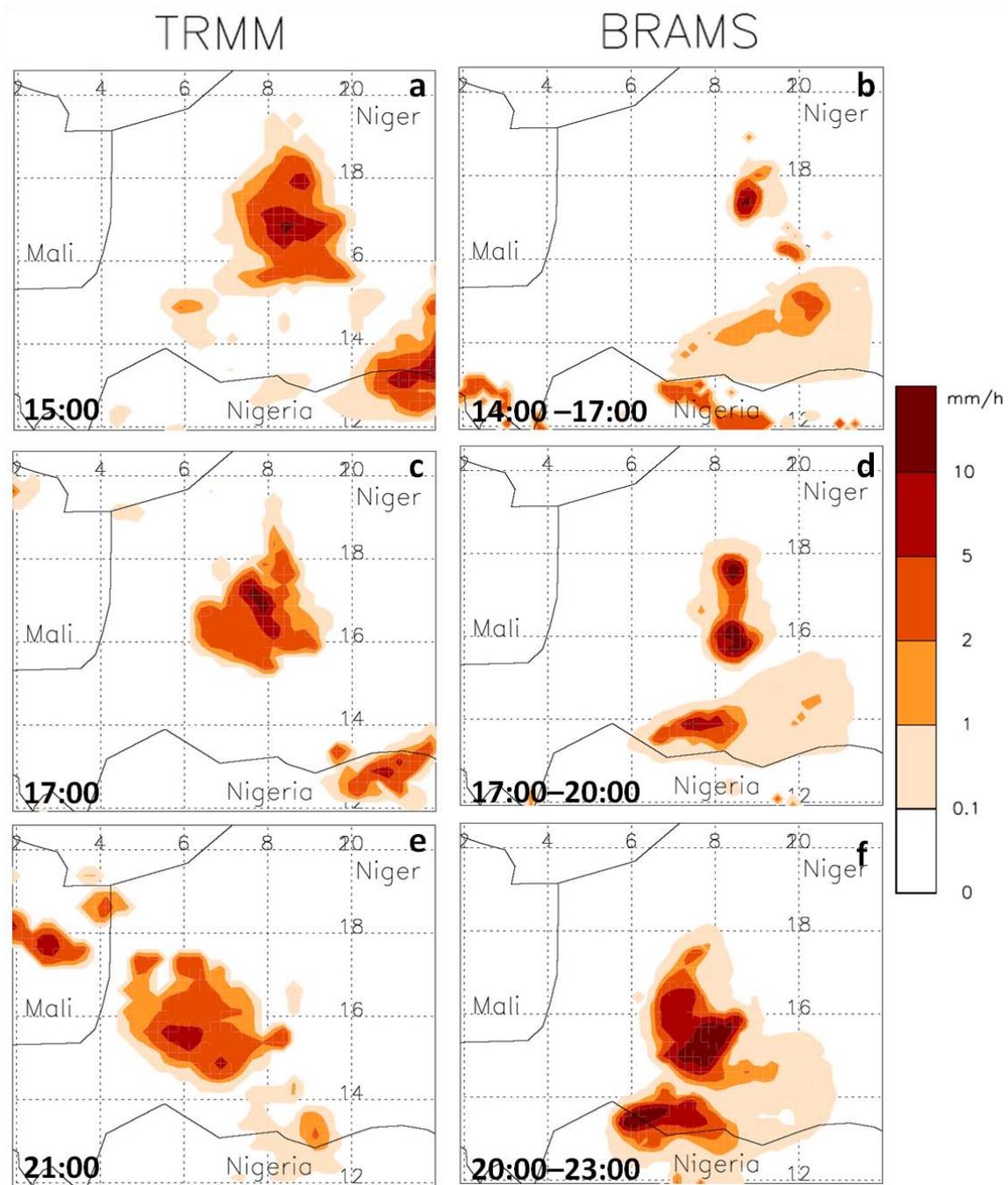


Figure 5.4 : Comparaison des taux de précipitations accumulés en trois heures entre TRMM (a, c, e) et BRAMS (b, d, f) pour le cas de l'Air le 5 août 2006. (a) de 13:30 TU à 16:30 TU et (b) de 14:00 TU à 17:00 TU, (c) de 16:30 TU à 19:30 TU et (d) de 17:00 TU à 20:00 TU, (e) de 19:30 TU à 21:30 TU et (f) de 20:00 TU à 23:00 TU.

Vers 18:00 TU, les taux de précipitations observés et modélisés indiquent tous les deux une intensification au nord et au sud du MCS (près de 8°E en longitude et entre 16°N et 18°N en latitude), et une propagation vers l'ouest. Le maximum de précipitation au cœur du système élevé est comparable dans les deux cas. La zone de précipitations dans le sud-est se propage légèrement vers l'ouest avec un maximum de précipitation similaire dans les deux cas, mais

cette zone est située plus à l'ouest pour BRAMS, comme à 15:00 TU. Vers 21:00 TU les deux panneaux TRMM et BRAMS montrent une propagation du MCS vers le sud-ouest du MSC. Cependant, la propagation est plus lente dans la simulation. Cela est dû au fait que, bien que se propagent vers l'ouest, le MSC modélisé par BRAMS sort de la Grille 2 et entre dans le domaine de la Grille 1 où la convection est déclenchée par une paramétrisation sous-maille, dégradant les paramètres clé qui déterminent la durée de vie de MCS et sa vitesse de propagation. Les précipitations en région frontière du Niger et du Nigeria se propagent vers l'ouest à la fois pour les observations TRMM et pour BRAMS. En raison de la propagation le sud-ouest du MCS et vers l'ouest de la bande de précipitation à la frontière Niger/Nigéria, ces deux systèmes convergent et formeront plus tard un système nuageux unique, aussi bien montré dans les observations par satellite que dans la modélisation. Les sorties TRMM à 21:00 TU (**Figure 5.4e**) montrent que l'activité du MCS se désintègre, comme le soulignent des taux de précipitations maximaux inférieurs à 10 mm.h^{-1} . Par contre, le modèle BRAMS calcule un cœur encore très actif (**Figure 5.4f**). Cela pourrait être partiellement dû au fait que les taux de précipitation BRAMS sont calculées avec un décalage de 30 minutes par rapport aux produits TRMM et que le MSC observé, après une décomposition, se ré-intensifie plus tard à partir de 23:00 TU. Ce temps est pris en compte dans l'évaluation des taux de précipitation de BRAMS, mais pas dans les sorties TRMM pour lesquelles la période se termine à 22:30 TU. Ce pourrait aussi être dû au fait que le MCS modélisé est en retard par rapport au système observé, et donc toujours actif à ce moment là.

5.3.2 Répartition spatio-temporelle de l'overshoot

La prochaine Figure (**Figure 5.5**) illustre l'overshoot tel que vu par les simulations BRAMS au sein de la Grille 3. Il montre les points en longitude/latitude de la Grille 3 comportant un rapport de mélange de glace supérieure à $0,1 \text{ g.kg}^{-1}$ au-dessus du niveau de 380 K entre 18:30 TU et 21:15 TU. Le seuil de $0,1 \text{ g.kg}^{-1}$ est doublé de celle choisie pour rendre la **Figure 5.5** au Tchad plus lisible. La **Figure 5.5** utilise les mêmes couleurs et délais que dans la **Figure 5.3**, mais décalée de 3 heures et 15 minutes dans le temps par rapport aux observations pixels DTB d'overshoot. Ceci est fait pour tenir compte du décalage temporel du MCS modélisé par rapport aux observations. La **Figure 5.5b** montre que les MCS modélisés injectent de la glace au-dessus de la tropopause au cours d'une durée similaires aux observations d'overshoot, mais plus tard que l'observation MCS. L'overshoot modélisé est également comparable en longitude à celui observé dans les premières 75 minutes (**Figure 5.5a**). Contrairement au cas du Tchad, le déplacement du signal d'overshoot en BRAMS n'est pas seulement dû à

l'advection horizontale de glace injectée par l'overshoot, car il existe plusieurs pénétrations stratosphériques (première à 8,35°E, et plus tard à 8,18°E) dans notre simulation. Après ça, BRAMS calcule toujours une injection de glace au-dessus de la tropopause mais la répartition géographique des overshoots est différente de ces observations. Les overshoots sont calculés dans la partie sud-ouest de la grille tandis que les observations montrent déplacement des pixels d'overshoot dans le temps de l'est à ouest-nord-ouest. L'évolution d'overshoot est très bien reproduite dans le temps par BRAMS dans les premières 75 minutes du système modélisé (**Figure 4.5a**) avec le même sens de déplacement. Pendant cette période, les overshoots dans BRAMS sont réalistes même si ils sont en retard par rapport aux observations.

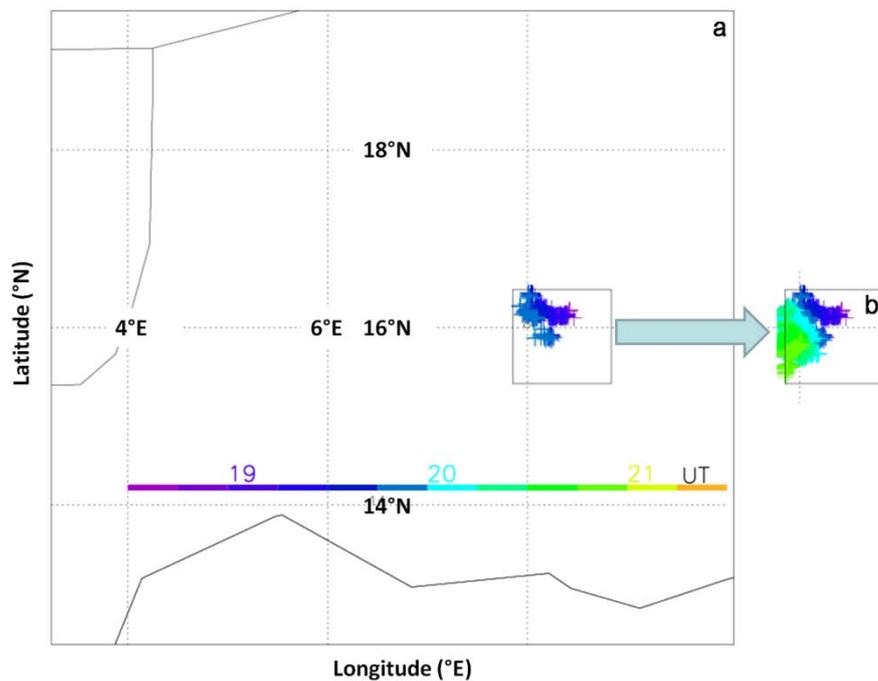


Figure 5.5 : comme la **Figure 3.8** mais pour le cas de l'Aïr dans le domaine de la Grille 3 (a) de 18:30 à 19:50 TU. (b) de 18:30 TU à 21:15 TU.

5.3.3 Structure verticale de l'overshoot

Dans cette partie, on montre en détail la structure verticale des overshoots reproduits par la simulation. La **Figure 5.6** montre deux coupes verticales de l'eau condensée selon la latitude 16,15°N et 15,9°N dans le domaine de la Grille 3 de la simulation BRAMS pour deux instants différents. A 19:10 TU (**Figure 5.6a**), la simulation reproduit un overshoot vers 16,15°N qui traverse la tropopause (niveau isentrope 380 K) et atteint une altitude maximum de 18,7 km. Les positions en longitude et latitude de l'overshoot modélisé sont en très bon accord avec les observations. Plus tard à 19:45 TU, le sommet de l'overshoot atteint 18,1 km (**Figure 5.6b**).

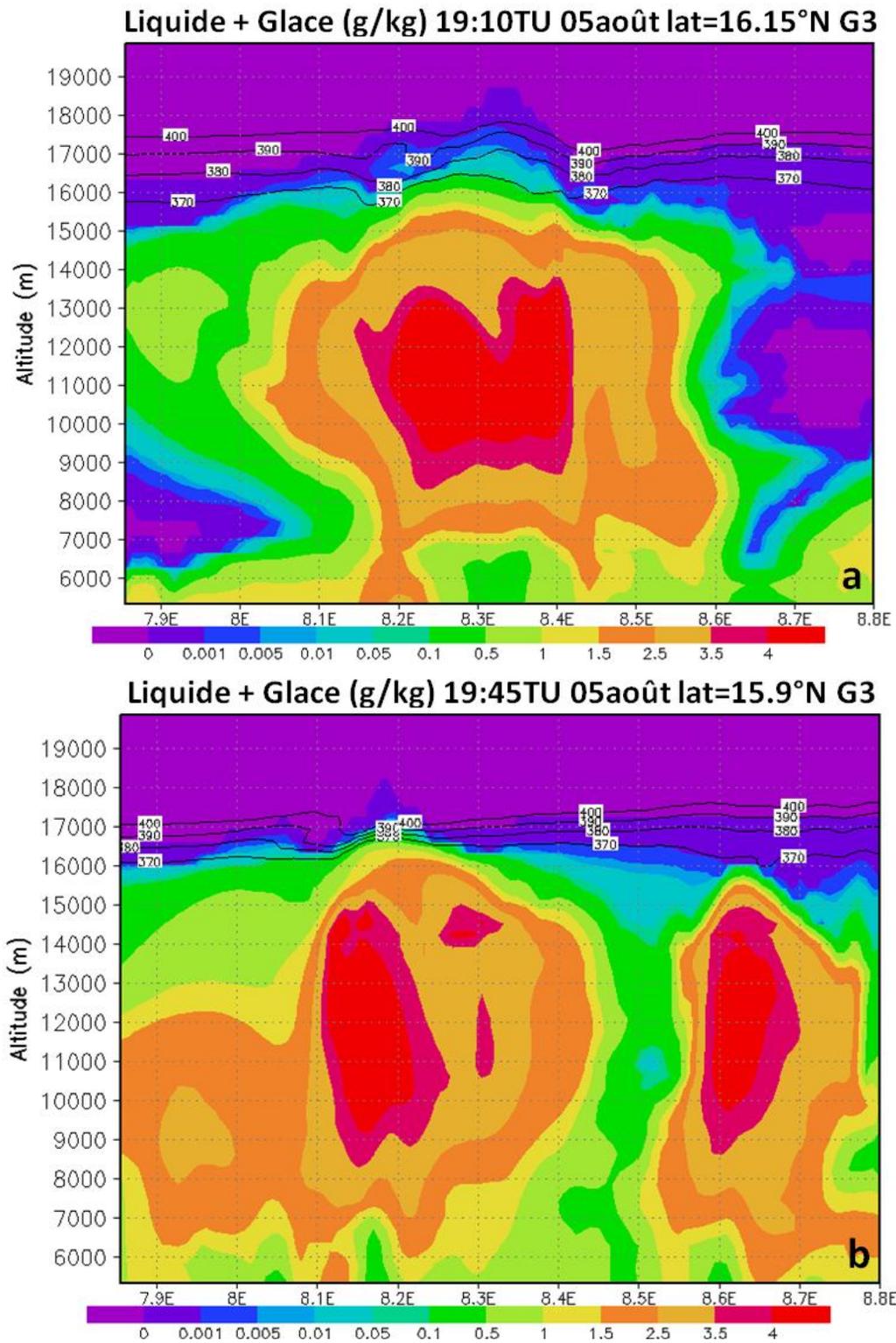


Figure 5.6 : Coupe verticale de l'eau condensée (g.kg^{-1}) dans la Grille 3 BRAMS le 5 août 2006 pour le cas de l'Aïr (a) selon la latitude $16,15^\circ\text{N}$ à 19:10 TU, (b) selon la longitude $15,9^\circ\text{E}$ à 19:45 TU.

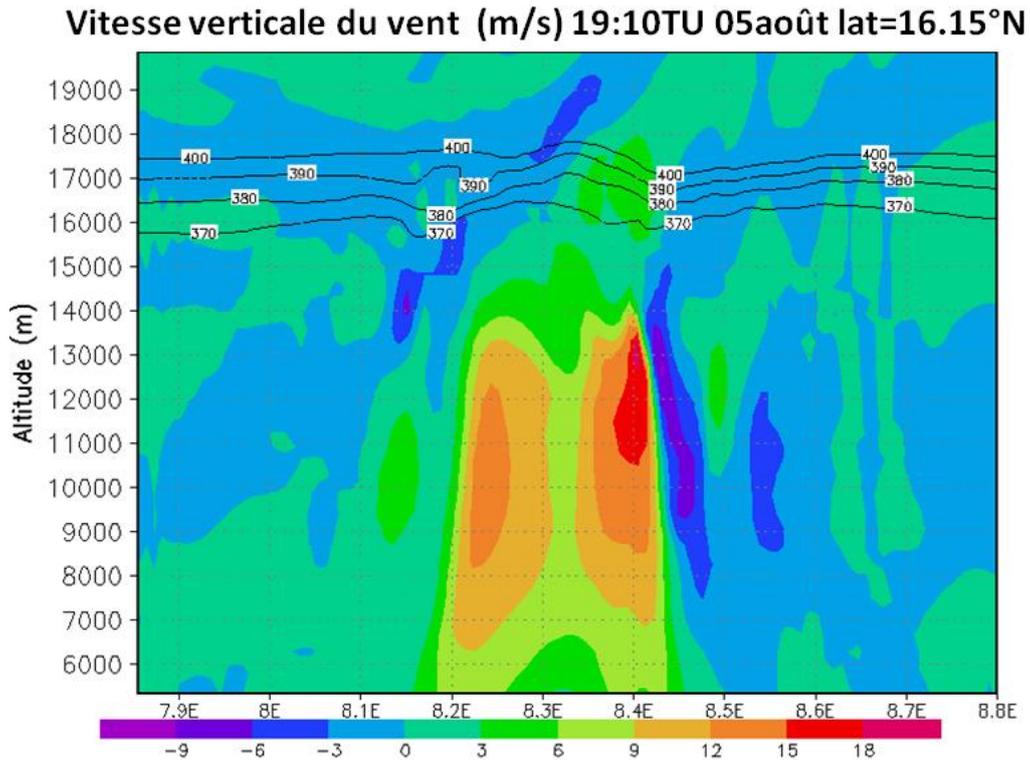


Figure 5.7 : Coupe verticale de la vitesse verticale du vent ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) selon la latitude $16,15^\circ\text{N}$ dans la Grille 3 de BRAMS à 19:10 TU, le 5 août 2006 pour le cas de l'Aïr. Maximum de la vitesse du vent : $20,9 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$.

La **Figure 5.7** fournit une coupe de la vitesse verticale dans le système convectif au moment de l'overshoot. Elle montre des valeurs maximales comparables à ce qui a été trouvé pour le cas du Tchad, de l'ordre de $20 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. La valeur maximum pour cet instant est de $20,9 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Cela est encore une fois bien inférieur aux valeurs rapportées par la simulation de Chaboureau et al. (2007).

Je montre également la structure verticale de l'humidité relative par rapport à la glace : l'humidité relative par rapport à la glace calculée par BRAMS est généralement saturée dans la basse stratosphère dans la partie arrière du système comme montré sur la **Figure 5.8a**, au moment d'overshoot (plus de 130% au-dessus de la tropopause). Ce n'est pas le cas à proximité immédiate de la tourelle convective. Sur la **Figure 5.8b**, le maximum de la RH_i stratosphérique est supérieur à 150% à l'endroit d'overshoot, mais sur une surface très limitée. Ailleurs une grande partie arrière du système est saturée par rapport à la glace ($\sim 110\%$) à la tropopause (380 K), mais légèrement sous-saturée à 390 K ($\sim 90\%$). On peut quand même dire que le cas de l'Aïr est plus humide et souvent plus saturé que le cas du Tchad. Ceci pourra avoir un impact sur la faculté des hydrométéores stratosphériques à sédimenter.

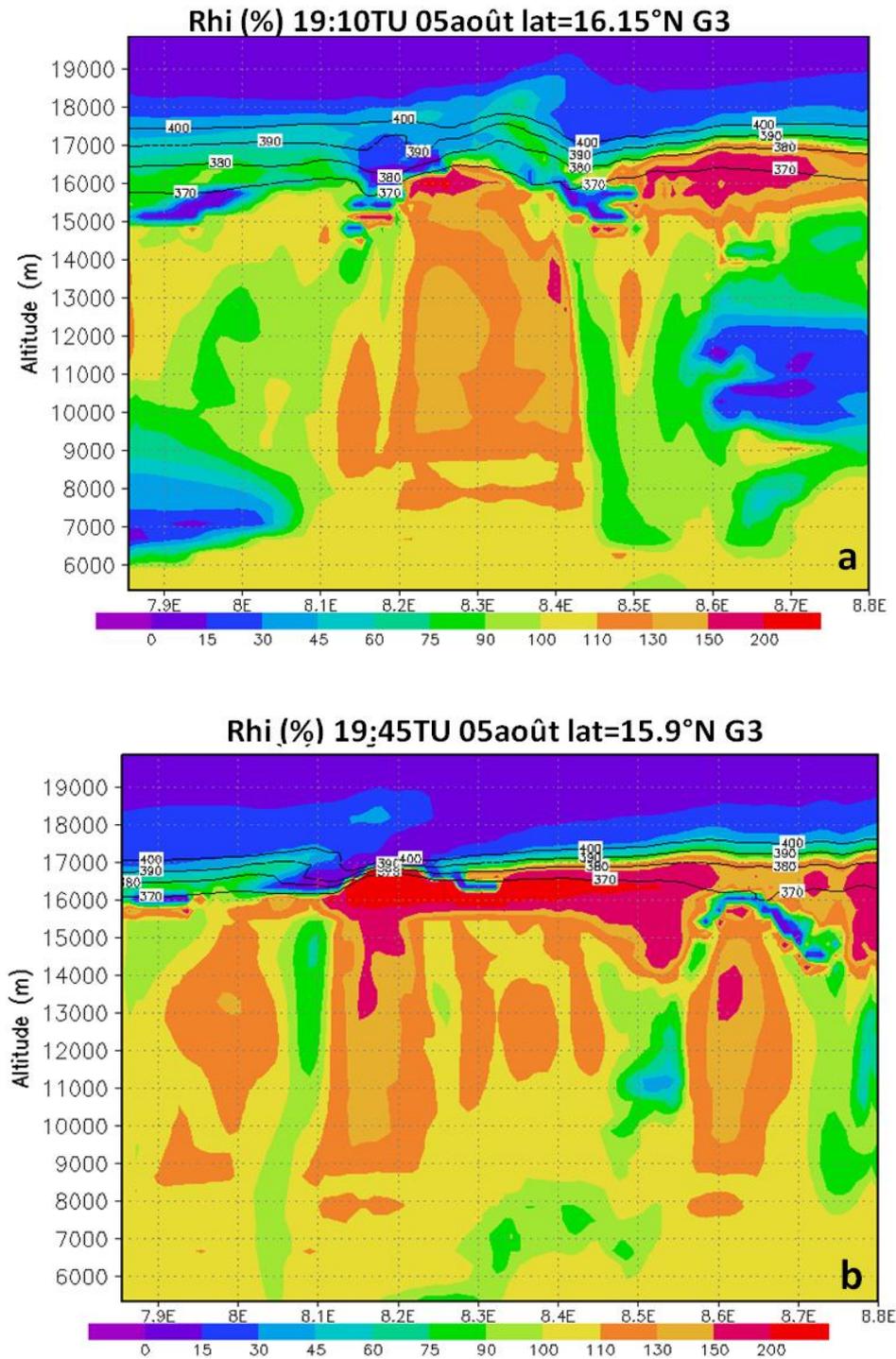


Figure 5.8 : Coupe verticale de l'humidité relative par rapport à la glace (RHi %) dans la Grille 3 de BRAMS le 5 août 2006 pour le cas de l'Aïr (a) selon la latitude 16,15°N à 19:10 TU, (b) selon la latitude 15,9°N à 19:45 TU.

Pour résumer, les paramètres clés du 5 août 2006, le cas du MCS de l'Aïr (l'endroit, la direction de propagation, l'intensité des précipitations, l'activité d'overshoots) sont généralement bien reproduites par la simulation de BRAMS, bien que le MCS modélisé se développe plus tard que les observations et l'activité d'overshoot soit surestimée à la fin de la

simulation. La fin de la simulation ne sera pas prise en compte dans le calcul du flux d'eau travers de la tropopause dans la section suivante.

5.4 Bilan d'eau de l'overshoot modélisé

5.4.1 Flux à travers la tropopause

Des calculs de flux à travers les niveaux isentropes (principalement stratosphériques) ont été effectués de manière similaire au cas du Tchad pour le cas du 5 août. La période de 18:00 TU à 19:50 TU a été utilisée pour calculer les flux d'eau totale et vapeur vers le haut à travers les différents niveaux isentropes dans la Grille 3. Nous limitons nos calculs à cette période, afin de ne garder que la période où il y a un bon accord entre l'activité d'overshoot vue par MSG et celle modélisée par BRAMS (voir le paragraphe précédent). Les résultats sont donnés sur la **Figure 5.9** et les valeurs des flux sont résumées dans le **Tableau 5.3**. Une structure à deux sommets est visible sur la **Figure 5.9**, soulignant deux courtes périodes différentes de convection intense avec overshoot. Le premier pic, à 19:10 TU, est visible pour tous les niveaux θ montrant que de l'overshoot injecte directement des particules de glace au-dessus du niveau 400 K, comme le montre la **Figure 5.6**.

À 380 K, ce pic atteint un maximum de $1,1 \text{ t.s}^{-1}$, pour l'eau totale, avec $0,56 \text{ t.s}^{-1}$ de flux de vapeur d'eau correspondant. Ce dernier chiffre doit être comparé avec le calcul des flux de Chaboureau et al. (2007), multiplié par le ratio de la superficie de chaque simulation ($106 \times 108 / 250 \times 250 = 0,2$), qui est de $1,8 \text{ t.s}^{-1}$ à 380 K et $1,6 \text{ t.s}^{-1}$ à 390 K. Encore une fois, les calculs de Chaboureau et al. (2007) sont plus élevés que les nôtres. Les flux intégrés durant toute la période sont donnés dans le **Tableau 5.3**. Au cours de l'overshoot, le modèle BRAMS a calculé des vitesses maximales de vent vertical de l'ordre de 18 m.s^{-1} avec la valeur maximum de $20,9 \text{ m.s}^{-1}$ comme montré dans la **Figure 5.7**. Nous pouvons également comparer ces résultats de flux à ceux calculés pour le cas du Tchad : on montre que pour tous les niveaux isentropes, les flux sont inférieurs pour le cas de l'Aïr, y compris pendant les maximums. Les flux intégrés du **Tableau 5.3** sont également inférieurs à ceux du Tchad. Le **Tableau 5.3** met en évidence des valeurs plus faibles par unité de temps que pour le cas du Tchad, bien que le cas de l'Aïr soit plus court sur la durée de calcul. La différence est aussi possiblement due à la surface plus petite de l'overshoot pour le cas de l'Aïr que pour le cas du Tchad. Notons pour le deuxième pic que le signal de l'overshoot n'est pas visible au-dessus des niveaux 390 K.

Pour les niveaux θ dans la stratosphère (≥ 380 K), le bilan de l'Aïr est typiquement 0,75 celui du Tchad. Nous verrons également que l'humidité joue un rôle important dans ces différences (voir **Partie 5.5**)

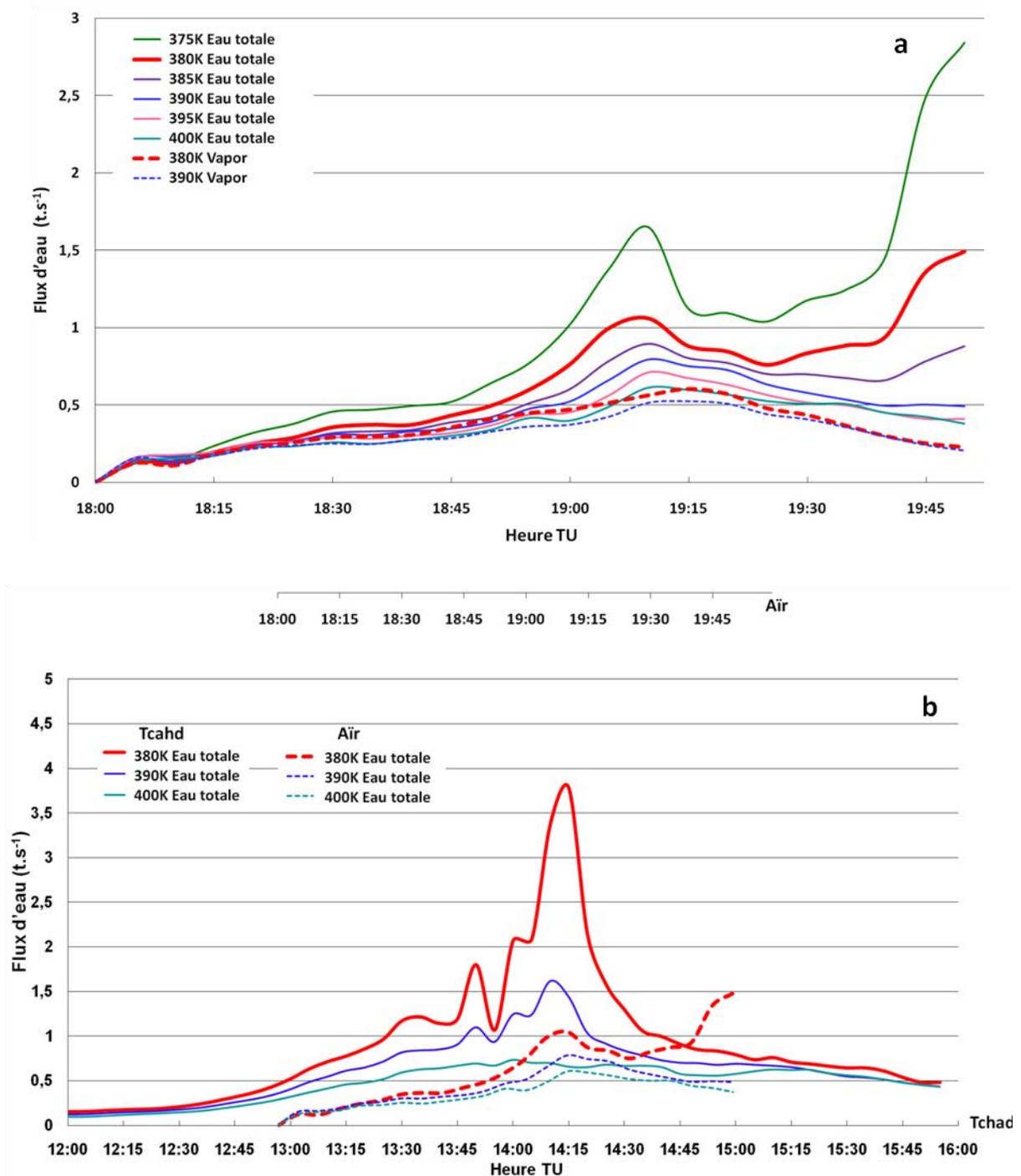


Figure 5.9 : (a) Flux d'eau totale et de vapeur pour différents niveaux isentropes dans le domaine de la Grille 3, calculés entre 18:00 TU et 19:55 TU pour le cas de l'Aïr. Eau totale : entre 375 K et 400 K. Vapeur d'eau à 380 K et 390 K. (b) Comparaison entre les flux calculés pour l'Aïr (tirets) et ceux calculés pour le cas du Tchad (traits pleins) pour les niveaux 380 K, 390 K et 400 K. Ils sont centrés sur le pic du premier overshoot.

III Modélisation - Chapitre 5 Cas de l'Air

Eau totale							
Niveau isentrope (K)	370 K	375 K	380 K	385 K	390 K	395 K	400 K
Flux intégré (kt)	12,2	6,3	4,3	3,5	3,0	2,7	2,5
Par unité de temps (kt.h ⁻¹)	6,64	3,44	2,36	1,89	1,62	1,46	1,35
Par unité de temps (t.s ⁻¹)	1,8	0,9	0,7	0,5	0,4	0,4	0,4
Vapeur d'eau							
Niveau isentrope (K)	370 K	375 K	380 K	385 K	390 K	395 K	400 K
Flux intégré (kt)	3,6	2,7	2,3	2,2	2,1	2,0	1,8
Par unité de temps (kt.h ⁻¹)	1,79	1,14	1,17	1,11	1,04	0,98	0,89
Par unité de temps (t.s ⁻¹)	0,5	0,4	0,3	0,3	0,3	0,3	0,2

Tableau 5.3 : Bilan vertical positif d'eau et de vapeur d'eau associé à l'overshoot du cas de l'Air à travers différents niveaux isentropes. Le flux intégré est la masse totale d'eau traversant les niveaux vers le haut au cours de la période d'intégration de l'overshoot (1 heure 50 minutes pour le cas de l'Air). On trouvera également les mêmes résultats, divisés par la période d'intégration.

5.4.2 Masse d'eau stratosphérique

J'ai aussi calculé le changement sur la masse d'eau stratosphérique pour le cas de l'Air **Figure 5.10**. En considérant des divergences entre le modèle et l'observation des DTB à 19:50 TU lorsque le modèle surestime l'activité d'overshoot, il n'est pas possible d'étudier l'évolution de la plume hydratée stratosphérique après cet instant. Contrairement au cas du Tchad, l'overshoot conduit à une forte augmentation de la glace (800 t à 19:00 TU), mais associé à une perte de vapeur d'eau, donc l'augmentation totale de l'eau à 19:50 TU est inférieure à 365 t. Ce nombre doit être comparé avec les 800 t d'eau totale qui atteint au maximum dans le cas du Tchad. Nous ne pouvons pas conclure sur la quantité d'eau qui reste dans la stratosphère, mais il est clair que le cas du Tchad hydrate beaucoup plus la stratosphère que dans le cas de l'Air. Pour le cas du Tchad au maximum 507 tonnes d'eau restait dans la stratosphère alors qu'une masse maximum injectée était de 800 t. Ici le maximum est justement atteint à 19:50 TU. Il est donc probable, surtout pour des conditions stratosphériques plus humides pour l'Air qu'au moins un facteur 507/800 pondère la valeur maximale de 365 t soit environ 230 t. il y aurait donc au moins un facteur de 70 % entre l'Air et le cas du Tchad.

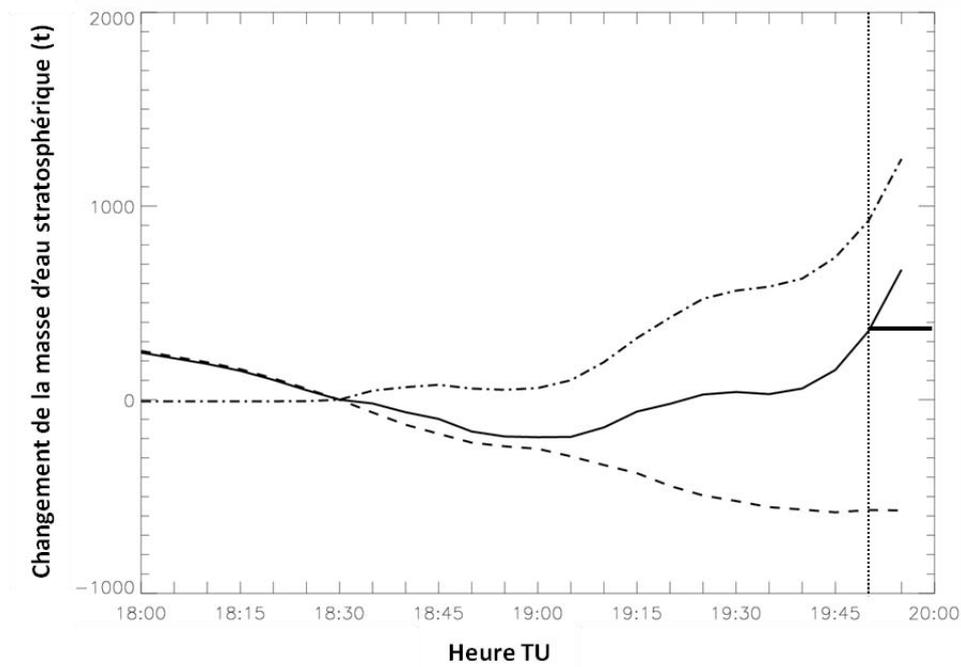


Figure 5.10 : Evolution de la masse d'eau stratosphérique dans la fine grille de calcul pour l'overshoot du 5 août 2006 entre les niveaux isentropes 380 K et 420 K. Trait plein : eau totale. Trait tireté : vapeur d'eau. Trait tireté-pointillé : glace. Le trait vertical pointillé donne l'heure pour laquelle l'activité d'overshoot est surestimé par le modèle. Le trait plein épais horizontal donne l'extrapolation de la valeur (365 t) de la vapeur d'eau restante dans la stratosphère si toute la glace sublimait.

5.4.3 Evolution du signal hydraté

L'évolution temporelle de la quantité d'eau totale au niveau isentrope de 390 K dans le domaine de la Grille 3 est montrée sur la **Figure 5.11**. La bulle hydratée sur la **Figure 5.11b** correspond à la position d'overshoot présentée sur la **Figure 5.6a**. Elle grandit en se déplaçant vers l'ouest. La maximum de l'eau totale augmente jusqu'à 19:40 TU (**Figure 5.11e**, avec une valeur maximum de l'eau totale de 272 ppmv) qui est cohérent avec l'augmentation permanente de la masse de glace stratosphérique. Pendant la période de la simulation, comme noté sur la série de figures, la valeur maximum du pourcentage de glace reste toujours proche de 100% au centre de la bulle avec le temps tandis que la bulle hydratée se déplace vers l'ouest. Par rapport au cas du Tchad, la surface de la zone hydratée est plus petite au début mais plus grande avec le temps à cause du déplacement vers l'ouest.

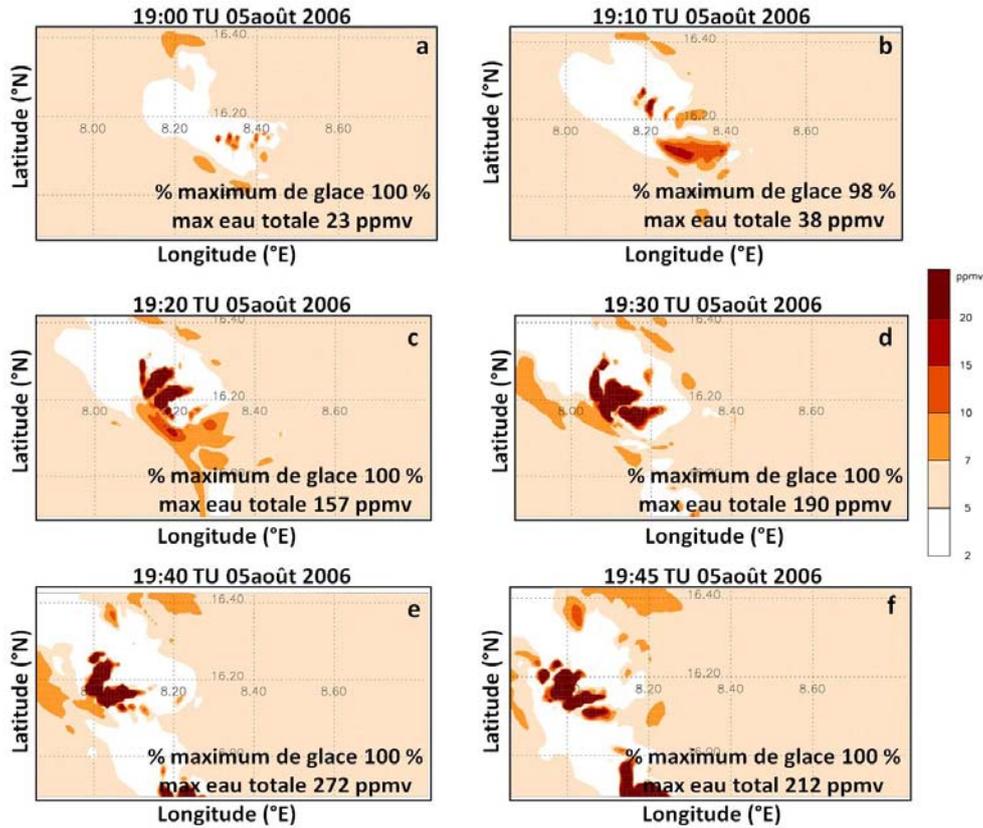


Figure 5.11 : Eau totale au niveau isentrope 390 K dans le domaine de la Grilles 3 suivant l'advection de la bulle hydraté de 19:00 TU (a) à 19:45 TU (f). Le rapport de mélange maximum d'eau totale ainsi que le pourcentage maximum de glace par rapport à l'eau totale sont indiqués dans chaque panneau.

5.5 Comparaison et conclusion

5.5.1 Comparaison avec le cas du Tchad

Les deux cas décrits dans ce chapitre et dans le chapitre précédent donnent l'opportunité de comparer l'impact de deux overshoots différents par leur durée de vie et la superficie dans la même étude. Cela pourrait être utile pour déterminer ultérieurement la dépendance à la durée ou à la taille de la quantité de glace injectée par de tels événements extrêmes.

Les différences de résultats des deux cas soulignent encore une fois que selon les cas étudiés, l'impact sur l'hydratation de la stratosphère est sensiblement différent. Nous notons une différence de saturation et d'humidité entre le cas de l'Aïr et le cas du Tchad : le cas du Tchad se produit dans un environnement plus sec que le cas de l'Aïr (**Figure 5.12**). A l'état initial, la concentration d'eau totale de 390 K pour le cas du Tchad est environ 3 ppmv (ligne rouge), largement plus faible qu'une valeur plus typique de 5 ppmv à la tropopause ouest-africaine, par rapport au cas de l'Aïr qui avec une valeur relativement d'environ 5 ppmv (ligne bleu).

Nous avons vérifié que l'état initial du cas du Tchad est correct, et que la période d'initialisation correspondait à un épisode particulièrement sec. Dans le cas de l'Air, tout en injectant de l'eau totale dans la stratosphère, la saturation par rapport à la glace est atteinte dans de petites régions autour de l'overshoot considérées à 380 K. La vapeur d'eau se condense sur les particules de glace qui tombent. Par conséquent, la masse d'eau stratosphérique simulée tend à diminuer peu après l'overshoot. En même temps pour le cas du Tchad, il a été vérifié que la RH_i était inférieure à 100% dans le panache d'overshoot sauf au moment maximum de l'overshoot. Ainsi, les particules de glace ont tendance à s'évaporer, ou en tout cas, sédimentent moins rapidement. Plus précisément, on peut regarder l'évolution de RH_i dans la Grille 3 pour le cas du Tchad et de l'Air respectivement sur les **Figures 5.13** et **5.14**.

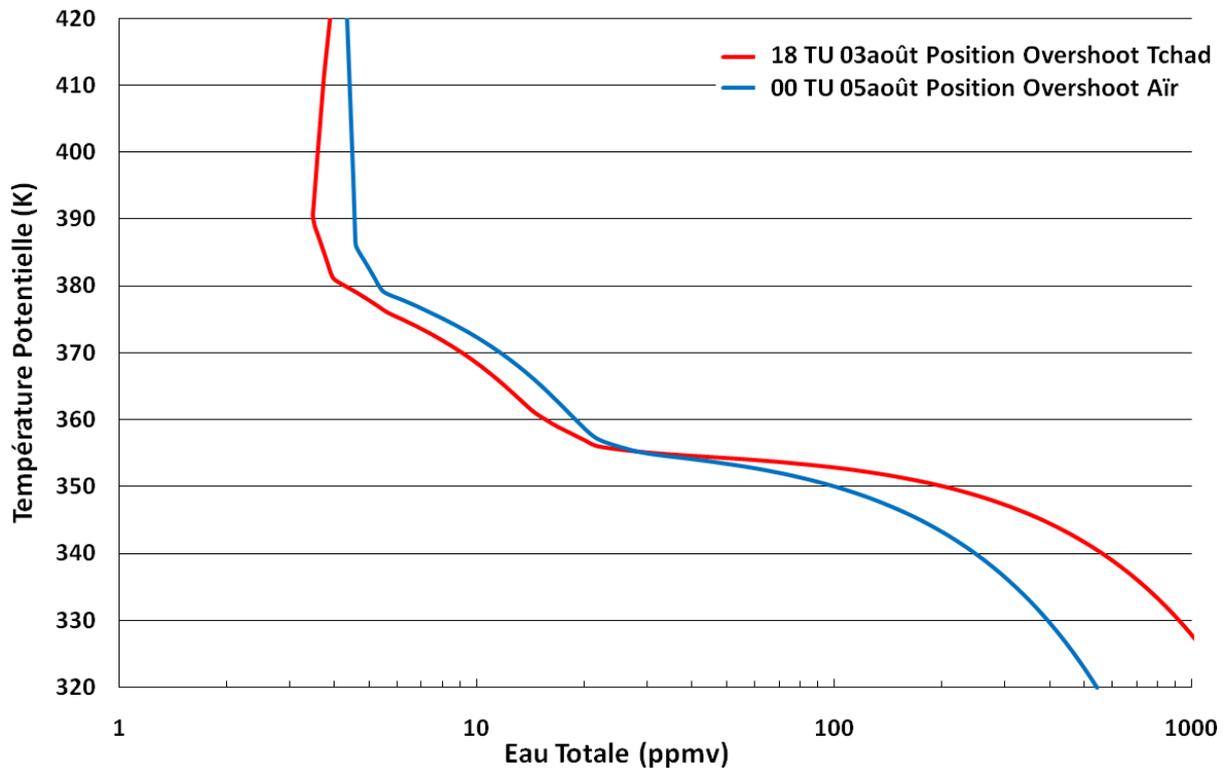


Figure 5.12 : Profils initiaux de la concentration de l'eau totale pour le cas du Tchad (18:00 TU le 03 août, ligne rouge) et le cas de l'Air (00:00 TU le 5 août, ligne bleue), aux positions des overshoots correspondants.

La comparaison des deux séries de **Figure 5.13** et **Figure 5.14**, montrent en effet que l'on calcule RH_i avec la vapeur d'eau ou avec l'eau totale (potentiel de saturation quand toute la glace sublime) confirme que autour de l'overshoot et derrière celui-ci, les conditions sont souvent saturées pour le cas de l'Air, et beaucoup moins saturées pour le cas du Tchad. Pour

RHi calculé avec la vapeur d'eau, les zones de saturations sont plus importantes que pour le cas du Tchad (notamment à l'heure de l'overshoot **Figure 5.13c** et **Figure 5.14b**). La caractéristique du cas de l'Aïr est une zone saturée à tout instant à l'arrière du système (**Figure 5.14a à f**) ce qui n'est pas le cas pour la simulation du Tchad. Hassim et Lane (2010), par des tests de sensibilités sur l'humidité dans l'UTLS concluent après la publication de notre étude (Liu et al., 2010, voir annexe) que l'humidité joue un rôle important dans la quantité d'eau qui reste dans la stratosphère après un overshoot.

5.5.2 Conclusions du cas de l'Aïr

Après l'étude sur le cas du Tchad, un autre système d'overshoot plus organisé a été étudié dans l'Aïr et le bilan d'eau correspondant à travers la tropopause a été calculé. Il montre une masse totale d'eau injectée dans la stratosphère 3 fois plus faible que pour le système du Tchad, même si la durée de calcul pour le cas du Tchad est plus courte. La différence est moindre, mais toujours importante lorsque le résultat est exprimé par unité de temps: $0,66 \text{ t.s}^{-1}$ pour le cas de l'Aïr au lieu de $0,91 \text{ t.s}^{-1}$ pour le cas du Tchad. Notre estimation de la quantité de masse d'eau qui reste dans la stratosphère, après l'overshoot (au maximum 365 t mais plus vraisemblablement une valeur d'environ 230 t) est de 70% celle calculée pour le cas du Tchad pour l'estimation la plus favorable. Cela montre la variabilité de l'impact d'overshoot convection sur l'hydratation potentielle de la stratosphère, qui n'a pas été mis en évidence dans des études précédentes.

L'impact relatif d'overshoot convection par rapport à la déshydratation/piège froid n'est pas évalué pour le moment. L'impact de l'hydratation à moyenne échelle dans une zone géographique plus grande implique des études à plus grande échelle de temps d'abord, afin de réconcilier la petite échelle et le transport d'eau à plus grande échelle, sujet encore très débattu. Nous proposons dans un premier temps de mieux estimer la variabilité de l'impact d'overshoot convection parmi un plus grand nombre de cas différents et d'autres types d'overshoot. Ceci sera fait dans le cadre d'un projet futur mené par le GSMA. Dans le cadre de ma thèse j'ai travaillé dans une autre direction : il s'agit de vérifier l'impact des paramètres clé du modèle tel que le schéma microphysique ou les résolutions de modèle pour mettre en évidence les raisons des différences entre les modèles sur l'hydratation de la basse stratosphère et d'estimer une incertitude sur les valeurs données par les modèles. C'est ce qui a été fait dans le chapitre suivant.

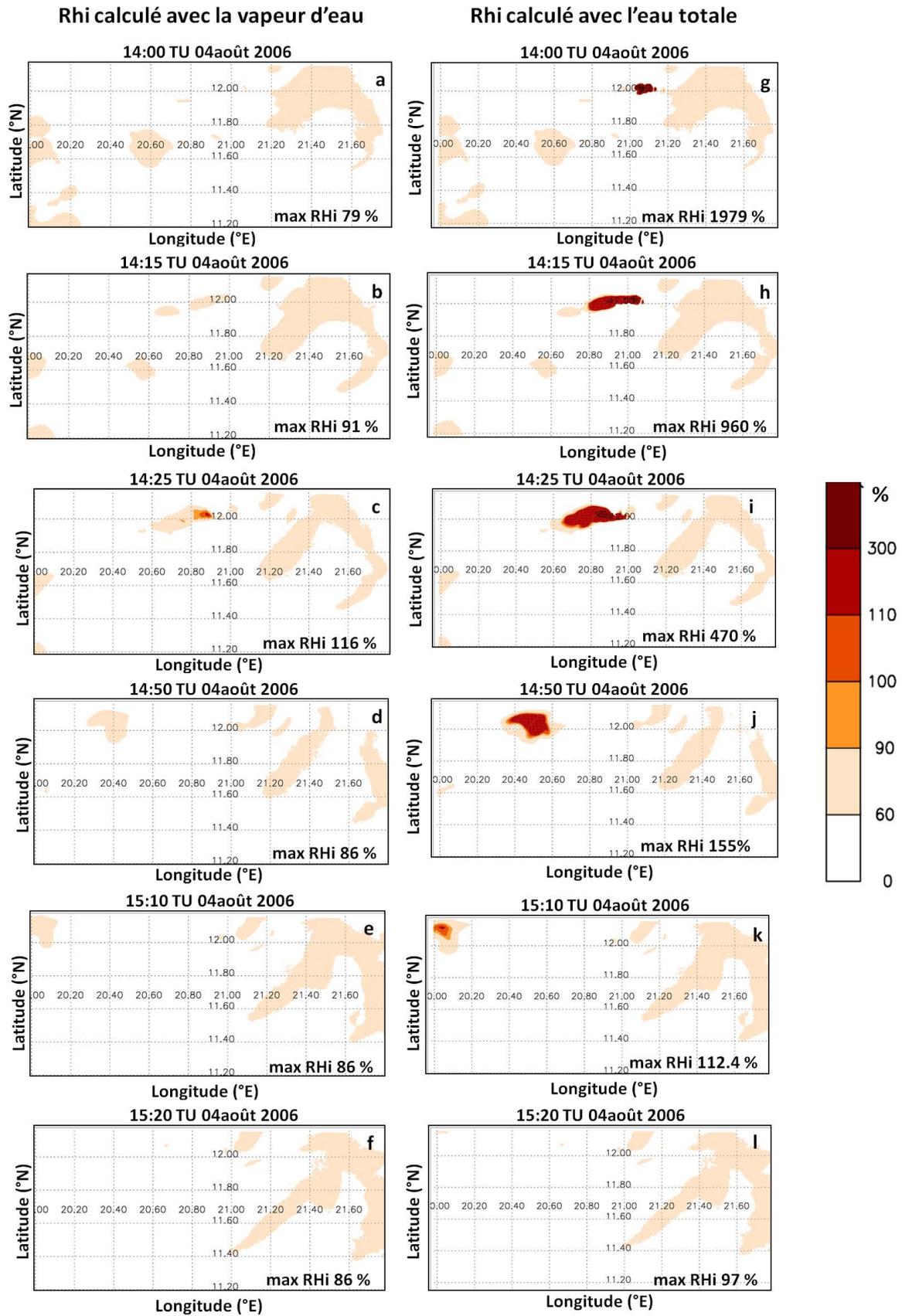


Figure 5.13 : RHi calculé avec la vapeur d'eau (a ~ f) et l'eau totale (g ~ l) à 385 K de 14:00 TU à 15:20 TU pour le cas du Tchad dans le domaine de la Grille 3

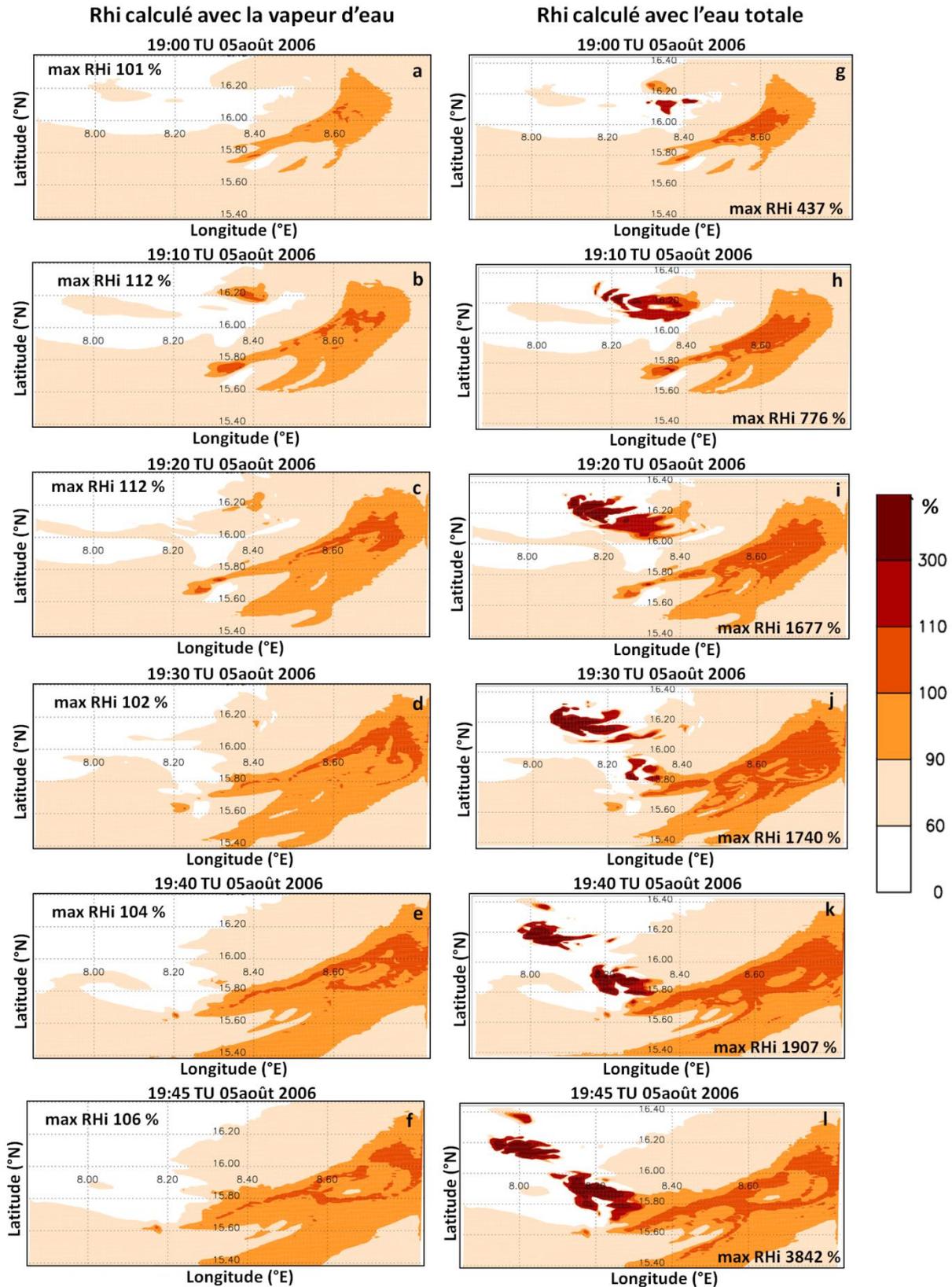


Figure 5.14 : RHi (humidité relative par rapport à la glace calculée avec la vapeur d'eau (a ~ f) et avec l'eau totale (g ~ l) à 385 K de 18:20 TU à 19:45 TU pour le cas de l'Air dans le domaine de la Grille 3 de BRAMS.

Chapitre 6

Tests de sensibilité microphysiques sur les overshoots modélisés

6.1 Motivation des tests sur la sensibilité

Dans ce chapitre, nous présentons deux simulations supplémentaires du cas de l'overshoot du Tchad (4 août 2006), en faisant varier des paramètres microphysiques du modèle. La motivation de ce travail est double :

D'une part, tester la sensibilité du modèle BRAMS au schéma microphysique choisi (double moment ou simple moment), peut éclairer sur des différences obtenues entre différents modèles, les uns permettant un schéma microphysique à deux moments (c'est le cas de BRAMS), les autres se limitant à un schéma à un seul moment (c'est le cas de Méso-NH par exemple dans l'étude de Chaboureau et al., 2007). Comprendre les différences entre modèles donne une perspective sur les valeurs typiques qu'ils calculent. Elle donne donc également une gamme d'estimation, ou éventuellement de correction, utiles pour l'extrapolation de ces valeurs à plus grande échelle géographique.

D'autre part, toujours dans un souci de pouvoir déterminer à l'avenir l'impact des overshoots à grande échelle et une paramétrisation de l'hydratation par les overshoots à introduire dans les modèles globaux, estimer la gamme d'hydratation calculée (ou le cas échéant de déshydratation) en fonction des paramètres microphysiques choisis permet enfin de donner plus précisément une valeur typique de l'impact d'un overshoot, ou au moins l'incertitude du calcul dû à la microphysique.

Enfin, dans le cas d'une faible sensibilité de l'hydratation/déshydratation aux paramètres microphysiques, cette étude permettrait de diriger les réglages microphysiques des futures simulations vers les moins coûteuses en temps calcul.

Dans ce chapitre, un premier test est fait sur le schéma microphysique lui-même, à savoir que le schéma à simple moment est utilisé, alors que nous avons utilisé le schéma à double moment dans le **Chapitre 4**. Un deuxième test est réalisé en changeant le paramètre de forme de la distribution gamma pour le schéma à double moment, basé sur un réglage du module microphysique proposé par Pénide et al. (2010) pour un système convectif à méso-échelle (MCS) africain pendant AMMA.

6.2 Test sur le schéma microphysique simple moment

6.2.1 Paramètres de la simulation du cas du Tchad simple moment

De manière comparable à la simulation du cas du sud Tchad avec le schéma microphysique à double moment (ci-après S2M) que l'on a présentée dans le **Chapitre 4**, une simulation avec

le schéma microphysique à un moment (ci-après S1M) a également été réalisée pour le même cas : elle comprend également 3 grilles imbriquées avec une résolution identique au cas double moment. Ces grilles ainsi que la topographie correspondante, sont montrées sur la **Figure 6.1**.

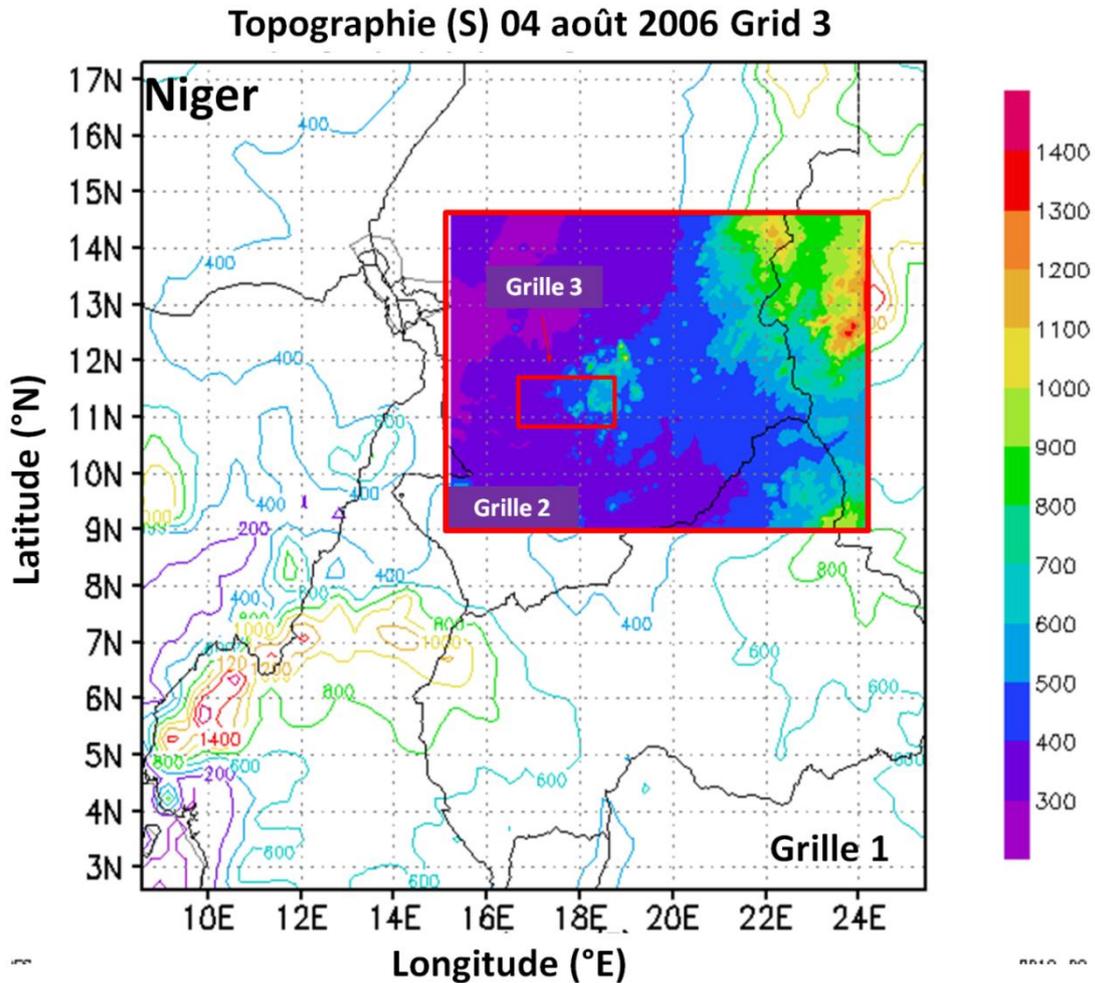


Figure 6.1 : Domaines des 3 Grilles imbriquées utilisés dans la simulation BRAMS pour la simulation du Tchad avec schéma microphysique simple moment. La topographie correspondante (iso-lignes pour la Grille 1, contours remplis pour la Grille 2 et la Grille 3) est également indiquée.

De même, les surfaces de grille sont identiques dans chaque cas (même nombre de mailles), l'heure de démarrage ainsi que les paramètres de forçage (« nudging ») et d'humidités des sols sont également les mêmes. Les analyses météorologiques sont issues des réanalyses ECMWF qui assimilent les radiosondages d'AMMA, comme dans la simulation S2M présentée dans le **Chapitre 4**. Pour les paramètres, on se réfèrera aux **Tableau 4.2a** et **b** du **Chapitre 4**. Le seul changement significatif est la position de la Grille 3 qui diffère de celle de la simulation S2M, alors que les grilles 1 et 2 sont identiques en tout point pour les deux

simulations. La présente Grille 3 de S1M est légèrement décalée au sud-ouest par rapport à celle de la simulation double moment. En effet, plusieurs simulations tests à deux grilles ont été effectuées et cette position permet de placer la Grille 3 à l'endroit où la convection profonde est la plus intense pour la bande de précipitation orientée est-ouest vers 11,1 N dans les observations : comme nous le verrons plus tard dans ce chapitre, la bande nuageuse orientée est-ouest est placée à environ 11,3 N dans la simulation S1M, alors qu'elle était à 12°N pour la simulation S2M. Garder la position de la Grille 3 au même endroit que celui de la simulation S2M n'aurait pas permis de reproduire d'overshoot, puisqu'elle aurait été positionnée principalement hors de toute convection. Par contre la taille de la Grille 3 pour la simulation S1M reste identique à celle de S2M. La nouvelle position de la Grille 3 pour S1M s'étend en longitude de 16,9°E à 18,9°E et en latitude de 10,8°N à 11,8°N.

L'autre différence majeure correspond donc aux choix des paramètres microphysiques. Quand le schéma à simple moment est activé, il faut imposer au modèle les diamètres moyens pour la pluie, la neige, les agrégats, le grésil et la grêle. Pour l'eau nuageuse, c'est la concentration en noyau de condensation qui est imposée. Par contre, il n'y a pas de taille imposée pour la glace primaire, la classe d'hydrométéore glacé qui congèle en premier : dans S1M, elle va être déduite de la taille des particules d'eau nuageuse et de l'équation de conservation de l'eau totale. C'est en fait le seul type de particule qui suit le schéma à deux moments pour cette simulation. Dans la simulation S2M, seul le paramètre de forme de la distribution gamma était imposé. Les diamètres moyens imposés dans le paramétrage de S1M sont déduites des tailles d'hydrométéores issues de la simulation S2M, pour un nuage convectif moyen dans la région du sud du Tchad, dont l'enclume atteint 15 km. Ce nuage n'est pas encore représentatif du système qui pénètre la stratosphère mais il est déjà représentatif d'un système relativement mûr. Or dans une simulation à microphysique simple moment, les tailles restent identiques quelque soit le niveau de maturité du système convectif (croissance, mature, décroissance). Si l'on veut que la simulation S1M offre des résultats proches de la simulation S2M, alors il faut que dans la phase de croissance du système convectif, les deux simulations ne diffèrent pas trop. D'où le choix de paramètres issus d'un système convectif de maturité intermédiaire qui représentera à la fois la phase de croissance et la phase du maximum d'activité. Les tailles moyennes ont été extraites dans une gamme d'altitude différente pour chaque type d'hydrométéores : il s'agit de l'altitude pour laquelle la concentration de ces hydrométéores est maximum. Les valeurs de diamètres moyens sont montrées dans le **Tableau 6.1**.

Types de Particule	Diamètre moyen (sauf remarque)
Noyau de condensation	0,5 e9 kg ⁻¹ (concentration)
Pluie	0,6 mm
Glace primaire	Déduite (double moment)
Neige	0,2 mm
Agrégates	1,0 mm
Grésil	0,7 mm
Grèle	0,7 mm

Tableau.6.1: Diamètre moyen imposé dans la simulation S1M pour chaque type d'hydrométéores

6.2.2 Validation de la simulation

Dans ce chapitre on valide notre simulation S1M avec les méthodes identiques à celles présentées dans les **Partie 4.3** et **Partie 5.3**.

6.2.2.1 Comparaison des taux de précipitation TRMM et BRAMS

Nous validons la simulation du Tchad S1M du 4 août 2006 en comparant les résultats du modèle aux taux de précipitation obtenus par TRMM. La **Figure 6.2** montre la comparaison des précipitations de surface (exprimée en mm.h⁻¹) obtenues par TRMM d'une part (**Figures 6.2a, c, e**), à 15 TU (entre 13:30 TU et 16:30 TU) 18 TU (entre 16:30 TU et 19:30 TU) et 21 TU (entre 19:30 TU et 22:30 TU), respectivement, et celles obtenues par les sorties du modèle BRAMS (**Figures 6.2b, d, f**) pour les créneaux horaires 14 ~ 17 TU, 17 ~ 20 TU, et 20 ~ 23 TU respectivement, donc décalés d'une demi-heure par rapport aux produits TRMM. Dans cette simulation, comme cela sera montré un peu plus tard dans ce chapitre, l'heure de l'overshoot est vers 15:30 TU, soit décalé d'environ 1h30 par rapport aux observations. Il est donc concevable de montrer les pluies accumulées de BRAMS décalées dans le temps par rapport à TRMM. Les pluies accumulées par BRAMS décalées d'1h30 par rapport aux observations (non montrées sur la **Figure 6.2**) changent assez peu par rapport à celles montrées avec une demi-heure de décalage. Les résultats de BRAMS sont encore exprimés avec la résolution de la Grille 1 dans tout le domaine géographique afin d'être comparables à la résolution des produits TRMM.

Dans notre simulation, la zone de précipitation dans le nord-est du domaine au Soudan, près de la frontière avec le Tchad correspond bien aux résultats de TRMM (zone entourée en vert) entre 14:00 TU et 17:00 TU (**Figure 6.2b**). Il en est de même pour la période 17:00 TU et 20:00 TU (**Figure c et d**). Pendant la période de la comparaison, l'intensité de pluie de cette

zone est de plus en plus forte (maximum de plus de 10 mm.h^{-1}) et cette zone de convection se déplace modérément vers l'ouest entre 17:00 TU et 23:00 TU (**Figure 6.2d et f**). Par contre dans TRMM, la zone correspondante apporte une intensité de pluie généralement comprise entre 5 mm.h^{-1} et 10 mm.h^{-1} et a tendance à se décomposer à 21:00 TU sans se propager (**Figure 6.2e**). Cette zone de pluie est essentiellement liée à la présence de relief dans cette partie du Soudan (voir **Figure 6.1**).

La zone la plus importante de ce cas est entourée en bleu. A 15:00 TU (**Figure 6.2a**), TRMM montrent une bande est-ouest de précipitations à environ $11 \sim 11,5^\circ\text{N}$. Cette zone correspond à la zone des pixels d'overshoot qui a été mise en évidence dans l'étude de K2009, correspondant aux pixels violets à bleus sur la **Figure 4.5**. Sur la figure correspondante de BRAMS (**Figure 6.2b**), le modèle simule un maximum local de même intensité mais avec une zone plus petite que l'estimation TRMM. La zone simulée de forte pluie correspond également mieux à la position des pixels d'overshoots observés par MSG. Plus tard vers 18:00 TU, les produits TRMM montrent que la zone de précipitation s'étale vers le nord et le sud (**Figure 6.2c**). Cette tendance est également bien reproduite par BRAMS (**Figure 6.2d**), mais la surface n'augmente pas assez par rapport aux observations TRMM. Autour de 21:00 TU, alors que les observations montrent une activité convective encore très intense au delà de 12°N , les précipitations ont complètement disparu dans BRAMS (**Figures 6.2e et f**). Retenons tout de même le bon comportement de BRAMS dans la zone autour de l'overshoot pendant la période concernée (15:00 TU).

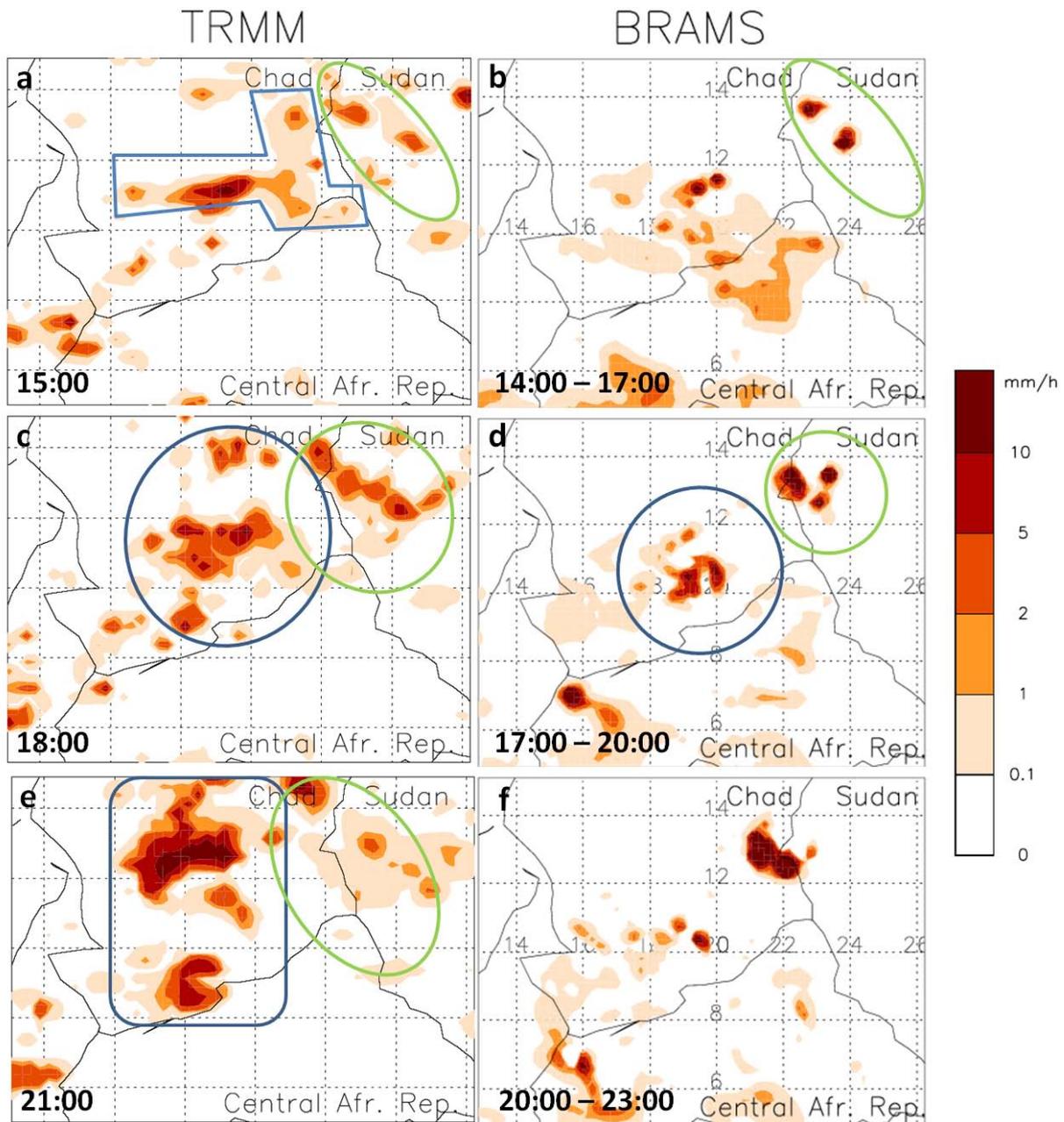


Figure 6.2 : Comparaison des taux de pluie accumulée sur 3 heures entre TRMM (a, c, e) et BRAMS (b, d, f) pour la simulation S1M. (a) entre 13:30 et 16:30 TU, (b) entre 14:00 TU et 17:00 TU. (c) entre 16:30 et 19:30 TU. (d) entre 17:00 TU et 20:00 TU. (e) entre 19:30 et 22:30 TU. (f) entre 20:00 TU à 23:00 TU, le 4 août 2006.

La **Figure 6.3** montre l'activité d'overshoot vue par la simulation BRAMS dans le domaine de la Grille 3, avec des points de maille pour lesquels il y a dans la stratosphère ($q > 380$ K) un rapport mélange de glace supérieur à $0,05 \text{ g.kg}^{-1}$. Dans la partie **b** de la **Figure 6.3** Nous avons reproduit la **Figure 4.5** pour faciliter la comparaison. Une quantité de glace est présente au-dessus de la tropopause dans la partie sud-ouest de la Grille 3 de 15:00 TU jusqu'à 16:30 TU. D'abord présent à ($17,8^\circ\text{E}$, 11°N), l'activité d'overshoot se déplace vers l'ouest. La

plupart des points de grille contenant de la glace stratosphérique se situent selon la latitude 11°N pendant la période de la simulation (de 13:30 à 16:35 TU). La tendance de propagation d'overshoot correspond bien aux pixels de DTB $> 3\text{ K}$ montré sur la **Figure 6.3b**, les pixels observés et simulés sont tous situés selon la latitude 11°N . On note néanmoins un décalage de 2.5° vers l'ouest sur la longitude et de 60 minutes en retard entre l'observation et la simulation.

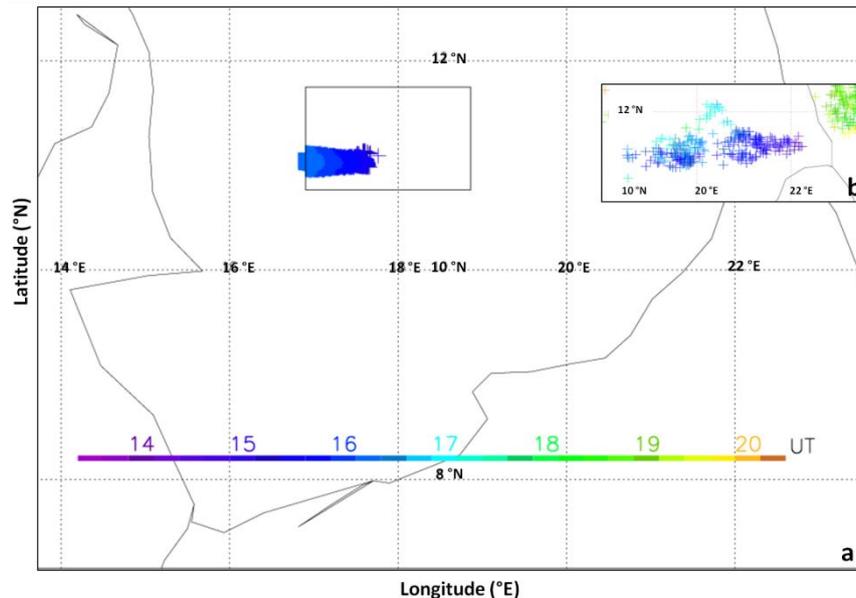


Figure 6.3 : (a) Comme la **Figure 4.8** mais pour la simulation S1M de 13:30 TU à 17:25 TU le 4 août 2006, dans le domaine de la Grille 3. (b) Partie de la **Figure 4.5** reproduite pour permettre une comparaison directe : pixels d'overshoot vus par MSG/SEVIRI, correspondant à une DTB $> 3\text{K}$.

6.2.2.2 Structure verticale de l'overshoot

Dans le présent paragraphe, nous montrons plus en détail la structure verticale de l'overshoot modélisé par la simulation S1M.

La **Figure 6.4** montre les coupes verticales de l'eau condensée selon la latitude 11°N dans le domaine de la Grille 3 de la simulation S1M. A 15:30 TU (**Figure 6.4**), la simulation reproduit bien un overshoot par le système convectif qui traverse la tropopause (niveau isentrope 380 K) pour atteindre une altitude maximum de 17,5 km. Ici encore, la pénétration convective dépasse le niveau isentrope 400 K comme dans la simulation S2M où l'overshoot atteignait 17,8 km. La position en latitude de l'overshoot modélisée est en bon accord avec celles des overshoots sud-tchadiens décrits par K2009. Cependant l'overshoot de S1M a lieu une heure et demi plus tard (15:30 TU) que les observations ($\sim 14 :00\text{ TU}$) et il est légèrement

décalé vers l'ouest par rapport aux observations. Une compilation des comparaisons entre S1M et S2M est présentée plus en détail dans la **Partie 6.2.4**.

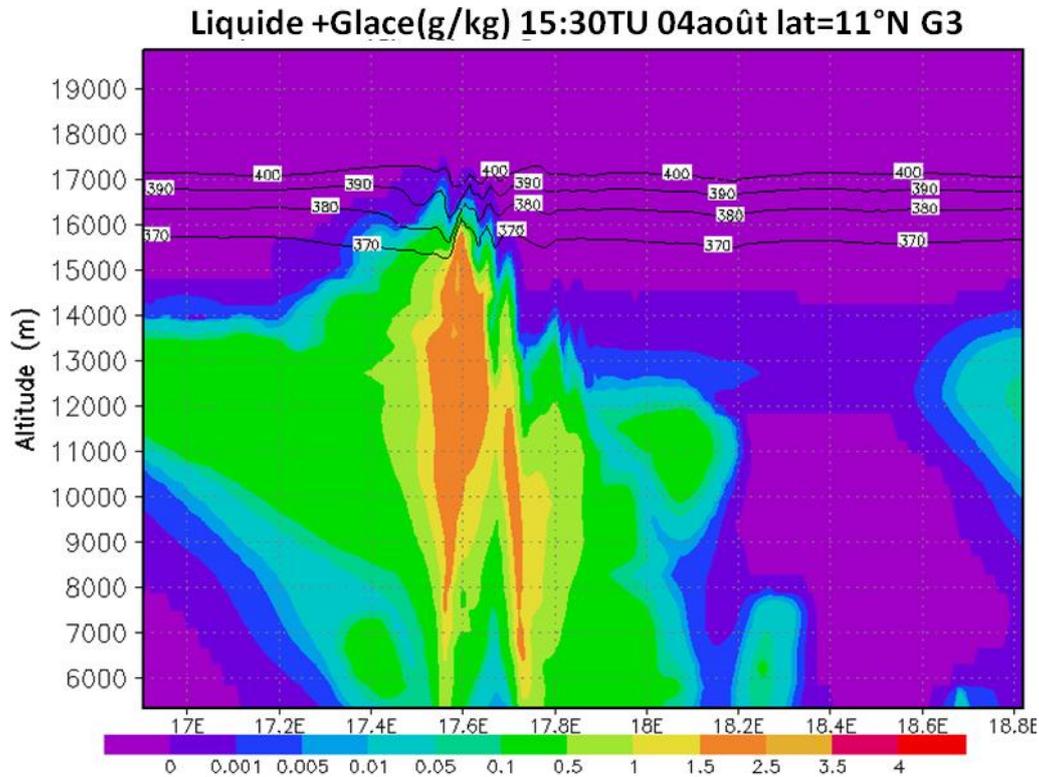


Figure 6.4 : Coupe verticale de l'eau condensée (g.kg^{-1}) selon la latitude 11°N dans la Grille 3 de BRAMS à 15:30 TU, le 4 août 2006 pour la simulation S1M.

En calculant le contenu en glace dans le domaine de la Grille 3 entre 14:00 TU et 17:55 TU le 4 août 2006 pour la simulation S1M (**Figure 6.5**). La figure montre également quelques ordres de grandeur typique du contenu en glace rapporté par Corti et al. (2008) lors des mesures de campagne en région tropicale (Brésil et Océanie). Nous pouvons voir qu'à 390 K, le modèle BRAMS présente des concentrations en glace typiques de celles de Corti et al. (2008). Par contre entre 400 K et 410 K, les concentrations calculées par BRAMS sont nettement inférieures aux valeurs rapportées par Corti et al. (2008). Ces mêmes valeurs sont également inférieures à celles calculées par la simulation S2M. Une explication probable est la taille des particules injectées par l'overshoot dans la basse stratosphère. Les cristaux de neige et d'agrégat étant plus lourd que dans la simulation S2M, ils sédimentent plus rapidement de sorte qu'il ne reste que des petits cristaux de glace primaire dans la stratosphère, dont le contenu en glace est relativement petit vu la petite taille des particules (Cf. **Tableau 6.3** dans la **Partie 6.2.2.3**). Nous montrerons également que dans la simulation S1M, au maximum de l'overshoot, la masse totale de glace stratosphérique est de 450 t, alors qu'elle

est d'environ 530 t pour la simulation S2M, résultat d'une plus faible concentration en glace dans les plus hauts niveaux isentropes de la TTL.

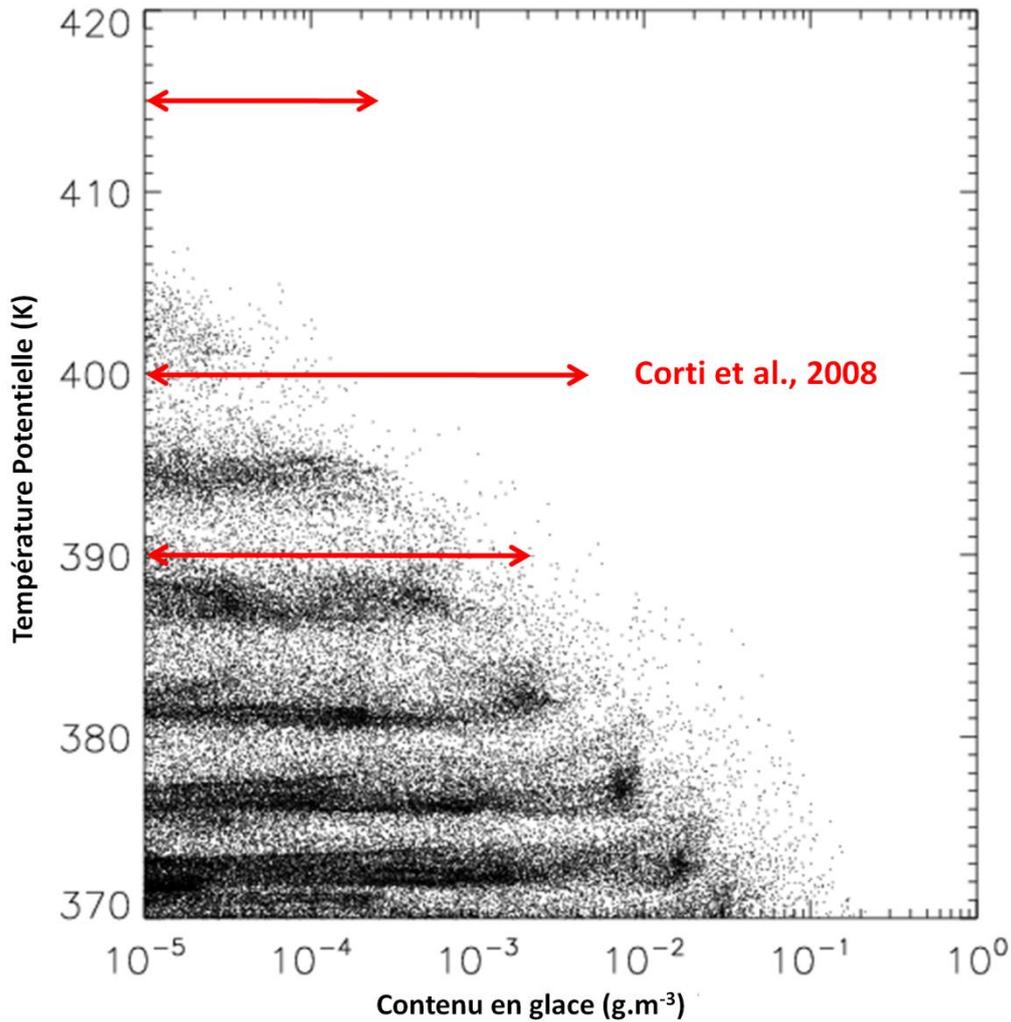


Figure 6.5 : Contenu en glace simulé par BRAMS pour la simulation S1M calculé entre 14:00 TU et 17:55 TU, le 04 août 2006 dans la grille 3.

6.2.2.3 Autres caractéristiques de l'overshoot

Le **Tableau 6.3** montre le pourcentage de « glace primaire » de « neige » et d' « agrégats » dans la composition en glace totale dans le sommet du système nuageux pour des niveaux isentropes typiques de la TTL et pour deux instants différents : à 15:30 TU, instant de l'overshoot, et à 15:55 TU où la bulle hydratée commence à sortir de la Grille 3. Comme cela est montré dans le tableau, la glace injectée dans la stratosphère par l'overshoot est principalement composée de glace primaire. C'est la catégorie d'hydrométéore la plus petite. Pendant la période d'overshoot, la composition en glace primaire est nettement supérieure (> 65%) à celle de la neige et des agrégats (le grésil et la grêle étant négligeables) pour tous les

niveaux isentropes. Ce rapport de composition devient de plus en plus grand avec le temps avec typiquement 90% de glace composée de glace primaire. En plus, à tous les niveaux, la quantité des agrégats diminue pour être négligeable dans la basse stratosphère.

Température Potentielle	Glace primaire (%)		Neige (%)		Agrégats (%)	
	15:30 TU	15:55 TU	15:30 TU	15:55 TU	15:30 TU	15:55 TU
360 K	66,71	94,33	9,47	4,50	22,91	1,16
370 K	71,17	94,80	9,90	4,93	18,77	0,27
380 K	76,09	93,62	10,90	6,34	12,95	0,05
390 K	74,63	87,10	13,63	12,91	11,72	0
400 K	74,52	89,20	1,43	1,80	1,18	0

Tableau 6.3 : Composition en glace (en pourcentage de la glace totale) pour différents niveaux isentropes de l'UTLS dans la Grille 3 de BRAMS pour la simulation S1M du système convectif sud-tchadien à 15:30 TU (heure de l'overshoot) et 15:55 TU (quand la glace stratosphérique commence à sortir de la Grille 3).

Pour résumer cette simulation S1M pour un schéma microphysique à un moment, l'accord entre les observations et les résultats de la modélisation est moins bon que dans le cas de la simulation S2M avec un schéma microphysique à deux moments. Le temps de vie de l'activité convective modélisé est plus court, la quantité de glace dans la basse stratosphère est inférieure à celle mesurée dans d'autres régions tropicales pour des niveaux isentropes supérieurs à 390 K, et il existe un décalage temporaire entre l'overshoot modélisé et l'overshoot observé (d'une heure et demi environ). Néanmoins, la position de l'overshoot est conforme aux observations et est plutôt meilleure que la position de l'overshoot modélisé par la simulation S2M. La zone de précipitation qui concerne la bande nuageuse orientée est-ouest dans laquelle l'overshoot est inclus est également bien reproduite par le modèle pendant la période de l'overshoot. Ainsi pendant la période de l'overshoot, on peut estimer que la simulation S1M est réaliste et qu'il est possible d'en extraire des informations précieuses sur l'impact d'un tel évènement sur l'hydratation ou l'assèchement de la stratosphère.

6.2.3 Bilan d'eau de l'overshoot modélisé

6.2.3.1 Evolution du rapport de mélange en eau dans la TTL

La **Figure 6.6** montre une comparaison entre la dispersion d'eau totale dans la TTL entre les simulations S2M (**a, b, c**) et S1M (**a, d, e**) pour plusieurs instants caractéristiques vis-à-vis de l'overshoot : elle montre l'état initial identique pour les deux simulations, et l'état au

maximum de l'overshoot (**b** et **d**) et après l'activité d'overshoot (**c** et **e**). Cette comparaison tient compte du décalage dans le temps entre les deux simulations. Au moment de l'overshoot, la comparaison confirme les résultats montrés par la **Figure 6.4** de contenu en glace. L'overshoot de la simulation S1M, injecte des quantités moindres d'eau totale dans la stratosphère que pour la simulation S2M. En regardant plus en détail, la façon dont est distribuée l'eau est différente dans les deux cas. La distribution pour S2M est plus régulière avec l'altitude. Pour S1M, la décroissance du rapport de mélange avec l'altitude entre 380 K et 395 K est beaucoup plus rapide. Au dessus de ce niveau, l'impact de l'overshoot est visible pour les deux simulations, mais les quantités totales sont plus faibles pour S1M. Après l'overshoot, (**Figures c** et **e**) la dispersion d'eau totale dans la Grille 3 est plus marquée pour S2M que pour S1M dans la basse stratosphère. Néanmoins, l'augmentation du profil moyen par rapport au profil moyen initial est comparable. A 380 K, l'augmentation par rapport à la période pré-overshoot à 13:00 TU est de 0,19 ppmv tout comme à 390 K, et de 0,33 ppmv à 400 K. Pour les mêmes niveaux, les résultats pour la simulation S2M étaient respectivement de 0,67 ppmv à 380 K (soit plus que pour S1M) et 0,21 ppmv à 400 K soit moins que S1M). Il est donc difficile d'en déduire une comparaison directe entre les deux cas pour l'hydratation de la basse stratosphère.

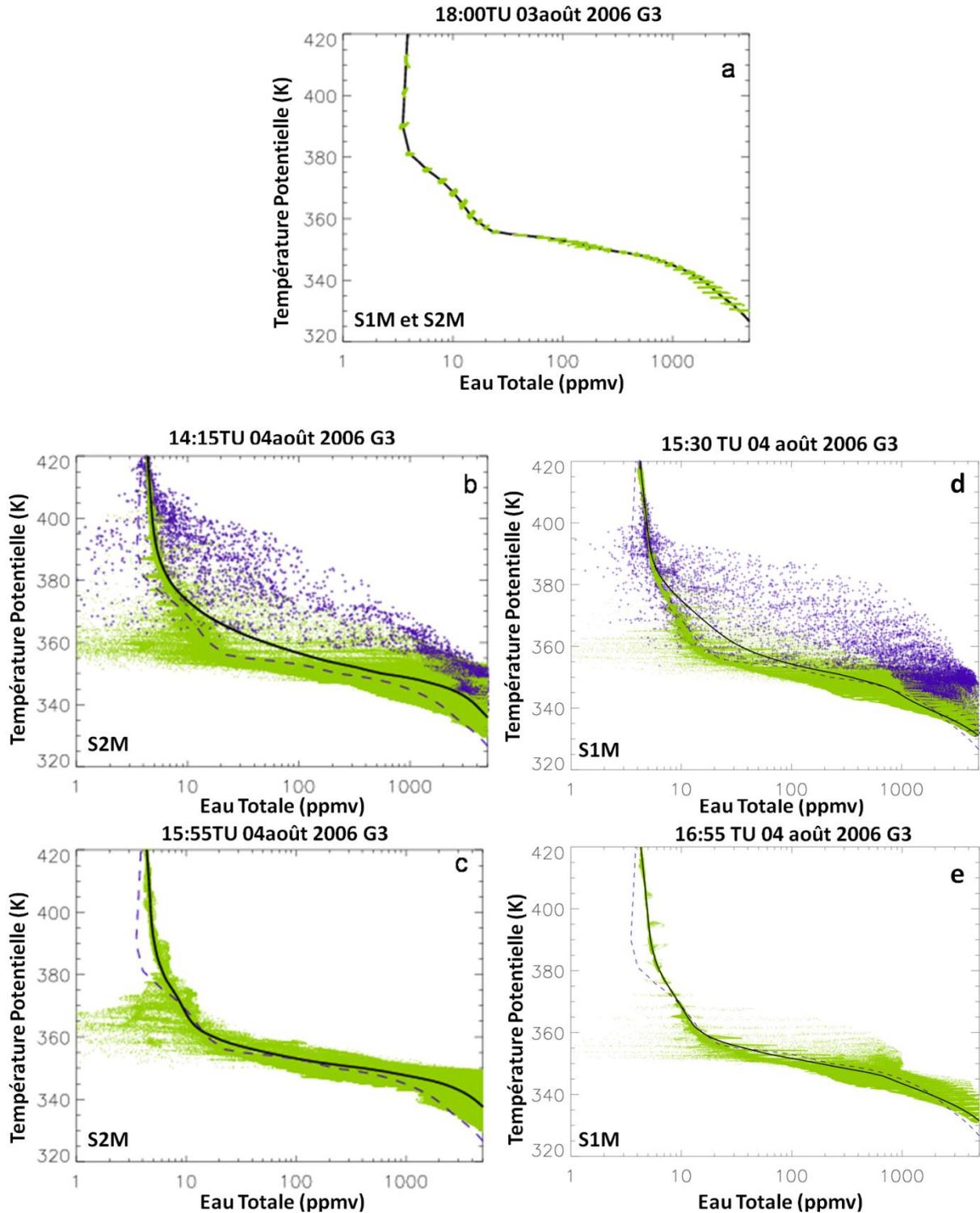


Figure 6.6 : Comparaison des profils de la distribution en eau totale en fonction de la température potentielle dans le domaine de la Grille 3 de BRAMS pour les simulations S2M (a, b, c) et S1M (a, d, e). (a) Etat initial à 18:00 TU le 3 août (b) maximum d'overshoot pour S2M (14:15 TU), (c) après l'overshoot pour SM2 à 15:55 TU, (d) au maximum de l'overshoot pour S1M à 15:30 TU, et (e) après l'activité d'overshoot pour S1M à 16:55 TU. La ligne noire est la valeur moyenne pour la grille. La ligne pointillée est le profil initial du rapport de mélange en eau. Les points violets correspondent à une zone géographique proche de l'overshoot.

6.2.3.2 Flux à travers la tropopause

D'une manière analogue aux calculs présentés dans le **Chapitre 4**, j'ai calculé pour la simulation S1M le flux d'eau totale et de vapeur d'eau à travers différents niveaux isentropes sur le domaine de la Grille 3. Ces résultats sont présentés sur la **Figure 6.7**.

Le maximum du flux pour tous les niveaux présentés ou presque est à 15:30 TU et correspond au maximum de la pénétration convective dans la stratosphère. Pour le niveau 380 K qui correspond au point froid, le maximum du flux d'eau totale instantané est de $2,7 \text{ t.s}^{-1}$, ce qui est 1,4 fois plus faible que la simulation S2M qui dans les mêmes circonstances engendrait un flux de $3,77 \text{ t.s}^{-1}$. Au même instant pour S1M, le flux de vapeur d'eau est d'environ $1,5 \text{ t.s}^{-1}$ ce qui correspond à plus de la moitié du flux instantané d'eau totale. Cette proportion est comparable mais légèrement supérieur à ce qui a été obtenu pour la simulation S2M (rapport de 0,46, soit un peu moins de la moitié).

Un autre point marquant de la **Figure 6.7** est la valeur maximum des flux instantanés pour les autres niveaux isentropes. A 390 K, un pic est clairement visible pour le flux instantané d'eau totale et de vapeur. Ces pics sont cependant moins nets que leur équivalent de la simulation S2M. Ils correspondent à des valeurs nettement inférieures à celles de S2M. Enfin, pour les niveaux 395 K et 400 K, la valeur du flux à 15:30 TU correspond bien au maximum mais aucun pic n'est visible car le flux instantané est constant pendant une longue période autour de l'overshoot. On rappelle que pour la simulation à microphysique double moment, aucun pic n'était visible pour le niveau 400 K comme pour la simulation S1M. Les valeurs maximum pour 395 K ($0,35 \text{ t.s}^{-1}$) et 400 K ($0,25 \text{ t.s}^{-1}$) sont largement inférieure à celle de la simulation S2M ($1,2 \text{ t.s}^{-1}$ pour 395 K, et $\sim 0,75 \text{ t.s}^{-1}$ pour 400K).

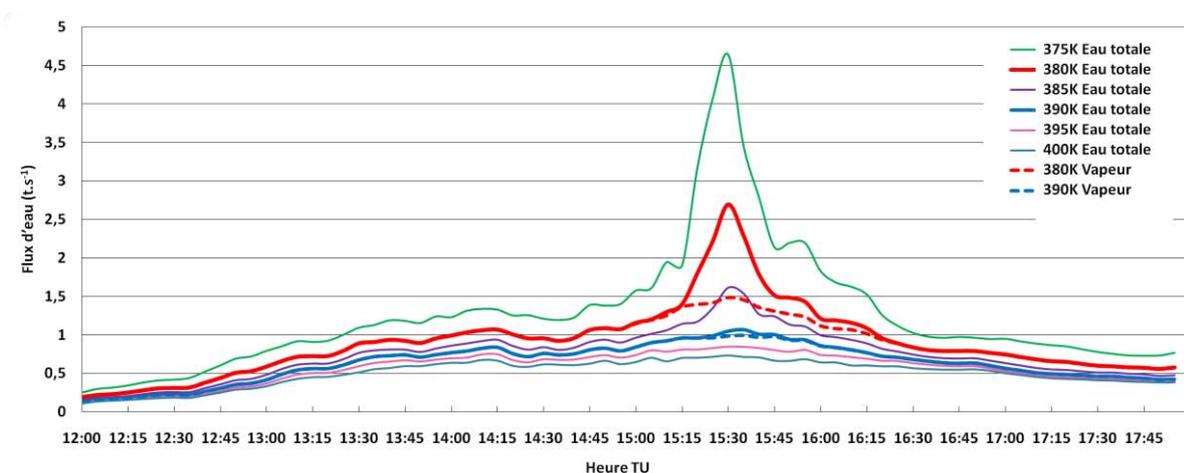


Figure 6.7 : flux d'eau totale (traits pleins) et d'eau vapeur (traits tiretés) pour différents niveaux isentropes dans le domaine de la Grille 3, calculés entre 12:00 TU et 17:55 TU pour la simulation S1M.

Dans le **Tableau 6.4**, je rapporte ces mêmes flux verticaux intégrés sur les six heures de calcul autour de l'overshoot. Ils représentent pour l'eau totale et pour la tropopause 19,4 kt, soit 3,2 kt.h⁻¹. Ce chiffre par unité de temps est identique à celui de S2M. Un peu plus haut à 390 K, le flux est de 2,3 kt.h⁻¹ contre 2,2 kt.h⁻¹ pour S1M. La différence n'est pas plus sensible pour le niveau 400 K pour lequel le flux intégré est de 1,8 kt.h⁻¹ dans S1M et de 1,7 pour S2M. En résumé, en moyenne par unité de temps, les flux intégrés vers le haut d'eau totale sont similaires pour les deux simulations. Nous verrons par la suite que la différence essentielle est dans les pertes d'eau par la chute de particule de glace. Dans ce même tableau sont rapportés les flux intégrés pour la vapeur d'eau seule. La différence entre le flux total et le flux de vapeur d'eau quasi identique au flux total au-dessus de 390 K est du à la quantité de glace injecté par l'overshoot.

Eau totale							
Niveau isentrope (K)	370 K	375 K	380 K	385 K	390 K	395 K	400 K
Flux intégrée (kt)	40,9	26,9	19,4	15,8	13,7	12,2	10,8
Par unité de temps (kt.h ⁻¹)	6,8	4,5	3,2	2,6	2,3	2,0	1,8
Par unité de temps (t.s ⁻¹)	1,9	1,2	0,9	0,7	0,6	0,6	0,5
Vapeur d'eau							
Niveau isentrope (K)	370 K	375 K	380 K	385 K	390 K	395 K	400 K
Flux intégrée (kt)	32,3	23,0	18,0	15,4	13,6	12,1	10,8
Par unité de temps (kt.h ⁻¹)	5,4	3,8	3,0	2,6	2,3	2,0	1,8
Par unité de temps (t.s ⁻¹)	1,5	1,1	0,8	0,7	0,6	0,6	0,5

Tableau.6.4 : Bilan d'eau totale et de vapeur à travers différents niveaux isentropes associé à l'overshoot sud-tchadien du 4 août 2006 pour la simulation S1M). Le flux intégré est la masse totale d'eau traversant vers le haut les niveaux au cours de la période d'intégration de l'overshoot (6 heures). On trouvera également les mêmes résultats, divisés par la période d'intégration.

Dans le **Chapitre 4**, nous expliquions les différences possibles entre les calculs de flux proposés par Chaboureau et al. (2007) et ceux de notre simulation S2M. Une des premières pistes était l'utilisation d'un type différent de schéma microphysique : celui de méso-NH étant à simple moment, celui de BRAMS étant à double moment dans le **Chapitre 4**. Nous montrions également les valeurs de vitesses verticales de Chaboureau et al. (2007) bien supérieures à celle de la simulation S2M. La **Figure 6.8** montre de la même manière une coupe longitude/altitude de la composante verticale de la vitesse pour la simulation S1M. Les

vitesse calculées sont assez proches de celles issues de la simulation S2M avec des maximums supérieurs à 20 m.s^{-1} dans le cœur de la cellule convective pour S1M, une part plus grande du cœur convectif a des vitesses supérieures à 25 m.s^{-1} . La vitesse maximum dans la cellule est ici d'environ 34 m.s^{-1} contre 29 m.s^{-1} pour la simulation S2M. Ces résultats vont dans le sens qu'une partie des différences entre Chaboureau et al. (2007) et la simulation S2M provient sans doute de l'utilisation d'un schéma microphysique différent, le schéma à un seul moment étant réputé pour engendrer plus de précipitation et de plus grosses particules de glace (Marécal et al., 2010). Néanmoins, les différences entre la simulation S2M et S1M au niveau des vitesses verticales restent modestes par rapport à celles entre S2M et Chaboureau et al. (2007) pour lesquels les vitesses maximums sont de l'ordre de 60 m.s^{-1} . La différence probable entre les vitesses verticales des simulations présentées dans cette thèse et celle de Chaboureau et al. (2007) sont donc essentiellement dues à des résolutions verticale et horizontale plus fine dans Chaboureau et al. (2007). Très récemment, Hassim et Lane (2010), sur un cas idéalisé d'overshoot en Océanie avec microphysique à double moment pour la glace primaire et simple moment pour les autres hydrométéores (donc comparable à S1M), pour une résolution horizontale identique à la notre mais une résolution verticale supérieure, montrent des vitesses verticales maximum de l'ordre de 40 m.s^{-1} . Ce chiffre est supérieur mais plus proche de ce qui est trouvé dans la simulation S1M.

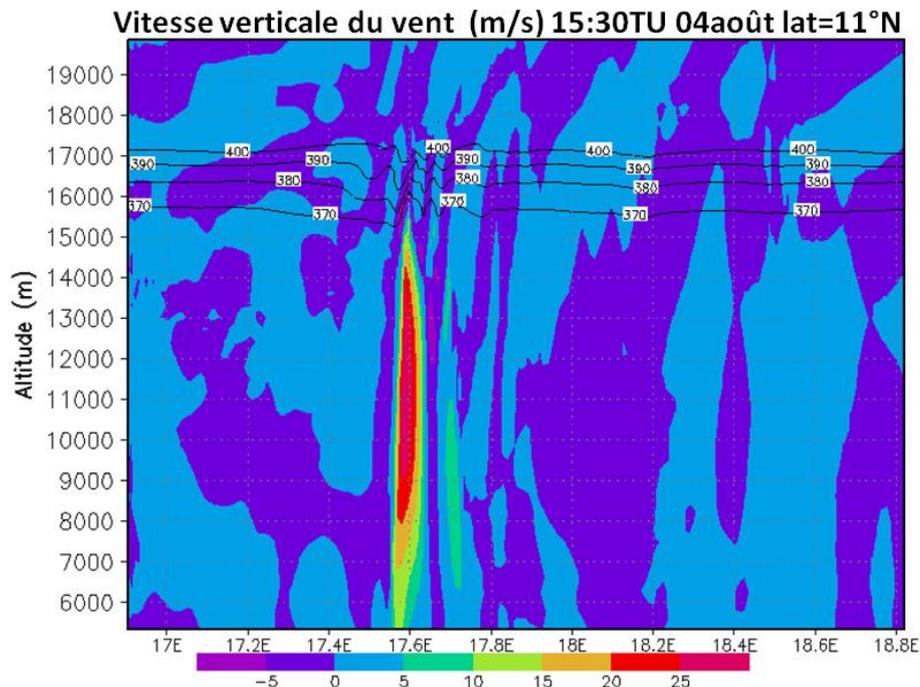


Figure 6.8 : Coupe verticale de la vitesse verticale du vent (m.s^{-1}) selon la latitude 11°N dans la Grille 3 de BRAMS domaine à 15:30TU, pour la simulation S1M du cas du Tchad. Maximum de la vitesse du vent : $33,9 \text{ m.s}^{-1}$.

La **Figure 6.9** montre une coupe verticale de la distribution de l'humidité relative par rapport à la glace. Elle montre des conditions sous-saturées par rapport à la glace dans la basse stratosphère, ou éventuellement à saturation (100%) en un seul endroit à 380 K à 17,6°E de longitude. Ces conditions sont, tout comme pour la simulation S2M, favorables à la sublimation de la glace dans la basse stratosphère. En tout cas, elles excluent la croissance des cristaux de glace par déposition de vapeur d'eau et la déshydratation de la basse stratosphère. Dans le paragraphe suivant, nous estimons la masse d'eau stratosphérique injectée irréversiblement dans la basse stratosphère d'après cette simulation à microphysique simple moment.

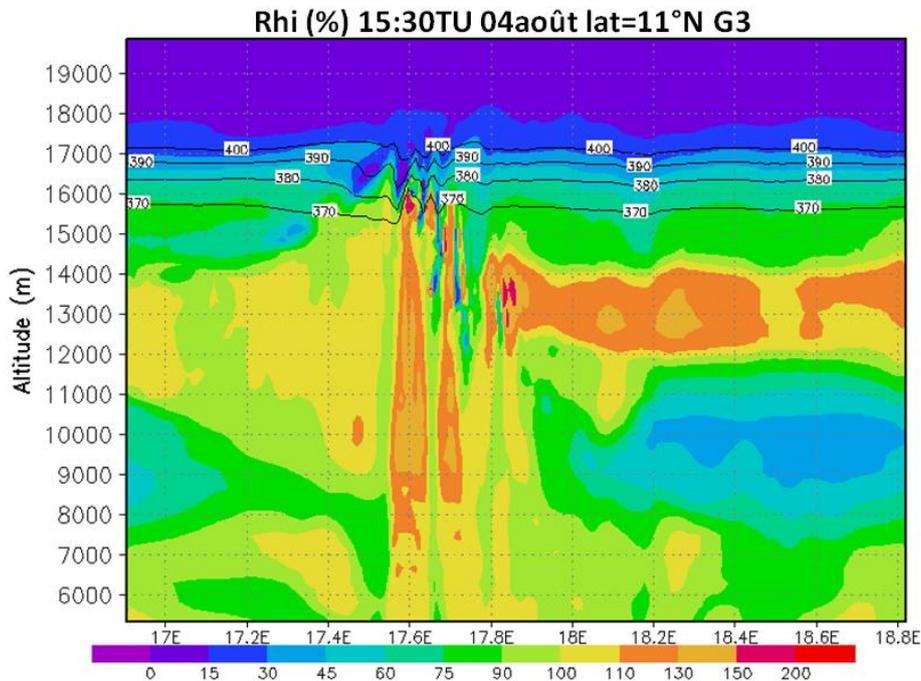


Figure 6.9 : Coupe verticale de l'humidité relative par rapport à la glace (Rhi en %) selon la latitude 11°N dans la Grille 3 de BRAMS à 14:15 TU, le 4 août 2006 pour la simulation S1M.

6.2.3.3 Masse d'eau stratosphérique

D'une manière analogue aux **Chapitres 4** et **5**, on calcule le changement de masse d'eau stratosphérique dans le domaine de la Grille 3, pour une période englobant l'overshoot (ici, de 14:00 TU à 17:00 TU). Les résultats sont montrés sur la **Figure 6.10**. On choisit une référence de masse nulle au moment où la glace commence à apparaître dans la stratosphère (point rouge sur la **Figure 6.10**). A partir de 15:15 TU, la glace augmente rapidement pour atteindre un maximum à 15:30 TU d'environ 400 t. En même temps, la vapeur d'eau stratosphérique

augmente à une vitesse proche mais légèrement inférieure à l'augmentation de la masse de glace.

Après cet instant, la masse de glace décroît assez rapidement jusqu'à 15:40 TU puis plus lentement ensuite. Parallèlement la vapeur d'eau augmente toujours rapidement puis tend vers une valeur constante à partir de 15:55 TU. Comme la masse d'eau augmente aussi ou plus rapidement que ne décroît la masse de glace pendant cette période, la masse d'eau totale ne cesse d'augmenter. La vitesse de perte de glace de plus en plus faible traduit une efficacité des hydrométéores à sédimenter de plus en plus faible car les particules restantes sont de plus en plus petites. Elles ont donc parallèlement un plus grand pouvoir hydratant puisque leur vitesse de chute est de plus en plus faible, laissant plus de temps à la sublimation avant d'être potentiellement éliminé de la basse stratosphère. A partir de 16:00 TU, on observe une légère diminution de la masse d'eau stratosphérique qui s'accélère ensuite. Néanmoins, cette décroissance plus rapide est essentiellement due au fait que la bulle hydratée par l'overshoot commence à sortir de la Grille 3 par sa frontière ouest. A partir de cet instant (16:10 TU), on propose plusieurs hypothèses pour estimer la quantité d'eau qui reste dans la stratosphère. (1) Basé sur le fait que dans un sous domaine de la grille 2 englobant l'overshoot et la totalité du panache hydraté lors de son advection vers l'ouest, la vapeur d'eau reste constante en première approximation, on considère que la vapeur d'eau reste à une valeur d'environ 747 t (la valeur à 16:10 TU) et que toute la glace restante sédimente sans sublimer. La valeur qui reste dans la stratosphère est donc de 747 t, et constitue l'hypothèse la plus pessimiste (traits épais sans symbole sur la figure). Pour indication, la glace stratosphérique présente dans le sous-domaine de la Grille 2 est représentée en trait tireté-pointillé : à la fin du calcul, compte tenu de la faible vitesse de décroissance de la glace, il reste encore de la glace dans la stratosphère. On rappelle également que la présence de glace dans ce sous domaine est uniquement due à l'overshoot. (2) Toujours basé sur le fait que les valeurs de fond de vapeur d'eau reste constantes dans la stratosphère dans le sous-domaine de la Grille 2, on considère que la totalité de la glace sublime sans aucune sédimentation. Les traits correspondants sont identifiés avec les signes '+'. On obtient par cette hypothèse une valeur de masse de 960 t. Cette gamme d'estimation est supérieure à celle obtenue par S2M où la valeur haute de l'estimation (507 t) est inférieure à l'hypothèse la plus pessimiste de la simulation S1M (747 t). La différence essentielle entre ces deux simulations réside dans la taille des hydrométéores et leur composition : comme cela est montrée dans le **Tableau 6.3**, les hydrométéores glacés stratosphériques de la simulation S1M sont majoritairement composés de glace primaire (~ 70%) puis sont partagés à proportion comparable (15 ~ 20%) de neige et d'agrégat glace

primaire et neige, la proportion des agrégats demeurant assez faible. En sortant de la Grille 3, les hydrométéores sont exclusivement composés de glace primaire, c'est-à-dire de particule de petite taille à faible chute de sédimentation, la neige et les agrégats de diamètre moyen fixé dans la simulation, ont une vitesse de chute typique et sédimentent rapidement. Dans la simulation S2M, au maximum de l'overshoot, ces trois classes de glace se répartissent à proportions égales. Avant de sortir de la Grille 3, les agrégats, plus gros, ont disparu, mais la neige peut subsister. Notons que pour S2M, la répartition en taille n'est pas imposé par un diamètre moyen comme dans S2M. Ainsi, dans S2M, les particules injectées sont plus grosses et sédimentent plus rapidement que dans S1M : il reste potentiellement moins de glace qui peut sublimer que dans S1M. Ce résultat montre donc un impact fort des réglages microphysiques dans les estimations d'hydratation de la stratosphère par les overshoots.

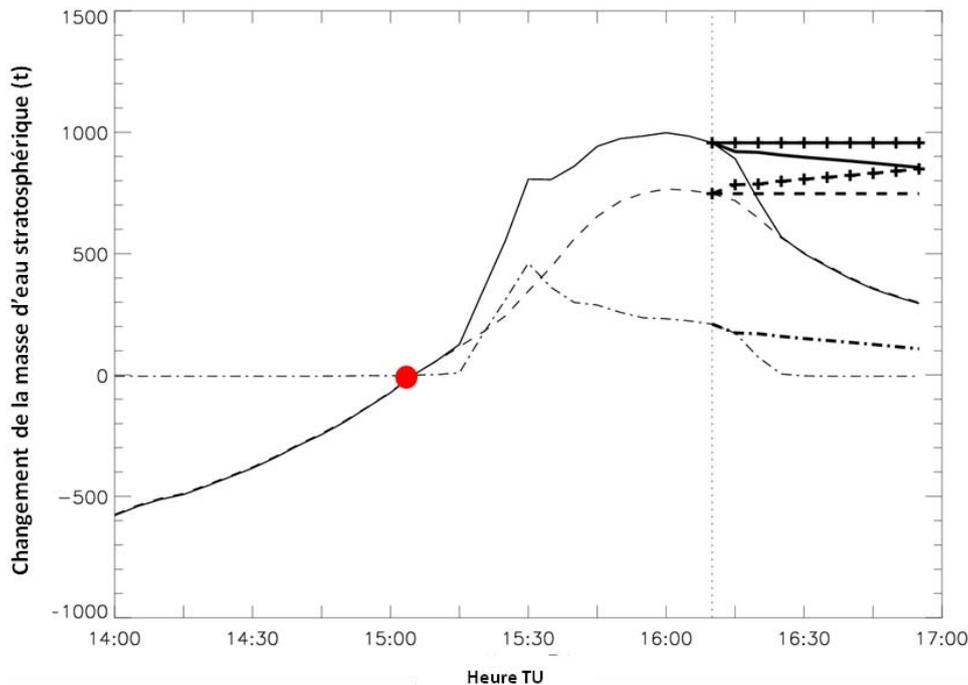


Figure 6.10 : Comme la **Figure 4.15** mais pour la simulation S1M : Changements de la masse d'eau stratosphérique associés à l'overshoot pour le cas du Tchad calculés dans le domaine de la Grille 3 (traits fins) entre les niveaux isentropes de 380K et de 410K. L'eau totale (trait plein), la vapeur d'eau (en ligne tireté), et la glace (en ligne tireté-pointillé) sont montrées sur la figure. La valeur référence est fixée à zéro au moment où la glace commence à apparaître dans la stratosphère (point rouge). La ligne verticale en pointillés à 16:10 TU indique que le signal hydraté dans la stratosphère commence à la sortir de la Grille 3. A partir de cet instant, plusieurs hypothèses sont utilisées et présentées en traits épais : La ligne pointillée-tirétée présente la variation de masse de glace calculée dans un sous-domaine de la Grille 2 (voir texte). Le trait épais tireté suppose une quantité de vapeur constante à partir 16:10 UT. La ligne épaisse continue est la somme des deux lignes de la vapeur et la glace. Les lignes épaisses avec des symboles "+" suppose que toute la glace sublime en vapeur sans aucune perte par sédimentation.

6.2.3.4 Evolution du signal hydraté

Comme la série de **Figure 4.17**, la **Figure 6.11** montre l'évolution temporelle de la quantité d'eau totale au niveau isentrope de 390 K dans le domaine de la Grille 3 de 15:00 TU (**Figure 6.11a**) jusqu'au moment où le signal hydraté commence à sortir de la Grille 3 de 16:10 TU (**Figure 6.11f**). Un point apparaît à 11,1°N et 17,75°E pour 15:00 TU. La glace commence à pénétrer dans la stratosphère (**Figure 6.11a**). Ce signal de bulle hydraté devient de plus en plus visible jusqu'à 15:30 TU (**Figure 6.11c**), au maximum de l'intensité de l'overshoot avec un maximum de pourcentage de glace à l'eau totale de $\sim 97\%$. Le signal se propage vers l'ouest au gré des vents stratosphériques et s'étale en surface, comme cela a été observé pour la simulation S2M : il en découle une baisse de la concentration maximum en eau et du rapport maximum en glace. Il est également intéressant de constater que 40 minutes après le maximum de l'overshoot, la concentration maximum en eau totale est encore de 14,6 ppmv (**Figure 6.11f**) et le rapport en glace maximum de 39,5%. Pour la simulation S2M après la même période de temps, ces maximums étaient d'environ 13,1 ppmv en eau totale, et 27,9% de glace par rapport à l'eau totale.

Ceci illustre le fait que la simulation S1M élimine moins de glace par sédimentation que S2M. Puisqu'il reste plus de particules de glace, celles-ci pourront sublimer et plus hydrater la stratosphère que pour S2M, comme nous l'avons montré par la **Figure 6.10**. Cependant, puisqu'il reste plus de glace dans la simulation S1M, les hydrométéores, en sublimant vont augmenter la teneur en vapeur d'eau, ce qui potentiellement va augmenter l'humidité relative par rapport à la glace. On montre que pour S1M, l'humidité relative augmente dans la bulle hydratée pour tendre vers des valeurs de saturation (**Figure 6.12**) : la saturation est atteinte à 15:45 TU, augmente jusqu'à 16:00 TU pour atteindre 113% et diminue ensuite. Ces conditions sont peu propices à la sublimation et c'est pourquoi, sur la **Figure 6.10**, on voit que la glace perdure assez longtemps dans la stratosphère. Au contraire, dans ces zones, la glace restante tend à grossir par condensation solide. On note cependant que la zone saturée est très limitée et va faiblement affecter le bilan total de glace. En considérant la concentration d'eau totale dans le calcul de RH_i (colonne de droite de la **Figure 6.12**), on exprime ici le potentiel de la glace restante à saturer la basse stratosphère une fois totalement évaporée. Ce potentiel est atteint des 15:15 TU et prend de l'ampleur avec le temps pour atteindre plus de 1000%. En sortant de la Grille 3, ce potentiel dépasse encore le 200%. Qualitativement, cela explique que la phase glace perdure plus longtemps dans la simulation S1M que la simulation S2M.

~ Grille 3 $\rightarrow \theta = 390 \text{ K}$ ~

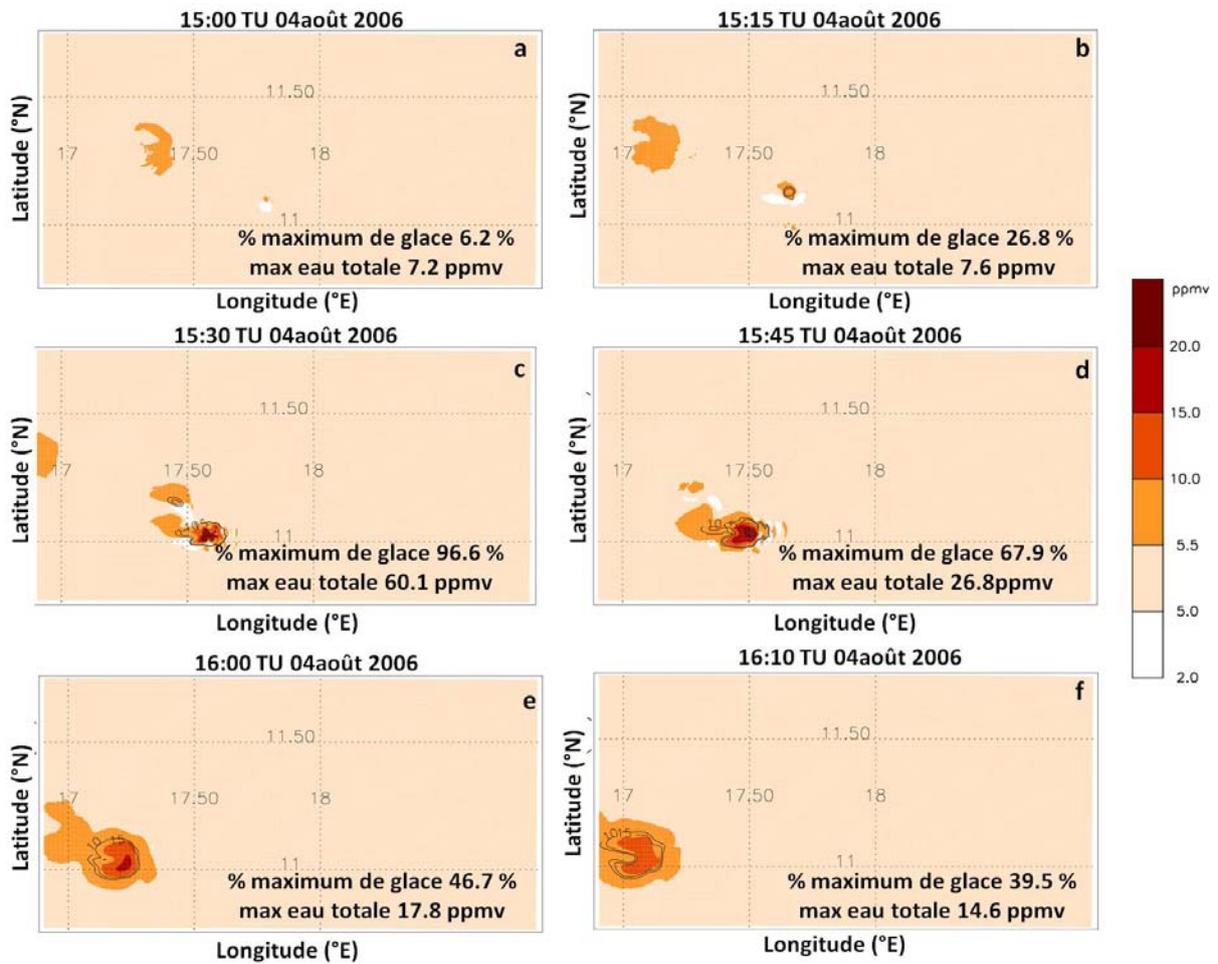


Figure 6.11 : Evolution temporelle de l'eau totale au niveau isentropique 390 K dans le domaine de la Grille 3 et advection de la bulle hydratée par l'overshoot entre 15:00 TU et 16 :10 TU. (a) 15:00 TU, (b) 15:15 TU, (c) 15:30 TU, (d) 15:45 TU, (e) 16:00 TU, et (f) 16:10 TU. On trouve également des contours de proportion (%) en glace par rapport à l'eau totale dans le domaine de la Grille 3 (lignes noires pleines), le maximum de ce rapport, et le maximum de l'eau totale dans la bulle hydratée.

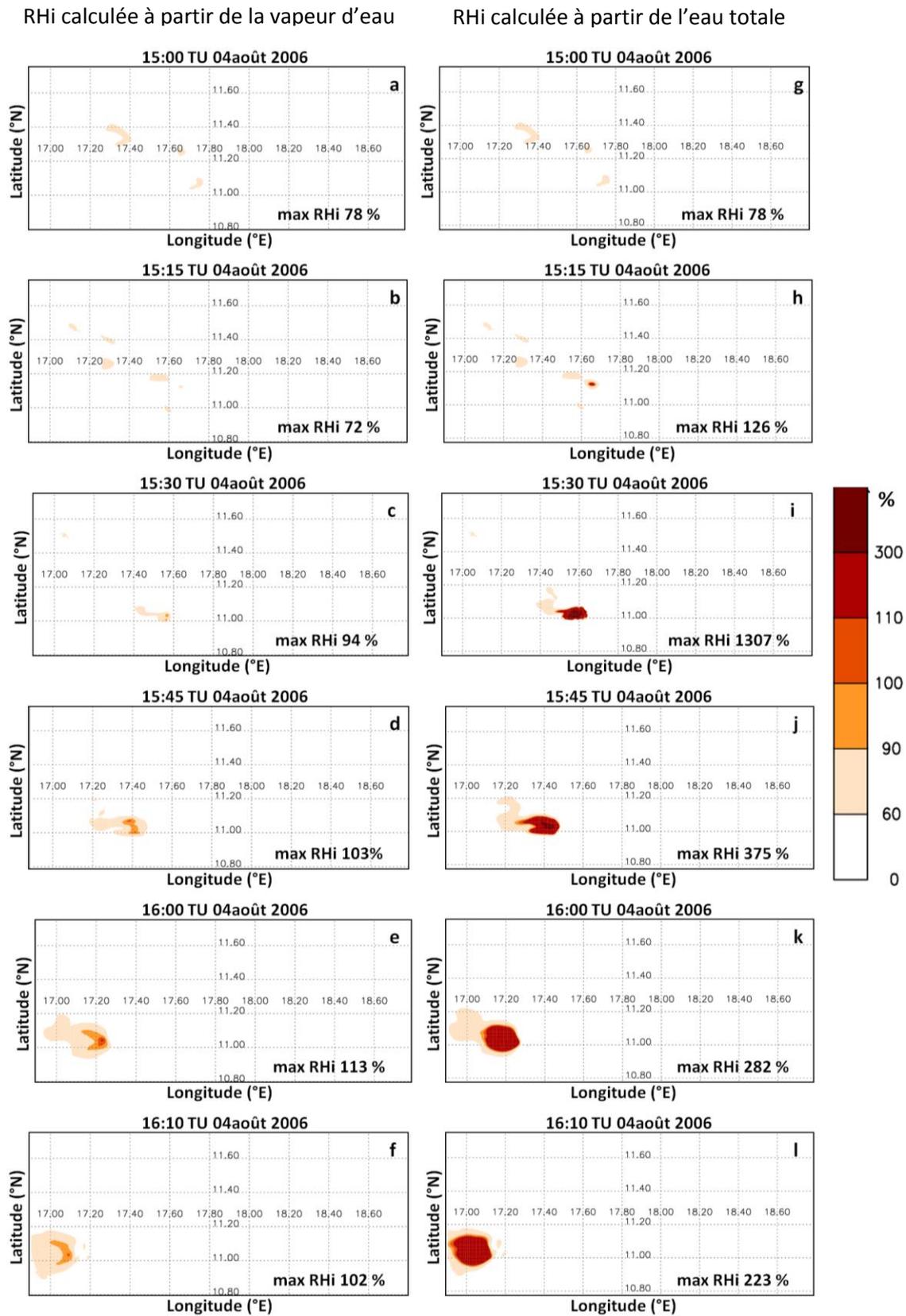


Figure 6.12 : Evolution de l'humidité relative par rapport à la glace dans la Grille 3 de la simulation S1M du cas du Tchad. Colonne de gauche : RHi est calculé à partir des champs de vapeur d'eau. Colonne de droite : RHi est calculé à partir de l'eau totale.

6.2.4. Synthèse de la comparaison entre S1M et S2

Dans cette partie, on synthétise les principales différences entre les résultats des simulations à schéma microphysique simple et double moment, et d'autres études de modélisation.

Le **Tableau 6.5** fournit quelques caractéristiques essentielles du même système modélisé par les deux simulations double moment (S2M) et simple moment (S1M). Il met en évidence des différences dans l'heure de déclenchement et dans la position du système étudié. Alors que les deux simulations modélisent un overshoot significativement au-dessus de la tropopause (16,5 km), la simulation S2M modélise un système un peu trop au nord, 12°N au lieu de 11° N, tandis que S1M modélise une convection maximale un peu trop à l'ouest (17,55°E au lieu de 21°E). L'heure de déclenchement de la convection est plus proche de la réalité pour S2M que pour S1M dont le maximum de l'overshoot est atteint avec une heure de décalage par rapport aux observations. En résumé, la simulation S2M est plus proche des observations que la simulation S1M, même si cette dernière peut être considérée comme réaliste.

Cas du Tchad	Double moment	Simple moment	MSG
Sommet du nuage	18,1 km	17,5 km	×
Heure du maximum	14:10 TU	15:30 TU	14:00 ~ 14:30 TU
Position	Longitude:21°E	Longitude:17,55°E	Longitude: ~ 21°E
	Latitude:12°N	Latitude:11°N	Latitude: ~ 11°N

Tableau 6.5 : Tableau de comparaison sur la précision de la simulation avec schéma microphysique différent.

Le **Tableau 6.6** fournit des chiffres principaux de flux et de masse injectée, issus des deux simulations : ils sont également comparés à des résultats de la littérature. Pour ce qui est de la comparaison de flux verticaux instantanés, les différences entre S1M et S2M sont plus faibles qu'entre les simulations BRAMS et Méso-NH de Chaboureau et al. (2007). Les valeurs de flux total sont plus importantes pour S2M que pour S1M, bien que, pour l'eau restante dans la stratosphère, la simulation S1M garde plus d'eau dans la stratosphère que la simulation S2M. Ceci est dû à une différence de composition en hydrométéores dans S1M et S2M où des particules plus grosses sédimentent avant de pouvoir hydrater la stratosphère, et également au fait que la vapeur d'eau injectée est plus importante pour S1M que pour S2M. Ainsi, cela montre que calculer le flux montant n'est pas le critère le plus objectif pour quantifier le pouvoir hydratant d'un overshoot modélisé. La gamme de masse d'eau restante dans la stratosphère est compatible pour S1M et S2M avec la gamme trouvée par Grosvenor (2010) basée sur les simulations d'un cas idéalisé d'HIBISCUS (Grosvenor et al., 2007). Néanmoins,

pour d'autres estimations basées sur des mesures et de la modélisation microphysique (Peter et al., 2008; Iwasaki et al., 2010) , S2M donnent des résultats plus proches. Les résultats de S2M sont également plus proches des estimations par Hassim and Lane (2010). Pour ces derniers, l'estimation est faite pour une gamme d'altitude plus restreinte que la notre (< 400 K) ce qui explique en partie la différence. Les ordres de grandeur de quelques centaines de tonnes sont néanmoins respectés.

La **Figure 6.13** montre une comparaison sur le même graphique des flux montants instantanés d'eau totales pour les simulations S1M (traits tiretés) et S2M (traits pleins). Le maximum de l'overshoot n'ayant pas lieu à la même heure, les résultats des deux simulations ont été synchronisé par rapport au maximum de l'overshoot. Elle met en évidence de plus grand flux à tous les niveaux inférieurs 400 K pour la simulation S2M que pour S1M. A 400 K la simulation simple moment voit des flux légèrement supérieurs à ceux de S2M, même s'ils sont très proches. Paradoxalement, la masse d'eau restante dans la stratosphère après l'overshoot est pourtant plus importante pour S1M que S2M.

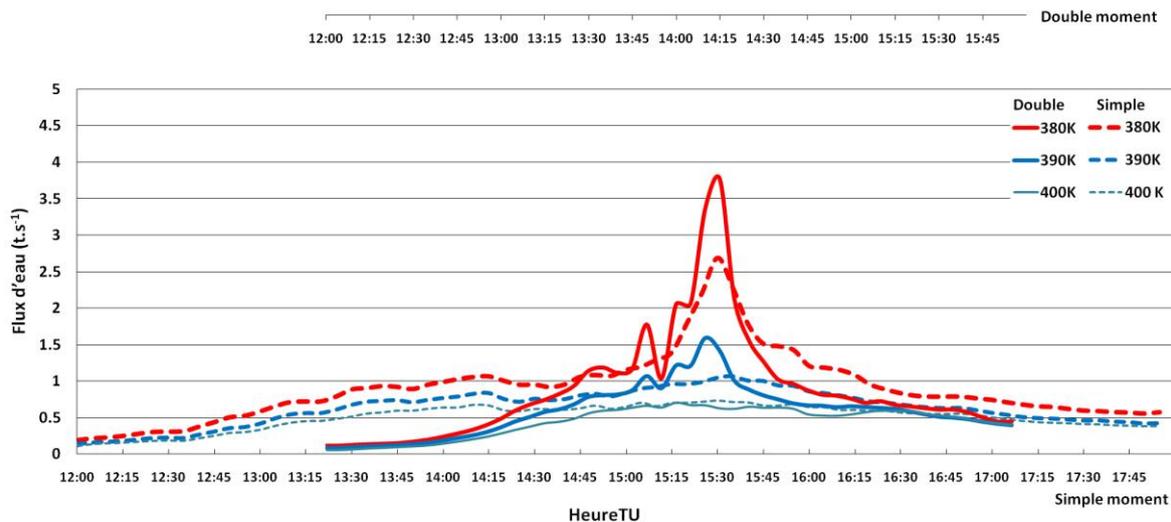


Figure 6.13 : Comparaison des flux montants instantanés d'eau totale autour de la période d'overshoot pour la simulation simple moment (S1M, trait tireté) et double moment (S2M trait plein).

Quoiqu'il arrive, ce premier test de sensibilité sur les paramètres microphysiques montre une grande dépendance des résultats d'hydratation de la basse stratosphère sur ces paramètres, rendant plus difficile encore l'extrapolation de ces résultats à plus grande échelle. Dans la **Partie 6.3**, nous examinons un autre test microphysique basé sur le schéma à deux moments.

Cas du Tchad		Double moment	Simple moment	Autres études
Flux max	380 K	3,77 t.s ⁻¹	2,69 t.s ⁻¹	×
d'eau totale	390 K	1,62 t.s ⁻¹	1,07 t.s ⁻¹	×
Flux max de la	380 K	1,75 t.s ⁻¹	1,48 t.s ⁻¹	3.38 t.s ⁻¹ (Chaboureau et al., 2007)
vapeur d'eau	390 K	1,15 t.s ⁻¹	1,00 t.s ⁻¹	3,00 t.s ⁻¹ (Chaboureau et al., 2007)
Vitesse du		~ 25 m.s ⁻¹ avec	~ 25 m.s ⁻¹ avec	60 m.s ⁻¹ avec Max 75 m.s ⁻¹
vent vertical		max 29,1 m.s ⁻¹	max 33,9 m.s ⁻¹	Chaboureau et al. (2007)
Changement de la		330 ~ 507 t	750~ 950 t	100 t (Peter et al., 2008)
masse d'eau				100 ~ 1100 t (Grosvenor, 2010)
stratosphérique				> 100 t (Iwasaki et al., 2010)
				> 150 t (Hassim and Lane, 2010)

Tableau 6.6 : Tableau de comparaison pour les flux de masse d'eau et les quantités d'eau restant dans la stratosphère après un overshoot. Les données de flux instantanés pour Chaboureau et al. (2007) sont exprimées sur une même surface de grille que pour S1M et S2M.

6.3 Impact du paramètre de forme sur une simulation à deux moments

Dans cette partie, je présente les résultats de simulation d'un autre test microphysique. Le cas du Tchad est cette fois-ci modélisé avec le schéma double moment comme dans le **Chapitre 4**, mais ici, le paramètre de forme v de la distribution en taille est fixé à 4 au lieu de 2 dans la simulation présentée dans le **Chapitre 4**. Dans la suite de cette partie, nous nommerons cette simulation S2v4. Les résultats présentés ici ne sont pas parfaitement aboutis. Néanmoins ils présentent des caractéristiques propres qui ouvrent la réflexion sur ce que calculent les modèles selon leur paramétrage.

6.3.1 Paramètre de la simulation

On présente dans cette partie une simulation à trois grilles imbriquées du cas du Tchad avec les mêmes résolutions verticales et horizontales que pour les simulations S2M présentées dans le **Chapitre 4** et S1M présentée précédemment dans cette **Partie 6.2**. Les paramètres de la simulation sont en tout point identiques à la simulation S2M (position de grille, heure de démarrage de la simulation, nudging, et) à l'exception du paramètre de forme v de la distribution Gamma des hydrométéores. Le lecteur se réfèrera au **Chapitre 4** pour plus de précisions sur les paramètres de la simulation. Comme montré dans le **Chapitre 2**, les hydrométéores de BRAMS suivent une distribution en taille de type Gamma. Le paramètre de forme de cette distribution exprime la dispersion des tailles par rapport à un diamètre moyen.

Plus ce paramètre est grand, plus les hydrométéores sont resserrés autour d'un diamètre caractéristique. La concentration maximum est alors plus grande pour les ν élevés pour conserver la quantité totale d'eau condensée. La **Figure 6.14** illustre cette propriété en montrant à titre d'indication des distributions gamma pour des paramètres de forme égaux à 2, 3 et 4. Ici, les distributions sont normalisées mais la valeur du nombre total de particules pour avoir la concentration des particules est arbitraire. Les trois distributions montrées ont été calculées avec un diamètre caractéristique de $D_n = 0,2$ mm. La distribution en taille pour $\nu = 4$ est donc plus resserrée avec une valeur de concentration maximum supérieure au maximum de la distribution pour $\nu = 2$ utilisée dans le **Chapitre 4**.

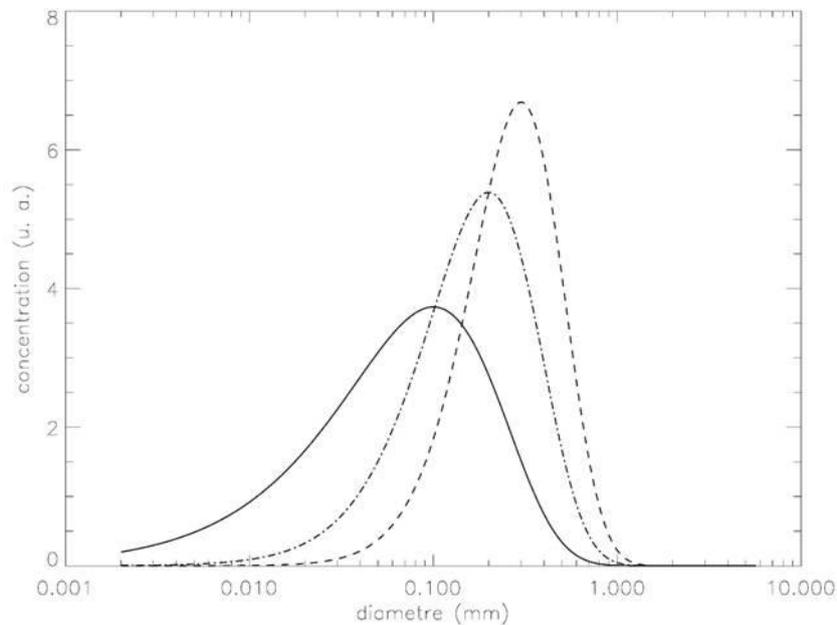


Figure 6.14 : Exemple de dépendance de la distribution Gamma d'hydrométéore au paramètre de forme ν . Trait plein : $\nu = 2$. Trait tiretée-pointillé : $\nu = 3$. Trait tiretée : $\nu = 4$. Courbe obtenue pour un diamètre caractéristique $D_n = 0,2$ mm. L'échelle des valeurs de la fonction de distribution est arbitraire.

6.3.2 Evaluation de la simulation

Comme précédemment, nous évaluons la simulation avec des observations satellitales.

6.3.2.1 Comparaison des taux de précipitation TRMM et BRAMS

La **Figure 6.15** montre la comparaison entre les pluies accumulées sur trois heures issues de TRMM et celles déduites de la simulation S2v4 de BRAMS.

Des structures identiques sont identifiées dans les observations et la simulation : autour de 15:00 TU (panneaux **a** et **b**), on observe deux cellules coté Soudan et frontière Tchad/Soudan.

De l'autre côté de la frontière, au Tchad une autre cellule observée est correctement modélisée par BRAMS dans la zone $20 \sim 22^\circ\text{E}$ et $12 \sim 14^\circ\text{N}$. Le maximum de précipitation est néanmoins surestimé. Pour les observations TRMM, cette cellule fait partie de d'une zone de faible précipitation orienté nord-sud (et confinée entre 20°E et 22°E), non reproduite par BRAMS. De la convection intense et les précipitations associées sont bien calculées dans le centre du sud du Tchad, avec des maximums comparables aux observations, mais sur des surfaces plus importantes. La différence essentielle vient de la forme des bandes de précipitation, assez différentes selon que l'on regarde les produits TRMM ou la simulation BRAMS. Les observations montrent une bande de précipitation orientée est-ouest, tandis que les précipitations correspondantes issues de S2v4 se dispersent autour de petites zones réduites mais intenses dans la région $9 \sim 12^\circ\text{N}$ et $19 \sim 20^\circ\text{E}$. Cette zone est compatible avec la zone de précipitation vue par TRMM le long de $9 \sim 12^\circ\text{N}$ et 19°E . Autour de 18:00 TU (**Figures 6.15c et d**), le même type de similitudes et de différences sont observés entre TRMM et BRAMS. Les similitudes correspondent d'une part aux zones de précipitation autour de la frontière Tchad/Soudan, et d'autre part à la zone $9 \sim 12^\circ\text{N}$ et 18°E . Des différences proviennent encore une fois de la distribution longitudinale des précipitations vues par TRMM, totalement absente pour la simulation S2v4. Les maximums de précipitations sont plus intenses dans BRAMS et dépassent plus souvent le seuil de 10 mm.h^{-1} que les observations. De ces comparaisons, on peut dire que la simulation est réaliste pour les précipitations les plus intenses et leur timing, même si la structure même des bandes de précipitation n'est pas bien reproduite.

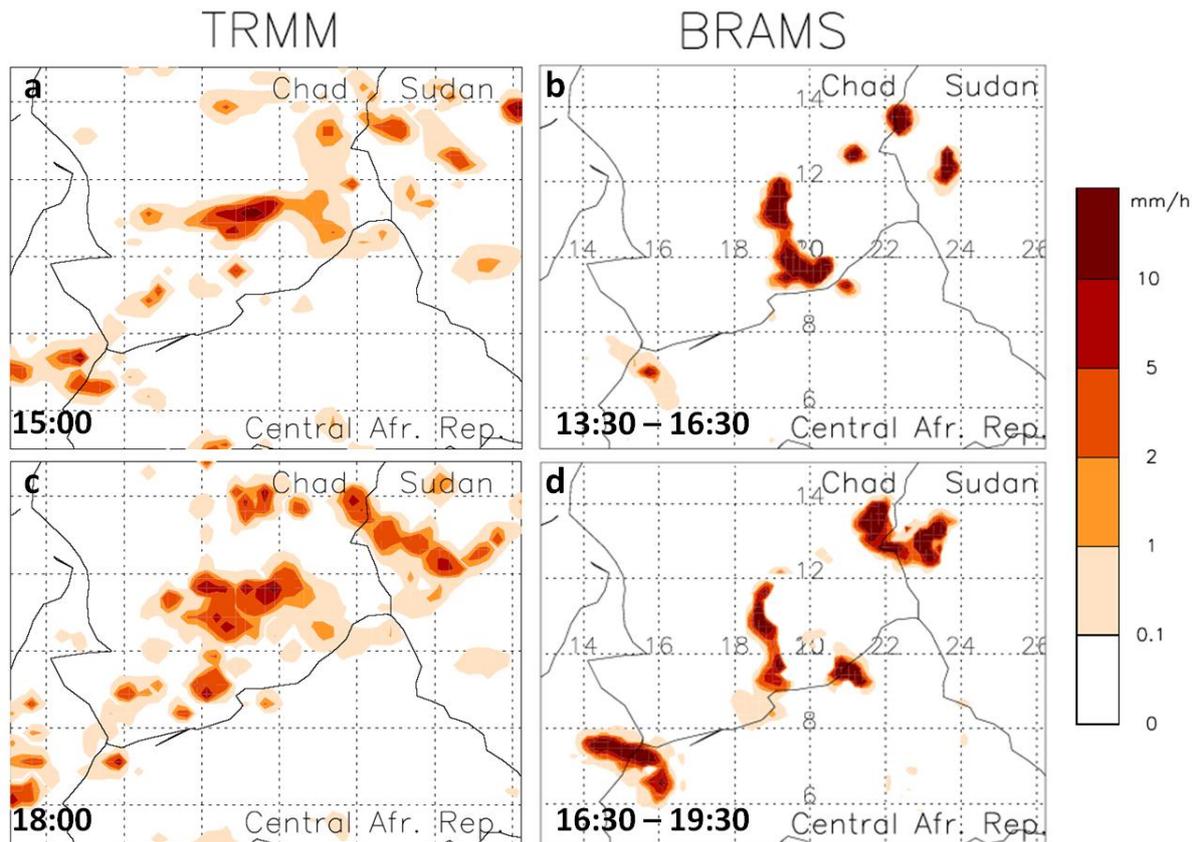


Figure 6.15 : Comparaison entre TRMM (a, c) et BRAMS (b, d) des précipitations accumulées sur une période de 3 heure pour le cas du Tchad et la simulation à deux moments ($v = 4$). Les heures correspondantes sont indiquées dans chaque panneau. (a) à 15:00 TU et (b) de 13:30 TU à 16:30 TU. (c) à 18:00 TU and (d) de 16:30 TU à 19:30 TU, 4 août 2006.

6.3.2.2 Structure verticale de l'overshoot

La **Figure 6.16** montre une coupe verticale d'un overshoot modélisé par BRAMS lors de cette simulation S2v4. Notons que cet overshoot se produit à 12:10 TU à 12,1°N, soit environ 2 heures plus tôt que les signatures de différence de température de brillance par MSG (voir **Chapitre 4**). La position de cet overshoot est assez comparable à celui de la simulation S2M présenté dans le **Chapitre 4**, donc décalé d'1° vers le nord par rapport aux observations. On rappelle néanmoins que CALIOP/CALIPSO avait détecté dans le sud du Tchad vers 12:00 TU un système nuageux à la limite de la tropopause. Cette simulation, jugée réaliste à partir des comparaisons TRMM/BRAMS, reproduit bien un overshoot issue de la zone de précipitation au centre sud du Tchad. La **Figure 6.16** montre que le sommet des nuages atteint 390 K sans aller plus haut. Cet overshoot est donc moins violent que ceux issus des simulations S2M et S1M.

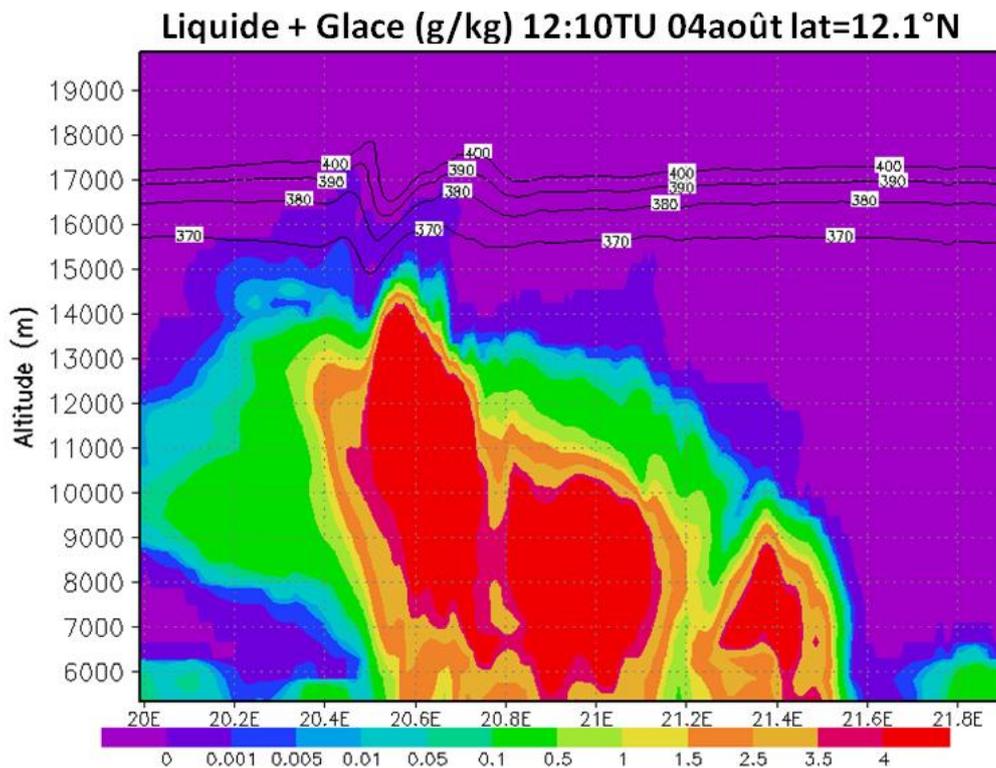


Figure 6.16 : Coupe verticale de l'eau condensée (g.kg^{-1}) selon la latitude 12°N dans la Grille 3 BRAMS domaine à 12:10 TU pour la simulation S2v4

La **Figure 6.17** montre le contenu en glace de l'UTLS d'après cette simulation. Les calculs ont été réalisés entre 12:00 TU et 14:00 TU, englobant l'overshoot modélisé. Cette figure met en évidence que beaucoup moins de glace est présente dans la basse stratosphère que pour les simulations précédentes où la présence de glace était modélisée jusqu'à 410 K. Ici,

conformément à l'altitude de l'overshoot montrée sur la **Figure 6.16**, la glace est quasi-absente au-dessus du niveau isentrope 390 K. De plus, les valeurs typiques de contenu en glace rapportées par Corti et al. (2008) pour le niveau 390 K et à fortiori pour les niveaux supérieurs sont très largement sous-estimés par BRAMS.

Cette figure montre donc la faible influence qu'a un tel overshoot sur la distribution de la glace au-dessus de la tropopause.

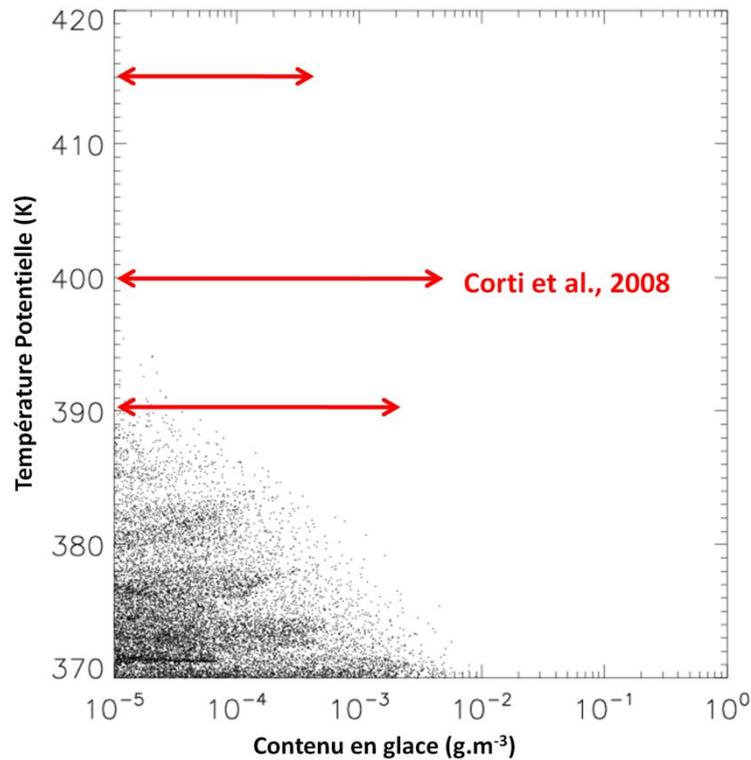


Figure 6.17 : Contenu en glace dans l'UTLS comme la **Figure 4.10** mais pour la simulation S2v4 entre 12:00 TU et 14:00 TU.

6.3.2.3 Autres caractéristiques de l'overshoot

Dans cette partie nous montrons brièvement d'autres caractéristiques de l'overshoot modélisé. Ils peuvent donner des éléments de comparaison entre les simulations du **Chapitre 4** (S2M) et du **Chapitre 6** (S1M et S2v4).

Le **Tableau 6.7** montre la composition relative des hydrométéores de glace dans l'UTLS au maximum de l'overshoot, puis un peu plus tard, dans la bulle hydratée. Le tableau montre une contribution non-négligeable des agrégats dans la composition de la glace stratosphérique, avec des valeurs dépassant les 30% au maximum de l'overshoot. La contribution des agrégats était déjà importante dans l'autre simulation avec double moment (S2M). La glace primaire est le composant principal de la glace stratosphérique avec plus de la moitié de la composition

en glace, la neige n'ayant qu'une contribution minoritaire, en ne représentant qu'une dizaine de pourcents de la glace stratosphérique. Au fur et à mesure de l'advection de la bulle hydratée, le pourcentage de glace primaire augmente pour atteindre 100% quand la bulle sort du domaine de la Grille 3 par les limites latérales. Les agrégats diminuent en proportion très rapidement de par leur plus grande taille et leur vitesse de chute supérieure. La proportion des agrégats pendant l'overshoot est bien supérieure à celle obtenue pour la simulation S1M.

Température Potentielle	Glace primaire (%)		Neige (%)		Agrégats (%)	
	12:30 TU	13:15 TU	12:30 TU	13:15 TU	12:30 TU	13:15 TU
360 K	66,3	99,53	8,35	0,46	25,3	0
370 K	56,3	100	8,00	0	35,7	0
380 K	53,7	100	9,11	0	37,2	0
390 K	95,2	100	0,33	0	4,37	0
400 K	×	×	×	×	×	×

Tableau 6.7 : Composition en glace (en pourcentage de la glace totale) pour différents niveaux isentropes de l'UTLS dans la Grille 3 de BRAMS pour la simulation S2v4 du système convectif sud-tchadien à 12:30 TU (heure de l'overshoot) et 13:15 TU (quand la glace stratosphérique commence à sortir de la Grille 3).

Comme nous le verrons un peu plus tard dans ce chapitre (paragraphe 6.3.3), l'importance de ce résultat reste modeste compte tenu que la glace représente une proportion assez faible de l'eau totale injectée par l'overshoot. Il met cependant en évidence comment la composition en glace change selon le schéma microphysique. La **Figure 6.17** montre une coupe verticale de la vitesse verticale du vent au sein du système nuageux au moment de l'overshoot (ici 12:10 TU). Ici encore, dans le cœur convectif du système les vitesses dépassent 25 m.s^{-1} malgré une pénétration convective moins haute que pour les autres simulations. La valeur maximum de la vitesse verticale est d'environ 34 m.s^{-1} , compatible avec les résultats de simulation S2M mais inférieure à ceux de la simulation à microphysique 1 moment ($\sim 40 \text{ m.s}^{-1}$). Ce ne sont donc pas les différences de réglage microphysiques qui expliquent à elle seule les différences entre les vitesses verticales de l'overshoot de Choubeau et al. (2007) et nos simulations. La résolution spatiale

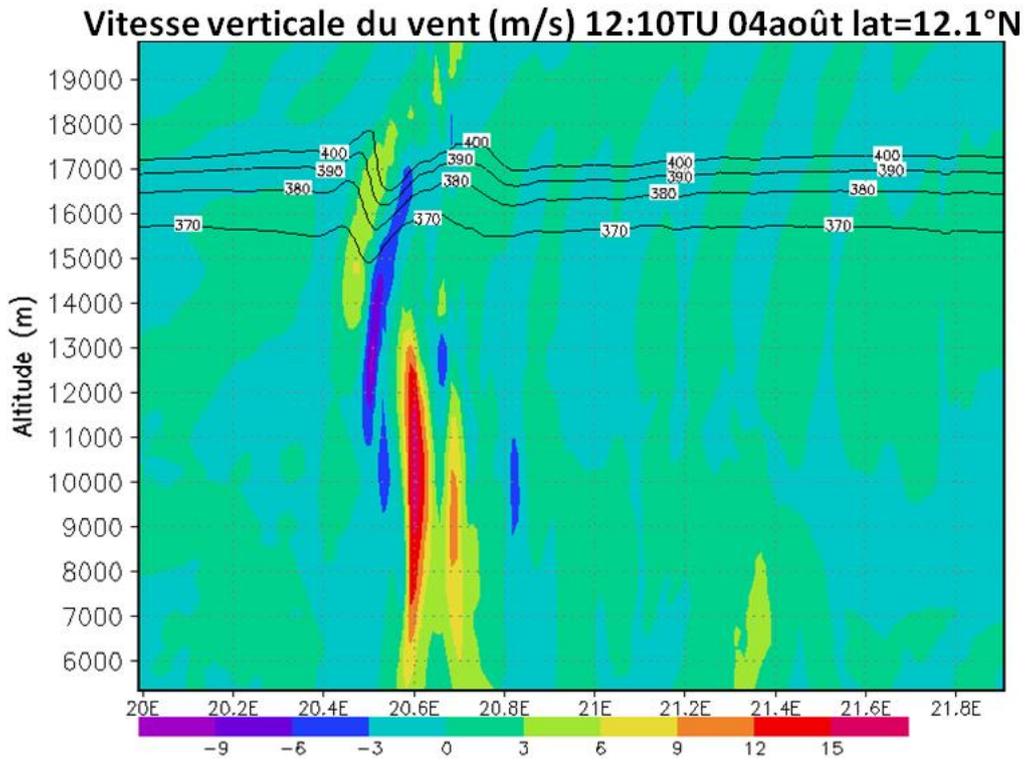


Figure 6.17 : Coupe verticale de la vitesse verticale du vent ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) selon la latitude $12,1^\circ\text{N}$ dans la Grille 3 de BRAMS à 12:10 TU, pour la simulation S2v4. Maximum de la vitesse du vent : $33,9 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$.

La **Figure 6.18** montre une coupe verticale de l'humidité relative par rapport à la glace (RH_i) selon de la latitude $12,1^\circ\text{N}$ dans la Grille 3 de BRAMS pendant l'overshoot. Elle met en évidence une zone proche de l'overshoot en aval, où la saturation est supérieure à 110% entre les niveaux 380 K et 390 K. Cette saturation dans la basse stratosphère atteint au maximum 127% pendant la période de l'overshoot. Ces conditions de saturation sont légèrement supérieures à ce qui avait été obtenu pour la simulation S2M. Ceci pourra éventuellement avoir un impact sur la faculté des particules de glace à sublimer après injection dans la basse stratosphère.

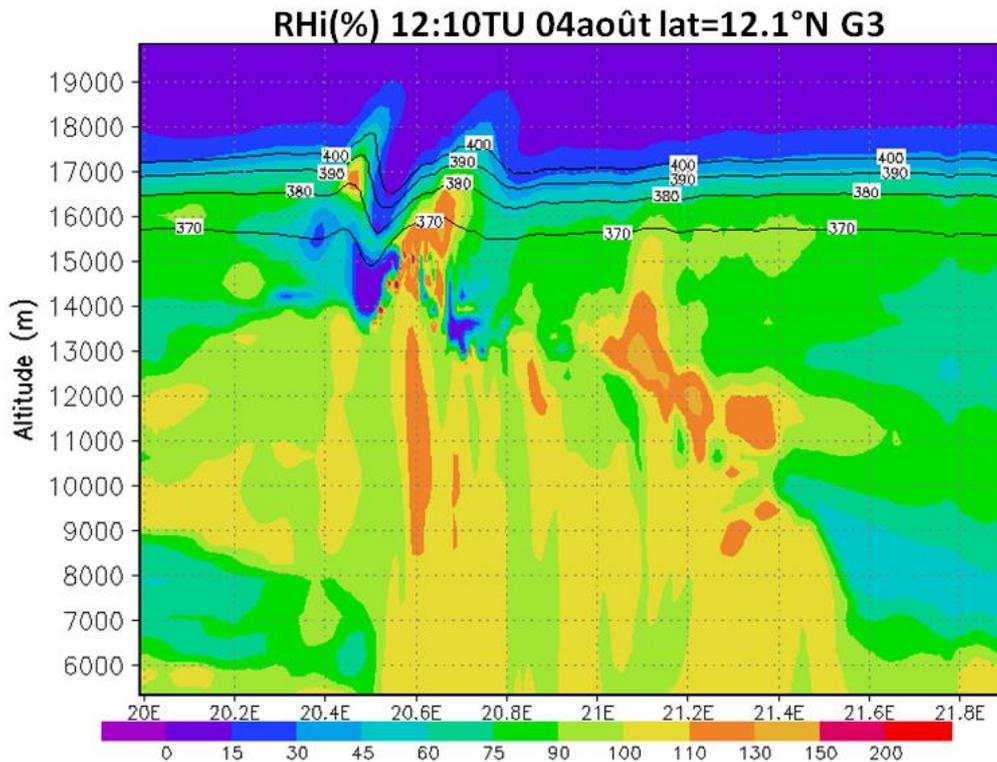


Figure 6.18 : Coupe verticale de RHi (%) (humidité relative par rapport à la glace) selon la latitude 12,1°N dans la Grille 3 de BRAMS à 12:10 TU, le 4 août 2006 pour la simulation S2v4.

6.3.3 Bilan d'eau de l'overshoot modélisé

Dans cette partie, je quantifie l'impact de ce cas simulé sur le bilan de l'eau dans la basse stratosphère. Je fournis des résultats de calcul pour la simulation S2v4 pour permettre la comparaison avec ce qui a été calculé pour deux autres simulations du même cas du sud du Tchad (S2M et S1M).

6.3.3.1 Flux d'eau à travers les niveaux isentrope

Nous avons montré en comparant les résultats de simulation S2M et S1M que ce calcul n'était pas toujours pertinent pour quantifier le pouvoir hydratant d'un overshoot sur la basse stratosphère car la quantité de d'eau qui est injectée dans la stratosphère par l'overshoot n'y reste pas intégralement. La quantité restante va dépendre du rapport entre l'eau et la vapeur dans ce transport à travers la tropopause, du type de glace qui y pénètre, et de l'humidité ambiante. Ici, nous montrons tout de même ces résultats de calcul pour permettre un élément de comparaison avec les résultats des simulations précédemment décrites, et les résultats de Chaboureau et al. (2007).

La **Figure 6.19** montre le calcul des flux montants à travers différents niveaux isentropes pour une période englobant les overshoots. A titre d'indication, pour les niveaux isentrope 380 K et

390 K, la figure montre également les résultats de flux de vapeur d'eau seule. Les résultats de cette figure sont d'allure assez différente de celles montrées pour les calculs similaires des simulations S2M et S1M. On soulignera les points suivants : (1) la valeur maximum des flux instantanés est nettement inférieure à celle des simulations précédentes : $1,4 \text{ t.s}^{-1}$ pour l'eau totale à 380 K et $1,04 \text{ t.s}^{-1}$ pour 390 K. Ces flux sont à comparer aux valeurs $3,8 \text{ t.s}^{-1}$ (380 K) et $1,5 \text{ t.s}^{-1}$ (390 K) pour S2M et $2,7 \text{ t.s}^{-1}$ (380 K) et $1,1 \text{ t.s}^{-1}$ (390 K) pour S1M. (2) La valeur maximum du flux ne correspond pas nécessairement à un instant où le nuage dépasse la tropopause : c'est par exemple le cas du niveau isentrope 380 K pour lequel le maximum est atteint avant l'overshoot (13:40 TU). (3) La contribution de la glace dans ces calculs de flux est anecdotique. Elle est à peine visible sur la **Figure 6.19a**). Un zoom sur la **Figure 6.19b** permet de voir une signature de la glace par la différence entre le flux d'eau total et le flux de vapeur. Cette différence n'est visible que pour le niveau 380 K. Ce dernier résultat est logique au vu des **Figures 6.16** et **Figure 6.18** où l'on identifie le sommet des nuages à 390 K et où la présence de glace au-dessus de 390 K est extrêmement limitée.

Le **Tableau 6.8** résume les résultats de flux intégrés pendant la période de quatre heures. Les quantités calculées sont paradoxalement très proches des valeurs calculées pour S2M. Par exemple pour la tropopause (380 K), le flux intégré est 13,1 kt pour la période de 4 heures de la simulation S2M alors qu'il est ici de 13,8 kt pour la même durée d'intégration. Pour 390 K on trouve ici 10,4 kt contre 9,8 kt pour S2M. Malgré la faible contribution de la glace dans cette intégration, les raisons de ces valeurs comparables sont les suivantes : pour S2v4, même si le maximum de flux instantané est bien inférieur à S2M, la période pendant laquelle les valeurs sont relativement importantes (par exemple $> 1 \text{ t.s}^{-1}$) est deux fois plus longue que pour S2M. De plus les valeurs de fond avant l'overshoot sont plus importantes pour S2v4 que pour S2M.

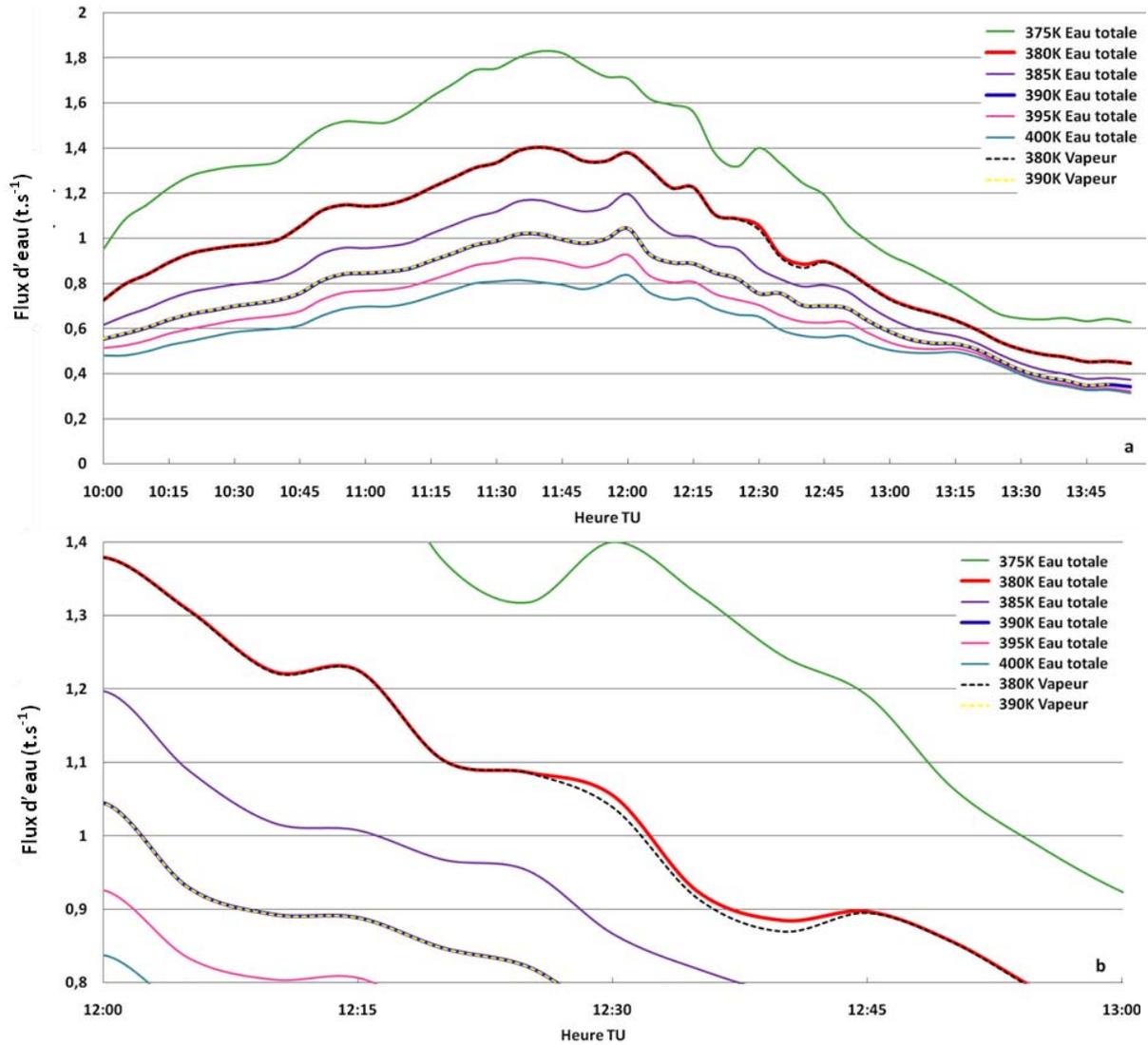


Figure 6.19 : (a) Flux d'eau totale (traits pleins) et d'eau vapeur (traits tiretés) pour différents niveaux isentropes dans le domaine de la Grille 3, calculés entre 10:00 TU et 13:55 TU pour la simulation S2v4 à microphysique double moment. (b) Résultats zoomés entre 12:00 TU et 13:00 TU.

Eau totale							
Niveau isentrope (K)	370 K	375 K	380 K	385 K	390 K	395 K	400 K
Intégrée de flux (kt)	27,2	18,2	13,8	11,7	10,4	9,5	8,7
Par unité de temps (kt.h ⁻¹)	6,80	4,56	3,47	2,93	2,60	2,63	2,17
Par unité de temps (t.s ⁻¹)	1,89	1,26	0,96	0,81	0,72	0,66	0,6

Tableau.6.8 : Flux intégrés d'eau totale à travers différents niveaux isentropes autour de la période d'overshoot.

6.3.3.2 Masse d'eau stratosphérique restante après l'overshoot

La **Figure 6.20** montre l'évolution de la masse d'eau stratosphérique dans la Grille 3 de BRAMS entre 10:00 TU et 14:00 TU. La référence de masse nulle est prise au moment où la glace apparaît dans la Grille 3. Le lecteur notera que l'échelle des ordonnées est dilatée par rapport aux bilans de masses montrés pour S2M et S1M. La masse d'eau augmente rapidement. A partir de 11:45 TU où la glace commence à apparaître dans la Grille 3, l'augmentation est un peu plus lente. L'eau totale atteint un maximum d'environ 125 t. La contribution de la glace est alors de 7 t. Une baisse de l'eau totale apparaît alors (12:50 TU) : elle est due au fait que l'overshoot est excentré dans la Grille 3 et que le panache hydraté sort assez rapidement de la Grille 3. Une hypothèse sur la masse réellement restante dans la stratosphère après l'overshoot dans la bulle hydratée doit être faite. En regardant les résultats d'un sous-domaine de la Grille 2 de surface identique à la Grille 3 mais décalé vers le nord-ouest englobant la bulle hydratée on montre que la vapeur d'eau stratosphérique reste constante en première approximation à partir de 13:00 TU (elle augmente dans ce sous-domaine auparavant). Ainsi on peut estimer que l'eau restante est au minimum la valeur de l'eau vapeur au maximum de notre estimation dans la Grille 3 et au maximum la valeur de l'eau totale pour ce même instant en supposant que toute la glace restante sublime. Cela donne une gamme de valeur entre 121 t et 128 t. Ces valeurs sont proches des estimations de Hassim et Lane (2010), de Grosvenor (2010) et de Peter et al. (2008), entre 100 et 150 t. Néanmoins, la violence de l'overshoot est ici bien inférieure aux cas précités et l'augmentation est essentiellement due à l'augmentation de flux de vapeur d'eau par le système convectif. La présente estimation est sans doute entachée d'erreurs significatives car il est difficile d'estimer le flux à travers la tropopause dû uniquement à l'overshoot et non pas dû à une activité convective intense environnante qui induirait ce transport.

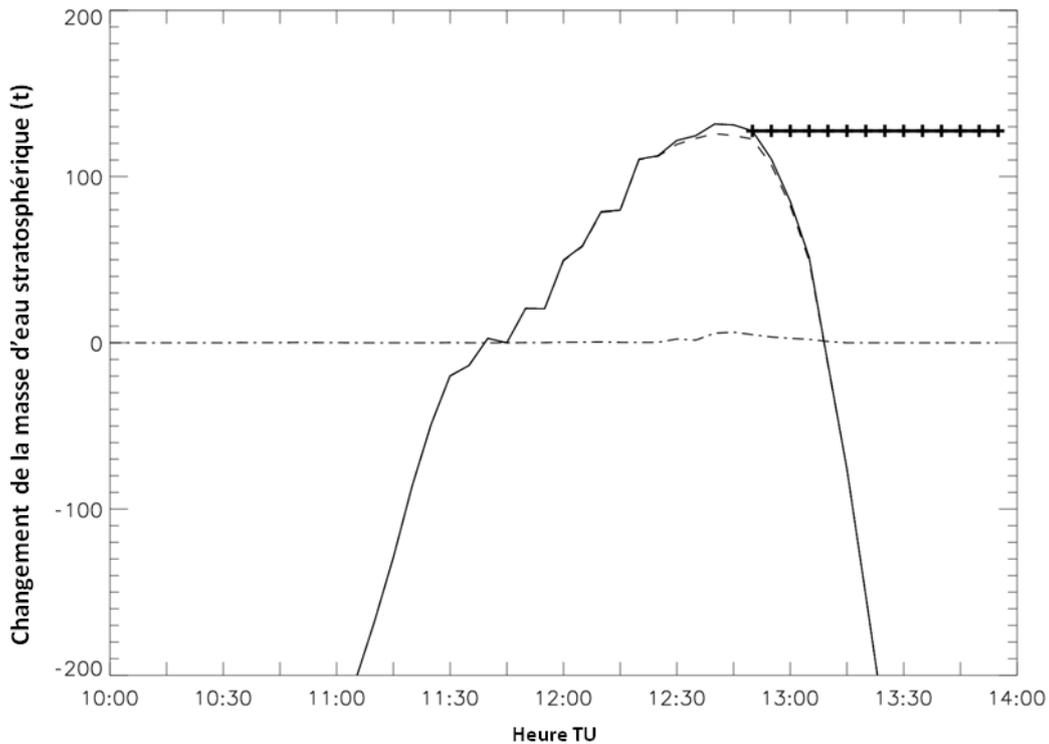


Figure 6.20 : Changement de masse d'eau stratosphérique autour de la période de l'overshoot calculé dans la Grille 3 pour la simulation S2v4. La masse nulle est prise pour 11:45 TU où la glace commence à apparaître dans la stratosphère. Trait plein : eau totale. Trait tireté : vapeur d'eau. Trait tireté-pointillé : glace.

6.3.3.3 Suivi de la bulle hydratée

La **Figure 6.21** montre l'évolution du signal hydraté après injection dans la stratosphère au niveau 385 K. Ce niveau est choisi ici plutôt que 390 K pour les simulations S2M et S1M. Les maximums de rapport de mélange en eau totale et le maximum de proportion de glace par rapport à l'eau totale y sont également rapportés. Elle montre l'advection du signal hydraté vers l'ouest. Ce signal sort (partiellement) assez rapidement de la zone de la Grille 3 (12:30 TU **Figure 6.21d**). Le rapport de mélange maximum d'eau est atteint à 12:00 TU avec 8,5 ppmv soit 3,2 ppmv au-dessus des valeurs de fond. A 12:30 TU un deuxième maximum apparaît vers 20,5°E derrière le signal hydraté de l'overshoot. On peut montrer que cette deuxième bulle ne contient pas de glace. La première bulle hydratée contient un maximum local de 6,8 ppmv, soit environ 1,5 ppmv au-dessus de la valeur de fond. Cela est déjà moins que l'augmentation locale de vapeur d'eau mesurée par FLASH et micro-SDLA au-dessus de Niamey dans une masse d'air provenant de ce même overshoot. La deuxième bulle grossit lors de son advection vers l'ouest et commence à sortir de la Grille 3 vers 13:00 TU. C'est de façon surprenante à 12:45 TU que la proportion de glace par rapport à l'eau totale est la plus importante avec 21,6%, alors que la première bulle est presque sortie de la Grille 3.

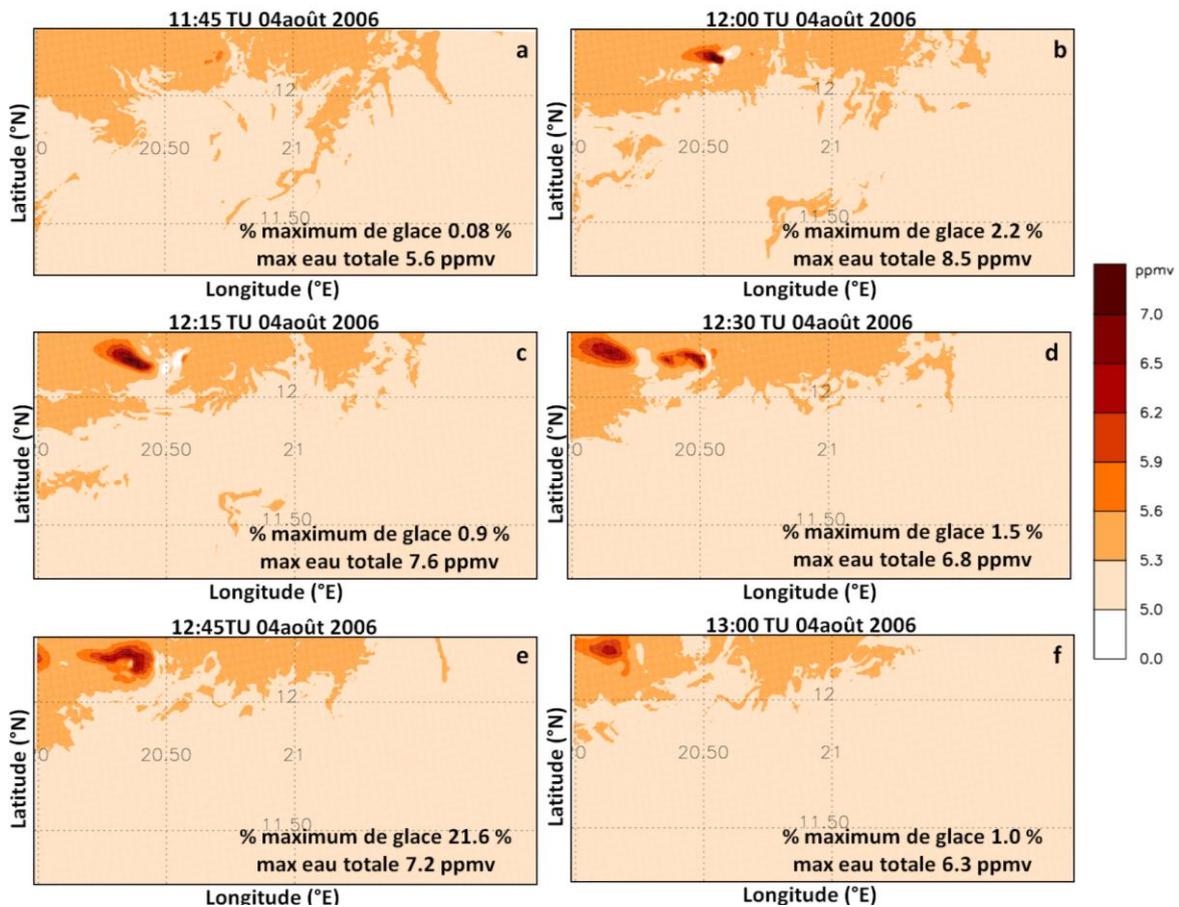


Figure 6.21 : Evolution de l'eau totale dans la bulle hydratée par l'overshoot au niveau isentrope 385 K. Le maximum de rapport de mélange d'eau totale ainsi que la proportion maximum de glace par rapport à l'eau totale sont également indiqués pour chaque panneau.

La **Figure 6.22** montre pour deux échéances (12:05 TU et 12:40 TU), l'humidité relative par rapport à la glace dans la Grille 3 pour le niveau isentrope 385 K. L'humidité relative est calculée dans la colonne de gauche avec la teneur en vapeur d'eau, alors que dans la colonne de gauche, RH_i est calculée avec la concentration d'eau totale et indique donc le potentiel de la bulle à saturer l'air une fois toute la glace sublimée. Le maximum de RH_i est aussi indiqué. La figure montre que pour ces deux instants, quelque soit la manière dont RH_i est calculée, il existe des endroits où l'air est saturé par rapport à la glace. Ceci explique notamment que les agrégats aient vite été éliminés par sédimentation, car les conditions sont plus favorables à la croissance des hydrométéores par condensation solide qu'à la sublimation. Alors que l'humidité relative calculée avec la vapeur d'eau diminue avec le temps (maximum à 142%), celle calculée avec l'eau totale augmente. Les zones de saturations sont relativement petites comme cela avait été remarqué pour une coupe verticale de RH_i sur la **Figure 6.18**.

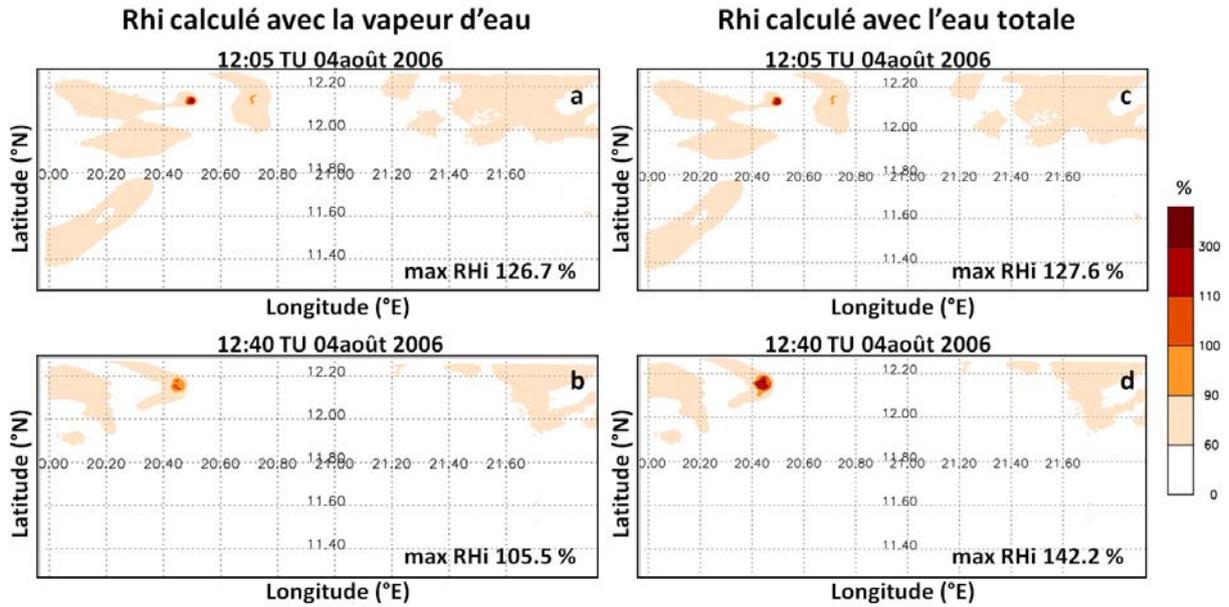


Figure 6.22 : Carte d’humidité relative par rapport à la glace au niveau isentrope 385 K à 12:05 TU (a et c) et 12:40 TU (b et d). RHi est calculée en utilisant la vapeur d’eau (a et b) ou en utilisant l’eau totale (c et d).

6.3.4 Conclusion de la simulation S2v4

Dans cette **Partie 6.3**, nous avons effectué une seconde simulation du cas du Tchad avec un schéma microphysique à double moment, tout comme la simulation présentée dans le **Chapitre 4**. Ici la seule différence provient du paramètre de forme ν , fixé à 4 au lieu de 2 dans la simulation S2M présenté dans le **Chapitre 4**. Ce paramètre de forme plus grand a pour caractéristique d’augmenter la concentration maximum d’un type d’hydrométéore et de resserrer la distribution autour du diamètre pour lequel la concentration est maximum. Dans cette simulation, un overshoot est bien modélisé par BRAMS au nord de la Grille 3. Cependant, son impact sur l’injection de glace est relativement faible par rapport aux autres simulations du même cas, puisque l’on montre que c’est essentiellement la vapeur d’eau qui traverse la tropopause pour hydrater la stratosphère. Ainsi, la glace joue un faible rôle dans l’hydratation (ou potentiellement la déshydratation dans le cas contraire) et va avoir une influence mineure sur la vapeur d’eau stratosphérique car les concentrations en hydrométéores glacés sont faibles (plus faibles que pour les autres simulations du même cas, et plus faible que des mesures de glace stratosphérique à proximité d’overshoot (Corti et al., 2008).

On montre que la quantité d’eau injectée et qui reste dans la stratosphère est de l’ordre de 125 t, ce qui est la plus petite estimation des tests présentés dans cette thèse. Alors que ces résultats sont comparables à d’autres estimations de la littérature (Peter et al., 2008; Iwasaki et al., 2010; Grosvenor, 2010; Hassim et Lane, 2010), les études précitées correspondent à des

cas d'injection significative de la glace contrairement à notre cas. Notons que de par la forme de la distribution en taille choisie et un poids plus important donné à l'hydrométéore de plus grande taille dans la distribution, ce paramètre de forme est peu propice à une longue résidence des particules de glace dans la stratosphère. Dû quasi-uniquement à l'injection de vapeur dans la stratosphère, la bulle stratosphérique est faiblement hydratée et, lors de son advection en direction de l'ouest-nord-ouest, le rapport de mélange en eau totale devient vite inférieur à l'augmentation locale de vapeur d'eau mesurée dans la même masse d'air en aval au-dessus de Niamey. De fait, cette simulation ne peut pas être validée par son impact sur l'hydratation de la stratosphère, trop faible dans ce cas par rapports aux observations. L'idée derrière ce test était d'avoir une simulation la plus proche possible de la simulation S2M présentée dans le **Chapitre 4**. Or, ici, l'overshoot modélisé est décalé vers le nord, en lisière de la Grille 3, et également décalé vers l'ouest. Un résultat différent aurait peut-être été obtenu et décalant la position de la Grille 3, prenant de manière plus précise le système dans lequel se développe l'overshoot. Faute de temps, il n'a pas été possible d'effectuer et d'analyser une autre simulation pour $v = 4$.

6.4 Conclusion du chapitre

Dans ce chapitre nous avons cherché à estimer l'impact des paramétrages microphysiques du modèle sur les résultats d'hydratation de la stratosphère par les overshoot. Un cas unique d'observation d'overshoot a été étudié : celui du 4 août 2006 dans le sud du Tchad pendant la campagne SCOUT-AMMA ont été testées l'influence du schéma microphysique lui-même (simple moment ou double moment), mais également pour un schéma microphysique double moment, l'influence du paramètre de forme. C'est certainement ce dernier test qui du point de vue de la validation météorologique présente les moins bons résultats : seules les zones de très fortes précipitations sont bien reproduites pour cette simulation. La quantité de glace stratosphérique due à l'overshoot est très faible et est très en deçà de ce qu'on l'on peut mesurer à proximité d'un overshoot (Corti et al., 2008). Les conclusions sur l'hydratation de la stratosphère par cette simulation sont donc à prendre avec précaution : une hydratation d'environ 125 t est calculée pour ce cas, et cette estimation est paradoxalement la plus proche des estimations déduites d'observation (Peter et al., 2008; Iwasaki et al., 2010). Ce résultat indique tout de même que la phase vapeur seule peut jouer un rôle important dans le transport d'eau à travers la tropopause par les overshoots.

Les résultats de la simulation à microphysique à un seul moment S1M nous renseignent sur l'importance des hydrométéores et de leur taille typique dans leur capacité à rester ou non dans la stratosphère après injection par l'overshoot. La comparaison entre la simulation S2M à double moment discutée dans le **Chapitre 4** et la simulation S1M montre des différences significatives sur la capacité d'un même overshoot à hydrater la stratosphère. Dans un cas (S2M), on trouve une hydratation de 330 t à 507 t, tandis que dans S1M, on trouve typiquement une gamme d'hydratation entre 750 t et 950 t. Une des différences essentielles entre ces deux simulations provient de la nature et la taille des hydrométéores injectés : le sommet stratosphérique du système dans S1M contient beaucoup plus de glace primaire que la simulation dans la S2M qui contient une proportion égale de glace primaire, de neige et d'agrégats au début de l'overshoot. Les hydrométéores les plus gros et les plus lourds sont alors éliminés rapidement par sédimentation, tandis que la glace primaire, plus petite en taille a tendance à rester dans la stratosphère où les conditions thermodynamiques lui permettent avec le temps de sublimer et d'hydrater irréversiblement la stratosphère. C'est donc en partie pour cela que la simulation S1M va plus hydrater la stratosphère car la tourelle convective de l'overshoot est faiblement composée d'hydrométéores lourds. D'autre part, la quantité de vapeur d'eau injectée dans la stratosphère pour S1M est plus importante que dans S2M. Notons enfin que dans S1M, l'humidité relative est plus importante que dans S2M et les zones saturées sont plus importantes : ainsi, la glace primaire restante met plus de temps à sublimer que dans S2M. La sublimation d'une partie de la glace primaire hydrate plus la stratosphère et donc augmente l'humidité relative qui se rapproche peu à peu de la saturation et donc ralentit le processus de sublimation.

Il est nécessaire donc de réfléchir au réalisme de ces simulations pour savoir quelle est la plus représentative d'un cas observé et quelle est le taux typique d'hydratation par un overshoot. Du point de vue purement météorologique, la simulation S2M simule le système convectif le plus proche des observations et les deux autres simulations présentées dans ce chapitre le sont un peu moins, même si des caractéristiques importantes de la convection sont correctement représentées. On peut sans doute en déduire que la simulation S2M présente une microphysique plus réaliste.

Ce chapitre de tests de sensibilité met en perspective les différences entre modèles dans différentes études de l'impact des overshoots sur le bilan de l'eau dans la TTL. Certains utilisent une microphysique à 1 moment (Chaboureau et al., 2007), d'autres à 2 moments (Grosvenor et al., 2007) enfin d'autre à double moment pour certains hydrométéores (Chemel et al., 2009; Hassim and Lane, 2010). La microphysique n'est pas la seule cause possible des

différences mais elle y participe. Par exemple, les vitesses verticales importantes le flux important calculés par Chaboureau et al. (2007) est compatible avec notre simulation S1M. Notons également que la gamme d'hydratation calculée par tous ces tests, entre 125 t et 950 t est très proche de la gamme générale donnée par Grosvenor (2010) entre 100 t et 1100 t.

III Conclusions et perspectives

Chapitre 7

Conclusions et perspectives

7.1 Résumé des principaux résultats et conclusion

Le travail présenté dans ce mémoire de thèse vise à mieux comprendre le transport d'eau à travers la tropopause. Ce besoin de comprendre les mécanismes de transport d'eau à travers la tropopause est motivé par les tendances passées d'augmentation de vapeur d'eau stratosphérique, composé clé de l'effet de serre et de la chimie de la couche d'ozone, tendance encore insuffisamment comprise. La plus grande partie de ce transport s'effectue par les régions tropicales où deux mécanismes à différentes échelles de temps et d'espace rentrent en compétition. D'une part, il existe une ascension lente à travers la tropopause due à un chauffage radiatif net positif. Lors de l'ascension, les parcelles d'air dans un air très froid arrivent à saturation et s'assèchent par sédimentation des cristaux de glace ainsi formés. D'autre part, il existe des transports rapides sur de petites surfaces par la convection profonde tropicale quand celle-ci atteint la basse stratosphère (on parle alors d'overshoot). Au GSMA, une double approche pour l'étude de la vapeur d'eau stratosphérique est utilisée :

- Une approche instrumentale avec le développement et des mesures *in situ* d'instruments laser infrarouge sous ballons.
- Une approche par modélisation atmosphérique, pour simuler le transport rapide d'eau par les systèmes convectifs tropicaux qui pénètrent dans la stratosphère.

Mon travail a utilisé les deux approches même si la plus grande partie de cette thèse a concerné l'approche par modélisation : le report dans le temps d'une campagne de terrain au Brésil ne m'a pas permis de m'impliquer dans l'inversion des mesures, comme initialement prévu. Les codes d'inversion de mesure que j'ai modifiés pendant mon travail ont été utilisés pour inverser le profil de vapeur d'eau du vol de l'hygromètre laser Pico-SDLA à Teresina au Brésil équatorial en juin 2008. Les interprétations de ces mesures ont débuté au LPC₂E d'Orléans. Une autre version du code a été utilisée pour obtenir les concentrations de CO₂ *in situ* à Reims en préparation d'une campagne de mesures au sol.

La partie modélisation de mon travail a consisté à étudier plusieurs cas d'overshoots en Afrique pendant la campagne SCOUT-AMMA en 2006, et d'estimer leur impact sur l'hydratation de la basse stratosphère. Deux cas différents ont été modélisés, un cas dans le sud du Tchad le 4 août 2006 et un autre cas dans l'Aïr (centre du Niger) le 5 août 2006. J'ai pour le cas du Tchad, également effectué des tests de sensibilité pour estimer ce que valent les estimations d'hydratation par les modèles et pour mieux cerner l'impact de la microphysique des nuages dans les bilans d'eau calculés. Toutes ces simulations ont été réalisées avec le

modèle méso-échelle BRAMS avec, à chaque fois, trois grilles imbriquées et une résolution horizontale allant de 20 km pour la plus grande grille à 1 km pour la petite grille.

La simulation du cas du Tchad montre un assez bon accord entre observations satellitales et sorties de modèle pour les précipitations et pour l'activité d'overshoot. J'ai pu alors estimer l'impact de l'overshoot sur l'eau dans la stratosphère. En calculant le flux montant d'eau totale et d'eau vapeur vers la stratosphère, on calcule des quantités de l'ordre de la tonne par seconde à travers la tropopause. La valeur maximum du flux total de $3,8 \text{ t.s}^{-1}$, est bien inférieure à celle de Chaboureau et al. (2007) pour la vapeur d'eau seule ($\sim 6 \text{ t.s}^{-1}$). On calcule également une augmentation du rapport de mélange en eau dans la basse stratosphère de l'ordre de $0,21 \sim 0,6 \text{ ppmv}$ dans la Grille 3, en accord avec une estimation précédente de Grosvenor et al. (2007) pour un cas idéalisé au Brésil ($0,26 \text{ ppmv}$) pour une surface de calcul identique. La question fondamentale de ce travail est non pas de quantifier la quantité d'eau qui rentre dans la stratosphère, mais celle qui reste dans la stratosphère après l'overshoot. Une gamme de 330 à 507 t a été estimée. Pour ce cas cette quantité est en accord avec la gamme d'estimation de Grosvenor (2010) par modélisation, mais supérieure à d'autres estimations basées sur des observations en Océanie de l'ordre de $100 \sim 150 \text{ t}$ (Iwasaki et al., 2010, Peter et al., 2008). Vu le faible nombre d'estimations, nous ne pouvons pas dire laquelle est la plus représentative. Nous avons tout de même pu montrer que lors de l'advection d'une parcelle d'air stratosphérique hydratée par l'overshoot en direction de Niamey cette parcelle gardait des quantités élevées de vapeur d'eau supérieure de quelque ppmv au-dessus des valeurs environnantes. Ceci confirme l'idée de Khaykin et al. (2009) selon laquelle les couches hydratées dans la basse stratosphère au-dessus de Niamey mesurées par les hygromètres FLASH-B et micro-SDLA étaient dues à un overshoot tchadien dont l'air avait été advecté au-dessus du Niger.

Un autre cas a été étudié dans la région de l'Aïr. Il s'agit d'un MCS (mesoscale convective system) bien organisé dont le développement est lié à l'orographie du massif de l'Aïr. De ce point de vue, c'est un cas assez différent du cas du Tchad, moins organisé. Les résultats météorologiques ont été validés mais le modèle surestime l'activité d'overshoot après 75 minutes de convection intense. J'ai donc estimé l'impact de cet overshoot uniquement pendant la période où il y avait accord entre modèle et observation d'overshoot. On montre alors des flux à travers la tropopause plus faibles que pour le cas du Tchad d'environ un quart. Les valeurs maximum de flux instantanés sont également plus faibles. La quantité d'eau injectée par l'overshoot qui reste dans la stratosphère est également plus faible : elle est estimée au maximum à 200 t. Cette différence entre le cas du Tchad et le cas de l'Aïr provient

du fait que les conditions d'humidité dans la TTL sont différentes. La TTL dans l'Air est plus humide que dans le sud du Tchad. Les particules subliment moins rapidement et vont avoir tendance à sédimenter plus facilement. Récemment, Hassim et Lane (2010) ont montré sur un cas idéalisé que des conditions d'humidité différentes pouvaient même mener à un impact de déshydratation de la basse stratosphère si la saturation est atteinte par rapport à la glace. Cette comparaison entre les deux cas, modélisés avec le même modèle et les mêmes réglages, souligne la variabilité de l'impact des overshoots sur l'hydratation de la basse stratosphère. Ceci rend donc difficile une extrapolation directe de l'impact des overshoots à grande échelle. Il faudra donc tenir compte de cette variabilité et mieux la quantifier à l'avenir pour pouvoir passer à l'étape de l'extrapolation.

J'ai également cherché à estimer l'impact des réglages microphysiques du modèle sur mes estimations d'hydratation. Ce travail peut donner des explications sur les différences entre estimations par différents modèles et ces tests ont porté sur deux réglages : le schéma microphysique lui-même (à deux moments ou à un seul moment), et la forme de la fonction de distribution en taille des hydrométéores. Ainsi deux autres simulations du cas du Tchad ont été réalisées en utilisant d'une part le schéma microphysique à un moment, et d'autre par le schéma à deux moments en changeant le paramètre de forme de la fonction de distribution. La simulation à un seul moment prédit le rapport de mélange des hydrométéores alors que la taille moyenne des hydrométéores est fixée. La taille des hydrométéores injectés dans la stratosphère va déterminer leur vitesse de sédimentation et donc le pouvoir hydratant sur la stratosphère. J'ai pu montrer qu'en partie à cause de la différence de composition des hydrométéores dans la basse stratosphère entre les simulations à double ou à simple moment, que la simulation à simple moment hydratait plus la stratosphère que la simulation à double moment. La simulation simple moment contient plus de glace primaire (de petite taille) dans la tourelle de l'overshoot que la simulation à double moment où les particules les plus lourdes sont rapidement éliminées. La simulation à un moment calcule une hydratation entre 750 t et 950 t.

La simulation à double moment en changeant le paramètre de forme donne des résultats encore différents des deux autres estimations. L'overshoot modélisé est moins intense que pour les deux autres estimations, et la quantité de glace injectée dans la stratosphère est plus faible. La quantité d'eau qui reste dans la stratosphère est de l'ordre de 125 t, la contribution de la glace étant au maximum de 7 t. Ce test montre néanmoins que dans le cas d'un overshoot peu intense, la quantité de vapeur d'eau traversant la tropopause est non-négligeable et doit être prise en compte.

Toutes ces estimations montrent une variabilité de l'impact des overshoots vu par les modèles. On montre d'une part une variabilité importante selon les cas, et une variabilité importante selon les réglages du modèle (ici les réglages microphysiques), ce qui peut être vu comme l'incertitude du modèle sur les estimations calculées, rendant pour l'instant difficile l'extrapolation à plus grande échelle de l'impact des overshoots. Ce point n'a pas été abordé dans mon travail. La simulation à deux moments présentée dans le **Chapitre 4** donnant les meilleurs accords entre modèle et observation, c'est plutôt vers ce réglage qu'il est préférable de continuer les simulations d'overshoot, du moins dans cette région du globe.

7.2 Perspective

Mon travail a apporté une contribution dans la quantification de l'impact des overshoots à l'échelle locale. Elle complète les estimations déjà données dans la littérature, en faible nombre. En terme d'estimation par les modèles seulement 2 références donnaient la masse d'eau stratosphérique restante après un overshoot (Grosvenor, 2010 ; Hassim et Lane, 2010) avec une gamme de 100 à 1100 t pour le premier dans lequel s'insère mes résultats et 150 t pour le second. Le but ultime d'un tel travail est de pouvoir quantifier l'impact des overshoot à l'échelle globale et son rôle relatif par rapport au « piège froid », ce processus d'ascension lente accompagné de formation de cristaux de glace qui ensuite sédimentent et assèchent la TTL.

Pour ce faire, il faut d'abord mieux cerner la variabilité de l'impact des overshoots à échelle locale. Cela passe par une meilleure quantification de la variabilité des overshoots selon les cas, en étudiant plus de cas avec le même outil et surtout, en étudiant plusieurs régions du globe où d'une part, la convection peut prendre différentes formes, mais également où les conditions thermodynamiques peuvent être assez différentes. Cela passe également par une étude plus approfondie des incertitudes des résultats de modélisation. Dans mon travail, seuls les tests de sensibilités sur la microphysique ont été réalisés. Une étude de sensibilité sur la résolution horizontale et verticale sera également nécessaire, mais n'a pas pu être réalisée au cours de ma thèse. Les deux points soulevés ici seront abordés dans un projet nommé TROPICO, mené par le GSMA et qui commence fin 2010. Le but de ce projet est d'étudier le bilan de l'eau dans la TTL à plusieurs échelles de temps et d'espace. Il sera basé sur une campagne de petits ballons à Bauru au Brésil et sur des études de modélisation à l'échelle des overshoots et à l'échelle globale. Un des objectifs de TROPICO sera d'étudier la variabilité des overshoots dans la région de Bauru pour pouvoir mieux rendre compte de ces variabilités dans

une estimation plus globale ou régionale de leur impact. Les études réalisées lors de ma thèse serviront de point de départ à toutes les études de modélisation méso-échelle du projet. Les outils de calcul de bilan développés pendant ma thèse seront également utilisés. De manière ultime, les résultats de modélisation méso-échelle dans TRO-pico pourront servir au développement d'une paramétrisation de l'impact des overshoots sur l'hydratation de la stratosphère à inclure dans les modèles de chimie transport et de chimie-climat.

Bibliographie

- ALDER, R. F.**, Huffman, G. J., Bolvin, D. T., Curtis, S. and Nelkin, E. J. - **Tropical rainfall distributions determined using TRMM combined with other satellite and rain gauge information** - *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 2000, 39, 2007:2023.
- ALDER, R. F.**, Huffman, G. J., Chang, A., Fertato, R., Xie, P. -P., Janowiak, J., Rudolf, B., Schneider, U., Curtis, S., Bolvin, D. T., Gruber, A., Susskind, J., Arkin, P. and Nelkin, E. - **The Version-2 Global Precipitation Climatology Project (GPCP) Monthly Precipitation Analysis (1979 - Present)** - *Journal of Hydrometeorology*, 2003, 4, 1147:1167.
- AGUSTI-PANAREDA, A.**, Vasiljevic, D., Beljaars, A., Bock, O., Guichard, F., Nuret, M., Garcia Mendez, A., Anderson, B. E., Bechtold, P., Fink, A., Hersbach, H., Lafore, J. -P., Ngamini, J. -B., Parker, D. J., Redelsperger, J. -L. and Tompkins, A. M. - **Radiosonde humidity bias correction over the West African region for the special AMMA reanalysis at ECMWF** - *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 2009, 135, 595:617.
- AGUSTI-PANAREDA, A.**, Beljaars, A., Cardinali, C., Genkova, I. and Thorncroft, C. D. - **Impact of assimilating AMMA soundings on ECMWF analyses and forecasts** - *Weather and Forecasting*, 2010, 25, 1142:1160.
- CAIRO, F.**, Pommereau, J. P., Law, K. S., Schlager, H., Garnier, A., Fierli, F., Ern, M., Streibel, M. et al. - **An overview of the SCOUT-AMMA stratospheric aircraft, balloons and sondes campaign in West Africa, August 2006 : rationale and roadmap** - *Atmospheric Chemistry and Physics*, 2010, 10, 2237:2256.
- Jr. CARPENTER, R. L.**, Droegemeier, K. K. and Blyth, A. M. - **Entrainment and detrainment in numerically simulated cumulus congestus clouds. Part I: General Results** - *Journal of Atmospheric Sciences*, 1998, 55, 3417:3432.
- CECIL, D. J.**, Zipser, E. J. and Nesbitt, S. W. - **Reflectivity, ice scattering and lightning characteristics of hurricane eyewalls and rainbands. Part I: Quantitative description** - *Monthly Weather Review*, 2002, 130, 769:784.
- CECIL, D. J.**, Goodman, S. J., Boccippio, D. J., Zipser, E. J. and Nesbitt, S. W. - **Three years of TRMM precipitation features. Part I: Radar, radiometric, and lightning characteristics** - *Monthly Weather Review*, 2005, 133, 543:566.
- CHABOUREAU, J. -P.**, Cammas, J. -P., Mascart, P., Pinty, J. -P., Claud, C., Roca, R. and Morcrette, J. -J. - **Evaluation of a cloud system life-cycle simulated by Meso-NH during FASTEX using METEOSAT radiances and TOVS-3I cloud retrievals** - *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 2000, 126, 1735:1750.

- CHAUBOUREAU, J. -P.**, Cammas, J. -P., Mascart, P. J. and Lafore, J. -P. - **Mesoscale model cloud scheme assessment using satellite observations** - *Journal of Geophysical Research*, 2002, 107, 4301:4321.
- CHAUBOUREAU, J. -P.**, Cammas, J. -P., Duron, J., Mascart, P. J., Sitnikov, N. M. and Voessing, H. -J. - **A numerical study of tropical cross-tropopause transport by convective overshoots** - *Atmospheric Chemistry and Physics* - 2007,7, 1731:1740.
- CHEMEL, Ch.**, Russo, M., Pyle, J. A., Sokhi, R. S. and Schiller, C. - **Quantifying the imprint of a severe Hector thunderstorm during ACTIVE/SCOUT-O3 onto the water content in the upper troposphere/lower stratosphere** - *Monthly Weather Review*, 2009, 103, 2493:2514.
- CHEPFER, H.**, Chiriaco, M., Vautard, R. and Spinhirne, J. - **Evaluation of the ability of MM5 mesoscale model to reproduce optically thin clouds over Europe in fall using ICE/SAT lidar spaceborn observations** - *Monthly Weather Review*, 2007, 135, 2737:2753.
- CHEPFER, H.**, Bony, S., Winker, D., Chiriaco, M., Dufresne, J. -L and Sèze, G. - **Use of CALIPSO lidar observations to evaluate the cloudiness simulated by a climate model** - *Geophysical Research Letters*, 2008, 35, L15704.
- CLARK, T. L.** - **A small-scale dynamic model using a terrain-following coordinate transformation** - *Journal of Computational Physics*, 1977, 24, 186:215.
- CORTI, T.**, Luo, B. P., M. de Reus, Brunner, D., Cairo, F., Mahoney, M. J., Martucci, G., Matthey, R., Mitev, V., dos Santos, F. H., Schiller, C., Shur, G., Sitnikov, N. M., Spelten, N., Vossing, H. J., Borrmann, S. and Peter, T. - **Unprecedented evidence for overshooting convection hydrating the tropical stratosphere** - *Geophysical Research Letters*, 2008, 35, L10810.
- COTTON, W. R.**, Stephens, M. A., Neukorn, T. and Tripoli, G. J. - **The Colorado State University three dimensional cloud/mesoscale model. II: An ice parameterization** - *Journal de Recherches Atmospheriques*, 1982, 16, 295:320.
- COTTON, W. R.**, Pielke Sr., R. A., Walko, R. L., Liston, G. E., Tremback, C. J., Jiang, H., McAnelly, R. L., Harrington, J. Y., Nicholls, M. E., Carrio, G. G. and McFadden, J. P. - **RAMS 2001: Current status and future directions** - *Meteorology and Atmospheric Physics*, 2003, 82, 5:29.
- DANIELSEN, E. F.** - **A dehydration mechanism for the stratosphere** - *Geophysical Research Letters*, 1982, 9, 605:608.

- DESSLER, A. E.** - The effect of deep, tropical convection on the tropical tropopause layer - *Journal of Geophysical Research*, 2002, 107, 4033.
- DURRY, G. and MEGIE, G.** - Atmospheric CH₄ and H₂O monitoring with near-infrared InGaAs laser diodes by the SDLA, a balloonbornespectrometer for tropospheric and stratospheric in situ measurements - *Applied Optics*, 1999, 38, 7342:7354.
- DURRY, G. and MEGIE, G.** - In Situ Measurements of H₂O From a Stratospheric Balloon by Diode Laser Direct-Differential Absorption Spectroscopy at 1.39 μm - *Applied Optics*, 2000, 39, 5601:5608.
- DURRY, G., Amarouche, N., Zéninari, V., Parvitte, B., Lebarbu, T. and Ovarlez, J.** - In situ sensing of the middle atmosphere with balloonborne near-infrared laser diodes - *Spectrochimica. Acta Part A: Molecular and Biomolecular Spectroscopy*, 2004, 60, 3371:3379.
- DURRY, G., Amarouche, N., Joly, L., Liu, X., Zéninari, V. and Parvitte, B.** - Laser diode spectroscopy of H₂O at 2.63 micron for atmospheric applications - *Applied Physics B*, 2008, 90, 573:580.
- DURRY, G., Li, J., Vinogradov, I., Titov, A., Kalyuzhny, A. V., Joly, L., Cousin, J., Decarpenterie, T., Amarouche, N., Liu, X., Parvitte, B., Korablev, O., Gerasimov, M. and Zéninari, V.** - Near infrared diode laser spectroscopy of C₂H₂, H₂O, CO₂ and their isotopologues and application to TDLAS, a tunable diode laser spectrometer for the Martian PHOBOS-Grunt space mission - *Applied Physics B*, 2010, 99, 339:351.
- FLATAU, P. J., Tripoli, G. J., Verlinde, J. and Cotton, W. R.** - The CSU-RAMS cloud microphysics module: General theory and code documentation - *Atmospheric Science Paper, Colorado State University*, 1989, 451, 88p.
- FOLKINS, I., Lowenstein, M., Podolske, J., Oltmans, S. J. and Profitt, M.** - A barrier to vertical mixing at 14 km in the tropics: Evidence from ozonesondes and aircraft measurements - *Journal of Geophysical Research*, 1999, 104, 22, 095:22,102, 1999.
- FREITAS, S. R., Longo, K. M., Silva Dias, M. A. F., Chatfield, R., Silva Dias, P., Artaxo, P., Andreae, M. O., Grell, G., Rodrigues, L. F., Fazenda, A. and Panetta, J.** - The Coupled Aerosol and Tracer Transport model to the Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System (CATT - BRAMS). Part 1: Model description and evaluation - *Atmospheric Chemistry and Physics*, 2009, 9, 2843:2861.

- FUEGLISTALER, S.**, Wernli, H. and Peter, T. - **Tropical troposphere-to-stratosphere transport inferred from trajectory calculations** - *Journal of Geophysical Research*, 2004, 109, D03108.
- FUEGLISTALER, S.**, Bonazzola, M., Haynes, P. H. and Peter, T. - **Stratospheric water vapour predicted from Lagrangian temperature history of air entering the stratosphere in the tropics** - *Journal of Geophysical Research*, 2005, 110, D08107.
- FUEGLISTALER, S.**, Dessler, A. E., Dunkerton, T. J., Folkins, I., Fu, Q. and Mote, P. W. - **The tropical tropopause layer** - *Reviews of Geophysics*, 2009, 47, RG1004.
- GAL-CHEN, Tzvi.** and **SOMERVILLE, R. C. J.** - **On the use of a coordinate transformation for the solution of the Navier-Stokes equations** - *Journal of Computational Physics*, 1975, 17, 209:228.
- GETTELMAN, A.**, Salby, M. L. and Sassi, F. - **The distribution and influence of convection in the tropical tropopause region** - *Journal of Geophysical Research*, 2002, 107, 4080.
- GETTELMAN, A.**, and **DE F. FORTER, P. M.** - **Climatology of the Tropical Tropopause Layer** - *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 2002, 80, 911:924.
- GRELL, G. A.** and **DEVENYI, D.** - **A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques** - *Geophysical Research Letters*, 2002, 29, 1693.
- GROSVENOR, D. P.**, Choulaton, T. W., Coe, H. and Held, G. - **A study of the effect of overshooting deep convection on the water content of the TTL and lower stratosphere from Cloud Resolving Model simulations** - *Atmospheric Chemistry and Physics*, 2007, 7, 4977:5002.
- GROSVENOR, D. P.** - Interactive comment on Liu, X. M. et al. - **Water vapour budget associated to overshoots in the tropical stratosphere: mesoscale modelling study of 4-5 August 2006 during SCOUT-AMMA** - *Atmospheric Chemistry and Physics*, 2010, 10, 8267:8286.
- HARRINGTON, J. Y.** - **The effects of radiative and microphysical processes on simulated warm and transition season Arctic stratus (PhD Disscuss)** - *Atmospheric Science Paper, Colorado State University*, 1997, 637, 289p.
- HASSIM, M. E. E.** and **LANE, T. P.** - **A model study on the influence of overshooting convection on TTL water vapour** - *Atmospheric Chemistry and Physics Discussion*, 2010, 10, 16969:17007.

- HAYNES, P. and SHUCKBURGH, E. - Effective Diffusivity as a diagnostic of atmospheric transport. Part I: stratosphere - *Journal of Geophysical Research*, 2000, 105, 22777:22794.**
- HIGHWOOD, E. J., and HOSKINS, B. J. - The tropical tropopause - *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 1998, 124, 1579:1604.**
- HOLTON, J. R. - An Introduction to Dynamic Meteorology (third edition), Chapitre 9: Mesoscale circulation - *Elsevier Academic Press*, 1992, 288:290.**
- HOLTON, J., Haynes, P., McIntyre, M., Douglass, A., Rood, R. and Pfister, L. - Stratosphere-Troposphere Exchange - *Reviews of Geophysics*, 1995, 33, 403:439.**
- HOLTON, J. R. and GETTELMAN, A. - Horizontal transport and the dehydration of the stratosphere - *Geophysical Research Letters*, 2001, 28, 2799:2802.**
- HUFFMAN, G. J., Adler, R. F., Arkin, P., Chang, A., Ferraro, R., Gruber, A., Janowiak, J., McNb, A., Rudolf, B. and Schneider U. - The Global Precipitation Climatology Project (GPCP) combined precipitation dataset - *Bulletin of American Meteorological Society*, 1997, 78, 5:20.**
- HUFFMAN, G. J., Adler, R. F., Bolvin, D. T., Gu, G., Nelkin, E. J., Bowman, K. P., Hong, Y., Stocker, E. F. and Wolff, D. B. - The TRMM multi-satellite precipitation analysis: quasi-global, multi-year, combined-sensor precipitation estimates at fine scale - *Journal of Hydrometeorology*, 2007, 8, 38:55.**
- HUMLICEK, J - Optimized computation of the voigt and complex probability functions - *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, 1982, 27, 437:444.**
- IWASAKI, S., Shibata, T., Nakamoto, J., Okamoto, H., Ishimoto, H. and Kubota, H. - Characteristics of deep convection measured by using the A-train constellation - *Journal of Geophysical Research*, 2010, 115, D06207.**
- JAMES, R., Bonazzola, M., Legras, B., Surbled, K. and Fueglistaler, S. - A Lagrangian analysis of the Asian Monsoon Water Vapour Maximum at 110 hPa - *Geophysical Research Letters*, 2008, 35, L20810.**
- JENSEN, E. J., Ackerman, A. S. and Smith, J. A. - Can overshooting convection dehydrate the tropical tropopause layer? - *Journal of Geophysical Research*, 2007, 112, D11209.**
- JONES, A., Urban, J., Murtagh, D. P., Eriksson, P., Brohede, S., Haley, C., Degenstein, D., Bourassa, A., von Savigny, C., Sonkaew, T., Rozanov, A., Bovensmann, H. and Burrows, J. - Evolution of stratospheric ozone and water vapour time series studied with satellite measurements - *Atmospheric Chemistry and Physics*, 2009, 9, 6055:6075.**

Bibliographie

- KHAYKIN, S.**, Pommereau, J. -P., Korshunov, L., Yushkov, V., Nielsen, J., Larsen, N., Christensen, T., Garnier, A., Lukyanov, A. and Williams, E. - **Hydration of the lower stratosphere by ice crystal geysers over land convective systems** - *Atmospheric Chemistry and Physics*, 2009, 9, 2275:2287.
- KUMMEROW, C. D.**, Barnes, W., Kozu, T., Shiue, J. and Simpson, J. - **The Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) sensor package** - *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 1998, 15, 809:817.
- LIU, C. and ZIPERS, E. J.** - **Global distribution of convection penetrating the tropical tropopause** - *Journal of Geophysical Research*, 2005, 110, D23.
- LONGO, K. M.**, Freitas, S. R., Setzer, A., Prins, E., Artaxo, P., Andreae, M. O. - **The Coupled Aerosol and Tracer Transport model to the Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System (CATT-BRAMS). Part 2: Model sensitivity to the biomass burning inventories** - *Atmospheric Chemistry and Physics*, 2010, 10, 5785:5795.
- Luo, Z.**, Liu, G. Y. and Stephens, G. L. – **CloudSat adding new insight into tropical penetrating convection** - *Geophysical Research Letters*, 2008, 35, L19819.
- MARECAL V.**, Durry, G., Longo, K., Freitas, S., Rivièrè, E. D. and Pirre, M. - **Mesoscale modelling of water vapour in the tropical UTLS: two case studies from the HIBISCUS campaign** - *Atmospheric Chemistry and Physics*, 2007, 7, 1471:1489.
- MARECAL V.**, Pirre, M., Rivièrè, E. D., Pouvesle, N., Crowley, J. N., Freitas, S. R. and Longo, K. M. - **Modelling the reversible uptake of chemical species in the gas phase by ice particles formed in a convective cloud** - *Atmospheric Chemistry and Physics*, 2010, 10, 4977:5000.
- MESINGER, F. and ARAKAWA, A.** - **Numerical Methods Used in Atmospheric Models** - *World Meteorol. Organisation*, 1976, 1, 64pp.
- MEYERS, M. P.**, Walko, R. L., Harrington, J. Y. and Cotton, W. R. - **New RAMS cloud microphysics parameterization. Part II: The two-moment scheme** - *Atmospheric Research*, 1997, 45, 3:39.
- Miles, N. L.**, Johannes V., Eugene E. C. - **Cloud Droplet Size Distributions in Low-Level Stratiform Clouds** - *Journal of the Atmospheric Sciences*, 2000, 57, 295:311.
- MORCRETTE, J. J.** - **Radiation and Cloud Radiative Properties in the European Centre for Medium Range Weather Forecasts Forecasting System** - *Journal of Geophysical Research*, 1991, 96, 9121:9132.

- NESBITT, S. W.**, Zipper, E. J. and Cecil, D. J. - **A census of precipitation features in the tropics using TRMM: radar, ice scattering and lightning observations** - *Journal of climate and applied meteorology*, 2000, 13, 4087:4106.
- NESBITT, S. W.** and **ZIIPSER, E. J.** - **The diurnal cycle of rainfall and convective intensity according to three years of TRMM measurements** - *Journal of climate and applied meteorology*, 2003, 16, 1456:1475.
- NIELSEN, J. K.**, Larsen, N., Cairo, F., Di Donfrancesco, G., Rosen, J., Durry, G., Held, G. and Pommereau, J. P. - **Solid particles in the tropical lowest stratosphere** - *Atmospheric Chemistry and Physics* (Hibiscus special issue), 2007, 7, 685:695.
- OLTMANS, S. J.**, Vömel, H., Hofmann, D. J., Rosenlof, K. H. and Kley, D. - **The increase in stratospheric water vapour from balloonborne frostpoint hygrometer measurements at Washington D.C. and Boulder Colorado** - *Geophysical Research Letters*, 2000, 27, 3453:3456.
- PENIDE, G.**, Giraud, V., Bouniol, D., Dubuisson, P., Duroure, C., Protat, A. and Cautenet, S. - **Numerical Simulation of the 7 to 9 September 2006 AMMA mesoscale convective system: Evaluation of the Dynamics and Cloud Microphysics using Synthetic observations** - *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 2010, 136, 304:322.
- PRTCH, J. C.**, Brown, A. R. and Gray, M. E. B. - **The impact of horizontal resolution on the simulations of convective development over land** - *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 2002, 128, 2031:2044.
- PETER, Th.**, Corti, T., Luo, B.P., Wiacek, A., Borrmann, S., Brunner, D., Cairo, F., Mahoney, M.J., Martucci, G., Matthey, R., Mitev, V., M. de Reus, F. H. dos Santos, Schiller, C., Shur, G., Sitnikov, N.M., Spelten, N., Vössing, H. J., May, P. and the TROCCINOX and SCOUT-O3 teams - **Upscaling results from Hector measurements to global convective H₂O input into the tropical stratosphere?** - Présenté au SCOUT-O3/ACTIVE/TWP-ICE workshop, Manchester, Janvier 2008.
- PIELKE, R. A.** - **A three-dimensional model of the sea breezes over south Florida** - *Monthly Weather Review*, 1974, 102, 115:139.
- PIELKE, R. A.**, Cotton, W. R., Walko, R. L., Tremback, C. J., Lyons, W. A., Grasso, L. D., Nicholls, M. E., Moran, M. D., Wesley, D. A., Lee, T. J. et al. - **A comprehensive meteorological modeling system - RAMS** - *Meteorology and Atmospheric Physics*, 1992, 49, 69:91.

- POMMEREAU, J. P.** and **HELD, G.** - **Is there a stratospheric fountain?** - *Atmospheric Chemistry and Physics Discussion* (Hibiscus special issue), 2007, 7, 8933:8950.
- RANDEL, W. J.**, Wu, F., Gettelman, A., Russell, J. M., Zawodny, J. M. and Oltmans, S. J. - **Seasonal variation of water vapour in the lower stratosphere observed in Halogen Occultation Experiment data** - *Journal of Geophysical Research*, 2001, 106, 14313:14326.
- RANDEL, W. J.**, Wu, F., Vömel, H., Nedoluha, G. E. and Forster, P. - **Decreases in stratospheric water vapor after 2001: Links to changes in the tropical tropopause and the Brewer-Dobson circulation** - *Journal of Geophysical Research*, 2006, 111, D12312.
- REDELSPERGER, J. -L.**, Brown, P. R., Guichard, F., Hoff, C., Kawasima, M. et al. - **A GCSS model intercomparison for a tropical squall line observe during TOGA-COARE. I: Cloud-resolving models** - *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 2000, 126, 823:864.
- REDELSPERGER, J. -L.**, Thorncroft, C. D., Diedhiou, A., Lebel, T., Parker, D.J. and Polcher, J. - **African monsoon multidisciplinary analysis: An international research project and field campaign** - *Bulletin of American Meteorological Society*, 2006, 87, 1739:1746.
- RIVIERE, E. D.** - **Mémoire d'Habilitation à Diriger des Recherches, Chapitre 3: Convection profonde et composition de l'UTLS** - HDR d'Université de Reims Champagne-Ardenne, Soutenu le 22 octobre 2010.
- ROCA, R.**, Viollier, M., Picon, L. and Desbois, M. - **A multi satellite analysis of deep convection and its moist environment over the Indian Ocean during the winter monsoon** - *Journal of Geophysical Research*, 2002, 107, 8012.
- ROSENLOF, K.**, Oltmans, S., Kley, D., Russell III, J. M. et al. - **Stratospheric water vapour increases over the past half-century** - *Geophysical Research Letters*, 2001, 28, 1195:1198.
- SCHERER, M.**, Vömel, H., Fueglistaler, S., Oltmans, S. J. and Staehelin, J. - **Trends and variability of midlatitude stratospheric water vapour deduced from the re-evaluated Boulder balloon series and HALOE** - *Atmospheric Chemistry and Physics*, 2008, 8, 1391:1402.
- SCHILLER, C.**, Groß, J. -U., Konopka, P., Plöger, F., Silva dos Santos, F. H. and Spelten, N. - **Hydration and dehydration at the tropical tropopause** - *Atmospheric Chemistry and Physics*, 2009, 9, 9349:9367.

- SCHMETZ, J.**, Tjemkes, S. A., Gube, M. and Van de Berg, L. - **Monitoring deep convection and convective overshooting with METEOSAT** - *Advance in Space Research*, 1997, 19, 433:441.
- SCHMIDT, G. A.**, Shindell, D. T., Miller, R. L., Mann, M. E. and Rind, E. - **General circulation modelling of Holocene climate variability** - *Quaternary Science Review*, 2004, 23, 2167:2181.
- SELDEL, D. J.**, Ross, R. J., Angell, J. K. and Read, G. C. - **Climatological characteristics of the tropical tropopause as revealed by radiosondes** - *Journal of Geophysical Research*, 2001, 106, 7857:7878.
- SELKIRK, J.** - **The tropopause cold trap in the Australian monsoon during STEP/AMEX** - *Journal of Geophysical Research*, 1993, 98, 8591:8610.
- SIMPSON, J.**, Adler, R. F. and North, G. R. - **A proposed tropical rainfall measuring mission (TRMM) satellite** - *Bulletin of American Meteorological Society*, 1988, 69, 278:295.
- SHERWOOD, S. C.** and **DESSLER, A. E.** - **On the control of stratospheric humidity** - *Geophysical Research Letters*, 2000, 27, 2513:2516.
- SOLOMON, S.**, Rosenlof, K. H., Portmann, R. W., Daniel, J. S., Davis, S. M., Sanford, T. J. and Plattner, G. -K. - **Contributions of Stratospheric Water Vapor to Decadal Changes in the Rate of Global Warming** - *Science*, 2010, 327, 1219:1223.
- STOHL, A.** and **SEIBERT, P.** - **Accuracy of trajectories as determined from the conservation of meteorological tracers** - *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society*, 1998, 124, 1465:1484.
- TORACINTA, E. R.**, Cecil, D. J., Zipser, E. J. and Nesbitt, S. W. - **Radar, passive, microwave and lightning characteristics of precipitation systems in the tropics** - *Monthly Weather Review*, 2002, 130, 802:824.
- TRIPOLI, G.** and **COTTON, W. R.** - **The Colorado State University three dimensional cloud/mesoscale model, I: General theoretical framework and sensitivity experiments** - *Journal de Recherches Atmosphériques*, 1982, 16, 185:220.
- WALKO, R.**, Cotton, W. R., Meyers, M. P. and Harrington, J. Y. - **New RAMS cloud microphysics parameterization. Part I: The single-moment scheme** - *Atmospheric Research*, 1995, 38, 29:62.
- WINKER, D. M.**, Hunt, W. H. and McGill, M. J. - **Initial performance assessment of CALIOP** - *Geophysical Research Letters*, 2007, 34, L19803.

Bibliographie

YUSHKOV, V., Merkulov, S. and Astakhov, V. - **Optical balloon hygrometer for upper stratosphere and stratosphere water vapour measurements**, in: **Optical remote sensing of the atmosphere and clouds**, edited by: **WANG, J.**, Wu, B., Ogawa, T., and Guans, Z. -H. - *Proc. SPIE*, 1998, 3501, 439:445.

ZIPSER, E. J., Cecil, D. J., Liu, C., Nesbitt, S.W. and Yorthy, D. P. - **Where are the most intense thunderstorms on Earth?** - *Bulletin American Meteorological Society*, 2006, 87, 1058:1072.

Annexes

Annexe 1

LIU, X. M., E. D. Rivière, V. Marécal, G. Durry, A. Hamdouni.

**Stratospheric water vapour budget and convection overshooting the tropopause:
modeling study from SCOUT-AMMA.**

Atmospheric Chemistry and Physics, 2010, 10, 8267:8286.

Stratospheric water vapour budget and convection overshooting the tropopause: modelling study from SCOUT-AMMA

X. M. Liu¹, E. D. Rivière¹, V. Marécal², G. Durry¹, A. Hamdouni¹, J. Arteta^{2,*}, and S. Khaykin³

¹Groupe de Spectrométrie moléculaire et Atmosphérique (GSMA), Université de Reims Champagne-Ardenne (URCA) and CNRS, UMR 689, Reims, France

²Laboratoire de Physique et Chimie de l'Environnement et de l'Espace (LPC2E), CNRS and Université d'Orléans, France

³Central Aerological Observatory of Roshydromet 3, Pervomayskaya str. Dolgoprudny, Moscow region 141700, Russian Federation, Russia

*now at: Centre National de Recherche Météorologique (CNRM), Météo-France and CNRS, Toulouse, France

Received: 9 December 2009 – Published in Atmos. Chem. Phys. Discuss.: 11 February 2010

Revised: 29 July 2010 – Accepted: 2 August 2010 – Published: 3 September 2010

Abstract. The aim of this paper is to study the impacts of overshooting convection at a local scale on the water distribution in the tropical UTLS. Overshooting convection is assumed to be one of the processes controlling the entry of water vapour mixing ratio in the stratosphere by injecting ice crystals above the tropopause which later sublimate and hydrate the lower stratosphere. For this purpose, we quantify the individual impact of two cases of overshooting convection in Africa observed during SCOUT-AMMA: the case of 4 August 2006 over Southern Chad which is likely to have influenced the water vapour measurements by micro-SDLA and FLASH-B from Niamey on 5 August, and the case of a mesoscale convective system over Air on 5 August 2006. We make use of high resolution (down to 1 km horizontally) nested grid simulations with the three-dimensional regional atmospheric model BRAMS (Brazilian Regional Atmospheric Modelling System). In both cases, BRAMS succeeds in simulating the main features of the convective activity, as well as overshooting convection, though the exact position and time of the overshoots indicated by MSG brightness temperature difference is not fully reproduced (typically 1° displacement in latitude compared with the overshoots indicated by brightness temperature difference from satellite observations for both cases, and several hours shift for the Air case on 5 August 2006). Total water budgets associated with these two events show a significant injection of ice particles above the tropopause with maxi-

imum values of about 3.7 ton s⁻¹ for the Chad case (4 August) and 1.4 ton s⁻¹ for the Air case (5 August), and a total upward cross tropopause transport of about 3300 ton h⁻¹ for the Chad case and 2400 ton h⁻¹ for the Air case in the third domain of simulation. The order of magnitude of these modelled fluxes is lower but comparable with similar studies in other tropical areas based on models. These two estimations exhibit significant differences and highlight variability among the cases of the impact of overshooting convection in hydrating the lower stratosphere. We show that the regional enhancement of water above the tropopause is between 0.21 to 0.67 ppmv between 380 and 400 K, generally in the range of other model estimations. The amount of water which remains in the stratosphere after the overshoot is estimated for both cases. A range of 330 to 507 tons is found for the Chad case and an upper limit of 200 tons is found for the Air case. Finally we emphasize that the hydrated area in the LS by overshooting convection can be advected relatively far away from the overshoot initial location, with locally mixing ratios of more than 3 ppmv higher than the background level, which is compatible with the balloon borne measurements performed above Niamey in the same air mass, 30 h after the overshoot.

1 Introduction

Water vapour is a key component of the stratosphere, both for climate and chemistry. As the most important greenhouse gas in the atmosphere, the amount of water vapour in the stratosphere can significantly affect the earth's climate. It



Correspondence to: X. M. Liu
(xiaoman.liu@univ-reims.fr)

also affects the ozone layer chemistry since water vapour is one of the main sources of OH hydroxyl radicals in the stratosphere and favours ozone depletion in winter by polar stratospheric cloud formation. A 1% increase of water vapour per year in the stratosphere was observed (Oltmans et al., 2000; Rosenlof et al., 2001) during the second half of the last century, which is believed to be partially due to water vapour transport across the tropical tropopause. This trend is still debated since Scherer et al. (2008) estimate a 0.7% increase but Randel et al. (2006), Jones et al. (2009) and Solomon et al. (2010) rather conclude a decrease after 2000. The understanding and the prediction of water vapour distribution in the tropical upper troposphere (UT) and lower stratosphere (LS) is currently a key issue since this region is likely to control the entry of water vapour in the stratosphere. At local scale, one important process controlling the water amount in the LS is overshooting convection, injecting directly ice crystals above the tropopause which later sublimate and hydrate the LS (Pommereau and Held, 2007).

Until recently, the most accepted mechanism driving the water vapour mixing ratio in the lower stratosphere is dehydration by freezing. This freezing is followed by sedimentation during the very slow ascent (6 months between 15 and 20 km) of tropospheric air due to positive radiative heating (Holton and Gettelman, 2001; Randel et al., 2001; Gettelman et al., 2002; Fueglistaler et al., 2004; Fueglistaler et al., 2005) in the Tropical Tropopause Layer (hereafter TTL, Fueglistaler et al., 2009). This is often referred to as the cold trap hypothesis. Concurrently, recent total water and water vapour measurements from aircraft and balloons show the presence of thin layers of enhanced water vapour or sometimes ice crystals up to several kilometres above the tropopause (Pommereau and Held, 2007; Nielsen et al., 2007; Chaboureaud et al., 2007; Corti et al., 2008; Khaykin et al., 2009). They are attributed to convective overshoots and lead to the hydration of the lower stratosphere. As also seen by the TRMM Precipitation Radar and Lightning Imaging Sensor, these injections seem to occur mainly over land (Liu and Zipser, 2005; Zipser, 2006) even if the earlier study of Gettelman et al. (2002) concludes that the maximum occurs above the Pacific region. Although such events can be simulated by Cloud Resolving Models (Chaboureaud et al., 2007; Grosvenor et al., 2007; Chemel et al., 2009) they have a too small horizontal size (10–20 km) and are of a too short duration (typically of one hour or less) to be captured by global Numerical Weather Prediction (NWP) models in which their representation cannot be taken into account explicitly. The existence of such events is now widely accepted but what is still unknown is their importance at the seasonal scale and at global scale, which depends of their frequency in a given convective area. Also unknown is their relative quantitative impact with respect to large-scale mechanisms such as the cold trap. Aiming at a deeper investigation of the mechanism of hydration of the lower stratosphere by convective overshoots, a series of simultaneous water vapour, particle and

ozone measurements has been carried out within a SCOUT-AMMA (Stratosphere-Climate Links With Emphasis On The UTLS – African Monsoon Multidisciplinary Analysis) campaign in August 2006 from Niamey, Niger (13.6° N) in West Africa (Cairo et al., 2010). This is a location of frequent overshoots during the monsoon season according to Liu and Zipser (2005).

Although during SCOUT-AMMA the set of water measurements by several types of instruments onboard different platforms provides an unprecedented documentation of the UTLS tropical water vapour distribution, they are not sufficient to provide a full picture of the relative impact of the different processes affecting this distribution in the tropics. Conversely, a modelling approach, evaluated by such a set of measurements can be used to complement these observations and to quantify the impact of these processes. In particular three-dimensional limited-area meteorological models (mesoscale models) with fine resolution, down to that of cloud resolving simulations can solve explicitly deep convection, and are able to represent in a consistent manner dynamical and microphysical processes responsible for the water amount in the LS. Quantifying precisely the impact of single overshooting deep convection events on the LS hydration is a key step before those results can be extrapolated at a wider scale and before parameterizations of overshoots can be developed for global models. The relative impact of overshoots with respect to the freezing/drying mechanism in the TTL on the water budget could be then estimated. Recent studies (Schiller et al., 2009; James et al., 2008; Fueglistaler et al., 2005) conclude that the slow ascent leading to freezing/drying in the cold trap is predominant, with trajectory calculations roughly explaining the water distribution above the tropical tropopause. Nonetheless Schiller et al. (2009) also conclude that the impact of overshooting convection is still detectable at the local scale up to 420 K. Another important argument showing that the cold trap cannot explain alone the amount of water entering the tropical stratosphere concerns the trends of the tropical tropopause temperature: a decrease by 0.5 K decade⁻¹ reported in Seidel et al. (2001) should lead to an enhancement of the dehydration at the tropopause, and thus to a decrease of the water amount in the stratosphere. This is not consistent with the observed trends of water vapour (Oltmans et al., 2000), suggesting that other mechanisms must play a significant role.

Only few estimations of the impact of single overshooting events are available in the literature and correspond to different areas of the globe - Maritime continent for Chemel et al. (2009), Brazil for Chaboureaud et al. (2007) and Grosvenor et al. (2007) – and different models, leading sometimes to different impact at the local scale. The present work focuses on Africa, an area known for the relatively high frequency of overshoots according to Liu and Zipser (2005), and where no estimation of LS water injection by overshoot has been provided by CRMs up to now. Thus the aim of this study is to quantify the amount of water injected into the stratosphere

by two overshooting events in Africa: the first one is composed of several cloud clusters, and the second one is a well organised MCS. We also aim at complementing the few estimates already available in the literature which are necessary before parameterization of overshoots in global models can be developed.

The present work is based on the use of the three-dimensional regional and cloud resolving model BRAMS (Brazilian Regional Atmospheric Modelling System) (Freitas et al., 2009). It will be used to examine how a single overshooting deep convective system affects the water content of the TTL at the local scale in Africa. Here we study two overshooting cases observed in Niger and Chad during SCOUT-AMMA (Cairo et al., 2010), a European funded campaign part of the SCOUT-O3 programme, synchronous with the international AMMA project (Redelsperger et al., 2006): the case of 4 August 2006 over Southern Chad that likely influenced the water vapour balloon-borne measurements of 5 August in Niamey (Khaykin et al., 2009, hereafter K2009), and the case of 5 to 6 August 2006 of a mesoscale convective system (MCS) generated over central Niger which later propagated toward Niamey and Burkina Faso.

The paper is organized as follows. Section 2 gives an overview of the convective events. Section 3 describes the numerical tool used in this study as well as the experimental data. Section 4 discusses the ability of the model to simulate the observed cases. Section 5 is dedicated to the calculation of water transport to the lower stratosphere by overshooting convection and its impact at local/regional scale in the LS. The conclusions are given in Sect. 6.

2 Overview of the observation of the convective event

Two cases of overshooting convection are presented in this paper. Both of them occurred in a relatively active period. The first one took place over Southern Chad on 4 August 2006 and is referred hereafter as the “Chad case”. The second case occurred in Air (central Niger) on 5 August 2006. In the following, it will be referred as the “Air case”.

2.1 Description of the Chad case

Balloon borne water vapour measurements on 5 August 2006 from the Niamey military airport (13°29' N, 02°19' E) by micro-SDLA onboard the “water vapour flight no. 1” launched at 18:40 UT and by FLASH-B launched at 18:52 UT are shown in Fig. 1. Micro-SDLA is a tunable diode laser spectrometer devoted to the in situ measurement of H₂O, CH₄ and CO₂ by infrared absorption spectroscopy (Durry et al., 2004). Three near-infrared telecommunication-type InGaAs laser diodes are connected by means of optical fibres to an open multi-path optical cell providing an absorption path-length of 28 m. The laser beam is absorbed by ambient gas molecules as it is bouncing back and forth

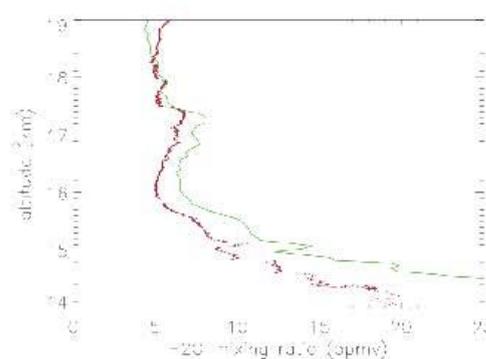


Fig. 1. UTLS water vapour profiles from Balloon-borne micro-SDLA (red line) and FLASH-B (green) measurements from Niamey at 18:40 and 18:52 UT (launch time) on 5 August 2006, respectively.

between the cell mirrors. H₂O is monitored at 1.39 μ m using the differential detection technique. The payload also includes pressure and temperature sensors. The accuracy of the H₂O measurements within 160 ms is 5%. Micro-SDLA was already flown successfully in the tropics during the HIBISCUS campaign (Maréchal et al., 2007). FLASH is a Lyman- α hygrometer. The instrument as well as its measurements performed on 5 August 2006, 12 min later than micro-SDLA is described in K2009. Although the fine structures of the micro-SDLA profile shown in Fig. 1 are qualitatively consistent with FLASH observations on the same day, micro-SDLA shows a still unexplained dry bias. We suspect this bias could be due to a mis-adjustment of the optical multi-pass cell so that a wrong value for absorption path length was used in the concentration retrieval process for the water vapour channel.

The study of this case was motivated by a layer of enhanced water vapour around 17–17.5 km altitude, seen by both instruments in Fig. 1. The enhancement of water vapour with respect to the background value in this layer is about 2 ppbv for both instruments, and the corresponding mixing ratios are 8 ppmv for FLASH and 7 ppmv for micro-SDLA. This layer is located significantly above the tropopause (\sim 16.5 km). Using backward trajectories based on ECMWF operational analysis winds, K2009 have related this enhancement to overshooting convection from deep convection over Southern Chad on 4 August 2006, 14:30 UT.

Figure 2 shows a series of Meteosat Second Generation (MSG) IR images in the 10° E to 30° E and 0° N to 20° N domain describing the time evolution of the convective activity in the Sudan/Chad area for this “Chad case”. The convective activity begins at 10:30 UT on the Sudan-Chad border. It develops further in a cluster of several cloud

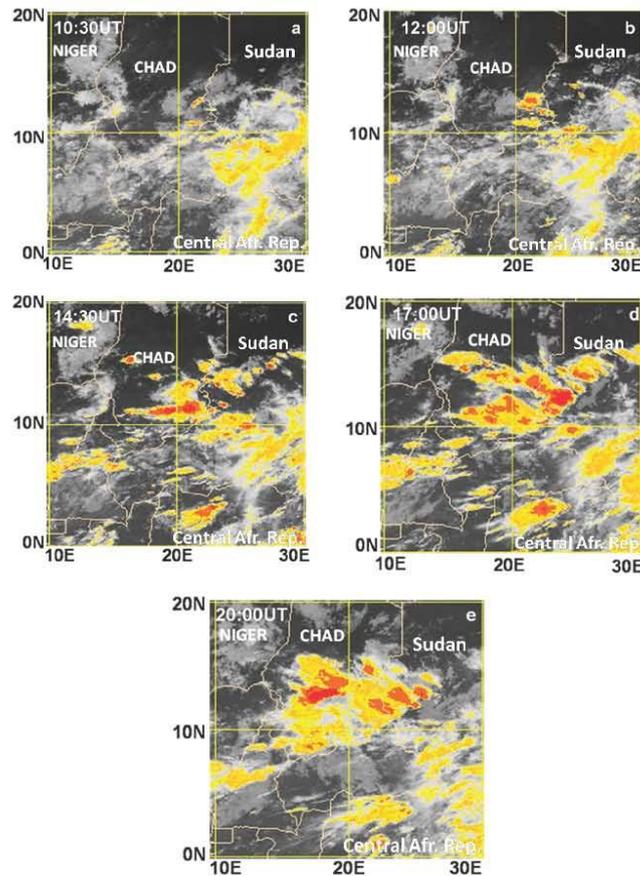


Fig. 2. Meteosat Second Generation Infrared images in the 10° E to 30° E longitude range and in the 0° N to 20° N latitude range on 4 August 2006 at (a) 10:30 UT (b) 12:00 UT (c) 14:30 UT (d) 17:00 UT (e) 20:00 UT.

systems, South-East of Chad at 12:00 UT (Fig. 2b). At $\sim 12:14$ UT, the Lidar instrument CALIOP onboard the Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observation (CALIPSO) satellite scanned the convective cloud cluster (not shown). The CALIPSO measurements highlight that the cloud top of the cloud cluster is typically at 16.5 km in the latitude range 10° N to 13° N and that some parts of this cloud top are classified as “stratospheric features” in the version 2.0.1 of the feature mask products. Although the class “stratospheric features” is not always unambiguous (see CALIPSO Quality Statement Lidar level 2 vertical feature mask at http://eosweb.larc.nasa.gov/PRODOCS/calipso/Quality_Summaries/CALIOP_L2VFMProducts_2.01.html),

CALIOP measurements confirm that at about 12:12 UT the cloud top is very close to the tropopause. At 14:30 UT (Fig. 2c), the convective area is composed of an East-West band of clouds (from 22° E to 16° E; $\sim 11^{\circ}$ N). North-East of this band, there is another cloud system area that joins the first one while it is decaying. East of the Chad/Sudan border, cluster of several convective clouds are growing. This is the time when K2009 identify overshooting convection from the 11° N East-West band of cloud from brightness temperatures analysis. They identified from a trajectory analysis that the LS air coming from the overshoot moved toward the Niamey area and was sampled by the FLASH-B instrument above Niamey (Fig. 1). At 17:00 UT (Fig. 2d), the 11° N East-West

band spreads South and North while convective activity develops on the Eastern to North-Western part of it. At 20:00 UT (Fig. 2e) the convective activity is mainly around 17° E, 12.5° N, coming both from the North-East and from the former 11° N band that join together.

To identify the location and time of the overshoots associated with the convective activity in the Southern Chad area we use a detection method of overshoots from Meteosat Second Generation (MSG) observations. This method (Schmetz et al., 1997) is based on the brightness temperature difference (hereafter BTD) between the 6.2 μm and the 10.8 μm channel. The first channel is sensitive to the water vapour emission in the warmer temperature of the lower stratosphere with respect to the adiabatically cooled overshooting turret temperature. The BTD threshold for the detection of overshoot is set to 3 K as in Chaboureaud et al. (2007) and K2009. In a study of deep convection over the Indian Ocean, Roca et al. (2002) use a larger BTD threshold of 5 K. However, it has been checked for a specific overshoot observational case of SCOUT-AMMA in the afternoon of 23 August 2006, that the MSG BTD was about 3.2 K while the MIT radar at Niamey sampled a convective cell reaching 18.3 km well above the tropopause (~ 16.5 km). This proves that the threshold of BTD=3 K for the detection of overshoot is realistic in this region of Africa. Figure 3 shows the MSG pixels with BTDs higher than 3 K for the 12:15 UT to 19:15 UT with a 15-min time resolution. It shows that the overshooting convection activity mainly occurs in the 11° N East-West band of clouds, and moves with time Westward. 14:30 UT is the time when K2009 identify 23 overshooting pixels in this area, to be of the same air mass as the one sampled by FLASH 30 h later above Niamey. From 15:45 UT, overshooting pixels appear North of this band (typically 12° N, 20.5° E). From 17:00 UT, an area of overshoot is given by MSG observations in West Sudan (12° N, 23° E) and corresponds to a large red area in Fig. 2d. From 19:00 UT, another area of overshooting pixels appears around 12.3° N 17.8° E. It corresponds to the high convective activity shown in Fig. 2e coming both from the spreading of the former East-West cloud band and the Northern cloud cluster.

To summarize, the period after 12:00 UT on 4 August 2006 in Southern Chad is a period of severe deep convection including overshoots in several subareas: the 11° N East-West band of clouds at 14:30 UT, the area in Sudan close to the Chad border at 17:00 UT, and later the North-West area at 20:00 UT. Satellite images (Fig. 2) show that the different cloud bands interact with each other to create a large cloud cluster.

2.2 Description of the Air case

A mesoscale convective system was observed East/North-East of Niamey at the time of the balloon-borne measurements on 5 August 2006. Figure 4 shows the time evolution of this “Air case” MCS as seen by MSG. Convection triggers

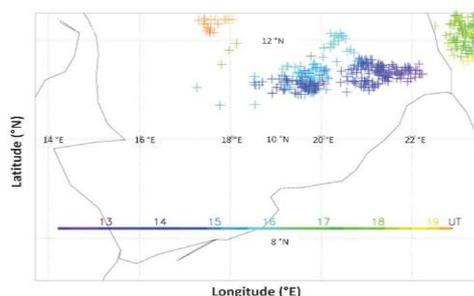


Fig. 3. MSG pixels with brightness temperature difference (BTD) higher than 3 K between the 6.2 μm channel and the 10.8 μm channel in Southern Chad from 12:30 UT to 19:30 UT on 4 August 2006. The time resolution of MSG data is 15 min.

in the Air mountain area (centre Niger) at about 13:30 UT (Fig. 4a) in the 8.5° E, 17° N to 19° N area. Another active cloud area is observed close to the Niger/Nigeria/Chad border. The Air system grows and extends to 15° N and 7° E on 5 August (Fig. 4b) becoming an organized Mesoscale Convective System (MCS) at 18:00 UT. At the same time, the Niger/Nigeria cloud system grows and propagates westward. The Air MCS grows and moves westward until 18:00 UT (Fig. 4c) when it reaches its top activity. At the same time the Niger/Nigeria/Chad cloud cluster has decayed and split into two different parts: the first one stays at the Chad Niger border while the second, at the Niger/Nigerian border (10° E), continue to propagate westward. It later joins the Air MCS while the latter propagates south-westward towards Niamey (Fig. 4d). The total system reaches Niamey in the morning of 6 August and will later move to Burkina Faso while decaying.

Using the same MSG brightness temperature difference technique as for the “Chad case”, we have checked the occurrence of overshooting activity of the Air MCS. Figure 5 shows the overshooting pixels in central Niger for the period from 14:45 UT to 17:30 UT. It shows that the Air area has experienced overshooting convection during this period. The overshooting area moves westward (slightly northward) with time, which is compatible with the westward propagation of the MCS during its maximum of activity. At 15:30 UT, 16:15 and 16:30 UT the number of pixels with BTD>3 K is 13, 14, and 16, respectively. These numbers are smaller than for the Chad case: at 14:30 UT, K2009 have reported a total of 23 pixels with BTD>3 K (see Table 2 of K2009 for details about the Chad Case BTDs). Table 1 summarizes the time evolution of the overshoot size in pixels. It shows that the most intense overshooting activity is between 15:30 UT and 16:30 UT with a maximum BTD of 4.8 K which is close to the overshoot criteria proposed by Roca et al. (2002).

Table 1. Time evolution of the overshoot size in MSG pixels for the Air case, from 14:45 UT to 17:30 UT. At each time, the maximum BTD is also reported. BTD: Brightness Temperature Difference between the 6.2 μm and the 10.8 μm channels.

Time of overshoot (UT)	Size of overshoot (number of pixels)	Maximum BTD value of the overshoot
5 August 14:45	3	3.49
5 August 15:00	3	3.06
5 August 15:15	3	3.27
5 August 15:30	13	4.8
5 August 15:45	5	3.87
5 August 16:00	8	3.52
5 August 16:15	14	3.87
5 August 16:30	16	3.89
5 August 16:45	11	3.87
5 August 17:00	6	3.59
5 August 17:15	3	3.79
5 August 17:30	2	3.92

In the following we study both the Chad case and the Air case with a mesoscale model. It will give an opportunity to compare the impact of different types of system on the lower stratosphere hydration by overshooting convection. The next section describes the modelling tools and model setup used in this study.

3 Modelling tools and simulation setup

The Brazilian Regional Atmospheric Modelling System (BRAMS) model is a mesoscale model tailored to the tropics. It is the Brazilian version of the RAMS model (Cotton et al., 2003) of the University of Colorado/ATMET. BRAMS (Freitas et al., 2009) was developed at CPTEC (<http://brams.cptec.inpe.br/>). It is designed to simulate atmospheric circulations at different scales from large regional simulations down to large eddy simulations. It includes a full set of parameterizations for surface processes, radiative scheme, dynamics, sub grid scale convection and microphysics. BRAMS differs from RAMS in improvements concerning cumulus convection parameterization, soil moisture initialization and surface scheme. BRAMS/RAMS offer the possibility to use nested grids, each grid communicating in a two way process with its parent or child grid. BRAMS was successfully used to simulate water vapour distribution in the tropical UTLS in a deep convective environment over Brazil (Marécal et al., 2007).

Two simulations were run using the BRAMS model for each of the case studies described in Sect. 2. For both simulations, the radiative scheme of Harrington (1997) was used for short and long wavelengths. The sub grid scale parameterization of shallow and deep convection of Grell and De-

Table 2. Model setting used for the Chad (4 August 2006) and Air (5 August 2006) case simulations. Size, resolution and starting time for each grid are reported.

Cases	Grid setting			
	Grid	Horizontal resolution (km)	Grid points (NX, NY, NZ)	Model start (UT)
Chad	G1	20 \times 20	93, 83, 68	3 August, 18:00
	G2	4 \times 4	242, 157, 68	
	G3	1 \times 1	214, 110, 68	
Air	G1	20 \times 20	152, 154, 68	5 August, 00:00
	G2	4 \times 4	162, 197, 68	
	G3	1 \times 1	106, 118, 68	

venyi (2002) was chosen. The setup for microphysics makes use of the two moment scheme developed by Meyers et al. (1997). Seven types of hydrometeors are taken into account in the model: liquid cloud droplets and rain for liquid particles, and pristine, snow, hail, graupel and aggregates for ice particles. In this scheme, both hydrometeor number concentrations and mass mixing ratios are prognostic variables of the model, assuming that each hydrometeor size distributions follows a gamma function. In the simulation the shape parameter of the gamma function is assumed to be 2 for each category of hydrometeors as successfully used with BRAMS in Pénide et al. (2010) for AMMA case simulations. Although considered as a bulk scheme, this relatively detailed scheme is particularly suitable for the quantification of water transport across the tropopause by overshooting convection, in which ice particles are supposed to play an important role (Pommereau and Held, 2007; Grosvenor et al., 2007; Chemel et al., 2009): as a matter of fact, the number of hydrometeors is higher than for other CRMs already used for studying the role of overshooting convection on the LS hydration. The Meso-NH model used in Chaboureaud et al. (2007) and the ARW model used in Chemel et al. (2009) have 5 types of hydrometeors (including 3 classes of ice particles). Furthermore double moment schemes used in BRAMS and ARW are said to be more precise than single moment schemes as in Meso-NH. These differences among models are likely to induce differences in the simulated amount of water injected by overshooting convection.

Global ECMWF (European Centre for Medium-range Weather Forecasts) 6-hourly analyses were used in this study, both for the initialization and the nudging at the lateral boundaries of the larger BRAMS domain (Grid 1). The set of analyses used are the special AMMA reanalyses done at ECMWF (Agusti-Panareda et al., 2009, 2010), which take into account all the radio sonde measurements of the AMMA campaign in West Africa. Sensitivity tests have been performed using operational analyses instead of AMMA reanalyses and showed a significant improvement of the BRAMS results using the reanalyses in term of convective system formation, severity, lifetime and propagation.

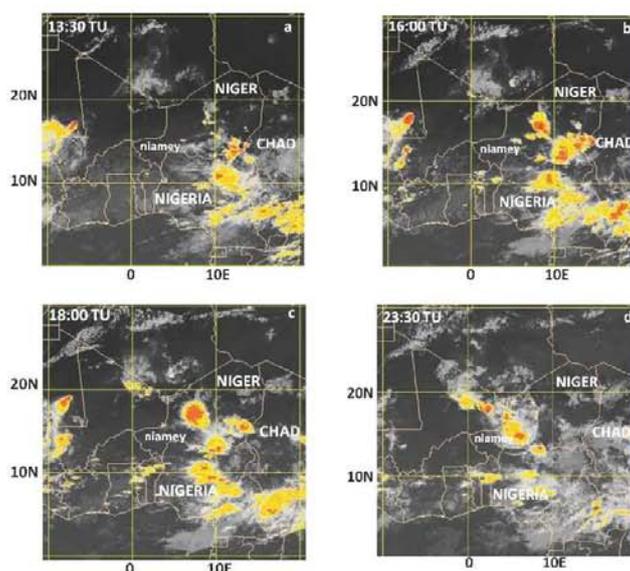


Fig. 4. MSG Infrared images centered on Niger on 5 August 2006. (a) 13:30 UT (b) 16:00 UT (c) 18:00 UT (d) 23:30 UT.

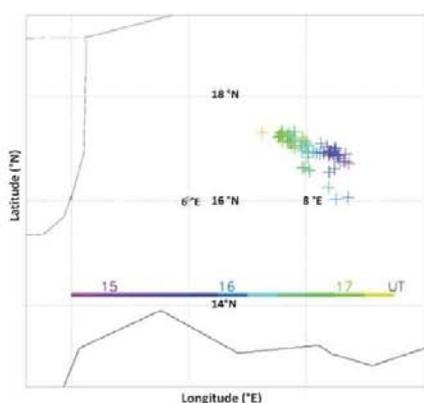


Fig. 5. Same as Fig. 3 but for the Air case from 14:45 UT to 17:30 UT on 5 August 2006.

3.1 Specific setting for the Chad case

The 4 August 2006 convective system simulation includes three nested grids as shown in Fig. 6a. The coarse grid (Grid 1) covers a domain from $\sim 8.20^\circ$ E to 25.94° E in longitude and from 2.39° N to 17.78° N in latitude including the At-

lantic Ocean in the South-West corner. Its horizontal grid spacing is 20 km. A finer resolution second grid (Grid 2), including the area where most of the deep convection was observed, extends from 15.18° E to 24.28° E in longitude and from 8.88° N to 14.68° N in latitude with 4 km grid spacing. The finest grid has 1 km grid spacing and covers a 214×110 km domain from 19.98° E to 21.93° E in longitude and from 11.15° N to 12.19° N in latitude focused in the area of the East-West cloud band in its mature phase in order to properly take into account the overshoot area highlighted by K2009. The topography is also reported in Fig. 6, indicating within Grid 3 a region with hills higher than 800 m, and within Grid 2 an area in Sudan with topography higher than 1300 m. For all these grids, the vertical coordinate is terrain-following height coordinate with 68 levels from the surface to 30 km altitude with 300 m spacing in the UTLS. In order to damp the gravity waves at the top of the domain, an absorbing layer of 5 km thickness was prescribed at the top boundary. The time steps used are 30 s, 10 s and 2 s for Grid 1, Grid 2 and Grid 3, respectively. The simulation was initialized at 18:00 UT on 3 August 2006 and ended on 5 August at 12:00 UT. Model outputs were saved every hour except during the most intense period of convection in the model from 4 August, 12:00 UT to 20:00 UT when model outputs were saved every five minutes. The choice of the model configuration was a trade-off between high resolution and computing cost.

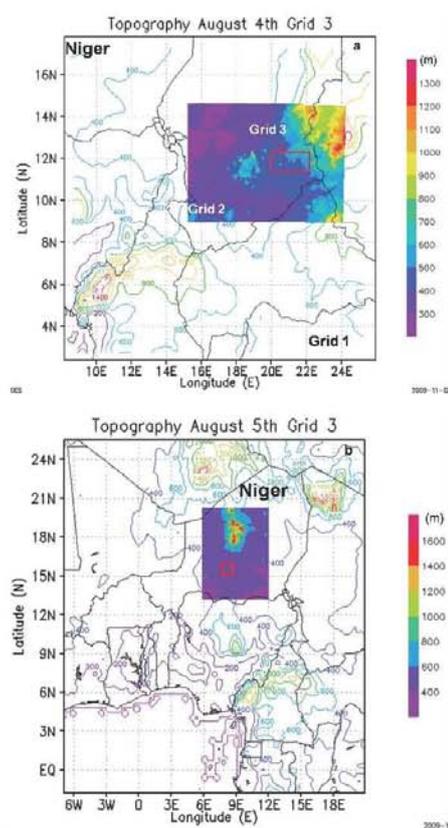


Fig. 6. Topography of the 3 nested grids used for the BRAMS simulation (iso-lines for Grid 1, and shaded contour for grids 2 and 3). (a) Chad case. (b) Air case.

3.2 Specific setup for the Air case

The Air system was also simulated with three nested grids (Fig. 6b). Grid 1 covers a domain from 7.942° W to 22.05° E in longitude and from 2.02° S to 26.10° N in latitude with 20 km grid spacing. This includes a large fraction of West Africa. A significant part of Grid 1 includes the Atlantic Ocean in order to better account for the monsoon flux. The domain of Grid 2 is from 5.80° E to 12.14° E in longitude and from 13.16° N to 20.36° N in latitude. This grid, with a relatively fine horizontal resolution (4 km grid spacing) covers the Air Mountains with height higher than 1600 m in the central Niger where the MCS of interest developed, as shown by the topography in Fig. 6b. Grid 3 has 1 km grid spacing and covers a 106 km by 118 km domain from 7.84° E to 8.83° E

in longitude and from 15.36° S to 16.45° N in latitude, is located South of the Air Mountains. The location of Grid 3 is chosen in the area where the modelled convection is the most severe from a previous simulation with two grids only. The vertical coordinate and the time steps are the same as in the Chad simulation. The simulation was initialized at 00:00 UT on 5 August 2006 and was run for 24 h saving model outputs every hour except during the period 18:00 UT to 00:00 UT when model outputs were saved every 5 min to follow the detailed evolution of the overshoots.

4 Evaluation of the simulations

In this section, we evaluate the results of the two simulations against observations. We focus on the ability of the model to reproduce the observed deep convective systems/clusters at the regional scale in which the overshoots are embedded and also the observed overshoots locally. We compare BRAMS outputs with TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) estimates of surface rainrates. The TRMM dataset used was produced by the 3B42 algorithm (Huffman et al., 2007, <http://trmm.gsfc.nasa.gov>). It is 3-hourly and $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ resolution. The comparison is done using the Grid 1 results which include the mesoscale convective systems affecting the overshoot area. Moreover Grid 1 resolution is close to TRMM products (20 km for Grid 1 and 0.25° for TRMM). We also compare the model results to the MSG overshoot observations. This is done using the simulation fields from the finest resolution grid (Grid 3 with 1 km horizontal resolution). Overshooting convection can only be simulated when convective dynamical fields are explicitly resolved in the model, i.e. using a resolution ≤ 1 km, as shown in previous studies (Grosvenor et al., 2007; Chaboureaud et al., 2007). Note that the observed overshoots are far from the AMMA/SCOUT-AMMA campaign zone. Therefore it was not possible to make comparisons with balloon borne or aircraft measurements close to the overshoots.

4.1 Chad case

Figure 7 shows comparisons of surface rainrates (expressed in mm h^{-1}) between TRMM (Fig. 7a, c, e) and BRAMS model outputs (Fig. 7b, d, f) for 15:00 UT (between 13:30 UT and 16:30 UT), 18:00 UT (between 16:30 UT and 19:30 UT), and for 21:00 UT (between 19:30 UT and 22:30 UT). Rainrates are accumulated over three hour periods. The focus being on the observed overshoots, we have displayed the model and observed surface rainrates over the sub-domain of Grid 1 including the convective systems that are likely to affect the overshoots. Note that this sub-domain is larger than Grid 2 area and includes the whole Grid 2 domain. During the period of interest, several convective systems develop and interact while advected as illustrated by the time evolution of the many features appearing in the TRMM surface precipitation

fields (Fig. 7a, c, f) and already discussed for MSG observations (see Sect. 2). The features of interest have been identified in Fig. 7a, c, e by blue and green colour contours.

The first one is highlighted by the green ellipse corresponding to an area of precipitation in the North-East of the domain close to the Sudan-Chad border. This rainband hardly moves between 13:30 UT to 22:30 UT. Only the intensity of the individual convective cells varies with time. BRAMS fairly well simulates the position of this rain area (Fig. 7b). However, BRAMS overestimates the intensity of this rain area with maxima over 10 mm h^{-1} while the maxima from TRMM are usually between 5 and 10 mm h^{-1} .

The second important precipitation feature is highlighted by a blue domain. At 15:00 UT both BRAMS and TRMM show an East-West band of precipitation at $\sim 11\text{--}11.5^\circ \text{ N}$ with the same intensity and distribution. This area corresponds to the zone where the K2009 Chad overshoot has been highlighted. It corresponds to the purple to blue overshooting pixel zone in Fig. 3. South of this band, BRAMS simulates a local maximum of the same intensity as the TRMM estimation. BRAMS only fails in the North of the domain where an isolated low precipitating cell seen by TRMM is simulated by BRAMS much further West in a larger area. Later at 18:00 UT (Fig. 7c) the TRMM products show that the precipitation zone spread North and South (Fig. 7c). This is also well captured by BRAMS (Fig. 7d), both in location and intensity. The Northern cell in the West of the domain given in TRMM products intensify, as well as the cell located more West in the BRAMS simulation which is at the West edge of the Grid 2 domain. At 21:00 UT the area of precipitation in the centre of the domain at $11^\circ \text{ N } 19^\circ \text{ E}$ for TRMM and $11.5^\circ \text{ N } 20^\circ \text{ E}$ for BRAMS is decaying. Concurrently, further West, for both TRMM and BRAMS, there is an intensification of the precipitation from North to South. A very intense area in the North-West is seen by TRMM (Fig. 7e) and corresponds to the orange overshooting pixels in Fig. 3. A detailed analysis of the MSG infrared images shows that this area is initially formed from an interaction between the Northern precipitating cells and the 11° N precipitating band. In the BRAMS simulation (Fig. 7f), intensification of the precipitation in the West from North to South is also visible, though the location is too far West.

To evaluate the overshooting activity in BRAMS with respect to the MSG BTDA observations, Fig. 8 shows the Grid 3 points for which there is a significant ice amount (mass mixing ratio above 0.05 g kg^{-1}) above the tropopause, considered here as the 380 K level (Holton et al., 1995), during the time of overshoots in BRAMS. Dependence with time is indicated by the colour scale, chosen the same as in Fig. 3. Note that the horizontal resolution of the model in Grid 3 (1 km) is higher than the MSG resolution ($\sim 3.3 \text{ km}$). It shows that the overshooting activity begins at $\sim 13:15 \text{ UT}$ and ends at 14:45 UT. Except for a few overshooting points at 11.6° N from $\sim 13:15 \text{ UT}$, most of them are along the 12° N latitude and move with time from East to West (from 13:15

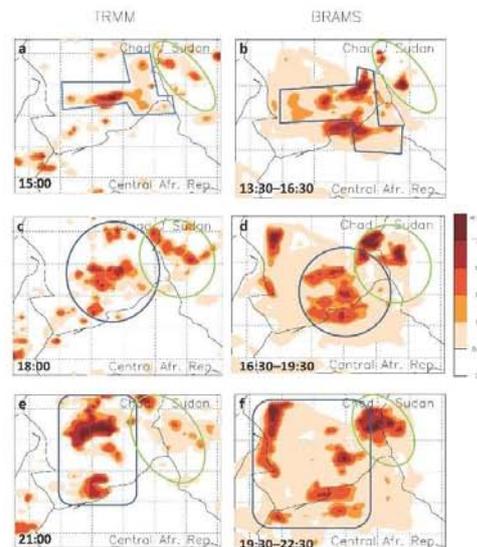


Fig. 7. Comparison between TRMM (a, c, e) and BRAMS (b, d, f) surface rainrate accumulated over 3 h periods for the Chad case. Panel (a) and (b): from 13:30 UT to 16:30 UT on 4 August 2006. Panel (c) and (d) from 16:30 to 19:30 UT. Panel (e) and (f) from 19:30 UT to 21:30 UT.

to 14:15 UT). This tendency both in time and location is in good agreement with the BTDA overshooting pixels shown in Fig. 3, though the observed overshooting pixels are located along the 11.1° N latitude. This good agreement of the model with observations must be balanced by the fact that ice which is calculated to be produced in overshoots at 14:00 UT is advected westward in the LS before it sublimates totally. Thus the grid points with ice mixing ratio higher than 0.05 g kg^{-1} should not all be considered as overshoot grid points but as grid points with ice of overshooting origin. On the other hand, it is possible that the BTDA signature is also sensitive to advection of sublimating ice injected by overshoot when the cloud system below remains very active. Due to the limited size of the Grid 3 domain to save computing resources, the overall overshooting activity observed by MSG in all the Southern part of Chad cannot fully be reproduced by BRAMS. We chose to restrict our goal to reproduce the overshoots occurring in the time range and the location pointed out by K2009, shown to influence the FLASH-B/ μ -SDLA measurements.

Figure 9 shows a vertical cross section of total water along the 12° N latitude in the BRAMS Grid 3 domain at 14:15 UT. It highlights that the simulated cloud system overshoots the tropopause up to 17.8 km, above the 400 K level. Note that the position and the time of this overshooting plume is in very good agreement with the overshoot highlighted by K2009.

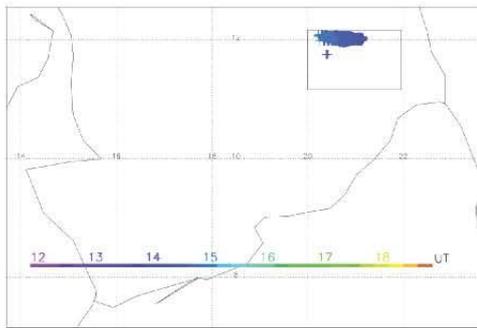


Fig. 8. Chad case BRAMS simulation. Grid 3 time evolution of the grid points having an ice mixing ratio higher than 0.05 g kg^{-1} above the tropopause (380 K). The same color scale as in Fig. 3 is chosen.

We have also computed the ice water content (IWC) in the grid 3 domain from 14:00 UT to 16:00 UT, and have compared them to measurements of stratospheric ice during previous campaigns in other continents, provided in Fig. 1 of Corti et al. (2008). This comparison shows that the IWC are comparable in both cases, confirming that our simulation is realistic, as discussed in more detail in Sect. 5.1.

To summarize, BRAMS succeeds in reproducing the main features of the observed precipitation, except in the West part of the domain from 18:00 UT where BRAMS produces precipitation which is seen by the satellite much further East. The model provides good results in the center of the domain for the East-West band of precipitation where the K2009 overshoots are highlighted. The overshooting activity in the time range from 12:00 UT to 15:00 UT is in good agreement with the observations, and the ice content in the stratosphere is of the same order of magnitude as the ice sampled during previous airborne campaigns in other regions of the globe.

4.2 Air case

As for the Chad case we evaluate the simulation of the Air MCS on 5 August 2006 by comparing model outputs to TRMM rainrates and to BTD from MSG. Figure 10 shows comparisons of surface rainrates (expressed in mm h^{-1}) between TRMM (Fig. 10a, c, e) at 15:00 UT, 18:00 UT and 21:00 UT, respectively, and BRAMS model outputs (Fig. 10b, d, f) for 14:00–17:00 UT, 17:00–20:00 UT, and 20:00–23:00 UT respectively, thus 30 min time-shifted with respect to the TRMM products. BRAMS outputs are displayed for Grid 1 in the whole geographical domain to be comparable to the TRMM products resolution. Panel 10a shows a large area of precipitation in central Niger with a maximum at $\sim 17^\circ \text{N}$, 8.5°E . Another area of precipitation is sampled in the South-East of the domain close to the

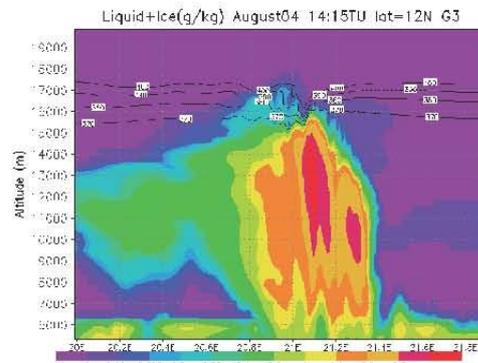


Fig. 9. Longitude/Altitude cross-section of condensed water mixing ratio (g kg^{-1}) around the overshoot location inside Grid 3 at 12°N latitude and 14:15 UT on 4 August 2006. The solid lines indicate the isentropic levels 370, 380, 390 and 400 K.

Niger/Nigeria border. The corresponding BRAMS simulation (10b) shows a smaller area of precipitation in central Niger because the convective system in BRAMS develops later than in the observations. However the maximum of precipitation is located at the same place with a similar intensity. It is worth noticing that the convection triggers in a region of mountains as shown in Fig. 6. Sensitivity tests on orography parameters used in the simulation show that orography plays an important role in the convection triggering. The area of precipitation close to the Nigeria border is also reproduced by BRAMS, although it is located more West than the observations.

Around 18:00 UT the observed and modelled rainrates both indicate an intensification of the MCS North to South (close to 8°E and between 16°N and 18°N), and a westward propagation. The core of high rainrates is comparable in both cases. The area of precipitation in the South-East propagates slightly west-ward with a core of high rainrates similar in both cases but more West in BRAMS, as at 15:00 UT. Around 21:00 UT both panels 10e (TRMM) and 10f (BRAMS) show a south-westward propagation of the MCS but slower in the model. This is due to the fact that while propagating westward, the BRAMS MCS gets out of Grid 2 and enters in the Grid 1 domain where convection is determined by a subgrid scale parameterisation, coarsening the key parameters which determine the MCS lifetime and propagation speed. The Niger/Nigeria border area of precipitation propagates westward in TRMM and BRAMS. Due to the south-westward propagation of the MCS, this area converges to the MCS and later forms a unique cloud system, shown in both satellite observations and modelling. The TRMM outputs at 21:00 UT show that the activity of the MCS decays as highlighted by

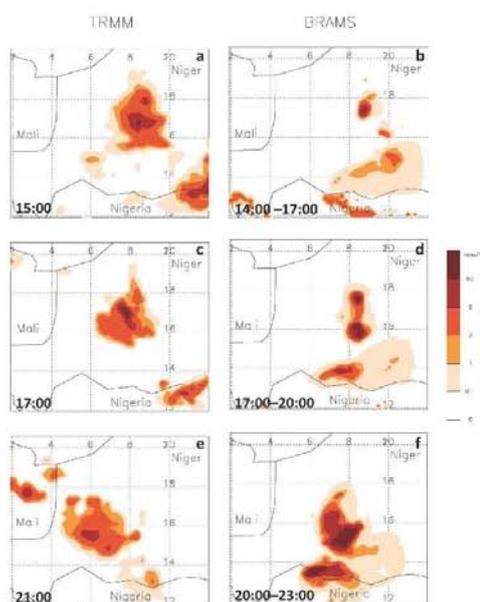


Fig. 10. Comparison between TRMM (a, c, e) and BRAMS (b, d, f) surface rainrate accumulated over 3 h periods for the Air case. Panel (a): from 13:30 UT to 16:30 UT on 4 August 2006. (b) From 14:00 to 17:00 UT. Panel (c) from 16:30 to 19:30 UT, and (d) from 17:00 to 20:00 UT. Panel (e) from 19:30 UT to 21:30 UT and (f) from 20:00 to 23:00 UT.

a maximum rainrate lower than 10 mm h^{-1} in the core of the system while BRAMS still shows a very active core. This is partially due to the fact that BRAMS outputs are 30 min later than the TRMM outputs and that the observed MCS, after a decaying phase, re-intensifies later from 23:00 UT. This time is taken into account into BRAMS in the evaluation of the rainrates but is not taken into account in the TRMM outputs of the corresponding period which ends at 22:30 UT. This also could be due to the fact that the modelled MCS is late with respect to the observed one, and thus is still active at that time.

Figure 11 illustrates the overshooting activity as seen by the BRAMS simulations within Grid 3. It shows latitude/longitude grid points having ice mass mixing ratio higher than 0.1 g kg^{-1} above the 380 K level in the time range between 18:30 UT and 21:15 UT. The threshold of 0.1 g kg^{-1} is twice the one chosen for the Chad to make Fig. 11 more readable. Figure 11 uses the same colour timescale as in Fig. 5 but shifted in time by 3 h and 15 min with respect to the BTM overshooting pixels observations. This is done to account for the time shift of the model MCS compared to observations. Panel 11b shows that the modelled MCS injects

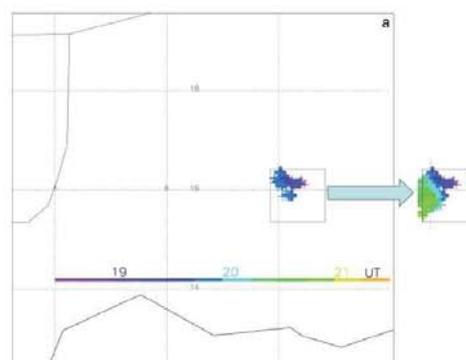


Fig. 11. Same as Fig. 8 but for the Air case. The same color scale as in Fig. 5 is chosen. (a) Zoom on Grid 3 from 18:30 to 19:50 UT. (b) From 18:30 UT to 21:15 UT.

ice above the tropopause during a time range similar to the overshooting observations, but later than the observed MCS. The longitude range of the modelled overshoot is also comparable with the observed one in the first 75 min (Fig. 11a). In contrast to the Chad case, the displacement of the overshooting signal in BRAMS is not only due to the horizontal advection of ice injected by the overshoot, since there are several stratospheric penetrations (first at 8.35° E , and later at 8.18° E) at 19:10 UT and at 19:45 UT in our simulation. After this time, BRAMS still produces ice injection above the tropopause but the geographical distribution of overshoots differs from the observations. Overshoots are computed in the South-West part of the Grid while the observations only show a displacement of the overshooting pixels with time from East to West-North-West. Nonetheless the overshooting time evolution is very well reproduced by BRAMS in the first 75 min of the modelled overshooting period (see results in panel 11a) with the same direction of displacement, highlighting that during this period, the overshoots in BRAMS are realistic even if late with respect to the observations. Examination of the modelled cloud top during the overshooting period shows that overshoots can reach 18.5 km (Fig. 12).

To summarize, the key parameters of the 5 August 2006 Air MCS (location, propagation direction, intensity of precipitation, overshooting activity) are generally well reproduced by the BRAMS simulation. Nevertheless the modelled MCS develops later than the observations and the overshooting activity is overestimated at the end of the simulation. The end of the simulation will not be taken into account in the calculation of the water fluxes across the tropopause presented in the next section.

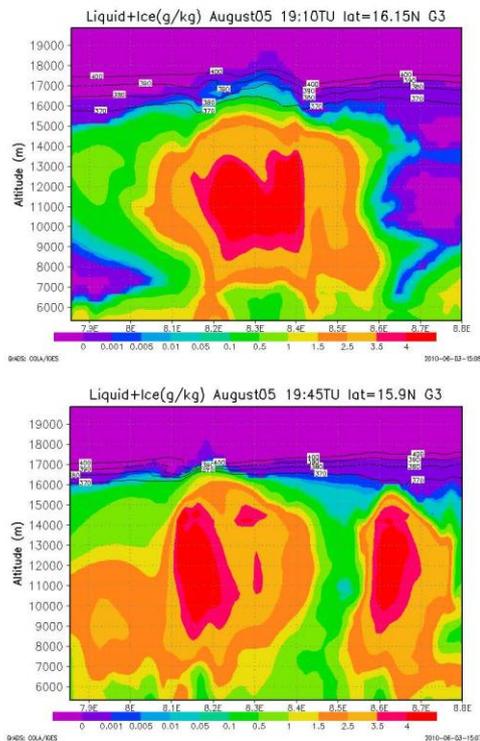


Fig. 12. Grid 3 vertical cross-section of condensed water (g kg^{-1}) for the Air case BRAMS simulation. Isentropic levels are also shown. (a) Longitude/Altitude vertical cross-section at 16.15° E latitude, at 19:10 UT. (b) Longitude/Altitude vertical cross-section at 15.9° E latitude, at 19:45 UT.

5 Overshooting convection and cross-tropopause water vapour transport

In Sect. 4 we have shown that the simulations performed for the two overshoot case studies are in good agreement with observations. In the following we calculate water budget across the tropopause. These two overshooting case studies are interesting to compare since they have different characteristics (organization, formation process, duration, size, intensity). The two cases described above give an opportunity in the same study to compare the impact of two different overshoots by their lifetime and area in Africa. This might be helpful to later determine a size/duration dependence of the amount of ice injected in the lower stratosphere by such extreme events.

Since the tropopause height is locally disturbed by deep convection, especially during convective events when waves generated by convection can impact the tropopause height, calculating the water flux across the tropopause needs to account for this variation. This tropopause height variation with the convective activity is highlighted in Figs. 9 and 12. Therefore the isentropic vertical coordinate should be used to locate the tropopause. Here we use the 380 K level (cf. Holton et al. 1995).

To compute the water flux across isentropic levels which are potentially moving, the vertical velocity of the θ -levels needs to be determined, so that the relative vertical wind speed with respect to the θ -levels displacement can be used. To compute the vertical speed of the θ -level, the variation of height with time of a θ -level is calculated. For this, a time-step of 5 min is used, justifying why the time frequency of BRAMS outputs are of 5 min during the overshooting period.

The total water fluxes across the θ -level are computed within the third grid of simulation through all the grid meshes with positive relative wind speed. The same technique has been applied by Chaboureaud et al. (2007), but these authors have used a time-step for model outputs of 10 min instead of 5 min in our case. All variables needed for the flux calculation are interpolated in a new grid using potential temperature as vertical coordinate.

5.1 Chad case

In order to estimate the impact of overshooting convection on the water composition at mesoscale, Fig. 13 shows a Grid 3 scatter plot of UTLS total water at different times of the simulation: initial state, overshooting period, just after the overshooting period, and after convection. At 14:15 UT (panel b), the range of total water values is widely spread above the 380 K level, with some values over 100 ppmv. This is due to the decrease in the altitude of the 380 K level at that time in the vicinity of the overshooting plume as shown in Fig. 9. Values as high as 50 ppmv have been observed by the FISH instrument onboard the Geophysika M55 aircraft at 400K above the Hector cloud in the maritime continent (Corti et al., 2008; Chemel et al., 2009) on 30 November 2005. During AMMA in Africa, lower values are reported but reach sometimes 10 ppmv in filaments in the lower stratosphere (Schiller et al., 2009). In order to go a step further in the comparison with measurements associated to overshoots, the IWC was computed in the Grid 3 domain from 14:00 UT to 16:00 UT, and has been compared to measurements of stratospheric ice during TROCCINOX (Brazil) and SCOUT-O3 (Darwin, Australia) provided in Fig. 1 of Corti et al. (2008). At 390 K the BRAMS model exhibits IWC up to 10^{-3} ... $3.10^{-3} \text{ g m}^{-3}$, while Corti et al. (2008) report measurements with maximum of IWC typically of 1.5×10^{-3} ... $2.10^{-3} \text{ g m}^{-3}$, thus in the same range as ours. At about 400 K the Chad case simulation exhibits IWC up to 10^{-3} ... $2.10^{-3} \text{ g m}^{-3}$, while Corti et al. (2008) report measurements with maximum of

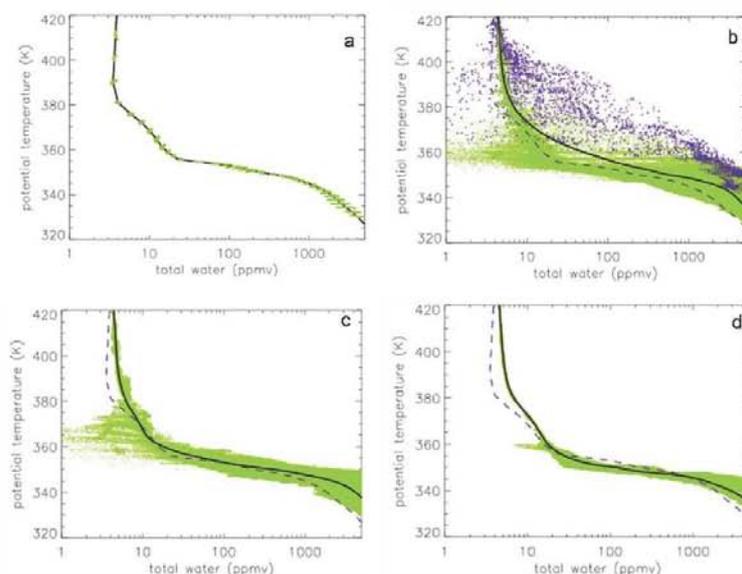


Fig. 13. Scattergram of total H₂O/potential temperature within the Grid 3 domain of BRAMS at different times of the simulation for the Chad case. (a) Initial state at 18:00 UT on 3 August. (b) 14:15 UT on 4 August at the maximum of the overshooting activity. (c) 15:55 UT after the overshooting activity. (d) 21:00 UT after the convective activity. The black solid line is the mean mixing ratio within the grid. The blue dashed line is the initial mean mixing ratio. Purple crosses highlight grid points in the overshooting plume area (latitude from 11.95° N to 12.06° N and longitude from 20.9° E to 21.1° E).

IWC typically of 1.10^{-3} – 3.10^{-3} g m⁻³. At this level, more cases have been sampled than at 390 K in Corti et al. (2008). Again, the measured and the observed IWCs are comparable. Between 400 and 410 K most of the BRAMS grid meshes containing ice have IWC in the range 10^{-4} to 10^{-3} g m⁻³. In Corti et al. (2008), in the 400 K–420 K range, the same IWC values are reported but the maximum IWC values are generally higher than for BRAMS. From this it can be concluded that, although the IWC measurements reported in Corti et al. (2008) are from a different continent than Africa and cannot be directly compared with our simulation, the stratospheric IWCs computed by BRAMS are of the same order of magnitude and confirm that our overshoot simulation is realistic.

In Fig. 13b purple crosses highlight grid points in the overshooting plume area (latitude from 11.95° N to 12.06° N and longitude from 20.9° E to 21.1° E). They show that most of the high water mixing ratios in the stratosphere are due to this overshoot, enhancing the water amount of 2 to 3 ppmv above the 400 K level.

Important to notice is that the mean profile at 14:15 UT is higher at any altitude than the initial profile, showing a mean hydration at all level. The same conclusion is reached

when comparing the pre-overshoot mean profile at 12:00 UT on 4 August and the mean profile at 14:15 UT. After the overshooting activity (panel c) stratospheric water values are less scattered than during the overshoot. But there is still a local enhancement of 2 ppmv with respect to the mean profile between 380 and 390 K. A striking feature of panel b and c is the scatter of the very low water mixing ratios in the TTL below the tropopause, showing that deep convection can also lead to dehydration in the upper troposphere. This tendency is visible in the mean profile at 15:55 UT where it is lower than the initial state in the TTL from 360 K to 370 K. It is not seen at 14:15 UT since deep convection leads to a local large hydration that influences the mean profile. When convection disappears from Grid 3 (21:00 UT), there is almost no variation of the water amount in the stratosphere, even if the mean profile remains significantly higher than the initial one. Above the tropopause, the mean profile is typically 0.21 ppmv at 400 K to 0.67 ppmv at 380 K higher than the pre-overshoot mean profile at 12:00 UT between 380 and 400 K. In the modelling study of overshooting convection above the Hector Cloud (maritime continent) using the ARW model, Chemel et al. (2009) report an estimation of 0.12 ppmv water increase in the 405–410 K range. This

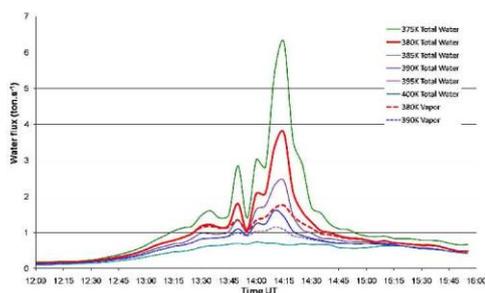


Fig. 14. Upward total water flux across different isentropic levels within the BRAMS Grid 3 domain between 12:00 UT and 15:55 UT for the Chad case. For the 380 K and 390 K isentropic levels, the water vapour flux are also shown (dashed line).

0.12 ppmv value corresponds to the maximum mean increase out of all the increases computed every 5 K up to 425 K. This number is not directly comparable with the one given in the present study since the size domain of the ARW simulation is 341×341 km, that is 4.94 times our domain size (214×110 km). Thus the relatively low number of Chemel et al. (2009) is balanced by a larger domain. In Grosvenor et al. (2007) an idealized overshooting case over Brazil is discussed. They report a mean moistening of ~ 0.3 ppmv above the tropopause in the 16–17 km range for the most vigorous case of Grosvenor et al. (2007) with a domain size of 150×150 km which is very close to the size of the present study. Thus, this 0.3 ppmv increase is comparable with the mixing ratio enhancement presented in the present study. Note also that the Unified Model simulation of the Hector cloud also presented in Chemel et al. (2009) which highlights a 5–6 ppmv increase in the range 410–415 K for a larger domain (240×240 km). This estimation is clearly higher than for the Chad case.

Water fluxes of the Chad case are calculated for the most active period in Grid 3 from 12:00 UT to 16:00 UT on 4 August 2006. Figure 14 presents the times series of upward total water flux through isentropic surface from 375 K to 400 K. For all levels except 400 K several peaks are found at 13:50 UT, 14:00 UT and 14:15 UT. They correspond well to the time of overshooting plumes in Grid 3, as shown in Fig. 9 for 14:15 UT. The overshooting signal is not obvious at the 400 K level. This can be explained by the fact that the overshooting plumes shown in Fig. 9 cross the 400 K level in a more limited area and that the ice mixing ratios are lower, in contrast to lower θ -levels. Focusing on the tropopause level (380 K), the maximum instantaneous flux is of 3.77 ton s^{-1} , which is 3 times less than for the 370 K (not shown) and 1.66 times less than for the 375 K level. At the same time, note the instantaneous flux of more than 1 ton s^{-1} across the 395 K level. After 14:15 UT, the instantaneous fluxes de-

crease rapidly to tend to the same value at levels higher than 375 K when overshoot activity has disappeared in Grid 3, to tend later to zero.

In order to compare our result with Chaboureau et al. (2007), upward fluxes for water vapour only at 380 K and 390 K are reported in Fig. 14. At the maximum of the overshooting activity the water vapour flux at 380 K is 2.15 times the total water flux with a value of 1.75 ton s^{-1} . This confirms that ice injection above the tropopause is a key element of the amount of water entering the stratosphere. However the water vapour contribution is far from negligible. In Chaboureau et al. (2007), the water upward flux reported is 9 ton s^{-1} for the same isentropic level (380 K). At 390 K they report an 8 ton s^{-1} while it is 1.14 ton s^{-1} in the present study. Keeping in mind that in Chaboureau et al. (2007) the domain of calculation is 2.66 larger than in the present study, the differences highlighted here should be moderated: expressed in the same surface area as for the Chad case, the Chaboureau et al. (2007) fluxes would be 3.38 ton s^{-1} at 380 K and 3 ton s^{-1} at 390 K. Thus our calculations are compatible with the one of Chaboureau et al. (2007) with the same order of magnitude in the water modelling fluxes of typically a few tons per second. However our maximum estimation is still lower. This might be due to the use in our study of a double moment microphysical scheme and a budget calculation time step of 5 min instead of a single moment scheme. Marécal et al. (2010) have shown in a convective cell simulation that the amount of ice of the cell core was higher for a single moment microphysical scheme than for a similar simulation using a double moment microphysical scheme. Another possible explanation is a difference in the vertical velocities computed in each simulation. During the overshoot, the BRAMS simulation exhibits maximum values of typically 25 m s^{-1} with a peak value of 29 m s^{-1} at 14:00 UT, in contrast with the 75 m s^{-1} and 60 m s^{-1} reported in Chaboureau et al. (2007) which may not be realistic. Finally we have checked the influence of the time resolution to compute the fluxes on isentropic levels by choosing the same 10 min resolution as in Chaboureau et al. (2007). No important difference appears with the 5 min time step calculation.

Integrated over the 4 h period covering the overshooting event and on the surface area of Grid 3, the mass of total water crossing upward the θ -levels are given in Table 3. The corresponding numbers per unit of time are also given. For the 380 K level which corresponds to the tropopause, a total mass of water of $\sim 13 \text{ kton}$ has crossed this level during the 4 h period. This corresponds to a mean value of $\sim 3300 \text{ ton h}^{-1}$ or 0.91 ton s^{-1} . This computation does not take into account potential removal of ice crystal by sedimentation. However, the total water relative humidity with respect to ice computed by BRAMS highlights generally unsaturated conditions ($< 80\%$) in the LS, except a local maximum of 110% at 14:20 UT at 17 km. These conditions provide sublimation of ice crystal before they can be totally

Table 3. Water budget associated to the overshooting convection for the Chad and the Air cases across different isentropic surfaces. The integrated flux is the total mass of water crossing the θ levels upward during the integration period covering the overshoot (4 h for the Chad case and 1 h 50 min for the Air case). Also shown are the same results divided by the period of integration. The lower limit and the upper limit of the mass of water injected by the overshoot which remains in the stratosphere after the ice disappears are given for each case.

Cases	Isentropic levels (K)	370 K	375 K	380 K	385 K	390 K	395 K	400 K	Extra mass of water after the overshoot (tons)
Chad	Integrated flux (ton)	29 558	18 171	13 107	10 581	8963	7726	6841	Upper limit: 507
	Per unit time (ton h ⁻¹)	7389	4542	3276	2645	2240	1931	1710	Lower limit: 330
	Per unit time (ton s ⁻¹)	2.1	1.3	0.9	0.7	0.6	0.5	0.5	
Air	Integrated flux (ton)	12 172	6313	4332	3465	2966	2677	2471	Upper limit: 200
	Per unit time (ton h ⁻¹)	6639	3443	2363	1890	1618	1460	1348	
	Per unit time (ton s ⁻¹)	1.8	0.9	0.7	0.5	0.4	0.4	0.4	

removed from the lower stratosphere by sedimentation. Nevertheless, ice particles do not sublimate instantaneously so that this process could lead to a significant loss of water in the stratosphere as suggested by Corti et al. (2008): the budget computed here should be seen as an upper limit.

In order to estimate the amount of overshoot water that remains in the stratosphere, the mass of water between the 380 K and 410 K levels (the highest levels where the ice penetrates) was computed in the grid 3 domain from 12:00 UT to 16:00 UT (see Fig. 15). A reference value of zero was set at the time when ice starts to appear in Grid 3 since the aim is to characterise the stratospheric water mass change due to the overshoot alone and not to the whole convective system. Figure 15 shows from 13:30 UT a regular increase of water vapour followed by a sharp increase in stratospheric ice mass. A local maximum is reached at 14:00 UT due to a maximum of ice mixing ratio. The corresponding total overshoot water is about 600 tons. This is followed by a decrease, mainly due to ice sedimentation, the amount of water vapour remaining constant. The overshoot water mass reaches its maximum (~800 tons) at 14:20 UT shortly after the convection is the most severe. From this time ice decreases while water vapour slightly increases due to ice sublimation. The loss of ice is caused by both sedimentation and sublimation. From 14:50 UT when the stratospheric hydrated plume starts to exit the grid 3 domain horizontally, the extra overshoot mass decreases more sharply. This does not mean a loss of mass for the stratosphere. From this time, several hypotheses are made to estimate the amount of water that will remain in the stratosphere once all the ice has disappeared. Keeping in mind that the stratosphere is under-saturated with respect to ice at locations where ice remains, it is unlikely that significant water vapour loss occurs by condensation on ice. The amount of overshoot water which remains in the stratosphere should be contained between two cases. (1) Assuming a constant water vapour concentration, we assume that all the stratospheric ice sediment without sublimating. This is shown in bold lines in Fig. 15, using the amount of

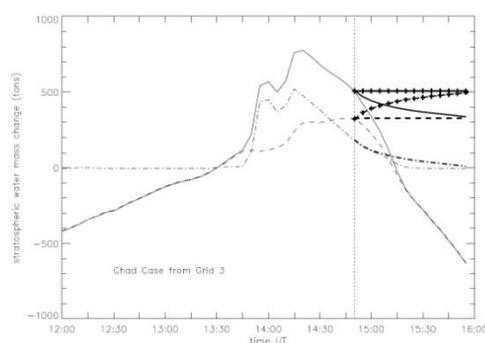


Fig. 15. Stratospheric water mass change associated to the Chad case overshoot computed from Grid 3 (thin lines) between the 380 K and the 410 K levels. Total water (solid line), water vapour (dashed line), and ice (dotted-dashed line) are shown. The reference value is set to zero when ice starts to appear in the stratosphere. The vertical dotted line at 14:50 UT indicates that the hydrated signal in the stratosphere starts to exit from grid 3. From this time, the use of several hypotheses is shown in thick lines. The dashed-dotted thick line is ice mass change computed in Grid 2. The thick dashed line assumes a constant vapour amount from 14:50 UT (no sublimation of ice that is finally completely removed by sedimentation). The thick solid line is the sum of the corresponding thick vapour and ice lines. The thick lines with “plus” marks assume that all the ice sublimates into vapour without any loss by sedimentation.

ice computed from a sub-domain of Grid 2 which includes the hydrated plume from the overshoot. In this domain, no other source of stratospheric ice is included. This hypothesis leads to a remaining extra mass of water of ~330 tons. (2) Contrarily to (1), we assume that all the ice sublimates without having the time to sediment. This is shown in bold lines with plus marks in Fig. 15. It leads to an amount of water of 507 tons. Neither of these hypotheses is realistic but it is

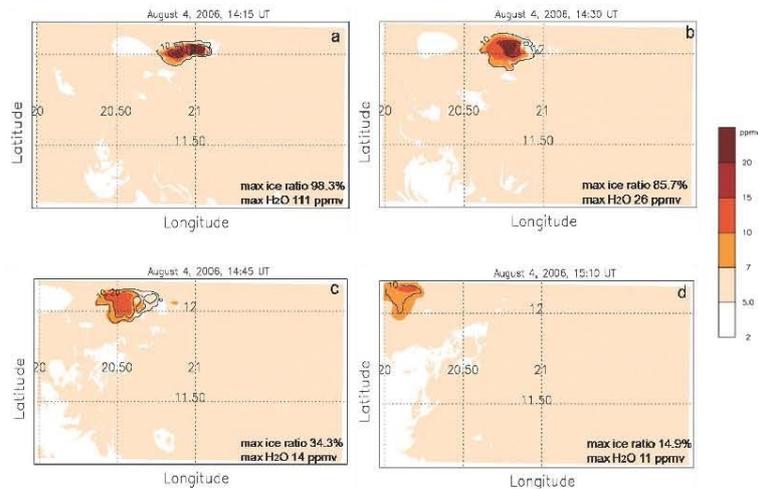


Fig. 16. Total water at the 390 K isentropic level in the BRAMS Grid 3 domain at 14:15 UT (a), 14:30 UT (b), 14:45 UT (c) and 15:10 UT (d) for the Chad case simulation. Also shown are contours of ratio (%) of ice with respect to total water (black solid lines): (a) and (b) 10% and 50%, (c) 10% and 20%, and (d) 10%. The maximum total water mixing ratios as well as the maximum ratio (%) of ice with respect to total water are reported in each panel. The same colour scale applies to each panel.

likely that they give the range of water that remains in the stratosphere, from 330 to 507 tons. These values are compatible with the values given by Grosvenor (2010), from the simulations reported in Grosvenor et al. (2007): his estimation is between 100 tons (weak case) and 1100 tons (vigorous case) depending on the severity of the overshoot. Recently, based on measurements from the A-Train constellation above the warm pool region, Iwasaki et al. (2010) estimated the overshoot mass that remains in the stratosphere to 100 tons. Although the estimation we give is of the same order of magnitude, our case is at least 3 times higher. However, these estimations are seldom in the literature, and it is not possible to say what estimation is the most representative of a typical overshoot.

Figure 16 shows the time evolution of the total water at the 390 K isentropic levels in the Grid 3 domain from the time of the most severe overshoot (14:15 UT). It shows that the hydrated signal is advected with the wind for one hour in Grid 3. While travelling westward, the signal spreads North and South and the maximum of total water decreases due to horizontal diffusion, and possibly vertical diffusion and sedimentation of large ice particles. Fig. 16 also shows that the ratio of ice to the total water decreases with time while the area of maximum hydration travels westward. It varies at the maximum from ~98% at 14:15 UT to ~15% at 15:10 UT, showing that despite of slightly subsaturated conditions with respect to ice, ice particles remains in the lower stratosphere one hour after the overshoot. Before going out of Grid 3,

the area of maximum hydration is still 3 ppmv higher than the background water content at the maximum (10.2 ppmv at 15:20 UT), 1 h and 5 min after the overshoot, ~100 km away from it. Note that the maximum of total water decreases with time from the time of the overshoot to the time when the hydrated spot goes out of the Grid 3 domain. Despite a change in the horizontal resolution from 1 km to 4 km, the signal is still advected through Grid 2 until 16:00 UT. In Grid 2, the total water decrease with time is relatively slow long after the overshoot. This indicates that a local enhancement of stratospheric water due to overshooting can travel relatively far from the overshoot. The maximum value at 15:55 UT is slightly lower but close to 2 ppmv higher than the background level. This is compatible with the K2009 hypothesis which explains that the local enhancement of water vapour above Niamey is due to the overshooting convection of the Chad system. This hydrated bulge has also been followed in the Grid 1 domain with the coarser horizontal resolution (20 km). When the simulation ends, the hydrated signal is above the Chad/Cameroun/Nigeria border with a maximum mixing ratio ~0.7 ppmv higher than the environment. This value is relatively low compared to the hydrated layer observed by micro-SDLA and FLASH. However we cannot rule out an effect of the coarse resolution which would spread the overshoot plume too fast.

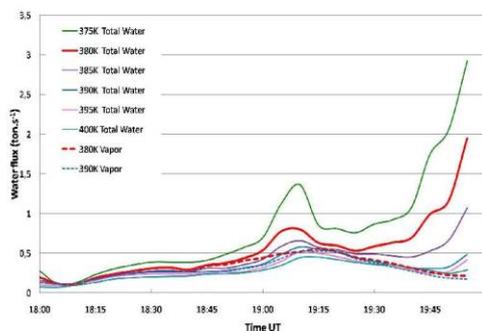


Fig. 17. Same as Fig. 14 but for the Air case, computed between 18:00 UT and 19:50 UT on 5 August 2006.

5.2 Air case and comparison with the Chad case

Similar calculations were carried out for the case of August 5. The period of 18:00 UT to 19:50 UT has been used to compute water fluxes across different isentropic levels in the grid 3 domain. We limit our calculation to this period in order to keep only the period when there is a good agreement between the MSG overshooting activity and the BRAMS overshooting activity (see Sect. 4.2). The results are given in Fig. 17 and flux values are summarized in Table 3. A two peak structure is shown in Fig. 17, highlighting two different short periods of intense overshooting convection. The first peak, at 19:10 UT, is visible for all θ -levels showing that overshooting convection directly injects ice particles above the 400 K, as shown in Fig. 12. At 380 K, this peak reaches a maximum of 1.1 ton s^{-1} for total water, with a corresponding flux for water modelling of 0.56 ton s^{-1} (more than half the total flux), which is less than the peak described for the Chad case. The latter number should be compared with the flux calculation of Chaboureaud et al. (2007), multiplied by the surface area ratio of each simulation ($106 \times 118/250 \times 250 = 0.2$), that is 1.8 ton s^{-1} at 380 K and 1.6 ton s^{-1} at 390 K. Again, the calculations of Chaboureaud et al. (2007) are higher than ours. The second peak, at the end of the calculation period, reaches a higher value of 1.49 ton s^{-1} that is still lower than for the Chad case. The difference is likely due to the smaller surface area of overshoots for the Air case. Note for the second peak that the overshooting signal is not seen at the 390 K level and above. This illustrates that this overshoot penetrates those levels on smaller surface area that for the Chad case. The integrated fluxes during the whole period given in Table 3 highlight lower values per unit of time than for the Chad case, though the Air case is shorter in duration. For θ -levels in the stratosphere ($\geq 380 \text{ K}$), the Air case budget is typically 0.75 times the Chad budget. This shows the variability of the impact of overshooting convection on the amount of water injected in the stratosphere among the cases.

The same stratospheric water mass change calculation has been applied to the Air case as for the Chad case. However, considering the discrepancies between the model and the BTD observation from 19:50 UT when the model overestimates the overshooting activity, it is not possible to study the evolution of the stratospheric hydrated plume. Contrarily to the Chad case, the overshooting convection led to a strong increase of ice (800 t at 19:00 UT) but was associated to a loss of water vapour in the surrounding, so that the total water increase at 19:50 UT is less than 200 tons. This number has to be compared with the 800 tons of total water which are reached at maximum of the Chad case. We cannot conclude about the water amount that remains in the stratosphere but it is clear that the Chad case hydrates significantly more the stratosphere than the Air case. Even assuming that the 200 tons of water would remain in the stratosphere, which is likely not true, there would be at least a factor of two third between the Air and the Chad case. This highlights once again that depending on the case studied, the impact on the stratosphere hydration is significantly different. One of the reasons for the difference between the Air and the Chad cases is the difference with respect to the saturation: the Chad case occurs in a dryer environment than the Air case. In the Air case, while injecting total water in the stratosphere, the saturation with respect to ice is reached in small area in the surrounding of the overshoot for all time considered at 380 K. Water vapour condenses on ice particles which fall out. Consequently, the modelled stratospheric water mass tends to decrease shortly after the overshoot. Concurrently for the Chad case, it was checked that the RH was lower than 100% in the overshoot plume. Thus ice particles tend to evaporate.

6 Conclusions

The aim of this study was to quantify the impact of two different overshooting events on the water budget in tropical tropopause region during the African monsoon 2006. One of these events was directly upstream of a pair of balloon flights from Niamey measuring water vapour in the UTLS in the frame of the SCOUT-AMMA campaign. During these flights a layer of enhanced water vapour of more than 2 ppmv was measured. Three nested grids regional down to cloud resolving simulations were conducted with the BRAMS model. A double moment bulk microphysical scheme is used in our simulation. This study confirms previous estimates from model simulations that overshooting convection injects a large amount of water via ice crystals which later sublimate in a sub saturated environment, while sedimenting. However, our water modelling flux estimation is lower than the one of Chaboureaud et al. (2007) who studied an overshoot over Brazil. This could be due to the use of a double moment scheme in BRAMS in contrast with the single moment scheme of meso-NH: single moment schemes are known to overestimate precipitation and the concentration of ice

crystals with respect to double moment schemes which are more precise. For the case of 4 August 2006 over Southern Chad, a total amount of 13 kton is injected into the stratosphere leading locally to an enhancement of total water of 3 ppmv at 400 K and to mixing ratios higher than 100 ppmv at the tropopause. At a regional scale, after the overshoot, the mean water amount in the Grid 3 domain above the tropopause is still enhanced by 0.21 ppmv at 400 K to 0.67 ppmv at 380 K. This result is comparable with the 0.3 ppmv water enhancement given in an overshoot study in Brazil by Grosvenor et al. (2007) for a similar domain size, and is compatible with the ARW model simulated enhancement of 0.12 ppmv for Hector in Northern Australia (Chemel et al., 2009), in which the model size is larger than ours, making a direct comparison difficult. In the above mentioned study the water enhancement given by the UM model simulation is much larger (5.91 ppmv) than is the present work. This highlights the variability among mesoscale models to simulate the hydration of the lower stratosphere by deep convection, together with the variability of the impact of overshoots depending on the continent considered. But whatever this variability is, all these modelling studies conclude to a potential of overshooting convection to hydrate the LS.

A mass of extra total water that remains in the stratosphere after the overshoot was computed: a range of 330 to 507 tons was found, in the range of various estimations (100 to 1100 tons) given by Grosvenor (2010). Our calculation is higher than the estimation of 100 tons deduced from satellite observations (Iwasaki et al., 2010).

After being advected for more than one hour and ~ 100 km away from the overshoot, the hydrated area at the 390 K level is still 3 ppmv higher than the background water amount, showing that the impact of the overshoot can be seen far away from its location. Thus, it is likely that the water vapour enhancement of more than 2 ppmv sampled by FLASH-B and micro-SDLA on 5 August above Niamey is due to overshooting convection over South Chad 30 h earlier, as proposed by Khaykin et al. (2009).

Another more organised overshooting system was studied over Air and the associated water budget across the tropopause was computed. It shows a total mass of water injected in the stratosphere 3 times lower than for the Chad system, though the Air case is shorter. The difference is less but still significant when the result is expressed per unit of time: 0.66 ton s^{-1} for the Air case instead of 0.91 ton s^{-1} for the Chad case. Our estimation of the water mass amount which remains in the stratosphere after the overshoot (at the most 200 tons) is two thirds that calculated for the Chad case for the most favourable estimation. This shows the variability of the impact of overshooting convection on the hydration potential of the stratosphere, which was not highlighted in previous studies.

The relative impact of overshooting convection with respect to the cold trap dehydration is not assessed yet. The impact of such mesoscale hydration at a larger space and

time scales needs to be studied first, in order to reconcile the small scale and the larger scale H_2O transport pathways which are still highly debated. We propose as a first step to better estimate the variability of the impact of overshooting convection among a larger set of different cases and different type of overshooting convection. We also propose to check the impact of key parameters in the model such as the microphysical scheme or the model resolutions to pinpoint the reasons for the differences among models on the LS hydration. Concurrently, it would be interesting in the future to compare water budgets of the same case but with different mesoscale models. From this, typical impact of overshoots could be obtained and be included in larger scale models to upscale the impact of overshooting convection on the whole tropical lower stratosphere.

Acknowledgements. This work was supported by the European integrated project SCOUT-O3 (GOCE-CT-2004-505390) and by the program LEFE/INSU in France (projects UTLS-tropicale and Tropopause 2009). The computer resources were provided by CRIHAN (Centre de Ressource Informatique de Haute Normandie) project n° 2008006. This work was also granted access to the HPC resources of CINES under the allocation 20080125036 and 2009015036 made by GENCI (Grand Equipement National de Calcul Intensif). The TRMM data were provided by GSFC/DAAC, NASA. The CALIPSO/CALIOP image was distributed by Atmospheric Science Data Center, at NASA Langley Research Center. Meteosat Second Generation data were provided by the AMMA database and the Climserv database at Institut Pierre Simon Laplace (IPSL). One of the authors, Xiaoman Liu is funded by Région Champagne-Ardenne. G. Pénide and V. Giraud at Laboratoire de Météorologie Physique (LaMP) are acknowledged for their advices in the BRAMS setting. We wish to acknowledge D. Grosvenor whose comments helped to improve the manuscript. Finally, we are grateful to the micro-SDLA technical team of DT-INSU (N. Amarouche, F. Blouzon and J. Deléglise) for their investment during the SCOUT-AMMA campaign in Niamey.

Edited by: N. Harris



The publication of this article is financed by CNRS-INSU.

References

- Agusti-Panareda, A., Beljaars, A., Cardinali, C., Genkova, I. and Thorncroft, C.: Impact of assimilating AMMA soundings on ECMWF analyses and forecasts, *Weather Forecast*, 25(4), 1142–1160, 2010.
- Agusti-Panareda, A., Vasiljevic, D., Beljaars, A., Bock, O., Guichard, F., Nuret, M., Garcia Mendez, A., Anderson, B. E.,

- Bechtold, P., Fink, A., Hersbach, H., Lafore, J.-P., Ngamini, J.-B., Parker, D. J., Redelsperger, J.-L., and Tompkins, A. M.: Radiosonde humidity bias correction over the West African region for the special AMMA reanalysis at ECMWF, *Q. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 135, 595–617, 2009.
- Cairo, F., Pommereau, J. P., Law, K. S., Schlager, H., Garnier, A., Fierli, F., Ern, M., Streibel, M., Arabas, S., Borrmann, S., Berthelot, J. J., Blom, C., Christensen, T., D'Amato, F., Di Donfrancesco, G., Deshler, T., Diedhiou, A., Durry, G., Engelsens, O., Goutail, F., Harris, N. R. P., Kerstel, E. R. T., Khaykin, S., Konopka, P., Kylling, A., Larsen, N., Lebel, T., Liu, X., MacKenzie, A. R., Nielsen, J., Oulanowski, A., Parker, D. J., Pelon, J., Polcher, J., Pyle, J. A., Ravegnani, F., Rivire, E. D., Robinson, A. D., Rockmann, T., Schiller, C., Simões, F., Stefanutti, L., Stroh, F., Some, L., Siegmund, P., Sitnikov, N., Vernier, J. P., Volk, C. M., Voigt, C., von Hobe, M., Viciani, S., and Yushkov, V.: An introduction to the SCOUT-AMMA stratospheric aircraft, balloons and sondes campaign in West Africa, August 2006: rationale and roadmap, *Atmos. Chem. Phys.*, 10, 2237–2256, doi:10.5194/acp-10-2237-2010, 2010.
- Chaboureaud, J.-P., Cammas, J.-P., Duron, J., Mascart, P. J., Sitnikov, N. M., and Voessing, H.-J.: A numerical study of tropical cross-tropopause transport by convective overshoots, *Atmos. Chem. Phys.*, 7, 1731–1740, doi:10.5194/acp-7-1731-2007, 2007.
- Chemel, Ch., M. Russo, J. A. Pyle, R. S. Sokhi, and C. Schiller: Quantifying the imprint of a severe Hector thunderstorm during ACTIVE/SCOUT-O3 onto the water content in the upper troposphere/lower stratosphere, *Mon. Weather Rev.*, 103, 2493–2514, doi:10.1175/2008MWR2666.1, 2009.
- Corti, T., Luo, B. P., de Reus, M., Brunner, D., Cairo, F., Mahoney, M. J., Martucci, G., Matthey, R., Mitev, V., dos Santos, F. H., Schiller, C., Shur, G., Sitnikov, N. M., Spillner, N., Vossing, H. J., Borrmann, S., and Peter, T.: Unprecedented evidence for overshooting convection hydrating the tropical stratosphere, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L10810, doi:10.1029/2008GL033641, 2008.
- Cotton, W. R., Pielke Sr., R. A., Walko, R. L., Liston, G. E., Tremback, C. J., Jiang, H., McAnelly, R. L., Harrington, J.-Y., Nicholls, M. E., Carrio, G. G., and McFadden, J. P.: RAMS 2001: Current status and future directions, *Meteorol. Atmos. Phys.*, 82, 5–29, doi:10.1007/s00703-001-0584-9, 2003.
- Durry, G., Amarouche, N., Zéninari, V., Parvitte, B., Lebarbu, T., and Ovarlez, J.: In situ sensing of the middle atmosphere with balloonborne near-infrared laser diodes, *Spectrochim. Acta*, 60(4), 3371–3379, 2004.
- Freitas, S. R., Longo, K. M., Silva Dias, M. A. F., Chatfield, R., Silva Dias, P., Artaxo, P., Andreae, M. O., Grell, G., Rodrigues, L. F., Fazenda, A., and Panetta, J.: The Coupled Aerosol and Tracer Transport model to the Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System (CATT-BRAMS) – Part 1: Model description and evaluation, *Atmos. Chem. Phys.*, 9, 2843–2861, doi:10.5194/acp-9-2843-2009, 2009.
- Fueglistaler, S., Wernli, H., and Peter, T.: Tropical troposphere-to-stratosphere transport inferred from trajectory calculations, *J. Geophys. Res.*, 109, D03108, doi:10.1029/2003JD004069, 2004.
- Fueglistaler, S., Bonazzola, M., Haynes, P. H., and Peter, T.: Stratospheric water vapour predicted from Lagrangian temperature history of air entering the stratosphere in the tropics, *J. Geophys. Res.*, 110, D08107, doi:10.1029/2004JD005516, 2005.
- Fueglistaler, S., Dessler, A. E., Dunkerton, T. J., Folkins, I., Fu, Q., and Mote, P. W.: The tropical tropopause layer, *Rev. Geophys.*, 47, RG1004, doi:10.1029/2008RG0002672009, 2009.
- Gottelman, A., Salby, M. L., and Sassi, F.: The distribution and influence of convection in the tropical tropopause region, *J. Geophys. Res.*, 107, 4080, doi:10.1029/2001JD001048, 2002.
- Grell, G. A. and Devenyi, D.: A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques, *Geophys. Res. Lett.*, 29, 1693, doi:10.1029/2002GL015311, 2002.
- Grosvenor, D. P., Choulaton, T. W., Coe, H., and Held, G.: A study of the effect of overshooting deep convection on the water content of the TTL and lower stratosphere from Cloud Resolving Model simulations, *Atmos. Chem. Phys.*, 7, 4977–5002, doi:10.5194/acp-7-4977-2007, 2007.
- Grosvenor, D.: Interactive comment on “Water vapour budget associated to overshoots in the tropical stratosphere: mesoscale modelling study of 4–5 August 2006 during SCOUT-AMMA” by X. M. Liu et al., *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, 10, C1348–C1351, 2010.
- Harrington, J. Y.: The effects of radiative and microphysical processes on simulated warm and transition season Arctic stratus, PhD Diss., Atmospheric Science Paper N° 637, Colorado State University, Department of Atmospheric Science, Fort Collins, CO 80523, 289 pp., 1997.
- Holton, J., Haynes, P., McIntyre, M., Douglass, A., Rood, R., and Pfister, L.: Stratosphere-Troposphere Exchange, *Rev. Geophys.*, 33(4), 403–439, 1995.
- Holton, J. R. and Gottelman, A.: Horizontal transport and the dehydration of the stratosphere, *Geophys. Res. Lett.*, 28, 2799–2802, 2001.
- Huffman, G. J., Adler, R. F., Bolvin, D. T., Gu, G., Nelkin, E. J., Bowman, K. P., Hong, Y., Stocker, E. F., and Wolff, D. B.: The TRMM multi-satellite precipitation analysis: quasi-global, multi-year, combined-sensor precipitation estimates at fine scale, *J. Hydrometeorol.*, 8(1), 38–55, 2007.
- Iwasaki, S., Shibata, T., Nakamoto, J., Okamoto, H., Ishimoto, H., and Kubota, H.: Characteristics of deep convection measured by using the A-train constellation, *J. Geophys. Res.*, 115, D06207, doi:10.1029/2009JD013000, 2010.
- James, R., Bonazzola, M., Legras, B., Surlbed, K., and Fueglistaler, S.: A Lagrangian analysis of the Asian Monsoon Water Vapour Maximum at 110 hPa, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L20810, doi:10.1029/2008GL035441, 2008.
- Jones, A., Urban, J., Murtagh, D. P., Eriksson, P., Brohede, S., Haley, C., Degenstein, D., Bourassa, A., von Savigny, C., Sonkaew, T., Rozanov, A., Bovensmann, H., and Burrows, J.: Evolution of stratospheric ozone and water vapour time series studied with satellite measurements, *Atmos. Chem. Phys.*, 9, 6055–6075, doi:10.5194/acp-9-6055-2009, 2009.
- Khaykin, S., Pommereau, J.-P., Korshunov, L., Yushkov, V., Nielsen, J., Larsen, N., Christensen, T., Garnier, A., Lukyanov, A., and Williams, E.: Hydration of the lower stratosphere by ice crystal geysers over land convective systems, *Atmos. Chem. Phys.*, 9, 2275–2287, doi:10.5194/acp-9-2275-2009, 2009.
- Liu, C. and Zipser, E. J.: Global distribution of convection penetrating the tropical tropopause, *J. Geophys. Res.*, 110(D23), D23104, doi:10.1029/2005JD006063, 2005.
- Maréchal, V., Durry, G., Longo, K., Freitas, S., Rivière, E. D., and

- Pirre, M.: Mesoscale modelling of water vapour in the tropical UTLS: two case studies from the HIBISCUS campaign, *Atmos. Chem. Phys.*, 7, 1471–1489, doi:10.5194/acp-7-1471-2007, 2007.
- Maréchal, V., Pirre, M., Rivière, E. D., Pouvesle, N., Crowley, J. N., Freitas, S. R., and Longo, K. M.: Modelling the reversible uptake of chemical species in the gas phase by ice particles formed in a convective cloud, *Atmos. Chem. Phys.*, 10, 4977–5000, doi:10.5194/acp-10-4977-2010, 2010.
- Meyers, M. P., Walko, R. L., Harrington, J. Y., and Cotton, W. R.: New RAMS cloud microphysics parameterization. Part II: The two-moment scheme, *Atmos. Res.*, 45, 3–39, 1997.
- Nielsen, J. K., Larsen, N., Cairo, F., Di Donfrancesco, G., Rosen, J. M., Durry, G., Held, G., and Pommereau, J. P.: Solid particles in the tropical lowest stratosphere, *Atmos. Chem. Phys.*, 7, 685–695, doi:10.5194/acp-7-685-2007, 2007.
- Oltmans, S. J., Vömel, H., Hofmann, D. J., Rosenlof, K. H., and Kley, D.: The increase in stratospheric water vapour from balloonborne frostpoint hygrometer measurements at Washington DC, and Boulder, Colorado, *Geophys. Res. Lett.*, 27, 3453–3456, 2000.
- Pénide, G., Giraud, V., Bouniol, D., Dubuisson, P., Duroure, C., Protat, A., and Cautenet, S.: Numerical Simulation of the 7 to 9 September 2006 AMMA mesoscale convective system: Evaluation of the Dynamics and Cloud Microphysics using Synthetic observations, *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 136, 304–322, 2010.
- Pommereau, J.-P. and Held, G.: Is there a stratospheric fountain?, *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, 7, 8933–8950, doi:10.5194/acpd-7-8933-2007, 2007.
- Randel, W. J., Wu, F., Gettelman, A., Russell, J. M., Zawodny, J. M., and Oltmans, S. J.: Seasonal variation of water vapour in the lower stratosphere observed in Halogen Occultation Experiment data, *J. Geophys. Res.*, 106, 14313–14326, 2001.
- Randel, W. J., Wu, F., Vömel, H., Nedoluha, G. E., and Forster, P.: Decreases in stratospheric water vapor after 2001: Links to changes in the tropical tropopause and the Brewer-Dobson circulation, *J. Geophys. Res.*, 111, D12312, doi:10.1029/2005JD006744, 2006.
- Redelsperger, J.-L., Thorncroft, C. D., Diedhiou, A., Lebel, T., Parker, D. J., and Polcher, J.: African monsoon multidisciplinary analysis: An international research project and field campaign, *B. Am. Meteor. Soc.*, 87, 1739–1746, 2006.
- Roca, R., Viollier, M., Picon, L., and Desbois, M.: A multi satellite analysis of deep convection and its moist environment over the Indian Ocean during the winter monsoon, *J. Geophys. Res.*, 107, 8012, doi:10.1029/2000JD000040, 2002.
- Rosenlof, K., Oltmans, S., Kley, D., Russell III, J. M., et al.: Stratospheric water vapour increases over the past half-century, *Geophys. Res. Lett.*, 28(7), 1195–1198, 2001.
- Scherer, M., Vömel, H., Fueglistaler, S., Oltmans, S. J., and Staehelin, J.: Trends and variability of midlatitude stratospheric water vapour deduced from the re-evaluated Boulder balloon series and HALOE, *Atmos. Chem. Phys.*, 8, 1391–1402, doi:10.5194/acp-8-1391-2008, 2008.
- Schiller, C., Groöf, J.-U., Konopka, P., Plöger, F., Silva dos Santos, F. H., and Spelten, N.: Hydration and dehydration at the tropical tropopause, *Atmos. Chem. Phys.*, 9, 9647–9660, doi:10.5194/acp-9-9647-2009, 2009.
- Schmetz, J., Tjemkes, S. A., Gube, M., and van de Berg, L.: Monitoring deep convection and convective overshooting with METEOSAT, *Adv. Space Res.*, 19, 433–441, 1997.
- Seidel, D. J., Ross, R. J., Angell, J. K., and Read, G. C.: Climatological characteristics of the tropical tropopause as revealed by radiosondes, *J. Geophys. Res.*, 106, 7857–7878, 2001.
- Solomon, S., Rosenlof, K. H., Portmann, R. W., Daniel, J. S., Davis, S. M., Sanford, T. J., and Plattner, G.-K.: Contributions of Stratospheric Water Vapor to Decadal Changes in the Rate of Global Warming, *Science*, 327, 5970, 1219–1223, doi:10.1126/science.1182488, 2010.
- Stohl, A. and Seibert, P.: Accuracy of trajectories as determined from the conservation of meteorological tracers, *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 124, 1465–1484, 1998.
- Zipsper, E. J., Cecil, D. J., Liu, C., Nesbitt, S. W., and Yorlthy, D. P.: Where are the most intense thunderstorms on Earth?, *B. Am. Meteor. Soc.*, 87, 1058–1072, 2006.

Annexe 2
Liste des publications et posters

Publications :

- Durry, G., Amarouche, N., Joly, L., Liu, X., Zéninari, V. and Parvitte, B. - Laser diode spectroscopy of H₂O at 2.63 micron for atmospheric applications - *Applied Physics B*, 2008, 90, 573:580.
- Liu, X. M., Riviere, E. D., Marecal, V., Durry, G., Hamdouni, A., Arteta, J. and Khaykin, S. - Stratospheric water vapour budget and convection overshooting the tropopause: modeling study from SCOUT-AMMA - *Atmospheric Chemistry and Physics*, 2010, 10, 8267:8286.
- Durry, G., Li, J., Vinogradov, I., Titov, A., Kalyuzhny, A. V., Joly, L., Cousin, J., Decarpenterie, T., Amarouche, N., Liu, X., Parvitte, B., Korablev, O., Gerasimov, M. and Zéninari, V. - Near infrared diode laser spectroscopy of C₂H₂, H₂O, CO₂ and their isotopologues and application to TDLAS, a tunable diode laser spectrometer for the Martian PHOBOS-Grunt space mission - *Applied Physics B*, 2010, 99, 339:351.
- Cairo, F., Pommereau, J. P., Law, K. S., Schlager, H., Garnier, A., Fierli, F., Ern, M., Streibel, M., Arabas, S., Borrmann, S., Berthelier, J. J., Blom, C., Christensen, T., D'Amato, F., Di Donfrancesco, G., Deshler, T., Diedhiou, A., Durry, G., Engelsens, O., Goutail, F., Harris, N. R. P., Kerstel, E. R. T., Khaykin, S., Konopka, P., Kylling, A., Larsen, N., Lebel, T., Liu, X., MacKenzie, A. R., Nielsen, J., Oulanowski, A., Parker, D. J., Pelon, J., Polcher, J., Pyle, J. A., Ravegnani, F., Rivière, E. D., Robinson, A. D., Röckmann, T., Schiller, C., Simões, F., Stefanutti, L., Stroh, F., Some, L., Siegmund, P., Sitnikov, N., Vernier, J. P., Volk, C. M., Voigt, C., Von Hobe, M., Viciani, S. and Yushkov, V. - An overview of the SCOUT-AMMA stratospheric aircraft, balloons and sondes campaign in West Africa, August 2006: rationale, roadmap and highlights - *Atmospheric Chemistry and Physics*, 2010, 10, 2237:2256.

Présentation à des colloques :

- Rivière, E. D., Marécal, V., Liu, X., Freitas, S., Longo, K. and Durry, G. - Mesoscale modelling of the observational case of August 22 - 23 of SCOUT-AMMA : Impact of MCS and local convection overshoots on the TTL structure, H₂O and CH₄ budget - Présentation aux congrès AMMA, Karlsruhe, Allemagne, **Poster**, Novembre, 2007.
- Liu, X., Rivière, E. D., Marécal, V., Arteta, J., Durry, G. and Hamdouni, H. - Water vapour budget associated to overshoot in the tropical stratosphere mesoscale modeling study of August 5, 2006 during SCOUT-AMMA - Présentation aux congrès SCOUT-O3 et COST, Schliersee, Allemagne, **Poster**, Juin 2009.
- Liu, X., Rivière, E. D., Marécal, V., Arteta, J., Durry, G. and Hamdouni, H. - Water vapour budget associated to overshoot in the tropical stratosphere mesoscale modeling study of August 5, 2006 during SCOUT-AMMA - Présentation à l'école d'été de Cargèse (Water Vapour in the Climate System, WAVACS), Cargèse, France, **Poster**, Septembre 2009.